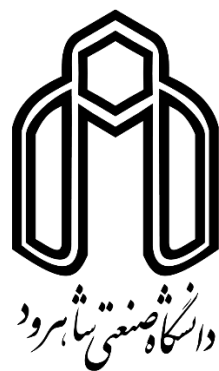


بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
پایان نامه کارشناسی ارشد گرانی سنجی

کاربرد تبدیل موجک و مشتق افقی بهبود یافته در تفسیر آنومالی‌های گرانی

نگارنده: زینب دادجو

اساتید راهنما

دکتر حمید آقاجانی

دکتر امین روشندل کاهو

تیر ۱۳۹۷

خدای را بسی شاکرم که از روی کرم، پدر و مادری فداکار نسیم ساخته تا در سایه درخت
پر بار و وجودشان بیاسیم و از ریشه آنها شاخ و برگ گیرم و از سایه وجودشان در راه کسب
علم و دانش تلاش نمایم. والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نامشان
دلیلی است بر بودنم، چرا که این دو وجود، پس از پروردگار، مایه هستی ام بوده اند و ستم را
گرفتند و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند. آموزگاران که
برایم زندگی، بودن و انسان بودن را معنا کردند.
تقدیم به وجود بارزیشان...

مشکر و قدردانی

نهال را "باران" باید، تا سیرابش کند از آب حیات و "آفتاب" باید تا تابانند نیرو

را و محکم کند شاخه های تازه روئیده را؛ بسی شایسته است از اساتید فرهیخته و فرزانه ام

جناب آقای دکتر "حمید آقا جانی" و استاد بزرگوارم جناب آقای دکتر "امین

روشندل کا هو" آموزگارانمی که برایم صبر و انسان بودن را معنا کردند تقدیر و تشکر نمایم.

و با تشکر از خواهرم که وجودش شادی بخش و صفایش پایه آرامش من است.

تعهد نامه

اینجانب زینب دادجو دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش گرانی سنجی از دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: کاربرد تبدیل موجک و مشتق افقی بهبود یافته در تفسیر آنومالی های گرانی، تحت راهنمایی جناب آقای دکتر حمید آقاجانی و جناب آقای دکتر امین روشندل کاهو متعهد می شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده) مربوط به دانشگاه شاهرود می باشد. این مطلب به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

شناسایی ساختارها و پدیده‌های زیر سطحی که منجر به تجمع منابع زیرزمینی مثل آب، نفت، مواد معدنی می‌شود، از مهمترین اقدامات در یک برنامه اکتشافی است. گرانی‌سنجی از شاخه‌های ژئوفیزیک اکتشافی است که برای آشکارسازی منابع زیرزمینی در سطح وسیعی به کار می‌رود. این روش به دلیل کم هزینه بودن و نیز تفسیر راحت‌تر نسبت به سایر روش‌ها، در مراحل اولیه اکتشاف منابع هیدروکربوری و اکتشاف مواد معدنی کاربرد فراوان دارد.

پردازش و تفسیر داده‌های گرانی به صورت کیفی و کمی انجام می‌شود که نتیجه آن شناسایی و آشکارسازی گسترش افقی و عمقی آنومالی‌ها و نیز عمق قرارگیری آنها خواهد شد. بنابراین تخمین عمق و مرز توده‌های آنومالی از اصلی‌ترین اهداف داده‌های میدان پتانسیل است.

برای نیل به این هدف در این تحقیق از روش‌های تبدیل موجک پیوسته دو بعدی جهت‌دار و روش مشتق افقی بهبود یافته استفاده شده است. روش تبدیل موجک دو بعدی برای برآورد مرز منابع زیرسطحی به دلیل استفاده از ضرایب تبدیل موجک در مقیاس‌های مختلف توانمندی آشکارسازی اجسام را دارد. همچنین روش مشتق افقی بهبود یافته به دلیل استفاده از مشتق افقی مشتق قائم در مرتبه‌های مختلف سبب آشکارسازی لبه‌های مدل‌های مصنوعی و نیز داده‌های واقعی استفاده شده است. نتایج مناسبی از خروجی این دو روش در برآورد مرز منابع زیرسطحی بدست آمده است. برای انجام این کار در محیط نرم‌افزار متلب کدهای مرتبط نوشته شده و نتایج داده‌ها با ساختارهای زمین‌شناسی تطبیق داده شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: مشتق افقی بهبود یافته، تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی، بی‌هنجاری‌های

گرانی، تخمین مرزها

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
------	-------

فصل اول : کلیات

۲	۱-۱ مقدمه
۴	۲-۱ تعریف مساله
۵	۳-۱ سابقه موضوع
۸	۴-۱ ضرورت انجام تحقیق
۹	۵-۱ روش تحقیق
۹	۶-۱ ساختار پایان نامه

فصل دوم : اصول و مبانی گرانی سنجی

۱۲	۱-۲ مقدمه
۱۲	۲-۲ روش گرانی سنجی
۱۴	۳-۲ دستگاه‌های اندازه‌گیری گرانی (گرانی سنج‌ها)
۱۵	۴-۲ مراحل اجرای روش گرانی سنجی
۱۵	۴-۲-۱ برداشت داده‌ها
۱۵	۴-۲-۲ تصحیح داده‌های گرانی

فصل سوم: مشتق افقی بهبود یافته

۲۶	۱-۳ مقدمه
۲۷	۲-۳ معرفی مشتق افقی بهبود یافته

فصل چهارم: تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی

۳۲	۴-۱ مقدمه
۳۴	۴-۲ تبدیل موجک پیوسته
۳۷	۴-۳ تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی

فصل پنجم: اعمال روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی

۴۲	۵-۱ مقدمه
۴۲	۵-۲ مدل مصنوعی تک منشور

- ۴۳-۱-۲-۵ اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته روی مدل مصنوعی تک منشور.....
- ۵۱-۲-۲-۵- اعمال روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی داده‌های مدل مصنوعی تک منشوری.....
- ۵۲-۳-۵ مدل مصنوعی دو منشور.....
- ۵۵-۴-۵ اعمال فیلترهای مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی.....
- ۵۵-۱-۴-۵ اعمال فیلتر مشتق افقی بهبود یافته روی داده‌های گرانی.....
- ۵۷-۲-۴-۵ اعمال فیلتر تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی داده‌های گرانی.....
- ۵۸-۳-۴-۵ اعمال فیلتر مشتق افقی بهبود یافته روی داده‌های معدن میدان نفتی گنبد نمکی هومبل.....
- ۵۹-۴-۴-۵ اعمال فیلتر تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی.....
- ۶۰-۵-۴-۵ اعمال فیلتر مشتق افقی بهبود یافته روی داده‌های حوزه نفتی قم.....
- ۶۳-۶-۴-۵ اعمال فیلتر تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های حوزه نفتی قم.....

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادها

- ۶۶-۱-۶ نتیجه گیری.....
- ۶۷-۲-۶ پیشنهادات.....
- ۶۸-منابع.....

فهرست شکل‌ها

صفحه	عنوان
۱۵	شکل ۱-۲: دستگاه گرانی سنج CG-5.....
۱۶	شکل ۲-۲: مقایسه سطح بیضوی مرجع، سطح ژئوئید (آب‌های آزاد) و سطح زمین.....
۲۰	شکل ۳-۲: تصحیح بوگه.....
۲۰	شکل ۴-۲: تاثیر توپوگرافی بر میزان گرانی اندازه‌گیری شده.....
۳۶	شکل ۱-۴: نمایش قدرت تفکیک بهتر در صفحات مختلف.....
۳۸	شکل ۲-۴: خروجی موجک جهتی مورلت برای زاویه ۰ درجه.....
۳۸	شکل ۳-۴: خروجی موجک جهتی مورلت برای زاویه ۹۰ درجه.....
۴۳	شکل ۱-۵: بی‌هنجاری گرانی حاصل از مدل مصنوعی تک منشوری.....
۴۴	شکل ۲-۵: تعیین مرز تک منشوری با استفاده از مشتق افقی بهبود یافته.....
۴۵	شکل ۳-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با روش مشتق افقی بهبود یافته.....
۴۵	شکل ۴-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با روش مشتق افقی بهبود یافته.....
۴۶	شکل ۵-۵: تعیین مرز با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته تا دومین مرتبه مشتق قائم تک منشور.....
۴۷	شکل ۶-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته.....
۴۷	شکل ۷-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته.....
۴۸	شکل ۸-۵: تعیین مرز تک منشوری با استفاده از روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته.....
۴۹	شکل ۹-۵: بی‌هنجاری گرانی حاصل از مدل مصنوعی شیب دار.....
۵۰	شکل ۱۰-۵: نتیجه اعمال مشتق افقی بهبود یافته روی اثر گرانی حاصل از یک مدل مصنوعی شیب‌دار.....
۵۱	شکل ۱۱-۵: تعیین مرز تک مدل مصنوعی شیب دار با استفاده از روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته.....
۵۲	شکل ۱۲-۵: نقشه بیشینه ضرایب تبدیل موجک جهتی دو بعدی.....
۵۳	شکل ۱۳-۵: بی‌هنجاری گرانی حاصل مدل مصنوعی دو منشور.....
۵۳	شکل ۱۴-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی دو منشور با روش EHD.....
۵۴	شکل ۱۵-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی دو منشور با روش EHD با نوفه ۳ درصد.....
۵۴	شکل ۱۶-۵: اعمال روش موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی مدل مصنوعی دو منشور.....
۵۵	شکل ۱۷-۵: اعمال روش موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی مدل مصنوعی دو منشور با ۳ درصد نوفه.....

شکل ۵-۱۸: نقشه بی هنجاری باقیمانده گرانی.....	۵۶
شکل ۵-۱۹: تعیین مرز با استفاده از روش مشتق افقی بهبود یافته.....	۵۶
شکل ۵-۲۰: نقشه ضرایب تبدیل موجک جهتی دو بعدی برای مقیاس ۱ تا ۴.....	۵۷
شکل ۵-۲۱: نقشه بی هنجاری باقیمانده گرانی در منطقه هومبل.....	۵۹
شکل ۵-۲۲: نقشه مرز بدست آمده در منطقه هومبل با استفاده از مشتق افقی بهبود یافته.....	۵۹
شکل ۵-۲۳: بیشینه ضرایب تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی.....	۶۰
شکل ۵-۲۴: زمین شناسی حوضه نفتی البرز- سراج.....	۶۱
شکل ۵-۲۵: نقشه بی هنجاری باقیمانده گرانی در حوزه نفتی قم.....	۶۲
شکل ۵-۲۶: نقشه مشتق افقی بهبود یافته در حوزه نفتی قم.....	۶۳
شکل ۵-۲۷: بیشینه ضرایب تبدیل موجک پیوسته جهتی.....	۶۳
عنوان	صفحه
جدول ۵-۱: مشخصات مدل مصنوعی شیب دار.....	۴۹
جدول ۵-۲: مشخصات مدل مصنوعی دو منشوری.....	۵۲

مقالات مستخرج از پایان نامه:

زینب دادجو، حمید آقاجانی، امین روشندل کاهو، ۱۳۹۷، تشخیص مرز بی‌هنجاری‌های
گرانی با استفاده از روش مشتق افقی بهبودیافته، هجدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران،
اسفند ۹۶، دانشگاه تهران

فصل اول

کلیات

۱- مقدمه

ژئوفیزیک اکتشافی به معنای به کار بردن خواص فیزیکی مواد تشکیل دهنده‌ی زمین در کاربردهای اکتشافی و مهندسی است. اولین قدم‌ها در کاربردهای اکتشافی، مربوط به کشف کانی‌های مغناطیسی بوده است [ابراهیم زاده اردستانی، ۱۳۸۹].

امروزه روش‌های بسیار متنوعی برای اکتشاف ذخایر هیدروکربوری وجود دارد. به کارگیری تکنیک‌های اقتصادی و همراه با خطای کم، جزو برنامه‌های شرکت‌های نفتی بزرگ دنیا است. ژئوفیزیک به طور کلی شامل مطالعه زمین توسط اندازه‌گیری خصوصیات فیزیکی سنگها با استفاده از وسایل مناسب و با بکارگیری تکنیک‌های بخصوص در سطح زمین می‌باشد. وجود هرگونه ناهنجاری اندازه‌گیری شده در خواص زمین مانند میدان جاذبه، میدان مغناطیسی، چگالی، سرعت و غیره، بیانگر تفاوت ویژگی‌های فیزیکی مرتبط با خصوصیات زمین‌شناسی می‌باشد. اندازه‌گیری خصوصیات فوق در سطح زمین و مربوط نمودن آن به تغییرات موجود در عمق زمین سبب بدست آوردن تصویر مطلوبی از تغییرات خواص زمین‌شناسی است.

امروزه در حوزه اکتشاف از روش‌های گرانی‌سنجی به طور گسترده استفاده می‌شود. روش گرانی‌سنجی اولین بار و با استفاده از وسایل اولیه در اکتشافات نفت کاربرد داشته است. اساس این روش بر تفاوت شتاب گرانی در روی زمین در اثر تغییر جرم مخصوص مواد تشکیل دهنده لایه‌ها و سنگها است. هر گونه تغییر در چگالی سنگها و رسوبات، به عنوان یک بی‌هنجاری گرانی در این روش قابل شناسایی است [ابراهیم زاده اردستانی، ۱۳۸۹].

گرانی‌سنجی در سطح وسیعی کاربرد پیدا کرده است و پیشرفت گرانی‌سنجی‌ها همراه با روش‌های تفسیر و تصحیح داده‌های گرانی، افق‌های جدیدی را در کاربرد این روش برای پژوهشگران و مهندسان ایجاد کرده است. این روش یکی از روش‌های مرسوم و متداول در اکتشافات به حساب می‌آید. گرانی‌سنجی، شامل اندازه‌گیری میدان نیروی جاذبه زمین توسط دستگاه‌های گرانی‌سنجی است. تغییرات شدت جاذبه زمین در نقاط مختلف بیانگر تغییرات چگالی سنگهای داخل زمین است که این نیز به نوبه خود در تعیین وضعیت زمین‌شناسی زیرزمینی کاربرد دارد. در اکتشاف نفت و گاز و در

حوضه‌های رسوبی شناسایی شده توسط عملیات مغناطیس‌سنجی، از همین اصل برای یافتن موارد زیر استفاده می‌شود:

۱- تعیین محل گنبد‌های نمکی (با چگالی کمتر و لذا شدت شتاب جاذبه کمتر از سنگهای اطراف)

۲- ساختمان‌های زمین‌شناسی زیرسطحی مانند تاقدیس‌ها

روش گرانی‌سنجی به اختلاف چگالی نتیجه این برداشت‌ها حجم وسیعی از داده‌ها است. وظیفه مفسر این است تا بین آنها با توده مولد زیرسطحی ارتباط برقرار کند. این کار از طریق تفسیر داده‌های جمع‌آوری شده و برآورد کردن پارامترهای فیزیکی و هندسی توده صورت می‌پذیرد.

گرانی‌سنجی به عنوان شاخه‌ای قدیمی از علوم کلاسیک، برای مطالعه‌ی نظری و تجربی میدان جاذبه‌ی اطراف زمین است که شامل ابداع روش‌های اندازه‌گیری تغییرات شتاب گرانی به طور دقیق در زمان و مکان است. گاليله در اوایل سده شانزدهم میلادی (۱۶۴۲-۱۵۶۴) قانون سقوط آزاد اجسام را کشف کرد و برای اولین بار شتاب گرانی را اندازه گرفت [ابراهیم زاده اردستانی، ۱۳۸۹].

گرانی‌سنجی در زمین‌شناسی نخستین بار توسط اتووش^۱ در سال ۱۸۹۶ به کار برده شد. در سال ۱۹۰۸ اتووش به امکان استفاده از داده‌ی اندازه‌گیری شده توسط ترازوی کششی^۲ برای مطالعه‌ی زمین‌شناسی پوسته زمین اشاره کرد. تجهیزات قدیمی برای اندازه‌گیری شتاب گرانی نظیر پاندول‌ها و یا ترازوهای کششی امروزه از نظر دقت و سرعت قابل استفاده نیستند.

با پیشرفت فناوری، گرانی‌سنج‌های سبکتر و دقیق‌تری در دهه‌های ۱۹۲۰ و ۱۹۳۰ برای اکتشاف‌های معدنی ساخته شد و این پیشرفت ادامه یافته و در حال حاضر گرانی‌سنج‌های حساس در بخش اندازه‌گیری مطلق و گرانی‌سنجی طراحی و ساخته شده‌اند. اهداف زمین‌شناسی و معدنی مورد مطالعه در روش گرانی‌سنجی با استفاده از این ابزار دقیق حتی می‌توانند در اعماق زیاد در ابعاد بسیار کوچک هم مطالعه شوند. [ابراهیم زاده اردستانی، ۱۳۸۹].

¹Eotvos

²Tersion Balance

در این روش ابتدا منطقه مورد نظر باید به طور دقیق پیمایش صحرائی شود و در مرحله‌ی دوم باید در قسمت کوچکی از منطقه که چگالی در آن قابل توجه است، پروفیل‌ها را عمود بر آن‌ها طراحی کرد. داده‌های برداشت شده‌ی گرانی‌سنجی اطلاعاتی را راجع به چگالی سنگ‌های زیر سطحی بدست می‌آورد. در این تحقیق از روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک جهتی دو بعدی که باعث افزایش آشکار سازی لبه‌های بی‌هنجاری می‌شود استفاده شده است. یکی از مهمترین پارامترها برای شناسایی آنومالی‌ها، حدود و گسترش افقی آنها و همچنین عمق آنها است که پژوهشگران زیادی در این زمینه استفاده کرده‌اند.

۲-۱ تعریف مساله

امروزه صرفاً با به کارگیری اطلاعات زمین‌شناسی سطحی نمی‌توان منابع زیرزمینی را جستجو و اکتشاف کرد. روش‌های ژئوفیزیکی از جمله روش‌هایی می‌باشند که در اکتشاف ذخائر این گونه منابع کارایی بالایی دارند. ژئوفیزیک کاربردی یا اکتشافی، فنون مربوط به اندازه‌گیری میدان‌های نیرو را به کار گرفته تا عوارض زیرسطحی و فرآیندهایی که بر آن‌ها اعمال می‌شود را مطالعه کند؛ بنابراین مطالعات ژئوفیزیکی در انواع گسترده‌ایی از زمین‌شناسی، منابع طبیعی، مهندسی و اهداف زیست محیطی به کار می‌رود.

روش‌های گرانی و مغناطیسی که تغییرات مکانی و زمانی خیلی کوچک در میدان‌های نیروی گرانی و نیروی مغناطیسی را اندازه‌گیری می‌کنند، دارای طیف گسترده‌ای از کاربردها از مقیاس‌های کوچک تا جهانی است. گرچه این روش‌ها در بیشتر موارد از دقت و وضوح کافی نسبت به مشاهده‌ی مستقیم برخوردار نیستند، اما روش‌هایی سریع، مقرون به صرفه و نسبتاً آسان در مطالعه‌ی قسمت‌های غیر قابل دسترس هستند.

روش گرانی شامل مراحل طراحی، بدست آوردن داده، پردازش داده، تفسیر و گزارش می‌باشد. در مرحله‌ی طراحی روش (روش‌های) مناسب برای رسیدن به هدف انتخاب می‌شوند و روش‌هایی برای بدست آوردن داده‌ها، پردازش و تفسیر تعیین می‌شود. روش گرانی‌سنجی یکی از قدیمی‌ترین روش‌های

ژئوفیزیکی است که ابتدا برای تشخیص محل مواد معدنی و بعد از آن به عنوان یکی از روش‌های اصلی در اکتشاف نفت به کار گرفته شده است.

یکی از اهداف اصلی در تفسیر داده‌ی گرانی شناسایی محل لبه ناهنجاری‌ها می‌باشد و همچنین در تعبیر و تفسیر داده‌های پتانسیل یکی از هدف‌های مهم، بدست آوردن عمق توده مورد نظر می‌باشد. این اهداف با روش‌های مختلف انجام شده است. یکی از این روش‌ها مشتق افقی بهبود یافته می‌باشد [Fedi and Florio, 2001].

روش مشتق افقی بهبود یافته^۱، یک روش با وضوح تصویر بالا است و بسیار انعطاف‌پذیر است. این روش می‌تواند شرایط مختلف از نسبت سیگنال به نوفه و منبع به عمق را بوسیله‌ی انتخاب مناسب از روابط مجموعه بهبود ببخشد. از مشتق گرفتن مجموعه مشتقات قائم مرتبه بالاتر تشکیل شده است. این روش برای ناهنجاری‌های گرانی بلافاصله می‌تواند مورد استفاده قرار بگیرد.

روش تبدیل موجک هم از جمله روش‌هایی می‌باشد که برای رسیدن به این اهداف بسیار مناسب است [Sailhac et al, 2009]. این روش به عنوان یکی از روش‌های تخمین عمق و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی در سال‌های اخیر نتایج مناسبی را ارائه داده است و به تفسیر خودکار مجموعه داده‌های میدان پتانسیل کمک می‌کند [Sailhac et al, 2009].

۳-۱ سابقه موضوع

روش‌های تفسیر اولیه بیشتر به منظور تخمین عمق تا منبع زیرسطحی و همچنین ضخامت حوزه رسوبی توسعه داده شده‌اند. مطالعه ساختارهای پی‌سنگ، اولین کاربرد داده‌های گرانی در آن زمان بود. اکتشافات گرانی مدرن در اوایل قرن بیستم آغاز شد، که احتمالاً اولین کشف ژئوفیزیکی نفت و گاز بود [LaFehr, 1980] و همچنین به عنوان یک بخش مهم در برنامه‌های اکتشاف فعلی ژئوفیزیکی در حال حاضر نیز مد نظر است. در سال ۱۹۷۰ با استفاده از سیستم‌های دیجیتال و برداشت حجم وسیعی از داده‌های گرانی دوره جدیدی در توسعه روش‌های تفسیری شروع شد.

روش‌های وارون‌سازی جدید و خودکار برای تفسیرهای داده‌های گرانی و در راستای پروفیل، با در نظر گرفتن مدل‌های زمین‌شناسی دو بعدی مانند صفحه نازک، دایک ضخیم و توده‌های چند ضلعی به

¹ Enhanced Horizontal Derivative

طور گسترده توسعه داده شدند. در سال ۱۹۹۰ با پیشرفت سیستم‌های کامپیوتری، روش‌های خودکار دوبعدی برای کاربر بر روی داده‌های شبکه بندی شده به حالت سه بعدی بسط داده شدند. روش‌هایی که برای این منظور استفاده می‌شوند همگی بر اساس برازش منحنی، شیب مستقیم، دامنه نصف عرض بی‌هنجاری و فاصله افقی بین نقاط معینی از پروفیل برداشت شده بودند.

