



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

ژئوفیزیک-گرانی سنجی

کاربرد روش گرانی سنجی برای آشکارسازی گسل در رسوبات آبرفتی -
مطالعه موردی گسل کلاته خیج در شمال شرقی شاهرود

دانشجو: کامران ولدی

استاد راهنما:

دکتر حمید آقاجانی

بهمن ماه ۱۳۹۱

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای کامران ولدی

تحت عنوان: کاربرد روش گرانی سنجی برای آشکارسازی گسل در رسوبات آبرفتی - مطالعه موردی گسل کلاته

خیج در شمال شرقی شاهرود

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

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی:		نام و نام خانوادگی: دکتر حمید آقاجانی

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی: دکتر ایرج پیروز
			نام و نام خانوادگی: دکتر رضا قوامی ریایی

تقدیم به

پدرم، سایه سار زندگیم

مادرم، شمع وجود

هستی‌ام

تقدیر و تشکر

اینک که به توفیق پروردگار، این پایان نامه را به پایان رسانده ام وظیفه خود می دانم تا از زحمات گرانقدر عزیزانی که در مراحل مختلف این تحقیق کمک های شایانی نموده اند، تشکر و قدردانی کنم. در ابتدا لازم می دانم که از زحمات جناب آقای دکتر حمید آقاجانی که زحمت راهنمایی این پایان نامه را بر عهده داشتند و با رهنمودهایشان مرا تا پایان مسیر کمک کردند، کمال تشکر و سپاسگزاری را داشته باشم. همچنین از جناب آقای دکتر فرامرز دولتی و مهندس کمال علمدار جهت مساعدت و همکاری های لازم تشکر و قدردانی می نمایم. در انتها نیز جا دارد که از زحمات بی دریغ آقای مهندس زارعی و دوستانم آقایان **کیانوش سلیمانی**، **فرج**.. مومنی، حمید باغزندانی، علیرضا امامی، شاهو ملکی، سعید پرنو، یزدان گرگانی، و اکبر نورافکن که در عملیات صحرایی برداشت داده های گرانی سنجی، مرا یاری کرده اند، صمیمانه کمال تشکر و قدردانی را داشته باشم.

تعهدنامه

اینجانب **کامران ولدی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کاربرد روش گرانی سنجی برای آشکارسازی گسل در رسوبات آبرفتی - مطالعه موردی گسل کلاته خیج در شمال شرقی شاهرود تحت راهنمایی دکتر حمید آقاجانی متعهد می شوم .

تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است . در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است .

مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است .

دانشگاه « کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام به چاپ خواهد رسید . » Shahrood University of Technology « و یا « صنعتی شاهرود حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است .

در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی و اندازه‌گیری خصوصیات فیزیکی سنگ‌های زیرسطحی راه حل مناسبی برای بررسی ساختارهای زیرسطحی و اکتشاف ذخایر مدفون در زیر زمین (از قبیل نفت، گاز، آب، کانی‌ها و...) هستند. کاوش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیسی به دلیل سادگی و کم هزینه بودن از جمله روش‌های پرکاربرد ژئوفیزیکی هستند که برای اکتشافات مقدماتی به کار می‌روند. برای تفسیر خودکار داده‌های برداشت شده به‌وسیله این دو روش تاکنون روش‌های متعددی ارائه شده است. در این تحقیق با استفاده از فیلترهای مشتقات، سیگنال تحلیلی و فاز محلی به شناسایی مرز چشمه‌های بی‌هنجار گسل کلاته خیج پرداخته می‌شود و سپس با استفاده از روش اویلر عمق آن نیز تخمین زده می‌شود. برای این منظور ابتدا این فیلترها بر روی مدل‌های مصنوعی اعمال می‌شوند تا قابلیت هر کدام از این فیلترها در شناسایی مرز چشمه‌های بی‌هنجار مشخص گردد. با اعمال این فیلترها بر روی داده‌های گرانی حاصل از مدل‌های مصنوعی مشاهده می‌شود که فیلترهای مشتق افقی کل زاویه تمایل و تتا بهترین نتیجه را ارائه می‌دهد. در انتها این فیلترها بر روی داده‌های گرانی‌سنجی گسل کلاته خیج اعمال می‌شوند.

داده‌های گرانی‌سنجی گسل کلاته خیج واقع در شمال شرقی شاهرود با استفاده از دستگاه گرانی‌سنج CG5 اندازه‌گیری شد. در انتها فیلترهای معرفی شده برای شناسایی مرز و عمق مدل‌های مصنوعی، پس از

تصحیحات لازم بر روی داده‌های منطقه مورد مطالعه، بر روی داده‌های واقعی اعمال می‌شوند تا کارایی آن‌ها در شناسایی مرز، عمق و شیب داده‌های واقعی گسل کلاته خیج، واقع در شمال شرقی شاهرود نیز مورد بررسی قرار گیرند. با استفاده از این فیلترها امتداد گسل به صورت شمال شرقی-جنوب غربی تعیین شد و شیب گسل را $54/3$ درجه در راستای جنوب-شرقی (دارای مؤلفه امتدادلغز به صورت چپ-بر) و با استفاده از روش اویلر حداکثر عمق آن ۳۸ متر تخمین زده شد.

کلمات کلیدی: روش گرانی‌سنجی، فیلترهای فاز محلی، مشتق افقی کل، سیگنال تحلیلی، اویلر، مدل‌سازی، گسل کلاته خیج.

ولدی، کامران، حمید آقاجانی ، آذر ماه ۱۳۹۱، تخمین همزمان مرز و عمق گسل با استفاده از داده-های گرانی سنجی، سی و یکمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران (چاپ شده).

ولدی، کامران و حمید آقاجانی ، ۲۶-۲۸ اردیبهشت ۱۳۹۱، تخمین عمق آنومالی‌های مغناطیسی با استفاده از روش اویلردیکانولوشن، پانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، دانشگاه تهران، (چاپ شده)

ولدی، کامران و حمید آقاجانی ، ۱۸ و ۱۹ مهرماه، ۱۳۹۱، تخمین عمق آنومالی‌های مغناطیسی با استفاده از روش‌های اویلردیکانولوشن و تصویرسازی پارامترهای توده – مطالعه موردی منطقه اجت آباد سمنان، چهارمین کنفرانس مهندسی معدن ایران، دانشگاه تهران، (چاپ شده)

ولدی، کامران و حمید آقاجانی ، ۱۳۹۱، تجزیه و تحلیل داده‌های گرانی‌سنجی برای تعیین پارامترهای هندسی گسل کلاته خیج-شاهرود، مجله‌ی فیزیک، زمین و فضا ، (در دست داوری)

صفحه	عنوان
۱	فصل اول: کلیات و اهداف پایان نامه
۲	۱-۱ مقدمه
۳	۲-۱ تعریف گسل
۴	۱-۲-۱ عناصر و ویژگی‌های گسل
۶	۲-۲-۱ تقسیم‌بندی هندسی گسل‌ها
۷	۳-۲-۱ تقسیم‌بندی بر اساس زاویه شیب گسل
۷	۴-۲-۱ تقسیم‌بندی گسل‌ها بر اساس حرکت ظاهری گسل
۹	۳-۱ سوابق مطالعات روی گسل با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی
۱۰	۴-۱ ضرورت و اهداف انجام پایان نامه
۱۱	۵-۱ ساختار پایان نامه
۱۳	فصل دوم: اصول و مبانی روش گرانی‌سنجی
۱۴	۱-۲ مقدمه
۱۵	۲-۲-۱ روش گرانی‌سنجی
۱۵	۱-۲-۲ شتاب جاذبه
۱۶	۲-۲-۲ پتانسیل گرانشی
۱۷	۳-۲ تغییرات جاذبه در سطح زمین
۱۷	۱-۳-۲ عرض جغرافیایی نقاط
۱۷	۲-۳-۲ اختلاف ارتفاع بین ایستگاه‌های اندازه‌گیری و سطح مبنا
۱۷	۳-۳-۲ اثر جزر و مد
۱۷	۴-۳-۲ عوامل توپوگرافی
۱۸	۵-۳-۲ تغییرات زمین‌شناسی
۱۸	۴-۲ مراحل به کارگیری روش گرانی‌سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی
۱۸	۱-۴-۲ جمع‌آوری داده‌ها و تصحیح آنها
۱۹	۲-۴-۲ تفکیک و آشکارسازی آنومالی‌ها
۱۹	۳-۴-۲ تعیین مشخصات زیرسطحی منابع مولد آنومالی‌ها
۱۹	۴-۴-۲ تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین‌شناسی
۲۰	فصل سوم: روش‌های تخمین مرز و عمق آنومالی‌های میدان پتانسیل
۲۱	۱-۳ مقدمه
۲۲	۲-۳ تفکیک آنومالی‌های ناحیه ای و باقی مانده
۲۴	۱-۲-۳ نقشه ی روند سطحی
۲۵	۲-۲-۳ روش گسترش به سمت بالا (ادامه فراسو)
۲۵	۳-۲-۳ روش گسترش به سمت پایین (ادامه فروسو)
۲۷	۳-۳ تخمین مرز
۲۷	۱-۳-۳ فیلترهای مشتق
۲۸	۲-۳-۳ مشتق قائم
۲۹	۳-۳-۳ مشتقات افقی کل
۳۱	۴-۳-۳ سیگنال تحلیلی

۳۱	۱-۴-۳-۳ تبدیل هیلبرت
۳۳	۵-۳-۳ فیلترهای فاز محلی
۳۳	۱-۵-۳-۳ فیلتر مشتق افقی کل زاویه تیلت
۳۵	۲-۵-۳-۳ نقشه تتا
۳۵	۳-۵-۳-۳ گرادیان افقی کل نرمالیزه شده
۳۶	۴-۳ تخمین عمق
۳۶	۱-۴-۳ روش اوپلر دیکانولوشن
۴۰	۱-۱-۴-۳ انتخاب ابعاد پنجره
۴۱	۲-۱-۴-۳ انتخاب شاخص ساختاری
۴۲	۳-۱-۴-۳ ناهنجاری گرانی یک پله‌ی متناهی (محدود)
۴۴	۵-۳ مدل سازی
۴۴	۱-۵-۳ مدل سازی پیشرو
۴۵	۲-۵-۳ مدل سازی معکوس
۴۶	فصل چهارم: مدل سازی و تعیین پارامترهای گسل
۴۷	۱-۴ مقدمه
۴۷	۲-۴ امتداد گسل
۶۰	۳-۴ بررسی شیب گسل
۶۵	۴-۴ تخمین عمق مدل مصنوعی- گسل شیب دار
۷۱	فصل پنجم: برداشت، پردازش و تفسیر داده‌های گرانی محدوده‌ی کلاته‌خیج
۷۲	۱-۵ موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین شناسی محدوده‌ی مورد بررسی
۷۶	۲-۵ برداشت داده‌های گرانی منطقه مورد مطالعه
۷۹	۳-۵ پردازش اطلاعات گرانی سنجی
۷۹	۱-۳-۵ پردازش درحین عملیات
۸۰	۲-۳-۵ پردازش بعد از عملیات
۸۰	۱-۲-۳-۵ تصحیح دریافت دستگاه
۸۲	۲-۲-۳-۵ تصحیح عرض جغرافیایی
۸۴	۳-۲-۳-۵ تصحیح ارتفاعی (هوای آزاد + بوگر)
۸۷	۴-۲-۳-۵ تصحیح توپوگرافی
۹۱	۳-۳-۵ نقشه آنومالی بوگه
۷۳	۴-۵ تفسیر داده‌های گرانی منطقه کلاته‌خیج
۷۶	۱-۴-۵ شناسایی مرز چشمه‌های بی‌هنجار
۷۹	۱-۱-۴-۵ نقشه‌ی آنومالی بوگه
۹۳	۴-۵ پردازش و تفسیر داده‌های گرانی منطقه کلاته‌خیج
۹۳	۱-۴-۵ مقدمه
۹۴	۲-۴-۵ روند سطحی
۹۵	۳-۴-۵ روش گسترش میدان گرانی به سمت بالا
۹۸	۴-۴-۵ فیلترهای مشتق

۱۰۰	۵-۴-۵ فیلترهای فاز محلی
۱۰۲	۵-۴-۶ تخمین عمق با استفاده از روش اویلردیکانولوشن
۱۰۳	۵-۴-۷ بررسی پارامترهای شیب
۱۰۹	فصل ششم: نتایج و پیشنهادات
۱۱۰	۶-۱ جمع‌بندی و نتایج
۱۱۱	۶-۲ پیشنهادات
۱۲۱	منابع فارسی
۱۲۳	منابع انگلیسی
۱۱۳	پیوست الف:
۱۱۷	پیوست ب :
۱۲۶	چکیده انگلیسی

صفحه	عنوان
۳	شکل (۱-۱): تصویر طبیعی از یک گسل
۵	شکل (۲-۱): نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب
۵	شکل (۳-۱): نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب
۶	شکل (۴-۱): گسل امتداد لغز
۷	شکل (۵-۱): الف- گسل نرمال ب- گسل معکوس
۸	شکل (۶-۱): انواع گسل‌ها
۱۵	شکل ۱-۲ کره عمیق‌ترین توده‌ای است که می‌توان به طور تقریبی آنومالی گرانی.....
۳۱	شکل (۱-۳): آنومالی مغناطیسی، آنومالی شبه گرانی و گرادیان افقی یک توده آنومال دو بعدی
۴۱	شکل (۲-۳): نحوه‌ی حرکت پنجره روی داده‌های شبک.
۴۳	شکل (۳-۳): یک پله‌ی متناهی شیب دار
۴۸	شکل (۱-۴): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۱)
۴۹	شکل (۲-۴): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۱)
۵۰	شکل (۳-۴): نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۱)
۵۱	شکل (۴-۴): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۲)
۵۲	شکل (۵-۴): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۲)
۵۳	شکل (۶-۴): نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۲)
۵۵	شکل (۷-۴): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۳)
۵۶	شکل (۸-۴): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۳)
۵۷	شکل (۹-۴): نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۳)
۵۸	شکل (۱۰-۴): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۴)
۵۹	شکل (۱۱-۴): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۴)
۶۰	شکل (۱۲-۴): مشتق افقی کل زاویه تمایل
۶۱	شکل (۱۳-۴): پاسخ گرانی مدل گسل قائم
۶۲	شکل (۱۵-۴): پاسخ گرانی مدل گسل شیب‌دار
۶۲	شکل (۱۶-۴): مدل گسل شیب‌دار
۶۳	شکل (۱۷-۴): پاسخ گرانی مدل گسل شیب‌دار
۶۳	شکل (۱۸-۴): مدل گسل شیب‌دار
۶۴	شکل (۱۹-۴): پاسخ گرانی مدل گسل شیب‌دار
۶۴	شکل (۲۰-۴): مدل گسل شیب‌دار
۶۷	شکل (۲۱-۴): تخمین عمق گسل شیب‌دار با استفاده از روش اویلر
۶۸	شکل (۲۲-۴): تخمین عمق گسل شیب‌دار با استفاده از روش اویلر
۶۹	شکل (۲۳-۴): تخمین عمق گسل شیب‌دار با استفاده از روش اویلر
۷۳	شکل (۱-۵): موقعیت جغرافیایی شهر کلاته خیج و راه‌های دسترسی به منطقه
۷۴	شکل (۲-۵): نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی
۷۵	شکل (۳-۵) الف- تصویر Google Earth رنگ‌آمیزی شده از گسل که
۷۶	شکل (۴-۵) الف و ب- خردشدگی کنگلومرای پلیستوسن و قرارگیری آن در کنار مارن‌های میوسن بر اثر

عملکرد گسل ...

- ۷۸ شکل (۵-۵) موقعیت قرار گیری منطقه برداشت بر روی نقشه‌ی Google Earth
- ۷۸ شکل (۶-۵) ایستگاه‌های برداشت گرانی از منطقه
- ۷۹ شکل (۷-۵) برداشت داده‌های گرانی منطقه مورد بررسی با دستگاه CG5
- ۸۲ شکل (۸-۵): تغییرات دریافت پروفیل اول با زمان
- ۸۷ شکل (۹-۵): اثر میدان جاذبه توپوگرافی اطراف یک ایستگاه روی مقدار گرانی اندازه‌گیری شده
- ۸۹ شکل (۱۰-۵): برداشت داده‌های گرانی در نزدیکی تپه
- ۹۰ شکل (۱۱-۵): الف- شکل هندسی برای به زون نزدیک ب- برای زون دور (دید از بالا)
- ۹۰ شکل (۱۲-۵): تصحیح توپوگرافی برای ارتفاعات مختلف
- ۹۱ شکل (۱۳-۵): نقشه‌ی توپوگرافی دور محدوده‌ی برداشت
- شکل (۱۴-۵): نقشه‌ی توپوگرافی نزدیک محدوده‌ی برداشت
- ۹۲ شکل (۱۵-۵): آنومالی بوگه کامل داده‌های گرانی محدوده‌ی برداشت
- ۹۵ شکل (۱۶-۵): نقشه‌ی باقی مانده از روند سطحی درجه ۳
- ۹۵ شکل (۱۷-۵): نقشه‌ی باقی مانده از روند سطحی درجه ۲
- ۹۵ شکل (۱۸-۵): نقشه‌ی آنومالی ناحیه‌ای از روند سطحی درجه ۳
- ۹۵ شکل (۱۹-۵): نقشه‌ی آنومالی ناحیه‌ای از روند سطحی درجه ۲
- ۹۷ شکل (۲۰-۵): نقشه‌ی گسترش به سمت بالای ۶۰ متری
- ۹۷ شکل (۲۱-۵): نقشه‌ی گسترش به سمت بالای ۳۰ متری
- ۹۷ شکل (۲۲-۵): نقشه‌ی گسترش به سمت بالای ۱۵۰ متری
- ۹۹ شکل (۲۴-۵): نقشه‌ی مشتق افقی داده‌های منطقه در جهت X
- ۹۹ شکل (۲۵-۵): نقشه‌ی مشتق افقی داده‌های منطقه در جهت X
- ۹۹ شکل (۲۶-۵): نقشه‌ی مشتق قائم داده‌های منطقه
- ۱۰۱ شکل (۲۷-۵): پاسخ فیلتر تتا از داده‌های گرانی منطقه
- ۱۰۱ شکل (۲۸-۵): پاسخ فیلتر TDX از داده‌های گرانی منطقه
- ۱۰۱ شکل (۲۹-۵): پاسخ فیلتر تیلت از داده‌های گرانی منطقه
- ۱۰۱ شکل (۳۰-۵): پاسخ فیلتر مشتق افقی کل زاویه ی تیلت از داده‌های گرانی منطقه
- ۱۰۲ شکل (۳۱-۵): تخمین عمق با استفاده از روش اویلر
- ۱۰۵ شکل (۳۲-۵): رسم ۳ پروفیل $p1, p2, p3$ بر روی آنومالی بوگه منطقه
- ۱۰۵ شکل (۳۲-۵): پاسخ گرانی پروفیل $p1$
- ۱۰۶ شکل (۳۳-۵): پاسخ گرانی پروفیل $p1$
- ۱۰۶ شکل (۳۴-۵): پاسخ گرانی پروفیل $p1$
- ۱۰۷ شکل (۳۵-۵): فلوچارت مراحل کار با نرم‌افزار
- ۱۰۸ شکل (۳۶-۵): مدل سازی دو بعدی با استفاده از نرم‌افزار مدل‌ویژن با خطای $RMS = 1/68$

صفحه	عنوان
۴۱	جدول (۱-۳): تعیین شاخص ساختاری معادله اوایلر برای مدل های ساده [Reid et al, 1990].
۴۷	جدول (۱-۴): پارامترهای مدل گسل شیبدار
۵۴	جدول (۲-۴): پارامترهای مدل گسل شیبدار
۶۱	جدول (۳-۴): پارامترهای مدل گسل قائم
۶۲	جدول (۴-۴): پارامترهای مدل گسل شیبدار
۶۳	جدول (۵-۴): پارامترهای مدل گسل شیبدار
۶۴	جدول (۶-۴): پارامترهای مدل گسل شیبدار
۷۰	جدول (۷-۴): نتایج تخمین عمق با استفاده از روش اوایلر با پنجره 7×7
۷۰	جدول (۸-۴): نتایج تخمین عمق با استفاده از روش اوایلر با پنجره 11×11
۷۰	جدول (۹-۴): نتایج تخمین عمق با استفاده از روش اوایلر با پنجره 15×15
۸۴	جدول (۱-۵): تصحیح عرض جغرافیایی برای قسمتی از پروفیل ۸
۱۰۸	جدول (۲-۵): نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی

g_{obs}	مقدار گرانی مشاهده‌ای یا اندازه‌گیری شده
g_{ϕ}	مقدار گرانی نرمال (تئوری)
ϕ	عرض جغرافیایی
ρ	چگالی
M_e	جرم زمین
U	پتانسیل گرانشی
g_{res}	آنومالی گرانی باقی مانده
g_{reg}	آنومالی گرانی ناحیه‌ای
λ	طول موج
k	عدد موج
THDR	مشتق افقی کل
H	تبدیل هیلبرت
sgn	تابع علامت
TA	فیلتر زاویه تیل
THDR-TA	فیلتر مشتق افقی کل زاویه تیل
A	سیگنال تحلیلی
TDX	گرادیان افقی کل نرمالیزه شده
N	شاخص ساختاری
D	دریفت
$\Delta\rho$	اختلاف چگالی جسم آنومال و سنگ‌های اطراف آن
G	ثابت جهانی شتاب جاذبه $G = 6.672 \times 10^{-11} N.m^2/kg^2$
Δg	میدان گرانی
Δg_E	تصحیح ارتفاعی
Δg_b	آنوملی بوگه کامل
dg_{ϕ}	تصحیح عرض جغرافیایی
dg_{FA}	تصحیح هوای آزاد
dg_{sb}	تصحیح بوگه ساده
dg_t	تصحیح توپوگرافی

لازم به ذکر است که برای نوشتن کدهای مورد نیاز از محیط نرم‌افزار Matlab استفاده گردید. همچنین برای محاسبات لازم، مدل‌سازی و ترسیم نقشه‌ها بسته به نیازمندی از نرم‌افزارهای Excel، Surfer، Potent، Geosoft، Grav2DC، ModelVision استفاده شده است.

فصل اول

کلیات و اهداف پایان نامه

۱-۱ مقدمه

پدیده زمین لرزه همه ساله خسارات جانی و مالی فراوانی را در سراسر جهان برجای می گذارد، به منظور جلوگیری از خسارات و خطرات ناشی از لغزش می بایست علل رویداد آن را شناخت و این شناخت با بررسی کامل وضعیت زمین شناسی منطقه امکان پذیر است. قرارگیری ایران زمین بر روی کمربند لرزه خیز دنیا، سبب پدید آمدن زمین لرزه های ویرانگر در آن بوده و هر از چندگاهی بخشی از این سرزمین توسط زمین لرزه های ویران شده و یا گزند اساسی می بیند. توجه به این موارد، اهمیت مطالعات لرزه خیزی در ایران زمین را آشکار ساخته و آن را به عنوان یک مسئله مهم ملی مطرح نموده است. بررسی پیوند میان زمین لرزه های روی داده در گذشته و گسل های مهم پیرامون محل مورد نظر از موارد بسیار با اهمیتی است که نقش در خور توجهی در مطالعات لرزه خیزی دارد [پور کرمانی، ۱۳۷۷].

لرزش ناگهانی پوسته های جامد زمین، زلزله یا زمین لرزه نامیده می شود. دلیل اصلی وقوع زلزله را می توان افزایش فشار بیش از حد داخل سنگ ها و طبقات درونی زمین بیان نمود. این فشار به حدی است که در سنگ گسستگی به وجود می آید و دو قطعه سنگ در امتداد سطح شکستگی نسبت به یکدیگر حرکت می کنند. به سطح شکستگی که همراه با جابجایی است، گسل گفته می شود. زلزله نیز به نوبه ی خود سبب ایجاد گسل جدیدی شده و در نتیجه تعداد شکستگی ها زیادتر شده و به این ترتیب قابلیت لرزه خیزی منطقه افزایش می یابد [پور کرمانی، ۱۳۷۷].



شکل (۱-۱): تصویر طبیعی از یک گسل

۲-۱ تعریف گسل

گسل‌ها، شکستگی‌هایی همراه با تغییر مکان نسبی هستند که به موازات سطح گسل انجام گرفته‌اند. بعضی از گسل‌ها فقط چند سانتی متر طول دارند و جابجایی آنها در حدود سانتی متر است، در صورتی که گسل‌هایی هم با صدها کیلومتر جابجایی در حدود چند کیلومتر و حتی ده‌ها کیلومتر دیده می‌شوند. در بعضی موارد، یک گسله به صورت مجزا دیده می‌شود ولی در پاره‌ای حالات، چندین گسله موازی و نزدیک به هم دیده می‌شوند که منطقه گسله نامیده می‌شوند. گاهی نیز بدون این که یک شکستگی مشخص در سنگ‌ها دیده شود، سنگ‌ها نسبت به هم تغییر مکان می‌یابند که منطقه بین آنها، به نام منطقه برش موسوم است.

۱-۲-۱ عناصر و ویژگی‌های گسل

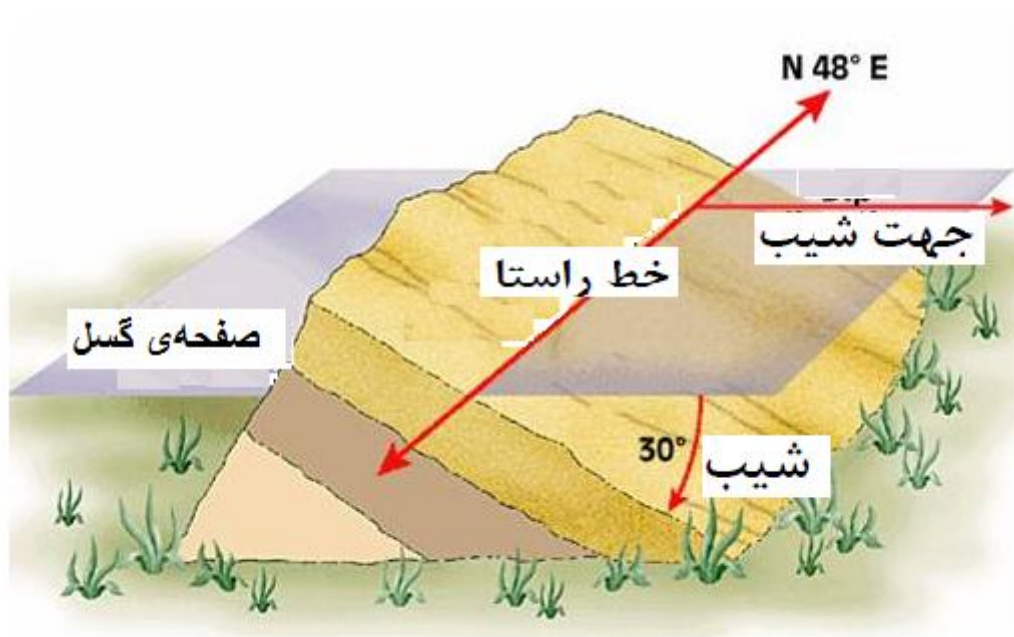
الف (شیب و امتداد گسل: در حالت کلی سطح گسل را می‌توان به صورت یک سطح در نظر گرفت، لذا شیب و امتداد آن را همانند شیب و امتداد طبقات اندازه‌گیری می‌نمایند. در حالت کلی، امتداد گسل، امتداد یک خط افقی در سطح گسل است، که مقدار آن نسبت به شمال بیان می‌شود. زاویه بین سطح افق و سطح گسل را شیب گسل می‌نامند (شکل ۱-۲ و ۱-۳).

ب (کمر بالا و پائین: قطعه‌ای واقع در بالای سطح گسل کمر بالا و قطعه پائین آن کمر پائین نامیده می‌شود. بدیهی است این تعاریف در مواردی صادق است که گسل قائم نباشد زیرا در این حالت بالا و پائین صفحه گسل مفهومی نخواهد داشت.

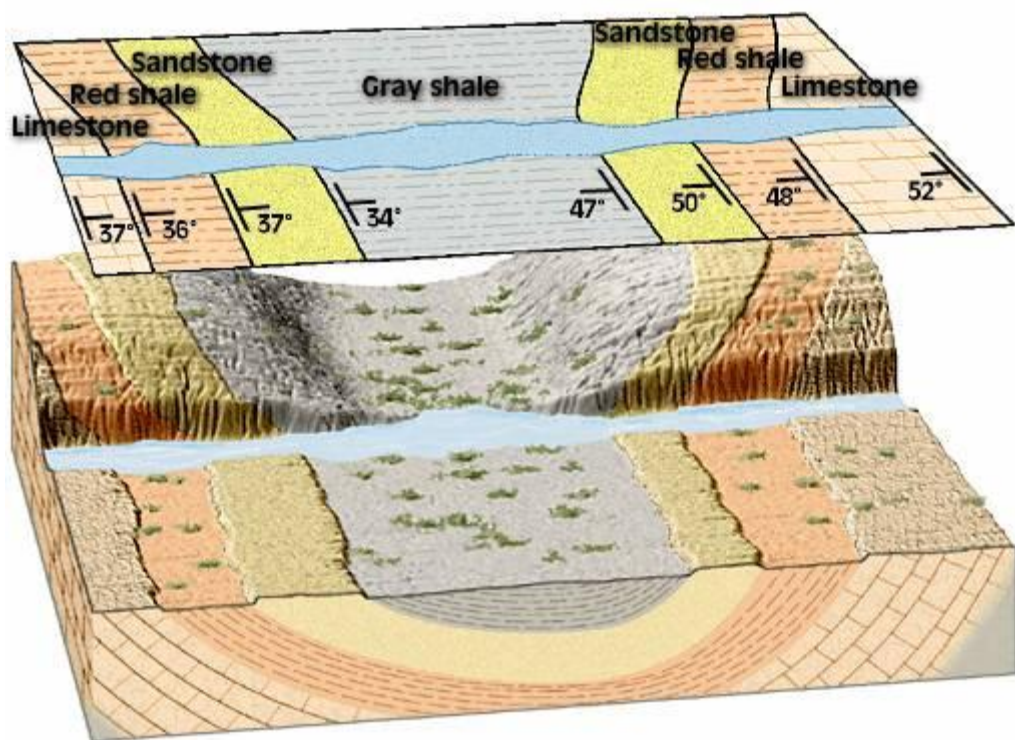
ج (اثر گسل: محل تقاطع صفحه گسل با سطح زمین اثر گسل یا خط گسل نامیده می‌شود. خط گسل در بسیاری حالات یک خط مستقیم است اما در مواردی که شیب صفحه کم بوده و پستی و بلندی سطح زمین زیاد باشد، ممکن است به حالت نامنظم دیده شود.

د (زاویه ریک یا پیچ: این زاویه عبارت است از زاویه بین خطی که اثر حرکت گسل را در روی صفحه‌ی آن نشان می‌دهد با خط افقی که در صفحه‌ی گسل قرار دارد.

ه (زاویه میل: زاویه‌های بین خط بزرگترین شیب موجود در صفحه گسل، با صفحه افقی را زاویه میل نامند.



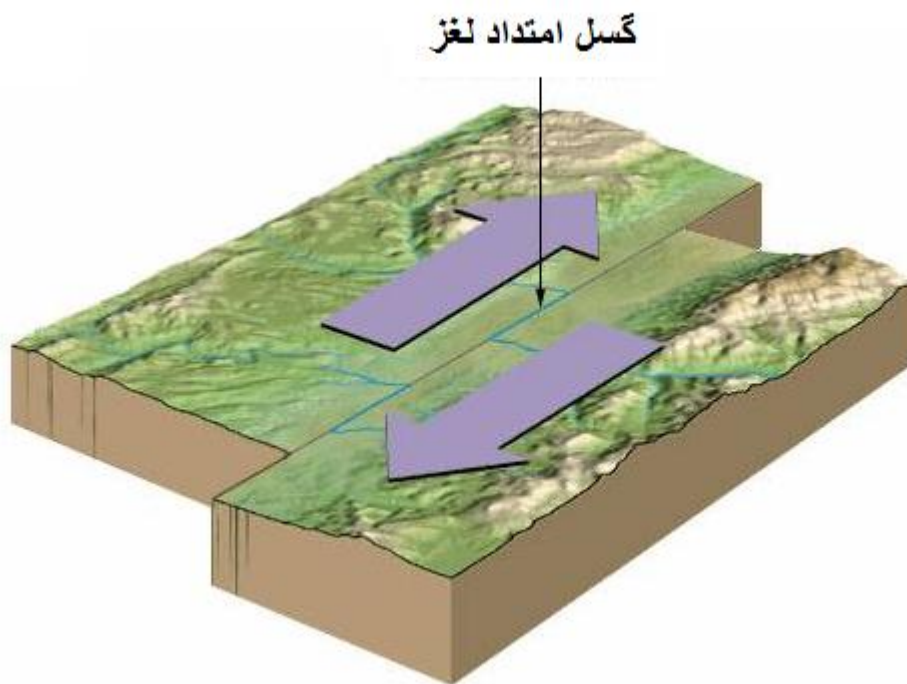
شکل (۱-۲): نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب [پورکرمانی، ۱۳۷۷]



شکل (۱-۳): نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب [پورکرمانی، ۱۳۷۷]

۲-۲-۱ تقسیم بندی هندسی گسل ها

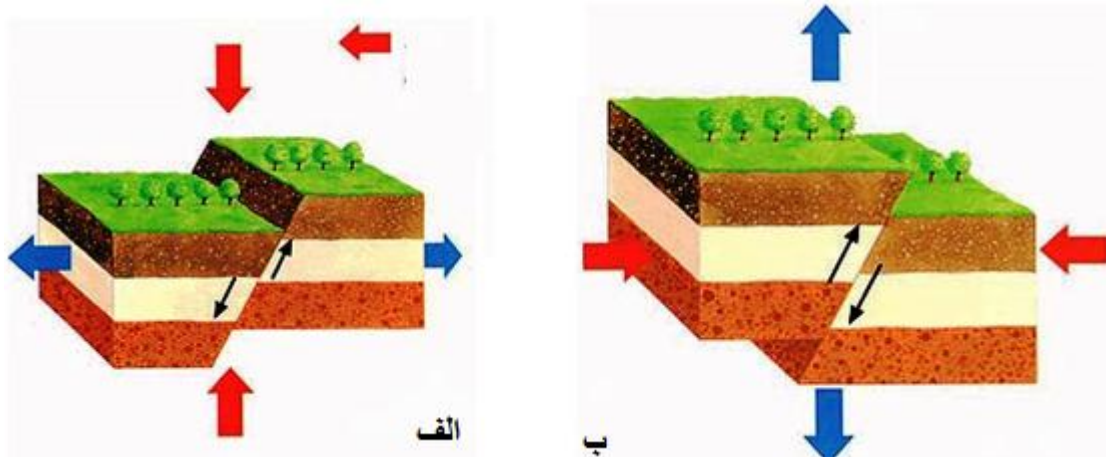
الف) گسل امتداد لغز : گسلی است که در آن لغزش کلی به موازات امتداد گسل می باشد. در این حالت لغزش کلی گسل معادل لغزش امتدادی بوده و در جهت شیب، مولفه لغزش وجود نخواهد داشت. همچنین زاویه ریک لغزش کلی در این حالت معادل صفر است (شکل ۴-۱).



شکل (۴-۱): گسل امتداد لغز [پورکرمانی، ۱۳۷۷]

ب) گسل شیب لغز : گسلی است که در آن لغزش کلی در جهت شیب سطح گسل می باشد. به عبارت دیگر در مورد این گسل ها لغزش کلی و شیبی با یکدیگر مساوی بوده و مولفه لغزش امتدادی معادل صفر خواهد بود. زاویه ریک لغزش کلی در مورد این دسته از گسل ها معادل ۹۰ درجه است (شکل ۵-۱).

ج) گسل مورب لغز : در این دسته از گسل ها، لغزش کلی نسبت به امتداد یا شیب گسل، مورب است. بدیهی است در این گسل ها لغزش کلی دارای هر دو مولفه امتدادی و شیبی است. زاویه ریک لغزش کلی در این حالت از صفر بیشتر و از ۹۰ درجه کمتر است.



شکل (۱-۵): الف- گسل نرمال ب- گسل معکوس [پور کرمانی، ۱۳۷۷]

۳-۲-۱ تقسیم بندی بر اساس زاویه شیب گسل

الف) گسل های پر شیب : گسل هایی پر شیب آنهایی هستند که زاویه شیب آنها از ۴۵ درجه بیشتر است .

ب) گسل های کم شیب : هرگاه زاویه شیب کل کمتر از ۴۵ درجه باشد، بدین نام خوانده می شود .

ج) گسل عمودی : اگر شیب صفحه گسل بیشتر از ۸۰ درجه باشد، گسل را عمودی می نامند.

۴-۲-۱ تقسیم بندی گسل ها بر اساس حرکت ظاهری گسل

الف) گسل رانده : گسلی که در آن کمر بالا نسبت به کمر پائین به سمت بالا حرکت کرده است. تشکیل گسل های رانده با کوتاه شدن لایه ها و طبقات همراه است. معمولاً گسل های رانده را بر حسب زاویه شیب به سه دسته تقسیم می کنند :

۱- اگر زاویه شیب بیش از ۴۵ درجه باشد گسل، گسل معکوس نام دارد.

۲- اگر کمتر از ۴۵ درجه باشد، رانده نامیده می شود.

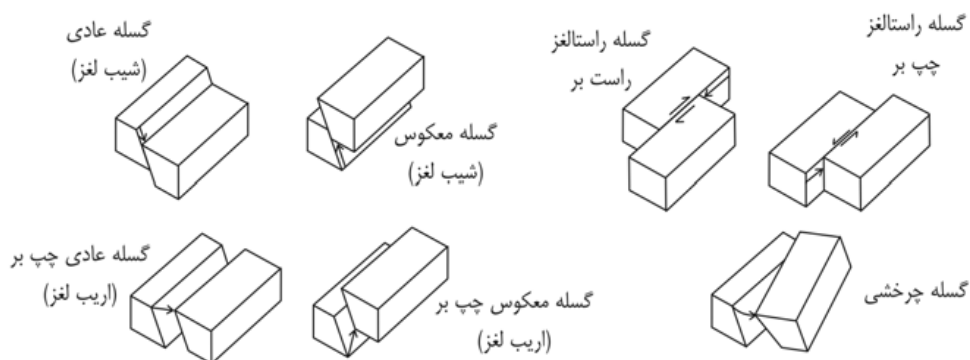
۳- اگر زاویه شیب این گسل ها کمتر از ۱۰ درجه و لغزش کلی آنها زیاد باشد، گسل رورانده نام دارد.

ب) **گسل عادی** : هرگاه کمر بالا نسبت به کمر پائین به طرف پائین حرکت کرده باشد، گسل حاصل گسل عادی یا مستقیم نام دارد.

