

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه نفت و ژئوفیزیک

گرایش ژئومغناطیس

تخمین عمق ناهنجاری‌های مغناطیسی به روش‌های اویلر و طیف توان (مطالعه موردی سنگ آهن میامی)

رامین اسدی صدر

اساتید راهنما

دکتر حمید آقاجانی

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

استاد مشاور

دکتر علیرضا عرب امیری

خرداد ۱۳۹۵

تقدیم به

آنان که ناتوان شدند تا ما به توانایی برسیم ...

مومنان سپید شدند تا ما رو سفید شویم ...

و عاشقانه سوختند تا کربان بخش وجود ما و روشنگر راهمان باشند ...

پدرانمان و مادرانمان

استادانمان

و روح برادرم که همیشه یادش در دونم روشن است

تقدیر و تشکر

باسپاس فراوان از لطف خدای مهربان.

باشکرت از دو استاد بزرگوارم که شایسته‌ی هر نوع سپاس، تجلیل و تکریم اند؛

جناب آقای دکتر حمید آقا جانی و دکتر ابوالقاسم کاظمی کار روحانی استادان راهنمای ارجمند که با ایجاد عشق به نوشتن، صبورانه، با ارایه‌ی رہنمودها، افتادها و پیشنهادهاشان، در تمامی مراحل اجرایی پایان نامه مرا حمایت و تشویق نمودند و جناب آقای دکتر علیرضا عرب امیری؛ استاد مشاور محترم که با نظرهای اصلاحی ارزنده‌ی خود، ضمن دلگرمی بنده، موجب تکمیل این اثر شدند.

از استادان محترمی که در طول دوران تحصیلی ام در دوره‌ی کارشناسی ارشد، جهت آموزش و ارتقای علمی بنده، زحمات کثیده اند سپاسگزارم.
بر خود لازم می‌دانم از آقای مهندس زارعی، اعضای کادر آموزشی دانشکده و تمامی دوستان مهربانم و همه‌ی خوبانی که صادقانه در طول اجرایی دوره‌ی آموزشی پژوهش حاضر، مرا همراهی نمودند، صمیمانه قدردانی نمایم.

تعهد نامه

اینجانب رامین اسدی صدر دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش مغناطیس‌سنجی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه تخمین عمق ناهنجاری های مغناطیسی به روش‌های اویلر و طیف توان (مطالعه موردی سنگ آهن میامی) تحت راهنمایی آقای دکتر حمید آقاجانی و آقای دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و آقای دکتر علیرضا عرب امیری متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان‌نامه 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 پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان‌نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاقی 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 می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

چکیده

امروزه تلاش‌های زیادی جهت شناسایی ساختارهای زیرسطحی و دستیابی به آن‌ها صورت گرفته است. برای شناسایی خصوصیات این ساختارها که عمق یکی از این پارامترها می‌باشد، از روش‌های تخمین عمق نظیر اویلر دی‌کانولوشن و طیف توان انرژی استفاده می‌شود. جهت بررسی روش‌های تخمین عمق اویلر دی‌کانولوشن و طیف توان انرژی در کاوش‌های معدنی، مدل‌های مصنوعی بکار گرفته شدند. مدل‌های ساخته شده براساس ساختارهای کروی، افقی و عمودی می‌باشد. در بین این مدل‌های مصنوعی، کره با عمق‌های ۱۰ متر، ۲۰ متر و ۳۰ متر، شعاع‌های ۵ متر و ۱۰ متر، خودپذیری بالا و پایین و برای سایر مدل‌ها، سیل با عمق‌های ۱۰ متر، ۲۰ متر، ۳۰ متر و دایک با عمق ۲۰ متر و ۳۰ متر، در نظر گرفته شده و تخمین عمق این مدل‌ها با استفاده از روش‌های اویلر و طیف توان انجام شد. در روش اویلر با انتخاب پنجره مناسب و شاخص ساختاری مناسب، معادله همگن اویلر را حل کرده و در نتیجه عمق را تخمین زده می‌شود. این پنجره بر روی شبکه داده‌ها حرکت کرده و عمق‌ها را برای هر پنجره بدست می‌آورد. برای ساختارهای کروی، روش اویلر عمق مرکز و برای ساختارهای افقی و قائم عمق برآورد شده عمق سطح بالایی توده مورد نظر می‌باشد. در روش طیف توان نیز در فضای فرکانس با اندازه‌گیری طیف توان انرژی، شیب را برای اعداد موج محاسبه و عمق را نتیجه می‌دهد. روش بکارگرفته شده در مدل‌های مصنوعی این نتیجه بدست آمد که عمق برآورد شده بیشتر از عمق سطح بالایی توده‌های مد نظر است.

در این تحقیق داده‌های مغناطیس‌سنجی اندیس سنگ آهن خلجی واقع در شرق میامی شاهرود جهت تخمین عمق به روش‌های مذکور مورد استفاده قرار گرفته‌اند. بدین منظور، در ابتدا تصحیح‌های لازم بر روی داده‌های مغناطیس از قبیل تصحیح روزانه و IGRF صورت گرفته و سپس جهت بررسی بهتر محدوده از فیلترهای متفاوتی مثل برگردان به قطب، گسترش فراسو و مشتق قائم استفاده شده است. ناهنجاری‌های موجود در منطقه با بررسی‌های لازم در بخش شمالی و جنوب شرقی منطقه تشخیص داده شد. سپس از روش‌های تخمین عمق ذکر شده در بالا استفاده شد که روش اویلر عمق

این توده‌ها را در بازه ۳۰-۸ و روش طیف توان عمق متوسط سطح بالا را ۵۸ متر برآورد کرده است. نتایج بدست آمده این نکته را خاطر نشان می‌کند که روش اویلر در مقابل روش طیف توان اصلاح نشده دارای دقت بیشتری است.

کلمات کلیدی: مغناطیس‌سنجی، روش تخمین عمق، اویلر دی کانولوشن، طیف توان انرژی، مدل مصنوعی، سنگ آهن خلجی

مقالات مستخرج از پایان نامه:

اسدی صدر، رامین؛ آقاجانی، حمید؛ کامکار روحانی، ابوالقاسم؛ عرب امیری، علیرضا؛ برآورد عمق منابع‌های مغناطیسی با روش اویلر استاندارد - مطالعه موردی: کانسار سنگ آهن منطقه میامی شاهرود، کنفرانس هفتمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، ۱۳۹۴.

اسدی صدر، رامین؛ آقاجانی، حمید، کامکار روحانی، ابوالقاسم؛ عرب امیری، علیرضا؛ تخمین عمق ناهنجاری‌های مغناطیسی محدوده کانسار آهن خلجی میامی به روش اویلر دی‌کانولوشن، سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین‌المللی تخصصی علوم زمین ایران- تهران، ۱۳۹۴.

مقالات در دست بررسی:

اسدی صدر، رامین؛ آقاجانی، حمید؛ کامکار روحانی، ابوالقاسم؛ عرب امیری، علیرضا؛ تخمین عمق ناهنجاری‌های مغناطیسی با روش طیف توان- مطالعه موردی: کانسار سنگ آهن خلجی _ شرق میامی ، مجله مهندسی منابع معدنی و هیدروکربنی، دانشگاه بین المللی امام خمینی (ره)، قزوین، ایران.

فهرست مطالب

<u>عنوان</u>	<u>صفحه</u>
فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- سابقه مطالعاتی	۳
۱-۳- ضرورت کار	۵
۱-۴- اهداف	۵
۱-۵- ساختار پایان نامه	۶
فصل دوم: اصول و روش کار	۷
۲-۱- مقدمه	۸
۲-۲- روش مغناطیس سنجی	۱۰
۲-۲-۱- میدان مغناطیسی زمین	۱۰
۲-۲-۲- مغناطیس شونده‌ی مواد مختلف	۱۷
۲-۳- برداشت داده‌های مغناطیسی	۱۹
۲-۴- تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین	۲۰
۲-۴-۱- تغییرات مؤلفه میدان مغناطیسی	۲۱
۲-۴-۲- تغییرات قرن	۲۱
۲-۴-۳- تغییرات سالیانه	۲۲
۲-۴-۴- تغییرات روزانه	۲۲
۲-۵- تصحیحات داده‌های مغناطیسی	۲۴
۲-۵-۱- تصحیحات روزانه	۲۴
۲-۵-۲- تصحیح عرض جغرافیایی	۲۴
۲-۵-۳- تصحیح ارتفاع	۲۵
۲-۵-۴- تصحیحات توپوگرافی	۲۵
۲-۶- پردازش داده‌های میدان مغناطیسی	۲۶
۲-۶-۱- برگردان به قطب	۲۸
۲-۶-۲- تبدیل گسترش ادامه میدان	۳۰
۲-۶-۳- فیلتر روند سطحی	۳۲

۳۴	۲-۶-۳- تبدیل‌های مشتق
۳۴	الف: فیلتر مشتق قائم
۳۵	ب: مشتقات جهتی
۳۶	ج: فیلترهای مشتق افقی کل
۳۷	۲-۶-۲-۴- تبدیل هیلبرت
۴۲	۲-۶-۲-۵- سیگنال تحلیلی
۴۴	۲-۶-۳- روش‌های کمی پردازش
۴۳	۲-۶-۳-۱- تئوری روش اوپلر
۴۸	۲-۶-۳-۲- روش طیف توان
۵۳	فصل سوم: تهیه مدل مدل مصنوعی، محاسبه اثر مغناطیسی آن و کاربرد روش‌های طیف توان و اوپلر
۵۴	۳-۱- مقدمه
۵۴	۳-۲- محاسبه اثر مغناطیسی یک توده سه بعدی
۵۶	۳-۳- مدل مصنوعی کروی شکل
۵۶	۳-۳-۱- تغییرات مقدار خودپذیری مغناطیسی
۵۸	۳-۳-۲- تغییرات عمقی
۶۰	۳-۳-۳- تغییرات شعاعی
۶۱	۳-۴- مدل مصنوعی دایک، تغییرات عمقی
۶۳	۳-۵- مدل مصنوعی سیل
۶۵	۳-۶- کاربرد روش اوپلر
۶۵	۳-۶-۱- نتایج بررسی مقدار خودپذیری مغناطیسی
۷۰	۳-۶-۲- نتایج عمقی کره
۷۴	۳-۶-۳- نتایج شعاعی کره
۷۷	۳-۶-۴- نتایج ساختار افقی
۸۳	۳-۶-۵- نتایج ساختار قائم
۸۷	۳-۷- کاربرد روش طیف توان
۸۷	۳-۷-۱- نتایج روش طیف توان در ساختارهای کروی
۹۱	۳-۷-۲- نتایج روش طیف توان در ساختارهای افقی
۹۲	۳-۷-۳- نتایج روش طیف توان در ساختارهای قائم

فصل چهارم پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی محدوده آهن خلجی	۹۵
۴-۱- مقدمه	۹۶
۴-۲- محدوده مورد مطالعه (موقعیت جغرافیایی)	۹۷
۴-۳- سابقه مطالعاتی محدوده مورد مطالعه	۹۹
۴-۴- زمین‌شناسی منطقه‌ای	۹۹
۴-۲-۴- مطالعات کانی‌شناسی	۱۰۰
۴-۲-۲- مطالعات مینرالوگرافی	۱۰۳
۴-۳- پردازش داده‌های مغناطیسی محدوده مورد مطالعه	۱۰۴
۴-۳-۱- اعمال فیلتر برگردان به قطب بر روی محدوده مورد مطالعه	۱۰۶
۴-۳-۲- اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا بر روی محدوده مورد مطالعه	۱۰۷
۴-۳-۳- نتایج اعمال سیگنال تحلیلی بر روی محدوده مورد مطالعه	۱۱۰
۴-۳-۴- نتایج اعمال مشتق قائم بر روی محدوده مورد مطالعه	۱۱۰
۴-۳-۵- نتایج اعمال روش روند سطحی بر روی محدوده مورد مطالعه	۱۱۲
۴-۳-۶- نتایج بکارگیری روش طیف توان در پردازش داده‌های محدوده مورد مطالعه	۱۱۶
۴-۳-۷- کاربرد روش اویلر دیکانولوشن در پردازش داده‌های محدوده مورد مطالعه	۱۱۸
فصل پنجم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات	۱۲۱
۵-۱- جمع‌بندی و نتایج	۱۲۲
۵-۲- پیشنهادات	۱۲۳
پیوست الف	۱۲۵
منابع	۱۲۹

اشکال

فهرست

صفحه

- شکل ۲-۱: تصویر ساده و ایده آل از خطوط نیروی میدان مغناطیسی زمین..... ۱۰
- شکل ۲-۲: میدان برآیند حاصل از میدان‌های مغناطیس..... ۱۱
- شکل ۲-۳: نمایی از نظریه دینام برای کره‌ی مغناطیسی زمین..... ۱۲
- شکل ۲-۴: دوقطبی مغناطیسی واقع در زمین، همراه با قطب‌های جغرافیایی، مغناطیسی و ژئومغناطیسی..... ۱۳
- شکل ۲-۵: مؤلفه‌های میدان مغناطیسی کره زمین..... ۱۴
- شکل ۲-۶: تقسیم‌بندی مواد مغناطیسی از نظر خودپذیری مغناطیسی..... ۱۸
- شکل ۲-۷: الف- نمایی از روش برداشت، ب- شکل ناهنجاری حاصل از اندازه‌گیری میدان..... ۲۰
- شکل ۲-۸: تغییرات قرنی میدان مغناطیسی زمین برای منطقه بریتانیا..... ۲۱
- شکل ۲-۹: تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین..... ۲۲
- شکل ۲-۱۰: تغییرات مربوط به طوفان‌های مغناطیسی..... ۲۳
- شکل ۲-۱۱: تفکیک مؤلفه‌های محلی و منطقه‌ای ناهنجاری‌های مغناطیسی..... ۲۷
- شکل ۲-۱۲: توده مدل دو بعدی برای تولید ناهنجاری مغناطیسی..... ۴۰
- شکل ۲-۱۳: نحوه حرکت پتجره روی شبکه داده‌ها..... ۴۴
- شکل ۲-۱۴: بهبود تخمین عمق به روش اسپکتور و گرنت..... ۵۱
- شکل ۳-۱: نمای سه بعدی از یک توده توسط مجموعه‌ای از منشورهای مستطیلی..... ۵۶
- شکل ۳-۲: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی از جنس هماتیت..... ۵۷
- شکل ۳-۳: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی از جنس مگنتیت..... ۵۷
- شکل ۳-۴: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۴۰ متر..... ۵۸
- شکل ۳-۵: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۳۰ متر..... ۵۹
- شکل ۳-۶: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۲۰ متر..... ۵۹
- شکل ۳-۷: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی با قطر ۱۰ متر..... ۶۰
- شکل ۳-۸: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون با قطر ۲۰ متر..... ۶۱
- شکل ۳-۹: مدل مصنوعی دایک مغناطیسی مدفون با عمق ۳۰ متر..... ۶۲
- شکل ۳-۱۰: مدل مصنوعی دایک مغناطیسی مدفون با عمق ۲۰ متر..... ۶۲
- شکل ۳-۱۱: مدل مصنوعی سیل مغناطیسی مدفون با عمق ۱۰ متر از سطح زمین..... ۶۳
- شکل ۳-۱۲: مدل مصنوعی سیل مغناطیسی مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین..... ۶۴

- شکل ۳-۱۳: مدل مصنوعی سیل مغناطیسی مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین..... ۶۴
- شکل ۳-۱۴: پراکندگی عمقی برای پنجره ۳×۳، کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۶
- شکل ۳-۱۵: پراکندگی عمقی پنجره ۵×۵. کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۶
- شکل ۳-۱۶: پراکندگی عمقی برای پنجره ۷×۷ کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۷
- شکل ۳-۱۷: پراکندگی عمقی برای پنجره ۱۰×۱۰ کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۷
- شکل ۳-۱۸: پراکندگی عمقی برای پنجره ۱۵×۱۵ کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۷
- شکل ۳-۱۹: نمودار آماری تخمین عمق کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۸
- شکل ۳-۲۰: نمودار آماری تخمین عمق کره‌ی هماتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری ۶۹
- شکل ۳-۲۱: نمودار آماری تخمین عمق کره مدفون در عمق ۲۰ متری ۷۱
- شکل ۳-۲۲: نمودار آماری تخمین عمق کره مدفون در عمق ۳۰ متری ۷۲
- شکل ۳-۲۳: نمودار آماری تخمین عمق کره مدفون در عمق ۴۰ متری ۷۳
- شکل ۳-۲۴: نمودار آماری تخمین عمق کره مدفون در عمق ۱۰ متری ۷۵
- شکل ۳-۲۵: نمودار آماری تخمین عمق کره مدفون در عمق ۲۰ متری ۷۶
- شکل ۳-۲۶: پراکندگی عمقی. پنجره ۳×۳، سیل مدفون در عمق ۱۰ متری ۷۸
- شکل ۳-۲۷: پراکندگی عمقی. پنجره ۵×۵ سیل مدفون در عمق ۱۰ متری ۷۹
- شکل ۳-۲۸: پراکندگی عمقی پنجره ۷×۷ سیل مدفون در عمق ۱۰ متری ۷۹
- شکل ۳-۲۹: پراکندگی عمقی پنجره ۱۰×۱۰ سیل مدفون در عمق ۱۰ متری ۷۹
- شکل ۳-۳۰: نمودار آماری تخمین عمق سیل مدفون در عمق ۱۰ متری ۸۰
- شکل ۳-۳۱: نمودار آماری تخمین عمق سیل مدفون در عمق ۲۰ متری ۸۱
- شکل ۳-۳۲: نمودار آماری تخمین عمق سیل مدفون در عمق ۳۰ متری ۸۲
- شکل ۳-۳۳: پراکندگی عمقی پنجره ۳×۳، دایک مدفون در عمق ۲۰ متری ۸۴
- شکل ۳-۳۴: پراکندگی عمقی پنجره ۵×۵ دایک مدفون در عمق ۲۰ متری ۸۴
- شکل ۳-۳۵: پراکندگی عمقی پنجره ۷×۷ دایک مدفون در عمق ۲۰ متری ۸۴
- شکل ۳-۳۶: پراکندگی عمقی پنجره ۱۰×۱۰ دایک مدفون در عمق ۲۰ متری ۸۵
- شکل ۳-۳۷: نمودار آماری دایک مدفون در عمق ۲۰ متری ۸۵
- شکل ۳-۳۸: نمودار آماری دایک مدفون در عمق ۳۰ متری ۸۶
- شکل ۳-۳۸: نمودار آماری برای پنجره‌ی ۲۰×۲۰، دایک مدفون در عمق ۳۰ متر ۸۷
- شکل ۳-۳۹: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره از جنس هماتیت ۸۸
- شکل ۳-۴۰: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره از جنس مگنتیت ۸۹

- شکل ۳-۴۱: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین ۸۹
- شکل ۳-۴۲: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین ۸۹
- شکل ۳-۴۳: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره مدفون در عمق ۴۰ متر از سطح زمین ۹۰
- شکل ۳-۴۴: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره مدفون در عمق ۲۰ متر و شعاع ۵ متر ۹۰
- شکل ۳-۴۵: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره مدفون در عمق ۲۰ متر و شعاع ۱۰ متر ۹۰
- شکل ۳-۴۶: نتایج طیف توان محاسبه شده، سیل مدفون در عمق ۱۰ متر از سطح زمین ۹۱
- شکل ۳-۴۷: نتایج طیف توان محاسبه شده، سیل مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین ۹۲
- شکل ۳-۴۸: نتایج طیف توان محاسبه شده سیل مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین ۹۲
- شکل ۳-۴۹: نتایج طیف توان محاسبه شده دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین ۹۳
- شکل ۳-۵۰: نتایج طیف توان محاسبه شده برای دایک مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین ۹۳
- شکل ۴-۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه نسبت به شهرستان شاهرود و راه‌های دسترسی به آن ۹۸
- شکل ۴-۲: تصویر ماهواره‌ای محدوده مورد مطالعه و برداشت ۹۹
- شکل ۴-۳: لایه آهن‌دار بین توده نفوذی گرانیته در پایین و آهک ژوراسیک در بالا ۱۰۰
- شکل ۴-۴: الف) واحد پیروکلاستیک حاوی برش ولکانیکی ۱۰۱
- شکل ۴-۵: نمونه کربنات و رگچه‌های اکسید آهن و رگچه‌های کربنات درشت بلور ۱۰۲
- شکل ۴-۶: نمونه سنگ گرانودیوریت به شدت دگرسان شده ۱۰۳
- شکل ۴-۷: نمایی از وجود کانی مگنتیت به صورت پراکنده و افشان ۱۰۴
- شکل ۴-۸: نمایی از کانی‌زایی هماتیت، لیمونیت و مگنتیت ۱۰۴
- شکل ۴-۹: محدوده داده‌های مغناطیسی منطقه منطبق بر نقشه زمین‌شناسی و تصویر ماهواره‌ای ۱۰۵
- شکل ۴-۱۰: میدان کل مغناطیسی منطقه مورد مطالعه ۱۰۵
- شکل ۴-۱۱: میدان کل مغناطیسی منطقه پس از حذف اثر IGRF ۱۰۶
- شکل ۴-۱۲: میدان باقی‌مانده مغناطیسی منطقه مورد نظر پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب ۱۰۷
- شکل ۴-۱۳: فیلتر ادامه فراسوی ۵ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۱۰۸
- شکل ۴-۱۴: فیلتر ادامه فراسوی ۱۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه ۱۰۸
- شکل ۴-۱۵: فیلتر ادامه فراسوی ۲۰ متر ۱۰۹
- شکل ۴-۱۶: فیلتر ادامه فراسوی ۴۰ متر ۱۰۹
- شکل ۴-۱۷: نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی ۱۱۰
- شکل ۴-۱۸: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۵/۰ ۱۱۱
- شکل ۴-۱۹: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۱ ۱۱۲

- شکل ۴- ۲۰: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۱ ۱۱۲
- شکل ۴- ۲۱: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۲ ۱۱۲
- شکل ۴- ۲۲: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۳ ۱۱۳
- شکل ۴- ۲۳: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۴ ۱۱۳
- شکل ۴- ۲۴: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۵ ۱۱۴
- شکل ۴- ۲۵: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۶ ۱۱۴
- شکل ۴- ۲۶: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۷ ۱۱۵
- شکل ۴- ۲۷: ناهنجاری باقیمانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۸ ۱۱۶
- شکل ۴- ۲۸: پنجره‌های انتخاب شده جهت تخمین عمق به روش طیف توان بر روی محدوده مورد مطالعه ۱۱۷
- شکل ۴- ۲۹: نقشه طیف توان محاسبه شده برای پنجره ۱ ۱۱۷
- شکل ۴- ۳۰: نقشه طیف توان محاسبه شده برای پنجره ۲ ۱۱۸
- شکل ۴- ۳۱: تخمین عمق به روش اویلر استاندارد بعد از فیلتر برگردان به قطب ۱۱۸
- شکل ۴- ۳۲: تخمین عمق به روش اویلر محلی بعد از فیلتر برگردان به قطب ۱۱۹
- شکل ۴- ۳۳: نتایج تخمین عمق به روش اویلر بر روی پنجره یک ۱۲۰
- شکل ۴- ۳۴: نتایج تخمین عمق به روش اویلر بر روی پنجره دو ۱۲۰

جداول

فهرست

صفحه

جدول ۱-۲: خودپذیری مغناطیسی برخی از مواد معدنی و سنگ‌ها.....	۱۷
جدول ۲-۲: تعیین شاخص ساختمانی معادله اویلر برای مدل‌های ساده زمین‌شناسی.....	۴۷
جدول ۳-۱: نتایج تخمین عمق به روش اویلر با پنجره‌های متفاوت، کره مگنتیتی مدفون.....	۶۴
جدول ۳-۲: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت کره از جنس هماتیت.....	۶۵
جدول ۳-۳: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره مدفون در عمق ۲۰ متر.....	۶۹
جدول ۳-۴: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره مدفون در عمق ۳۰ متر.....	۶۹
جدول ۳-۵: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره مدفون در عمق ۴۰ متر.....	۶۹
جدول ۳-۶: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره با شعاع ۵ متر و عمق ۲۰ متر.....	۷۳
جدول ۳-۷: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره با شعاع ۱۰ متر و عمق ۲۰ متر.....	۷۳
جدول ۳-۸: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، سیل مدفون در عمق ۱۰ متر.....	۷۷
جدول ۳-۹: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، سیل مدفون در عمق ۲۰ متر.....	۷۷
جدول ۳-۱۰: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، سیل مدفون در عمق ۳۰ متر.....	۷۷
جدول ۳-۱۱: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، دایک مدفون در عمق ۲۰ متر.....	۸۲
جدول ۳-۱۲: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، دایک مدفون در عمق ۳۰ متر.....	۸۲
جدول ۳-۱۳: نتایج تخمین عمق بروش طیف توان برای تغییرات پارمترهای کره.....	۹۰
جدول ۳-۱۴: نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای سیل در اعماق مختلف.....	۹۱
جدول ۳-۱۵: نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای دایک در اعماق مختلف.....	۹۳

فصل اول: کلیات

۱-۱- مقدمه

امروزه برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی مدفون تلاش‌های زیادی صورت گرفته است. ژئوفیزیک از جمله این روش‌هاست که با اندازه‌گیری خصوصیات فیزیکی سنگ‌های زیرسطحی به اکتشاف ذخایر مدفون در زیر زمین مانند نفت، آب، مواد معدنی و... می‌پردازد. به منظور بررسی میدان‌های پتانسیل از روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی استفاده می‌شود؛ که به دلیل سادگی و کم هزینه بودن (روش مغناطیس‌سنجی) از روش‌های پرکاربرد در ژئوفیزیک هستند.

روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی بسیار مشابه هستند؛ اما روش مغناطیس‌سنجی پیچیده‌تر بوده و تغییرات میدان مغناطیسی نیز محلی و نابسامان می‌باشد. علت آن بخشی به دلیل اختلاف ذاتی بین میدان دوقطبی مغناطیسی و میدان تک‌قطبی گرانی؛ بخشی به دلیل جهت متغیر میدان مغناطیسی (درحالی‌که میدان گرانی همیشه در جهت قائم به سمت مرکز زمین است) و بخشی نیز به دلیل وابستگی میدان مغناطیسی به زمان (درحالی‌که میدان گرانی با صرف‌نظر کردن از تغییرات جزئی جزر و مد، تغییرات زمانی ندارد) می‌باشد. معمولاً برداشت‌های مغناطیس‌سنجی از بیشتر روش‌های ژئوفیزیکی ساده‌تر و سریع‌تر انجام می‌شوند. روش مغناطیس‌سنجی کاربردهای بسیار متنوعی دارد و از بررسی‌های کوچک مقیاس (تعیین محل لوله‌ها و کابل‌ها در اعماق بسیار کم و بررسی‌های زمین‌شناسی مهندسی مناطق مورد مطالعه) تا برداشت‌های محدوده‌های بزرگ و ناحیه‌ای (به‌عنوان مثال در اکتشاف مخازن هیدروکربوری) مورد استفاده قرار می‌گیرد. در بسیاری از مطالعات اکتشافاتی، هر دو روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی برای تکمیل نتایج یکدیگر و دستیابی به پاسخ‌های دقیق‌تر مورد استفاده قرار می‌گیرند. کاربرد هم‌زمان این دو روش قبل از برداشت‌های لرزه-ای (درمقایسه با کاربرد تنها یکی از این روش‌ها)، اطلاعات بیشتری از زیرسطح (و به‌ویژه سنگ‌های بستر) فراهم می‌آورد. پس از آن، برداشت‌های لرزه‌نگاری بازتابی برای تهیه تصویر دقیق‌تری از زیرزمین، که در اکتشاف هیدروکربن‌ها ارزش بسیار بیشتری دارد، مورد استفاده قرار می‌گیرند. از کاربردهای مختلف روش مغناطیس‌سنجی می‌توان به موارد تعیین محل لوله‌ها، کابل‌ها و اجسام فلزی،

تجهیزات نظامی مدفون (مین، بمب و ...)، بشکته‌های فلزی مدفون حاوی باطله‌های سمی و یا مضر و تعیین محل تونل‌ها و چاه‌های معدنی پنهان و همچنین در بخش نقشه‌برداری و شناسایی بقایای باستان‌شناسی، دایک‌های آذرین بازی پنهان، مرزهای زمین‌شناسی بین ساختارهای لیتولوژیکی و... اشاره کرد [حجت، ۱۳۹۲].

مغناطیس‌سنجی با مطالعه و بررسی میدان مغناطیسی به اکتشاف ساختارهای زیرسطحی می‌پردازد. در تفسیرهای ژئوفیزیکی عمق به عنوان یکی از مهم‌ترین پارامترهای ژئوفیزیکی محسوب می‌شود. این پارامتر در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل از اهمیت و حساسیت زیادی برخوردار است. به دلیل وجود ناهنجاری‌های متعدد و هم پوشی ناهنجاری‌ها و نوفه بالای ناشی از آن‌ها، تخمین عمق به دقت و تجربه بالایی در زمینه زمین‌شناسی نیاز دارد. روش‌های زیادی به منظور تخمین عمق در گرانی و مغناطیس‌سنجی وجود دارد؛ که برخی از آن‌ها نیاز به اعمال نظر مفسر به صورت مستقیم در روند تفسیر دارند و برخی از آن‌ها اصطلاحاً روش‌های خودکار با کم‌ترین اعمال نظر مفسر هستند. روش‌های ارائه شده هم در حیطه مکان و هم در حیطه عدد موج قابل بحث می‌باشد.

۱-۲- سابقه مطالعاتی

کاربرد روش مغناطیس‌سنجی در اکتشافات مختلف توسط محققین زیادی گزارش شده است. در این کارهای تحقیقاتی، روش‌های مختلفی برای پردازش و تفسیر کمی و کیفی داده‌های میدان پتانسیل مورد استفاده قرار گرفته است. از آن جایی که در اکتشافات ذخایر معدنی، ناهنجاری‌های باقی‌مانده از اهمیت بیشتری برخوردارند، لذا حذف اثرات ناحیه‌ای از داده‌های میدان پتانسیل و مساله مجزا نمودن نمودن ناهنجاری‌ها از مسائل مهم در تفسیر بوده و قبل از این که ناهنجاری‌های ژئوفیزیکی به ناهنجاری‌های زمین‌شناسی تفسیر گردند؛ باید ناهنجاری‌ها به درستی جداسازی شده باشند؛ که کارهای زیادی توسط محققین در راستای حل این مساله انجام شده است [آگاه، ۱۳۸۳].

میدان مغناطیس زمین از زمان گیلبرت^۱ تاکنون به‌طور پیوسته مورد مطالعه قرار گرفته است. اما اولین بار وان ورد^۲ از تغییرات میدان برای تعیین محل کانسارهای مغناطیسی استفاده کرد. تاید و ماتیو^۳ در سال ۱۹۹۸ تخمین عمق چشمه‌های ناهنجاری را در حوزه عدد موج ارائه دادند. تاکنون برای برآورد پارامترهای ناهنجاری‌های مغناطیسی براساس استفاده از مشتق‌های میدان، روش‌های گوناگونی ارائه شده است. یکی از این روش‌ها سیگنال تحلیلی است که نخستین بار توسط نبی‌قیان در سال ۱۹۷۲ ارائه شده است. در روش طیف توان تعمیم یافته، عمق میانگین منبع با آهنگ کاهش طیف توان محاسبه می‌شود که این اولین بار از سوی اسپکتور و گرانت^۴ عرضه شد. این روش را هان^۵ در سال ۱۹۷۶ و نایدو^۶ در سال ۱۹۷۹ توسعه و برای داده‌های گرانی نیز مورد استفاده قرار دادند. روش تخمین عمق اوایلر اولین بار توسط تامپسون^۷ (۱۹۸۲) ارائه شد. پس از آن، رید^۸ و همکاران (۱۹۹۰) روش اوایلر را برای تفسیر سه بعدی داده‌های مغناطیسی به کار بردند. در سال (۱۹۹۱) کلینگل^۹ و همکاران نخستین بار این روش را برای داده‌های گرانی به کار بردند و مزیت استفاده از گرادیان‌های قائم به جای داده‌های خام را نشان دادند. سیلوا و باربوسا^{۱۰} (۱۹۹۹) تلاش‌هایی در جهت بهبود اندیس ساختاری انجام دادند در سال^{۱۱} (۲۰۰۱) ماشایانندیو و همکاران این روش را با معرفی یک ضریب ساختاری دو بعدی تعمیم دادند. هانسن^{۱۲} (۲۰۰۲) روش اوایلر را برای تعداد چشمه‌های بیشتر در آن واحد تعمیم داد و فیتز جرال^{۱۳} و همکاران (۲۰۰۴) به کمک تبدیل هیلبرت، این روش را با دقتی بالاتر به کار بردند.

به لحاظ ارائه سابقه مطالعاتی در محدوده مورد بررسی، در سال ۱۳۸۹ داده‌های مغناطیسی از کانسار آهن خلجی میامی در طول ۶ پروفیل با راستای شمال غرب-جنوب شرق برداشت شدند. مختصات شبکه برداشت در طول شرقی از ۳۹۶۳۰۰ تا ۳۹۶۹۰۰ در سیستم مختصات متریک (UTM) و در

1. Gilbert

2. Von Werde

3. Mathew

4. Spector and Grant

5. Hahn

6. Naidu

7. Thompson

8. Reid

9. Klingele

10. Silva & Barbosa

11. Mushayandebvu

12. Hanson

13. Fitz Gerald

عرض جغرافیایی از ۴۰۳۲۶۰۰ تا ۴۰۳۲۹۰۰ متریک شمالی و در زون ۴۰S واقع شده است. به طور متوسط فاصله پروفیل ها ۲۰ متر و فاصله ایستگاه‌های برداشت ۱۰ متر انتخاب شدند.

۱-۳- ضرورت انجام تحقیق

تقریباً ۹۰ درصد آهن تولیدی جهان از ذخایر رسوبی تأمین می‌شوند. ۱۰ درصد مابقی مرتبط با سنگ‌های آذرین مافیک، اولترامافیک و اسکارنها می‌باشد. نسبت مگنتیت به هماتیت کانسنگ‌های آهن موجود در سنگ‌های آذرین بیشتر از انواع دیگر سنگ‌ها است؛ ولی اغلب آن‌ها از نظر ژنتیکی در رابطه با مگنتیت می‌باشند. از این نظر این نوع ذخایر را می‌توان به طور غیرمستقیم به روش مغناطیس‌سنجی مورد پی‌جویی قرار دارد [Dorbin and Savit, 1998].

مهم‌ترین مشخصه‌ای که در بسیاری از کارهای مهندسی اکتشافی نقش اساسی دارد، عمق ناهنجاری مغناطیسی است؛ تا جایی که در بعضی از کاوش‌های اکتشافی و مهندسی عمق ناهنجاری، تنها پارامتری است که در تفسیر مورد توجه قرار دارد. از این رو، روش‌های بسیاری برای برآورد عمق ناهنجاری‌های میدان پتانسیل به وجود آمده است؛ که بیشتر آن‌ها برای روش‌های گرانی و مغناطیسی مشترک است و می‌توان برای مثال از روش‌های پیترز، عمق ماکزیمم، سیگنال تحلیلی، روش واهماویخت ورنر، روش کمترین مربعات و ... نام برد [Blakely, 1996]. برای مدیریت‌های مالی بهینه در بحث استخراج این ذخایر نیاز به دانستن اطلاعات دقیق‌تر پارامترهایی نظیر عمق هدف، گسترش سطحی، شکل آن و... است که این امر موضوع مورد بحث این تحقیق است.

۱-۴- اهداف

روش اویلر برای تخمین عمق داده‌های میدان پتانسیل یکی از پرکاربردترین روش‌ها برای تخمین عمق است. روش طیف توان نیز روشی است که در کنار روش‌های دیگر مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این مطالعه برای ساختارهای کروی، افقی و قائم این روش‌ها بکار گرفته می‌شود و از آن‌ها بر روی

داده‌های واقعی منطقه مورد مطالعه مورد استفاده قرار می‌شود. با توجه به مطالعات زمین‌شناسی و مشاهدات منطقه نتایج حاصل از اعمال روش‌های مذکور مورد بررسی قرار می‌گیرد؛ تا بتوان برای ناهنجاری‌های ناشناخته در کاوش‌های معدنی، که در اعماق کم وجود دارند، از این روش‌ها استفاده نمود.

۱-۵- ساختار پایان‌نامه

این پایان‌نامه مشتمل بر پنج فصل تدوین شده است. در فصل اول مقدمه‌ای بر روش‌های ژئوفیزیک و سابقه‌ی روش مغناطیس‌سنجی و کارهای مطالعاتی انجام شده آورده شده است. فصل دوم به معرفی اصول روش مغناطیسی، تصحیحات لازم، تئوری روش‌های اویلر دی‌کانولوشن و طیف توان پرداخته می‌شود. فصل سوم به بررسی مدل‌های مصنوعی برای ساختارهای کروی، افقی، قائم و به‌کارگیری روش‌های تخمین عمق اویلر و طیف توان بر روی آن‌ها و بررسی نتایج می‌پردازد. در فصل چهارم زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، تصحیحات لازم بر روی داده‌های مغناطیسی و نتایج اعمال روش‌های تخمین عمق مورد نظر آورده شده است. در فصل پنجم نیز جمع‌بندی و نتایج حاصل از به‌کارگیری روش‌های تخمین عمق ارائه شده است.

فصل دوم:

اصول و روش کار

۲-۱- مقدمه

روش‌های ژئوفیزیکی در کاربردهایی نظیر اکتشاف مواد معدنی، نفت، بررسی‌های باستان‌شناسی، بررسی‌های مهندسی و مانند آن مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس-سنجی به عنوان روش‌های میدان پتانسیل، از پر کاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی هستند که سازمان زمین‌شناسی کشورها و همچنین شرکت‌های اکتشاف مواد معدنی در جهت بررسی اهدافی مانند بررسی عوارض زمین‌شناسی و اکتشاف معادن به کار گرفته می‌شوند. کاربرد این دو روش در شناسایی حوزه‌های نفتی، مطالعات باستان‌شناسی و مطالعه جنبی روش‌های ژئوفیزیکی دیگر مانند یافتن محل اشیای فولادی مانند لوله‌های نیز نتایج مطلوب و موثقی را بدست می‌دهد. به دلیل خودپذیری مغناطیسی بالای اشیای آهنی مدفون مربوط به زمان‌های قدیم و همچنین مغناطیس باقیمانده حرارتی قوی ناشی از تولید آجر، کاشی و سفال روش مغناطیس‌سنجی در مطالعات باستان‌شناسی جایگاه ویژه‌ای ویژه‌ای دارد [آقاجانی، ۱۳۸۸].

در این دو روش آثار میدان مغناطیسی و گرانی زمین بر توده‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی مختلف بررسی و با یکدیگر مقایسه می‌شود. عامل فیزیکی تأثیرگذار در روش گرانی‌سنجی، چگالی توده‌های زیرسطحی و در روش مغناطیس‌سنجی اختلاف خودپذیری توده‌ها با جوانب وجه تمایز بین توده‌ها است. چون این روش‌ها جزء روش‌های چشمه طبیعی محسوب می‌شوند، تغییر پارامترهای برداشت تأثیری بر کیفیت داده‌ها نخواهد داشت. یکی از روش‌های ارائه داده‌های حاصله در این روش‌ها نقشه-های هم‌مقدار گرانی و مغناطیسی است که معمولاً در تعبیر و تفسیر کیفی جهت تشخیص ناهنجاری‌ها، حدود و گسترش آن‌ها و تعیین روندهای ساختمانی کاربرد بسیار زیادی دارد.

در صورتی که کانسار یا ساختاری باشد که با نظم خاصی در زیر زمین قرار گرفته باشد و اختلاف وزن مخصوص و خودپذیری مغناطیسی با محیط دربرگیرنده خود داشته باشد، می‌تواند توزیع مشخصی از ناهنجاری‌ها را روی سطح زمین بوجود آورد. روش‌های گرانی و مغناطیسی از خیلی جهات شبیه هم هستند. در هر دو سعی بر این است که اختلاف‌های اندک میدان پتانسیل اندازه‌گیری شود و

میدان‌های اصلی نسبت به مکان و تا حدودی نسبت به زمان متغیر هستند. از جمله تفاوت‌های آن‌ها این است که تغییرات چگالی در مقایسه با تغییرات خودپذیری مغناطیسی نسبتاً کوچک است و نقشه‌های مغناطیسی پیچیده‌تر و تغییرات میدان نابسامان‌تر و محلی‌تر از نقشه‌های گرانی است. این امر تا اندازه‌ای مربوط به اختلاف میان میدان دو قطبی مغناطیسی و میدان تک‌قطبی گرانی است؛ که اولی دارای بزرگی و جهت متغیر است و دومی دارای مقدار و جهت قائم است. در حالی که نقشه‌های گرانی عمدتاً نشان دهنده اثرهای منطقه‌ای و عمیق‌اند اما نقشه‌های مغناطیسی مجموعه‌ای از ناهنجاری‌های باقیمانده سطحی است؛ که نتیجه تغییرات بزرگ در مقدار کانی‌های مغناطیسی در سنگ‌هایی است که نزدیک به سطح قرار دارند. بنابراین تفسیر داده‌های مغناطیسی مشکل‌تر از میدان گرانی ولی در عوض اندازه‌گیری صحرایی این روش ارزان‌تر و ساده‌تر از روش گرانی است [Kearey and Brooks, 2002].

ماهیت دو قطبی ناهنجاری‌های مغناطیسی و تغییرات شدید میدان مغناطیسی زمین از عوامل اصلی دشواری تفسیر آن‌ها است. دخیل بودن پارامترهای برداری چون زاویه میل و انحراف بردار مغناطیسی زمین، طول و عرض جغرافیایی محل برداشت و امتداد خطوط برداشت (در مقایسه با امتداد توده) بر شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی از عوامل دیگری هستند که باعث دشواری تفسیر داده‌ها می‌شوند. تأثیر عوامل فوق بر ناهنجاری مغناطیسی ثبت شده، به صورت جابجایی ناهنجاری نسبت به توده، عدم تقارن ناهنجاری مغناطیسی و گرادیان‌های مغناطیسی قابل مشاهده است [نوروزی، ۱۳۸۸].

خاصیت دیگری که روش مغناطیسی را از دیگر روش‌های ژئوفیزیکی متمایز می‌سازد، پایستار^۱ بودن میدان اندازه‌گیری شده است. مشخصه آن این است که کار انجام شده به وسیله قطب متحرک (بار متحرک) به مسیر حرکت بستگی ندارد و در صورتی که حرکت در یک مسیر بسته انجام شود و قطب متحرک بعد از طی مسیری دوباره به نقطه اول بازگردد، کار انجام شده توسط آن صفر است [Telford, 1990].

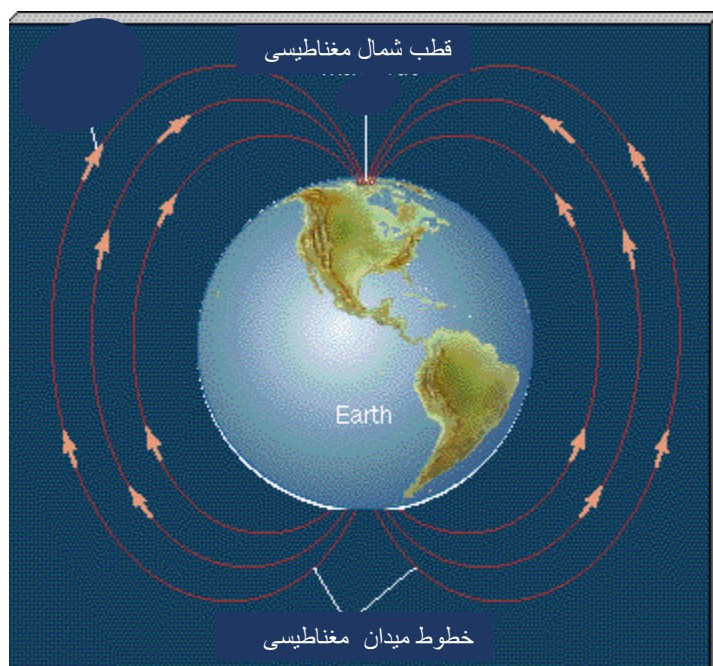
1.Conservative

۲-۲- روش مغناطیس‌سنجی

از سه قرن پیش مشخص شده که زمین به صورت یک مغناطیس بزرگ و تا اندازه‌ای بی‌نظم رفتار می‌کند. اصول و روش مغناطیس‌سنجی بر مبنای تغییر در تغییرات و ناهماهنگی‌های مغناطیس زمین قرار دارد و تغییراتی که نیروی مغناطیسی در نواحی مختلف با مناطق اطراف خود به وجود می‌آورد؛ مورد اندازه‌گیری و تجزیه و تحلیل قرار می‌گیرد. در اکتشاف مواد معدنی روش مغناطیس‌سنجی برای اکتشاف کانی‌های غیرفلزی که با کانی‌های مغناطیسی مرتبط هستند، نیز کاربرد دارد. اساس این روش اندازه‌گیری تغییرات شدت میدان مغناطیسی می‌باشد [نوروزی، ۱۳۸۸].

۲-۲-۱- میدان مغناطیسی زمین

کره زمین توسط میدان مغناطیسی احاطه شده است (شکل ۲-۱). هسته زمین منشأ قسمت اعظم میدان ژئومغناطیسی در سطح زمین است. علاوه بر آن، جریان‌های یونسفر و مگنتوسفر، جریان‌هایی که در نتیجه تغییرات میدان‌های خارجی در زمین القا می‌شوند، مغناطیدگی‌های بازماند و القایی سنگ‌های پوسته نیز بر میدان مغناطیسی کل تأثیر می‌گذارند.

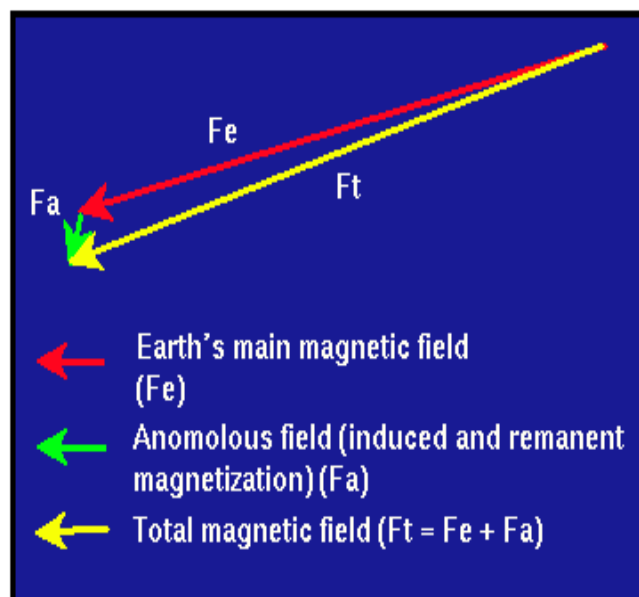


شکل ۲-۱: تصویر ساده و ایده‌آل از خطوط نیروی میدان مغناطیسی زمین [https://www.yumpu.com/]

بنابراین، برای تهیه نقشه‌های ناهنجاری مغناطیسی باید داده‌های مغناطیسی برداشت شده را پردازش نمود. توصیف کیفی میدان مغناطیسی پوسته (که همان میدان آنومال است) در نقطه‌ای مانند P به- صورت زیر می‌باشد:

$$F_A(P) = F(P,t) - F_m(P,t) - F_g(P,t) \quad (1-2)$$

که در آن، F_A میدان آنومال، F میدان اندازه‌گیری شده در نقطه P در زمان t ، F_m میدان اصلی در نقطه P در زمان t ، و F_g میدان خارجی در نقطه P در زمان t می‌باشند. در شکل (۲-۲) نمایی از میدان برآیند نشان داده شده است؛ که در آن میدان برآیند حاصل از جمع میدان مغناطیس اصلی زمین و میدان آنومال (القایی و بازماند) است.



شکل ۲-۲: میدان برآیند حاصل از میدان‌های مغناطیسی [https://www.yumpu.com/]

به‌طور کلی می‌توان بخش‌های مختلف سهم در میدان مغناطیسی زمین را به صورت زیر در نظر گرفت:

- میدان اصلی^۱ که در هسته مایع زمین و با مکانیزم دینام تولید می‌شود؛ که در شکل (۳-۲) نشان داده شده است.

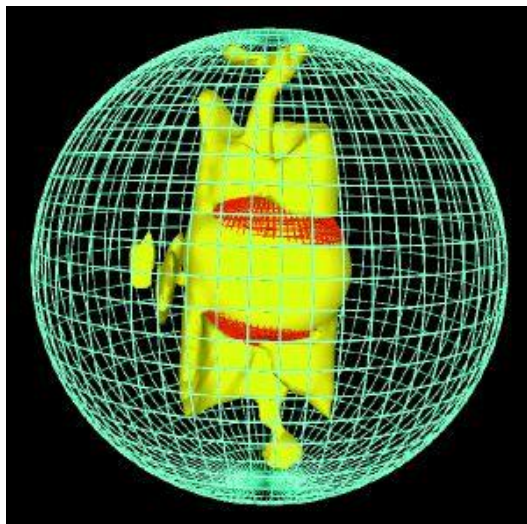
¹. Main Field

². Crustal Field

- میدان پوسته^۱ که از سنگ‌های مغناطیسی موجود در پوسته زمین ایجاد می‌شود؛ که همان ناهنجاری مغناطیسی می‌باشد.

- میدان خارجی^۲ که توسط جریان‌های الکتریکی موجود در یونسفر و مگنتوسفر (ناشی از تداخل تشعشعات الکترومغناطیسی خورشیدی و همچنین طوفان‌های خورشیدی با میدان مغناطیسی زمین) تولید می‌شود.

میدان مغناطیسی حاصل از فرایند القای الکترومغناطیسی که با جریان‌های الکتریکی القا شده در پوسته و گوشته فوقانی (ناشی از تغییرات زمانی میدان مغناطیسی خارجی) تولید می‌شود.



شکل ۲-۳: نمایی از نظریه دینام برای کره‌ی مغناطیسی زمین [Glatzmaier et al, 1996].