روش‌های که برای تشخیص لبه مطرح شد شامل مجموعه مشتق افقی کل، Cordell and Grauch, [Cordell, 1979] [1985]، دامنه سیگنال تحلیلی نبیقیان (۱۹۷۹) و [Roest et al., 1992]، دامنه مشتق مرتبه‌ی n سیگنال تحلیلی [Debeglia et al., 1997]، زاویه کجی [Miller and Singh, 1994] مشتق افقی کل زاویه کجی [Verduzco et al., 2004]، نقشه‌ی تتا [Wijns et al., 2005] می‌باشند. فیلترهای زیادی برای بهبود و تشخیص لبه استفاده شده‌اند. مشتق افقی و مشتق قائم اغلب برای بهبود لبه استفاده می‌شوند. از مشتق قائم برای تعیین کردن لبه‌های داده‌های گرانی و مغناطیس استفاده شده است [Evjen, 1936].

مشتق افقی کل در سطح گسترده‌ای برای تعیین لبه استفاده می‌شود [Cordell and Grauch, 1985]. نبیقیان در پژوهش‌های خود (۱۹۷۲، ۱۹۷۴، ۱۹۹۲) اثبات کرد که بیشینه‌ی دامنه‌ی سیگنال تحلیلی می‌تواند به طور مستقیم لبه‌های منبع آنومال را مشخص کند. هسو^۱ و همکاران (۱۹۹۶) از مشتقات مرتبه‌ی بالاتر با نام روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته برای بهبود برآورد لبه استفاده کردند. وردوزکو^۲ و فیرهد^۳ (۲۰۰۴) از مشتق افقی زاویه کجی برای متعادل کردن تشخیص لبه استفاده کرده‌اند. ویجنز^۴ و همکاران (۲۰۰۵) مشتق افقی کل را با دامنه سیگنال تحلیلی با نام نقشه تتا نرمال کردند. کوپر^۵ و کوان^۶ (۲۰۰۸) از انحراف استاندارد نرمال برای تعریف لبه استفاده کرده‌اند. کوپر (۲۰۰۹) از تبدیل هیلبرت قائم برای متعادل کردن سیگنال تحلیلی استفاده کرده است.

¹ Hsu

² Verduzco

³ Fairhead

⁴ Wijns

⁵ cooper

⁶ Cowan

فیلترهای مشتق افقی کل، مشتق افقی کل نرمال شده، زاویه تتا از فاز محلی هستند که لبه بی‌هنجاری را تعیین می‌کنند [Cordell and Grauch, 1985; Hsu et al., 1996; Fedi and Florio, 2001].
روش مشتق افقی بهبود یافته اولین بار توسط فدی^۱ و فلریو^۲ (۲۰۰۰) معرفی شد که از وضوح بالایی در شناسایی مرزهای پیچیده برخوردار است.

روش تبدیل موجک یکی از روش‌های مفید جهت تعیین موقعیت و عمق ناهنجاری‌های گرانی می‌باشد. تبدیل موجک [Mallat, 2008] یک ابزار قدرتمند برای تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی ناپایدار است. اسمیت^۳ و دنسیت^۴ (۱۹۹۹) کاربرد تبدیل موجک را برای داده‌های هوابرد توسعه داده‌اند. سیل‌هاک^۵ و همکاران (۲۰۰۰) از روش حداکثر ضرایب تبدیل موجک برای تخمین عمق منبع داده‌های مغناطیس استفاده کرده‌اند. کوپر^۶ (۲۰۰۶) یکی دیگر از روش‌های مبتنی بر تبدیل موجک پیوسته برای تفسیر داده‌های گرانی در طول یک پروفیل معرفی کرد. روش او می‌تواند عمق و همچنین محل آنومالی منبع پتانسیل را با استفاده از روش تبدیل موجک پیوسته را برآورد کند.

موریو^۷ و همکاران در سال ۱۹۹۹ از تبدیل موجک داده‌های گرانی و مغناطیس به عنوان راهنما برای تعیین عمق منبع استفاده کردند و درجه‌ی همگنی منبع را از تجزیه ضرایب موجک تعیین کردند. فدی^۸ و همکاران در سال ۲۰۰۴ از روش تبدیل موجک برای شناسایی منابع عمیق و کم عمق استفاده کرده‌اند. کوپر از این روش در سال ۲۰۰۶ برای پردازش داده‌های گرانی استفاده کرده است. اوئادفول^۹ (۲۰۰۷)، اوئادفول و همکاران (۲۰۱۰)، اوئادفول و عالیوان^{۱۰} (۲۰۱۳)، اوئادفول و عالیوان (۲۰۱۶) و بای و همکاران (۲۰۱۶) از این روش برای داده‌های گرانی استفاده کرده‌اند.

¹ Fedi,

² Florio

³ Esmit

⁴ Densit

⁵ SAILHAC

⁶ Cooper

⁷ Moreau

⁸ Fedi

⁹ Ouadfeul

¹⁰ Aliouane

۴-۱ ضرورت انجام تحقیق

در بررسی ناهمگنی جانبی توده‌های زیرسطحی، داده‌های میدان پتانسیل مزایای منحصر به فردی دارند. تعیین موقعیت توده‌ی بی‌هنجار از مهمترین پارامترهایی است که در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل مورد توجه قرار می‌گیرد. روش‌های متعددی برای شناسایی مرزهای توده‌های بی‌هنجار وجود دارد. این روش‌ها می‌توانند مرز بین واحدهای زمین‌شناسی را با وضوح بیشتری مشخص کنند و ساختمان‌های سطحی و عمیق را برجسته نمایند و یا عوارض را از زوایای مختلف نمایش دهند.

با این حال بعضی از روش‌ها برای تفسیر سریع داده گرانی، مانند روش تئوری معکوس، به ویژه برای داده‌های بزرگ مقیاس به دلیل نداشتن راه‌حل منحصر به فرد، نیاز داشتن به مقدار زیادی از حافظه‌ی کامپیوتر و زمان محاسبه‌ی بالا در حالت سه بعدی مناسب نیستند. از این رو در این تحقیق به بررسی روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پرداخته شده و نتیجه‌ی این روش‌ها باهم مقایسه شده است.

برآورد موقعیت لبه توده بی‌هنجار از مهمترین پارامترهایی است که در تفسیر داده‌های گرانی مورد توجه است. فیلترهای گوناگونی برای تشخیص مرزهای افقی توده‌های بی‌هنجار وجود تعریف شده است. این فیلترها می‌توانند مرز بین واحدهای زمین‌شناسی را با وضوح بیشتری مشخص کنند. از جمله‌ی این فیلترها می‌توان مشتق قائم، مشتق‌های افقی، گرادیان کل افقی، سیگنال تحلیلی^۱ و فیلترهای فاز محلی^۲ را نام برد. این روش‌ها بر اساس مکان نقاط ماکزیمم و یا صفر حاصل از به کارگیری این فیلترها عمل می‌کنند. اگرچه این روش‌ها به طور گسترده‌ای در تشخیص لبه‌های منابع و تعیین موقعیت آنها مورد استفاده قرار می‌گیرند، اما هر کدام محدودیت‌هایی دارند [Salem et al, 2008; Cameron and Goussev, 2010; Al-Garni, 2010 Beamish and White 2011; Beamish, 2012] لبه‌های به دست آمده و لبه‌های واقعی تفاوت‌هایی به وجود می‌آید.

مشتق افقی بهبود یافته، ارتباط بهتری با نسبت نوفه‌های مختلف و اعماق مختلف از بدنه منبع دارد.

¹ Analytic Signal

² Local Phase Filters

این روش یک روش انعطاف پذیر است و از وضوح بالاتری در شناسایی مرزهای پیچیده برخوردار است [Fedi and Florio, 2001].

در چند دهه گذشته، موجک تحلیلی در زمینه‌های مختلفی مانند پردازش تصویر و علوم زمین به عنوان جایگزین تبدیل فوریه استفاده شده است. در ژئوفیزیک این فرایند، تحلیل مدرن از میدان پتانسیل است. تبدیل موجک پیوسته در میدان پتانسیل به صورت گسترده برای تعیین مشخصات منبع استفاده شده است [Moreau et al, 1997; Moreau et al, 1999; Fedi and Quarta, 1998; Marlet, 2001].

امروزه در حوزه میدان پتانسیل ارائه روش‌های جدید با دقت و سرعت زیاد با استفاده از ابزارهای ریاضی مانند تبدیل موجک برای تفسیر داده‌ها، موضوع تحقیقات جدیدی در حوزه‌ی میدان پتانسیل است. روش تبدیل موجک ابزاری مناسب برای شناسایی آنومالی‌های زیر سطحی است. از تبدیل موجک پیوسته برای تعیین مشخصات منبع مانند عمق و ساختار منبع استفاده شده است. از این روش به صورت گسترده برای پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی استفاده می‌شود.

۵-۱ روش تحقیق

در این تحقیق به منظور آشنایی با روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک، از منابع کتابخانه‌ای زیادی استفاده شده است. هدف این تحقیق بررسی قابلیت روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهت دو بعدی و مقایسه نتیجه این روش‌ها با یکدیگر برای تفسیر داده‌های گرانی می‌باشد. تهیه کدهای مناسب برای محاسبه مقادیر مرتبط با این روش‌ها در محیط نرم‌افزار متلب و سپس این روش‌ها بر روی مدل‌های حاصل از داده‌های مصنوعی و در انتها بر روی داده‌های واقعی اعمال شده است. نتیجه کاربرد روشها در انتهای کار برای رسیدن به هدف تفسیر بهتر داده‌های گرانی مقایسه شده است.

۶-۱ ساختار پایان نامه

این پایان نامه در قالب پنج فصل تهیه و تنظیم شده است. در فصل نخست کلیات تحقیق نظیر کاربرد روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهت دو بعدی و همچنین تاریخچه‌ی مطالعه‌ی این دو روش ارائه شده است. ضرورت، اهداف و روش‌های مورد استفاده در تحقیق حاضر شرح

داده شده است. در فصل دوم مختصری از اصول و مبانی روش گرانی سنجی ارائه می‌گردد. در فصل سوم به بررسی روش‌های کار و بررسی روابط و خصوصیات روش مشتق افقی بهبود یافته پرداخته شده است. در فصل چهارم تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی مورد بحث قرار می‌گیرد. در فصل پنجم با استفاده از نرم افزار MATLAB تعدادی مدل مصنوعی ساخته شده و اثر گرانی هر یک محاسبه شده است. با استفاده از اثر گرانی و خواص روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک جهتی دو بعدی، در شناسایی مرزها مورد ارزیابی قرار گرفته است. همچنین اثر فیلترها روی داده‌های واقعی اعمال شده است. در فصل آخر نتایج این بررسی و تحقیق ارائه شده است.

فصل دوم

روش شناسی تحقیق

۲-۱ مقدمه

ژئوفیزیک علمی است که با فیزیک زمین سروکار دارد و زمین را از لایه‌های مگنوتوسفر تا لایه‌های داخل آن مورد بررسی قرار می‌دهد. این علم از اندازه‌گیری میدان‌های نیرو تا پردازش آن‌ها برای تعیین خصوصیات زیرسطحی استفاده می‌کند [Hinze et al., 2013]. ژئوفیزیک شامل مطالعاتی است که هدف آن جستجوی ذخائر پنهان شده‌ی سودمندی است که به کمک اندازه‌گیری یک پارامتر فیزیکی در سطح امکان پذیر است و علمی است که با استفاده از روش‌های مختلف، زمین با در نظر گرفتن خواص فیزیکی آن مورد شناسایی قرار می‌گیرد. گرانی‌سنجی یکی از روش‌های ژئوفیزیکی است که به کمک دیگر روش‌های ژئوفیزیکی به حل برخی از مشکلات موجود در تفسیر ساختارهای زمین‌شناسی کمک می‌کند. روش گرانی‌سنجی اولین روش ژئوفیزیکی می‌باشد که در اکتشافات نفت و گاز مورد استفاده قرار گرفته است. اکتشافات گرانی نقش مهمی در شناسایی منابع معدنی دارند [Nabighain et al., 2005a, 2005b; Wang et al., 2014]. از جمله ویژگی‌های روش گرانی‌سنجی می‌توان به تعیین محل و گسترش منبع، شیب، عمق، ضخامت اجسام آنومال مانند مواد معدنی اشاره کرد. روش برداشت داده‌های گرانی به هدف و دقت برداشت بستگی دارد.

حوزه عمل گرانی‌سنجی از ابعاد بزرگ بی‌هنجاری (چند صد متر تا چند کیلومتر) که بیشتر در بررسی‌های زمین‌شناسی و نفت بوده، تا ابعاد کوچک (چند ده متر) در مطالعات معدنی و ابعاد بسیار کوچک (چند متر) در کاربردهای زمین‌شناسی مهندسی عمران است.

۲-۲ روش گرانی‌سنجی

روش گرانی‌سنجی از روش‌های غیرفعال ژئوفیزیکی است و در آن میدان پتانسیل طبیعی زمین اندازه‌گیری می‌شود. اولین بار گالیه در اوایل سده شانزدهم میلادی تاثیر میدان گرانی زمین بر روی اجسام با وزن‌های مختلف را کشف نمود. پس از او اسحاق نیوتن با ارائه رساله خود بیان کرد که روش گرانی‌سنجی جایگاه توانمندی در بین علوم دارد. در سال ۱۸۱۷ اولین دستگاه میدان‌گرانی، آونگ مرکب، توسط هنری کیتز ابداع شد. اولین برداشت گرانی‌سنجی توسط اتووش انجام شد و به تدریج این روش گسترش یافت. به تدریج، گرانی‌سنج‌های سبک‌تر و دقیق‌تر در حد میکروگال ساخته شده است. در روش گرانی‌سنجی اندازه‌گیری تغییرات میدان گرانی زمین در نقاط مختلف انجام می‌شود. با توجه

به وابستگی میدان گرانی به چگالی توده‌های مختلف زیرسطحی، با ثبت میدان گرانی و انجام تصحیحات لازم بر روی داده‌های برداشت شده می‌توان اجسام آنومال را کشف نمود. روش گرانی‌سنجی یک روش موثر برای تعیین و آشکار سازی ساختمان‌های محلی اشباع از نفت و گاز می‌باشد. داده‌های گرانی‌سنجی اطلاعاتی در مورد چگالی سنگ‌های زیرسطحی بدست می‌آورند که مفسر داده‌ها می‌تواند با استفاده از آن‌ها تفسر لازم در مورد توزیع طبقات زیرسطحی ارائه دهد.

مبنای کارهای گرانی‌سنجی نیروی گرانی است که با تلفیق قانون جاذبه و قانون دوم نیوتن به صورت زیر تعریف می‌شود، که در آن G ثابت عمومی جاذبه نامیده می‌شود [Telford et al, 1991].

$$g = G \frac{M_e}{r^2} \quad (1-2)$$

$$G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3/\text{kg} \cdot \text{s} \quad (2-2)$$

M_e : جرم زمین

واحد اندازه‌گیری شتاب گرانی گال ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/s}^2$) است، اما از واحدهای کوچکتری به نام میلی‌گال ($1 \text{ mgal} = 10^{-3} \text{ gal}$) و میکروگال استفاده می‌شود. شتاب گرانی میدانی پایسته^۱ است که می‌توان آن را به صورت گرادیان یک پتانسیل اسکالر نمایش داد. شتاب گرانی در واقع عامل حرکت تمام اجرام سماوی، بعنوان مثال چرخش زمین به دور خورشید و یا همچنین گردش ماه به دور زمین می‌باشد.

برای یک کره با توزیع جرم متقارن یعنی متشکل از لایه‌های حلقوی هم مرکز با دانسیته یکسان، می‌توان تمام جرم کره را در مرکز آن در نظر گرفت یعنی آن را بصورت جرم نقطه‌ای فرض نمود. با در نظر گرفتن فشردگی زمین و جرم نقطه‌ای برای آن، مقدار شتاب گرانی در استوا در حدود $g_e = 978.049 \text{ Gal}$ و در قطب زمین برابر $g_p = 978.221 \text{ Gal}$ است که نشان‌دهنده این حقیقت است که یک نقطه در استوا دورتر از مرکز زمین نسبت به یک نقطه در قطب زمین قرار دارد. با در نظر گرفتن ارتباط شتاب گرانی با توزیع دانسیته و فاصله از مرکز گرانی، با توجه به توزیع نامتقارن جرم در داخل زمین و فشردگی آن، مقدار شتاب گرانی در سطح زمین با تغییر ارتفاع، عرض جغرافیایی محل، توزیع دانسیته متغیر

¹ Conservative

می‌باشد. علاوه بر موارد برشمرده، عوامل دیگری نیز وجود دارند که باعث تغییر مقدار شتاب گرانی در محل مورد نظر می‌گردند که از آن نمونه می‌توان به اثر ناهمواری‌های زمین، تغییرات زمانی شتاب گرانی بعلت جزر و مد زمین، اثر فشار اتمسفری، میزان رطوبت خاک و اشاره نمود.

هدف از گرانی‌سنجی مطالعه‌ی ساختارهای زمین‌شناسی زیرزمینی است که معلول توزیع چگالی‌های متفاوت در طبقات واقع در زیر سطح زمین است. به دلیل اینکه کره زمین هموزن نبوده و از طبقات مختلف با چگالی‌های متفاوت به وجود آمده است، بنابراین این موارد در شتاب جاذبه‌ی اندازه‌گیری شده در نقاط مختلف زمین اثر خواهد گذاشت که اگر بتوان به کمک دستگاه‌های حساس این تغییرات جزئی را اندازه‌گیری و به خوبی تفسیر کرد می‌توان به توده‌های معدنی یا ساختارهای زمین‌شناسی دست یافت.

تغییرات میدان گرانشی زمین که در اثر نیروی گرانشی زمین و وجود بی‌هنجاری‌های محیطی ایجاد می‌گردد، بی‌هنجاری یا آنومالی گرانی گویند. آنومالی‌های گرانی از اختلاف دانسیته طبقات و غیرهمگن بودن آنها به وجود می‌آیند. شتاب جاذبه به دلیل عوامل مختلفی نظیر عرض جغرافیایی، ژئوئید، توپوگرافی، اثر اجرام آسمانی و ... در همه جا یکسان نیست.

بنابراین باید برای بدست آوردن اطلاعات دقیق زمین‌شناسی بسته به مکان برداشت تصحیحاتی مانند تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح توپوگرافی، تصحیح حذف گرانی ناشی از بیضوی مرجع، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه، تصحیح جزر و مد، تصحیح ایزوستازی، تصحیح اتووش به مقادیر داده‌های برداشت شده اعمال شود.

۲-۳ دستگاه‌های اندازه‌گیری گرانی (گرانی‌سنج‌ها)

گرانی‌سنج وسیله اندازه‌گیری شتاب گرانی است. واحد شتاب گرانی گال (سانتیمتر بر مجذورثانیه) است. ویژگی مهم همه گرانی‌سنج‌ها حساسیت بالا و دوره طولانی آنها است که باعث ایجاد خطا می‌شود از آن در اکتشافات استفاده می‌شود. گرانی‌سنج‌های امروزی که تغییرات بسیار کوچک شتاب گرانی را اندازه‌گیری می‌کنند، دقت اندازه‌گیری آنها بین ۰,۱ میلی گال تا ۱ میکرو گال است.

معروف‌ترین و دقیق‌ترین دستگاه گرانی‌سنج با نام CG-5 است. موارد کاربرد آن شامل شناسایی حفرات زیر سطحی، گسل‌های پنهان و شکستگی‌ها، اکتشافات نفتی و یافتن گنبد‌های نمکی و گرانی-سنجی هوابرد و دریایی، تحقیقات زلزله‌ای، مطالعات مدل الاستیسیته‌ی زمین، مطالعات آتشفشان‌ها، تهیه نقشه‌ی زمین شناسی و کشند است. مبنای کار این دستگاه اندازه‌گیری تغییرات شار مغناطیسی حاصل از نوسانات فنی سنسور کوارتز فیوز شده در داخل یک سیم‌پیچ الکترواستاتیک است.



شکل ۲-۱: دستگاه گرانی‌سنج CG-5

۴-۲ مراحل اجرای روش گرانی‌سنجی

۴-۲-۱ برداشت داده‌ها

برای انجام این عملیات از دستگاه گرانی‌سنج CG-5 استفاده می‌شود. بعد از انجام کالیبراسیون استاتیکی و دینامیکی دستگاه گرانی‌سنجی و انتقال شتاب جاذبه‌ی مطلق، عملیات برداشت در منطقه‌ی مورد نظر انجام می‌شود، به نحوی که هر روز صبح با قرائت در ایستگاه دارای شتاب مطلق یا نقطه مبنای محلی کار شروع شده و پس از قرائت نقاط مشخص شده در طراحی شبکه به ایستگاه شتاب مطلق مجدداً بازگشته و عملیات به پایان می‌رسد.

۴-۲-۲ تصحیح داده‌های گرانی

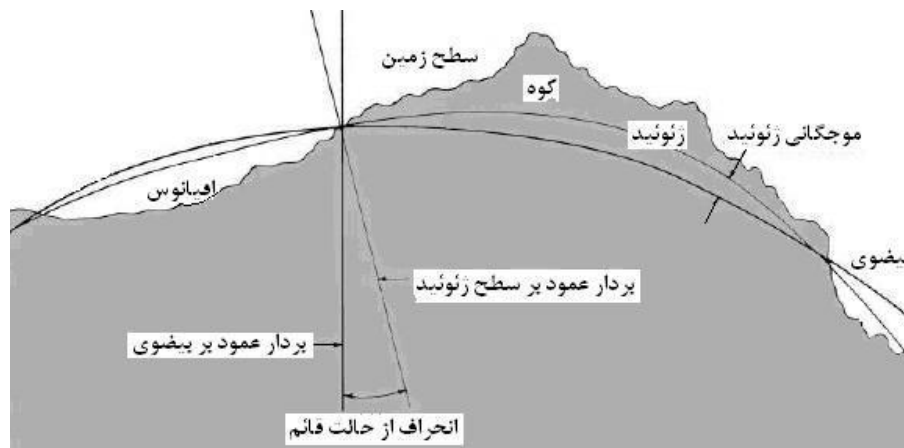
مقادیر شتاب گرانی مشاهده‌ای یا اندازه‌گیری شده در هر نقطه حاصل تاثیرات مختلفی مانند: جاذبه‌ی بیضوی مرجع، اثر ارتفاع نقاط مشاهده‌ای گرانی نسبت به سطح مرجع، اثر جرم موجود در بالای سطح

مرجع، تغییرات وابسته به زمان (جزر و مد)، اثرات حرکتی (اتووش)، اثرات ایزوستازی، اثر تغییرات چگالی در پوسته و گوشته فوقانی است.