ج) **گسل مورب** : گسلی است که امتداد آن نسبت به امتداد لایه بندی سنگ‌های اطراف به حالت مورب است.

د) **گسل طولی** : هرگاه امتداد گسل تقریباً موازی امتداد عمومی ساختمان‌های زمین شناسی منطقه باشد، گسل طولی نامیده می‌شود.

ر) **گسل عرضی** : هرگاه امتداد گسل، عمود یا تقریباً عمود بر امتداد عمومی ساختمان‌های زمین‌شناسی منطقه باشد، گسل عرضی نامیده می‌شود.



شکل (۱-۶): انواع گسل‌ها [پور کرمانی، ۱۳۷۷]

یکی از نکات اصلی و مهم در شهرسازی رعایت مسائل ایمنی به لحاظ لرزه خیز بودن منطقه است. در این راستا شناسایی پارامترهای مهم از طریق روش‌های غیرمستقیم و بدون تأثیر مخرب زیست محیطی مانند روش‌های ژئوفیزیکی در اولویت می‌باشند. یکی از کاربردهای نه‌چندان جدید روش گرانی، استفاده از آن در مطالعات ژئوتکنیکی و مهندسی عمران است. این روش به دلیل تاثیرپذیری کمتر نوفه‌های صنعتی و شهری و در دسترس بودن گرانی‌سنج‌های با دقت بالا، امروزه نقش قابل توجهی در این حیطه دارد.

نظر به اینکه آنومالی‌های گرانی‌سنجی ناشی از اختلاف چگالی طبقات و غیرهمگون بودن آنها می‌باشند، لذا اگر طبقات تباین چگالی داشته باشند، داده‌های گرانی از اهمیت بالایی برخوردار است. گسل‌ها و شکستگی‌ها در یک منطقه از عوامل موثر و کنترل کننده منابع زیرزمینی مثل نفت و گاز و مواد معدنی است. تعیین موقعیت و وضعیت و تهیه نقشه گسل‌های عمیق و کم عمق در اکتشاف نفت، مواد معدنی، آب‌های زیرزمینی و کارهای مهندسی ضروری می‌باشد.

۱-۳ سوابق مطالعات روی گسل با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی

اکتشاف دامنه وسیعی از مواد معدنی وابستگی شدیدی به دانش ما از موقعیت و سن شکستگی‌ها و گسل‌ها دارد. منطقه‌های نفتی و گازی در بسیاری از پی‌سنگ‌های رسوبی در طول گسل‌هایی که روند خطی دارند، توزیع شده‌اند [Cordell, 1973]. بیشتر ذخایر معدنی با ساختارهای زمین‌شناسی به ویژه با روند گسل‌ها مرتبط می‌باشد. همچنین مشخص کردن گسل برای بررسی تکتونیک و ساختارهای زیرسطحی و خطر لرزه‌خیزی منطقه ارزشمند می‌باشد [آزادی و همکاران، ۱۳۸۶]. عموماً ویژگی‌های اصلی ساختار گسل را می‌توان با روش‌های گرانی و مغناطیس مشخص کرد. استفاده از روش‌های پتانسیل در تعیین ساختارهای زیرسطحی و شناسایی گسل‌ها، سابقه‌ای طولانی دارد. پل (Paul) و همکاران در سال ۱۹۶۶ با به دست آوردن ضرایبی برای ادامه فراسو میدان گرانی، توانستند پارامترهای ساختار گسل دو بعدی را با دقت بالایی مشخص کنند. مدل‌سازی پیشرو گرانی برای محاسبه پاسخ شکل هندسی ژئوفیزیکی، یک امر معمول در اکتشافات ژئوفیزیکی است که برای بررسی آنومالی‌گرانی ناشی از ساختارهای تکتونیکی مورد توجه افراد زیادی بوده است [Paul et al. 1966; Geldart et al. 1966; Sundararajan et al. 1983; Murthy and Rao, 1980; Murthy, 1998]. برای محاسبه آنومالی گرانی ساختارها با چگالی ثابت روش‌ها و فرمول‌های زیادی ارائه شده است، هر چند که چگالی سنگ‌های رسوبی با عمق تغییر می‌کند. بدین ترتیب در ادامه پژوهشگران دیگری در مدل‌سازی گسل‌ها برای محاسبه اثر آنومالی گرانی ناشی از وجود گسل، از تغییرات چگالی

با عمق استفاده کرده‌اند [Cordell, 1973; Hinze, 2003; Chappel and Kusznir, 2008]. در این راستا آقایان کوردل (Cordell) در سال ۱۹۷۳ و گارسیا-عبدالسلام (Garcia-Abdeslem) در سال ۱۹۹۲ نشان دادند که تابع چگالی نمایی می‌تواند نتایج قابل قبول‌تری از لحاظ زمین‌شناسی داشته باشد. هرچند افرادی هم شکل تغییرات خطی را برای محاسبه چگالی در ساختارها در نظر گرفته‌اند [Sundararajan & Brahmam, 1998]. به منظور نتیجه‌گیری بهتر در مدل‌سازی پیشرو جهت تغییرات چگالی رسوبات از تابع سهموی برای محاسبه اثر گرانی استفاده کرده‌اند (Chakravarthi and Sundararajan, 2004). در ایران نیز افرادی در این زمینه به مطالعه پرداخته‌اند. وضعیت ساختارها و چین‌خوردگی دشت چناران در شمال غرب مشهد با استفاده از تلفیق روش‌های گرانی و مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفته و نقشه آنومالی بوگر این منطقه به صورت دو مقدار بیشینه در اطراف و یک کمینه در قسمت مرکزی ارائه گردیده است [محمد السوقی، ۱۳۸۸]. اویسی و همکاران (۱۳۸۷) برای مشخص کردن گسل مدفون در منطقه کرکسار از روش‌های پتانسیل برای مطالعه ساختارهای شکستگی استفاده کرده‌اند و در تفاسیر پارامتری از روی پروفیل‌های مغناطیسی و با استفاده از روش نقطه میانی و سیگنال تحلیلی، عمق، لبه و شیب گسل را تخمین زدند. اما در برخی موارد با توجه به شرایط زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی منطقه، ساختار خطی گسل به خوبی مشخص نمی‌باشد و به تجربیات مفسر نیاز دارد که گاهی ماهیت متفاوتی از آنومالی نتیجه می‌شود. توشلمانی در سال ۲۰۱۰ از روش گرانی برای تعیین امتداد گسل استفاده کرده است. آزادی و همکاران (۱۳۸۶) برای بررسی گسل توس واقع در شهر مشهد از روش‌های ژئوفیزیکی و ژئوتکنیکی استفاده کرده‌اند.

۱-۴ ضرورت و اهداف انجام پایان نامه

شهر جدید کلاته خبیج در شمال شرق شاهرود در دشت جنوبی چهل دختر در مسیر جاده شاهرود- آزادشهر واقع شده است. بر اساس مطالعات تصاویر ماهواره‌ای و عکس هوایی اثر گسلی بر روی رسوبات جدید و کواترنر منطقه دیده می‌شود که از شهر کلاته خبیج نیز می‌گذرد. مشاهده اثر این گسل روی رسوبات جدید نشان می‌دهد که این گسل جوان بوده و مشابه گسل بروات در جنوب شرق شهر بم می‌باشد که منجر به زلزله وحشتناک بم گردید. بدین ترتیب این موضوع اهمیت فوق‌العاده دارد که بدانیم وضعیت این گسل چگونه است. در این پایان‌نامه سعی بر این است که با استفاده از روش گرانی‌سنجی برای آشکارسازی گسل کلاته خبیج در رسوبات آبرفتی پرداخته شود. همچنین از روش‌هایی مانند فیلترهای فاز محلی و... که کاربردهای زیادی در آشکارسازی گسل‌ها دارند، مورد استفاده قرار گیرد. بنابراین بررسی وضعیت این گسل به لحاظ امتداد، شیب، عمق و جهت شیب آن ضروری به نظر می‌رسد. در راستای بررسی گرانی‌سنجی روی این منطقه فرضیات و سوالات زیر قابل طرح است:

۱- روش گرانی قادر به تفکیک و تشخیص ساختار گسل است.

۲- جابجایی لایه‌ها توسط گسل سبب اختلاف چگالی مناسبی می‌شود که به روش گرانی قابل اندازه‌گیری است.

۳- با روش گرانی می‌توان شیب و جهت گسل را شناسایی کرد.

آیا می‌توان با روش گرانی‌سنجی تشخیص داد که گسل کلاته خبیج از چه نوعی است؟

آیا عمق این گسل قابل تخمین است؟ چه عمق دارد؟

جهت شیب و مقدار شیب این گسل چقدر است؟

۱-۵ ساختار پایان نامه

برای نیل به اهدافی که در پایان نامه مدنظر بوده این ساختار در شش فصل تنظیم شده است به طوری که در فصل اول کلیات مربوطه بیان شده است. در این فصل پس از مقدمه، ضرورت و هدف از تحقیق و روش انجام آن نیز اشاره شده است. در ادامه در فصل دوم مبانی و اصول روش گرانی سنجی بیان می گردد. در فصل سوم، روش های شناسایی مرز و عمق چشمه های آنومال و معادلات ریاضی آنها بیان شده و سپس از این موارد در فصل چهارم برای مدل سازی و تولید داده های مصنوعی و تفسیر آنها استفاده خواهد شد. در ادامه در فصل پنجم روش های تفکیک و تفسیر آنومالی گرانی ناشی از داده های واقعی برداشتی از منطقه کلاته خیج بررسی خواهد شد و در نهایت نتایج تحقیق و پیشنهادات در فصل ششم ارائه می شود.

فصل دوم

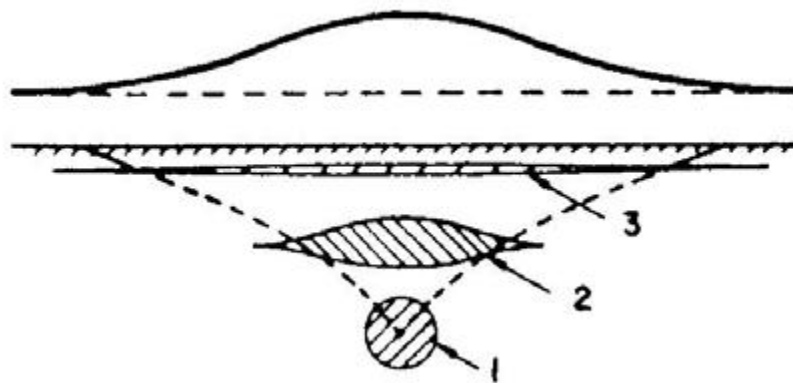
اصول و مبانی روش گرانی

۲-۱ مقدمه

کشف گیلبرت^۱ درباره مغناطیس زمین و تئوری نیوتن درباره نیروی گرانی زمین را می‌توان آغاز علم ژئوفیزیک دانست. هدف اکتشافات ژئوفیزیکی کشف پدیده‌های زمین‌شناسی (تله نفتی، توده معدنی و ...) با روش‌های غیرمستقیم است. امواج لرزه‌ای، گرانی، مغناطیس و میدان‌های الکتریکی درون زمین اساس اکتشافات ژئوفیزیکی مدرن می‌باشند. از میان روش‌های ژئوفیزیکی گرانی و مغناطیس به عنوان ابزاری برای اکتشافات مقدماتی ذخایر نفتی مورد استفاده قرار می‌گیرند. در این دو روش کوشش بر این است که تغییرات اندک ناشی از نامنظمی‌های چگالی و یا خودپذیری^۲ مغناطیسی سنگ‌های زیرزمینی، در یک میدان نیروی نسبتاً بزرگ اندازه‌گیری شوند.

روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی در حکم روش‌های میدان پتانسیل، از پرکاربردترین روش‌های ژئوفیزیکی هستند که در شناسایی حوزه‌های نفتی، مطالعات باستان‌شناسی و بررسی ساختارهای زیرسطحی نتایج مطلوب و موثقی را ارائه می‌دهند. ویژگی مشترکی که این دو روش را از سایر روش‌های ژئوفیزیکی متمایز می‌سازد، پایستار بودن میدان‌های اندازه‌گیری شده است. با استفاده از این روش‌ها در مرحله اکتشاف مقدماتی که هیچ گونه اطلاعات قبلی موجود نیست با صرف وقت و هزینه کم، می‌توان مشخصات ساختاری منطقه را بررسی کرد. [Dobrin and Savit, 1988]. در کنار مزیت‌های گفته شده، این دو روش دارای معایبی نیز می‌باشند. از جمله این که آنومالی حاصله از یک منبع زیرسطحی منحصر به فرد نیست، یعنی تعداد بی‌شماری اشکال زیرسطحی مختلف می‌توانند آنومالی‌های یکسانی در سطح زمین حاصل نمایند. برای کاستن از دامنه ابهامات باید از اطلاعات زمین‌شناسی بهره گرفت. هر چه میزان این اطلاعات بیشتر باشد از ابهامات کاسته شده و تعبیر و تفسیر مطمئن‌تری انجام می‌شود [کلاگری، ۱۳۷۱].

^۱ William Gilbert^۲ Susceptibility



شکل ۱-۲ کره عمیق ترین توده‌ای است که می‌توان به طور تقریبی آنومالی گرانی نشان داده شده را به آن نسبت داد. توده‌های پهن تر و کم عمق‌تری از قبیل (۲) و (۳) نیز می‌توانند به عنوان مولد آنومالی گرانی در نظر گرفته شوند. جرم کل تمام آن‌ها یکسان می‌باشد [Reynolds, 1997].

۱-۲ روش گرانی‌سنجی

گرانی‌سنجی در ابتدا برای تعیین محل گنبد‌های نمکی در مکزیک و آمریکا و بعدها برای یافتن ساختارهای زمین‌شناسی زیرسطحی مانند طاق‌دیس‌ها در جنوب غرب آمریکا به کار برده شد. امروزه این روش بیشتر برای اکتشافات مقدماتی به کار برده می‌شود، به طوری که با شناسایی مرز بین سنگ‌های رسوبی و سنگ بستر که بسیار چگال‌تر از سنگ‌های رسوبی است، حوضه رسوبی را از نظر بزرگی و ضخامت رسوبات مشخص می‌کند. این روش قدیمی‌ترین و اولین روش برای اکتشاف نفت بوده و با وجود مخارج زیاد باز هم به میزان قابل ملاحظه‌ای از روش لرزه‌نگاری ارزان‌تر است [دولتی ارده‌جانی، ۱۳۷۲].

۱-۲-۲ شتاب جاذبه^۱

نیروی گرانش با قانون نیوتن بیان می‌شود که مبنای کارهای گرانی‌سنجی است. طبق این قانون نیروی موجود بین دو ذره به جرم‌های m_1 و m_2 با حاصل ضرب جرم آن‌ها نسبت مستقیم و با مجذور فاصله آن‌ها رابطه عکس دارد [Telford, 1990]:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (1-2)$$

^۱Gravitational acceleration

که در آن G ثابت عمومی جاذبه نامیده می‌شود و مقدار آن برابر است با :

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

طبق قانون دوم حرکت نیوتن شتاب جرم m_2 ناشی از حضور جرم m_1 از تقسیم F بر m_2 به

دست می‌آید. در حالت خاص اگر m_1 را برابر با M_e یعنی جرم زمین در نظر گرفته شود، با توجه به

معادله (۱-۲) شتاب جاذبه در سطح زمین برابر است با [Telford, 1990]:

$$g = \frac{F}{m_2} = G \frac{M_e}{R_e^2} \quad (2-2)$$

واحد اندازه‌گیری شتاب جاذبه گال ($1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/sec}^2$) است اما در عمل معمولاً از واحد کوچکتری

به نام میلی گال ($1 \text{ gal} = 1000 \text{ mgal}$) استفاده می‌شود. جهت برداشت داده‌های گرانی از گرانی‌سنج^۱

استفاده می‌شود که می‌توان آن‌ها را به دو گروه پایدار و ناپایدار تقسیم‌بندی کرد. امروزه در برداشت‌های

گرانی‌سنجی از گرانی‌سنج‌های حساس‌تر نوع ناپایدار مانند لاکوست‌رمبرگ مدل $G440$

، $CG3$ و $CG5$ استفاده می‌شود. اما شتاب جاذبه دقیقاً در همه جای سطح زمین یکسان نیست، بلکه

تحت تأثیر چندین فاکتور از قبیل عرض جغرافیایی، ارتفاع، جرم، توپوگرافی و نهایتاً زمین‌شناسی منطقه

کنترل می‌شود. بنابراین برای به دست آوردن اطلاعات زمین‌شناسی باید تصحیحاتی از قبیل تصحیح

هوای آزاد^۲، تصحیح بوگه^۳، تصحیح عرض جغرافیایی^۴ و تصحیح توپوگرافی^۵ بر روی مقادیر اولیه اندازه-

گیری شده اعمال شود.

۲-۲-۲ پتانسیل گرانشی^۶

شتاب جاذبه یک میدان پایسته است که می‌توان آن را به صورت گرادیان یک پتانسیل اسکالر نمایش

داد:

^۱ Gravimeter

^۲ Bouguer correction

^۳ latitude correction

^۴ Terrain correction

^۵ Gravitational potential or Newtonian potential

$$g = \nabla u \quad (۴-۲)$$

که در این رابطه U کار انجام داده شده توسط میدان بر روی یک ذره است و پتانسیل گرانشی نامیده می‌شود. بنابراین پتانسیل گرانشی ناشی از جرم m برابر است با [Telford, 1990]:

$$U = G \frac{m}{r} \quad (۵-۲)$$

۳-۲ تغییرات جاذبه در سطح زمین

شدت جاذبه یا به عبارت دیگر شتاب جاذبه در نقاط مختلف سطح زمین یکسان نبوده و در اثر عواملی که مهم‌ترین آن‌ها پنج دسته زیر است، از نقطه‌ای به نقطه دیگر متغیر می‌باشد.

۳-۲-۱ عرض جغرافیایی نقاط

موقعیت جغرافیایی نقاط سطح زمین عامل مؤثری در تغییرات شتاب جاذبه می‌باشد. زیرا اجسام در سطح زمین تحت تاثیر نیروی گریز از مرکز ناشی از حرکت وضعی زمین قرار داشته و این نیرو که در جهت مخالف جاذبه اثر می‌نماید در استوا حداکثر و در قطب مساوی صفر می‌باشد.

۳-۲-۲ اختلاف ارتفاع بین ایستگاه‌های اندازه‌گیری و سطح مبنا

با توجه به فرمول $g = G \frac{m}{r^2}$ واضح است که هر چه ارتفاع نقطه‌ای از سطح دریا بیشتر باشد شدت جاذبه در آن نقطه کمتر خواهد بود.

۳-۳-۲ اثر جذر و مد

اجسام سطح زمین تحت تأثیر جاذبه ماه و خورشید نیز می‌باشند و موقعیت نسبی این دو کره در فضا در زمان اندازه‌گیری باعث مشاهده تغییراتی در شتاب جاذبه می‌شود.

۳-۳-۴ عوامل توپوگرافی

وجود عوارض توپوگرافی مانند کوه‌های مرتفع و دره‌های عمیق در نزدیکی محل اندازه‌گیری در شتاب اندازه‌گیری شده مؤثر می‌باشد. هر دو این آثار توپوگرافی در یک جهت روی مقدار گرانی اثر می‌گذارند. زیرا کشش به سمت بالا (در مورد تپه‌ها) و عدم کشش به سمت پایین (در مورد دره‌ها) هر دو باعث

کاهش مقدار گرانی در نقطه اندازه‌گیری می‌شود. بنابراین هر دو حالت سبب می‌شوند تا مقدار شتاب جاذبه در ایستگاه‌های گرانی، کمتر از مقدار واقعی اندازه‌گیری شود [توکلی، ۱۳۷۵].

۲-۳-۵ تغییرات زمین‌شناسی

تغییرات در وزن مخصوص سنگ‌های نسبتاً سطحی زمین در محل اندازه‌گیری و یا وجود پدیده‌های زمین‌شناسی نظیر گنبد‌های نمکی، طاق‌دیس‌ها، ناودیس‌ها و گسل‌ها که باعث اختلافاتی بین مقادیر گرانی قرائت شده در ایستگاه‌های مختلف می‌شوند

هدف اصلی در مطالعات گرانی‌سنجی اندازه‌گیری تغییرات عامل اخیر یعنی تغییرات زمین‌شناسی است. در عمل شتاب جاذبه در نقاط فراوانی از منطقه مورد مطالعه به فاصله چند صد متر یا چند کیلومتر از یکدیگر اندازه‌گیری شده و سپس نتایج حاصله برای تغییرات سایر عوامل مزاحم مانند تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه، تصحیح توپوگرافی، تصحیح جزر و مد تصحیح می‌شوند. در صورتی که هنوز اختلافی بین مقادیر تصحیح شده باقی مانده باشد، مربوط به دسته پنجم خواهد بود. مطالعه و تعبیر و تفسیر این مقادیر که معمولاً آنومالی (بی‌هنجاری) نامیده می‌شوند که برای مکان‌یابی توده‌های زیرسطحی منطقه به کار می‌رود. شدت این آنومالی‌ها بستگی به میزان اختلاف وزن مخصوص سنگ‌ها در زیر زمین و عمق آن‌ها دارد.

۲-۴-۲ مراحل به کارگیری روش گرانی‌سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی

به کارگیری روش های گرانی‌سنجی را برای اکتشافات ژئوفیزیکی را می‌توان در ۴ مرحله زیر خلاصه نمود:

۲-۴-۱ جمع‌آوری داده‌ها و تصحیح آن‌ها

این مرحله شامل طراحی شبکه برداشت، جمع‌آوری داده‌ها و اعمال تصحیحات لازمه بر روی آن‌ها می‌شود. در مرحله طراحی شبکه برداشت ابتدا بایستی مشخص شود که برداشت داده‌ها به کدام صورت زمینی، هوایی و یا دریایی انجام می‌شود. سپس بر اساس نوع برداشت و مشخصات منطقه، پارامترهایی از قبیل فواصل ایستگاه‌های برداشت، امتداد پروفیل‌های برداشت، فواصل پروفیل‌ها، ارتفاع پرواز و نوع وسیله

اندازه‌گیری و ... تعیین و طراحی می‌شوند. پس از طراحی شبکه برداشت، داده‌ها بر اساس دقت مورد نظر اندازه‌گیری و ثبت می‌شوند. از آنجا که داده‌های حاصل از اندازه‌گیری تحت تاثیر عوامل مختلفی از جمله توپوگرافی منطقه، عرض جغرافیایی و ... هستند، لذا بایستی اثرات این عوامل را با اعمال تصحیحات مختلف بر روی داده‌ها حذف نمود یا به حداقل ممکن کاهش داد. وقتی تمامی نویزهای قابل پیش‌بینی از داده‌های میدان‌های پتانسیل حذف شدند، داده‌های آنومالی شامل طیفی از اثرات منابع زمین‌شناسی منطقه باقی می‌مانند.

۲-۴-۲ تفکیک و آشکارسازی آنومالی‌ها

داده‌های حاصل از مرحله قبل شامل اثرات تمامی توده‌ها و منابع زمین‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه با اعماق و خواص فیزیکی مختلف می‌باشد. به عبارت دیگر داده‌های برداشت شده در یک منطقه، طیفی از آنومالی‌های سطحی یا باقی‌مانده تا آنومالی‌های عمیق یا ناحیه‌ای را شامل می‌گردد. آنومالی‌های ناحیه‌ای دارای طول موج بلند می‌باشند در حالی که آنومالی‌های باقی‌مانده دارای طول موج کوتاه هستند [Reynolds, 1997]. بنابراین لازم است این دو دسته آنومالی‌ها از یکدیگر تفکیک شوند تا بدین ترتیب آنومالی‌های مورد نظر آشکارسازی شوند.

۲-۴-۳ تعیین مشخصات زیرسطحی منابع مولد آنومالی‌ها

وقتی خصوصیات و مشخصات آنومالی‌ها شامل شکل، اندازه، دامنه، و... با اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه ترکیب می‌شود یک مدل مفهومی برای منبع مولد آنومالی و اختلاف خواص فیزیکی آن با مواد زیر زمینی در برگیرنده آن صورت می‌پذیرد.

۲-۴-۴ تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین‌شناسی

در مرحله نهایی، مدل فیزیکی با استفاده از اصول و اطلاعات زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه به علاوه اطلاعات مربوط به خصوصیات فیزیکی لیتولوژی‌های مختلف به صورت مفهوم زمین‌شناسی تفسیر می‌گردد. مدل مفهومی زمین‌شناسی که از آنومالی‌های ژئوفیزیکی تعیین و تفسیر می‌گردند، الزاما ساده شده و برحسب کیفیت‌های فیزیکی بیان می‌گردند تا روش‌های محاسباتی را ساده‌تر نمایند.

فصل سوم

روش‌های تخمین مرز و عمق آنومالی‌های

میدان پتانسیل

۳-۱ مقدمه

استفاده از روش های ژئوفیزیکی و اندازه گیری خصوصیات فیزیکی سنگ های زیرسطحی راه حل مناسبی برای اکتشاف ذخایر مدفون در زیر زمین (از قبیل نفت، گاز، آب، و...) می باشند. برای تفسیر خودکار داده های برداشت شده توسط این دو روش تاکنون روش های متعددی ارائه شده است. تخمین مرز و تخمین عمق آنومالی، از مهم ترین پارامترهایی می باشند که در تفسیر داده های میدان پتانسیل می توان به آن ها اشاره کرد که در این فصل به آن پرداخته می شود.

یکی از مهم ترین مراحل در تفسیر داده های میدان پتانسیل تفکیک عمودی آنومالی های ناشی از منابع محلی و منطقه ای و شناسایی مرزهای افقی آن ها است. روش هایی چون فیلترهای گسترش به سمت بالا^۱ و گسترش به سمت پایین^۲ بر اساس طول موج های متفاوت آنومالی ها (توده های عمیق طول موج بلندتری نسبت به توده های سطحی دارند)، تفکیک عمودی توده های آنومال را انجام می دهند اما کمکی به تفکیک جانبی آن ها نمی کنند.

در بررسی ناهمگنی جانبی توده های زمین شناسی، به ویژه موقعیت لبه ی آن ها، داده های میدان پتانسیل مزایای منحصر به فردی دارند. زمانی که صحبت از لبه ها یا مرزهای زمین شناسی می شود، به طور عمده منظور مرز گسل ها، شکستگی ها و یا واحدهای زمین شناسی و یا واحدهای سنگی با چگالی متفاوت می باشد [حدادیان، ۱۳۹۰].

^۱ Upward continuation

^۲ Downward continuation

فیلترهای متعددی برای شناسایی مرزهای افقی توده های آنومال وجود دارد. این فیلترها می توانند مرز بین واحدهای زمین شناسی را با وضوح بیشتری مشخص کنند و ساختمان های سطحی و عمیق را برجسته نمایند و یا عوارض را از زوایای مختلف نمایش دهند. روش ها بر اساس مکان نقاط ماکزیمم و یا صفر حاصل از به کارگیری مشتقات افقی یا عمودی و یا ترکیبات متفاوت آن ها می باشند. اما به هر حال تفاوتی بین لبه های بدست آمده و لبه های واقعی وجود دارد که این تفاوت با شکل مرز، عمق، اندازه و دیگر فاکتورهای توده ی زمین شناسی تغییر می کند.

بعد از برداشت داده های میدان پتانسیل، نتیجه کار یک سری داده گسسته با ماهیت عددی است که در نقاط پروفیل یا شبکه برداشت (حوزه مکان) حاصل شده است. فیلترها بعد از اینکه داده ها گردآوری و به برخی فرمت های استاندارد (برای مثال آنومالی بوگه) جمع آوری شدند به داده های میدان پتانسیل اعمال می شوند. عمل فیلتر کردن اغلب شامل قرار دادن یک یا چند پنجره متحرک بر روی داده ها و آنالیز داده های محاط در هر پنجره است. این آنالیز شامل عملیات ریاضی پیچیده مانند تبدیل فوریه و یا متوسط گیری ریاضی ساده می باشد. بعد از اعمال فیلتر، داده ها به صورت یک فایل جدید ذخیره می شوند. امروزه به کارگیری روش های جدید با استفاده از کامپیوتر به علت صرفه جویی در زمان و سهولت در به کارگیری این روش ها برای حجم وسیعی از داده ها، رواج یافته است که می توان از جمله به روش های خودکار مانند روش اوپلر دی کانولوشن اشاره کرد.

۳-۲ تفکیک آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده

نقشه های میدان های پتانسیل تهیه شده از برداشت های گرانی، مجموع اثرات توده هایی با دانسیته متفاوت در اعماق مختلف می باشند. به عبارت دیگر نتیجه برداشت به کلیه آنومالی های موجود در منطقه مربوط می شود. در نقشه میدان های پتانسیل، تاثیرات سنگ بستر با تغییرات خطی و ملایم مشخص می - شوند [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]، که به آن ها آنومالی ناحیه ای گفته می شود. آنومالی ناحیه ای دارای یک

فرکانس پایین و طول موج بلند است، در حالی که آنومالی های باقی مانده که مربوط به اجسام زیرسطحی کم عمق می شوند دارای فرکانس بالا و طول موج کوتاه می باشند [Reynolds, 1997].

در مطالعات ناحیه ای گرانی به منظور واضح تر شدن آنومالی های حاصله از اشکال بزرگ مقیاس (آنومالی های ناحیه ای)، باید آنومالی های باقی مانده (حاصله از منابع زیرسطحی با گسترش جانبی محدود) را از روی آنومالی های مشاهده حذف نمود [کلاگری، ۱۳۷۱]. برعکس، در کارهای اکتشافی گرانی و بزرگ-مقیاس معمولاً آنومالی های ناحیه ای را به منظور خوب نمایان شدن آنومالی های باقی مانده از روی آنومالی های مشاهده حذف می نمایند.

در نقشه های میدان های پتانسیل تأثیرات توده های عمیق محدوده وسیعی را در نقشه آنومالی در برگرفته و برعکس تأثیرات سطحی مناطق کوچکی را شامل می شوند. بنابراین مقادیر آنومالی باقی مانده طبق رابطه زیر بیان خواهد شد.

$$g_{res} = g - g_{reg} \quad (۱-۳)$$

که در آن رابطه g_{res} آنومالی باقی مانده، g آنومالی میدان گرانی و g_{reg} آنومالی ناحیه ای می باشد. تخمین درست و حذف میدان ناحیه ای از داده های مشاهده ای، میدان باقی مانده تولید شده که به منابع هدف مربوط می شود، را نتیجه می دهد. در اغلب کارهای اکتشافی تفسیر و مدل سازی عددی برای داده های میدان باقی مانده انجام می شود و اعتبار تفسیر به درجه تفکیک آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای بستگی دارد.

در این پایان نامه برای تفکیک آنومالی های گرانی سنجی منطقه کلاته خج شاهرود، فیلترهای روند سطحی، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین با استفاده از نرم افزار ژئوسافت روی داده ها اعمال شد. اگر چه تفکیک آنومالی ها با استفاده از نرم افزار صورت پذیرفته است اما برای درک چگونگی و عملکرد آن ها، تئوری هر یک از آن ها لازم و مفسر باید کاملاً آگاهی داشته باشد.

۳-۲-۱ نقشه‌ی روند سطحی

یکی از انعطاف‌پذیرترین تکنیک‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی می‌باشد. در این روش میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده شده بوسیله روش حداقل مربعات تقریب زده می‌شود [Hinze,1990]. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده شده داشته باشد. در حالت کلی معادله سطح مذکور برای حالت دو بعدی به شرح زیر است [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]:

$$T(x, y) = A_{00} + A_{01}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{21}x^2y + \dots + A_{pq}x^p y^q$$

که در آن: $T(x, y)$ مقدار آنومالی ناحیه‌ای، A_{ij} ضرایب سطح مذکور، x و y مختصات نقاط برداشت شده می‌باشد. بعد از عبور سطح فوق الذکر بر داده‌های مشاهده شده، آنومالی باقی‌مانده به صورت زیر محاسبه می‌شود [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]:

$$R_i = G_i - T_i \quad (۱-۳)$$

که در آن G_i اطلاعات مشاهده شده، T_i پاسخ سطح مذبور به عنوان اثر ناحیه‌ای و R_i آنومالی باقی‌مانده می‌باشند. برای انجام این روش مربع تفاضل اطلاعات مشاهده شده و اطلاعات سطح انتخابی با استفاده از روش حداقل مربعات کمینه می‌گردد تا سطح مناسب جهت محاسبه اثرات ناحیه‌ای به دست آید.

درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد [Dobrin,1988]. از درجه‌های بیشتر روند سطحی برای حالت‌های پیچیده‌تر استفاده می‌شود. هرچه درجه روند بیشتر باشد آنومالی‌های باقی‌مانده کوچک‌تر و برجسته‌تر می‌شوند و هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مذبور و مشاهده شده بیشتر خواهد شد. بنابراین مقادیر باقی‌مانده به سمت صفر میل خواهند نمود. در این حالت تفکیک اطلاعات به دو مؤلفه باقی‌مانده و ناحیه‌ای مفهومی نخواهد داشت و به این ترتیب هدف اصلی ما نادیده گرفته می‌شود [ادولتی ارده‌جانی، ۱۳۷۵].

۳-۲-۲ روش گسترش به سمت بالا (ادامه فراسو)

روش گسترش به سمت بالای داده های میدان پتانسیل در سطح وسیعی در ژئوفیزیک استفاده می شود. این روش به عنوان مثال برای افزایش و آشکارسازی پاسخ های منابع عمیق تر در جایی که منابع کم عمق تر نیز موجودند، به کار برده می شوند [Reynolds, 1997].

در این روش داده های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح ترازوی در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می شوند. بدین ترتیب تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می شوند. در واقع این روش آنومالی های با طول موج کوتاه تر را حذف کرده و دامنه آنومالی ها را تضعیف و نویز را کاهش می دهد. بنابراین، این روش مانند یک فیلتر پایین گذر عمل می کند [Reynolds, 1997]. گسترش داده های گرانی به سطوح بالاتر در مقایسه با روش گسترش به سمت پایین، افزایش نویز ندارد.

۳-۲-۳ روش گسترش به سمت پایین (ادامه فروسو)

با استفاده از این روش داده های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح ترازوی در زیر سطح مبنای اصلی تصویر می شوند. این روش برعکس روش گسترش به سمت بالا اثر مؤلفه های با عدد موج بالا و آنومالی منابع سطحی را افزایش می دهد. این روش یک ابزار قدرتمند برای مطالعه منابع نزدیک سطح است ولی سودمندی آن به چگونگی رفع نویزهایی که باعث بی ثباتی جواب ها می شوند، بستگی دارد [Blakely, 1996].

برای این تبدیلات از رابطه زیر که به انتگرال فراسو (فروسو) معروف است، استفاده می شود [Blakely, 1996].

$$u(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{u(x', y', z_0) dx dy}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + \Delta z^2]^{3/2}} \quad (2-3)$$

با در نظر گرفتن رابطه کانولوشن،

$$f * g = \int_{-\infty}^{\infty} f(x) g(x - x') dx \quad (3-3)$$

رابطه (۲-۳) را می توان به صورت زیر بازنویسی نمود.

$$u(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} u(x', y', z_0) \psi_n(x - x', y - y', \Delta z) dx' dy' \quad (4-3)$$

که در آن ψ_n و r به ترتیب از رابطه های زیر قابل محاسبه است.

$$\psi_n = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{3/2}} = \frac{-1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \left(\frac{1}{r} \right) \quad (5-3)$$

$$r = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2} \quad (6-3)$$

با انتقال رابطه (۴-۳) به حوزه فرکانس می توان نوشت:

$$F[u_n] = F[u] F[\psi_n] \quad (7-3)$$

$$F[\psi_n] = \frac{-1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left(\frac{1}{r}\right) = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} = e^{-|k|\Delta z} \quad (8-3)$$

که در آن جمله ی $e^{-|k|\Delta z}$ را فیلتر ادامه فراسو و $e^{+|k|\Delta z}$ را فیلتر ادامه فروسو می گویند. حال با گرفتن فوریه معکوس، می توانیم u_n را به دست آورد.

$$u_n = F^{-1}(F[u_n]) \quad (9-3)$$

به این ترتیب می توان مراحل انجام تبدیل میدان گرانی با استفاده از دو فیلتر گسترش به سمت بالا و یا گسترش به سمت پایین طی به شرح زیر خلاصه نمود:

۱- تبدیل فوریه داده ها و انتقال آنها به حوزه فرکانس.

۲- ضرب نتیجه مرحله ۱ در عبارت $e^{\mp|k|\Delta z}$ که در آن Δz ارتفاع گسترش به متر و k عدد موج

است.

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

در صورتی که مقدار ΔZ در این رابطه مثبت باشد گسترش به سمت بالا و در صورتی که مقدار ΔZ منفی باشد گسترش به سمت پایین نامیده می شود. از بین تبدیل های گسترش میدان، ادامه فروسو به دلیل ایجاد نویز زیاد کاربرد کمتری دارد.

۳-۳ تخمین مرز

مهم ترین فیلترهایی که برای تخمین مرز مورد استفاده قرار می گیرند، مشتقات، سیگنال تحلیلی و فیلترهای فاز محلی می باشند.

۳-۳-۱ فیلترهای مشتق

یکی از پرکاربردترین فیلترهای مورد استفاده در تفسیر داده های میدان پتانسیل فیلترهای مشتق است و نقش آنها در جداسازی آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده و تخمین مرز است [Verduzco et al, 2004]. این فیلترها شامل مشتق قائم، مشتق جهتی و مشتق افقی کل هستند. معمولاً در هر مرحله تفسیر بنا به نیاز از هر سه نوع فیلتر استفاده می شود. زیرا هر سه فیلتر اطلاعات مختلف و ویژه ای را در اختیار می گذارد. ترکیب این فیلترها به طرق مختلف منجر به تولید فیلترهای جدید با کارایی بیشتر خواهد شد. علاوه بر کاربرد آنها در تخمین مرز، اساس اکثر روش های تفسیر آنومالی های میدان پتانسیل به ویژه روش های تخمین عمق نیز کمیت مشتق است. اندازه مشتق قائم در محل لبه های توده های زیرسطحی صفر است و از این خاصیت برای تخمین مرز استفاده می شود. اندازه مشتق افقی در بالای لبه های توده زیر سطحی ماکزیمم است. لذا این فیلتر نیز می تواند به عنوان وسیله ای جهت تخمین مرز به کار برده شود. فیلتر مشتق قائم با افزایش مرتبه مشتق مرزها و آنومالی ها را برجسته تر نشان می دهد ولی چون در گروه فیلترهای بالاگذر جای می گیرد، همراه با آنومالی ها نویزهای موجود در نقشه ها نیز برجسته می شود. به همین دلیل معمولاً از مشتقات مرتبه اول و دوم بیشتر استفاده می شود.

