

دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد مهندسی اکتشاف معدن

مدل سازی و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس

محقق:

آزاده آگاه

اساتید راهنما:

دکتر علی مرادزاده

دکتر سید هاشم طباطبایی رئیسی

استاد مشاور:

دکتر فرامرز دولتی ارده جانی

تابستان ۱۳۸۳

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

تقدیم به

پدر و مادر عزیزم

تقدیر و تشکر

حال که به لطف و یاری خداوند متعال، این پایان نامه به اتمام رسیده است، بر خود لازم می دانم که از زحمات بی دریغ اساتید ارجمندم آقایان دکتر علی مرادزاده، دکتر سید هاشم طباطبایی و دکتر فرامرز دولتی ارده جانی که بی شک، رهنمودهای ایشان در کلیه مراحل انجام کار راه گشای اینجانب بوده، تقدیر و تشکر نمایم.

همچنین، دست یاری سرورانی چون آقایان دکتر رضا کاکایی ریاست محترم دانشکده معدن و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، دکتر ایرج پیروز و دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی در به سرانجام رساندن این پایان نامه نقش به سزایی داشته است.

من در انجام این پروژه خود را مدیون همه دوستان و عزیزانی می دانم که به هر نوعی از کمک و همراهی آن ها بهره برده ام، خصوصا آقایان مهندس رسول مهرپرور، حسین عسکری، دکتر علی میثاقی، مهندس شهرام ملکان، مهندس نادر زیاری، مهندس حمید سرخیل، مهندس امید سراج، کوروش پیروزی، حسین شاه حسینی و علیرضا ترابی و خانم ها مهندس شقایق طهماسبی و منیژه حاجیلری.

از کلیه مسئولین و پرسنل محترم مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، خصوصا آقایان مهندس داریوش رضایی ریاست محترم آموزش و تأمین نیروی انسانی، مهندس مجتبی صدیق عربانی، مهندس شهاب قمی و خانم ها محسنی و فروزان به خاطر همکاری صمیمانه شان با اینجانب کمال تشکر را دارم.

لازم به توضیح است که این پایان نامه تحت حمایت ادراه پژوهش و توسعه نفت انجام گرفته است.

پیشگفتار

امروزه اهمیت نفت و گاز در اقتصاد یک مملکت بر کسی پوشیده نیست. نیاز مداوم و فزاینده بهره برداری از هیدروکربورها در سال های اخیر موجب پیشرفت و توسعه بسیاری از روش های ژئوفیزیکی برای اکتشاف و آشکارسازی این ذخایر شده است.

بنا بر پیشنهاد مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت، به منظور مطالعه وضعیت ساختمان های زیر سطحی، تعیین ضخامت رسوبات و همچنین بررسی وجود تله های هیدروکربوری در منطقه طبس داده های گرانی، مغناطیس زمینی و هوایی این منطقه در این پایان نامه مورد مدل سازی و تعبیر و تفسیر قرار گرفت. در پایان نامه حاضر که تقریباً یک سال و نیم به طول انجامید، از منابع مختلفی استفاده گردیده است که شیوه مرجع دهی آن ها در متن بر اساس [نام نویسنده، سال] می باشد. این منابع بر اساس فرمت استاندارد مجله پترولیوم¹ به ترتیب حروف الفبا در فهرست منابع مرتب شده اند. همچنین در این پایان نامه اشکال و جداول مختلفی آورده شده است که تمامی آن ها مرجع دهی شده اند. لازم به ذکر است که اشکال و جداولی که بدون مرجع می باشند توسط خود نگارنده تهیه شده اند. شماره گذاری اشکال و جداول متن اصلی به صورت « شماره فصل - شماره شکل یا جدول » می باشد. به عنوان مثال شکل چهارم در فصل دوم به صورت شکل ۲-۴ شماره گذاری می شود. اما اشکال و جداولی که در ضمیمه آورده شده اند به صورت « نام ضمیمه - شماره شکل یا جدول » شماره گذاری شده اند. به عنوان مثال شکل دوم در ضمیمه الف به صورت شکل الف-۲ شماره گذاری می شود.

چکیده

با توجه به نقش حیاتی ذخایر هیدروکربوری در اقتصاد کشورمان، اکتشاف آن ها با روش های کارآمد ضروری به نظر می رسد. امروزه صرفاً با به کارگیری اطلاعات زمین شناسی نمی توان ذخایر هیدروکربوری مدفون را جستجو نمود. روش های ژئوفیزیکی از جمله روش های مناسبی می باشند که در پی جویی ذخایر مذکور کارایی بالایی دارند.

روش های گرانی و مغناطیسی سنجی دو شاخه از روش های ژئوفیزیکی هستند که جهت اکتشافات مقدماتی این ذخایر برای بررسی وضعیت ساختمان های زیر سطحی، وسعت و ضخامت حوضه های رسوبی مورد استفاده قرار می گیرند.

در این پایان نامه داده های گرانی و مغناطیس زمینی منطقه طیس که در شبکه های $1/5 \times 3$ کیلومتر برداشت شده اند به همراه داده های مغناطیس هوایی جهت اکتشاف ساختارها و آنومالی های مرتبط با ذخایر هیدروکربوری، ضمن مدل سازی مورد تعبیر و تفسیر جامع قرار گرفتند. به منظور تفکیک و نمایان سازی بهتر آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده از روش های مختلف گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین، مشتق اول قائم، گریفین (فقط در مورد داده های گرانی) و روند سطحی در قالب نرم افزار Modelvision Pro استفاده گردید. همچنین جهت حذف انحرافات آنومالی های مغناطیسی روش برگردان به قطب بر داده های مغناطیسی اعمال گردید. بررسی نتایج حاصل از روش های فوق نشان می دهد که آن ها در انطباق خوبی با هم می باشند. به طوری که نقشه های آنومالی باقی مانده حاصل از روش های فوق الذکر دلالت بر ۷ طاقدیس، ۶ ناودیس و دو گسل اصلی در منطقه دارند. به عبارت دیگر آنومالی های موجود در منطقه ناشی از اثرات رسوبی بوده و شواهدی دال بر وجود فعالیت های ولکانیکی در این بخش مشاهده نمی شود. این مطلب، منطقه را از نظر ذخایر هیدروکربوری پر اهمیت می سازد. همچنین بر اساس نقشه های ناحیه ای حاصل از روش های مذکور مشخص می گردد که عمق رسوبات به سمت شمال منطقه افزایش می یابد و در محل مذکور سنگ بستر احتمالاً با تغییرات لیتولوژیکی همراه می باشد. در مجموع با مقایسه تمام نقشه های آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای حاصل

مشخص گردید که در میان روش های فوق الذکر روش روند سطحی بهترین نتیجه را نشان داده است.

پس از مشخص شدن وضعیت ساختمانی منطقه و تعیین منابع زمین شناسی مولد آنومالی های بدست آمده به منظور تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی ساختمان های مذکور مدل سازی دو و سه بعدی بر روی نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی انجام گرفت. بر اساس مدل سازی سه بعدی مشخص گردید که آنومالی طاقدیس در مرکز ناحیه مورد مطالعه (A) از عمق (۵۰۰۰ متر) و ابعاد (۱۲۷۰۰×۱۳۰۰۰ متر) مناسبی برخوردار است. لذا انجام عملیات اکتشافی تفضیلی یعنی لرزه نگاری بر روی طاقدیس مذکور پیشنهاد گردید. در مجموع نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی، نتایج به دست آمده از مرحله تفکیک آنومالی ها را در حد قابل قبولی تأیید نمودند.

همچنین به منظور تعیین عمق سنگ بستر در ناحیه مورد مطالعه از نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی به منظور مدل سازی سه بعدی استفاده گردید و بدین ترتیب عمق آن در شمال ۱۲۰۰۰ متر و در جنوب ۱۱۷۰۰ متر تعیین گردید.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان
الف.....	تقدیم
ب.....	تقدیر و تشکر
ج.....	پیشگفتار
د.....	چکیده
و.....	فهرست مطالب
ک.....	فهرست اشکال
ص.....	فهرست جداول

فصل اول: کلیات

۲.....	۱-۱ مقدمه
۳.....	۲-۱ نقش ژئوفیزیک در اکتشاف ذخایر معدنی و هیدروکربوری
۴.....	۳-۱ نقش روش های گرانی و مغناطیس سنجی در اکتشافات ذخایر هیدروکربوری
۴.....	۳-۱-۱ جایگاه گرانی سنجی در اکتشاف نفت و گاز
۵.....	۳-۱-۲ جایگاه روش مغناطیس سنجی در اکتشاف نفت و گاز
۶.....	۴-۱ نفتگیرها
۷.....	۵-۱ آنومالی های شاخص گرانی و مغناطیسی برای اشکال مختلف زمین شناسی
۹.....	۶-۱ مزایا و معایب روش های گرانی و مغناطیس سنجی
۱۰.....	۷-۱ مراحل به کارگیری روش های گرانی و مغناطیس سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی
۱۲.....	۸-۱ سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به کارگیری روش های گرانی و مغناطیس سنجی در اکتشافات ذخایر معدنی
۱۵.....	۸-۱-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه طبس
۱۷.....	۸-۱-۲ زمین شناسی منطقه طبس
۱۹.....	۸-۱-۳ سابقه کارهای انجام شده در منطقه طبس

۴۳ ۵-۵-۲ روش روند سطحی
۴۴ ۶-۲ روش برگردان به قطب
۴۵ ۷-۲ مدل سازی
۴۶ ۱-۷-۲ مدل سازی پیشرو
۴۷ ۲- ۷-۲ مدل سازی معکوس
۴۹ ۱-۲-۷-۲ مدل سازی پارامتری
۵۰ ۲-۲-۷-۲ مدل سازی هموار

فصل سوم: معرفی نرم افزار Modelvision Pro و شرح مراحل کار با آن

۵۳ ۱-۳ مقدمه
۵۳ ۲-۳ معرفی نرم افزار Modelvision Pro
۵۳ ۳-۳ مراحل کار با نرم افزار

فصل چهارم: تفکیک، مدل سازی و تعبیر و تفسیر آنومالی ها

۶۳ ۱-۴ مقدمه
۶۵ ۲-۴ تعبیر و تفسیر داده های گرانی
۶۵ ۱-۲-۴ نقشه آنومالی بوگه
۶۶ ۲-۲-۴ روش روند سطحی
۷۰ ۳-۲-۴ روش مشتق اول قائم
۷۲ ۴-۲-۴ روش گسترش به سمت بالا
۷۶ ۵-۲-۴ روش گسترش به سمت پایین
۷۹ ۶-۲-۴ روش گریفین
۸۳ ۳-۴ تعبیر و تفسیر داده های مغناطیس زمینی
۸۳ ۱-۳-۴ نقشه شدت کل مغناطیس
۸۵ ۲-۳-۴ روش برگردان به قطب

- ۳-۳-۴ روش روند سطحی ۸۵
- ۴-۳-۴ روش مشتق اول قائم ۸۸
- ۵-۳-۴ روش گسترش به سمت بالا ۹۰
- ۶-۳-۴ روش گسترش به سمت پایین ۹۳
- ۴-۴ تعبیر و تفسیر داده های مغناطیس هوایی ۹۶
- ۱-۴-۴ نقشه شدت کل مغناطیس هوایی ۹۶
- ۲-۴-۴ روش برگردان به قطب ۹۷
- ۳-۴-۴ روش روند سطحی ۹۸
- ۴-۴-۴ روش مشتق اول قائم ۱۰۰
- ۵-۴-۴ روش گسترش به سمت بالا ۱۰۲
- ۶-۴-۴ روش گسترش به سمت پایین ۱۰۴
- ۵-۴ مقایسه روش ها تفکیک آنومالی ها ۱۰۶
- ۶-۴ تعبیر و تفسیر کمی مدل سازی ۱۰۸
- ۱-۶-۴ مدل سازی ساختمان های موجود در ناحیه مورد مطالعه ۱۰۸
- ۲-۶-۴ تخمین عمق سنگ بستر حوضه رسوبی طبس ۱۱۹

فصل پنجم: جمع بندی، نتایج و پیشنهادات

- ۱-۵ جمع بندی و نتایج ۱۲۳
- ۲-۵ پیشنهادات ۱۲۸

فهرست منابع

- فهرست منابع فارسی ۱۳۰
- فهرست منابع انگلیسی ۱۳۲

ضمیمه الف

- الف-۱ محاسبات روش برگردان به قطب ۱۴۳
- الف-۲ روش محاسبه آنومالی گرانی اجسام دو بعدی ۱۴۶
- الف-۳ روش محاسبه آنومالی گرانی اجسام سه بعدی ۱۴۹
- الف-۴ روش رگرسیون ریج ۱۵۴
- الف-۴-۱ محاسبات روش رگرسیون ریج ۱۵۵

ضمیمه ب

- ب-۱ قابلیت ها و مشخصات نرم افزار Modelvision Pro ۱۵۹

ضمیمه ج

- ج-۱ آزمون آماری روند ها (آزمون F) ۱۶۸
- ج-۲ نقشه های مربوط به فصل چهارم ۱۷۰

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱: نمایش تغییرات شتاب جاذبه بر روی گسل، طاقدیس و گنبد نمکی.....	۸
شکل ۱-۲: کره عمیق ترین توده ای است که می توان به طور تقریبی آنومالی گرانی نشان داده شده را به آن نسبت داد. توده های پهن تر و کم عمق تری از قبیل (۲) و (۳) نیز می توانند به عنوان مولد آنومالی گرانی در نظر گرفته شوند. جرم کل تمام آن ها یکسان می باشد.....	۹
شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی ناحیه طبس بر روی نقشه ایران.....	۱۶
شکل ۱-۴: نقشه ۱:۶۰۰۰۰۰ راه های ارتباطی منطقه طبس.....	۱۶
شکل ۱-۵: نقشه زمین شناسی منطقه طبس همراه با محدوده مورد مطالعه.....	۱۸
شکل ۲-۱: اساس ساختمان و نحوه عملکرد گرانی سنج ناپایدار.....	۲۷
شکل ۲-۲: نمایش شماتیک عناصر مغناطیسی زمین.....	۳۲
شکل ۲-۳: اصول و نحوه عملکرد مغناطیس سنج های پروتون. (a) استوانه سرشار از پروتون که درون یک سیم پیچ قرار دارد. (b) جهت گیری پروتون ها در جهت میدان زمین. (c) جهت گیری پروتون ها در جهت میدان مصنوعی. (d) بازگشت پروتون ها به حالت اولیه.....	۳۶
شکل ۳-۱: فلوجارت مراحل کار با نرم افزار Modelvision Pro.....	۵۴
شکل ۳-۲: پنجره مربوط به فیلتر مشتق اول عمودی در حوزه فرکانس.....	۵۶
شکل ۳-۳: پنجره مربوط به روش روند سطحی.....	۵۷
شکل ۳-۴: پنجره مربوط به انتخاب مشخصات شبکه آنومالی ناحیه ای حاصل از روش روند سطحی.....	۵۷
شکل ۳-۵: پنجره مربوط به تعریف پارامترهای مدل.....	۵۹
شکل ۳-۶: پنجره مربوط به مدل سازی معکوس دو بعدی بر روی یک پروفیل در ناحیه طبس.....	۶۰
شکل ۳-۷: پنجره مربوط به مدل سازی معکوس سه بعدی بر روی نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی در ناحیه طبس.....	۶۰

- شکل ۴-۱: نقشه آنومالی بوگه منطقه طبس ۶۵
- شکل ۴-۲: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی ۶۶
- شکل ۴-۳: نقشه زمین شناسی منطقه به همراه آنومالی های مشخص شده بر اساس نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی ۶۷
- شکل ۴-۴: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی ۶۸
- شکل ۴-۵: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی با استفاده از برنامه فرتن ۶۹
- شکل ۴-۶: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی با استفاده از برنامه فرتن ۷۰
- شکل ۴-۷: نقشه مشتق اول قائم گرانی در حوزه زمان ۷۱
- شکل ۴-۸: نقشه مشتق اول قائم گرانی در حوزه فرکانس ۷۱
- شکل ۴-۹: نقشه گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۷۵۰ متر ۷۳
- شکل ۴-۱۰: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۷۵۰ متر ۷۴
- شکل ۴-۱۱: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر ۷۵
- شکل ۴-۱۲: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۲۲۵۰ متر ۷۵
- شکل ۴-۱۳: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر ۷۶
- شکل ۴-۱۴: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۲۲۵۰ متر ۷۷
- شکل ۴-۱۵: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر ۷۸
- شکل ۴-۱۶: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۶۰۰۰ متر ۷۸
- شکل ۴-۱۷: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین ۷۹
- شکل ۴-۱۸: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین ۸۰
- شکل ۴-۱۹: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{25S}$ ۸۱
- شکل ۴-۲۰: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{25S}$ ۸۲
- شکل ۴-۲۱: نقشه شدت کل مغناطیس زمینی منطقه طبس ۸۴
- شکل ۴-۲۲: نقشه شدت کل مغناطیس زمینی بعد از اعمال روش برگردان به قطب ۸۵
- شکل ۴-۲۳: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس زمینی ۸۶
- شکل ۴-۲۴: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ مغناطیس زمینی ۸۷

- شکل ۴-۲۵: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس زمینی در حوزه زمان ۸۸
- شکل ۴-۲۶: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس زمینی در حوزه فرکانس ۸۹
- شکل ۴-۲۷: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر ۹۰
- شکل ۴-۲۸: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر ۹۱
- شکل ۴-۲۹: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۳۰۰۰ متر ۹۲
- شکل ۴-۳۰: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر ۹۳
- شکل ۴-۳۱: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس زمینی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر ۹۴
- شکل ۴-۳۲: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس زمینی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر ۹۵
- شکل ۴-۳۳: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس زمینی با ارتفاع ۵۲۵۰ متر ۹۵
- شکل ۴-۳۴: نقشه شدت کل مغناطیس هوایی منطقه طبس ۹۷
- شکل ۴-۳۵: نقشه شدت کل مغناطیس هوایی پس از اعمال روش برگردان به قطب ۹۸
- شکل ۴-۳۶: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مغناطیس هوایی ۹۹
- شکل ۴-۳۷: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ مغناطیس هوایی ۱۰۰
- شکل ۴-۳۸: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس هوایی در حوزه زمان ۱۰۱
- شکل ۴-۳۹: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس هوایی در حوزه فرکانس ۱۰۲
- شکل ۴-۴۰: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۱۸۷۵ متر ۱۰۳
- شکل ۴-۴۱: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۱۸۷۵ متر ۱۰۴
- شکل ۴-۴۲: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۳۷۵۰ متر ۱۰۵
- شکل ۴-۴۳: مقاطع رسم شده بر روی آنومالی های A,B,C,H,I,J,K در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی به همراه مدل های دو بعدی بدست آمده در مورد هر یک از آنومالی ها ۱۰۹

- شکل ۴-۴۴: مدل دو بعدی آنومالی A با خطای $RMS=1/598$ ۱۱۱
- شکل ۴-۴۵: مدل دو بعدی آنومالی B با خطای $RMS=1/673$ ۱۱۱
- شکل ۴-۴۶: مدل دو بعدی آنومالی C با خطای $RMS=1/882$ ۱۱۲
- شکل ۴-۴۷: مدل دو بعدی آنومالی H با خطای $RMS=1/495$ ۱۱۲
- شکل ۴-۴۸: مدل دو بعدی آنومالی I با خطای $RMS=1/479$ ۱۱۳
- شکل ۴-۴۹: مدل دو بعدی آنومالی J با خطای $RMS=1/588$ ۱۱۳
- شکل ۴-۵۰: مدل دو بعدی آنومالی K با خطای $RMS=1/342$ ۱۱۴
- شکل ۴-۵۱: مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی با خطای
 $RMS=2/875$ ۱۱۵
- شکل ۴-۵۲: نمای سه بعدی آنومالی بوگه (داده های اندازه گیری شده) ۱۱۶
- شکل ۴-۵۳: نمای سه بعدی از پاسخ مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده
 روند ۳ گرانی ۱۱۶
- شکل ۴-۵۴: نمای سه بعدی از پاسخ مدل سازی سه بعدی به همراه مدل های بدست آمده در
 مورد هر آنومالی ۱۱۷
- شکل ۴-۵۵: مقطع عرضی مدل سازی سه بعدی سنگ بستر با خطای $RMS=2/826$ ۱۲۰
- شکل ۴-۵۶: نمای سه بعدی مدل سازی سه بعدی سنگ بستر ۱۲۱
- شکل الف-۱: سیستم مختصات انتخابی برای آنالیز و جهت مغناطیس شدگی ۱۴۳
- شکل الف-۲: تقریب چند ضلعی برای مقطع یک جسم دو بعدی ۱۴۷
- شکل الف-۳: توده سه بعدی نمایش داده شده بوسیله کانتورها ۱۴۹
- شکل الف-۴: اجزای هندسی مربوط به محاسبه آنومالی گرانی ناشی از یک توده
 سه بعدی ۱۵۰
- شکل الف-۵: تابع خطای میانگین مربعات برای تخمین گر رگرسیون ریبج ۱۵۷
- شکل ب-۱: فرمت های ورودی داده ها در نرم افزار ۱۵۹
- شکل ب-۲: فرمت های ورودی مدل ها در نرم افزار ۱۵۹
- شکل ب-۳: فرمت های خروجی داده ها در نرم افزار ۱۶۰

- شکل ب-۴: فرمت های خروجی مدل ها در نرم افزار ۱۶۰
- شکل ب-۵: سیستم های مختلف نمایش داده ها ۱۶۱
- شکل ب-۶: پنجره مربوط به عملیات درون یابی ۱۶۲
- شکل ب-۷: پنجره مربوط به تولید داده های مصنوعی ۱۶۲
- شکل ب-۸: پنجره مربوط به درون یابی داده ها از شبکه ها بر روی خطوط ۱۶۳
- شکل ب-۹: پنجره مربوط به عملیات شبکه بندی نرم افزار ۱۶۳
- شکل ب-۱۰: انواع فیلتر های کانولوشن خطی نرم افزار ۱۶۴
- شکل ب-۱۱: انواع فیلتر های سریع فوریه نرم افزار ۱۶۵
- شکل ب-۱۲: انواع فیلتر های دو بعدی کانولوشن نرم افزار ۱۶۵
- شکل ج-۱: موقعیت ایستگاه های برداشت گرانی و مغناطیس زمینی در منطقه طبس ۱۷۰
- شکل ج-۲: نقشه آنومالی بوگه به همراه پروفیل های رسم شده بر روی آن ۱۷۰
- شکل ج-۳: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ گرانی ۱۷۱
- شکل ج-۴: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ گرانی ۱۷۱
- شکل ج-۵: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ گرانی ۱۷۲
- شکل ج-۶: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ گرانی ۱۷۲
- شکل ج-۷: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ گرانی با استفاده از برنامه فرترن ۱۷۳
- شکل ج-۸: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ گرانی با استفاده از برنامه فرترن ۱۷۳
- شکل ج-۹: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ گرانی با استفاده از برنامه فرترن ۱۷۴
- شکل ج-۱۰: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ گرانی با استفاده از برنامه فرترن ۱۷۴
- شکل ج-۱۱: نقشه گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر ۱۷۵
- شکل ج-۱۲: نقشه گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۲۲۵۰ متر ۱۷۵
- شکل ج-۱۳: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{13} S$ ۱۷۶
- شکل ج-۱۴: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{13} S$ ۱۷۶
- شکل ج-۱۵: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{17} S$ ۱۷۷
- شکل ج-۱۶: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{17} S$ ۱۷۷

- شکل ج-۱۷: نقشه شدت کل مغناطیس زمینی به همراه پروفیل های رسم شده بر روی آن..... ۱۷۸
- شکل ج-۱۸: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مغناطیس زمینی..... ۱۷۸
- شکل ج-۱۹: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ مغناطیس زمینی..... ۱۷۹
- شکل ج-۲۰: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ مغناطیس زمینی..... ۱۷۹
- شکل ج-۲۱: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ مغناطیس زمینی..... ۱۸۰
- شکل ج-۲۲: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۳۰۰۰ متر..... ۱۸۰
- شکل ج-۲۳: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر..... ۱۸۱
- شکل ج-۲۴: نقشه شدت کل مغناطیس هوایی به همراه پروفیل های رسم شده بر روی آن..... ۱۸۱
- شکل ج-۲۵: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس هوایی..... ۱۸۲
- شکل ج-۲۶: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ مغناطیس هوایی..... ۱۸۲
- شکل ج-۲۷: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ مغناطیس هوایی..... ۱۸۳
- شکل ج-۲۸: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ مغناطیس هوایی..... ۱۸۳
- شکل ج-۲۹: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۳۷۵۰ متر..... ۱۸۴
- شکل ج-۳۰: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۵۶۲۵ متر..... ۱۸۴
- شکل ج-۳۱: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۷۵۰۰ متر..... ۱۸۵
- شکل ج-۳۲: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۳۷۵۰ متر..... ۱۸۵
- شکل ج-۳۳: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۵۶۲۵ متر..... ۱۸۶
- شکل ج-۳۴: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۷۵۰۰ متر..... ۱۸۶
- شکل ج-۳۵: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۱۸۷۵ متر..... ۱۸۷
- شکل ج-۳۶: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۵۶۲۵ متر..... ۱۸۷

شکل ج-۳۷: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۷۵۰۰ متر ۱۸۸

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۱۱۰.....	جدول ۴-۱: نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی.....
۱۱۷.....	جدول ۴-۲: نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی.....
۱۶۹.....	جدول ج-۱: تجزیه واریانس (تست F).....

فصل اول

کلیات

۱-۱ مقدمه

ژئوفیزیک به بیان ساده دانش مطالعه زمین با استفاده از روش های فیزیکی است. این دانش همان طور که از نام آن بر می آید با فیزیک زمین و جو اطراف آن سر و کار دارد. بررسی های ژئوفیزیکی در مقایسه با مطالعات زمین شناسی از جنبه کاملاً کمی و غیر توصیفی تری برخوردارند. هر چند در بسیاری از مطالعات ژئوفیزیکی، به ویژه در صنعت نفت، کارشناسان با داده های کمی اندازه گیری شده به صورت نگاشت های لرزه ای، الکتریکی و لاگ های درون چاهی سر و کار دارند، با این وجود، اعتبار این داده های کمی تنها به کمک اطلاعات کیفی زمین شناسی قابل افزایش است. به کارگیری مجموعه ای از روش های ژئوفیزیکی غالباً کمک زیادی به کاهش اشتباهات و خطاها در تفسیر اطلاعات می کند [توکلی، ۱۳۷۵].

باید خاطر نشان نمود که روش های ژئوفیزیکی فقط قادرند ناپیوستگی ها را آشکار سازند. ناپیوستگی جایی است که یک محیط از لحاظ برخی خواص فیزیکی از محیط مجاور خود متمایز می شود. معمولاً خواص فیزیکی سنگ ها که در مطالعات ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار می گیرند، شامل خواص کشسانی، دانسیته، هدایت یا مقاوت الکتریکی، قابلیت مغناطیس شدگی، هدایت گرمایی و رادیواکتیویته است. اساساً استفاده از همین خواص فیزیکی است که در روش های ژئوفیزیکی می توان ناپیوستگی های بین دو محیط را تشخیص داد. به طور کلی روش های ژئوفیزیک اکتشافی را می توان به صورت زیر رده بندی نمود:

روش لرزه ای، روش گرانی سنجی، روش مغناطیس سنجی، روش های الکتریکی و الکترومغناطیسی، روش پرتو سنجی، روش دماسنجی و روش های چاه پیمایی.

۲-۱ نقش ژئوفیزیک در اکتشاف ذخایر معدنی و هیدروکربوری

تقاضای مداوم و فزاینده بهره برداری از فلزات و کانی ها و افزایش شدید مصرف هیدروکربورهایی مانند نفت و گاز طبیعی، در طول پنجاه سال گذشته موجب توسعه بسیاری از روش های ژئوفیزیکی با دقت های زیاد برای آشکارسازی نهشته ها و ساختار های غیر قابل رویت شده است.

در اوایل قرن بیستم پی جویی برای کانی های اقتصادی منحصراً به رخنمون های سطحی سنگ های روی زمین محدود می شد و بدین ترتیب تمامی ذخایر مورد نیاز کشف و مورد بهره داری قرار گرفته اند، ولی امروزه برای کشف ذخایر جدید باید پی جویی را به زیر سطح زمین گسترش داد و این امر از نظر اقتصادی فقط توسط اکتشاف ژئوفیزیکی امکان پذیر خواهد بود. یکی از مهمترین و ارزشمندترین ذخایر زیر زمینی منابع هیدروکربوری می باشد. امروزه اهمیت نفت و گاز در اقتصاد یک مملکت بر کسی پوشیده نیست. روش های ژئوفیزیکی اکتشافی از دهه ۱۹۲۰ به بعد برای اکتشاف نفت به کار گرفته شده اند. در ابتدا، برای اکتشاف ذخایر هیدروکربوری روش های زمین شناسی سطحی بیشتر از روش های ژئوفیزیکی اهمیت داشتند. اما بعد از اتمام ذخایر سهل الحصول و قابل مشاهده در سطح زمین و آغاز اکتشاف ذخایر هیدروکربوری عمیق، روش های زمین شناسی سطحی دیگر مانند قبل موفقیت آمیز نبودند. در حقیقت از آغاز دهه ۱۹۴۰ روش های ژئوفیزیکی به طور جدی در امر اکتشاف نفت و گاز به کار گرفته شده اند [کلاگری، ۱۳۷۱]. در ابتدا روش های گرانی سنجی، مغناطیس سنجی و لرزه ای جهت یافتن تله های ساختمانی نفت به کار می رفتند. اما امروزه از این روش ها به منظور تعیین محل حوضه های رسوبی و تشخیص مشخصات ساختاری آن ها و در مرحله بعد مکان یابی ساختارهای حاوی نفت استفاده می شود.

در کل هدف اصلی مطالعات ژئوفیزیکی در اکتشافات نفتی پی بردن به وجود نفتگیرها^۱ و مشخص نمودن آن ها است. همان طور که می دانید آثار بعضی از نفتگیرهای ساختمانی^۲ مانند طاقدیس ها در رخنمون های سطحی آشکار است ولی در غالب موارد این ساختمان ها در مناطقی

1. Traps

2. Structural traps

که کاملاً به وسیله آبرفت ها پوشیده شده است قرار دارند و تنها با مطالعات ژئوفیزیکی می توان به وجود این نفتگیرها پی برد. در مورد ساختمان هایی که در سطح زمین دارای رخنمون هستند نیز در اغلب موارد اطلاع از وضع طبقات مختلف در عمق حائز اهمیت می باشد. اکتشاف نفتگیر های نوع چینه ای^۱ بدون کمک ژئوفیزیک عملاً غیر ممکن و مستلزم حفر تعداد فراوانی چاه اکتشافی می باشد و اولین قدم در این گونه اکتشافات انجام مطالعات ژئوفیزیکی است [صالحی، ۱۳۴۸]. عملیات اکتشافی در فلات قاره نیز بدون مطالعات ژئوفیزیکی غیر ممکن است زیرا در این مناطق به علت وجود دریا اطلاعات زمین شناسی ناچیز بوده و با توجه به مخارج بسیار گزاف حفاری های دریایی قبل از انجام مطالعات ژئوفیزیکی مطلقاً اقدامی صورت نمی گیرد. در حقیقت ژئوفیزیک در امر اکتشاف نفت دو وظیفه دارد که یکی پیشنهاد حفر چاه در مناطقی که وجود نفتگیر در آن به ثبت رسیده و دیگری جلوگیری از اقدام به حفر چاه در مناطقی که علی الظاهر مناسب به نظر می رسد، می باشد. به این ترتیب ملاحظه می شود که اقدام به انجام مطالعات ژئوفیزیکی صرفه نظر از نوع نتایج حاصله از نظر اقتصادی کاملاً قابل توجیه است.

از آن جا که پایان نامه حاضر شامل مدل سازی و تعبیر و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس می باشد، بنابراین در این جا به نقش این دو روش در اکتشافات منابع هیدروکربوری خواهیم پرداخت.

۳-۱ نقش روش های گرانی و مغناطیس سنجی در اکتشاف ذخایر

هیدروکربوری

۱-۳-۱ جایگاه گرانی سنجی در اکتشاف نفت و گاز

روش گرانی سنجی در ابتدا برای مکان یابی گنبد های نمکی در آمریکا و مکزیک و بعدها برای یافتن ساختارهای زمین شناسی زیر سطحی از جمله طاقدیس ها در جنوب غرب آمریکا به کار می رفته است [دوبرین و ساویت^۲، ۱۹۸۸]. امروزه نیز روش گرانی سنجی در شناسایی انواع مختلفی از ساختارهای زیر سطحی که سهمی در تله انداختن مواد هیدروکربوری دارند به

1. Stratigraphic traps
2. Dobrin and Savit

نحو مؤثری به کار برده می شود. اختلاف زیاد دانسیته بین این ساختارهای زیر سطحی و تشکیلات اطراف منجر به شناسایی آن ها توسط روش گرانی سنجی می شود، به طوری که در بعضی موارد تنها به وسیله این روش می توان محل حفاری ها را معین نمود [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

در اکتشاف نفت در یک منطقه اکتشاف نشده که هیچ نوع اطلاعات زمین شناسی از آن موجود نمی باشد، اولین سوالی که مطرح می باشد این است که آیا حوضه رسوبی به اندازه کافی بزرگ و ضخیم است یا نه؟ اگر شرایط زمین شناسی مناسب باشد بوسیله روش گرانی سنجی با سرعت نسبتاً زیاد و هزینه کم می توان اطلاعات مفیدی را در این مورد به دست آورد. دانسیته غالب سنگ های رسوبی کمتر از سنگ بستر می باشد. بنابراین به کمک روش گرانی سنجی می توان مرز بین آن ها و در نتیجه ضخامت کل سنگ های رسوبی را مشخص کرد. روش گرانی سنجی را معمولاً می توان در کنار روش های لرزه ای با هزینه ای جزئی انجام داد. ترکیب اطلاعات حاصله از کارهای لرزه ای و گرانی سنجی می تواند در تعیین وضعیت و موقعیت ساختارهای زمین شناسی مورد نظر بسیار مفید واقع شود [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

۱-۳-۲ جایگاه روش مغناطیس سنجی در اکتشاف نفت و گاز

کاوش های مغناطیس سنجی از قدیمی ترین روش های ژئوفیزیکی اکتشافی مورد استفاده برای اکتشاف نفت و گاز می باشد. در اکتشاف نفت در مناطقی که کارهای اکتشافی قبلی در آن صورت نگرفته بوسیله روش مغناطیس سنجی می توان عمق سنگ بستر و همچنین وسعت حوضه های رسوبی را تعیین کرد.

معمولاً سنگ های رسوبی اثرات مغناطیسی بسیار جزئی دارند، لذا تغییرات شدت میدان مغناطیسی در سطح زمین بیشتر مربوط به تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر و یا نفوذی های آذرین می باشد. با ابزارهای مدرن اندازه گیری حتی می توان تغییرات بسیار جزئی شدت میدان مغناطیسی سنگ های رسوبی نزدیک سطح را اندازه گیری نمود. در واقع تغییرات بسیار جزئی در تمرکز مگنتیت در حین فرآیند دیاژنز سبب ایجاد آنومالی های بسیار جزئی (در حدود ۰/۱ گاما) می شود که مستقیماً در رابطه با تجمع مواد هیدروکربوری می باشد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

۲) نفتگیرهای چینه ای

این نفتگیرها در اثر تغییرات رخساره ای، لیتولوژی... بوجود آمده اند.

۳) نفتگیرهای مختلط^۱

نفتگیرهایی هستند که در تشکیل آن ها هم عامل زمین ساختی و هم عامل چینه ای مؤثر بوده اند.

حال که با انواع نفتگیرها و نقش روش های ژئوفیزیکی به خصوص روش های گرانی و مغناطیس سنجی در اکتشاف آن ها آشنا شدیم، در این مرحله به شرح برخی از آنومالی های گرانی و مغناطیس برای اشکال مختلف زمین شناسی می پردازیم.

۵-۱) آنومالی های شاخص گرانی و مغناطیسی برای اشکال مختلف

زمین شناسی

در زیر طرح نقشه های گرانی و مغناطیس برای تعدادی از اشکال شاخص زمین شناسی آورده شده است:

۱) **گنبد نمکی**: آنومالی گرانی حاصله از یک گنبد نمکی منفی بوده (به واسطه دانسیته کم سنگ نمک نسبت به طبقات مجاور) و مرکز آنومالی درست در وسط گنبد نمکی واقع است [کلاگری، ۱۳۷۵] (شکل ۱-۱). در نقشه های مغناطیسی نیز گنبد نمکی با یک آنومالی حداقل مشخص می شود.

۲) **طاقدیس**: به طور کلی در طاقدیس ها طبقات قدیمی تر که دانسیته بیشتری دارند در مرکز چین خوردگی قرار دارند، به همین دلیل بر روی نقشه های گرانی آنومالی حداکثر و مثبت از خود نشان می دهند (شکل ۱-۱).

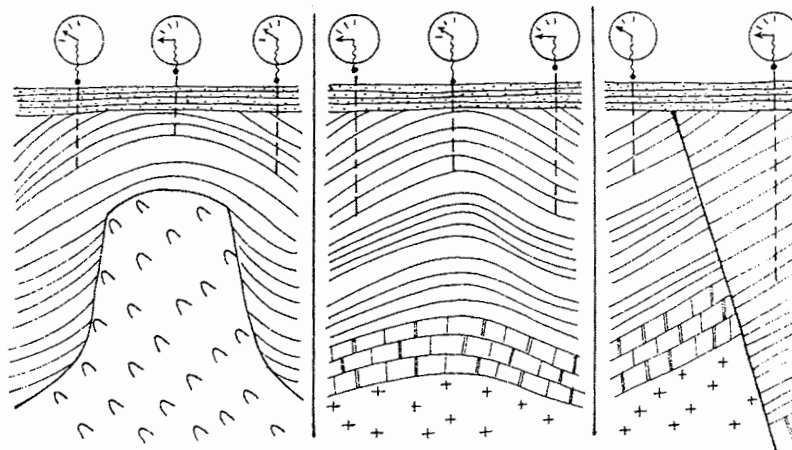
1. Combination traps

۳) **ناودیس:** در ناودیس ها بر خلاف طاقدیس ها، طبقات جوان تر با دانسیته کمتر در مرکز چین خوردگی قرار دارند بنابراین بر روی نقشه های گرانی با آنومالی حداقل و منفی مشخص می شوند.

۴) **گسل:** در نقشه های گرانی و مغناطیس مرز تند بین زون های با اختلاف دانسیته یا خودپذیری مغناطیسی^۱ زیاد نشانگر وجود گسل در آن ناحیه می باشد. در این حالت جهت طویل شدگی کانتورها در راستای امتداد سطح گسل خواهد بود [کلاگری، ۱۳۷۱] (شکل ۱-۱).

۵) **حوضه رسوبی:** یک حوضه رسوبی در نقشه های مغناطیس منطقه ای است که در آن فواصل بین منحنی های تراز زیاد بوده (برجستگی مغناطیسی پایین^۲) و توسط یک سری منحنی های تراز نزدیک به هم (برجستگی مغناطیسی بالا^۳) احاطه شده باشند [کلاگری، ۱۳۷۱].

۶) **توده های نفوذی:** به دلیل این که توده های نفوذی دانسیته و خودپذیری مغناطیسی بیشتری نسبت به دیگر سنگ ها دارند بنابراین بر روی نقشه های گرانی و مغناطیس از خود آنومالی حداکثر و مثبت نشان می دهند.



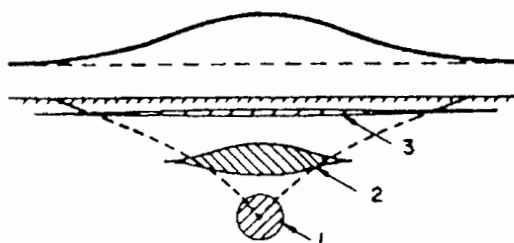
شکل ۱-۱: نمایش تغییرات شتاب جاذبه بر روی گسل، طاقدیس و گنبد نمکی [سلی، ۱۹۹۸].

1. Susceptibility
2. Low magnetic relief
3. High magnetic relief

لازم به ذکر است که روش های گرانی و مغناطیس نیز مانند هر روش ژئوفیزیکی دیگر یک سری مزایا و معایبی دارند که آشنایی با آن ها در بهینه سازی عملیات اکتشافی کمک می نماید. در این قسمت به برخی از این مزایا و معایب اشاره خواهیم نمود.

۶-۱ مزایا و معایب روش های گرانی و مغناطیس سنجی

روش های گرانی سنجی و مغناطیس سنجی از کارآمدترین روش های مورد استفاده در مرحله ابتدایی اکتشافات ذخایر هیدروکربوری می باشند. با استفاده از این روش ها می توان در مرحله اکتشاف مقدماتی که هیچ گونه اطلاعات قبلی موجود نمی باشد با صرف وقت و هزینه کم محل حوضه های رسوبی و مشخصات ساختاری آن ها را تعیین کرده و در مرحله بعد ساختارهای حاوی نفت را مکان یابی نمود [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]. همچنین عمق سنگ بستر و وسعت حوضه های رسوبی را می توان به راحتی با این دو روش تعیین نمود. اما در کنار مزیت های ذکر شده، این دو روش دارای معایبی نیز می باشند. از جمله این که آنومالی حاصله از یک منبع زیر سطحی منحصر به فرد نیست، یعنی تعداد بی شماری اشکال زیر سطحی مختلف می توانند آنومالی های یکسانی در سطح زمین حاصل نمایند (شکل ۱-۲). برای کاستن از دامنه ابهامات باید از اطلاعات زمین شناسی بهره گرفت. هر چه میزان این اطلاعات بیشتر باشد از ابهامات کاسته شده و تعبیر و تفسیر مطمئن تری انجام می شود [کلاگری، ۱۳۷۱].



شکل ۱-۲: کره عمیق ترین توده ای است که می توان به طور تقریبی آنومالی گرانی نشان داده شده را به آن نسبت داد. توده های پهن تر و کم عمق تری از قبیل (۲) و (۳) نیز می توانند به عنوان مولد آنومالی گرانی در نظر گرفته شوند. جرم کل تمام آن ها یکسان می باشد [قوامی ریایی، ۱۳۷۲].

در این دو روش تقریباً غیر ممکن است که یک آنومالی ناشی از برجستگی های زمین ساختی را از یک آنومالی ناشی از تغییرات صرف دانسیته و یا خودپذیری مغناطیسی تشخیص داد. نقشه های گرانی و مغناطیسی نشانگر شکل یک ساخت زیر سطحی نمی باشد بلکه آن ها صرفاً فرم میدان پتانسیل حاصله از اشکال زیر سطحی را مشخص می کنند. آنومالی های مغناطیسی بدست آمده در یک حوضه رسوبی عمدتاً توسط تغییرات لیتولوژیک سنگ های بستر کنترل شده و کمتر تحت تأثیر تغییرات توپوگرافی قرار می گیرند. این مطلب کار تفسیر را مشکل می سازد [کلاگری، ۱۳۷۱].

۷-۱ مراحل به کارگیری روش های گرانی و مغناطیس سنجی در اکتشافات

ژئوفیزیکی

به کارگیری روش های گرانی و مغناطیس سنجی را برای اکتشافات ژئوفیزیکی می توان در ۴ مرحله زیر خلاصه نمود [هینز، ۱۹۹۰].

۱) جمع آوری داده ها و تصحیح آن ها

این مرحله شامل طراحی شبکه برداشت، جمع آوری داده ها و اعمال تصحیحات لازمه بر روی آن ها می شود. در مرحله طراحی شبکه برداشت ابتدا بایستی مشخص شود که برداشت به صورت زمینی انجام می شود یا هوایی. سپس بر اساس نوع برداشت و مشخصات منطقه، پارامترهایی از قبیل فواصل ایستگاه های برداشت، امتداد پروفیل های برداشت، فواصل پروفیل ها، ارتفاع پرواز و نوع وسیله اندازه گیری و... تعیین و طراحی می شوند. پس از طراحی شبکه برداشت، داده ها بر اساس دقت مورد نظر اندازه گیری و ثبت می شوند. از آن جا که داده های حاصل از اندازه گیری ها تحت تأثیر عوامل مختلفی از جمله توپوگرافی منطقه، عرض جغرافیایی و... هستند، لذا بایستی اثرات این عوامل را با اعمال تصحیحات مختلف (بر حسب نیاز) بر روی داده ها حذف نمود یا به حداقل ممکن کاهش داد. وقتی تمامی نویزهای قابل پیش بینی از داده های میدان های

پتانسیل حذف شدند، داده های آنومالی شامل طیفی از اثرات منابع زمین شناسی منطقه باقی می ماند.