در برداشت‌های گرانی با توجه به هدف اکتشافی لازم است فقط تغییرات گرانی ناشی از هدف مورد مطالعه بررسی گردد، بنابراین باید با تعدادی تصحیحات، اثر سایر عوامل تاثیرگذار بر روی داده‌های مشاهده‌ای حذف شوند. عموماً تصحیحات شامل **تصحیح اثر رانه‌ی دستگاه و جزرو مد، تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه و تصحیح توپوگرافی** بر روی داده‌های اندازه‌گیری در هر ایستگاه در یک شبکه برداشت اعمال می‌شود.

– شتاب گرانی ناشی از بیضوی مرجع

یکی از عوامل تاثیرگذار روی داده‌های برداشت شده، اثر گرانی نرمال است که باید اثرش حذف گردد. سطح مبنا به عنوان سطح هم‌پتانسیل که منطبق بر آب‌های آزاد است را ژئوئید می‌گویند، که به طور مجازی در هر نقطه از زمین از سطح آب‌های آزاد عبور می‌کند. این سطح متأثر از جرم‌های زیر آن است. به دلیل اینکه ژئوئید سطح هم‌پتانسیل است بنابراین بردار نیروی گرانی بر سطح آن عمود است. اما به دلیل اینکه سطح هم‌پتانسیل نامنظم است، به منظور ساده‌سازی در روابط از سطح بیضوی مرجعی که در یک توافق بین المللی به عنوان سطح هم‌پتانسیل استفاده می‌شود و از اختلاف ناچیز بین سطح هم‌پتانسیل واقعی (سطح ژئوئید) و سطح هم‌پتانسیل فرضی (بیضوی مرجع) صرف نظر می‌شود. تفاوت این دو سطح (بیضوی و ژئوئید) عمدتاً کمتر از ۵۰ متر است.



شکل ۲-۲: مقایسه سطح بیضوی مرجع، سطح ژئوئید (آب‌های آزاد) و سطح زمین

در سال ۱۹۸۰ میلادی انجمن ژئودزی جهانی (IAG) سیستم مرجع ژئودتیک جدیدی را ارائه داده که در نهایت به سیستم مرجع ژئودتیک جهانی ۱۹۸۴ منجر شده که فرمول کلی آن به صورت زیر است که به عنوان گرانی نرمال در محاسبات آنومالی گرانی از آن استفاده می‌شود [Blakely, 1996; Setiawan, 2003].

$$\gamma_{\varphi} = 9.7803267714 \times \frac{1 + 0.0019318513 \ 8639 \sin^2 \varphi}{\sqrt{1 - 0.0066943799 \ 9013 \sin^2 \varphi}} \quad (3-2)$$

که در آن φ عرض جغرافیایی ایستگاه گرانی برداشتی است.

- تصحیح اثر رانه‌ی دستگاه و جزرو مد

در برداشته‌ها، بر اثر تغییرات دما و الاستیسیته دستگاه مقادیر برداشت شده از یک نقطه ولی در دو زمان مختلف با هم متفاوت خواهند بود. این تغییرات مقداری که ناشی از خطای دستگاه است دریافت یا رانه دستگاه گفته می‌شود و وابسته به زمان است. همچنین در نتیجه تاثیر نیروهای جاذبه ماه و خورشید، مقدار میدان گرانی اندازه‌گیری شده در هر نقطه، در طول شبانه روز تغییر می‌کند. بنابراین برای تصحیح اثرات ناشی از عوامل وابسته به زمان یعنی مقدار جذر و مد و رانه دستگاه این دو با هم با اندازه‌گیری‌های تکراری در مدت زمان برداشت اقدام می‌شود. جهت تصحیح آنها معمولاً به فاصله زمانی هر دو ساعت یکبار به نقطه یا ایستگاه مبنا مراجعه و مقدار میدان گرانی آن مجدد قرائت می‌شود. به منظور تصحیح مقادیر اندازه‌گیری شده در طول عملیات برداشت روزانه باید نسبت به مقدار گرانی ایستگاه مبنا به صورت زیر سنجش گردند.

$$\delta_{g_{dc}} = \frac{g_2 - g_1}{t_2 - t_1} (t_i - t_2) \quad (4-2)$$

که در آن، g_1, g_2 به ترتیب مقادیر گرانی اندازه‌گیری شده در ایستگاه مبنا در زمان‌های t_1 و t_2 است و t_i زمان اندازه‌گیری قرائت هر ایستگاه است و $\delta_{g_{dc}}$ مقدار تصحیح رانه دستگاه است و مقدار آن می‌تواند مثبت یا منفی باشد و از داده‌های مشاهده‌ای کم می‌شود.

-تصحیح عرض جغرافیایی

چرخش زمین و برآمدگی خفیف استوایی آن هر دو باعث افزایش گرانی با عرض جغرافیایی می‌شوند. شتاب گریز از مرکز به علت چرخش زمین که در قطبین صفر و در استوا بیشینه است در جهت مخالف گرانی اثر می‌کند، در حالی که تخت‌شدگی قطبی نیز باعث افزایش گرانی در قطبین می‌شود. این اثر تا اندازه‌ای با افزایش توده رباینده در استوا خنثی می‌گردد. (زمردیان و حاجب حسینی، ۱۳۶۸).

رابطه‌ی زیر برای محاسبه‌ی تغییرات شتاب گرانی در جهت شمال-جنوب برای عرض جغرافیایی

مورد نظر داده می‌شود [Telford, 1990].

$$\delta_{g\phi} = 0.818 \sin 2\phi \quad \text{mGal / Km} \quad (5-2)$$

رابطه‌ی (۵-۲)، مقادیر تغییرات گرانی را به ازای هر کیلومتر فاصله در روی سطح زمین در راستای شمال-جنوب برحسب می‌گال بدست می‌دهد. در این فرمول ϕ عرض جغرافیایی خط مبنا می‌باشد و $\delta_{g\phi}$ تصحیح عرض جغرافیایی بر حسب میلی‌گال است.

-تصحیح هوای آزاد

چون مقدار گرانی با عکس مربع فاصله تغییر می‌کند و به دلیل اینکه ایستگاه‌های گرانی بر روی نقاط در ارتفاع‌های گوناگون قرار دارند بنابراین این اختلاف ارتفاع باعث تغییر در میزان گرانی اندازه‌گیری شده خواهد شد، مقدار بدست آمده باید تصحیح شود و همه داده‌های اندازه‌گیری شده به یک سطح مبنا برگردانده شوند، این تصحیح به نام تصحیح هوای آزاد نامیده می‌شود. تصحیح هوای آزاد برای حذف اثرات تغییرات ارتفاعی نقاط قرائت گرانی در داده‌های مشاهده‌ای، مورد نیاز است. برای این منظور ارتفاع نقاط قرائت گرانی از یک سطح مبنا (ژئوئید) باید مشخص باشند.

با انجام محاسبات مختلف و با استفاده از مقادیر g و r در سطح دریا می‌توان

نوشت [Blakely, 1996]:

$$\delta_{gFA} = -0.3086 \times 10^{-5} h = -0.3086 h \quad (6-2)$$

h : اختلاف ارتفاع نقطه اندازه‌گیری از سطح دریاها برحسب متر

$\delta_{g_{FA}}$: مقدار تصحیح هوای آزاد، بر حسب میلی‌گال

آنومالی هوای آزاد به صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$\Delta g_B = g_{abs} - \gamma_\varphi - \delta_{g_{dc}} - \delta_{g_\varphi} + \delta_{g_{FA}} \quad (7-2)$$

g_{obs} : مقدار گرانی مشاهده‌ای

-تصحیح بوگه-

تصحیح هوای آزاد، جرمی که بالای سطح آب‌های آزاد قرار گرفته است را در نظر نمی‌گیرد، بنابراین از تصحیح بوگه برای حذف این اثر اضافه استفاده می‌شود. اگر ایستگاه اندازه‌گیری پایین‌تر از سطح مبنا قرار گرفته باشد، این مقدار به شتاب گرانی نقطه‌ی مورد نظر اضافه و در صورت بالاتر بودن از سطح مبنا، از آن کم می‌شود. مقدار تصحیح بوگه ساده از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌گردد:

$$\delta_{g_B} = 0.0419 \cdot \rho \cdot h \quad (8-2)$$

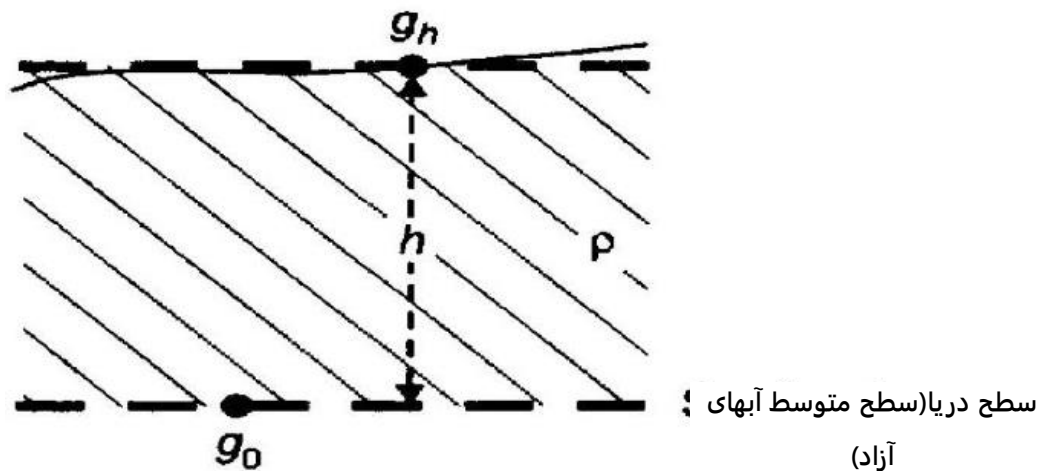
h : ضخامت تخته بوگه، ρ چگالی متوسط منطقه و تصحیح بوگه همواره دارای علامتی مخالف با

تصحیح هوای آزاد است. [Blakely, 1995]

واحد δ_{g_B} بصورت میلی‌گال و ρ برحسب گرم بر سانتی‌مترمکعب و h برحسب متر است.

آنومالی بوگه ساده به صورت زیر بدست می‌آید:

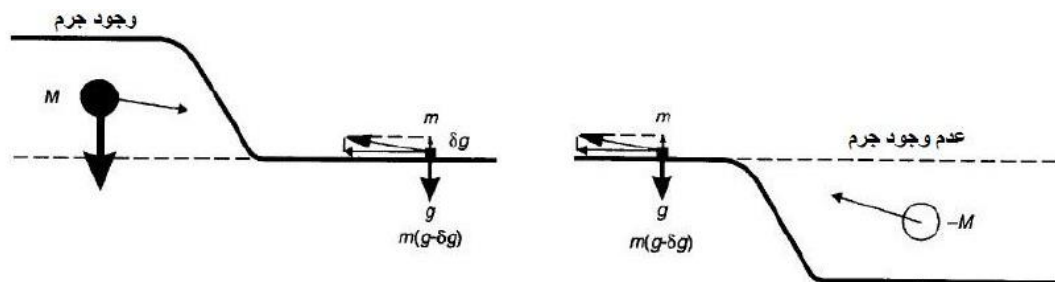
$$\Delta g_B = g_{abs} - \gamma_\varphi - \delta_{g_{dc}} - \delta_{g_\varphi} + \delta_{g_{FA}} - \delta_{g_B} \quad (9-2)$$



شکل ۲-۳: تصحیح بوگه [Reynolds, 1997]

- تصحیح توپوگرافی

اگر در اطراف ایستگاه قرائت گرانی یک طرف آن فرورفتگی و در طرف دیگر آن برآمدگی وجود داشته باشد، فرورفتگی موجب می شود که مولفه‌ی شتابی به سمت پایین ایجاد شود و همچنین برآمدگی موجب می شود که مولفه‌ی شتابی رو به بالا ایجاد شود که هر دو باعث کاهش مقدار شدت گرانی در نقطه‌ی اندازه‌گیری می شود، بنابراین باید اثر ناشی از وجود یا عدم وجود جرم‌های اطراف نقاط قرائت شده محاسبه شود. تصحیح توپوگرافی مقدار مثبتی است و به مقدار داده‌های مشاهده‌ای شده اضافه می شود [Reynold, 1997].



شکل ۲-۴: تاثیر توپوگرافی بر میزان گرانی اندازه‌گیری شده [Reynolds, 1997]

تصحیح توپوگرافی نقش عمده‌ای در تصحیح بی‌هنجاری‌های گرانی دارد. پس از تصحیح توپوگرافی، مقدار آنومالی گرانی بوگه کامل به صورت زیر محاسبه می شود:

$$\Delta g_B = g_{abs} - \gamma_\varphi - \delta_{g_{dc}} - \delta_{g_\varphi} + \delta_{g_{FA}} - \delta g_B + \delta g_T \quad (10-2)$$

۲-۵ پردازش داده‌های گرانی

برداشت داده‌های گرانی با اهداف مختلفی مانند شناسایی و کشف ساختارهای زیرزمینی، سازه‌های طبیعی یا مصنوعی انجام می‌گیرد. نقشه‌های بدست آمده از برداشت‌های داده‌های گرانی سنجی مجموع اثرات منابع با چگالی‌های مختلف است. اطلاعات این نقشه‌ها بیشتر با نویز همراه است.

نویزها جزء عامل‌های مزاحم می‌باشند که باید آثار آن‌ها را کاهش داد، با اعمال روش‌های پردازش تصویر می‌توان نویزها را کاهش و آنومالی‌ها را برجسته و در انتها حدود آنومالی‌ها را مشخص کرد. به این ترتیب بیشترین اطلاعات ممکن از این تصویر بدست می‌آید. برای پردازش تصاویر بدست آمده باید از فیلترهای گوناگونی استفاده شود، فیلتر کردن داده‌های میدان گرانی پردازش عددی است که جلوه‌های مختلف داده‌های میدان گرانی را مشخص می‌کند.

مهمترین کاربرد فیلترها، تفکیک آنومالی ناحیه‌ای و باقی‌مانده، کاهش نویز در نقشه، تخمین مرز منابع می‌باشد. آنومالی ناحیه‌ای مربوط به ساختارهای عمیق و مقیاس‌های وسیع می‌باشد که این آنومالی دارای فرکانس بلند و طول موج کوتاه می‌باشد. آنومالی باقی‌مانده ناشی از منابع کم‌عمق از کم کردن مقادیر آنومالی برداشت شده از آنومالی ناحیه‌ای بدست می‌آید. به صورت رابطه‌ی (۲-۱۱) تعریف می‌شود:

$$\Delta g_{Res} = \Delta g_B - \Delta g_{Reg} \quad (2-11)$$

که در آن، Δg_{Res} آنومالی باقی‌مانده، Δg_{Reg} آنومالی ناحیه‌ای و g_B آنومالی مشاهده‌ای می‌باشد. که برای جداسازی آنومالی ناحیه‌ای از آنومالی محلی روش‌های کیفی زیادی وجود دارد، که در اینجا می‌توان به روش‌های روش روند سطحی، گسترش میدان به سمت بالا و پایین، مشتق قائم اول و دوم و فیلترهای فاز محلی اشاره کرد. در پردازش کمی داده‌ها به روش‌های سیگنال تحلیلی، اویلر دیکانولوشن، گرادیان‌های افقی، تبدیل موجک و شبکه‌های عصبی ... می‌توان اشاره کرد که در ادامه به چند روش که در این تحقیق اشاره شده است، به اختصار توضیح داده می‌شود.

۲-۵-۱ سیگنال تحلیلی

تعیین مرز توده‌های معدنی، یکی از مراحل پردازش داده‌های میدان گرانی بشمار می‌رود. گرادیان‌های گرانی و استفاده از آنها در تفسیر گرانی یک مسئله مطرح می‌باشد. محاسبه گرادیان‌های گرانی برای داده‌های نوفه دار کاری مشکل می‌باشد. روش سیگنال تحلیلی یکی از این روش‌ها برای تعیین محل بی‌هنجاری با استفاده از گرادیان‌های گرانی می‌باشد. این روش در ابتدا برای داده‌های دقیق گرانی و مغناطیسی استفاده شده است و در مورد داده‌ها با نوفه بالا کمتر به کار برده شده است. تابع سیگنال تحلیلی به تابعی است که قسمت موهومی آن تبدیل هیلبرت قسمت حقیقی آن می‌باشد.

سیگنال تحلیلی $a(x)$ تابع $f(x)$ را می‌توان به شکل زیر نوشت [Li, 2006]:

$$a(x) = f(x) - iH[f(x)] \quad (12-2)$$

$H[f(x)]$ ؛ تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ می‌باشد.

برای تابع میدان گرانی g که در جهت x اندازه‌گیری شده به وسیله یک جسم دو بعدی که موازی محور y قرار دارد تولید شده باشد می‌توان سیگنال تحلیلی در دو بعد را به صورت زیر نوشت [Li, 2006]:

$$A(x) = \frac{\partial g}{\partial x} + i \frac{\partial g}{\partial z} \quad (13-2)$$

$\frac{\partial g}{\partial x}$ مشتق افقی میدان گرانی و $\frac{\partial g}{\partial z}$ مشتق قائم میدان گرانی است.

مشتق افقی میدان و مشتق قائم میدان جفت تبدیل هیلبرت هستند.

در حالت دو بعدی نبیقیان (۱۹۷۴) تابع زنگوله‌ای، رابطه‌ی زیر، برای محاسبه مشتقات مرتبه‌ی بالاتر

سیگنال تحلیلی برای منابع کم عمق پیشنهاد داد:

$$\left[\frac{\partial^n g_h}{\partial h^n} \right]^2 + \left[\frac{\partial^n g_z}{\partial h^n} \right]^2 = \frac{(1^2 \times 2^2 \times 3^3 \times \dots \times n^2) \alpha^2}{(d^2 + h^2)^{n+1}} \quad (14-2)$$

که در آن، g_h و g_z به ترتیب مشتقات افقی و قائم داده‌های میدان پتانسیل، h فاصله در طول محور افقی، n عدد مثبت برای نشان دادن مرتبه‌ی مشتق، d معرف عمق تا سطح بالای منبع می‌باشند.

دامنه سیگنال تحلیلی دو بعدی میدان پتانسیل نیز بصورت زیر تعریف می‌شود:

$$|\mathbf{A}(x)| = \sqrt{\left[\frac{\partial G}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial z}\right]^2} \quad (15-2)$$

نبیقیان (۱۹۸۴) با استفاده از تبدیل هیلبرت، سیگنال تحلیلی حالت دو بعدی را به سه بعدی تعمیم داد. در حالت سه بعدی، سیگنال تحلیلی ساده $A_0(x, y)$ از رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود (نبیقیان، ۱۹۸۴)

$$A_0(x, y) = \frac{\partial G}{\partial x} \tilde{x} + \frac{\partial G}{\partial y} \tilde{y} + i \frac{\partial G}{\partial z} \tilde{z} \quad (16-2)$$

دامنه سیگنال تحلیلی ساده نیز به صورت رابطه‌ی زیر تعریف می‌شود:

$$|A_0(x, y)| = \sqrt{\left[\frac{\partial G}{\partial x}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial y}\right]^2 + \left[\frac{\partial G}{\partial z}\right]^2} \quad (17-2)$$

۲-۵-۲ سیگنال تحلیلی بهبود یافته

به دلیل وجود اثر تداخل توده‌های گوناگون مول بی‌هنجاری که در مجاورت یکدیگر قرار دارند، استفاده از سیگنال تحلیلی ساده برای تخمین مرز مناسب نمی‌باشد (هسو و همکاران ۱۹۹۸). برای رفع این مشکل از مشتقات مرتبه‌های بالاتر سیگنال تحلیلی استفاده می‌شود. مشتق قائم مرتبه‌ی n ام از سیگنال تحلیلی ساده با استفاده از رابطه‌ی (۲-۱۸) محاسبه می‌شود (هسو و همکاران، ۱۹۹۶)، که سیگنال تحلیلی بهبود یافته می‌باشد.

$$A_n(x, y) = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial^n G}{\partial z^n}\right) \tilde{x} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial^n G}{\partial z^n}\right) \tilde{y} + i \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial^n G}{\partial z^n}\right) \tilde{z} \quad (18-2)$$

دامنه‌ی سیگنال تحلیلی بهبود یافته به صورت رابطه‌ی زیر محاسبه می‌شود:

$$|A_n(x, y)| = \sqrt{[\nabla^n G_x]^2 + [\nabla^n G_y]^2 + [\nabla^n G_z]^2} \quad (19-2)$$

که $\nabla^n = \frac{\partial^n}{\partial z^n}$ می باشد.

برای برآورد مرز، مشتق مرتبه‌ی دوم بهترین نتیجه را می دهد.

۲-۵-۳ مشتق افقی کل

رایجترین فیلتر در تعیین مرز بی‌هنجاری میدان گرانی، فیلتر مشتق افقی کل است. مشتق افقی کل

از رابطه‌ی زیر محاسبه می شود:

$$\text{THD} = \sqrt{\left(\frac{dg}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dg}{dy}\right)^2} \quad (2-20)$$

g میدان گرانی برداشت شده است. بیشینه مقدار گرادیان افقی بیانگر مرزهای توده یا ساختار

زمین‌شناسی است.