مشتق های جهتی بیشتر برای برجسته کردن آنومالی ها از جهت و زاویه ای خاص به کار برده می شوند. مثلاً محاسبه مشتق جهتی در امتداد شمال- جنوب، باعث برجسته شدن آنومالی های با امتداد شرق-غرب می شود. در این فیلترها آنومالی ها و عوارض خطی با امتداد عمود بر جهت محاسبه مشتق جهتی برجسته می شوند. همان طور که گفته شد اندازه مشتق افقی در بالای لبه های توده های زیرسطحی حداکثر است که بیشتر بر روی داده های گرانی کاربرد دارد و در داده های مغناطیسی به خاطر ماهیت دو قطبی کمتر استفاده می شود.

۲-۳-۳ مشتق قائم

اگر تابع $\varphi(x, y)$ بیانگر داده های میدان پتانسیل باشد، آنگاه با استفاده از خواص تابع لاپلاس می توان مشتق قائم داده های میدان پتانسیل را محاسبه کرد. بر طبق این تئوری اگر $\varphi(x, y)$ یک میدان پتانسیل باشد آنگاه $\nabla^2 \varphi = 0$ بنابراین می توان نوشت [Verduzco et al, 2004].

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = 0 \rightarrow \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} = - \left(\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) \quad (۱۰-۳)$$

به علاوه هنگامی که داده ها در یک سطح افقی برداشت شده باشند، می توان تابع لاپلاس را به حوزه فوریه منتقل و سپس مشتق قائم مرتبه n ام داده های میدان پتانسیل را نیز محاسبه کرد که می تواند هر مقدار حقیقی را اختیار کند.

$$F \left[\left(\frac{\partial^n \varphi}{\partial x^n} \right) \right] = |k|^n F[\varphi] \quad (۱۱-۳)$$

در این رابطه $k = 2\pi/\lambda$ که λ طول موج و F بیانگر تبدیل فوریه می باشد.

به طور معمول استفاده از این فیلتر فقط به مرتبه های اول و دوم محدود می شود.

۳-۳-۳ مشتقات افقی کل^۱

ماکزیمم مقادیر گرادیان افقی آنومالی گرانی ناشی از یک توده آنومال با لبه های عمودی و با فاصله زیاد از منابع دیگر، بر روی لبه های آن قرار می گیرد (شکل ۳-۱). از این ویژگی برای اولین بار توسط کردل در سال ۱۹۷۹ برای تعیین محل تغییرات ناگهانی چگالی در راستای جانبی استفاده شد. سپس از این فیلتر روی داده های مغناطیسی (تعیین محل تغییرات ناگهانی جانبی مغناطیدگی) نیز به کار برده شد. اندازه گرادیان افقی توسط رابطه ی زیر محاسبه می شود [Verduzco et al, 2004].

$$THDR(x, y) = \sqrt{\left(\frac{\partial f(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f(x, y)}{\partial y}\right)^2} \quad (۱۲-۳)$$

که در آن، $f(x, y)$ داده های میدان پتانسیل می باشد [Verduzco et al, 2004].

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

$$\begin{aligned} \frac{d\phi(x, y)}{dx} &\approx \frac{\phi_{i+1, j} - \phi_{i-1, j}}{2\Delta x} \\ \frac{d\phi(x, y)}{dy} &\approx \frac{\phi_{i, j+1} - \phi_{i, j-1}}{2\Delta y} \end{aligned} \quad (۱۳-۳)$$

علاوه بر روش اختلاف محدود می توان مشتقات افقی را در حوزه فوریه نیز محاسبه کرد. بر این اساس می توان از رابطه های زیر استفاده کرد.

^۱ Total horizontal derivatives (THDR)

$$F\left[\frac{\partial \varphi}{\partial x}\right] = ikF[f] \quad (۱۴-۳)$$

$$F\left[\frac{\partial \varphi}{\partial z}\right] = |k|F[f]$$

$$F\left(\frac{d^n \varphi}{dx^n}\right) = (ik_x)^n F(\varphi) \quad (۱۵-۳)$$

$$F\left(\frac{d^n \varphi}{dy^n}\right) = (ik_y)^n F(\varphi) \quad (۱۶-۳)$$

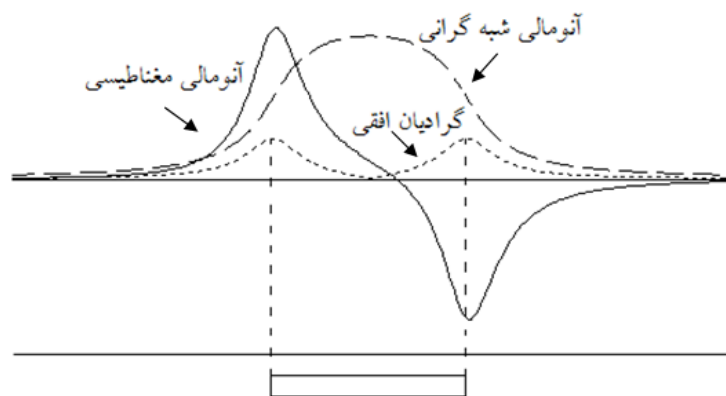
در روابط بالا $k = 2\pi/\lambda$ بیانگر عدد موج، k_x و k_y به ترتیب بیانگر عدد موج در جهات x و y و n

مرتبه مشتق است. در این روابط کمیت n می تواند هر مقداری اعم از صحیح یا اعشاری را بپذیرد.

به دلیل ماهیت دو قطبی میدان های مغناطیسی در عمل کمتر از این میدان ها برای محاسبه گرادیان

افقی استفاده می شود. در مقابل داده های گرانی سنجی نتیجه خوبی را ایجاد می کند. می توان آنومالی

مغناطیسی را به آنومالی شبه گرانی تبدیل و سپس با محاسبه گرادیان افقی به تخمین مرز پرداخت.



شکل (۳-۱): آنومالی مغناطیسی، آنومالی شبه گرانی و گرادیان افقی یک توده آنومال دو بعدی [Blakely, 1996].

۳-۳-۴ سیگنال تحلیلی

سیگنال تحلیلی یا گرادیان کامل به صورت ترکیب مشتقات افقی و قائم داده های میدان پتانسیل تعریف می شود. ماکزیمم مقدار سیگنال تحلیلی بر روی لبه های توده قرار می گیرد. یکی از نکات این روش این است که مشتقات افقی و عمودی یک تابع پتانسیل، تبدیل هیلبرت یکدیگر هستند. تبدیل هیلبرت دامنه تابع ورودی را بدون تغییر ولی فاز آن را به اندازه ۹۰ درجه تغییر می دهد. در نتیجه تبدیل هیلبرت مشتق افقی داده های میدان پتانسیل، مشتق قائم داده ها را ارائه می دهد [Nabighian, 1972].

سیگنال تحلیلی تابع $f(x)$ کمیتی مختلط است و در حالت دو بعدی به صورت زیر تعریف می شود [Li 2006]:

$$A(x) = f(x) - iH[f(x)] \quad (۱۷-۳)$$

که در آن $A(x)$ سیگنال تحلیلی و $H[f(x)]$ تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ است.

۳-۴-۳-۱ تبدیل هیلبرت

تبدیل هیلبرت در محاسبات مربوط به سیگنال تحلیلی نقش اساسی دارد، بنابراین در ادامه خلاصه ای از روابط مهم در این زمینه ارائه می شود. تبدیل هیلبرت تابع $f(x)$ و معکوس آن به صورت زیر تعریف می شوند [Blakely, 1996]:

$$F_I(x) = -\frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{f(x')}{x-x'} dx' \quad (۱۸-۳)$$

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

تبدیل هیلبرت $f(x)$ مشابه کانولوشن $f(x)$ با تابع $-1/\pi x$ است. بنابراین تبدیل هیلبرت دارای تبدیل فوریه ای یک بعدی است که از ضرب تبدیل فوریه $f(x)$ در تبدیل فوریه $-1/\pi x$ محاسبه می شود [Blakely, 1996]: (۱۹-۳)

$$F[F_t] = i \operatorname{sgn}(k) F[f] \quad \text{الف-}$$

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

$$F(a) = F(f)[1 + \operatorname{sgn}(k)] \quad \text{ج-}$$

در این رابطه $F(a)$ تبدیل فوریه سیگنال تحلیلی و $F(f)$ تبدیل فوریه تابع $f(x)$ می باشد. از رابطه (۳-۱۹) نتیجه گیری می شود که تبدیل هیلبرت تأثیری بر روی دامنه $f(x)$ ندارد، اما فاز این تابع را اگر $k > 0$ باشد، به اندازه $\pi/2$ و در صورتی که $k < 0$ باشد، به اندازه $-\pi/2$ تغییر می دهد. با توجه به مطالب بالا سیگنال تحلیلی تابع به دو روش قابل محاسبه است:

الف) محاسبه تبدیل هیلبرت تابع و ترکیب با تابع مطابق با رابطه (۳-۱۷).

ب) محاسبه تبدیل فوریه تابع و سپس به ازاء $k > 0$ تبدیل فوریه تابع دو برابر، به ازاء $k < 0$ تبدیل فوریه مساوی با صفر و به ازاء $k = 0$ بدون تغییر گذاشته می شود و در نهایت عکس تبدیل فوریه نتایج محاسبه می شود [Blakely, 1996].

مقادیر بیشینه سیگنال تحلیلی نسبت به عمق بسیار حساس می باشد و تنها زمانی بر روی مرزهای چشمه بی هنجار قرار می گیرد که عمق آن کم باشد و هرچه عمق جسم آنومال بیشتر می شود از قدرت تفکیک سیگنال تحلیلی کاسته می شود.

۳-۵ فیلترهای فاز محلی

محاسبه فاز محلی^۱ میدان های پتانسیل نقش موثری در تفسیر داده های میدان پتانسیل دارد. فیلترهای فاز محلی شامل توابعی بر حسب گرادیان قائم و افقی میدان پتانسیل هستند که دارای انعطاف پذیری خوبی هستند. بدین معنی که با تغییری جزئی در فرمول مربوط به یک فیلتر و در واقع نرمالیزه

^۱local phase

کردن آنها می توان فیلترهای جدیدی حتی با کارایی بیشتری تولید کرد. از جمله فیلترهای فاز محلی می - توان به زاویه تمایل^۱، مشتق افقی کل زاویه تمایل^۲ و نقشه تتا^۳ اشاره کرد و در این تحقیق از این فیلترها نیز استفاده شده است.

۳-۵-۱ فیلتر مشتق افقی کل زاویه تیلت

یکی از فیلترهای فاز پایه متداول جهت برجسته سازی ساختارهای موجود در نقشه های میدان پتانسیل فیلتر زاویه تیلت است. زاویه ی تمایل برای تعیین لبه بی هنجاری داده های میدان پتانسیل در سال ۱۹۹۴ توسط میلر و سینگ مشابه با فاز محلی تعریف شد، اما در مخرج به جای مشتقات افقی از مقدار قدر مطلق آن ها استفاده می شود [Miller and Singh, 1994].

$$TA = \tan^{-1} \left[\frac{\frac{\partial g}{\partial z}}{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}} \right] \quad (3-20)$$

که در آن TA، مقدار زاویه تیلت و g میدان گرانی برداشت شده است.

زاویه تمایل ویژگی های جالب توجهی دارد و به دلیل ماهیت تابع مثلثاتی تانژانت معکوس، مقادیر آن صرف نظر از مقادیر مشتقات افقی و عمودی در بازه $\left[-\frac{\pi}{2}, +\frac{\pi}{2}\right]$ قرار می گیرند. با کمی دقت در رابطه بالا مشخص است که زاویه تمایل، نرمال شده ی گرادیان قائم داده های میدان پتانسیل است. اگرچه مشتق عمودی و گرادیان افقی هر دو برای منابع عمیق تر کوچکتر می باشند اما زاویه تمایل با استفاده از نسبت مشتق عمودی به گرادیان افقی بر این مشکل غلبه کرده است. بنابراین این فیلتر نسبت به عمق منبع

^۱Tilt angle (TA)

^۲Total horizontal derivative of tilt angle (THDR-TA)

^۳Theta map

غیرحساس می باشد و منابع عمیق و کم عمق را به طور یکسان تفکیک می کند [Miller and Singh, 1994].

برای بالا بردن قدرت تفکیک بی هنجاری ها، وردوزکو و همکاران در سال ۲۰۰۴ مشتق افقی زاویه تمایل را پیشنهاد نمودند در این رابطه TA زاویه تیلت محاسبه شده از رابطه (۳-۲۰) می باشد [Verduzco et al, 2004].

$$THDR-TA = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (۳-۲۱)$$

از کاربردهای مهم این فیلتر تعیین مرز توده ها است اما از آنجایی که برای محاسبه این فیلتر باید مشتق دوم زاویه تیلت محاسبه شود با توجه به شدت تغییرات داده های برداشت شده، ممکن است تصویر فیلتر شده با نویز زیادی همراه باشد.

۳-۳-۵ نقشه تتا

این فیلتر به صورت نسبت بین اندازه گرادیان افقی و اندازه سیگنال تحلیلی داده های میدان پتانسیل تعریف می شود. بر همین اساس وینز و همکاران او در سال ۲۰۰۵ فیلتر تتا را طبق رابطه زیر معرفی کردند [Wijns et al, 2005].

$$\cos(\theta) = \frac{\sqrt{(\partial g / \partial x)^2 + (\partial g / \partial y)^2}}{|A|} \quad (۳-۲۲)$$

که در آن g تابع گرانی اندازه گیری شده بوده و پارامتر A بردار سیگنال تحلیلی می باشد که به صورت $A = \frac{\partial f}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial f}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial f}{\partial z} \hat{z}$ تعریف می شود.

بنابراین نقشه تتا را می توان نرمال شده ی گرادیان افقی نیز در نظر گرفت. این فیلتر منجر به تخمین مرز توده های مولد آنومالی میدان پتانسیل می شود. محدودیت استفاده از این فیلتر در مورد داده های مغناطیسی این است که ابتدا داده ها باید به قطب یا استوا منتقل شوند تا ماهیت دو قطبی داده ها حذف شود.

۳-۵-۳-۳ گرادیان افقی کل نرمالیزه شده

استفاده از فیلترهای مشتق افقی در مواردی که توزیع آنومالی ها در سرتاسر نقشه یکسان نیست، به عبارت دیگر هنگامی که دامنه تغییرات شدت آنومالی های موجود در نقشه زیاد است، باعث حذف ناخواسته آنومالی های با شدت متوسط و یا پایین خواهد شد در این صورت می توان از گرادیان افقی کل نرمالیزه شده که با استفاده از رابطه (۲۳-۳) به دست می آید استفاده کرد. این فیلتر با TDX نمایش داده می شود [Cooper, 2006].

$$TDX = \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{\left(\frac{\partial g}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial g}{\partial y}\right)^2}}{\left|\frac{\partial g}{\partial z}\right|} \right) \quad (23-3)$$

فیلتر TDX ، شکل نرمال شده مشتق افقی کل نسبت به مشتق قائم می باشد که در مقایسه با فیلتر زاویه تمایل جای صورت و مخرج کسر عوض شده است. حداکثر اندازه ی گرادیان افقی مرزهای بی هنجاری را تمام جهات برجسته می کند.

۳-۴ تخمین عمق

مهم ترین خصوصیتی که در بسیاری از کارهای مهندسی و اکتشافی نقشی اساسی دارد، عمق ناهنجاری ها است، تا جایی که در بعضی از کاوش ها، عمق آنومالی تنها پارامتری است که در تفسیر مورد توجه قرار می گیرد. به همین دلیل، روش های بسیاری برای برآورد عمق آنومالی های میدان پتانسیل ارائه شده است. بیشتر این روش ها هم برای آنومالی های مغناطیسی و هم برای آنومالی های گرانی، قابل قبول هستند.

یکی از این روش ها که در تخمین عمق اجسام آنومال مورد استفاده زیادی قرار می گیرد، روش اویلر دیکانولوشن است که یک روش تفسیر خودکار و سریع برای بررسی داده های میدان پتانسیل است.

۳-۴-۱ روش اویلر دیکانولوشن

اندازه گیری میادین گرانی و مغناطیسی زمین در اکتشاف ساختار زمین مفید است. چون بعضی سنگ ها در بر گیرنده ی کانی های مغناطیسی هستند و سنگ های چگال تر هم میدان قوی تری تولید می کنند. از اندازه گیری میادین نام برده در جستجوی طلا، نفت، الماس و بررسی ساختارهای زیر سطحی و شناسایی گسل ها استفاده ی فراوان می شود.

روش اویلر دیکانولوشن به اطلاعات اولیه درباره ی بردار مغناطیس شدگی و چگالی چشمه های گرانی، نیاز ندارد و مخصوص مدل های ویژه ی هم نیست؛ بنابراین در تفسیر داده های مغناطیسی و گرانی به کار می رود. استفاده از معادله ی اویلر برای تخمین عمق، ابتدا توسط هود^۱ (۱۹۶۳) معرفی شد و سپس به وسیله ی تامپسون^۲ (۱۹۸۲)، رید^۳ (۱۹۹۰) و دیگران توسعه یافت و اویلر دیکانولوشن نام گرفت [Hood, 1963; Thompson, 1982; Reid, 1990; Durrheim and Cooper, 1998]. این روش یعنی به طبیعت و

^۱ Hood

^۲ Thompson

^۳ Reid

هندسه‌ی چشمه‌ی سبب شونده، یعنی توده وابسته است. اساس این روش بر مبنای معادلات دیفرانسیل جزئی اویلر بنا شده و تنها برای معادلات همگن، معتبر است [FitzGerald et al, 2004]. تابع $f(v)$ با متغیرهای $(v_1, v_2, v_3, \dots)$ زمانی همگن از درجه‌ی n است، که در آن شرط زیر صادق باشد:

$$f(tV) = t^n f(V) \quad (24-3)$$

که در آن n ، یک عدد حقیقی است. اگر تابع f نسبت به v مشتق پذیر باشد، آنگاه می‌توان نوشت:

$$v \nabla_v f(V) = n f(V) \quad (25-3)$$

رابطه‌ی بالا معادله اویلر نامیده می‌شود و تابع f به صورت $f(x, y, z)$ در نظر گرفته شود، می‌توان روابط (24-3) و (25-3) را بصورت زیر نوشت:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x, y, z) \quad (26-3)$$

$$x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} = n f \quad (27-3)$$

اثر گرانی یا مغناطیسی اشکال مختلف هندسی به صورت کلی زیر قابل بیان است:

$$f = \frac{a}{r^N} \quad (28-3)$$

از این رابطه، نتیجه گرفته می‌شود که میداین گرانی و مغناطیسی تابع همگنی از درجه‌ی $(-N)$ هستند. با توجه به شرایط هندسی چشمه‌ی پتانسیل، می‌توان N را تغییر داد.

تامپسون نشان داد که می‌توان معادله‌ی اویلر را به صورت رابطه‌ی زیر نوشت [Thompson, 1982].

$$(x - x_0) \frac{\partial f}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial f}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial f}{\partial z} = N (B - f) \quad (29-3)$$

که در آن (x_0, y_0, z_0) موقعیت چشمه ی پتانسیل و (x, y, z) ، مختصات نقطه ای است که چشمه ی پتانسیل در آن باعث ایجاد ناهنجاری میدان کل f شده است. میدان کل را می توان به صورت مجموع یک میدان ناحیه ای (زمینه، سطح پایه ی ناهنجاری) و میدان مربوط به چشمه ی پتانسیل نشان داد [Durrheim, 1998]. میدان ناحیه ای در رابطه ی (۲۹-۳) با B نشان داده شده و به جمله ی متعادل کننده معروف است.

$$x_0 \frac{\partial f}{\partial x} + y_0 \frac{\partial f}{\partial y} + z_0 \frac{\partial f}{\partial z} + NB = x \frac{\partial f}{\partial x} + y \frac{\partial f}{\partial y} + z \frac{\partial f}{\partial z} + Nf \quad (۳۰-۳)$$

$$f(x) = A(x) + B(x) \quad (۳۱-۳)$$

مطابق روابط (۲۹-۳) و (۳۰-۳) می توان نوشت که هرگاه در معادلات، جمله ی میدان ناحیه ای وجود داشته باشد، f مربوط به میدان کل است. در حالی که وقتی میدان ناحیه ای، صفر باشد؛ f مربوط به میدان تولید شده توسط چشمه است.

پارامتر N که به طبیعت و هندسه ی چشمه ی پتانسیل وابسته است، شاخص ساختاری (SI) نامیده می شود. شاخص ساختاری، هندسه ی چشمه، شکل، اندازه و موقعیت آن را در بر می گیرد. رید (۱۹۹۰) شاخص ساختاری را نرخ کاهش میدان پتانسیل نسبت به افزایش فاصله از چشمه ی سبب شونده، تعریف کرده است. تامپسون (۱۹۸۲)، نرخ کاهش را متناسب با $1/r_N$ می داند که در آن r ، فاصله ی بین نقطه ی مرزی چشمه و نقطه ی مشاهده است.

در معادله ی (۲۹-۲) موقعیت چشمه (x_0, y_0, z_0) و مقدار میدان ناحیه ای (B) مجهول است. از آنجا که گرادیان های میدان کل (به خصوص در درجات بالا) اندازه گیری نمی شوند، آنها را به روش های مختلف عددی محاسبه می شوند. از این روش ها می توان به فرمول پنج نقطه ای مشتق لاگرانژ برای محاسبه ی گرادیان افقی و تبدیل هیلبرت برای محاسبه ی گرادیان قائم اشاره کرد [Cooper, 2006].

برای تعیین چهار مجهول B و x_0, y_0, z_0 ابتدا یک پنجره با پهنای مناسب انتخاب می شود. پنجره -
ی مذکور روی داده های دوبعدی یا سه بعدی به حرکت در می آید و در هر پنجره، معادله ی اوپلر با استفاده
از داده های درون پنجره حل می شود. اگر فرض شود در هر پنجره، n داده وجود دارد، می توان رابطه ی (۳-۳۰)
(۳۰) را در هر پنجره به صورت زیر نوشت:

$$\begin{bmatrix} \frac{\partial f}{\partial x_1} & \frac{\partial f}{\partial y_1} & \frac{\partial f}{\partial z_1} & N \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{\partial f}{\partial x_n} & \frac{\partial f}{\partial y_n} & \frac{\partial f}{\partial z_n} & N \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_0 \\ y_0 \\ z_0 \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_1 \frac{\partial f}{\partial x_1} + y_1 \frac{\partial f}{\partial y_1} + z_1 \frac{\partial f}{\partial z_1} + Nf_1 \\ \vdots \\ x_n \frac{\partial f}{\partial x_n} + y_n \frac{\partial f}{\partial y_n} + z_n \frac{\partial f}{\partial z_n} + Nf_1 \end{bmatrix} \quad (3-32)$$

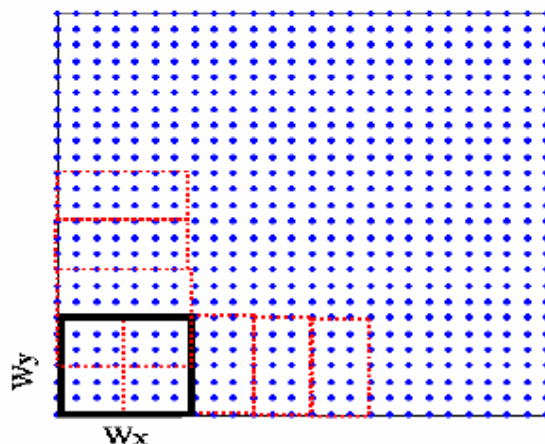
معادله ی ماتریسی بالا در هر پنجره به روش کمترین مربعات حل می شود و مقادیر مجهول به دست می -
آیند. در واقع بدین ترتیب اوپلر دیکانولوشن به صورت یک وارون سازی خطی، اجرا می شود.

۳-۴-۱-۱ انتخاب ابعاد پنجره:

معادله ی اوپلر با داشتن داده ها و گرادیان های میدان کل در سه نقطه، قابل حل است. اما به دلیل
وجود نویز در داده های واقعی و امکان به وجود آمدن خطای زیاد در نتایج، این معادله را با استفاده از
تعداد نقاط بیشتر حل می کنند [Durrheim, 1998].

ابعاد پنجره ی مورد استفاده، تاثیر مهمی روی نتایج حاصل از اوپلردیکانولوشن دارد. ابعاد پنجره، تابع
عمق چشمه است. ابعاد پنجره بزرگتر از نصف گسترش ناهنجاری در نظر گرفته می شود [FitzGerald et al, 2004].
در حالتی که از شبکه استفاده می گردد، حداقل عمق، به وسیله ی ابعاد پنجره ی معادل با
فاصله ی شبکه بندی و حداکثر عمق، توسط ابعاد پنجره ی برابر با دو برابر فاصله ی شبکه بندی به دست
می آید. معمولاً با استفاده از ابعاد پنجره ی بزرگ، امکان ورود نویز تصادفی به درون نتایج کاهش می یابد و
خطای برآورد مشخصات چشمه کم می شود. همچنین پنجره ی بزرگ، احتمال کشف چشمه های عمیق را
بیشتر می کند؛ چون توده های عمیق، ناهنجاری های وسیع تری را ایجاد می کنند.

به دلیل اینکه ناهنجاری تولید شده توسط چشمه های گرانی، وسیع تر از ناهنجاری ایجاد شده به وسیله چشمه های مغناطیسی است، ابعاد پنجره ی مناسب برای کشف چشمه های گرانی عمیق، بزرگ تر از ابعاد پنجره ی مناسب برای چشمه های عمیق مغناطیسی می باشد. قابل ذکر است که برای داده های قدرت تفکیک بالا، نتایج بهتر با پنجره های کوچک تر به دست می آیند [FitzGerald et al, 2004].



شکل (۳-۲): نحوه ی حرکت پنجره روی داده های شبکه [علمدار، ۱۳۸۸]. نقاط آبی بیانگر داده ها و جابجایی پنجره در هر بار به اندازه نصف طول و عرض آن ابعاد پنجره مورد استفاده تأثیر مهمی بر روی نتایج حاصله دارد. معمولاً گفته می شود که باید ابعاد بهینه پنجره مورد استفاده قرار گیرد.

اولر دیکانولوشن بر این فرض استوار است که در هر پنجره، تنها داده های مربوط به یک ناهنجاری وجود دارد. بنابراین هنگام استفاده از پنجره های بزرگ باید توجه داشت که داده های ناهنجاری های هم-جوار درون یک پنجره قرار نگیرند؛ چون در این صورت، نتایج به دست آمده، غیرقابل قبول خواهند بود. برخی پژوهشگران معتقدند که اندازه ی پنجره، باید بیشتر از عمق مورد بررسی و هم چنین در پنجره مورد نظر باید تعداد کافی از نقاط مشاهده ای قرار گیرد [Stavrev, 1997]. معمولاً اندازه ی پنجره به صورت تجربی و با توجه به کیفیت نتایج، انتخاب می شود. هنگام بررسی چشمه های کم عمق نیز باید دقت کرد که ابعاد پنجره، به حدی کم نباشد که مقدار داده ها و گرادیان میدان کل محاط در پنجره، تغییرات محسوسی نداشته باشد.

۳-۴-۱-۲ انتخاب شاخص ساختاری

هنگام استفاده از روش اویلر دیکانولوشن، اساسی ترین عامل، انتخاب شاخص ساختاری مناسب است. همان طور که قبلاً ذکر شد، شاخص ساختاری به طبیعت و هندسه ی چشمه ی تولیدکننده ی ناهنجاری وابسته است. بنابراین یکی از مشکلات غیرقابل اغماض روش مذکور، نیاز به اطلاعات قبلی درباره ی طبیعت و شکل توده ی سبب شونده ی ناهنجاری است. جدول زیر شاخص ساختاری بعضی از مدل های ساده زمین شناسی را نشان می دهد.

جدول (۳-۱): تعیین شاخص ساختاری معادله اویلر برای مدل های ساده [Reid et al, 1990].

مدل گرانی	سیل/دایک/کنتاکت	نواری (Ribbon)	لوله	کره
شاخص ساختاری	۰	۰/۵۰	۱	۲

با توجه به اهمیت نحوه ی محاسبه ی شاخص ساختاری برای ساختارهای زمین شناسی مختلف در ادامه به یک مورد از ساختارهای پیچیده اشاره می گردد [Reid et al, 1990] که بر اساس روابط فیزیکی حاکم بر میدان گرانی به دست آمده است. هم چنین روش محاسبه و روابط ریاضی شاخص ساختاری یک دایک نازک و یک کنتاکت شیب دار در پیوست [ب] ارائه شده است.

۳-۴-۱-۳ ناهنجاری گرانی یک پله ی متناهی (محدود)

ناهنجاری گرانی یک پله ی محدود مانند یک گسل شکل (۳-۳) به صورت زیر است:

$$g(x, z) = 2G\rho[\varphi_0(z - t) - \varphi_u(z - T) + (x - x_0) \ln\left(\frac{R_u}{R_0}\right)] \quad (3-33)$$

در اینجا G ثابت جهانی گرانی، ρ اختلاف چگالی، x_0 مختصات افقی نقطه ی وسط پله، $t(T)$ عمق

بالای (پایین) ساختار پله ای است و پارامترهای دیگر در معادله فوق به صورت زیر تعریف می شوند:

$$\varphi_0 = (\varphi_u) = \frac{\pi}{2} + \arctan \left\{ \frac{x - x_0}{[t(T) - Z]} \right\} \quad (34-3)$$

$$R_0 = \{(x - x_0)^2 + (z - t)^2\}^{1/2}$$

$$R_u = \{(x - x_0)^2 + (z - T)^2\}^{1/2}$$

$$\frac{\partial g}{\partial x} = 2G \ln \left(\frac{R_u}{R_0} \right)$$

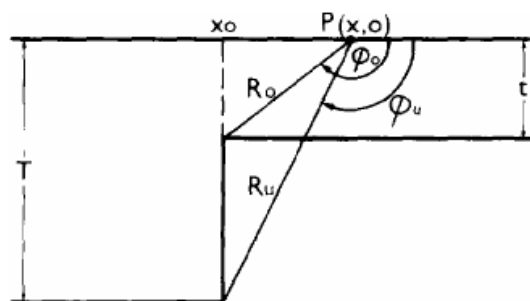
$$\frac{\partial g}{\partial z} = 2G\rho(\varphi - \varphi_0)$$

می باشد. با جای گذاری این مشتقات، در معادله ی اوپلر نتیجه ی زیر را در بر خواهد داشت:

$$(x - x_0) \frac{\partial g}{\partial x} + (z - z_0) \frac{\partial g}{\partial z} = 2G\rho[(z - z_0)(\varphi - \varphi_0) + (x - x_0) \ln \left(\frac{R_u}{R_0} \right)] \quad (35-3)$$

با این رابطه می توان مقدار $g(x, z)$ را تقریب زد، به شرط آن عمق پله، بزرگ تر از ضخامت آن باشد.

بدین ترتیب شاخص ساختاری برای چنین شکل گسلی یک برآورد می شود.



شکل (3-3): یک پله ی متناهی شیب دار [Reid et al, 1990].

۳-۵ مدل سازی

روش های موفق و متداول تعبیر و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس، نیاز به تکنیک های مدل سازی دارند. مدل سازی به فرآیند شبیه سازی آنومالی مشاهده ای با یک آنومالی محاسبه ای به وسیله روش های عددی و تحلیلی از یک مدل فرضی در زیر زمین و تقریب مشخصات آن از آنومالی گفته می شود [Hinze, 1990]. بنابراین مدل سازی داده ها یک گام مهمی در تفسیر کمی آن ها است، چرا که فرآیند مدل سازی به طور قابل ملاحظه ای میزان اطلاعاتی را که از داده ها قابل استخراج است افزایش می دهد. به عبارت دیگر مدل سازی به منظور محاسبه پارامترهای فیزیکی و هندسی منابع زمین شناسی آنومالی ها انجام می گیرد [Sprenke, 1991]. مدل سازی داده های گرانی و مغناطیس بسته به هدف مورد نظر، به صورت دو و سه بعدی بایستی انجام شود. وقتی که نمایش ساختمان های زمین شناسی توسط یک سری توده های دو بعدی که در یک جهت گسترش دارند معقول باشد، از سیستم محاسبات دو بعدی استفاده می شود. اگر نتوان تغییرات فیزیکی توده ای که مدل سازی می شود را در یک جهت یکنواخت در نظر گرفت و یا آن که ساختارش به قدری پیچیده باشد که توسط توده های با شکل هندسی ساده تخمین زده نشود، ضروری است که محاسبات سه بعدی انجام شود. اما صرفه نظر از سیستم های محاسباتی دو و یا سه بعدی، به طور کلی مدل سازی به دو روش پیشرو و معکوس (وارون) انجام می شود.

۳-۵-۱ مدل سازی پیشرو

مدل سازی پیشرو شامل محاسبه یک آنومالی از یک مدل فرضی با تکرار محاسبات بر پایه تغییر پارامترهای مدل می باشد تا زمانی که انطباق رضایت بخشی بین آنومالی محاسبه شده و آنومالی مشاهده

به دست آید. انطباق مناسب بین آنومالی ها به معیار قضاوت مفسر، مقدار کنترل های ژئوفیزیکی و زمین-شناسی، هدف و مدل فرضی بستگی دارد این نوع مدل سازی می تواند به طور دستی یا به وسیله روش های نیمه اتوماتیک انجام شود. امروزه قدرت محاسبات سریع آنومالی ها به وسیله کامپیوتر، استفاده از روش های قدیمی را کاملاً منتفی کرده است. به طور خلاصه در مدل سازی پیشرو از مدل ارائه شده، داده های ژئوفیزیکی حاصل می شوند یا در محاسبات کامپیوتری با تغییر پارامترهای هندسی مدل فرضی، آنومالی تعیین می شود.

۳-۵-۲ مدل سازی معکوس

مدل سازی معکوس شامل تفسیر میدان آنومالی مشاهده ای به وسیله فرض یک مدل ریاضی برای منبع آنومالی به همراه پارامترهای مربوط به تغییر داده های آنومالی می باشد. در واقع در مدل سازی وارون یا معکوس، هدف این است که با استفاده از داده های گرانی که پاسخ مدل هستند به خود مدل برسیم. [ابراهیم زاده اردستانی، ۱۳۹۰]. به عبارت دیگر در این روش، مدل اولیه تخمین زده می شود و تعدیل های بعدی بر مدل بر پایه برقراری معیارهایی انجام می شود و تا زمانی که داده های محاسبه ای بر داده های مشاهده ای با دقت بالایی نزدیک شود، ادامه می یابد [Hinze, 1990]. به طور خلاصه می توان گفت که در این روش از داده های مشاهده ای به مدل می رسیم و در محاسبات کامپیوتری خروجی برنامه، پارامترهای هندسی مدل هستند. در مجموع مدل سازی معکوس مسیر زیر را دنبال می کند [آگاه، ۱۳۸۳]:

۱. انتخاب یک نوع مدل هندسی و تخمین پارامترها بر اساس داده های مشاهده ای.
۲. محاسبه آنومالی تئوری برای مدل به وسیله مدل سازی پیشرو.
۳. به دست آوردن کیفیت تطابق آنومالی های مشاهده شده و محاسبه شده با استفاده از روش های ریاضی
۴. بررسی اثر تغییرات پارامترهای مدل روی کیفیت تطابق

۵. برآورد افزایش و پیشرفت در تمام پارامترهای مدل شده برای اصلاح مدل به طریقی که مؤثرترین همگرایی بین آنومالی های مشاهده شده و محاسبه شده در تکرار بعدی حاصل شود.
۶. با مدل اصلاح شده به مرحله ۲ بروید.
۷. هنگامی که تغییرات در پارامترهای مدل، دیگر انطباق را اصلاح نمی کند در مرحله ۴ متوقف شوید.

فصل چهارم

مدل سازی و تعیین پارامترهای گسل

۴-۱ مقدمه

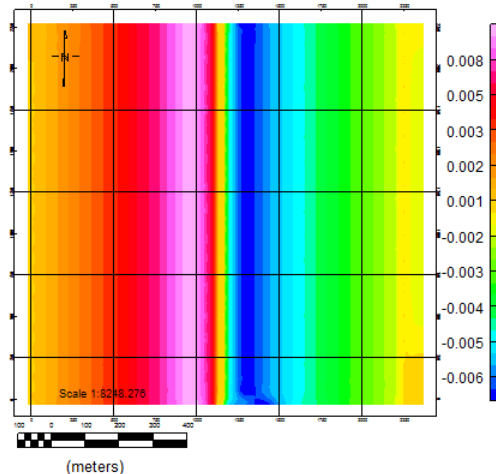
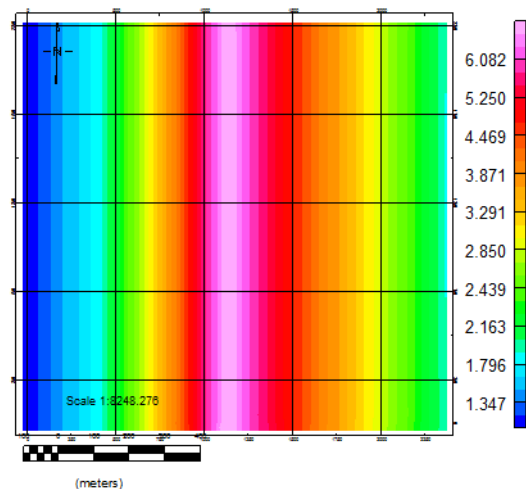
به منظور بررسی و مقایسه نتایج به دست آمده از فیلترهای معرفی شده در فصل پیشین برای تفکیک جانبی چشمه‌های بی‌هنجار ابتدا لازم است که این فیلترها بر روی داده‌های حاصل از مدل‌های مصنوعی اعمال شوند. برخلاف چشمه‌های بی‌هنجار واقعی، در مدل‌های مصنوعی ماهیت و موقعیت چشمه‌ها کاملاً مشخص است. بنابراین با اعمال فیلترهای مختلف بر روی این مدل‌ها می‌توان به مزایا و معایب فیلتر اعمال شده پی‌برد. در این فصل مدل‌های مصنوعی طراحی شده است که پس از محاسبه اثرات گرانی ناشی از آن‌ها، فیلترهای مختلف بر روی این داده‌ها اعمال شده‌اند. پس از آنکه مرز مدل با فیلترهای مناسب مشخص شد، با استفاده از روش اوپلر عمق آن نیز تخمین زده می‌شود.

۴-۲ امتداد گسل

در این بخش ابتدا دو مدل گسل شیب‌دار (مدل ۱ و مدل ۲) در امتداد شمال - جنوب و در عمق‌های مختلف برای آزمون قدرت تفکیک افقی روش‌های شناسایی مرزهای چشمه‌های بی‌هنجار طراحی شده است. بعد از محاسبه‌ی پاسخ گرانی مدل، فیلترهای مختلف بر روی آن اعمال شده و نتایج به دست آمده با هم مقایسه شدند.