۲) تفکیک و آشکار سازی آنومالی ها

داده های حاصل از مرحله قبل شامل اثرات تمامی توده ها و منابع زمین شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه با اعماق و خواص فیزیکی مختلف می باشد. به عبارت دیگر داده های برداشت شده در یک منطقه، طیفی از آنومالی های سطحی یا باقی مانده^۱ تا آنومالی های عمیق یا ناحیه ای^۲ را شامل می گردد. آنومالی های ناحیه ای دارای طول موج بلند می باشند در حالی که آنومالی های باقی مانده دارای طول موج کوتاه هستند [رینولدز^۳، ۱۹۹۷]. بنابراین لازم است این دو دسته آنومالی ها از یکدیگر تفکیک شوند تا بدین ترتیب آنومالی های مورد نظر آشکار سازی شوند. این کار با روش های مختلف تفکیک آنومالی ها از جمله روش های گریفین^۴، روند سطحی^۵، مشتق^۶، گسترش به سمت بالا^۷ و گسترش به سمت پایین^۸ انجام می پذیرد. به طور کلی، تفسیر کیفی داده های میدان های پتانسیل در این مرحله با شناسایی و تعیین محل منابع زمین شناسی مولد آنومالی ها خاتمه می یابد.

۳) تعیین مشخصات زیر سطحی منابع مولد آنومالی ها

وقتی خصوصیات و مشخصات آنومالی ها شامل شکل، اندازه، دامنه و... با اطلاعات زمین شناسی منطقه مورد مطالعه ترکیب می شود یک مدل مفهومی برای منبع مولد آنومالی پیشنهاد شده و یک تخمین اولیه از هندسه، اندازه، عمق منبع مولد آنومالی و اختلاف خواص فیزیکی آن با مواد زیر زمینی در برگیرنده آن صورت می پذیرد. این مدل فیزیکی اولیه از طریق مدل سازی پیشرو^۹ و معکوس^{۱۰} اصلاح می شود که در فصل بعد مورد بحث قرار می گیرند.

1. Residual anomaly
2. Regional anomaly
3. Reynolds
4. Griffin method
5. Trend surface method

6. Derivative method
7. Upward continuation method
8. Downward continuation method
9. Forward modeling
10. Inversion modeling

نتیجه فرآیند مدل سازی، یک مدل فیزیکی می باشد که خصوصیات آنومالی را برآورده می سازد. اما پذیرش و قابل قبول بودن مدل به محدودیت های زمین شناسی مورد استفاده در توسعه مدل که به صورت مستقیم از اطلاعات زمین شناسی و یا به صورت غیر مستقیم از داده های ژئوفیزیکی مربوطه به دست می آیند، بستگی دارد.

۴) تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین شناسی

در مرحله نهایی، مدل فیزیکی با استفاده از اصول و اطلاعات زمین شناسی منطقه مورد مطالعه به علاوه اطلاعات مربوط به خصوصیات فیزیکی لیتولوژی های مختلف به صورت مفهوم زمین شناسی تفسیر می گردد. مدل مفهومی زمین شناسی که از آنومالی های ژئوفیزیکی تعیین و تفسیر می گردند الزاماً ساده شده و بر حسب کیفیت های فیزیکی بیان می گردند تا روش های محاسباتی را ساده تر نمایند.

مراحل استفاده از روش های گرانی سنجی و مغناطیس سنجی در پروژه طبس نیز شامل چهار مرحله فوق الذکر است با این توضیح که مرحله اول یعنی جمع آوری داده ها و تصحیح آن ها قبلاً توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت انجام شده است و کار این پایان نامه تنها سه مرحله بعدی را شامل می گردد.

۸-۱ سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به کارگیری روش های گرانی و

مغناطیس سنجی در اکتشافات ذخایر معدنی

کاربرد روش گرانی سنجی و مغناطیس سنجی در اکتشافات توسط محققین زیادی گزارش شده است. در این کارهای تحقیقاتی، روش های مختلفی جهت پردازش و تفسیر کمی و کیفی داده های میدان های پتانسیل آمده است. از آن جایی که در اکتشافات ذخایر معدنی آنومالی های باقی مانده از اهمیت بیشتری برخوردار هستند، لذا حذف اثرات ناحیه ای از داده های میدان های پتانسیل و مسأله ایزوله نمودن آنومالی ها از مسایل مهم در تفسیر بوده و قبل از این که آنومالی های ژئوفیزیکی به آنومالی های زمین شناسی تفسیر گردند، بایستی در مرحله تفکیک، آنومالی ها به درستی جداسازی شده باشند که کارهای زیادی توسط محققین در راستای حل این

مسأله انجام شده است. این مطالعات منجر به ارائه روش هایی مانند استریپینگ^۱ [هامر^۲، ۱۹۶۳]، روند سطحی [اولدهام و ساترلند^۳، ۱۹۵۵؛ گرانت^۴؛ وان ورتیز و دیویس^۵، ۱۹۶۴؛ فاکلیویچ^۶، ۱۹۵۹؛ کانس و همکاران^۷، ۱۹۶۷؛ عبدالرحمان و همکاران^۸، ۱۹۸۵؛ سارما و اسلواراج^۹، ۱۹۹۰]، گریفین [گریفین، ۱۹۴۹]، روش های طول موج شامل روش های پایین گذر^{۱۰}، بالا گذر^{۱۱} و پهنه گذر^{۱۲} [زارفلا^{۱۳}، ۱۹۶۷؛ لیدییاک و همکاران^{۱۴}، ۱۹۸۵]، روش های مشتق [پیترز^{۱۵}، ۱۹۴۹؛ مسکو^{۱۶}، ۱۹۶۶]، روش های گسترش [پیترز، ۱۹۴۹؛ هندرسن^{۱۷}، ۱۹۴۹؛ دین^{۱۸}، ۱۹۵۸؛ نگی^{۱۹}، ۱۹۶۷؛ دامپنی^{۲۰}، ۱۹۶۹؛ باتاچوآرا و چان^{۲۱}، ۱۹۷۷؛ هانسن و میازاکی^{۲۲}، ۱۹۸۴؛ کلر و همکاران^{۲۳}، ۱۹۸۵؛ یارگر^{۲۴}، ۱۹۸۵؛ پلینگتون و آرکوآرت^{۲۵}، ۱۹۹۰؛ زیبا و اسپرول^{۲۶}، ۱۹۹۱؛ زیبا و دیگران، ۱۹۹۳؛ فدی و همکاران^{۲۷}، ۱۹۹۹] و روش های امتدادی [کاندلر^{۲۸}، ۱۹۸۵؛ لیدییاک و همکاران، ۱۹۸۵] شدند. علاوه بر روش های فوق الذکر برخی از محققین جهت حذف اثرات انحراف داده های مغناطیسی ناشی از تغییرات زاویه میل و انحراف پلاریزاسیون^{۲۹} مغناطیسی با فرض این که پلاریزاسیون مغناطیسی کلاً بوسیله میدان مغناطیسی زمین هدایت می شود، از روش برگردان به قطب^{۳۰} استفاده نمودند [بارانوف^{۳۱}، ۱۹۵۷؛ برانوف و نادى^{۳۲}، ۱۹۶۴؛ باتاچوآرا، ۱۹۶۵؛ لو و همکاران^{۳۳}، ۲۰۰۳].

کاربرد روش های مختلف جداسازی آنومالی های گرانی و مغناطیسی در مناطق مختلف ایران نیز توسط افراد مختلف گزارش شده است [طباطبایی رئیسی، ۱۳۶۸؛ دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲؛ آقا بابایی و همکاران، ۱۳۸۲]. روش های مورد استفاده در این مطالعات دارای معایبی از جمله موارد زیر می باشد:

اگر چه روش های تحلیلی که اکثراً بر اصول هموار سازی استوارند با استفاده از ضرایب وزنی ارائه شده می توانند آنومالی ها را نسبتاً تفکیک نمایند ولی یکی از معایب اصلی کلیه این روش ها

- | | | |
|--------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| 1. Stripping | 12. Band pass filter | 23. Keller et al |
| 2. Hammer | 13. Zurflueh | 24. Yarger |
| 3. Oldham and Sutherland | 14. Lidiak et al | 25. Pilkington and Urquhart |
| 4. Grant | 15. Peters | 26. Xia and Sprowel |
| 5. Van Voorhis and Davis | 16. Mesko | 27. Fedi et al |
| 6. Fajklewicz | 17. Henderson | 28. Chandler |
| 7. Coons et al | 18. Dean | 29. Polarization |
| 8. Abdelrahman et al | 19. Negi | 30. Reduction to the pole |
| 9. Sarma and Selvaraj | 20. Dampney | 31. Baranov |
| 10. Low pass filter | 21. Battacharyya and Chan | 32. Baranov and Naudy |
| 11. High pass filter | 22. Hansen et al | 33. Lu et al |

حذف یک سری از داده های اصلی در چهار گوشه نقشه آنومالی بوگه می باشد که با افزایش شعاع دوایر استفاده شده، اطلاعات بیشتری حذف خواهد شد. این مسأله یکی از مهمترین اشکالات این روش های تحلیلی در بعد زمانی می باشد. از دیگر نقاط ضعف این روش ها این است که حتماً بایستی نقشه بوگه را به صورت یک شبکه منظم مربعی یا مستطیل شبکه بندی نمود که چه بسا اکثر مناطق تحت پوشش داده های میدان های پتانسیل فاقد یک شکل منظم خصوصاً به صورت مربعی یا مستطیل می باشند. همچنین ضرایب وزنی استفاده شده در روش های تحلیلی ممکن است در هر منطقه ای صدق نکنند. اما با تبدیل داده ها از بعد زمان به بعد فرکانس می توان ضرایب وزنی مناسبی برای هر منطقه ای تولید نمود. زیرا در بعد فرکانس لزومی ندارد که وضعیت اپراتور روش به صورت دایره ای مشخص گردد، یعنی امکان انتخاب اپراتور های مربعی و مستطیلی نیز وجود دارد. بدین ترتیب اطلاعات کمتری از چهار گوشه شبکه برداشت حذف می گردد.

نقشه های تهیه شده از اندازه گیری های میدان های پتانسیل نمی توانند هیچ گونه اطلاعات کمی درباره عمق، ابعاد و یا توزیع خاصیت فیزیکی مورد اندازه گیری در زیر زمین فراهم نمایند، ولی فرآیند مدل سازی داده ها این امکان مهم را در تعبیر و تفسیر داده های میدان های پتانسیل مهیا می سازد. استفاده از فرآیند مدل سازی جهت تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی ساختارهای زمین شناسی توسط محققین زیادی گزارش شده است. کارهای ارائه شده توسط محققین شامل به کارگیری دو روش مدل سازی پیشرو و معکوس برای داده های میدان های پتانسیل و حل مشکلات مربوط به هر یک از آن ها می شود. در زمینه مدل سازی پیشرو هم به صورت دو بعدی [تالوانی و همکاران^۱، ۱۹۵۹؛ گرانت و وست^۲، ۱۹۶۵؛ ون و بویز^۳، ۱۹۸۷] و هم سه بعدی [لوین^۴، ۱۹۴۱؛ نتلتون^۵، ۱۹۴۲-۱۹۴۰؛ گاسمن^۶، ۱۹۵۱؛ تالوانی و اوینگ^۷، ۱۹۶۰؛ کوگن^۸، ۱۹۷۶؛ لی^۹، ۱۹۸۰؛ کدی^{۱۰}، ۱۹۸۰] تحقیقات متعددی انجام گرفته است.

یکتا نبودن پاسخ یکی از مشکلات اساسی در مدل سازی معکوس داده های میدان های پتانسیل می باشد که جهت رفع آن مطالعات فراوانی انجام شده است

1. Talwani et al
2. Grant and West
3. Won and Bevis
4. Levine
5. Nettleton

6. Gassman
7. Talwani and Ewing
8. Coggon
9. Lee
10. Cady

[اسمیت^۱، ۱۹۶۰-۱۹۵۹؛ پارکر^۲، ۱۹۷۴؛ گرین^۳، ۱۹۷۵؛ پدرسون^۴، ۱۹۷۷؛ پیلینگتون، ۱۹۹۷؛ زیا و اسپرول، ۱۹۹۲؛ فدی و همکاران، ۱۹۹۷؛ لی و اولدنبرگ^۵، ۱۹۹۸؛ فدی و راپولا^۶، ۱۹۹۹؛ گالاردو-دلگادو و همکاران^۷، ۲۰۰۳]. اکثر این محققین برای حل مسأله عدم منحصر بفرد بودن پاسخ معکوس سازی از یک سری وزن های عمقی در داخل تابع هدف استفاده نمودند و در نهایت نتیجه گرفتند که معکوس سازی داده های میدان های پتانسیل بوسیله طراحی درست تابع هدف مدل می تواند اطلاعات زمین شناسی با ارزشی را نتیجه دهد.

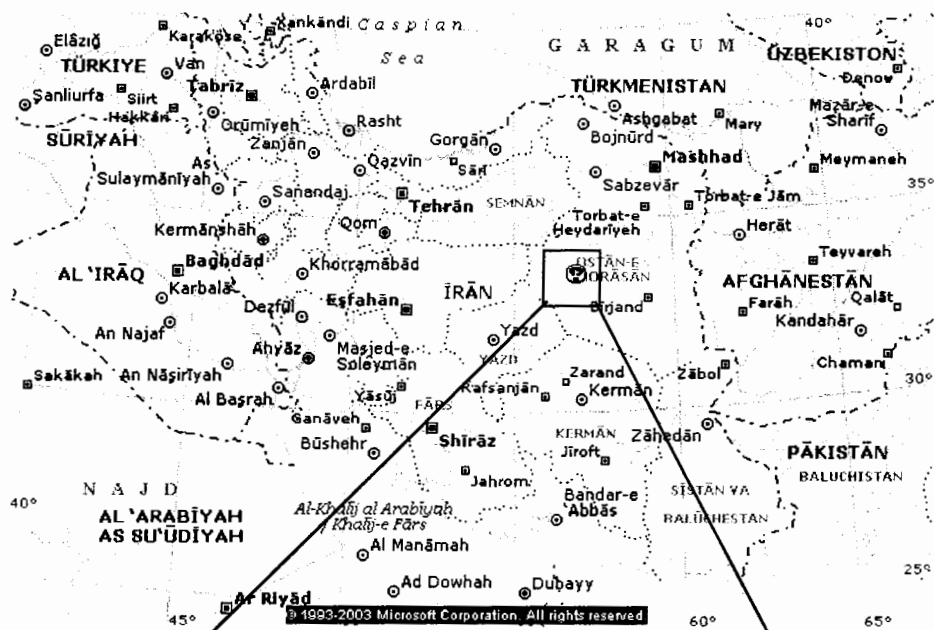
در راستای به کارگیری روش های مدل سازی برای تفسیر داده های میدان های پتانسیل و حل مشکلات آن ها در داخل ایران نیز کارهایی صورت گرفته است [دولتی اردجانی، ۱۳۷۲؛ قوامی ریابی، ۱۳۷۲].

ناحیه طبس یکی از مناطق مورد اکتشاف برای ذخایر هیدروکربوری با استفاده از روش های گرانی و مغناطیس سنجی در ایران می باشد. از آن جا که پایان نامه حاضر مدل سازی و تعبیر و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس سنجی این ناحیه را شامل می شود، لذا در ادامه به طور جداگانه به شرح کارهای انجام شده در این ناحیه خواهیم پرداخت. اما در ابتدا لازم است موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه را به طور خلاصه شرح دهیم.

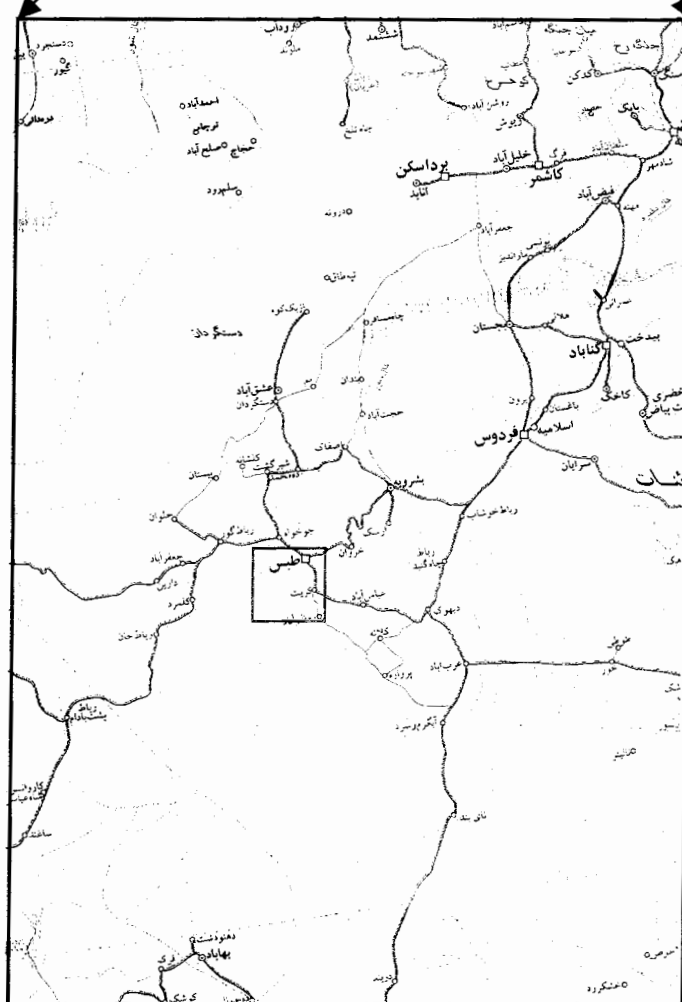
۱-۸-۱ موقعیت جغرافیایی منطقه طبس

منطقه عملیات اکتشاف گرانی و مغناطیس سنجی طبس محدوده ای به وسعت ۴۵۴۵ کیلومتر مربع بین طول های جغرافیایی ۵۶°، ۳۷' و ۵۷°، ۲۰' شرقی و عرض های جغرافیایی ۳۳°، ۰۰' و ۳۳°، ۴۵' شمالی را شامل می شود (اشکال ۱-۳ و ۱-۴). منطقه مذکور شامل قسمت شرقی چهارگوش طبس و قسمت غربی چهارگوش بشرویه می باشد و از طرف شمال به طبس، از جنوب به کوه های پرورده، از شرق به کوه های شتری و از غرب به کوه های کمر مهدی محدود می گردد.

-
1. Smith
 2. Parker
 3. Green
 4. Pederson
 5. Li and Oldenburg
 6. Fedi and Rapolla
 7. Gallardo - Delgado



شکل ۳- موقعیت جغرافیایی ناحیه طبس بر روی نقشه ایران [ABM,2004].



شکل ۴-۱: نقشه ۱:۶۰۰۰۰۰ راه های ارتباطی منطقه طبس [سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتا شناسی، ۱۳۷۸].

در این منطقه ۲۸ خط گرانی و مغناطیس سنجی شامل ۱۱۱۵ ایستگاه برداشت به فواصل ۱/۵ کیلومتر از هم پیاده و برداشت گردید. فواصل پروفیل ها از همدیگر مساوی و برابر ۳ کیلومتر بوده است.

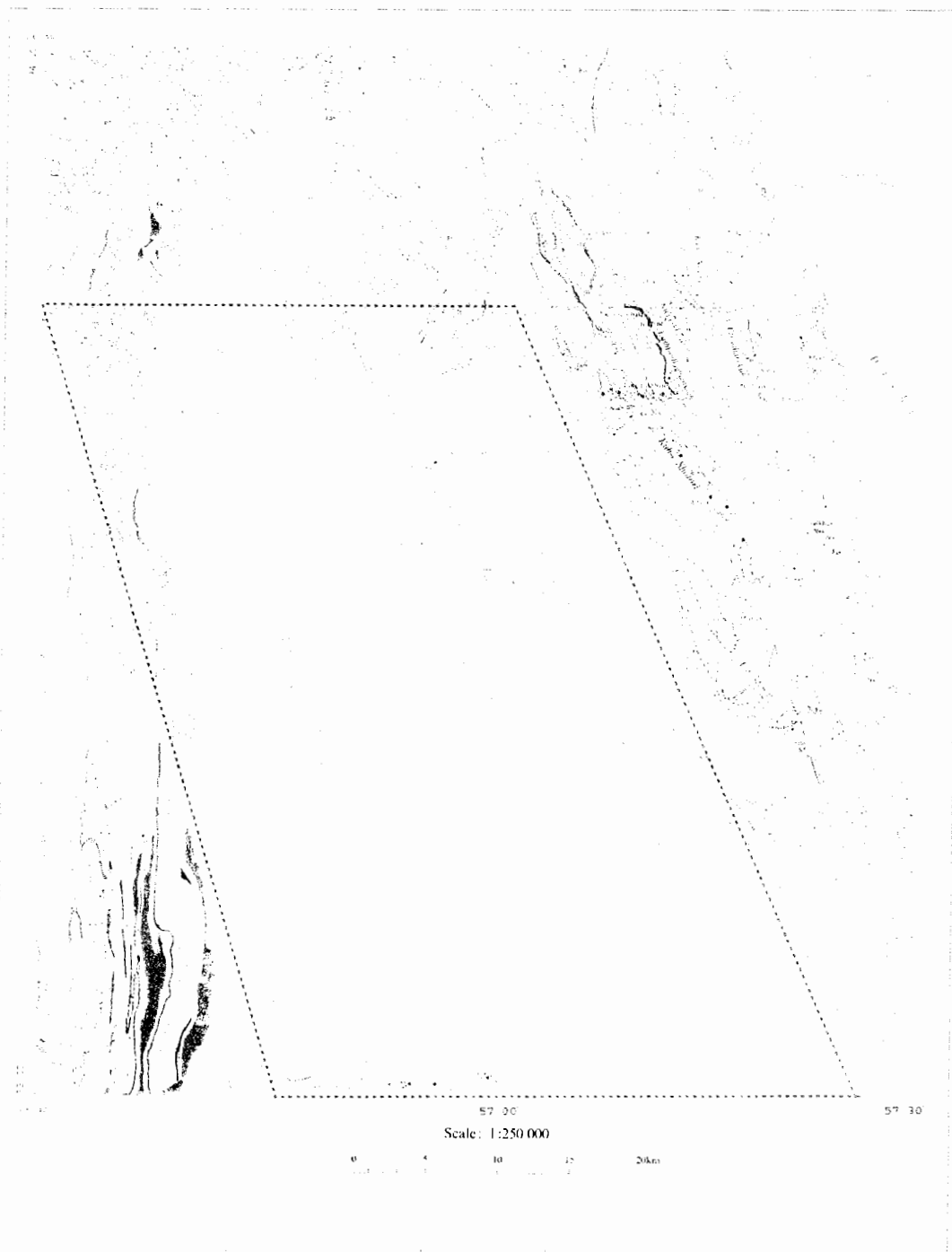
برداشت مغناطیس هوایی در منطقه مذکور بین طول های جغرافیایی ۵۵°،۳۰ و ۵۷°،۰۰' شرقی و عرض های جغرافیایی ۳۳°،۰۰ و ۳۴°،۰۰ شمالی صورت گرفته است. فواصل خطوط پرواز و خطوط کنترلی^۱ از هم به ترتیب ۷/۵ و ۴۰ کیلومتر بوده است [سازمان زمین شناسی، ۱۹۷۸]. همچنین برداشت هوایی در ارتفاعات بارومتري ۳۵۰۰، ۵۵۰۰ و ۶۰۰۰ فوت انجام گرفته است.

۱-۸-۲ زمین شناسی منطقه طبس

مطابق شکل ۱-۵ ناحیه مورد مطالعه بخشی از حوضه رسوب گذاری بلوک طبس با رسوبات آبرفتی عهد حاضر، مخروط افکنه ها، پادگانه های قدیمی و جوانتر کواترنر می باشد که در قسمت های مرکزی از رسوبات کویری و تلماسه های بیابانی پوشانده شده است. همچنین در بخش هایی از دشت بیرون زدگی هایی از لایه های قرمز همراه با ژئوپس، کنگلومرا و ماسه سنگ نئوژن مشاهده می شود. در سمت شرق منطقه، رشته کوه هایی که روند غالب آن ها شمال غربی - جنوبی شرق می باشد وجود دارند که اکثراً شامل رسوبات به شدت گسل و چین خورده سازندهای گروه ازبک کوه (با سن دونین و کربنیفر)، گروه طبس و سازندهای قلعه دختر می باشند. رسوبات موجود در سازندهای فوق در منطقه عمدتاً شامل آهک، دولومیت، ماسه سنگ و شیل می باشند که در نهایت به آهک های ماسه ای و مارن کرتاسه منتهی می گردند. رشته کوه های واقع در غرب منطقه مشابه بخش شرقی، دارای روند شمال غربی - جنوب شرقی می باشند. در شمال غرب رخمون های سنگی غالباً شامل دولومیت و آهک های تریاس و سازندهای لایه قرمز همراه با مارن، کنگلومرا و ژئوپس ژوراسیک می باشند که در قسمت های غرب به آهک هایی با میان لایه هایی از ژئوپس و همچنین آهک های ژئوپس دار روشن ژوراسیک تغییر می یابند [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]. سازند مناسب از لحاظ سنگ منشا، سازند سردار از گروه ازبک کوه در کوه های شش انگشتی می باشد و سازند جمال از گروه طبس

1. Tie line

در رشته کوه های شتری به عنوان سنگ مخزن معرفی گردیده است [حسن زاده شریف، ۱۹۸۵]. سازند سردار از شیل های سیاه رنگ و ماسه سنگ های نازک لایه و سازند جمال از شیل ها و ماسه سنگ ها و لایه های آهکی و رگه های ذغال سنگ تشکیل یافته اند.



شکل ۱-۵: نقشه زمین شناسی منطقه طبس همراه با محدوده مورد مطالعه [اصلاح شده از سازمان زمین شناسی،

۱۹۶۹-۱۹۷۴].

مطابق شکل ۱-۵ چین خوردگی های منطقه با روند غالب شمال غربی - جنوب شرقی مشخص می شوند که مجموعه ای از طاقدیس و ناودیس را بوجود می آورند. علاوه بر چین خوردگی های فوق یک سری گسل ها و شکستگی هایی (با روند مشابه محور چین خوردگی ها)، خصوصاً در طرفین دشت وجود دارند.

به نظر می رسد که مجموعه عوامل فوق احتمالاً شرایط زمین شناسی مناسبی را برای تولید و تجمع مواد هیدروکربوری در منطقه طبس مهیا کرده باشند. با توجه به این که دشت مورد مطالعه پوشیده از رسوبات عهد حاضر می باشد، به منظور مطالعه وضعیت ساختمان های زیر زمینی، تعیین ضخامت رسوبات منطقه و همچنین بررسی وجود تله های هیدروکربوری، علاوه بر برداشت های هوایی یک سری عملیات اکتشاف گرانی و مغناطیس زمینی در شبکه های منظمی به ابعاد $3 \times 1/5$ کیلومتر توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت صورت گرفته است.

۱-۸-۳ سابقه کارهای انجام شده در منطقه طبس

منطقه عملیاتی طبس در سال ۱۳۶۴ بوسیله کارشناسان اداره زمین شناسی مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت مورد بررسی قرار گرفت. منطقه مزبور بوسیله ۱۰ مقطع ساختمانی مورد مطالعه قرار گرفت و در این مطالعه جابجایی گسل های موجود در منطقه اندازه گیری و خطوط تراز ساختمانی آن ها رسم گردید [طباطبایی رئیسی و نصرت ماکویی، ۱۳۷۲]. در ناحیه طبس همچنین مطالعات ژئوشیمی با هدف شناخت سنگ مادر و مشخص نمودن قدرت نفت زایی آن انجام گرفت. در این ناحیه جمعاً ۶۰ عدد نمونه جهت آزمایشات ژئوشیمی از سازندهای سردار، نای بند و شمشک برداشت گردید. نتایج حاصله ۰/۰۵ کربن آلی را نشان داد. بر اساس نتایج عملیات زمین شناسی و ژئوشیمی احتمال وجود سنگ مخزن گازی در ناحیه تأیید شد [حسن زاده شریف، ۱۹۸۵].

عملیات ژئوفیزیکی گرانی و مغناطیس سنجی زمینی در منطقه طبس با هدف تشخیص وجود یا عدم وجود آنومالی های احتمالی در زیر دشت مذکور و همچنین تعیین عمق سنگ بستر در سال ۱۳۶۳ شروع و در سال ۱۳۶۴ به پایان رسید [طباطبایی رئیسی و نصرت ماکویی، ۱۳۷۲]. برداشت های مغناطیس هوایی منطقه مذکور در سال ۱۳۵۷ توسط سازمان زمین شناسی کشور

انجام گرفته است [سازمان زمین شناسی ۱۳۷۵]. اطلاعات گرانی سنجی ناحیه طبس توسط آقای مقیمی برداشت و تا مرحله تهیه نقشه آنومالی بوگه بوسیله ایشان پردازش گردید. نقشه آنومالی بوگه حاصل مجدداً توسط دکتر سید هاشم طباطبایی رئیسی و تیمور نصرت ماکویی مورد تعبیر و تفسیر کمی و کیفی قرار گرفت. به همین منظور آن ها نقشه مزبور را بوسیله روش های روش دو بعدی و ارتونرمال مورد تفکیک قرار دادند و نقشه باقی مانده حاصل از آن ها را در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه نمودند. نقشه تهیه شده توسط آن ها در زیر دشت مذکور شش آنومالی مثبت و یک گسل در قسمت شمال غرب ناحیه با روند شمالی - جنوبی را نشان می دهد [طباطبایی رئیسی و نصرت ماکویی، ۱۳۷۲].

اطلاعات خام مغناطیس زمینی نیز بعد از انجام پردازش های لازم اعم از تصحیح روزانه، نرمال و تطابق دو دستگاه و ایستگاه مبنا به مقادیر شدت کل مغناطیس تبدیل و نقشه تغییرات کل میدان مغناطیسی آن در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ تهیه گردید. ولی هیچ گونه اقدامی برای تفکیک آنومالی های مغناطیسی به عمل نیامد [طباطبایی رئیسی و تیمور نصرت ماکویی، ۱۳۷۲]. عمق تقریبی بزرگترین طاقدیس منطقه با مدل سازی پیشرو و معکوس داده های گرانی حدود ۴ کیلومتر و همچنین ضخامت رسوبگذاری در ناحیه مذکور به وسیله مدل سازی معکوس داده های مغناطیس زمینی حدود ۱۲ کیلومتر تعیین شد [طباطبایی رئیسی و تیمور نصرت ماکویی، ۱۳۷۲]. لازم به ذکر است که در مورد تعبیر و تفسیر داده های مغناطیس هوایی هیچ گونه اقدامی توسط شرکت ملی نفت صورت نگرفته است.

۹-۱ ضرورت انجام پایان نامه

در کل آنومالی های ناحیه طبس فقط با دو روش روش دو بعدی و ارتونرمال تفکیک شده اند و مدل سازی هم تنها بر روی یک مقطع از بزرگترین آنومالی منطقه انجام گرفته است و در مورد دیگر ساختمان های موجود در ناحیه مدل سازی انجام نگرفته است. لذا نتایج حاصل از این مدل سازی، به دلیل در نظر نگرفتن اثر آنومالی های اطراف نمی تواند زیاد دقیق باشد. علاوه بر آن داده های مغناطیس زمینی اصلاً مورد تفکیک قرار نگرفتند و فقط از آن ها جهت محاسبه ضخامت رسوبگذاری حوضه طبس استفاده شده است. بر روی داده های مغناطیس هوایی نیز اصلاً کاری

صورت نگرفته است. از آن چه گفته شد می توان دریافت که به منظور بررسی وضعیت ساختارهای زیر سطحی منطقه و تأیید این مطلب که منطقه عاری از فعالیت های ولکانیکی بینابینی بوده و رسوبات از ضخامت کافی برخوردار می باشند، بررسی های ژئوفیزیکی و تفسیرهای انجام شده کامل نبوده و شاید نتوان بر اساس آن ها مدل فیزیکی تعیین شده را به مدل زمین شناسی منطقه به درستی تفسیر نمود. لذا با توجه به این که منطقه از نظر پتانسیل هیدروکربوری حائز اهمیت می باشد و از طرفی مورد تقاضای شرکت ملی نفت می باشد و با توجه به پیشرفت های روز افزون تکنیک های پردازش و تفسیر داده های ژئوفیزیکی، بررسی و تعبیر و تفسیر مجدد داده های گرانی، مغناطیس زمینی و هوایی جهت کسب نتایج دقیق تر ضرورت می یابد.

۱۰-۱ هدف از انجام پایان نامه

با توجه به مطالب گفته شده در قسمت قبل هدف بر این است که با استفاده از کلیه داده ها ابتدا ساختارهای زیر سطحی مدفون شناسایی و ساختارهای مرتبط با ذخایر هیدروکربوری با بررسی و تهیه نقشه های لازم تعیین شوند. سپس ابعاد و عمق ساختارهای مذکور با روش های مدل سازی تعیین گردند و تفسیرهای لازم صورت گیرند. جهت نیل به این مقصود بایستی مراحل زیر انجام گردد.

۱. از آن جا که داده های مورد استفاده در این پایان نامه شامل سه نقشه آنومالی بوگه، شدت کل مغناطیس زمینی و هوایی می باشد، لذا جهت استخراج داده ها از آن ها بایستی نقشه های مذکور رقومی گردند.

۲. پس از استخراج داده ها با استفاده از روش های مختلف، آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده مربوط به هر داده تفکیک و نقشه های آن ها رسم گردد.

۳. نقشه های آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای حاصل از هر سه داده به صورت تلفیقی با هم تفسیر کیفی گردند تا منابع زمین شناسی مولد آن ها مشخص گردند.

۴. با مقایسه نتایج به دست آمده از هر روش تفکیک آنومالی ها، بهترین نقشه آنومالی باقی مانده به منظور به دست آوردن پارامتر های هندسی و فیزیکی ساختمان های موجود در منطقه انتخاب و بر روی آن مدل سازی دو و سه بعدی انجام گردد.

۵. جهت محاسبه عمق رسوبات حوضه طبس مدل سازی سه بعدی بر روی بهترین نقشه آنومالی ناحیه ای حاصل از مرحله تفکیک آنومالی ها انجام گردد.

۶. در نهایت جهت تکمیل مطالعات، نتایج ژئوفیزیکی حاصل با اطلاعات زمین شناسی منطقه تلفیق گردد.

لازم به ذکر است که تمام عملیات فوق الذکر بوسیله نرم افزار Modelvision Pro [Encom,2003. (b)] که یک نرم افزار قدرتمند و حرفه ای برای پردازش و مدل سازی داده های میدان های پتانسیل می باشد انجام خواهد گرفت.

۱۱-۱ ساختار پایان نامه

این پایان نامه مشتمل بر پنج فصل می باشد. در فصل اول پس از شرح کلیاتی در مورد دو روش گرانی و مغناطیس سنجی و سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به کارگیری دو روش مذکور در اکتشافات ذخایر معدنی، در مورد زمین شناسی منطقه طبس و سابقه کارهای انجام شده در آن منطقه و در نهایت ضرورت و اهداف انجام پایان نامه بحث گردیده است. فصل دوم شامل اصول و مبانی دو روش گرانی و مغناطیس سنجی و تئوری روش های مختلف تفکیک آنومالی ها و مدل سازی های مورد استفاده در این پایان نامه می باشد. در فصل سوم به معرفی نرم افزار Modelvision Pro و شرح مراحل کار با آن می پردازیم. فصل چهارم شامل تفکیک، مدل سازی و تفسیر داده های مورد استفاده در این پایان نامه می باشد. در نهایت جمع بندی، نتایج و پیشنهادات در قالب فصل پنجم ارائه می شود.

فصل دوم:

اصول و مبانی روش های

گرانی و مغناطیس سنجی

۱-۲ مقدمه

در این فصل قصد داریم ابتدا در مورد شباهت ها و اختلافات دو روش گرانی و مغناطیس سنجی مطالبی را بیان نماییم. سپس درباره اصول و مبانی دو روش مذکور بحث می گردد. در ادامه این فصل به شرح اصول هر یک از روش های تفکیک آنومالی ها و مدل سازی های مورد استفاده در این پایان نامه و نقاط ضعف و قوت آن ها خواهیم پرداخت.

۲-۲ شباهت ها و اختلافات روش های گرانی و مغناطیس سنجی

روش های گرانی و مغناطیس سنجی از روش های اساسی در ژئوفیزیک اکتشافی می باشند. این دو روش از خیلی جهات با هم مشابه اند. از جمله این که هر دوی آن ها از میدان های پتانسیل استفاده می کند. میدان های اصلی در هر دو روش نسبت به مکان و تا حدودی نسبت به زمان متغیرند و هر دو آن ها از تغییرات خواص فیزیکی حاصله از سنگ های زیر سطحی بهره می گیرند. هر دو روش کاربردهای مشابه ای برای کاوش های نفتی دارند و برای اکتشافات مقدماتی به کار گرفته می شوند. در ضمن روش های گرانی سنجی و مغناطیس سنجی اساساً تکنیک های تعبیر و تفسیر مشابهی دارند. اما این دو روش اختلافاتی نیز با هم دارند که از این اختلافات می توان موارد زیر را نام برد:

روش گرانی سنجی تغییرات شتاب جاذبه که ناشی از تغییرات دانسیته سنگ های داخل زمین را اندازه می گیرد، در حالی که در روش مغناطیس سنجی آنومالی های به دست آمده در صحرا بر حسب تغییرات خودپذیری مغناطیسی و یا مغناطیسی شدن دائمی تعبیر و تفسیر می شوند. هر دو خواص فوق در دمای زیر نقطه کوری^۱ در سنگ ها موجودیت دارند. بنابراین آنومالی های مغناطیس فقط به اعماق ۴۰-۳۰ کیلومتری محدود می شود [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

1. Curie point

شدت مغناطیس شدن یک سنگ که خود تابع خودپذیری مغناطیسی و مغناطیس شدن دائمی می باشد، هم دارای مقدار و هم جهت است، در حالی که جاذبه گرانی حاصله از جرم یک سنگ که خود تابع دانسیته می باشد فقط دارای مقدار است. از آن جا که تغییرات دانسیته در مقایسه با تغییرات خودپذیری مغناطیسی نسبتاً کوچک و یکنواخت است آنومالی های گرانی از آنومالی های مغناطیسی کوچک تر و هموارتر می باشند. نیروی مغناطیسی، هم به صورت جاذبه ای و هم دافعه ای عمل می کند، در صورتی که نیروی گرانی فقط جاذبه ای است. اثرات مغناطیسی حاصله از یک سنگ ممکن است به واسطه حضور مقدار کمی از کانی مغناطیسی در سنگ مادر باشد، در حالی که اثرات گرانی همیشه حاصل از کل مواد تشکیل دهنده آن سنگ می باشد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

حال به شرح اصول هریک از این دو روش خواهیم پرداخت.

۲-۳ گرانی سنجی

۲-۳-۱ نیروی گرانی

قانون جاذبه عمومی توسط نیوتن به دنبال مطالعه قوانین تجربی کپلر^۱ در مورد حرکت ستارگان بیان شد [هانسن و همکاران^۲، ۱۹۷۷]. طبق قانون نیوتن شتاب جاذبه ای (g) که از طرف کل زمین بر سنگ های زمین وارد می شود عبارت است از:

$$g = G \frac{M}{R^2} \quad (1-2)$$

که در آن: M جرم کل زمین، R شعاع کره زمین و G مقدار ثابت جهانی جاذبه (با دیمانسیون $L^3 M^{-1} T^{-2}$) است که مقدار عددی آن تابعی از واحد انتخاب شده می باشد. واحد G و مقدار عددی آن به صورت زیر خواهد بود [کلاگری، ۱۳۷۱]:

$$G = 6.67 \times 10^{-8} \quad \text{dyne.cm}^2 / \text{gr}^2 \quad (2-2)$$

1. Kepler
2. Hansen et al

مقدار g در سیستم CGS حدود 980 cm/sec^2 می باشد. در گرانی سنجی هر 1 cm/sec^2 را به افتخار گالیه یک گال می نامند، بنابراین شتاب جاذبه زمین حدود ۹۸۰ گال می باشد. در اندازه گیری های گرانی سنجی اکتشافی تغییرات شتاب جاذبه در نقاط مختلف مورد نظر می باشد و چون مقدار این تغییرات فوق العاده کوچک است واحد گال غیر عملی و بسیار بزرگ می باشد. لذا در این موارد به جای گال از واحد های کوچکتری از جمله میلی گال و یا صدم میلی گال استفاده می شود.

۲-۳-۲ دستگاه های اندازه گیری گرانی

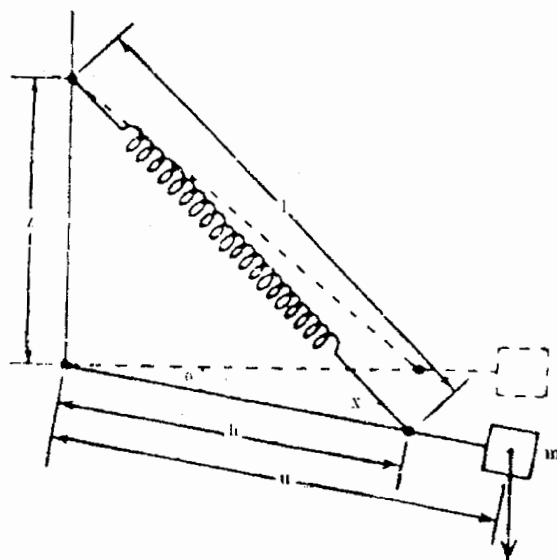
گرانی سنج ها، ابزارهایی هستند که امروزه برای اندازه گیری مؤلفه قائم گرانی به طور مستقیم به کار برده می شوند. این دستگاه ها اساساً ترازوهای مکانیکی بسیار حساسی هستند که در آن ها جرمی توسط یک فنر نگهداری و آویخته شده است. این دستگاه ها را به دسته تقسیم می کنند [توکلی، ۱۳۷۵]:

۱- گرانی سنج های پایدار

۲- گرانی سنج های ناپایدار

امروزه، گرانی سنج های ناپایدار کاربرد بیشتری در اکتشافات گرانی سنجی دارند. لذا در این بخش در مورد این نوع گرانی سنج و نحوه عملکرد آن توضیح می دهیم. گرانی سنج های ناپایدار شامل یک جرم و یک فنر است. در این دستگاه ها بازویی وجود دارد که از یک سو به یک لولا و از سوی دیگر به وزنه متصل است. این بازو توسط فنر مطابق شکل ۱-۲ در مقابل گشتاور حاصل از شتاب گرانی حمایت شده است. بزرگی گشتاور اعمال شده فنر بر بازو به کشش فنر و سینوس زاویه θ بستگی دارد. یک چنین وضعیتی باعث می شود که جرم در یک حالت تعادل ناپایدار قرار گیرد. بدین لحاظ این گونه دستگاه ها در مقایسه با دستگاه های پایدار از حساسیت زیادی برخوردارند.

اگر گرانی افزایش یابد، بازو به سمت پایین کشیده می شود و فنر انبساط بیشتری می یابد. اگر چه نیروی بازگرداننده فنر افزایش می یابد، ولی زاویه x نسبت به زاویه θ کاهش می یابد.



شکل ۲-۱: اساس ساختمان و نحوه عملکرد گرانی سنج ناپایدار [توکلی، ۱۳۷۵].

با طراحی مناسب سیستم فنر و وضعیت هندسی بازو مقدار افزایش گشتاور بازگرداننده فنر با افزایش گرانی می تواند تا حد مطلوب کوچک شود. از آن جایی که تغییر درجه حرارت می تواند موجب تغییر طول فنر حساس شود در نتیجه در قرائت ها خطا به وجود می آید، بدین لحاظ تأثیر درجه حرارت به کمک یک سیستم ثابت کننده درجه حرارت در دستگاه حذف می شود. معروفترین گرانی سنج نوع ناپایدار که امروزه در کاوش های گرانی سنجی متداول است، گرانی سنج لاکوست- رومبرگ^۱ است. دقت اندازه گیری در این دستگاه تا حدود ۰/۱ میلی گال است. داده های مورد استفاده در این پایان نامه نیز با این نوع گرانی سنج اندازه گیری شده اند [توکلی، ۱۳۷۵].

۳-۳-۲ تغییرات جاذبه در سطح زمین

شدت جاذبه و یا به عبارت دیگر شتاب جاذبه در نقاط مختلف سطح زمین یکسان نبوده و در اثر عواملی که اهم آن ها به شرح زیر است از نقطه ای به نقطه دیگر متغیر می باشد.

1. Lacoste – Romberg gravimeter

۱) موقعیت جغرافیایی نقاط

موقعیت جغرافیایی نقاط سطح زمین عامل مؤثری در تغییرات شتاب جاذبه می باشد. زیرا اجسام در سطح زمین تحت نیروی گریز از مرکز ناشی از حرکت وضعی زمین قرار داشته و این نیرو که در جهت مخالف جاذبه اثر می نماید در استوا حداکثر و در قطب مساوی صفر می باشد [توکلی، ۱۳۷۵].

۲) اختلاف ارتفاع بین نقاط

با توجه به فرمول (۱-۲) واضح است که هر چه ارتفاع نقطه ای از سطح دریا بیشتر باشد شدت جاذبه در آن نقطه کمتر خواهد بود.

۳) اثر جذر و مد

اجسام سطح زمین تحت تأثیر جاذبه ماه و خورشید نیز می باشند و موقعیت نسبی این دو کره در فضا در زمان اندازه گیری باعث مشاهده تغییراتی در شتاب جاذبه می شود.