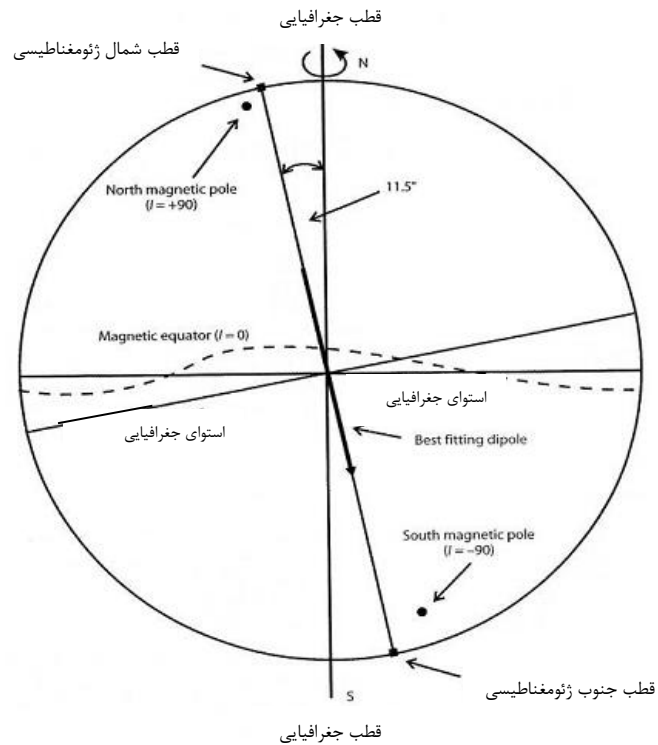
مدل شبیه سازی شده توسط Glatzmaier و Roberts-مش زرد رنگ: منطقه که در آن جریان سیال بزرگترین است، مش آبی رنگ: نشان دهنده مرز هسته و گوشته، مش قرمز رنگ: نشان دهنده مرز هسته داخلی و خارجی.

الف) میدان اصلی دوقطبی

مؤلفه اصلی میدان مغناطیسی زمین دوقطبی است که مانند یک آهن ربای واقع در مرکز زمین و با زاویه ۱۱/۵ درجه نسبت به محور چرخش زمین قرار دارد (شکل ۲-۴). قطب‌های ژئومغناطیسی

³ External Field

(نقاط واقع در سطح زمین که محور بهترین تطبیق برای دوقطبی از آن‌ها می‌گذرد) بر قطب‌های مغناطیسی منطبق نیستند. قطب‌های مغناطیسی نقاطی هستند که جهت میدان مغناطیسی در آن‌ها قائم باشد.



شکل ۲-۴: دوقطبی مغناطیسی واقع در زمین، همراه با قطب‌های جغرافیایی، مغناطیسی و ژئومغناطیسی [Reynolds, 1997].

ب) اجزاء میدان مغناطیسی زمین

میدان مغناطیسی کره‌ی زمین یک کمیت برداری است. بردار شدت میدان کل متشکل از سه مؤلفه عمود برهم می‌باشد. جهت محور X به سمت شمال، جهت محور Y به سمت شرق و جهت محور Z به سمت پایین مثبت فرض می‌شوند. با استفاده از شکل (۲-۵) می‌توان مؤلفه‌های میدان را با روابط زیر توصیف کرد:

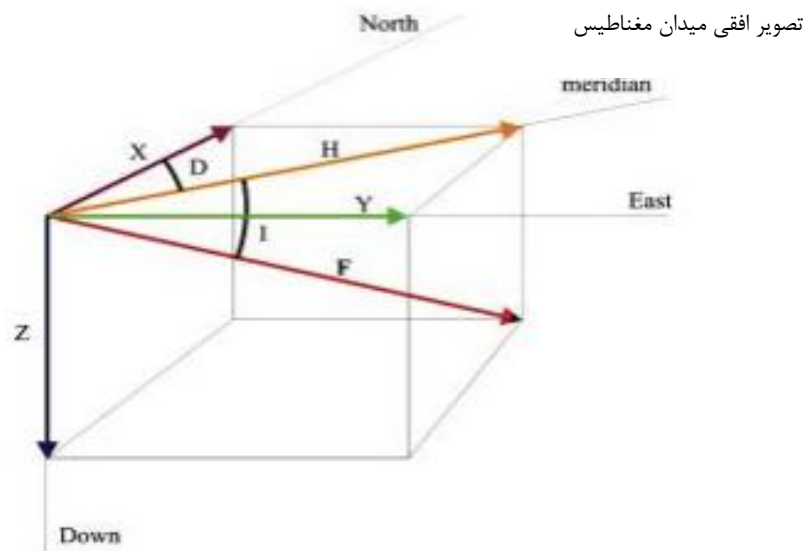
$$F_x = F \cos I \cos D \quad F_y = F \cos I \sin D \quad (2-2)$$

$$F_z = F \sin I \quad F = \sqrt{F_x^2 + F_y^2 + F_z^2}$$

$$I = \tan^{-1} \left(\frac{F_z}{\sqrt{F_x^2 + F_y^2}} \right)$$

$$D = \sin^{-1} \left(\frac{F_y}{\sqrt{F_x^2 + F_y^2}} \right)$$

که در آن، F بردار شدت میدان کل، I زاویه میل (زاویه میل عبارت است از زاویه‌ای که بردار میدان با سطح افق می‌سازد و بنا به قرارداد اگر جهت F به سمت پایین باشد، زاویه‌ی میل^۱ مثبت و اگر جهت F به سمت بالا باشد، زاویه‌ی میل منفی خواهد بود.) و زاویه‌ی انحراف^۲ (زاویه انحراف عبارت است از زاویه‌ای که مؤلفه‌ی افقی میدان، با جهت شمال جغرافیایی (محور X) می‌سازد و به سمت شرق، مثبت و به سمت غرب، منفی است. [انوروزی، ۱۳۸۸].



شکل ۲-۵: مؤلفه‌های میدان مغناطیسی کره زمین [Reynolds, 1997].

1. Inclination

2. Declination

اگر یک آهنربای میله‌ای از گرانیگاه آویزان شود، آهنربا بعد از تعادل در جهت خاصی قرار می‌گیرد. در این حالت یک قطب آهنربا که به سمت قطب شمال قرار می‌گیرد، قطب شمال یا قطب مثبت و طرف دیگر آن را قطب جنوب یا قطب منفی است. قطب‌های مغناطیسی همیشه به صورت جفت هستند، اما در صورتی که طول آهنربا بینهایت فرض شود، هر کدام از قطب‌ها را می‌توان به صورت یک قطب مجزا در نظر گرفت.

$$F = \frac{PP_0}{R^2\mu} \quad (2-3)$$

که در آن ثابت μ قابلیت نفوذپذیری مغناطیسی است و مقدار آن به خواص مغناطیسی محلی بستگی دارد؛ که قطب‌ها در آن واقع شده‌اند. اگر قطب‌ها هم‌نام باشند؛ نیروی بین آن‌ها دافعه و اگر غیر هم‌نام باشند؛ نیروی بین آن‌ها جاذبه است [Kearey and Brooks, 2002].

شدت مغناطیسی در هر نقطه مقدار نیروی مغناطیسی در آن نقطه است؛ که بر واحد قطب مغناطیسی وارد می‌شود:

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu R^2} \quad (2-4)$$

شدت میدان مغناطیسی با واحد اورستد اندازه‌گیری می‌شود، که واحد بزرگی است. در نتیجه در عمل از واحد نانو تسلا استفاده می‌شود ($1 \text{ nT} = 10^{-5}$). میدان مغناطیسی را می‌توان برحسب چگالی خطوط نیز تعریف کرد. یعنی تعداد خطوط نیرویی که از واحد سطح می‌گذرد [Kearey et al., 2002]. قطب مغناطیسی منفرد عملاً وجود ندارد. اگر در یک دوقطبی مغناطیسی اندازه قطب‌ها مساوی و برابر P و فاصله آن‌ها از هم L باشد حاصلضرب PL به عنوان گشتاور مغناطیسی در دوقطبی مفروض تعریف می‌شود؛ که در راستای خطی است که دو قطب را به هم وصل می‌کند و جهت آن به سمت قطب مثبت است.

اگر یک جسم پارامغناطیس در یک میدان خارجی قرار گیرد، در دو سطح مقابل آن دو قطب مغناطیس بوجود خواهد آمد. این نوع مغناطیس شدن همسو با میدان اعمال شده است و شدت آن

متناسب با شدت میدان مذکور است. طبق تعریف، شدت مغناطیسی شدن (I) برابر است با نسبت شدت قطب القایی بر واحد سطح ($I = \frac{PB}{A}$) و یا نسبت گشتاور القایی بر واحد حجم ($I = \frac{MP}{V}$) در واقع I برابر با تعداد گشتاورهایی است که در واحد حجم در یک جسم پارامغناطیس در امتداد یک میدان خارجی قرار گرفته است. هنگامی که میدان خارجی H همگن باشد و گشتاور آن نسبت به خط عمود بر سطح جسم پارامغناطیس زاویه θ بسازد، شدت مغناطیسی شدن جسم مزبور برابر است با:

$$I = KH \cdot \cos \theta \quad (2-5)$$

در اینجا k ثابت تناسب جسم پارامغناطیسی و در واقع همان خودپذیری مغناطیسی یا ضریب مغناطیس‌پذیری می‌باشد. مقدار k برای خلأ و تمامی اجسام غیرمغناطیس صفر است. اجسام پارامغناطیس دارای k مثبت و اجسام دیامغناطیس دارای k منفی و اجسام فرومغناطیس دارای k مثبت خیلی بالاست [Kearey and Brooks, 2002].

بردار کلی مغناطیس زمین را می‌توان به دو مؤلفه به صورت زیر تجزیه کرد:

الف: مؤلفه افقی H که مقدارش همواره مثبت است و می‌توان آن را به دو مؤلفه شمالی X و شرقی Y تجزیه کرد.

ب: مؤلفه قائم Z که اگر به سمت پایین باشد مثبت و در غیر این صورت با علامت منفی در نظر گرفته شود. هفت پارامتر F, H, Z, Y, X, I, D را اجزای میدان مغناطیسی زمین گویند و روابط آن به صورت زیر است:

$$F^2 = H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \quad (2-6)$$

$$F = \frac{H}{\cos I} = \frac{Z}{\sin I} \quad (2-7)$$

هر ترکیب سه‌تایی از این اجزا برای مشخص کردن بردار میدان مغناطیسی زمین کافی است. انواع دستگاه‌های ژئوفیزیکی برای اندازه‌گیری یک یا چند از این اجزا ساخته شده است. صفحه قائمی که بردارهای F, H, Z را در بر می‌گیرد اصطلاحاً نصف‌النهار مغناطیسی محلی زمین گویند. شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی و تغییرات میدان مغناطیسی به ضریب خودپذیری K و عمل مؤلفه‌های

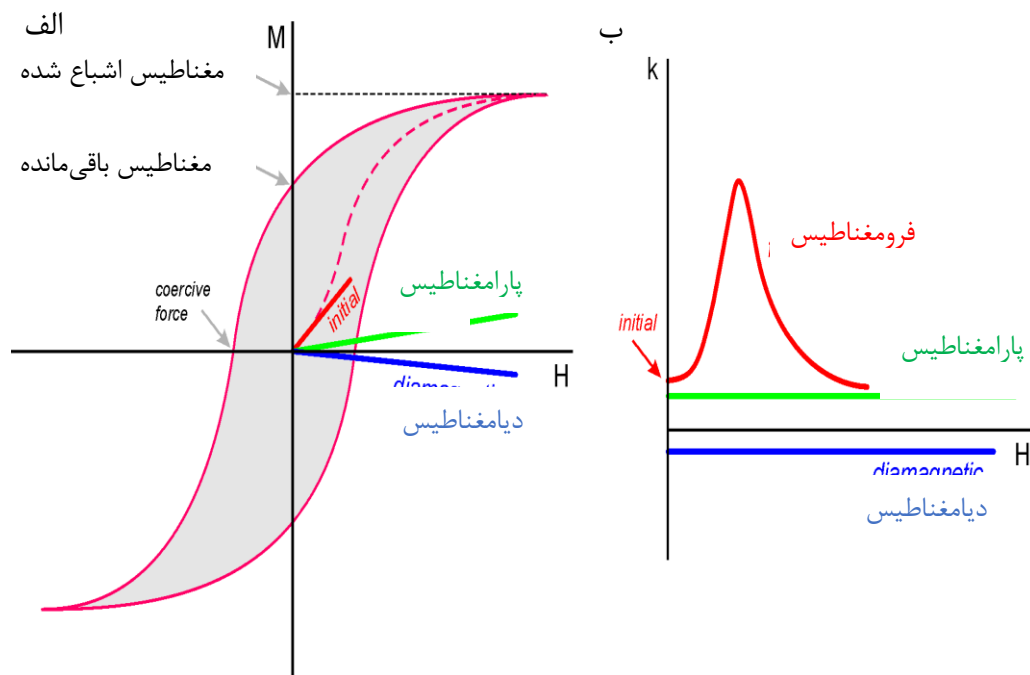
بردار میدان مغناطیسی زمین، زاویه میل مغناطیسی و زاویه انحراف مغناطیسی بستگی دارد. برای نمایش تغییرات میدان مغناطیسی زمین نقشه‌های مختلفی تهیه می‌شود؛ که هر یک از آن‌ها چگونگی تغییرات یکی از عوامل مغناطیسی را نقاط مختلف کره زمین نشان می‌دهند [Kaerey and Brooks, 2002].

۲-۲-۲ مغناطیس‌شوندگی (خودپذیری) مواد مختلف

خودپذیری مغناطیسی دارای مقادیر مختلف در سنگ‌ها و کانی‌های موجود در طبیعت می‌باشد، که در جدول (۱-۲) مقادیر خودپذیری برخی از سنگ‌ها و کانی‌ها نشان داده شده است. مواد از نظر بزرگی ضریب خودپذیری مغناطیسی به سه دسته‌ی فرومغناطیس و دیامغناطیس و پارامغناطیس تقسیم می‌شوند، که در شکل (۲-۶) دسته‌بندی آن‌ها به تصویر کشیده شده است.

جدول ۱-۲: خودپذیری مغناطیسی برخی از مواد معدنی و سنگ‌ها [Telford et al., 1991].

ماده مورد نظر	خودپذیری در سیستم SI ($\times 10^3$)	ماده مورد نظر	خودپذیری در سیستم SI ($\times 10^3$)
هوا	تقریباً صفر	ماسه سنگ	۱-۲۰
کوارتز	-۰/۰۱	شیل	۰/۰۱-۱۵
سنگ نمک	-۰/۰۱	شیست	۰/۳-۳
کلسیت	-۰/۰۰۱ - ۰/۰۱	گنیس	۰/۱-۲۵
اسفالریت	۰/۴	اسلیت	۰-۳۵
پیریت	۰/۰۵-۵	گرانیت	۰-۵۰
هماتیت	۰/۵-۳۵	گابرو	۱-۹۰
ایلمنیت	۳۰۰-۳۵۰۰	بازالت	۰/۲-۱۷۵
مگنتیت	۱۲۰۰-۱۹۲۰۰	پریدوتیت	۹۰-۲۰۰
لیمونیت	۰-۳		



شکل ۲-۶: تقسیم‌بندی مواد مغناطیسی از نظر خودپذیری مغناطیسی

مواد فرومغناطیس دارای مدارهای الکترونی نیمه پر هستند. گشتاور مغناطیسی دو قطبی‌های این مواد دارای خاصیت جفت شدگی می‌باشند و با حذف میدان خارجی مغناطیس شوندگی بازماند، در این مواد از بین نمی‌روند. این مواد دارای ضریب خودپذیری مغناطیسی بزرگی می‌باشند. هماتیت یکی از معروف‌ترین مواد فرومغناطیس است.

مواد پارامغناطیس، موادی هستند که برخی از مدارهای الکترونی‌های اتم‌های آن‌ها خالی و فاقد الکترون‌های جفت‌شده می‌باشند. در این مواد در اثر اعمال میدان خارجی، یک میدان ضعیف در جهت میدان خارجی در آن‌ها القا می‌شود و با حذف میدان خارجی، مغناطیس القا شده نیز حذف می‌شود. به عنوان مثال فایالیت، یک ماده پارامغناطیس است.

مواد دیامغناطیس، موادی هستند که تمام مدارهای الکترونی اتم‌های آن‌ها پر می‌باشد. در این مواد در اثر اعمال یک میدان خارجی، یک میدان مغناطیسی بسیار ضعیف در خلاف جهت میدان خارجی اعمالی، القا می‌شود و با حذف میدان خارجی، مغناطیس القا شده از بین می‌رود. برای مثال کوارتز یک ماده دیامغناطیس است [Butler, 1998].

۲-۳- برداشت داده‌های مغناطیسی

برداشت‌های مغناطیسی برحسب وسعت زمین‌های مورد تجسس می‌تواند در مقیاس‌های مختلف به اجرا درآید که برای برداشت‌های با وسعت زیاد از هواپیما برای این منظور استفاده می‌شود. اطلاعات حاصل در این مقیاس مربوط به ساختارهای بزرگ زمین‌شناسی مدفون در زیر رسوبات، سنگ‌های پایه آذرین (به ویژه سنگ‌های بازی و فوق بازی) حوزه‌های رسوبی (اکتشاف نفت) و ساختمان‌های زمین‌شناسی مانند گسل‌های اصلی منطقه است. کاوش‌های صحرایی شامل مطالعات زمین‌شناسی محلی، اکتشاف معدنی و نفتی و نیز در بزرگ مقیاس بررسی‌های زیست محیطی است [نوروزی، ۱۳۸۸].

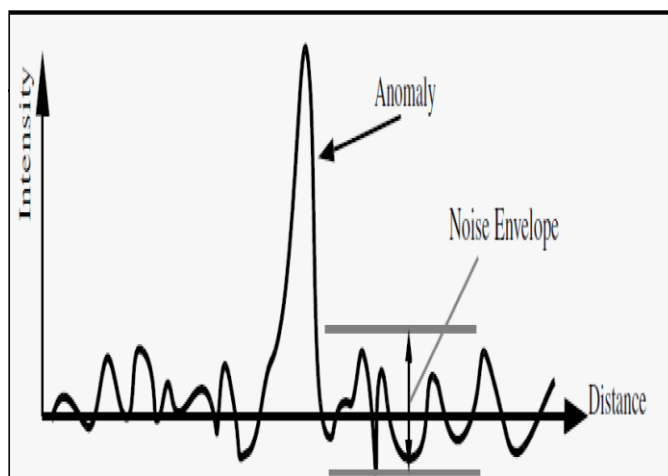
الف) ایستگاه‌های مبنا

در مطالعاتی که وسعت زمین‌های مورد مطالعه زیاد باشد (ابعاد بیس از ۱۵ کیلومتر) قبل از اجرای اندازه‌گیری روی نقاط مورد نظر، باید شبکه‌ای از ایستگاه‌های مبنا مشخص شوند. محل هر ایستگاه مبنا باید تا حد امکان در نقطه‌ای انتخاب شود که دور از اثر ناهنجاری مغناطیسی احتمالی و از نظر گرادیان میدان مغناطیسی ضعیف باشد. شروع و خاتمه اندازه‌گیری‌ها در هر روز روی این ایستگاه مبنا انجام می‌پذیرد. به دلیل رفت و آمد زیاد به این ایستگاه‌ها باید دسترسی به آن‌ها آسان بوده و حتی-الامکان در نزدیکی جاده دسترسی به محدوده اکتشافی قرار داشته باشد. تکرار اندازه‌گیری در هر ایستگاه مبنا به طور معمول هر ۳۰ یا ۴۵ دقیقه با زمان اندازه‌گیری یادداشت می‌شود. به طور معمول این تکرار از طریق رفت و برگشت روی ایستگاه‌های مبنا صورت می‌پذیرد [نوروزی، ۱۳۸۸]. البته استفاده از یک دستگاه مجزا برای اندازه‌گیری در ایستگاه‌های مبنا بهتر است و بدین ترتیب دقت کار افزایش می‌یابد.

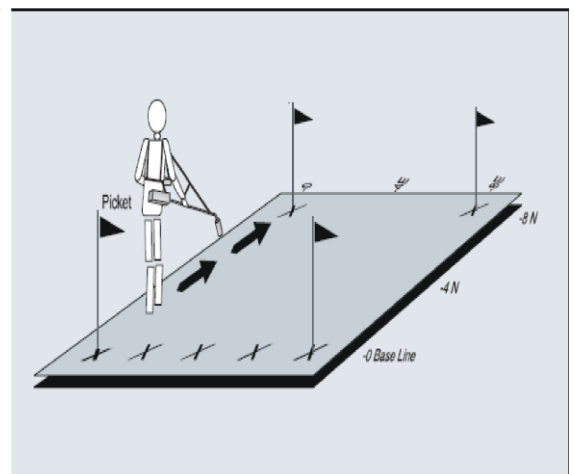
ب) ایستگاه‌های اندازه‌گیری

برداشت‌ها از طریق پروفیل‌هایی که تا حد امکان عمود بر ساختارهای مورد مطالعه انتخاب می‌شوند، به اجرا در می‌آید. فاصله پروفیل‌ها از یکدیگر و نیز ایستگاه‌های اندازه‌گیری روی پروفیل‌ها بر اساس گسترش، شیب و عمق احتمالی هدف مورد مطالعه انتخاب می‌شود. به‌طور معمول برای اجرای بهتر پروفیل‌های برداشت از خط مبنایی که سعی می‌شود نزدیک به مرکز محدوده مورد مطالعه و عمود بر امتداد پروفیل‌ها انتخاب شود، استفاده می‌شود [نوروزی، ۱۳۸۸].

نمایی از روش برداشت در یک شبکه و نمودار حاصل از اندازه‌گیری میدان مغناطیسی در شکل (۷-۲) به‌صورت شماتیک نشان داده شده است؛ که در آن ناهنجاری و اثر نوفه به تصویر کشیده شده است.



الف



ب

شکل ۷-۲: الف- نمایی از روش برداشت، ب- شکل ناهنجاری حاصل از اندازه‌گیری میدان
[www.scintrexltd.com/]

۲-۴- تغییرات زمانی میدان مغناطیسی زمین

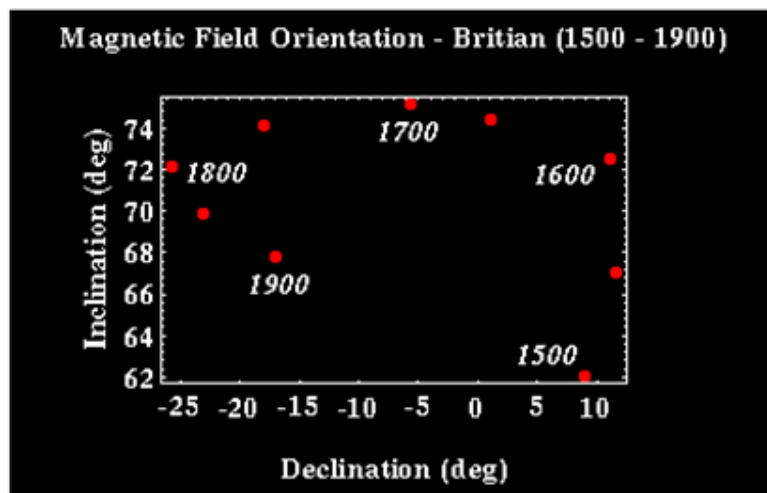
مؤلفه‌های میدان مغناطیسی زمین نسبت به زمان تغییر می‌کنند؛ که به لحاظ طول دوره تأثیرگذاری به موارد زیر تقسیم می‌شوند.

۲-۴-۱- تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین با فواصل زمانی منطبق با زمان‌های زمین‌شناسی

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

۲-۴-۲- تغییرات قرنی

تغییرات کند و تدریجی در میدان مغناطیسی زمین را که دائماً در طول ده‌ها و یا صدها سال صورت می‌گیرد، تغییرات قرنی می‌نامند. این تغییرات تمام عناصر مغناطیسی زمین را در بر می‌گیرد. دامنه تغییرات نیز نسبت به زمان متغیر است [کلاگری، ۱۳۷۱]. در شکل (۲-۸) تغییرات میدان مغناطیسی برای بریتانیا را در طول چهارصد سال در بازه سال‌های ۱۹۰۰-۱۵۰۰ نشان می‌دهد.



شکل ۲-۸: تغییرات قرنی میدان مغناطیسی زمین برای منطقه بریتانیا [https://www.yumpu.com/]

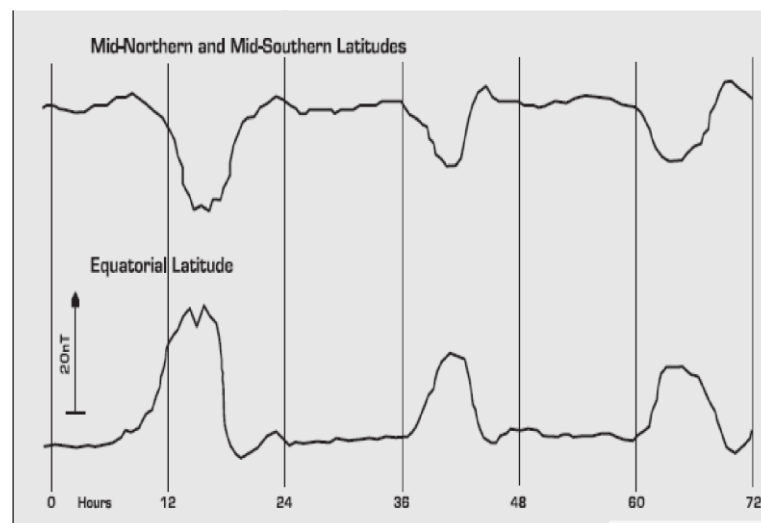
۲-۴-۳- تغییرات سالیانه

تغییرات مؤلفه‌های مغناطیسی زمین را در طول یک سال، تغییرات سالیانه می‌نامند. نقشه‌هایی که تغییرات سالیانه زوایای انحراف و میل را به‌صورت خطوط هم‌تراز نشان می‌دهند، نقشه‌های

ایزوپوریک^۱ می‌نامند. با مطالعه این نقشه‌ها به‌طور کلی معلوم می‌شود که در روی زمین مناطقی وجود دارند که تغییرات سالیانه آن‌ها به‌طور ناهنجاری‌وار بیشتر از سایر مناطق می‌باشد.

۲-۴-۴- تغییرات روزانه

این نوع تغییرات، تأثیرات مستقیم در کارهای اکتشاف مغناطیسی خواهند داشت. هر چند مقدار این تغییرات کم است، ولی از نظر زمانی کوتاه مدت می‌باشد (یعنی تناوبی در حدود یک روز دارند). تغییرات روزانه در بیشتر رصدخانه‌های مغناطیسی هر روزه ثبت می‌شوند. شکل (۲-۹) تغییرات میدان را در طول یک روز نشان می‌دهد. این تغییرات کلاً به دو دسته تقسیم می‌شوند:



شکل ۲-۹: تغییرات روزانه میدان مغناطیسی زمین [https://www.yumpu.com/]

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

- تغییرات روزانه خورشیدی: دوره تناوب این تغییرات ۲۴ ساعت است، که برابر با یک چرخش زمین به دور محور خود می‌باشد. این تغییرات به وقت محلی و عرض جغرافیایی بستگی داشته و در رابطه

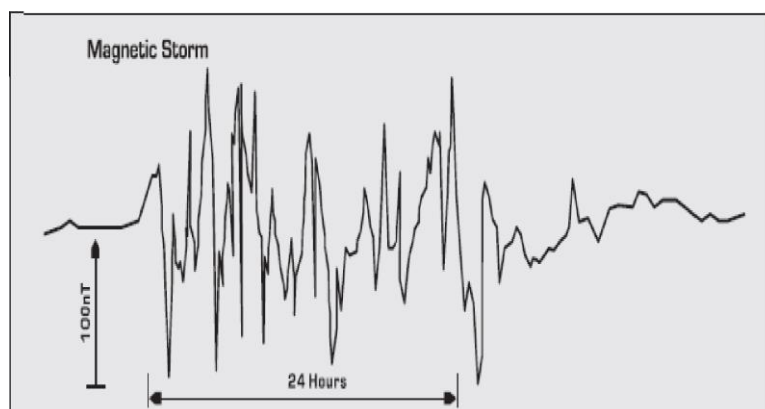
¹. Isporic

مستقیم با تابش نور خورشید می‌باشند. دامنه این تغییرات حدود ۲۰ الی ۸۰ گاما (nT) می‌باشند.

دامنه این تغییرات در هر نیم‌کره در فصل تابستان به حداکثر خود می‌رسد.

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

ب) تغییرات روزانه مربوط به روزهای آشفته: در میدان مغناطیسی زمین یک‌سری آشفتگی‌های زودگذر مغناطیسی وجود دارند، که به واسطه شباهت زیاد آن‌ها به تحولات جوی، طوفان‌های مغناطیسی نام گرفته‌اند. در هنگام بروز این طوفان‌ها نوسانات مغناطیسی آن‌قدر شدید، سریع و غیرقابل پیش بینی می‌شوند، که برخلاف تغییرات روزهای آرام، امکان تصحیح آن‌ها وجود دارند. در این صورت باید هرگونه برداشت مغناطیسی را متوقف نمود [کلاگری، ۱۳۷۱]. در شکل (۲-۱۰) نمونه‌ای از تغییرات مربوط به روزهای ناآرام (طوفان‌های مغناطیسی) مشاهده می‌شود.



شکل ۲-۱۰: تغییرات مربوط به طوفان‌های مغناطیسی [https://www.yumpu.com]

همان گونه که در شکل (۲-۱۰) دیده می شود، تغییرات میدان مغناطیسی در طی ۲۴ ساعت (یک شبانه روز) در حدود ۲۰۰ نانوتسلا می باشد؛ که می تواند ناهنجاری های مغناطیس را تحت شعاع قرار دهد و جواب های بدست آمده با خطا همراه باشد.

۲-۵- تصحیحات داده های مغناطیسی

این تصحیحات که روی داده های برداشتی سر زمین اعمال می شود شامل تصحیح عرض جغرافیایی، روزانه، ارتفاع و توپوگرافی است. اهمیت این تصحیحات در مطالعات مغناطیسی به اندازه گرانی نیست. علت این امر آن است که مقدار این تصحیحات نسبت به ناهنجاری های مغناطیسی اغلب از مقدار کم و گاه بسیار کمی برخوردار می باشند؛ در حالی که در مورد داده های گرانی این چنین نیست.

۲-۵-۱- تصحیحات روزانه

میدان مغناطیسی زمین در طی روز دستخوش تغییراتی قرار می گیرد؛ که به طور معمول از چند ده نانو تسلا بیشتر نمی شود (روزهای آرام). تغییرات شدید و نامنظم میدان مغناطیسی زمین که در زمان های کوتاه رخ می دهد، طوفان های مغناطیسی نام دارد (روزهای مغشوش). در برداشت های صحرایی برای تصحیحات میدان در روزهای آرام می توان از یک ایستگاه مبنا استفاده کرد؛ که در آن اندازه گیری میدان زمین در طول برداشت ها در زمان های مختلف تکرار می شود [نوروزی، ۱۳۸۸].

۲-۵-۲- تصحیح عرض جغرافیایی

میدان مغناطیسی اصلی زمین برحسب طول و عرض تغییر می کند که در این بین تغییرات برحسب طول جغرافیایی بسیار کم است و در این مطالعات از آن صرف نظر می شود. میدان مغناطیسی زمین از ۲۵۰۰۰ نانو تسلا در استوا تا حدود ۶۹۰۰۰ نانو تسلا در قطب ها متغیر است، که بدین ترتیب تغییرات

میدان زمین برحسب 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 نرم افزار 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.

۲-۵-۳ تصحیح ارتفاع

تغییرات میدان مغناطیسی زمین برحسب ارتفاع (گرادیان قائم) در قطب‌ها برابر 0.3 - نانوتسلا بر متر و در استوا 0.15 - نانو تسلا بر متر است. بدین ترتیب یک تغییر ارتفاع 100 متری در قطب باعث تنها 3 - نانو تسلا 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].

۲-۵-۴ تصحیحات توپوگرافی

در بسیاری موارد به دلیل خاصیت مغناطیسی کم سنگ‌های سطحی اثر آن‌ها روی مقدار میدان مغناطیسی ایستگاه‌های اندازه‌گیری قابل چشم‌پوشی است. اما حالت‌های نیز وجود دارد که سنگ‌های سطحی از خاصیت مغناطیسی نسبتاً بالایی برخوردارند (به عنوان مثال سنگ‌های فوق بازیک) که در این صورت وجود توپوگرافی از یک چنین سنگ‌هایی می‌تواند اندازه‌گیری‌ها را تحت تأثیر قرار دهد. به‌علاوه 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 (زمینگان) 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، ۱۳۸۸].

۲-۶- پردازش داده‌های میدان مغناطیسی

داده‌های برداشت شده در یک منطقه، طیفی از ناهنجاری‌های سطحی یا محلی تا ناهنجاری‌های عمیق یا ناحیه‌ای را شامل می‌گردد. ناهنجاری‌های ناحیه‌ای دارای فرکانس‌های فضایی پایین و طول موج بلند می‌باشند؛ در حالی که ناهنجاری‌های محلی که مربوط به اجسام نزدیک سطح زمین می‌باشند، دارای فرکانس فضایی بالا و طول موج کوتاه هستند. در کارهای اکتشافی برای تفکیک ناهنجاری‌های باقی‌مانده، ناهنجاری‌های ناحیه‌ای از ناهنجاری‌های مشاهده‌ای کم می‌شود. اغلب تفسیر و مدل‌سازی عددی برای داده‌های میدان باقی‌مانده انجام می‌شود و اعتبار تفسیر به درجه جداسازی ناهنجاری‌های باقی‌مانده بستگی دارد. بنابراین لازم است این دو دسته ناهنجاری به طریقی از یکدیگر تفکیک شوند؛ تا بدین ترتیب ناهنجاری‌های مورد نظر آشکارسازی شوند [آقاجانی، ۱۳۸۸].

این کار با روش‌های مختلفی از جمله روش گرافیکی، شبکه بندی یا عددی کردن داده‌ها، هموار کردن به روش میانگین‌گیری^۱، میانگین‌گیری وزنی، تفکیک به روش طول موجی^۲، روش گریفین^۳، روش روند سطح^۴، روش مشتق قائم^۵، گسترش میدان گرانی و مغناطیس به سمت بالا^۶ و گسترش میدان گرانی و مغناطیس به سمت پایین^۷ انجام می‌پذیرد.

عملکرد ترسیمی تفکیک ناهنجاری‌ها، کاستی‌هایی دارد. یکی از این کاستی‌ها، عدم کاربرد آن برای ناهنجاری‌های محلی می‌باشد؛ که با روند عمومی منطقه موازی می‌باشد. بنابراین وقتی ناهنجاری‌های باقی‌مانده کاملاً واضح باشند، به‌طوری که روند عمومی آن‌ها از منحنی‌های منطقه‌ای کاملاً متمایز باشد، می‌توان از این روش استفاده کرد. در غیر این صورت باید از روش پروفیل‌زنی در چندین امتداد

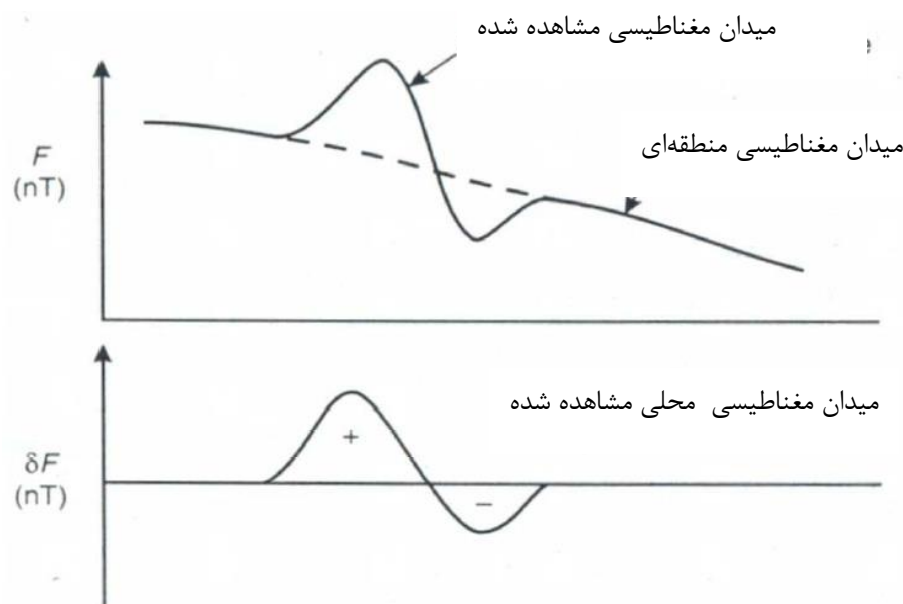
1. Average

2. Wavw length

3. Griffin method

مختلف استفاده شود. هم‌چنین برای ناهنجاری‌هایی که ناهنجاری باقی‌مانده آن‌ها حاصل تداخل چندین منبع سطحی باشند، این روش غیرقابل استفاده خواهد بود. شکل (۲-۱۱) مفهوم تفکیک ناهنجاری‌های مغناطیسی به مؤلفه‌های باقی‌مانده و منطقه‌ای را نشان می‌دهد [Reynolds, 1997 and Griffin 1949].

از میان روش‌های ذکر شده به منظور تفکیک ناهنجاری، چهار روش متداول برای تفکیک ناهنجاری، روش‌های مشتق قائم، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و روش روند سطحی می‌باشند.



شکل ۲-۱۱: تفکیک مؤلفه‌های محلی و منطقه‌ای ناهنجاری‌های مغناطیسی [Griffin, 1949].

مهم ترین کاربرد فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل شامل موارد زیر است. (علمدار،

(۱۳۸۸)

- جانمایی دقیق محل ناهنجاری‌ها بر روی منابع مولد ناهنجاری، مانند فیلتر برگردان به قطب
 - جداسازی ناهنجاری ناحیه‌ای و باقی‌مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم
 - تخمین مرز منابع مولد ناهنجاری بر روی نقشه‌های هم مقدار مغناطیسی، مانند فیلتر مشتق قائم
- مرتبه دوم، سیگنال تحلیلی و ...

- کاهش نوفه^۱های موجود در نقشه‌ها و تصاویر میدان پتانسیل.

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

۲-۶-۱- برگردان به قطب

شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی تنها به شکل و ضریب خودپذیری توده وابسته نیست بلکه به جهت مغناطیس‌شدگی و جهت میدان ناحیه‌ای بستگی دارد. یکی از عوامل مؤثر بر شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی، زاویه میل بردار میدان مغناطیس زمین می‌باشد. مقدار زاویه میل در قطبین مغناطیسی ۹۰ درجه، در استوا صفر درجه و سایر محل‌ها مقادیری بین صفر و ۹۰ درجه دارد. به غیر از مواردی که توده متقارن در قطب مغناطیسی واقع شده است، ناهنجاری‌های مغناطیسی در زوایای دیگر شکلی نامتقارن دارند. برگردان به قطب، شکل نامتقارن ناهنجاری مغناطیسی حاصل از توده متقارن را به شکلی متقارن تبدیل می‌کند. به این ترتیب ناهنجاری مغناطیسی به ناهنجاری اندازه‌گیری شده در قطب مغناطیسی تبدیل و باعث می‌شود تصویر ناهنجاری دقیقاً بر روی توده قرار گیرد [Silva, 1986]. برای برگردان به قطب الگوریتم حوزه مکان یا الگوریتم حوزه فوریه به کار برده می‌شود [Dobrin and Savit, 1988].

در حالت دو بعدی، برگردان به قطب بدون در نظر گرفتن عرض مغناطیسی زاویه میل پایدار است. در حالت سه بعدی پردازش برگردان به قطب فقط در عرض‌های مغناطیسی بالا پایدار است. در مورد عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۱۵ درجه پردازش ممکن است دچار مشکلاتی شود [Silva, 1986]. پردازش‌های مشابهی می‌تواند برای برگردان میدان مغناطیسی بین هر دو عرض مغناطیسی مورد

^۱Noise

استفاده قرار گیرد. برگردان به قطب تفسیر داده‌های مغناطیسی را خیلی راحت می‌کند. برای این که در عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۵۰ درجه ارتباط شکل ناهنجاری با هندسه منبع غالباً آشکار نیست. همان طور که گفته شد در عرض‌های مغناطیسی کمتر از ۱۵ درجه پردازش می‌تواند دچار مشکلاتی شود. به این دلیل که در این حالت پردازش تبدیل فوریه به علت نیاز به تقسیم طیف به یک جمله خیلی کوچک، ناپایدار می‌شود. خیلی از افراد از این مشکل، با محدود کردن این پردازش به عرض‌های مغناطیسی بزرگ‌تر از ۱۵ درجه، دوری می‌کنند. برخی نیز این پردازش را برای عرض‌های مغناطیسی کوچک‌تر از ۱۵ درجه به صورت تقریبی با اعمال دو تبدیل، که مجموع زوایا در آن دو تبدیل، برابر با اختلاف بین عرض مغناطیسی و قطب باشد، فراهم کردند [Luyenyk, 1997].

$$A^0(x, y) = \frac{A(u, v)}{[\sin(I) + i \cos(I) \cdot \sin(D + \alpha)]^2} \quad (2-8)$$

که در این آن $A(u, v)$ شدت ناهنجاری در فرکانس‌های (u, v) ، I ، D به ترتیب زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین و $\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{v}{u} \right)$ می‌باشد.

انجام برگردان به قطب در حوزه فرکانس و با استفاده از رابطه (۲-۸) سبب بروز مشکلاتی در نتایج خواهد شد. به عنوان مثال در مواردی که توده در عرض‌های جغرافیایی پایین مغناطیس شده و یا برای توده‌هایی که مغناطیس باقی‌مانده ناشناخته دارند، نتایج این روش قابل استناد نیست [Silva, 1986]. به علاوه چون این روش در حوزه فرکانس عمل می‌کند، زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین باید در چهار گوش مورد مطالعه ثابت باشد. تغییرات زاویه انحراف بردار ژئومغناطیس در ایران در حد ۴ تا ۵ درجه است؛ لذا تغییرات اندک آن تأثیر چندانی بر روی نتایج برگردان به قطب ندارد. اما تغییرات زاویه میل را نمی‌توان نادیده گرفت. در صورتی که تغییرات زاویه میل و انحراف بردار مغناطیسی زمین ناچیز باشد، برای برگردان به قطب می‌توان از میانگین مقادیر زاویه میل و انحراف استفاده کرد. در مواردی که این تغییرات زیاد باشد؛ می‌توان منطقه مورد مطالعه را به قسمت‌هایی که زاویه میل و انحراف تغییر چندانی ندارد، تقسیم و از میانگین آن‌ها در برگردان به قطب استفاده

کرد [Arkani, 1988]. آنچه مسلم است مهم‌ترین هدف در پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی، ساده سازی اطلاعات حاصل از پروفیل و نقشه‌های برداشت شده است. یکی از این ساده‌سازی‌ها، به دست آوردن نقشه‌ای است که دامنه تابع به کار گرفته شده به خصوصیات فیزیکی توده سبب شونده و نه به پارامترهای میدان مولد ناهنجاری بستگی داشته باشد. به عنوان مثال در یک برداشت مغناطیس‌سنجی پارامترهای فیزیکی توده، ضریب خودپذیری مغناطیسی و پارامتر هندسی توده، عمق توده و پارامترهای میدان مولد ناهنجاری زاویه میل و انحراف بردار مغناطیس زمین است [علمدار، ۱۳۸۸].

۲-۶-۲- روش‌های کیفی پردازش داده‌های مغناطیس‌سنجی

۲-۶-۲-۱- تبدیل گسترش ادامه میدان^۱

محاسبه میدان‌های پتانسیل در سطحی متفاوت از سطح برداشت (معمولاً زمین) را گسترش میدان پتانسیل گویند. این عملیات شامل اندازه‌گیری میدان در سطحی بالاتر از سطح برداشت و سطحی پایین‌تر از سطح برداشت است، که به ترتیب گسترش به سمت بالا^۲ (ادامه فراسو) و گسترش به سمت پایین^۳ (ادامه فراسو) نام دارد [Bergon et al, 1990]. یکی از روش‌های تفکیک ناهنجاری‌های میدان پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شوند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح تراز در بالای آن تصویر می‌شوند. تغییر به یک سطح بالاتر، اثر ناهنجاری‌هایی را که دورتر هستند کاهش می‌دهد ولی اثرات آن روی ناهنجاری‌های سطحی و محلی بسیار بیشتر است؛ زیرا تغییر در مسافت برای این ناهنجاری‌های سطحی و محلی به طور نسبی بزرگ‌تر از منابع عمیق و وسیع منطقه‌ای است. بنابراین در یک سطح بالاتر، الگوی تغییرات ناحیه‌ای

1. Field Continuation Transformation

2. Upward Continuation

3. Downward continuation

به طور واضح نمایان شده و ناهنجاری‌های باقی‌مانده (سطحی و محلی) کمتر واضح می‌باشند [Bergon, 1990, 1999]. به طور کلی این تبدیل باعث می‌شود تا میدان اندازه‌گیری شده هموارتر شده و ناهنجاری‌های کوچکی از منابع سطحی کوچک که منشا می‌گیرند، حذف گردند کسر میدان گسترش یافته رو به بالا از میدان اصلی مغناطیسی باعث می‌شود تا اثر اهداف عمیق تر بر داده‌های اولیه کمتر شده و از این رو با کاهش اثر روندهای منطقه‌ای، پاسخ‌های به دست آمده از اهداف کم‌عمق برجسته گردد [Blakely, 1996].

تبدیل یا فیلتر گسترش رو به پایین، داده‌ها را به سطوح پایین‌تر، که بسیار ناپایدارند انتقال می‌دهد. با این حال، به دلیل حرکت منابع سطحی، اطلاعات مربوط به طول موج کوتاه تر (از جمله نوفه) تقویت می‌شود. این عملیات می‌تواند در حوزه مکان به اجرا درآید؛ که با استفاده از الگوریتم هم‌میخت (پیچش)^۱ (تنها برای منابع دو بعدی) انجام می‌شود [Dobrin and savit, 1998]. این عمل مشابه آن است که برداشت در فاصله نزدیک‌تر نسبت به سطح زمین انجام شود. در این صورت نوفه‌های بسامد (فرکانس) زیاد مانند ناهنجاری‌های زمین‌شناسی برجسته می‌شوند. با اعمال گسترش رو به پایین اثر توده‌های عمیق‌تر نسبت به توده‌های سطحی‌تر تضعیف می‌شود، که مستلزم وجود داده‌هایی با فاصله کم و شبکه‌ای متراکم است [Milligan, 1997]. به عبارت دیگر به دلیل ماهیت ناپایدار گسترش رو به پایین، نوفه زیادی به داده‌ها منتقل می‌شود؛ از این رو این روش کمتر مورد استفاده قرار می‌گیرد. فیلتر گسترش به سمت بالا یا گسترش به سمت پایین طی سه مرحله صورت می‌پذیرد.

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

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

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

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

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

- جداسازی ناهنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده.

- حذف نوفه‌های سطحی از داده‌های برداشت شده.

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

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

۲-۶-۲- فیلتر روند سطحی

یکی از انعطاف‌پذیرترین روش‌های تحلیل برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی توسط برازش چندجمله‌ای می‌باشد. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کتمرین

مربعات یا روش اورتونرمال^۱ تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است Y که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد. در این روش بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده، سطحی عبور داده می‌شود، که پیچیدگی ریاضی سطح مورد نظر به روند حاکم بر داده‌ها بستگی دارد. در این حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دوبعدی به صورت زیر است [Robinson and coruh, 1988].

(۹-۲)

$$R_g(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{02}y^2 + A_{21}x^2y + \dots A_{nn}x^m y^n$$

که در آن $R_g(x, y)$ مقدار ناهنجاری ناحیه‌ای، A_{nn} ضرایب سطح مذکور، x, y مختصات نقاط مشاهده‌ای داده‌ها می‌باشند. پس از عبور دادن سطح مزبور بر داده‌های میدان پتانسیل برداشت شده، مقدار ناهنجاری باقی‌مانده به صورت زیر محاسبه می‌شود [Robinson and coruh, 1988].

$$R_{s(i)} = T_i - R_{g(i)} \quad (۱۰-۲)$$

که در آن T_i داده‌های مشاهده‌ای، $R_{g(i)}$ پاسخ سطح مزبور به عنوان اثر ناحیه‌ای و $R_{s(i)}$ نماینده ناهنجاری باقی‌مانده می‌باشد. درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد. از این درجه روند سطحی بیشتر برای هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر داده‌های مشاهده‌ای در شرایط پیچیده‌تر زمین‌شناسی استفاده می‌شود [Doorin and Savit, 1998]. بهترین میزان برازش داده‌های محاسبه‌ای و مشاهده‌ای با کاربرد روش کمترین مربعات جهت تعیین ضرایب چند جمله‌ای بدست می‌آید؛ به طوری که باید مربع اطلاعات باقی‌مانده کمترین مقدار گردد:

$$S = \sum R_{s(i)}^2 = \text{حداقل} \quad (۱۱-۲)$$

1. Orthonormal

۲-۶-۲-۳- تبدیل های مشتق

یکی از پر کاربردترین فیلترهای مورد استفاده در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل فیلترهای مشتق می‌باشد. نقش این فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل جداسازی ناهنجاری‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده و همچنین تخمین مرز است. این فیلترها به سه دسته فیلترهای مشتق قائم^۱، مشتق افقی^۲، مشتق جهتی^۳، و مشتق افقی کل^۴ تقسیم می‌شوند.

معمولاً در مرحله تفسیر بنا به نیاز از هر سه نوع فیلتر استفاده می‌شود. زیرا هر سه فیلتر اطلاعات مختلف و ویژه‌ای را در اختیار می‌گذارد. ترکیب این فیلترها به طرق مختلف منجر به تولید فیلترهای جدید با کارایی بیشتر خواهد شد. علاوه بر کاربرد آن‌ها در تخمین مرز، اساس اکثر روش‌های تفسیر ناهنجاری‌های میدان پتانسیل به ویژه روش‌های تخمین عمق نیز کمیت مشتق است. اندازه مشتق قائم در محل لبه‌های توده‌های زیر سطحی صفر است و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می‌شود. اندازه مشتق افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی پیشینه است؛ لذا این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. مشتق‌های جهتی بیشتر برای برجسته کردن ناهنجاری‌ها از جهت و زاویه‌ای خاص به کار برده می‌شوند. در این فیلترها پدیده‌ها و عوارض خطی با امتداد عمود بر جهت محاسبه مشتق جهتی برجسته می‌شوند [علمدار، ۱۳۸۸].

الف: فیلتر مشتق قائم

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

1. Vertical Derivative

2. Horizontal Derivative

3. Directional Derivative

4. Total Horizontal Derivative

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0 \rightarrow \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = - \left[\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} \right] \quad (12-2)$$

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

$$F \left[\left(\frac{\partial^n}{\partial x^n} \right) \right] = |K|^n F[T] \quad (13-2)$$

که در آن $K = 2\pi/\lambda$ که λ طول موج و نماد F بیانگر تبدیل فوریه می‌باشد.