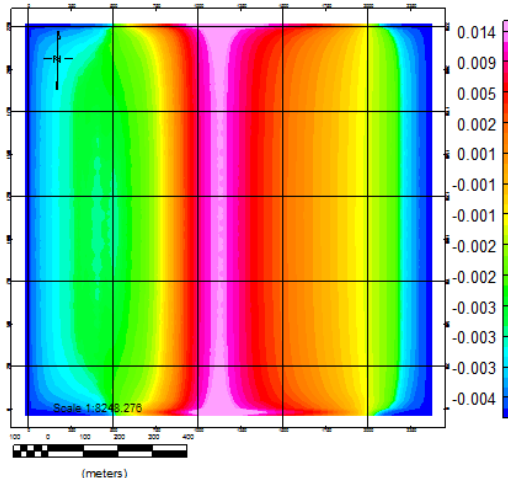
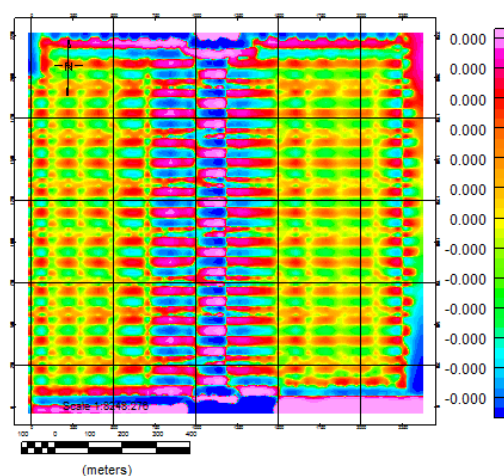
جدول (۴-۱): پارامترهای مدل گسل شیب‌دار

مدل	اختلاف چگالی (kg/m^3)	شیب درجه	جهت شیب	امتداد گسل	عمق (متر)
مدل ۱	۱۰۰۰	۶۰	در جهت غرب	شمالی - جنوبی	۱۰۰
مدل ۲	۱۰۰۰	۶۰	در جهت غرب	شمالی - جنوبی	۱۰۰۰



الف- ناهنجاری گرانی ناشی از یک گسل با شیب ۶۰ درجه در عمق ۱۰۰ متری (مدل ۱)

ب- مشتق افقی در جهت X



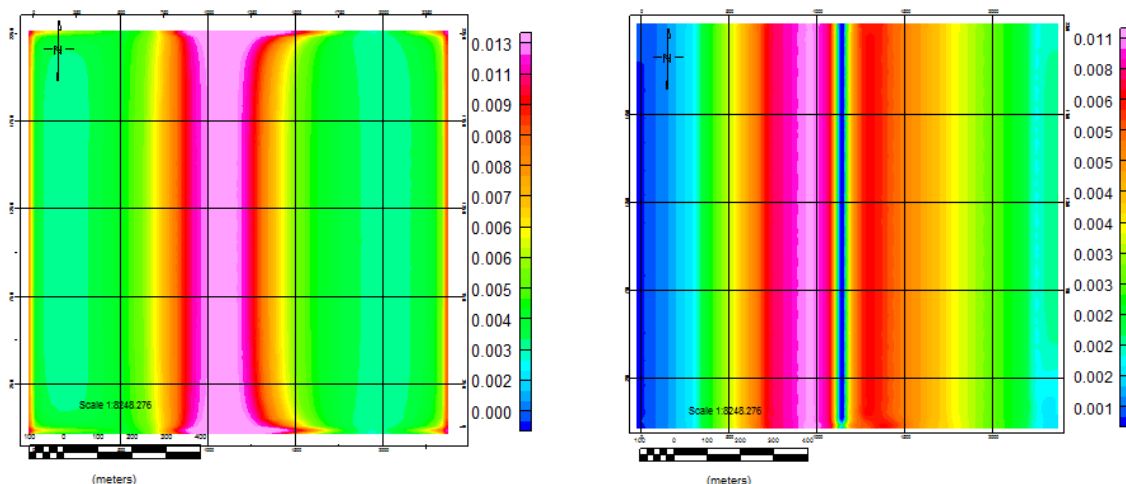
ج- مشتق افقی در جهت Y

د- مشتق قائم در جهت Z

شکل (۱-۴): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۱)

همان‌طور که در فصل سوم توضیح داده شد، اندازه مشتق افقی در بالای لبه‌های توده زیر سطحی بیشینه است. لذا این فیلتر نیز می‌تواند به عنوان وسیله‌ای جهت تخمین مرز به کاربرده شود. فیلتر مشتق قائم نیز مرزها و آنومالی‌ها را برجسته‌تر نشان می‌دهد. شکل (۱-۴) الف، پاسخ گرانی مدل (۱) است. با توجه به نتایج به‌دست آمده در شکل (۱-۴)، فیلترهای مشتق افقی در جهت X و مشتق قائم در جهت Z با

دقت خوبی امتداد گسل را مشخص می‌کنند، اما مشتق افقی در جهت Y با نویز شدیدی همراه است.



ب - سیگنال تحلیلی

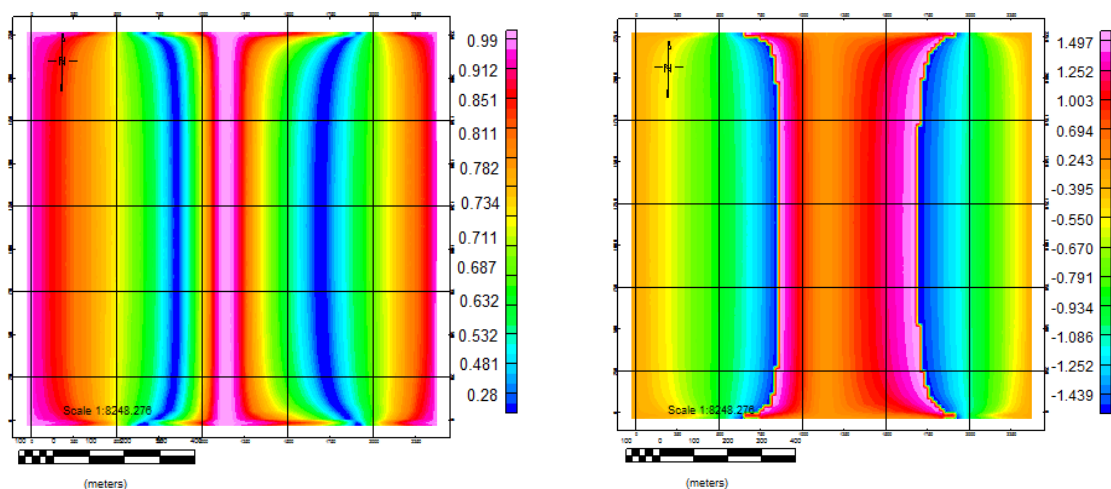
الف - مشتق افقی کل

شکل (۲-۴): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۱)

نتایج حاصل از اعمال فیلترهای مشتق افقی کل و سیگنال تحلیلی بر روی مدل (۱) در شکل (۲-۴) آورده شده است. همان‌طور که در فصل سوم توضیح داده شد مقدار ماکزیمم سیگنال تحلیلی و مشتق افقی کل، بر روی لبه‌های توده قرار می‌گیرد. با توجه به نتایج این دو فیلتر بر روی مدل، شکل (۲-۴) الف و ب، این دو فیلتر نیز با دقت خوبی مرز گسل را مشخص کرده‌اند.

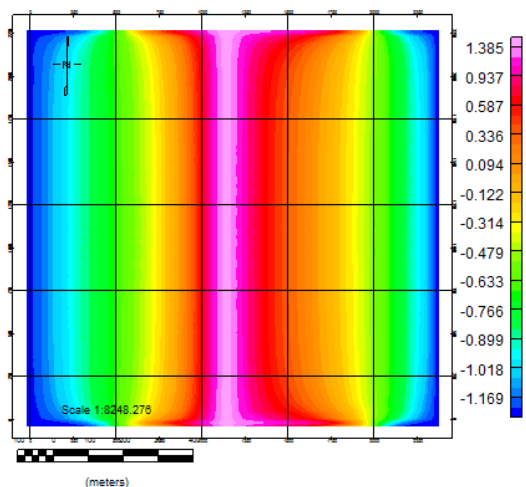
نکته قابل توجه در مورد نتایج حاصل از اعمال فیلترهای مشتق و سیگنال تحلیلی بر روی مدل (۱)، این است که هرچند این فیلترها مرز گسل را با دقت خوبی مشخص کرده‌اند، اما هیچ کدام از این فیلترها جهت شیب گسل را مشخص نمی‌کنند.

نتایج حاصل از اعمال فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۱) در شکل (۳-۴) آورده شده است.



ب - نقشه تنا

الف - گرادیان افقی کل نرمالیزه شده



پ - مشتق افقی کل زاویه تمایل

شکل (۴-۳): نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۱)

با توجه به نتایج این فیلترها، نیز مرز گسل با دقت خوبی مشخص شده است، اما این فیلترها نیز را

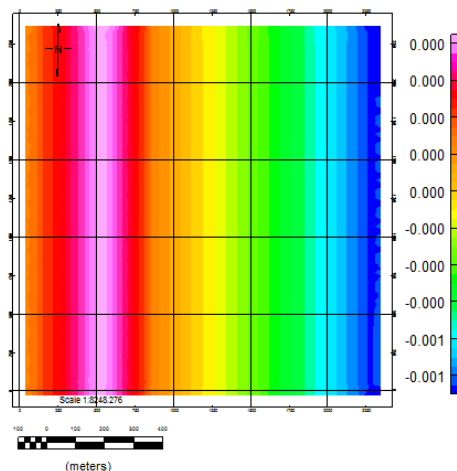
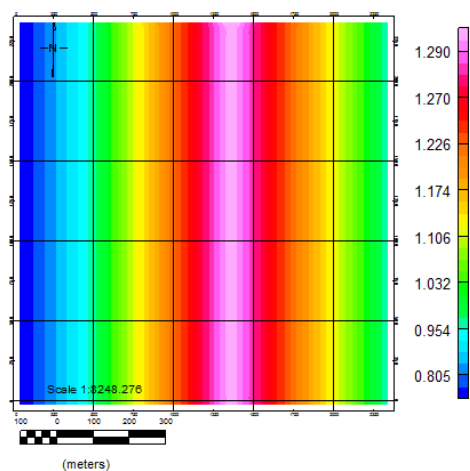
مانند فیلترهای مشتقات و سیگنال تحلیلی، جهت شیب را مشخص نمی‌کنند.

برای بررسی تأثیر عمق بر روی نتایج حاصل از این فیلترها، همهی فیلترهای گفته شده بر روی مدل (۲)،

یعنی گسل در عمق ۱۰۰۰ متری، نیز اعمال شدند.

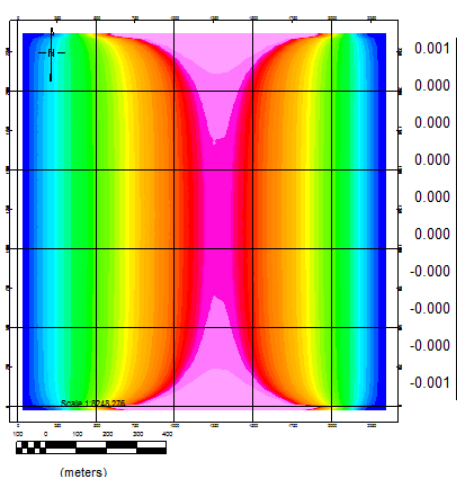
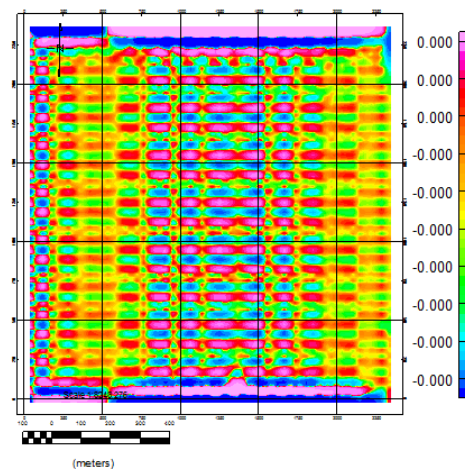
نتایج حاصل از اعمال فیلترهای مشتق و سیگنال تحلیلی بر روی مدل (۲) در شکل‌های (۴-۴) و (۴-۴).

(۵) آورده شده است.



الف- آنومالی گرانی ناشی از یک گسل با شیب ۶۰ درجه در عمق ۱۰۰۰ متری (مدل ۲)

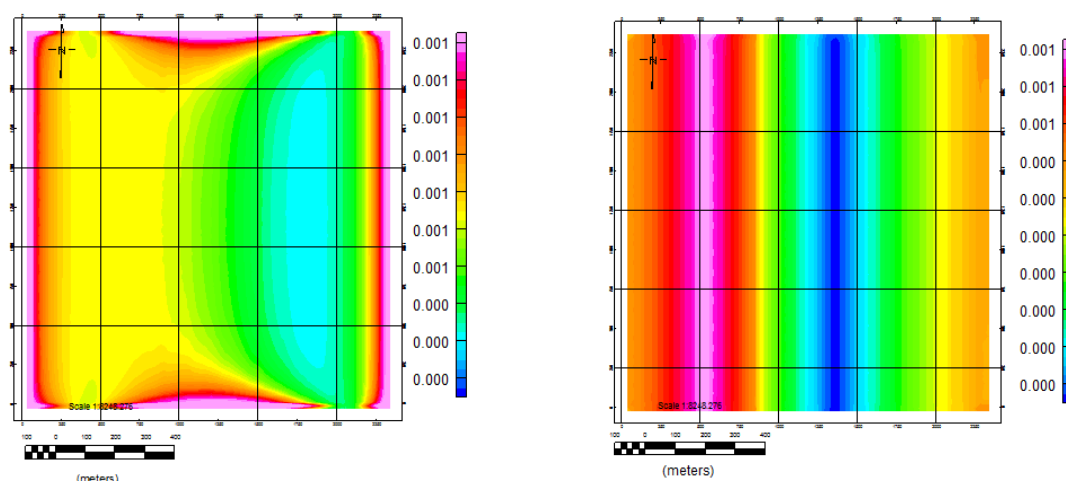
ب- مشتق افقی در جهت X



ج- مشتق افقی در جهت Y

د- مشتق قائم در جهت Z

شکل (۴-۴): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۲)



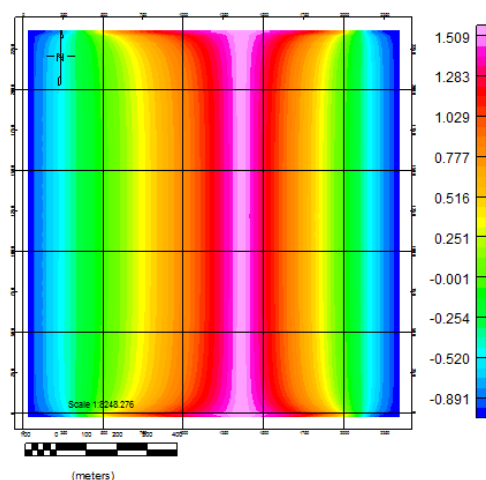
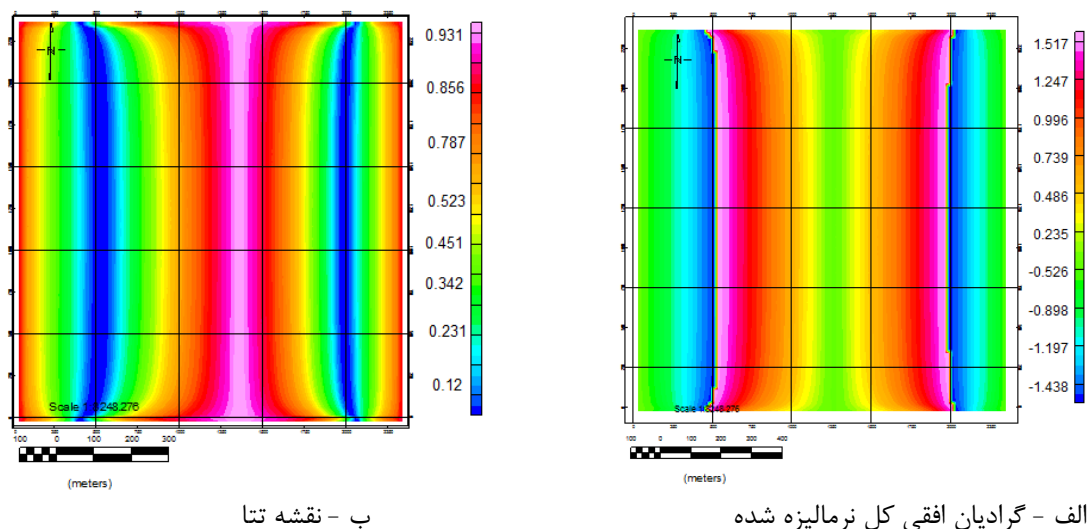
ب - سیگنال تحلیلی

الف - مشتق افقی کل

شکل (۴-۵): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۲)

از مقایسه این نتایج با نتایج حاصل از مدل (۱)، که در شکل‌های (۴-۱) و (۴-۲) آورده شده است، می‌توان گفت که هرچه عمق آنومالی افزایش یابد، از قدرت تفکیک فیلترهای مشتق و سیگنال تحلیلی کاسته می‌شود. بنابراین برای حل این مشکل در ادامه از فیلترهای فاز محلی استفاده شد. همان‌طور که گفته شد، فیلترهای فاز محلی شامل توابعی برحسب گرادیان قائم و افقی میدان پتانسیل هستند که دارای انعطاف‌پذیری خوبی هستند و نقش موثری در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل دارند، بدین معنی که با تغییری جزئی در فرمول مربوط به یک فیلتر و در واقع نرمالیزه کردن آنها می‌توان فیلترهای جدیدی حتی با کارایی بیشتری تولید کرد.

با توجه به نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۲) شکل (۴-۶)، مشتق افقی کل زاویه‌ی تمایل و نقشه‌ی تتا، مرز مدل را به خوبی مشخص کرده‌اند. بنابراین این دو فیلتر نسبت به عمق منبع حساسیت کمتری دارند و منابع عمیق و کم عمق را به طور یکسان تفکیک می‌کند.



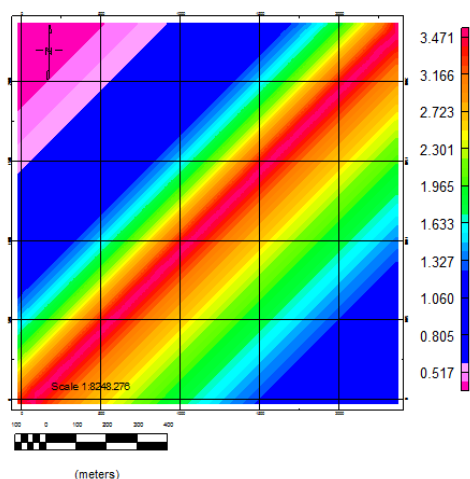
شکل (۴-۶): نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۲)

مدل (۱)، مدل گسلی است که با استفاده از فیلترهای مختلف بررسی شد و امتداد آن شمالی - جنوبی در نظر گرفته شد. با توجه به اطلاعات زمین‌شناسی منطقه، امتداد گسل مورد مطالعه شمال‌شرقی - جنوب‌غربی است و همچنین با توجه به آن که اساس فیلترهای فاز محلی، مشتقات میدان پتانسیل می‌باشد و مشتقات افقی در صورتی که عمود بر جهت آنومالی‌ها باشند، جواب بهتری نتیجه می‌دهند، بنابراین

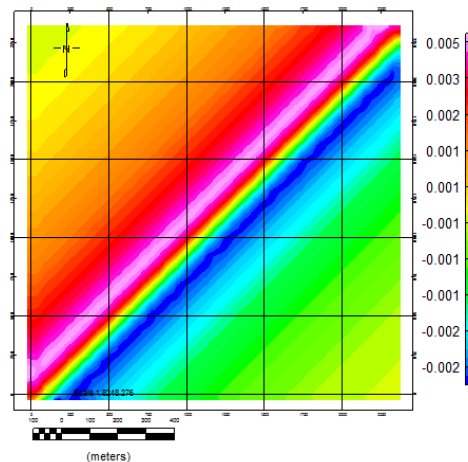
چون که جهت مدل‌های مصنوعی که فیلترهای مختلف بر روی آنها اعمال شد، شمالی-جنوبی است، به همین دلیل مشتق افقی در جهت Y با نویز زیادی همراه است که سبب خطا در محاسبه‌ی نتایج بعدی می‌شود، لذا فیلترهای مختلف را بر روی مدل‌های مصنوعی (۳) و (۴) در امتداد شمال شرقی-جنوب غربی در شکل‌های (۴) و (۵) نیز محاسبه شد. در جدول (۴-۲) پارامترهای مورد نیاز برای طراحی مدل‌های (۳) و (۴) آورده شده است.

جدول (۴-۲): پارامترهای مدل گسل شیب‌دار

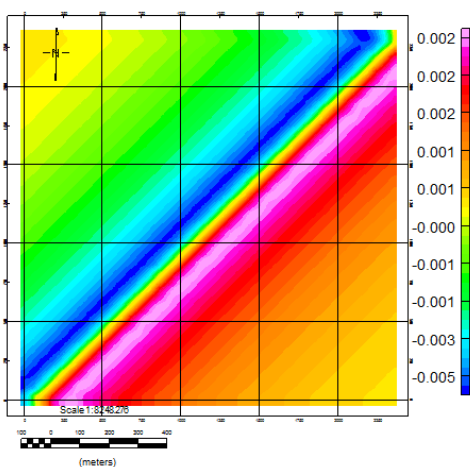
مدل	اختلاف چگالی (kg/m^3)	شیب (درجه)	جهت شیب	امتداد گسل	عمق (متر)
مدل ۳	۱۰۰۰	۶۰	جنوب شرقی	شمال شرقی-جنوب-غربی	۱۰۰
مدل ۴	۱۰۰۰	۶۰	جنوب شرقی	شمال شرقی-جنوب-غربی	۱۰۰۰



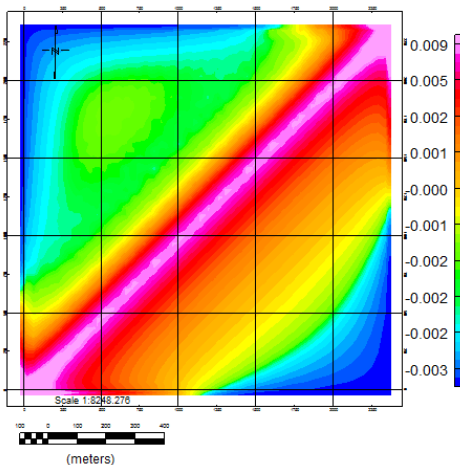
الف- آنومالی گرانی ناشی از یک گسل با شیب ۶۰ درجه در عمق ۱۰۰ متری (مدل ۳)



ب- مشتق افقی در جهت X



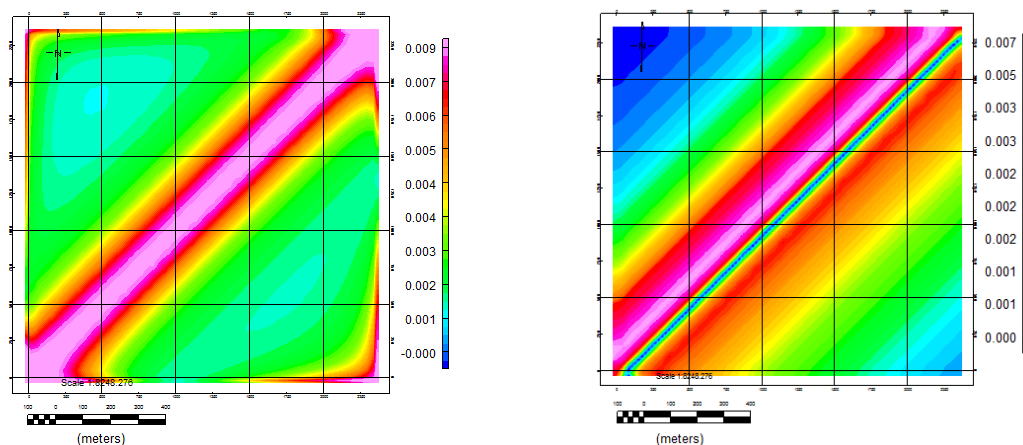
ج- مشتق افقی در جهت Y



د- مشتق قائم در جهت Z

شکل (۴-۷): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۳)

نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۳) در شکل (۴-۷) آورده شده است. فیلترهای مشتق افقی و قائم به خوبی مرز گسل را مشخص کرده‌اند. همان‌طور که گفته شد، فیلتر مشتق افقی در جهت Y، برای مدل‌های (۱) و (۲) با نویز زیادی همراه است. در صورتی که برای مدل (۳)، این فیلتر با دقت خوبی مرز مدل را مشخص کرده است.



ب - سیگنال تحلیلی

الف - مشتق افقی کل

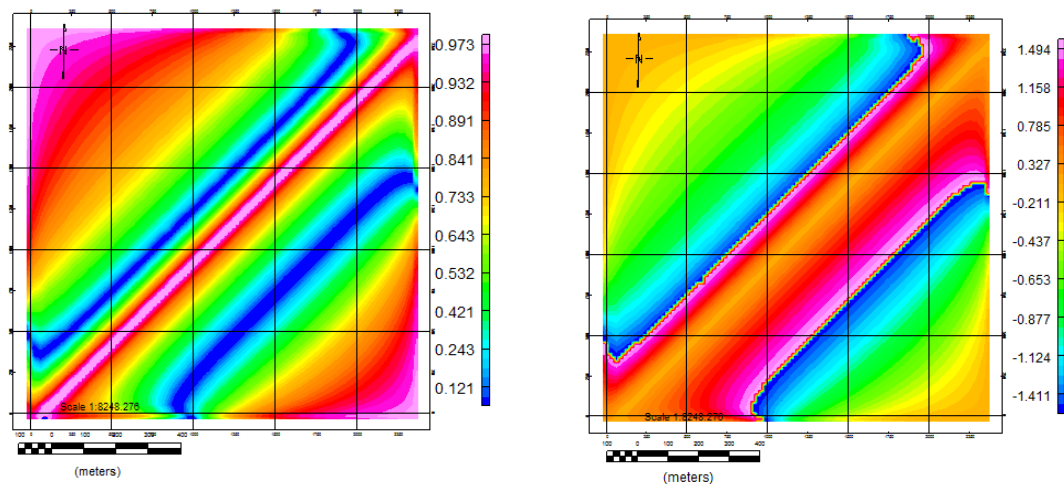
شکل (۴-۸): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۳)

نتایج حاصل از اعمال فیلترهای مشتق افقی کل و سیگنال تحلیلی بر روی مدل (۳) در شکل (۴-۸) آورده شده است. مقدار ماکزیمم سیگنال تحلیلی و مشتق افقی کل، بر روی لبه‌های توده قرار می‌گیرد. با توجه به نتایج این دو فیلتر بر روی مدل، شکل (۴-۸) الف و ب، این دو فیلتر نیز با دقت خوبی مرز گسل را مشخص کرده‌اند.

نکته قابل توجه در مورد نتایج حاصل از فیلترهای مشتقات و سیگنال تحلیلی بر روی مدل (۳)، این است که هرچند این فیلترها مرز گسل را با دقت بالایی مشخص کرده‌اند، اما هیچ‌یک از آن‌ها، اطلاعاتی در مورد جهت شیب گسل به دست نمی‌دهند. در ادامه برای بررسی بهتر مدل ۳، مانند مدل‌های (۱) و (۲) از فیلترهای فاز محلی نیز استفاده شد.

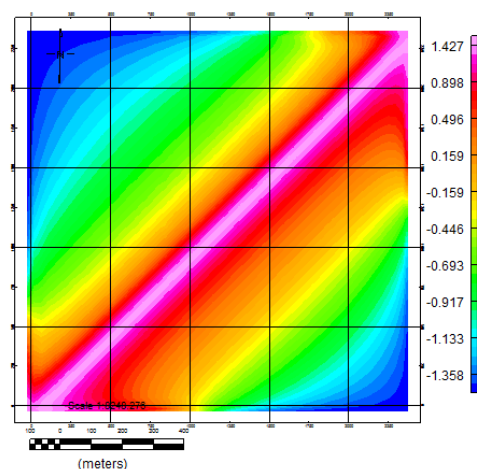
نتایج حاصل از اعمال فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۳) در شکل (۴-۹) آورده شده است. با توجه به نتایج این فیلترها، نیز مرز گسل با دقت خوبی مشخص شده است، اما این فیلترها نیز مانند فیلترهای مشتقات و سیگنال تحلیلی، جهت شیب را مشخص نمی‌کنند. در بین این فیلترها، فیلترهای مشتق افقی

کل زاویه‌ی تمایل و نقشه‌ی تتا با دقت بهتری مرز مدل را مشخص می‌کند.



ب - نقشه تتا

الف - گرادیان افقی کل نرمالیزه شده

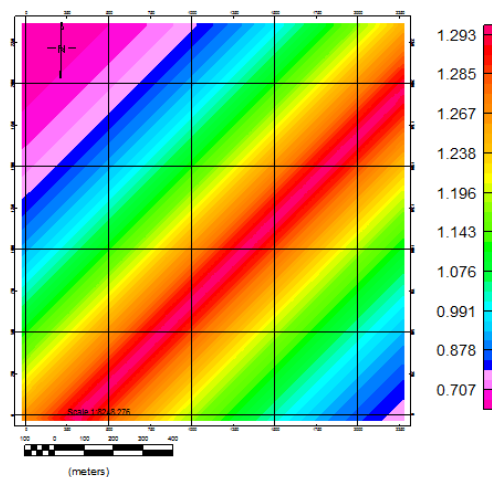


پ - مشتق افقی کل زاویه تمایل

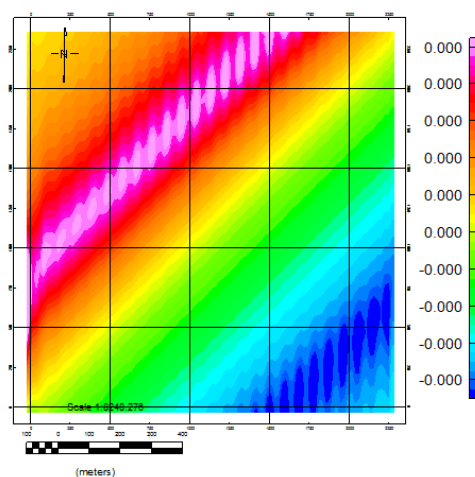
شکل (۴-۹): نتایج فیلترهای فاز محلی بر روی مدل (۳)

برای بررسی تأثیر عمق بر روی نتایج حاصل از اعمال فیلترهای مختلف، مدل (۴) در عمق ۱۰۰۰

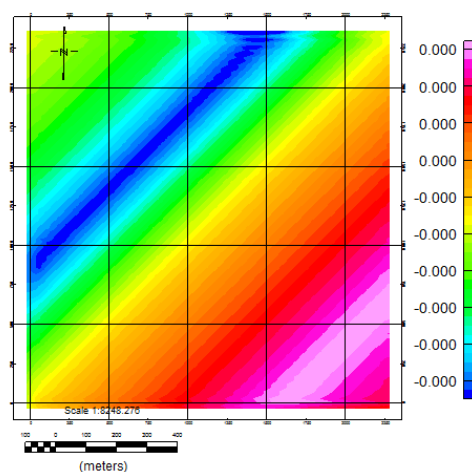
متری طراحی شد. پارامترهای مورد نیاز برای طراحی این مدل در جدول (۴-۲) آورده شده است.



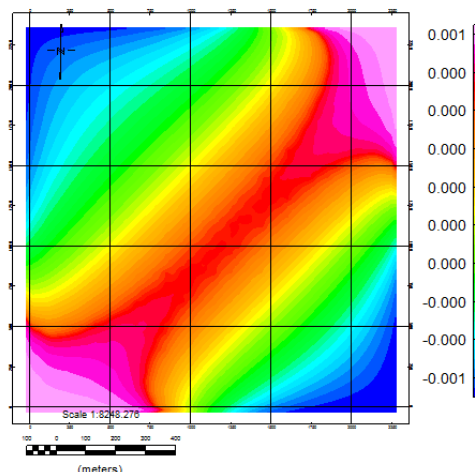
الف- آنومالی گرانی ناشی از یک گسل با شیب ۶۰ درجه در عمق ۱۰۰۰ متری (مدل ۴)



ب- مشتق افقی در جهت X



ج- مشتق افقی در جهت Y

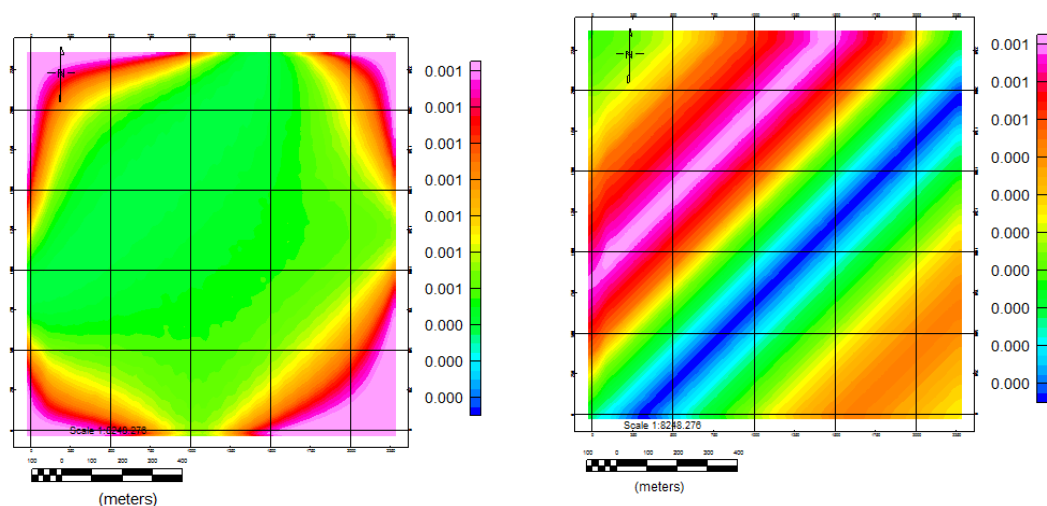


د- مشتق قائم در جهت Z

شکل (۴-۱۰): نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۴)

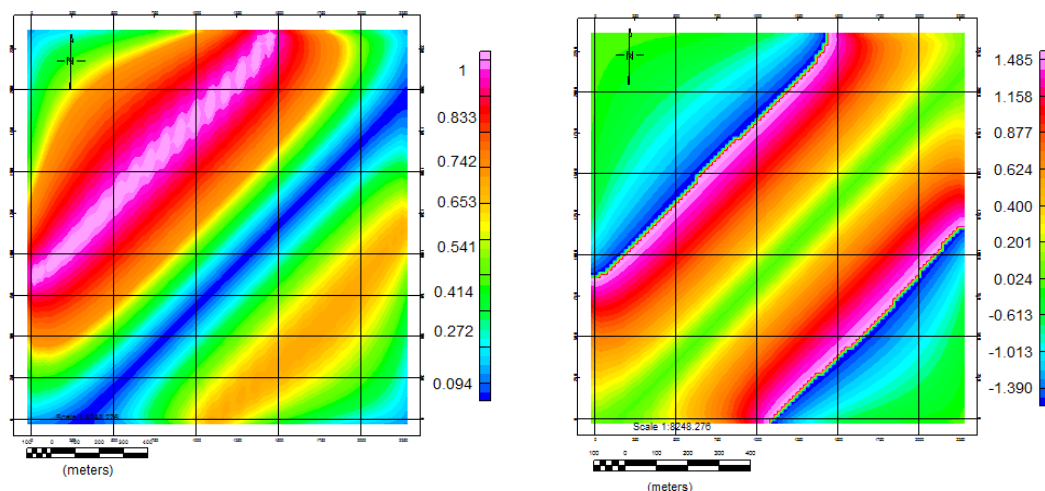
نتایج فیلترهای مشتق بر روی مدل (۴) در شکل (۴-۱۰) آورده شده است. همان‌طور که در این نتایج مشاهده می‌شود در عمق‌های بالا قدرت تفکیک‌پذیری فیلترهای مشتق کم شده است و هیچ یک از این فیلترها مرز مدل را با دقت خوبی مشخص نمی‌کند. بنابراین برای بررسی بهتر مدل از فیلترهای دیگر نیز استفاده شد.

نتایج حاصل از فیلترهای مشتق افقی کل، سیگنال تحلیلی، گرادیان افقی کل نرمالایز شده و نقشه‌ی تتا بر روی مدل (۴)، در شکل (۴-۱۱) آورده شده است. همان‌طور که در نتایج به‌دست آمده مشخص است، هیچ یک از این فیلترها مرز گسل را مشخص نمی‌کنند و در واقع این فیلترها در عمق‌های بالا کارایی خود را از دست می‌دهند.



ب - سیگنال تحلیلی

الف - مشتق افقی کل

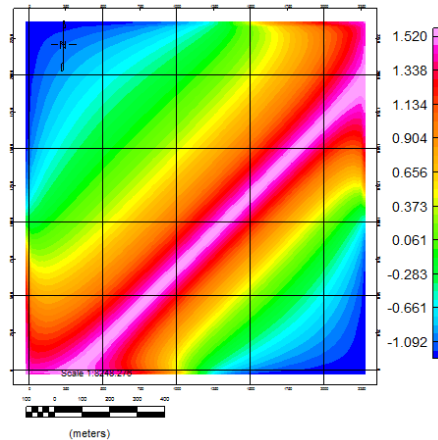


ت - نقشه تتا

پ - گرادیان افقی کل نرمالایزه شده

شکل (۴-۱۱): نتایج فیلترهای مختلف بر روی مدل (۴)

نتیجه‌ی حاصل از اعمال فیلتر مشتق افقی کل زاویه تمایل بر روی مدل (۴)، در شکل (۴-۱۲) آورده شده است. این فیلتر به خوبی مرز گسل را مشخص کرده است. بنابراین این فیلتر نسبت به عمق منبع غیرحساس می‌باشد و منابع عمیق و کم عمق را به طور یکسان تفکیک می‌کند.



شکل (۴-۱۲): مشتق افقی کل زاویه تمایل

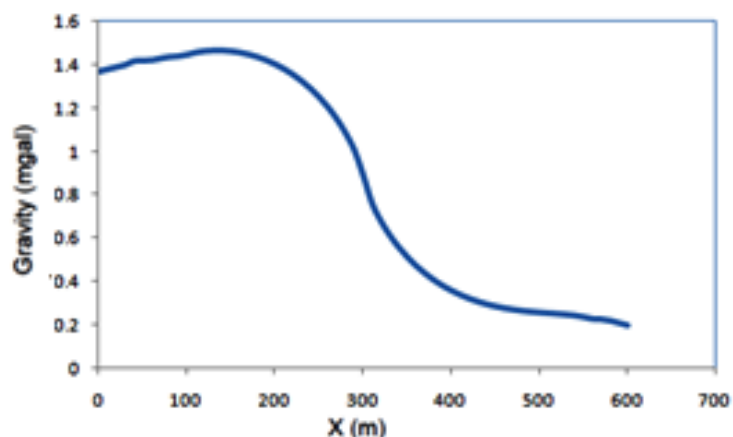
به‌طور کلی نتیجه‌ای که از اعمال فیلترهای مختلف بر روی مدل‌های مصنوعی به‌دست آمد، این است که این فیلترها مرز مدل را با دقت خوبی مشخص می‌کنند اما هیچ‌یک از این فیلترها جهت شیب گسل را مشخص نمی‌کنند.