۴) عوامل توپوگرافی

وجود عوارض توپوگرافی مانند کوه های مرتفع و دره های عمیق در نزدیکی محل اندازه گیری در شتاب اندازه گیری شده مؤثر می باشد. هر دو این آثار توپوگرافی در یک جهت روی مقدار گرانی اثر می گذارند. زیرا کشش به سمت بالا (در مورد تپه ها) و عدم کشش به سمت پایین (در مورد دره ها) هر دو باعث کاهش مقدار گرانی در نقطه اندازه گیری می شود. بنابراین هر دو حالت سبب می شوند تا مقدار شتاب جاذبه در ایستگاه های گرانی، کمتر از مقدار واقعی اندازه گیری شود [توکلی، ۱۳۷۵].

۵) تغییرات زمین شناسی

تغییرات در وزن مخصوص سنگ های نسبتاً سطحی زمین در محل اندازه گیری و یا وجود پدیده های زمین شناسی نظیر گنبد های نمکی، طاق دیس ها، ناودیس ها و گسل ها که باعث شده

باشند سنگ های با دانسیته بیشتر به سطح زمین نزدیک تر یا دورتر گردند، منجر به بروز اختلافاتی بین مقادیر گرانی قرائت شده در ایستگاه های مختلف می شوند.

هدف اصلی در مطالعات گرانی سنجی اندازه گیری تغییرات دسته پنجم است. در عمل شتاب جاذبه در نقاط فراوانی از منطقه مورد مطالعه به فاصله چند صد متر یا چند کیلومتر از یکدیگر اندازه گیری شده و سپس نتایج حاصله برای تغییرات دسته اول تا چهارم که شامل تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه، تصحیح توپوگرافی، تصحیح جزر و مد می باشند، تصحیح می شوند. 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 (بی هنجاری) نامیده می شوند که برای مکان یابی توده های زیر سطحی منطقه به کار می رود. شدت این آنومالی ها بستگی به میزان اختلاف وزن مخصوص سنگ ها در زیر زمین و عمق آن ها دارد. آنومالی های نقشه های گرانی مربوط به اکتشافات نفتی معمولاً بین چند دهم تا ده میلی گال می باشند و ندرتاً به پانزده میلی گال می رسند [صالحی، ۱۳۴۸]. از آن جا که کلیه تصحیحات فوق الذکر بر روی داده های گرانی مورد استفاده در این پایان نامه قبلاً توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت صورت گرفته است، لذا در این جا از توضیح بیشتر در این مورد صرفه نظر می نماییم. برای مطالعه بیشتر در این مورد به مراجع [تلفورد و همکاران^۱، ۱۹۹۰؛ دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸؛ رایبسون و گروه^۲، ۱۹۸۸] می توانید رجوع کنید.

۲-۳-۴ تعیین آنومالی بوگه و بوگه ساده

پس از اعمال تصحیحات مختلف برای تک تک ایستگاه ها، آنومالی بوگه ساده و هوای آزاد

از روابط زیر بدست می آیند [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]:

$$S.B.A = g_{obs} - g_o + C_L + C_F - C_B \quad mgal \quad (3-2)$$

$$F.A.A = g_{obs} - g_o + C_L + C_F + C_T \quad mgal \quad (4-2)$$

1. Telford and et al
2. Robinson and Coruh

که در این رابطه: $S.B.A$ آنومالی بوگه ساده، $F.A.A$ آنومالی هوای آزاد، g_{obs} گرانی اندازه گیری شده پس از حذف اثر دریافت دستگاه (اثر دریافت در اثر خزش فنر دستگاه گرانی سنج به وجود می آید) و جزر و مد بوده، g_0 گرانی تئوری، C_L تصحیح عرض جغرافیایی، C_F تصحیح هوای آزاد، C_B تصحیح بوگه و C_T تصحیح توپوگرافی می باشد.

پس از محاسبه آنومالی بوگه ساده، آنومالی بوگه $(B.A)$ از رابطه زیر بدست می آید [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]:

$$B.A = S.B.A + C_T \quad mgal \quad (5-2)$$

۴-۲ مغناطیس سنجی

۱-۴-۲ مفاهیم و تعاریف

برای درک اثرات مغناطیس مربوط به سنگ های زمین لازم است اطلاعاتی در زمینه اصول اساسی مغناطیس داشته باشیم.

۱-۱-۴-۲ نیروی مغناطیسی

رابطه نیروی مغناطیسی از قانون کولن برای قطب های مغناطیسی بدست آمده و نماد گذاری آن تقریباً شبیه قانون نیوتن درباره نیروی گرانی است. این رابطه بدین صورت است [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P}{r^2} \quad (6-2)$$

که در آن: F نیروی مغناطیسی بر حسب دین^۳، P_0 و P قدرت قطب ها، r فاصله دو قطب از همدیگر بر حسب سانتی متر و μ قابلیت نفوذپذیری مغناطیسی^۴ می باشد.

مقدار قابلیت نفوذپذیری مغناطیسی به خواص مغناطیسی محیطی که قطب ها در آن واقع شده اند بستگی دارد.

-
1. Simple bouguer anomaly
 2. Free air anomaly
 3. Dyne
 4. Magnetic permeability

واحد قدرت قطب عبارت است از قدرت مغناطیسی قطبی که بر قطب مشابه خود به فاصله یک سانتی متری از آن در خلأ یا یک محیط غیر مغناطیسی دیگر نیرویی معادل یک دین وارد نماید [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]. اگر قطب ها از یک نوع باشند نیروی حاصله دافعه ای ولی اگر از نوع متفاوت (یعنی + و -) باشند نیروی حاصله جاذبه ای خواهد بود. قرارداد علامت ها به صورتی است که قطبی که به سوی قطب شمال مغناطیسی زمین جذب شود، قطب مثبت و قطبی که به سوی قطب جنوب مغناطیسی زمین جذب شود، قطب منفی است. قطب ها همیشه به صورت جفت وجود دارند. اما در صورتی که طول آهن ربا بی نهایت باشد می توان هر کدام از قطب ها را به عنوان قطب مجزا در نظر گرفت.

۲-۱-۴-۲ میدان مغناطیسی

شدت میدان مغناطیسی در یک نقطه عبارت است از مقدار نیروی مغناطیسی وارده بر واحد قدرت قطب یعنی [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]:

$$H = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad (7-2)$$

که در آن: H میدان مغناطیسی می باشد.

واحد شدت میدان در سیستم C.G.S اورستد و در سیستم M.K.S تسلا بوده که هر تسلا برابر با 10^4 اورستد می باشد. از آن جا که در کارهای اکتشافی با تغییرات بسیار جزیی شدت میدان مغناطیسی روبرو هستیم به جای تسلا از واحد های کوچکتری از جمله نانو تسلا و یا گاما استفاده می شود.

۳-۱-۴-۲ عناصر مغناطیسی زمین و روابط بین آن ها

اگر یک سوزن مغناطیسی بتواند در حول یک محور از مرکز ثقلش در تمام جهات حرکت نماید، می تواند خود را در هر نقطه از سطح زمین در امتداد میدان مغناطیسی زمین (B) قرار دهد. بردار B را می توان به دو مؤلفه افقی (H) و قائم (Z) تجزیه نمود. زاویه بین بردارهای B و H

را زاویه میل^۱ نامیده و آن را با I نشان می دهند. مؤلفه H را می توان نیز به دو مؤلفه شرقی (Y) و شمالی (X) تجزیه نمود. زاویه بین مؤلفه H و X را اصطلاحاً زاویه انحراف^۲ گفته و آن را با حرف D نشان می دهند (شکل ۲-۲). مقادیر B, H, X, Z, Y, I و D را عناصر مغناطیسی زمین می نامند و روابط بین آن ها از قرار زیر می باشند [کلاگری، ۱۳۷۱].

$$H = B \cos I$$

$$X = H \cos D$$

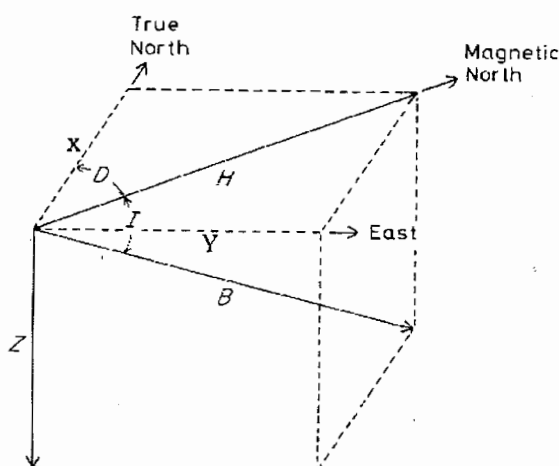
$$Z = B \sin I = H \tan I$$

$$H^2 = X^2 + Y^2$$

(۸-۲)

$$B^2 = H^2 + Z^2$$

$$B^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$



شکل ۲-۲: نمایش شماتیک عناصر مغناطیسی زمین [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

صفحه قائمی که بردارهای B و H و Z را در بر می گیرد اصطلاحاً نصف النهار مغناطیسی محلی زمین می گویند. از وصل نمودن نقاطی از سطح زمین که در آن ها مؤلفه B کاملاً به حالت افقی درآید، خطی بدست می آید که استوای مغناطیسی نامیده می شود [کلاگری، ۱۳۷۱]. بر روی قطب ها مؤلفه B به حالت قائم قرار می گیرد.

هر چقدر از استوای مغناطیسی به سمت قطب های مغناطیسی نزدیک بشویم مقدار زاویه I افزایش خواهد یافت و در قطب های مغناطیسی مقدار آن به ۹۰ درجه خواهد رسید. قطبین

1. Inclination
2. Declination

مغناطیسی زمین حدود ۱۸ درجه عرض جغرافیایی نسبت به قطب های جغرافیایی جابجایی نشان می دهند [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

۴-۱-۴-۲ خواص مغناطیسی کانی ها

به طور کلی در مطالعات مغناطیس سنجی اکتشافی تغییرات آن قسمت از میدان مغناطیسی که مربوط به خواص مغناطیسی سنگ ها است مورد نظر است. از آن جا که آنومالی های مغناطیسی کلاً در اثر مقدار کانی های مغناطیسی موجود در سنگ ها بوجود می آیند لازم است که این کانی ها و به ویژه خودپذیری مغناطیسی آن ها مورد بحث قرار گیرد.

اتم ها و یون ها حاوی حلقه هایی هستند که در داخل آن ها ذرات باردار با سرعت زیاد حرکت می کنند. این حلقه ها را می توان به سه نوع تقسیم کرد [کلاگری، ۱۳۷۱]: (۱) حرکت چرخشی و گردش پروتون ها (بار مثبت) در داخل هسته اتم، (۲) حرکت گردشی الکترون ها حول هسته و (۳) حرکت چرخشی الکترون ها^۱ در داخل اوربیتال ها. از این سه نوع، اثر گشتاور مغناطیسی انواع ۳ و ۲ به مراتب بیشتر از نوع ۱ می باشد. از آن جایی که در یک اوربیتال پر دو الکترون در خلاف جهت یکدیگر گردش و چرخش می کنند، اثر مغناطیسی آن ها خنثی خواهد شد. از این رو گشتاور مغناطیسی مؤثر یک اتم و یا یون، متناسب با تعداد اوربیتال های نیمه پر آن ها (به ویژه اوربیتال های مدار خارجی آن ها) می باشد. از نظر خواص مغناطیسی کانی ها به سه دسته زیر تقسیم می شوند:

۱. کانی های دیامغناطیس^۲

کانی های که اتم ها و یون های آن ها فاقد اوربیتال های نیمه پر باشند توسط آهن ربا دفع می شوند به این نوع کانی ها دیامغناطیس می گویند [کلاگری، ۱۳۷۱]. یا به عبارت دیگر جسم دیامغناطیس جسمی است که دارای خودپذیری مغناطیس منفی باشد. این بدان معنی است که شدت مغناطیس شدگی القاء شده در جسم بر اثر میدان خارجی بر خلاف جهت میدان خارجی می باشد [تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰]. کانی های دیامغناطیس در مقایسه با سایر کانی های

1. Spin

2. Diamagnetic mineral

مغناطیسی که در زیر شرح داده می شوند، اثر ضعیفی دارند. بسیاری از عناصر و ترکیبات دیامغناطیس هستند. معمولی ترین مواد دیامغناطیس زمین، گرافیت، ژیس، مرمر، کوارتز و نمک می باشند.

۲. کانی های پارامغناطیس^۱

طبق تعریف تمام موادی که دیامغناطیس نیستند پارامغناطیس می باشند. یعنی خودپذیری مغناطیسی آن ها مثبت است. این دسته از کانی ها حاوی اوربیتال های نیمه پر می باشند ولی گشتاورهای حاصله از آن ها به طور در هم و بر هم در امتدادهای متفاوت قرار گرفته اند، در نتیجه اثر مغناطیسی آن ها تقریباً خنثی می شود و ظاهراً هیچ خاصیت مغناطیسی از خود نشان نمی دهند [کلاگری، ۱۳۷۱]. ولی اگر این کانی ها در میدان مغناطیسی خارجی قرار گیرند متناسب با شدت میدان خارجی، بعضی از این گشتاورها خود را در جهت گشتاور میدان خارجی قرار می دهند و سبب پیدایش گشتاور مغناطیسی القایی در کانی خواهند شد. بنابراین کانی های پارامغناطیس به طور ضعیفی جذب میدان خارجی خواهند شد. هر چه شدت میدان خارجی بیشتر باشد گشتاورهای بیشتری، خود را در جهت آن قرار داده و در نتیجه شدت میدان مغناطیس القایی پارامغناطیس بیشتر خواهد شد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

۳. کانی های فرومغناطیس^۲

بعضی از کانی ها هستند که اگر در یک میدان مغناطیسی خارجی قرار بگیرند در آن ها میدان مغناطیسی القایی شدیدی بوجود می آید که شدت آن میلیون ها بار بیشتر از کانی های پارامغناطیس می باشد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

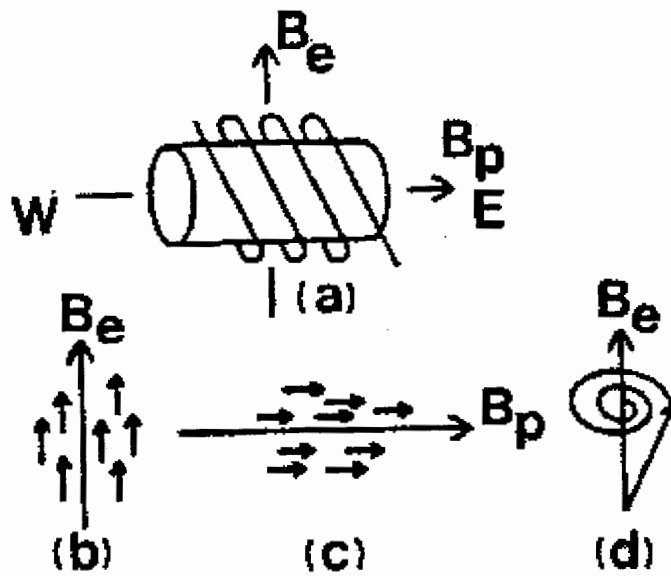
چون سر دسته این کانی ها آهن است به آن ها کانی های فرومغناطیس می گویند. این کانی ها در صورتی که در یک میدان مغناطیسی قرار گیرند به طور دائمی مغناطیسی می شوند.

1. Paramagnetic minerals
2. Ferromagnetic minerals

۲-۴-۲ دستگاه های اندازه گیری مغناطیسی

از سال های ۱۹۰۰ تا کنون گونه های مختلفی از دستگاه های پیمایش مغناطیسی طراحی شده اند که توانایی اندازه گیری مؤلفه های ژئومغناطیسی \vec{B} ، \vec{H} و \vec{Z} را دارند. معمولاً دقت اندازه گیری این دستگاه ها حدود ± 1 نانو تسلا است [توکلی، ۱۳۷۵]. از معروفترین مغناطیس سنج هایی که امروزه در کاوش های مغناطیس سنجی متداول هستند، مغناطیس سنج های فلاکس گیت^۱ و پروتون^۲ می باشند. از آن جا که داده های مورد استفاده در این پایان نامه بوسیله مغناطیس سنج پروتون اندازه گیری شده اند، لذا در این بخش در مورد نحوه عملکرد این دستگاه بحث می نماییم. در این نوع مغناطیس سنج ها عنصر اصلی یک ظرف محتوی آب یا هر نوع مایع سرشار از هیدروژن (پروتون) است. این ظرف محتوی هسته های هیدروژن توسط یک سیم پیچ احاطه شده است (شکل ۲-۳). هسته های هیدروژن یا پروتون ها به صورت دوقطبی های کوچکی عمل می کنند و به طور عادی در امتداد موازی با میدان مغناطیسی زمین (\vec{B}_e) به خط می شوند. هنگامی که یک جریان قوی از سیم پیچ عبور داده می شود، یک میدان مغناطیسی (\vec{B}_p) حدود ۵۰ تا ۱۰۰ برابر بزرگتر از میدان زمین و در جهت متفاوت ایجاد می شود که موجب به خط شدن پروتون ها در یک امتداد جدید می شوند. زمانی که جریان اعمال شده به سیم پیچ قطع می شود، میدان ایجاد شده از بین می رود و پروتون ها سعی می کنند به حالت اولیه خود بازگردند و در امتداد میدان زمین (\vec{B}_e) قرار گیرند. اما این بازگشت پروتون ها به حالت اولیه خود به شکل نوسانی صورت می گیرد و به دور میدان (\vec{B}_e) با سرعت زاویه ای $W = \gamma_p \vec{B}_e$ (γ_p نسبت ژئومغناطیسی^۳ پروتون) شروع به چرخش می کند. دوره نوسان این چرخش حدود ۰/۵ میلی ثانیه است و حدود ۱ تا ۳ ثانیه طول می کشد که به حالت توجیه اولیه بازگردد. بدیهی است که با آگاهی از ضریب γ_p و شمارش فرکانس چرخش (W) که بوسیله یک شمارنده الکترونیکی انجام می شود، تعیین اندازه میدان (\vec{B}_e) به دقت امکان پذیر خواهد بود. این ابزار های صحرایی می توانند شدت میدان کل زمین را با دقت حدود ± 1 نانو تسلا اندازه گیری کنند [توکلی، ۱۳۷۵].

1. Flux Gate magnetometer
2. Proton Precision magnetometer
3. Gyromagnetic ratio



شکل ۲-۳: اصول و نحوه عملکرد مغناطیس سنج های پروتون. (a) استوانه سرشار از پروتون که درون یک سیم پیچ قرار دارد. (b) جهت گیری پروتون ها در جهت میدان زمین. (c) جهت گیری پروتون ها در جهت میدان مصنوعی. (d) بازگشت پروتون ها به حالت اولیه [هینز، ۱۹۹۰].

۲-۴-۳ تغییرات عناصر مغناطیسی زمین و تصحیح آن ها

قبل از این که یافته های مغناطیسی به صورت نقشه درآیند باید تصحیحاتی برای تغییرات عناصر مغناطیسی زمین انجام گیرد.

تغییرات عناصر مغناطیسی زمین به دو دسته زیر تقسیم می شوند [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]:

۱- تغییرات مکانی

۲- تغییرات زمانی

۱- تغییرات مکانی:

از آن جایی که کره زمین به طور همگن مغناطیسی نشده، بنابراین عناصر مغناطیسی زمین نسبت به مکان متغیر می باشند. در رابطه با این مسأله نقشه های متعددی موجود می باشند که تغییرات هر یک از عناصر مغناطیسی زمین را نسبت به مکان به صورت منحنی های تراز نشان می دهند.

این نقشه ها را به طور کلی نقشه های ایزومغناطیس^۱ می گویند. به طور مثال نقشه های هم میل^۲ تغییرات زاویه میل (I) را و نقشه های هم انحراف^۳ تغییرات زاویه انحراف را در مناطق مختلف سطح زمین نشان می دهند. نقشه های هم شدت نیز بیانگر تغییرات میدان مغناطیسی زمین در نقاط مختلف سطح زمین می باشند [کلاگری، ۱۳۷۱].

۲- تغییرات زمانی

تغییرات زمانی به شرح زیر تقسیم بندی می شوند [دوبرین و ساویت، ۱۳۷۵]:

۱. تغییرات با فواصل زمانی بسیار طولانی (منطبق با زمان زمین شناسی)، ۲. تغییرات قرنی^۴، ۳. تغییرات سالیانه^۵، ۴. تغییرات روزانه^۶ و ۵. طوفان های مغناطیسی^۷.

از آن جا که تمامی تصحیحات مورد نیاز بر روی داده های مغناطیس زمینی و هوایی مورد استفاده در این پایان نامه قبلاً به ترتیب توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت و سازمان زمین شناسی اعمال شده اند، لذا در این بخش از بحث بیشتر در این مورد صرفه نظر می نمایم. برای کسب اطلاعات بیشتر در این مورد به مراجع [تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰؛ دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸؛ رابینسون و گروه، ۱۹۸۸] می توانید رجوع کنید.

۲-۵ تفکیک آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده

نقشه های میدان های پتانسیل تهیه شده از برداشت های گرانی و مغناطیس سنجی، مجموع اثرات توده هایی با دانسیته و نفوذ پذیری مغناطیسی 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، تأثیرات سنگ بستر با تغییرات خطی و ملایم مشخص می شوند [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]. این اثرات خطی، آنومالی ناحیه ای نامیده می شود. آنومالی ناحیه ای دارای یک

-
1. Isomagnetic
 2. Isoclinic
 3. Isogonic
 4. Secular variation
 5. Annual variation
 6. Diurnal variation
 7. Magnetic storms

فرکانس فضایی پایین و طول موج بلند می باشند، در حالی که آنومالی های باقی مانده که مربوط به اجسام زیر سطحی کم عمق می شوند دارای فرکانس فضایی بالا و طول موج کوتاه می باشند [رینولدز، ۱۹۹۷].

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

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

$$A_{residual} = A_p - A_{regional} \quad (9-2)$$

در این رابطه: $A_{residual}$ آنومالی باقی مانده، A_p آنومالی میدان پتانسیل و $A_{regional}$ آنومالی ناحیه ای می باشد.

تخمین درست و حذف میدان ناحیه ای از داده ای مشاهده ای، میدان باقی مانده تولید شده بوسیله منابع هدف 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.

جهت تفکیک آنومالی های میدان های پتانسیل از روش های ترسیمی و تحلیلی مختلفی استفاده می شود [رینولدز، ۱۹۹۷]. بیشتر روش های تفکیک آنومالی در ارتباط با داده های گرانی می باشد اما بیشتر این روش ها می توانند برای پردازش داده های مغناطیس نیز توسعه یابند [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۸]. در این پایان نامه از پنج روش تحلیلی زیر برای تفکیک آنومالی های میدان های پتانسیل ناحیه طیس استفاده شده است:

۱. روش گریفین، ۲. روش مشتق، ۳. روش گسترش به سمت بالا، ۴. روش گسترش به سمت پایین و ۵. روش روند سطحی.

اگر چه تفکیک آنومالی ها در پایان نامه حاضر با استفاده از نرم افزار Modelvision Pro صورت گرفته است اما برای درک چگونگی عملکرد آن ها، تئوری هر یک از آن ها را به صورت مختصر شرح می دهیم. از آن جا که روش های تفکیک آنومالی های گرانی و مغناطیس پایه و اساس یکسانی دارند و تنها تفاوت آن ها در تابع پتانسیل می باشد. لذا در این بخش هر یک از روش های تفکیک آنومالی های مورد استفاده در این پایان نامه را فقط برای داده های گرانی توضیح خواهیم داد.

۲-۵-۱ روش گریفین

روش گریفین یک روش ساده تحلیلی برای محاسبه آنومالی باقی مانده است. در واقع این روش یک نوع هموارسازی می باشد. برای استفاده از این روش، اولاً بایستی نقشه آنومالی بوگه به شکل مربع یا مستطیل باشد، ثانیاً به شبکه های منظم (به طور مثال در این پایان نامه از شبکه های $1/5 \times 1/5$ کیلومتر استفاده شده است) تبدیل شده باشد که این موارد از محدودیت های روش یاد شده است [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۱]. مقادیر آنومالی بوگه رئوس این شبکه ها با روش درون یابی از منحنی های تراز نقشه آنومالی بوگه بدست می آیند. سپس یک سری آباک های دایره ای شکل با شعاع های مختلف متناسب با مقیاس نقشه انتخاب کرده و مرکز آن ها را بر روی رئوس شبکه ها قرار می دهند. اثرات ناحیه ای از میانگین اعداد واقع بر روی این دوایر حاصل می گردد. بنابراین مقدار متوسط مقادیر گرانی روی یک دایره به مرکز هر رأس شبکه ها که اثر ناحیه ای آن رأس نامیده می شود که از رابطه زیر بدست می آید [گریفین، ۱۹۴۹؛ تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰]:

$$g_{regional} = \bar{g}(r) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} g(r, \varphi) d\varphi \quad (2-10)$$

و به عبارت دیگر:

$$g_{regional} = \bar{g}(r) \approx \frac{1}{n} [g(r, \varphi_1) + g(r, \varphi_2) + \dots + g(r, \varphi_n)] \quad (11-2)$$

که در آن: r شعاع دایره و زاویه φ نشان دهنده تعداد نقاط مورد استفاده جهت متوسط گیری بر روی دایره می باشند.

با در دست داشتن اثر ناحیه ای، مقدار آنومالی باقی مانده از رابطه زیر بدست می آید:

$$g_{residual} = g_{bouguer} - g_{regional} \quad (12-2)$$

بدیهی است که نتیجه حاصل از این روش بستگی به شعاع دایره داشته باشد. مشخص است که اگر شعاع کوچک باشد اثرات ناحیه ای به آنومالی بوگه نزدیک می شود و مقدار باقی مانده به سمت صفر میل می کند، از طرف دیگر برای شعاع های بزرگتر اثرات ناحیه ای ناچیز بوده و مقدار باقی مانده تقریباً برابر آنومالی بوگه می شود. همچنین دایره های نسبتاً بزرگ نیز ممکن است با باقی مانده های نزدیک هم پوشانی داشته باشند که به نوبه خود نتایج را بی معنی می سازد [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲].

روش توصیف شده در بالا، روش دستی گریفین می باشد. اما این روش در نرم افزار Modelvision Pro با استفاده از روش Averaging بدون نیاز به شبکه بندی منظم فقط با انتخاب پروفیل یا پروفیل های داده ها بر روی نقشه مورد نظر انجام می شود. بنابراین نرم افزار برای اعمال این روش نیاز به تعدادی پروفیل دارد که باید بر روی نقشه رسم شوند. البته اگر داده های ورودی به صورت پروفیل باشند نیازی به این کار نیست. طریقه رسم این پروفیل ها در فصل ۳ توضیح داده شده است. در ضمن برای اعمال این روش در نرم افزار فوق لازم نیست که نقشه شکل مربع یا مستطیل داشته باشد. از دیگر مزایای اجرای این روش در نرم افزار عدم حذف اطلاعات از چهار گوشه نقشه آنومالی بوگه می باشد.

۲-۵-۲ روش گسترش به سمت بالا

روش گسترش به سمت بالای داده های میدان پتانسیل به طور 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، می تواند به کار برده شوند [فدی و همکاران، ۱۹۹۹].

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 روش پایین گذر عمل می کند [رینولدز، ۱۹۹۷].

گسترش داده های گرانی به سطوح بالاتر در مقایسه با روش گسترش به سمت پایین، افزایش نویز ندارد.

از این روش به دلایل زیر برای تحلیل داده های مغناطیسی استفاده می شود [کاملون، ۱۹۹۳].

۱. اکثر مشاهدات مغناطیس هوایی در ارتفاعات مختلف انجام می شود در چنین حالتی از

این روش برای انتقال داده ها به یک ارتفاع یکسان استفاده می شود.

۲. شدت میدان مغناطیسی با ازدیاد r^3 (فاصله می باشد) کاهش می یابد، بنابراین بوسیله

این روش اثرات منابع نزدیک سطح را می توان رفع نمود.

۳. در پیمایش های زمینی، این روش ممکن است به تصحیح توپوگرافی کمک

نماید.

۴. از این روش در مقایسه داده های مغناطیس هوایی و زمینی نیز استفاده

می شود [رینولدز، ۱۹۹۷].

در این روش آنومالی بوگه توسط رابطه زیر از سطح برداشت داده ها بر روی سطوح ترازوی

بالاتر از سطح برداشت تصویر می شوند [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳].

$$g_{Bh} = \frac{I}{N} \left[\left(g_{B1} \times \frac{h_1 A}{2\pi R_1^3} \right) + \left(g_{B2} \times \frac{h_2 A}{2\pi R_2^3} \right) + \dots + \left(g_{BN} \times \frac{h_N A}{2\pi R_N^3} \right) \right] \quad (13-2)$$

که در آن: g_{B1} ، g_{B2} ، ... و g_{BN} آنومالی بوگه در N نقطه روی مساحت A از نقشه شبکه بندی

شده است. g_{Bh} آنومالی بوگه گسترش یافته در ارتفاع h از سطح مورد نظر و R فاصله نقاط روی

شبکه تا نقطه مورد نظر در ارتفاع h است.

۲-۵-۳ روش گسترش به سمت پایین

توسط 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 می باشد و اما مفید بودن آن به چگونگی رفع نویزهایی که می توانند باعث بی ثباتی جواب ها شوند، بستگی دارد [هینز، ۱۹۹۰]. نتایج حاصل از روش گسترش به سمت پایین زمانی که یک عدم قطعیت ذاتی در موقعیت و اندازه ساختارهای زمین شناسی نمایش داده شده بوسیله داده های گرانی بوگه (یا داده های شدت مغناطیس) وجود دارد، به مراتب مشکوک خواهد بود [رینولدز، ۱۹۹۷].

روش تحلیلی گسترش به سمت پایین نیز همانند روش گسترش به سمت بالا است ولی ضرایب وزنی متفاوت خواهد بود.

۲-۵-۴ روش مشتق قائم

همان طور که گفته شد یکی از مشکلات اصلی در کارهای اکتشافی حذف آنومالی های عمیق از آنومالی بوگه به منظور آشکارسازی آنومالی سطحی است. روش مشتق یک ابزار قدرتمند برای آشکارسازی مؤلفه های با عدد موج بلندتر میدان آنومالی می باشد [هینز، ۱۹۹۰].

در نقشه های مشتق، آنومالی های ناحیه ای و عمیق به دلیل خطی بودن آن خیلی ضعیف بوده و یا از بین می روند [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]. بنابراین آنومالی های سطحی به صورت واضح تری نشان داده خواهند شد. روش مشتق شکل تقریبی منبع آنومالی را تهیه می کند و دامنه آنومالی را از بین می رود [هینز، ۱۹۹۰].

این روش نویز را افزایش می دهد و بنابراین آنومالی های کاذب بدون ارتباط با زمین شناسی را نشان خواهد داد [هینز، ۱۹۹۰] و همچنین باعث افزایش گرادیان ها در طول لبه های منابع مغناطیسی کم عمق می شود لذا اغلب برای مکان یابی لبه های کانسارهای مغناطیسی و آشکارسازی منابع کم عمق مورد استفاده قرار می گیرد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

از روش مشتق اول برای بدست آوردن تأثیرات سطحی عمیق تر استفاده می شود. برای محاسبه مشتق اول قائم، ابتدا با استفاده از معادله (۲-۱۳) مقدار گرانی برای دو تراز معین به فاصله Δh (h و $h + \Delta h$) تعیین شده و سپس تغییرات قائم گرانی با رابطه زیر محاسبه می گردد [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳].

$$\frac{g_{h+\Delta h} - g_h}{\Delta h} = \frac{\Delta g}{\Delta h} = g' \quad (2-14)$$

برای بدست آوردن تأثیرات سطحی خیلی نزدیک به زمین از روش مشتق دوم استفاده می شود. این اثرات خیلی سطحی را می توان با استفاده از رابطه زیر بوسیله محاسبه مشتق اول برای دو تراز معین به فاصله Δh (h و $h + \Delta h$) از رابطه (۲-۱۴) بدست آورد [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳].

$$\frac{g'_{h+\Delta h} - g'_h}{\Delta h} = \frac{\Delta g'}{\Delta h} = g'' \quad (2-15)$$

در اکتشافات نفتی کاربرد روش مشتق دوم زیاد مد نظر نمی باشد و معمولاً از مشتق اول استفاده می شود.

۲-۵-۵ روش روند سطحی

یکی از انعطاف پذیرترین تکنیک های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه ای، روش روند سطحی می باشد. در این روش میدان ناحیه ای از مقادیر مشاهده شده بوسیله روش حداقل مربعات تقریب زده می شود [هینز، ۱۹۹۰]. 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]:

$$T(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{21}x^2y + \dots + A_{pq}x^p y^q \quad (2-16)$$

که در آن: $T(x, y)$ مقدار آنومالی ناحیه ای، A_{ij} ضرایب سطح مذکور، x و y مختصات نقاط برداشت شده می باشند. بعد از عبور سطح فوق الذکر بر داده های مشاهده شده، آنومالی باقی مانده به صورت زیر محاسبه می گردد [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]:

$$R_i = G_i - T_i \quad (17-2)$$

که در آن: G_i اطلاعات مشاهده شده، T_i پاسخ سطح مذبور به عنوان اثر ناحیه ای و R_i آنومالی باقی مانده می باشند.

برای انجام این روش مربع تفاضل اطلاعات مشاهده شده و اطلاعات سطح انتخابی با استفاده از روش حداقل مربعات کمینه می گردد تا سطح مناسب جهت محاسبه اثرات ناحیه ای به دست آید.

درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین شناسی ناحیه ای بستگی دارد [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸]. از درجه های بیشتر روند سطحی برای حالات پیچیده تر استفاده می شود. هر چه درجه روند بیشتر باشد آنومالی های باقی مانده کوچک تر و برجسته تر می شوند [عبدالرحمان و همکاران، ۱۹۸۵] و هم پوشانی بین مقادیر سطح مذبور و مقادیر مشاهده شده بیشتر خواهد شد. بنابراین مقادیر باقی مانده به سمت صفر میل خواهند نمود. در این حالت تفکیک اطلاعات به دو مؤلفه باقی مانده و ناحیه ای مفهومی نخواهد داشت و به این ترتیب هدف اصلی ما نادیده گرفته می شود [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۵].

۲-۶ روش برگردان به قطب

روش برگردان به قطب جهت تحلیل داده های مغناطیسی مورد استفاده قرار می گیرد. شکل یک آنومالی مغناطیسی فقط به ابعاد فیزیکی و خودپذیری مغناطیسی توده بستگی ندارد بلکه به جهت پلاریزاسیون توده و جهت میدان ناحیه ای نیز وابسته است [هینز، ۱۹۹۰]. یک توده متقارن در قطب های مغناطیسی که جهت میدان ناحیه ای و پلاریزاسیون در آن ها عمودی است، یک آنومالی متقارن تولید می کند. بنابراین روش برگردان به قطب، روشی برای حذف نامتقارنی های ایجاد شده بوسیله میدان ناحیه ای و پلاریزاسیون غیر عمودی می باشد. به عبارت دیگر این روش برای رفع اثرات تغییر شکل ناشی از تغییرات زوایای میل و انحراف پلاریزاسیون مغناطیسی با فرض این که پلاریزاسیون به وسیله میدان زمین هدایت می شود، به کار می رود [هینز، ۱۹۹۰]. رفع این انحراف به وسیله روش برگردان به قطب با تعدیل داده ها به حالت

تصوری پلاریزاسیون عمودی در قطب ها، انجام می شود [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]. با این روش آنومالی ها بر مرکز توده های مولد آنومالی قرار می گیرند [دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸].

جهت میدان مغناطیسی زمین (میل و انحراف) به صورت تابعی از موقعیت جغرافیایی تغییر می نماید. زمانی که ناحیه مورد مطالعه کوچک باشد (از مرتبه 10^2 کیلومتر مربع)، خطای روش برگردان به قطب ناشی از استفاده یک زاویه میل و انحراف به دلیل تغییرات آرام جهت میدان مغناطیسی کوچک خواهد شد. اما این خطا برای نواحی بزرگتر (از مرتبه 10^4 کیلومتر مربع) به عنوان مثال در مطالعات زمین شناسی ناحیه ای اهمیت پیدا خواهد. برای کاهش این خطا بایستی روش برگردان به قطب بر اساس میل و انحراف مغناطیسی مناسب در هر نقطه مشاهده ای طراحی شود [لو و همکاران، ۲۰۰۳]. شیوه محاسباتی روش برگردان به قطب در ضمیمه (الف) آورده شده است. اما این روش در نرم افزار Modelvision Pro با استفاده از روش برگردان به قطب اجرا می شود. قبل از اعمال این روش بر روی داده ها لازم است با وارد کردن طول و عرض یک نقطه از ناحیه در بخش IGRF زاویه میل و انحراف لازم جهت اجرا این روش را محاسبه نماییم. به دلیل تغییرات آرام جهت میدان مغناطیسی در ناحیه مورد مطالعه خطای ناشی از استفاده از یک زاویه میل و انحراف خیلی کوچک و قابل صرفه نظر می باشد. مانند سایر روش های موجود در این نرم افزار روش مذکور نیز فقط با انتخاب پروفیل یا پروفیل های داده ها بر روی نقشه مورد نظر اعمال می شود.

۲-۷ مدل سازی

روش های موفق و متداول تعبیر و تفسیر داده های آنومالی گرانی و مغناطیس، نیاز به تکنیک های مدل سازی دارند. مدل سازی به فرآیند شبیه سازی آنومالی مشاهده شده با یک آنومالی محاسبه شده بوسیله تکنیک های عددی و تحلیلی از یک مدل فرضی در زیر زمین و تقریب مشخصات آن از آنومالی گفته می شود [هینز، ۱۹۹۰]. بنابراین مدل سازی داده ها یک گام مهمی در تفسیر کمی آن ها می باشد چرا که فرآیند مدل سازی به طور قابل ملاحظه ای میزان اطلاعاتی را که از داده ها قابل استخراج است را افزایش می دهد [لی و اولدنبرگ، ۱۹۸۸]. به عبارت دیگر مدل سازی به منظور محاسبه پارامترهای فیزیکی و هندسی منابع زمین شناسی

آنومالی ها انجام می گیرد [اسپرینک^۱، ۱۹۹۸]. مدل سازی داده های گرانی و مغناطیس بسته به مورد 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 [قوامی ریابی، ۱۳۷۲].

اما صرفه نظر از سیستم های محاسباتی دو و یا سه بعدی، به طور کلی مدل سازی به دو روش اصلی زیر تقسیم می شود:

۱-۷-۲ مدل سازی پیشرو

۲-۷-۲ مدل سازی معکوس

۱-۷-۲ 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 شده بدست آید. انطباق مناسب بین آنومالی ها به معیار قضاوت مفسر، مقدار کنترل های ژئوفیزیکی و زمین شناسی، هدف و مدل فرضی بستگی دارد [هینز، ۱۹۹۰].

این نوع مدل سازی می تواند به طور دستی یا به وسیله تکنیک های نیمه اتوماتیک انجام شود. امروزه قدرت محاسبات سریع آنومالی ها توسط کامپیوتر، استفاده از روش های قدیمی را کاملاً منتفی کرده است. به طور خلاصه در مدل سازی پیشرو از مدل به داده می رسیم یا در محاسبات کامپیوتری با تغییر پارامترهای هندسی مدل فرضی به تعیین آنومالی می پردازیم.

به طور کلی مدل سازی پیشرو شامل مراحل زیر است [پترسون و ریوز^۲، ۱۹۸۵]:

۱. برآورد اولیه یک مدل قابل مقایسه با مدل زمین شناسی.

1. Sprenke
2. Paterson and Reeves

۲. محاسبه آنومالی تئوری برای این مدل.
 ۳. مقایسه آنومالی های مشاهده شده و محاسبه شده.
 ۴. تعدیل اصولی مدل بوسیله مفسر با استفاده از اطلاعات زمین شناسی جهت تطابق بهتر داده های محاسبه شده با داده های مشاهده شده.
 ۵. بازگشت به مرحله ۲ و ادامه کار.
 ۶. توقف در مرحله ۳ هنگامی که تطابق مقبول به دست آید.
- بنابراین اساس مدل سازی پیشرو را مرحله ۳ تشکیل می دهد. ولی جهت انطباق دقیق آنومالی ها فرد مفسر مجبور است مراحل باقی را نیز طی نماید.
- از آن جایی که پروسه کاهش خطای مدل سازی پیشرو به صورت آزمون و خطا صورت می گیرد، بنابراین فرآیند این گونه مدل سازی برای رسیدن به مدل مورد نظر بسیار وقت گیر خواهد بود. بدون شک این مدل سازی با معایبی نیز همراه است و تضمینی وجود ندارد که اصلاحی در مرحله چهارم انجام پذیرد. در صورتی که مفسر عمل تطابق را هوشیارانه انجام دهد این مدل اعتبار زمین شناسی خود را حفظ خواهد کرد.
- نرم افزار Modelvision Pro از روش تالوانی جهت انجام مدل سازی پیشرو دو و سه بعدی داده های گرانی استفاده می نماید که توضیحات مربوط به آن ها در ضمیمه (الف) آورده شده است.

۲-۷-۲ مدل سازی معکوس

به دلیل سرعت پایین مدل سازی پیشرو و برای کاهش ریسک عملیات اکتشاف مدل سازی معکوس، جایگاه ویژه ای در امور اکتشافی و بخصوص مسایل ژئوفیزیکی یافته اند.

مدل سازی معکوس شامل تفسیر میدان آنومالی مشاهده شده بوسیله فرض یک مدل ریاضی برای منبع آنومالی به همراه پارامترهای مربوط به تغییر داده های آنومالی می باشد. 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 تا زمانی که داده های محاسبه شده بر داده های مشاهده ای در

سطح دقت تعیین شده ای منطبق شود [هینز، ۱۹۹۰]. به این ترتیب پارامترهای هندسی مدل به عنوان پاسخ نهایی، محاسبه می گردند.

به طور خلاصه می توان گفت که در این روش از داده های مشاهده ای به مدل می رسیم یا در محاسبات کامپیوتری خروجی برنامه پارامترهای هندسی مدل می باشند.

در مجموع مدل سازی معکوس مسیر زیر را دنبال می کند [پترسون و ریوز، ۱۹۸۵]:

۱. انتخاب یک نوع مدل هندسی و تخمین مقادیر اولیه برای تمام پارامترهای متغیر.
۲. محاسبه آنومالی تئوری برای مدل بوسیله مدل سازی پیشرو.
۳. به دست آوردن کیفیت تطابق آنومالی های مشاهده شده و محاسبه شده با استفاده از روش های ریاضی همچون کمترین مربعات و رگرسیون رنج و....
۴. بررسی اثر تغییرات پارامترهای مدل روی کیفیت تطابق (مثلاً از طریق مشتقات جزئی).
۵. برآورد افزایش و ترقی 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.

اگر چه مدل سازی معکوس نسبت به مدل سازی پیشرو سریع تر به جواب می رسد، اما از طرفی این مدل سازی روابط ریاضی پیچیده ای دارد.

تفسیر بدون قید داده های میدان پتانسیل به دلیل ابهامات موجود در بین مشاهدات و جواب های ارائه شده کمتر به صورت عملی می تواند مورد استفاده قرار گیرد. یک مشکل اساسی مدل سازی معکوس، چندگانگی ذاتی^۱ آن است که در هر روش ژئوفیزیکی مبتنی بر میدان پتانسیل استاتیک وجود دارد. چنین چندگانگی هایی در مسایل میدان پتانسیل از دو منبع ناشی می شوند. اولی به دلیل ابهام ذاتی ناشی از فیزیک مسئله می باشد که تعداد بی شماری جواب

1. Inherent

برای یک آنومالی میدان پتانسیل را نتیجه می دهد. دومی نتیجه استفاده از تعداد محدودی داده آلوده به نویز است که ممکن است این داده ها شامل اطلاعات مناسبی برای یک جواب منحصر به فرد در مورد مساله نباشد [پیلینگتون، ۱۹۹۷].

به علت وجود این چندگانگی ها مفسرین تلاش می کنند تا یک سری اطلاعات اولیه را به منظور محدود کردن جواب های حاصل به مدل اضافه کنند به نحوی که مدل از نظر زمین شناسی نیز « قابل قبول » باشد [پیلینگتون، ۱۹۹۷].

برای موقعیت های خیلی پیچیده، مدل سازی معکوس بایستی قادر باشد تا انواع مختلفی از اطلاعات اولیه و محدودیت های تحمیل شده از طرف کاربر را با هم درآمیزد تا مدل های واقعی ایجاد شوند که نه تنها بر داده ها برازش داشته باشند بلکه با دیگر محدودیت های موجود در مدل زمینی نیز توافق داشته باشند [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۸].

مدل سازی معکوس خود نیز به دو نوع پارامتری^۱ و هموار^۲ تقسیم می شود. لازم به ذکر است که نرم افزار Modelvision Pro قابلیت اجرای هر دو روش مدل سازی هموار و پارامتری را دارد. اما در این پایان نامه از روش پارامتری جهت مدل سازی معکوس داده ها استفاده شده است. لذا در این بخش هر یک از این دو روش را توضیح خواهیم داد.

۲-۷-۱-۲ مدل سازی پارامتری

یکی از روش های معکوس سازی، پارامتری کردن مدل می باشد. زمانی که می خواهیم یک تابع پیوسته ای را از یک سری محدود داده های مشاهده ای تخمین بزنیم، این روش مساله را به طور واقعی تری فرموله می کند [پیلینگتون، ۱۹۹۷]. پارامتری کردن مدل برای نمایش حتی ساختارهای خیلی پیچیده نیز مناسب می باشد.