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

ب: مشتقات جهتی

منظور از مشتقات جهتی داده‌های میدان پتانسیل، مشتق آن‌ها نسبت به جهات x و y می‌باشد. این روش برای برجسته کردن ساختارهای خطی موجود در نقشه‌ها به کار می‌رود. در این تکنیک ناهنجاری‌های خطی با امتداد عمود بر امتداد محاسبه مشتق برجسته خواهند شد. به عنوان مثال هنگامی که مشتق جهتی در امتداد شرق- غربی محاسبه می‌شود، کلیه ساختارهای خطی (گسل، دایک) موجود یا امتداد شمالی- جنوبی برجسته و در مقابل ساختارهای با امتداد شرقی- غربی کم رنگ خواهد شد. برای محاسبه مشتقات جهتی از روابط (2-14) استفاده می‌شود [Beck, 1988].

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

ج: فیلترهای مشتق افقی کل

اگر $T(x,y)$ معرف برداشت‌های گسسته میدان پتانسیل در یک صفحه افقی باشد، به عنوان مثال ماتریس $T_{i,j}$ که $i = 1, 2, \dots$ و $j = 1, 2, \dots$ ماتریس داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه برداشت افقی با محور افقی (x) در راستای شرق-غرب و محور شمالی (y) در راستای شمال-جنوب و فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد؛ مشتق افقی $T_{x,y}$ نسبت به محورهای x و y در نقطه (i,j) با استفاده از روش تفاضل محدود^۱، طبق روش زیر قابل محاسبه است [Blakely, 1966].

$$\frac{dT(x,y)}{dx} = \frac{T_{i+1,j} - T_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad (2-14)$$

$$\frac{dT(x,y)}{dy} = \frac{T_{i,j+1} - T_{i,j-1}}{2\Delta y}$$

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

$$\mathfrak{F}\left(\frac{d^n \varphi}{dx^n}\right) = (ik_x)^n \mathfrak{F}(\varphi) \quad (2-15)$$

$$\mathfrak{F}\left(\frac{d^n \varphi}{dy^n}\right) = (ik_y)^n \mathfrak{F}(\varphi) \quad (2-16)$$

که در آن ها $K = 2\pi/\lambda$ بیانگر طول موج و k_x و k_y به ترتیب بیانگر طول موج در جهات x و y و n مرتبه مشتق است. در این روابط کمیت n می تواند هر مقداری اعم از صحیح یا اعشاری را بپذیرد. بیشینه مقدار گرادیان افقی کل در بالای لبه های توده قرار می گیرد. اندازه گرادیان افقی کل میدان مغناطیسی که به طور خلاصه گرادیان افقی نامیده می شود، از رابطه زیر به دست می آید [Telford, 1990].

$$G(x, y) = \left[\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)^2 \right]^{1/2} \quad (2-17)$$

که در آن T میدان مغناطیسی، $\left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)$ و $\left(\frac{\partial T}{\partial y} \right)$ به ترتیب مشتقاتی افقی میدان مغناطیس نسبت به جهات x و y است.

به دلیل ماهیت دو قطبی میدان های مغناطیسی، در عمل کمتر از این میدان ها برای محاسبه گرادیان افقی استفاده می شود. در مواردی که فقط برداشت مغناطیس سنجی انجام شده است. می توان ناهنجاری مغناطیسی را به ناهنجاری شبه گرایی تبدیل و سپس با محاسبه گرادیان افقی آن به تخمین مرز پرداخت. البته استفاده از ناهنجاری شبه گرانی در محاسبه گرادیان افقی، بیشتر در برداشت های کوچک مقیاس زمینی که نوفه های فرکانس بالا داده ها را تحت تأثیر قرار می دهند؛ اهمیت دارد. در برداشت های بزرگ مقیاس و هوابرد می توان مستقیماً از ناهنجاری مغناطیسی برداشت شده به محاسبه گرادیان افقی پرداخت [علمدار، ۱۳۸۸].

۲-۶-۲-۴ تبدیل هیلبرت

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

تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ از رابطه (۲-۸) به دست می آید [Blakely, 1996].

$$F_1(x) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{f(\dot{x})}{x-\dot{x}} d\dot{x} \quad (18-2)$$

و معکوس این تبدیل از رابطه (۲-۱۹) محاسبه می‌شود.

$$f(\dot{x}) = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{F_1(x)}{\dot{x}-x} dx \quad (19-2)$$

اگر از دو طرف رابطه (۲-۱۸) تبدیل فوریه گرفته شود رابطه زیر به دست می‌آید :

$$(20-2)$$

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

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

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

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

طریق رابطه (۲-۲۱) قابل محاسبه است [Blackly, 1996 ; Nabighian, 1972; Gann, 1997].

$$a(x) = f(x) - iF(x) \quad (21-2)$$

در این رابطه $a(x)$ سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ و $F_2(x)$ تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ می‌باشد.

با استفاده از رابطه (۲-۲۰) می‌توان تبدیل فوریه سیگنال تحلیلی را به صورت زیر تعریف کرد

[Gann, 1997].

$$\mathfrak{L}(a) = \mathfrak{L}(f)[1 + \operatorname{sgn} k] \quad (22-2)$$

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

بنابراین طیف سیگنال تحلیلی هیلبرت تحلیلی $F(x)$ در $K > 0$ دو برابر تبدیل فوریه $f(x)$ و برای

$K < 0$ صفر است.

بنابراین سیگنال تحلیلی تابع $F(X)$ به دو روش قابل محاسبه است.

الف: محاسبه تبدیل هیلبرت تابع $F(X)$ طبق رابطه (۲-۱۸) و ترکیب یا تابع $F(X)$ مطابق با رابطه

$$(21-2)$$

ب: محاسبه تبدیل فوریه تابع $F(X)$ و سپس به ازاء $K>0$ تبدیل فوریه تابع دو برابر، به ازاء $K>0$ تبدیل فوریه مساوی با صفر و به ازای $K=0$ بدون تغییر باقی گذاشته می‌شود و در نهایت عکس تبدیل فوریه نتایج محاسبه می‌شود [Minty,1991].

اگر $\varphi(x,z)$ بیانگر داده‌های میدان پتانسیل یک توده دو بعدی باشد، که مطابق شکل ۲-۱۲ در طول محور x اندازه‌گیری شده است، مشتق افقی و قائم این داده‌ها از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$\nabla \left(\frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) = ik \nabla(\varphi) . \quad (2-23)$$

$$\nabla \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) = |K| \nabla(\varphi) \quad (2-24)$$

در این روابط نماد بیانگر تبدیل فوریه می‌باشد.

با توجه به روابط فوق به سادگی نتیجه می‌شود که $\frac{\partial \varphi}{\partial z}$ و $\frac{\partial \varphi}{\partial x}$ تبدیلات هیلبرت یکدیگرند. ضمناً با توجه به رابطه (۳-۲۵) اگر $f(x) = \frac{\partial \varphi}{\partial x}$ و $F_1 = \frac{\partial \varphi}{\partial z}$ می‌توان برای حالت دو بعدی، سیگنال تحلیلی میدان پتانسیل را به صورت زیر نوشت [Blakley, 1996]:

$$a(x, z) = \frac{\partial \varphi}{\partial x} + i \frac{\partial \varphi}{\partial z} \quad (2-25)$$

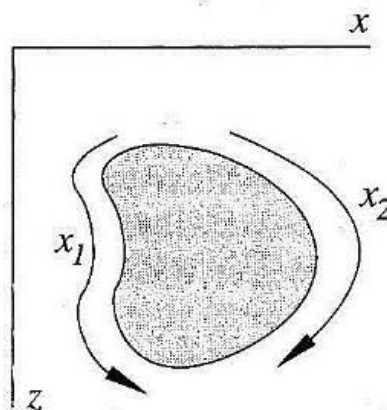
تابع سیگنال تحلیلی دارای خصوصیات جالبی به شرح زیر است:

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

اندازه آن تابعی متقارن نسبت به محور x است؛ که به بردار مغناطیس‌شدگی توده و بردار مغناطیس زمین بستگی ندارد؛ بلکه تنها تابعی از موقعیت توده زیر سطحی است [Zurflaeh, 1998].

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

۱. Cauchy Reimann



شکل (۲-۱۲) توده مدل دو بعدی برای تولید ناهنجاری مغناطیسی [Blakley, 1996].

نابیقان^۱ (۱۹۷۴) برای حالت دو بعدی از تابع زنگوله‌ای زیر برای به دست آوردن مشتقات بالا با سیگنال تحلیلی (پیشرفته) از منابع کم عمق استفاده کرد:

$$\left(\frac{\partial^n G_h}{\partial h^n}\right)^2 + \left(\frac{\partial^n G_z}{\partial h^n}\right)^2 = \frac{(1^2 * 2^2 * 3^2 * \dots * n^2) * \alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad (2-26)$$

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

در حالت سه بعدی سیگنال تحلیلی ساده $A(x, y)$ میدان پتانسیل G از رابطه (۳-۲۷) محاسبه می‌شود [Hsu, 1996؛ Blakley, 1996؛ Nabighian, 1996].

$$A_0(x, y) = \frac{\partial G}{\partial x} \hat{x} + i \frac{\partial G}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial G}{\partial z} \hat{z} \quad (2-27)$$

1. Nabighian
2. Step model

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

$$|A_0(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial G}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial z}\right]^2} \quad (28-2)$$

با تعمیم رابطه (۲۸-۳) برای حالت سه بعدی، محاسبه مشتق مرتبه n ام از سیگنال تحلیلی پیشرفته با استفاده از رابطه (۲۹-۳) به دست می‌آید:

$$A_0(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right] \hat{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left[\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right] \hat{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left[\frac{\partial^n G}{\partial z^n} \right] \hat{z} \quad (29-2)$$

هرچه فاصله بین سطح بالا و پایین بیشتر باشد، تشخیص لبه و یا مرزها با وضوح بهتر خواهد بود. به همین دلیل با سیگنال تحلیلی پیشرفته، وضوح و دقت تشخیص برای موقعیت مرزهای زمین‌شناسی افزایش یافته و در نتیجه کمتر تحت تأثیر تداخل قرار می‌گیرد. معادله (۳۰-۳) برای برآورد تخمین عمق مرزها مورد استفاده قرار می‌گیرد. برای برآورد عمق، از دامنه سیگنال تحلیلی ساده در محل‌های تعریف شده توسط حداکثر دامنه سیگنال تحلیلی پیشرفته مرتبه دوم استفاده می‌شود. این امر ممکن است منجر به برخی از اختلاف عمق بسته به وسعت اثرات تداخلی شود. اگر چه مقادیر اوج دامنه نسبت به مقادیر همسایه کمتر تحت تأثیر اثرات تداخلی قرار می‌گیرند.

$$d = \sqrt{2} \times \sqrt{\frac{|A_0(x, y)|_{max}}{|A_2(x, y)|_{max}}} \quad (30-2)$$

براساس مشتقات قائم، استفاد از سیگنال تحلیلی پیشرفته سه بعدی باعث کاهش اثرات تداخلی ناهنجاری‌های نزدیک به هم (مجاور هم) می‌شود [Salem, 2003].

روش‌های خودکار و نیمه خودکار مختلفی برای تعیین مشخصات هندسی (شامل مرزها و عمق) توده‌های مولد ناهنجاری‌های میدان پتانسیل گسترش یافته‌اند، اساس اکثر این روش‌ها استفاده از مشتق قائم و افقی ناهنجاری‌های میدان پتانسیل است. موفقیت و دقت نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف تابع فرض‌های به کار رفته در این روش‌هاست. این گونه فرض‌ها در مواقعی که تشخیص مغناطیس‌شدگی باقی‌مانده و القایی غیر ممکن است، بسیار مفید است [Salem, 2003].

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

۲-۶-۲-۵- سیگنال تحلیلی

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

به کمک یک تبدیل ساده در حوزه فرکانس، یک تابع تحلیلی ارائه می‌شود که مؤلفه حقیقی آن مشتق افقی میدان و مؤلفه مجازی آن مشتق عمودی میدان است. مؤلفه مجازی را می‌توان تبدیل هیلبرت^۳ مؤلفه حقیقی در نظر گرفت. این روش یک روش ساده و سریع برای محاسبه مشتق قائم از یک پروفیل را ارائه می‌کند [Nabighian, 1972].

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

2. Euler deconvolution

۳ Hilbert transform. 3

۲-۶-۳- روش‌های کمی پردازش

۲-۶-۳-۱- تئوری روش اویلر

مهم‌ترین مشخصه‌ای که در بسیاری از کارهای مهندسی اکتشافی نقش اساسی دارد، عمق ناهنجاری است. تا جایی که در بعضی از کاوش‌های اکتشافی و مهندسی عمق ناهنجاری، تنها پارامتری است که در تفسیر مورد توجه قرار دارد. از این رو روش‌های بسیار برای برآورد عمق ناهنجاری‌های میدان پتانسیل مغناطیسی ارائه شده؛ که بیشتر آن‌ها بین روش‌های گرانی و مغناطیسی مشترک است، که می‌توان برای مثال از روش‌های پیترز، عمق ماکزیمم، سیگنال تحلیلی، روش ورنر، روش کمترین مربعات و چندین روش دیگر نام برد [Blakely, 1996].

$F(v)$ تابعی از متغیرهای $v=(v_1, v_2, v_3, \dots)$ و تابع همگن از درجه n است؛ هرگاه شرط زیر برقرار باشد:

$$f(tv) = t^n f(v) \quad (2-31)$$

که در آن t : یک عدد حقیقی است

اگر تابع $f(v)$ نسبت به متغیر v مشتق پذیر باشد، رابطه زیر معادله اویلر نامیده می‌شود:

$$v \Delta_v f(v) = n f(v) \quad (2-32)$$

حال اگر تابع f تابعی از (x, y, z) در نظر گرفته شود روابط $(2-31)$ و $(2-32)$ بر حسب متغیرهای (x, y, z) به شکل زیر بازنویسی می‌شود:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (2-33)$$

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f \quad (2-34)$$

از طرفی اثر مغناطیسی یا گرانی اشکال مختلف هندسی را می‌توان به صورت کلی زیر نوشت:

$$f = \frac{\alpha}{r^N} \quad (2-35)$$

که در آن α : مقدار ثابت، x : فاصله توده تا نقطه اندازه‌گیری، f : میدان پتانسیل مغناطیسی و N : شاخص ساختاری است.

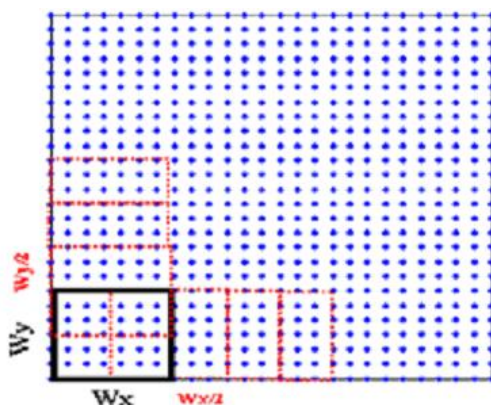
طبق رابطه (۲-۳۵)، میدان پتانسیل مغناطیسی، تابعی همگن از درجه N - است؛ که در مورد توده‌های با هندسه مختلف، می‌توان متغیر N را تغییر داد. تامپسون (۱۹۸۲) نشان داد که در مورد داده‌های میدان پتانسیل معادله اوایلر را می‌توان به شکل زیر نوشت:

$$x_0 \frac{\partial f}{\partial x} + y_0 \frac{\partial f}{\partial y} + z_0 \frac{\partial f}{\partial z} + NB = x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} + nf \quad (2-36)$$

که در آن (x_0, y_0, z_0) : موقعیت توده ایجاد کننده ناهنجاری و (x, y, z) : موقعیت نقطه اندازه‌گیری و B مقدار میدان ناحیه‌ای منطقه که به جمله متعادل کننده معروف است. N شاخص ساختاری است که به هندسه توده بستگی دارد و بیانگر نرخ میرایی میدان پتانسیل نسبت به فاصله است.

در این روش با انتخاب یک پنجره با پهنای مناسب و حرکت این پنجره بر روی شبکه داده‌ها، جواب های معادله اوایلر برای هر پنجره بدست می‌آید. همان طور که در شکل (۲-۱۳) مشاهده می‌شود، هر بار پنجره به اندازه نصف طول در جهت x و به اندازه نصف عرض در جهت y جابجا می‌شود. با فرض این که در هر پنجره n داده وجود دارد، می‌توان رابطه اوایلر را برای هر پنجره به شکل ماتریسی زیر نوشت:

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial f}{\partial x_1} & \frac{\partial f}{\partial y_1} & \frac{\partial f}{\partial z_1} & \dots & N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f}{\partial x_n} & \frac{\partial f}{\partial y_n} & \frac{\partial f}{\partial z_n} & \dots & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial f}{\partial x} + y_1 \frac{\partial f}{\partial y} + z_1 \frac{\partial f}{\partial z} + nf \\ \vdots \\ x_n \frac{\partial f}{\partial x} + y_n \frac{\partial f}{\partial y} + z_n \frac{\partial f}{\partial z} + nf \end{bmatrix} \quad (2-37)$$



شکل ۲-۱۳: نحوه حرکت پنجره روی شبکه (سلاجقه و ابراهیم زاده ۱۳۸۵)

معادله ماتریسی (۳۷-۲) برای هر پنجره با استفاده از روش کمترین مربعات حل می‌شود و مقادیر مجهول (x_0, y_0, z_0, B) به دست خواهد آمد. همان طور که از رابطه (۳۶-۲) مشخص است برای حل معادله اوایلر در یک پنجره، به گرادیان‌های میدان پتانسیل نیاز است. برای جلوگیری از برجسته شدن نوفه‌های همراه داده‌ها، هنگام مشتق‌گیری به روش تبدیل فوریه، تمامی گرادیان‌ها در حوزه مکان محاسبه می‌شود. برای محاسبه گرادیان‌های افقی نسبت به محورهای x و y از فرمول تقریبی تفاضل محدود استفاده می‌شود. اگر $M(x, y)$ معرف برداشت‌های گسسته میدان پتانسیل در حالت سه بعدی باشد؛ برای مثال ماتریس $M_{i,j}$ (که در آن $i = 1, 2, \dots$ و $j = 1, 2, \dots$) ماتریس داده‌های میدان پتانسیل در یک شبکه برداشت افقی با محور افقی (X) در راستای شرق-غرب و محور عمودی (Y) در راستای شمال-جنوب فواصل برداشت به ترتیب Δx و Δy باشد، مشتق افقی $M(x, y)$ نسبت به محورهای x و y در نقطه (i, j) با استفاده از روش تفاضل محدود به صورت زیر قابل محاسبه است:

این کار با استفاده از بسط سری تیلور و تقریب تفاضل مرکزی^۱ به دست آمده است. به عبارت دیگر با نوشتن بسط سری تیلور تابع مجهول M_{i+1} و M_{i-1} به وسیله روابط (۳۸-۲) و (۳۹-۲) و صرف نظر کردن از جمله سوم بعد و کم کردن دو رابطه از یکدیگر، رابطه تقریبی محاسبه مشتق افقی مرتبه اول داده‌های گسسته برداشت شده نسبت به x یا y نتیجه می‌شود:

$$M_{i+1} = M_i + \Delta x \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \dots \quad (38-2)$$

$$M_{i-1} = M_i - \Delta x \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \dots \quad (39-2)$$

$$M_{i+1} - M_{i-1} = M_i + \Delta x \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} - M_i + \Delta x \frac{\partial M}{\partial x} - \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 M}{\partial x^2} + \dots \quad (40-2)$$

که در آن دو جمله آخر حذف می‌شوند و مشتق افقی مرتبه اول از رابطه نهایی زیر نتیجه خواهد شد:

$$\frac{\partial M(x, y)}{\partial x} = \frac{M_{i+1,j} - M_{i-1,j}}{2\Delta x} \quad (41-2)$$

به طور مشابه رابطه تقریبی مشتق افقی مرتبه اول داده‌ها نسبت به y از رابطه زیر نتیجه می‌شود:

1. Central difference approximation

$$\frac{\partial M(x,y)}{\partial y} = \frac{M_{i,j+1} - M_{i,j-1}}{2\Delta y} \quad (42-2)$$

بعد از محاسبه گرادیان‌های افقی، گرادیان قائم داده‌ها با استفاده از تبدیل هیلبرت محاسبه می‌شود. تبدیل هیلبرت باعث تغییر فاز ۹۰ درجه‌ای در تابع شده و در نتیجه مشتق افقی به قائم تبدیل می‌شود. با استفاده از این روش، برجسته شدن نوفه به حداقل می‌رسد و تخمین عمق با دقت بالاتری صورت می‌گیرد. دلیل این امر این است که فیلتر کردن در حوزه فوریه از طریق محاسبه تبدیل فوریه داده‌ها، ضرب کردن آن در عبارت فیلتر و در نهایت عکس تبدیل فوریه و برگشت به حوزه مکان صورت می‌گیرد. در این روش بسیار مهم است که رفتار فیزیکی و ریاضی عبارت فیلتر انتخابی به خوبی شناخته شده باشد. عملگر فیلتر مشتق قائم مرتبه اول به صورت $\sqrt{u^2 + v^2}$ نوشته می‌شود که در آن u و v اعداد موج فوریه در راستای محورهای مختصات هستند که دارای ویژگی نامطلوبی است که به ازای فرکانس‌های بی‌نهایت، مقدار آن به بی‌نهایت میل می‌کند.

به همین منظور در طراحی‌های مربوط به فیلتر کردن، معمولاً این فیلتر در تابع کسینوس ضرب می‌شود؛ تا مقدار آن به ازای فرکانس‌های بالا به سمت صفر میل کند. اما در مقابل فیلتر تبدیل هیلبرت در حوزه فرکانس به صورت $\frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}}$ و $\frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}}$ نوشته می‌شود؛ که مقدار آن از ۱- تا ۱+ تغییر می‌کند و نیازی به تغییر ساختار آن نیست. به همین دلیل استفاده از این فیلتر برای محاسبه مشتق قائم، نتایج مطلوب‌تری نسبت به تبدیل فوریه ایجاد می‌کند. تبدیل هیلبرت از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$f(x') = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{f(x)}{x' - x} \quad (43-2)$$

که در آن $f(x')$: تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ است.

ابعاد پنجره مورد استفاده تأثیر مهمی بر نتایج بدست آمده دارد. معمولاً گفته می‌شود که باید ابعاد بهینه پنجره مورد استفاده قرار گیرد. با توجه به کاربرد این روش بر روی مدل‌های زمین‌شناسی مختلف، در این تحقیق، دو عامل اساسی برای انتخاب ابعاد پنجره معرفی شده است:

۱) ابعاد پنجره به قدری کوچک نباشد که مقدار داده‌های محاط در پنجره و گرادیان‌های آن‌ها در حدود هم بوده، تغییرات محسوسی نداشته باشند.

۲) ابعاد پنجره به اندازه‌ای بزرگ نباشد که داده‌های محاط در آن مربوط به توده‌های مختلف مجاور هم باشد و مشکل هم پوشانی ایجاد شود.

تنها عیب استفاده از روش اویلر این است که احتیاج به دانش قبلی در مورد شاخص ساختاری توده مسبب ناهنجاری است. در حقیقت انتخاب صحیح شاخص ساختاری، اصلی‌ترین مشکل برای کار با معادله اویلر در تخمین عمق توده‌ها است. جدول (۲-۲) شاخص ساختاری بعضی مدل‌های ساده زمین‌شناسی را نشان می‌دهد.

جدول ۲-۲: تعیین شاخص ساختاری معادله اویلر برای مدل‌های ساده زمین‌شناسی [علمدار و انصاری ۱۳۹۰]

مدل مغناطیسی	مدل گرانی	شاخص ساختاری
کنتاکت	سیل/دایک/کنتاکت	۰
پله‌ای ^۱	نواری ^۲	۰/۵
دایک	لوله	۱
لوله ^۲	کره	۲
کره		۳

یکی از روش‌های تعیین شاخص ساختاری، استفاده از روش ترکیبی سیگنال تحلیلی- اویلر دیکانولوشن است. تئوری این روش بدین صورت است که سیگنال تحلیلی و مشتقات مرتبه اول و دوم آن نسبت به محورهای x ، y و z در معادله اویلر جای‌گذاری می‌شود. حاصل این کار، سه معادله است

1. Step
2. Ribbon
3. pipe

که با حل آن‌ها تخمینی از مقدار شاخص ساختاری و هم‌چنین عمق توده بدست می‌آید. [علمدار، ۱۳۹۰].

۲-۶-۳-۲- روش طیف توان

یکی از ابزارهای قوی برای بررسی ساختارهای حرارتی زمین به وسیله مطالعات مغناطیس هوایی، تحلیل‌های طیفی است. کلمه طیف برای توصیف تغییرات بعضی کمیت‌های خاص مانند انرژی یا دامنه امواج که تابعی از برخی پارامترها مانند فرکانس و یا طول موج هستند، مورد استفاده قرار می‌گیرد. موقعی که یک سیگنال به صورت تابعی از فرکانس بیان شود گفته می‌شود که آن به طیف فرکانس تبدیل شده است. بنابراین از نظر ریاضی یک سیگنال حوزه زمان $f(t)$ می‌تواند به صورت $F(\omega)$ بیان شود که در آن ω فرکانس زاویه‌ای است. طیف توان، یک تابع در حوزه فرکانس است. عموماً برای تحلیل‌های طیفی داده‌های مغناطیسی و محاسبه عمق کف، لگاریتم طیف توان میانگین شعاعی در مقابل عدد موج (k) ترسیم می‌شود و عمق ناهنجاری‌های مغناطیسی با روش‌های متفاوتی محاسبه می‌شود.

تحلیل طیفی داده‌های مغناطیس در طول دو دهه گذشته به‌طور گسترده برای به‌دست آوردن عمق ساختارهای زمین‌شناسی مورد استفاده قرار گرفته است. روش تخمین عمق با استفاده از تحلیل طیف توان یکی از روش‌های خودکار تخمین عمق است که با در نظر گرفتن توزیع آماری منشأهای ایجاد آنومالی به تخمین عمق می‌پردازد. اولین تحلیل طیف توان به منظور تخمین عمق ناهنجاری‌های میدان پتانسیل توسط اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) انجام شد و بعدها توسط پژوهشگران دیگری (هآهن، ۱۹۷۶؛ کنارد^۱، ۱۹۸۳) توسعه داده شد. در تمامی تحلیل‌های طیفی ارائه شده، پارامترهای مربوط به منشأ آنومالی مانند چگالی و خودپذیری مغناطیسی به صورت تصادفی و ناهمبسته فرض شده‌اند. این فرض به دو دلیل است:

^۱. Connard

(۱) اجتناب از پیچیدگی‌های ریاضی مربوط به محاسبه طیف. (۲) عدم دسترسی به اطلاعات درمورد توزیع منابع زیر سطحی. با استفاده از مطالعات مربوط به حفاری‌های عمیق KTB که توسط آلمانی‌ها در نقاط مختلفی از جهان انجام شده بود و همچنین با استفاده از مطالعات ماوس و دیمری^۱ (۱۹۹۵) و ژائو و تایبو^۲ (۱۹۹۸) بر روی اطلاعات حاصل از این حفاری‌ها، نشان داده شد که فرض مربوط به ناهمبستگی و تصادفی بودن منشأ آنومالی صحیح نیست. بنابراین، منشأ آنومالی به صورت همبسته و دارای توزیع مقیاس‌بندی شده است. روش تخمین عمق تا سطوح تباین چگالی یا خودپذیری مغناطیسی به روش طیف توان اصلاح شده توسط افراد زیادی مطالعه و توسعه داده شد [پیلکینگتون و تودوسچاک^۳ (۱۹۹۳)، ماوس و دیمری (۱۹۹۶)، ژائو و تایبو (۱۹۹۸)، ماوس (۱۹۹۹) و کوآترا^۴ (۲۰۰۰)].

روش اسپکتور و گرنت

در چند دهه گذشته تحلیل‌های طیفی بر پایه مدل‌های آماری برای کاربردهای متنوع زمین‌شناسی مانند تخمین عمق متوسط بالایی ناهنجاری‌های مغناطیسی و یا تخمین ضخامت پوسته مورد استفاده قرار گرفته است. باتاچاریا (۱۹۶۶) طیف توان یک ناهنجاری شدت میدان مغناطیسی کل مربوط به یک بلوک مستطیلی را به صورت تابعی از عدد موج‌های u, v (radians/km) در جهت x, y بدست آورد. اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) این عبارت را با فرض اینکه ناهنجاری‌های روی نقشه مغناطیس هوایی وابسته به مجموعه‌ای از منشورهای قائم هستند، تعمیم دادند. بنابراین طیف توان ناهنجاری‌های مغناطیسی موجود در یک نقشه شدت میدان با فرض اینکه مغناطیدگی سنگ‌ها تابع تصادفی از x و y باشد، در مختصات قطبی به صورت زیر ارائه خواهد شد [Salem et al., 2000]:

$$\langle E(r, \theta) \rangle = 4\pi^2 M^2 R_G^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \langle S^2(r, \theta) \rangle \langle R_p^2(\theta) \rangle \quad (2-44)$$

². Maus and Dimri,

³. Zhou and Thybo,

⁴. Pilkington and Todoeschuck,

⁵. Quarta

که در آن $\langle \rangle$ بیانگر مقدار مورد انتظار^۱، $r = (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}}$ اندازه عدد موج، $\theta = \tan^{-1}(\frac{u}{v})$ جهت بردار عدد موج، M ممان مغناطیسی به ازای واحد عمق، h عمق بالایی منشور، t ضخامت منشور، S فاکتوری برای اندازه افقی منشور، R_p فاکتوری برای مغناطیدگی منشور و R_G فاکتوری برای جهت میدان مغناطیسی زمین می‌باشد.

با گرفتن میانگین نسبت به θ خواهیم داشت:

$$\langle \bar{E}(r) \rangle = 4\pi^2 M^2 \bar{R}_G^2 \langle e^{-2hr} \rangle \langle (1 - e^{-tr})^2 \rangle \langle \bar{S}^2(r) \rangle \quad (45-2)$$

$\bar{E}$ ، $\bar{R}$ و $\bar{S}$ بیانگر میانگین نسبت به θ می‌باشند. اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) نشان دادند که گرادیان لگاریتم طیف فوریه میانگین ناهنجاری‌های مغناطیسی مجموعه منابع با عمق بالایی منابع مرتبط است، هم‌چنین موقعیت پیک طیف‌ها بر روی محور فرکانس یا عدد موج با ضخامت لایه منابع مغناطیسی در ارتباط می‌باشد. لگاریتم میانگین طیف توان انرژی به صورت رابطه (۴۵-۲) محاسبه می‌شود و در صورتی که عدد موج بر حسب 1/kunit باشد، عمق طبق رابطه (۴۶-۲) محاسبه می‌شود؛ که در آن s شیب لگاریتم طیف توان انرژی و h عمق می‌باشد.

$$\text{Log} \langle \bar{E}(r) \rangle = -2hr \quad (45-2)$$

$$h = \frac{-s}{4\pi} \quad (46-2)$$

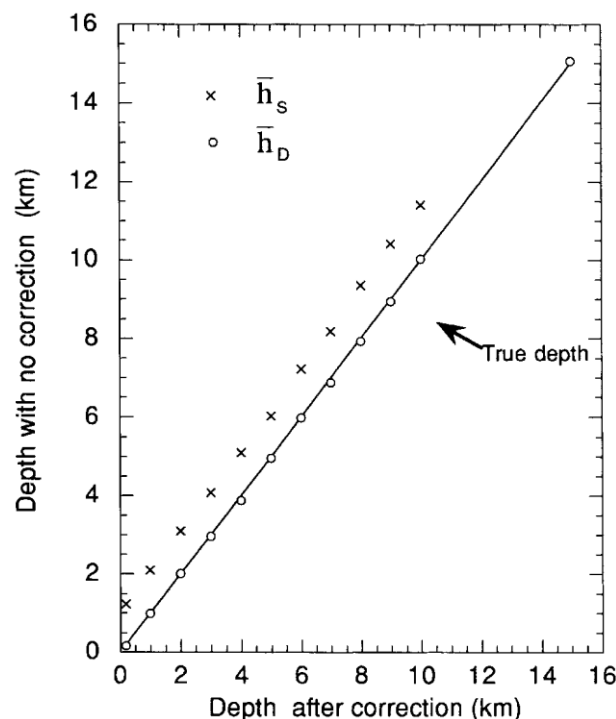
در این روش که در گذشته محبوبیت خاصی داشته، عمق متوسط منبع با نرخ زوال^۲ طیف توان مغناطیسی مرتبط است. این روش توزیع پارامترها را برای مجموعه‌ای از بلوک‌های مغناطیسی شده یکنواخت فرض می‌کند که منجر به زوال یا کاهشی با نرخ نمایی وابسته به عمق می‌شود [Fedi et al., 1997]. هم‌چنین در این روش نرخ زوال قانون توانی^۳ وجود دارد؛ که مستقل از عمق می‌باشد. برای اکثر موارد به جز برای اعماق زیاد و بلوک‌هایی با اندازه کوچک، طیف توان مشاهده‌ای برای نرخ زوال قانون توانی باید تصحیح گردد. اگر توزیع عمقی بلوک‌های مغناطیسی گوسی (نرمال) باشد طیف

^۱ Expected value

^۲ decay

^۳ Power-law

توان مشاهده شده باید برای زوال قانون توانی مستقل از عمق و هم‌چنین زوال نمایی تصحیح شود [Fedi et al., 1997]. بنابراین قبل از به کار بردن روش اسپکتور و گرنت برای تخمین عمق، طیف توان مشاهده‌ای برای زوال قانون توانی باید تصحیح گردد. متأسفانه قبل از اینکه فدی^۱ و همکاران (۱۹۹۷) نشان دهند که برای تخمین عمق با استفاده از روش اسپکتور و گرنت طیف مشاهده‌ای باید تصحیح گردد، این روش بدون تصحیح طیف در کارهای اشخاصی مانند (Ofoegbu and Hein, 1991; Cowan and Cowan, 1993; Hildenbrand et al., 1993; Pawlowski, 1994) به کار برده شد، که نتایج تخمین با خطای بالایی همراه بود. نتایج تخمین عمق برای عمق متوسط مجموعه‌ای از بلوک‌ها با طیف تصحیح شده و تصحیح نشده در شکل (۲-۱۴) مقایسه شده است. توجه داشته باشید که روش اسپکتور و گرنت بدون تصحیح تضعیف طیفی دائماً عمق‌های بین صفر تا ۱۵ کیلومتر را بیشتر تخمین می‌زند [Fedi et al., 1997].



شکل ۲-۱۴: بهبود تخمین عمق به روش اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) با استفاده از تصحیح قانون توان. ($\bar{h}_D$) دواير کوچک روی خط ممتد بیانگر عمق واقعی و تخمین‌های عمق روش اسپکتور و گرنت ($\bar{h}_s$) با علامت $\times$ مشخص شده‌اند. [Fedi et al., 1997].

فصل سوم:

تهیه مدل مدل مصنوعی، محاسبه اثر

مغناطیسی آن و کاربرد روش‌های

طیف توان و اوپلر

۳-۱- مقدمه

به منظور بررسی روش‌های تخمین عمق اوایلر دیکانولوشن و طیف توان انرژی، مدل‌های مصنوعی جهت شبیه‌سازی ساختارهای زمین‌شناسی نظیر ساختارهای کروی، افقی و قائم در راستای عمقی و... با استفاده از نرم‌افزار Potent تهیه شده است. به دلیل اینکه هدف بررسی روش‌های طیف توان و اوایلر روی موضوع معدنی است. لذا عمق‌های در نظر گرفته شده برای ساختارهای مصنوعی دارای عمق اندک هستند. مدل‌های ساخته شده پس از اضافه کردن اندکی نوفه، آماده به‌کارگیری روش‌های تخمین عمق شد. روش‌های تخمین عمق توسط نرم‌افزار اوسیس مونتاز^۱ شرکت ژئوسافت^۲ انجام شد. در بخش‌های بعدی پارامترهای مدل‌ها و نتایج تخمین عمق برای این مدل‌ها مورد بررسی قرار گرفته است.

۳-۲- محاسبه اثر مغناطیسی یک توده

میدان مغناطیسی ناشی از حجمی از ماده مغناطیسی طبق رابطه زیر محاسبه می‌شود [Blakley, 1996].

$$B = -c_m \nabla_p \int M \cdot \nabla_Q \frac{l}{r} dv \quad (۳-۱)$$

که در آن، M مغناطیدگی و r فاصله از نقطه مشاهده p تا آلمان حجمی dv توده است. مقدار ثابت C_m نیز در سیستم S_1 برابر با 10^{-7} هانری بر متر می‌باشد. اما در بیشتر برداشت‌های مغناطیسی ناهنجاری کل میدان اندازه‌گیری می‌شود؛ که به صورت تقریبی از رابطه زیر محاسبه می‌شود [Blakley, 1996]. (۳-۲)

$$\Delta T = -c_m \hat{F} \cdot \nabla_P \int M \cdot \nabla_Q \frac{l}{r} dv$$

1. Oasis Montaj
2. Geosoft Ltd

که در آن، F برداری یکه و در جهت میدان زمین است. مشابه با مدل سازی پیشرو داده های گرانی در اینجا نیز مشکل اصلی حل انتگرال حجمی است. در عمل حجم توده مغناطیسی را می توان با مجموعه ای از المان های ساده تر مانند دو قطبی های مغناطیسی، منشورهای مستطیلی و یا ورقه های چند ضلعی تخمین زد. رابطه محاسبه میدان مغناطیسی ناشی از یک منشور مستطیلی توسط باتاچاریا ارائه شده است [Blakley, 1996].

(۳-۳)

$$\Delta T = C_m M \left[\frac{a_{23}}{2} \log \left(\frac{r - x'}{r + x'} \right) + \frac{a_{12}}{2} \log \left(\frac{r - y'}{r + y'} \right) - a_{12} \log(r + z_1) \right]$$

$$- \hat{M}_x \hat{F}_x \arctan \left(\frac{x' y'}{x'^2 + rz_1 + z_1^2} \right) - \hat{M}_y \hat{F}_y \arctan \left(\frac{x' y'}{r^2 + rz_1 - x'^2} \right)$$

$$\hat{M}_2 \hat{F}_2 \arctan \left(\frac{x' y'}{rz_1} \right) \begin{matrix} x' = x_2 & y' = y_2 \\ x' = x_1 & y' = y_1 \end{matrix}$$

که در آن:

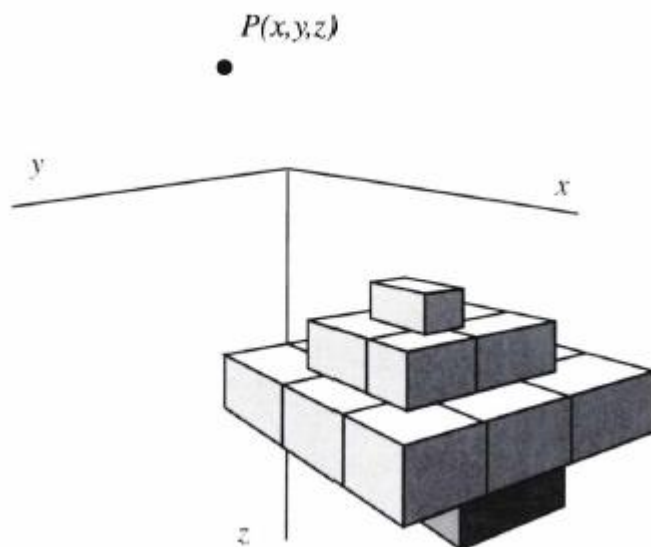
$$a_{12} = \hat{M}_x \hat{F}_y + \hat{M}_y \hat{F}_x \quad (۳-۴)$$

$$a_{13} = \hat{M}_x \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_x$$

$$a_{23} = \hat{M}_y \hat{F}_x + \hat{M}_x \hat{F}_y$$

$$r^2 = x'^2 + y'^2 + z'^2$$

که در آن، F میدان مغناطیسی زمین است و هر منشور دارای مغناطیدگی M و ابعاد $x_1 \leq x \leq x_2$ ،
 $y_1 \leq y \leq y_2$ و $z_1 \leq z \leq \infty$ است. برای محاسبه ناهنجاری کل مشاهده ای در مبدا مختصات و ناشی از یک منشور مستطیلی که از عمق z_T تا z_b امتداد یافته است، ابتدا باید رابطه (۳-۳) را برای منشوری با عمق z_T و مغناطیدگی M و سپس منشوری با عمق z_b و مغناطیدگی $-M$ محاسبه کرد. انتخاب مجموعه ای از منشورهای مستطیلی می تواند راه حل ساده ای برای تخمین حجم یک توده سه بعدی باشد (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱: نمای سه بعدی از یک توده توسط مجموعه‌ای از منشورهای مستطیلی

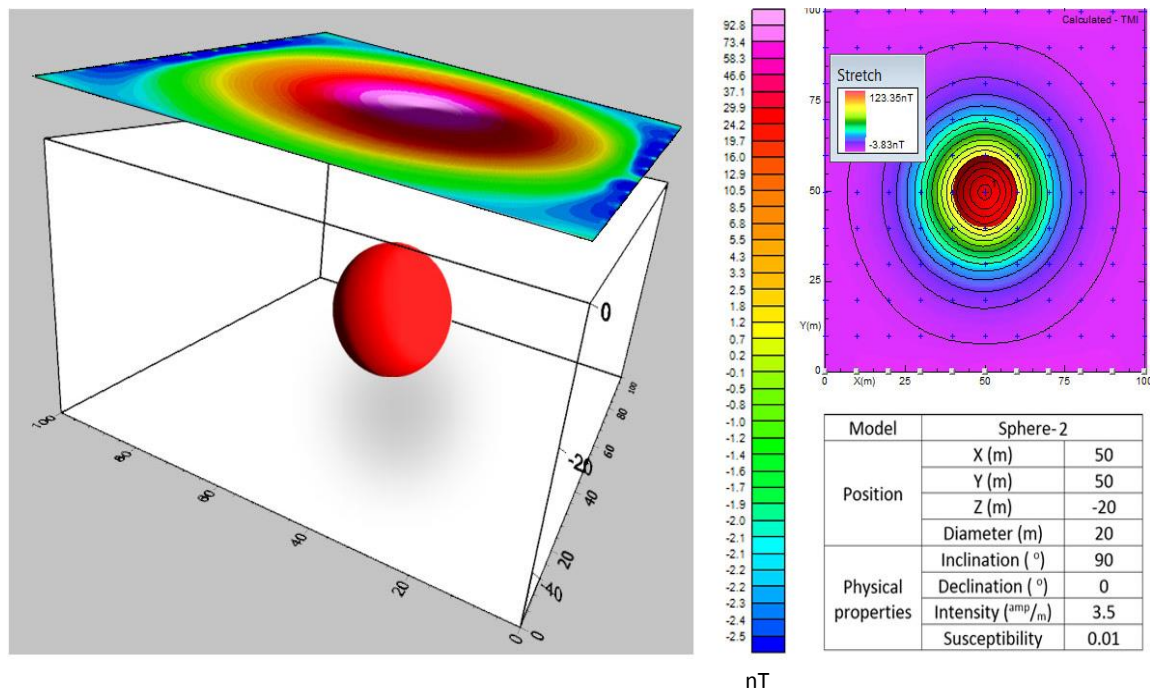
۳-۳- مدل مصنوعی کروی شکل

با توجه به اینکه پارامترهایی مثل خودپذیری، شعاع و عمق برای جسم مدفون در مقدار ناهنجاری مغناطیسی تولیدی مؤثر است، هر یک از مدل‌های مصنوعی با تغییرات پارامترها مورد بررسی قرار می‌گیرند.

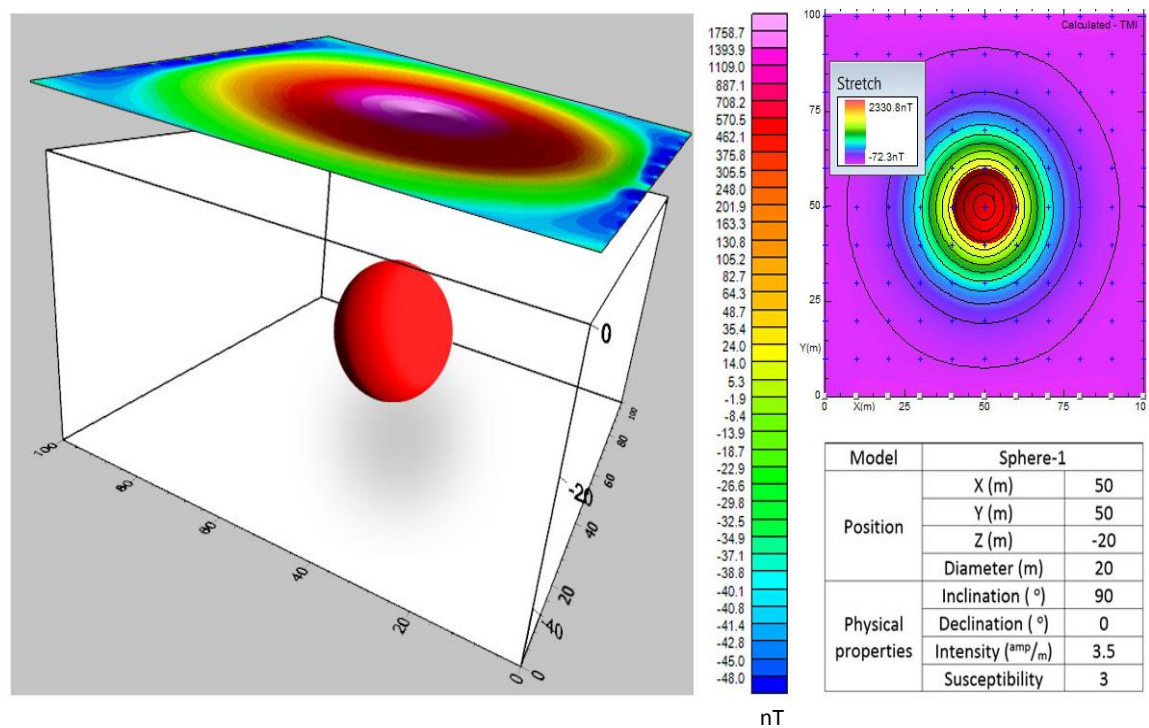
۳-۳-۱- تغییرات مقدار خودپذیری

در این بخش پارامتر خودپذیری مغناطیسی مورد مطالعه و بررسی قرار خواهد گرفت. برای خاصیت خودپذیری با مقدار بالا، یک کره با خاصیت مگنتیتی و برای خودپذیری با مقدار پایین، کره‌ی از جنس هماتیت ساخته شد. در ابتدا کره هماتیتی با شعاع ۱۰ متر، عمق ۲۰ متر و خاصیت خودپذیری ۰/۰۱ در سیستم SI آورده شده است. پارامترهای فیزیکی و هندسی و همچنین نقشه حاصل از داده‌های آن برای مدل مورد نظر در شکل (۳-۲) نشان داده شده است. برای کره‌ی مدفون از جنس

مگنتیت نیز این پارامترها ولی با مقدار خودپذیری ۳ در نظر گرفته شد. پارامترهای فیزیکی و هندسی این مدل نیز در شکل (۳-۳) نمایش داده شده است.