۳-۴ بررسی شیب گسل

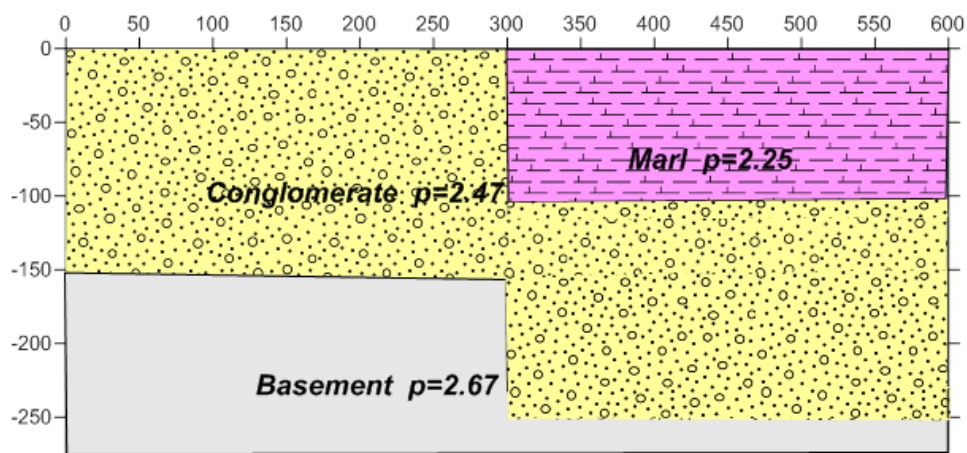
به منظور بررسی تأثیر شیب مدل‌های مصنوعی، در این بخش یک مدل گسل قائم و سه مدل شیب‌دار شکل‌های (۴-۱۴)، (۴-۱۶)، (۴-۱۸)، (۴-۲۰)، طراحی و با یکدیگر مقایسه شده‌اند. برای محاسبه‌ی اثر گرانی این مدل‌ها، از نرم‌افزار GRAV2DC استفاده شد. در جداول (۴-۳)، (۴-۴)، (۴-۵) و (۴-۶) پارامترهای مورد نیاز برای هریک از این مدل‌ها آورده شده است.

جدول (۴-۳): پارامترهای مدل گسل قائم

ضخامت (متر)	شیب (درجه)	چگالی (g/cm^3)	لایه
۱۰۰	۹۰	۲.۲۵	مارن
۱۵۰	۹۰	۲.۴۷	کنگومرا



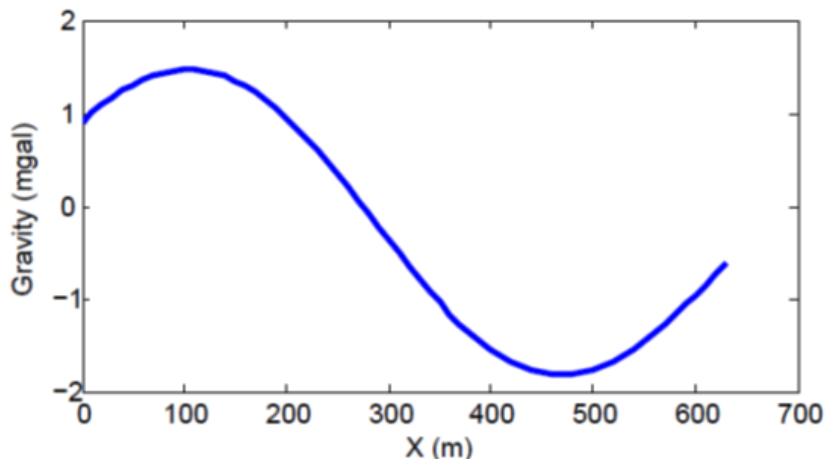
شکل (۴-۱۳): پاسخ گرانی مدل گسل قائم



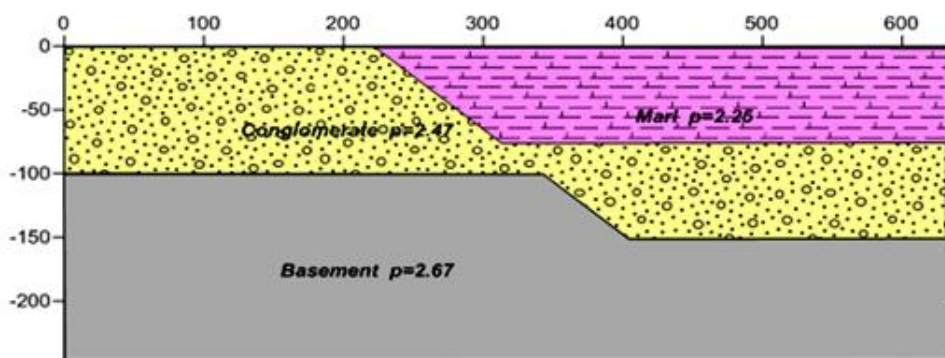
شکل (۴-۱۴): مدل گسل قائم

جدول (۴-۴): پارامترهای مدل گسل شیب دار

ضخامت (متر)	جهت شیب	شیب (درجه)	چگالی (g/cm^3)	لایه
۷۵	شرق	۶۰	۲.۲۵	مارن
۱۰۰	شرق	۶۰	۲.۴۷	کنگومرا



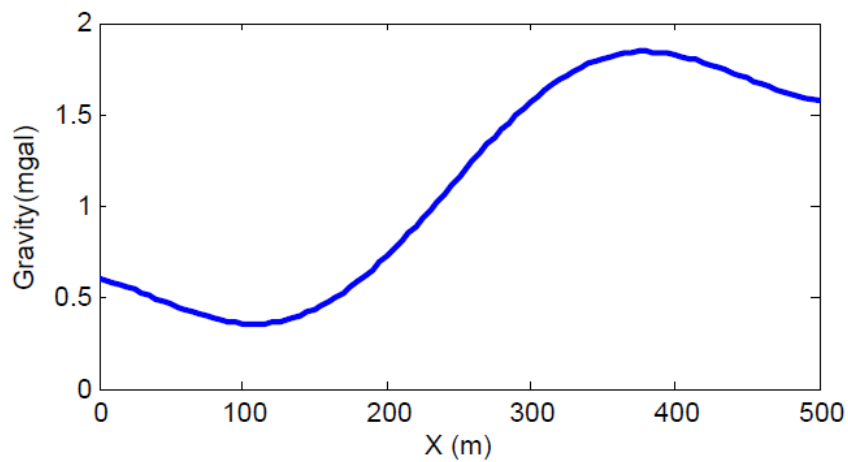
شکل (۴-۱۵): پاسخ گرانی مدل گسل شیب دار



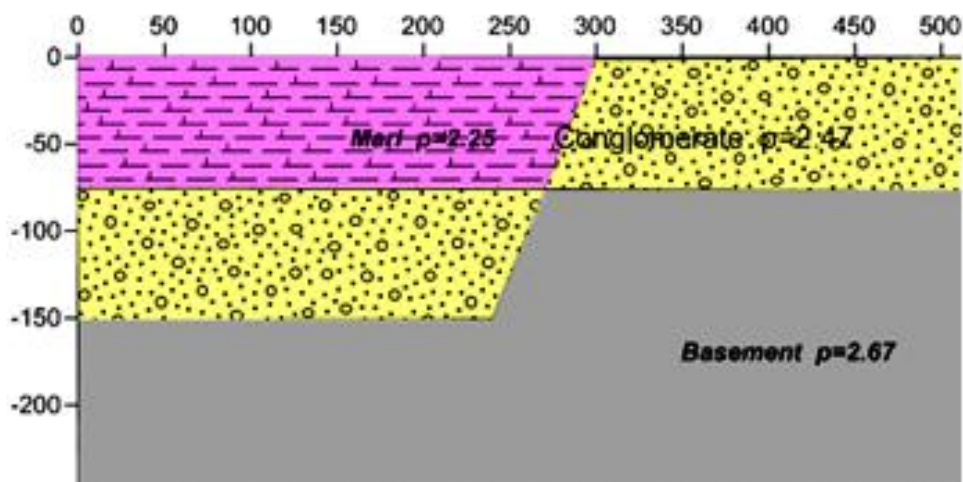
شکل (۴-۱۶): مدل گسل شیب دار

جدول (۴-۵): پارامترهای مدل گسل شیب‌دار

لایه	چگالی (g/cm^3)	شیب (درجه)	جهت شیب	ضخامت (متر)
مارن	۲.۲۵	۶۰	غرب	۷۵
کنگلومرا	۲.۴۷	۶۰	غرب	۷۵



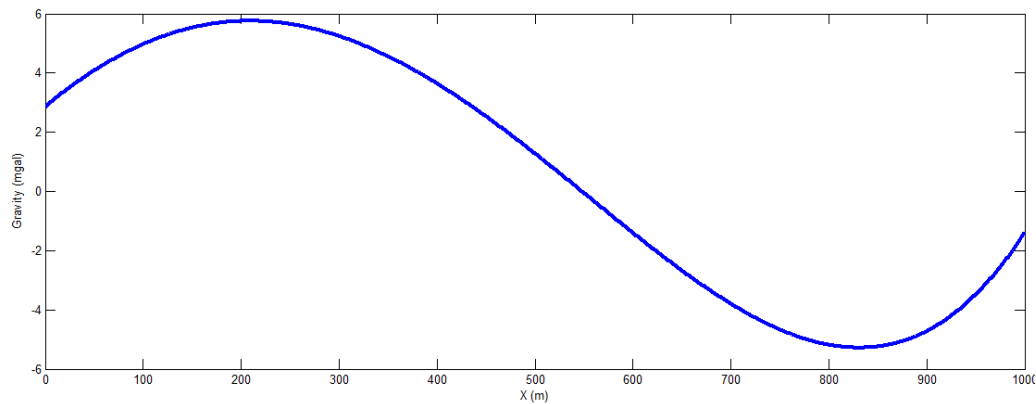
شکل (۴-۱۷): پاسخ گرانی مدل گسل شیب‌دار



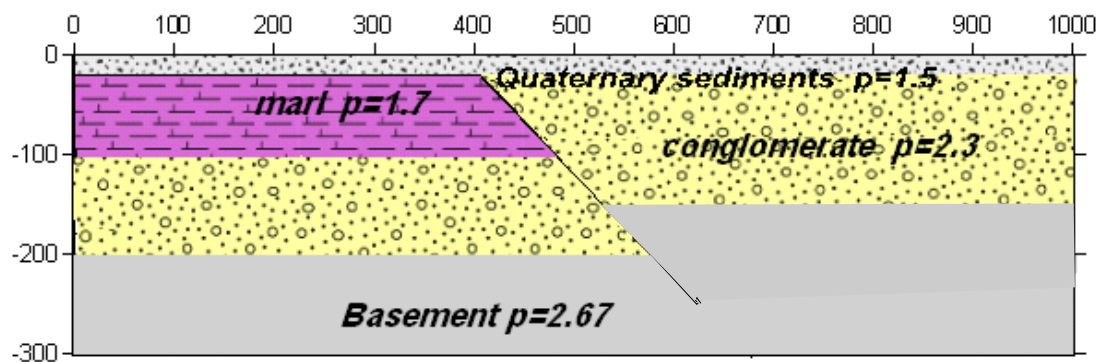
شکل (۴-۱۸): مدل گسل شیب‌دار

جدول (۴-۶): پارامترهای مدل گسل شیب‌دار

لایه	چگالی (g/cm^3)	شیب (درجه)	جهت شیب	ضخامت (متر)
مارن	۱.۷	۶۰	شرق	۷۵
کنگلومرا	۲.۳	۶۰	شرق	۷۵



شکل (۴-۱۹): پاسخ گرانی مدل گسل شیب‌دار



شکل (۴-۲۰): مدل گسل شیب‌دار

آنومالی گرانی برای گسل‌های شیب‌دار، در شکل‌های (۴-۱۳)، (۴-۱۵)، (۴-۱۷) و (۴-۱۹) محاسبه شده است. نتایج به دست آمده نشان می‌دهد که آنومالی گرانی در جهت شیب تغییر می‌کند، بدین ترتیب که برای گسل‌هایی که شیب آن‌ها در جهت غرب است، آنومالی گرانی به صورت صعودی تغییر می‌کند، در صورتی که روند تغییرات آنومالی گرانی برای گسل‌های قائم و همچنین گسل‌هایی که شیب آن‌ها در جهت شرق است، به صورت نزولی است با این تفاوت که تغییرات آنومالی گرانی، برای گسل‌های قائم بیشتر است.

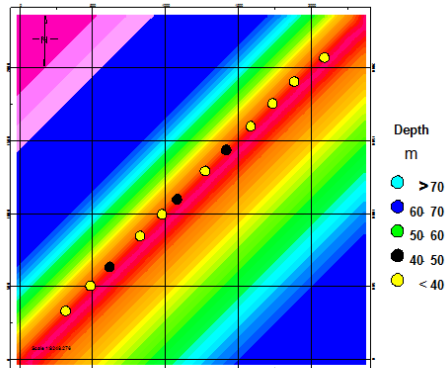
۴-۴ تخمین عمق مدل مصنوعی - گسل شیب‌دار

همان‌طور که در فصل سوم نیز گفته شد، انتخاب پنجره و ضریب ساختاری مناسب، دو فاکتور خیلی مهم می‌باشند که در نتایج به دست آمده از روش اوایلر نقش مهمی دارند. در این بخش مدل مصنوعی گسل شیب‌دار در امتداد شمال شرق-جنوب غرب در عمق ۱۰۰ متری (مدل ۳)، که با استفاده از فیلترهای مختلف مرز آن مشخص شد، در نظر گرفته می‌شود و عمق آن با به کارگیری روش اوایلر، با انتخاب پنجره و ضریب ساختارهای مختلف، تخمین زده می‌شود تا بدین صورت پنجره و ضریب ساختاری مناسب را برای مدل به دست آوریم. مقادیر مورد استفاده برای شاخص ساختاری کنتاکت در محدوده‌ی متداول صفر تا یک (۰/۲۵ و ۰/۵۰ و ۰/۷۵ و ۱) انتخاب شد. روش مرسوم در تعیین شاخص ساختاری این است که در پنجره‌های مختلف، با استفاده از شاخص‌های ساختاری گوناگون، نتایج را به دست می‌آورند و آن شاخص ساختاری را که منجر به پدید آمدن نتایجی با کمترین مقدار پراکندگی شده باشد، به عنوان شاخص ساختاری صحیح انتخاب می‌کنند [FitzGerald, 2004].

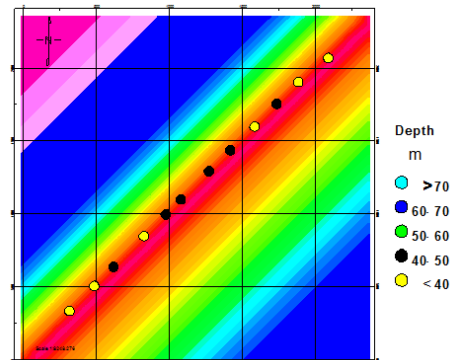
در نرم‌افزار ژئوسافت تعداد نقاط مجاز برای قرار گرفتن در پنجره متحرک از ۳ تا ۲۰ تعیین شده است که در این نوشته برای تعداد نقاط مختلف در محدوده‌ی تعیین شده برای مدل مورد مطالعه با ضریب

ساختارهای گفته شده، در دفعات زیاد صورت پذیرفت که نتایج به دست آمده (جداول ۴-۶، ۴-۷ و ۴-۸) برای پنجره‌های 7×7 و 11×11 و 15×15 به عنوان نمونه در شکل‌های (۴-۱۹) و (۴-۲۰) و (۴-۲۱) آورده شد. در این نرم‌افزار، دو ملاک برای پذیرفتن نتایج حاصل از اویلر دیکانولوشن یعنی بیش‌ترین خطای مجاز برای عمق و بیش‌ترین فاصله‌ی مورد قبول وجود دارد. حداکثر خطای مجاز در تخمین عمق به درصد بیان می‌شود که بایستی توسط کاربر نرم‌افزار تعیین گردد و همچنین بیش‌ترین فاصله‌ی قابل قبول نسبت به مرکز پنجره‌ی متحرک سنجیده می‌شود. ملاک پنجره بر اساس اختلاف مختصات نقطه (X, Y, Z) نسبت به مختصات مرکز پنجره سنجیده می‌شود که اگر نتیجه بیش از مقدار تعیین شده باشد، از نتایج حذف می‌شود. این ملاک نیز توسط کاربر تعیین می‌شود.

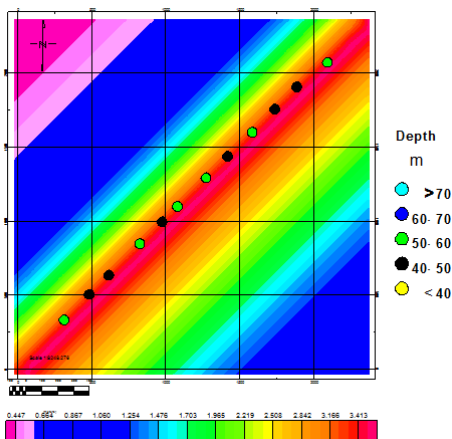
قابل ذکر می‌باشد که آزمایش اویلر دیکانولوشن و تغییر پارامترهای موثر در آن بر روی تمام مدل‌های مصنوعی مورد مطالعه، به دفعات مختلف اجرا و بهترین نتیجه در خصوص ضریب ساختاری و ابعاد پنجره (با کمترین مقدار واریانس) به ترتیب 0.50 و 11×11 در نظر گرفته شد.



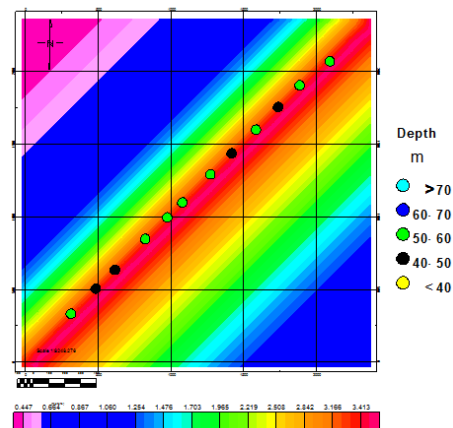
SI=0, W=7



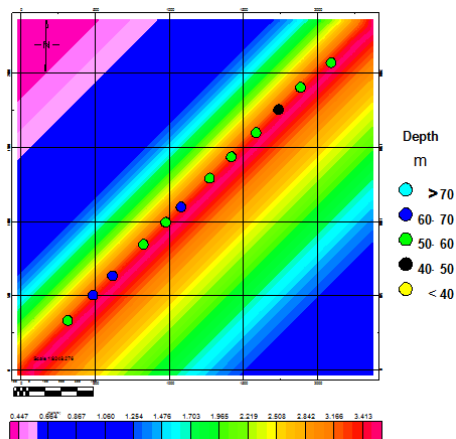
SI=0.25, W=7



SI=0.5, W=7



SI=0.75, W=7

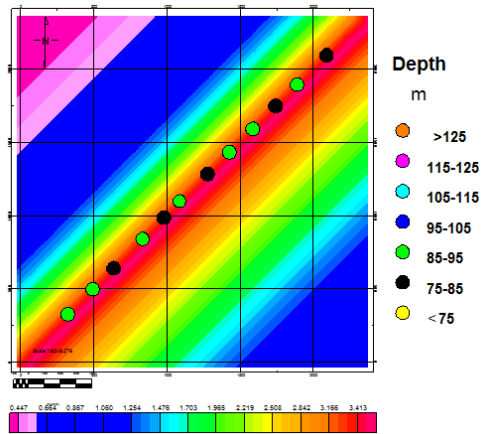


SI=1, W=7

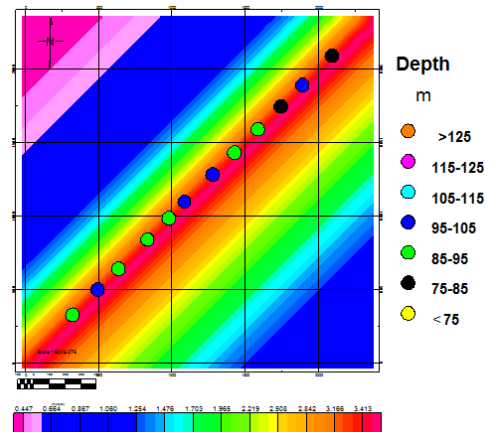
شکل (۴-۲۱): تخمین عمق گسل شیب‌دار با استفاده از روش

اولر - بیش‌ترین خطای مجاز برای عمق ۱۵۰٪ و بیش‌ترین فاصله‌ی

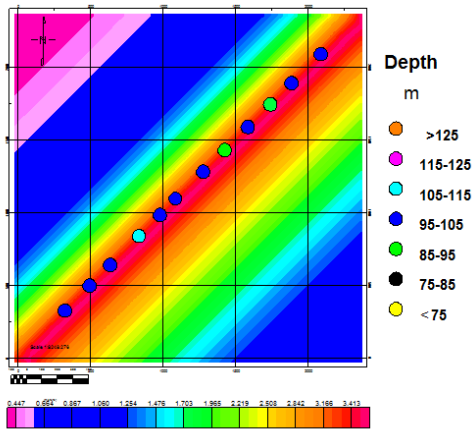
مورد قبول ۳۰۰ متر



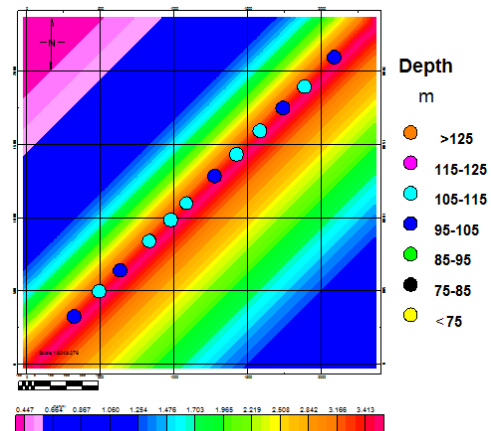
SI=0 , W=11



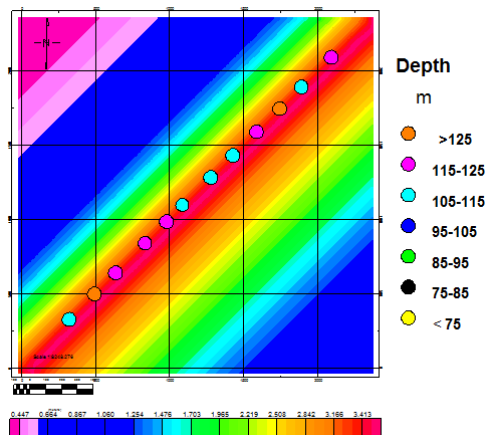
SI=0.25 , W=11



SI=0.5 , W=11



SI=0.75 , W=11

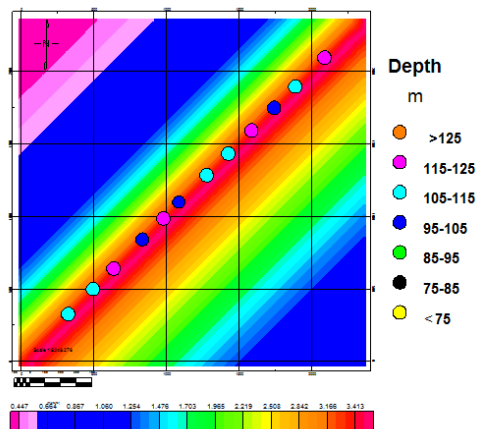


SI=1 , W=11

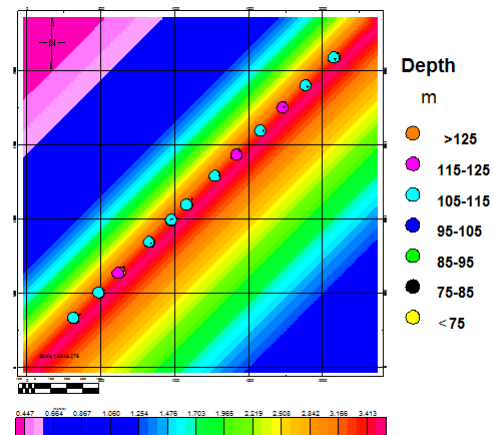
شکل (۴-۲۲): تخمین عمق گسل شیب‌دار با استفاده از روش

اولیو- بیشترین خطای مجاز برای عمق ۱۵۰٪ و بیشترین فاصله‌ی

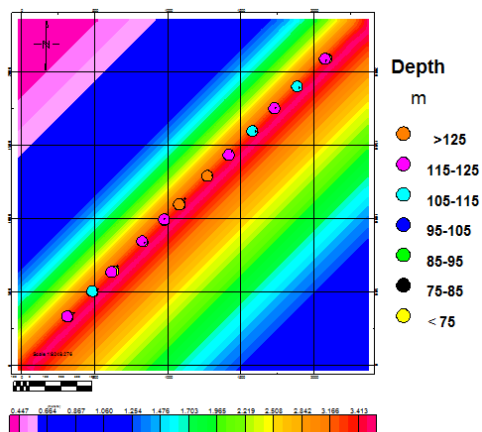
مورد قبول ۳۰۰ متر



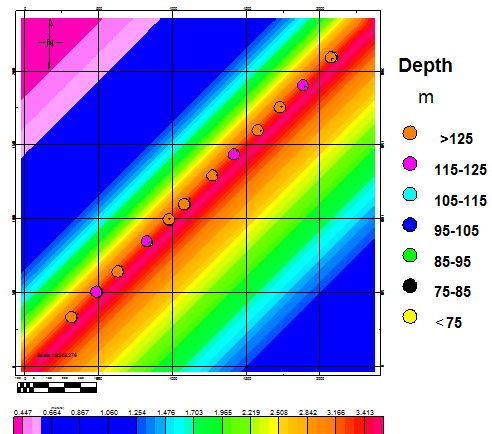
SI=0 , W=15



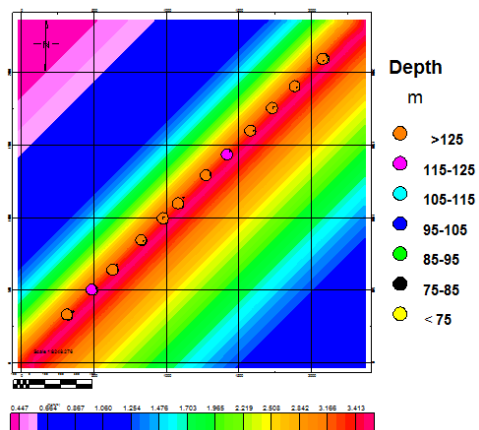
SI=0.25 , W=15



SI=0.5 , W=15



SI=0.75 , W=15



SI=1 , W=15

شکل (۴-۲۳): تخمین عمق گسل شیب‌دار با استفاده از

روش اوپلر - بیش‌ترین خطای مجاز برای عمق ۱۵۰٪ و بیش -

ترین فاصله‌ی مورد قبول ۳۰۰ متر

جدول (۷-۴): نتایج تخمین عمق با استفاده از روش اویلر با پنجره‌ی ۷×۷

SI	۰	۰/۲۵	۰/۵۰	۰/۷۵	۱
متوسط عمق اویلر	۳۷	۴۳	۴۹	۵۴	۶۱

جدول (۸-۴): نتایج تخمین عمق با استفاده از روش اویلر با پنجره‌ی ۱۱×۱۱

SI	۰	۰/۲۵	۰/۵۰	۰/۷۵	۱
متوسط عمق اویلر	۷۷	۸۹	۱۰۲	۱۰۹	۱۱۷

جدول (۹-۴): نتایج تخمین عمق با استفاده از روش اویلر با پنجره‌ی ۱۵×۱۵

SI	۰	۰/۲۵	۰/۵۰	۰/۷۵	۱
متوسط عمق	۱۱۲	۱۱۹	۱۲۴	۱۳۷	۱۴۹

فصل پنجم

برداشت، پردازش و تفسیر داده‌های گرانی
محدوده‌ی کلاته خیج

۵-۱ موقعیت جغرافیایی و وضعیت زمین‌شناسی محدوده مورد بررسی

این منطقه در شمال شرقی شهرستان شاهرود واقع است. جاده آسفالت شاهرود - آزادشهر و راه های متعدد خاکی منشعب از آن، جاده آسفالت شهر کلاته خیج و دره های عرضی موجود در منطقه، از جمله راه های دسترسی به منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۵-۱).



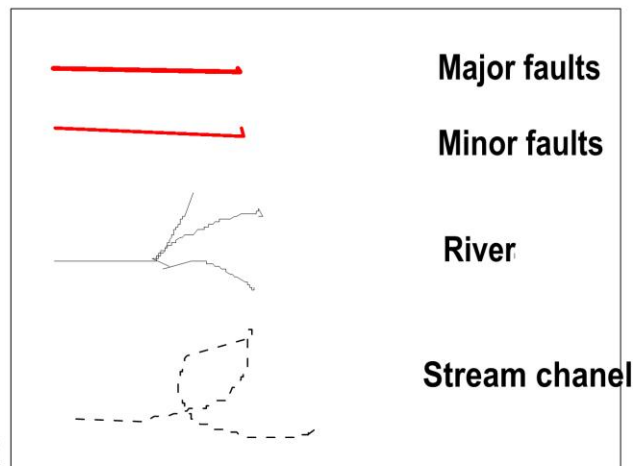
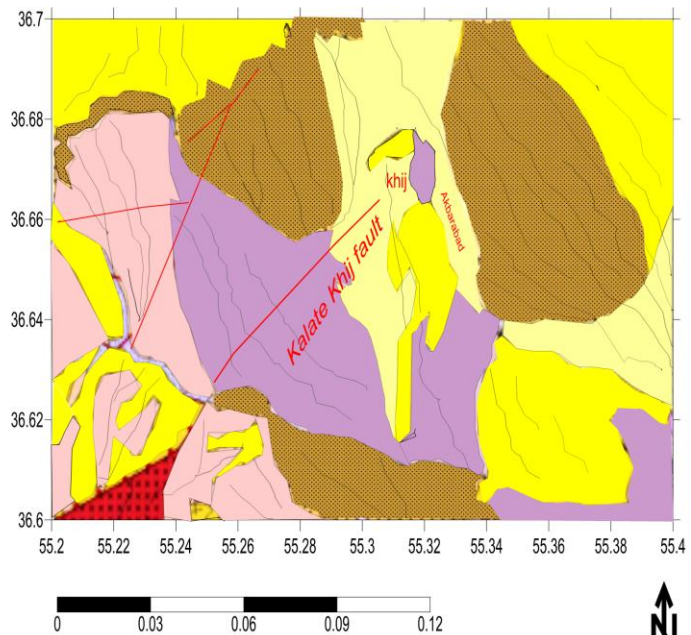
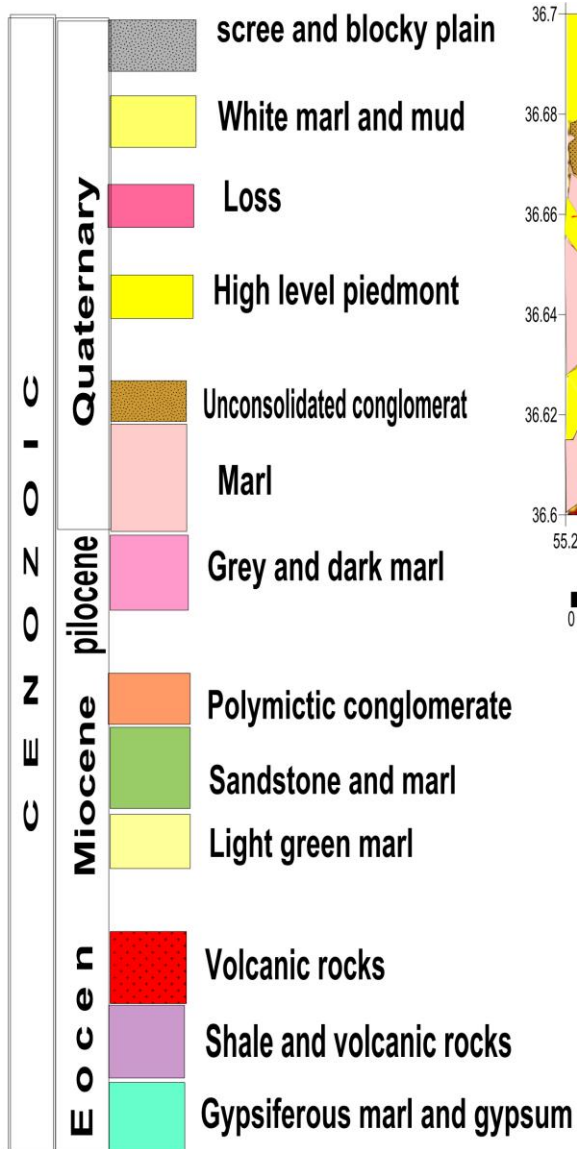
شکل (۵-۱): موقعیت جغرافیایی شهر کلاته خیج و راه های دسترسی به منطقه [اطلس راه های ایران، سازمان نقشه برداری کشور، ۱۳۸۸].

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی و تکتونیکی (شکل ۵-۲)، گسل کلاته خیج دارای مؤلفه امتدادلغز به صورت چپ‌بر با روند شمال شرقی - جنوب غربی، در جنوب غربی شهر کلاته خیج قرار گرفته است. این گسل در تصاویر دورسنجی به صورت خطواره مشخصی دیده می‌شود که از شمال خاوری سیاه‌کوه آغاز شده

و تا شمال شرقی شهر کلاته خیج ادامه می یابد. مطالعه تصاویر دورسنجی و مشاهدات صحرایی نشان می دهد که این گسل رسوبات کواترنری را قطع و کانال های رودخانه ای را به صورت چپ بر جابجا کرده است. (شکل ۵-۳ الف). جوانترین رسوبات موجود در منطقه مورد مطالعه، نهشته های کواترنری می باشند که به صورت رسوبات سخت نشده و یا با فشردگی اندک بوده و بخش وسیعی از ناحیه مورد بررسی را می پوشانند.

بر اساس بازسازی کانال هایی که توسط این گسل به صورت چپ بر جابجا شده اند (شکل ۵-۳ ب)، میزان این جابجایی 400 ± 50 متر تخمین زده می شود [Javidfakhr et al, 2011]. مطالعات و مشاهدات ریخت شناسی در طول مسیر این گسل نشان می دهد که این گسل مارن های میوسن را در کنار کنگلومرای پلیستوسن قرار داده است (شکل ۵-۴ الف).

رسوبات میوسن از واحدهای زرد، سبز، گاهی قرمز آجری، ماسه سنگ نازک لایه و سست، کنگلومرای ریزدانه، ژئپس و گچ تشکیل شده است که اغلب توسط نهشته های آبرفتی پوشیده شده اند. در بخش هایی از منطقه مورد مطالعه بر تعداد میان لایه های سنگی و کنگلومرای افزوده شده، به طوری که به تدریج به واحدهای کنگلومرای ضخیم لایه با میان لایه های ماسه سنگی و شیلی تبدیل می شود. این رسوبات مولاس گونه هستند و به نظر می رسد که در یک حوضه فروافتاده نهشته شده اند. این نهشته ها را می توان از لحاظ جایگاه زمانی با سازند قرمز بالایی در حوضه قم مقایسه نمود [جعفریان و همکاران، ۱۳۸۳]. این واحدهای رسوبی رخنمون قابل توجهی در بخش های مرکزی منطقه مورد مطالعه نشان می دهند (شکل ۵-۴ الف و ب).