اساساً، در مدل سازی معکوس پارامتری، ابتدا زمین به یک سری بلوک های مستطیلی با پارامترهای فیزیکی ثابت (مثل دانسیته یا خودپذیری مغناطیسی) اما مجهول تقسیم می شود [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۸]. سپس با استفاده از روش های عددی مناسب مثل روش اجزای محدود و

1. Parametric modeling
2. Smooth modeling

یا تفاضل محدود جواب مدل را به ازای یک حدس اولیه با روش تکرار محاسبه می‌گردد. در بیشتر این تکرارها برای همگرایی قابل قبول مدل، نیاز به یک حدس اولیه مناسب است. البته هیچ تضمینی هم وجود ندارد که همه قسمت‌های طراحی شده به سمت مدل واقعی همگرا شوند. در هر بار محاسبه، مدل یک مقدار خطا بدست می‌آید که تابعی از پارامترهای مدل می‌باشد. این مقدار خطا به عنوان تابع هدف مدل معرفی می‌شود. پارامترهای هر بلوک توسط به حداقل رساندن تابع هدف مدل با برازش داده‌های تولید شده به داده‌های مشاهده‌ای، بدست خواهند آمد. به دلیل عدم یکتایی جواب حاصل، در داخل تابع هدف یک سری توابع وزنی اضافی به منظور ترکیب اطلاعات بیشتر (این اطلاعات ممکن است از برداشت‌های ژئوفیزیکی دیگر، داده‌های زمین‌شناسی و یا فهم مفسر از زمین‌شناسی محلی فراهم شده باشند) از پارامترهای مجهول قرار داده می‌شود. وقتی این اطلاعات اضافی در تابع هدف گنجانده شوند، مدل ساخته شده نه تنها به داده‌ها برازش می‌کند بلکه با محدودیت‌های زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی نیز موافق است [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۸].

لازم به ذکر است که روش‌های مختلفی جهت حداقل کردن تابع هدف وجود دارد. از جمله روش حداقل مربعات، روش شبه نیوتنی^۱، روش گاوسی-نیوتن^۲ و یا روش رگرسیون ریدج^۳ [لوک و بارکر^۴، ۱۹۹۶؛ اینمن^۵، ۱۹۷۵] که این روش‌ها از نظر سرعت و دقت متفاوت می‌باشند. نرم افزار Modelvision Pro از روش رگرسیون ریدج به منظور حداقل کردن تابع هدف مدل سازی معکوس استفاده می‌کند که توضیحات مربوط به آن در ضمیمه (الف) آورده شده است.

۲-۲-۷-۲ مدل سازی هموار

روش معکوس سازی هموار، روش ساده‌ای جهت حل مسائلی است که در آن‌ها تعداد داده‌ها کم می‌باشد. در این روش حالت مطلوب، حالتی است که پارامترهای مدل نسبت به مکان تغییرات کمی داشته باشند [لوک و بارکر، ۱۹۹۶]. در این صورت با استفاده از روابط ریاضی مربوط

1. Quasi - Newton
 2. Guass - Newton
 3. Ridge Regression
 4. Loke and Barker
 5. Inman

فصل سوم:
معرفی نرم افزار

Modelvision Pro

و شرح مراحل کار با آن

۱-۳ مقدمه

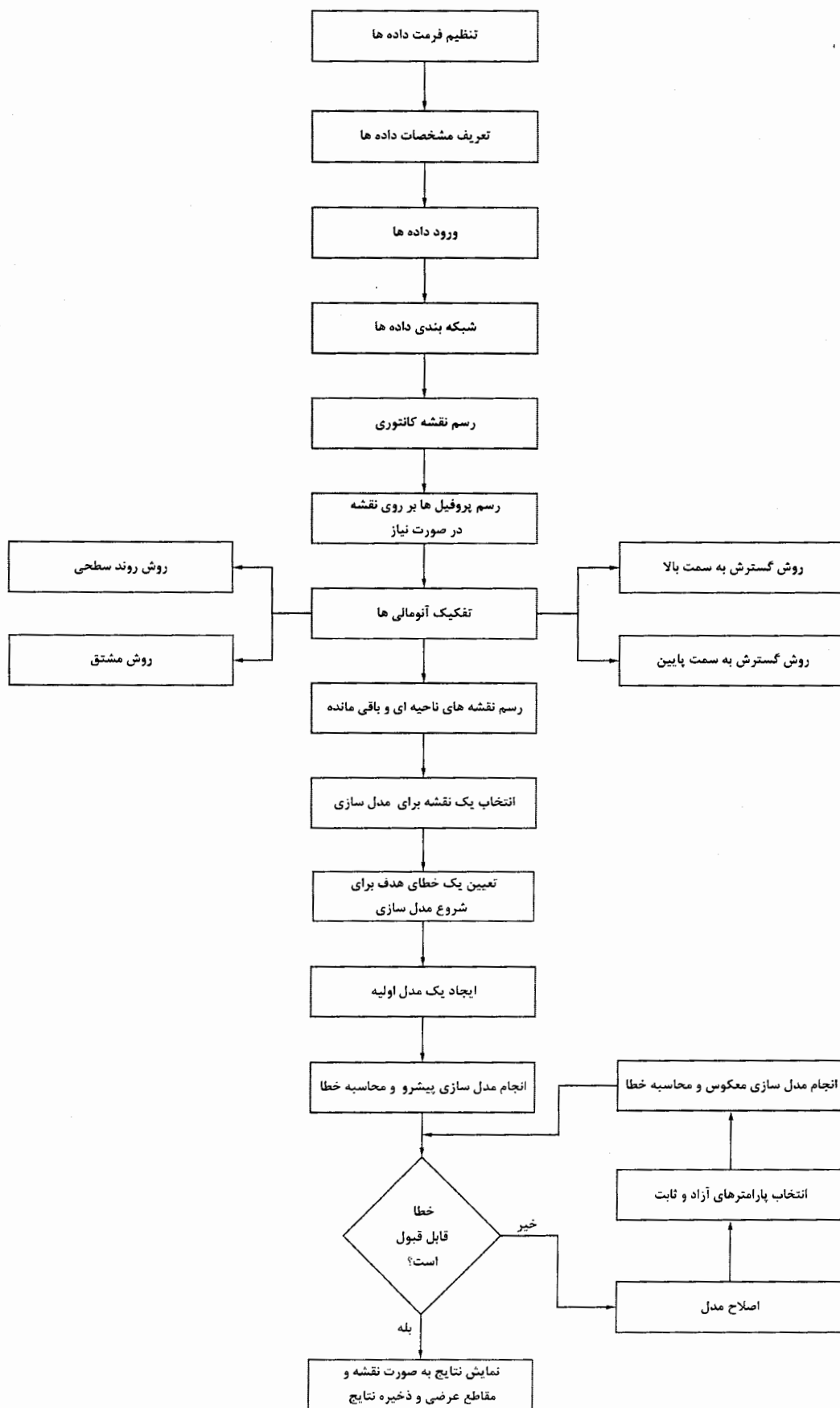
از آن جا که در این پایان نامه و برای اولین بار در کشورمان از نرم افزار Modelvision Pro برای پردازش و مدل سازی داده ها استفاده شده است در این فصل ابتدا مشخصات و قابلیت های این نرم افزار معرفی می شود و در ادامه ضمن شرح چگونگی کار با آن، مراحل کار نرم افزار در قالب یک فلوجارت ارائه می گردد.

۲-۳ معرفی نرم افزار Modelvision Pro

نرم افزار Modelvision Pro یکی از پیشرفته ترین و عمومی ترین سیستم های تفسیر با پایه مدل سازی برای حل مسائل میدان های پتانسیل سه بعدی می باشد که توسط شرکت Encom ارائه شده است. این نرم افزار یک محیط تفسیری کامل در زمینه های مختلف از جمله اکتشاف مواد معدنی، اکتشاف نفت، ژئوفیزیک زیست محیطی و مهندسی، کشف مهمات منفجر نشده یا ارزیابی خطرات زیر زمینی را برای کاربر فراهم می کند [Encom,2003. (a)]. نرم افزار مذکور برای تفسیرهای حرفه ای طراحی و توسعه یافته است. این نرم افزار در زمینه پردازش و مدل سازی داده های میدان های پتانسیل دارای قابلیت های فراوانی می باشد که شرح برخی از آن ها در ضمیمه (ب) آورده شده است.

۳-۳ مراحل کار با نرم افزار

به منظور آشنایی با روند کار نرم افزار برای پردازش و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس، مراحل کار را با استفاده از یک مثال به صورت مرحله به مرحله شرح می دهیم (شکل ۱-۳).



شکل ۳-۱: فلوچارت مراحل کار با نرم افزار Modelvision Pro.

مرحله (۱): برای شروع کار با نرم افزار ابتدا لازم است داده ها را به صورت یکی از فرمت های تعریف شده در نرم افزار مرتب نماییم. به طور مثال فرمت نقطه ای را انتخاب نموده و داده ها را با توجه به این فرمت مرتب می نماییم. سپس داده های مرتب شده را به صورت یک فایل Text ذخیره می نماییم.


مرحله (۲): در این مرحله قبل از وارد نمودن داده ها به نرم افزار لازم است که مشخصات آن ها را در گزینه File>New>Project تعریف نماییم. پس از این کار داده های مرتب شده را با استفاده از گزینه زیر وارد نرم افزار می نماییم.

File>Import>Point>Simple XYZ(.PTS)-Standard

مرحله (۳): با توجه به این که داده ها دارای فرمت نقطه ای می باشند لذا برای انجام مراحل بعدی پردازش و تفسیر بایستی آن ها را شبکه بندی نمود. برای این کار از گزینه Utility>Grid Channel Data استفاده نموده و با انتخاب اندازه شبکه ها و دیگر پارامترهای لازم، داده ها را شبکه بندی می نماییم.

مرحله (۴): پس از شبکه بندی داده ها نوبت به رسم نقشه آن ها می رسد. برای رسم نقشه کانتوری داده ها از گزینه View>Map>Contour استفاده می نماییم.

مرحله (۵): به منظور انجام روش های تفکیک آنومالی ها در مراحل بعدی لازم است که بر روی

نقشه تهیه شده از مرحله (۴) تعدادی پروفیل رسم نماییم. برای این کار از آیکون  Traverse استفاده نموده و پروفیل های مورد نیاز را در جهت مورد نظر بر روی نقشه رسم می نماییم.

مرحله (۶): برای کار تفسیر بایستی آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده را از هم تفکیک نمود. در

این نرم افزار از روش های مختلفی از جمله روش های روند سطحی، مشتق، گسترش به سمت بالا

و پایین و... می توان جهت رسیدن به این منظور استفاده نمود. در منوی Filters انواعی از

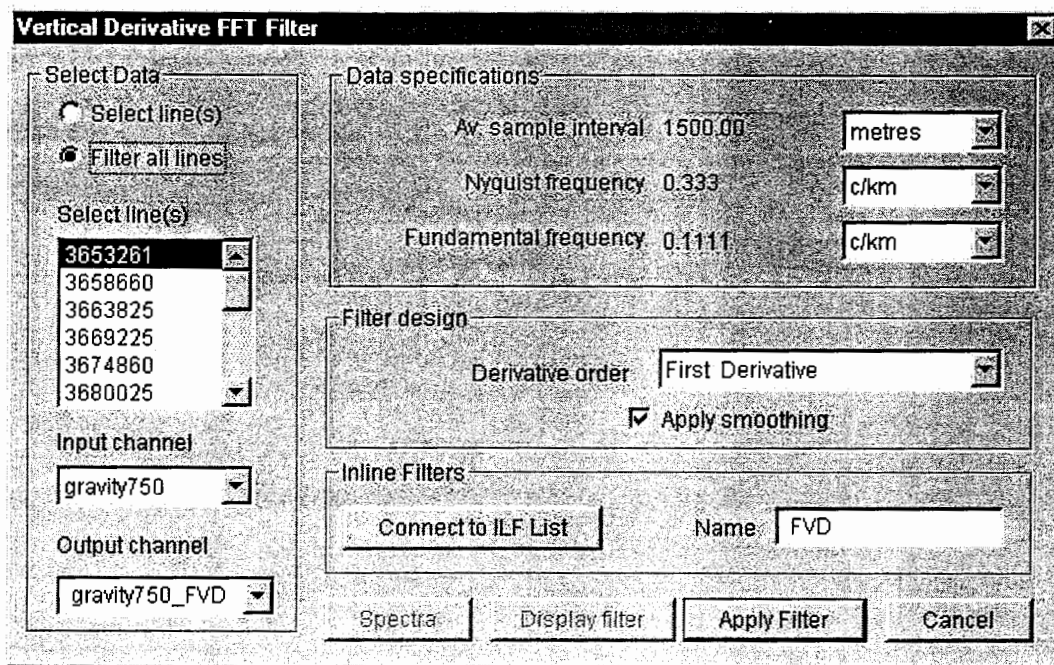
فیلترهای مورد نیاز در کارهای گرانی و مغناطیس از جمله فیلترهای مشتق، گسترش به سمت بالا

و پایین و... وجود دارند که شیوه اجرایی تمامی آن ها مشابه می باشد. به عنوان مثال برای اعمال

روش مشتق اول عمودی در حوزه فرکانس از گزینه Filters>FFT Filters>Vertical Derivative

استفاده می نماییم (شکل ۳-۲). برای اعمال این فیلتر ابتدا لازم است که کانال ورودی و پروفیل

یا پروفیل های مورد نظر جهت فیلترسازی را در پنجره این فیلتر انتخاب نماییم. سپس بوسیله انتخاب گزینه Apply Filter در پنجره مذکور فیلترسازی صورت می گیرد. لازم به ذکر است که خروجی این فیلتر به صورت داده های پروفیلی است. لذا برای رسم نقشه آن ها بایستی ابتدا آن ها



شکل ۳-۲: پنجره مربوط به فیلتر مشتق اول عمودی در حوزه فرکانس.

را طبق روشی که در مرحله (۳) توضیح دادیم شبکه بندی نماییم. اما روش روند سطحی با استفاده از گزینه Gravity > Edite Regional > Model بر داده ها اعمال می شود (شکل ۳-۳). جهت اعمال این روش ابتدا بایستی پروفیل های رسم شده بر روی نقشه آنومالی بوگه را فعال سازیم. در مرحله بعد کانال ورودی و درجه چند جمله ای آنومالی ناحیه ای را انتخاب و سپس ضرایب چند جمله ای مذکور را بر اساس داده های ورودی بوسیله گزینه Compute from Data محاسبه نماییم. سپس دو گزینه Generate Regional Grid و Generate Residual Grid را انتخاب نماییم. با انتخاب گزینه Generate Residual Grid پنجره ای باز می شود که در آن دو گزینه Use seed grid و Specify وجود دارد. با انتخاب گزینه اول و یک کانال ورودی در باکس روبروی آن، شبکه آنومالی ناحیه ای خروجی بر اساس مشخصات شبکه انتخابی (از قبیل اندازه شبکه ها و تعداد نقاط و...) محاسبه می گردد. اما با انتخاب گزینه

دوم این امکان میسر می گردد که مشخصات شبکه آنومالی ناحیه‌ای خروجی به صورت دستی وارد شود (شکل ۳-۴). عملیات فوق را می توان به صورت اتوماتیک با انتخاب باکس های مقابل گزینه های Generate Residual Grid و Generate Regional Grid انجام داد. پس از این کار در باکس Reference grid یک شبکه را به عنوان مرجع برای محاسبات انتخاب می نماییم. پس از انجام مراحل فوق با انتخاب گزینه OK از پنجره این روش خارج می شویم. لازم به ذکر است که خروجی های این روش به صورت داده های شبکه ای است، لذا برای رسم نقشه آن ها، مانند خروجی های روش های فیلتر سازی نیازی به شبکه بندی نیست.

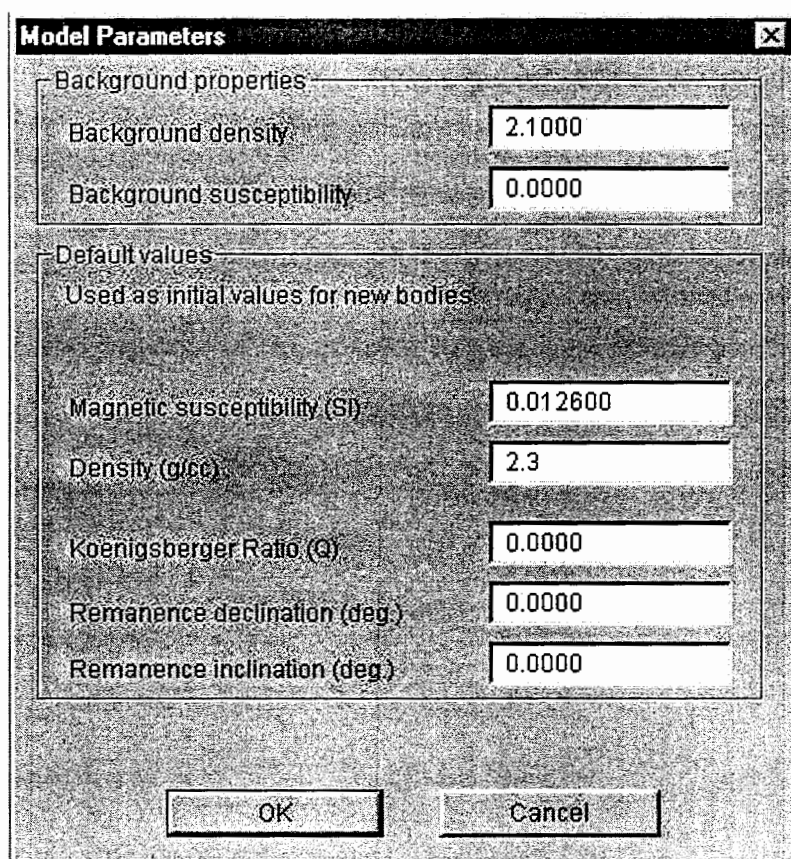
شکل ۳-۳: پنجره مربوط به روش روند سطحی.

شکل ۳-۴: پنجره مربوط به انتخاب مشخصات شبکه آنومالی ناحیه ای حاصل از روش روند سطحی.

مرحله (۷): پس از اعمال روش های تفکیک آنومالی ها و محاسبه آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده هر یک از آن ها نوبت به رسم نقشه های مربوطه می رسد. برای این کار از گزینه `View>Map>Empty Map>Contour` استفاده می شود. همچنین برای مشاهده مقاطع عرضی در طول پروفیل های رسم شده می توان گزینه `View>X - Section` را به کار برد.

مرحله (۸): پس از مقایسه و تفسیر کیفی نقشه های باقی مانده حاصل از روش های مختلف تفکیک آنومالی ها، یکی از آن ها را با بهترین نتیجه برای مرحله مدل سازی انتخاب می نماییم. معمولاً نقشه های باقی مانده حاصل از روش روند سطحی برای مدل سازی مناسب تر می باشند. چرا که نقشه های حاصل از روش های دیگر از جمله مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش ه سمت پایین اغلب آلوده به نویز بوده و آنومالی ها را با تغییر شکل و جابجایی نمایش می دهند [Encom,2003. (c)].

مرحله (۹): مدل سازی را می توان به دو صورت دو و یا سه بعدی بر روی آنومالی های باقی مانده حاصل از روش روند سطحی انجام داد. برای مدل سازی دو بعدی ابتدا لازم است که بر روی هر آنومالی که می خواهیم مدل نماییم، یک پروفیل با استفاده از روشی که در مرحله (۵) توضیح دادیم در جهت عمود بر امتداد آن آنومالی رسم نماییم. سپس در گزینه `Model>Defaults>Model Parameters` مقدار دانسیته زمینه و مدل اولیه را تعیین می نماییم (شکل ۳-۵). در مرحله بعد بر روی مقطع عرضی پروفیل مذکور با استفاده از آیکون  Creat Body یک پلیگون رسم می نماییم. اما در روش مدل سازی سه بعدی بر روی هر یک از آنومالی ها در نقشه باقی مانده روند سطحی یک چند ضلعی رسم می نماییم. پس از ایجاد مدل (یا مدل های) اولیه نرم افزار جواب حاصل از مدل را با روش مدل سازی پیشرو محاسبه می نماید. چگونگی برازش منحنی های جواب مدل و مقادیر اندازه گیری شده را می توان بر روی مقاطع عرضی بررسی نمود.



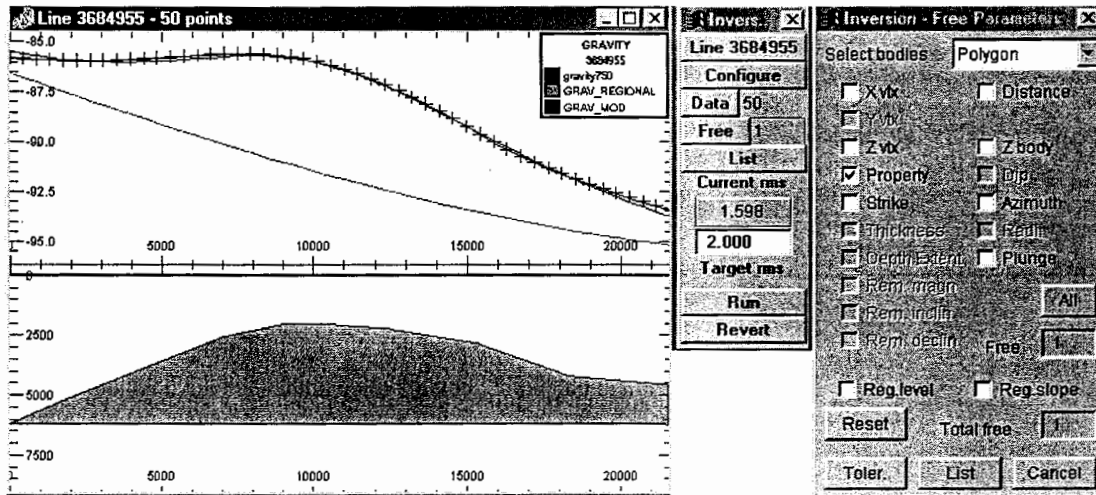
شکل ۳-۵: پنجره مربوط به تعریف پارامترهای مدل.

مرحله (۱۰): پس از محاسبه جواب مدل اولیه، مقدار خطای حاصل از مدل سازی را می توان در باکس Inversion به صورت ریشه میانگین مربعات^۱ (RMS) مشاهده نماییم. برای دسترسی به این باکس از گزینه Tools>Inversion استفاده می شود. در این باکس یک مقدار برای خطای هدف در شروع مرحله مدل سازی تعریف می شود. این خطای هدف، مقدار خطای قابل قبول برای کار مدل سازی است. اگر خطای مدل سازی کمتر یا مساوی این خطا شود مدل سازی پایان می پذیرد. در غیر این صورت لازم است جهت کاهش خطای مدل و اصلاح آن، مدل سازی معکوس انجام گیرد.

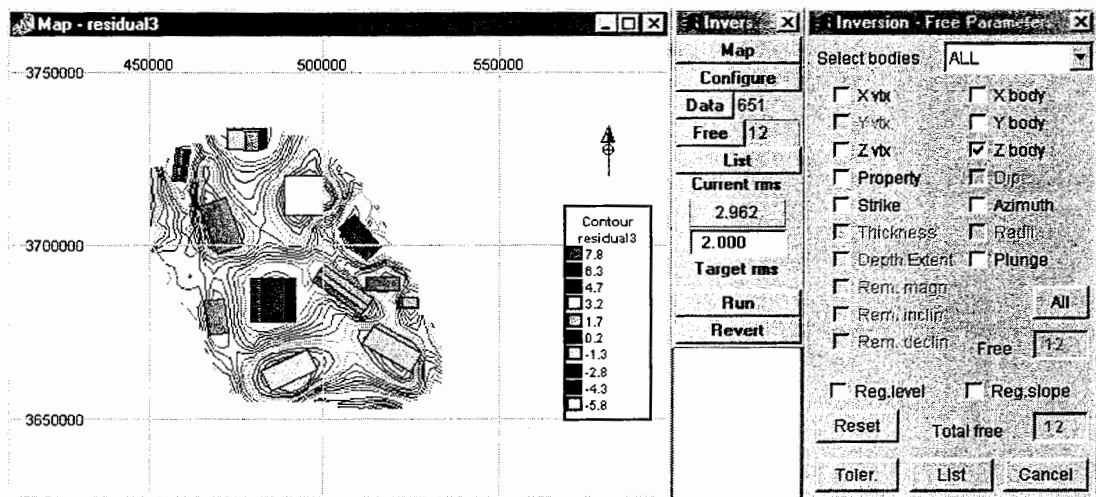
مرحله (۱۱): برای شروع مدل سازی معکوس ابتدا بر روی مقاطع عرضی، شکل پلیگون را به صورت دستی اصلاح نموده به نحوی که منحنی های جواب مدل و مقادیر اندازه گیری شده برازش بهتری پیدا نمایند. سپس در باکس Inversion پارامترهای آزاد و ثابت را با استفاده از ایکون Free

1. Root mean square

انتخاب نموده و مدل سازی معکوس را انجام می دهیم. این مرحله تا زمانی که خطای مدل سازی کمتر یا مساوی هدف شود ادامه می یابد (اشکال ۳-۶ و ۳-۷).



شکل ۳-۶: پنجره مربوط به مدل سازی معکوس دو بعدی بر روی یک پروفیل در ناحیه طبس.



شکل ۳-۷: پنجره مربوط به مدل سازی معکوس سه بعدی بر روی نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی در ناحیه طبس.

مرحله (۱۲): پس از اتمام مدل سازی نتایج حاصل را به صورت نقشه و یا مقاطع عرضی نمایش می دهیم. و در نهایت تمامی عملیات انجام شده بر روی داده ها را به صورت یک فایل باینری با پسوند (.SES) با استفاده از گزینه File>Save ذخیره می نماییم.

با توجه به قابلیت های فوق می توان نتیجه گرفت که نرم افزار Modelvision Pro به عنوان یک ابزار مناسب قادر است در یک فرآیند سه مرحله ای: دریافت داده ها و انجام پردازش های اولیه، محاسبات ریاضی و نمایش نتایج و نقشه های تهیه شده، زمینه مناسبی را جهت تفسیر صحیح مدل فیزیکی تعیین شده به مدل زمین شناسی منطقه فراهم نماید. البته دقت تفسیر تا اندازه زیاد به تجربه مفسر و کاربر بستگی دارد که تا چه اندازه در حذف و کاهش نویزها از داده های میدان پتانسیل موفق باشند و بتوانند با اعمال فیلترهای مناسب، داده ها را به دو مؤلفه ناحیه ای و باقی مانده تفکیک نموده و نهایتاً جهت به دست آوردن پارامترهای فیزیکی و هندسی ساختارهای زمین شناسی مدل سازی نمایند.

حال که با اصول روش های گرانی و مغناطیس سنجی و همچنین طرز کار نرم افزار آشنا شدیم، در فصل بعد داده های منطقه مورد مطالعه را با نرم افزار فوق مورد پردازش و تفسیر قرار می دهیم.

فصل چهارم:

تفکیک، مدل سازی

و تعبیر و تفسیر انومالی ها

۱-۴ مقدمه

برای انجام پایان نامه حاضر سه نقشه آنومالی بوگه (۱:۱۰۰۰۰۰)، شدت کل مغناطیس زمینی (۱:۱۰۰۰۰۰) و شدت کل مغناطیس هوایی (۱:۲۵۰۰۰۰) ناحیه طبس توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت به عنوان داده در اختیار ما گذاشته شد. مراحل کار این پایان نامه شامل سه مرحله آماده سازی داده ها، پردازش و تفسیر کیفی و در نهایت مدل سازی و تفسیر کمی می باشد. مرحله آماده سازی داده ها با رقومی نمودن سه نقشه آنومالی بوگه، شدت کل مغناطیس زمینی و هوایی آغاز گردید. برای این منظور، از نرم افزار Auto Cad Map 2000 استفاده و داده ها در فرمت (x,y,z) از نقشه های مذکور استخراج گردید.

برای پردازش و مدل سازی داده های مذکور با نرم افزار Modelvision Pro لازم است که این داده ها به صورت یکی از فرمت های ورودی تعریف شده در نرم افزار مرتب گردند. از آن جا که داده های حاصل از رقومی کردن نقشه های مذکور به صورت فرمت (x,y,z) می باشند بنابراین تنها فرمت ورودی مناسب نرم افزار برای آن ها، فرمت نقطه ای می باشد. لذا داده ها با استفاده از روشی که در فصل قبل توضیح داده شد، تحت فرمت نقطه ای مرتب و به نرم افزار وارد گردیدند. در مرحله بعد نوبت به رسم نقشه های هر سری از داده ها می رسد. برای این منظور داده های گرانی، شدت کل مغناطیس زمینی و هوایی به ترتیب با اندازه شبکه های بهینه ۷۵۰، ۷۵۰ و ۱۸۷۵ متر شبکه بندی و نقشه های کانتوری آن ها رسم گردیدند (اندازه بهینه شبکه ها یک چهارم فاصله بین خطوط برداشت می باشد [Encom,2003. (c)]).

پس از اتمام مرحله آماده سازی داده ها، مرحله پردازش داده ها آغاز گردید. اولین قدم در این مرحله تفکیک آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده از هم می باشد که برای این منظور از پنج روش گریفین (فقط بر روی داده های گرانی اعمال شده است)، مشتق اول قائم، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و روند سطحی در نرم افزار Modelvision Pro استفاده گردید.

همچنین در مورد داده های مغناطیسی از روش برگردان به قطب برای حذف نامتقارنی های آنومالی های مغناطیسی ناشی از جهت غیر عمودی پلاریزاسیون مغناطیسی استفاده شد. شیوه اجرایی روش های فوق الذکر در نرم افزار در فصول قبل شرح داده شده است. لازم به ذکر است که جهت کنترل نتایج حاصل از نرم افزار روش های گریفین و روند سطحی ارتونرمال به ترتیب با استفاده از دو برنامه کامپیوتری به زبان بیسیک و فرترن [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲] بر روی داده های گرانی اعمال گردیدند. جهت اعمال روش گریفین به وسیله برنامه کامپیوتری فوق، ابتدا نقشه آنومالی بوگه به شکل مستطیل در آورده شد. در مرحله بعد بر روی نقشه مذکور یک سری شبکه های منظمی با اندازه $1/5 \times 1/5$ کیلومتر رسم و مقادیر گرانی بر روی رئوس این شبکه ها از منحنی های تراز مجاور درون یابی گردید. سپس مقادیر بدست آمده را به همراه مختصات (x,y) آن ها به صورت یک فایل با پسوند dat. در نرم افزار Surfer ذخیره و پس از فراخوانی آن در برنامه مذکور، روش گریفین برای سه شعاع $\sqrt{13}S, \sqrt{17}S, \sqrt{25}S$ کیلومتر (S اندازه شبکه ها می باشد) بر روی آن ها اعمال گردید. در مرحله بعد فایل خروجی برنامه به صورت فرمت نقطه ای نرم افزار Modelvision Pro مرتب و به آن وارد گردید. پس از شبکه بندی داده ها با اندازه شبکه ۷۵۰ متر، نقشه های کانتوری آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده هر شعاع رسم گردیدند.

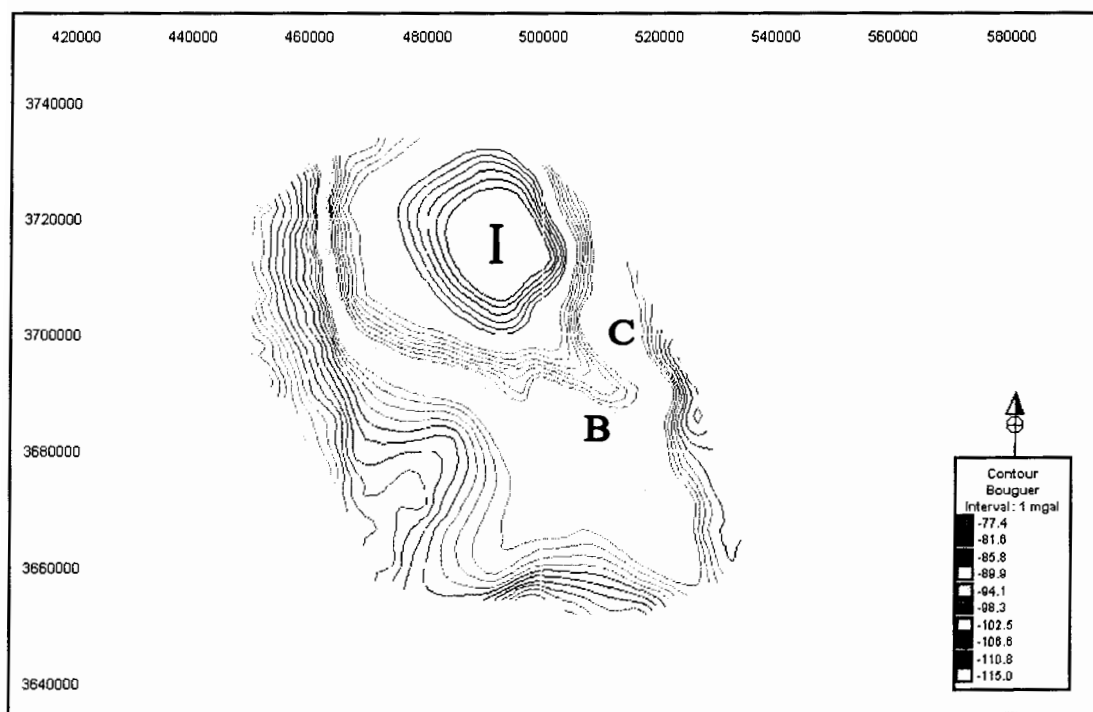
جهت اعمال روش روند سطحی ارتونرمال با استفاده از برنامه فرترن از داده های حاصل از رقومی کردن نقشه آنومالی بوگه استفاده گردید. این داده ها به صورت یک فایل با پسوند dat. در نرم افزار Surfer ذخیره و سپس در برنامه مذکور فراخوانی شدند. پس از اعمال برنامه بر داده ها، فایل خروجی برنامه به صورت فرمت نقطه ای نرم افزار Modelvision Pro مرتب و به آن وارد گردید. آنگاه نقشه های کانتوری آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای بدست آمده از برنامه مذکور پس از شبکه بندی داده های ورودی (با اندازه شبکه ۷۵۰ متر) رسم گردیدند. لازم به ذکر است که تمامی نقشه های مربوط به این فصل در مقیاس ۱:۱۲۵۰۰۰۰ رسم شده اند. در نهایت نقشه های حاصل از هر یک از روش های تفکیک آنومالی های فوق الذکر به صورت زیر تفسیر کیفی می گردند تا محل و نوع منبع مولد زمین شناسی آنومالی ها به طور تقریبی مشخص گردد.

۲-۴ تعبیر و تفسیر داده های گرانی

۱-۲-۴ نقشه آنومالی بوگه

نقشه آنومالی بوگه (شکل ۴-۱) با فواصل خطوط ۱ میلی گال با استفاده از نرم افزار

Modelvision Pro رسم گردید.



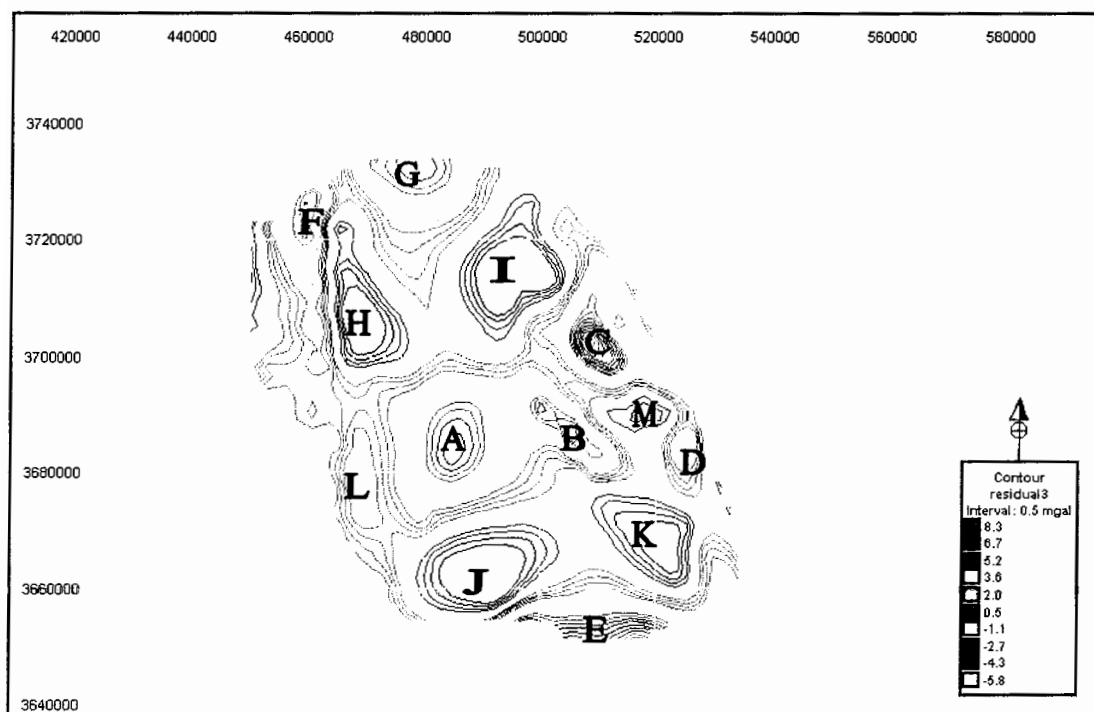
شکل ۴-۱: نقشه آنومالی بوگه منطقه طبس.

در نقشه مذکور یک آنومالی پایین I (بسته) و دو آنومالی بالا B و C (نیمه بسته) مشاهده می گردد. آنومالی I که در قسمت شمال منطقه طبس قرار دارد احتمالاً ساختمان ناودیسی و مربوط به تأثیرات عمیق می باشد. آنومالی مذکور دارای دامنه و طول موج بزرگ و فرکانس پایین بوده و در نقشه آنومالی بوگه محدوده وسیعی را اشغال نموده است. روند این ساختمان ناودیسی شرقی - غربی می باشد. اما آنومالی های بالای B و C با روند شمال غربی - جنوب شرقی احتمالاً ناشی از تأثیرات سطحی می باشند. در نقشه مذکور اگر چه منحنی های تراز، اغتشاشاتی را در بخش های جنوبی، جنوب غرب و جنوب شرق منطقه از خود نشان می دهند اما آنومالی هایی که قابل تشخیص باشند را مشخص نمی سازند. همچنین در این

نقشه دو گسل احتمالی در قسمت غرب و شرق آنومالی I به ترتیب با روندهای شمالی - جنوبی و شمال شرقی - جنوب غربی مشاهده می شوند. گسل های مذکور احتمالاً به ترتیب دارای حرکت شرقی - غربی و شمال غربی - جنوب شرقی بوده اند و باعث پایین افتادن آنومالی I شده اند.

۲-۲-۴ روش روند سطحی

در نرم افزار Modelvision Pro نقشه آنومالی بوگه ناحیه طیس با اعمال روش روند سطحی در ۳ روند متفاوت ۲، ۳ و ۴ (اشکال ج-۳، ج-۴، ۲-۴، ۴-۴، ج-۵، ج-۶) مورد تفکیک قرار گرفت و از بین نقشه های حاصل، نقشه های حاصل از روند ۳ با استفاده از آزمون آماری F و مقایسه با نقشه های حاصل از دو روند ۲ و ۴ جهت تعبیر و تفسیر نهایی انتخاب گردیدند.

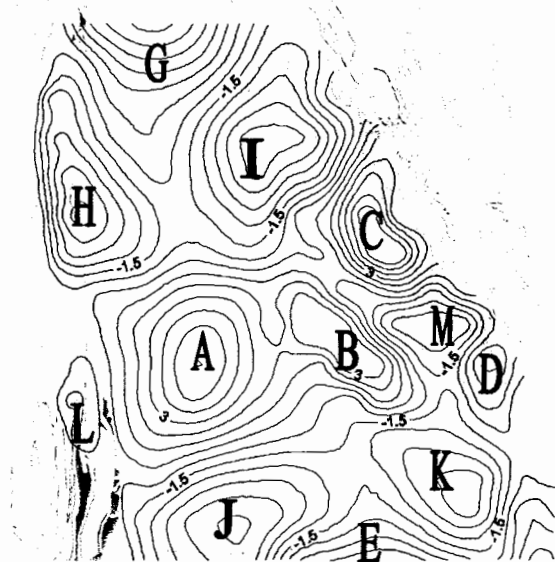


شکل ۲-۴: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی.

نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ (شکل ۲-۴)، وضعیت ساختمانی ناحیه مذکور را در ۱۳ آنومالی A (با روند شمالی - جنوبی)، B (با روند شمال غربی - جنوب شرقی)، C (با روند شمال غربی - جنوب شرقی)، D (با روند شمالی - جنوبی)، E (با روند شرقی - غربی)، F (با

روند شمالی - جنوبی)، G (با روند شمالی - جنوبی)، H (با روند شمال غربی - جنوب شرقی)، I (با روند شمالی - جنوبی)، J (با روند شمال شرقی - جنوب غربی)، K (با روند شمال غربی - جنوب شرقی)، L (با روند شمالی - جنوبی)، M (با روند شرقی - غربی) مشخص می سازد که ۷ آنومالی A,B,C,D,E,F,G مثبت و ساختمان طاقدیسی و ۶ آنومالی H,I,J,K,L,M منفی و ساختمان ناودیسی می باشند. آنومالی های A,H,I,J,K دامنه بزرگ و فرکانس پایین داشته و محدوده وسیعی را در نقشه مذکور اشغال نموده اند و ناشی از تأثیرات عمیق تر می باشند.

در میان آنومالی های مثبت موجود در نقشه مذکور، دو آنومالی E و G به ترتیب در جنوب و شمال ناحیه به علت توقف عملیات گرانی در آن مناطق به صورت نیمه بسته می باشند. با توجه به نقشه زمین شناسی منطقه (شکل ۴-۳)، دو آنومالی B و C با روند شمال غربی - جنوب شرقی ناشی از عملکرد گسل هایی با این روند می باشند که اساساً از تشکیلات نئوژن تبعیت می نمایند.



شکل ۴-۳: نقشه زمین شناسی منطقه به همراه آنومالی های مشخص شده بر اساس نقشه باقی مانده روند ۳

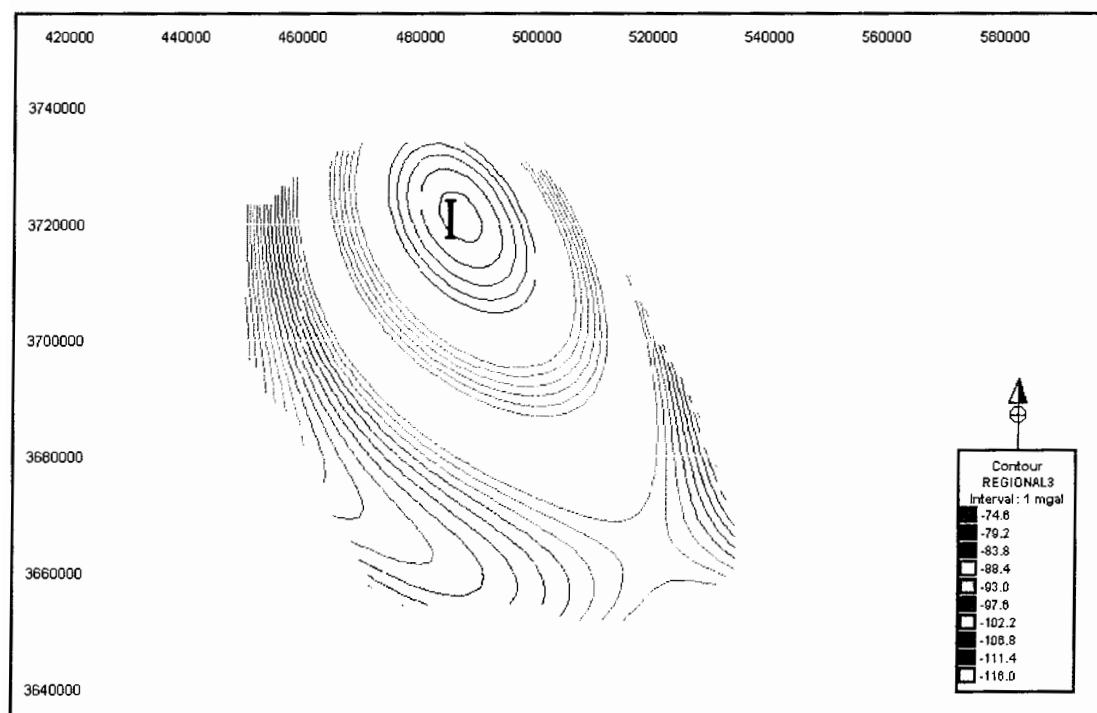
گرانی.

به طور کلی اکثر ساختمان های نشان داده شده در نقشه مذکور متناسب با روند زمین شناسی منطقه می باشند. همچنین با توجه به شکل ۳-۴ مشخص می شود که روند چین خوردگی منطقه شمال غربی - جنوب شرقی است.