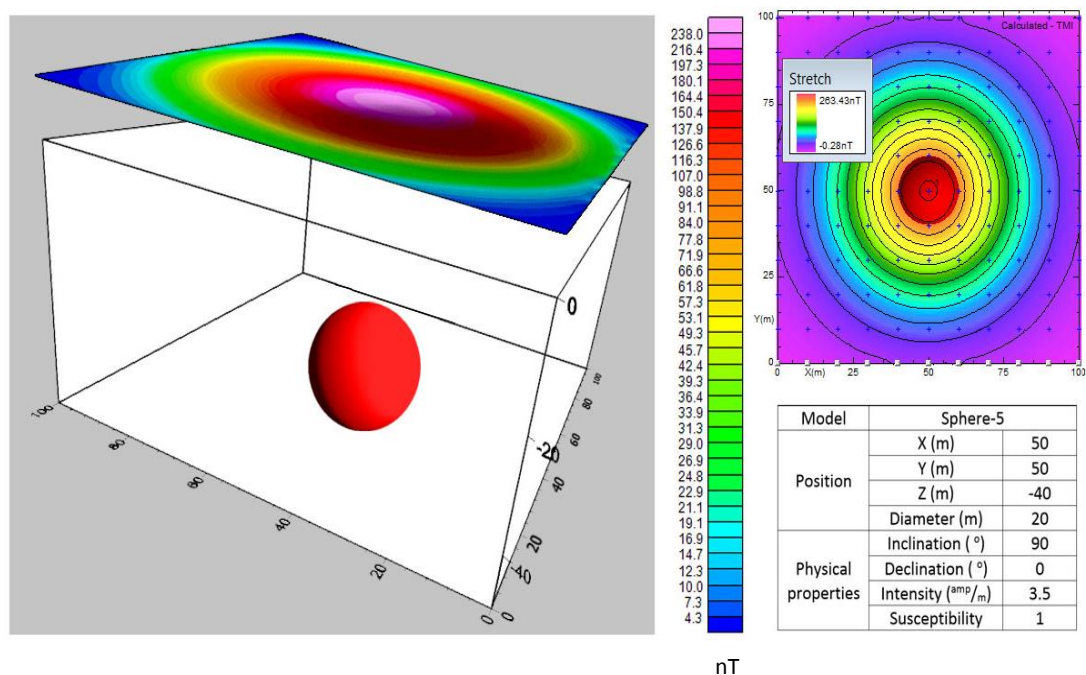
شکل ۳-۲: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی از جنس هماتیت



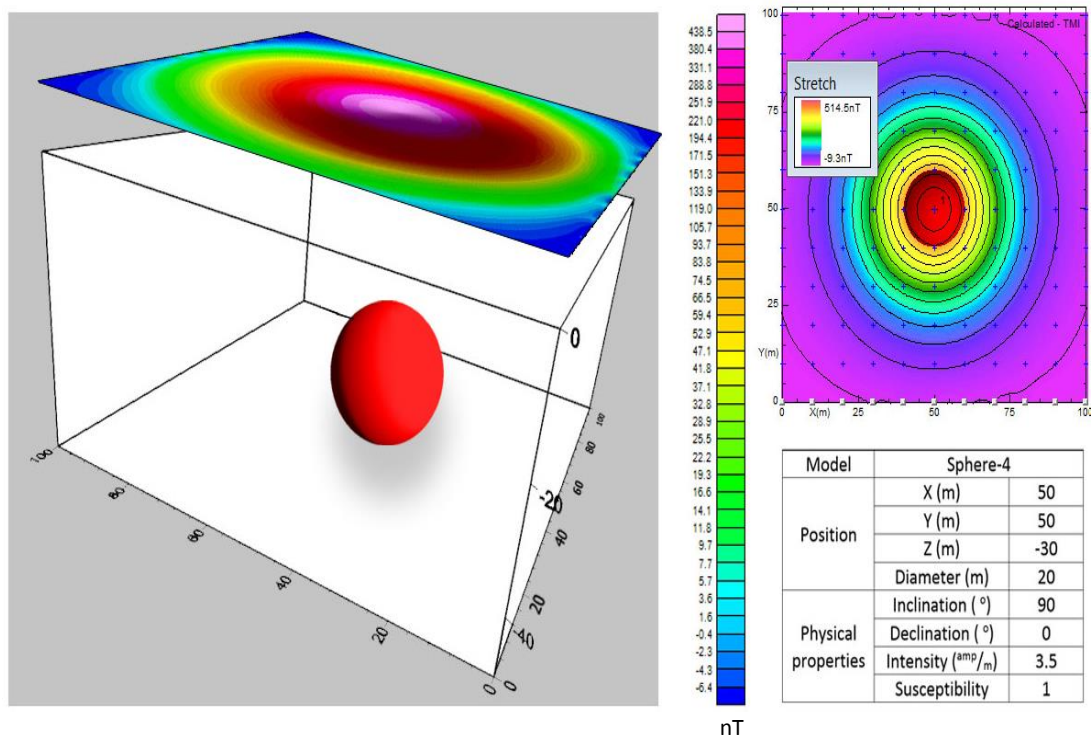
شکل ۳-۳: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی از جنس مگنتیت

۳-۲- تغییرات عمقی

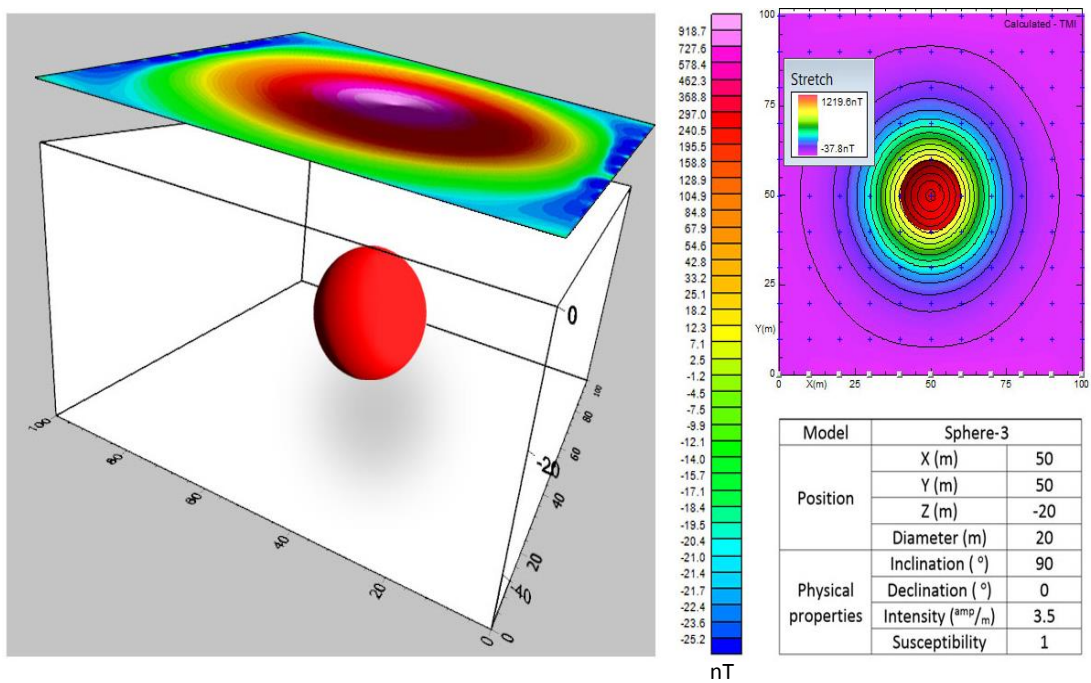
برای بررسی تغییرات عمقی در ساختارهای کروی، سه کره با عمق‌های متفاوت ساخته شد. عمق‌های در نظر گرفته شده برای این مدل‌ها ۲۰، ۳۰ و ۴۰ متر از سطح زمین می‌باشد. تمامی پارامترهای فیزیکی در این مدل‌ها یکی است و در پارامترهای هندسی تنها پارامتر عمق متفاوت است. در ابتدا کره‌ی با عمق ۴۰ متر از سطح زمین ساخته شد که تغییرات مغناطیسی تولید شده از ۴ نانوتسلا تا ۲۳۸ نانوتسلا است. پارامترهای در نظر گرفته شده برای این مدل و نمای ۳ بعدی از آن در شکل (۳-۳) آورده شده است. مدل بعدی یک کره واقع در ۳۰ متری از سطح زمین است که تغییرات مغناطیسی آن در بازه ۸- تا ۴۳۸ نانوتسلا می‌باشد. پارامترهای در نظر گرفته شده و نمای ۳ بعدی آن در شکل (۳-۵) آورده شده است. در قسمت آخر مدل ساخته شده، کره در عمق ۲۰ متر از سطح زمین ساخت شد که بازه تغییرات مغناطیسی آن از ۲۵- تا ۹۱۸ نانوتسلا می‌باشد و مقادیر برای ساختن این مدل و شکل ۳ بعدی آن در شکل (۳-۶) نمایش داده شده است.



شکل ۳-۴: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۴۰ متر



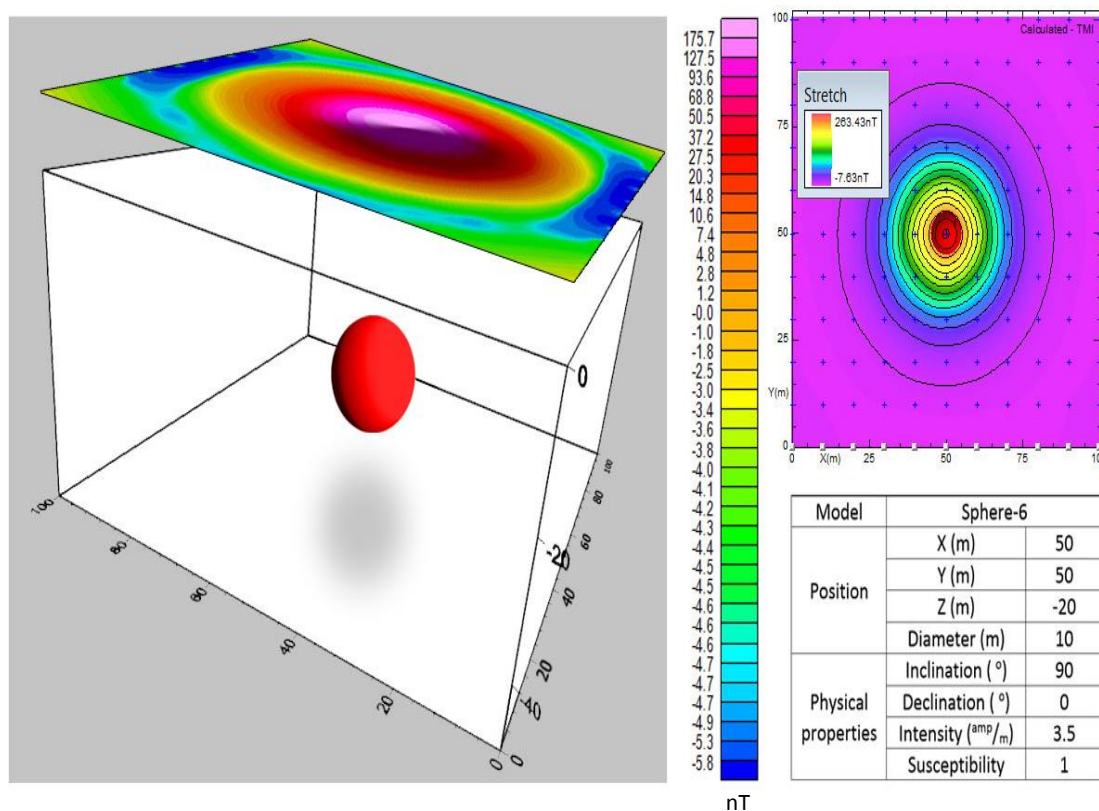
شکل ۳-۵: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۳۰ متر



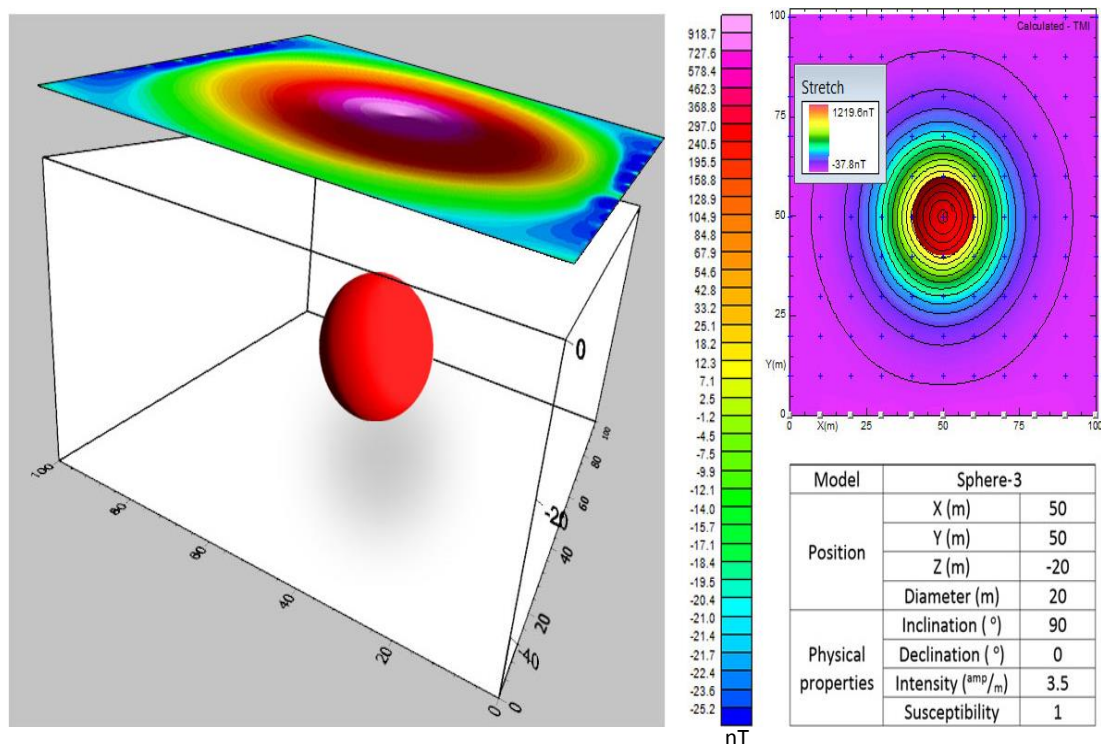
شکل ۳-۶: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۲۰ متر

۳-۳-۳- تغییرات شعاعی

در این قسمت تغییرات شعاعی برای ساختارهای کروی نظیر کره مد نظر است. بدین منظور دو کره با شعاع‌های متفاوت و سایر پارامترهای دیگر که یکسان می‌باشد، ساخته شد. شعاع‌های در نظر گرفته شده برای این مدل‌ها، ۵ متر و ۱۰ متر می‌باشد و بازه‌ی تغییرات مغناطیس حاصل از کره با شعاع ۵ متر، از ۵- تا ۱۵۷ نانوتسلا می‌باشد که در شکل (۳-۷) نتایج حاصل از مدل ساخته شده نشان داده شد. همچنین در کره‌ی دیگر با شعاع ۱۰ متر، بازه‌ی تغییرات مغناطیس از ۲۵- تا ۹۱۸ نانوتسلا می‌باشد که در شکل (۳-۸) نمایش داده شده است.



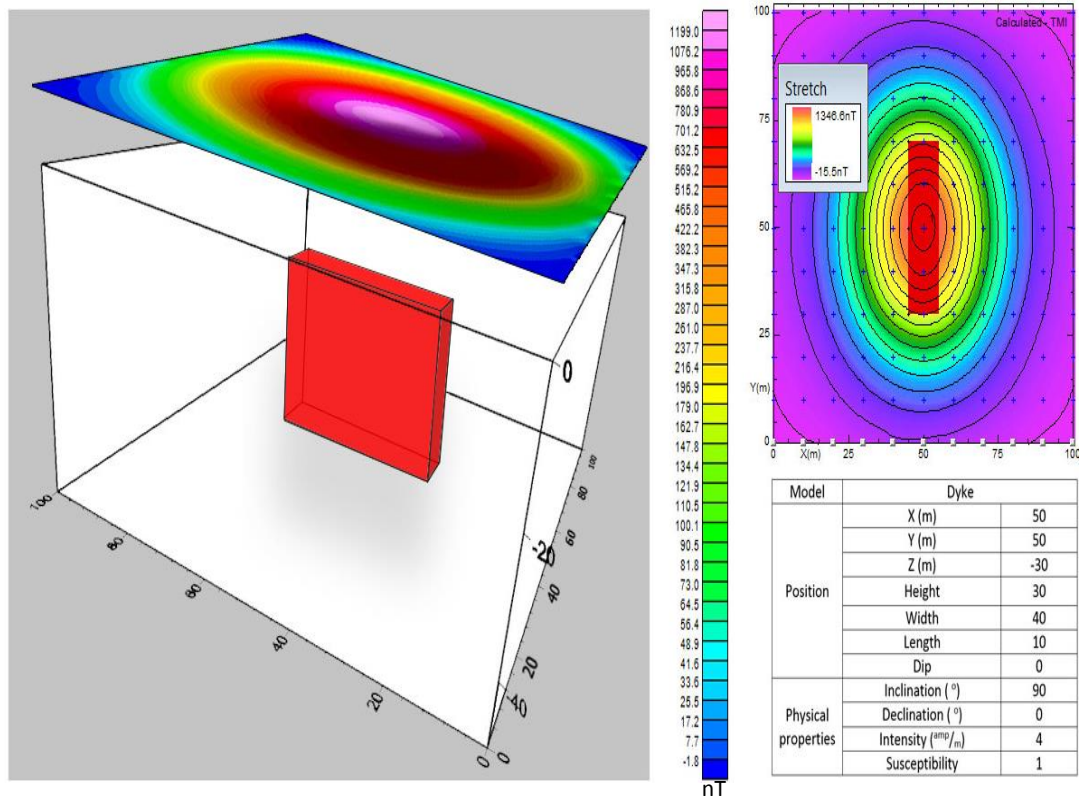
شکل ۳-۷: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی با قطر ۱۰ متر



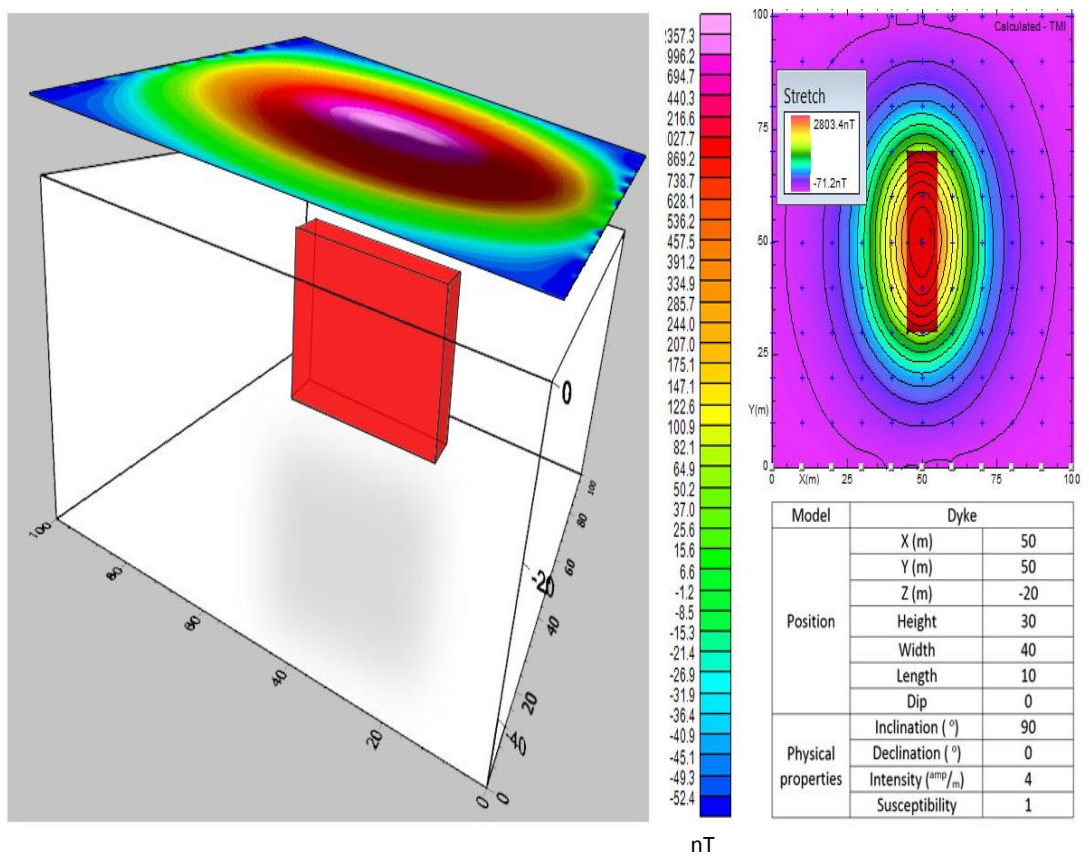
شکل ۳-۸: مدل مصنوعی کره‌ی مغناطیسی مدفون با قطر ۲۰ متر

۳-۴- مدل مصنوعی دایک، تغییرات عمقی

برای ساختارهای قائم معمولاً مدلی که مورد استفاده قرار می‌گیرد، دایک می‌باشد. دایک‌های مدفون به صورت عمقی و شیب‌دار طراحی شدند. به منظور بررسی ساختارهای قائم نظیر دایک، دو مدل که دارای عمق‌های متفاوت می‌باشد، ساخته شد. سایر پارامترهای فیزیکی و هندسی در این دو مدل یکسان است. بازه‌ی تغییرات مغناطیسی حاصل برای دایک واقع در عمق ۳۰ متری از ۲- تا ۱۱۹۹ نانوتسلا می‌باشد. همچنین بازه تغییرات دایک واقع در عمق ۲۰ متری از ۵۲- تا ۱۳۵۷ نانوتسلا می‌باشد. پارامترها و نتایج حاصل از ساخت مدل‌ها در شکل‌های (۳-۹) و (۳-۱۰) آمده است.



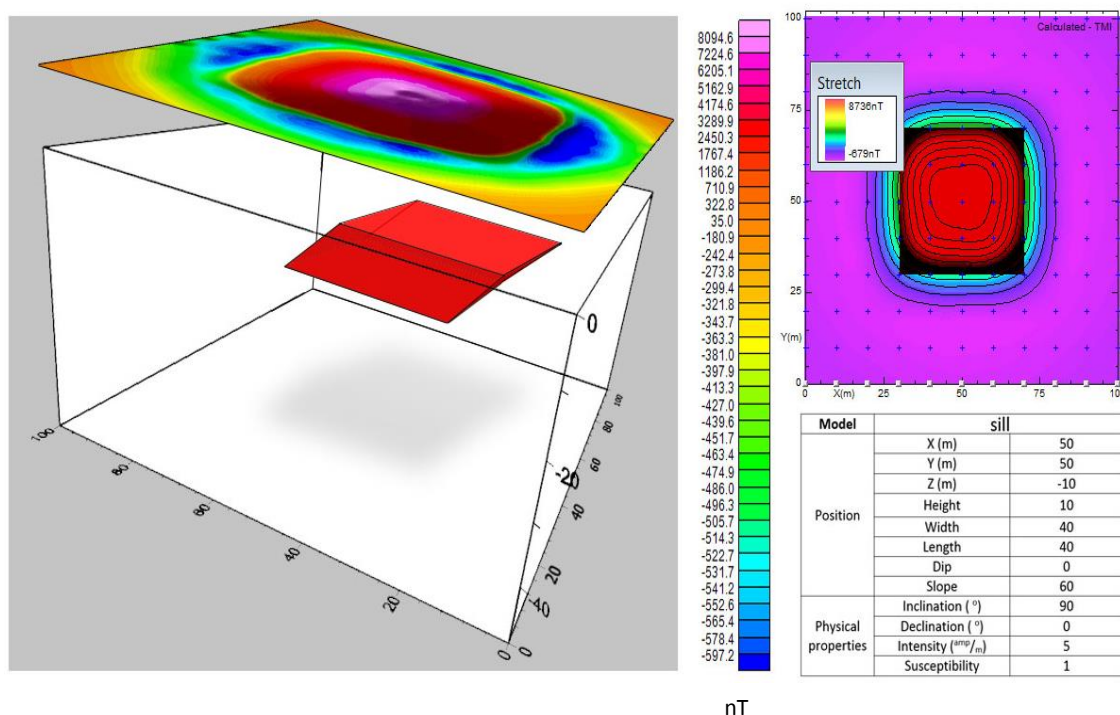
شکل ۳-۹: مدل مصنوعی دایک مغناطیسی مدفون با عمق ۳۰ متر



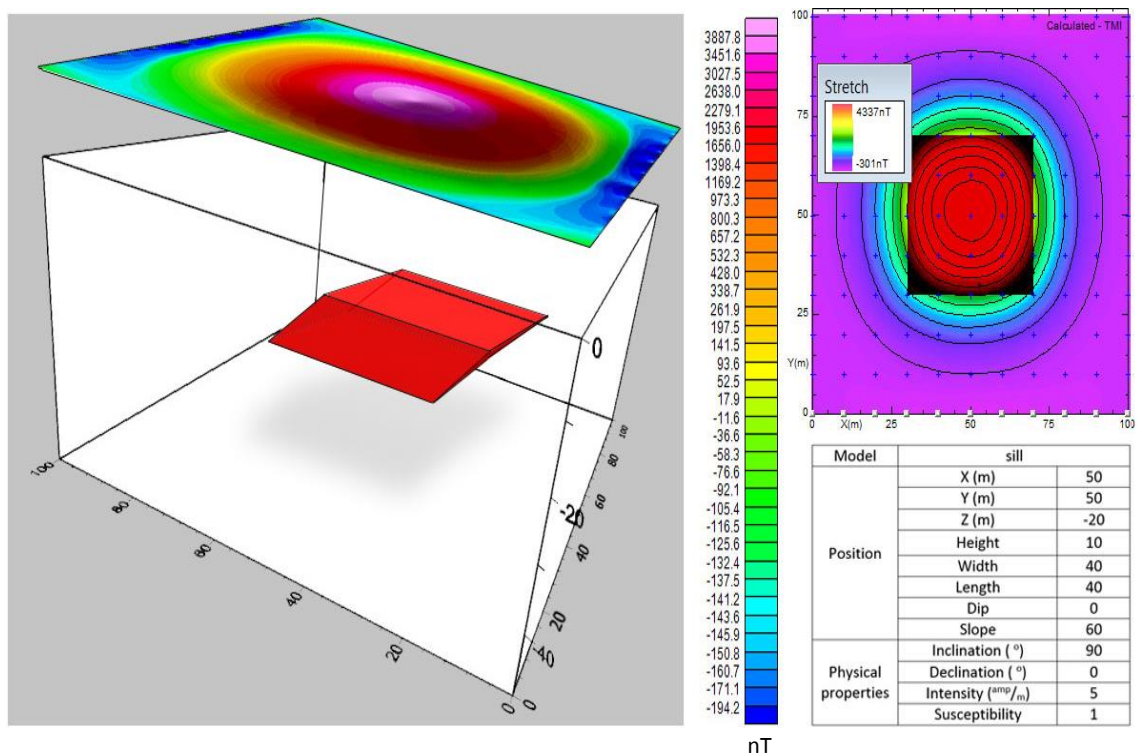
شکل ۳-۱۰: مدل مصنوعی دایک مغناطیسی مدفون با عمق ۲۰ متر

۳-۵- مدل مصنوعی سیل

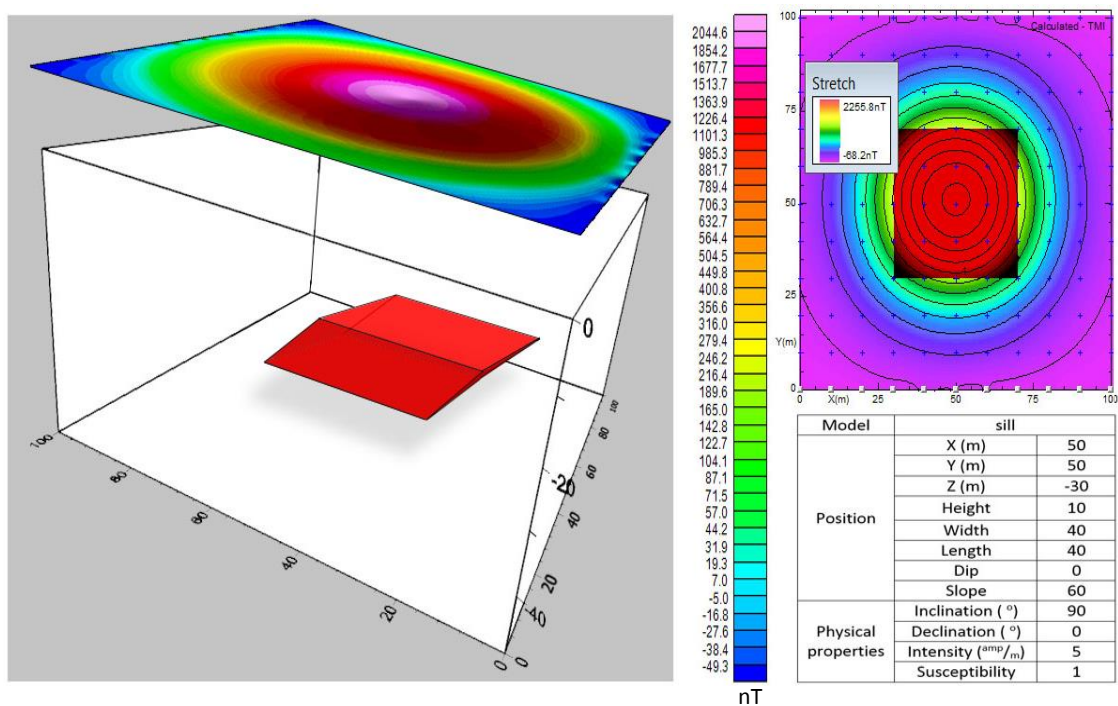
برای بررسی برآورد تخمین عمق به روش‌های طیف توان و اویلر در ساختارهای افقی شکل، مدل مصنوعی تهیه شده است. سیل بدین جهت که دارای ساختاری موازی با لایه‌بندی‌های زمین است، انتخاب گردید و تغییرات عمقی آن مورد بررسی قرار گرفت. سیل‌های مدفون دارای عمق‌های ۱۰ متر، ۲۰ متر و ۳۰ متر هستند. به جز پارامتر عمق، تمامی پارامترهای فیزیکی و هندسی دیگر در این مدل-ها یکی است. بازه‌های تغییرات مغناطیس برای سیل واقع در عمق ۱۰ متر از ۵۹۷- تا ۸۹۴ نانوتسلا، برای سیل واقع در عمق ۲۰ متر از ۱۹۴- تا ۳۸۸۷ نانوتسلا و برای سیل مدفون در عمق ۳۰ متر از ۴۹- تا ۲۰۴۴ نانوتسلا می‌باشد. که این نتیجه بدست می‌آید؛ که با تغییرات عمق از عمق کمتر به عمق بیشتر بازه تغییرات مغناطیس بزرگ‌تر می‌شود. نتایج حاصل از مدل‌های ساخته شده و پارامترهای مد نظر گرفته شده در شکل‌های (۳-۱۱)، (۳-۱۲) و (۳-۱۳) نشان داده شده است.



شکل ۳-۱۱: مدل مصنوعی سیل مغناطیسی مدفون با عمق ۱۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۱۲: مدل مصنوعی سیل مغناطیسی مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۱۳: مدل مصنوعی سیل مغناطیسی مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین

۳-۶- کاربرد روش اویلر

۳-۶-۱- نتایج بررسی مقدار خودپذیری مغناطیسی

در این بخش روش اویلر استاندارد برای مدل‌های مصنوعی تولید شده به کار گرفته شده است. برای هر مدل با ضریب ساختار مشخص، پنجره‌های متفاوت در نظر گرفته شد و تخمین عمق جداگانه برآورد شده است. برای پارامتر خودپذیری مغناطیسی در مدل‌های مگنتیتی و هماتیتی روش اویلر اعمال شد و نتایج آن برای هر پنجره بدست آمد. نتایج بدست آمده برای هر پنجره در جداول (۳-۱) و (۳-۲) نشان داده شده است. برای کره‌ی مدفون مگنتیتی، پراکندگی عمق نقاط تخمین زده شده به وسیله نمودار دوبعدی تخمین عمق در راستای x یا y و z برای هر پنجره محاسبه و نشان داده شده است (شکل‌های ۳-۱۴ الی ۳-۱۸). با توجه به نتایج بدست آمده و نمودار پراکندگی عمقی نقاط تخمین زده شده برای هر پنجره می‌توان به این نتیجه رسید، که روش اویلر عمق مرکزی مدل را برآورد می‌کند. و عمق متوسط که حاصل میانگین‌گیری تمام عمق‌های تخمین زده شده است، اندکی بالاتر از عمق مرکزی کره است. در کره مگنتیتی بهترین پنجره 3×3 و برای کره هماتیتی 5×5 یا 3×3 است که بهترین عمق تخمین زده شده، عمق مرکز کره را نتیجه می‌دهد. عمق مرکز و عمق متوسط تمامی عمق‌های نقاط تخمین زده شده در جدول‌های (۳-۱) و (۳-۲) آمده است.

برای نشان دادن فراوانی عمق‌های تخمین زده شده نمودارهای آماری رسم گردید. نمودارهای آماری برای هر کدام از پنجره‌های در نظر گرفته شده، جداگانه رسم گردید که می‌توان فراوانی عمق‌ها و نرمال بودن پراکندگی عمق‌ها و سایر خصوصیات آماری مثل میانگین و خطا را مشاهده نمود. شکل‌های (۳-۱۹) و (۳-۲۰) نمودارهای آماری برای کره‌ی از جنس هماتیت و مگنتیت را نشان می‌دهند.

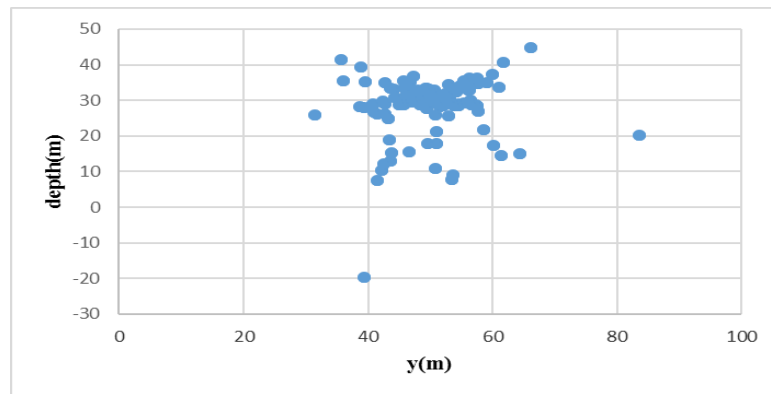
در سایر مدل‌ها تنها نتایج تخمین عمق و نمودار آماری برای هر پنجره در جداول آمده است.

جدول ۱-۳: نتایج تخمین عمق به روش اویلر با پنجره‌های متفاوت، کره مغنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر

پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵
عمق مرکز	۲۹/۷۶	۳۱/۷۱	۳۱/۲۶	۳۱/۱	۳۲/۶۵
عمق میانگین	۲۸/۶۲	۲۸/۴۶	۲۷/۵۵	۲۹/۲۴	۳۲/۵۷

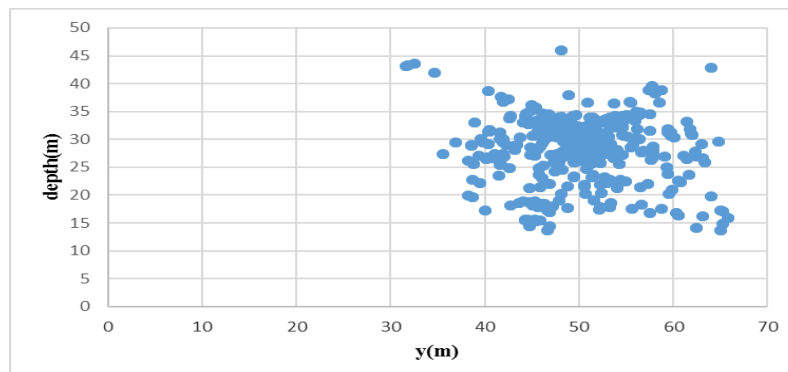
جدول ۲-۳: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت کره هماتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر

پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰
عمق بالا	۲۹/۶۶	۳۰/۳۵	۳۰/۹۸	۳۲/۳۷
عمق میانگین	۲۸/۵۸	۲۸/۴۲	۲۷/۴۲	۲۹/۱۴



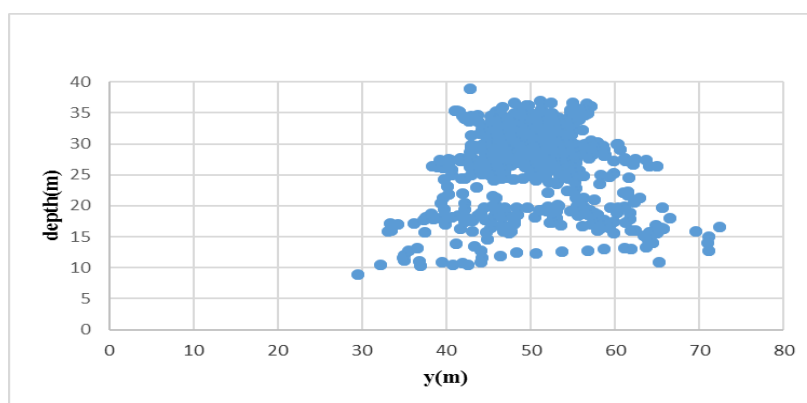
شکل ۳-۱۴: پراکندگی عمقی (نمودار تخمین عمق دو بعدی). پنجره ۳×۳

کره مغنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر



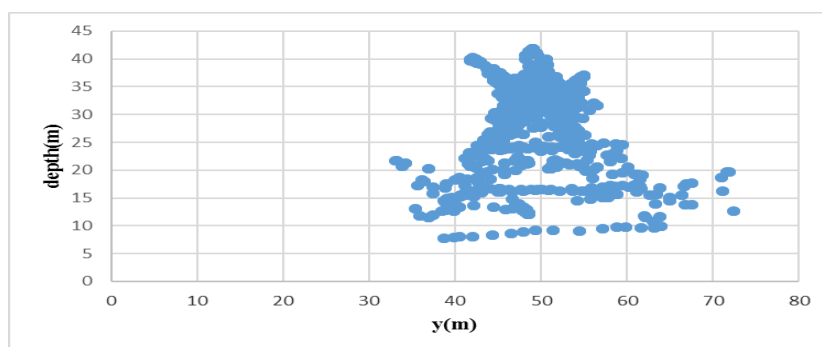
شکل ۳-۱۵: پراکندگی عمقی (نمودار تخمین عمق دو بعدی). پنجره ۵×۵

کره مغنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر



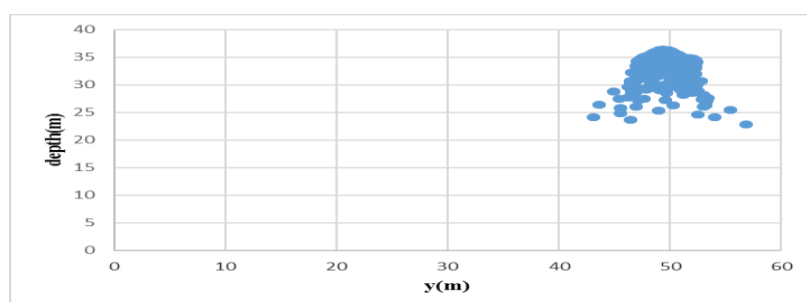
شکل ۳-۱۶: پراکندگی عمقی (نمودار تخمین عمق دو بعدی). پنجره ۷×۷

کره مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر



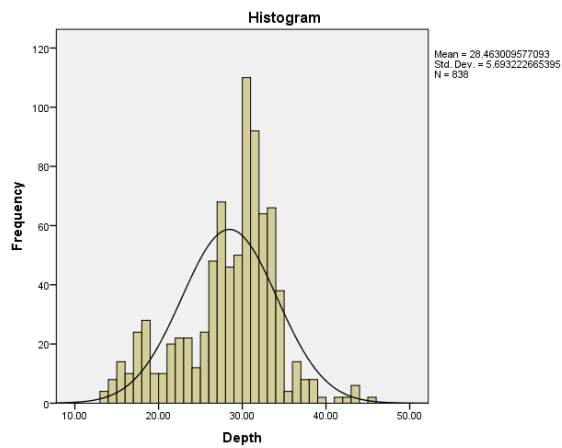
شکل ۳-۱۷: پراکندگی عمقی (نمودار تخمین عمق دو بعدی). پنجره ۱۰×۱۰

کره مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر

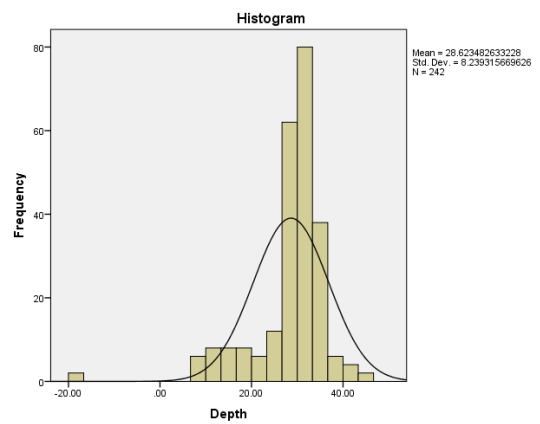


شکل ۳-۱۸: پراکندگی عمقی (نمودار تخمین عمق دو بعدی). پنجره ۱۵×۱۵

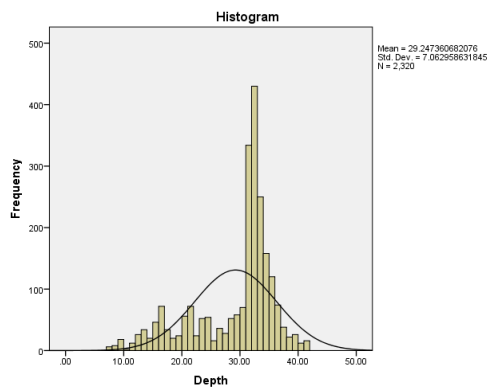
کره مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متر



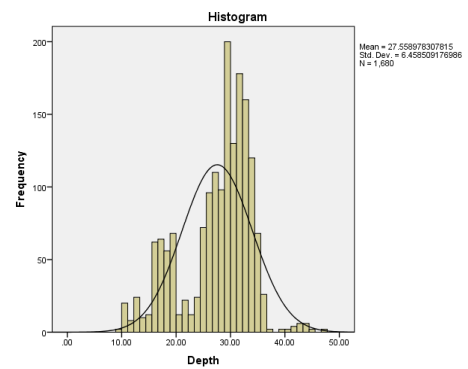
ب: پنجره ۵×۵



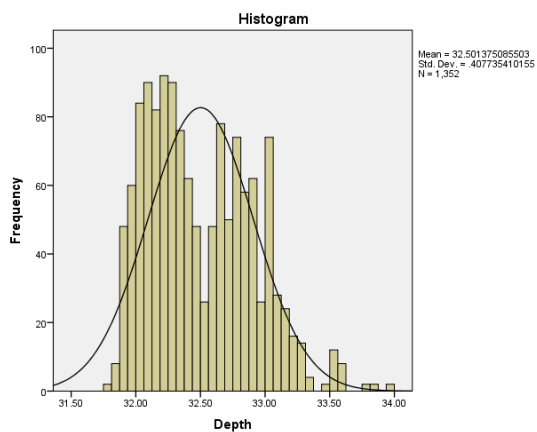
الف: پنجره ۳×۳



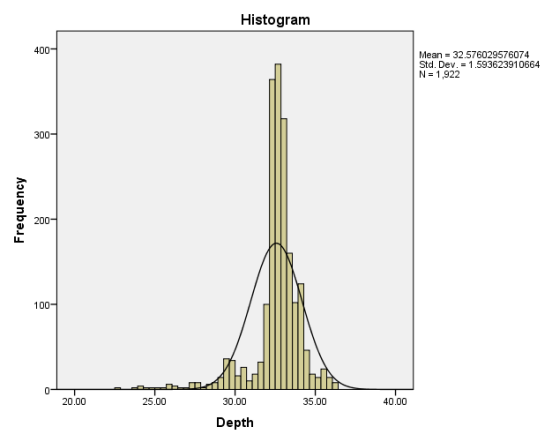
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



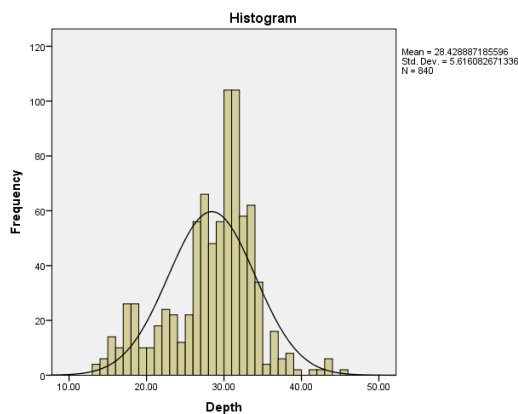
ن: پنجره ۲۰×۲۰



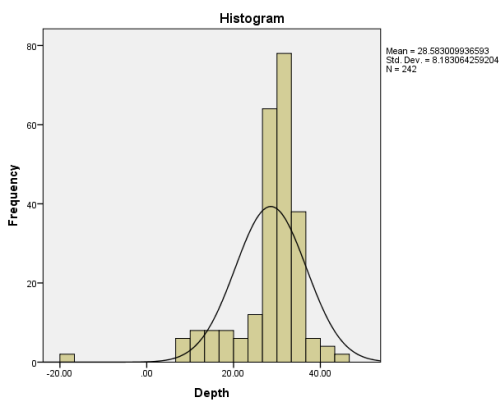
ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۱۹: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

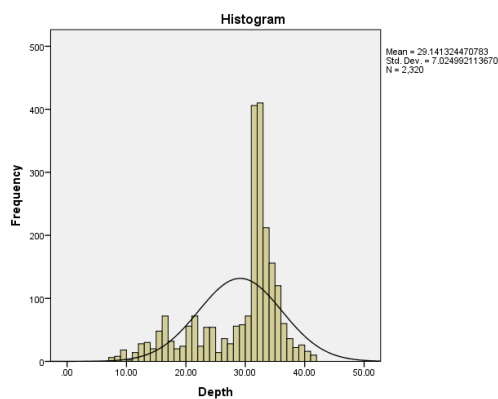
کره‌ی مگنتیتی مدفون در عمق ۲۰ متری از سطح زمین



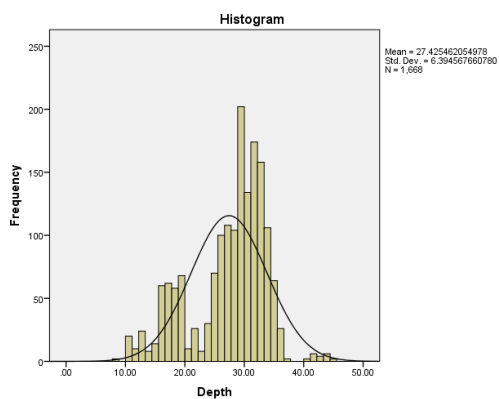
ب: پنجره ۵×۵



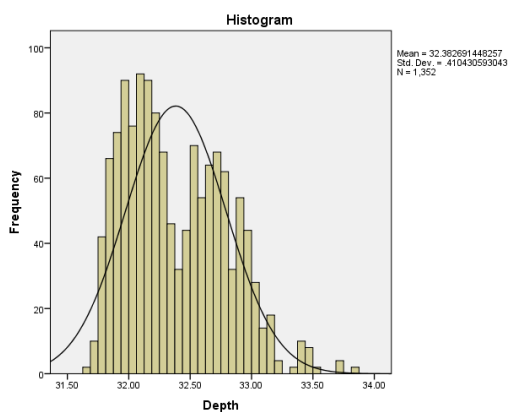
الف: پنجره ۳×۳



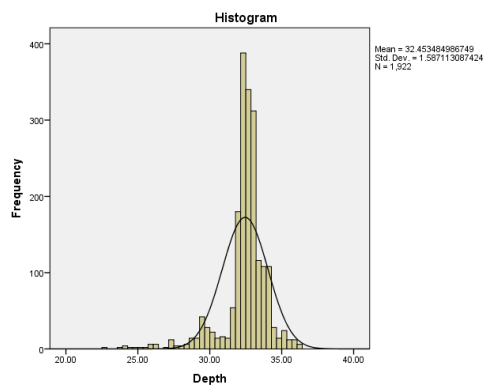
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



ن: پنجره ۲۰×۲۰



ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۲۰: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

کره‌ی هماتی‌تی مدفون در عمق ۲۰ متری از سطح زمین

۳-۶-۲- نتایج عمقی کره

برای بررسی تخمین عمق با روش اویلر برای هرکدام از عمق‌های در نظر گرفته شده برای کره‌ی مدفون، پنجره‌های متفاوتی در نظر گرفته شد. نتایج حاصل برای هرکدام در جدول‌های مربوطه آورده شد. بررسی تغییرات عمقی برای مدل ساخته شده این نتیجه را می‌دهد که در کره‌ی با عمق ۲۰ متر، بهترین پنجره ۳×۳ و برای کره‌ی با عمق ۳۰ متر، بهترین پنجره ۱۰×۱۰ و همچنین برای کره‌ی واقع در عمق ۴۰ متری، بهترین پنجره ۱۰×۱۰ می‌باشد. عمق‌هایی که روش اویلر برای کره‌ی مدفون بدست می‌آورد، عمق مرکز کره است. عمق مرکز و عمق متوسط (میانگین) برای هر پنجره در هر مدل به ترتیب در جدول‌های (۳-۳)، (۳-۴) و (۳-۵) آمده است.

برای بررسی نتایج حاصل و فراوانی عمق نقاط تخمین زده شده از نمودارهای آماری استفاده شد. نمودارهای آماری برای هر پنجره رسم گردید که در شکل‌های (۳-۲۱)، (۳-۲۲) و (۳-۲۳) آورده شد.