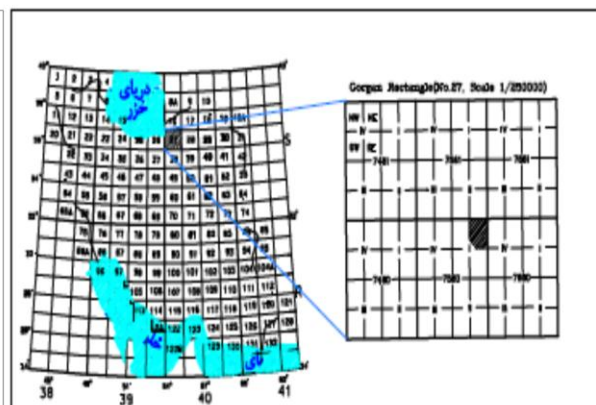


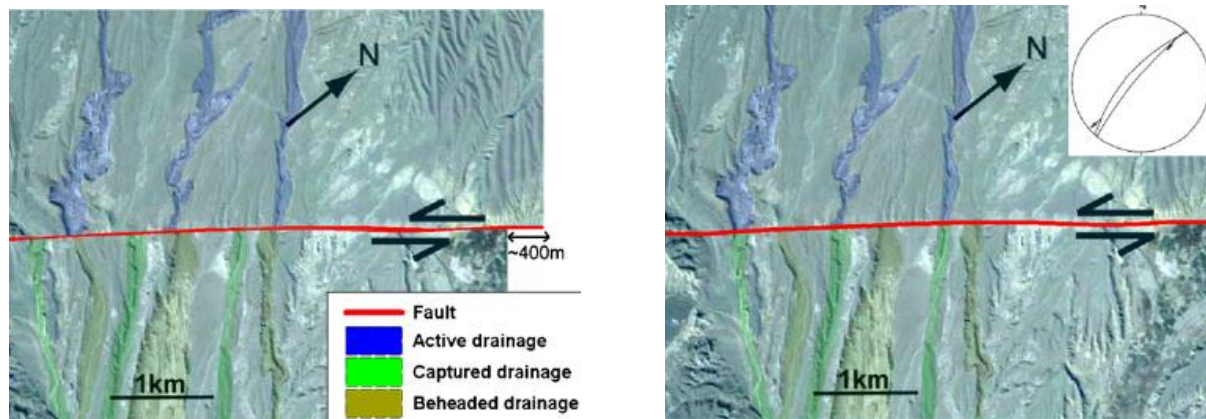
Geological map of north east shahrood

Creator : **kamran valadi**

SHAHROOD UNIVERSITY

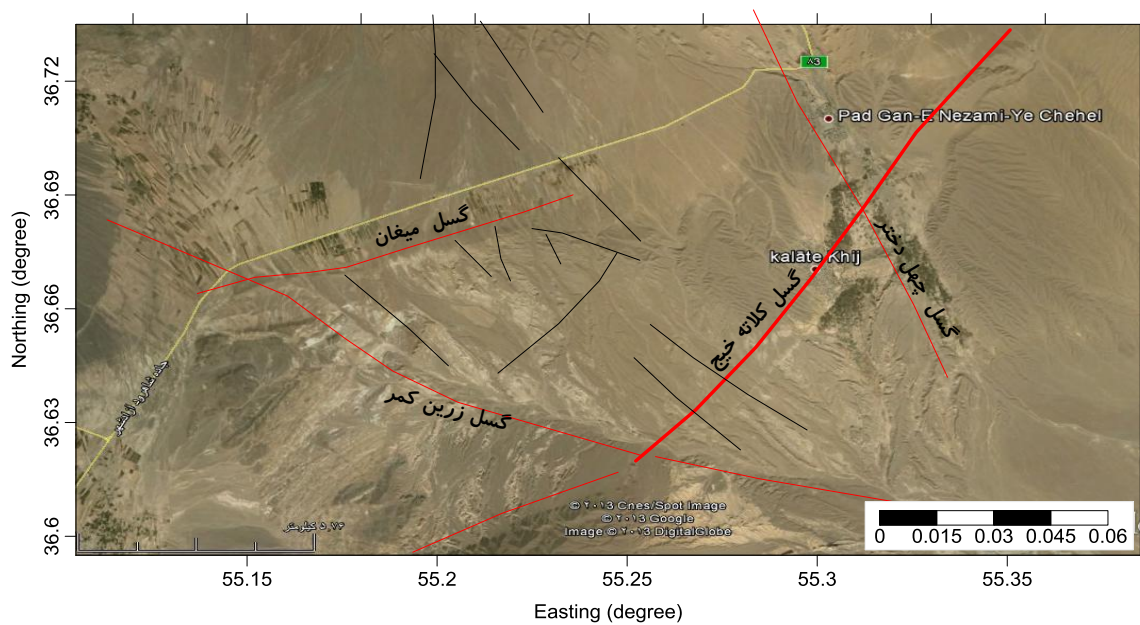
2012





ب

الف

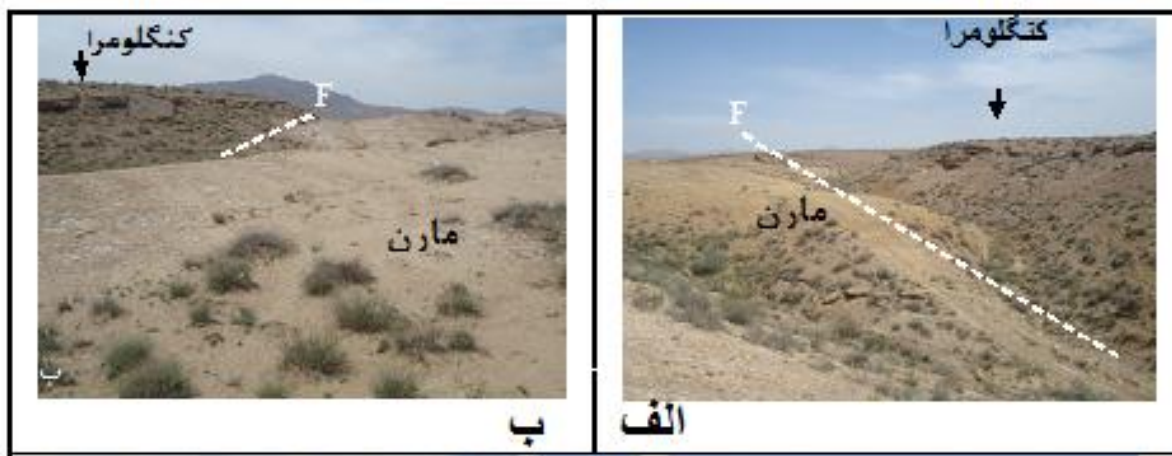


ج

شکل (۳-۵) الف- تصویر Google Earth رنگ آمیزی شده از گسل که جابجایی چپبر کانال های رودخانه ای را نشان می دهد [Javidfakhr et al, 2011]؛ ب- تصویر بازسازی شده گسل که جابجایی چپبر در حدود ۴۰۰ متر را برای این قطعه گسلی نشان می دهد [Javidfakhr et al, 2011]. ج- تصویر Google Earth از گسل کلاته خیج و گسل های محدوده مورد بررسی

بر اثر عملکرد این گسل، مارن های میوسن در طول این خطواره گسلی رخنمون یافته و کنگلومرای

پلیستوسن (Pliocene) دچار خردشدگی گشته است (شکل ۳-۵ ب) [Javidfakhr et al, 2011].



شکل (۵-۴): الف و ب- خردشدگی کنگلومرای پلئستوسن و قرارگیری آن در کنار مارن های میوسن بر اثر عملکرد گسل (الف): دید به سمت جنوب غربی، ب: دید به سمت شمال شرقی [Javidfakhr et al, 2011].

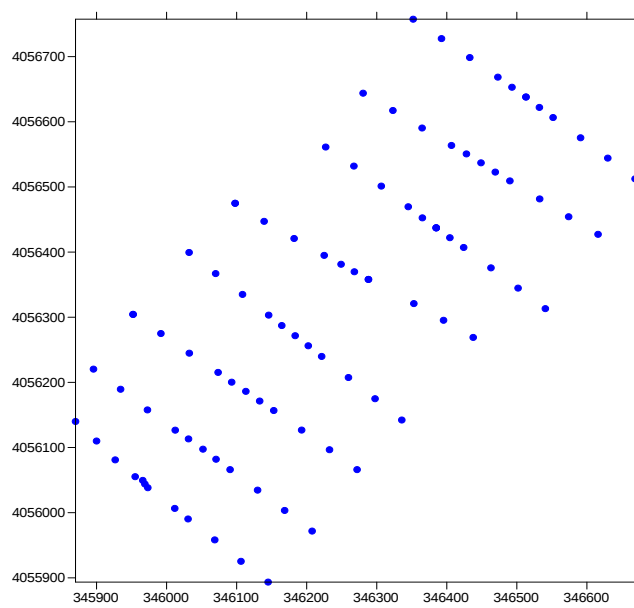
۵-۲ برداشت داده های گرانی منطقه مورد مطالعه

در راستای تکمیل یک شبکه برداشت مناسب، چندین پارامتر مهم وجود دارد که بایستی به دقت مورد بررسی قرار گیرند تا داده هایی که جمع آوری می شوند بتوانند به طور صحیح آنومالی مورد بررسی را مشخص کنند. در مطالعات ژئوفیزیکی ممکن است برداشت ها تنها از طریق تعداد محدودی پروفیل صورت پذیرد. در این گونه برداشت ها بایستی تا حد امکان (شرایط زمین و بودجه) تعداد و فاصله نقاط برداشت به صورت بهینه ای انتخاب و اندازه گیری شود تا بتوان به جزئیات هدف مورد نظر دست پیدا کرد. به طور معمول مناسب ترین امتداد یک پروفیل برداشت، پروفیلی است که عمود بر امتداد هدف یا پدیده ی مورد نظر باشد، اما این موضوع به شکل ساختار مورد تجسس و ابعاد آن نیز وابسته است. امتداد تقریبی یک ساختار هدف می تواند از بازدید زمین شناسی، نقشه های موجود و یا دیگر اطلاعات اکتشافی مشخص شود. با این وجود در بسیاری از حالت ها ممکن است امتداد ساختار ناشناخته باشد که بدین ترتیب از خطوط برداشت آزمایشی پیش از برداشت های اصلی برای تعیین امتداد تقریبی ساختار هدف استفاده می شود و طول پروفیل برداشت نیز باید بیش از پهنای بی هنجاری مورد انتظار در نظر گرفته شود.

در این مطالعه پس از بازدید زمین‌شناسی از منطقه مورد نظر و با استفاده از اطلاعات تکتونیکی موجود، امتداد گسل به صورت شمال شرقی-جنوب غربی تعیین شد و بر این اساس و نیز با توجه به مدت زمان در نظر گرفته شده برای انجام پروژه، ۸ پروفیل گرانی در راستای عمود بر گسل برداشت شد. اما علاوه بر امتداد پروفیل برداشت، مسئله حائز اهمیت دیگر در پروفیل زنی، انتخاب فاصله ایستگاه یعنی فاصله نقاط اندازه‌گیری از یکدیگر است. در واقع، اگر امتداد پروفیل به‌طور مناسبی انتخاب شود ولی فاصله نقاط اندازه‌گیری نامناسب باشد، نمی‌توان به شکل واقعی بی‌هنجاری ژئوفیزیکی دست یافت و در نتیجه تفسیر درستی را نباید انتظار داشت. فاصله نقاط باید به‌گونه‌ای انتخاب شود که به تعداد کافی از هدف مورد نظر اطلاعات ثبت کرد. در امتداد هر پروفیل برداشت ۱۱ نقطه گرانی به فاصله ۵۰ متری اندازه‌گیری شد. داده‌های گرانی منطقه مورد بررسی در محدوده‌ای بین عرض‌های ۴۰۵۵۸۹۳ و ۴۰۵۶۷۵۷ و طول‌های ۳۴۵۸۷۰ و ۳۴۶۶۷۰ در سیستم متریک UTM در زون ۴۰S با استفاده از دستگاه گرانی‌سنج CG5 برداشت گردید. شبکه نسبتاً منظم داده‌های گرانی از ۸ پروفیل به فاصله ۱۰۰ متری و حدود ۸۸ ایستگاه میکروگراویتی تشکیل شده است (شکل ۵-۶).



شکل (۵-۵): موقعیت قرارگیری منطقه برداشت بر روی نقشه‌ی Google Earth



شکل (۵-۶): ایستگاه‌های برداشت گرانی از منطقه



شکل (۵-۷): برداشت داده‌های گرانی منطقه مورد بررسی با دستگاه CG5

۳-۵ پردازش اطلاعات گرانی‌سنجی

پردازش اطلاعات گرانی‌سنجی در دو بخش درحین عملیات و بعدازعملیات انجام می‌گیرد.

۱-۳-۵ پردازش در حین عملیات

دستگاه‌های اندازه‌گیری ژئوفیزیکی ممکن است بر اثر دما و فشار قابلیت‌های خود را از دست بدهند که معمولاً شرکت سازنده‌ی محدودیت‌های آن را معرفی می‌کند. در دستگاه گراویمتر CG5 به دلیل حساسیت زیاد فنرهای تعبیه شده در آن به مرور زمان و در صورت عدم توجه، تحت تاثیر عوامل یاد شده قرار می‌گیرد. تغییراتی که در یک ایستگاه ثابت در طول زمان در ارتباط با دستگاه رخ می‌دهد، تغییرات رانه دستگاه می‌گویند. این تغییرات در دستگاه گراویمتر ناچیز بوده و قابل چشم‌پوشی است. اما در صورتی

که با افزایش عمر دستگاه این تغییرات افزایش یابند، باید اثر آن‌ها روی داده‌های اندازه‌گیری شده، تصحیح شود. در برداشت داده‌های گرانی منطقه مورد مطالعه، یک ایستگاه ثابت (مبنا) در منطقه در نظر گرفته شد و قبل از شروع عملیات، هر روز ابتدا این نقطه اندازه‌گیری می‌شد و با مقدار روز قبل مقایسه می‌شد. معمولاً خطای مجاز در برنامه قرائت ایستگاه‌ها ۰/۰۳۵ میلی‌گال در نظر گرفته می‌شود [دولتی، ۱۳۷۲]. در صورتی که خطا در مقدار گرانی قرائت شده برای این ایستگاه از ۰/۰۳۵ میلی‌گال کمتر باشد برداشت صحیح است. علاوه بر این قبل از شروع عملیات، دستگاه حدود ۱ ساعت در یک نقطه ثابت برای آنکه با شرایط جوی محیط به سازگاری برسد، قرار گرفت.

۵-۳-۲ پردازش بعد از عملیات

همان‌طور که می‌دانیم شتاب جاذبه دقیقاً در همه جای سطح زمین یکسان نیست بلکه تحت تأثیر چندین فاکتور است که در دو گروه عمده وابسته به زمان، مانند دریافت دستگاه و جزر و مد و وابسته به مکان، مانند ارتفاع نقاط از سطح مبنا، عرض جغرافیایی، تخته‌ی بوگه، توپوگرافی و نهایتاً زمین‌شناسی منطقه است. بنابراین برای به دست آوردن اطلاعات زمین‌شناسی باید تصحیحاتی از قبیل تصحیح دریافت، تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه و تصحیح توپوگرافی بر روی مقادیر اولیه اندازه‌گیری شده، اعمال شود.

۵-۳-۱ تصحیح دریافت دستگاه

در صورتی‌که در یک برنامه گرانی‌سنجی پس از اندازه‌گیری در یک ایستگاه اصلی، مجدداً در انتهای برنامه این عمل اندازه‌گیری تکرار شود، نتیجه دو قرائت یکسان نخواهد بود و با هم اختلاف خواهند داشت که این اختلاف اصولاً وجود داشته و مقدار آن با زمان متغیر می‌باشد این مقدار اختلاف، دریافت دستگاه نام دارد. عوامل مختلفی در ایجاد دریافت نقش داشته که مهمترین آنها خستگی و تغییر خواص

الاستیسیته فنر گرانی سنج می باشد. زیرا فنر گرانی سنج دارای خاصیت کشسانی است و به تدریج تغییر می کند.

برای محاسبه دریافت دستگاه در شروع کار مقدار گرانی در ایستگاه اصلی اندازه گیری و سپس ایستگاه فرعی برداشت می شود و در نهایت مجدداً به ایستگاه اصلی رفته و مقدار گرانی اندازه گیری می شود.

$$D = g_1 - g_2 \quad \text{بنابراین خواهیم داشت: (۱-۵)}$$

g_1 : گرانی قرائت شده مربوط به ایستگاه اصلی در شروع کار بر حسب میلی گال

g_2 : گرانی قرائت شده مربوط به ایستگاه اصلی در خاتمه کار بر حسب میلی گال

D : دریافت دستگاه بر حسب میلی گال می باشد که حد مجاز دریافت به ازای هر دو ساعت تقریباً

۰/۰۳۵ میلی گال می باشد اگر مقدار دریافت بیشتر از مقدار مجاز باشد برنامه قرائت تکرار می شود.

برای محاسبه دریافت سایر ایستگاه ها به این طریق عمل می شود که اختلاف زمان قرائت ایستگاه مبنا

در شروع عملیات و زمان قرائت هریک از ایستگاه های گرانی دیگر محاسبه می شود.

$$\Delta T_1 = T_1 - T \quad \text{و} \quad \Delta T_2 = T_2 - T \quad \text{و} \quad \Delta T_n = T_n - T \quad (۲-۵)$$

که در آن T زمان اندازه گیری ایستگاه مبنا است و $T_1, T_2, \dots, T_n$ قرائت سایر ایستگاه ها است. بنابراین مقدار دریافت (رانه) دستگاه به صورت زیر است:

$$D_i = \frac{\Delta T_i \times D}{\Delta T_n} \quad (۳-۵)$$

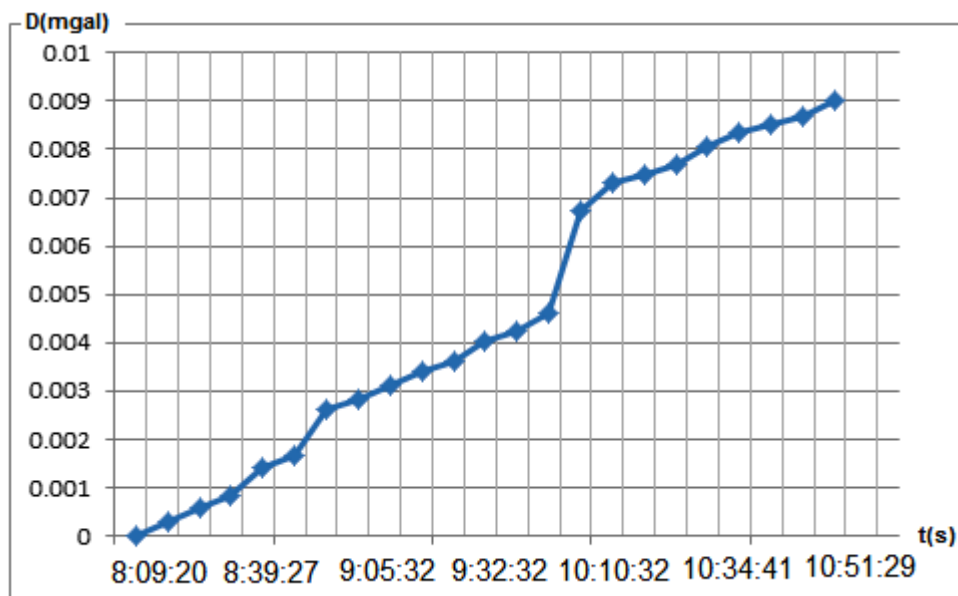
که D_i بر حسب میلی گال دریافت ایستگاه مورد نظر و ΔT_i بر حسب دقیقه نیز اختلاف زمانی بین

ایستگاه اصلی و ایستگاه مورد نظر است [Reynolds, 1997]. مقدار D که بدین ترتیب به دست می آید از

مقدار میدان اندازه گیری شده در ایستگاه کم می شود. معمولاً در صورتی که گراویمتر دچار مشکل خاصی

نشده باشد، گستره ی دریافت آن در حد یک دهم تا چند دهم است.

با توجه این که در منطقه مورد نظر نقطه مبنای گرانی سنجی وجود نداشت لذا برای به دست آوردن مقدار دریافت و اطمینان از درستی کار برداشت، یک نقطه به عنوان ثابت در نظر گرفته شد و هر روز ابتدا آن نقطه قرائت می گردید تا با توجه به عدد قرائت شده ایستگاه تکراری، کار آن روز را از نظر کیفیت مورد بررسی قرار داده شود.



شکل (۵-۸): تغییرات دریافت پروفیل اول با زمان

۵-۳-۲-۲ تصحیح عرض جغرافیایی

باتوجه به تغییرات عرض جغرافیایی منطقه مورد بررسی، این تصحیح با اعمال جدیدترین فرمول جهانی سال ۱۹۸۶ محاسبه و اعمال شد. این تصحیح ناشی از شکل زمین و متغیر بودن شعاع زمین با توجه به برآمدگی جزئی در استوا و فرورفتگی در قطبین است که این عوامل باعث افزایش گرانی در استوا می گردد. بنابراین شتاب گریز از مرکز در قطبین کمینه و در استوا بیشینه است [Telford,1990].

$$g_{\varphi} = 978032.70(1 + 0.005304 \sin^2 \varphi - 0.000058 \sin^2 2\varphi) \quad (۴-۵)$$

در رابطه بالا g_{φ} مقدار شتاب جاذبه میدان ثوری و φ عرض جغرافیایی تک تک ایستگاه های برداشتی است که واحد هر کدام از کمیت ها بر حسب میلی گال و درجه مدنظر گرفته شده است .

تصحیح عرض جغرافیایی با مشتق گرفتن از رابطه بالا به دست می آید طبق رابطه (۵-۵) زیر:

$$\partial g_l = 0.000811 \sin 2\varphi \quad mGal/m \quad \text{الف-}$$

$$\partial g_\varphi = 0.000811 \sin 2\varphi \times \Delta y \quad mGal \quad \text{ب-}$$

تصحیح عرض جغرافیایی برای هر نقطه‌ی گرانی اندازه‌گیری شده، نسبت به ایستگاه مبنا در نظر گرفته می‌شود. برای به دست آوردن تصحیح عرض جغرافیایی هر ایستگاه نسبت به ایستگاه مبنا با عرض جغرافیایی می‌توان از رابطه (۵-۵) الف استفاده کرد. می‌دانیم هر دقیقه از تغییرات عرض جغرافیایی معادل فاصله‌ای در حدود ۱/۸۴ کیلومتر روی سطح زمین است. بدین ترتیب می‌توان تغییرات گرانی زمین را برای هر ایستگاه واقع در فاصله Δy متر از ایستگاه مبنا با عرض جغرافیایی Φ را از رابطه (۵-۵) ب به دست آورد. این تصحیح در صورتی که ایستگاه اندازه‌گیری در شمال ایستگاه مبنا قرار داشته باشد، مثبت (میدان گرانی زمین از استوا به طرف قطب افزایش پیدا می‌کند) و در حالتی که ایستگاه اندازه‌گیری در جنوب ایستگاه مبنا واقع شده باشد، منفی است. مقداری که بدین ترتیب به دست می‌آید، از مقدار گرانی ایستگاه اندازه‌گیری واقع در شمال ایستگاه مبنا کم می‌شود و در حالت عکس به مقدار گرانی ایستگاه اندازه‌گیری اضافه می‌شود. در این مطالعه ایستگاه G216، در جنوب داده‌های اندازه‌گیری شده به عنوان ایستگاه مبنا انتخاب شد. به عنوان نمونه، تصحیح عرض جغرافیایی در جدول زیر برای بخشی از پروفیل ۸ آورده شده است. چون ایستگاه اندازه‌گیری در جنوب ایستگاه مبنا واقع شده است، پس این تصحیح منفی است و مقداری که بدین ترتیب به دست می‌آید، از مقدار گرانی ایستگاه اندازه‌گیری واقع در شمال ایستگاه مبنا کم می‌شود.

جدول (۵-۱): تصحیح عرض جغرافیایی برای قسمتی از پروفیل ۸

station	x	y	z	profile	time	dg(Φ)
G209	345973.17	4056038.3	1416.108	p8-1	10:22:24	-0.0999956
G210	345965.98	4056049.6	1418.654	p8-2	11:01:27	-0.1077877
G211	345969	4056044	1417	p8-2	10:28:18	-0.1039232

G212	346011.66	4056006.6	1413.517	p8-3	10:32:33	-0.0780609
G213	346030.65	4055990.4	1412.667	p8-4	10:36:52	-0.0668551
G214	346068.77	4055958.2	1410.886	p8-5	10:40:34	-0.0446761
G215	346106.19	4055925.4	1409.117	p8-6	10:45:11	-0.0219953
G216	346144.92	4055893.5	1407.261	p8-7	10:49:16	0

۵-۳-۲-۳ تصحيح ارتفاعی (هوای آزاد + بوگه)

معمولاً ایستگاه‌های گرانی با ارتفاع‌های مختلفی اندازه‌گیری می‌شوند. اختلاف ارتفاع‌ها، سبب تغییراتی در شتاب جاذبه اندازه‌گیری شده می‌شوند. با انجام تصحيح ارتفاعی کلیه مقادیر اندازه‌گیری شده به یک سطح مبنا انتقال داده می‌شود.

تصحيح ارتفاعی دارای دو مولفه است: الف- تصحيح هوای آزاد ب- تصحيح بوگه

الف- تصحيح هوای آزاد

با توجه به این نکته که مقدار شتاب جاذبه به صورت فرمول $g = G \frac{m}{r^2}$ روی سطح مبنا معین شده است، هرچه از این سطح مبنا به اندازه h به طرف بالا حرکت کنیم، مقدار شتاب جاذبه طبق رابطه $g = G \frac{m}{(r+h)^2}$ کاهش خواهد یافت [Telford,1991]. اختلاف دو شتاب جاذبه را تاثیر هوای آزاد می‌نامند.

تصحيح هوای آزاد را می‌توان از روی معادله زیر و با مشتق‌گیری نسبت به r محاسبه نمود:

$$g = G \frac{m}{r^2} \quad (۵-۶)$$

$$\frac{dg}{dr} = -2 G \frac{m}{r^2} \times \frac{r}{r^2} \quad (۵-۷)$$

$$dg = -\frac{2g}{r} \times dr \quad (۵-۸)$$

$$dg = -2g \frac{h}{r} \quad (۵-۹)$$

که در آن $dr=h$ پس داریم:

اگر شعاع متوسط زمین ۶۳۶۷۰۰۰ متر در نظر گرفته شود و با توجه به مقدار تئوری گرانی در سطح

دریا و در عرض جغرافیایی ۴۵ درجه (۹۸۰۶۲۹ میلی گال)، در این صورت خواهیم داشت:

$$dg = -2g \frac{h}{r} = \frac{-2 \times 980629}{6.367 \times 10^6} \times h \quad (۱۱-۵)$$

$$dg = \partial g_{fa} = -0.30803h \quad (۱۰-۵)$$

که در آن h ، ارتفاع ایستگاهها نسبت به سطح مبناء برحسب متر و dg_{fa} ، تصحیح هوای آزاد بوده و برحسب میلی گال به دست می آید.

فرمول حاصله با فرض کروی بودن شکل زمین حاصل شده است و گردش آن به حساب آورده نشده

است. لذا اگر زمین را به شکل بیضوی فرض کنیم، تاثیر هوای آزاد در هر متر آن به صورت زیر است:

$$g = (0.30877 - 0.00044 \sin^2 \phi) h(m) - 0.073 h^2(km) \quad (۱۲-۵)$$

در ایران ضریب تصحیح هوای آزاد را 0.3086 در نظر می گیرند، بنابراین

$$dg = -0.3086h (mgal) \quad (۱۳-۵)$$

مطابق رابطه بالا، وقتی ارتفاع ایستگاهی افزایش می یابد، مقدار گرانی اندازه گیری شده نیز در هر متر به

اندازه ۰/۳۰۸۶ کاهش می یابد. بنابراین با اعمال این تصحیح تمام ایستگاههای اندازه گیری به یک سطح

مبناء انتقال می یابند [دولتی، ۱۳۷۲].

اگر نقطه اندازه گیری بالاتر از سطح دریاهاى آزاد باشد، تصحیح هوای آزاد به مقدار گرانی قرائت شده

اضافه می گردد. چنانچه نقطه اندازه گیری پایین تر از سطح دریا باشد، این مقدار تصحیح از مقادیر قرائت

شده کم می شود.

ب- تصحيح بوگه :

فرض مي شود كه فضاي بين دو صفحه افقي توسط موادي با چگالي ρ پر شده باشد. جرم محصور بين دو سطح نيز روي مقادير اندازه گيري شده تاثير خواهد گذاشت كه بايستي تاثيرات اين جرم از مقادير قرائت شده حذف شود. تصحيح مربوط به جاذبه اين مواد با در نظر گرفتن يك تخته سنگ با گسترش طول و عرض بي نهايت و ضخامت h و با استفاده از فرمول زير محاسبه مي شود.

$$dg_b = 2\pi G\rho h \quad (14-5)$$

اگر از رابطه شتاب جاذبه نسبت به h مشتق گرفته شود در نتيجه:

$$\frac{dg_b}{dh} = 2\pi G\rho \quad (15-5)$$

اگر به جاي G مقدار ثابت آن قرار داده شود فرمول به صورت ساده زير در مي آيد.

$$\frac{dg_b}{dh} = 0.0419\rho \frac{mgal}{m} \quad (16-5)$$

اگر فرض شود $dh=h$ بنابر اين خواهيم داشت :

$$\partial g_b = 0.0419\rho h \quad (mgal) \quad (17-5)$$

كه در آن: ρ ، چگالي رسوبات منطقه بر حسب گرم بر سانتي متر مكعب مي باشد كه بر اساس اطلاعات زمين شناسي منطقه، $2/3$ گرم بر سانتي متر مكعب متوسط گرفته شده است. h ، ارتفاع ايستگاه ها نسبت به سطح مبنا بر حسب متر بوده و ∂g_b ، تصحيح بوگه و بر حسب ميلي گال به دست مي آيد.

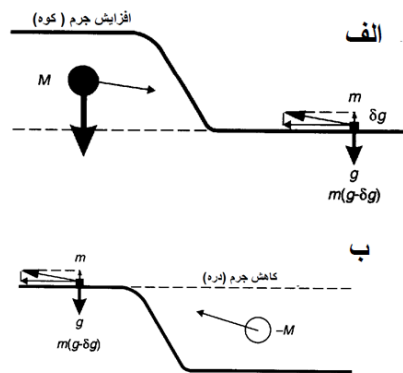
اگر نقطه اندازه گيري بالاتر از سطح مبنا باشد، تصحيح بوگه از مقدار گراني كم مي گردد و چنانچه نقطه اندازه گيري پايين تر از سطح مبنا باشد، اين مقدار تصحيح به مقادير قرائت شده اضافه مي شود. در اين تحقيق با توجه به ارتفاع همه نقاط، همهي مقادير به سطح آب هاي آزاد انتقال داده شد. همان طور كه گفته شد، مجموع دو تصحيح هوای آزاد و بوگه كه حاصل ارتفاع نقطه اندازه گيري است، تصحيح ارتفاعی

(Δg_E) نامیده می شود و از رابطه زیر به دست می آید:

$$\Delta g_E = \Delta g_{fa} + \Delta g_b = (-0.3086 + 0.0419\rho).h \quad (۱۸-۵)$$

۴-۲-۳-۵ تصحيح توپوگرافي

تصحيح بوگه گفته شده با فرض افقي بودن سطح زمين و پر شدن فاصله بين سطح ژئوئيد و سطح زمين از مواد با چگالي ρ_b صورت گرفت، اما ممكن است در اطراف هر ايستگاه اندازه گيري نسبت به سطح افقي كه از ايستگاه اندازه گيري مي گذرد، سطح زمين داراي دره (حذف قسمتي از حجم مواد با چگالي ρ_b) و كوه (اضافه شدن حجمي از مواد با چگالي ρ_b) باشد. جاذبه اندازه گيري شده در هر ايستگاه تحت تاثير جرم هاي ناشي از تپه ها و دره ها قرار خواهد گرفت. پس علاوه بر تصحيح بوگه، بايستي اثرات اين بي-نظمي ها بر روي ايستگاه اندازه گيري محاسبه شود [نوروزي، ۱۳۸۸]. به اين ترتيب تصحيح انجام مي-گيرد كه به تصحيح توپوگرافي معروف است.



شكل (۵-۹): اثر ميدان جاذبه توپوگرافي اطراف يك ايستگاه روي مقدار گراني اندازه گيري شده [Reynolds,1997].

الف- اثر كوه ب- اثر دره

وجود تپه هاي بالاتر از ايستگاه سبب مي شود كه مولفه شتابي به سمت بالا (ربايش به سمت بالا)

ايجاد مي شود و همچنين وجود دره هاي پايين تر از ايستگاه اندازه گيري و تهی بودن مواد در اين قسمت ها

(فقدان ربایش به سمت پایین) هر دو سبب کاهش شتاب جاذبه قرائت شده در ایستگاه می گردد. بدیهی است که در صورت مسطح بودن زمین نیازی به انجام تصحیح فوق نمی باشد چرا که با انجام این تصحیح فرض می شود که کلیه تپه های بالاتر از ایستگاه ها برداشت شده و کلیه دره های گودتر از همان مواد پر می گردد که با انجام این کار یک وضعیت مسطح حاصل می شود. تصحیح توپوگرافی همیشه مثبت بوده و به گرانی قرائت شده در هر ایستگاه اضافه می گردد [Reynolds,1997]. روش های مختلفی برای تصحیح توپوگرافی وجود دارد از جمله این روش ها روش هامر می باشد که هم به صورت دستی و هم به صورت برنامه نویسی با کامپیوتر قابل انجام است. در روش هامر سه زون نزدیک و متوسط و دور برای هریک از نقاط محاسبه و اعمال می گردد. زون نزدیک بین ۱۰-۱۱۰ متر و متوسط ۱۱۰-۲۰۰۰ متر و زون دور نیز ۲۰۰۰ تا ۲۲۰۰۰ متر محاسبه می گردد.

در این تحقیق برای تصحیح توپوگرافی منطقه هرچند شدت توپوگرافی زیاد نیست ولی از داده های نقشه برداری با دوربین برای زون نزدیک و از داده های سازمان نقشه برداری کشور به مقیاس ۱/۲۵۰۰۰ برای زون دور استفاده گردید. در نرم افزار ژئوسافت روش های کین (kane,1962) و ناگی (Nagy,1966) استفاده می شود که از جهاتی شبیه روش هامر است.



شکل (۵-۱۰): برداشت داده های گرانی در نزدیکی تپه

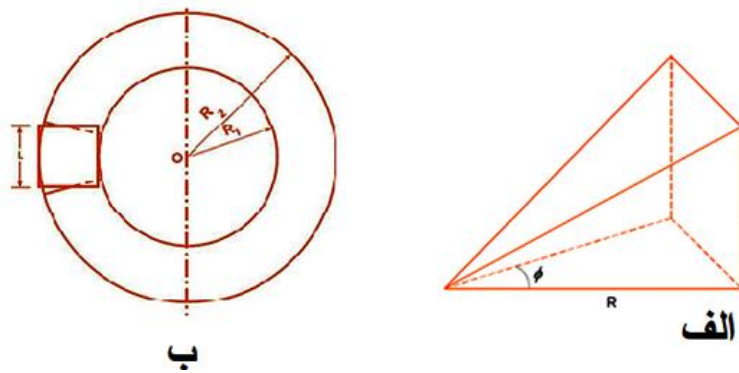
برای زون نزدیک، اثر گرانی هر یک از نقاط اطراف ایستگاه اندازه گیری از رابطه زیر استفاده می شود:

$$g = GD\phi \left(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}} \right) \quad (۵-۱۹)$$

برای زون دور، اثر گرانی هریک از نقاط اطراف ایستگاه اندازه گیری با استفاده از منشور مربعی و با

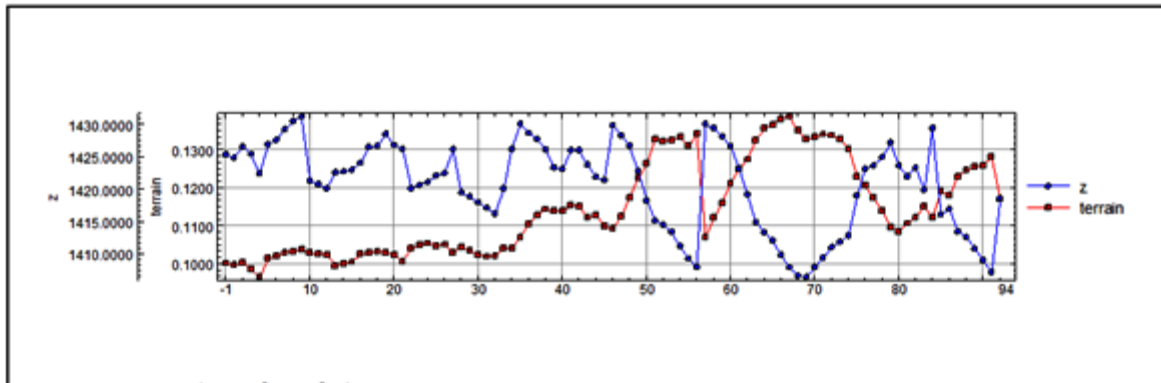
فرمول زیر محاسبه می شود [kane,1962].

$$g = -GD \begin{vmatrix} z_2 \\ z_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} y_2 \\ y_1 \end{vmatrix} \begin{vmatrix} x_2 \\ x_1 \end{vmatrix} x \cdot \ln(y + R) + y \cdot \ln(x + R) + Z \arctan \frac{Z.R}{x.y} \quad (۵-۲۰)$$



شکل (۵-۱۱): الف- شکل هندسی برای به زون نزدیک ب- برای زون دور (دید از بالا)

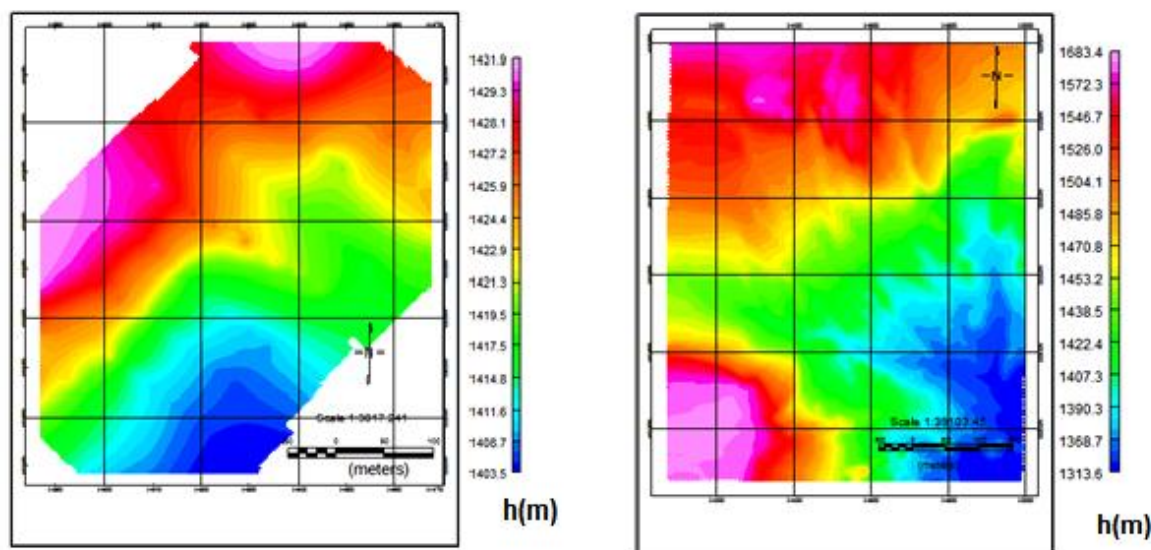
در شکل (۵-۱۲)، تغییرات تصحیح توپوگرافی نسبت به تغییرات ارتفاع نقاط اندازه گیری ارائه شده است. همان طور که گفته شد مقدار این تصحیح مثبت است و با مقدار گرانی بوگه ساده جمع می شود. برای نقاطی که ارتفاع بالایی دارند (تپه) و یا نقاطی که ارتفاع کمتری نسبت به دیگر نقاط دارند (دره)، نسبت به دیگر نقاط دیگر مقدار تصحیح توپوگرافی بیشتر است.



شکل (۵-۱۲): تصحیح توپوگرافی برای ارتفاعات مختلف

برای محاسبه ی اثر توپوگرافی با استفاده از ژئوسافت به یک نقشه ی توپوگرافی محلی (نزدیک) و یک نقشه ی توپوگرافی منطقه ای (دور) نیاز است. نقشه ی توپوگرافی محلی مربوط به محدوده ی اکتشافی است

که همزمان با برداشت داده ها توسط گروه نقشه برداری تهیه شد و نقشه توپوگرافی منطقه ای با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از سازمان نقشه برداری خریداری شد. سپس این دو نقشه همراه با داده های گرانی به نرم افزار ژئوسافت فراخوانی شده و برای هر ایستگاه تصحیح توپوگرافی انجام شد.