در شکل ۲-۴ دو گسل یکی با روند شمال - جنوبی واقع بین آنومالی های F و H و دیگری با روند شمال شرقی - جنوب غربی بین آنومالی های C و I به چشم می خورند. این گسل ها باعث بالا آمدن آنومالی های F و C و پایین افتادن آنومالی های H و I شده اند.

از مقایسه اطلاعات بدست آمده از نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ با نقشه زمین شناسی منطقه (شکل ۳-۴) چنین نتیجه می توان گرفت که اغلب ساختمان های مشخص شده در زیر دشت از روند مشابه ای تبعیت نمی کنند. به نظر می رسد که عامل این جریان، تغییرات نیروها در زمان های مختلف یا پدیده گسل خوردگی باشد.

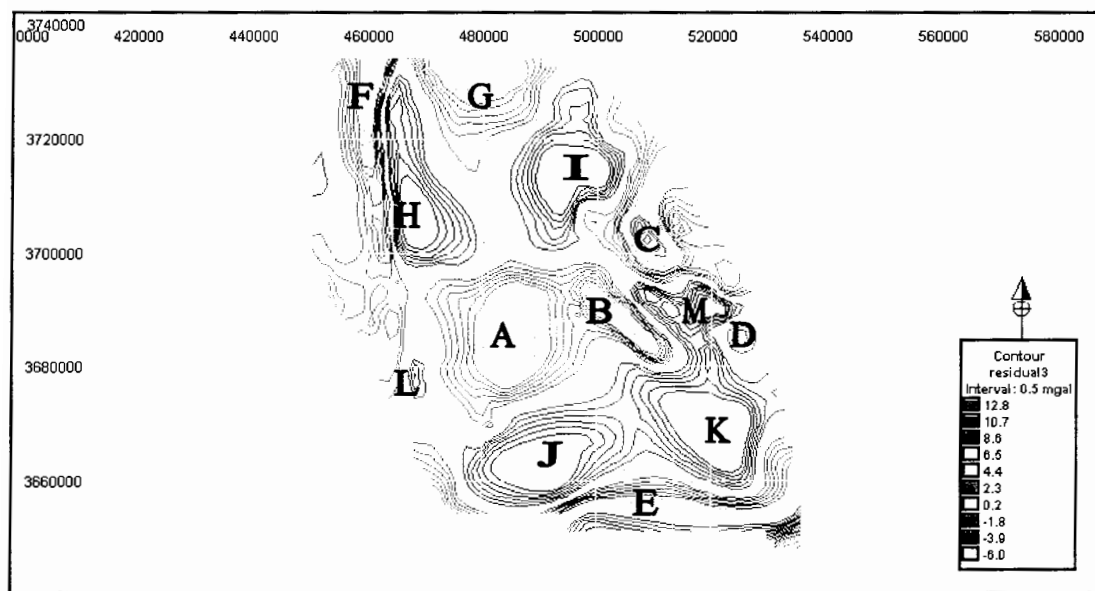
در نقشه آنومالی ناحیه ای حاصل از این روش (شکل ۴-۴)، مقدار گرانی در قسمت شمال ناحیه مذکور کاهش می یابد که این مطلب احتمالاً نشان دهنده افزایش عمق رسوبات در این محل می باشد.



شکل ۴-۴: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی.

با مقایسه نقشه آنومالی ناحیه ای با نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مشخص می گردد که آنومالی پایین I در نقشه مذکور با آنومالی های منفی I و H در نقشه آنومالی باقی مانده تقریباً هم پوشانی دارد بنابراین مشخص می گردد که دو آنومالی مذکور از سطح تا عمق زیاد گسترش دارند. همچنین دو گسل مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده، در این نقشه نیز قابل تعقیب می باشند که این مطلب نشان دهنده گسترش آن ها از سطح تا عمق زیاد است.

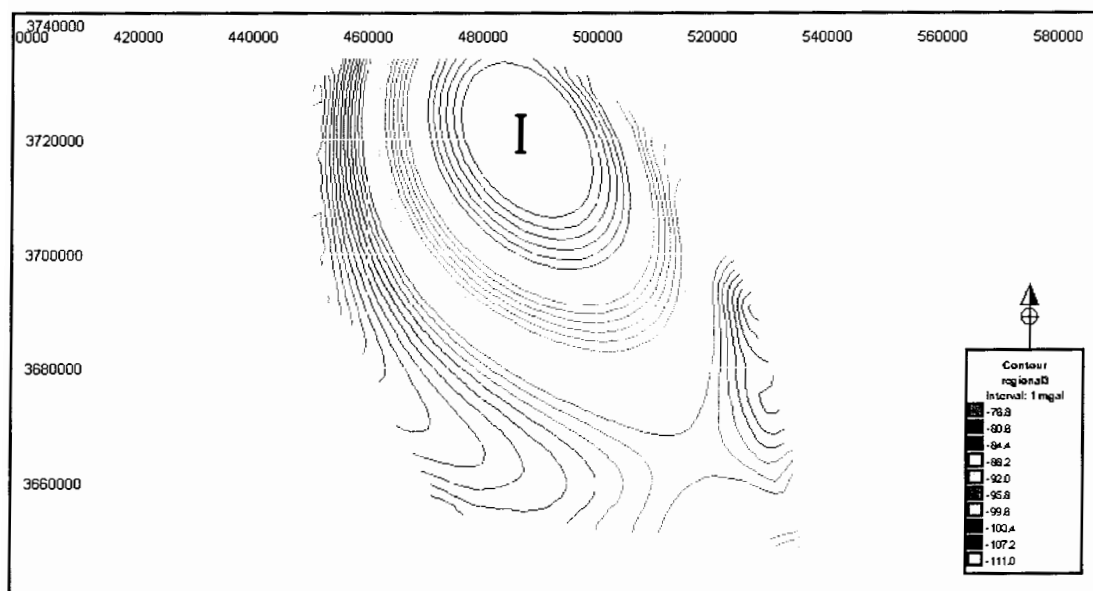
همان طور که گفته شد جهت کنترل نتایج حاصل از نرم افزار روش روند سطحی توسط یک برنامه فرترن نیز در سه روند ۲، ۳ و ۴ بر داده های گرانی اعمال گردید (اشکال ج-۷، ج-۸، ۴-۵، ۴-۶، ج-۹، ج-۱۰). نتایج حاصل از این برنامه با نتایج نرم افزار مطابقت خوبی دارند و کلیه آنومالی ها و گسل های مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ نرم افزار (شکل ۴-۲) در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ این برنامه (شکل ۴-۵) نیز قابل مشاهده می باشند. روند آنومالی ها و گسل ها در نقشه مذکور مشابه روندهای مشخص شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ نرم افزار می باشد.



شکل ۴-۵: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی با استفاده از برنامه فرترن.

نقشه های آنومالی های ناحیه ای حاصل از این برنامه نیز با نقشه های ناحیه ای حاصل از روش روند سطحی نرم افزار تطابق خیلی خوبی دارند. در نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ این برنامه

(شکل ۴-۶) نیز در شمال منطقه گرانی کاهش می یابد. همچنین دو گسل مشخص شده بر روی نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ نرم افزار در نقشه مذکور نیز با روندی مشابه قابل تعقیب می باشد. در مجموع مطابقت خوب نتایج حاصل از برنامه مذکور با نتایج نرم افزار، صحت و درستی اجرای روش روند سطحی در نرم افزار را می رساند.



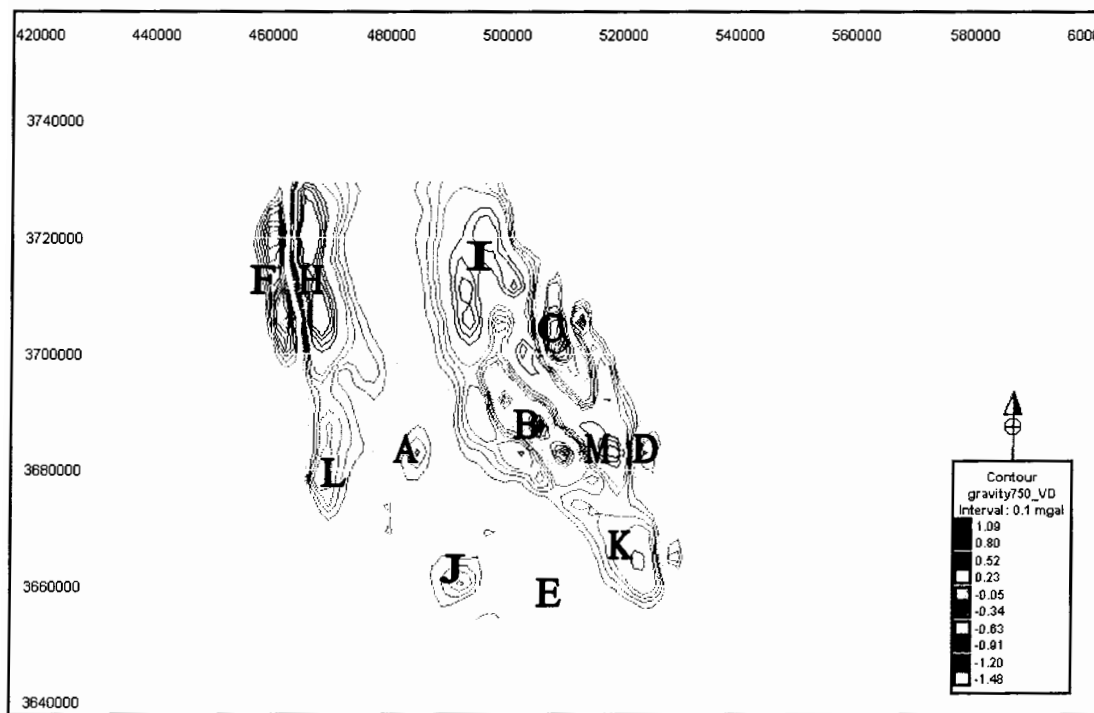
شکل ۴-۶: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی با استفاده از برنامه فرترن.

۴-۲-۳ روش مشتق اول قائم

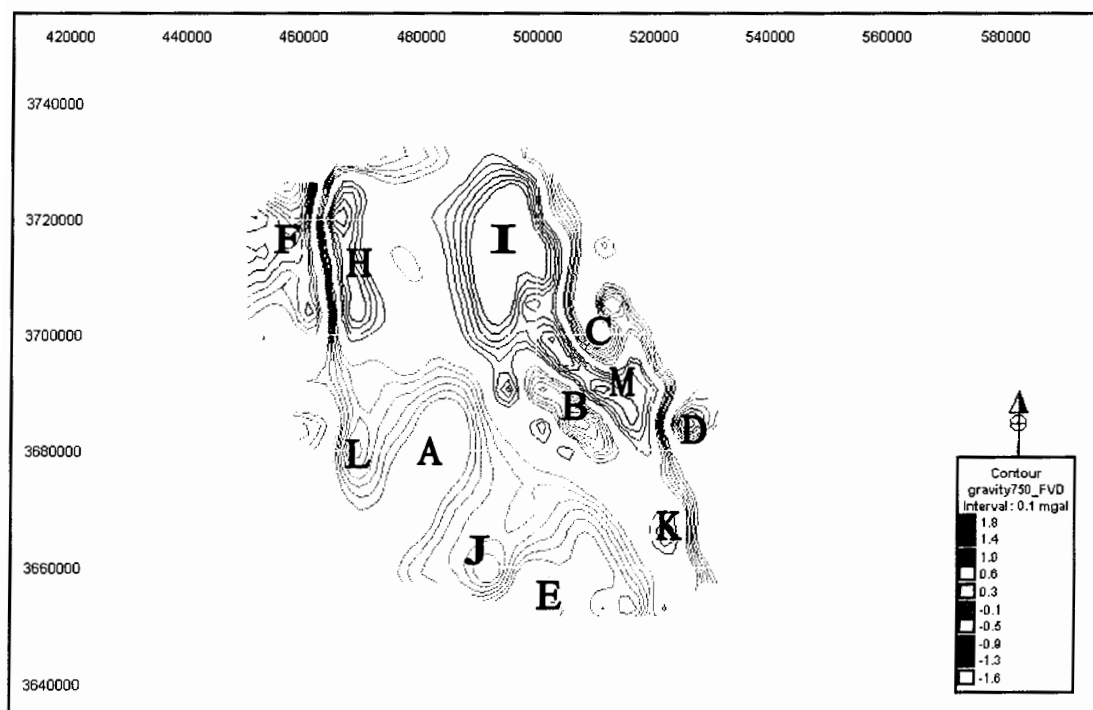
در نرم افزار Modelvision Pro روش مشتق اول قائم در دو حوزه زمان و فرکانس بر روی نقشه آنومالی بوگه اعمال شد.

نقشه های مشتق اول قائم در حوزه زمان و فرکانس تقریباً مشابه هم می باشند (اشکال ۴-۷ و ۴-۸). در هر دو نقشه اثرات ناحیه ای به طور قابل ملاحظه ای حذف و آنومالی های سطحی با کمی تغییر شکل و جابجایی نسبت به نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) نمایان شده اند. این تغییر شکل مربوط به افزایش نویز در این روش می باشد. در دو نقشه مذکور آنومالی های A,B,C,D,E,F,H,I,J,K,L,M و گسل های بین آنومالی های H,F و I,C مشخص شده بر روی نقشه باقی مانده روند ۳ با روندی مشابه با روند های مشخص شده در نقشه آنومالی

باقی مانده روند ۳ گرانی قابل مشاهده می باشند که نشان دهنده حضور و گسترش این آنومالی ها و گسل ها در عمق کم می باشد.



شکل ۴-۷: نقشه مشتق اول قائم گرانی در حوزه زمان.



شکل ۴-۸: نقشه مشتق اول قائم گرانی در حوزه فرکانس.

در میان آنومالی های مثبت مشخص شده بر روی نقشه های مذکور سه آنومالی کوچک B,C,F نسبت به بقیه آنومالی های مثبت با وضوح و شدت رنگ بیشتر مشاهده می شوند، که می توان نتیجه گرفت که عمق آن ها نسبت به بقیه کمتر است. همچنین آنومالی مثبت G مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند گرانی ۳، بر روی نقشه های حاصل از روش مشتق مشاهده نمی شود. این موضوع نشان می دهد که احتمالاً این آنومالی بایستی در عمق بیشتری قرار گرفته باشد. همچنین در دو نقشه مذکور دو آنومالی A و I دامنه بزرگ و فرکانس پایین داشته و محدوده وسیعی از نقشه را در بر می گیرند در نتیجه می توان نتیجه گرفت که احتمالاً عمق این دو آنومالی بایستی زیاد باشد.

البته در دو نقشه مذکور شکل آنومالی های فوق الذکر با هم کمی فرق می کند و برخی از آن ها از جمله آنومالی های A,C,F,L در نقشه حاصل از اعمال مشتق اول قائم در حوزه زمان (شکل ۴-۷) شکل بسته اما در نقشه حاصل از اعمال این روش در حوزه فرکانس (شکل ۴-۸) شکل نیمه بسته دارند. این موضوع به دلیل این است که معادلات حاکم بر این دو روش و از طرف دیگر خصوصیات آنومالی ها از جمله حساسیت آن ها به تغییرات فرکانس متفاوت می باشند. همچنین ممکن است این موضوع ناشی از خطا و تقریب همراه با این دو روش باشد. در مجموع نتایج حاصل از این روش با نتایج حاصل از روش روند سطحی مطابقت خوبی دارند.

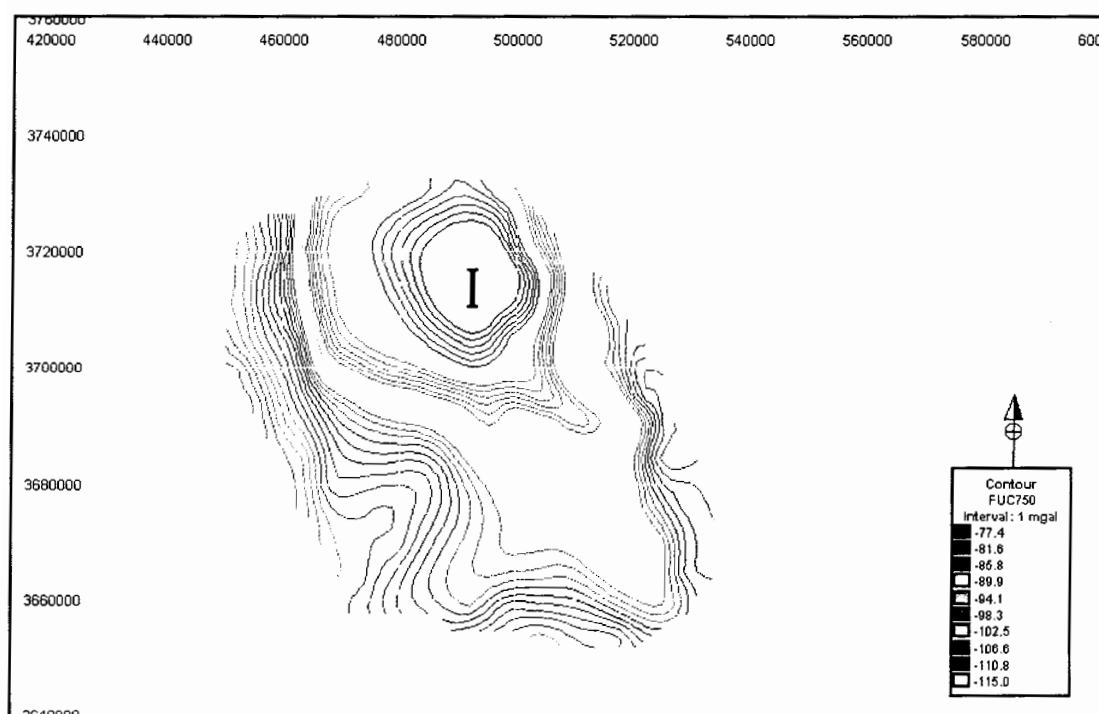
۴-۲-۴ روش گسترش به سمت بالا

در نرم افزار Modelvision Pro روش گسترش به سمت بالا با سه ارتفاع ۷۵۰، ۱۵۰۰ و ۲۲۵۰ متر بر روی نقشه آنومالی بوگه اعمال و نقشه هر یک از آن ها رسم گردید. سپس نقشه باقی مانده هر ارتفاع با کسر هر یک از نقشه های فوق الذکر از نقشه آنومالی بوگه بدست آورده شد.

نقشه های حاصل از این روش در سه ارتفاع ۷۵۰، ۱۵۰۰ و ۲۲۵۰ متر (اشکال ۴-۹، ج-۱۱ ، ج-۱۲) مشابه هم بوده و نشان دهنده تأثیرات عمیق می باشند. در هر سه نقشه آنومالی پایین I در شمال منطقه به همراه دو گسل در غرب و شرق آن به ترتیب با روند های شمالی - جنوبی و شمال شرقی - جنوب غربی مشاهده می شود. با توجه به حضور آنومالی و دو گسل مذکور بر روی

هر سه نقشه ناحیه ای حاصل از این روش، می توان نتیجه گرفت که آنومالی و گسل های مذکور احتمالاً از عمق کم تا اعماق زیاد گسترش دارند. این مطلب در نتایج حاصل از روش های قبلی نیز تأیید شده است. همان طور که در تفسیرهای قبلی گفته شد، عملکرد دو گسل مذکور باعث پایین افتادن آنومالی I شده است. بنابراین با توجه به مطالب گفته شده می توان نتیجه گرفت که آنومالی مذکور عمیق ترین محل در ناحیه مورد مطالعه می باشد.

در نقشه مذکور منحنی های تراز در قسمت های شرق، جنوب، جنوب شرق و جنوب غرب اغتشاشاتی از خود نشان می دهند، اما آنومالی های مشخصی را ایجاد نمی کنند. این اغتشاشات ممکن است مربوط به آنومالی های سطحی باشند که تأثیرات آن ها به طور کامل حذف نشده است.

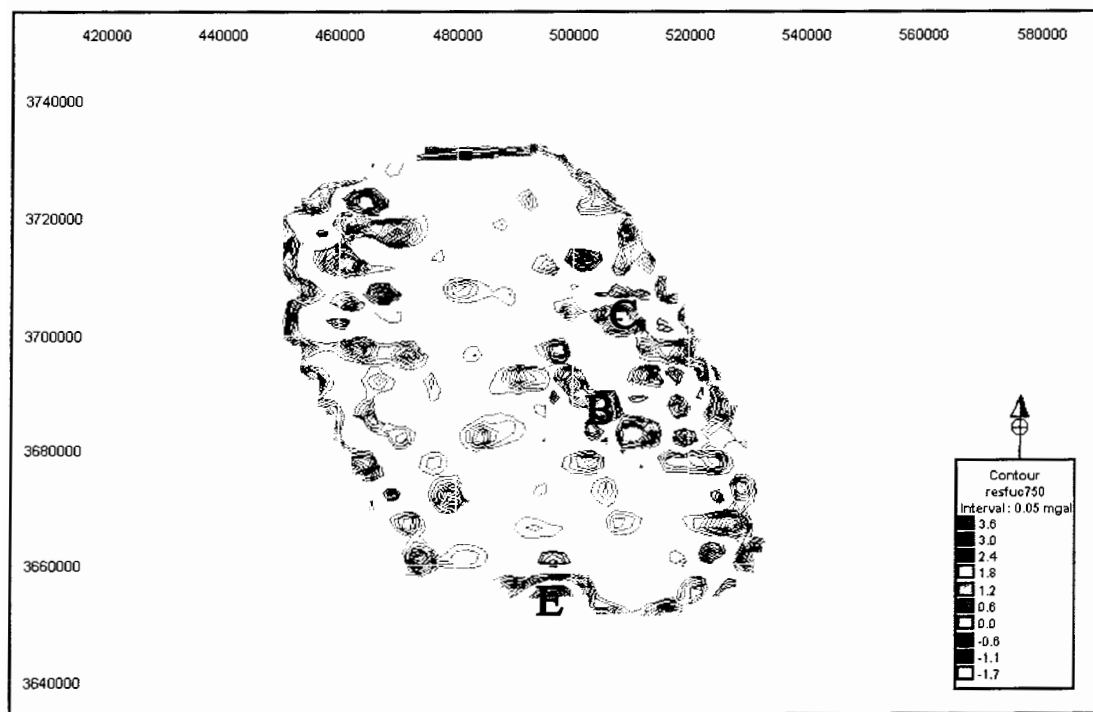


شکل ۴-۹: نقشه گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۷۵۰ متر.

نقشه آنومالی باقی مانده با ارتفاع ۷۵۰ متر (شکل ۴-۱۰) نتوانست اطلاعات مفیدی را نتیجه دهد. نقشه مذکور آنومالی های خیلی سطحی را نشان می دهد که در اکتشافات نفتی اهمیت زیادی ندارند. در این نقشه سه آنومالی B,C,E تا حدودی قابل تشخیص می باشند که این

مطلب نشان دهنده عمق کم آن ها می باشد. اما اثرات سایر آنومالی ها و دو گسل مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) در این نقشه خیلی کم رنگ بوده و یا اصلاً از بین رفته اند. بنابراین می توان نتیجه گرفت که آن ها از عمق بیشتری از سه آنومالی B,C,E برخوردارند.

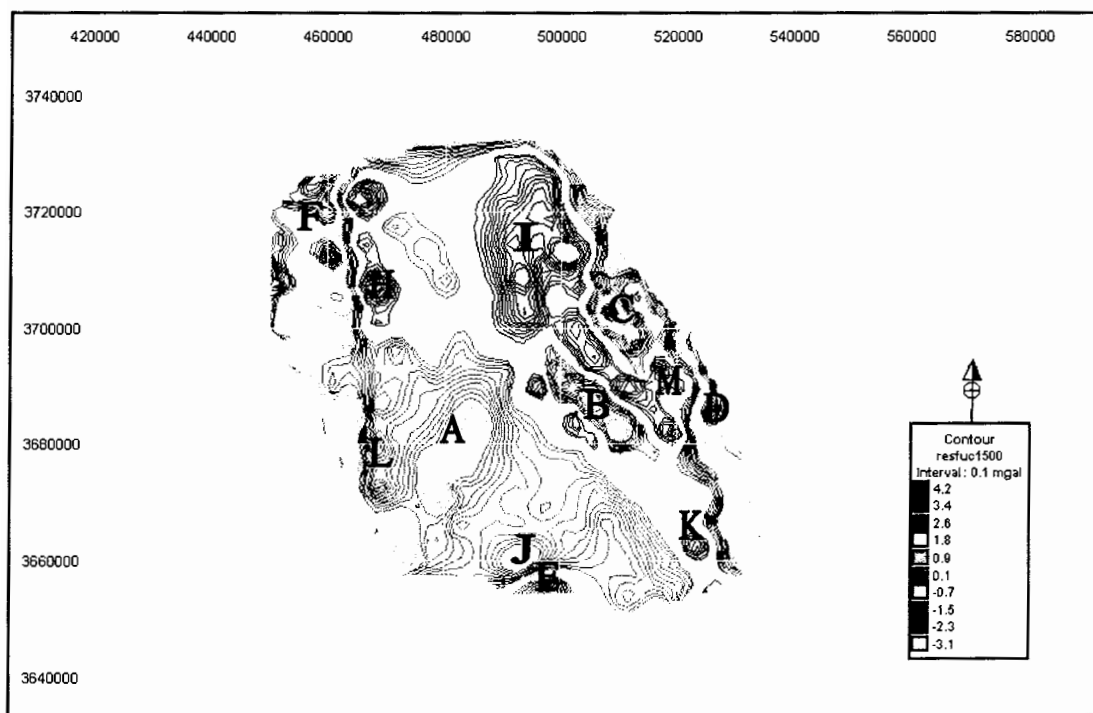
نقشه های آنومالی های باقی مانده حاصل از این روش با دو ارتفاع ۱۵۰۰ و ۲۲۵۰ متر مشابه هم می باشند (اشکال ۴-۱۱ و ۴-۱۲). در هر دو این نقشه ها آنومالی های A,B,C,D,E,F مثبت و ساختمان طاقدیسی و آنومالی های H,I,J,K,L,M منفی و ساختمان ناودیسی می باشند. آنومالی های مذکور روندی مشابه روند ساختمانی آنومالی های مشخص شده در نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) دارند.



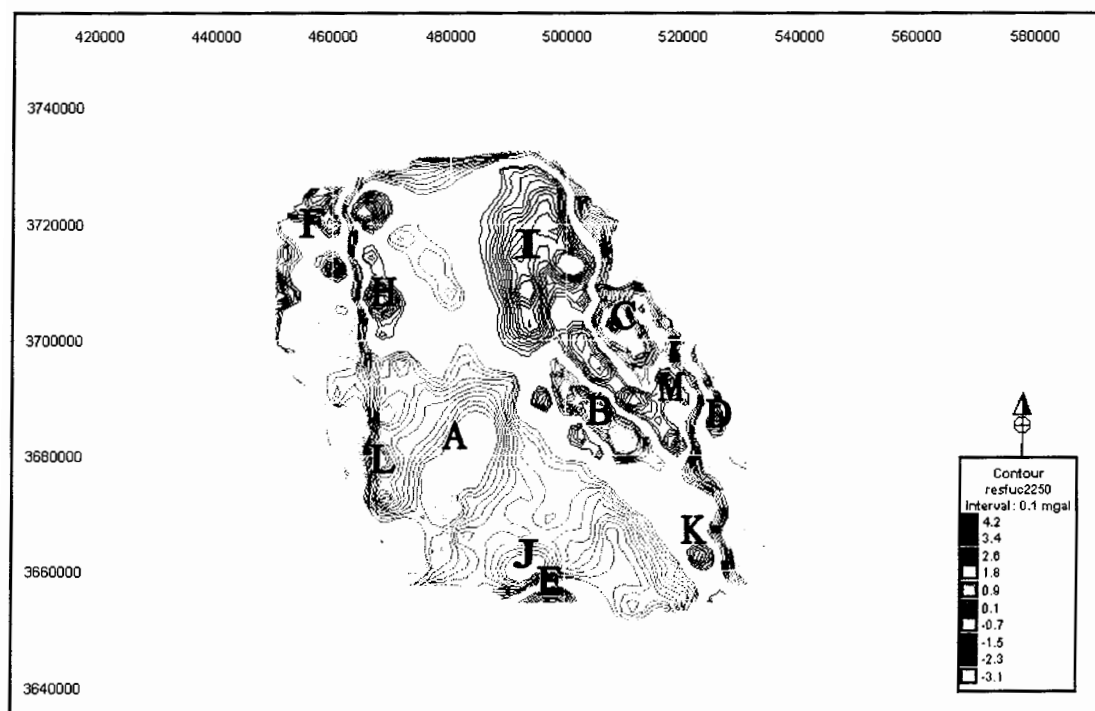
شکل ۴-۱۰: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۷۵۰ متر.

همچنین دو گسل بین آنومالی های H,F و I,C به ترتیب با روند های شمالی - جنوبی و شمال شرقی - جنوب غربی به چشم می خورد. با توجه به مشاهده گسل های فوق الذکر بر روی

دو نقشه مذکور همچنین بر روی نقشه های ناحیه ای حاصل از این روش مشخص می شود که آن ها از سطح تا عمق زیاد گسترش دارند.



شکل ۴-۱۱: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر.

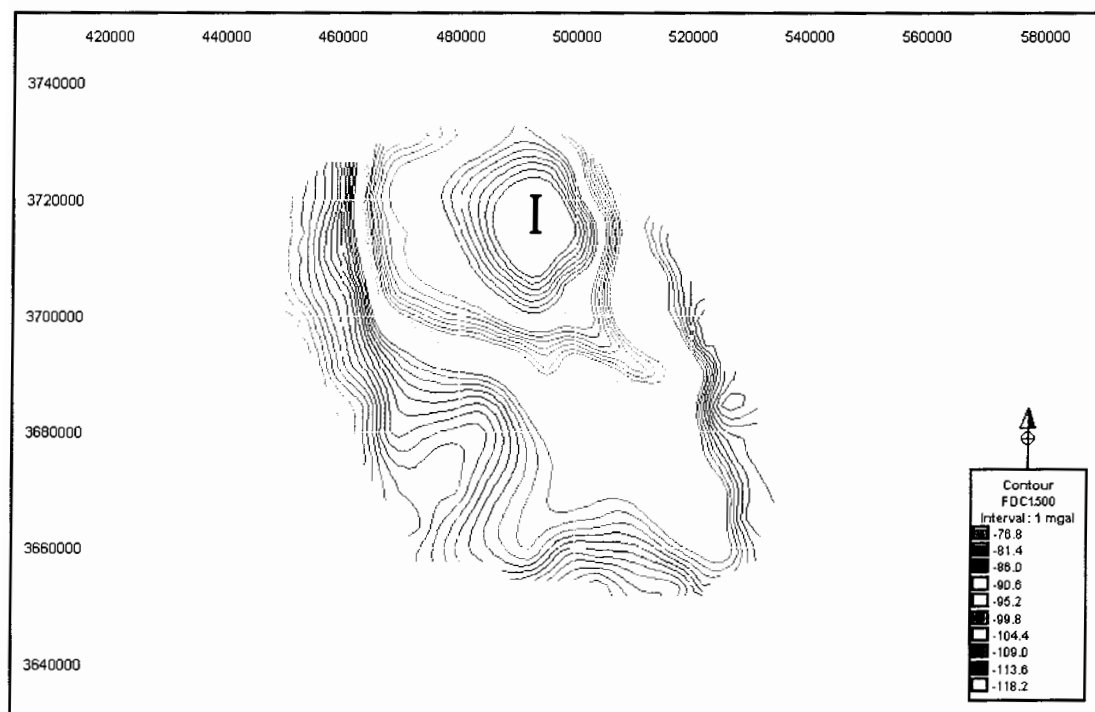


شکل ۴-۱۲: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۲۲۵۰ متر.

نتایج حاصل از دو نقشه مذکور به خوبی نتایج بدست آمده از نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی را تأیید می نمایند. البته شکل آنومالی ها تا حدودی در این نقشه ها به دلیل افزایش نویز در این روش، نسبت به نقشه آنومالی روند ۳ گرانی تغییر کرده است.

۲-۴-۵ روش گسترش به سمت پایین

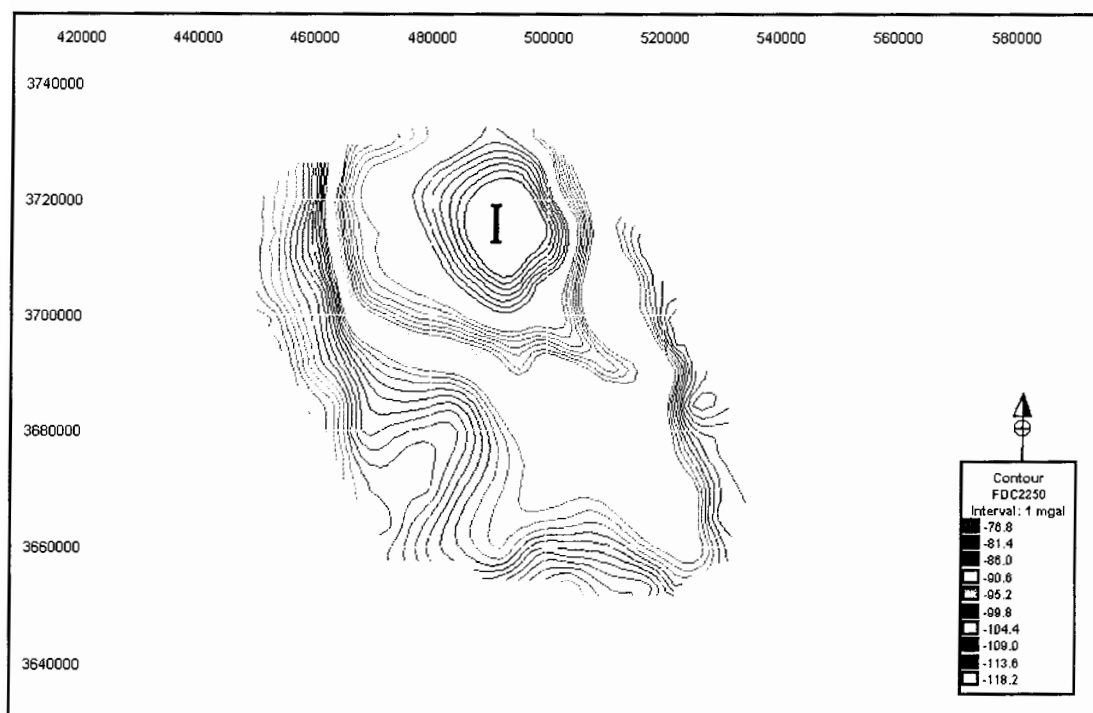
روش گسترش به سمت پایین در چهار ارتفاع ۱۵۰۰، ۲۲۵۰، ۴۵۰۰ و ۶۰۰۰ متر با استفاده از نرم افزار Modelvision Pro بر روی نقشه آنومالی بوگه اعمال گردید. همان طور که در بخش تفکیک آنومالی ها در فصل ۲ اشاره گردید، این روش آنومالی های سطحی را بهتر نشان می دهد. در نقشه های گسترش به سمت پایین با ارتفاع ۱۵۰۰ و ۲۲۵۰ متر (اشکال ۴-۱۳ و ۴-۱۴) آنومالی های عمقی به خوبی از داده های آنومالی بوگه حذف نشده اند و نقشه های حاصل بیشتر نشان دهنده تأثیرات ناحیه ای می باشند تا آنومالی های سطحی.



شکل ۴-۱۳: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر.

در دو نقشه مذکور تنها آنومالی I به همراه دو گسل در غرب و شرق آن قابل مشاهده می باشند. که این موضوع بار دیگر عمق زیاد آن ها را تأیید می نماید. البته اثرات آنومالی های

سطحی به صورت اغتشاشاتی در منحنی های تراز نقشه های مذکور در نواحی شرق، جنوب شرق، جنوب و جنوب غرب مشاهده می شود ولی آنومالی های مشخصی قابل تشخیص نمی باشند.

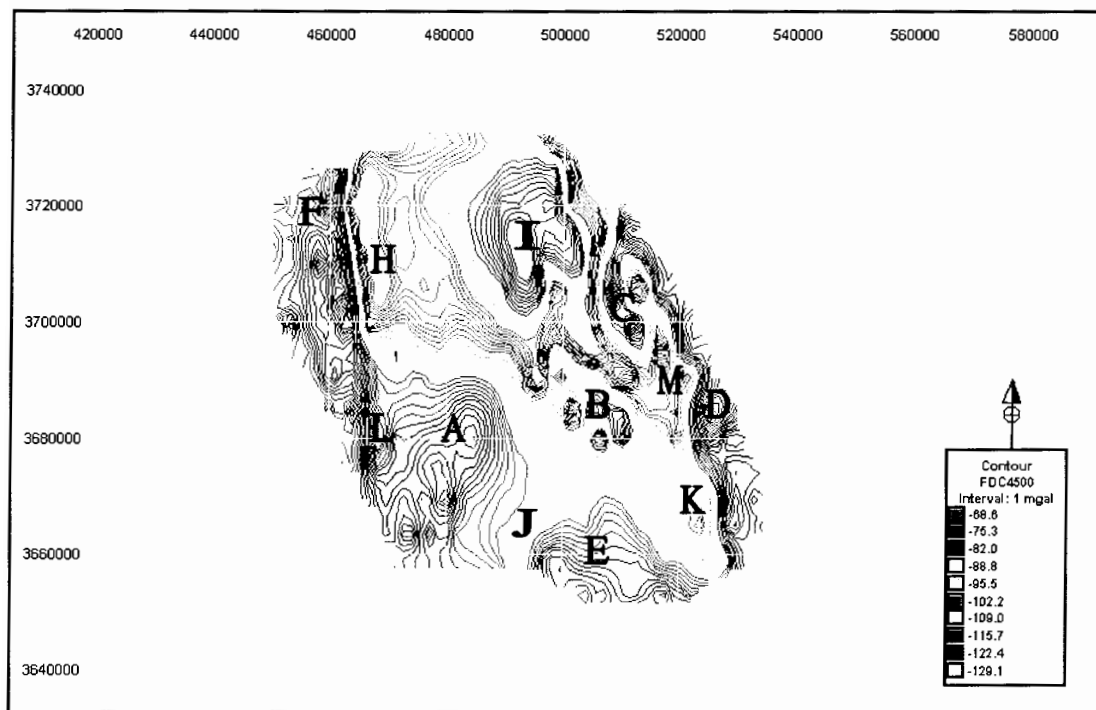


شکل ۴-۱۴: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۲۲۵۰ متر.

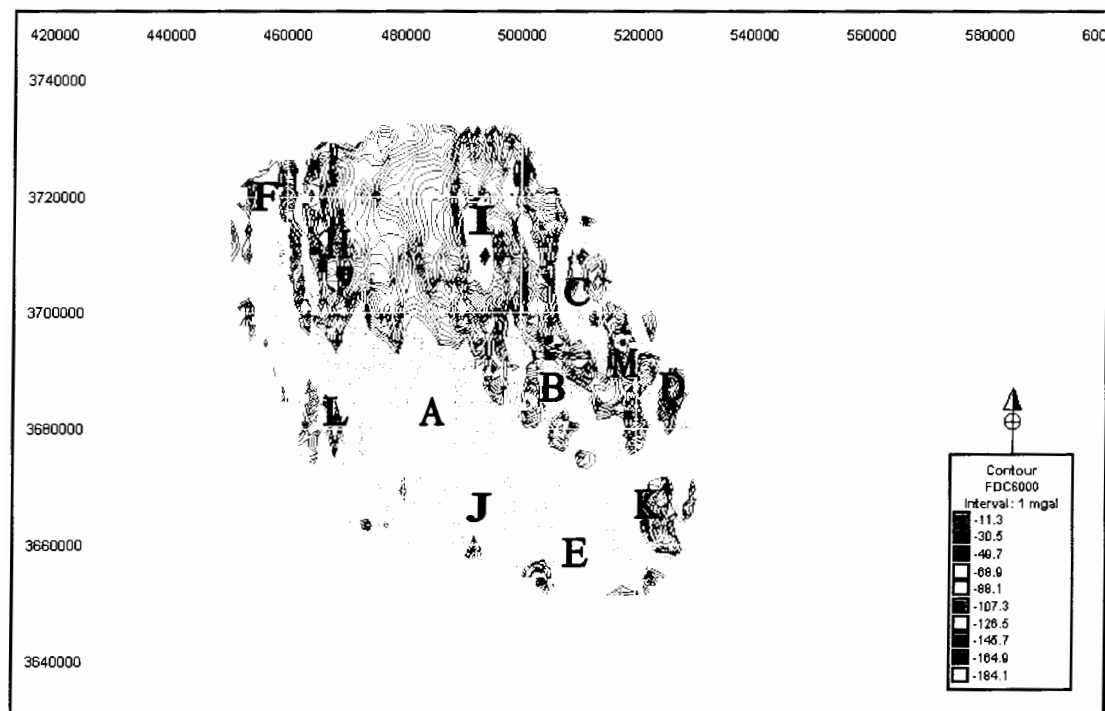
اما در نقشه های گسترش به سمت پایین با ارتفاع ۴۵۰۰ و ۶۰۰۰ متر آنومالی های ناحیه ای به طور قابل ملاحظه ای از داده ها حذف شده اند (اشکال ۴-۱۵ و ۴-۱۶). آنومالی های A,B,C,D,E,F,H,I,J,K,L,M مشخص شده در نتایج قبلی در دو نقشه مذکور مجدداً مشاهده می شوند. همچنین بین دو آنومالی H,F و I,C دو گسل به چشم می خورد. این موضوع گسترش آنومالی ها و گسل های مذکور در عمق کم را نشان می دهد. البته در نقشه های حاصل از این روش نیز آنومالی ها نسبت به نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) با تغییر شکل و جابجایی نشان داده شده است. در این روش نیز می توان دلیل این انحرافات را افزایش نویز در این روش بیان نمود.

همچنین با مقایسه دو شکل ۴-۱۵ و ۴-۱۶ مشخص می شود که با افزایش ارتفاع آنومالی های سطحی تر، برجسته تر می شوند. با توجه به این که دو گسل فوق الذکر در هر چهار

نقشه حاصل از این روش قابل مشاهده می باشد لذا می توان نتیجه گرفت که دو گسل فوق گسترش عمقی زیادی داشته و از سطح تا عمق زیاد امتداد یافته اند. این مطلب در نتایج قبلی نیز تأیید شده است.



شکل ۴-۱۵: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر.

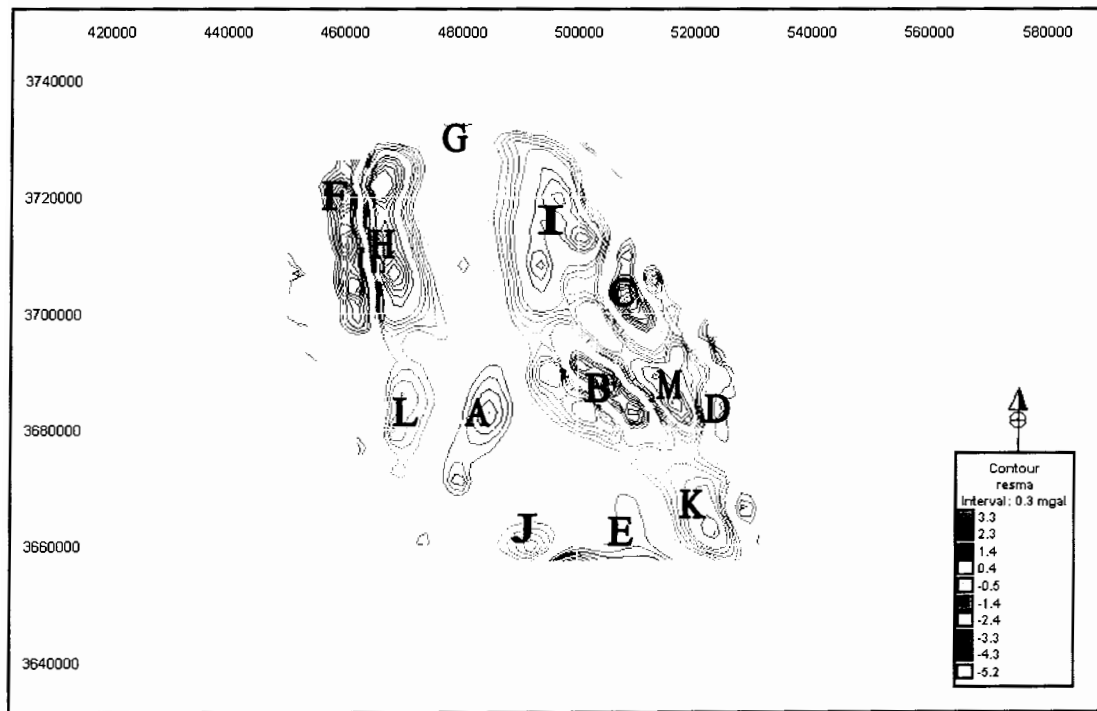


شکل ۴-۱۶: نقشه گسترش به سمت پایین گرانی با ارتفاع ۶۰۰۰ متر.