جدول ۳-۳: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره مدفون در عمق ۲۰ متر

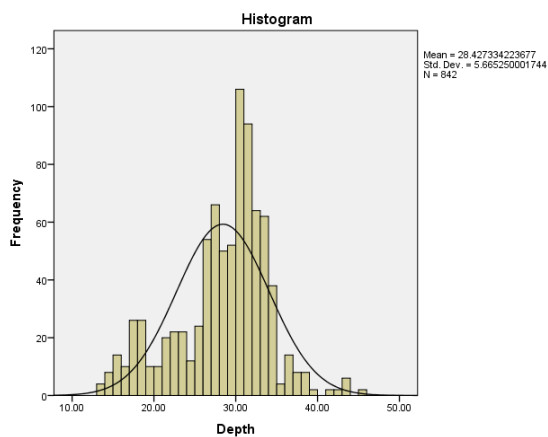
پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵
عمق مرکز	۲۹/۷۱	۳۱/۷۱	۳۱/۱۸	۳۱/۷۵	۳۲/۱۵
عمق میانگین	۲۸/۶	۲۸/۴۲	۲۷/۷۴	۲۹/۱۹	۳۲/۵۱

جدول ۳-۴: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره مدفون در عمق ۳۰ متر

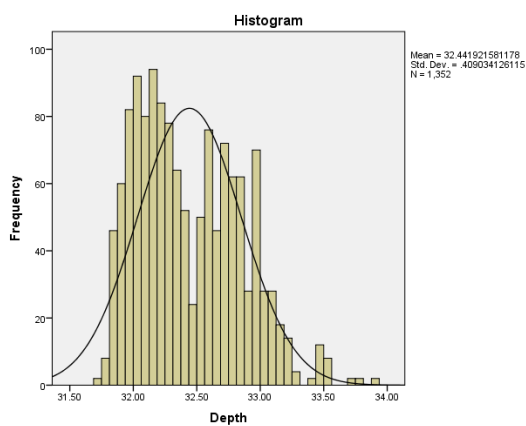
پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵
عمق مرکز	۴۱/۳۵	۴۳/۶۴	۴۰/۵۸	۴۰/۳۷	۴۰/۸۶
عمق میانگین	۴۰/۴۱	۳۹/۰۲	۳۹/۰۶	۳۸/۹۶	۴۲/۰۶

جدول ۳-۵: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره مدفون در عمق ۴۰ متر

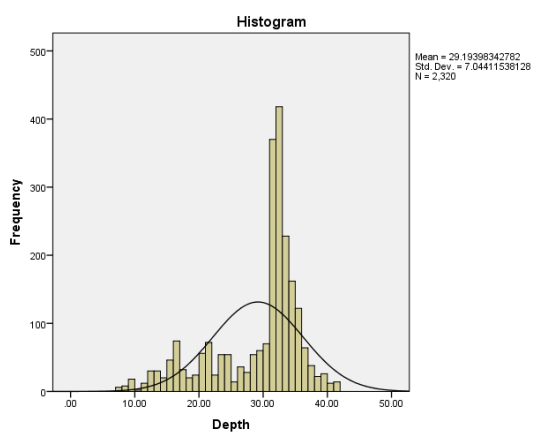
پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵
عمق بالا	۴۹/۸۲	۴۹/۲۲	۵۰/۵۵	۵۰/۰۳	۵۱/۱۵
عمق میانگین	۴۸/۵۴	۴۷/۶۶	۴۸/۲۳	۴۷/۹۲	۵۰/۰۹



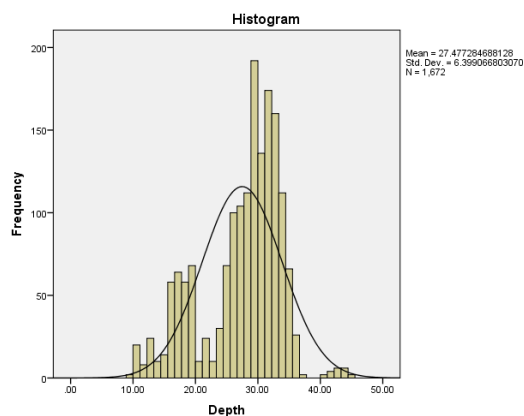
ب: پنجره ۵×۵



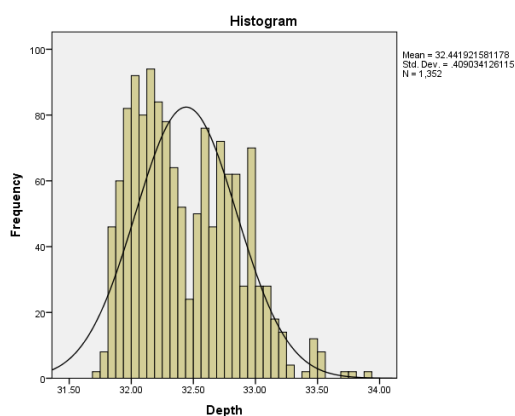
الف: پنجره ۳×۳



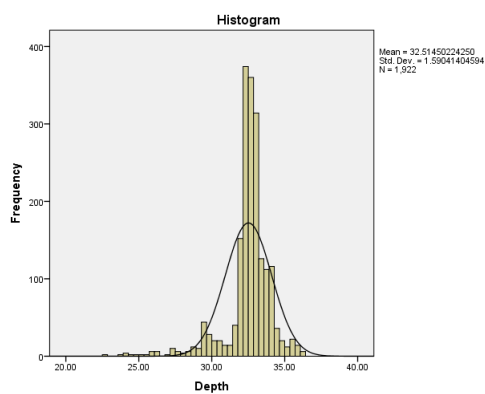
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



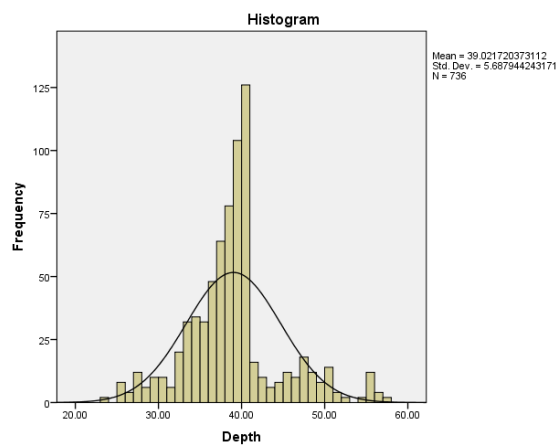
ن: پنجره ۲۰×۲۰



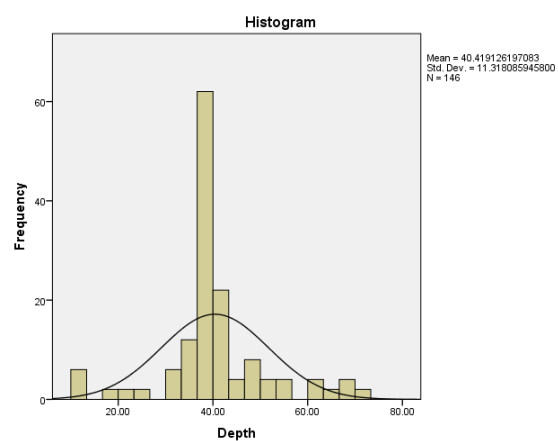
ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۲۱: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

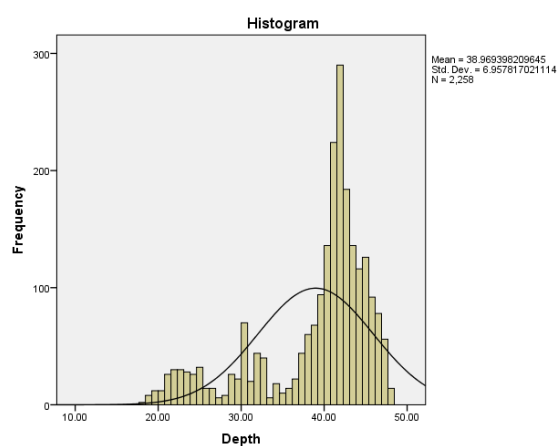
کره‌ی مدفون در عمق ۲۰ متری از سطح زمین



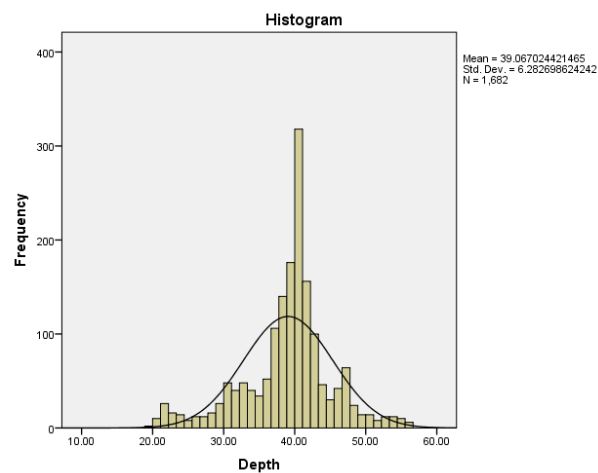
ب: پنجره ۵×۵



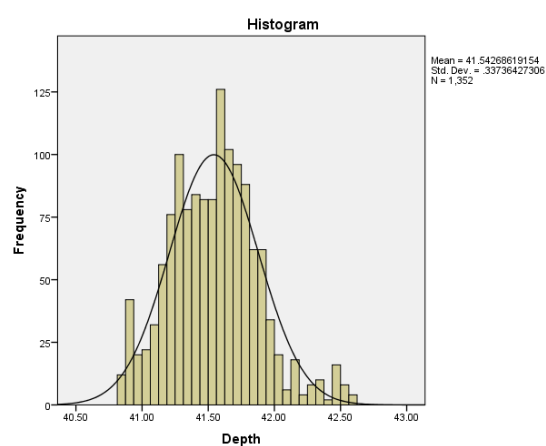
الف: پنجره ۳×۳



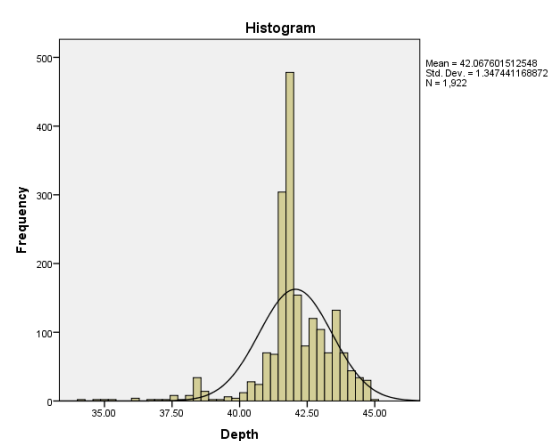
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



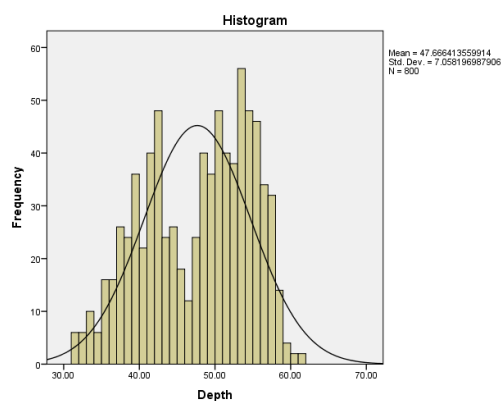
ن: پنجره ۲۰×۲۰



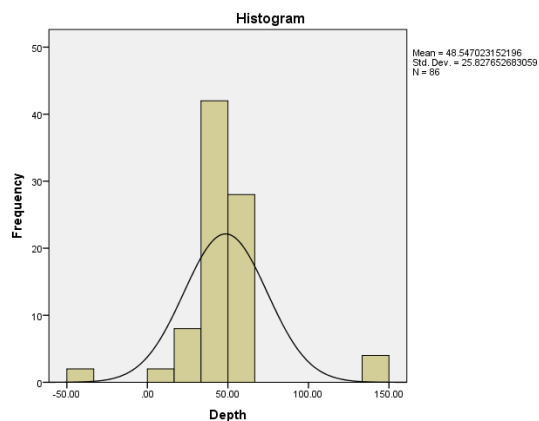
ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۲۲: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

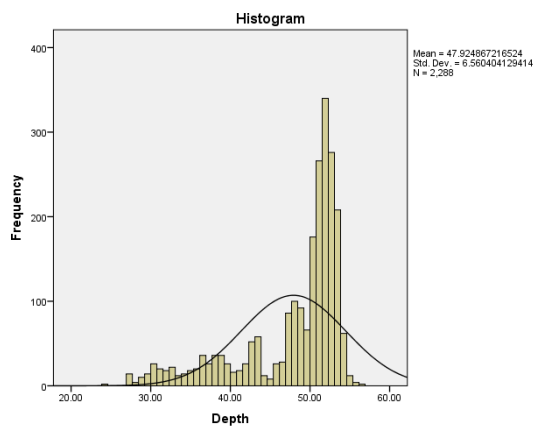
کره‌ی مدفون در عمق ۳۰ متری از سطح زمین



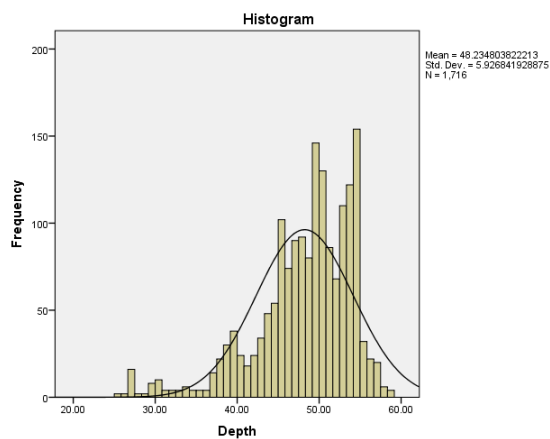
ب: پنجره ۵×۵



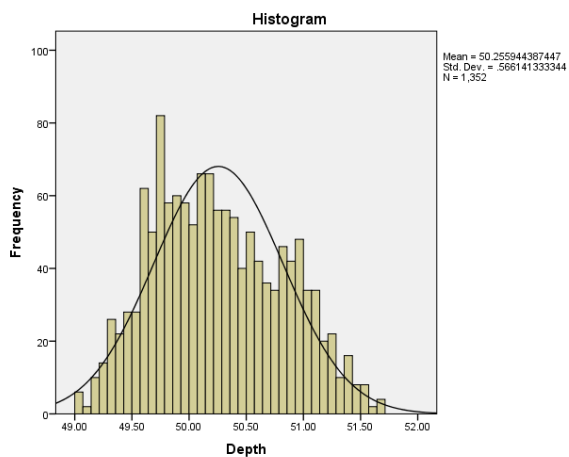
الف: پنجره ۳×۳



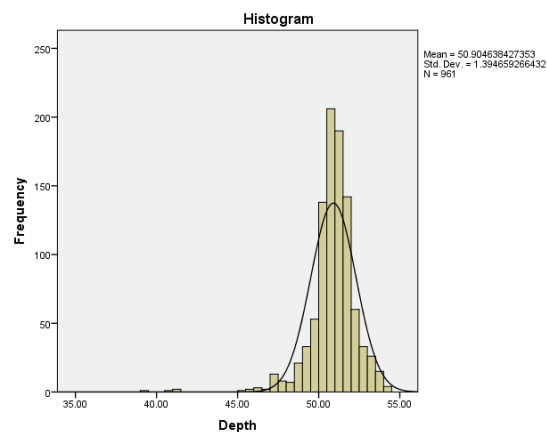
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



ن: پنجره ۲۰×۲۰



ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۲۳: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

کره‌ی مدفون در عمق ۴۰ متری از سطح زمین

۳-۶-۳- نتایج شعاعی کره

برای بررسی حاصل از نتایج پنجره‌ها در تغییرات شعاعی کره‌های با شعاع ۵ متر و ۱۰ متر پنجره‌های با ابعاد متفاوت در نظر گرفته شد و عمق برای هر یک تخمین زده شد، که نتایج حاصل در جدول (۳-۶) و (۳-۷) نشان داده شده است. بهترین پنجره برای کره با شعاع ۵ متر، ۵×۵ و بهترین پنجره برای کره با شعاع ۱۰ متر، ۳×۳ یا ۵×۵ می‌باشد، که عمق را بخوبی برآورد کردند. عمق‌های مرکزی و عمق متوسط حاصل از میانگین‌گیری تمام عمق‌های تخمین زده شده برای هر پنجره در جدول جداگانه آمده است.

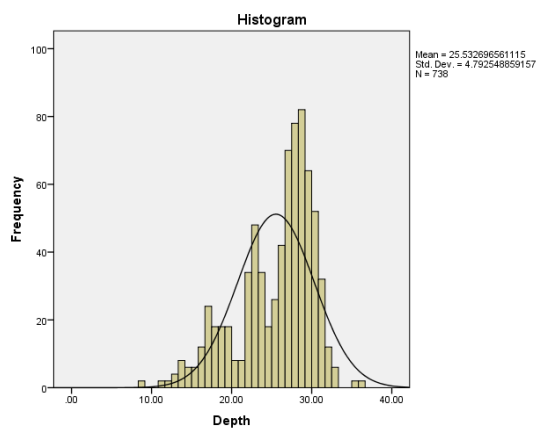
نمودار آماری هریک از نتایج عمق‌های تخمین زده شده برای هر پنجره رسم گردید، که در هر کدام عمق میانگین، عمقی که بیشترین فراوانی را دارد، در شکل‌های (۳-۲۴) و (۳-۲۵) نشان داده شد. نمودارهای آماری برای عمق‌های مرکزی کره‌های مدفون است.

جدول ۳-۶: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره با شعاع ۵ متر و عمق ۲۰ متر از سطح زمین

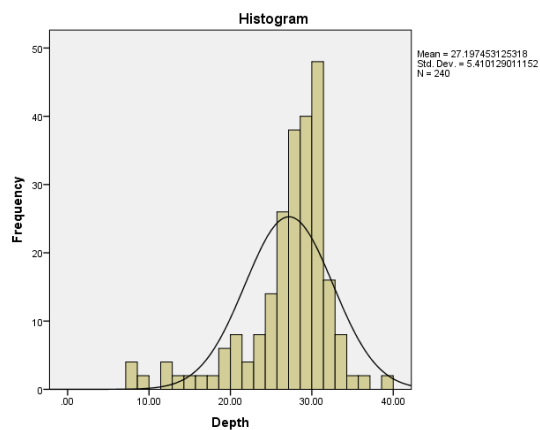
پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵	۲۰×۲۰
عمق مرکز	۳۰/۹	۲۹/۸۸	۲۷/۴۹	۲۷/۳	۲۷/۷۴	۲۷/۵۳
عمق میانگین	۲۷/۱۹	۲۵/۵۳	۲۳/۷۱	۲۴/۵۱	۲۷/۴۷	۲۷/۹۱

جدول ۳-۷: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، کره با شعاع ۱۰ متر و عمق ۲۰ متر از سطح زمین

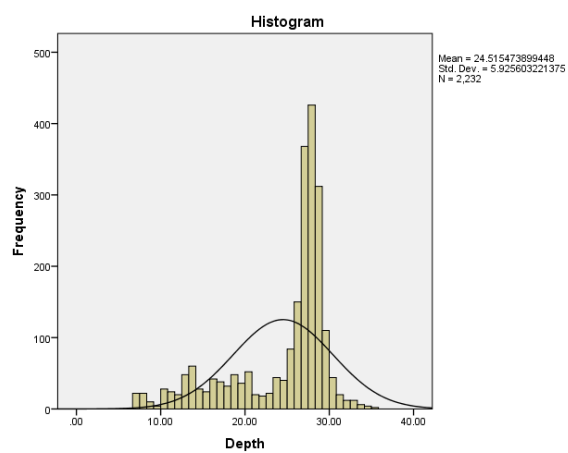
پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵
عمق مرکز	۳۰/۳۹	۳۰/۴	۳۰/۸۸	۳۱/۷۵	۳۲/۳۸
عمق میانگین	۲۸/۶	۲۸/۴۲	۲۷/۴۷	۲۹/۱۹	۳۲/۵۱



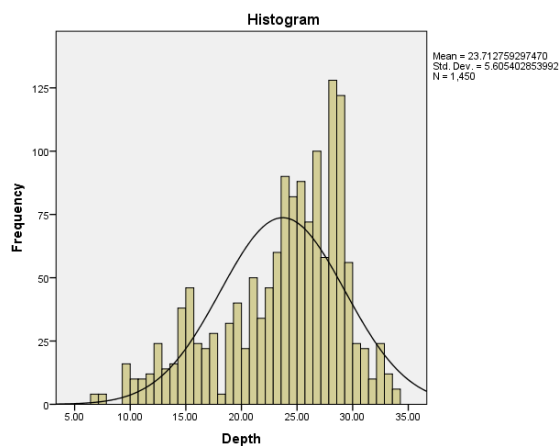
ب: پنجره ۵×۵



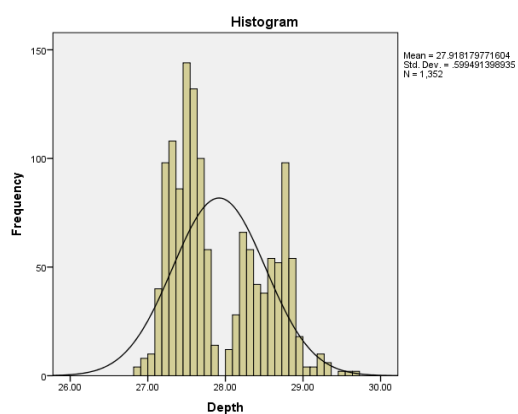
الف: پنجره ۳×۳



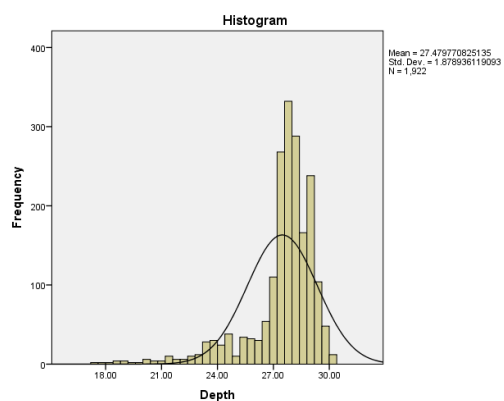
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



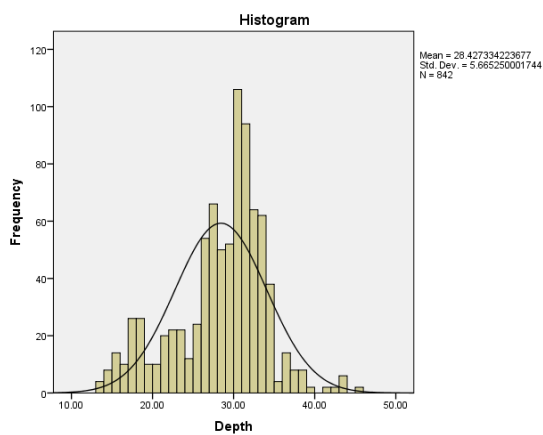
ن: پنجره ۲۰×۲۰



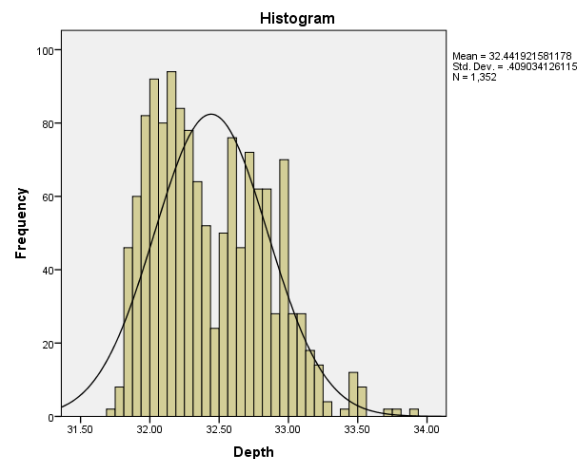
ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۲۴: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

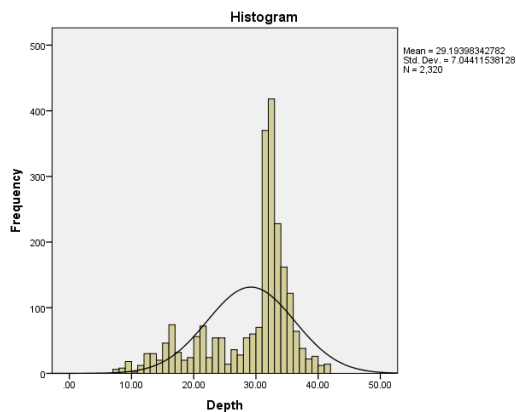
کره‌ی مدفون با قطر ۱۰ متر در عمق ۲۰ متری از سطح زمین



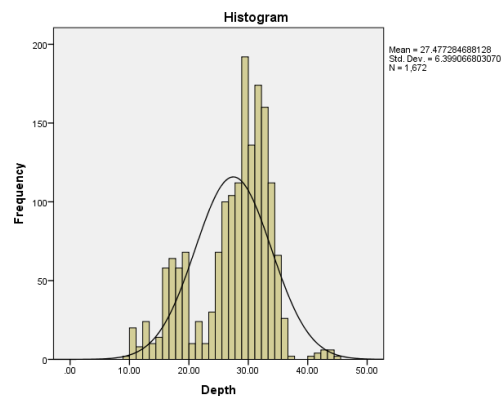
ب: پنجره ۵×۵



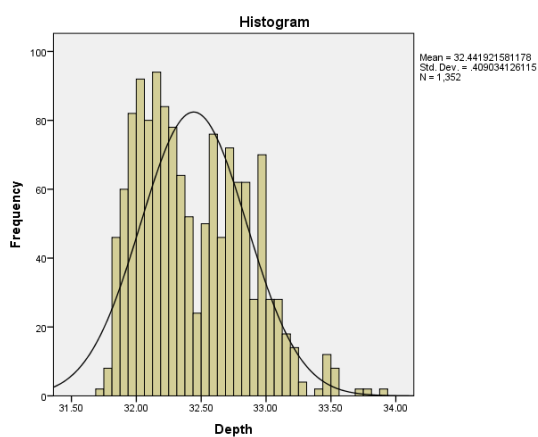
الف: پنجره ۳×۳



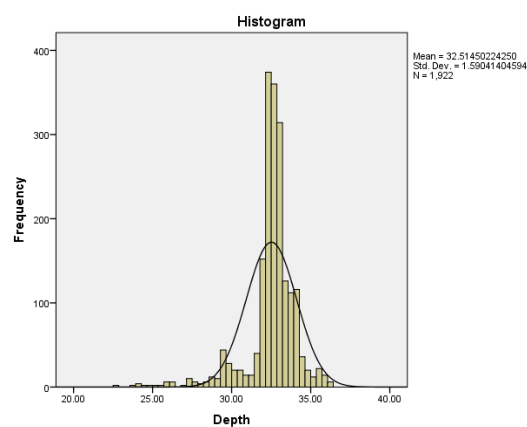
د: پنجره ۱۰×۱۰



ج: پنجره ۷×۷



ن: پنجره ۲۰×۲۰



ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۲۵: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

کره‌ی مدفون با قطر ۲۰ متر در عمق ۲۰ متری از سطح زمین

۳- ۶- ۴- ساختارهای افقی

برای بررسی ساختارهای افقی، سیل در نظر گرفته شده است. مدل‌های ساخته سیل در راستای عمق طراحی گردیدند. سیل‌های مدفون در سه عمق ۱۰ متر، ۲۰ متر و ۳۰ متر قرار داده شده‌اند. در ابتدا سیل در عمق ۱۰ متر بکار گرفته شده است. تخمین عمق با روش اوپلر استاندارد با پنجره-های متفاوت انجام گردید و نتایج حاصل از تخمین عمق در جدول (۳-۸) آورده شده است. سپس برای هر یک از پنجره‌ها نمودار دوبعدی تخمین عمق رسم شده است؛ که با توجه به پراکندگی نقاط تخمین زده شده می‌توان به این نتیجه رسید که در مرزهای مدل ساخته شده، روش اوپلر عمق سطح بالایی و در قسمت میانی مدل ساخته شده، عمق سطح پایین (کف) سیل را تخمین می‌زند و عمق متوسط کل نقاط تخمین زده شده، عمقی در نزدیکی عمق مرکزی مدل را می‌دهد (شکل‌های ۳-۲۵ تا ۳-۲۸).

نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت برای عمق‌های ۲۰ متر و ۳۰ متر در جدول‌های (۳-۹) و (۳-۱۰) آورده شده است. بهترین پنجره برای سیل‌های مدفون در عمق ۱۰ متر، ۲۰ متر و ۳۰ متری از سطح زمین بترتیب ۳×۳، ۱۰×۱۰ و ۲۰×۲۰ می‌باشد که بهترین برآورد از عمق مدل مصنوعی را می‌دهد. با افزایش عمق مدل‌ها از سطح زمین، انتخاب پنجره‌های بزرگ‌تر نتایج مطلوب‌تری دارد. برای بررسی فراوانی عمق‌های تخمین زده شده با روش اوپلر نمودارهای آماری برای هریک از پنجره‌ها رسم گردید که وضعیت نرمال بودن پراکندگی عمق‌ها و میانگین آن‌ها را نشان می‌دهد. شکل‌های (۳-۳۰)، (۳-۳۱) و (۳-۳۲) شکل‌های حاصل از رسم توزیع عمق‌های تخمین زده شده است.

جدول ۳-۸: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، سیل مدفون در عمق ۱۰ متر از سطح زمین

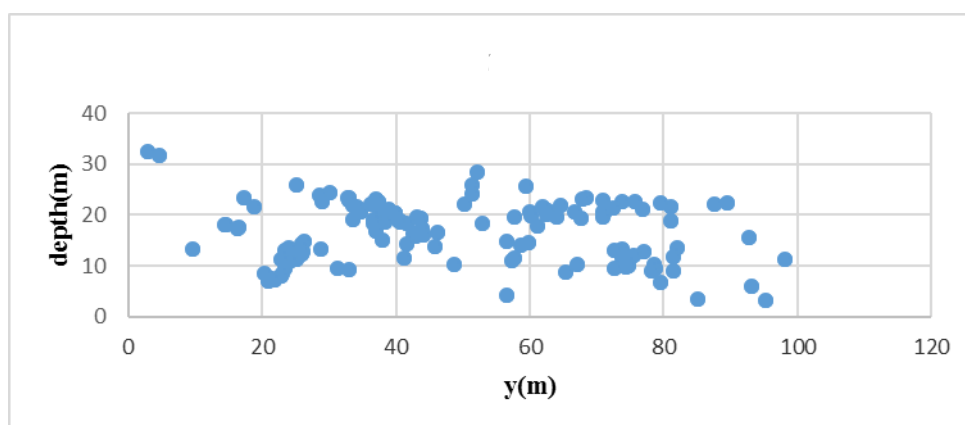
پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰
عمق بالا	۱۰/۱۸	۱۰/۴۶	۱۰/۷	۱۲/۶
عمق پایین	۲۱/۲۵	۲۱/۳۲	۲۱/۵۷	۲۲/۵۶
عمق میانگین	۱۶/۲۶	۱۷/۴۹	۶۱/۵۹	۱۵/۶۱

جدول ۳-۹: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، سیل مدفون در عمق ۲۰ متر

پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰
عمق بالا	۲۰/۲۲	۱۷/۰۴	۱۹/۵	۲۰/۰۵
عمق پایین	۲۲/۰۷	۳۰/۱	۳۰/۹۸	۳۱/۵۵
عمق میانگین	۱۷/۹۳	۱۹/۷۳	۲۰/۴۴	۲۰/۴۳

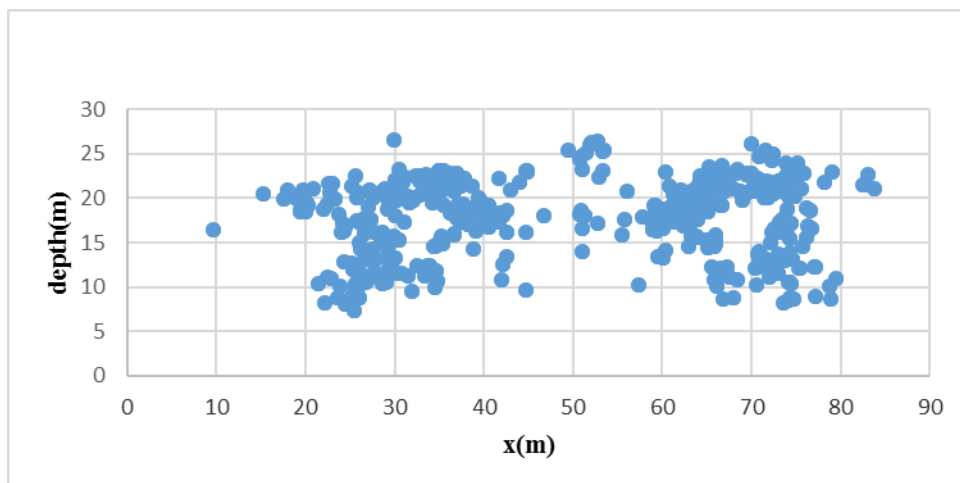
جدول ۳-۱۰: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، سیل مدفون در عمق ۳۰ متر

پنجره	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۲×۱۲	۱۵×۱۵	۲۰×۲۰
عمق بالا	۲۲/۵	۲۳/۶۶	۲۳/۸۳	۲۲/۸۶	۲۲/۰۵	۱۹/۸
عمق پایین	۲۵/۷۳	۳۳/۳۱	۳۴/۰۸	۳۱/۸۳	۲۹/۲۷	۲۵/۶۴
عمق میانگین	۲۳/۵۵	۲۴/۵۳	۲۴/۳۶	۲۴/۹۱	۲۴/۶۹	۲۱/۹۱



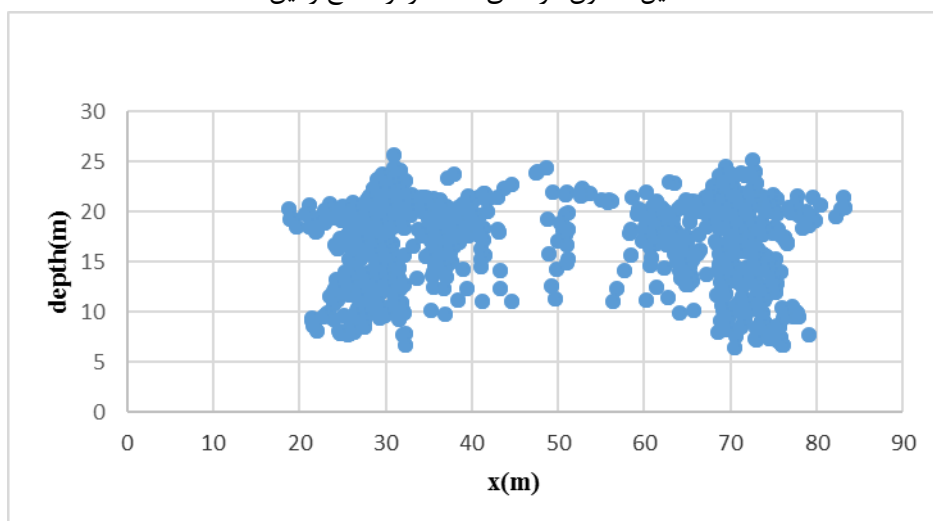
شکل ۳-۲۶: نمودار دوبعدی تخمین عمق برای پنجره ۳×۳

سیل مدفون در عمق ۱۰ متر از سطح زمین

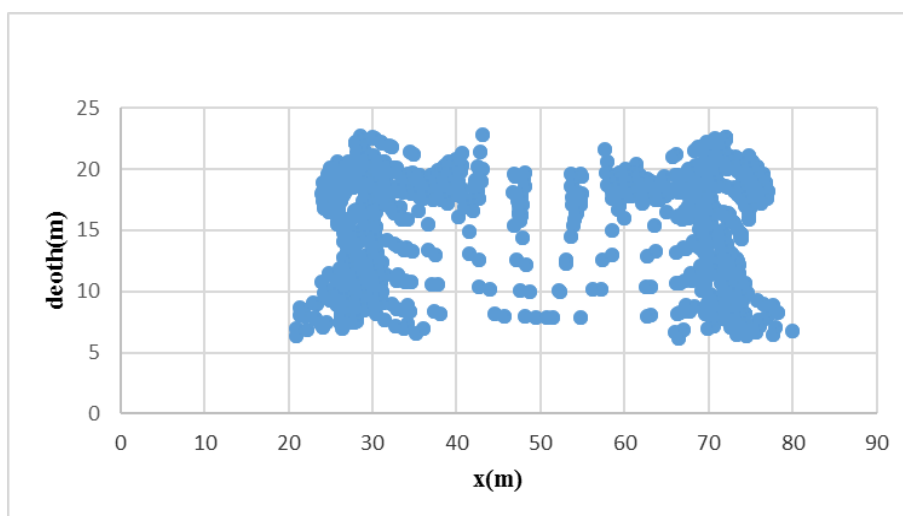


شکل ۳-۲۷: نمودار دوبعدی تخمین عمق برای پنجره 5×5

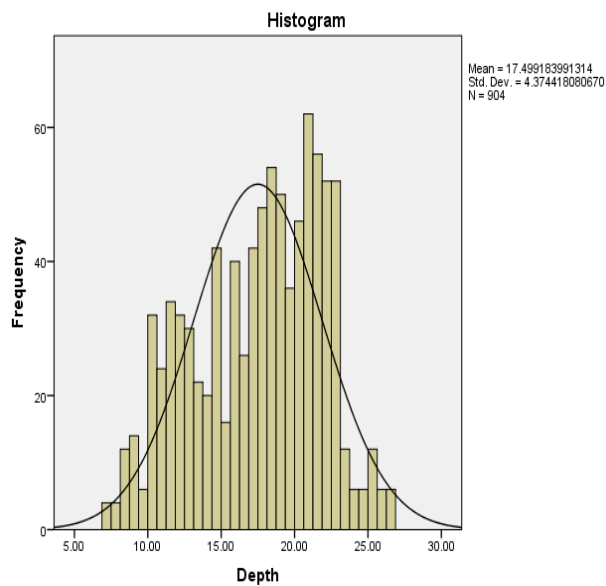
سیل مدفون در عمق ۱۰ متر از سطح زمین



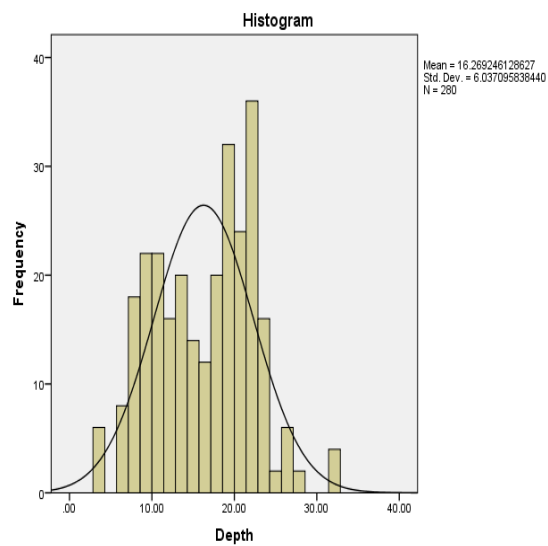
شکل ۳-۲۸: نمودار دوبعدی تخمین عمق برای پنجره 7×7 ، سیل مدفون در عمق ۱۰ متر از سطح زمین



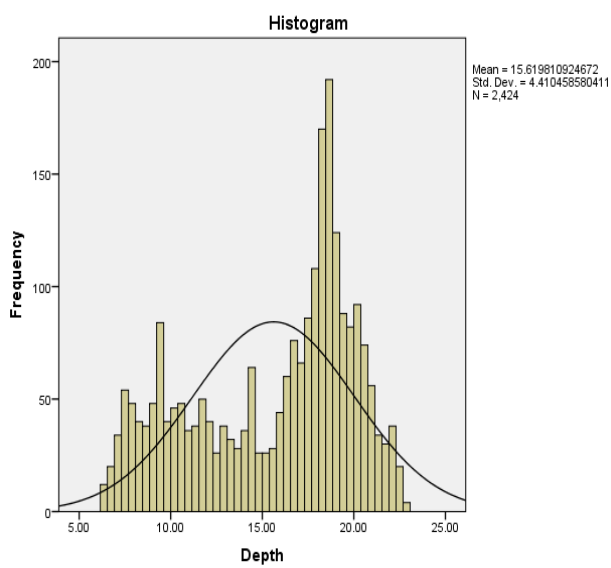
شکل ۳-۲۹: نمودار دوبعدی تخمین عمق برای پنجره 10×10



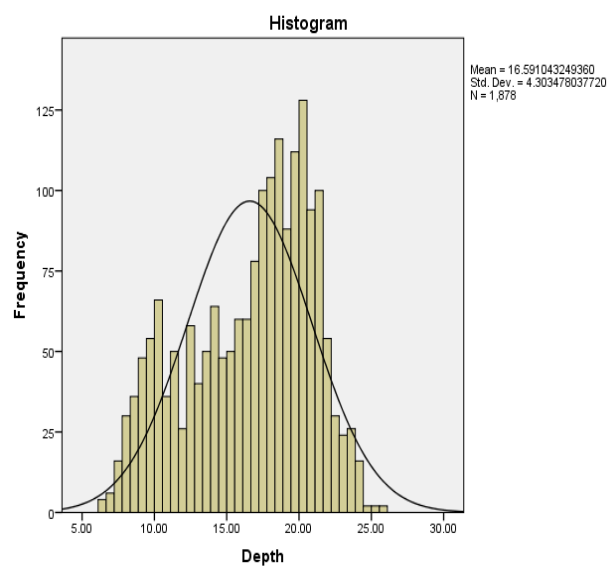
ب: پنجره ۵×۵



الف: پنجره ۳×۳



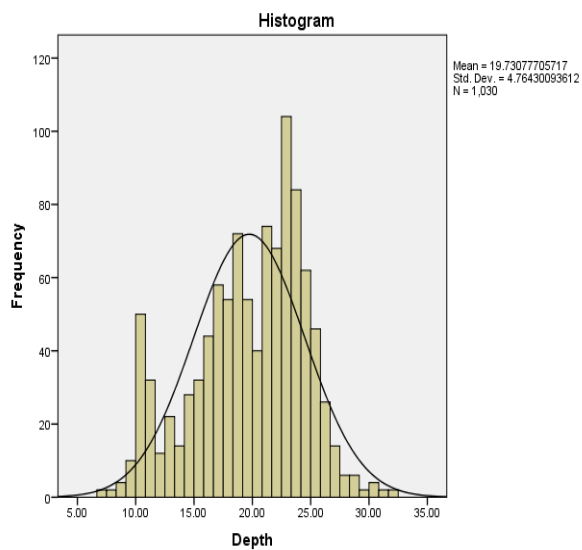
د: پنجره ۱۰×۱۰



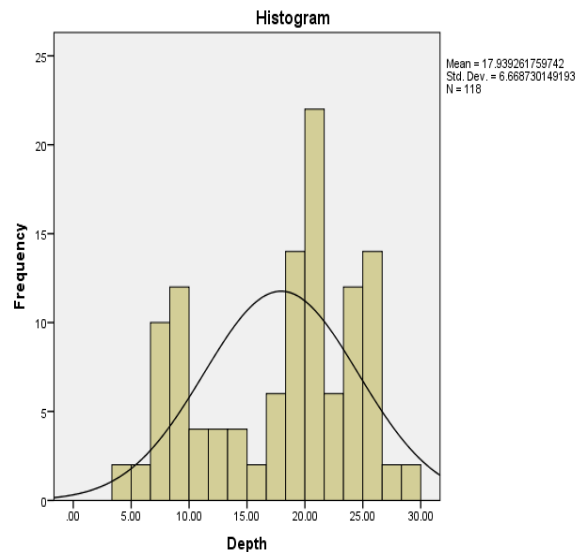
ج: پنجره ۷×۷

شکل ۳-۳۰: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷ و د: ۱۰×۱۰

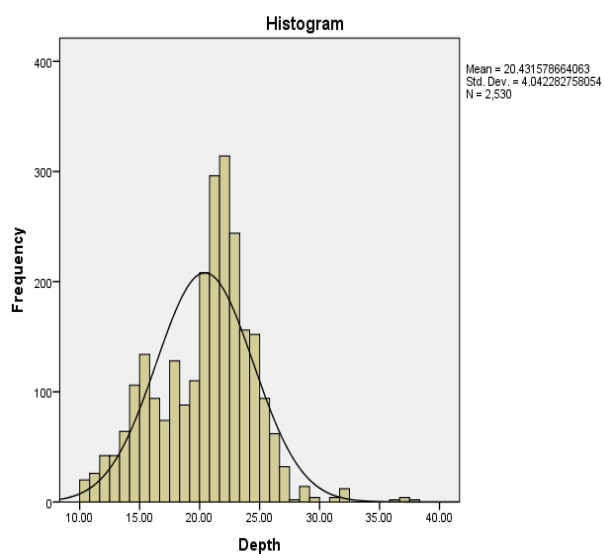
سیل مدفون در عمق ۱۰ متر



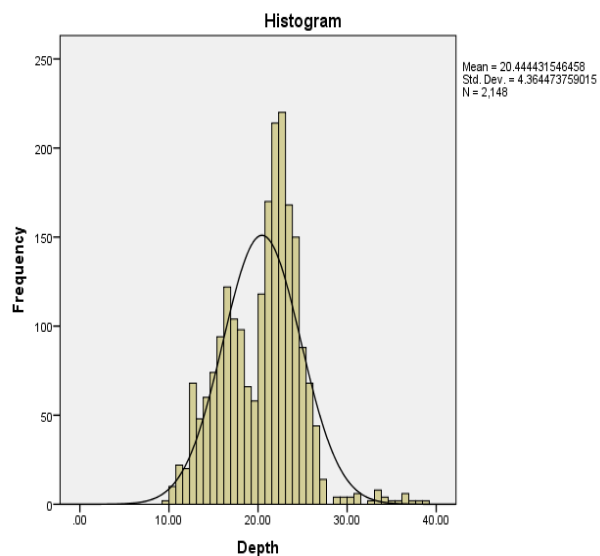
ب: پنجره ۵×۵



الف: پنجره ۳×۳



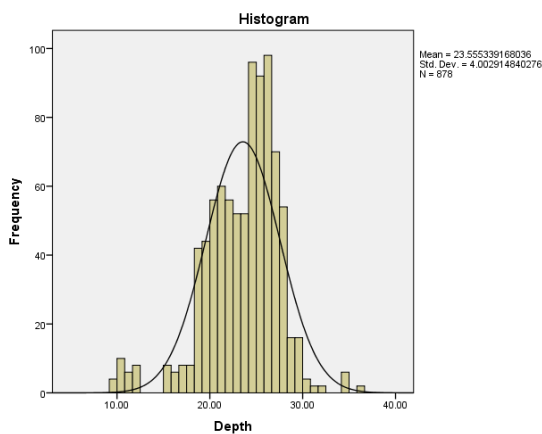
د: پنجره ۱۰×۱۰



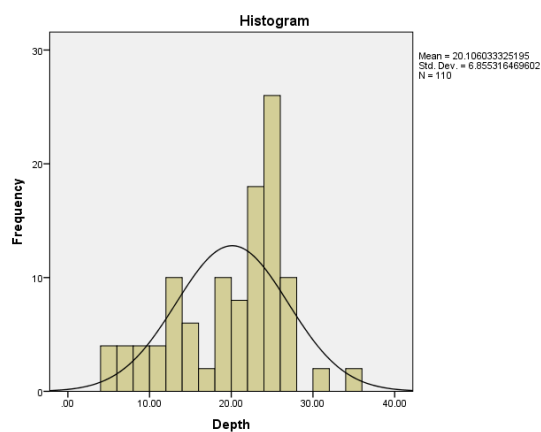
ج: پنجره ۷×۷

شکل ۳-۳۱: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، ج: ۷×۷ و د: ۱۰×۱۰

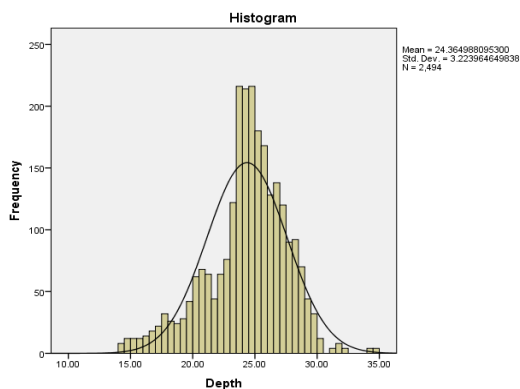
سیل مدفون در عمق ۲۰ متری از سطح زمین



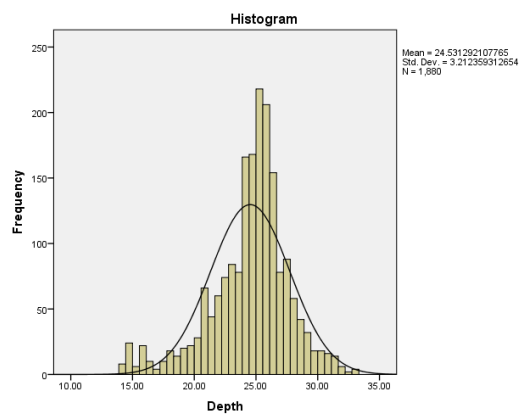
ب: پنجره ۷×۷



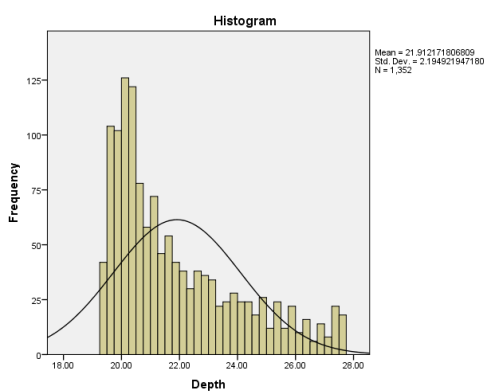
الف: پنجره ۵×۵



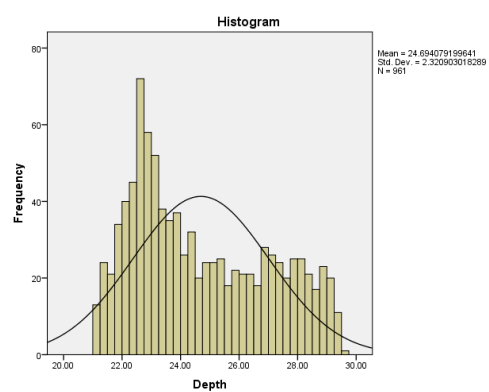
د: ۱۲×۱۲



ج: پنجره ۱۰×۱۰



ن: پنجره ۲۰×۲۰



ه: پنجره ۱۵×۱۵

شکل ۳-۳: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: ۵×۵، ب: ۷×۷، ج: ۱۰×۱۰، د: ۱۲×۱۲، ه: ۱۵×۱۵ و ن: ۲۰×۲۰

سیل مدفون در عمق ۳۰ متری از سطح زمین

۳-۶-۵- ساختار قائم

نتایج تخمین عمق روش مذکور با پنجره‌های متفاوت برای دایک قائم مدفون در عمق ۲۰ متر، در جدول (۱۱-۳) نشان داده شده است. همچنین نتایج حاصل برای دایک مدفون در عمق ۳۰ متر نیز در جدول (۱۲-۳) نمایش داده شده است. نمودارهای دوبعدی پراکندگی عمقی برای نقاط تخمین زده شده برای هر یک از پنجره‌ها در تخمین عمق دایک مدفون در عمق ۲۰ متر در شکل‌های (۳۲-۳) تا (۳۵-۳) رسم و نشان داده شده است. با توجه به پراکندگی نقاط تخمین زده شده می‌توان به این نتیجه رسید که در حاشیه مرز مدل‌های عمودی، اغلب عمق بالای مدل را نتیجه می‌دهد و در مرکز مدل، بطور تقریب عمق مرکز را می‌دهد. عمق میانگین کل نقاط تخمین زده شده، متوسط عمق بالای مدل را نتیجه می‌دهد.

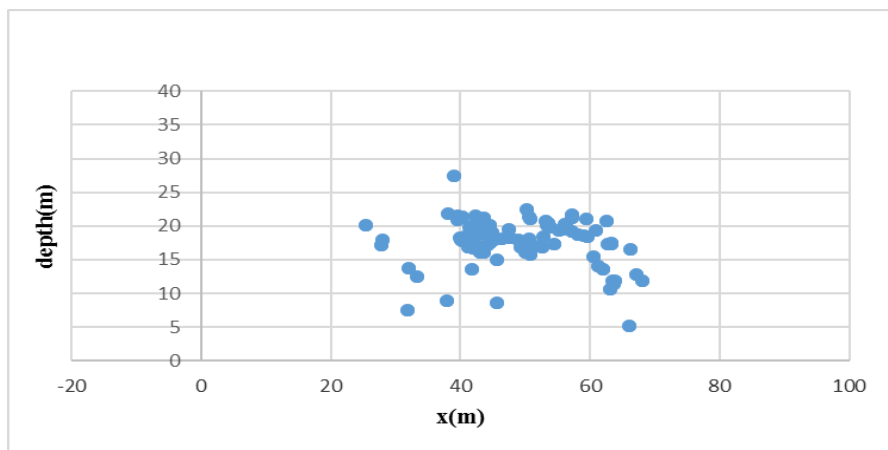
پس از بررسی پراکندگی عمقی به صورت نمودارهای دوبعدی برای هر یک از مدل‌ها با پنجره‌های با ابعاد متفاوت، توزیع فراوانی آن‌ها مورد بررسی قرار گرفت و نمودارهای توزیع برای هر پنجره رسم گردید؛ که در شکل‌های (۳۷-۳) و (۳۸-۳) نشان داده شده است.