فصل سوم

مشتق افقی بهبود یافته

تعیین مرز در میدان‌های پتانسیلی از اهمیت زیادی در توصیف داده‌های گرانی برخوردار است. بویژه تعیین مرز آنومالی‌های میدان گرانی در یافتن تله‌های نفتی نقش مهمی را ایفا می‌کند. روش‌های زیادی برای برآورد مرز با استفاده از مشتقات وجود دارد، که اکثر آنها از نوع فیلتر بالاگذر، شامل مشتق افقی و قائم هستند. از اوایل دهه ۱۹۷۰ انواع روش‌های خودکار یا نیمه خودکار بر اساس استفاده از مشتقات افقی و یا قائم آنومالی‌های میدان پتانسیل، به عنوان ابزاری کارآمد برای تعیین پارامترهای هندسی مانند محل مرزها و عمق منابع احتمالی توسعه یافته‌اند. معمولاً محل افقی مرزهای منابع آنومالی گرانی برای تفسیر میدان پتانسیل مورد نیاز است. هرچند، تعیین محل مرزهای افقی به دلیل از دست دادن وضوح شکل آنومالی با توجه به شکل خود منبع کار ساده‌ای نیست. اطلاع از محل مرزهای افقی منابع آنومالی گرانی زمان بررسی تنظیمات ساختاری یک منطقه و همچنین برای برنامه‌های زیست محیطی و مهندسی می‌تواند مهم باشد و این اطلاعات می‌تواند به عنوان یک قید در مدل‌سازی دو بعدی و سه بعدی باشد. تجزیه و تحلیل مرز در گرید گرانی با استفاده از تعدادی از روش‌ها شامل مشتقات جهت از مرتبه‌های مختلف انجام می‌شود. مشتقات قائم به منظور بهبود اندازه‌گیری میدان گرانی برای سال‌های زیادی استفاده شده است [Evjen 1936]. در سال ۱۹۹۵ کوردل و گراچ نشان دادند بیشینه‌ی مشتق افقی آنومالی گرانی و یا شبه گرانی در بالای تغییرات ناگهانی چگالی واقع شده است. این تکنیک همراه با روش خودکار برای محل بیشینه (بلیکلی و سیمسون ۱۹۸۶) ثابت می‌کند که یک ابزار موثر برای تجزیه و تحلیل مرزها است. دیگر نویسندگان (نبیقیان ۱۹۸۴، روئست و همکاران ۱۹۹۲) نشان دادند که دامنه سیگنال تحلیلی ویژگی‌های مفیدی دارد. روش‌های دیگر بر اساس معادله اویلر (تامسون ۱۹۸۲، رید و همکاران ۱۹۹۰) اغلب برای تعیین مرز و عمق منبع آنومالی‌های گرانی استفاده می‌شود. یکی از محدودیت‌های اصلی برای به دست آوردن یک برآورد خوب از موقعیت مرز منبع، تداخل اثرات ناشی از منابع نزدیک است، مخصوصاً زمانی که در عمق باشند. مشتق افقی بهبود یافته روشی است که به عنوان یک روش تحلیل مرز با وضوح بالا ارائه شده است.

۲-۳ معرفی مشتق افقی بهبود یافته^۱

فیلترهای مشتق افقی و مشتق قائم میدان پتانسیل مدت زیادی است که برای به تصویر کشیدن مرزهای منابع میدان پتانسیل مورد استفاده قرار گرفته‌اند. این فیلترها به طور گسترده برای تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل مورد استفاده قرار می‌گیرند. مقدار مشتق افقی در بالای لبه‌های توده مولد بی‌هنجاری بیشترین مقدار خود را دارد و لبه‌ها را برجسته می‌کند. فیلتر مشتق قائم عرض بی‌هنجاری‌ها را باریک‌تر و در نهایت موقعیت توده را با دقت بیشتری مشخص می‌نماید. با افزایش مرتبه مشتق قائم، بی‌هنجاری‌ها برجسته‌تر می‌شوند اما چون این فیلتر از نوع بالاگذر است نوفه‌ها نیز هم‌زمان با سیگنال‌های موجود برجسته می‌شوند. یک تعداد دیگری از روش‌های برآوردگر مرز هستند که در سال‌های اخیر به دنبال مفهوم مشتقات نرمال تعریف شده است [Cooper and Verduzco et all, 2004; Fairhead and Williams, 2006; Cowan, 2006].

محل افقی مرزهای منابع گرانی بی‌هنجاری گرانی و مغناطیس معمولاً در تفسیر میدان پتانسیل موضوع مهمی است. اگر چه بدست آوردن محل افقی مرزهای منابع میدان پتانسیل به دلیل از دست دادن طبیعی وضوح شکل بی‌هنجاری کار آسانی نیست. به دلیل بررسی کردن ساختار سازمانی یک منطقه، محیط زیست و همچنین برنامه‌های کاربردی مهندسی، آگاهی از مرزهای افقی منابع گرانی و مغناطیس می‌تواند مهم باشد.

روش مشتق افقی بهبود یافته روشی است که خروجی این روش دقت بالایی از تصاویر مرزهای افقی منابع گرانی ارائه می‌دهد. این روش یک رویکرد کاملاً متفاوت بر اساس مفهوم عمومی از مشتق افقی به نام مشتق افقی بهبود یافته است، که با استفاده از گرفتن مشتق افقی از یک مجموعه که از خود داده‌های میدان گرانی و مرتبه‌های مختلف مشتق قائم از داده‌های میدان گرانی به صورت افزایشی تشکیل شده است. مشتق افقی بهبود یافته برای بی‌هنجاری‌های گرانی به صورت مستقیم بر روی داده‌ها محاسبه می‌شود و برای بی‌هنجاری‌های مغناطیس باید بر روی داده‌ها تبدیل به قطب انجام شود. این روش انعطاف‌پذیری بالایی دارد و می‌تواند وضعیت، نسبت سیگنال به نویز را به وسیله انتخاب مناسب جملات

¹ Enhanced Horizontal Derivative (EHD)

مجموعه مورد نظر بهبود ببخشد. محل بیشینه مشتق افقی بهبود یافته برای بدست آوردن مرزهای منبع بکار گرفته شده است.

تابع حقیقی n بعدی $F(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n)$ در نظر گرفته شده است، بطوریکه تمام مشتقات مرتبه m ، در بازه‌ی پیوسته $a_i < x_i < b_i (i = 1, 2, \dots, n)$ وجود دارد، بوسیله $m + 1$ جمله از بسط مضرب تیلور تقریب زده می‌شود [korn and korn, 1968]. زمانیکه $n = 3$ باشد رابطه‌ی زیر تعریف می‌شود.

(۱-۳)

$$F(x_1, x_2, x_3) = F(a_1, a_2, a_3) + \sum_{i=1}^3 \left[\frac{\partial f}{\partial x_i} \right]_{a_1, a_2, a_3} (x_i - a_i) + \frac{1}{2!} \sum_{i=1}^3 \sum_{j=1}^3 \left[\frac{\partial^2 f}{\partial x_i \partial x_j} \right]_{a_1, a_2, a_3} (x_i - a_i)(x_j - a_j) + \dots$$

با توجه به اندازه میدان پتانسیل روی صفحه $Z=Z_0$ در منطقه‌ی هارمونیک، عملگر ادامه فروسو می‌تواند فقط از جملات محور عمودی به عنوان بسط سری تیلور نوشته شود، زیرا تمام جملات محور افقی صفر هستند. در معادله بالا $x=x_1, y=x_2, z=x_3$ قرار داده شده است، در این صورت محل افقی (x, y) به صورت رابطه زیر تعریف می‌شود:

(۲-۳)

$$f(x, y, z) = F(x, y, z_0) + \left[\frac{\partial f}{\partial z} \right]_{z_0} (z - z_0) + \frac{1}{2!} \left[\frac{\partial^2 f}{\partial z^2} \right]_{z_0} (z - z_0)^2 + \dots + \frac{1}{m!} \left[\frac{\partial^m f}{\partial z^m} \right]_{z_0} (z - z_0)^m$$

ادامه فروسو برای بهبود وضوح میدان پتانسیل استفاده می‌شود، اما این تبدیلات ناپایدار است. در اینجا یک مجموعه داده گسسته $n_x * n_y$ و یک ادامه فروسو روی یک سلول گرید (Δs) مطرح شده است، بنابراین رابطه (۲-۳)، به شکل زیر بیان می‌شود:

(۳-۳)

$$f(x, y, z_0 + \Delta s) = f(x, y, z_0) + f^{(1)}(x, y, z_0) \Delta s + \frac{1}{2!} f^{(2)}(x, y, z_0) \Delta s^2 + \dots + \frac{1}{m!} f^{(m)}(x, y, z_0) \Delta s^m$$

در این رابطه، $x = \{\Delta s, \dots, n_x * \Delta s\}$ و $y = \{\Delta s, \dots, n_y * \Delta s\}$ و $f^{(m)}$ ، m امین مشتق قائم

گسسته از f می‌باشد برای سادگی از یک سلول واحد استفاده شده است:

(۴-۳)

$$f(x, y, z_0 + \Delta s) = f(x, y, z_0) + f^{(1)}(x, y, z_0) + \frac{1}{2!} f^{(2)}(x, y, z_0) + \dots + \frac{1}{m!} f^{(m)}(x, y, z_0)$$

تعریف ادامه فروسو به عنوان بسط سری تیلور کنار گذاشته می‌شود، و به جای آن با شروع از معادله (۳-۳)، سیگنال جدید ϕ را تعریف شده است که در آن جملات تنها در این مجموعه، می‌توانند وزن‌های متفاوت داشته باشند، بنابراین وزن‌های فاکتوریل سری تیلور جایگزین شده است:

$$\phi(x, y, z_0) = f(x, y, z_0) + w_1 f^{(1)}(x, y, z_0) + w_2 f^{(2)}(x, y, z_0) + \dots + w_m f^{(m)}(x, y, z_0) \quad (۵-۳)$$

برای ساده کردن رابطه (۵-۳)، وزن به صورت واحد در نظر گرفته شده است، که در این صورت این رابطه به شکل زیر بیان می‌شود:

$$\phi(x, y, z_0) = f(x, y, z_0) + f^{(1)}(x, y, z_0) + f^{(2)}(x, y, z_0) + \dots + f^{(m)}(x, y, z_0) \quad (۶-۳)$$

مقدار مشتق افقی بهبود یافته برابر با اندازه مشتق افقی سیگنال ϕ تعریف می‌شود، که بصورت رابطه‌ی زیر است: [Fedi and Florio, 2001]

$$EHD(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y}\right)^2\right]} \quad (۷-۳)$$

برای محاسبه EHD، سیگنال ϕ ممکن است از هر مرتبه مشتق میدان گرانی یا مغناطیس شروع شود، بنابراین مانند بسط سری تیلور، ابعاد فیزیکی ϕ و همچنین EHD به انتخاب تعداد جملات ϕ بستگی دارد. مانند روش مشتق افقی، مرزهای بی‌هنجاری را می‌توان با توجه به بیشینه تابع EHD تعیین نمود. یکی از ویژگی‌های مهم این روش این است که مشتق افقی از مرتبه‌های مختلف مجموعه ϕ به طور متفاوتی به تعریف مرزهای منبع کمک می‌کند. در واقع مجموعه ϕ را می‌توان به موارد خاص مطابقت داد، به این معنا که این امکان وجود دارد که جملاتی را از این مجموعه در نظر گرفت که مرزهای بی‌هنجاری با وضوح بالاتری نمایش داده می‌شود. بیشینه مرتبه‌های بالای این مجموعه

گوشه‌های منبع را به صورت واضح‌تری نمایش می‌دهد، در صورتی که مشتقات مرتبه پایین‌تر قدرت بیشتری برای تعیین خطواره‌های اصلی دارند.

با اضافه کردن مشتقات قائم مرتبه‌ی بالاتر، جزئیات بیشتری از منابع کم عمق بدست می‌آید.

فصل چہارم

تبدیل موجک پیوستہ جہتی دو بعدی

در یک نگاه کلی هدف از اعمال یک تبدیل ریاضی بر یک سیگنال بدست آوردن اطلاعات اضافی است که در سیگنال خام اولیه قابل دسترسی نمی‌باشند. اکثر قریب به اتفاق سیگنال‌های مورد استفاده در عمل، در حوزه زمان هستند. به عبارت دیگر درایه‌های سیگنال تابعیت زمانی خواهد داشت. بدین سان به هنگام رسم سیگنال، دامنه مقادیر مختلف سیگنال بر حسب زمان رسم می‌گردند. طبیعتاً این نحوه نمایش، بهترین شکل برای توصیف یک سیگنال نخواهد بود. در بسیاری از موارد اطلاعات سودمند سیگنال در محتوای فرکانسی آن نهفته‌اند که اصطلاحاً به آن طیف سیگنال گفته می‌شود. در واقع طیف یک سیگنال نشان‌دهنده فرکانس‌های موجود در آن سیگنال است. با توجه به مفهوم فرکانس باید ابزاری برای سنجش محتوای فرکانسی یک سیگنال داشت که این ابزار همان تبدیل فوریه است.

در قرن ۱۹ میلادی یک ریاضی‌دان فرانسوی به نام جوزف فوریه نشان داد که هر تابع متناوب را می‌توان بر حسب مجموعه نامتناهی از توابع پایه سینوسی و کسینوسی (و یا تابع نمایی متناوب مختلط) نوشت. سال‌ها بعد از کشف این خاصیت شگفت‌انگیز توابع متناوب، این ایده تحت عنوان تبدیل فوریه (Fourier Transform) به سایر توابع نیز تعمیم داده شد. در سال ۱۹۶۵، یک الگوریتم جدید تحت عنوان تبدیل فوریه سریع (FFT) معرفی شد.

طبق تعریف، تبدیل فوریه سیگنال پیوسته در زمان $x(t)$ به صورت رابطه زیر بدست می‌آید:

$$X(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \exp[j2\pi ft] \cdot dt \quad (1-4)$$

که در آن، t زمان و f فرکانس است.

تبدیل فوریه تنها بیان‌کننده این موضوع است که فرکانس f در سیگنال مورد نظر وجود دارد یا خیر، اما هیچ اطلاعاتی در مورد بازه زمانی متناظر با پایداری آن فرکانس در اختیار نمی‌گذارد. تبدیل فوریه در آنالیز سیگنال‌های غیرایستا ضعف دارد. ساده‌ترین ایده‌ای که به ذهن می‌رسد، این است که می‌توان بخش کوتاهی از یک سیگنال غیرایستا را ایستا فرض نمود. بنابراین می‌توان با پنجره‌ای کردن سیگنال، بخشی از سیگنال که قرار است پایا فرض شود را استخراج نمود. البته باید دقت داشت که اندازه پنجره به نحوی انتخاب شود که فرض پایا بودن برای تمام بخش‌های جدا شده توسط آن برقرار باشد. گابور

(۱۹۴۶) با معرفی تبدیل فوریه‌ای پنجره‌ای یا به عبارت دیگر تبدیل فوریه زمان کوتاه^۱ (STFT)، ایده‌ی جدیدی برای مطالعه سیگنال‌ها در حوزه مشترک زمان-فرکانس مطرح نمود. در تبدیل زمان کوتاه، سیگنال به بخش‌های به حد کافی کوچک تقسیم می‌شود، به نحوی که بتوان این قسمت‌ها را پایا فرض نمود. بدین منظور از یک تابع پنجره $w(t)$ استفاده می‌شود که طول آن برابر است با حداقل طول مورد نیاز برای آنکه فرض پایا بودن قطعات جدا شده سیگنال، معتبر باشد. بدین ترتیب، تبدیل فوریه زمان کوتاه سیگنال $x(t)$ با استفاده از پنجره زمانی $w(t)$ به صورت رابطه‌ی زیر تعریف می‌شود [Cohen, 1996]:

$$STFT_x^w(\tau, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t)w^*(t - \tau)e^{j2\pi ft} dt \quad (۲-۴)$$

که در آن، f متغیر فرکانس و τ متغیر زمانی است.

با شروع از ابتدای سیگنال، تابع پنجره در سیگنال ضرب شده و سپس تبدیل فوریه این سیگنال پنجره شده محاسبه می‌گردد. در گام بعد، پنجره به میزان τ و f ، تبدیل فوریه زمان کوتاه محاسبه می‌گردد. با دقت در رابطه‌ی بالا می‌توان گفت تبدیل فوریه زمان-کوتاه نوعی تبدیل زمان-فرکانس، است چرا که خروجی آن دارای دو بعد فرکانس f و جابجایی زمانی τ است. در تبدیل فوریه، در حوزه فرکانس هیچ‌گونه مشکل تفکیک فرکانسی وجود ندارد، چرا که دقیقاً مشخص است چه فرکانس‌هایی در سیگنال موجود می‌باشد. به طور مشابه در حوزه زمان، مقدار سیگنال، در هر نمونه زمانی معلوم بود و لذا هیچ مشکلی با قدرت تفکیکی زمانی وجود ندارد. به طور عکس، قدرت تفکیک بهتر زمانی در حوزه فرکانس و قدرت تفکیک بهتر فرکانسی در حوزه زمان در تبدیل فوریه صفر است، چرا که در حوزه مورد نظر، هیچ‌گونه اطلاعاتی از آنها در اختیار نیست. از طرف دیگر باید دقت داشت آنچه که سبب می‌شود که در حوزه فرکانس بهترین قدرت تفکیک بهتر فرکانسی را دارا باشیم، در حقیقت همان هسته‌ی $e^{-j2\pi ft}$ است که در تمام زمان‌ها از $-\infty$ تا $+\infty$ وجود دارد. حال آنکه در تبدیل فوریه زمان-کوتاه، طول پنجره مورد استفاده متناهی است که سبب کاهش قدرت تفکیک بهتر فرکانسی می‌گردد. بدین

^۱Short-term Fourier Transform

سان در تبدیل فوریه زمان-کوتاه دقیقاً مشخص نیست چه مولفه‌ی فرکانسی در سیگنال موجود است بلکه تنها یک باند فرکانسی وجود دارد.

بنابراین به دلیل محدود بودن طول پنجره، قدرت تفکیک بهتر فرکانسی تبدیل فوریه زمان-کوتاه بهترین نخواهد بود. هر چه طول پنجره مورد استفاده بزرگتر باشد، به سمت تبدیل فوریه گسترش می‌یابد. بنابراین با انتخاب پنجره زمانی بزرگ، قدرت تفکیک بهتر فرکانسی افزایش می‌یابد. در صورتی که قدرت تفکیک بهتر زمانی یک پنجره بزرگ کم است. در نقطه مقابل، با انتخاب پنجره زمانی کوچک، قدرت تفکیک بهتر زمانی خوبی خواهیم داشت اما قدرت تفکیک بهتر فرکانسی نامناسب خواهد بود. از آنجا که پنجره به کار رفته در محاسبه تبدیل فوریه زمان-کوتاه ثابت است، بنابراین برحسب سیگنال مورد تحلیل، باید نوع مصالحه بین قدرت تفکیک بهتر زمانی و فرکانسی قائل شویم، چرا که نمی‌توان هم زمان هر دو را خوب کرد.

موضوع مهم در اینجا انتخاب اندازه پنجره است. باید دقت داشت که انتخاب پنجره با طول بزرگتر هر چند به افزایش قدرت تفکیک بهتر کمک می‌کند، اما فرض ایستا بودن قطعه‌های پنجره شده سیگنال را تحت شعاع قرار می‌دهد. پاسخ این مسئله به کاربرد مورد نظر بستگی دارد و غالباً با توجه به سیگنال مورد تحلیل می‌توان طولی از پنجره را انتخاب نمود که در عین حفظ اعتبار فرض ایستایی، قدرت تفکیک بهتر زمانی و فرکانسی قابل قبولی داشته باشد. اما با توجه به دشواری این رویکرد و وابستگی آن به سیگنال، ایده استفاده از نوع تبدیل با قدرت تفکیک بهتر قابل تغییر که منجر به پیدایش تبدیل موجک شد که در ادامه به توضیح آن پرداخته می‌شود.

۴-۲ تبدیل موجک پیوسته

تبدیل موجک پیوسته^۱ به عنوان روش جایگزین بر تبدیل فوریه زمان-کوتاه ارائه گردید و اهداف آن، فائق آمدن بر مشکلات مربوط به قدرت تفکیک بهتر در تبدیل فوریه زمان-کوتاه است. در آنالیز موجک، مشابه با تبدیل فوریه زمان-کوتاه، سیگنال مورد نظر در یک تابع موجک ضرب می‌شود که در حقیقت نقش همان تابع پنجره را دارد. تبدیل موجک به طور جداگانه بر روی قطعه‌های زمانی مختلف سیگنال انجام می‌شود. اما ماهیتاً دو اختلاف عمده با تبدیل فوریه زمان کوتاه دارد که عبارتند از:

¹ Continuous Wavelet Transform

۱- در تبدیل موجک از سیگنال پنجره شده، تبدیل فوریه گرفته می‌شود و بنابراین

پیک‌های منفرد متناظر با یک سینوس، یا به عبارت دیگر فرکانس‌های منفی محاسبه نمی‌شود.

۲- در تبدیل موجک، عرض پنجره به موازات تغییر مولفه‌های فرکانسی تغییر می‌کند که بطور حتم مهمترین ویژگی موجک است.

بر این اساس تبدیل موجک پیوسته به صورت زیر تعریف می‌گردد:

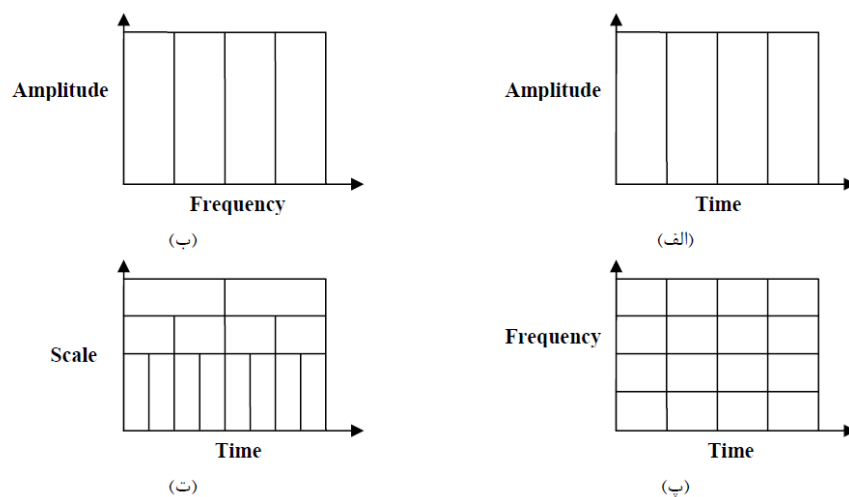
$$\Psi_X^\Psi(\tau, s) = \frac{1}{\sqrt{s}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \Psi^* \frac{(t - \tau)}{s} \quad (3-4)$$

که در آن τ و s به ترتیب پارامترهای انتقال (Transformation) و مقیاس (Scaling) می‌باشند. مفهوم انتقال دقیقاً مشابه با مفهوم انتقال زمانی در تبدیل فوریه زمان کوتاه است که میزان جابجایی پنجره را معلوم می‌کند و به وضوح اطلاعات زمانی تبدیل را در بردارد. اما برخلاف تبدیل موجک زمان کوتاه، در تبدیل موجک به طور مستقیم پارامتر فرکانس وجود ندارد. در عوض، پارامتر مقیاس است که به طور معکوس با فرکانس ارتباط دارد. در رابطه (۳-۴) Ψ تابع پنجره است که اصطلاحاً موجک مادر نامیده می‌شود.