۴-۲-۶ روش گریفین

این روش در نرم افزار با استفاده از روش Averaging بر داده ها اعمال و نقشه آنومالی ناحیه ای آن رسم گردید. سپس با کسر نقشه مذکور از نقشه آنومالی بوگه، نقشه آنومالی باقی مانده این روش بدست آمد.

در نقشه آنومالی باقی مانده (شکل ۴-۱۷) آنومالی های مثبت A,B,C,D,E,F,G و آنومالی های منفی H,I,J,K,L,M مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) با روند ساختمانی مشابه با روند های مشخص شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ قابل مشاهده می باشند.

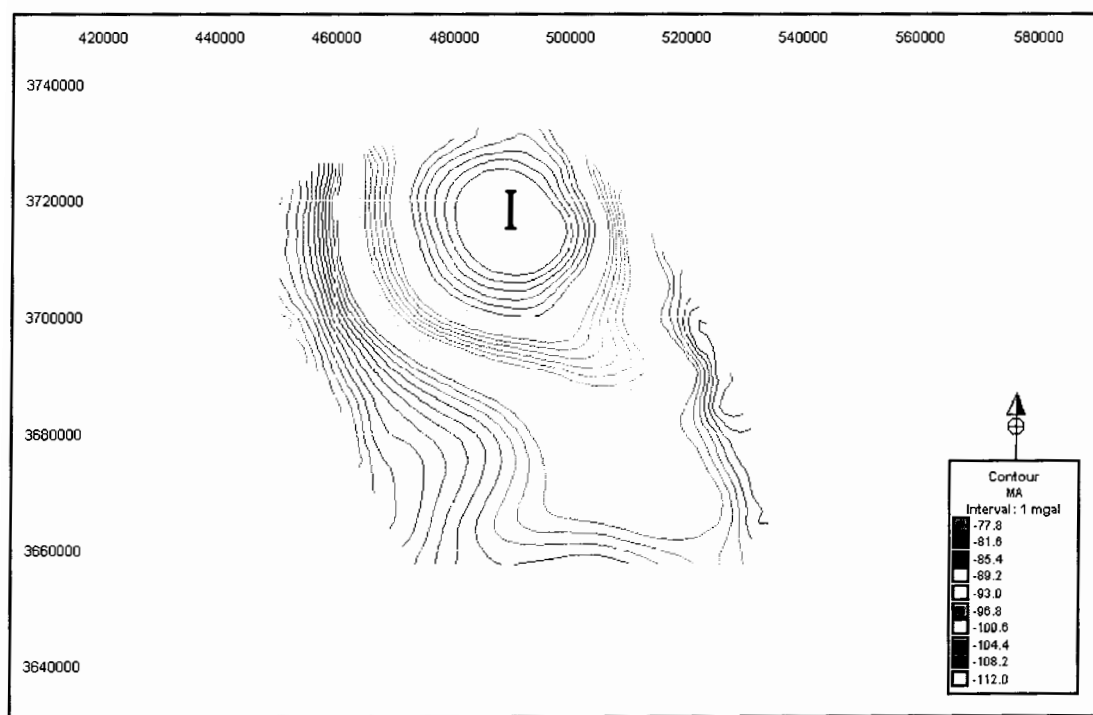


شکل ۴-۱۷: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین.

در این نقشه دو آنومالی A و I دامنه بزرگ و فرکانس پایین داشته و محدوده وسیعی از نقشه را اشغال می کنند. بنابراین مشخص می شود که احتمالاً بایستی دو آنومالی مذکور نسبت به بقیه آنومالی ها در عمق بیشتری قرار گرفته باشند. در این نقشه نیز دو گسل مشخص شده بر روی نقشه های آنومالی باقی مانده حاصل از روش های قبلی (بین آنومالی های H,F و I,C) با روندی

مشابه با نتایج قبلی قابل مشاهده می باشند. همان طور که در شکل ۴-۱۷ مشاهده می شود، این روش نیز به دلیل افزایش نویز، آنومالی ها و گسل ها را با تغییر شکل و کمی جابجایی نشان می دهند.

در نقشه آنومالی ناحیه ای حاصل از این روش (شکل ۴-۱۸) همانند نقشه های ناحیه ای حاصل از روش های قبل آنومالی پایین I به همراه دو گسل در غرب و شرق آن در شمال منطقه مشاهده می شود که مجدداً عمق زیاد این عوارض تأیید می گردد. علاوه بر آنومالی مذکور منحنی های تراز در قسمت های شرق، جنوب و جنوب غرب اغتشاشاتی از خود نشان می دهند، اما آنومالی مشخصی را ایجاد نمی سازند. این اغتشاشات احتمالاً مربوط به آنومالی های کم عمق تر می باشند که اثر آن ها به طور کامل حذف نشده است. در مجموع نتایج حاصل از این روش نیز نتایج بدست آمده از روش های قبل را تأیید می نمایند.

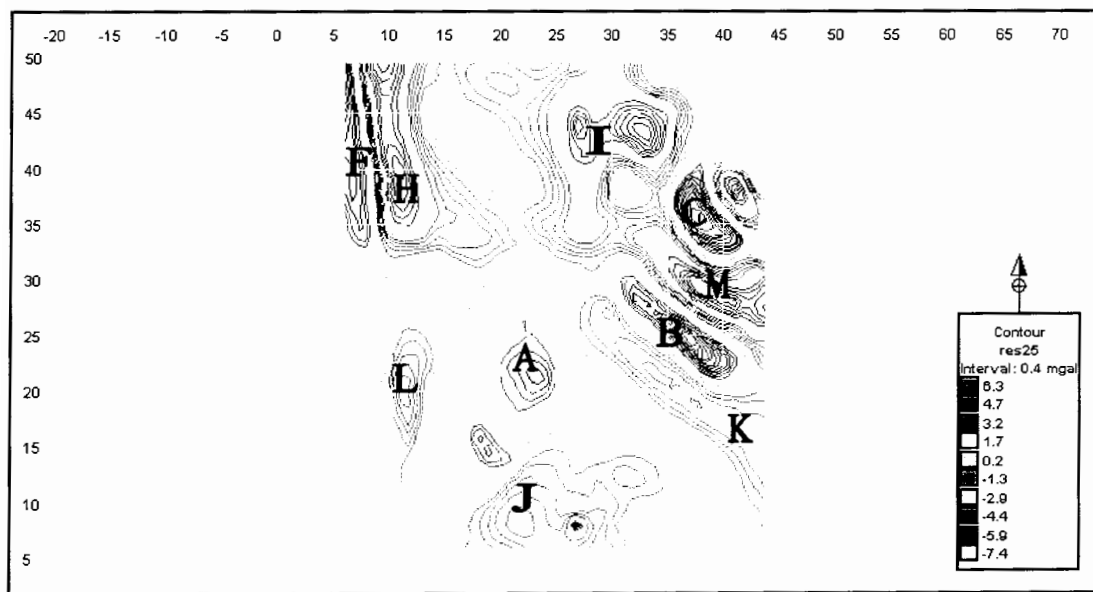


شکل ۴-۱۸: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین.

همان طور که قبلاً نیز اشاره شد این روش همچنین به وسیله یک برنامه کامپیوتری به زبان بیسیک با سه شعاع $\sqrt{25S}$, $\sqrt{17S}$, $\sqrt{13S}$ (S اندازه شبکه ها می باشد) بر روی نقشه آنومالی

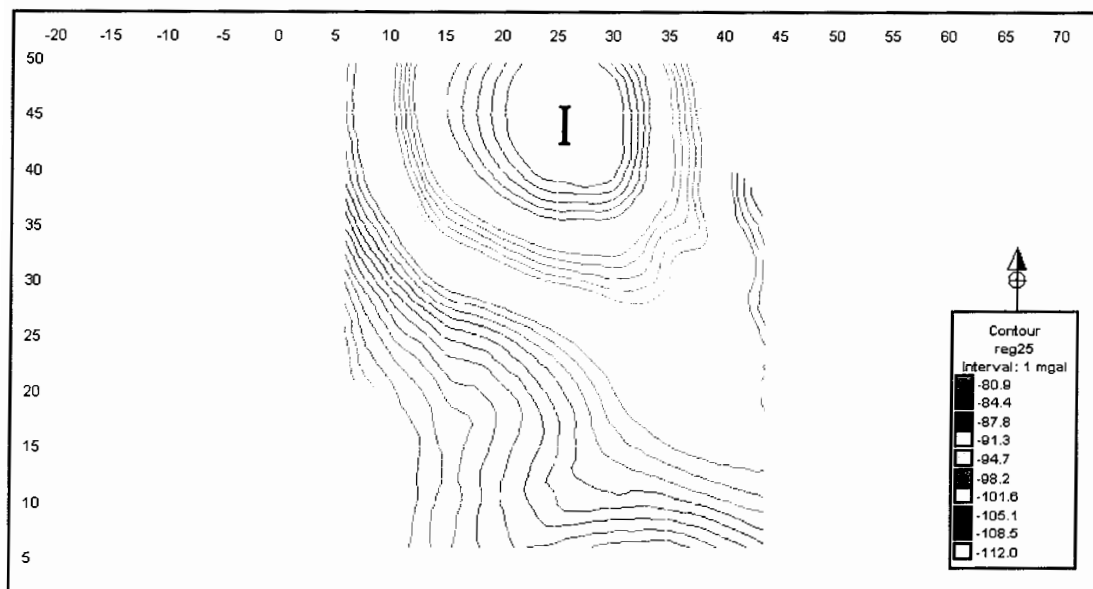
بوگه اعمال شده است (اشکال ج-۱۳، ج-۱۴، ج-۱۵، ج-۱۶، ۴-۱۹، ۴-۲۰). از میان نقشه های حاصل، نقشه های بدست آمده از شعاع $\sqrt{25S}$ که جهت تعبیر و تفسیر از آن ها استفاده گردید، بهترین نتیجه را نشان دادند.

در نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از شعاع $\sqrt{25S}$ (شکل ۴-۱۹)، همانند نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از اعمال روش گریفین به کمک نرم افزار (شکل ۴-۱۷)، آنومالی های مثبت A,B,C,F و آنومالی های منفی H,I,J,K,L,M با روندهای ساختمانی مشابه با نتایج قبلی مشاهده می شوند. همچنین دو گسل مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده گریفین نرم افزار در شکل ۴-۱۹ نیز با روندهای مشابه با روندهای مشخص شده در نتایج قبلی قابل تعقیب می باشند. در این نقشه نیز آنومالی ها و گسل های مشخص شده نسبت به نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) تغییر شکل و جابجایی دارند که این انحرافات ممکن است به دلیل افزایش نویز ناشی از عمل درون یابی داده ها بر روی رئوس شبکه ها و همچنین عدم استفاده از تمام نقاط داده ای در این روش دستی باشد (همان طور که قبلاً نیز اشاره شد بر حسب شعاع دوایر مورد استفاده یک سری از اطلاعات از چهار گوشه نقشه حذف می گردد).



شکل ۴-۱۹: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{25S}$.

در نقشه آنومالی ناحیه ای این روش (شکل ۴-۲۰) نیز یک آنومالی پایین (I) در قسمت شمال ناحیه به همراه دو گسل در غرب و شرق آن مشاهده می گردد. این آنومالی منفی وسعت زیادی از نقشه را در بر گرفته و همان طور که در تفسیرهای قبلی نیز اشاره شد عمیق ترین قسمت ناحیه مورد مطالعه می باشد.



شکل ۴-۲۰: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{25}S$.

حضور گسل های مذکور بر روی نقشه های آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده این روش نیز بار دیگر گسترش آن ها از سطح تا عمق زیاد را تأیید می نماید. در مجموع نتایج حاصله از این روش نیز در تطابق خوبی با نتایج بدست آمده از روش های قبلی می باشند.

در کل بر اساس نتایج حاصل از هر یک روش های تفکیک آنومالی های فوق الذکر می توان گفت که روش روند سطحی (با روند ۳) در میان روش های مذکور بهترین نتیجه را نشان داده است. در نقشه های حاصل از روش روند سطحی آنومالی ها بدون تغییر شکل و جابجایی نشان داده شده اند. بر اساس نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) وضعیت ساختمانی منطقه در ۷ آنومالی مثبت A,B,C,D,E,F,G (ساختمان طاقدیسی) و ۶ آنومالی منفی H,I,J,K,L,M (ساختمان ناودیسی) مشخص گردید. با توجه به تفسیرهای انجام شده، مشخص گردید که در میان آنومالی های مثبت فوق الذکر احتمالاً آنومالی A از عمق و وسعت بیشتری

برخوردار است. علاوه بر این در نقشه مذکور دو گسل اصلی بین آنومالی های H,F و I,C مشاهده گردید. همچنین با توجه به مشاهده آنومالی پایین I در شمال منطقه به همراه دو گسل در سمت شرق و غرب آن بر روی نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی (شکل ۴-۴) و با مقایسه نقشه مذکور با نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مشخص گردید که آنومالی های ناودیسی H,I و دو گسل مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده فوق الذکر احتمالاً بایستی عمق زیادی داشته باشند. لازم به ذکر است که نتایج فوق در نقشه های باقی مانده و ناحیه ای حاصل از سایر روش ها نیز در حد قابل قبولی تأیید شده اند.

از آن جا که تفسیرهای میدان های پتانسیل اغلب همراه با ابهام می باشند لذا برای دست یابی به یک نتیجه مطمئن بایستی از چند نوع داده جهت تعبیر و تفسیر استفاده نمود. با این توضیح در بخش بعد جهت تأیید نتایج حاصل از تفکیک آنومالی های داده های گرانی، نتایج حاصل از تفکیک آنومالی های داده های مغناطیس زمینی مورد تعبیر و تفسیر قرار خواهند گرفت.

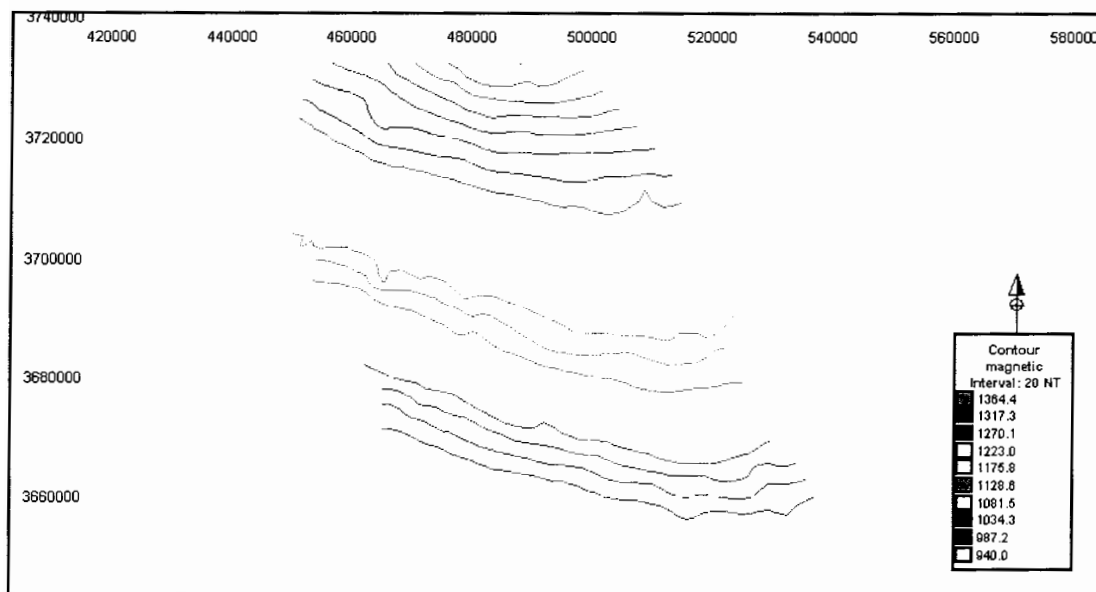
۳-۴ تعبیر و تفسیر داده های مغناطیس زمینی

۱-۳-۴ نقشه شدت کل مغناطیس

در نقشه شدت کل مغناطیس زمینی منحنی های تراز به صورت هموار با فواصل ۲۰ نانو تسلا رسم شده اند (شکل ۴-۲۱).

همان طور که در شکل ۴-۲۱ مشاهده می شود منحنی های تراز شدت میدان کل مغناطیسی دارای روند خطی و ملایم با افزایش تدریجی از جنوب به شمال منطقه می باشند. این افزایش شدت مغناطیسی در شمال منطقه ممکن است ناشی از دو دلیل کاهش ضخامت رسوبات و یا تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در این منطقه باشد. با توجه به این که در نقشه آنومالی بوگه (شکل ۴-۱) در منطقه شمال کاهش گرانی مشاهده می شود لذا احتمال اول یعنی کاهش ضخامت رسوبات در آن منطقه نمی تواند درست باشد. با این توضیح احتمال دوم که تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در منطقه شمال را بیان می کند، قوت بیشتری می یابد. با توجه به این که خودپذیری مغناطیسی رسوبات خیلی پایین است بنابراین آنومالی های مغناطیسی نشان داده شده

بر روی نقشه مذکور در ارتباط با خصوصیات مغناطیسی سنگ بستر می باشد. به طور کلی آنومالی های مغناطیسی بیشتر تحت تأثیر تغییرات لیتولوژی سنگ بستر می باشد تا تحت تأثیر تغییرات توپوگرافی آن. کوچکترین تغییری در خودپذیری مغناطیسی سنگ های تشکیل دهنده سنگ بستر ممکن است باعث ایجاد آنومالی های مغناطیسی بزرگی شوند. اما بر خلاف این خصوصیت آنومالی های مغناطیسی، محدوده تغییرات دانسیته در اثر این تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر آن قدر زیاد نیست که آنومالی های گرانی بزرگی را ایجاد نمایند. آنومالی های گرانی بیشتر تحت تأثیر تغییرات توپوگرافی ساختمان ها می باشند.



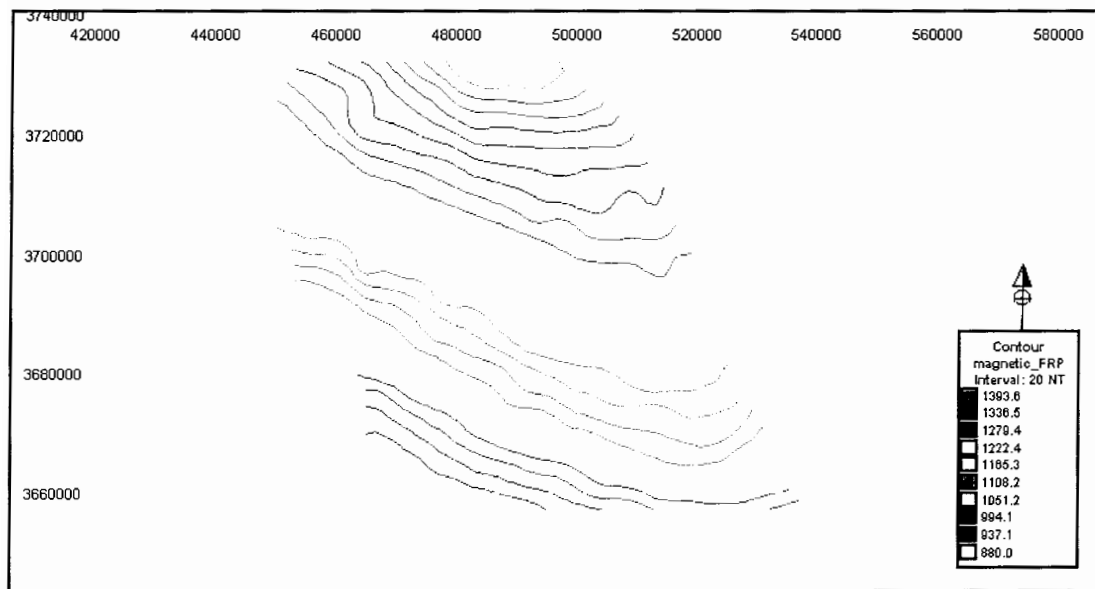
شکل ۴-۲۱: نقشه شدت کل مغناطیس زمینی منطقه طبس.

از آن جا که شدت مغناطیسی مشاهده شده در نقشه مذکور خیلی زیاد نیست و منحنی های تراز خیلی هموار و آرام می باشند می توان گفت که منطقه طبس یک حوضه رسوبی با سنگ بستر احتمالاً دگرگونی می باشد که در آن اثری از فعالیت های ولکانیکی به چشم نمی خورد. این مطلب در مطالعات زمین شناسی نیز تأیید شده است [حسن زاده شریف، ۱۹۸۵].

۲-۳-۴ روش برگردان به قطب

به منظور حذف نامتقارنی های آنومالی های مغناطیسی ناشی از پلاریزاسیون مغناطیسی غیر عمودی، روش برگردان به قطب بر نقشه شدت کل مغناطیسی زمینی اعمال گردید (شکل ۲۲-۴). با اعمال این روش داده ها در یک حالت تصویری به قطب که در آن جهت پلاریزاسیون مغناطیسی عمودی است منتقل می شوند در نتیجه آنومالی ها دقیقاً بر سر توده های مولد آن ها قرار گرفته و وضوح بیشتری پیدا می نمایند. مقایسه روند تغییرات مشاهده شده شدت میدان مغناطیسی کل در شکل ۲۲-۴ با روند مشاهده شده در شکل ۲۱-۴ نشان می دهد که با اعمال روش برگردان به قطب منحنی های تراز مقداری جابجا شده و تغییر می یابند [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳].

لازم به ذکر است که روش های تفکیک آنومالی ها از جمله روش روند سطحی و... بر روی نقشه شدت کل مغناطیسی حاصل از اعمال روش برگردان به قطب، اعمال می شوند.



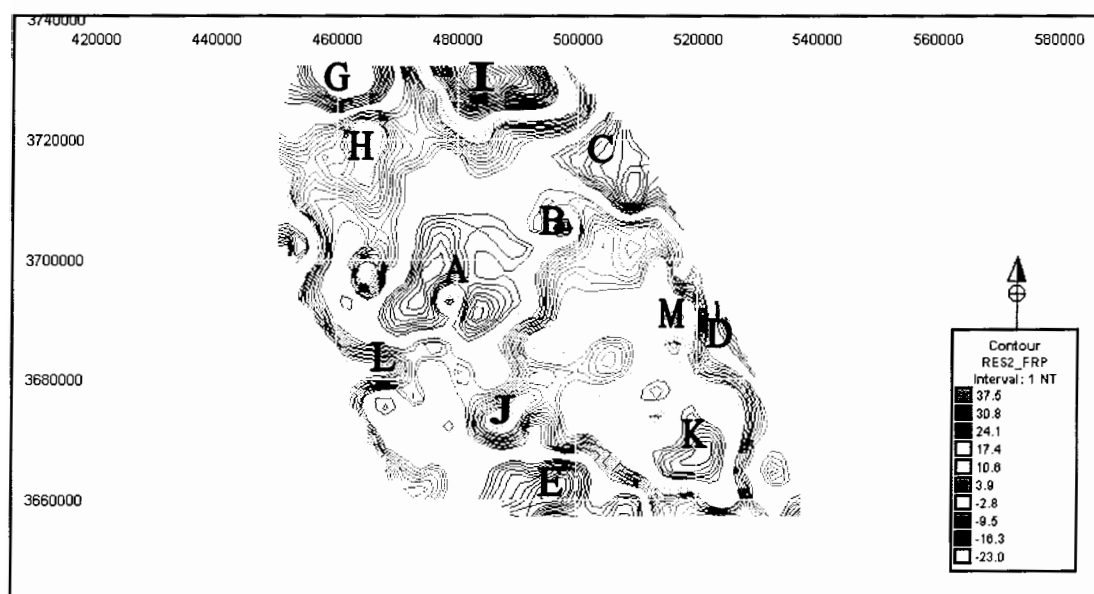
شکل ۲۲-۴: نقشه شدت کل مغناطیس زمینی بعد از اعمال روش برگردان به قطب.

۳-۳-۴ روش روند سطحی

نقشه شدت کل مغناطیسی در نرم افزار Modelvision Pro با استفاده از روش روند سطحی در سه روند ۲، ۳ و ۴ (اشکال ۲۳-۴، ۲۴-۴، ج-۱۸، ج-۱۹، ج-۲۰، ج-۲۱) مورد تفکیک

قرار گرفت که از میان نقشه های حاصل، نقشه های آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای روند ۲ با استفاده از آزمون آماری F و مقایسه با نقشه های حاصل از دو روند دیگر جهت تعبیر و تفسیر انتخاب شدند.

با بررسی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ (شکل ۴-۲۳) تعدادی آنومالی های منفی (A,B,C,D,E,G) و مثبت (H,I,J,K,L,M) در ناحیه مورد مطالعه به چشم می خوردند.

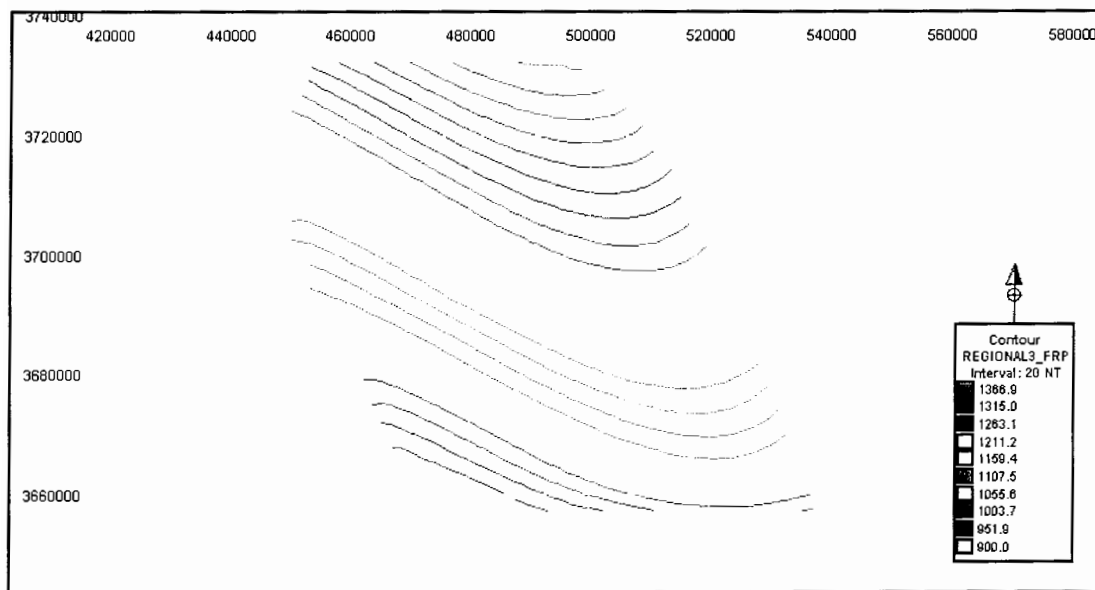


شکل ۴-۲۳: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس زمینی.

با مقایسه این نقشه با نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) مشخص می شود که آنومالی های منفی مغناطیسی A,B,C,D,E,G به ترتیب با آنومالی های مثبت گرانی A,B,C,D,E,G و همچنین آنومالی های مثبت مغناطیسی H,I,J,K,L,M به ترتیب با آنومالی های منفی گرانی H,I,J,K,L,M تقریباً هم پوشانی دارند. بنابراین با توجه به این که بر روی طاقدیس ها آنومالی گرانی بالا و آنومالی مغناطیس پایین و برعکس بر روی ناودیس ها آنومالی گرانی پایین و آنومالی مغناطیس بالا است [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۶]، این آنومالی ها ناشی از اثرات رسوبی و تأیید کننده حضور طاقدیس ها و ناودیس های مشخص شده بر اساس نتایج حاصل از داده های گرانی می باشند و مشخصاً در این نقشه اثری از آنومالی های ناشی از توده های آذرین مشاهده نمی گردد.

با بررسی مجدد نقشه مذکور به نظر می رسد که منحنی های تراز مغناطیسی بر روی ساختمان طاقدیسی A در مقایسه با بقیه ساختمان های طاقدیسی مشخص شده بر روی نقشه مذکور تراکم کمتری دارد، لذا می توان نتیجه گرفت که ضخامت رسوبات در این بخش بیشتر می باشد.

در نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ (شکل ۴-۲۴) منحنی های تراز شدت مغناطیسی روند هموار و یکنواختی داشته و به سمت شمال ناحیه مقدار شدت مغناطیسی افزایش می یابد. این روند هموار و یکنواخت منحنی های تراز نشانه حذف کامل آنومالی های سطحی از داده های اصلی می باشد.

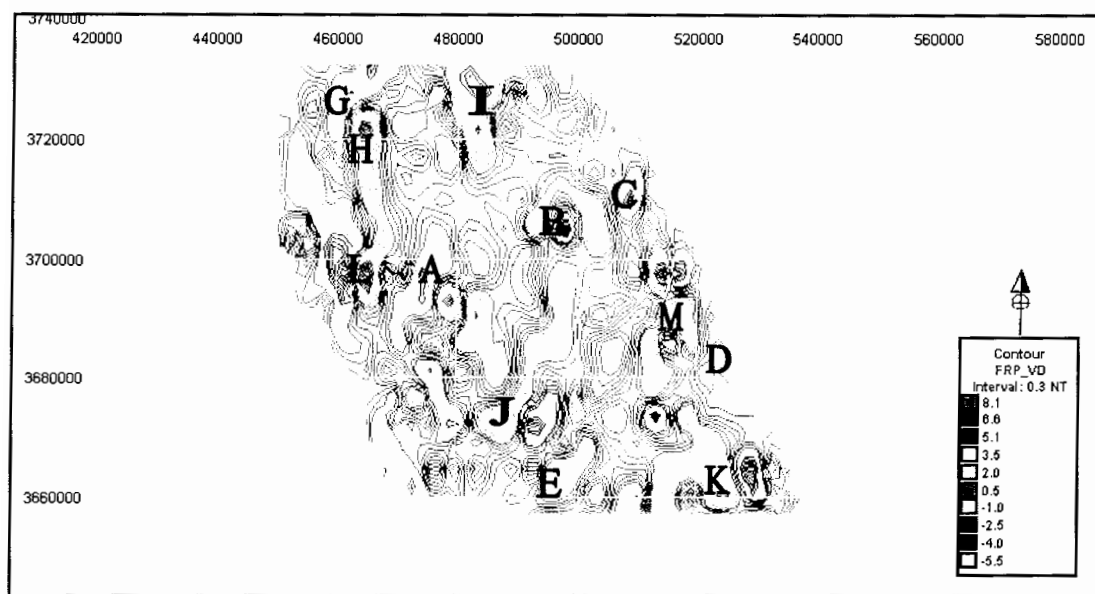


شکل ۴-۲۴: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ مغناطیس زمینی.

با توجه به این که در نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی (شکل ۴-۴) در منطقه شمال مقدار گرانی کاهش می یابد اما در نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ مغناطیس در این محل شدت مغناطیس افزایش نشان می دهد پس احتمالاً در محل مذکور سنگ بستر تغییرات لیتولوژیکی دارد.

۴-۳-۴ روش مشتق اول قائم

روش مشتق اول قائم بوسیله نرم افزار Modelvision Pro در دو حوزه زمان و فرکانس بر روی نقشه شدت کل مغناطیس زمینی اعمال و نقشه های حاصل رسم گردید. در نقشه های حاصل از این روش در دو حوزه زمان و فرکانس اثرات ناحیه ای به طور قابل ملاحظه ای کاهش یافته و شدت مغناطیسی باقی مانده مربوط به ساختمان های سطحی است [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]. با بررسی نقشه مشتق اول قائم در حوزه زمان (شکل ۴-۲۵) تعدادی آنومالی مثبت از جمله آنومالی های H,I,J,K,L,M و همچنین تعدادی آنومالی منفی شامل آنومالی های A,B,C,D,E,G با مقداری تغییر شکل و جابجایی نسبت به آنومالی های مشخص شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس (شکل ۴-۲۳) مشاهده می شود که دال بر حضور آن ها در عمق کم می باشد.

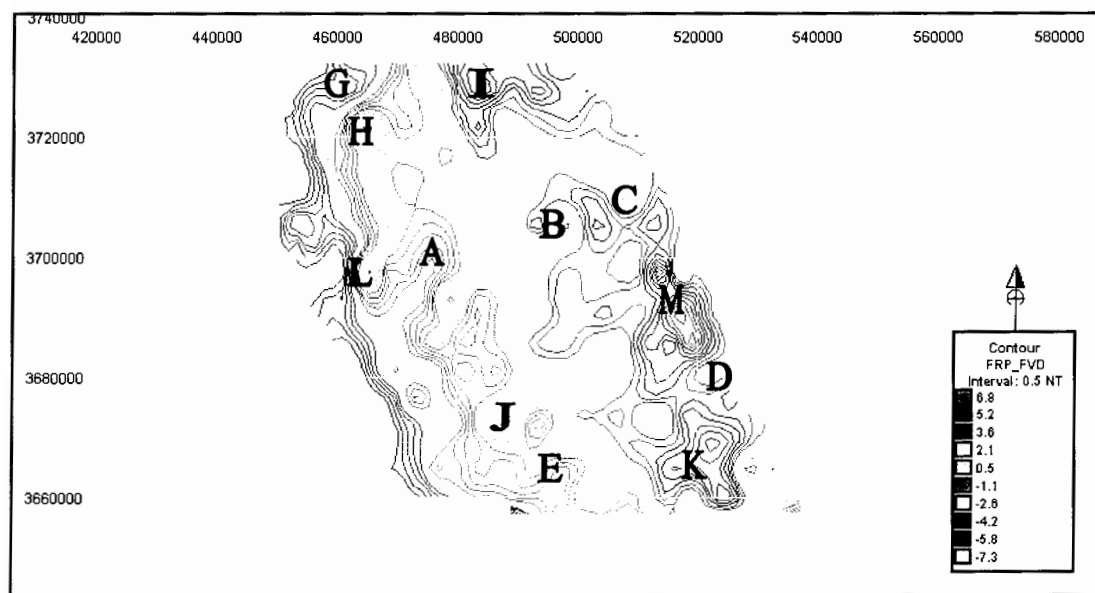


شکل ۴-۲۵: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس زمینی در حوزه زمان.

با مقایسه این نقشه با نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) مشخص می گردد، که آنومالی های A,B,C,D,E,G شدت مغناطیسی پایین و گرانی بالا و برعکس آنومالی های H,I,J,K,L,M شدت مغناطیسی بالا و گرانی پایین دارند. بنابراین می توان نتیجه گرفت که این

آنومالی ها ناشی از اثرات رسوبی بوده و طاق‌دیس ها و ناودیس های مشخص شده بر اساس نتایج گرانی را تأیید می نمایند.

در نقشه مشتق اول قائم در حوزه فرکانس (شکل ۴-۲۶) نیز آنومالی های مشخص شده در نقشه مشتق اول قائم در حوزه زمان (شکل ۴-۲۵) قابل مشاهده می باشند با این تفاوت که شکل آن ها نسبت به آنومالی های مشخص شده در نقشه مشتق در حوزه زمان تغییر کرده است.



شکل ۴-۲۶: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس زمینی در حوزه فرکانس.

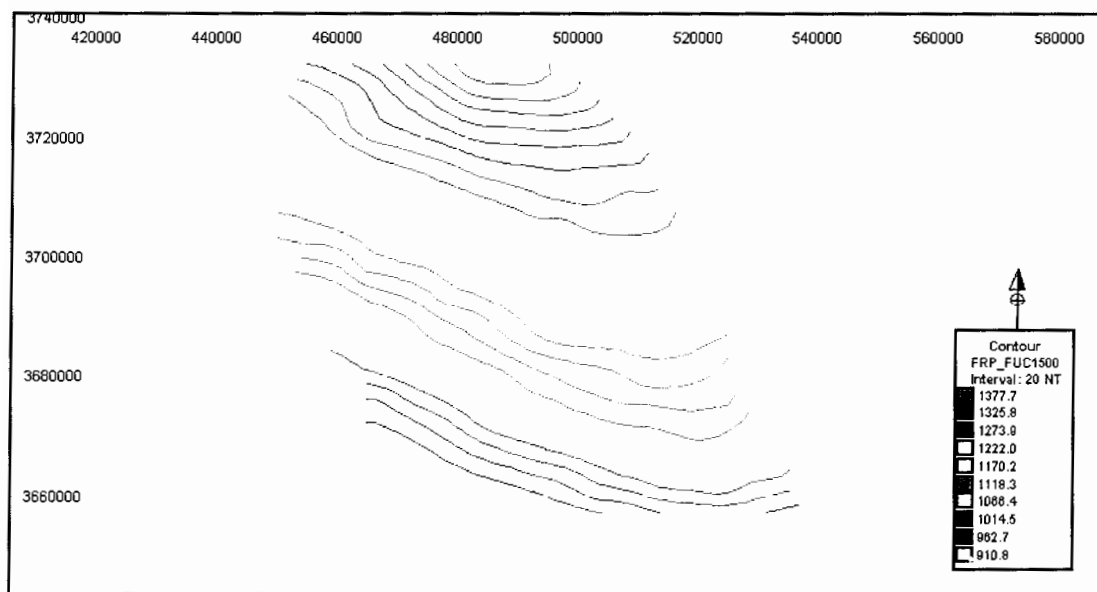
همچنین در نقشه مذکور سه آنومالی منفی B, C, D مشخص شده در نقشه مشتق در حوزه زمان به صورت آنومالی های مثبت مشاهده می شوند. همان طور که قبلاً نیز اشاره شده است این مطالب از چند منبع ناشی می شود. اول این که در کل این دو روش از دو دسته معادلات متفاوت با هم استفاده می کنند. در ثانی خصوصیات آنومالی ها با هم متفاوت است به عنوان مثال یک آنومالی ممکن است نسبت به بقیه آنومالی های موجود در منطقه به تغییرات فرکانس حساسیت بیشتری داشته باشد لذا بر روی نقشه مشتق در حوزه فرکانس به خوبی قابل تشخیص است اما ممکن است در نقشه مشتق در حوزه زمان اصلاً تشخیص داده نشود. از طرف دیگر چون هر دو روش فوق توأم با خطا و تقریب می باشند در نتیجه نایستی انتظار داشت که نتایج کاملاً مشابه ای داشته باشند.

البته آنومالی های مشخص شده بر روی نقشه های حاصل از اعمال این روش نسبت به آنومالی های مشخص شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس (شکل ۴-۲۳) تغییر شکل و جابجایی دارند. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد این مطلب ناشی از افزایش نویز در این روش می باشد.

۴-۳-۵ روش گسترش به سمت بالا

روش گسترش به سمت بالا با سه ارتفاع ۱۵۰۰، ۳۰۰۰ و ۴۵۰۰ متر بر روی نقشه شدت کل اعمال و نقشه مربوط به هر یک از آن ها رسم گردید. سپس با کسر هر یک از نقشه های فوق از نقشه شدت کل مغناطیس، نقشه آنومالی باقی مانده هر ارتفاع بدست آمد.

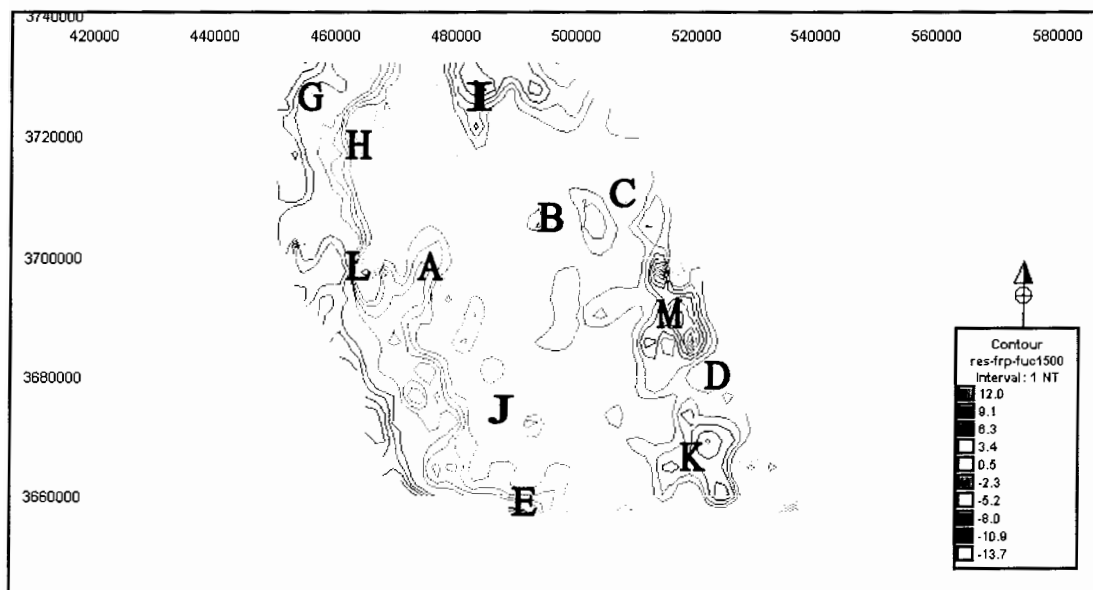
نقشه های گسترش به سمت بالا در سه ارتفاع اعمال شده (اشکال ۴-۲۷، ج-۲۲، ج-۲۳) مشابه همدیگر بوده و آنومالی های ناحیه ای را نشان می دهند. با بررسی سه نقشه مذکور مشخص می شود که با افزایش ارتفاع گسترش یافته، منحنی های تراز هموارتر می شوند که این مسأله حذف آنومالی های سطحی بر اثر اعمال این روش را نشان می دهد [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳].



شکل ۴-۲۷: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر.

در نقشه های مذکور مانند نقشه ناحیه ای روند ۲ مغناطیس (شکل ۴-۲۳)، به سمت شمال ناحیه شدت مغناطیسی افزایش می یابد که مانند قبل با مقایسه با نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی (شکل ۴-۴) احتمال تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در آن منطقه به عنوان دلیل برای آن در نظر گرفته می شود.

در نقشه آنومالی باقی مانده با ارتفاع ۱۵۰۰ متر (شکل ۴-۲۸) بخش وسیعی از شرق تا مرکز ناحیه با آنومالی مثبت مشخص شده است و فقط در قسمت های جنوب شرق، جنوب و غرب ناحیه آنومالی های منفی به چشم می خورند.

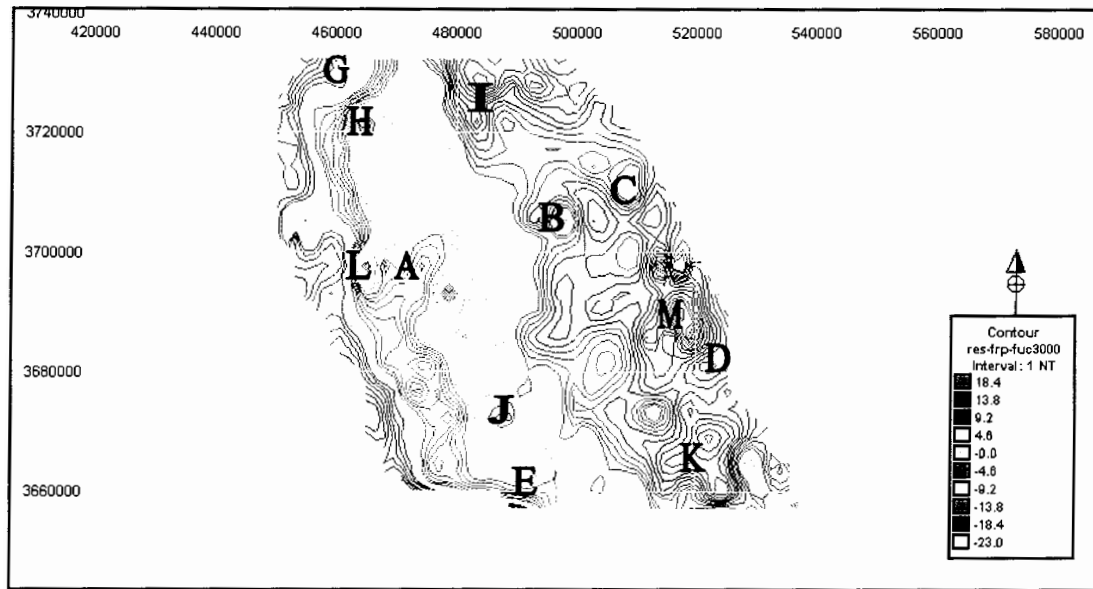


شکل ۴-۲۸: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر.

در نقشه مذکور آنومالی های مثبت B, C, D, H, I, J, K, L, M و آنومالی های منفی A, E, G قابل تشخیص می باشند که نشان دهنده حضور آن ها در سطح می باشد. آنومالی های فوق الذکر به غیر از سه آنومالی B, C, D در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس (شکل ۴-۲۳) نیز تأیید شده اند. در نقشه مذکور آنومالی های B, C, D بر خلاف نتایج قبلی شدت مغناطیسی مثبت از خود نشان داده اند. این مطلب احتمالاً ناشی از افزایش نویز در این روش می باشد.

در نقشه آنومالی باقی مانده با ارتفاع ۳۰۰۰ متر (شکل ۴-۲۹) نیز به غیر از چند آنومالی منفی A, E, G مابقی ناحیه با آنومالی مثبت نشان داده شده است. به غیر از سه آنومالی B, C, D

بقیه آنومالی های مشخص در این نقشه در نتایج قبلی نیز تأیید شده اند. سه آنومالی مذکور در این نقشه نیز بر خلاف نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس با شدت مغناطیسی مثبت مشخص شده اند.