جدول ۳-۱۱: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین

پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰
عمق بالا	۲۱	۲۰/۶۱	۱۹/۸۵	۱۹/۱
عمق میانگین	۱۵/۴	۱۷/۹۸	۱۸/۱۲	۱۸/۷۷

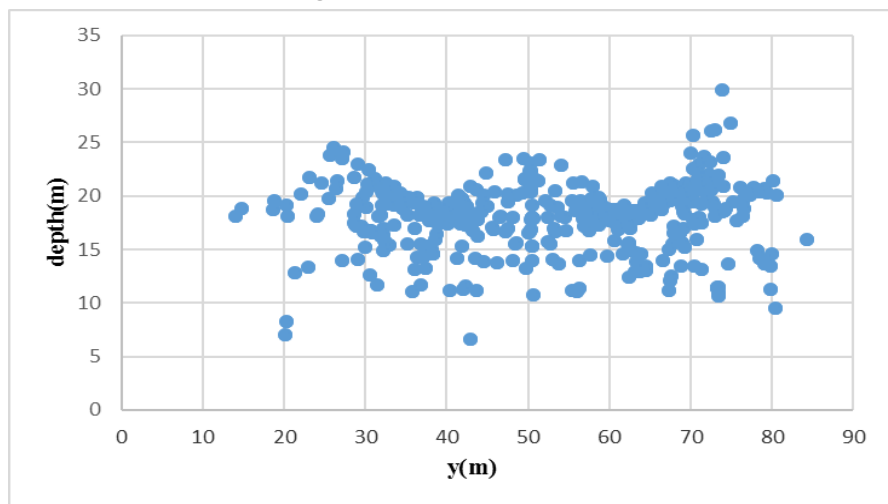
جدول ۳-۱۲: نتایج تخمین عمق با پنجره‌های متفاوت، دایک مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین

پنجره	3×3	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۲×۱۲	۱۵×۱۵	۲۰×۲۰
عمق بالا	۲۰/۰۲	۲۷/۰۱	۲۳/۹۷	۲۵/۸۶	۲۵/۶۵۵	۲۴/۲۶	۲۳/۳۴
عمق میانگین	۲۲/۰۷	۲۲/۰۶۶	۲۲/۹۷	۲۵/۷۳	۲۳/۸۰	۳۳/۵۹	۲۰/۵۴



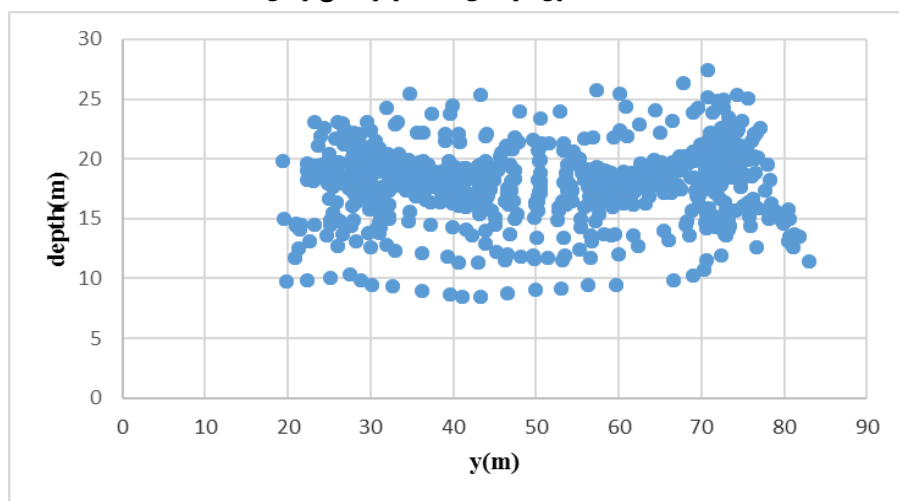
شکل ۳-۳۳: نمودار دو بعدی تخمین عمق برای پنجره ۳×۳

دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



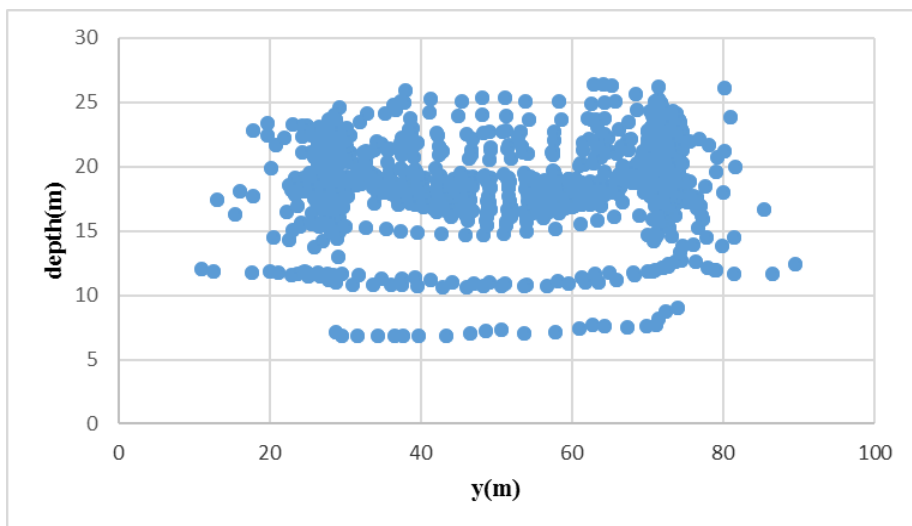
شکل ۳-۳۴: نمودار دو بعدی تخمین عمق برای پنجره ۵×۵

دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



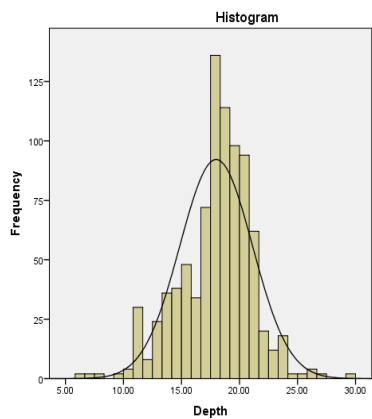
شکل ۳-۳۵: نمودار دو بعدی تخمین عمق برای پنجره ۷×۷

دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین

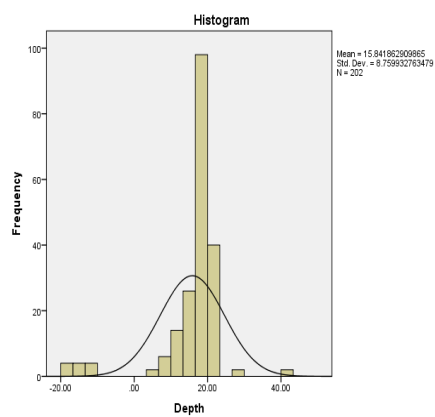


شکل ۳-۳۶: نمودار دو بعدی تخمین عمق برای پنجره 10×10

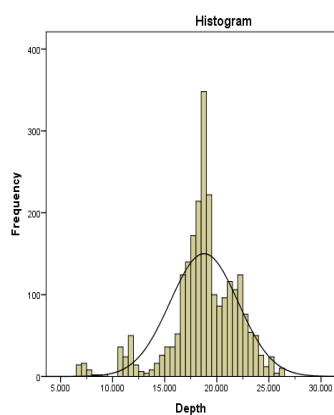
دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



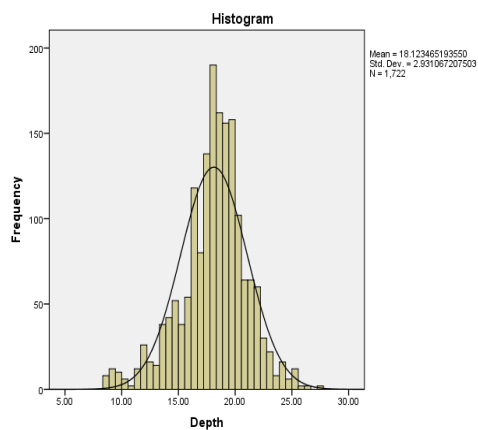
ب: پنجره 5×5



الف: پنجره 3×3



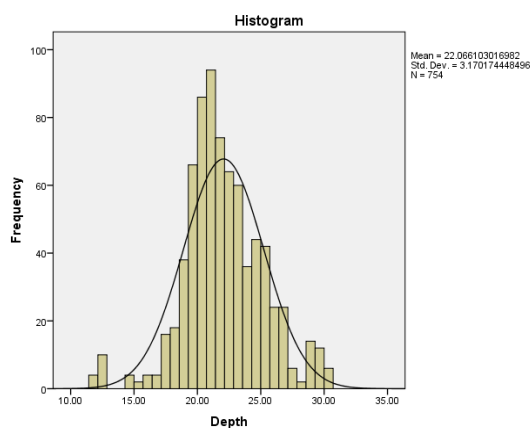
د: پنجره 10×10



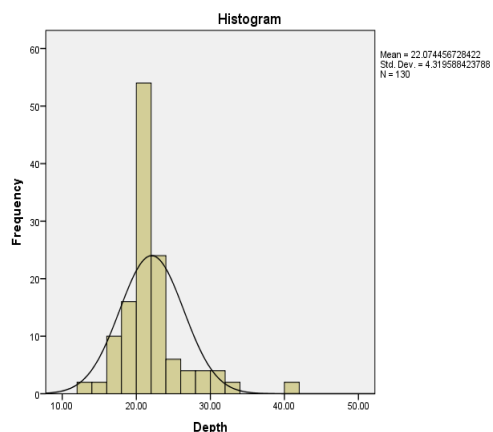
ج: پنجره 7×7

شکل ۳-۳۷: نمودار آماری برای پنجره‌های الف: 3×3 ، ب: 5×5 ، ج: 7×7 و د: 10×10

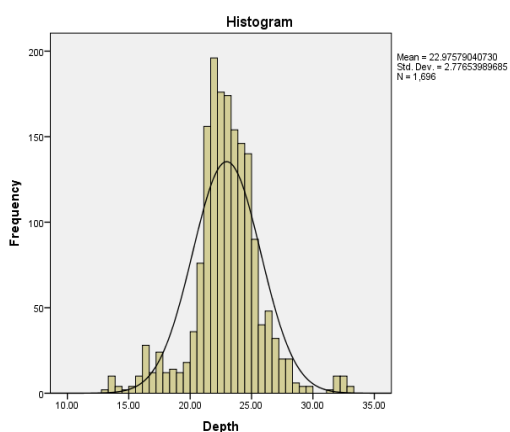
دایک مدفون در عمق ۲۰ متری از سطح زمین



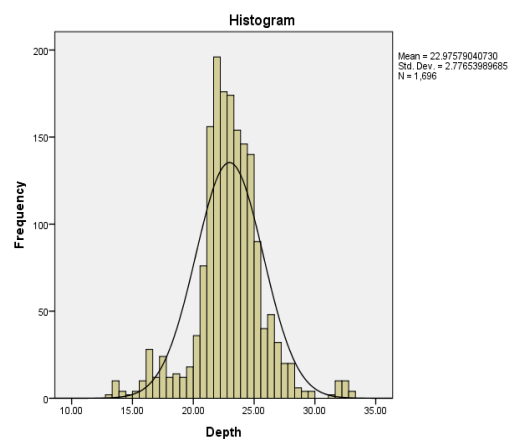
ب: ۵×۵



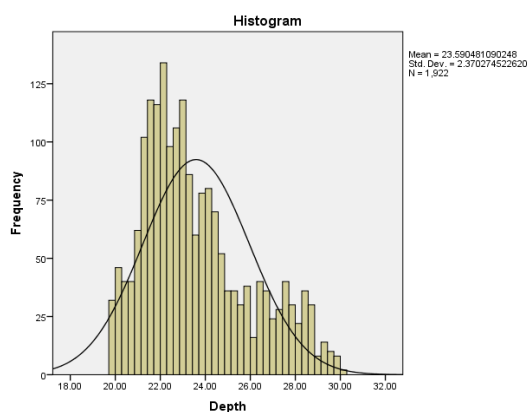
الف: ۳×۳



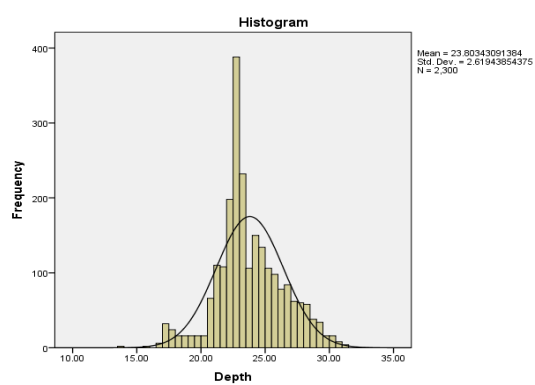
د: ۱۰×۱۰



ج: ۷×۷



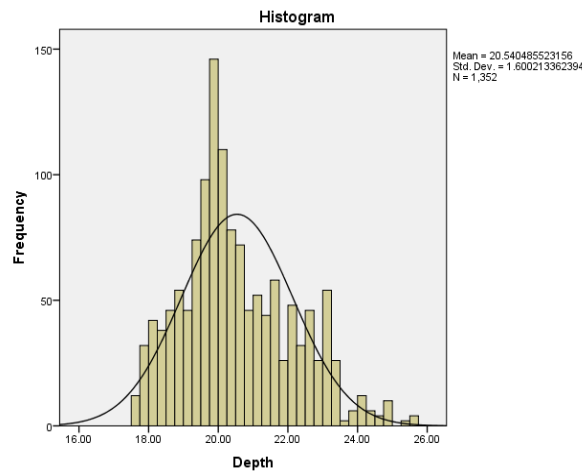
ه: ۱۵×۱۵



ل: ۱۲×۱۲

شکل ۳-۳۸: نمودار اماری برای پنجره‌های الف: ۳×۳، ب: ۵×۵، د: ۷×۷، د: ۱۰×۱۰

ل: ۱۲×۱۲، ه: ۱۵×۱۵، دایک مدفون در عمق ۳۰ متری از سطح زمین



و: ۲۰×۲۰

شکل ۳-۳۸: نمودار آماری برای پنجره‌ی و: ۲۰×۲۰

دایک مدفون در عمق ۳۰ متری از سطح زمین

۳-۷- کاربرد روش طیف توان

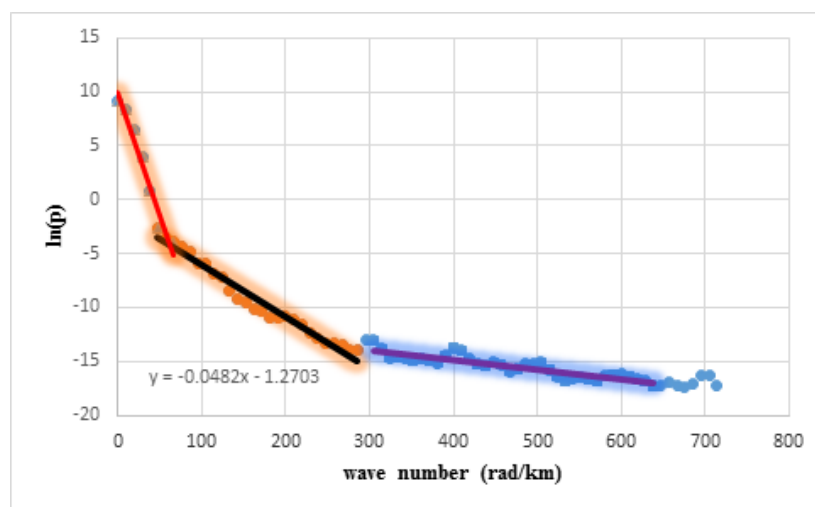
در بخش قبل تخمین عمق برای ساختارهای کروی، افقی و قائم از روش اویلر استفاده شد. در این بخش با استفاده از روش طیف توان، عمق ناهنجاری حاصل از مدل ساخته شده برآورد می‌شود. در ابتدا ساختارهای کروی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۳-۷-۱- ساختارهای کروی

برای کره‌های دفن شده با جنس متفاوت، روش طیف توان اعمال گردید و نتایج حاصل از محاسبه طیف توان برای هرکدام به صورت نمودارهایی که در شکل‌های (۳-۳۹) و (۳-۴۰) مشاهده می‌شود، آمده است. همان‌طور که در شکل (۳-۳۹) مشاهده می‌گردد، سه خط بر منحنی حاصل از طیف توان محاسبه‌ای برازش داده شده است. خط به رنگ بنفش برای اعداد موج بالا، خط مشکی رنگ برای اعداد موج متوسط و خط قرمز رنگ برای اعداد موج پایین برازش داده شده است. با بدست آوردن

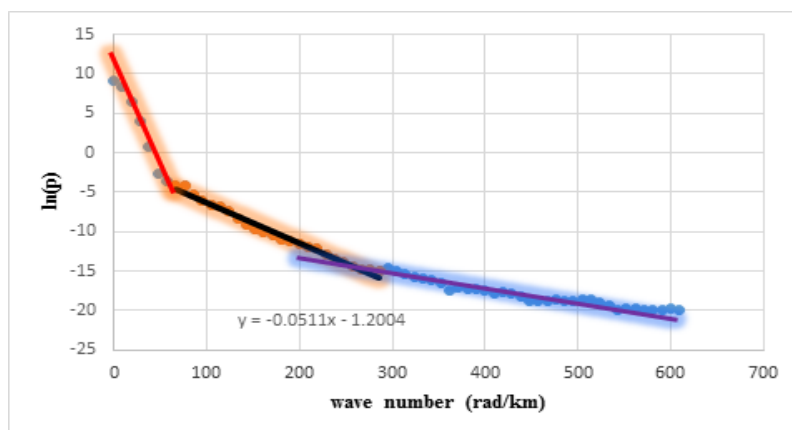
شیب خط برای هر کدام از خطوط می‌توان عمق را محاسبه نمود. با استفاده از نتایج حاصل، خط بنفش رنگ معرف عمق‌های کم‌تر از عمق سطح بالای مدل ساخته شده (که مربوط به نویزهای سطحی است و مد نظر ما نیست)، خط مشکی رنگ معرف عمق متوسط سطح بالای مدل ساخته شده و خط قرمز رنگ معرف عمق‌های پایین‌تر از عمق متوسط (عمق مرکز) مدل است. برای کره از جنس مگنتیت، هماتیت، کره‌های با عمق و شعاع متفاوت و سایر مدل‌های ساخته شده برای ساختارهای افقی و قائم در این تحقیق شیب تنها برای خط برازش داده شده به رنگ مشکی محاسبه و بدست آورده شده و سپس عمق محاسبه گردیده است.

نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای تغییرات عمقی مدل کره در شکل‌های (۳-۴۱)، (۳-۴۲) و (۳-۴۴) و برای تغییرات شعاعی در شکل‌های (۳-۴۵ و ۳-۴۶) آمده است. محدوده نقاط انتخاب شده برای هر کدام و عمق محاسبه شده در جدول (۳-۱۳) آورده شده است. عمق‌های تخمین زده شده دارای خطا هستند و عمق سطح بالا توده را بیشتر از عمق واقعی تخمین می‌زند و نسبت به روش اولی‌ر دارای دقت کمتری می‌باشد.

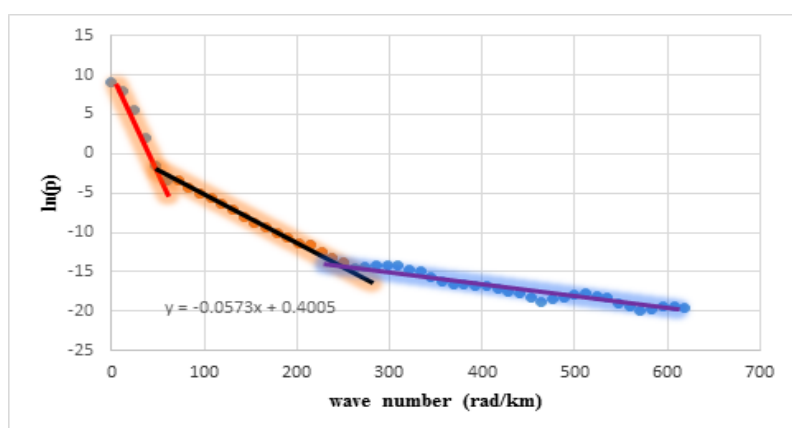


شکل ۳-۳۹: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره از جنس هماتیت

برای کره مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین

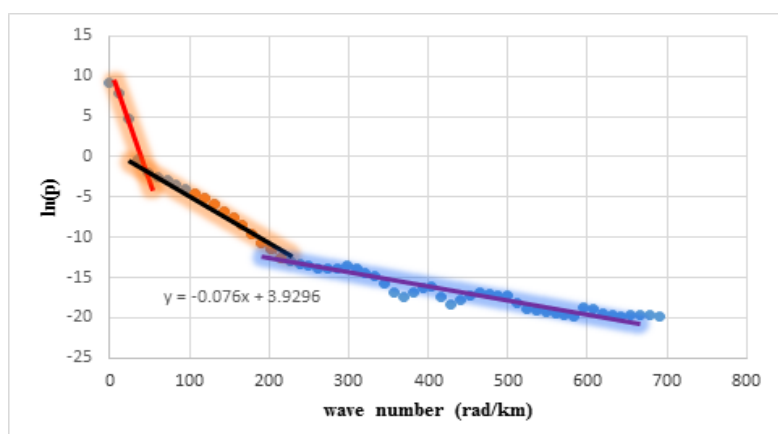


شکل ۳-۴۰: نتایج طیف توان محاسبه شده برای کره از جنس مگنتیت



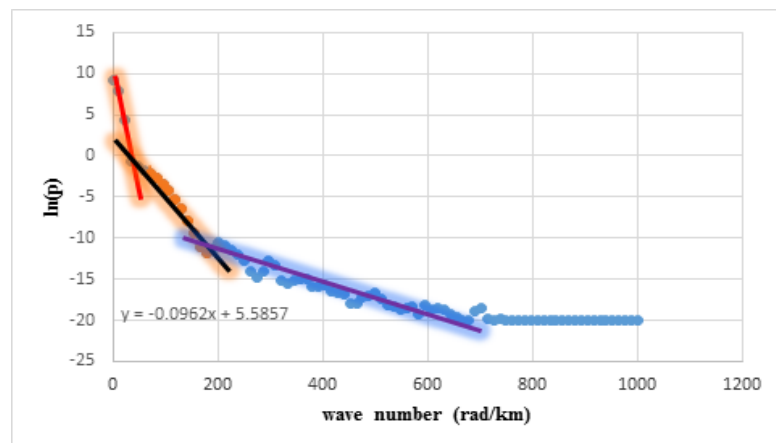
شکل ۳-۴۱: نتایج طیف توان محاسبه شده

برای کره مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



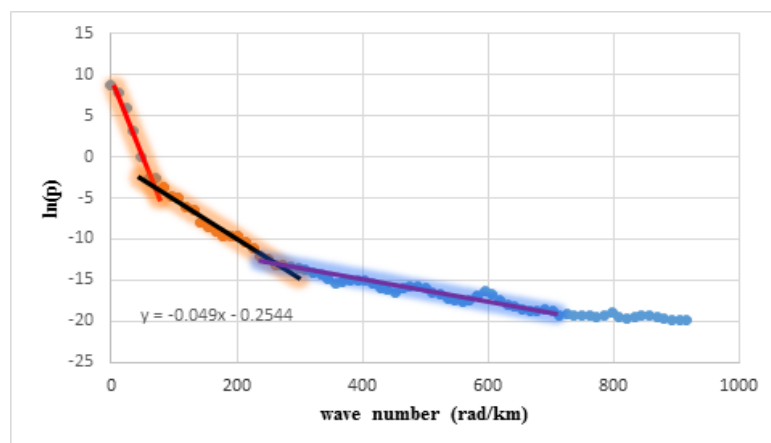
شکل ۳-۴۲: نتایج طیف توان محاسبه شده

برای کره مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین



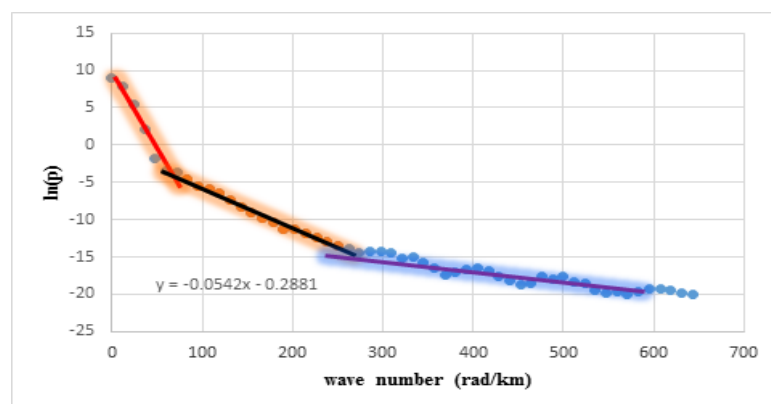
شکل ۳-۴۳: نتایج طیف توان محاسبه شده

برای کره مدفون در عمق ۴۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۴۴: نتایج طیف توان محاسبه شده

برای کره مدفون با شعاع ۵ متر و عمق ۲۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۴۵: نتایج طیف توان محاسبه شده

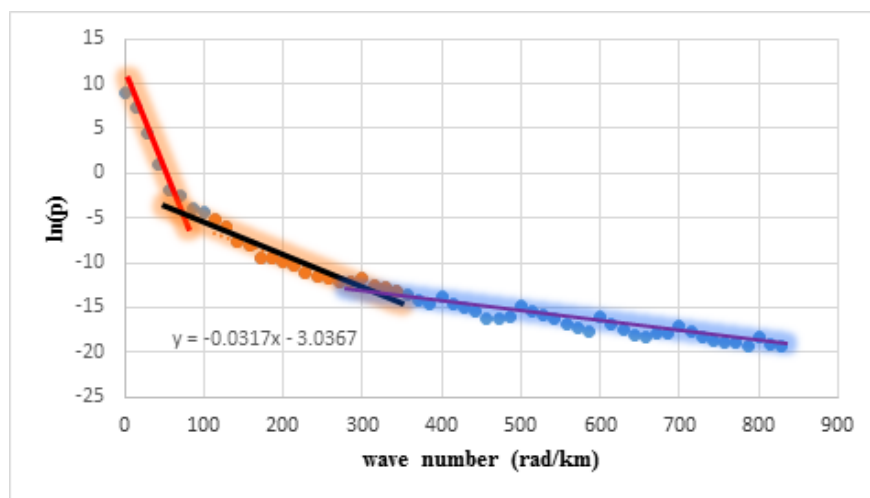
برای کره مدفون با شعاع ۱۰ متر و عمق ۲۰ متر از سطح زمین

جدول ۳-۱۳: نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای تغییرات خودپذیری مغناطیسی، عمقی و شعاعی کره

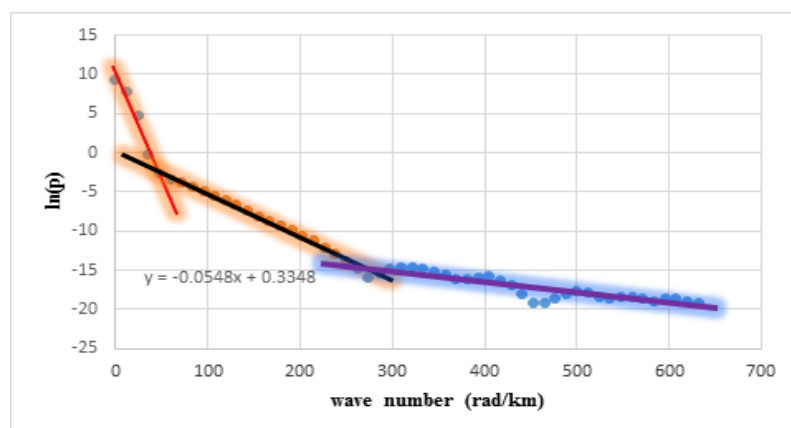
عمق تخمین زده شده (متر)	شیب محاسبه شده	محدوده نقاط انتخاب شده	تغییرات پارامترها	مدل‌های کروی
۲۴/۱	۰/۰۴۸۲	۵۰-۲۹۰	هماتیت	تغییرات خودپذیری
۲۵/۵۵	۰/۰۵۱۱	۷۰-۲۵۰	مگنتیت	
۲۸/۵	۰/۰۵۷	۷۰-۲۵۰	۲۰ متر	تغییرات عمقی
۳۸	۰/۰۷۶	۵۰-۲۰۰	۳۰ متر	
۴۸	۰/۰۹۶	۵۰-۱۹۰	۴۰ متر	
۲۴/۵	۰/۰۴۹	۹۰-۲۵۰	۵ متر	تغییرات شعاعی
۲۷	۰/۰۵۴	۸۰-۲۶۰	۱۰ متر	

۳-۷-۲- ساختارهای افقی

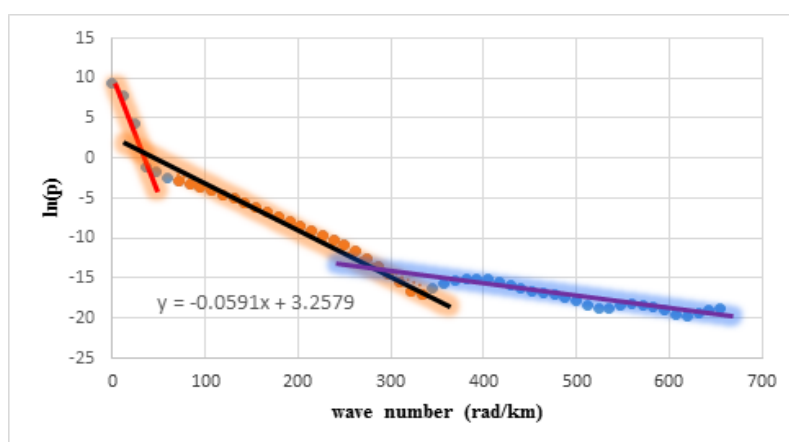
نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای تغییرات عمقی مدل سیل نیز در شکل‌های (۳-۴۶) تا (۳-۴۸) آورده شده است. محدوده نقاط انتخاب شده برای محاسبه شیب و عمق تخمین زده شده در جدول (۳-۱۴) آمده است. نتایج برای ساختارهای افقی نیز همانند نتایج طیف توان در ساختارهای کروی دارای خطا می‌باشد و دقت بالایی ندارد.



شکل ۳-۴۶: نتایج طیف توان محاسبه شده، سیل مدفون در عمق ۱۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۴۷: نتایج طیف توان محاسبه شده، سیل مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۴۸: نتایج طیف توان محاسبه شده سیل مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین

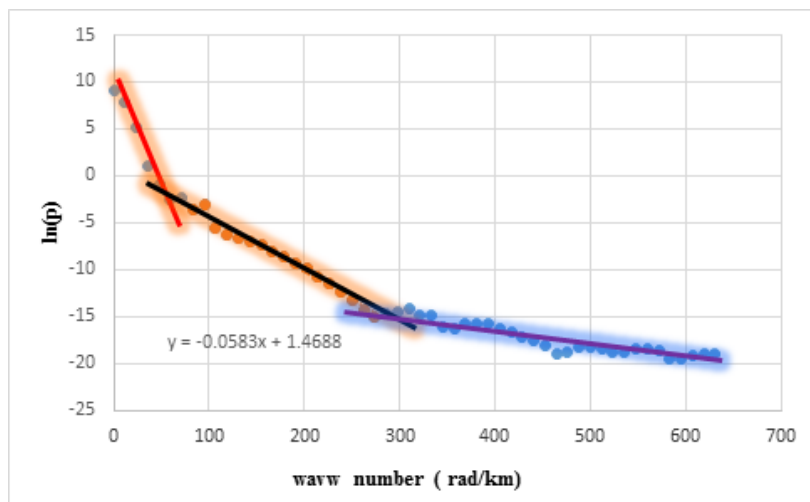
جدول ۳-۱۴: نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای سیل در اعماق مختلف

عمق تخمین زده شده (متر)		شیب محاسبه شده	محدوده نقاط انتخاب شده	ساختار افقی (سیل)
۱۵/۵	۰/۰۳۱	۱۰۰-۳۵۰	۱۰ متر	تغییرات عمقی
۲۷	۰/۰۵۴	۷۰-۲۵۰	۲۰ متر	
۲۹/۵	۰/۰۵۹	۶۰-۳۲۰	۳۰ متر	

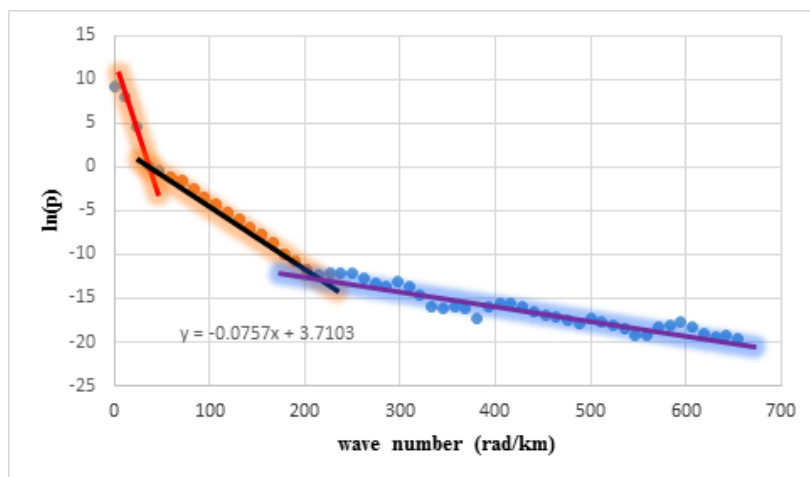
۳-۷-۳- ساختار قائم

برای مدل‌های دایک ساخته شده در عمق‌های ۲۰ متر و ۳۰ متر نیز طیف توان برای هر کدام محاسبه و منحنی آن‌ها رسم گردیده است که در شکل‌های (۳-۴۹) و (۳-۵۰) نشان داده شد. نتایج حاصل از انتخاب محدوده نقاط جهت محاسبه شیب و تخمین عمق در جدول (۳-۱۵) آورده شده است. با

بررسی نتایج حاصل می‌توان گفت که با بکارگیری روش طیف توان در کارهای معدنی که دارای عمق کم می‌باشند، نمی‌توان به عمق سطح بالای ماده معدنی با دقت بالا دست یافت.



شکل ۳-۴۹: نتایج طیف توان محاسبه شده دایک مدفون در عمق ۲۰ متر از سطح زمین



شکل ۳-۵۰: نتایج طیف توان محاسبه شده برای دایک مدفون در عمق ۳۰ متر از سطح زمین

جدول ۳-۱۵: نتایج تخمین عمق به روش طیف توان برای دایک در اعماق مختلف

عمق تخمین زده شده (متر)		شیب محاسبه شده	محدوده نقاط انتخاب شده	ساختار قائم (دایک)
۲۹	۰/۰۵۸	۸۰-۲۷۰	۲۰ متر	تغییرات عمقی
۳۷/۵	۰/۰۷۵	۶۰-۲۰۰	۳۰ متر	

فصل چهارم

پردازش و تفسیر

داده‌های مغناطیس منطقه

۴-۱- مقدمه

بیش از ۳۰۰ نوع کانی آهن‌دار در طبیعت شناسایی شده است که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به مگنیتیت^۱، هماتیت^۲، گوتیت^۳، لیمونیت^۴، سیدریت^۵، شاموزیت^۶، مارتیت، پیریت و مارکاسیت اشاره نمود. در این بخش به معرفی مختصری چند نمونه از این کانی‌ها پرداخته می‌شود.

کانی مگنیتیت به رنگ سیاه آهنی، سیاه متمایل به خاکستری و کدر بوده و به صورت فلزی پرجلا تا کدر وجود دارد. در این کانی مقدار ۳۱ درصد FeO و ۶۹ درصد Fe₂O₃ و مقدار آهن تا ۷۲/۴ درصد می‌رسد. آهن‌ربا این کانی را جذب می‌کند و گاهی خود کانی خاصیت مغناطیسی دارد اما در دمای ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهد، ولی پس از سرد شدن دوباره آن را بدست می‌آورد. در شعله فوتک ذوب نمی‌شود. این کانی در سنگ‌های آذرین و دگرگونی (شیست-های بلورین) و سنگ‌های رسوبی یافت.

نام کانی هماتیت از کلمه یونانی هماتیکوس^۷ به معنی خونین گرفته شده است. مقدار آهن در این کانی به ۷۰ درصد می‌رسد و مقدار بسیار کمی آب دارد. رنگ این کانی از خاکستری فولادی تا سیاه آهنی تغییر می‌کند و قطعات نازک از آن به رنگ قرمز خونی سیر است و انواعی از آن به صورت توده-ای و خاکی قرمز قهوه‌ای کدر تا قرمز روشن، اپک و کدر می‌باشد. هماتیت در محیط اکسیدان در بسترهای مختلف و در سنگ‌های آذرین و دگرگونی (شیست های بلورین)، در بسترهای گرمابی، سنگ‌های آتشفشانی و سنگ‌های رسوبی یافت می‌شود.

کانی لیمونیت به صورت بلورهای بسیار نادر و به شکل سوزنی، توده‌های با حالت چکنده و گاهی به صورت توده‌های متراکم، الیتی و نخودی مشاهده می‌شود. رنگ این کانی قهوه‌ای، زرد و سیاه و اثر آن روی چینی بدون لعاب، قهوه‌ای مایل به زرد است. این کانی عمدتاً در لایه‌های رسوبی یافت می‌شود.

1. Fe₃O₄

2. Fe₂O₃

3. FeOOH

4. Fe₂O₃.nH₂O

5. FeCO₃

6. Fe₂SiO₄

7. Hematites

کانی گوئیت دارای بلورهای قهوه‌ای متمایل به سیاه، انواع توده‌های قهوه‌ای متمایل به قرمز یا زرد، انواع خاکی زرد متمایل به قهوه‌ای تا اخراپی می‌باشد.

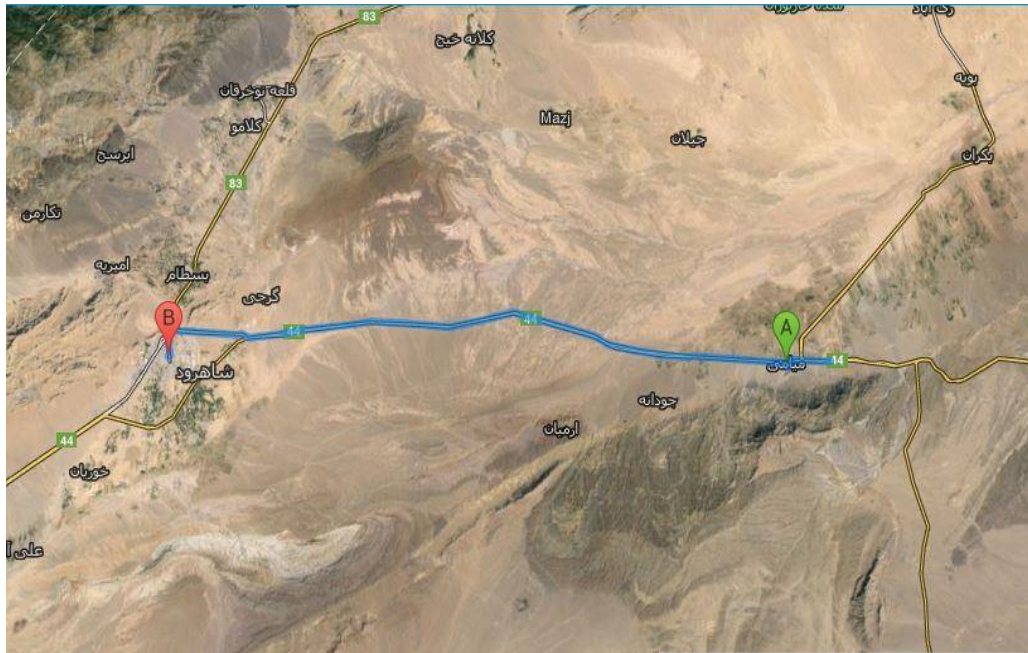
پیریت با فرمول FeS_2 نشان داده می‌شود و به صورت بلور مکعبی زرد رنگ بوده و جهت تهیه اسید سولفوریک و آهن استفاده می‌شود. این کانی بر اثر ضربه، تولید جرقه می‌کند و دارای جلای فلزی درخشانی است. مقدار $46/6$ آهن و $53/4$ درصد گوگرد است و گاهی ناخالصی‌هایی از کبالت، نیکل، آرسنیک و آنتیموان در آن دیده می‌شود. پیریت از سولفورهای بسیار پراکنده در قشر زمین است و در شرایط زمین‌شناسی بسیار متفاوتی ایجاد می‌شود. در سنگ‌های ماگمای و دگرگونی (شیست‌های متبلور) و سنگ‌های رسوبی یافت می‌شود [کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱].

پیروتیت با فرمول FeS به صورت بلورهای هگزاگونال زرد برنزی رنگ تشکیل می‌شود که گوگرد در آن به عنوان محصول فرعی مطرح است. این کانی گاهی دارای خاصیت مغناطیسی است و در سنگ‌های آذرین و دگرگونی (شیست‌های متبلور) و در بسترهای گرمایی وجود دارد. این کانی از نظر صنعت اهمیت کمی دارد. از دیگر کانی‌های آهن می‌توان به مارکاسیت، کالکوپیریت و سیدریت اشاره کرد [کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱].

۴-۲- محدوده مورد مطالعه (موقعیت جغرافیایی)

منطقه مورد مطالعه واقع در استان سمنان، در شمال شرق شهرستان شاهرود، میامی واقع شده است. به لحاظ موقعیت، در محدوده تقریبی جغرافیایی با عرض شمالی 30° - 36° و طول شرقی 56° - 57° ۳۷ (نیمه بالایی ورقه ۱,۱۰۰,۰۰۰ زمین‌شناسی میامی) قرار دارد. از ارتفاعات مهم ناحیه می‌توان کوه میامی، سوخته کوه و کوه آسیاب را نام برد. رودخانه دائمی در ناحیه وجود ندارد و رودخانه زیدر، کال طاقی و کفتاره از رودخانه‌های فصلی منطقه‌اند؛ که در فصل بارندگی دارای آب هستند. راه آسفالت تهران- مشهد از مهم‌ترین راه‌های ارتباطی منطقه است. در شکل‌های (۴-۱) راه-های دسترسی به منطقه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و نقشه راه‌ها نشان داده شده است و در شکل

(۲-۴) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ که زمین‌شناسی محدوده مورد نظر را معرفی می‌کند، آورده شده است. (لازم به ذکر است که مقیاس نقشه در این شکل کوچکتر از ۱:۱۰۰۰۰۰ بوده و منطبق با مقیاس خطی است).



شکل ۴-۱: موقعیت محدوده مورد مطالعه نسبت به شهرستان شاهرود و راه دسترسی به آن

[http:// www.behrah.com]



شکل ۴-۲: برش قسمتی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی میامی در منطقه مورد مطالعه

[حسینی و همکاران، ۱۳۹۱].

۴-۳- سابقه مطالعاتی منطقه مورد مطالعه

حسینی (۱۳۷۴) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود گرانیتهای جنوب بیارجمند را مطالعه نمود. پس از آن این محدوده توسط شرکت مهندسی مشاور کاوشگران (۱۳۷۹) جهت پتانسیل یابی مواد معدنی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ مورد بررسی قرار گرفت. اما اولین مطالعه سیستماتیک با هدف بررسی توان معدنی و پتانسیل یابی در زون داورزن-میامی توسط سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی (۱۳۷۹) کشور انجام شد. بررسی های مذکور شامل اکتشافات چکشی با روش کنترل نقاط امیدبخش، ژئوشیمی و دورسنجی بوده اند. سمیره حسینی (۱۳۹۱) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود، پردازش و تفسیر داده های مغناطیسی، دورسنجی و زمین شناسی را به منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی مطالعه کرده است [www.ngdir.ir].

۴-۴- زمین شناسی منطقه

مطالعات زمین شناسی برای منطقه مورد نظر توسط ابراهیمی و همکاران (۱۳۹۰) انجام شده است که از نتایج مطالعات انجام شده در این بخش استفاده شده است. کانی سازی در منطقه مورد مطالعه در وسعت تقریبی ۲ کیلومتر مربع تشکیل شده و شامل سنگ های آتشفشانی-رسوبی ائوسن، آهک ژوراسیک و توده نفوذی گرانودیوریت (ژوراسیک فوقانی) می باشد. کانی سازی آهن به صورت لایه ای و عدسی شکل بوده و تقریباً هم شیب با سنگ درونگی است. ضخامت لایه ها و عدسی ها به طور تقریبی تا ۳ متر و طول آنها تا بیش از ۳۰ متر می باشند. لیتولوژی سنگ میزبان شامل آهک، شیل مارن و گرانودیوریت می باشد که لیتولوژی رسوبی آن منحصر به سازند ژوراسیک است [ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۰]. در این منطقه سازندهای مربوط به ائوسن که شامل جریان گذاره های آندریتی، تراکیتی و آندزیت بازالت است نیز دیده می شود. واحدهای ائوسن بیشترین گسترش را در منطقه دارد و با یک امتداد شمال خاوری- جنوب باختری ارتفاعات نه چندان مرتفع را در آن می سازد، همچنین برون- زدهایی از توده های نفوذی بیوتیت گرانیته خاکستری رنگ مربوط به ژوراسیک بالایی مشاهده شده

(شکل ۳-۴) که به شدت تکتونیزه و تجزیه شده‌اند [ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۰]. این ناهنجاری به صورت هم‌شیب و لایه‌ای، بین توده گرانودیوریت و لایه آهکی واقع شده است.

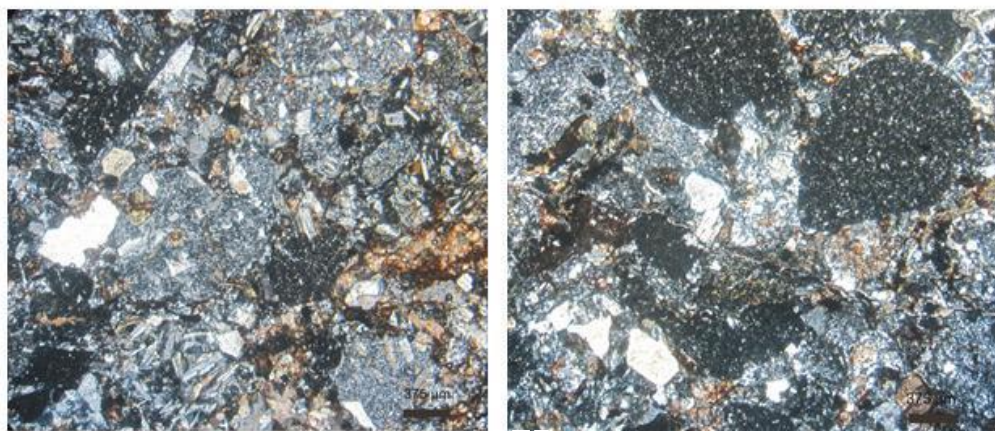


شکل ۳-۴: لایه آهن‌دار که توده نفوذی گرانیتی در پایین و آهک ژوراسیک در بالای آن واقع شده است.

۴-۲-۴- مطالعات کانی شناسی

به منظور انجام مطالعات پتروگرافی و کانی‌شناسی سنگ میزبان در این منطقه از نتایج مطالعات زمین‌شناسی که توسط حسینی و همکاران (۱۳۹۱) در قالب پایان‌نامه انجام شده است، استفاده شده است. که در آن ده مقطع نازک تهیه و مطالعه گردید شده است. مقاطع نازک شامل واحدهای توده نفوذی گرانودیوریتی (روراسیک)، آندزیت (ائوسن) و آهک (ژوراسیک) می‌باشند. واحد سنگی ولکانیک ائوسن، آندزیت و برش‌های ولکانیکی است. شکل (۴-۴) مطالعات کانی‌شناسی حاصل نشان می‌دهد که پلاژیوکلاژها در اندازه‌های کوچک تا متوسط بوده و به شدت سرپسیتی و کربناتی شده‌اند. کربنات به صورت رگچه‌های کربناتی و به صورت دانه‌های مجزا و گاهی حاصل تجزیه پلاژیوکلاژها است. دانه

های کوارتز به صورت ثانویه و دانه‌های گرد شده دیده می‌شود؛ که احتمالاً حاصل محلول هیدروترمال است. کلریت به رنگ سبز مشاهده می‌شود که حاصل تجزیه پلاژیوکلازها و هورنبلند است. آمفیبول‌ها به شدت اکسید شده و به اکسید آهن تبدیل شده‌اند و در مواردی فقط قالب آن باقی‌مانده است و گاهی توسط کربنات پر شده‌اند. اغلب کانی‌های آهن دار به شدت دگرسان شده و آهن خود را از دست داده‌اند. کانی‌های اوپک یا تیره کمتر از ۵ درصد کل سنگ را تشکیل می‌دهند. آلکالی فلدسپار به مقدار کم دیده می‌شود که تجزیه شده است [حسینی و همکاران، ۱۳۹۱].



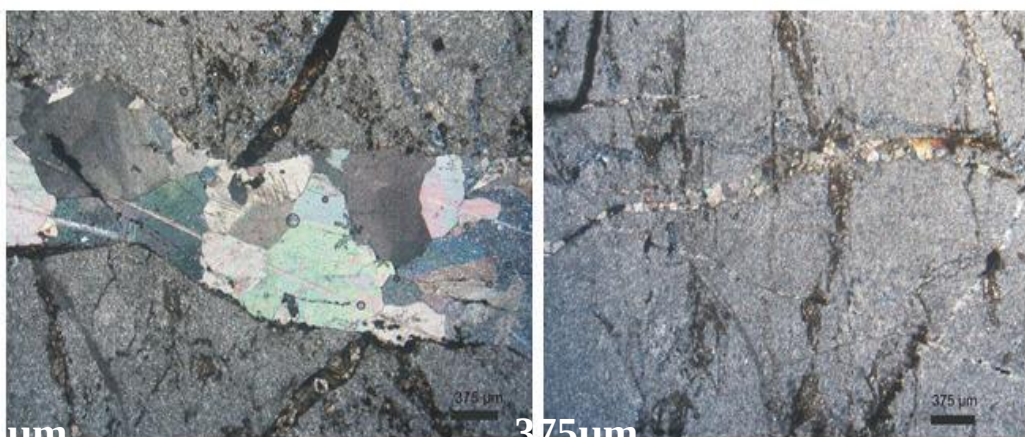
(ب)

(الف)

شکل ۴-۴: الف) واحد پیروکلاستیک که حاوی برش ولکانیکی می‌باشند و به کلریت و کربنات تجزیه شده‌اند

ب) آندزیت دگرسان شده که دگرسانی کلریتی و کربناتی را نشان می‌دهد [حسینی و همکاران، ۱۳۹۱].

سنگ آهک ژوراسیک: مطالعات پتروگرافی سنگ آهک نشان می‌دهد سنگ اولیه از آهک‌های ریز بلور تشکیل شده که توسط سیال هیدروترمال تحت تأثیر تبلور مجدد قرار گرفته و در امتداد شکستگی‌ها، کربنات‌های درشت‌تر متبلور شده‌اند. (۴-۵) نمونه مذکور حاوی رگچه‌های اکسید آهن است که در مواردی رگچه‌های کربناتی را قطع کرده‌اند.