-قدرت تفکیک بهتر در صفحه‌ی زمان-فرکانس

قدرت تفکیک بهتر عامل اصلی روی آوردن از تبدیل فوریه زمان-کوتاه به تبدیل موجک بود. شکل ۴-۱ توصیف‌های مختلف قدرت تفکیک بهتر در صفحات زمان، فرکانس و زمان-فرکانس را برای تبدیل‌های مختلف نشان می‌دهد. هر باکس مستطیلی متناظر با یک مقدار در صفحه مربوطه می‌باشد. توجه داریم که صفحات زمان-فرکانس، هر باکس یک مساحت غیر صفر دارد که بیان‌کننده این است که مقدار دقیق یک نقطه در صفحه زمان-فرکانس قابل دانستن نیست. به عبارت دیگر، تمام نقاطی که در صفحه زمان-فرکانس در یک باکس قرار می‌گیرند، توسط یک مقدار تبدیل متناظر توصیف می‌گردند. شکل ۴-۱ نشان می‌دهد که به واسطه ثابت بودن پنجره در تبدیل فوریه زمان-کوتاه قدرت تفکیک بهتر ایجاد شده در همه جای صفحه زمان-فرکانس ثابت است. حال آن که در تبدیل موجک، طول و عرض باکس‌های مستطیلی که در حقیقت المان‌های قدرت تفکیک بهتر می‌باشد، تغییر می‌کند اما

همچنان مساحت آنها ثابت می‌ماند. به بیان دیگر هر باکس نشان‌دهنده یک بخش یکسان از صفحه زمان-فرکانس است. که البته در جاهای مختلف، به زمان و فرکانس سهم متفاوت اختصاص یافته است. دقت داریم که در مقیاس‌های بالا، ارتفاع باکس‌ها کوتاه‌تر است که متناظر با قدرت تفکیک بهتر فرکانسی بهتر است و عرض باکس‌ها بزرگ‌تر است که بیان‌کننده قدرت تفکیک بهتر زمانی ضعیف می‌باشد. شایان ذکر است که مساحت باکس‌ها به نامساوی هایزنبرگ مربوط می‌شود و بستگی به نوع موجک مادر بکار رفته دارد. می‌توان نشان داد که فارغ از اینکه موجک مادر بکار رفته چه باشد، کران پایین مساحت باکس‌ها به عدد $\frac{\pi}{4}$ محدود می‌شود چرا که بر اساس عدم قطعیت هایزنبرگ، نمی‌توان عرض باکس‌ها را تا جای ممکن کم کرد.



شکل ۴-۱: نمایش قدرت تفکیک بهتر در صفحات مختلف.

(الف) صفحه زمان، (ب) صفحه فرکانس، (ج) صفحه زمان-فرکانس در تبدیل فوریه زمان-کوتاه، (د) صفحه زمان-

فرکانس در تبدیل موجک

تبدیل موجک یکی پرکاربردترین تبدیلات ریاضی در حوزه پردازش و به ویژه پردازش سیگنال و تصویر می‌باشد. با توجه به ماهیت آنالیز چندقدرت تفکیک بهتری، این تبدیل جای خود را در بسیاری از کاربردهای پردازشی باز کرده است و بعضاً به عنوان توانمندترین ابزار رخ می‌نماید. تبدیل موجک پیوسته در ژئوفیزیک بسیار پرکاربرد است [Grossmann and Morlet, 1984].

در میدان پتانسیل تبدیل موجک به طور گسترده برای توصیف منابع به کار می رود.

[Martelet, 2001; Moreau et al, 1997; Moreau et al,1999; Fedi and Quarta, 1998; Quadfeul et]

اونادفئول و علیوآن^۱ (۲۰۱۳) استفاده از تبدیل موجک پیوسته را برای تفسیر داده‌های گرانی پیشنهاد دادند، این روش توانایی خود را نشان داده است و مدل زمین‌شناسی بدست آمده با مرزهایی که در سطح ظاهر می‌شود همبستگی دارد. در این‌جا از تبدیل موجک پیوسته جهت دو بعدی برای بدست آوردن مرز ساختار داده‌های گرانی استفاده شده است. ایده‌ی اصلی بر اساس نقشه حداکثر ضرایب تبدیل موجک پیوسته برای طیف گسترده‌ای از مقیاس‌ها که در محاسبه‌ی تبدیل موجک استفاده می‌شود، مقایسه بین ادامه فراسو و تبدیل موجک مورد استفاده قرار گرفته شده است [Fedi and Cascone, 2011; Quadfeul and Aliouane, 2013] و نقشه حداکثر ضرایب DCWT می‌تواند ساختار مرزها را شناسایی کند.

۳-۴ تبدیل موجک پیوسته جهت دو بعدی

تبدیل موجک پیوسته جهت دو بعدی اولین بار توسط مورنزی (۱۹۹۰) معرفی شد. موجک‌های جهت‌ی به جهت منبع حساس می‌باشند، در واقع وابسته به زاویه قرار گیری منبع هستند. از جمله موجک‌های جهت‌ی، موجک پواسون، موجک مورلت، موجک کوشی را می‌توان نام برد.

تابع موجک مورلت دو بعدی به صورت رابطه (۴-۴) تعریف می‌شود:

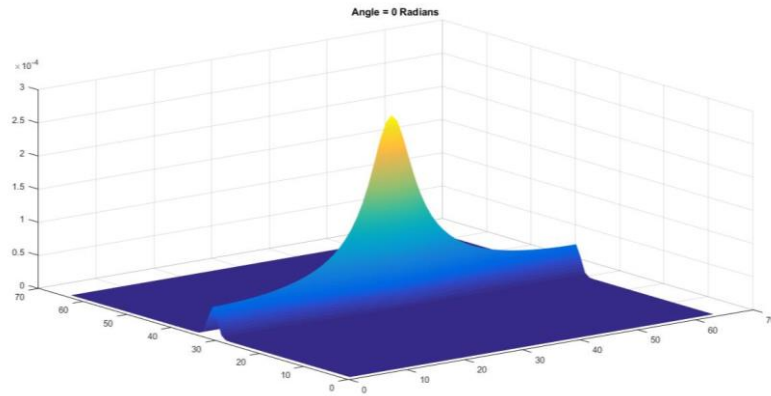
$$\tilde{\varphi}(\omega_x, \omega_y) = \exp\left(-\sigma\left((\omega_x - \omega_0)^2 + \left(\frac{-\epsilon\omega_y}{2}\right)^2\right)\right) \quad (4-4)$$

که در آن $\omega_0 \in R$ $\sigma \in R$ $\epsilon \in R$ و مقادیر ω_x, ω_y عددهای موج در حوزه فرکانس می‌باشند.

برای موجک جهت‌ی مورلت اگر زاویه ۰ درجه در نظر گرفته شود در این صورت شکل زیر بدست

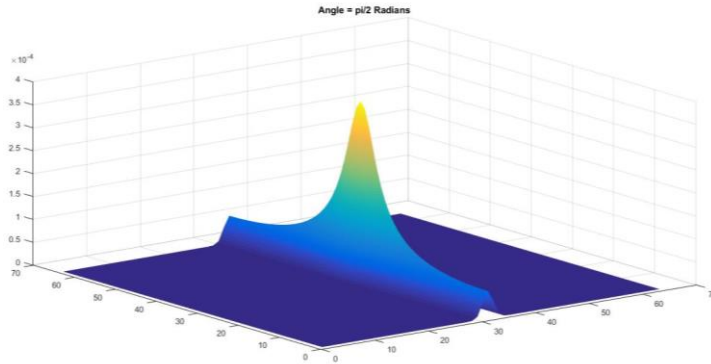
می‌آید:

¹ Quadfeul and Aliouane



شکل ۴-۲: خروجی موجک جهتی مورلت برای زاویه ۰ درجه

و اگر برای زاویه ۹۰ درجه محاسبه شود، شکل (۴-۲) بدست می آید:



شکل ۴-۳: خروجی موجک جهتی مورلت برای زاویه ۹۰ درجه

با توجه به خروجی دو شکل (۴-۲) و (۴-۳)، خروجی موجک جهتی مورلت با تغییر زاویه، تغییر کرده است.

موجک پواسون یک موجک جهتی است، جهت نمایش منبع با توجه به زاویه آن تغییر می کند. تجزیه موجک تابع $f \in L^2(\mathbb{R}^2)$ همراه موجک تحلیلی $g \in L^2(\mathbb{R}^2)$ برای همه $a > 0$ و $b \in \mathbb{R}^2$ و

$\alpha \in [0, 2\pi]$ به صورت رابطه (۴-۵) تعریف می شود: [ouadfeul and aliouane, 2013]

$$w_{g,f}(a, b, a') = \iint_{\mathbb{R}^2} f(x) \frac{1}{a} g\left(r_{-a'}\left(\frac{x-b}{a}\right)\right) dx \quad (۴-۵)$$

در این رابطه $r_{-a'}$ یک چرخش با زاویه $-a'$ در \mathbb{R}^2 می باشد. یک مثال از تبدیل موجک جهتی،

گرادیان موجک گوسی ∇G می‌باشد؛ زیرا کانولوشن یک تصویر با ∇G برابر با گرادیان ضرایب تبدیل موجک تحلیلی پیوسته می‌باشد. کنی برای شناسایی لبه از ابزار دیگری استفاده کرده است [Arneodo et al., 2003] و هانگ (۱۹۹۲) استفاده از گرادیان گوسی به عنوان یک موجک تحلیلی را پیشنهاد کردند. تبدیل موجک تابع f ، همراه با یک موجک تحلیلی $g = \nabla G$ ، یک بردار برای همه $a > 0$ و $b \in \mathbb{R}^2$ می‌باشد که به صورت رابطه زیر تعریف شده است [Ouafeul and Aliouane, 2013]:

$$w_{\nabla g} f(a, b) = \iint_{\mathbb{R}^2} f(x) \frac{1}{a} \nabla G\left(\frac{x-b}{a}\right) dx \quad (۶-۴)$$

در صورتی که $g = \frac{\partial G}{\partial x}$ انتخاب شود، این تبدیل به وسیله رابطه زیر با تبدیل موجک جهتی مرتبط می‌شود [ouadfeul and aliouane, 2013]:

$$w_{\frac{\partial G}{\partial x}} f(a, b, a') = u_{a'} w_{\{\nabla G\}} f(a, b) \quad (۷-۴)$$

در این رابطه، $u_{a'}$ محور واحد در جهت $a' : u_{a'} = (\cos(a'), \sin(a'))$ می‌باشد، و " " حاصل ضرب عددی در \mathbb{R}^2 است.

در این تحقیق از تبدیل موجک جهتی هسته پواسون (poisson kernel) که در رابطه (۴-۸) تعریف شده است استفاده شده است [Fedi and Cascone, 2008]:

$$G(x, y) = \frac{1}{2\pi} \frac{1}{[x^2 + y^2 + 1]^{\frac{3}{2}}} \quad (۸-۴)$$

تبدیل فوریه هسته پواسون به صورت رابطه زیر می‌باشد [Dean, 1958]:

(۹-۴)

$$\hat{P}_a(x, y) = e^{-a\sqrt{(wx^2 + wy^2)}}$$

در این رابطه \dot{P} تبدیل فوریه G و ω_x, ω_y عددهای موج در حوزه فرکانس و a فاکتور مقیاس می‌باشند.

ضرایب تبدیل موجک جهتی میدان پتانسیل f در مقیاس a ، برابر با ادامه فراسو میدان در سطح $z=a$ است. از آنجایی که روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی یک فیلتر پایین‌گذر می‌باشد حساسیت کمتری نسبت به نویز دارد.

فصل پنجم

اعمال روش‌های مشتق افقی بهبود

یافته و تبدیل موجک پیوسته جهتی دو

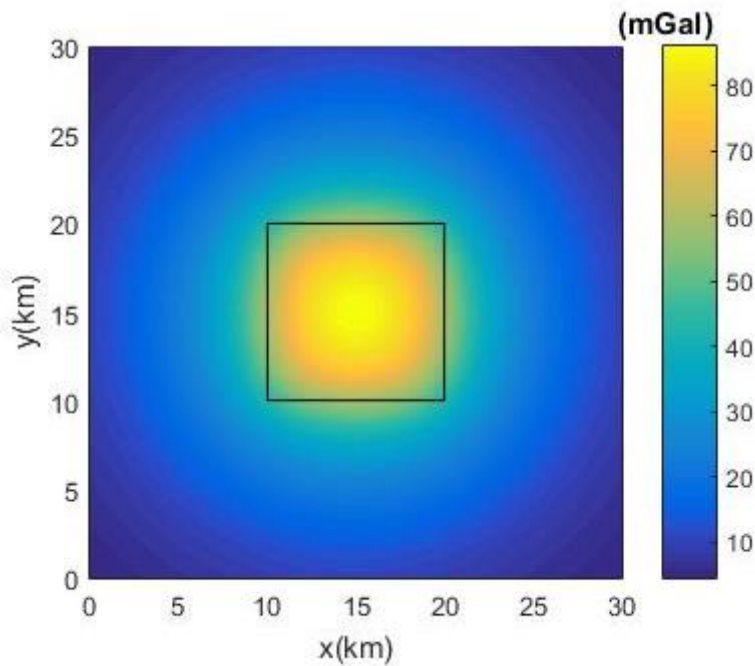
بعدی روی داده‌های مصنوعی

۵-۱ مقدمه

تعیین محل برخورد یا مرز ساختارهای زمین شناسی از کاربردی‌ترین مسائلی است که همواره در زیرشاخه‌های مختلف مجموعه علوم زمین از جمله ژئوفیزیک مطرح بوده است. روش‌های گوناگونی برای بدست آوردن مرز ساختارهای زمین شناسی از روی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل وجود دارد. سال‌ها تعیین مرز آنومالی‌های سازنده میدان گرانی با استفاده از مشتق قائم و مشتق افقی انجام می‌شد. روش مشتق افقی یکی از روش‌های تعیین تقریبی مرزها یا محل برخورد لبه‌های چشمه میدان پتانسیل است. مهمترین مزیت این روش حساسیت کم آن نسبت به نوفه موجود در داده است. از روش‌هایی که می‌توانند ابزاری باشند برای تعیین مرز آنومالی‌های میدان پتانسیل، روش مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک است. مشتق افقی بهبود یافته روشی با قدرت تفکیک بهتر بالا برای تعیین مرزهای افقی منابع گرانی و مغناطیس ارائه می‌دهد. روش تبدیل موجک نیز به صورت گسترده در پردازش و تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی، استفاده می‌شود. به منظور بررسی نحوه عملکرد روش مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی داده‌های گرانی جهت تفکیک و بارزسازی مرز واحدها و اجسام آنومال، ابتدا بر روی داده‌های گرانی حاصل از مدل‌های مصنوعی انجام شده است.

۵-۲ مدل مصنوعی تک منشور

به منظور سادگی در مدل‌های مصنوعی در ابتدا از یک مدل مصنوعی تک منشور استفاده شده است به طوری که یک منشور با ابعاد مشخص در یک شبکه برداشتی 30×30 کیلومتر اثر گرانی منشور محاسبه شده است. تباین چگالی این منشور با محیط اطراف یک گرم بر سانتیمتر مکعب منظور شده است که سطح بالای آن در ارتفاع $0/5$ کیلومتری سطح زمین قرار دارد. فاصله‌ی نمونه برداری در هر راستای x و y برابر $0/3$ کیلومتر در نظر گرفته شده است. اثر بی‌هنجاری قائم گرانی مربوط به مدل مصنوعی تک منشوری در شکل (۵-۱) نشان داده شده است. کادر مشکی مدل مصنوعی تک منشور را نمایش می‌دهد.



شکل ۵-۱: بی‌هنجاری گرانی حاصل از مدل مصنوعی تک منشوری

۵-۲-۱ اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته روی مدل مصنوعی تک منشور

برای محاسبه EHD، سیگنال φ به صورت رابطه‌ی زیر تعریف شده است:

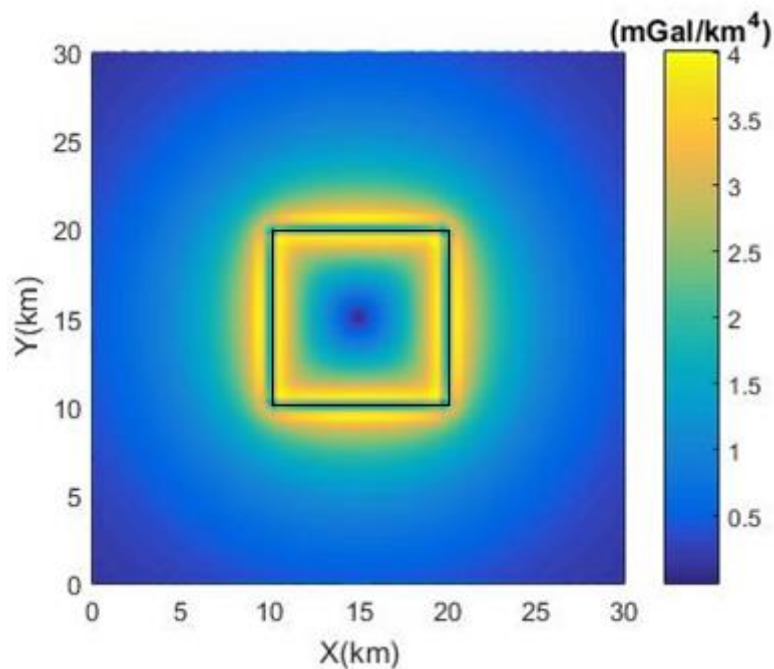
$$\varphi(x, y, z_0 + \Delta s) = g(x, y, z_0) + g^{(1)}(x, y, z_0) + g^{(2)}(x, y, z_0) + \dots + g^{(m)}(x, y, z_0) \quad (1-5)$$

که در آن g داده‌های برداشت شده گرانی می‌باشد، $g^{(1)}$ مشتق قائم مرتبه‌ی اول داده‌های گرانی، $g^{(2)}$ مشتق قائم مرتبه‌ی دوم داده‌های گرانی و به همین ترتیب $g^{(m)}$ مشتق قائم مرتبه‌ی m ام داده‌های گرانی می‌باشند.

اگر از سیگنال φ مشتق افقی گرفته شود می‌توان EHD را به صورت معادله‌ی زیر تعریف کرد:

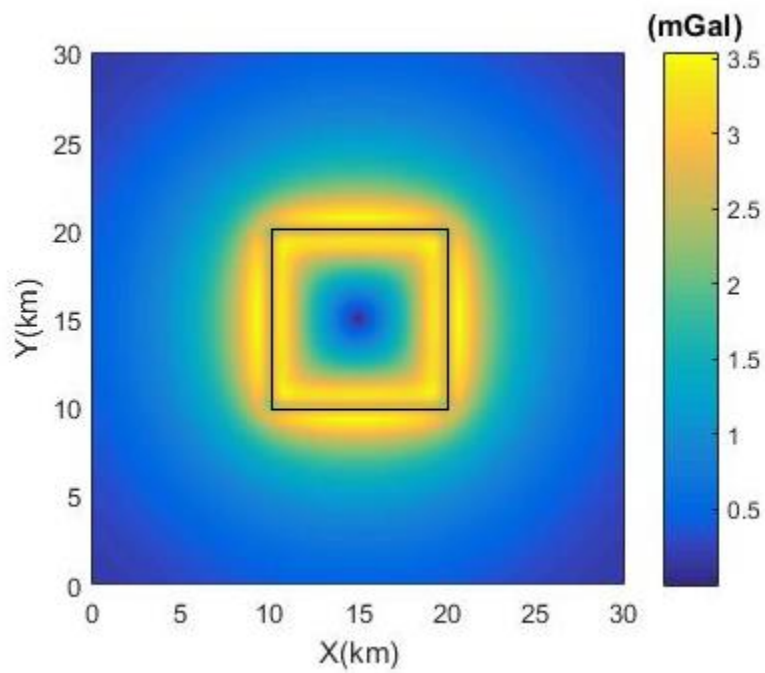
$$\text{EHD}(x, y) = \sqrt{\left[\left(\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \varphi}{\partial y}\right)^2\right]} \quad (2-5)$$

پس از کدنویسی در محیط نرم‌افزار متلب، مقدار مشتق افقی بهبود یافته محاسبه شده است. نتیجه اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته روی داده گرانی حاصل مدل مصنوعی تک منشور در شکل (۲-۵) ارائه شده است. همان‌گونه که در شکل دیده می‌شود این روش توانسته محدوده جسم آنومال را مشخص نماید. در این شکل سیگنال φ تا مشتق قائم مرتبه سوم در نظر گرفته شده است.