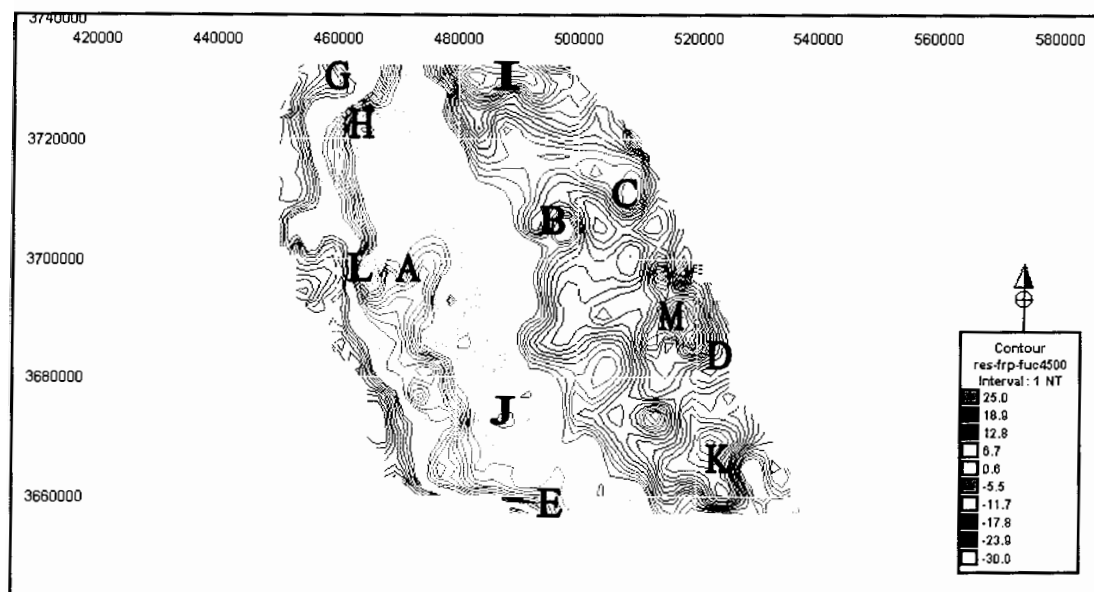


شکل ۴-۲۹: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۳۰۰۰ متر.

در نقشه آنومالی باقی مانده با ارتفاع ۴۵۰۰ متر (شکل ۴-۳۰) نیز وضعیتی مشابه با دو نقشه قبلی مشاهده می شود. در نقشه مذکور نیز تعدادی آنومالی های مثبت H,I,J,K,L,M,B,C,D و آنومالی های منفی A,E,G مشاهده می شوند. در این نقشه نیز مجدداً مشاهده می شود که سه آنومالی B,C,D بر خلاف نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس با شدت مغناطیسی مثبت مشخص شده اند.

در کل نتایج حاصل از نقشه های باقی مانده بدست آمده از سه ارتفاع نشان دهنده حضور آنومالی های مذکور در اعماق کم می باشد. در نقشه های مذکور اکثر آنومالی ها با تغییر شکل و جابجایی زیادی مشاهده می شوند و همچنین در بعضی از مناطق به عنوان مثال بر روی آنومالی های B,C,D بر خلاف نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس، شدت مغناطیسی مثبت مشاهده می شود. این مطلب ممکن است به دلیل نویز و خطا مربوط به اعمال این روش بر داده ها

و بدست آوردن نقشه های آنومالی باقی مانده بوسیله کسر نقشه های حاصل از این روش از نقشه آنومالی بوگه باشد.



شکل ۴-۳: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر.

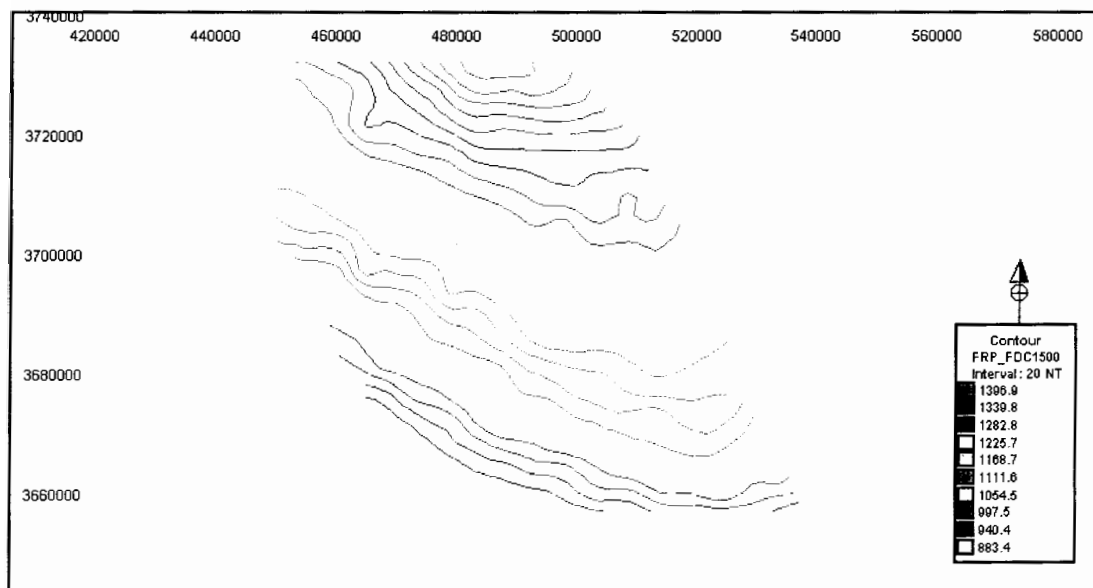
۴-۳-۶ روش گسترش به سمت پایین

در نرم افزار Modelvision Pro روش گسترش به سمت پایین با سه ارتفاع ۱۵۰۰، ۴۵۰۰ و ۵۲۵۰ متر بر روی نقشه شدت کل مغناطیس اعمال گردید.

در نقشه گسترش به سمت پایین با ارتفاع ۱۵۰۰ متر (شکل ۴-۳۱) اگر چه در بعضی نواحی منحنی های تراز اغتشاشاتی از خود نشان می دهند اما آنومالی مشخصی در آن ها مشاهده نمی شوند.

در نقشه مذکور منحنی های تراز روند هموار و یکنواختی داشته و هنوز تحت تأثیر اثرات ناحیه ای می باشند، یا به عبارت دیگر در نقشه فوق اثرات ناحیه ای سنگ بستر به خوبی از داده های شدت کل مغناطیس حذف نشده اند. بنابراین ارتفاع مذکور جهت حذف اثرات ناحیه ای کافی نمی باشد.

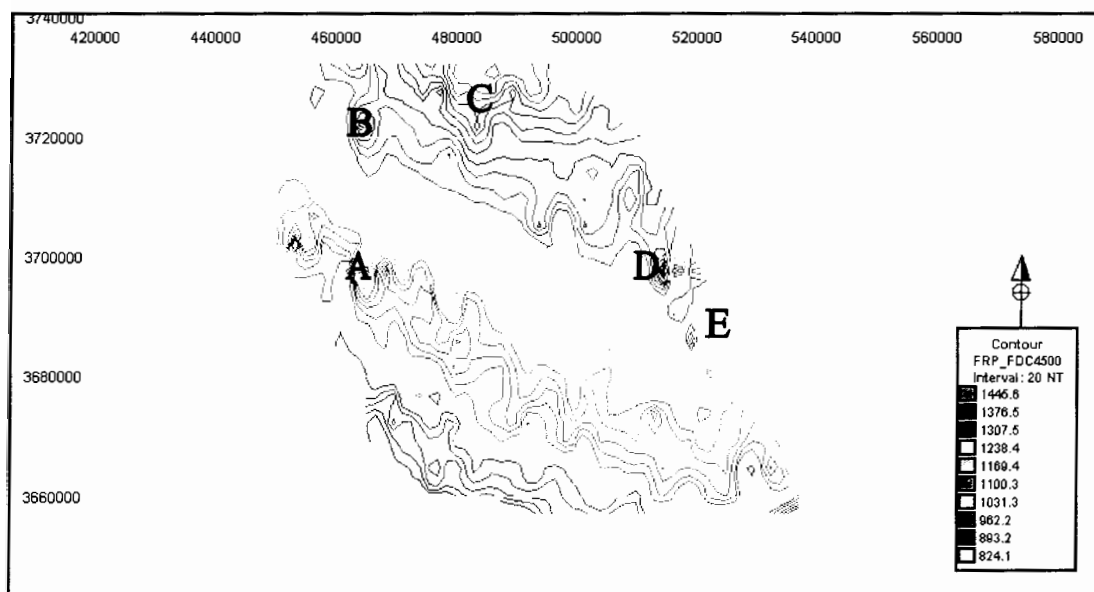
با بررسی دو نقشه ۴۵۰۰ و ۵۲۵۰ متر (اشکال ۴-۳۲ و ۴-۳۳) مشخص می شود اگر چه در دو نقشه مذکور چند آنومالی کوچک تا حدودی نمایان و اغتشاشات منحنی های تراز بیشتر شده اند اما باز هم آنومالی های ناحیه ای به طور کامل حذف نشده اند.



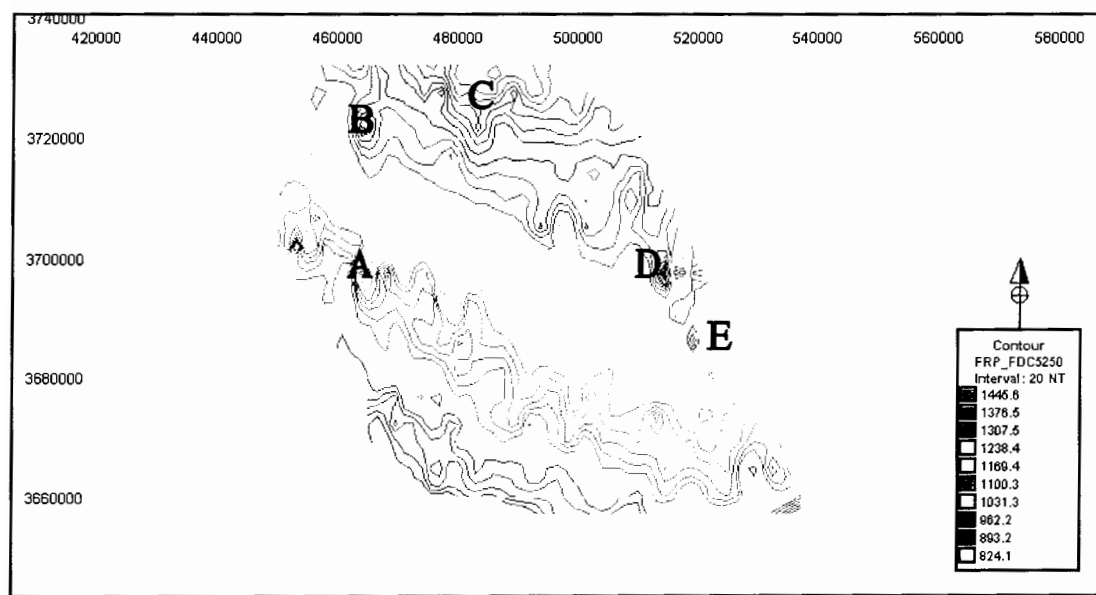
شکل ۴-۳۱: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس زمینی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر.

نتایج حاصل از دو نقشه مذکور (اشکال ۴-۳۲، ۴-۳۳) تا حدودی نتایج به دست آمده از روش های قبلی را تأیید می نمایند. به عنوان مثال آنومالی های A,B,C,D,E نشان داده شده بر روی این نقشه ها به ترتیب بر آنومالی های L,H,I,M,D نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس (شکل ۴-۲۳) تقریباً هم پوشانی دارند. بنابراین حضور ناودیس های I,H,L,M و طاقدیس D در این نقشه ها نیز تأیید می شود.

در این نقشه ها (اشکال ۴-۳۲، ۴-۳۳) نیز آنومالی ها نسبت به نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس با تغییر شکل و جابجایی نشان داده شده اند. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد تغییر شکل آنومالی های مذکور به دلیل افزایش نویز در این روش می باشد. بنابراین با توجه به نتایج حاصل می توان گفت که علی رغم اعمال این روش در ارتفاعات مختلف بر روی داده های شدت کل مغناطیسی، دست یابی به افقی که در آن آنومالی ها به خوبی از هم تفکیک شوند امکان پذیر نبوده است.



شکل ۴-۳۲: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس زمینی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر.



شکل ۴-۳۳: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس زمینی با ارتفاع ۵۲۵۰ متر.

در مجموع با مقایسه نتایج حاصل از روش های فوق الذکر مشخص می گردد که در مورد داده های مغناطیس زمینی روش روند سطحی (با روند ۲) بهترین نتیجه را نشان داده است. البته نتایج حاصل از این روش به وسیله سایر روش های مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین نیز در حد قابل قبولی تأیید شده اند. در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ (شکل ۴-۲۳) تعدادی آنومالی مثبت و منفی مشاهده گردید که با مقایسه نقشه مذکور با نقشه

آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) مشخص گردید که آنومالی های منفی A,B,C,D,E,G و آنومالی های مثبت H,I,J,K,L,M در نقشه مذکور به ترتیب بر آنومالی های مثبت A,B,C,D,E,G و آنومالی های منفی H,I,J,K,L,M در نقشه روند ۳ گرانی تقریباً هم پوشانی دارند. با توجه به این که بر روی طاقدیس ها آنومالی مغناطیسی پایین و آنومالی گرانی بالا و بر روی ناودیس ها برعکس آنومالی گرانی پایین و آنومالی مغناطیسی بالا می باشد نتیجه گرفته شد که آنومالی های فوق الذکر ناشی از اثرات رسوبی بوده و حضور طاقدیس ها و ناودیس های مشخص شده بر اساس نتایج حاصل از داده های گرانی را تأیید می نمایند. همچنین تراکم کمتر منحنی های تراز بر روی آنومالی A نسبت به بقیه آنومالی های منفی افزایش ضخامت رسوبات بر روی این آنومالی را نشان می دهد که این مطلب در نتایج داده های گرانی نیز مشاهده شده بود.

روند هموار و یکنواخت منحنی های تراز مغناطیسی در نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ (شکل ۴-۲۴) حذف کامل آنومالی های سطحی از داده ها را مشخص نمود. افزایش شدت مغناطیسی در شمال نقشه مذکور با توجه به نتایج داده های گرانی ناشی از تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در این محل تفسیر گردید.

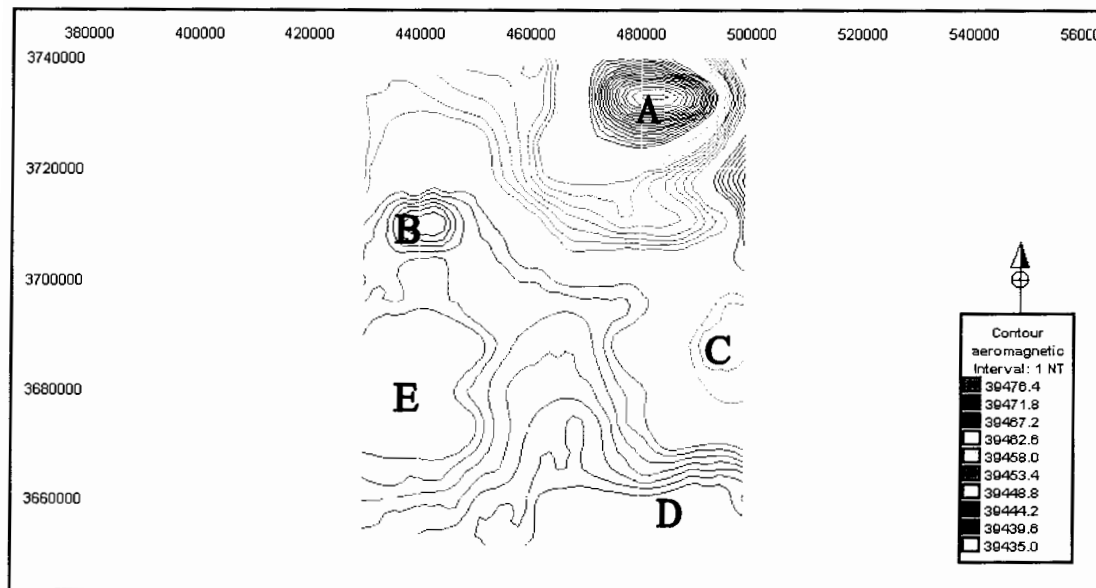
در کل نتایج حاصل از داده های مغناطیس زمینی رسوبی بودن منطقه و عدم وجود فعالیت های ولکانیکی در آن را نشان می دهد و نتایج حاصل از داده های گرانی را به خوبی تأیید می نمایند. در بخش بعد به منظور تأیید هر چه بیشتر نتایج به دست آمده از داده های گرانی و مغناطیس زمینی، نتایج حاصل از تفکیک آنومالی های داده های مغناطیس هوایی نیز مورد تعبیر و تفسیر قرار خواهند گرفت.

۴-۴ تعبیر و تفسیر داده های مغناطیس هوایی

۴-۴-۱ نقشه شدت کل مغناطیس هوایی

نقشه شدت کل مغناطیس هوایی با فواصل خطوط ۱ نانو تسلا جهت تعبیر و تفسیر مورد استفاده قرار گرفت (شکل ۴-۳۴). نقشه مذکور فقط بخش های مرکزی و غربی ناحیه مورد مطالعه را پوشش می دهد. در نقشه مذکور نیز به سمت شمال ناحیه شدت مغناطیسی افزایش

می یابد. همان طور که در مورد نقشه شدت کل مغناطیس زمینی نیز گفته شد، این افزایش شدت مغناطیسی با مقایسه با نقشه آنومالی بوگه (شکل ۴-۱) احتمالاً ناشی از تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در ناحیه شمال می باشد.



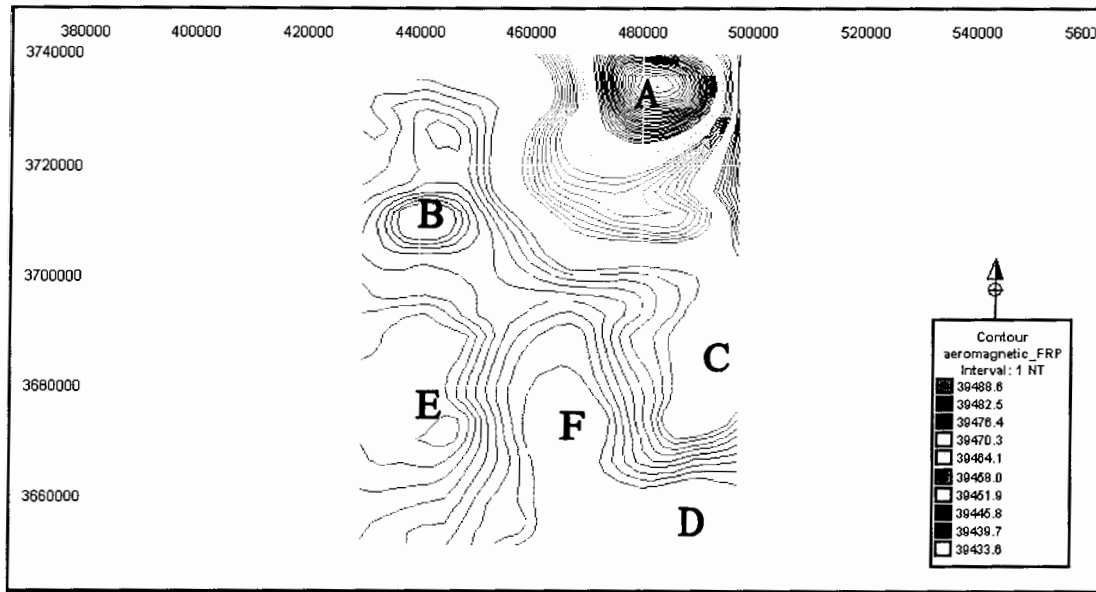
شکل ۴-۳: نقشه شدت کل مغناطیس هوایی منطقه طبس.

تغییرات آرام شدت مغناطیسی در نقشه مذکور مجدداً رسوبی بودن ناحیه مورد بررسی را تأیید می نماید. در این نقشه پنج آنومالی A,B,C,D,E قابل تشخیص می باشند که در میان آن ها آنومالی A بیشترین و آنومالی D کمترین مقدار شدت مغناطیسی را از خود نشان می دهند. در کل اگر چه در نظر اول نقشه های شدت کل مغناطیس هوایی و زمینی متفاوت با هم به نظر می رسد اما با بررسی دقیق تر و با توجه به مطالب فوق الذکر مشخص می گردد که آن ها در تطابق خوبی با هم می باشند.

۴-۴-۲ روش برگردان به قطب

همان طور که در مورد داده های مغناطیس زمینی توضیح داده شد، روش برگردان به قطب به منظور حذف نامتقارنی های آنومالی های مغناطیسی ناشی از جهت غیرعمودی پلاریزاسیون مغناطیسی مورد استفاده قرار می گیرد (شکل ۴-۳۵). با اعمال این روش آنومالی ها کمی جابجا

شده و دقیقاً بر روی توده های مولد آن ها قرار می گیرند. در نتیجه وضوح آن ها بیشتر می شود [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳].



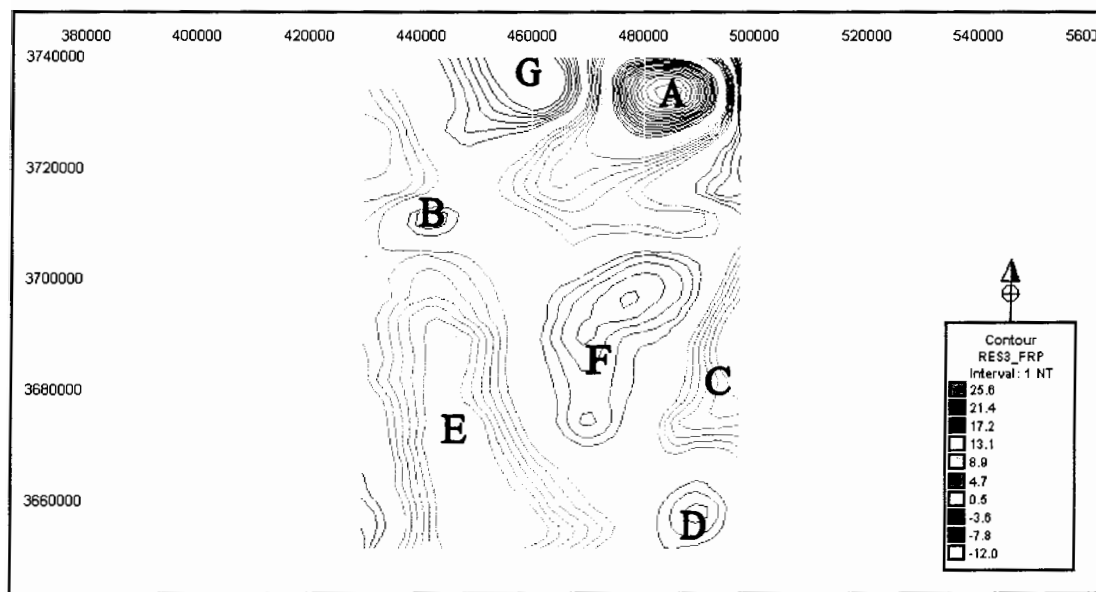
شکل ۴-۳۵: نقشه شدت کل مغناطیس هوایی پس از اعمال روش برگردان به قطب.

با مقایسه نقشه حاصل از این روش (شکل ۴-۳۵) با نقشه شدت کل مغناطیس هوایی قبل از اعمال این روش (شکل ۴-۳۴) مشخص می گردد که آنومالی ها شدت بیشتری پیدا کرده اند. همچنین برخی از آن ها از جمله آنومالی D تغییر شکل یافته و به دو آنومالی تبدیل شده اند. لازم به ذکر است که روش های تفکیک آنومالی ها از جمله روش روند سطحی و... بر روی نقشه حاصل از اعمال روش برگردان به قطب، اعمال می شوند.

۴-۴-۳ روش روند سطحی

روش روند سطحی بوسیله نرم افزار Modelvision Pro در سه روند ۲، ۳ و ۴ بر روی داده های مغناطیس هوایی اعمال و نقشه های آنومالی های باقی مانده و ناحیه ای مربوط به هر یک رسم گردید (اشکال ج-۲۵، ج-۲۶، ج-۳۶، ج-۳۷، ج-۲۷، ج-۲۸). با مقایسه نقشه های حاصل و با استفاده از آزمون آماری F نقشه های حاصل از روند ۳ جهت تعبیر و تفسیر انتخاب شدند.

در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ (شکل ۴-۳۶)، سه آنومالی مثبت A,C,E و چهار آنومالی منفی B,D,F,G قابل تشخیص می باشند.

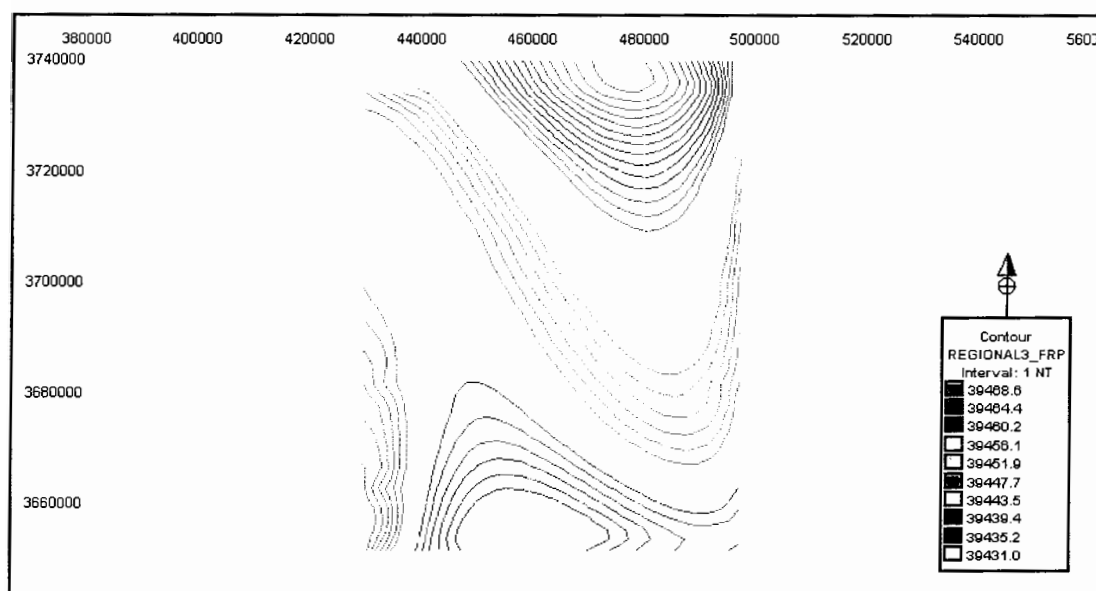


شکل ۴-۳۶: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مغناطیس هوایی.

با مقایسه نقشه مذکور با نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) مشخص می شود که آنومالی های A,C,F,D,G در نقشه مذکور به ترتیب بر آنومالی های (H,I),J,A,E,F) مشخص شده بر روی نقشه باقی مانده روند ۳ گرانی منطبق می باشند و دو آنومالی B,E در خارج از محدوده برداشت داده های گرانی قرار دارند. بنابراین بار دیگر این مطلب که آنومالی های موجود در منطقه ناشی از اثرات رسوبی (طاقدیس ها و ناودیس ها) می باشند، تأیید می شود. در میان آنومالی های مذکور آنومالی های A,E,F دامنه بزرگ و فرکانس پایین داشته و محدوده وسیعی از نقشه را در بر می گیرند که نشان دهنده عمق بیشتر آن ها نسبت به بقیه آنومالی ها است. این مطلب در نتایج حاصل از داده های گرانی و مغناطیس زمینی نیز تأیید شده است. علاوه بر این در نقشه مذکور دو گسل با روند شمالی - جنوبی در سمت شرق و غرب آنومالی A قابل تشخیص می باشد که بر روی نقشه های آنومالی باقی مانده حاصل از داده های گرانی نیز به ترتیب بین آنومالی های C,I و F,H قابل مشاهده می باشند. البته روند گسل واقع در سمت شرق آنومالی A نسبت به روند آن در نقشه های آنومالی باقی مانده گرانی کمی تغییر کرده است. تغییر روند گسل

مذکور ممکن است به دلیل خطاهای همراه با برداشت های هوایی و نحوه کانتوربندی نقشه های حاصل باشد. حضور این دو گسل بر روی نقشه مذکور نشان دهنده این است که احتمالاً آن ها در مناطق سطحی همراه با زون خرد شده و یا کانی سازی مغناطیسی می باشند.

در نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ مغناطیس هوایی (شکل ۴-۳۷) همانند نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ مغناطیس زمینی (شکل ۴-۲۴) به سمت شمال ناحیه شدت مغناطیسی افزایش می یابد.



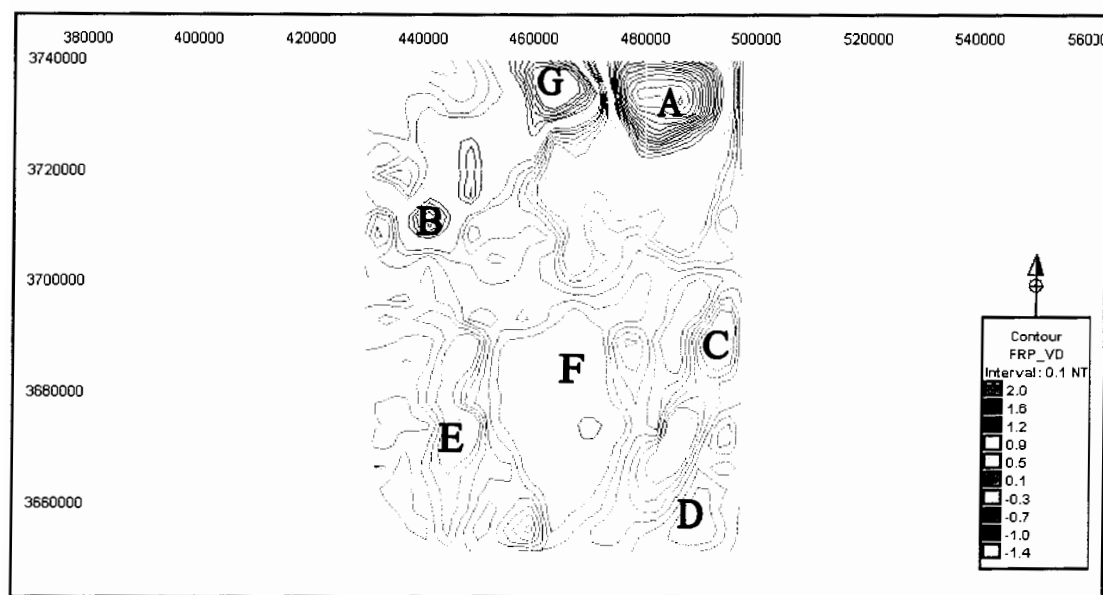
شکل ۴-۳۷: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ مغناطیس هوایی.

در این جا نیز با مقایسه نقشه مذکور با نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی (شکل ۴-۴) می توان گفت که این افزایش تدریجی احتمالاً مربوط به تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در ناحیه شمال می باشد.

۴-۴-۴ روش مشتق اول قائم

روش مشتق اول قائم در دو حوزه زمان و فرکانس بوسیله نرم افزار Modelvision Pro بر داده های مغناطیس هوایی اعمال و نقشه های آن ها رسم گردیدند.

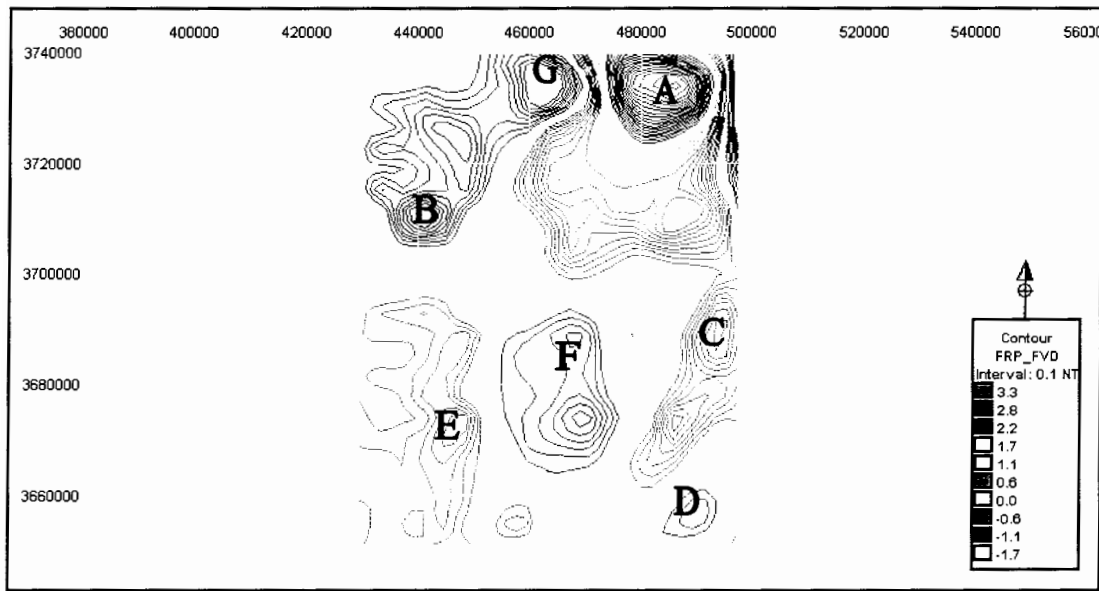
در نقشه های حاصل از روش مشتق اول قائم در حوزه زمان و فرکانس (اشکال ۴-۳۸ و ۴-۳۹) اثرات ناحیه ای به طور قابل ملاحظه ای کاهش یافته و آنومالی های حاصل مربوط به



شکل ۴-۳۸: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس هوایی در حوزه زمان.

ساختمان های سطحی می باشند [آگاه و همکاران، ۱۳۸۳]. هر دو نقشه مذکور نسبت به نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مغناطیس هوایی (شکل ۴-۳۶) آنومالی ها را با جابجایی و تغییر شکل نشان می دهند. اما روند کلی آنومالی ها حفظ شده است. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد این تغییر شکل و جابجایی آنومالی ها مربوط به افزایش نویز در این روش می باشد.

در نقشه های مذکور سه آنومالی مثبت A, C, E و چهار آنومالی منفی B, D, F, G قابل تشخیص می باشند که نشان دهنده حضور آن ها در عمق کم می باشد. در این جا نیز با مقایسه نقشه مذکور با نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) مشخص می شود که آنومالی های A, C ساختمان ناودیسی بوده و بر آنومالی های H, I, J در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی منطبق می باشند. از طرف دیگر آنومالی های F, D, G در نقشه مذکور ساختمان طاقدیسی دارند و به ترتیب بر آنومالی های A, E, F در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی هم پوشانی دارند. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد دو آنومالی B, E در خارج از محدوده برداشت داده های گرانی واقع شده اند.



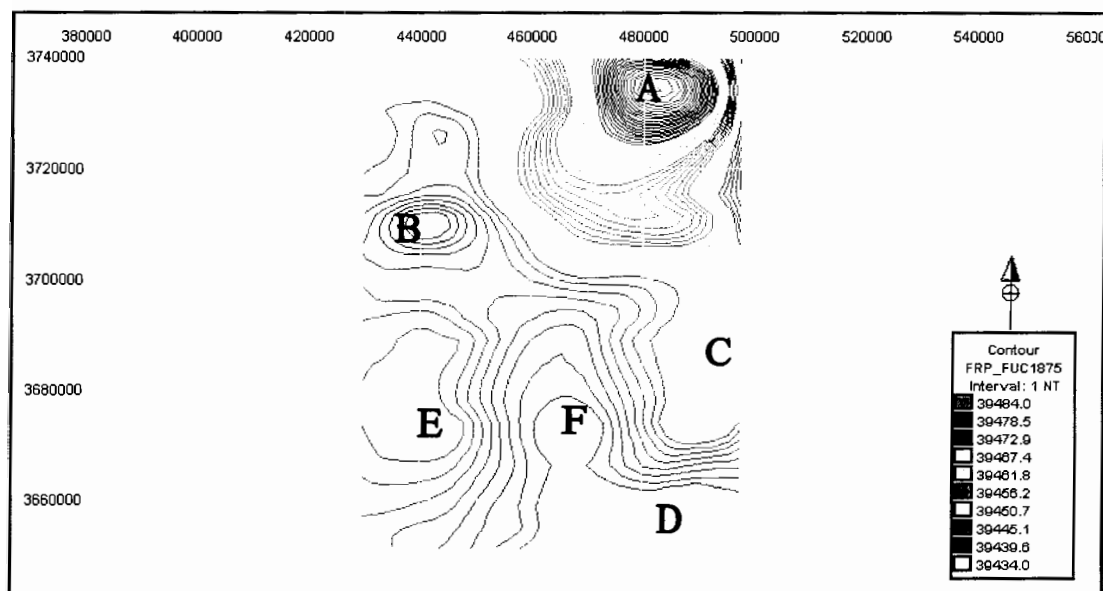
شکل ۴-۳۹: نقشه مشتق اول قائم مغناطیس هوایی در حوزه فرکانس.

علاوه بر این در دو نقشه مذکور نیز دو گسل مشخص شده در شرق و غرب آنومالی A بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مغناطیس هوایی با وضوح خیلی خوبی قابل مشاهده می باشند. حضور دو گسل فوق در نقشه های مشتق داده های مغناطیس هوایی این مطلب را می رسانند که احتمالاً دو گسل مذکور در مناطق سطحی همراه با زون خرد شده یا کانی سازی مغناطیسی هستند.

۴-۴-۵ روش گسترش به سمت بالا

روش گسترش به سمت بالا با چهار ارتفاع ۱۸۷۵، ۳۷۵۰، ۵۶۲۵ و ۷۵۰۰ متر بر روی نقشه شدت کل مغناطیس هوایی اعمال و نقشه هر یک از آن ها رسم گردید. سپس با کسر نقشه های مذکور از نقشه شدت کل مغناطیس هوایی، نقشه های باقی مانده مربوط به هر ارتفاع بدست آورده شد.

در نقشه های حاصل از این روش که نشان دهنده اثرات ناحیه ای می باشند (اشکال ۴-۴۰، ج-۲۹، ج-۳۰، ج-۳۱) با افزایش ارتفاع گسترش یافته منحنی های تراز بازتر و هموارتر می شوند. این مطلب نشان دهنده این است که با افزایش ارتفاع گسترش یافته آنومالی های سطحی به طور قابل ملاحظه ای از داده های اصلی حذف و اثرات سنگ بستر نمایان تر می شود.

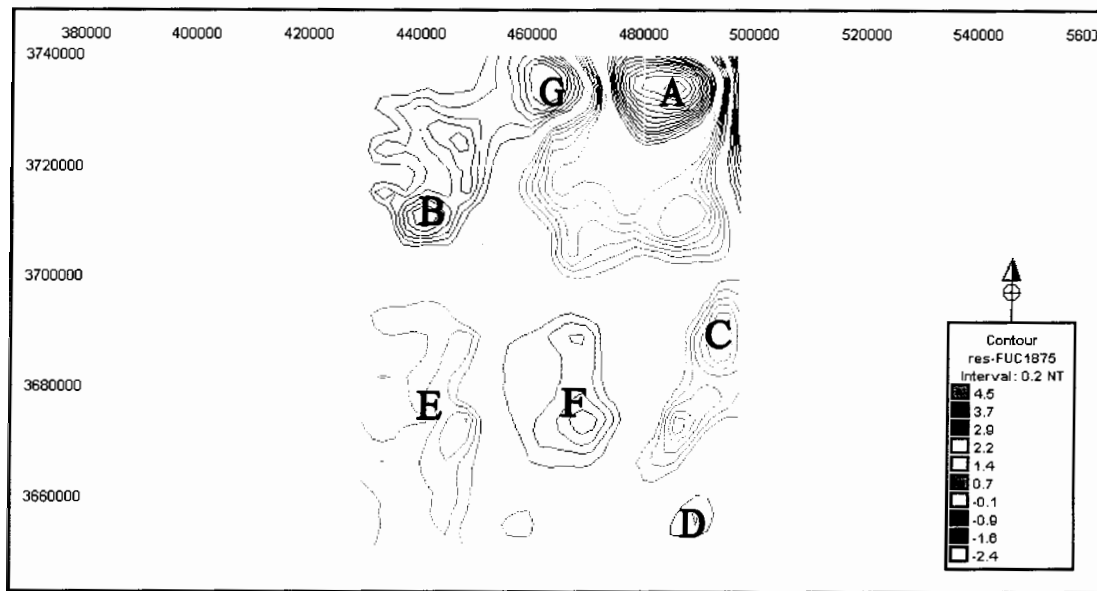


شکل ۴-۴: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۱۸۷۵ متر

در این نقشه ها نیز شدت مغناطیسی به سمت شمال افزایش می یابد. بنابراین در این جا نیز احتمال تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در شمال منطقه بار دیگر تأیید می شود. در نقشه مذکور آنومالی های A,B,C,D,E,F قابل مشاهده می باشند که نشان دهنده گسترش آن ها از سطح تا اعماق زیاد می باشد.

در نقشه های باقی مانده حاصل اعمال این روش در چهار ارتفاع مذکور (اشکال ۴-۴۱، ج-۳۲، ج-۳۳، ج-۳۴) نیز سه آنومالی مثبت A,C,E (ساختمان طاقدیسی) و چهار آنومالی منفی B,D,F,G (ساختمان ناودیسی) قابل تشخیص می باشند. این مطلب بیان گر گسترش آن ها از سطح تا عمق زیاد می باشد. علاوه بر آنومالی های فوق الذکر دو گسل با روند شمالی - جنوبی در سمت شرق و غرب آنومالی A مشاهده می شود که نشان دهنده آن است آن ها احتمالاً در مناطق سطحی دارای زون خرد شده و یا کانی سازی مغناطیسی می باشند.

آنومالی ها و گسل ها فوق الذکر در نقشه های باقی مانده حاصل از روش های روند سطحی و مشتق نیز مشاهده شده اند، بنابراین بار دیگر نتایج حاصل از آن ها تأیید می شود. با توجه به نتایج فوق الذکر به نظر می رسد که روش گسترش به سمت بالا بر خلاف داده های مغناطیس زمینی در مورد داده های مغناطیس هوایی در حد قابل قبولی توانسته است که آنومالی های ناحیه ای را از آنومالی های سطحی تفکیک نماید.



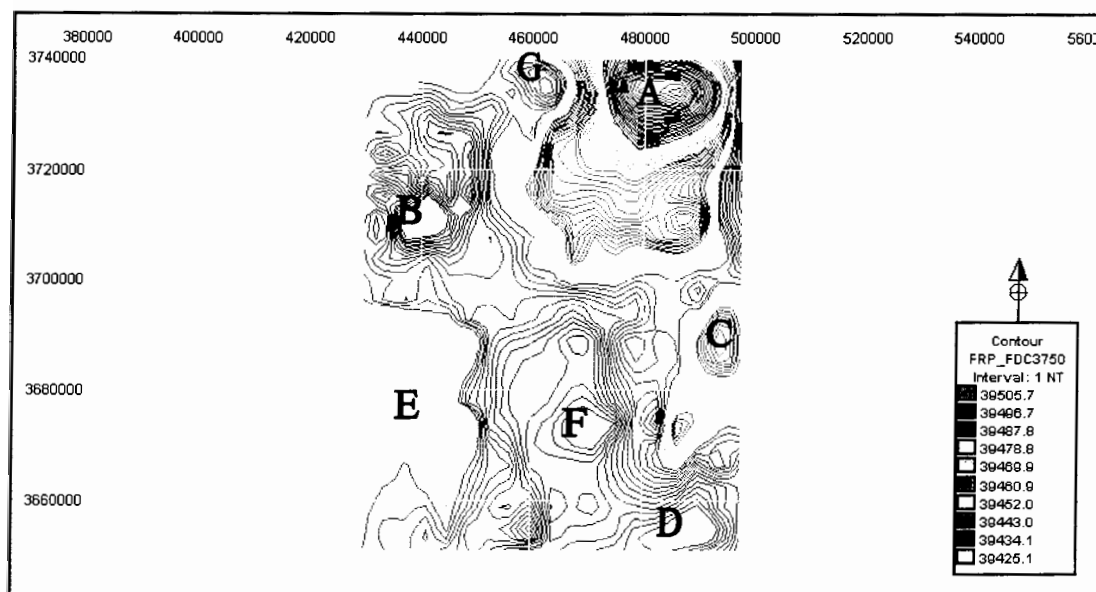
شکل ۴-۴۱: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۱۸۷۵ متر.