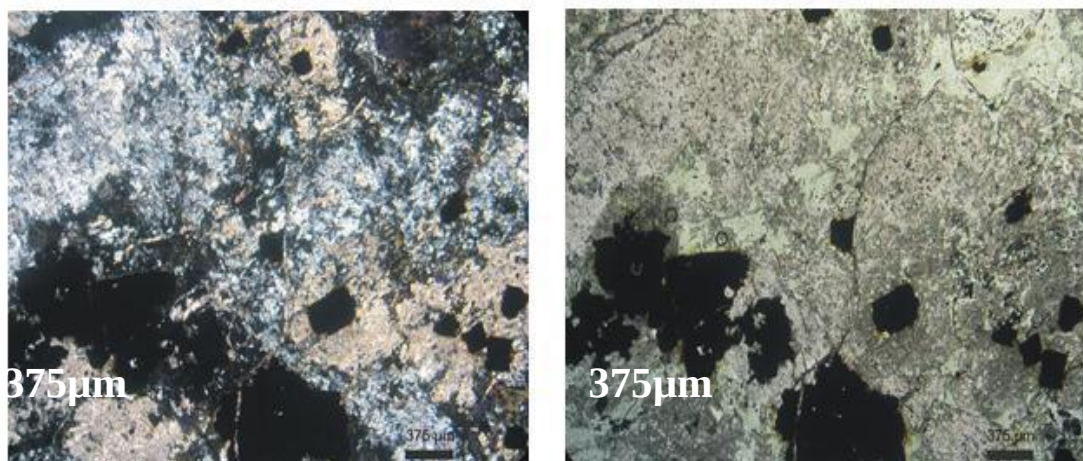


(ب)

(الف)

شکل ۴-۵: (الف) نمونه کربنات و رگچه‌های اکسید آهن. (ب) نمونه کربناتی که رگچه‌های آهن دار توسط رگچه‌های کلسیت درشت بلور قطع شده است [حسینی و همکاران، ۱۳۹۱].

توده نفوذی گرانودیوریت از پلاژیوکلاژ و مقادیر کمتری کانی‌های تیره تشکیل شده که به سمت کانی سازی به شدت دگرسان شده است. این توده به شدت تحت تأثیر سیالات گرمایی قرار گرفته به طوری که از حاشیه به سمت کانی سازی میزان کانی‌های ثانویه مانند کلریت و کربنات و همچنین میزان کانی‌های اکسید آهن افزایش یافته است که حاکی از عملکرد سیال کانی سازی می باشد. کانی‌های کوارتز نیز به صورت ثانویه تشکیل شده‌اند (شکل ۴-۶).



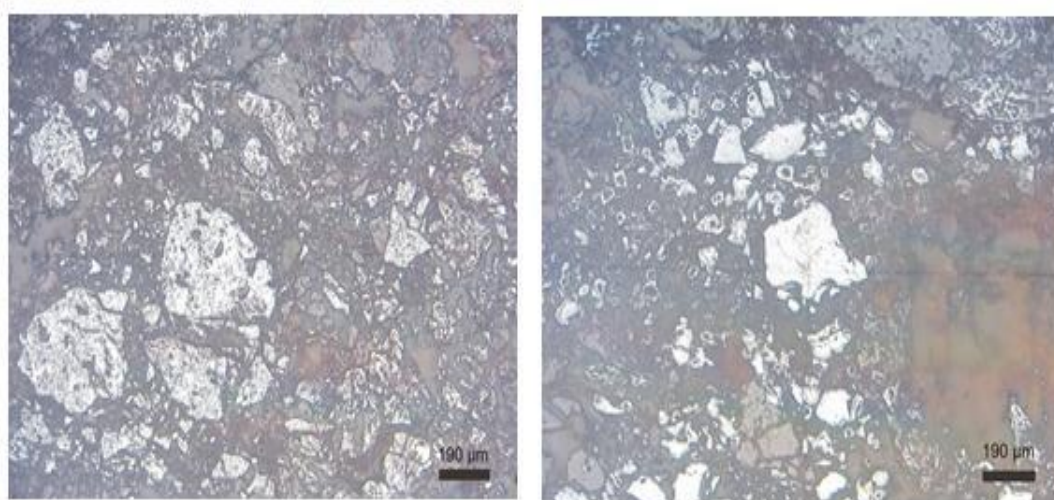
شکل ۴-۶: نمونه سنگ گرانودیوریت که به شدت دگرسان شده و به کلریت و کربنات تبدیل شده است.

(شکل الف نمونه در معرض نور XPL و شکل ب نمونه را در معرض نور PPL نشان می دهد [حسینی و همکاران، ۱۳۹۱].

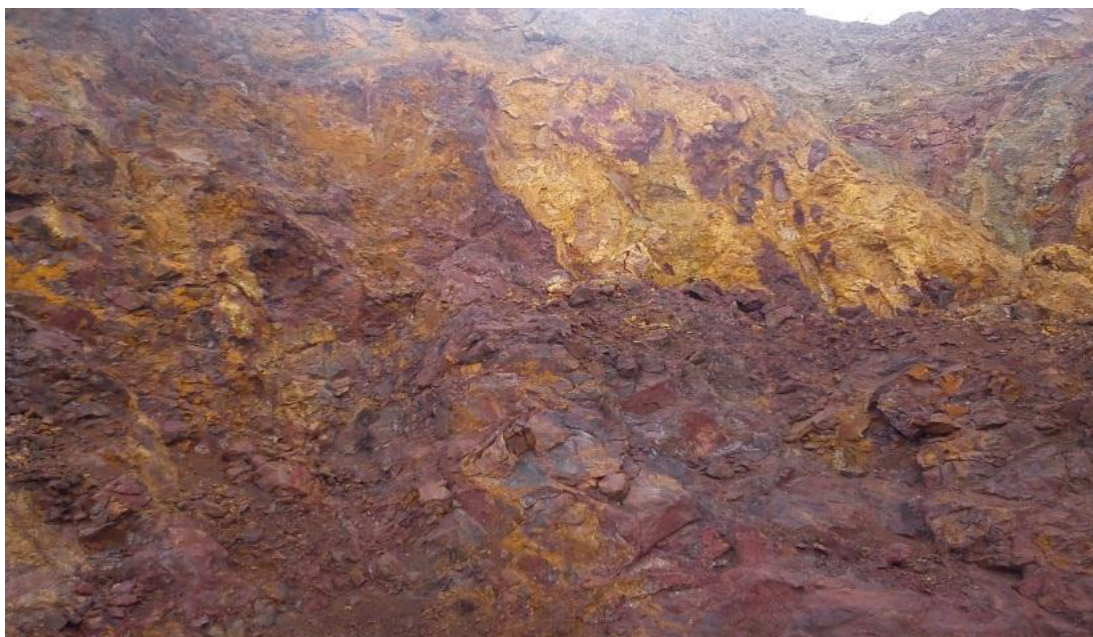
۴-۲-۲- مطالعات مینرالوگرافی در منطقه برداشت

در این بخش نیز از نتایج مطالعات انجام شده که توسط خانم حسینی (۱۳۹۱) انجام شده است، استفاده شده است. جهت مطالعه و شناسایی کانی‌های تشکیل دهنده ماده معدنی، یافت و نحوه ارتباط کانی‌ها، تعدادی نمونه از قسمت‌های مختلف کنسار برداشت گردید و مقاطع صیقلی تهیه شده آن‌ها مورد مطالعه قرار گرفت. براساس نتایج بررسی‌های میکروسکوپی صیقلی کانی مگنتیت به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در ابعاد ریز تا متوسط به صورت افشان و پراکنده دیده شده است و به نظر کانی اصلی در نمونه است. بیش از ۸۰ درصد مقاطع مورد بررسی را تشکیل داده؛ که در مواردی به هماتیت تبدیل شده است. کانی هماتیت که اغلب به صورت ثانویه و در اثر تجزیه مگنتیت بوده است، به صورت ذرات ریز کلوئیدی قابل مشاهده است [حسینی، ۱۳۹۱].

علاوه بر کانی‌های اکسیدی آهن، کانی پیریت به صورت ذرات ریز و گاهی به صورت انکلوژین درون مگنتیت دیده می‌شود و به عنوان کانی فرعی و سولفیدی آهن مطرح است. همچنین اکسیدهای آهن آبدار به صورت ثانویه از نوع گوتیت و لیمونیت در اثر فرایند دگرسانی اکسیدای آهن نیز به وجود آمده است [حسینی، ۱۳۹۱]. در شکل (۴-۷) کانی مگنتیت موجود در نمونه که به صورت پراکنده است، نشان داده شده است. شکل (۴-۸) نمایی از کانی‌زایی ماده معدنی هماتیت، لیمونیت و مگنتیت را نشان می‌دهد.



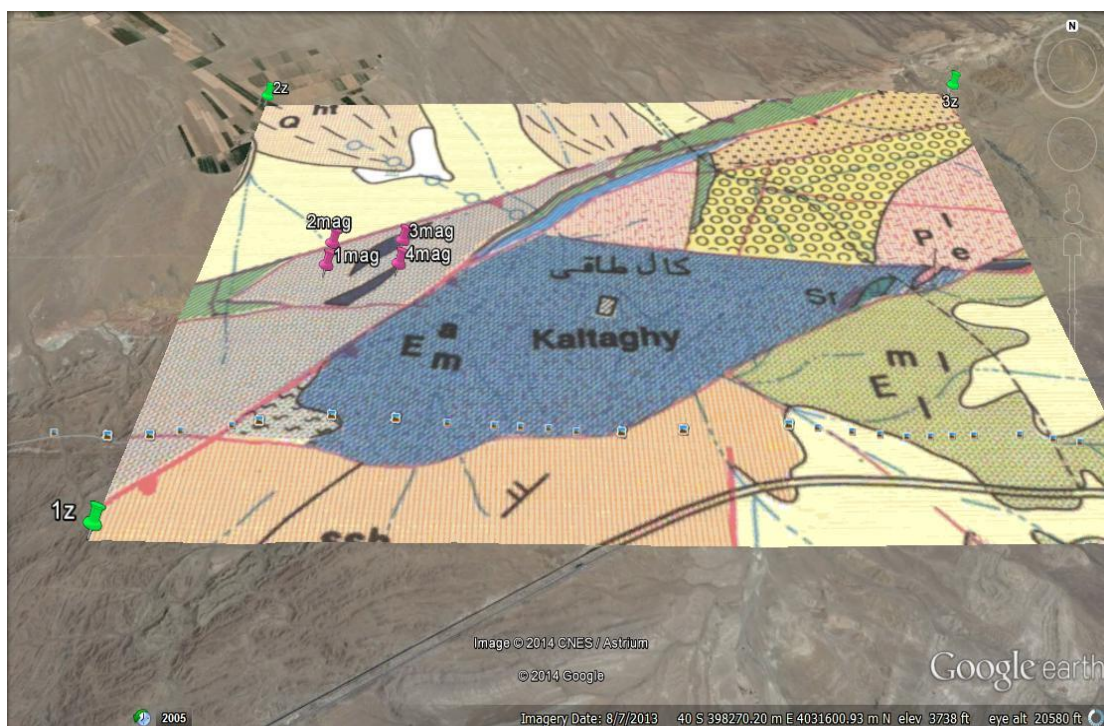
شکل ۴-۷: کانی مگنتیت که به صورت پراکنده و افشان مشاهده می‌شود [حسینی و همکاران، ۱۳۹۱].



شکل ۴-۸: نمایی از کانی‌زایی هماتیت، لیمونیت و مگنتیت [حسینی، ۱۳۹۱]

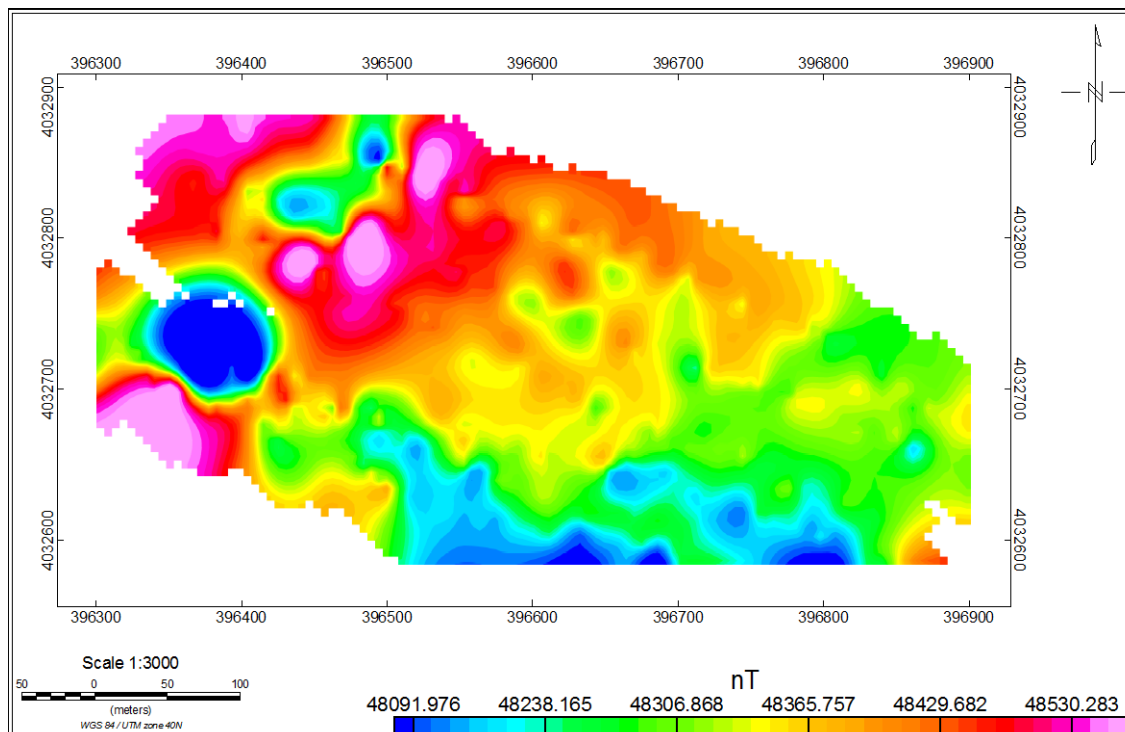
۴-۳- پردازش داده‌های مغناطیسی

داده‌های مغناطیسی از کانسار سنگ آهن میامی در طول ۶ پروفیل و در یک شبکه برداشت منظم برداشت شده است. طول شرقی شبکه برداشت از ۳۹۶۳۰۰ تا ۳۹۶۹۰۰ در سیستم مختصات متریک (UTM) و در عرض شمالی از ۴۰۳۲۶۰۰ تا ۴۰۳۲۹۰۰ و در زون ۴۰S واقع شده است. در این برداشت فاصله‌ی پروفیل‌ها از هم ۲۰ متر و فاصله‌ی نقاط برداشت از هم ۱۰ متر می‌باشد. بر روی داده‌های برداشت شده ابتدا تصحیحات لازم از قبیل تصحیحات روزانه و IGRF اعمال شد. محدوده داده‌های مورد مطالعه بر روی نقشه زمین‌شناسی و تصویر ماهواره‌ای انطباق داده شده است که در شکل (۴-۹) نمایش داده شده است تا بتوان از آن در تفسیر بهتر داده‌ها بهره گرفت. سپس پردازش‌های لازم بر روی آن‌ها به وسیله نرم‌افزار Geosoft صورت گرفت. در نقشه‌های نشان داده شده در شکل‌های (۴-۱۰) و (۴-۱۱) میدان مغناطیس با شدت بالا و پایین دیده می‌شود که به صورت ناهنجاری پیچیده‌ای هستند.

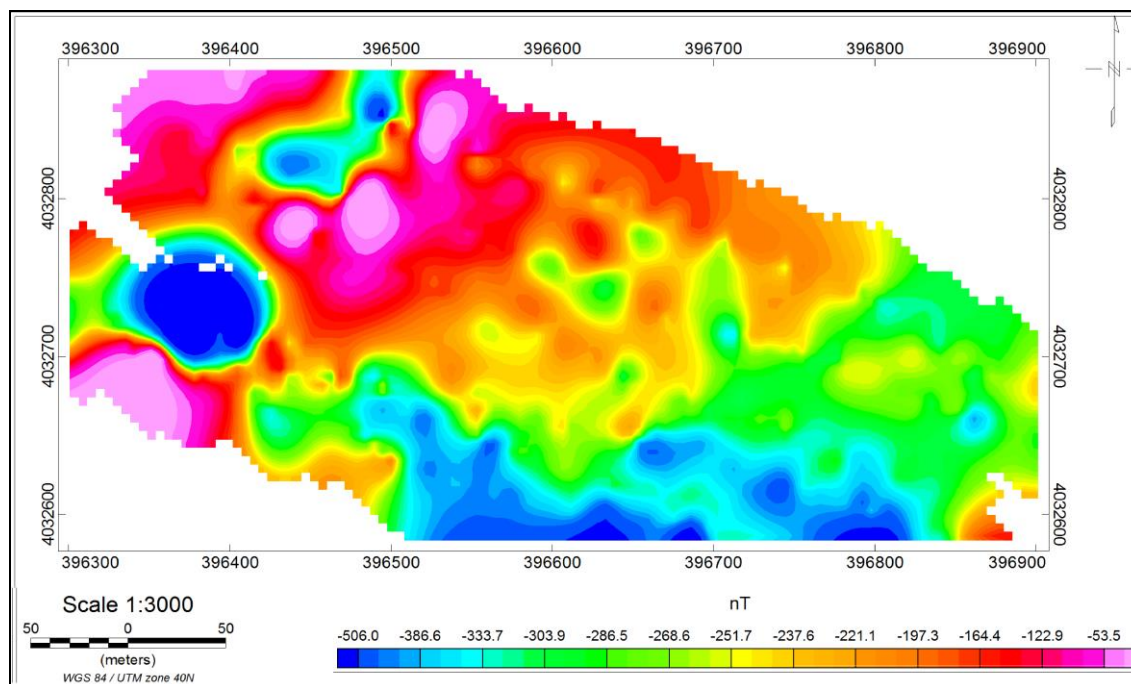


شکل ۴-۹: محدوده داده‌های مغناطیس منطبق بر روی

تصویر ماهواره‌ای و نقشه زمین‌شناسی



شکل ۴-۱۰: میدان کل مغناطیسی منطقه مورد مطالعه

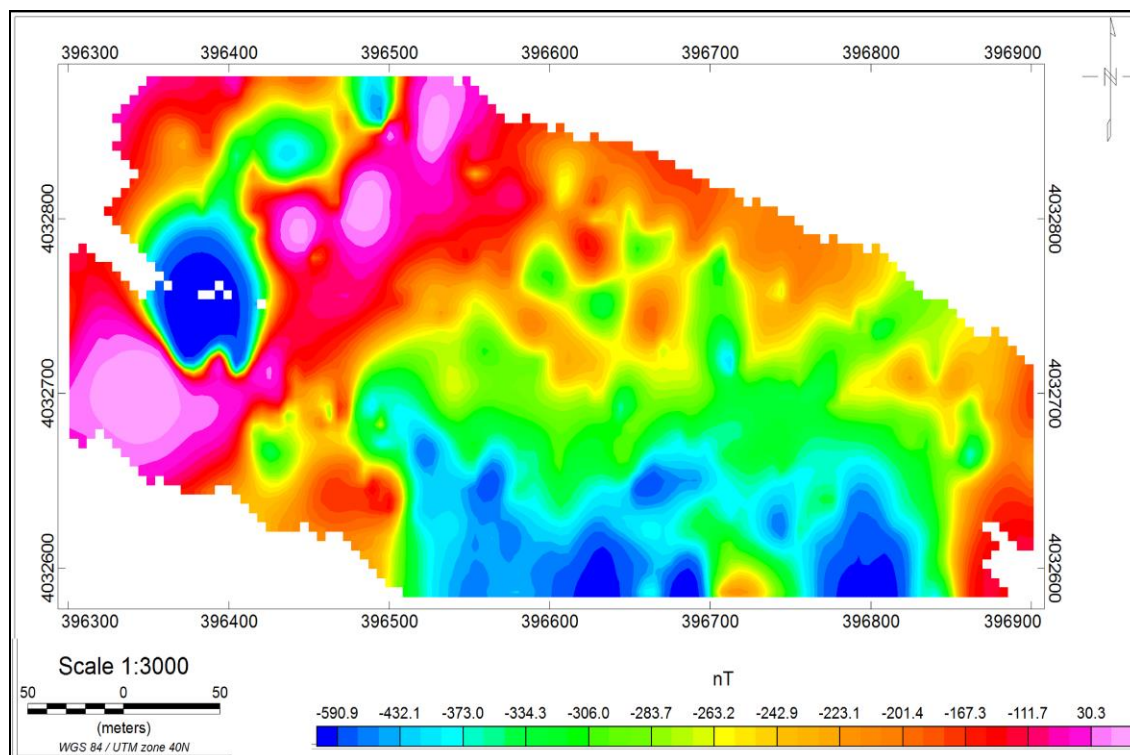


شکل ۴-۱۱: میدان کل مغناطیسی منطقه پس از حذف اثر IGRF

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۳-۱- اعمال فیلتر برگردان به قطب

با استفاده از این فیلتر، میدان مغناطیسی از یک عرض مغناطیسی که در آن بردار میدان زمین شیب-دار است، به قطب مغناطیسی یعنی جایی که میدان القایی قائم است، منتقل می‌شود. زیرا، اگر میدان زمین مایل باشد شکل ناهنجاری‌های مغناطیسی که به صورت القایی به وجود آمده‌اند، نسبت به منابع به وجود آورنده نامتقارن خواهند بود. ولی در صورتی که میدان القایی قائم باشد، ناهنجاری‌های به وجود آمده در اثر القای مغناطیسی بر روی منبع خودشان قرار می‌گیرند. یکی از مهم‌ترین کاربردهای فیلترها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل، جانمایی دقیق محل آنومالی‌ها بر روی منابع مولد آنومالی، مانند فیلتر برگردان به قطب و جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و باقی مانده، مانند فیلترهای ادامه فراسو و مشتق قائم است. در شکل (۴-۱۲) نقشه حاصل از برگردان به قطب داده‌های مغناطیس نشان داده شده است. پس از برگردان به قطب داده‌ها تغییرات چندانی در نقشه مغناطیس مشاهده نشده است که این فرض مربوط به دوقطبی بودن ناهنجاری را رد می‌کند.



شکل ۴-۱۲: میدان باقی مانده مغناطیسی منطقه مورد نظر پس از اعمال فیلتر برگردان به قطب

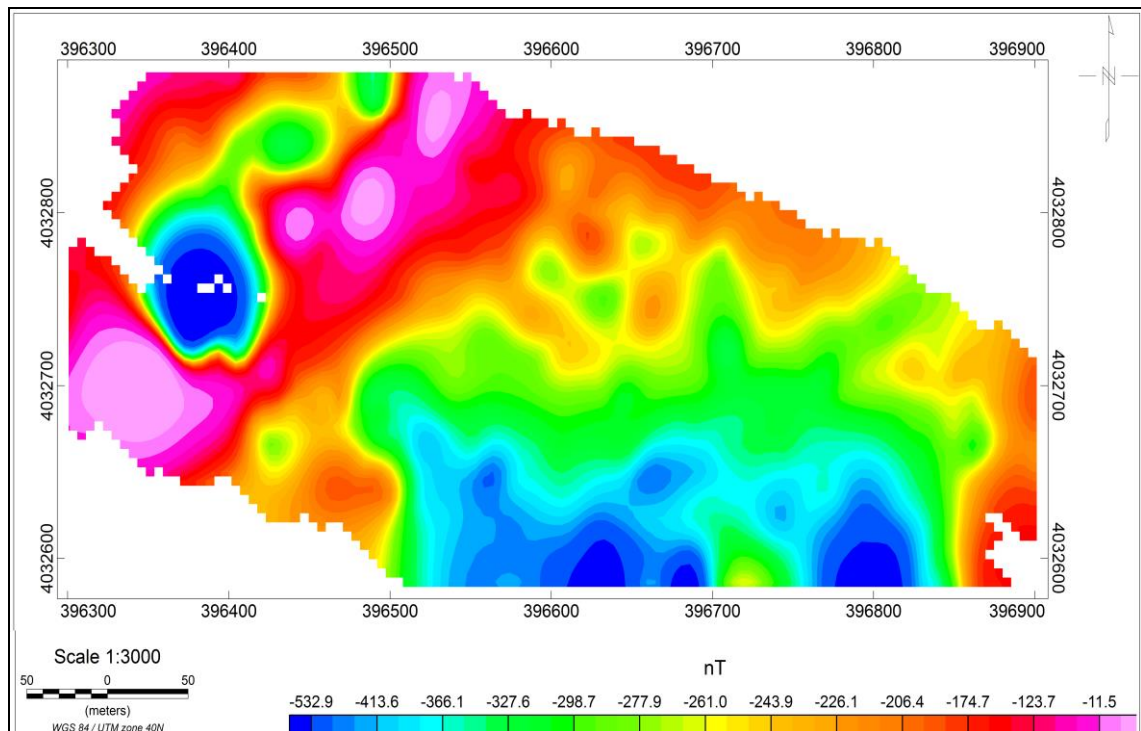
بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۳-۲- اعمال فیلتر گسترش میدان به سمت بالا

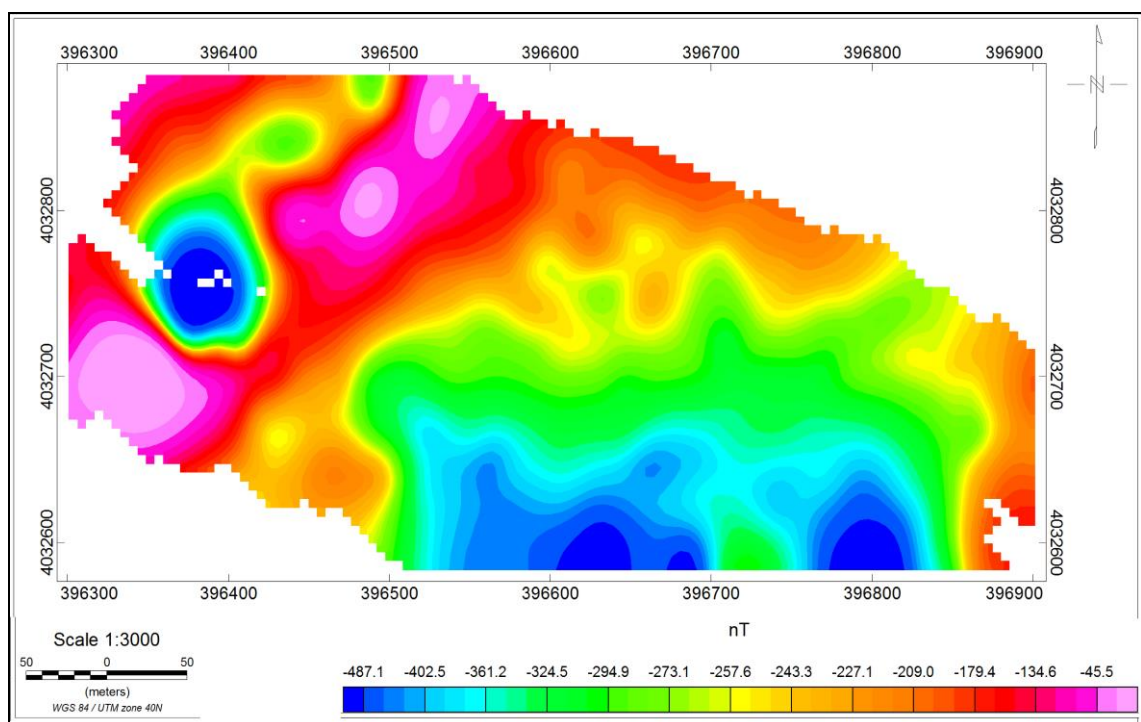
یکی از روش‌های تفکیک ناهنجاری میدان‌های پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌گردند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح تراز در بالای آن تصویر می‌شوند. در نقشه‌های به دست آمده با استفاده از این روش، هرچه از سطح مبنا دور شویم، ناهنجاری‌های کوچک با طول موج کوتاه ضعیف شده و در نتیجه ناهنجاری‌های منطقه‌ای با طول موج بلند باقی می‌مانند.

برای بررسی گسترش عمقی و جدا نمودن اثرات ناهنجاری‌های سطحی از ناهنجاری‌های عمیق تر فیلتر ادامه فراسوی ۵، ۱۰ و ۲۰، ۴۰ متر بر روی نقشه برگردان به قطب شده انجام شده است. با این کار داده‌ها به سطح‌های بالاتری آورده شده است و ناهنجاری‌هایی که دارای ریشه بیشتر هستند (گسترش عمقی بیشتری دارند) نمایان تر می‌شود. که در شکل‌های (۴-۱۳) تا (۴-۱۶) این موضوع

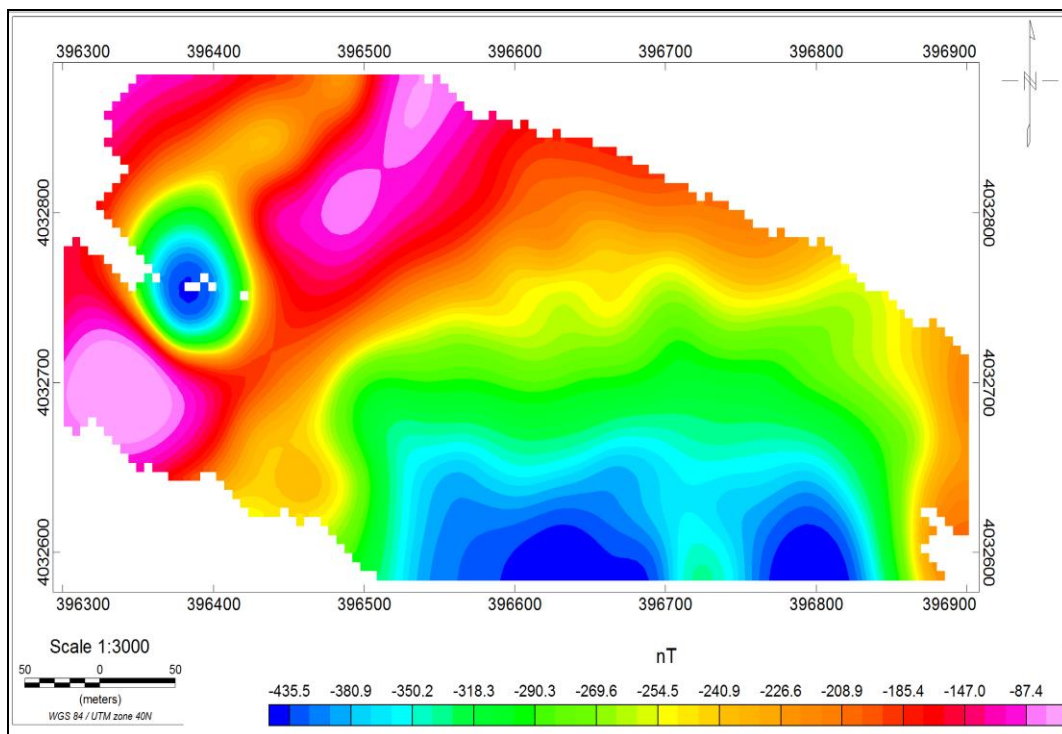
نشان داده شده است. با بررسی‌های لازم بر روی نقشه‌های حاصل از فیلتر ادامه فراسو بر روی داده‌ها در ارتفاعات مختلف، تغییرات عمقی زیادی مشاهده نشد و تنها می‌توان دید که محدوده ناهنجاری تا چه اندازه دارای ریشه است.



شکل ۴-۱۳: فیلتر ادامه فراسوی ۵ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

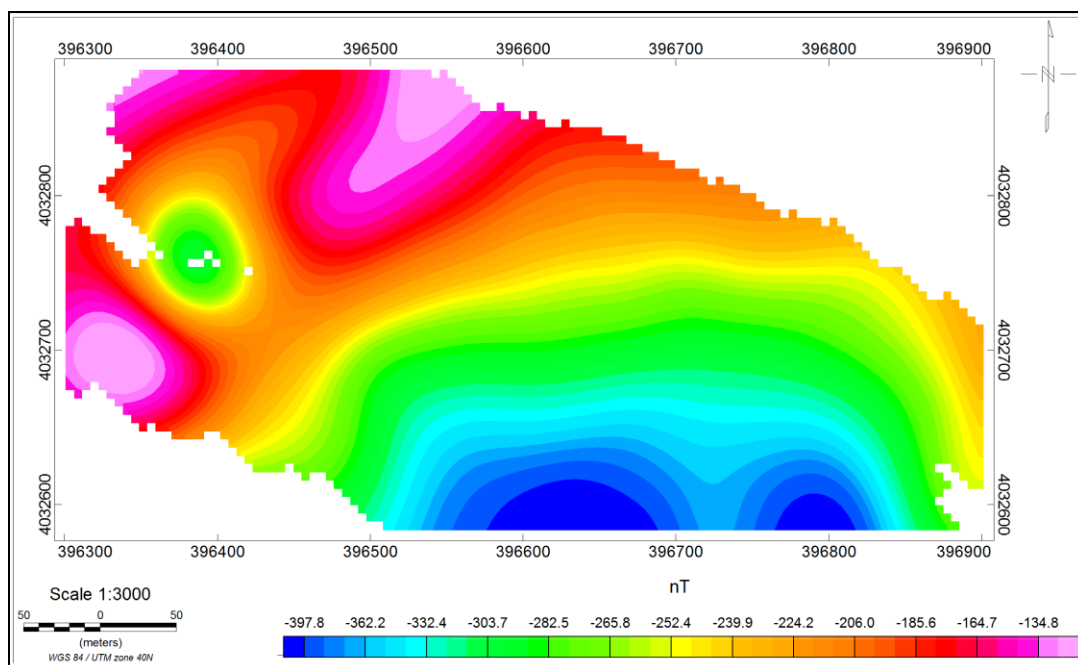


شکل ۴-۱۴: فیلتر ادامه فراسوی ۱۰ متر بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۱۵: فیلتر ادامه فراسوی ۲۰ متر

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

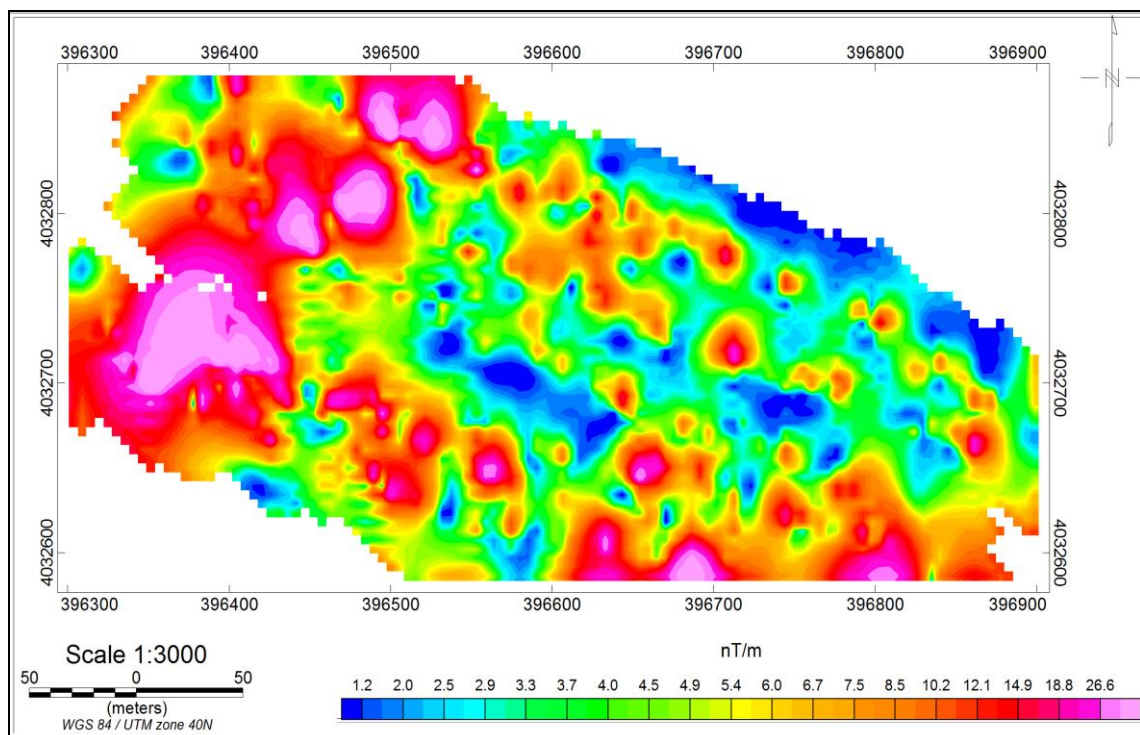


شکل ۴-۱۶: فیلتر ادامه فراسو ۴۰ متر

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۳-۳- سیگنال تحلیلی

با توجه به مفاهیم گفته شده در مورد سیگنال تحلیلی جهت تعیین مرز ناهنجاری‌ها، از این فیلتر برای شناسایی مرز ناهنجاری‌های موجود در محدوده مورد مطالعه استفاده شد. فیلتر سیگنال تحلیلی توسط نرم افزار ژئوسافت انجام گرفت که در شکل (۴-۱۷) نشان داده شده است و مرزهای ناهنجاری را به خوبی نشان داده است.



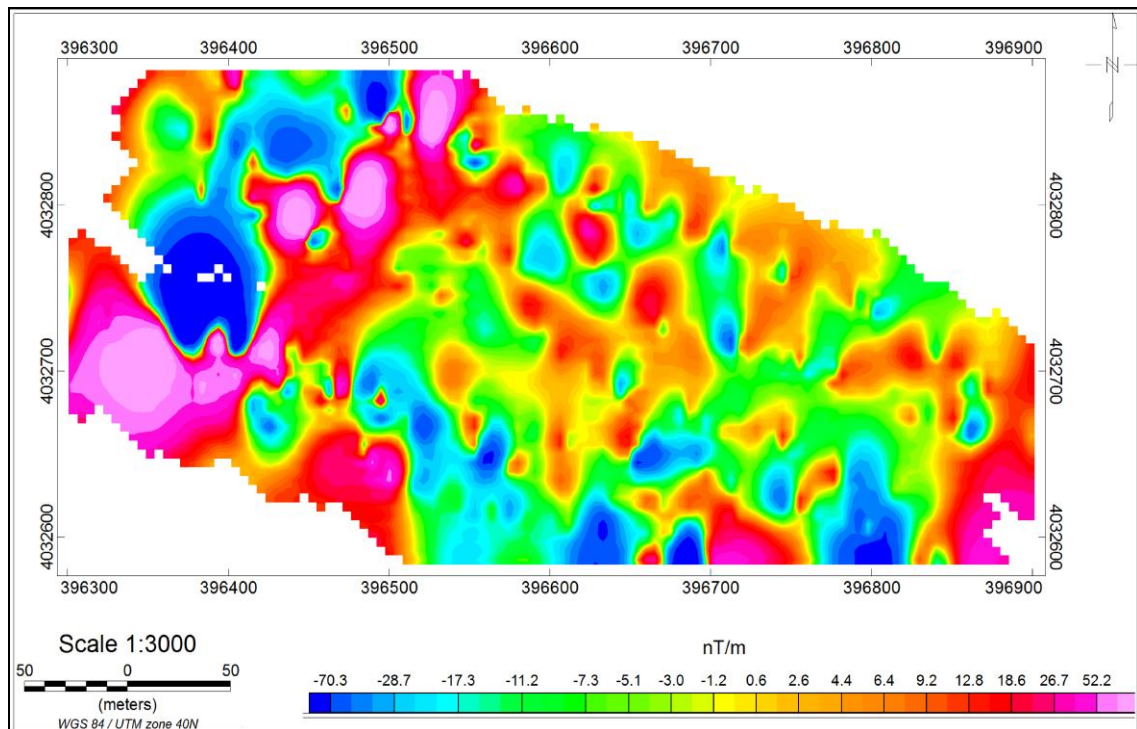
شکل ۴-۱۷: نقشه حاصل از اعمال فیلتر سیگنال تحلیلی

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

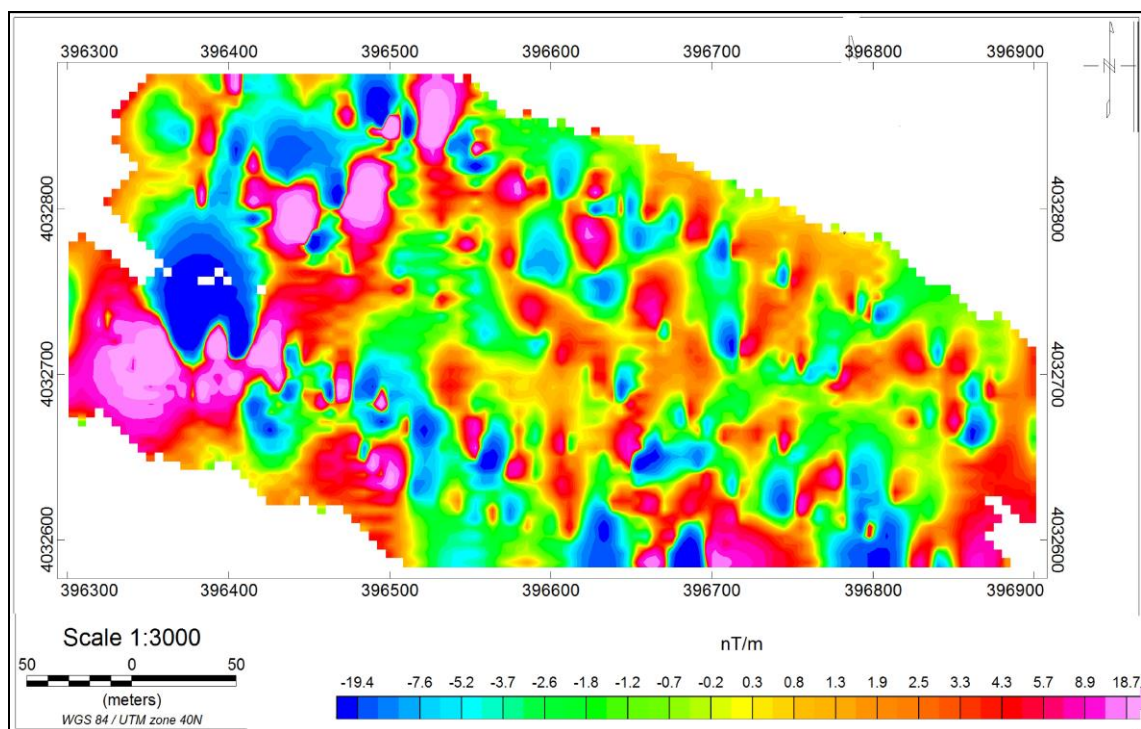
۴-۳-۴- مشتق قائم

با توجه به این نکته که بر روی مرز ناهنجاری، مشتق قائم صفر می‌باشد می‌توان از نتایج این فیلتر، برای تخمین مرز استفاده کرد. این روش به عنوان یک ابزار مناسب جهت آشکارسازی مؤلفه‌های میدان پتانسیل با طول موج کوتاه‌تر مربوط به ناهنجاری‌های کم عمق می‌باشد. برای اعمال روش

مشتق قائم از نرم افزار اویسیس مونتاژ شرکت ژئوسافت استفاده شد. مشتق قائم با درجه‌های ۰/۵ و ۱ اعمال شد که در شکل‌های (۴-۱۸) و (۴-۱۹) نشان داده شده است.



شکل ۴-۱۸: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۰/۵ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

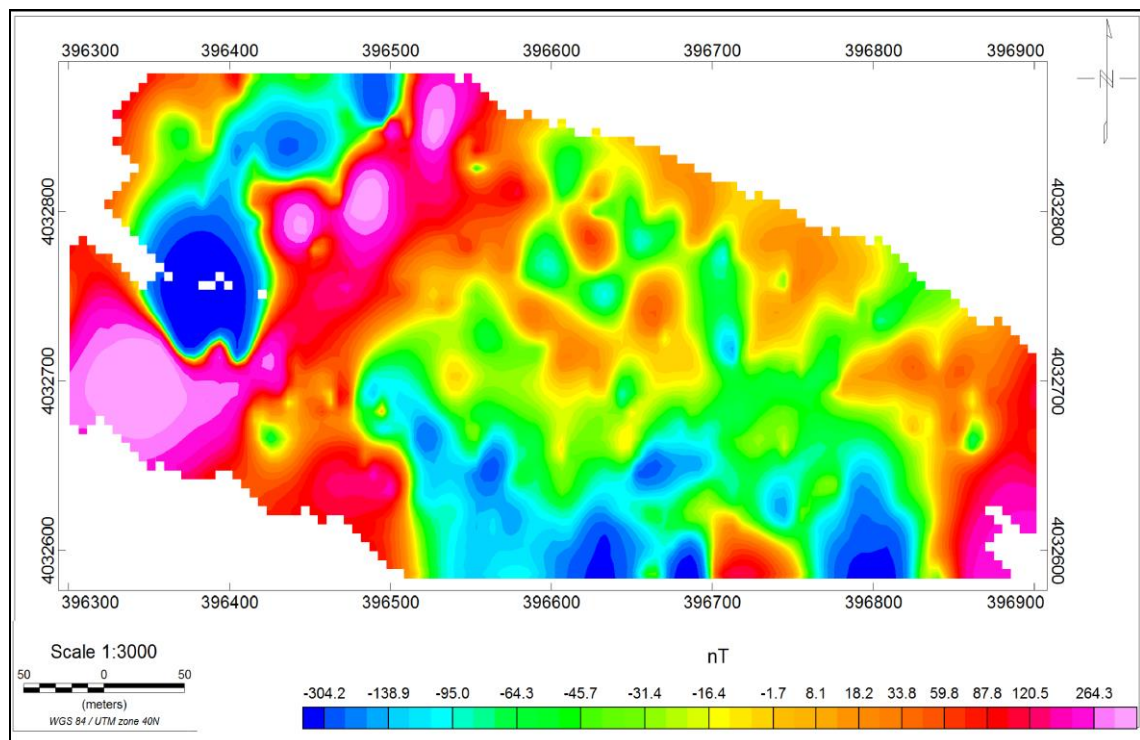


شکل ۴-۱۹: نقشه حاصل از اعمال فیلتر مشتق قائم مرتبه ۱ بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۳-۵- روش روند سطحی

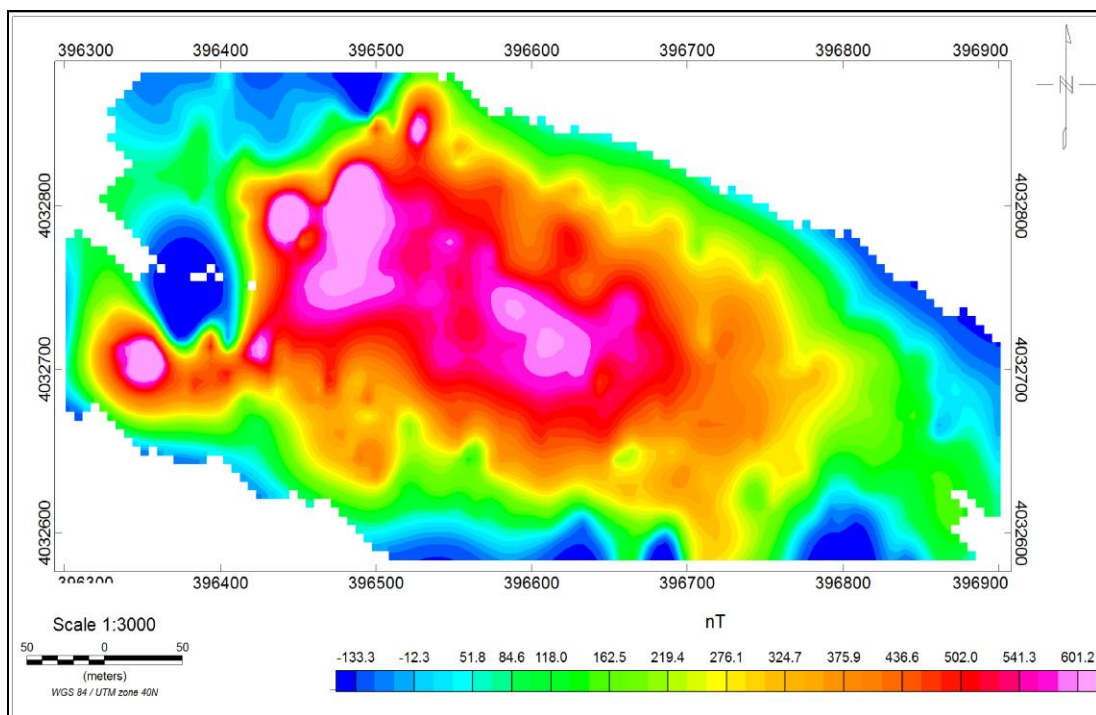
یکی از انعطاف پذیرترین روش‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی است. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات تقریب زده می‌شود. این روش براساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است؛ که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد.

برای تفکیک ناهنجاری‌ها با روش حذف روند از نرم افزار ژئوسافت و GL استفاده شد. بدین منظور از درجات ۱ تا ۳ در نرم افزار ژئوسافت و درجات ۴ تا ۸ در نرم افزار GL انجام گرفت (شکل‌های ۴-۲۰ تا ۴-۲۷). بهترین تفکیک ناهنجاری در حذف روند با درجه ۷ است که؛ بخوبی توانسته ناهنجاری‌ها را نمایان سازد.