شکل (۵-۱۴): نقشه ی توپوگرافی محدوده ی برداشت

شکل (۵-۱۳): نقشه ی توپوگرافی دور محدوده ی برداشت

۵-۳-۳ نقشه آنومالی بوگه

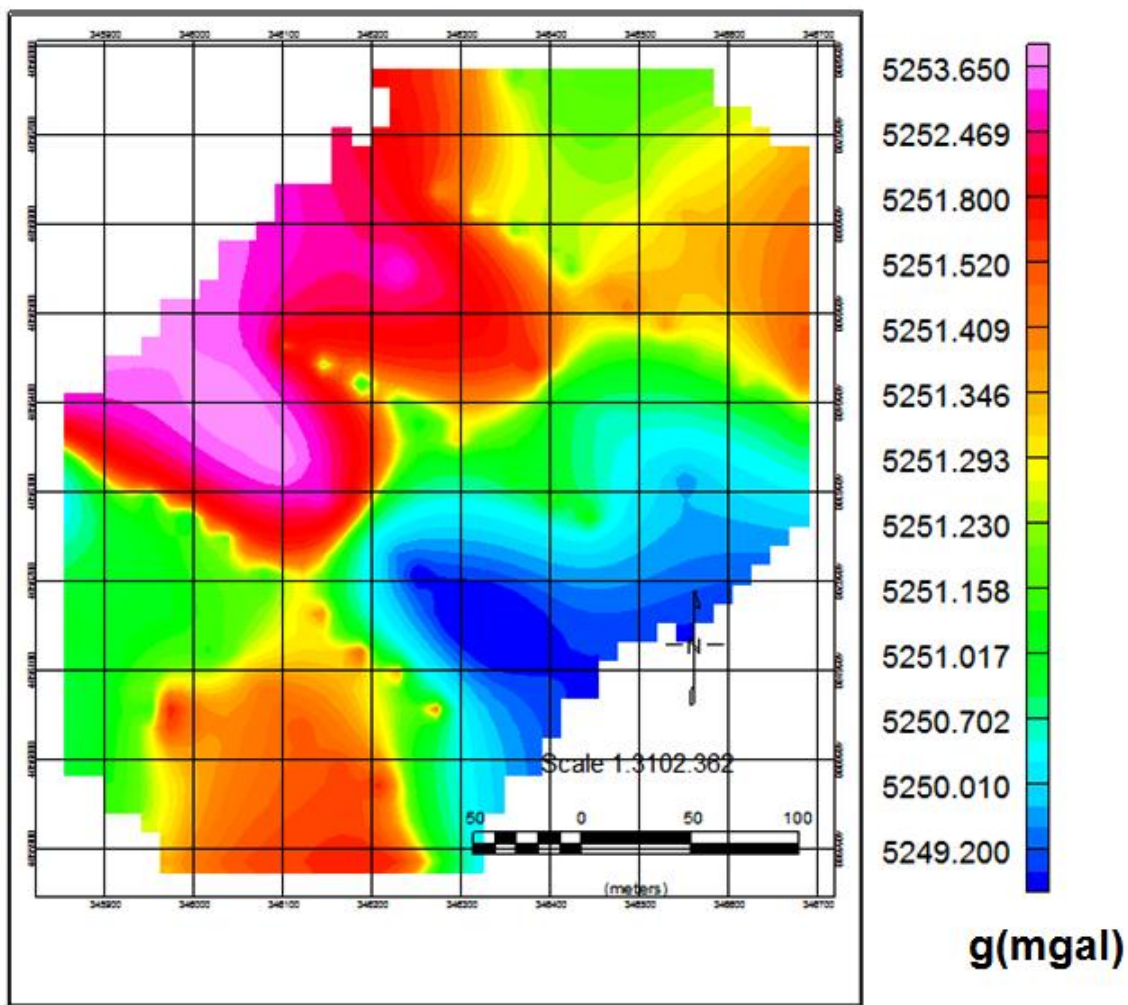
هدف نهایی از برداشت های گرانی دستیابی به مقادیری است که آنومالی بوگه نامیده می شود. مقدار آنومالی بوگه تابعی از اختلاف چگالی سنگ ها و مواد و حجم آن ها است. بدین ترتیب با این پارامتر می توان اهدافی را شناسایی کرد که دارای اختلاف چگالی مشخص با سنگ های میزبان اطراف خود باشند و حجم آن ها نیز قابل توجه باشد. باید توجه داشت که اثر افزایش اختلاف چگالی روی شدت آنومالی بوگه بسیار بیشتر از اثر افزایش حجم هدف مورد مطالعه است.

پس از برداشت داده های گرانی و اعمال تصحیحات مربوطه، پس از اعمال این تصحیحات به داده ها آنومالی بوگه کامل به دست آمد (شکل ۵-۱۵). به طور کلی آنومالی بوگه کامل از رابطه (۵-۲۱) محاسبه

می شود.

$$\Delta g_b = g_{dc} + dg_{\varphi} + dg_{FA} - dg_{sb} + dg_t \quad (5-21)$$

که در آن Δg_b آنومالی بوگه کامل، g_{dc} مقدار گرانی مشاهده ای است که تصحیح دریافت از آن کم شده است، dg_{φ} تصحیح عرض جغرافیایی، dg_{FA} تصحیح هوای آزاد، dg_{sb} تصحیح بوگه ساده و dg_t تصحیح توپوگرافی است.



شکل (۵-۱۵): آنومالی بوگه کامل داده های گرانی محدوده برداشت

۴-۵ پردازش و تفسیر داده های گرانی منطقه کلاته خنج

۵-۴-۱ مقدمه

مقدار گرانی بوگه از اثرات زمین شناسی زیادی به دست می آید. هر الگوی دیده شده در نقشه گرانی بوگه مجموع گرانی های منابع محلی و منابع منطقه ای وسیع تر یا دورتر است. بنابراین در هیچ جا نمی توان آنومالی یک منبع را اندازه گرفت، به طوری که با آنومالی هایی ناشی از منابع دیگر پوشیده نشده باشد. به همین علت در اغلب موارد آنومالی های ساختمان های مورد توجه، به وسیله آنومالی های منطقه ای پنهان می شود.

پس از انجام برداشت های صحرائی و تصحیحات لازم، آنومالی بوگه کامل در شکل (۵-۱۵) در محیط نرم افزار ژئوسافت تهیه شده است که مجموع آثار گرانی ناشی از اجسام محلی و ساختارهای ناحیه ای است. مقدار گرانی اندازه گرفته شده در هر نقطه مجموع تمام اثرات ناشی از منابع زیر سطح را نشان می دهد. نقشه ای آنومالی بوگه داده های گرانی، مجموع اثرات توده هایی با چگالی متفاوت در اعماق مختلف می باشد که تأثیرات سنگ بستر با تغییرات خطی و ملایم مشخص می شوند. این اثرات خطی، آنومالی ناحیه ای نامیده می شوند. آنومالی ناحیه ای دارای فرکانس پایین و طول موج بلند می باشند، در حالی که آنومالی های باقی مانده که به دلیل وجود اجسام زیرسطحی کم عمق هستند، دارای فرکانس بالا و طول موج کوتاه می باشند.

مطابق شکل (۵-۱۵)، در نقشه ای آنومالی بوگه کامل داده های گرانی محدوده ی مورد مطالعه یک مقدار بیشینه گرانی و نیز یک مقدار کمینه گرانی مشاهده می شود. می توان به طور کیفی روند کلی آنومالی را در دو جهت شمال شرق - جنوب غرب و شمال غرب - جنوب شرق مشخص کرد. برای تفکیک بهتر آنومالی های منطقه، از روش های مختلف مانند روند سطحی، گسترش به سمت بالا، مشتقات،

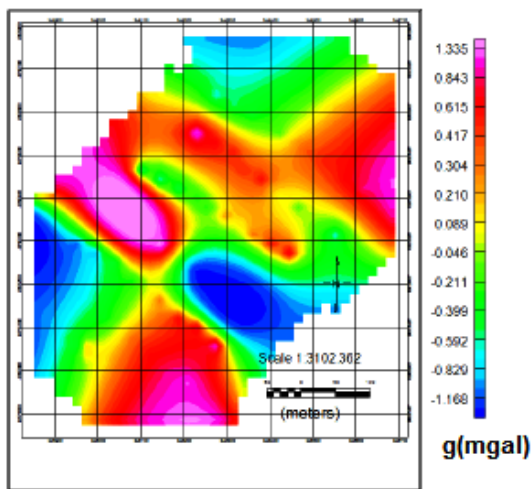
فیلترهای فازی و تخمین عمق اویلر استفاده گردید و نقشه‌ی هر کدام رسم گردید.

۵-۴-۲ روند سطحی

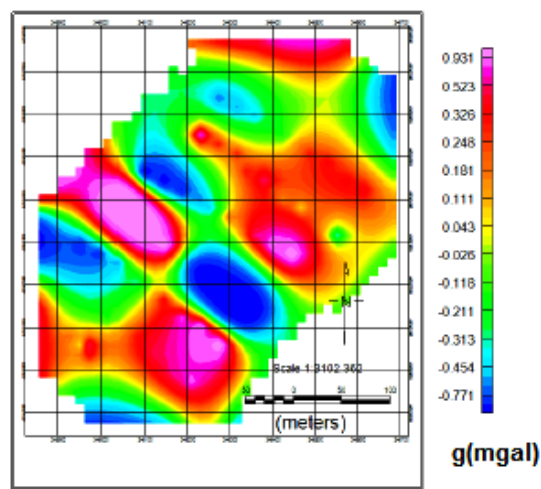
یکی از انعطاف پذیرترین روش‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی است. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات تقریب زده می‌شود. این روش براساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد.

در این روش بر داده‌های گرانی مشاهده‌ای سطحی عبور داده می‌شود که پیچیدگی معادله ریاضی سطح مورد نظر به روند حاکم بر داده‌ها بستگی دارد. درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه-ای بستگی دارد. از درجه روند سطحی بیشتر برای همپوشانی بین مقادیر سطح مزبور و مقادیر داده‌های مشاهده‌ای در شرایط پیچیده‌تر زمین‌شناسی استفاده می‌شود.

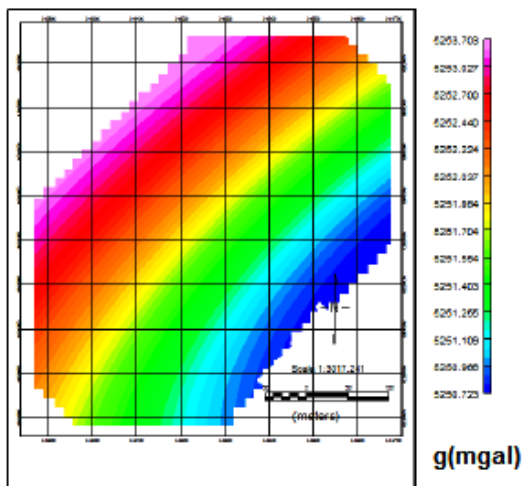
برای تفکیک آنومالی‌ها با استفاده از این روش، در نرم افزار ژئوسافت (Geosoft) نقشه آنومالی بوگه ناحیه‌ای با اعمال روش روند سطحی در دو روند متفاوت ۲ و ۳ مورد تفکیک قرار گرفت و نقشه‌های باقی-مانده‌ی حاصل از آن‌ها در شکل‌های (۵-۱۶) و (۵-۱۷)، آورده شده است. نقشه‌های باقی‌مانده به‌خوبی روند آنومالی محلی منطقه را مشخص می‌کنند که با آنومالی بوگه نیز تطابق خوبی دارد. هم‌چنین در نقشه‌های آنومالی ناحیه‌ای (شکل‌های ۵-۱۸ و ۵-۱۹)، به خوبی روند کلی آنومالی منطقه مشخص شده است.



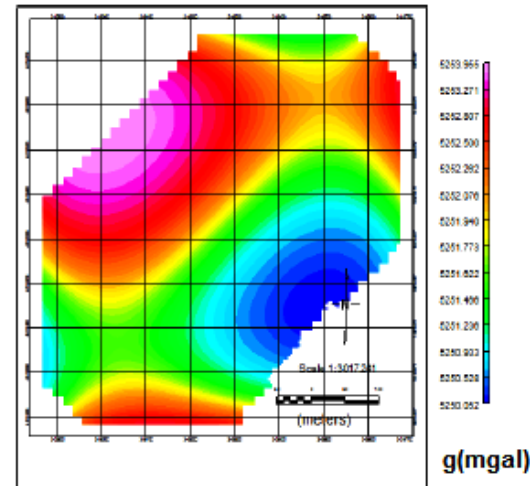
شکل (۵-۱۷): نقشه‌ی باقی مانده از روند سطحی درجه ۲



شکل (۵-۱۶): نقشه‌ی باقی مانده از روند سطحی درجه ۳



شکل (۵-۱۹): نقشه‌ی آنومالی ناحیه‌ای از روند سطحی درجه ۲



شکل (۵-۱۸): نقشه‌ی آنومالی ناحیه‌ای از روند سطحی درجه ۳

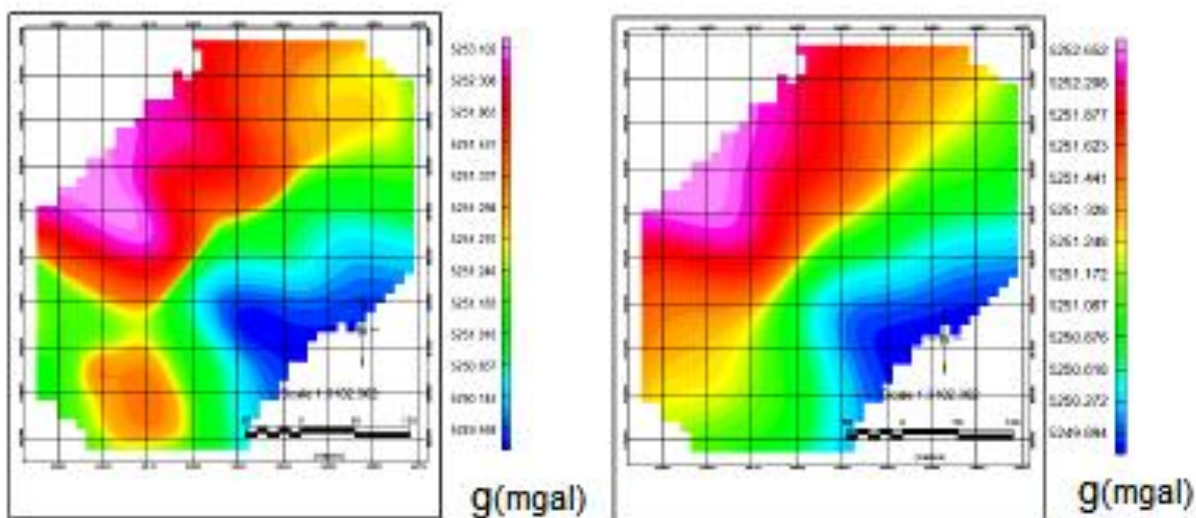
۵-۴-۳ روش گسترش میدان گرانی به سمت بالا

یکی از روش‌های تفکیک آنومالی میدان‌های پتانسیل، روش گسترش به سمت بالا می‌باشد. با کاربرد این روش تأثیرات سطحی حذف شده و تأثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌گردند. در این روش داده‌های میدان پتانسیل به وسیله معادلات ریاضی از یک سطح مبنا بر روی سطوح تراز در بالای آن تصویر می‌-

شوند. در نقشه های به دست آمده با استفاده از این روش، هرچه از سطح مبنا دور شویم، آنومالی های کوچک با طول موج کوتاه ضعیف شده و در نتیجه آنومالی های منطقه ای با طول موج بلند باقی می ماند.

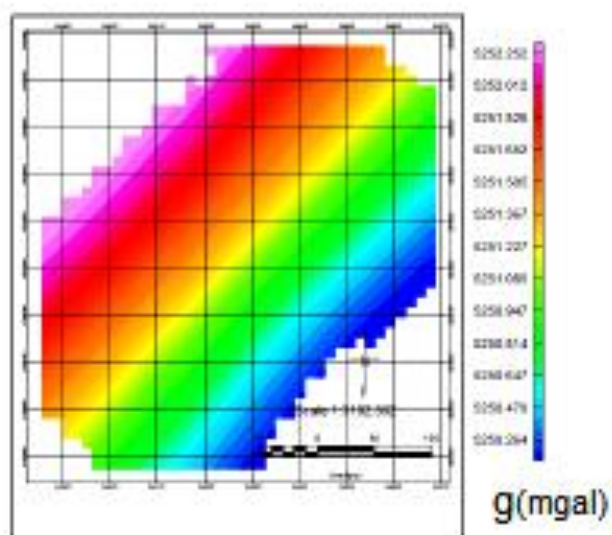
با استفاده از نرم افزار Geosoft، روش گسترش میدان گرانی به سمت بالا در ارتفاع های مختلفی از ۵ تا ۲۰۰ متری به فواصل ۵ متری بر روی نقشه آنومالی بوگه اعمال و نقشه ی تعدادی از آن ها رسم گردید. (شکل های ۵-۲۰ و ۵-۲۱ و ۵-۲۲). سپس نقشه باقی مانده ی هر یک از نقشه های فوق الذکر از نقشه آنومالی بوگه به دست آمد که تعدادی از آن ها به عنوان نمونه ارائه شده اند (شکل ۵-۲۳). نقشه های حاصل از این روش در ارتفاع های بیش از ۱۵۰ متری یعنی ۱۶۰، ۱۷۰ و بالاتر، تفاوت چندانی با یکدیگر ندارند و این موضوع بیانگر این مطلب است که توده ی آنومال از ریشه بالایی برخوردار نبوده و جزء توده های سطحی محسوب می شود و عمده تغییرات مشابه هم بوده و نشان دهنده تأثیرات عمیق هستند. در واقع در ارتفاعات بالاتر که به صورت روند خطی است، مربوط به اثرات ناحیه ای می باشد که تا عمق بالا گسترش یافته و آنومالی محلی منطقه به طور کامل حذف شده است.

در نقشه های آنومالی های باقی مانده حاصل از روند سطحی و گسترش به سمت بالا به خوبی روند گسل در جهت شمال شرق - جنوب غرب مشخص است. با توجه به مشاهده گسل بر روی نقشه آنومالی باقی مانده و عدم مشاهده آن بر روی نقشه های ناحیه ای حاصل از این روش ها، نتیجه گرفته می شود که گسل از گسترش عمقی زیادی برخوردار نیست.

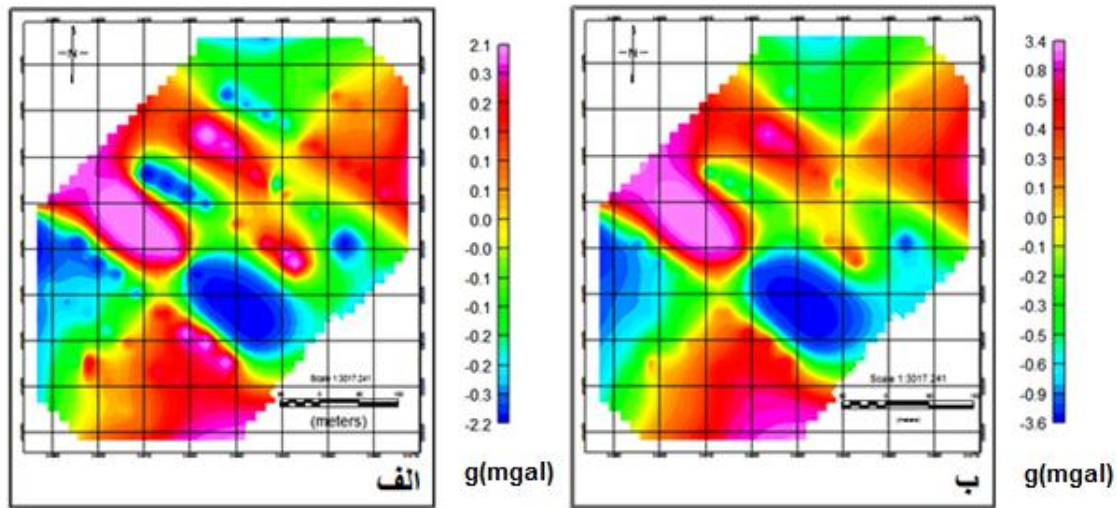


شکل (۵-۲۱): نقشه‌ی گسترش به سمت بالای ۳۰ متری

شکل (۵-۲۰): نقشه‌ی گسترش به سمت بالای ۶۰ متری



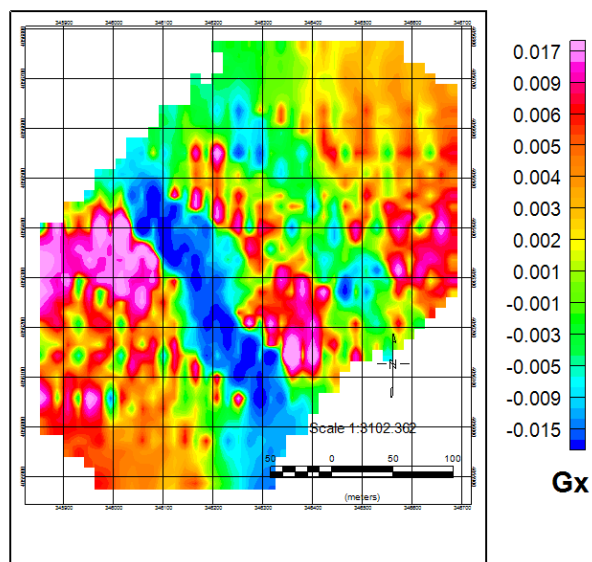
شکل (۵-۲۲): نقشه‌ی گسترش به سمت بالای ۱۵۰ متری



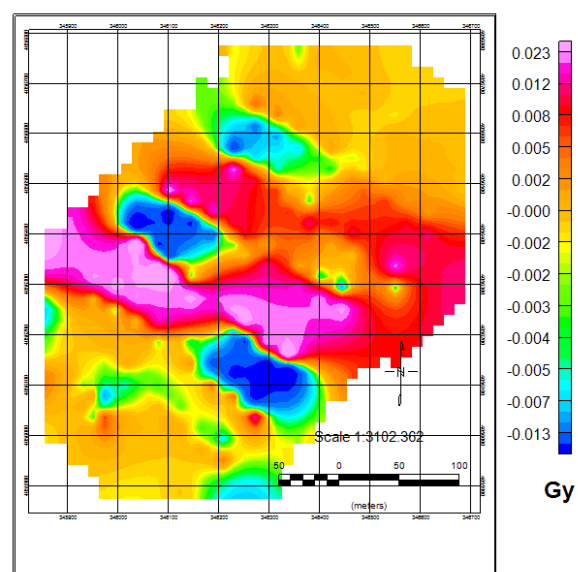
شکل (۵-۲۳): الف - باقی مانده ۳۰ متری ب - باقی مانده ۱۵۰ متری

۵-۴-۴ فیلترهای مشتق

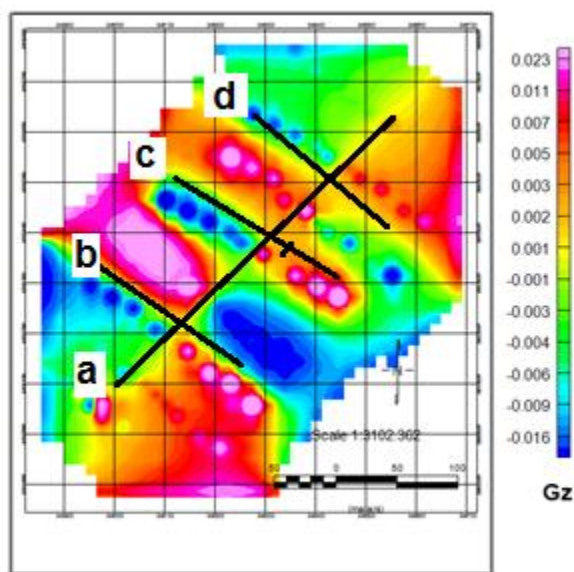
نتایج فیلترهای مشتقات افقی و قائم در شکل های (۵-۲۴)، (۵-۲۵) و (۵-۲۶) آورده شده است. با توجه به این نکته که بر روی مرز، آنومالی مشتقات افقی ماکزیمم و مشتق قائم صفر می باشد می توان از نتایج فیلترهای مشتق، برای تخمین مرز استفاده کرد. از میان این نقشه ها، مشتق قائم نسبت به مشتقات افقی تفکیک بهتری از آنومالی را نشان می دهد. به منظور بررسی وجود احتمالی ساختارهای کم عمق نظیر گسل، از فیلتر مشتق اول قائم که تغییرات میدان را در جهت عمودی نشان می دهد، استفاده می گردد. این روش به عنوان یک ابزار مناسب جهت آشکارسازی مولفه های میدان پتانسیل با طول موج کوتاه تر مربوط به آنومالی های کم عمق می باشد. نقاطی که جواب مشتق قائم آن ها صفر می باشد، با خطوط a ، b ، c و d بر روی نقشه مشخص شده است که در امتداد a و c ، با روند آنومالی بوگه نیز هم خوانی خوبی دارد.



شکل (۵-۲۵): نقشه‌ی مشتق افقی داده‌های منطقه در جهت X



شکل (۵-۲۴): نقشه‌ی مشتق افقی داده‌های منطقه در جهت Y

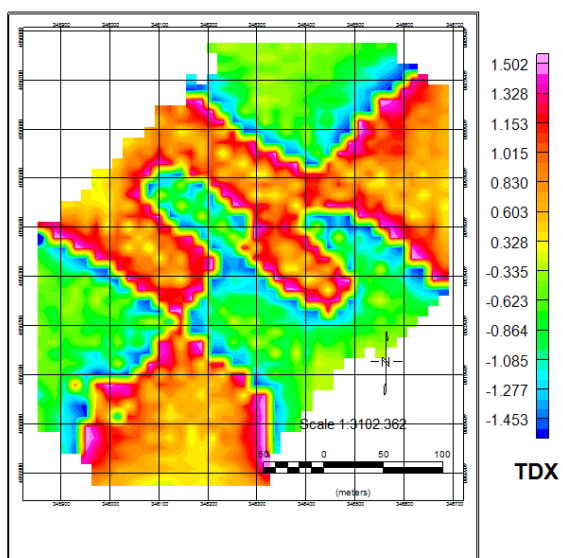


شکل (۵-۲۶): نقشه‌ی مشتق قائم داده‌های منطقه- بر روی خطوط a,b,c,d جواب مشتق قائم صفر است.

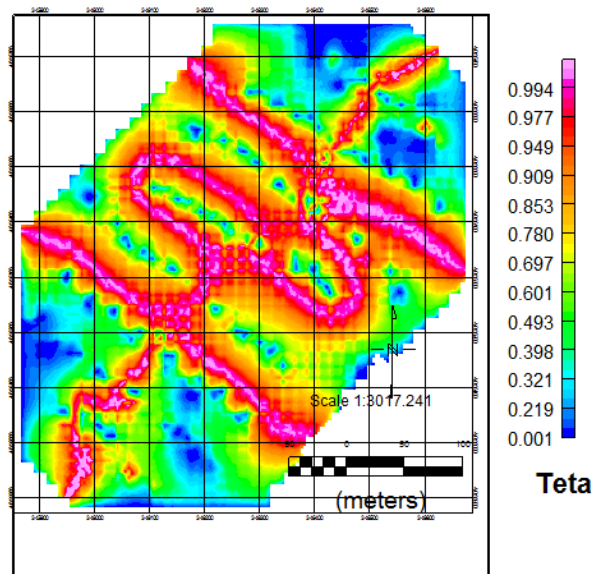
۵-۴-۵ فیلترهای فاز محلی

با توجه به این که فیلتر مشتق قائم یک فیلتر بالا گذر است، احتمال وجود نویز در نتایج این فیلتر وجود دارد، لذا فقط با توجه به نقشه‌ی مشتق قائم نمی‌توان آنومالی را با دقت خوبی مشخص کرد. به همین دلیل فیلترهای فاز محلی تتا، گرادیان افقی کل نرمالایز شده، زاویه تمایل و مشتق افقی کل زاویه-ی تمایل بر روی داده‌های گرانی بوگه اعمال شد. همان‌طور که در شکل‌های (۵-۲۴)، (۵-۲۵) و (۵-۲۶) مشاهده می‌شود نقشه تتا، زاویه‌ی تمایل و مشتق افقی کل زاویه‌ی تمایل قدرت تفکیک بهتری دارند. با توجه به این که مقدار زاویه تمایل، روی آنومالی‌ها، مثبت و در خارج از توده‌ها، منفی است لذا مرز آنومالی‌ها، شکستگی‌ها را به آسانی می‌توان مشخص نمود. همچنین بر روی مرز آنومالی فیلتر تتا ماکزیمم می‌باشد، می‌توان با توجه به نتایج این دو فیلتر مرز آنومالی را در دو جهت شمال شرقی - جنوب غربی و شمال غربی - جنوب شرقی مشخص کرد. در واقع با استفاده از نتایج این فیلترها، علاوه بر گسل کلاته خيچ، احتمال وجود گسل‌هایی در جهت شمال غربی - جنوب شرقی نیز وجود دارد.

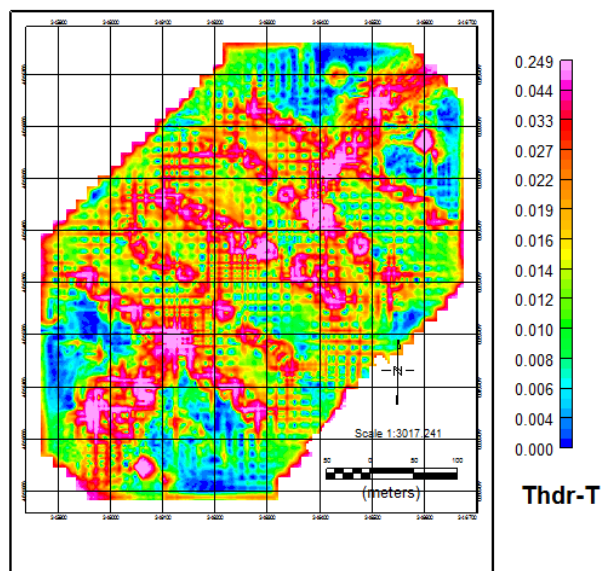
در تفسیر داده‌های گرانی منطقه، این نکته حائز اهمیت می‌باشد که هرچند با استفاده از فیلترهای مشتق قائم و فاز محلی، این احتمال وجود دارد که گسل‌هایی در امتداد شمال غربی - جنوب شرقی نیز وجود داشته باشند ولی با توجه نقشه‌های گسترش فراسو و نقشه‌های ناحیه‌ای از روند سطحی درجه ۲ و ۳، می‌توان نتیجه گرفت که این آنومالی‌ها ناشی از شکستگی‌های سطحی می‌باشند. نقشه‌ی زمین شناسی منطقه نیز با این نتایج هم‌خوانی دارد.



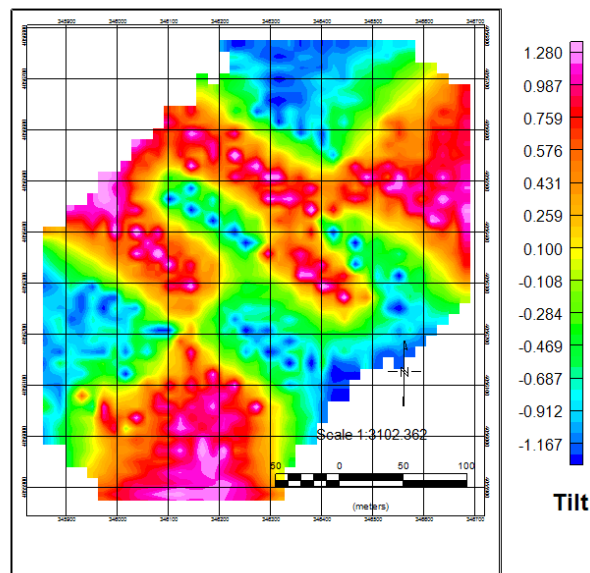
شکل (۵-۲۸): پاسخ فیلتر TDX از داده های گرانی منطقه



شکل (۵-۲۷): پاسخ فیلتر تتا از داده های گرانی منطقه



شکل (۵-۳۰): پاسخ فیلتر مشتق افقی کل زاویه ی تیلت از داده های گرانی منطقه

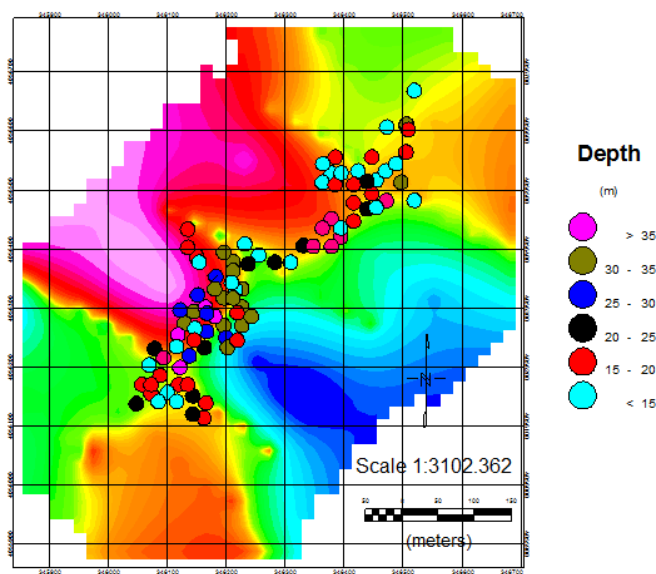


شکل (۵-۲۹): پاسخ فیلتر تیلت از داده های گرانی منطقه

۵-۴-۶ تخمین عمق با استفاده از روش اویلردی کانولوشن

همان طور که گفته شد روش اویلر یک روش اتوماتیک در تخمین عمق است و معمولاً برای بررسی یک حجم وسیع از داده ها به کار می رود. یکی از تفاوت های عمده روش اویلر با سایر روش های دیگر تخمین عمق، این است که در این روش هیچ فرض خاصی در مورد نوع ساختار زمین شناسی مورد مطالعه نمی شود.

پس از آن که مرز گسل با استفاده از فیلترهای مختلف مشخص شد در این قسمت با استفاده از روش اویلردی کانولوشن عمق گسل به طور کمی بر روی نقاط مرزی گسل تخمین زده شد. هرچند با توجه به نتایج گسترش فراسو به طور کیفی تخمین زده شد که گسل عمق بالایی ندارد. در روش اویلر از ضریب ساختاری ۰/۵ و اندازه ی پنجره ی ۱۱×۱۱ که در فصل چهار برای مدل مصنوعی به دست آمد، استفاده شد. در شکل (۵-۳۱) نتایج روش اویلر مشخص شده است که حداکثر عمق تخمین زده شده ۳۸ متر می باشد.



شکل (۵-۳۱): تخمین عمق با استفاده از روش اویلر

(ضریب ساختاری ۰/۵ و اندازه ی پنجره ی ۱۱×۱۱)

۵-۴-۷ بررسی پارامترهای گسل

شناسایی پارامترهای اصلی یک گسل مثل امتداد، مقدار شیب، جهت شیب و عمق گسل از موارد اصلی در تعیین و تشخیص یک گسل با استفاده از روش های ژئوفیزیکی است. در مطالعه حاضر پس از آن که پردازش داده ها با روش های مختلف صورت گرفت، وضعیت گسل به لحاظ امتداد، جهت شیب و عمق مشخص گردید. در ادامه به منظور بررسی بهتر و بیشتر، پروفیل هایی روی گسل و در امتداد عمود بر آن تهیه شد (شکل ۵-۳۲). با استفاده از مدل های مصنوعی که در فصل قبل تهیه و ارائه گردید، می توان به راحتی امتداد گسل کلاته خیج را مشخص نمود، به طوری که امتداد این گسل در راستای شمال شرق - جنوب غرب بوده که ادامه ی گسل اصلی که از سیاه کوه می گذرد، می باشد و تا شمال شرق شهر کلاته خیج ادامه دارد.

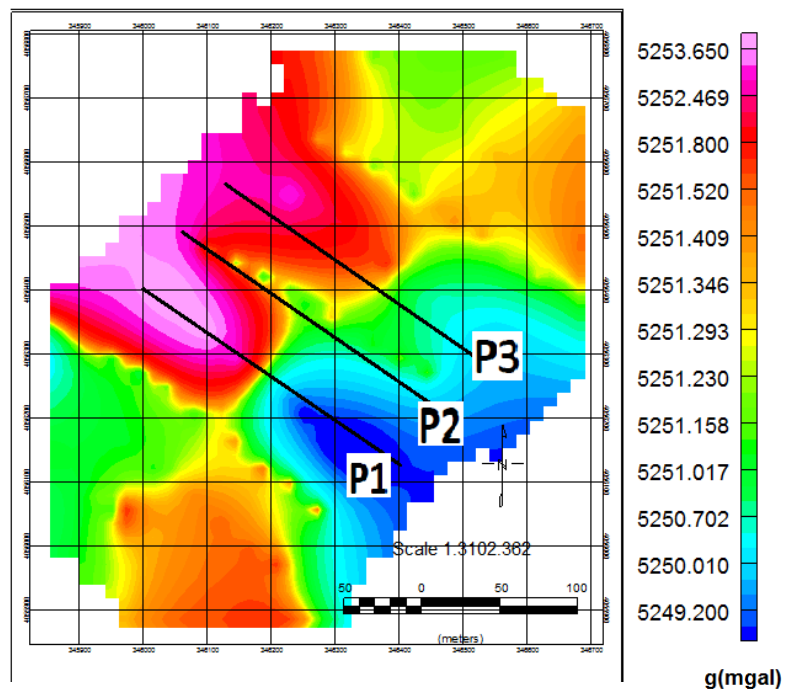
با توجه به این که نقشه های حاصل از تفکیک آنومالی ها هیچ گونه اطلاعات کمی در مورد پارامترهای هندسی (مانند شیب و...) و فیزیکی (مانند دانسیته و...) آنومالی به دست نمی دهند، لذا برای تعیین این پارامترها، بر روی ساختارهای مورد نظر، مدل سازی معکوس انجام شد. در این پایان نامه با استفاده از نرم افزار مدل ویژن^۱ (نسخه ی ۱۱) مدل سازی دو بعدی بر روی داده های منطقه انجام گرفت.