شکل ۵-۲: تعیین مرز تک منشوری با استفاده از مشتق افقی بهبود یافته

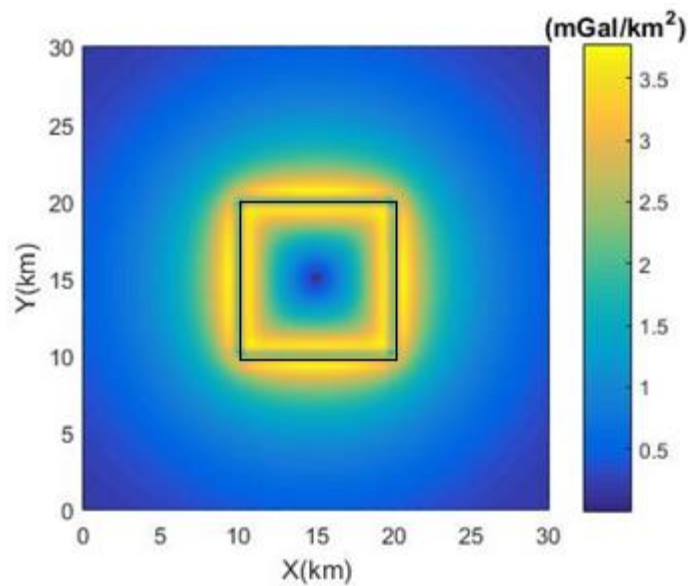
جملات مرتبه پایین دارای دامنه بزرگی می‌باشند، اگر در معادله φ تعریف شده در فصل مرتبط با روش مشتق افقی بهبود یافته، جملات مرتبه پایین‌تر در نظر گرفته شود، می‌تواند کاهش نسبت سیگنال به نویز را خنثی کند. مشتق افقی از مشتقات قائم مرتبه بالا یک الگوی پیچیده را نمایش می‌دهد و تمایل دارد حداکثر مطلق را در گوشه‌های منبع نمایش دهد. در دامنه پایین، جملات مرتبه بالا در رابطه (۵-۱) قدرت تفکیک بهتر و واضح‌تری را از گوشه‌های منبع نمایش می‌دهند. با نگاهی به مشتق افقی از مرتبه‌های مختلف مشتق قائم، می‌توان درک بهتری از کاربرد روش EHD روی داده‌ها بدست آورد. در ابتدا معادله φ ، فقط داده گرانی در نظر گرفته شده است که شکل ۵-۳ نتیجه روش EHD را نمایش می‌دهد:



شکل ۳-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با روش مشتق افقی بهبود یافته از داده‌های میدان گرانی تک منشور

با توجه به معادله φ و شروع معادله از مدل گرانی تک منشور تا مشتق قائم مرتبه اول (معادله ۵-۵) -
 (۳) با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته شکل (۴-۵) بدست می‌آید:

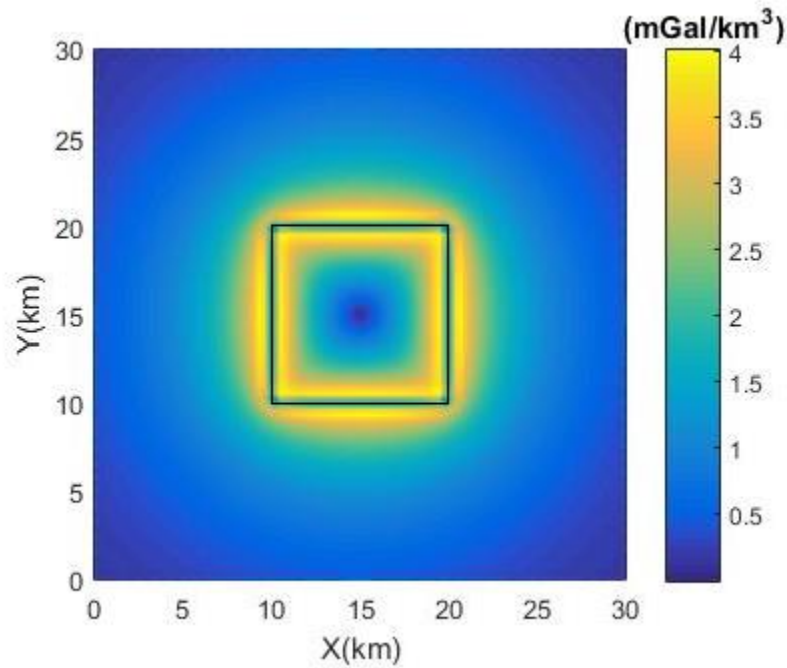
$$\varphi(x, y, z_0 + \Delta s) = g(x, y, z_0) + g^{(1)}(x, y, z_0) \quad (۳-۵)$$



شکل ۴-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با روش مشتق افقی بهبود یافته از اولین مشتق قائم تک منشور

اگر سیگنال φ ، تا مرتبه دوم مشتق قائم در نظر گرفته شود، معادله (۴-۵) بدست می‌آید که با توجه به این رابطه، مشتق افقی بهبود یافته بدست می‌آید. بر اساس این معادله شکل (۵-۵) رسم شده است که مرز جسم آنومال بدست آمده است.

$$\varphi(x, y, z_0 + \Delta s) = g(x, y, z_0) + g^{(1)}(x, y, z_0) + g^{(2)}(x, y, z_0) \quad (۴-۵)$$

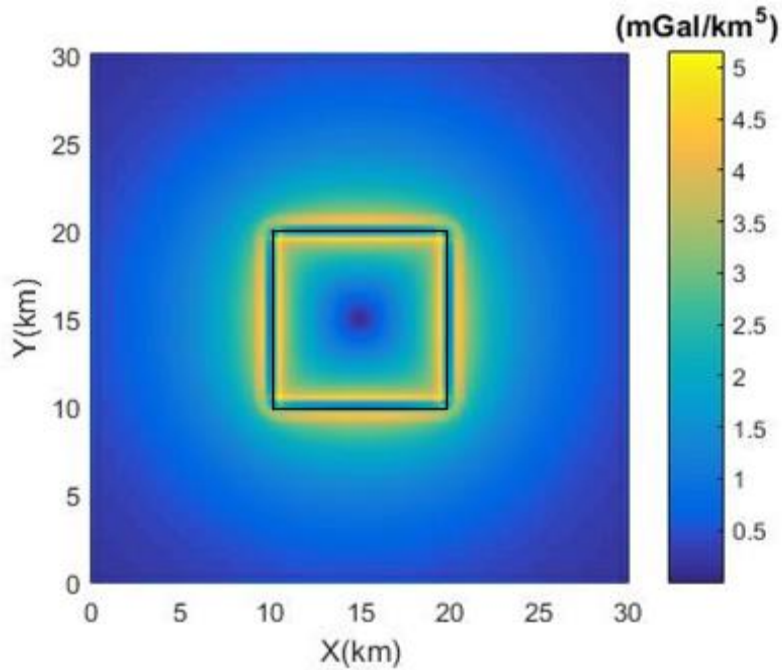


شکل ۵-۵: تعیین مرز با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته تا دومین مرتبه مشتق قائم تک منشور

مشتق تا مرتبه چهارم نیز محاسبه و نقشه حاصل در شکل (۶-۵) رسم شده است. مطابق این شکل اثر جسم آنومال به نسبت نمایش داده شده است:

(۵-۵)

$$\varphi(x, y, z_0 + \Delta s) = g(x, y, z_0) + g^{(1)}(x, y, z_0) + g^{(2)}(x, y, z_0) + g^{(3)}(x, y, z_0) + g^{(4)}(x, y, z_0)$$

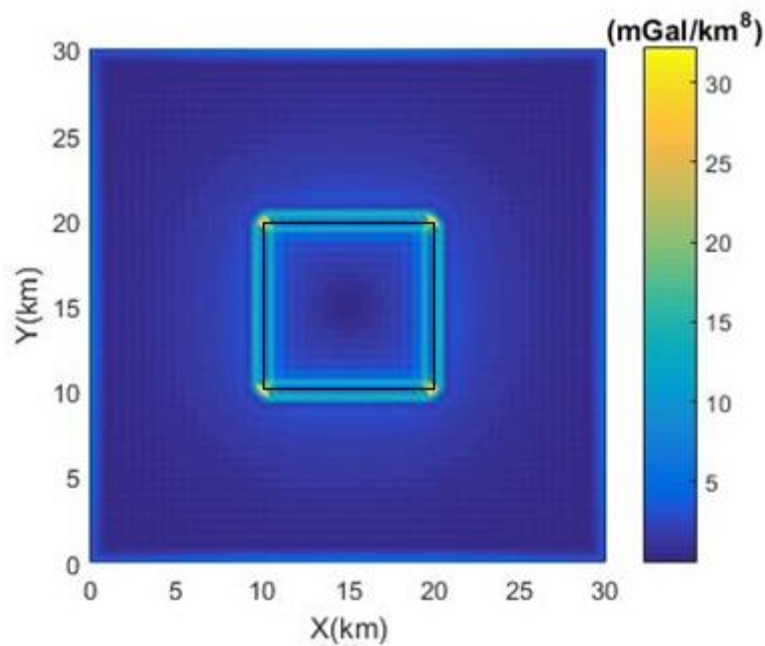


شکل ۵-۶: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته تا چهارمین مرتبه مشتق قائم

حال اگر سیگنال φ را برای مشتقات قائم داده‌های گرانی تا مرتبه ۷ در نظر گرفته شود، در شکل (۷-۵)، گوشه‌های موقعیت جسم آنومال دیده می‌شود:

(۵-۶)

$$\varphi(x, y, z_0) = f(x, y, z_0) + f^{(1)}(x, y, z_0) + f^{(2)}(x, y, z_0) + f^{(3)}(x, y, z_0) + f^{(4)}(x, y, z_0) + \dots + f^{(7)}(x, y, z_0)$$



شکل ۷-۵: تعیین مرز مدل مصنوعی تک منشوری با محاسبه مشتق افقی بهبود یافته تا هفتمین مرتبه مشتق قائم

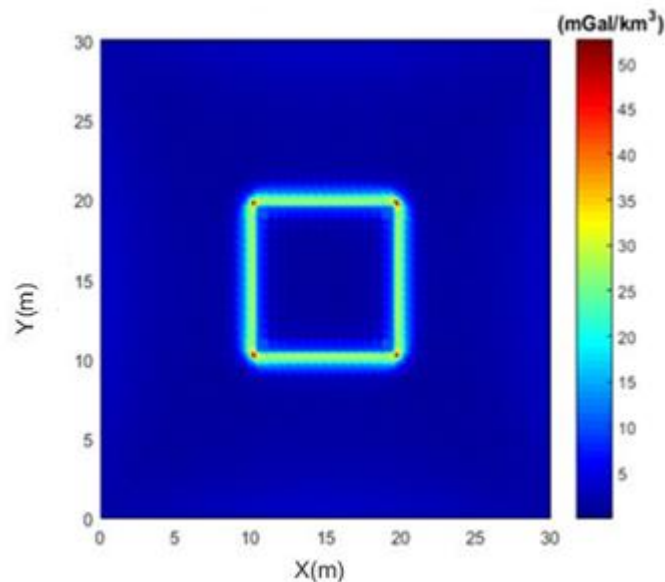
به این ترتیب با افزایش مرتبه مشتق قائم و با شروع از داده‌های گرانی با توجه به رابطه (۵-۱) مرزهای جسم بی‌هنجار را می‌توان آشکارسازی کرد. با افزایش مرتبه‌های مشتق گوشه‌های منبع آشکار می‌شود. با توجه به شکل‌های بدست آمده از مرزهای مدل مصنوعی تک منشوری، محاسبه EHD از جملات مرتبه پایین‌تر، مرزها را با وضوح بیشتری نمایش می‌دهند.

به منظور بررسی عملکرد روش EHD، نتایج آن با عملکرد روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته روش مقایسه شده است. طبق تعریف برای سیگنال تحلیلی بهبود یافته رابطه زیر را می‌توان نوشت [Hsu et

all,1995]

$$|A_2(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial^2 G_x}{\partial z^2}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 G_y}{\partial z^2}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2 G_z}{\partial z^2}\right)^2} \quad (7-5)$$

G_x, G_y و G_z به ترتیب، مشتق میدان پتانسیل G در جهت z, x, y می‌باشند. نتیجه اعمال سیگنال تحلیلی بهبود یافته بر روی مدل مصنوعی در شکل (۵-۸) ارائه شده است.



شکل ۵-۸: تعیین مرز تک منشوری با استفاده از روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته

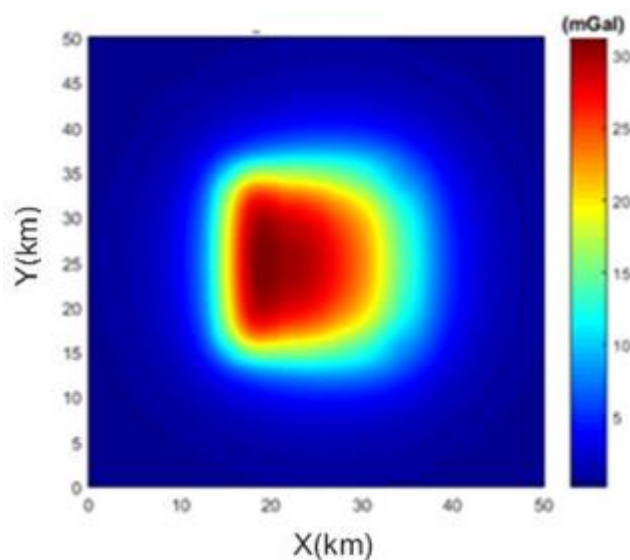
با توجه به شکل (۵-۸) و شکل (۵-۵)، روش مشتق افقی بهبود یافته نسبت به روش سیگنال

تحلیلی بهبود یافته مرزها را با وضوح بهتری نمایش داده شده است.

به منظور بررسی بیشتر عملکرد فیلتر مشتق افقی بهبود یافته، مدل مصنوعی شیب دار با مشخصات مندرج در جدول (۵-۱)، در نظر گرفته شده و اثر گرانی ناشی از چنین مدلی در شکل (۵-۹) آورده شده است و نتیجه اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته، روی مدل مذکور در شکل (۵-۱۰) ارائه شده است.

جدول ۵-۱: مشخصات مدل مصنوعی شیب دار

توده بی‌هنجار	تباين چگالی (gr/cm^3)	گسترش عمقی (km)	گسترش طولی (km)	گسترش عرضی (km)
منشور ۱	۱	۱-۲	۱۵-۲۰	۱۵-۳۵
منشور ۲	۱	۱.۵-۲.۵	۲۰-۲۵	۱۵-۳۵
منشور ۳	۱	۲-۳	۲۵-۳۰	۱۵-۳۵
منشور ۴	۱	۲.۵-۳.۵	۳۰-۳۵	۱۵-۳۵



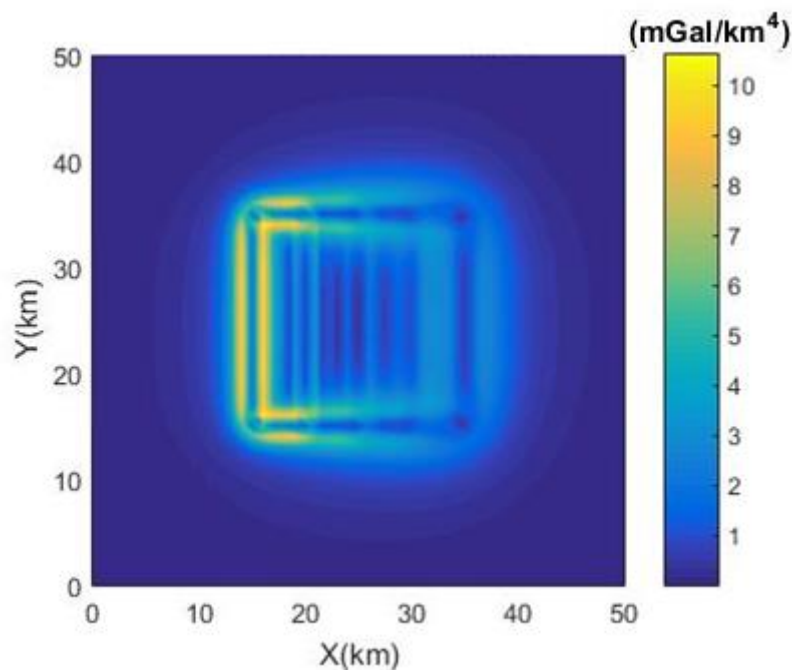
شکل ۵-۹. بی‌هنجاری گرانی حاصل از مدل مصنوعی شیب دار

روش مشتق افقی بهبود یافته روی این مدل مصنوعی، با لحاظ نمودن مشتق قائم مرتبه‌های ۱ تا

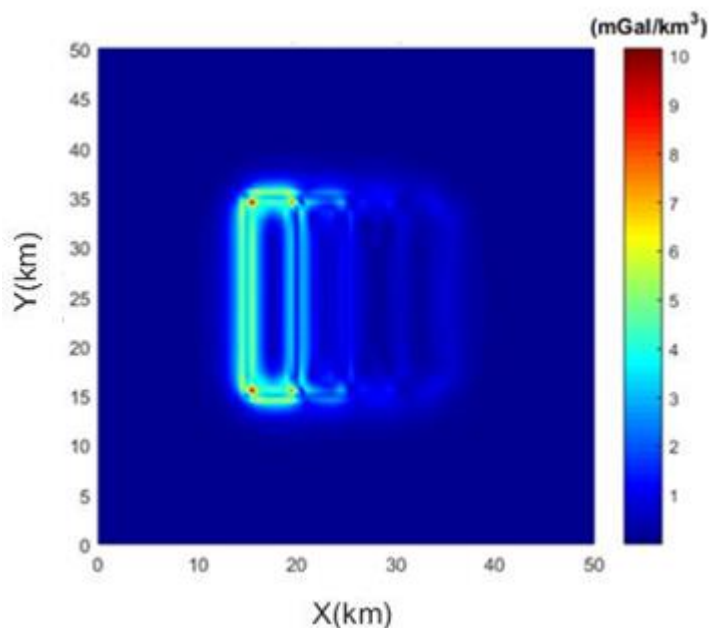
۳ و اثر گرانی اجرا شده است (رابطه ۵-۸).

نتیجه اعمال این روش روی این مدل مصنوعی که با یک درصد نوفه همراه شده است در شکل (۵-۱۰) ارائه شده است. همچنین نتیجه اعمال روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته روی اثر گرانی این مدل در شکل (۵-۱۱) آورده شده است.

$$\varphi(x, y, z_0) = g(x, y, z_0) + g^{(1)}(x, y, z_0) + g^{(2)}(x, y, z_0) + g^{(3)}(x, y, z_0) \quad (۵-۸)$$



شکل ۵-۱۰: نتیجه اعمال مشتق افقی بهبود یافته روی اثر گرانی حاصل از یک مدل مصنوعی شیب‌دار با یک درصد نوفه



شکل ۵-۱۱: تعیین مرز تک مدل مصنوعی شیب دار با استفاده از روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته با یک درصد نوفه
 با توجه به شکل (۵-۱۱)، روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته نسبت به روش مشتق افقی بهبود یافته مرزها را با دقت کمتری آشکار می کند.

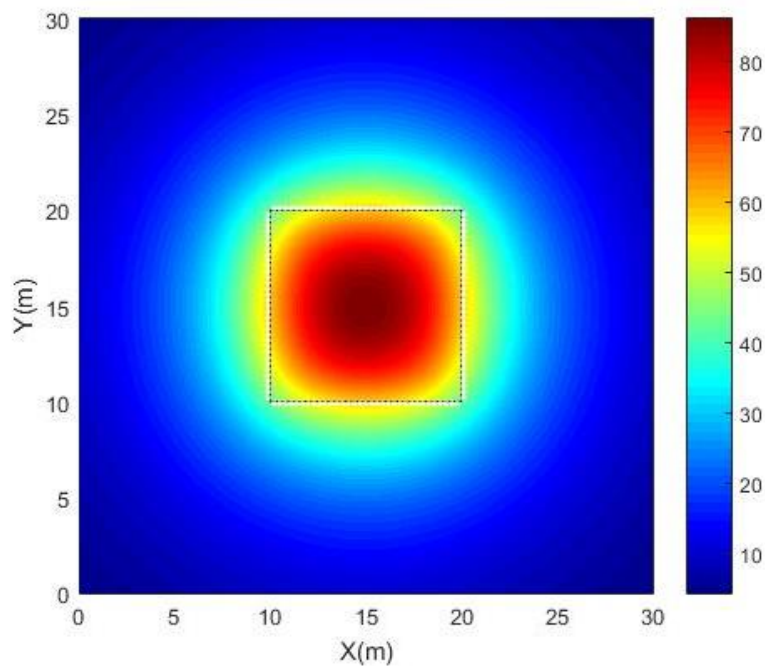
۵-۲-۲- اعمال روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی^۱ روی داده های مدل

مصنوعی تک منشوری

ابتدا روش DCWT برای تعریف مرز بر روی داده های بی هنجاری گرانی مدل مصنوعی تک منشور تعریف شده در بخش (۵-۲) اعمال شده است. در اولین گام، ضرایب موجک، محاسبه شد. موجک تحلیلی، هسته پوآسون می باشد. ضرایب تبدیل موجک پیوسته با استفاده از موجک تحلیلی هسته پوآسون محاسبه شده است

ضرایب تابع تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی تابعی از مکان و مقیاس می باشند. نقشه پیشینه برای مقیاس ۰/۵، در شکل (۵-۱۲) نمایش داده شده است. با توجه به این شکل، روش DCWT توانسته است مرزهای این مدل مصنوعی را به خوبی تشخیص دهد.

^۱ DCWT



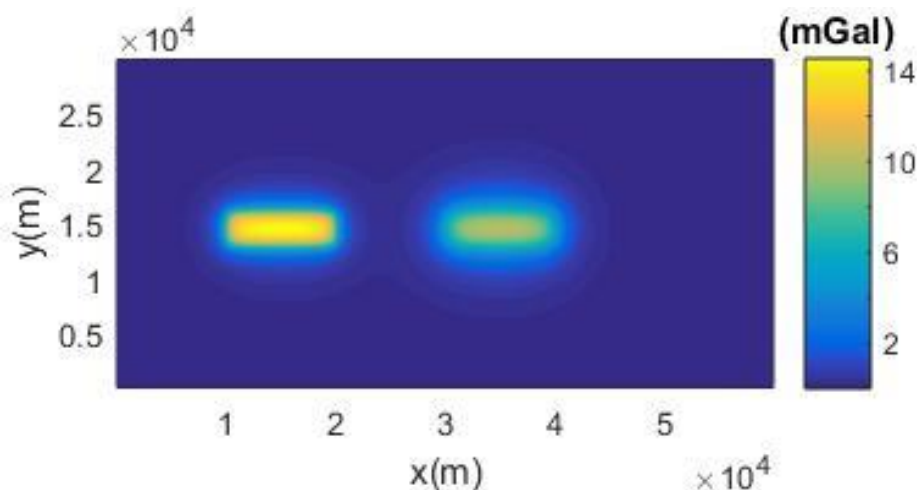
شکل ۵-۱۲: نقشه بیشینه ضرایب تبدیل موجک جهتی دو بعدی برای داده‌های مدل مصنوعی تک منشوری برای تعیین مرز با مقیاس ۰/۵

۵-۳ مدل مصنوعی دو منشور

به منظور بررسی اثر متقابل اجسام روی داده‌های میدان پتانسیل و عملکرد فیلتر روی آنها و جداسازی ساختارهای چندگانه مدل مصنوعی دیگری که از دو منشور تشکیل شده، مطابق جدول (۵-۲) می‌باشند طراحی و تهیه شده و اثر گرانی آنها محاسبه شد (شکل ۵-۱۳)، در این مدل مصنوعی فاصله‌ی نمونه برداری در هر دو راستای X و Y، برابر ۲۰۰ متر می‌باشد.