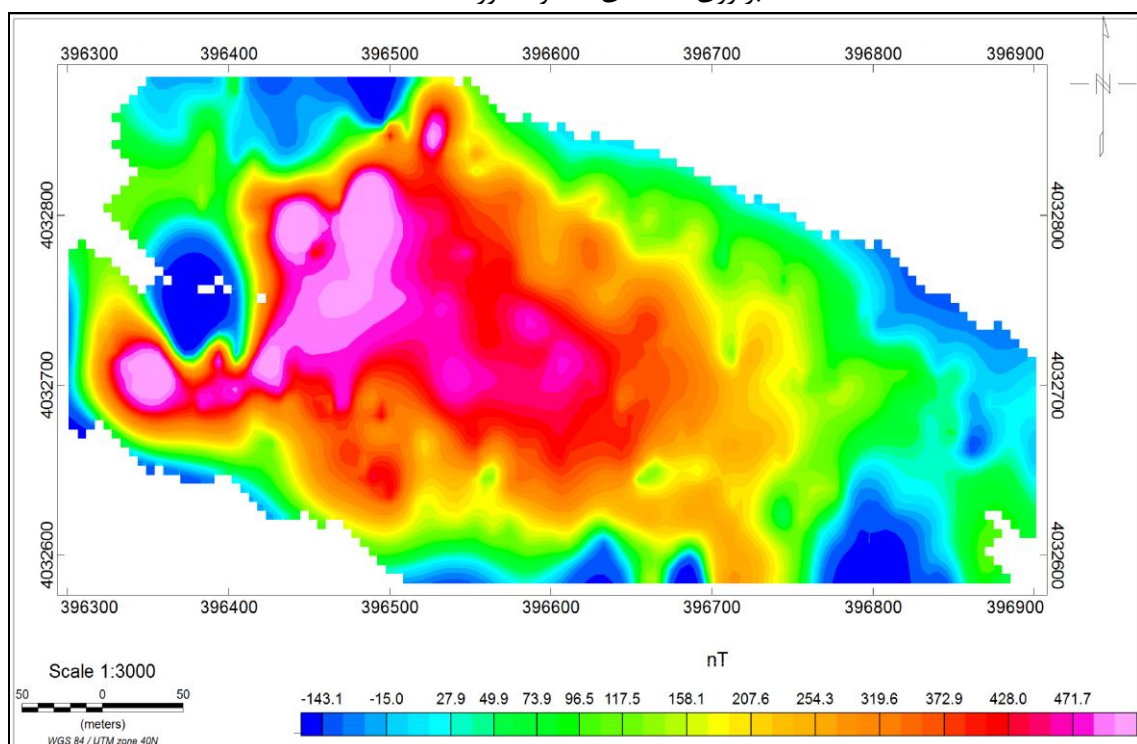
شکل ۴-۲۰: ناهنجاری باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۱

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



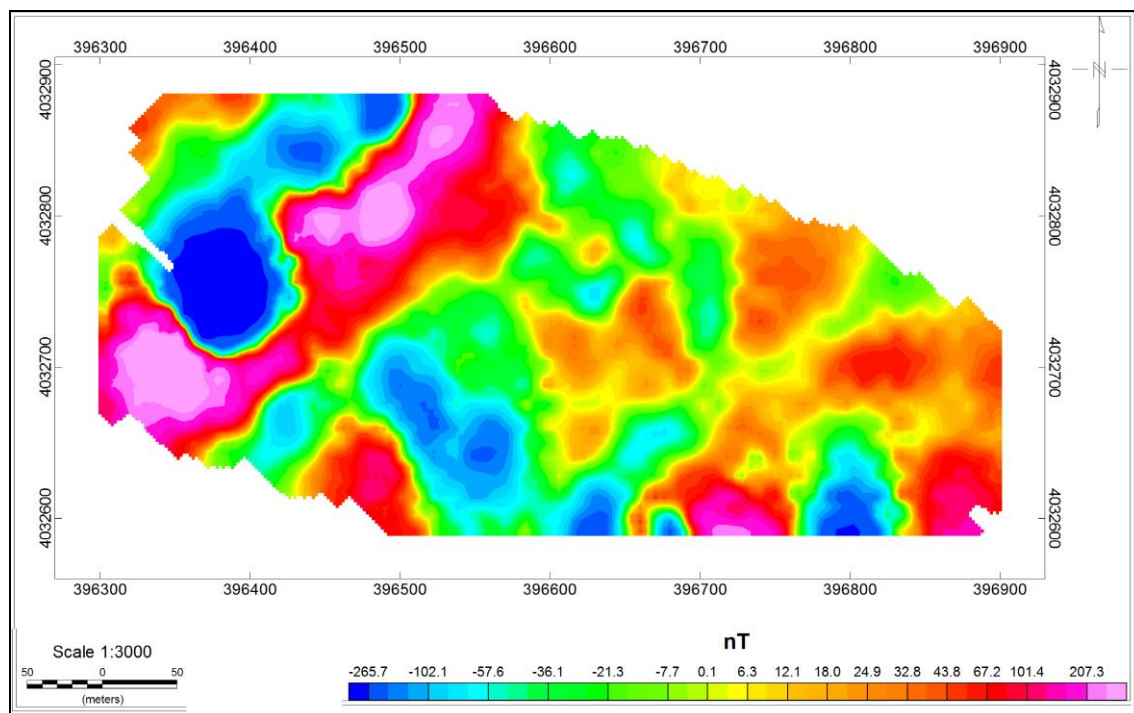
شکل ۴-۲۱: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۲

بر روی داده های محدوده مورد مطالعه



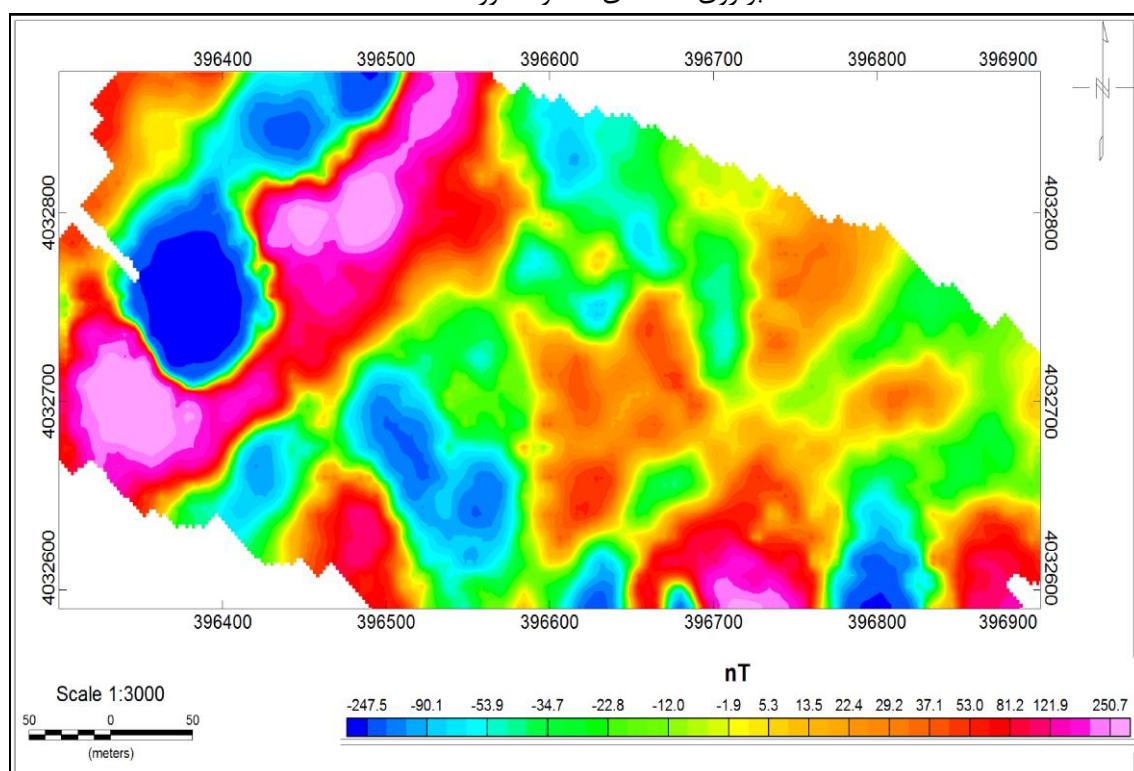
شکل ۴-۲۲: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۳

بر روی داده های محدوده مورد مطالعه



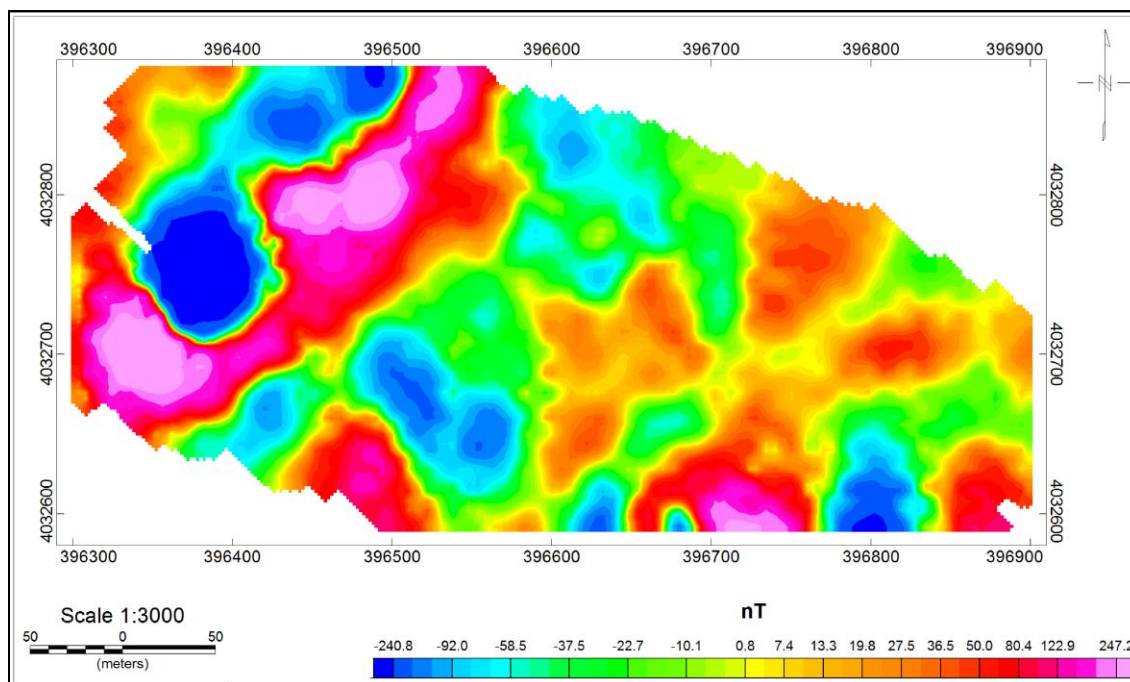
شکل ۴-۲۳: ناهنجاری باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۴

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



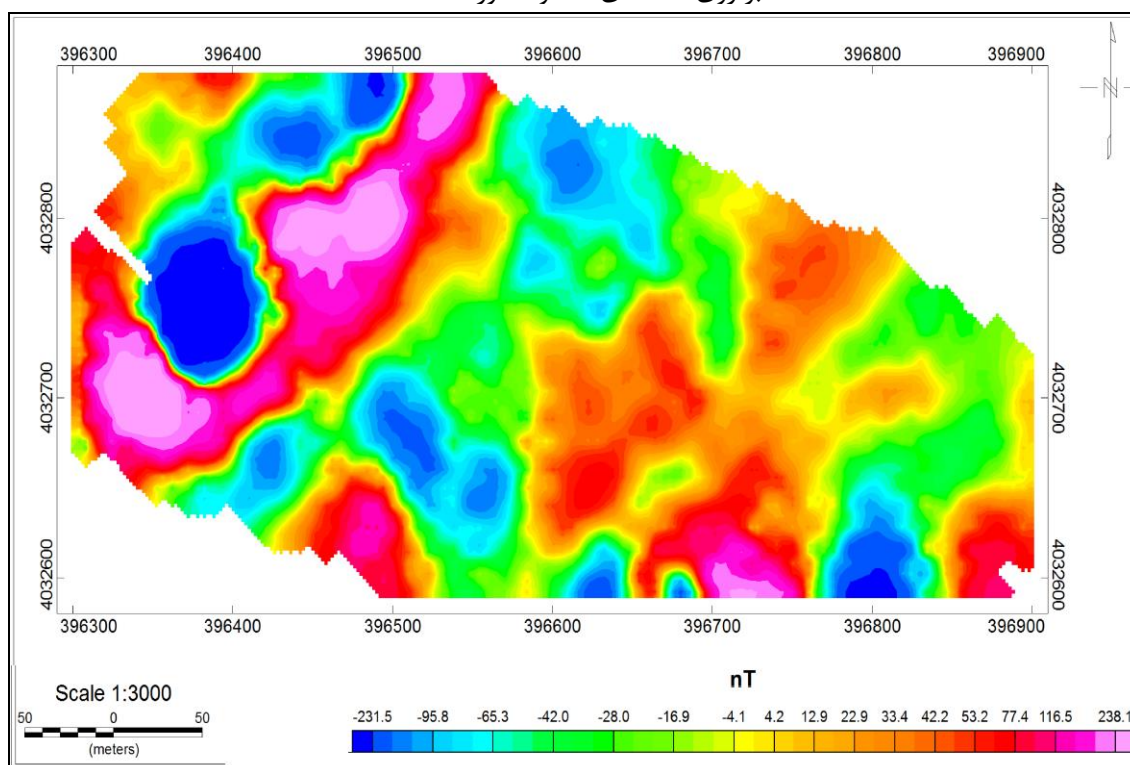
شکل ۴-۲۴: ناهنجاری باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۵

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



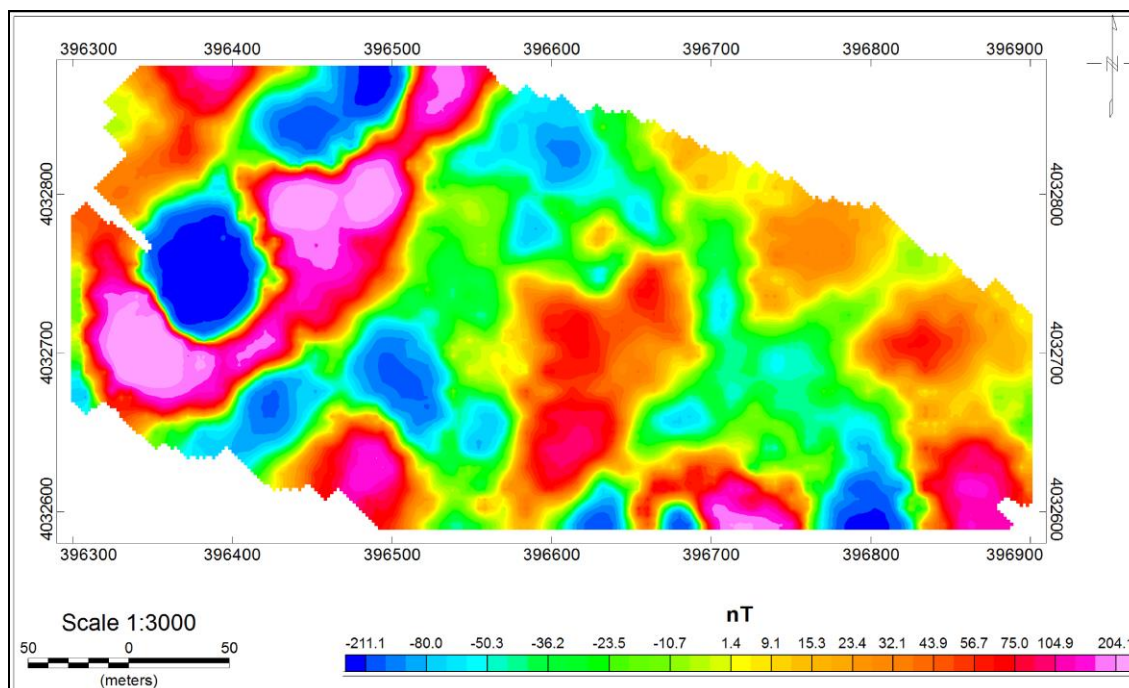
شکل ۴-۲۵: ناهنجاری باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۶

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۲۶: ناهنجاری باقی‌مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۷

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



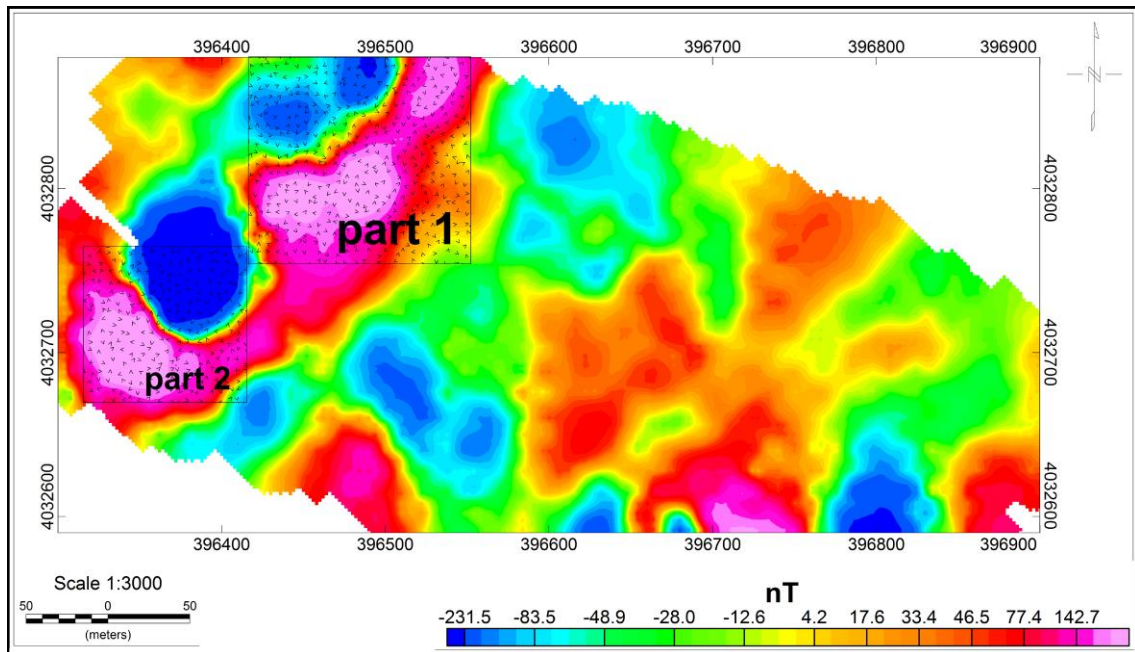
شکل ۴- ۲۷: ناهنجاری باقی مانده حاصل از حذف روند سطحی با درجه ۸

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه

۴-۳-۶- نتایج بکارگیری روش طیف توان در پردازش داده‌های محدوده

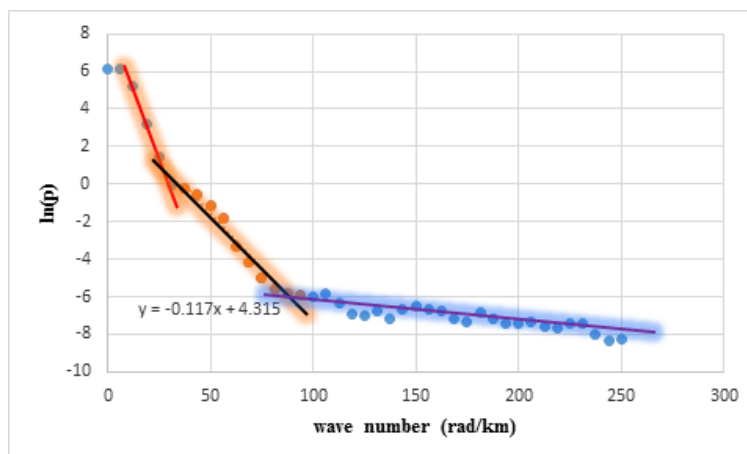
در کاوش‌های ژئوترمال بدین سبب که منطقه مورد برداشت وسیع است، لذا نقشه حاصل از برداشت داده‌ها به پنجره‌های متعددی تقسیم می‌شود و پردازش‌ها جداگانه روی هر کدام از این پنجره‌ها اعمال می‌گردد. اما در کاوش‌های معدنی منطقه برداشت کوچک است؛ لذا می‌توان محدوده‌های ناهنجاری‌ها را بصورت جداگانه مورد بررسی قرار داد. در این تحقیق محدوده‌های ناهنجاری که بصورت پنجره‌های جدا در شکل (۴- ۲۸) نشان داده شده است، طیف توان آن‌ها محاسبه گردید. پس از به کار گرفتن روش برای پنجره‌های ۱ و ۲ نمودار طیف توان رسم شده است. محدوده اعداد موج محاسبه شده برای طیف توان پنجره‌ها از صفر تا ۲۵۰ می‌باشد. محدوده نقاط برای پنجره شماره یک از اعداد موج ۳۰-۹۰ و برای پنجره شماره دو از ۷۵-۳۰، با توجه به بررسی‌ها و نتایج حاصل از به کارگیری روش برآورد عمق طیف توان میانگین شعاعی بر روی مدل‌های مصنوعی، انتخاب شد؛ تا شیب آن‌ها محاسبه

گردد (شکل‌های ۲۹-۴ و ۳۰-۴). عمق بدست آمده برای پنجره یک، حدود ۵۸/۵ متر و برای پنجره دو، ۵۵ برآورد شد، که با توجه به مشاهدات منطقه‌ای دارای نتایج قابل قبولی است.

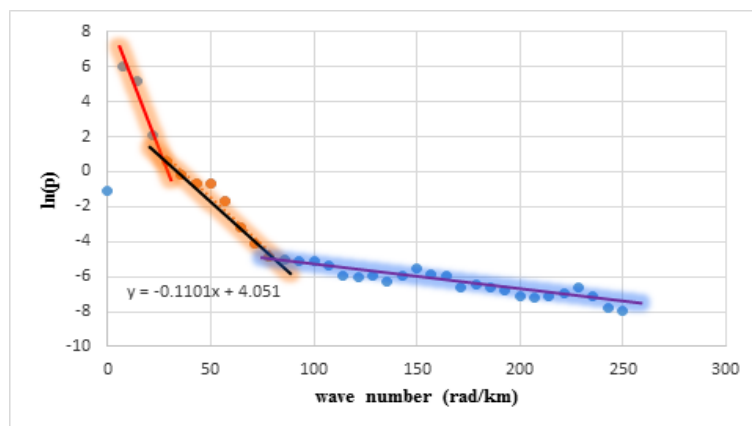


شکل ۴-۲۸: پنجره‌های انتخاب شده جهت تخمین عمق به روش طیف توان

بر روی داده‌های محدوده مورد مطالعه



شکل ۴-۲۹: نقشه طیف توان محاسبه شده برای پنجره ۱



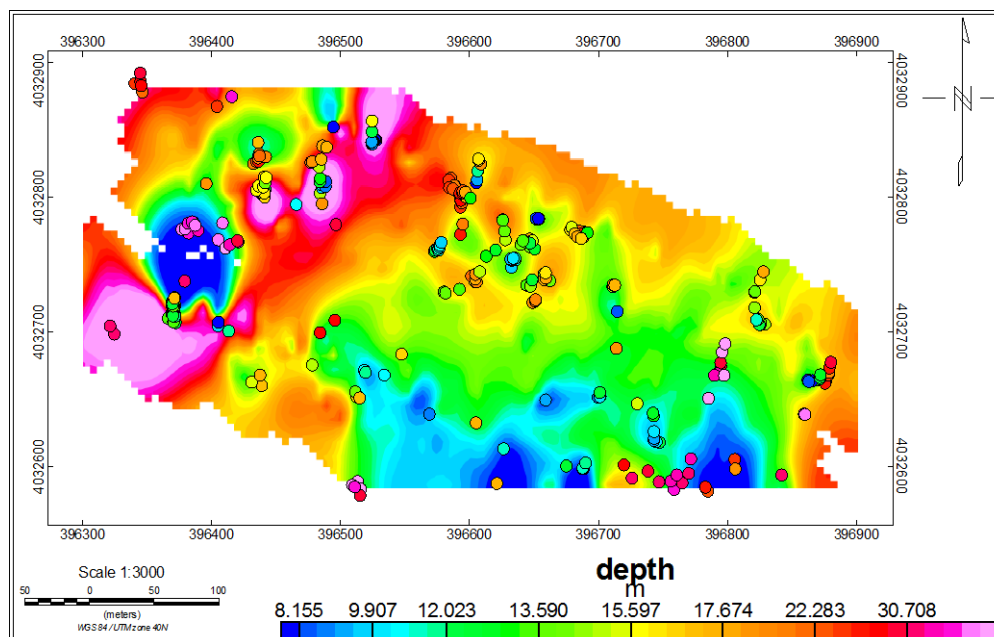
شکل ۴-۳۰: نقشه طیف توان محاسبه شده برای پنجره ۲

۴-۳-۷- کاربرد روش اویلر دیکانولوشن

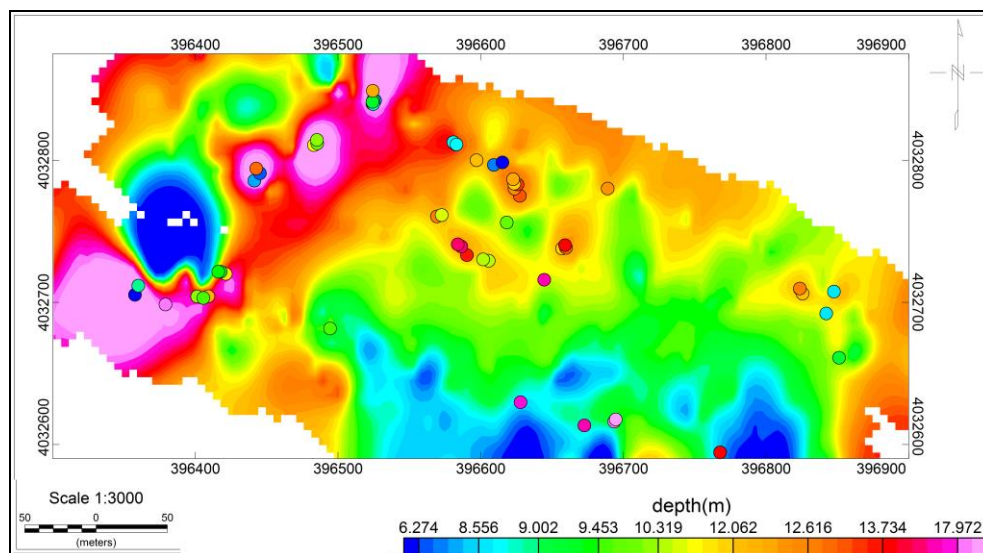
پس از به کارگیری تخمین عمق به روش طیف توان، روش اویلر برای همان داده‌ها نیز بکار گرفته شد. لازم به ذکر است که عمل پنجره‌سازی برای روش اویلر اعمال شد؛ که در آن خطای تخمین عمق (dz)، ۱۰ درصد و برای خطای تخمین موقعیت افقی (dxy) ۲۰ درصد در نظر گرفته شد.

در ابتدا برای برآورد عمق برای کل نقشه‌ی حاصل از برگردان به قطب داده‌ها استفاده شد. ضریب ساختاری در نظر گرفته شده برای این محدوده با توجه به ساختار زمین‌شناسی منطقه (شکلی بین دایک و استوانه) یک می‌باشد. روش اویلر استاندارد را برای داده‌های منطقه مورد نظر بکار گرفته شد. پنجره در نظر گرفته شده برای بکارگیری روش اویلر استاندارد، ۱۰ متر در ۱۰ متر در نظر گرفته شده است. برای انتخاب پنجره مناسب طول پنجره حداقل باید دو برابر عرض ناهنجاری موجود باشد. نتایج حاصل در شکل ۴-۳۱ آورده شده است که عمق را در بازه‌ی ۳۰-۸ متر برآورد کرده است. برای بخش بالایی منطقه عمق آنومالی‌ها دارای بازه عمق ۱۵-۱۰ متر و در پایین منطقه، عمق در بازه ۲۵-۱۵ متر است. در ادامه از روش روش اویلر محلی استفاده شد که نتایج آن در شکل (۴-۳۲) نشان داده شده است. بیشترین عمق تخمین زده شده حدود ۱۸ متر و کمترین عمق تخمین زده شده حدود ۶ متر می‌باشد. در ابتدا برای پنجره یک روش مذکور بکار گرفته شد که بیشینه عمق را ۱۵ متر و کمینه عمق را ۶ متر تخمین زده است که با دقت لازم و بررسی محدوده دقیق ناهنجاری عمق متوسط

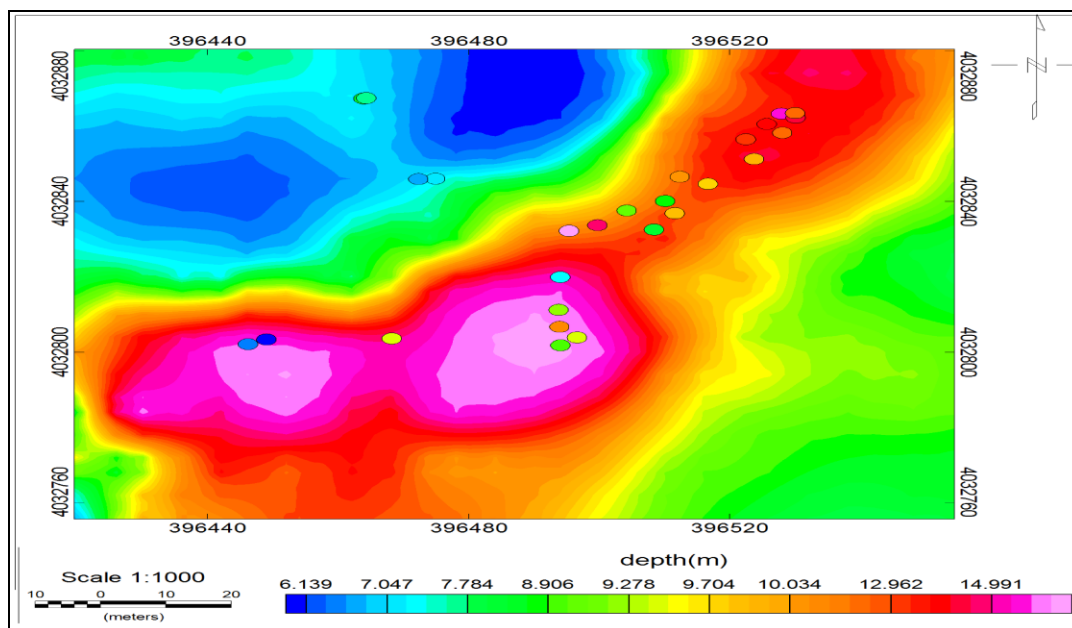
ناهنجاری‌ها در این قسمت از نقشه غالباً حدود ۸-۱۲ متر می‌باشد (شکل ۴-۳۳). سپس روش اوپلر بر روی پنجره دو اعمال شد که بیشینه عمق را ۱۴ متر و کمینه عمق را ۴ متر تخمین زده است (شکل ۴-۳۴). با توجه به بررسی‌های لازم می‌توان به این نتیجه رسید که عمق ناهنجاری در قسمت جنوبی محدوده کمتر از محدوده بالایی نقشه می‌باشد.



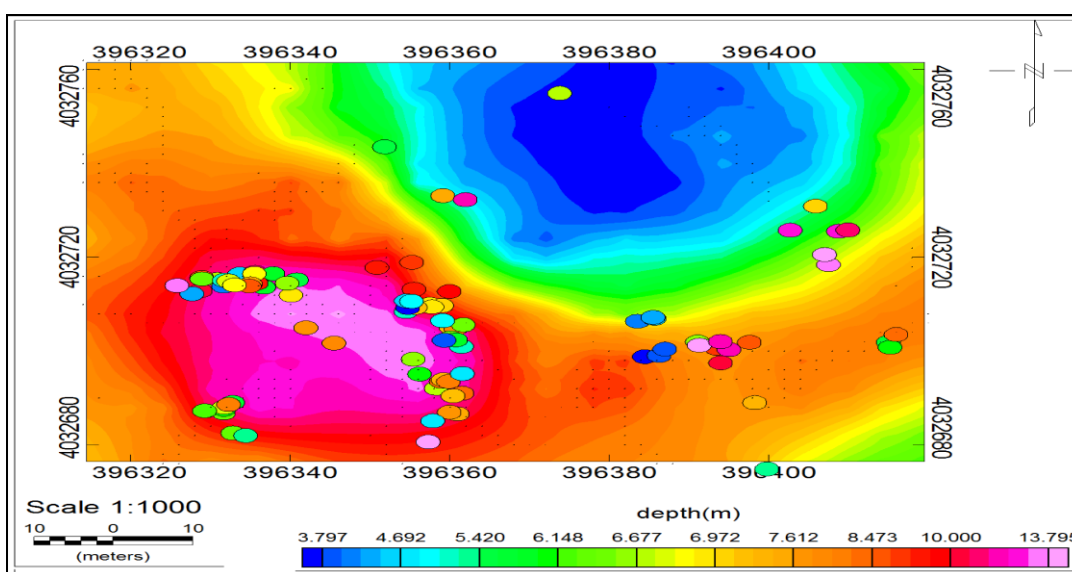
شکل ۴-۳۱: تخمین عمق به روش اوپلر استاندارد بعد از فیلتر برگردان به قطب



شکل ۴-۳۲: تخمین عمق به روش اوپلر محلی بعد از فیلتر برگردان به قطب



شکل ۴-۳۳: نتایج تخمین عمق به روش اویلر بر روی پنجره یک



شکل ۴-۳۴: نتایج تخمین عمق به روش اویلر بر روی پنجره دو

فصل پنجم:

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۵-۱- جمع بندی و نتیجه گیری

در ژئوفیزیک اکتشافی یکی از مهم ترین پارامترهایی که مورد بررسی قرار می گیرد، عمق می باشد. انتخاب روش مناسب جهت تخمین عمق با دقت بالا بسیار ضروری می باشد. یکی از روش های مناسب برای داده های میدان پتانسیل، تخمین عمق به روش اویلر می باشد. در این روش، با داشتن داده های میدان پتانسیل و انتخاب یک پنجره اندیس ساختاری مناسب با توجه به ساختار زمین شناسی، می توان عمق آنومالی میدان پتانسیل را با درصد خطای کمی تخمین زد.

این روش نیازی به اطلاعاتی راجع به جهت مغناطیس شدن چشمه مغناطیسی ندارد و به علت همگن بودن معادله آن به مدل خاصی وابسته نبوده و می توان از آن برای هر نوع ساختار زمین شناسی استفاده کرد. در این روش می توان پراکندگی نقاط تخمین زده شده را به تصویر کشید؛ تا تصویر بهتری از عمق ناهنجاری های موجود بدست آید.

پس از بررسی های انجام شده حاصل از اعمال روش تخمین عمق اویلر بر روی مدل های مصنوعی کروی، به این نتیجه می توان دست یافت که روش اویلر عمق مرکزی کره را تخمین می زند. از آنجا که تغییرات عمقی، شعاعی و خودپذیری مغناطیسی برای کره لحاظ شده است، نتایج تخمین عمق با روش اویلر تغییرات چندانی نداشته و عمق ها را به خوبی برآورد کرده است. همچنین با زیاد شدن عمق مدل ساخته شده، پنجره های در نظر گرفته شده برای اعمال روش اویلر باید بزرگتر در نظر گرفته شوند.

برای مدل هایی که بر اساس ساختارهای افقی ساخته شدند و در سه عمق متفاوت گذاشته شدند، با بررسی های لازم این نتیجه حاصل شد که با بیشتر شدن عمق مدل ساخته شده، پنجره های در نظر گرفته شده برای روش اویلر باید بزرگتر انتخاب گردند تا خطای تخمین عمق به کم ترین مقدار برسد. با توجه به نتایج اویلر بر روی مدل ها پراکندگی نقاط تخمین زده شده بدین گونه است که در اطراف ساختار افقی، عمق بالایی ساختار و در وسط ساختار، عمق پایینی ساختار افقی را به خوبی تخمین می زند.

برای ساختارهای قائم نیز در اعماق مختلف روش اوایلر به کار گرفته شد و این نتیجه بدست آمد که با بیشتر شدن عمق مدل‌ها تأثیر زیادی در تخمین عمق ندارد و فقط باید پنجره بهینه برای بهتر شدن تخمین عمق در نظر گرفته شود که با بیشتر شدن، ابعاد پنجره‌ها باید بزرگتر در نظر گرفته شوند. همچنین ذکر این نکته لازم است که روش اوایلر برای ساختارهای قائم، عمق بالایی برای این ساختارها را تخمین می‌زند.

با بررسی‌های انجام شده بر روی مدل‌های مصنوعی با روش طیف توان این نتیجه حاصل شد؛ که در صورتی که محدوده اعداد موج برای تخمین عمق به خوبی انتخاب شود این روش به خوبی می‌تواند عمق متوسط ساختارها را تخمین بزند. در نتایج طیف توان بر روی مدل‌های مصنوعی، اعداد موج در بازه متوسط ۳۰۰-۵۰ هستند؛ که حاصل از بررسی توده در اعماق بالاست. با انتخاب محدوده بین نقاطی که خطی با شیب تند را می‌توان بر آن‌ها برازش داد و نقاطی که می‌توان خطی با شیب بسیار ملایم بر آن‌ها برازش داد، عمق متوسط بدست آمده برای سطح بالا توده دارای خطا می‌باشد. که باید در ابتدا طیف تصحیح گردد تا بتوان با دقت کافی به عمق مطلوب در کاوش‌های معدنی دست یافت. در کاوش‌های ژئوترمال این محدوده مقادیر اعداد موج بسیار اندک می‌باشد. ذکر این نکته لازم و ضروری است که نوفه بر روی داده‌ها در روش طیف توان باید به کمترین مقدار برسد تا بتواند تخمین دقیق‌تری از عمق به دست آورد.

۵-۲- پیشنهادات

جهت بدست آوردن نتایج با دقت بالاتر در روش اوایلر پیشنهاد می‌شود از گرادیان‌های مراتب بالاتر استفاده گردد و برای داده‌های واقعی از روش اوایلر مکانی استفاده گردد. همچنین پیشنهاد می‌شود از روش‌های دیگر تخمین عمق مانند تصویربرداری پارامتری (SPI) استفاده شود و نتایج تخمین عمق حاصل از این روش‌ها با نتایج حاصل از مدل‌سازی مقایسه گردد.

پیوست الف

مدل مصنوعی یک کره دو قطبی

و تخمین عمق آن به روش اویلر

الف-۱- تهیه مدل مصنوعی کره‌ی دوقطبی

به منظور بررسی روش اوایلر در بدست آوردن عمق برای ناهنجاری‌هایی که بصورت دوقطبی می‌باشند، یک مدل با ساختار کروی شکل تهیه گردید. مدل کره‌ی تهیه شده در عمق ۲۰ متری از سطح زمین قرار داده شده است. زاویه میل ۴۵ درجه و زاویه انحراف ۳۰ درجه برای تهیه کردن این مدل در نظر گرفته شده است که در نهایت یک مدل کره‌ی دو قطبی تهیه گردید. سایر پارامترهای در نظر گرفته شده جهت تولید این مدل در جدول (الف-۱) آورده شده است. نقشه ناهنجاری برای این مدل در شکل (الف-۱) نمایش داده شده است. بازه‌ی مغناطیس تولید شده از ۳۰۰- تا ۳۰۰۰ نانوتسلا می‌باشد.

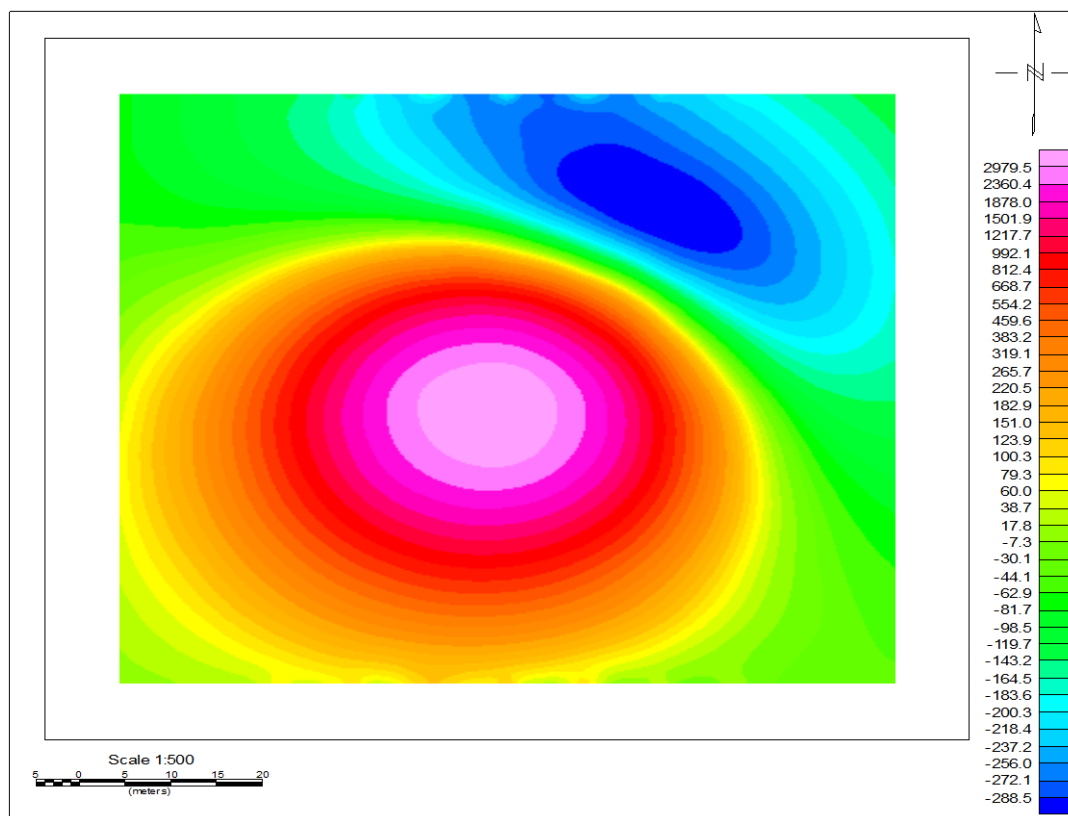
الف-۲- بکارگیری روش اوایلر در مدل دو قطبی تهیه شده

پس از تهیه مدل پنجره‌هایی با ابعاد متفاوت جهت بدست آوردن عمق به روش اوایلر، طراحی گردید. پنجره‌های در نظر گرفته شده و نتایج تخمین عمق برای هریک از این پنجره‌ها در جدول آورده شده است. همانطور که نمایان است، روش اوایلر عمقی که برای این مدل محاسبه کرده است مربوط به عمق مرکزی کره می‌باشد.

با مقایسه کردن نتایج تخمین عمق برای این مدل که ناهنجاری آن بصورت دو قطبی می‌باشد و سایر نتایج تخمین عمق بدست آمده برای ساختارهایی که ناهنجاری‌های آن‌ها بصورت اثر دوقطبی در آن‌ها وجود ندارد، این نتیجه حاصل شد که روش اوایلر این مزیت را داراست که برای هر دو ناهنجاری‌ها یک نتیجه را بدست می‌آورد. به عبارت دیگر این روش نیازی به برگردان به قطب داده‌ها ندارد و برای داده‌های برگردان به قطب نشده می‌تواند عمق را به درستی تخمین بزند.

جدول الف-۱: پارامترهای فیزیکی و هندسی، کره‌ی مدفون (دوقطبی) در عمق ۲۰ متری

Model	Sphere1-dipole	
Position	X (m)	50
	Y (m)	50
	Z (m)	-20
	Diameter (m)	20
Physical properties	Inclination (°)	45
	Declination (°)	30
	Intensity (amp/m)	100
	Susceptibility	1



شکل الف-۱: نقشه حاصل از کره‌ی مغناطیسی مدفون در عمق ۲۰ متری

جدول الف-۲: نتایج تخمین عمق به روش اویلر برای کره‌ی مدفون (دوقطبی) در عمق ۲۰ متری

پنجره	۳×۳	۵×۵	۷×۷	۱۰×۱۰	۱۵×۱۵	۲۰×۲۰
عمق مرکز	۲۷/۸۵	۲۹	۳۰/۵۵	۳۰/۸۹	۳۱/۰۵	۳۱/۱۴
تخمین زده شده						

منابع

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)، رساله‌ی 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: "مدل‌سازی و تفسیر داده‌های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی، س.، (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "پردازش و تفسیر داده‌های مغناطیسی، دورسنجی و زمین‌شناسی به‌منظور اکتشاف ذخایر آهن در شمال شرق میامی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی، س.، معمارزاده زواره، م.، عرب امیری، ع.، ابراهیمی، س.، کامکار روحانی، ا.، (۱۳۹۱)، "مطالعات اکتشافی و زمین‌شناسی در محدوده کانسار آهن زیدر شاهرود"، شانزدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، ۷-۱.

حدادیان، آ.، نجاتی کلاته، ع.، دولتی ارده‌جانی، ف.، (۱۳۹۲)، "تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی با استفاده از طیف توان تعمیم یافته"، مجله ژئوفیزیک ایران، شماره ۲، صفحه ۱۲-۱.

رشوند، م.، میرزایی، س.، (۱۳۹۳)، "اصول اکتشافات مغناطیس‌سنجی"، جهاد دانشگاهی، واحد شهید بهشتی، تهران، ایران.

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.

کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده، آ.، حیدریان، م.، (۱۳۸۴)، "اکتشاف ذخایر معدنی، مدل‌های زمین‌شناسی، ژئوشیمی، ماهواره‌ای و ژئوفیزیکی"، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران.

کلاگری، ع.، (۱۳۷۱)، "اصول اکتشاف ژئوفیزیکی"، چاپ اول، انتشارات علی اصغر کلاگری، تهران.

عامریان، ج.، اسکویی، ب. و باستانی، م.، (۱۳۸۹)، "برآورد عمق، اندیس ساختاری و مکان منبع‌های مغناطیسی با استفاده از روش ترکیبی AN_EUL"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۴، شماره ۲، صفحه ۷۰-۸۸.

علمدار، ک.، (۱۳۸۸)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "تجزیه و تحلیل داده‌های میدان پتانسیل در بعد فرکانس در تعیین ویژگی‌های توده‌های معدنی"، دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه یزد.

مرادزاده، ع. و دولتی ارده‌جانی، ف.، (۱۳۸۵)، طرح پژوهشی اکتشافات داده‌های مغناطیسی کانسار آهن اجت اباد، دانشگاه صنعتی شاهرود، صفحه ۸۱.

نوروزی، غ.، (۱۳۸۸)، **ژئوفیزیک اکتشافی**، جلد اول، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۸۰-۶۵.

سایت پایگاه ملی داده‌های علوم زمین کشور (www.ngdir.ir).

Arkani-Hamed, J., Zhao, S.K., Strangway, D.W., (1988). Geophysical interpretation of the Magnetic anomalies of China derived from Magsat data. **Geophysics**. J., 95, 347-59.

Butler, R. F., (1998). Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes. Electronic edition, University of Arizona, 237.

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

Bansal, A. R., and Dimri, V. P., (2010), Scaling spectral analysis: A new tool for interpretation of gravity and magnetic data: **e-Journal Earth Science India**, 3(I), 54-68.

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

Bhattacharyya B.K. and Morley L.W. (1966) “The Delineation of Deep Crustal Magnetic Bodies from Total Field Aeromagnetic Anomalies”, **J. Geomagn. Geoelect.** 3-4, 17, 237-252.

Blakely, R.J., (1996). **Potential theory in gravity & magnetic application**. Cambridge University Press; pp.441.

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

Cooper G. R. J. and Cowan D. R. (2008) “Enhancing potential field data using normalized statics” **Geophysics**, 73(3), h1-h4.

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

FitzGerald D., A. B. Reid, and P. McInerney, (2004), “New discrimination techniques for Euler deconvolution” **Computers and Geosciences**, 30, 461–469.

Griffin W.R., 1(949), Residual gravity in theory and practice. **Geophysic** 14, 39-56.

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

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

[http:// www.behrah.com](http://www.behrah.com)

<http://www.Google Earth.com>

<http://www.scintrexltd.com/>

<https://www.yumpu.com/>

Keary P. and Brooks M. (2002) “An introduction to geophysical exploration”, **Blackwell Scientific Publications**, Oxford, pp. 254.

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

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

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

Miller h. G.and Singh V., (1994), “Potential field tilt-A new concept for location of potential field sources” **Journal of Applied Geophysics**, v.32, pp.213-217.

Naidu, P., (1968), Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources: **Geophysics**, 33(2), 337-345.

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

Reynolds J.M. (1997) “**An introduction to applied and environmental geophysics**” John Wiley & Sons, pp.796.

Reid, A.B., FitzGerald D. & McInerney P. (2003). Euler Deconvolution of gravity data. **Society of Exploration Geophysicists (SEG)**, Annual Meeting, 2003, pp. 580-583.

Salem A. Ushijima K. Elsirafi A. and Mizunaga H. (2000), "Spectral Analysis of Aeromagnetic Data for Geothermal Reconnaissance of Quseir area, Northern Red Sea, Egypt", **Proceeding World Geothermal Congress**, Kyushu, Japan, 1669-1674.

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

Spector, A. and Grant, F.S. (1970), "Statistical model for the interpreting of aeromagnetic data" **Geophysics**, 35, pp. 293–302.

Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sherrif, R.E., (1990), **applied geophysics**, Cambridge university press.

Thompson, D.T., (1982), Euldp: Technique for making computer. assisted depth estimate from magnetic data: **Geophysics**, pp. 37-47.

Verduzco B.J. D., Fairhead c. m ., Green C. and Mackenzie, (2004), "The meter reader- New insights into magnetic derivatives for structural mapping" **The Leading Edge**, 23, 116-119.

Wanyin W., Yu P., and Zhiyun Q. "A new edge recognition technology based on the normalized vertical derivative of the total horizontal derivative for potential field data" **Applied Geophysics**, 6(3), 226-233.

Wijens c., Peter K. (2005), "Theta map: Edge detection in magnetic data" **Geophysics**, v.70, no.4, L39-L43.

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

Abstract

Many efforts have nowadays been made to identify subsurface structures and access to them. Depth is one of these characteristics that need to be estimated. There are various depth estimation methods such as Euler deconvolution and energy power spectrum. To investigate the Euler deconvolution and energy power spectrum methods for estimating the depths of mineral deposits, synthetic models were used. The constructed models were based on spherical, horizontal and vertical structures. Among these synthetic models, a sphere having depth of 10, 20 and 30 m, and radius of 5 and 10 m and both high and low magnetic susceptibilities were considered. For the other models, a sill having depth of 10, 20 and a dyke having depth of 20 and 30 m were considered and the estimation of the depths of the models was performed using the Euler deconvolution and energy power spectrum methods. Selecting the appropriate window and index reasonable structure in the Euler method, we solve homogeneous Euler equation and the result is the estimated depth. The window is moved on the data network and the depths are obtained for each window. For structures of spherical, vertical and horizontal structures depth of Euler's method for estimating the depth of the center and top of the stack depth is desired. In the power spectrum method, the energy spectrum is measured in frequency space and as a result, the tilt and depth are calculated in different wave numbers. Using this method it was found that the synthetic model to estimate depth greater than the depth of the masses is considered a top depth.

In this research, Magnetic data from Khalaji iron ore index in east of Mayamey have been used for estimation of the depths of iron ore anomalies by these methods. For this purpose, necessary corrections such as diurnal and IGRF corrections have been made on the magnetic data, and then, for detailed evaluation of the study area, different filters like reduction to the pole, upward and downward continuation and the vertical derivative filters have been used. The necessary checks, anomalies in the region were identified in the north and southeast. The depth of the above mentioned methods were used to estimate the depth of the masses Euler method gates 30 to 8 m and 58 m above the level of the power spectrum average depth estimates. The results, noting that Euler's method is more accurate in front of the power spectrum uncorrectedbe unmodified.

Keywords: Magnetometry, Depth estimation method, Euler Deconvolution, Energy power spectrum, Synthetic model, Khalaji iron ore index.



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

Depth estimation of magnetic anomalies by Euler and Power spectrum methods (case study Mayamey iron ore)

Ramin Asadi Sadr

Supervisor

Hamid Aghajani

Abolghasem Kamkar –Rouhani

Advisor

Alireza Arab –Amiri

A thesis for the degree of MSc. in Geophysics

June 2016