برای مدل سازی دو بعدی ابتدا یک پروفیل در جهت عمود بر امتداد آنومالی گرانی تهیه و داده های گرانی در راستای این پروفیل (یعنی پروفیل ۲). سپس مقدار چگالی زمینه و مدل اولیه بر اساس داده ها تعیین شد. در ادامه یک مدل برای گسل، به عنوان فرض اولیه بر روی مقطع عرضی آن پروفیل رسم و جواب حاصل از آن به وسیله مدل سازی پیشرو محاسبه گردید. برای این که پاسخ مدل اولیه به آنومالی گرانی داده های اندازه گیری شده نزدیک باشد و مدل سازی پیشرو با دقت خوبی انجام شود، از اطلاعات قبلی (زمین شناسی منطقه، نتایج روش های اویلر و...) استفاده شد. در مرحله بعد با بررسی خطای حاصل

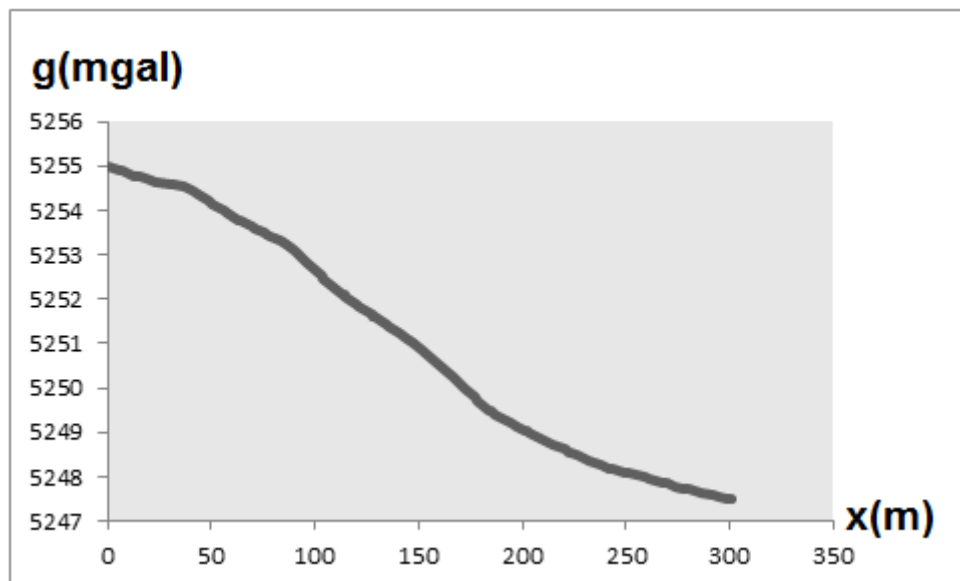
^۱Modelvision pro

از این مدل فرضی در باکس Inversion مشخص گردید که خطای مدل سازی بیشتر از خطای هدف (که در این جا ۲ انتخاب شده است) می باشد. لذا جهت انطباق منحنی های مقادیر مشاهده ای (داده های آنومالی بوگه) و محاسبه ای از مدل سازی و کاهش خطا، مدل سازی معکوس پارامتری انجام گردید. بدین منظور ابتدا در باکس مدل سازی معکوس، پارامترهای هندسی (از جمله عمق مدل و...) و پارامترهای فیزیکی (از جمله چگالی مدل و...) مدل مورد نظر متغیر در نظر گرفته شد و با عملیات تکرار (۲۰ تکرار) جواب حاصل از مدل محاسبه گردید. این عملیات تکرار شد تا این که خطای مدل سازی به کمتر یا مساوی خطای هدف رسید و منحنی های جواب مدل و آنومالی بوگه برهم برآزش شدند (شکل ۵-۳۷). به منظور ارائه بهتر روند کار مدل سازی مراحل کار به صورت نمودار جریان در شکل (۵-۳۶) آورده شده است.

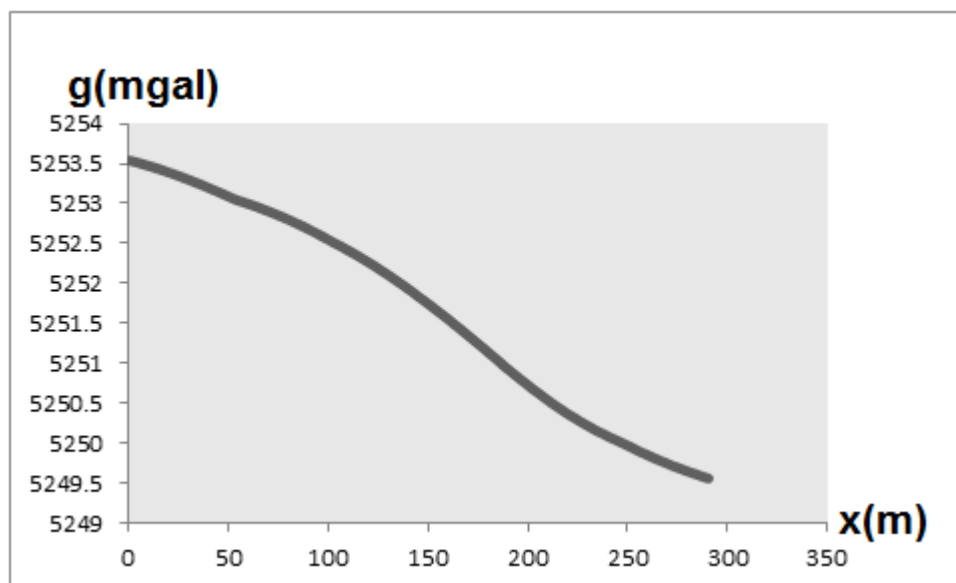
با اتمام مدل سازی، پارامترهای هندسی و فیزیکی هر یک از ساختمان ها تعیین گردید. نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی بر روی پروفیل در جدول (۵-۲) آورده شده است. با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی عمق گسل ۱۷/۶ متر و شیب آن ۵۴/۳ درجه و در جهت جنوب غربی تخمین زده شد. با توجه به اطلاعات حاصل می توان گفت که گسل کلاته خبیج با عملکرد امتداد لغز و شیب لغز معکوس، یک گسل مورب می باشد.



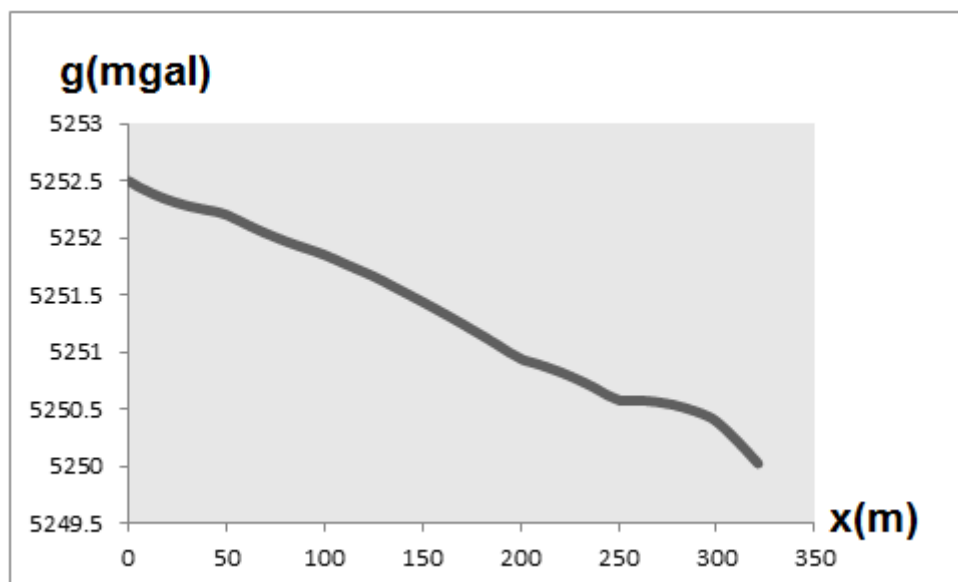
شکل (۵-۳۲): رسم ۳ پروفیل $p1, p2, p3$ بر روی آنومالی بوگه منطقه



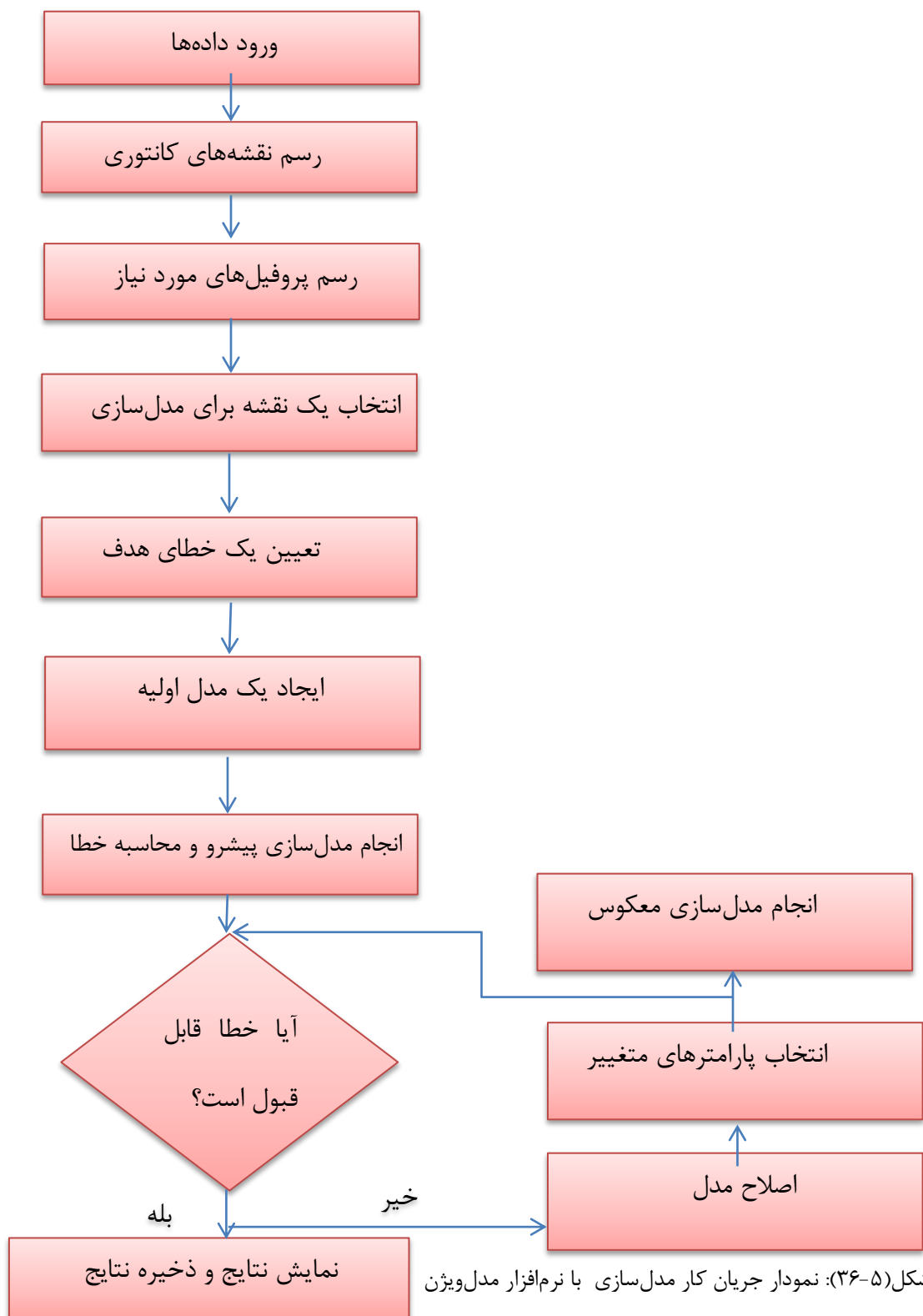
شکل (۵-۳۳): پاسخ گرانی پروفیل $p1$

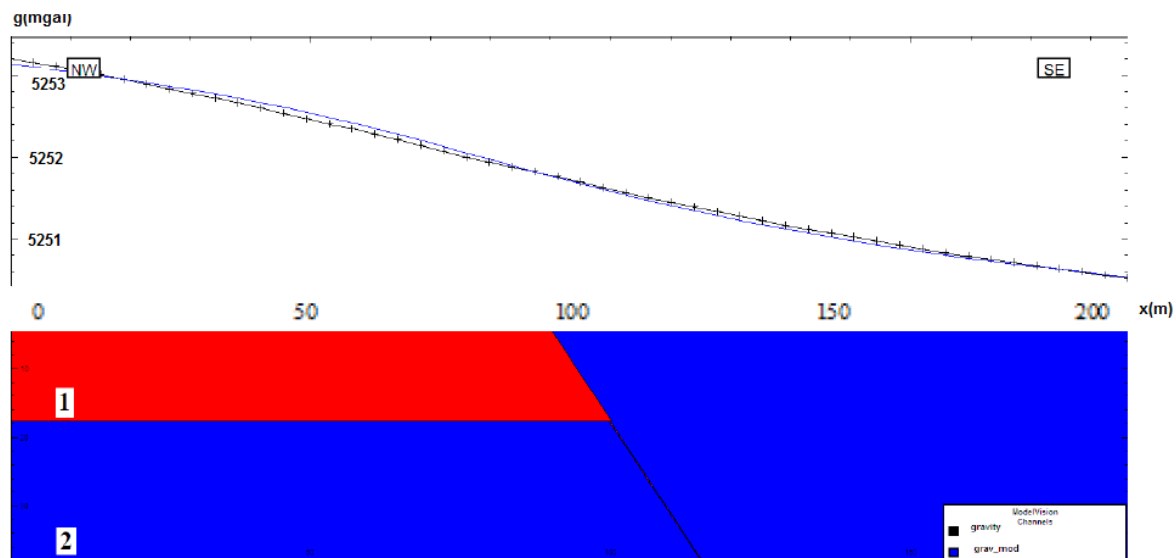


شکل (۵-۳۴): پاسخ گرانی پروفیل p2



شکل (۵-۳۵): پاسخ گرانی پروفیل p3





شکل (۵-۳۷): مدل سازی دو بعدی با استفاده از نرم افزار مدل ویژن با خطای $RMS = 1/68$

جدول (۵-۲): نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی

جهت شیب	شیب (درجه)	عمق (متر)	چگالی (g/cm^3)	محیط ۲
SE	۵۴/۳	۱۷/۶	۲/۱۶	

فصل ششم

نتایج و پیشنهادات

۱-۶ نتیجه گیری

برای شناسایی بی‌هنجاری‌های جانبی ساختارهای زمین‌شناسی، به ویژه محل مرزهای آن‌ها، داده‌های میدان پتانسیل مزایای منحصر به فردی دارند. مرزهای بی‌هنجاری شامل خطوط گسل و مرزهای زمین‌شناختی یا واحدهای سنگی با چگالی متفاوت، طبیعت مغناطیسی و ... می‌باشند. برای تفسیر داده‌های میدان پتانسیل تاکنون روش‌های متعددی ارائه شده است. جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده، تخمین مرز و تخمین عمق آنومالی، از مهم‌ترین فاکتورهای می‌باشند که در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل می‌توان به آن‌ها اشاره کرد که در این تحقیق برای شناسایی مرز گسل کلاته خیج از فیلترهای مشتقات، سیگنال تحلیلی و فاز محلی (مشتق افقی کل زاویه تمایل، نقشه تتا، گرادیان افقی کل نرمالیزه شده)، استفاده شده است و سپس با استفاده از روش اویلر عمق بر روی نقاط مرزی تخمین زده شد.

در این مطالعه پس از بازدید زمین‌شناسی از منطقه مورد نظر و با استفاده از اطلاعات تکتونیکی موجود، روند گسل به صورت شمال‌شرقی-جنوب‌غربی تعیین شد و بر این اساس و نیز با توجه به مدت زمان در نظر گرفته شده برای انجام پروژه، ۸ پروفیل گرانی در راستای عمود بر امتداد گسل برداشت شد. در این تحقیق ابتدا فیلترهای مختلف شناسایی مرز، بر روی مدل‌های مصنوعی به کار برده شد و سپس با استفاده از روش اویلر، عمق نقاط مرزی تخمین زده شد. دو پارامتر اساسی در روش اویلر، انتخاب ابعاد پنجره و شاخص ساختاری مناسب می‌باشند پس از آنکه این روش‌ها به وسیله‌ی مدل‌های مصنوعی اعتبارسنجی شدند بر روی داده‌های گرانی منطقه مورد مطالعه-گسل کلاته خیج به کار برده شدند.

با استفاده از فیلترهای مختلف راستای گسل به صورت شمال‌شرقی-جنوب‌غربی تعیین شد و برای بررسی شیب گسل ابتدا سه پروفیل (p_1 ، p_2 و p_3) عمود بر راستای گسل ترسیم گردید. از آنجایی که نقشه‌های حاصل از تفکیک آنومالی‌ها هیچ‌گونه اطلاعات کمی در مورد پارامترهای هندسی (مانند عمق، شیب و...) و فیزیکی (مانند دانسیته و...) آنومالی به‌دست نمی‌دهند، لذا جهت تعیین این پارامترها، با

استفاده از نرم افزار Modevision pro مدل سازی دو بعدی بر روی داده های منطقه (پروفیل شماره ۲) انجام گرفت و شیب گسل $54/3$ درجه و عمق گسل $17/6$ متر تخمین زده شد. همچنین با استفاده از روش اویلر حداکثر عمق گسل ۳۸ متر تخمین زده شد. همچنین بر اساس نتایج حاصل از نقشه های ادامه فراسو نیز نشان می دهند که گسل از عمق بالایی برخوردار نیست.

بنابراین با توجه به شواهد زمین شناسی صحرایی (قطع شدگی رسوبات کواترنر) و همچنین اطلاعات حاصل از داده های گرانی سنجی و مدل سازی می توان نتیجه گرفت که گسل کلاته خنج یک گسل فعل بوده و مشخصه ی آن به صورت زیر است: $N45E/54.3SE$

۲-۶-۲ پیشنهادات

در ادامه پیشنهادات زیر که می تواند راه گشای کارهای آینده باشد، ارائه می گردد:

- ❖ علاوه بر روش گرانی سنجی، پیشنهاد می شود از دیگر روش ها مانند مقاومت ویژه، مغناطیس-سنجی و ... برای اطمینان از صحت نتایج استفاده شود.
- ❖ با توجه به اینکه در نتایج روش اویلر عوامل متعدد دخیل می شود لذا پیشنهاد می شود همواره از روش اویلر و دیگر روش های تخمین عمق به صورت تلفیقی استفاده شود.
- ❖ روش لرزه نگاری انکساری (شکست مرزی) بر روی این گسل مطالعه شود.
- ❖ لرزه خیزی گسل با توجه به شرایط موجود در منطقه بررسی شود.

فهرست منابع

منابع فارسی

- آزادی، آ.، (۱۳۸۸)، "ویژگی‌های زمین‌شناسی ژئوتکنیکی و ژئوفیزیکی گسل توس در شمال شهر مشهد" مجله فیزیک زمین و فضا شماره ۴- صفحه‌ی ۱۷-۳۴.
- آگاه آ.، دولتی ارده‌جانی ف، مرادزاده ع و طباطبایی رئیسی ه، (۱۳۸۳) "تلفیق داده‌های مغناطیس هوایی و زمینی جهت شناسایی پتانسیل‌های نفتی ناحیه‌ی طبس"، هشتمین همایش زمین‌شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- السوقی، م.، (۱۳۸۶)، "تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی ناحیه مشهد - چناران جهت اکتشاف تله‌های ساختمانی"، ششمین کنفرانس دانشجویی مهندسی معدن - صفحه‌ی ۴۷-۵۲.
- اویسی مؤخر، م.، (۱۳۸۷)، "تشخیص گسل مدفون صحنه در منطقه کرکسار با استفاده از روش مغناطیسی و VLF" مجله‌ی فیزیک، زمین و فضا، ۶۵-۸۱.
- پورکرمانی، م.، آرین، م.، ۱۳۷۷، لرزه‌خیزی ایران. دانشگاه شهید بهشتی.
- توکلی، ش.، (۱۳۷۵)، "ژئوفیزیک (رشته زمین‌شناسی)" انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۲۰.
- سازمان نقشه برداری کشور، (۱۳۸۸)، اطلس راه‌های ایران.
- جعفریان، م.ب.، جلالی، ع.، (۱۳۸۳)، "نقشه زمین‌شناسی خوش‌ییلاق به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- حدادیان، آ.، (۱۳۹۰)، "شناسایی دقیق مرزهای توده‌های آنومال در اکتشاف روش‌های میدان پتانسیل با فیلترهای فاز محلی" پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

دولتی ارده جانی، ف، (۱۳۷۵)، "تفکیک آنومالی های گرانی منطقه بابل سر به روش های روند سطحی ارتونرمال" نهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

دولتی ارده جانی، ف.، (۱۳۷۲)، "برداشت اطلاعات خام و تعبیر و تفسیر گرانی سنجی منطقه اکتشافی مرودشت" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیر کبیر (دانشکده معدن) ، تهران، ۲۲

علمدار، ک.، انصاری ع.، (۱۳۸۸)، " استفاده از معادله ی همگن اوایلر در تخمین عمق ناهنجاری میدان پتانسیل " مجله ی علمی - پژوهشی مهندسی معدن.

کلاگری، ع.ا.، (۱۳۷۱)، " اصول اکتشافات ژئوفیزیکی " کلاگری، ع.ا.، ۵۸۵

نورافکن، ا.، (۱۳۹۰) "تحلیل ساختاری چین خوردگی و گسلش در ناحیه چهل دختر (شمال خاوری شاهرود)" پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

نوروزی، غ.ح.، (۱۳۹۰)، " ژئوفیزیک اکتشافی " ، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۹۳

- Blakely R. J. (1996) “*Potential theory in gravity and magnetic applications*” Cambridge University Press, 441.
- Cooper G. R. J. and Cowan D. R. (2006) “*Enhancing potential field data using filters based on the local phase*” Computers & Geoscience, 32, 1585-1591.
- Cooper G.R.J.(2006) “*Obtainning dip and susceptibility information from Euler deconvolution using the Hough transform*” Coputers & Geosciences 32,PP .1592-1599.
- Chakravarthi V. and Sundararajan N. (2004b) “*Ridge regression algorithm for gravity inversion of fault structures with variable density*” Geophysics 69 (6), 1394–1404.
- Chappell A. and Kusznir N. (2008) “*An algorithm to calculate the gravity anomaly of sedimentary basins with exponential density-depth relationships*” Geophysical Prospecting, 56, 249–258.
- Cordell L. (1973) “*Gravity analysis using an exponential density-depth function—San Jacinto Graben, California*” Geophysics, 38, 684–690.
- Dobrin M. B. and Savit C. H. (1988) “*Introduction geophysical prospecting*” McGraw-Hill, 867.
- Durrheim R.J. and Cooper G.R.J. (1998) “*A Program for the euler deconvolution of magnetic and gravity data*” Computers & Geosciences, 24, NO.6, PP. 545-550.
- FitzGerald D., Reid A. and McInerney P.(2004) “*New Discrimination Techniques for Euler Deconvolution*” Computers and Geosciences, 30, PP. 461-469.
- Garcia-Abdeslem J. (1992) “*Gravitational attraction of a rectangular prism with depth-dependent density*” Geophysics, 57, 470–473.
- Geldart L.P., Gill D.E., Sharma B. (1966) “*Gravity anomalies of two-dimensional faults*” Geophysics 31 (2), 372–397.
- Hinze W. J. (1990) “*The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. In: Ward (Ed), Geotechnical and environmental geophysics*” The Society of Exploration Geophysicists, 75-126.
- Hinze W.J. (2003) “*Bouguer reduction density, why 2.67?*” Geophysics 68 (5), 1559–1560.

Hood P.J. (1963) “*Gradient measurements in aeromagnetic surveying*” *Geophysics*, V, 30, NO. 1. PP. 891-902.

Javidfakhr B., Bellier O., Shabanian E., Siame L., Leanni L., Bourles D. and Ahmadian S., (2011a), “*Fault kinematics and active tectonics at the southeastern boundary of the eastern Alborz (Abr and Khij fault zones)*”, Geodynamic implications for NNE Iran, *Journal of Geodynamics*, doi: 10.1016.

Kane M.F. (1962) “*A comprehensive system of terrain using a digital computer*”, *Geophysics*, V, 27, no 4.

Li X. (2006) “*Understanding 3D analytic signal amplitude*” *Geophysics*, 71(2) L13-L16.

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

Murthy I.V.R. (1998) “*Gravity and Magnetic Interpretation in Exploration Geophysics*” Geological Society of India, Bangalore, 363 pp.

Murthy I.V.R., Rao D.B. (1980) “*Interpretation of gravity anomalies over faults and dykes by Fourier transforms, employing end correction*” *Geophysical Research Bulletin* 18, 95–110.

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

Nagy N. (1966) “*The gravitational attraction of a right rectangular prism*” *Geophysics*, V, 31, no 2.

Paul M. K., Datta S. and Banerjee B. (1966) “*Direct interpretation of two-dimensional structural faults from gravity data*” *Geophysics*, v, 31, 940-948.

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*, V. 55, NO. 1, PP. 80-91.

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

Sprenke K. F. (1991) “*Gravity modeling with LOTUS 1-2-3*” *Computers & Geosciences*, **17**, 719-725.

Stavrev P.Y. (1997) “*Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies*” *Geophysical Prospecting*, V. 45, PP. 207-246.

Sundararajan N., Brahmam G.R. (1998) “*Spectral analysis of gravity anomalies caused by slab-like structures: a Hartley transform technique*” *Journal of Applied Geophysics*, 39(1), 53–61.

Sundararajan N., Mohan N.L., Rao S.V.S. (1983) “*Gravity interpretation of 2D fault structures using Hilbert transforms*” *Journal of Geophysics* 53, 34–4.

Telford W. M. Geldart L. P. and Sheriff R. E. (1990) “*Applied geophysics*” Second edition, Cambridge University Press, 726.

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

Verduzco B. J. D., Fairhead C. M., Green C. , and MacKenzie (2004) “*New insights into magnetic derivatives for structural mapping*” *The Leading Edge*, 23, 116–119.

Wanyin W., Yu P. and Zhiyun Q. (1995) “*A new edge recognition technology based on the normalized vertical derivative of the total horizontal derivative for potential field data*” *Applied Geophysics*, 6(3), 226-233.

Wijns C., Perez C., and Kowalczyk P. (2005) “*Theta map: Edge detection in magnetic data*” *Geophysics*, 70(4), L39–L43.

پیوست‌های پایان‌نامه

پیوست الف: کدهای نوشته شده در محیط نرم افزار متلب
پیوست ب: محاسبه‌ی ضریب ساختاری برای ناهنجاریهای مغناطیسی
دایک و کتتاکت شیب‌دار

مدل مصنوعی کنتاکت قائم و شیبدار

```

clear all;clc;

%           "thinrod" computes the vertical gravity attraction of a
thin rod

%   Input parameters:
%       L = length of thin rod   (m)
%       rho = density contrast   (kg/m^3)
%       s = cross section of thin rod   (m^2)
%       alpha = inclination from horizon (degree)
%   Output parameters:
%       Vertical gravity attraction, g, in mGal.
G=6.67*10^-11;           % (N.m^2/kg^2)
L=800;
rho = 5000;
s=1;
alpha1=90;
alpha2=60;
alpha3=45;
x=0:5:600;
z=100;                  % z is top of thin rod depth(m)
alpha=[alpha1 alpha2 alpha3];
nx = length(x);
g=zeros(3,nx);
for i=1:3
    for j=1:nx
        if j==(nx-1)/2+1 x(j)=x(j+1); end
        term1=(G*rho*s)./(x(j).*sin(alpha(i).*pi/180));

        term2=(x(j)+z*cot(alpha(i).*pi/180))./((z^2*(csc(alpha(i).*pi/180))^2+2*
        z.*x(j)*cot(alpha(i).*pi/180)+x(j).^2).^0.5);

        term3=(x(j)+z*cot(alpha(i).*pi/180)+L*cos(alpha(i).*pi/180))./((L+z*csc
        (alpha(i).*pi/180))^2+x(j).^2+2.*x(j).*(L*cos(alpha(i).*pi/180)+z*cot(al
        pha(i).*pi/180))).^0.5);
        g(i,j)=term1.*(term2-term3);
    end
end
g = g*10^-5;           % transforming g into mGal

```

```

%
=====
= %
plot(x,g(1,:), 'r',x,g(2,:), 'g',x,g(3,:), 'b');
Mg=max(max(g));mg=min(min(g));
axis([-100 100 0 1.3*Mg]);
xlabel('distance (meter)', 'fontsize',10, 'fontweight', 'b');
ylabel('gravity (mGal)', 'fontsize',10, 'fontweight', 'b');
for i=1:3
gg=g(i,:);Mg=max(gg);
for j=1:nx
    if gg(j)==Mg
        xx=x(j);
    end
end
if i==1 text(xx,Mg, '\alpha=30');end
if i==2 text(xx,Mg, '\alpha=60');end
if i==3 text(xx,Mg, '\alpha=90');end
end
g1=g';
x1=x';
save('output', 'g1')
%*****
*****

```

فیلتر THDR

```

function thdr=THDR(grid,xint,yint)

% Function THDR computes the magnitude of the horizontal gradient of a
two-dimensional function. Function is specified on a rectangular grid.
% Inputs:
% grid is a matrix with nr rows and nc columns.
% xint,yint are the distance between gridded data in direction of x
and y in units of km, respectively.
% Output:
% Magnitude of the horizontal gradient thdr, in mGal/km.

if yint==0
    [zx]=gradient(grid,xint);
    thdr=abs(zx);

```

```
elseif xint==0
    [zy]=gradient(grid,yint);
    thdr=abs(zy);
else
    [zx,zy]=gradient(grid,xint,yint);
    thdr=sqrt(zx.^2+zy.^2);
end
```

```
%*****
*****
```

سیگنال تحلیلی

```
function ASA=ASA2D(p,xint)
```

```
% Function ASA2D computes the amplitude of the analytic signal of a
function measured along x axis.
```

```
% Inputs:
```

```
% p is a matrix with one rows and nc columns.
```

```
% xint is the distance between measured data in direction of x in
units of km.
```

```
% Output:
```

```
% Magnitude of the analytic signal, ASA.
```

```
p=1:10;
```

```
xint=2
```

```
nc=length(p);
```

```
[zx]=gradient(p,xint);
```

```
Fzx=fft(zx);
```

```
Fzx=fftshift(Fzx);
```

```
F=zeros(1,nc);
```

```
F(1:floor(nc/2))=0*Fzx(1:floor(nc/2));
```

```
F(ceil(nc/2))=Fzx(ceil(nc/2));
```

```
F(ceil(nc/2)+1:nc)=2*Fzx(ceil(nc/2)+1:nc);
```

```
Fzx=fftshift(F);
```

```
fzx=ifft(Fzx);
```

```
ASA=abs(fzx);
```

```
%*****
*****
```

فیلتر تتا

```
function [thdr,asa,theta]=Theta(p,xint,yint)
```

```

% Function TA computes the amplitude of tilt angle and total
horizontal derivative of tilt angle.
% Inputs:
% p is a matrix with nr rows and nc columns.
% xint & yint are the distance between gridded data in direction of x
and y in units of km, respectively.
% Outputs:
% Amplitude of tilt angle and total horizontal derivative of tilt
angle, ta & thdrta.

if yint==0
    dz1=vertical2Dn(p,xint,1);
    dx1=gradient(p,xint);
    thdr=abs(dx1);
    asa=sqrt(dx1.^2+dz1.^2);
    theta=thdr./asa;
else
    [dx1,dy1]=gradient(p,xint,yint);
    thdr=sqrt(dx1.^2+dy1.^2);
    dz1=verticaln(p,xint,yint,1);
    asa=sqrt(dx1.^2+dy1.^2+dz1.^2);
    theta=thdr./asa;
end

```

تعیین شاخص ساختاری یک دایک نازک با استفاده از بی هنجاری مغناطیسی

ناهنجاری مغناطیسی قائم (Z) یک دایک نازک و نامحدود شکل (ب- ۱) را می توان به این صورت نوشت:

$$Z(x, z) = As/r^2 \quad (\text{ب- ۱})$$

در اینجا (ب- ۲) ، $A = 2Mtc\cos\psi$ ، M شدت مغناطیس شدگی ، t ضخامت دایک ($t \ll z_0$) ، x_0 ،

z_0 مختصات های نقطه ای بالای دایک (ب- ۳) ، $\cos\psi = [\cos^2\alpha\cos^2I + \sin^2I]^{1/2}$ ، α آزمون

پروفیل، I زاویه ی میل میدان ژئومغناطیسی، I' زاویه ی میل میدان تبدیل یافته،

$$[\tan I' = (\tan I)/(\cos \alpha) \quad (\text{ب- ۴})$$

$$s = [-(x - x_0)\sin\beta + (z - z_0)\cos\beta] \quad (\text{ب- ۵})$$

$$r^2 = (x - x_0)^2 + (z - z_0)^2 \quad (\text{ب- ۶})$$

مشتقات جزئی عبارتند از:

$$\frac{\partial Z}{\partial x} = -A[r^2\sin\beta + 2S(x - x_0)]/r^4 \quad (\text{ب- ۷})$$

$$\frac{\partial Z}{\partial z} = A[r^2\cos\beta - 2S(z - z_0)]/r^4 \quad (\text{ب- ۸})$$

جای گذاری این روابط در سمت چپ معادله ی اوپلر، معادله ی زیر را حاصل می نماید:

$$(x - x_0)\frac{\partial Z}{\partial x} + (z - z_0)\frac{\partial Z}{\partial z} = A\{-(x - x_0)\sin\beta.r^2 + (z - z_0)\cos\beta.r^2 \quad (\text{ب- ۹})$$

$$-2S[(z - z_0)^2 + (x - x_0)^2]/r^4 = A[Sr^2 - 2Sr^2]/r^4$$

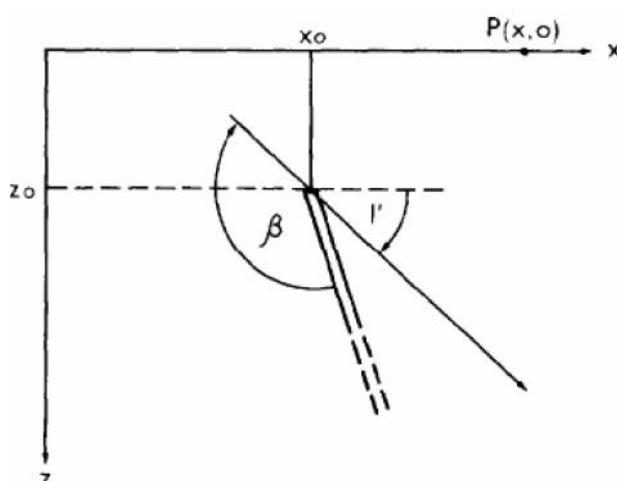
$$= -AS/r^2 = -Z(x, z)$$

برای اینکه معادله (ب- ۹) در معادله اوپلر صادق باشد، باید $N=1$ باشد. بنابراین شاخص ساختاری

ناهنجاری میدان قائم دایک نازک شیب دار، یک می باشد. چون این نتیجه به شیب دایک یا میدان

ژئومغناطیسی زمین وابسته نیست، برای همه ی اعضای خانواده ی دایکها معتبر است. مثلا سیل ها را می -

توان دایکی با شیب صفر در نظر گرفت و این نتیجه را برای آنها به کاربرد.



شکل (ب-۱) ناهنجاری مغناطیسی یک دایک نازک شیب دار [Reid et al, 1990]

ناهنجاری مغناطیسی یک کنتاکت شیب دار

ناهنجاری مغناطیسی (کل، قائم، افقی) یک کنتاکت مغناطیسی شکل (۳-۵) به صورت زیر قابل بیان است.

گسل، نمونه‌ای از کنتاکت مغناطیسی می‌باشد.

$$F(x, z) = C(\varphi \sin \theta - \cos \theta \ln R) + K \quad (\text{ب-۱۰})$$

در اینجا C ضریب دامنه‌ی میدان کل ناهنجاری

$$C = 2p (F'/F) \sin \delta \quad (\text{ب-۱۱})$$

$$\varphi = \frac{\pi}{2} + \arctan \left[\frac{(x - x_0)}{(z - z_0)} \right] \quad (\text{ب-۱۲})$$

θ زاویه‌ی مغناطیسی ترکیبی (ب-۱۳)، δ ، $I'(p) + I'(F') - \delta$ بردار پلاریزاسیون، F بردار

اندازه‌گیری، P' و F' تصاویر P و F در صفحه‌ی XY ، $I'(P)$ و $I'(F)$ زوایای میل بردارهای تصویرسازی

شده‌ی F' و P' ، δ شیب کنتاکت، (ب-۱۴)، $R = [(x - x_0)^2 - (z - z_0)^2]^{1/2}$ می‌باشد.

K یک متعادل کننده است که اثر دامنه، شیب و امتداد را در برمی‌گیرد. مشتقات جزئی $F(x, z)$ به

این صورت نوشته می‌شود:

$$\frac{\partial F}{\partial x} = \frac{C \cos \theta (x - x_0)}{R^2} - \frac{C \sin (z - z_0)}{R^2} \quad (\text{ب-۱۵})$$

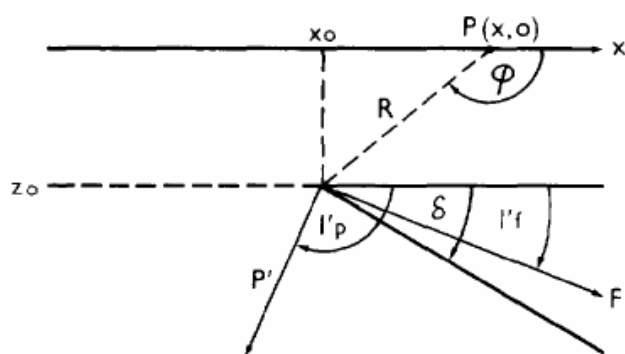
$$\frac{\partial F}{\partial z} = \frac{C \sin \theta (x - x_0)}{R^2} - \frac{C \cos \theta (z - z_0)}{R^2} \quad (\text{ب-۱۶})$$

از جای گذاری این دو رابطه در معادله ی اوایلر نتیجه ی زیر حاصل می شود:

$$(x - x_0) \frac{\partial g}{\partial x} + (z - z_0) \frac{\partial g}{\partial z} = C \cos \theta \quad (\text{ب-۱۷})$$

رابطه ی به دست آمده، نشان می دهد که اگر زاویه ی مغناطیسی ترکیبی، ۹۰ درجه باشد، شاخص

ساختاری کنتاکت مغناطیسی شیب دار صفر است.



شکل (ب-۲) ناهنجاری مغناطیسی یک کنتاکت شیب دار [Reid et al, 1990].

Abstract

Using geophysical methods and measurement of physical properties of subsurface rocks are suitable solution for exploration of underground reserves (oil, gas, water, minerals ...).

Gravity and magnetic survey (potential field methods) are applied geophysical methods for primary exploration, because of simplicity and low cost. There are several methods for automatic interpretation of potential field data.

In this study, has been gravity Method for detecting kalate khij Fault in north east of Shahrood. After the gravity data survey from kalate khij area was performed required corrections, such as drift correction, latitude correction, free air correction, and topography correction and then determined the relative gravity anomaly.

After a few corrections made on the observed data, the bouger anomaly map of the area were prepared. As the measured gravity data are due to the regional and local subsurface structures, it is essential that some methods be used to reduce the effects of the regional anomaly caused in large part by the variations of basement. To achieve this goal, some methods are available which upward continuation, first vertical derivative and trend surface filtering techniques are used in this research.

In this study, local phase filters used to detection gravity anomaly boundaries and results will compare with other filters such as analytic signal, total horizontal derivative. First, filters apply to synthetic models. Using these filters for gravity data of synthetic models shows that total horizontal derivative filter and theta map has the best results. Finally these filters apply to gravity data of kalate khij fault as a case study. Here, similar to synthetic data total horizontal derivative filter and theta map has better results than other filters and highlights kalate khij fault. Once the boundaries are delineated using this two filters, the Euler deconvolution is applied to the data to estimate the depths of such boundaries. Finally for estimating the dip of fault planes a two dimensional inverse modeling has been done on the gravity data by using software Modelvision Pro.



Shahrood
University of Technology
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

**Application of Gravity Method to fault detection in
Quaternary alluvium (sediments), A case study: kalate
khij Fault in north east of Shahrood**

By:
Kamran Valadi

Supervisors:
Dr. Hamid Aghajani

February 2013