جدول ۵-۲: مشخصات مدل مصنوعی دو منشوری

توده‌ی بی‌هنجار	تباین چگالی (gr/cm^3)	گسترش طولی (m)	گسترش عرضی (m)	گسترش عمقی (m)
منشور ۱	۱	۱۰۰۰۰-۲۰۰۰۰	۱۳۰۰۰-۱۶۰۰۰	۵۰۰-۱۰۰۰
منشور ۲	۱	۳۰۰۰۰-۴۰۰۰۰	۱۳۰۰۰-۱۶۰۰۰	۱۲۰۰-۱۷۰۰



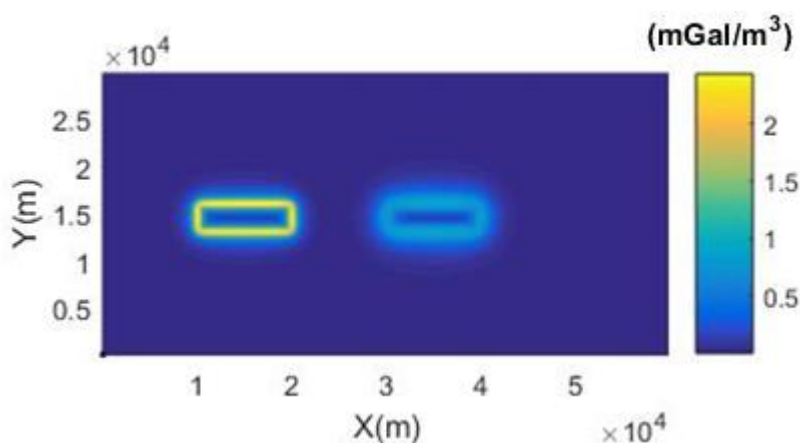
شکل ۵-۱۳: بی‌هنجاری گرانی حاصل مدل مصنوعی دو منشور

۱- اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته روی مدل مصنوعی دو منشور

با اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته بر روی داده‌های مدل مصنوعی دو منشور، با توجه به رابطه (۵-۱)، سیگنال φ از داده‌های گرانی شروع شده و تا مرتبه ۲ مشتق قائم ادامه دارد، به صورت معادله زیر می‌باشد:

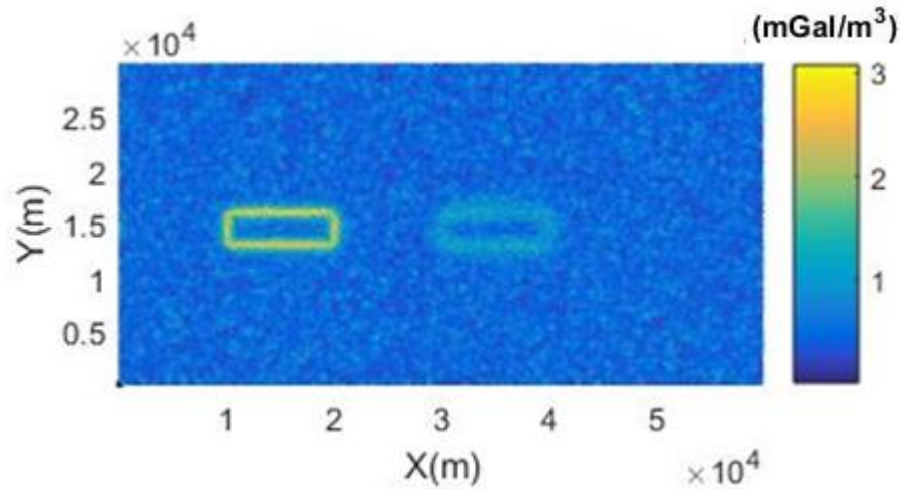
$$\varphi(x, y, z_0) = g(x, y, z_0) + g^{(1)}(x, y, z_0) + g^{(2)}(x, y, z_0) \quad (5-9)$$

مشتق افقی بهبود یافته مرز این مدل مصنوعی در شکل (۵-۱۴) نمایش داده شده، که مرز دوجسم با توجه به ارتفاعی که قرار دارند نمایش داده شده است.



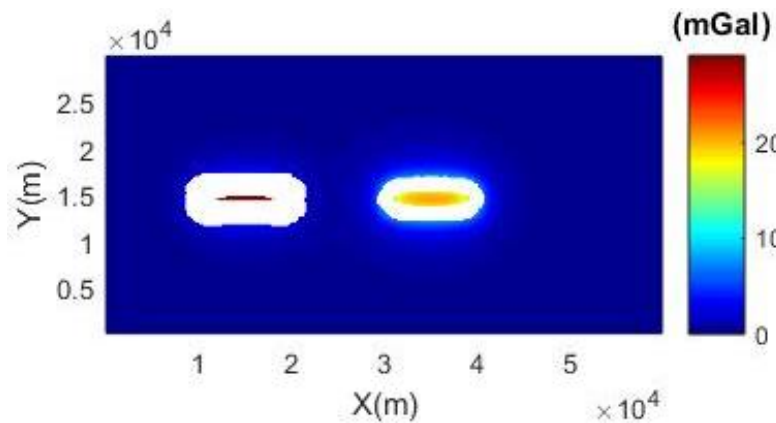
شکل ۵-۱۴: تعیین مرز مدل مصنوعی دو منشور با روش EHD

-اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته روی مدل مصنوعی دو منشور با نوفه ۳ درصد



شکل ۵-۱۵: تعیین مرز مدل مصنوعی دو منشور با روش EHD با نوفه ۳ درصد

-تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های مدل مصنوعی دو منشور

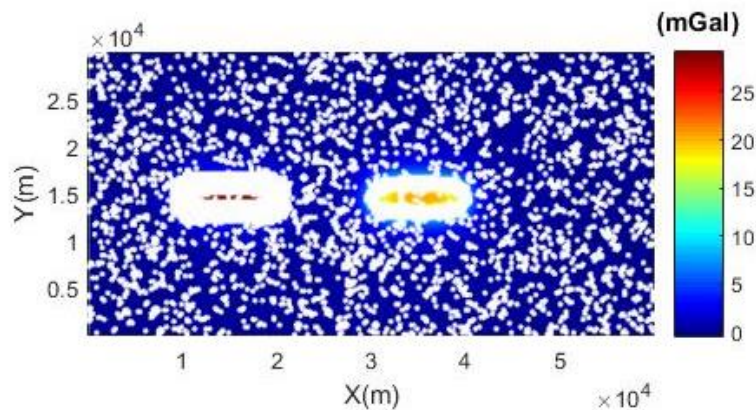


شکل ۵-۱۶: اعمال روش موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی مدل مصنوعی دو منشور

با توجه به شکل (۵-۱۶)، با مقیاس ۱ تا ۱۰، این روش توانسته مرز جسم را تشخیص دهد.

-تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های مدل مصنوعی دو منشور با ۳

درصد نوفه



شکل ۵-۱۷: اعمال روش موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی مدل مصنوعی دو منشور با ۳ درصد نوفه

۵-۴ اعمال فیلترهای مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی

روی داده‌های واقعی

۵-۴-۱ اعمال فیلتر مشتق افقی بهبود یافته روی داده‌های گرانی محدوده معدنی مس

مسیو سولفاید موبرون^۱

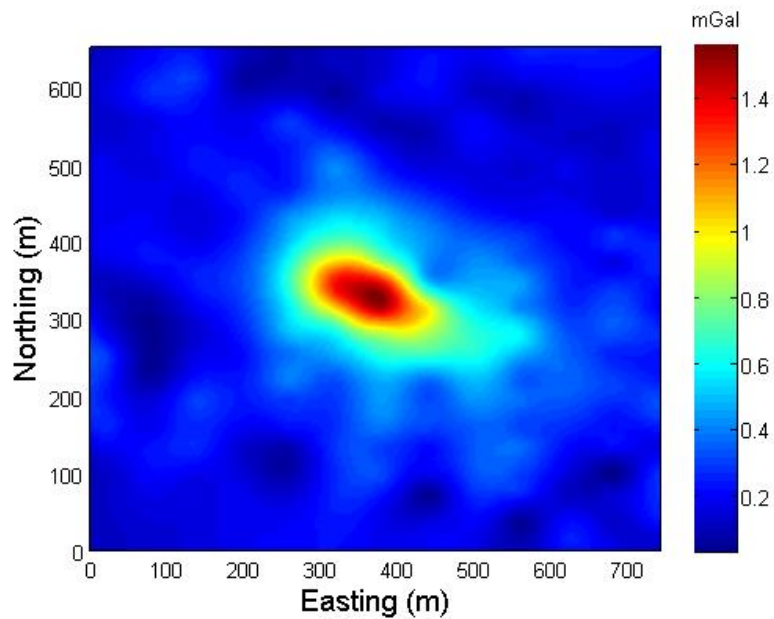
توده مس مسیوسولفاید موبرون در نزدیکی شهر نوراندا^۲ در ایالات کبک کانادا واقع شده است. سنگ میزبان این توده معدنی سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین میانی است. کانی‌سازی درون هاله سولفیدی متشکل از کانی پیریت به صورت توده‌ای و پراکنده به همراه مواد معدنی سولفیدی فلزات پایه با مقادیر کمی طلا و نقره می‌باشد. در این ناحیه اندازه‌گیری مقدار گرانی روی نقاط ایستگاهی به فاصله ۳۰ متری بر روی پروفیل‌هایی به فواصل ۶۰ متری انجام شده است [Roy et al, 1999].

نتایج حاصل از مغزه‌های حفاری نشان می‌دهد که ماده معدنی چگالی در حدود ۴/۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب درون سنگ‌های آتشفشانی با چگالی ۲/۷ گرم بر سانتی‌متر مکعب قرار گرفته است. نتایج بررسی‌های ژئوفیزیکی و داده‌های حفاری همدیگر را به خوبی تایید می‌کنند و بر این اساس شیب، عمق، گسترش ماده معدنی و ضخامت روباره تخمین زده شده است. ضخامت متوسط ماده معدنی تقریباً دوبرابر عمق روباره است، به طور کلی می‌توان گفت گسترش طولی توده معدنی در حدود ۳۰۰ متر، عرض آن ۳۰ متر و بیشترین گسترش عمقی آن ۱۸۰ متر می‌باشد [Grant and West, 1965]. گسترش

^۱.Mobrun

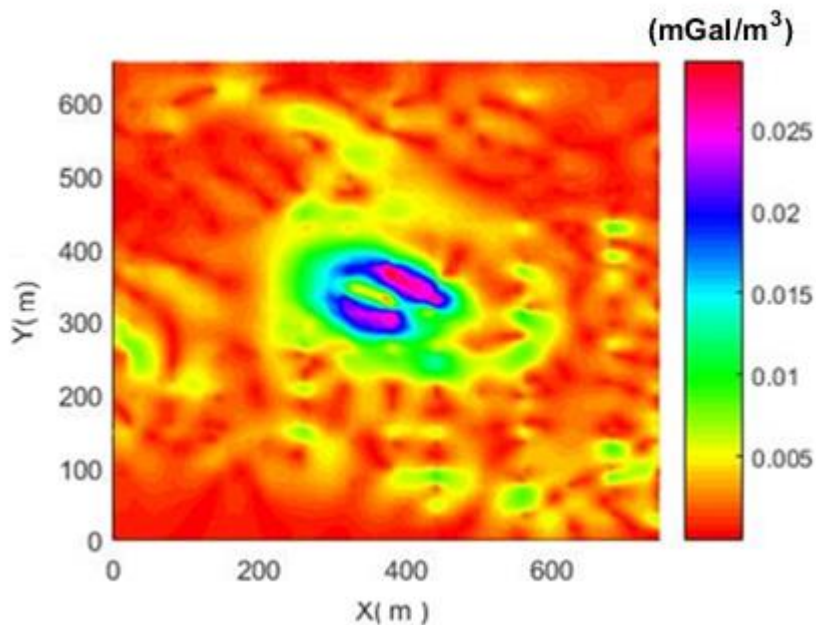
^۲.Noranda

ماده معدنی در جهت شمال غربی- جنوب شرقی است. در شکل (۵-۱۸) نقشه بی‌هنجاری باقیمانده گرانی محدوده مورد مطالعه ارائه شده است.



شکل ۵-۱۸: نقشه بی‌هنجاری باقیمانده گرانی

سیگنال ρ ، از داده‌های گرانی شروع شده است تا مشتق قائم مرتبه دوم ادامه دارد. با اعمال مشتق افقی بهبود یافته شکل (۵-۱۹)، بدست می‌آید.



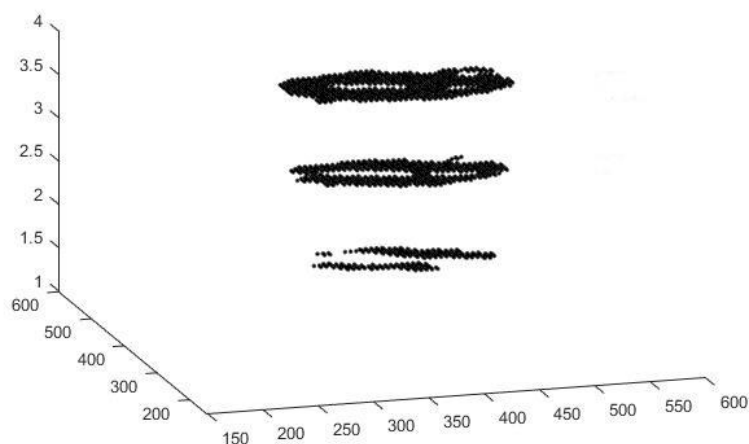
شکل ۵-۱۹: تعیین مرز با استفاده از روش مشتق افقی بهبود یافته

مطابق شکل (۵-۱۹)، این گونه می توان نتیجه گرفت که توده آنومال باید دو شاخه‌ای باشد که این موضوع را با مطالعه مقاطع اکتشافی حاصل حفاری‌های محدوده می توان بررسی کرد. در نتایج حفاری‌ها ماده معدنی در عمق حالت دو شاخه‌ای شده است، بنابراین می توان نتیجه گرفت که روش مشتق افقی بهبود یافته توانسته است این تفکیک را مشخص نماید.

۵-۴-۲ اعمال فیلتر تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی داده‌های گرانی محدوده معدنی مس مسیو سولفاید موبرون ۱

به منظور بررسی عملکرد روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی داده‌های واقعی، الگوریتم تعیین مرز با استفاده از تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی را بر روی داده‌های گرانی محدوده معدنی موبرون اعمال شد. توزیع نقاط برداشت، در عدم قطعیت نتایج تحلیل موجک نقش مهمی دارد. یک تحلیل موجک مناسب، نیاز به توزیع قابل قبول نقاط برداشت دارد. هیچ بازه خاصی برای بررسی تغییرات گرانی با استفاده از تبدیل موجک ندارد. تبدیل موجک به تغییرات کم داده میدان پتانسیل (مانند داده گرانی) که ناشی از نوفه می باشد حساس است [Quadfeul et al. 2013a].

در شکل (۵-۲۰)، بیشینه ضرایب تبدیل موجک برای مقیاس ۱ تا ۴، نقشه حاصل از عملکرد روش تهیه و رسم شده است.



شکل ۵-۲۰: نقشه ضرایب تبدیل موجک جهتی دو بعدی برای مقیاس ۱ تا ۴ بر روی داده‌های معدنی مس مسیو سولفاید موبرون

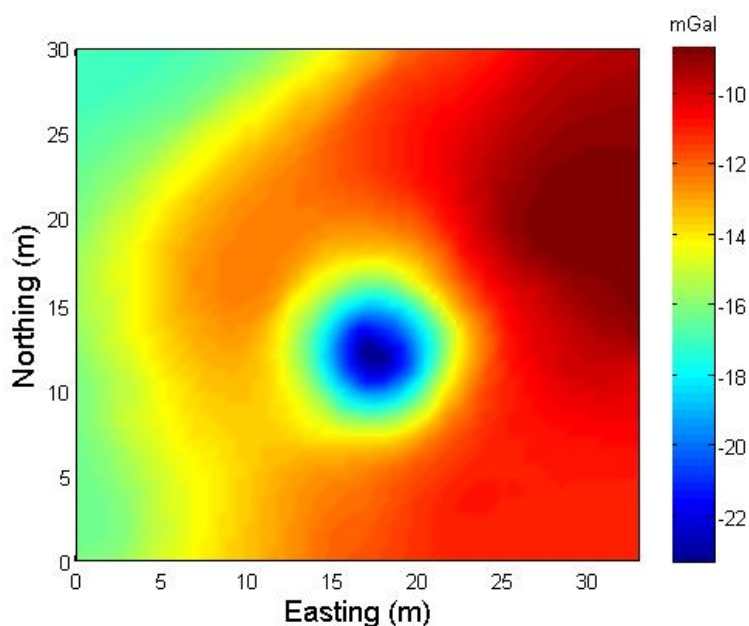
¹.Mobrun

برای هر مقیاس، نقاط بیشینه ضرایب تبدیل موجک جهتی دوبعدی محل مرزهای ساختار را نمایش می‌دهند. نقشه بیشینه برای مقیاس‌های پایین، مرزهای منابع کم عمق با فرکانس بالا و همین‌طور نقشه بیشینه برای مقیاس‌های بالا، مرزهای منابع پر عمق با فرکانس پایین را نمایش می‌دهند. نتایج بدست آمده نشان می‌دهد که تحلیل چند مقیاسی داده گرانی با استفاده از تبدیل موجک جهتی ابزار بسیار مفید برای تعیین محدوده مرز زمین شناسی می‌باشد.

۵-۴-۳ اعمال فیلتر مشتق افقی بهبود یافته روی داده‌های معدن میدان نفتی گنبد

نمکی هومبل

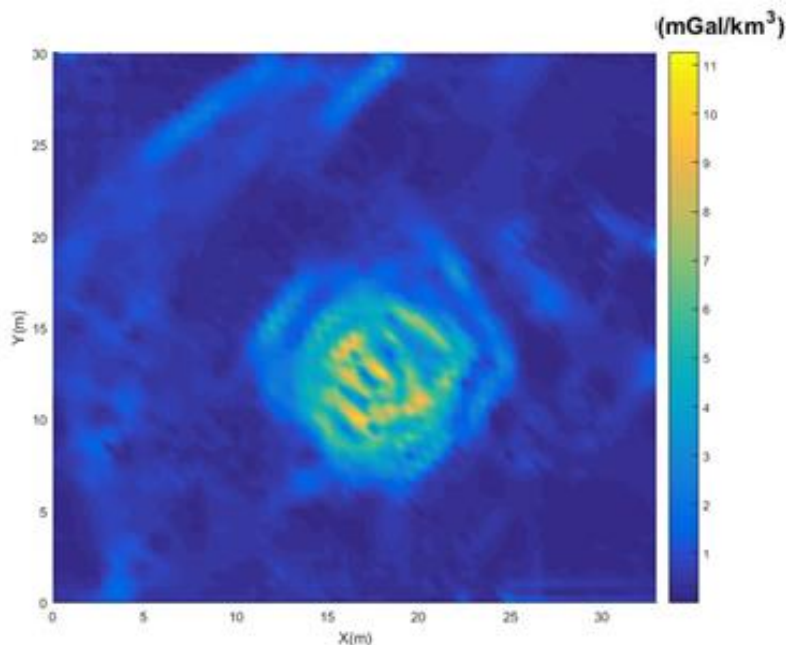
میدان نفتی گنبد نمکی هومبل^۱ یک میدان تولید نفت در آمریکا می‌باشد که در دو کیلومتری شهر هومبل در ساحل شمالی خلیج تگزاس در منطقه کانزاس آمریکا واقع شده است. سنگ مخزن این میدان نفتی که مقدار ناچیزی گاز دارد، سنگ‌های انیدریتی و آهکی سازندهای مربوط به دوره‌های ائوسن، میوسن، الیگوسن و پلیوسن می‌باشد. تله‌های نفتی گنبد نمکی هومبل هم در بخش سنگ پوشش و هم در بخش دامنه آن دیده می‌شود. هومبل دارای ذخیره قابل ملاحظه‌ای بوده که نزدیک به یک قرن از مخازن آن نفت استخراج می‌شود [USGS, 2009]. اثر آنومالی گرانی باقیمانده میدان مورد نظر در شکل (۵-۲۱)، ارائه شده است.



¹ Humble

شکل ۵-۲۱: نقشه بی هنجاری باقیمانده گرانی در منطقه هومبل

روش مشتق افقی بهبود یافته روی آنومالی گرانی باقیمانده این محدوده اعمال شد که نتیجه آن در شکل (۵-۲۲)، ارائه شده است. مطابق این نقشه محدوده آنومالی تا حد زیادی نمایان و بارز شده است، به نظر می‌رسد که ساختارهای اطراف توده نمکی در اثر دیپایریسم جابجا شده است. (سیگنال ρ تا مشتق قائم مرتبه دوم در نظر گرفته شده است)



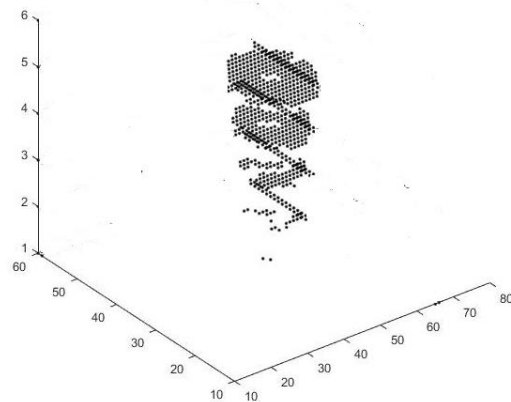
شکل ۵-۲۲: نقشه مرز بدست آمده در منطقه هومبل با استفاده از مشتق افقی بهبود یافته

۵-۴-۴ اعمال فیلتر تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های معدن

میدان نفتی گنبد نمکی هومبل

به منظور بررسی عملکرد روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی روی داده‌های واقعی، الگوریتم تعیین مرز با استفاده از تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی را بر روی داده‌های گرانی معدن میدان نفتی گنبد نمکی هومبل اعمال شد.

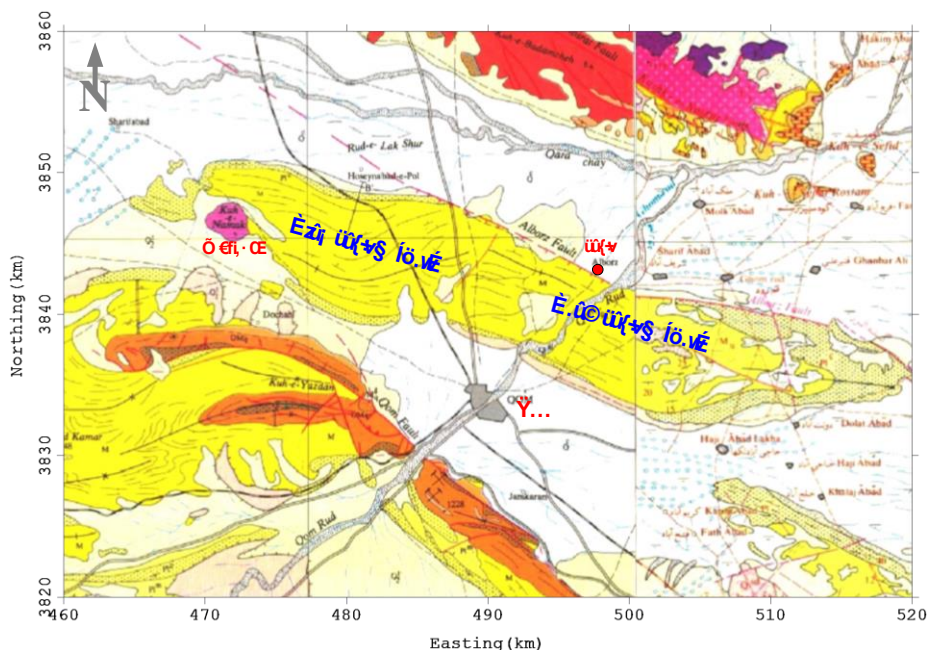
در شکل (۵-۲۳) بیشینه ضرایب تبدیل موجک برای مقیاس ۱ تا ۴، نقشه حاصل از عملکرد روش تهیه و رسم شده است.



شکل ۵-۲۳: بیشینه ضرایب تبدیل موجک موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های معدن میدان نفتی گنبد نمکی هومبل
 با توجه به خروجی بدست آمده، تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بازتاب دهنده شکل واقعی گنبد است.

۵-۴-۵ اعمال فیلتر مشتق افقی بهبود یافته روی داده‌های حوزه نفتی قم

حوزه نفتی البرز قم در شمال غربی، شمال و شرق شهر قم در محدوده‌ای به عرض جغرافیایی 35° ، 34° تا 50° ، شمالی و طول جغرافیایی 49° ، 55° تا 51° ، 15° شرقی با روند شمال غربی- جنوب شرقی واقع شده است. این منطقه به همراه منطقه دیگری در ادامه تاقدیس شرقی بنام سراج در جنوب شرقی قم، در دهه ۱۹۵۰ و بعد از آن به دلیل وجود نفت، مورد توجه شرکت ملی نفت ایران و شرکت‌های نفتی خارجی بوده و از این رو مورد مطالعات ژئوفیزیکی و حفاری قرار گرفته است. نقشه زمین شناسی منطقه در شکل (۵-۲۴) نشان داده شده است.



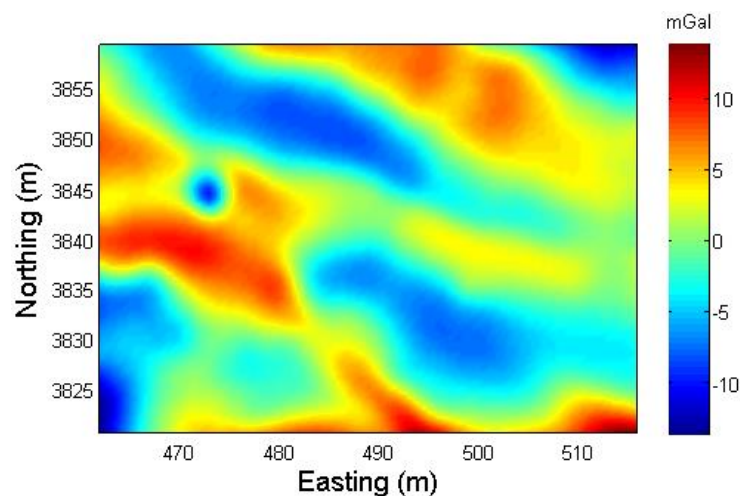
شکل ۵-۲۴: زمین‌شناسی حوضه نفتی البرز-سراجه
 نیمه شرقی برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ آران [امامی، ۱۳۷۱] و نیمه غربی آن از نقشه
 ۱/۲۵۰۰۰۰ قم می باشد [آقاجانی، ۱۳۸۸]

منطقه مورد مطالعه بخش کوچکی از حوضه وسیع قم است که پی‌سنگ آن را سنگ‌های آتشفشانی و یا آتشفشانی-رسوبی ائوسن و بخشی از الیگوسن تشکیل می‌دهد. محصول رسوب‌گذاری در حوضه قم تشکیل دو سازند قرمز زیرین و قم است که در یک محیط دریایی کم عمق تا خشکی نهشته شده‌اند. سازند قرمز بالایی دو سازند مزبور را می‌پوشاند، سن آنها از الیگوسن بالایی تا کواترنر برآورد شده است. سازندهای رسوبی و سنگ‌های آتشفشانی همراه آنها در ناحیه قم ضخامتی در حدود ۵۰۰۰ متر را تشکیل می‌دهند [امیدی، ۱۳۶۹].

برونزدهای متعلق به رسوبات حوضه قم را در مناطق مختلف اطراف قم می‌توان مشاهده نمود، واحدهای سنگی که در سطح زمین در ساختمان البرز رخنمون دارند شامل سازند قرمز بالایی و کنگومرای نئوزن پایانی هستند که در برخی نقاط توسط رسوبات جوان دوره چهارم پوشیده می‌شوند، ولی واحدهایی که در روند تشکیل ساختمان چین خورده البرز و دگرشکلی ناحیه‌ای درگیر بوده‌اند، به جز واحدهای مزبور باید از سازندهای قم و قرمز زیرین در عمق نام برد که بر روی پی‌سنگ آتشفشانی و یا آتشفشانی-رسوبی ائوسن قرار گرفته‌اند [امیدی، ۱۳۶۹].

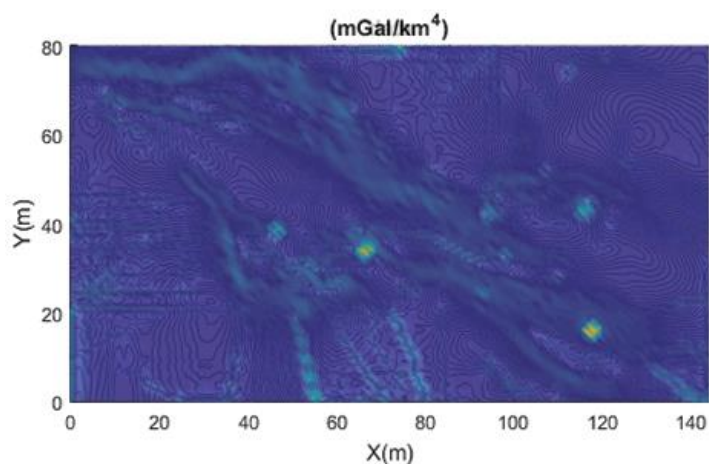
مطالعات ژئوفیزیکی وجود دو تاقدیس مجزا از یکدیگر را در زیر زمین تأیید نموده است و در افق سنگ مخزن یعنی بر روی سازند قم دو نفتگیر را نشان می‌دهد که نفتگیر شرقی کم عمق تر و نفتگیر غربی عمیق تر می‌باشد به طوری که بلندترین نقطه نفتگیر شرقی نسبت به سطح دریا عمق ۱۸۰۰ متر و بلندترین نقطه نفتگیر غربی نسبت به سطح دریا ۲۲۵۰ متر عمق دارند [پارسی، ۱۹۷۴].

داده‌های گرانی مورد استفاده در محدوده برداشت ۵۴×۳۹ کیلومتر مربع بوده که روی نقاطی به فاصله ۵۰۰ متری بر روی ۵۵ پروفیل به فاصله ۱۰۰۰ متری برداشت شده است. براساس روش روند سطحی، و به وسیله نرم افزار oasis montaj و متلب نقشه‌ی بی‌هنجاری‌های باقی مانده گرانی در ناحیه قم تهیه شده که بی‌هنجاری ناحیه‌ای در این منطقه از مرتبه سه روند سطحی تبعیت می‌کند. در شکل (۵-۲۵) نقشه بی‌هنجاری باقیمانده گرانی رسم شده در منطقه مورد مطالعه ارائه شده است. مطابق شکل (۵-۲۵) امتداد آنومالی‌های گرانی به طور کلی امتداد شمال غرب- جنوب شرق بوده ولی در مرکز ناحیه حدود غرب شهر قم و گنبد نمکی این روند کمی دستخوش تغییر شده است.



شکل ۵-۲۵: نقشه بی‌هنجاری باقیمانده گرانی در حوزه نفتی قم.

با دقت در نقشه بدست آمده، شکل (۵-۲۶)، از طریق اعمال روش مشتق افقی بهبود یافته بر روی داده‌های گرانی حوزه نفتی قم، شکل کلی ساختارهای منطقه و راستای کشیدگی آنها در منطقه کاملاً مشخص است. هر چند ساختارهای پیچیده در منطقه سبب شده تا بیشتر روند کلی ساختارها در این تصویر بارز شود و مرزبندی تاقدیس‌ها به خوبی مشخص شده است. (سیگنال ρ) تا مشتق قائم مرتبه دوم در نظر گرفته شده است)

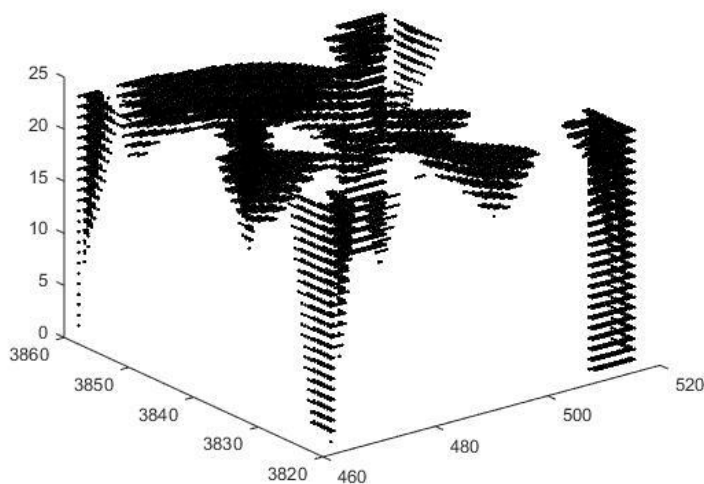


شکل ۵-۲۶: نقشه مشتق افقی بهبود یافته در حوزه نفتی قم.

۵-۴-۶ اعمال فیلتر تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های حوزه نفتی

قم

نقشه بیشینه ضرایب تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های حوزه نفتی قم برای مقیاس ۱ تا ۱۲ در نقشه شکل (۵-۲۷) نمایش داده شده است. این نقشه کارایی این روش را برای تعیین مرز بی‌هنجاری نشان داده است. شکل کلی ساختارهای منطقه و راستای کشیدگی آنها در منطقه مشخص است.



شکل ۵-۲۷: بیشینه ضرایب تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی بر روی داده‌های حوزه نفتی قم در مقیاس ۱ تا ۱۲.

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهاد

۱-۶ نتیجه گیری

برای تخمین مرزها و ویژگی‌های بی‌هنجاری زیرسطحی باید به کمک عملگرها و فیلترهای مختلف به آشکارسازی ویژگی‌های مورد نظر پرداخت. محاسبه‌ی مشتقات بی‌هنجاریهای گرانی در پردازش داده‌های ژئوفیزیک اکتشافی بسیار مهم است. مشتقات محاسبه شده در جهت‌های مختلف مزیت منحصر به فردی در تفکیک بی‌هنجاریهای متفاوت و تعیین خصوصیات توده‌های زیر سطحی دارند.

از جمله روش‌های موثر برای بارزسازی ویژگی‌ها، روش‌های مشتق افقی بهبود یافته و تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی می‌باشند. این دو روش دید وسیع‌تری از ویژگی‌های زیر سطحی برای تفسیر بهتر در اختیار مفسر قرار می‌دهند.

مشتق افقی بهبود یافته، یک تابع از مجموعه مشتق قائم می‌باشد که از بسط سری تیلور بدست می‌آید و در آن علاوه بر مشتقات از خود داده‌های گرانی یا داده‌های مغناطیسی نیز استفاده می‌کند. مشتق قائم مرتبه‌های مختلف در این مجموعه منظور شده، سپس از آن مجموعه مشتق افقی گرفته می‌شود. در نتیجه این محاسبات مرزهای بی‌هنجاری گرانی یا مغناطیس بدست می‌آید. از ویژگی‌های مهم این روش این است که می‌توان از جملات مرتبه‌های مختلف مشتق قائم، مشتق افقی را بدست آورد. جملات مرتبه‌ی مشتقات مرتبه بالا، گوشه‌های مرز بی‌هنجاری را نمایش می‌دهد. مشتقات مرتبه‌ی پایین، مرزهای اصلی را آشکار می‌کند. روش دومی که برای آشکارسازی مرز و توده بی‌هنجار در این تحقیق بررسی شده است، روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی است. این روش مرزها را بر اساس بیشینه ضرایب موجک جهتی در مقیاس‌های مختلف ارائه می‌دهد.

در این تحقیق به منظور عملکرد این دو روش، مدل‌های مصنوعی تک منشور و دو منشور و مدل مصنوعی شیب‌دار تهیه و سپس اثر گرانی آن‌ها محاسبه شد. علاوه بر روش EHD، از روش سیگنال تحلیلی بهبود یافته نیز روی داده‌های گرانی مدل مصنوعی شیب دار، استفاده و نتایج باهم مقایسه شده است، با توجه به نتایج بدست آمده از روش EHD، تصویر واضح‌تری از موقعیت لبه‌های بی‌هنجاری ارائه شده است و نسبت به نوفه کمتر حساس است. روش‌های EHD و DCWT، اعمال شده و اثر هر یک از این دو روش برای بارزسازی مرز مدل‌های مصنوعی و داده‌های واقعی مورد بررسی و تجزیه و تحلیل

قرار گرفت. نتایج حاصل از این روش‌ها نشان می‌دهد که اگر روش‌ها به درستی روی یک بخش مورد استفاده قرار گیرد قابلیت آشکار سازی پدیده‌ها را دارد.

۲-۶ پیشنهادات

نتایج بررسی‌های صورت گرفته روی داده‌های گرانی حاصل از مدل مصنوعی و داده‌های واقعی نشان می‌دهد که با استفاده از روش‌های مختلف، امکان شناخت مناسب‌تری از پدیده‌های موجود و توده‌های زیرسطحی بدست می‌آید. بنابراین به منظور تفسیر کمی داده‌ها پیشنهاد می‌شود:

۱. برای انجام روش تبدیل موجک پیوسته جهتی دو بعدی، الگوریتمی معرفی شود که موجک بهینه را بدست آورد.

۲. روش مشتق افقی بهبود یافته را با استفاده از تانسورهای گرادیان گرانی و سایر تبدیلات محاسبه و مقایسه شود.

منابع

ابراهیم زاده اردستانی، و.، (۱۳۸۹)، "گرانی سنجی کاربردی"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه تهران، تهران، ص ۲۳۰.

Beamish, D. (2012) "The application of spatial derivatives to non-potential field data interpretation" *Geophysical Prospecting*, 60, pp 337–360.

Beamish, D. and J. C. White, (2011) "Aeromagnetic data in the UK: A study of the information content of baseline and modern surveys across Anglesey, North Wales" *Geophysical Journal International*, 184, pp 171–190.

Beiki, M. (2010) "Analytic signals of gravity gradient tensor and their application to estimate source location", *Geophysics*, 75, pp I59–I74.

Beiki, M. (2010) "*New Techniques for Estimation of Source Parameters: Applications to Airborne Gravity and Pseudo-Gravity Gradient Tensors*", Uppsala University.

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

Blakely, J. R. (1995) "*Potential theory in gravity and magnetic applications*", Cambridge University Press, 441 p.

Cooper, G.R.J., and Cowan, D.R. (2008) "Edge enhancement of potential-field data using normalized statistics", *Geophysics*, 73 (3), H1–H4.

Canny, J., (1986) "A computational approach to edge detector", *IEEE Transactions on PAMI* 8:679–698.

Cooper, G.R.J., and Cowan, D. R. (2003) "The meter reader-Sunshading geophysical data using fractional order horizontal gradients", *The Leading Edge*, 22, No. 3, pp 204–205.

Dean, W. C. (1958) "Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation", *Geophysics*, 23, 97–127,

Debeglia, N., and Corpel, J. (1997) “Automatic 3-D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives”, *Geophysics*, 62, pp 87–96.

Evjen, H.M. (1936) “The place of the vertical gradient in gravitational interpretations”, *Geophysics* 1, 127-136.

Fedi, M. (2011) “Composite continuous wavelet transform of potential fields with different choices of analyzing wavelets”, *Geophysical Journal Res*, 116:B07104

Fedi, M., Florio, G. (2001) “Detection of potential fields source boundaries by enhanced horizontal-derivative method” *Geophysical Prospecting*, 49, pp 40-58

Fedi, M., Quarta, T. (1998) “Wavelet analysis for the regional-residual and local separation of potential field anomalies”, *Geophysical Prospecting*, 46 (5) :507–525

Hsu, S., Coppens, D., and Shyu. C., (1998) “Depth to magnetic source using the generalized analytic signal” , *Geophysics* 63, pp 1947-1957.

Hsu, S., Sibuet, J.C. and Shyu, C. (1996) “High-resolution detection of geologic boundaries from potential field anomalies: an enhanced analytic signal technique” ,*Geophysics*, pp 373-386.

Hinze, W., Saad, A., vonFrese, R.B. (2013) “*Gravity and Magnetic Exploration, Principles, Practices, and Applications by Hinze, vonFrese and Saad*” , Cambridge University Press.

Li, X., (2006) “Understanding 3D analytic signal amplitude”, *Geophysics*, **71**, No. 2, L13–L16.

Mallat, S, Hwang, (1992) “Singularity detection and processing with wavelets” *IEEE Trans. Info. Theory* 38(2):617–643

Martelet, G., Sailhac, P., Moreau, F., and Diament, M. (2001) “Characterization of geological boundaries using 1-D wavelet transform on gravity data:theory and application to the Himalayas”, *Geophysics*, 66:1116–1129

Mauri, G., Williams-Jones, G., Saracco, G. (2011) “MWTmat—Matlab application of multi-scale wavelet tomography on potential field”, *Comput Geosci* 37:1825–1835.

Murenzi, R. (1990) “Transformée en ondelettes multidimensionnelle et application à l’analyse d’images”, Université Catholique de Louvain, Belgium

Moreau, F., Gibert, D., Holschneider M, Saracco, G. (1997) “Wavelet analysis of potential fields. Inverse Problem”, 13(1):165–178

Moreau, F., Gibert, D., Holschneider M, Saracco, G. (1999) Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: basic theory. *J Geophysics Res* 104(B3):5003–5013

Nabighian, M.N., (1972) “The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section; its properties and use for automated anomaly interpretation”, *Geophysics* 37, pp 507–517.

Nabighian, M. N. (1974) “Additional comments on the analytic signal of twodimensional Magnetic bodies with polygonal cross-section”, *Geophysics*, 39, pp 85–92.

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

Nabighian, M. N., and Hansen, R. O. (2001) “Unification of Euler and Werner Deconvolution in three dimensions via the generalized Hilbert transform”, *Geophysics*, 66, 1805–1810.

Ouadfeul, S., Aliouane, L., Eladj, S. (2010) “Multiscale analysis of geomagnetic data using the continuous wavelet transform”, *SEG Expanded abstract* 29:1222.

Ouadfeul, S., Hamoudi, M., Aliouane, L., Eladj, S. (2013) “Aeromagnetic data analysis using the 2D directional continuous wavelet transform (DCWT)”, *Arab J Geosci* 6(6):1669–1680

Ouadfeul, S., ladj, S., Aliouane, L. (2011) “Structural boundaries delimitation

from geomagnetic data using the continuous wavelet transform”, *Arabian Journal of Geosciences*.

Ouadfeul, S., Aliouane, L. (2013) “ Structural edge delimitation from gravity anomaly data using the directional continuous wavelet transform (DCWT) ” , with an example from the basin and range province of the USA, *Leading Edge* 32(12) : 1462–1467.

Ouadfeul, S., Aliouane, L., Hamoudi, M., Boudella, A., Eladj, S. (2012a) “1d wavelet transform and geosciences, in the book. In: Dumitru Baleanu (ed) *Wavelet transforms and their recent applications in biology and geoscience*” , ISBN 978-953-51-0212-0, InTech

Ouadfeul, S., Aliouane, L., Hamoudi, M., Boudella, A., Eladj, S. (2012b) “Multiscale Analysis of geophysical signals using the 2D continuous wavelet transform, in the book. In: Dumitru Baleanu (ed) *Wavelet transforms and their recent applications in biology and geoscience*”, ISBN 978-953-51-0212-0, InTech.

Reid, A.B., Allsop J.M., Granser H., Millett A.J., and Somerton I.W. (1990) “Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution” *Geophysics* 55, 80-91.

Roest, W.R., Verhoef, J., and Pilkington, M. (1992) “Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal”, *Geophysics* 57, 116-125.

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

Sailhac, P., Gibert, D., Boukerbout, H. (2009) "The theory of the continuous wavelet transform in the interpretation of potential fields: a review", *Geophysical prospecting*, 57

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

Abstract

Identifying sub-surface structures and phenomena which leads to the accumulation of underground resources such as water, oil and minerals is one of the most important actions in an exploratory program. The geometry is one of the subcategories of exploratory geophysics which is used for detecting underground resources in wide areas. This method is widely used in the early stages of exploration of hydrocarbon sources and also mineral exploration due to its low cost and easier interpretation than other methods.

The processing and interpreting gravity data is carried out qualitatively and quantitatively, which results in identifying and detecting the horizontal and vertical extension of the anomalies as well as their depth. Therefore, estimating the depth and boundary of mass anomalies is one of the main objectives of potential field data. In order to achieve this goal, in this research, two methods of enhanced horizontal derivative and 2D directional continuous wavelet transform have been used.

Use of 2D wavelet transform method for estimating the boundary of subsurface resources has the ability to detect objects, due to the use of wavelet transform coefficients in different scales.

Also, the improved horizontal derivative method has been used due to the use of vertical derivative of vertical derivative at different levels to reveal the edges of artificial models as well as actual data and compare their results. Hence, the related codes are written in the MATLAB software environment and the results are adapted to geological structures.

Keywords: enhanced horizontal derivative, 2D directional continuous wavelet transform, gravity anomalies, edge detection



Shahrood University of technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics
Engineering
M.sc. Thesis in Gravimetry

**Application of Wavelet transform and Enhanced Horizontal
Derivative (EHD) to Interpretation Gravity Anomalies**

By: Zeynab dadjou

Supervisor:

Dr. Hamid Aghajani
Dr. Amin Roshandel kahoo

July 2018