۴-۴-۶ روش گسترش به سمت پایین

روش گسترش به سمت پایین با چهار ارتفاع ۱۸۷۵، ۳۷۵۰، ۵۶۲۵ و ۷۵۰۰ متر بر داده های مغناطیس هوایی اعمال گردید (اشکال، ج-۳۵، ۴-۴۲، ج-۳۶، ج-۳۷). در تمام نقشه های حاصل از این روش نیز سه آنومالی بالیا A, C, E (ساختمان طاقدیسی) و چهار آنومالی پایین B, D, F, G (ساختمان ناودیسی) مشخص در نتایج روش های دیگر قابل تشخیص و مشاهده می باشند. مشخص شدن آنومالی های فوق الذکر بر روی تمامی نقشه های مذکور نشان دهنده گسترش آن ها از سطح تا عمق زیاد می باشد که در نتایج قبلی نیز تأیید شده است. البته آنومالی ها فوق در این نقشه نسبت به نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از روند ۳ مغناطیس هوایی (شکل ۴-۳۶) کمی تغییر شکل و جابجایی دارند. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد این موضوع به دلیل افزایش نویز و خطا در این روش می باشد.

علاوه بر این در نقشه های مذکور دو گسل در سمت شرق و غرب آنومالی A با روند شمالی - جنوبی به چشم می خورد. با توجه به این که دو گسل مذکور در تمام نقشه های باقی مانده حاصل از داده های مغناطیس هوایی قابل مشاهده می باشند این مطلب دوباره تأیید می شود که این گسل ها در مناطق سطحی احتمالاً همراه با زون خرد شده و یا کانی سازی

مغناطیسی هستند. در نقشه های مذکور با افزایش ارتفاع گسترش یافته، آنومالی های سطحی کوچک تر و بر جسته تر می شوند.



شکل ۴-۴۲: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۳۷۵۰ متر.

در مجموع با توجه به نتایج حاصل، روش روند سطحی (با روند ۳) در مورد داده های مغناطیس هوایی نیز بهترین جواب را داده است. در نقشه آنومالی باقی مانده حاصل از این روش (شکل ۴-۳۶) تعدادی آنومالی منفی و مثبت مشاهده گردید که با مقایسه با نقشه روند ۳ گرانی (شکل ۴-۲) مشخص گردید که آنومالی های A,C,D,F,G در نقشه مذکور به ترتیب بر آنومالی های (H,I),J,E,A,F مشخص شده بر روی نقشه های باقی مانده روند ۳ گرانی منطبق می باشند. بنابراین بار دیگر این مطلب که آنومالی های موجود در منطقه ناشی از اثرات رسوبی می باشند، تأیید گردید. همچنین در نقشه مذکور دو گسل در سمت شرق و غرب آنومالی A تشخیص داده شد. حضور این دو گسل بر روی نقشه مذکور نشان داد که آن ها در مناطق سطحی همراه با زون خرد شده یا کانی سازی مغناطیسی می باشند. دو گسل مذکور در نتایج حاصل از داده های گرانی نیز با روندی مشابه مشاهده شده بودند.

در نقشه آنومالی ناحیه ای حاصل از این روش (شکل ۴-۳۷) نیز شدت مغناطیسی به سمت شمال ناحیه افزایش نشان داد که با توجه به نتایج قبلی به تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر

در این ناحیه تفسیر گردید. نتایج فوق الذکر در سایر روش های تفکیک آنومالی های مورد استفاده در مورد داده های مغناطیس هوایی نیز تأیید شده اند.

۴-۵ مقایسه روش های تفکیک آنومالی ها

یکی از مهمترین روش هایی که در تفکیک آنومالی های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس مورد استفاده قرار گرفت، روش روند سطحی بود. این روش از تک تک اطلاعات به منظور تفکیک آنومالی های سطحی و عمقی استفاده می نماید. در این روش بدون این که تغییری در دامنه و شکل آنومالی ها ایجاد شود، تأثیرات سطحی از تأثیرات ناحیه ای تفکیک گشته اند. اما در دیگر روش های یاد شده به دلیل افزایش نویز تفکیک آنومالی ها به طور کامل انجام نگرفته و آنومالی های سطحی با تغییر شکل و جابجایی نشان داده شده اند. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد برای اعمال روش های مشتق، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و گریفین در نرم افزار Modelvision Pro نیاز به رسم تعدادی پروفیل بر روی نقشه های آنومالی بوگه، شدت کل مغناطیس زمینی و هوایی است که داده ها بر روی آن ها از منحنی های تراز نقشه های مذکور درون یابی می شوند. این عمل توأم با خطا و تقریب است. در روش گسترش به سمت بالا علاوه بر این مقداری از خطا ناشی از عمل کسر نقشه های حاصل از این روش از نقشه های اصلی به منظور بدست آوردن نقشه آنومالی باقی مانده می باشد. بنابراین در کل روش های فوق الذکر نویز را افزایش می دهند. اما در روش روند سطحی نرم افزار محاسبات را بر اساس تک تک نقاط داده ای انجام می دهد لذا خطای محاسبات به مراتب خیلی کمتر از دیگر روش های یاد شده است.

در روش گریفین اعمال شده به وسیله برنامه بیسیک، این افزایش نویز ناشی از حذف یک سری از اطلاعات اصلی در چهار گوشه نقشه بر اساس شعاع دوایر مورد استفاده و همچنین عمل درون یابی داده ها بر روی رئوس شبکه ها می باشد. لازم به ذکر است که در نرم افزار برای اعمال روش های تفکیک آنومالی ها از کلیه داده ها استفاده می گردد و هیچ گونه اطلاعاتی در چهار گوشه نقشه حذف نمی گردد.

از مشکلات دیگر روش گسترش به سمت بالا این است که نقشه های آنومالی ناحیه ای حاصل از آن شباهت زیادی به نقشه آنومالی بوگه و یا در مورد داده های مغناطیسی شباهت

زیادی به نقشه شدت کل مغناطیس دارند یعنی علی رغم این که اطلاعات در ارتفاعات مختلف به طرف بالا گسترش یافتند، اما دسترسی به ارتفاعی که جهت حذف کامل آنومالی های سطحی مناسب باشد، امکان پذیر نشد.

بنابراین در مجموع با تکیه به روش های مشتق، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و گریفین دقیقاً نمی توان ساختمان های موجود در منطقه را مشخص نمود چرا که حتی جای آنومالی ها نیز تغییر یافته است. اما کاربرد روش های مذکور در کنار روش روند سطحی می توانند کمک مؤثری به تفسیر درست داده ها نماید.

از طرف دیگر هر یک از روش های فوق با توجه به منطق و ریاضیات حاکم بر آن نتیجه ای خاص می دهد. بنابراین نبایستی انتظار داشت که روش های مذکور نتایج کاملاً یکسانی را نشان دهند. با توجه مطالب گفته شده در بالا می توان نتیجه گرفت که در عمل بایستی آنومالی ها با چند روش مورد تفکیک قرار گیرند سپس با مقایسه نتایج، بهترین آن ها انتخاب و تفسیر گردند. با مشخص شدن محل و نوع منبع مولد آنومالی های موجود در منطقه مرحله تفسیر کیفی پایان می پذیرد. در کل نتایج حاصل از مرحله تفکیک آنومالی ها در مورد هر سه داده گرانی، مغناطیس زمینی و هوایی مشابه و تأیید کننده همدیگر می باشند و نشان می دهند که عمق رسوبات در منطقه قابل توجه و آنومالی های مشخص شده در نقشه های آنومالی باقی مانده، مربوط به اثرات رسوبی می باشند. در میان ساختمان های مشخص شده به نظر می رسد که ساختمان طاقدیسی A (شکل ۴-۲) از عمق و ابعاد بیشتری برخوردار است لذا برای تأیید این مطلب و تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی منابع مولد آنومالی ها نیاز به مدل سازی و تفسیر کمی می باشد. بنابراین در بخش بعدی به شرح مدل سازی های انجام شده و در نهایت تفسیر نتایج آن ها خواهیم پرداخت.

۴-۶ مدل سازی و تعبیر و تفسیر کمی

۴-۶-۱ مدل سازی ساختمان های موجود در ناحیه مورد مطالعه

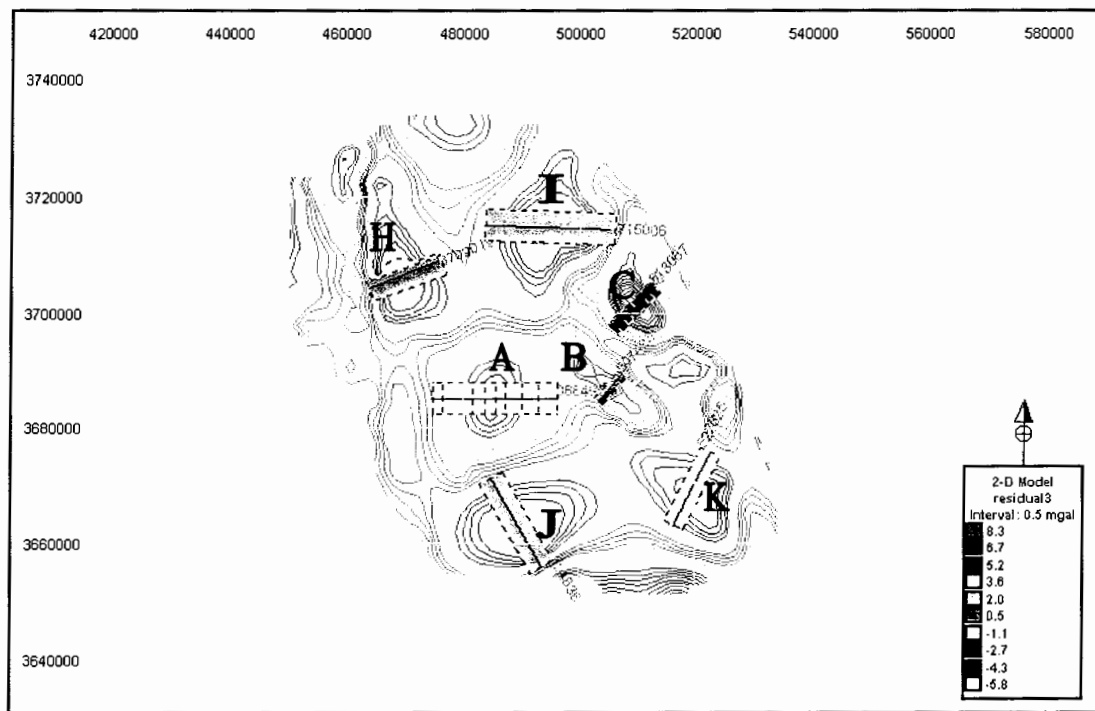
همان طور که قبلاً نیز اشاره شده است نقشه های حاصل از مرحله تفکیک آنومالی ها هیچ گونه اطلاعاتی را در مورد پارامترهای هندسی (نظیر عمق، شیب، شکل و ...) و فیزیکی (مثل دانسیته و ...) ساختمان های به دست آمده فراهم نمی سازند. لذا جهت تعیین این پارامترها بایستی بر روی ساختمان های مورد نظر مدل سازی انجام گردد. در این پایان نامه جهت مدل سازی ها از داده های گرانی استفاده شده است. با توجه به این که نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی بهترین نتیجه را نشان داده است، جهت انجام مدل سازی ساختمان های موجود در منطقه انتخاب می گردد.

از آن جا که به نظر می رسد که برخی از ساختمان های موجود در منطقه از جمله طاقدیس B دارای گسترش دو بعدی می باشند، همچنین جهت بدست آوردن یک دید اولیه از مشخصات هر یک از ساختمان ها در قدم اول مدل سازی دو بعدی انجام گردید.

برای این منظور ۷ پروفیل در امتداد عمود بر محور ساختمان های A,B,C,H,I,J,K مشخص شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی رسم گردید (شکل ۴-۴۳). در ابتدا برای مدل سازی دو بعدی بر روی یک پروفیل، مقطع عرضی آن پروفیل رسم و مقدار $2/3$ و $2/1$ میلی گال به ترتیب برای دانسیته زمینه و مدل فرضی در نظر گرفته شد.

سپس یک پلیگون به عنوان فرض اولیه بر روی مقطع عرضی آن پروفیل رسم و جواب حاصل از آن بوسیله مدل سازی پیشرو محاسبه گردید. لازم به توضیح است که شکل پلیگون مذکور بسته به مثبت یا منفی بودن آنومالی مورد مدل سازی به صورت یک طاقدیس یا ناودیس خیلی ساده انتخاب گردید. در مرحله بعد با بررسی خطای حاصل 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 اندازه گیری شده (داده های آنومالی بوگه) و محاسبه شده 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

فیزیکی (از جمله دانسیته مدل و...) پلیگون مورد نظر یک به یک آزاد گذاشته شد و با عملیات تکرار (۲۰ تکرار) جواب حاصل از پلیگون محاسبه گردید. این عملیات تکرار شد تا این که خطای



شکل ۴-۴: مقاطع رسم شده بر روی آنومالی های A,B,C,H,I,J,K در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ به همراه مدل های دو بعدی بدست آمده در مورد هر یک از آنومالی ها

مدل سازی به کمتر یا مساوی خطای هدف رسید و منحنی های جواب مدل و آنومالی بوگه بر هم برآزش نمودند (اشکال ۴-۴، ۴۴-۴، ۴۵-۴، ۴۶-۴، ۴۷-۴، ۴۸-۴، ۴۹-۴، ۵۰-۴). با اتمام مدل سازی، پارامترهای هندسی و فیزیکی هر یک از ساختمان ها تعیین گردید. نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی بر روی هر پروفیل در جدول ۴-۱ آورده شده است.

با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی (جدول ۴-۱) مشخص می گردد که آنومالی های A,B,C که نسبت به زمینه دارای دانسیته بیشتر می باشند، وضعیت ساختمانی طاقدیسی دارند. از طرف دیگر آنومالی های H,I,J,K به دلیل دانسیته کمتر از زمینه ساختمانی ناودیسی دارند. بنابراین نتایج حاصل از مرحله تفکیک آنومالی ها تأیید می گردد. همان طور که در جدول ۴-۱ مشاهده می گردد اعماق به دست آمده در مورد سه طاقدیس A,B,C

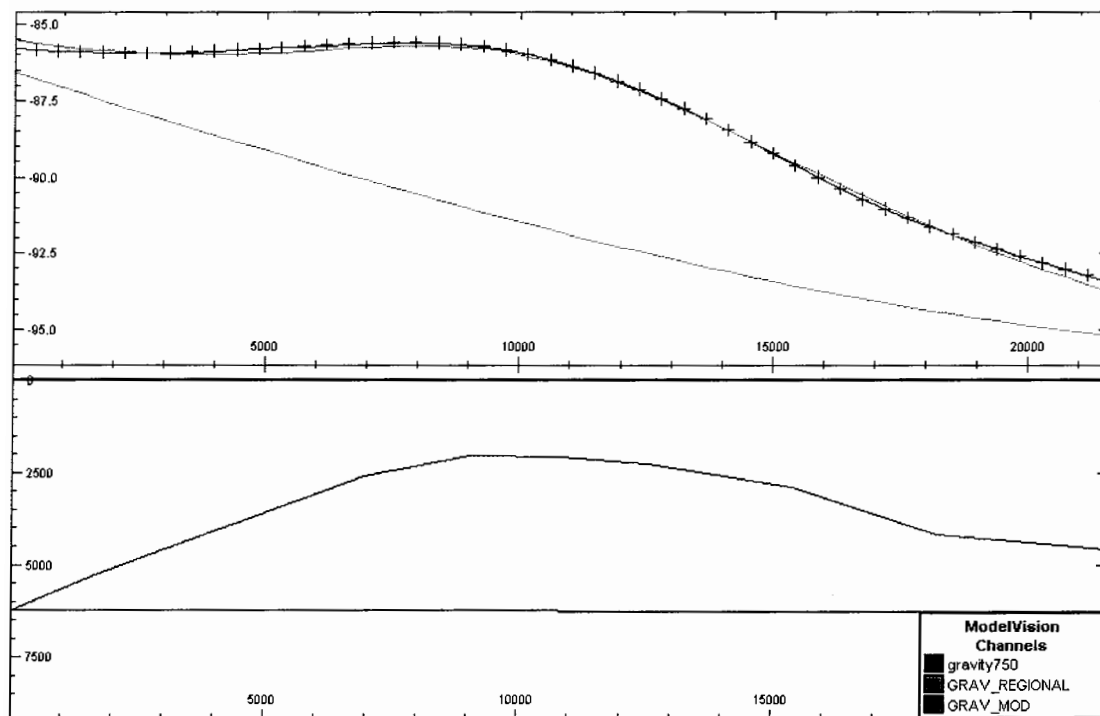


خیلی کم می باشد. البته دو آنومالی B,C در مرحله تفکیک آنومالی ها نیز به عنوان دو طاقدیس سطحی مشخص شده اند، لذا اعماق به دست آمده در مورد آن ها دور از انتظار نیست. اما در مورد طاقدیس A عمق به دست آمده جای تردید دارد. چرا که بر اساس تفسیرهای انجام شده در مرحله تفکیک آنومالی ها این گونه نتیجه گرفته شد که آنومالی مذکور از عمق زیادی برخوردار است و بنابراین عمق ۲۰۰۳/۶ متری بدست آمده برای این آنومالی خیلی کم می باشد.

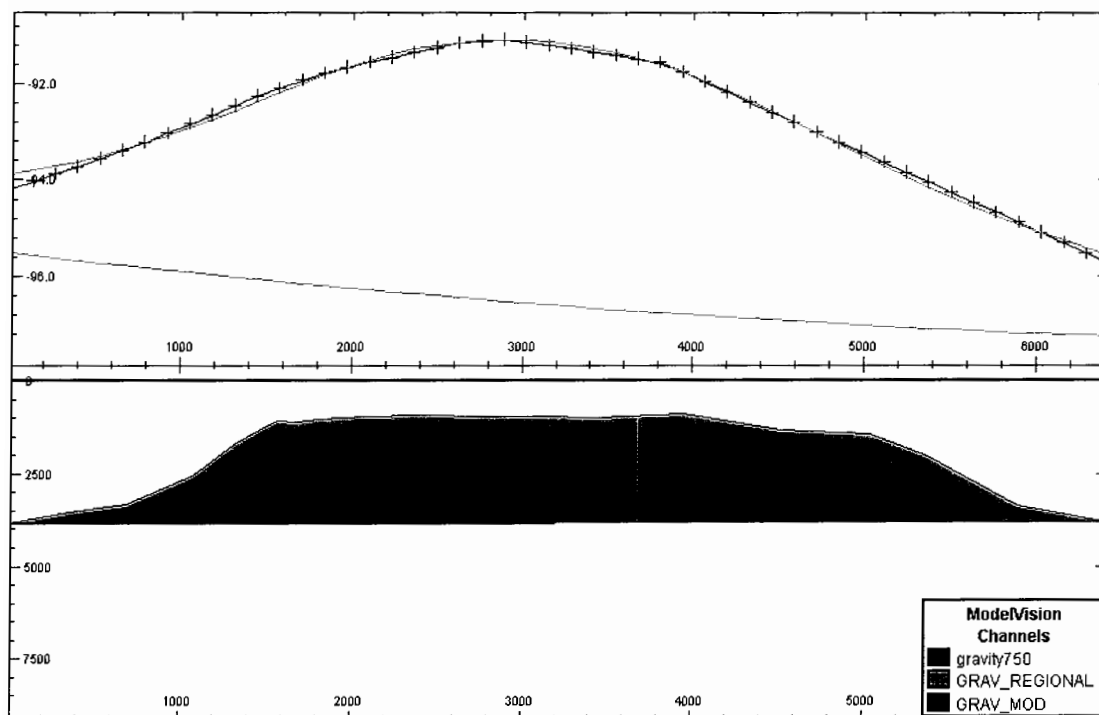
با مقایسه اعماق بدست آمده در مورد چهار ناودیس (اشکال ۴-۴۷، ۴-۴۸، ۴-۴۹، ۴-۵۰)، مشخص می گردد که مدل سازی دو بعدی در مورد ناودیس های J,K عمق بیشتری را نتیجه داده است که این مطلب با تفسیرهای انجام شده در مرحله تفکیک آنومالی ها در تناقض است. چرا که در مرحله تفکیک آنومالی ها این گونه تفسیر شد که عمق رسوبات در شمال منطقه از جنوب آن بیشتر است. بنابراین در مجموع مدل سازی دو بعدی در مورد اعماق چهار ناودیس فوق جواب قابل قبولی نداده است.

جدول ۴-۱: نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی.

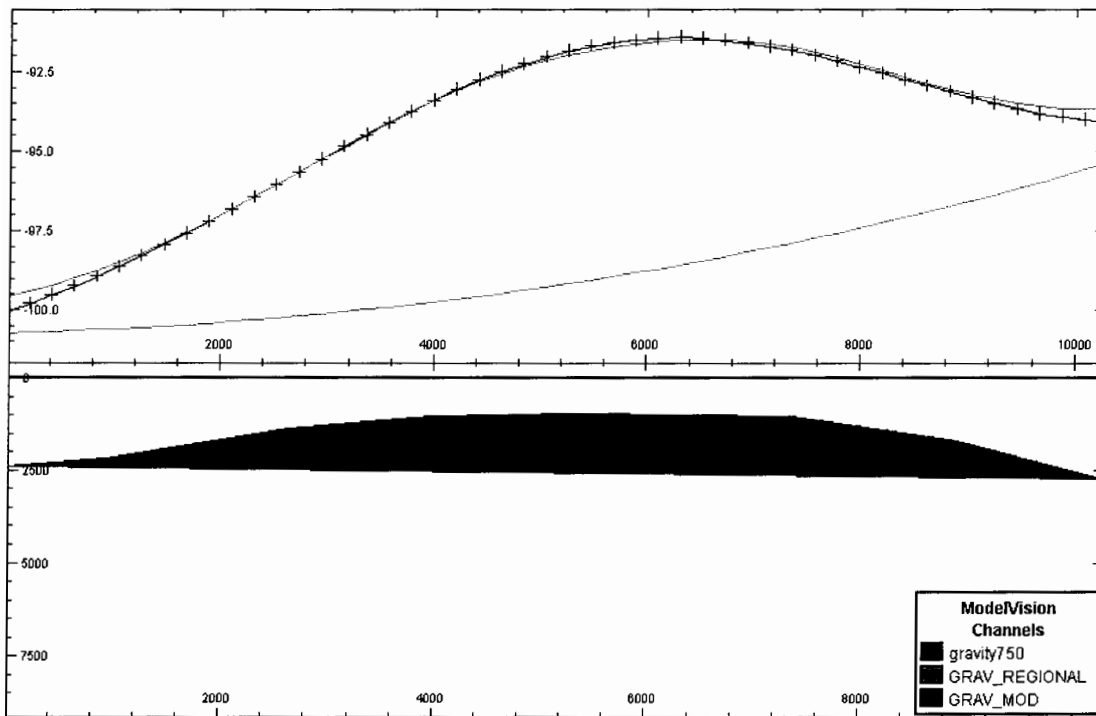
ابعاد بر حسب متر	دانسیته بر حسب gr/cm^3	عمق بر حسب متر	نوع وضعیت ساختمانی	آنومالی
۵۳۷۵/۵×۲۱۵۰۸/۹	۲/۲	۲۰۰۳/۶	طاقدیس	A
۲۰۱۴/۴×۸۰۱۴/۷	۲/۳۵	۹۳۱	طاقدیس	B
۲۵۶۳/۵×۱۰۲۷۸/۴	۲/۴	۹۳۱	طاقدیس	C
۳۵۳۲/۷×۱۳۱۲۶/۳	۲/۰۲	۵۹۸۷/۱	ناودیس	H
۵۵۰۴/۷×۲۲۲۷۰/۹	۲	۱۹۶۶/۶	ناودیس	I
۴۳۱۸/۲×۱۷۴۱۹/۵	۲/۰۴	۶۹۶۸/۸	ناودیس	J
۳۵۸۸×۱۴۰۰۹/۵	۲/۰۳	۶۸۱۷/۳	ناودیس	K



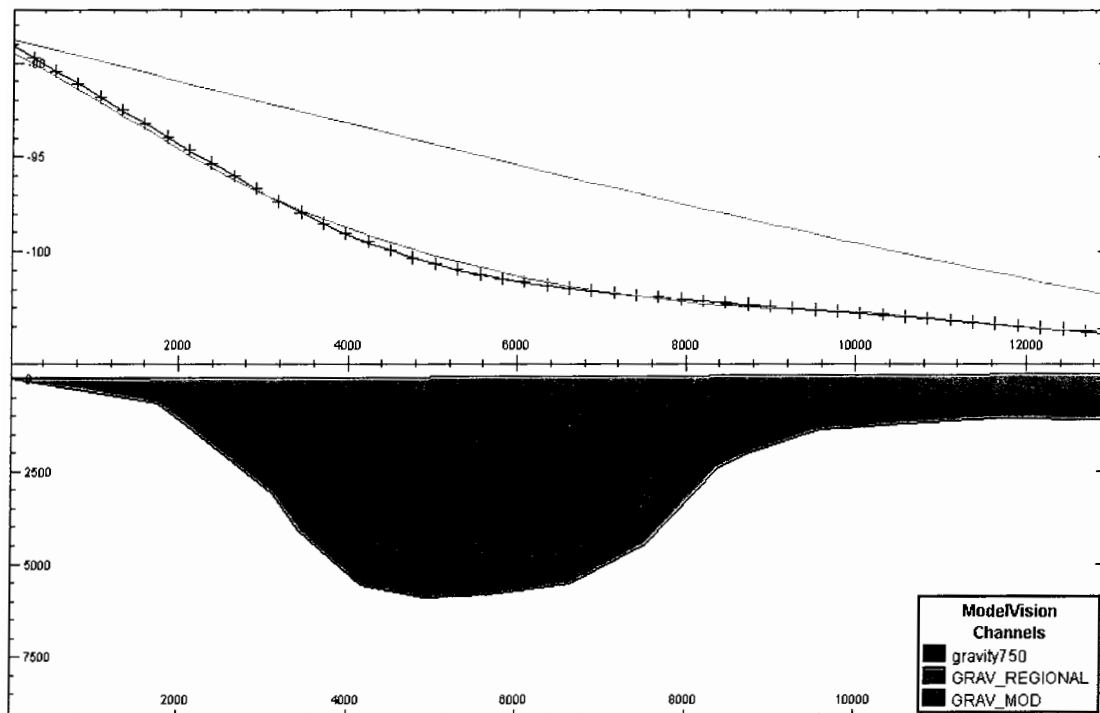
شکل ۴-۴۴: مدل دو بعدی آنومالی A با خطای $RMS=1/598$.



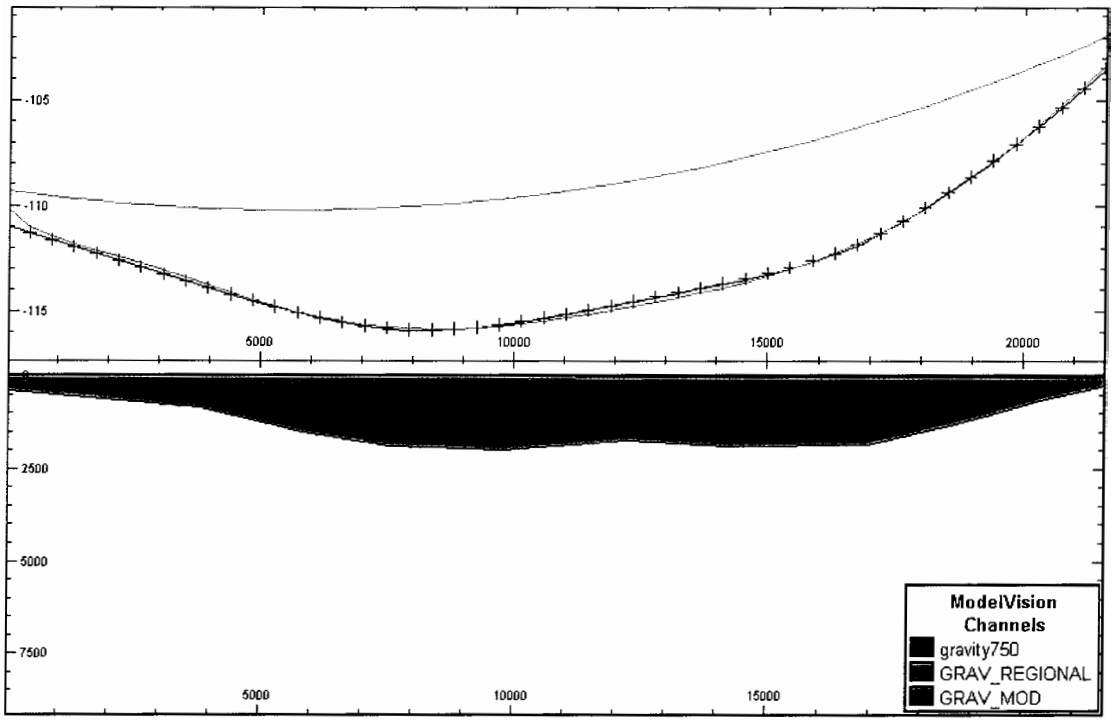
شکل ۴-۴۵: مدل دو بعدی آنومالی B با خطای $RMS=1/673$.



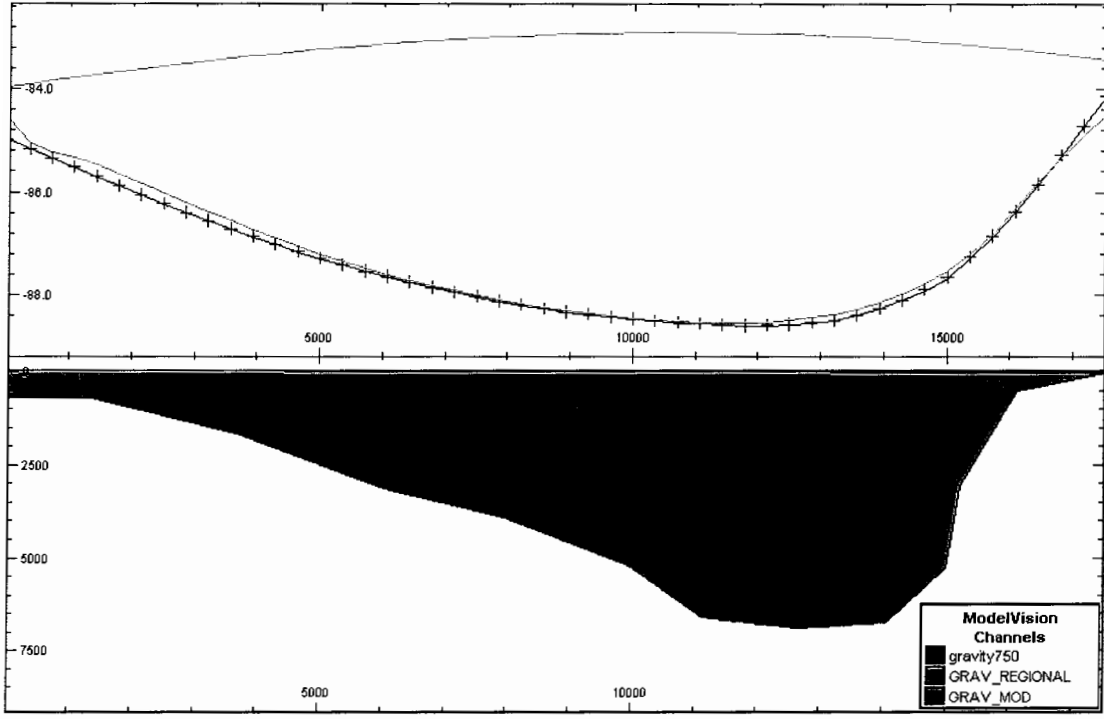
شکل ۴-۴۶: مدل دو بعدی آنومالی C با خطای $RMS=1/882$.



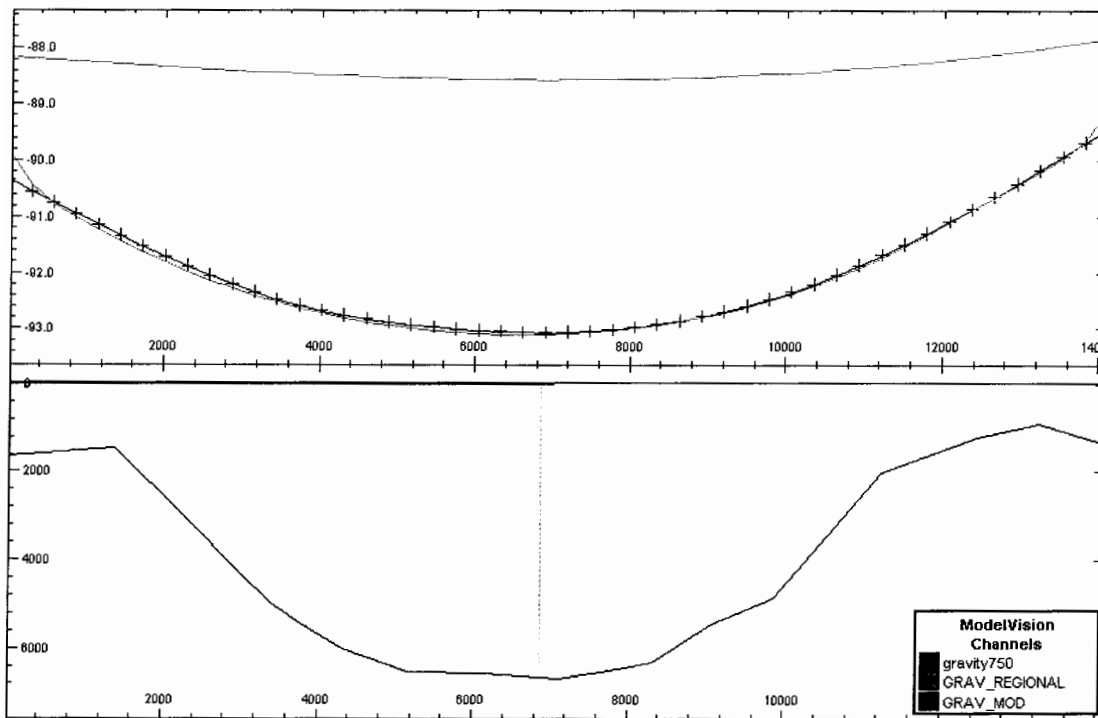
شکل ۴-۴۷: مدل دو بعدی آنومالی H با خطای $RMS=1/495$.



شکل ۴-۴۸: مدل دو بعدی آنومالی I با خطای $RMS=1/479$.



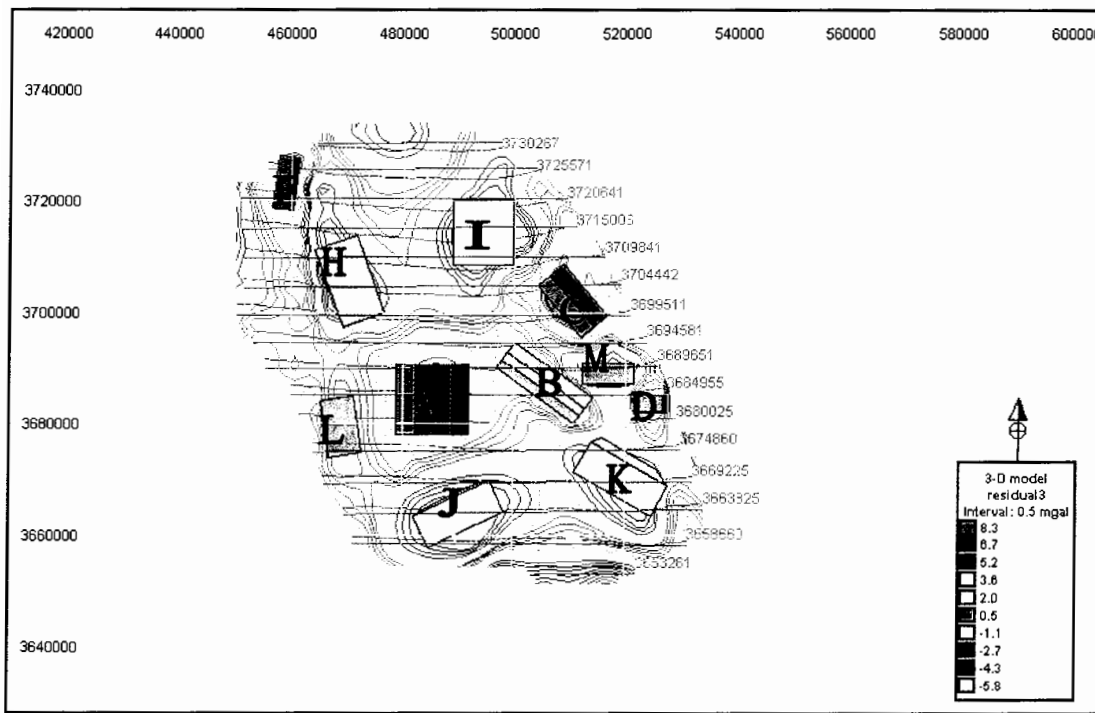
شکل ۴-۴۹: مدل دو بعدی آنومالی J با خطای $RMS=1/588$.



شکل ۴-۵: مدل دو بعدی آنومالی K با خطای $RMS=1/342$.

با بررسی مجدد نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی به نظر می رسد که برخی از ساختمان های موجود در منطقه از جمله ساختمان های A,H,I,J,K دارای گسترش سه بعدی می باشند، لذا احتمالاً به این دلیل مدل سازی دو بعدی در مورد آن ها جواب قابل قبولی نداده است. جهت تأیید صحت این موضوع مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی انجام گردید.

مدل سازی سه بعدی بر روی تمام پروفیل های نقشه به طور همزمان انجام گردید. در این جا نیز برای شروع مدل سازی ابتدا مقدار $2/1$ و $2/3$ میلی گال به ترتیب برای دانسیته زمینه و پلیگون ها به عنوان فرض اولیه در نظر گرفته شد. سپس بر روی هر آنومالی موجود در نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی یک پلیگون رسم و جواب آن ها با مدل سازی پیشرو سه بعدی محاسبه گردید (شکل ۴-۵۱).



شکل ۴-۵۱: مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی با خطای $RMS=2/875$.

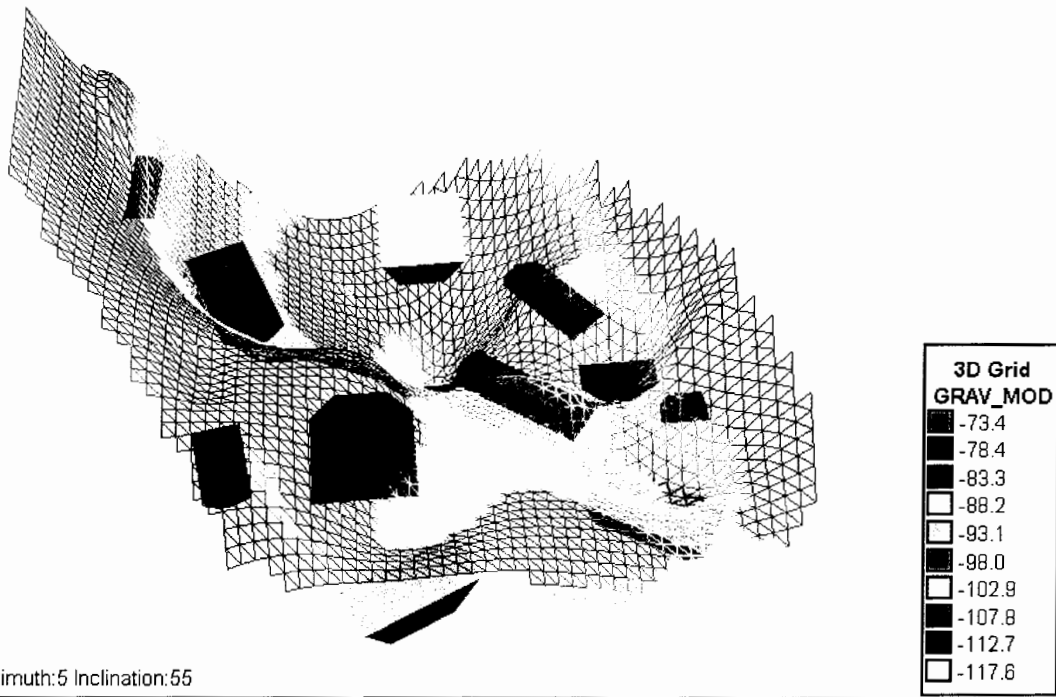
پس از بررسی خطای مدل سازی مشخص گردید این خطا از خطای هدف (که در این جا ۳ انتخاب شده است) بیشتر است. لذا در مرحله بعد به منظور انطباق منحنی جواب مدل و منحنی داده های اندازه گیری شده (داده های آنومالی بوگه) و کاهش خطا از مدل سازی معکوس پارامتری استفاده گردید. مدل سازی معکوس سه بعدی نیز همانند مدل سازی معکوس دو بعدی با انتخاب پارامترهای آزاد و عملیات تکرار (با ۲۰ تکرار) انجام گرفت. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد پس از رسیدن خطای مدل سازی به کمتر یا مساوی خطای هدف یا به عبارت دیگر هم پوشانی داده های اندازه گیری شده با مقادیر بدست آمده از مدل ها، مدل سازی پایان می پذیرد. پس از چند مرحله تکرار عملیات مدل سازی خطای آن به $2/875$ رسید که در مقایسه با خطای هدف تعیین شده قابل قبول می باشد. همان طور که در اشکال ۴-۵۲ و ۴-۵۳ مشاهده می شود مقادیر بدست آمده از مدل سازی در انطباق خوبی با داده های آنومالی بوگه (داده های اندازه گیری شده) می باشند. لذا مدل سازی سه بعدی در حد مطلوبی توانسته است که خصوصیات منابع مولد آنومالی ها را بازسازی نماید (شکل ۴-۵۴). نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی در جدول ۴-۲ آورده شده است.



شکل ۴-۵۲: نمای سه بعدی آنومالی بوگه (داده های اندازه گیری شده).



شکل ۴-۵۳: نمای سه بعدی از پاسخ مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی.



شکل ۴-۵۴: نمای سه بعدی از پاسخ مدل سازی سه بعدی به همراه مدل های بدست آمده در مورد هر آنومالی.

جدول ۴-۲: نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی.

ابعاد بر حسب متر	دانسیتته بر حسب gr/cm^3	عمق بر حسب متر	نوع وضعیت ساختمانی	آنومالی
۱۲۶۷۴/۱×۱۲۹۱۹	۲/۲۳	۵۱۹۶/۴	طاقدیس	A
۵۸۹۳/۸×۱۷۲۲۹/۴	۲/۲۳	۱۵۶۴	طاقدیس	B
۶۱۰۸/۳×۱۲۱۶۶/۹	۲/۳۱	۲۲۷۰/۳	طاقدیس	C
۲۹۳۸/۹×۵۸۱۷/۹	۲/۲۴	۲۲۷۰/۳	طاقدیس	D
۳۹۴۱/۹×۹۵۰۸/۲	۲/۴۱	۱۴۱۲/۶	طاقدیس	F
۷۸۸۳/۱×۱۴۸۱۴/۶	۱/۹۲	۱۱۶۵۰/۲	ناودیس	H
۱۰۸۹۸/۵×۱۱۵۷۲	۱/۹۲	۱۱۸۵۴/۵	ناودیس	I
۶۳۲۵/۷×۱۵۰۳۶/۲	۱/۸۷	۱۱۳۶۴/۴	ناودیس	J
۶۲۴۳/۱×۱۵۹۳۲/۹	۱/۹۹	۱۱۴۷۸/۷	ناودیس	K
۵۹۴۰×۱۰۰۷۰/۶	۲/۰۱	۲۷۲۴/۳	ناودیس	L
۳۹۸۰/۳×۹۴۲۹	۱/۷۸	۶۱۵۴/۹	ناودیس	M

با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی مشخص می گردد که آنومالی های A,B,C,D,F نسبت به زمینه دارای دانسیته بالاتر و آنومالی های H,I,J,K,L,M دارای دانسیته پایین تر می باشند، بنابراین مشخص می شود که آنومالی های فوق الذکر به ترتیب وضعیت ساختمانی طاقدیس و ناودیس دارند. این مطلب بر اساس نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی و همچنین مرحله تفکیک آنومالی ها نیز تأیید شده است. آنومالی های طاقدیس B,C,D,F با توجه به عمق های بدست آمده در مورد آن ها (جدول ۴-۲)، سطحی تر می باشند و در نتیجه از نظر اکتشافات نفتی کم اهمیت می باشند. اما برعکس آنومالی طاقدیس A از عمق و ابعاد نسبتاً مناسبی بر خوردار است (جدول ۴-۲). بنابراین با توجه به این که منطقه مورد مطالعه دارای پتانسیل هیدروکربوری خوبی می باشد، احتمال وجود هیدروکربورها در این طاقدیس وجود دارد. همچنین با بررسی اعماق بدست آمده در مورد چهار ناودیس H,I,J,K بوسیله مدل سازی سه بعدی مشخص می شود که دو ناودیس H,I در شمال منطقه نسبت به دو ناودیس J,K در جنوب ناحیه از عمق بیشتری برخوردارند. این مطلب نشان دهنده افزایش عمق رسوبات در شمال منطقه مورد مطالعه می باشد که تأیید کننده تفسیرهای انجام شده در مرحله تفکیک آنومالی ها می باشد. بنابراین در مجموع نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی، تفسیرهای انجام شده در مرحله تفکیک آنومالی ها را به خوبی تأیید می نمایند.

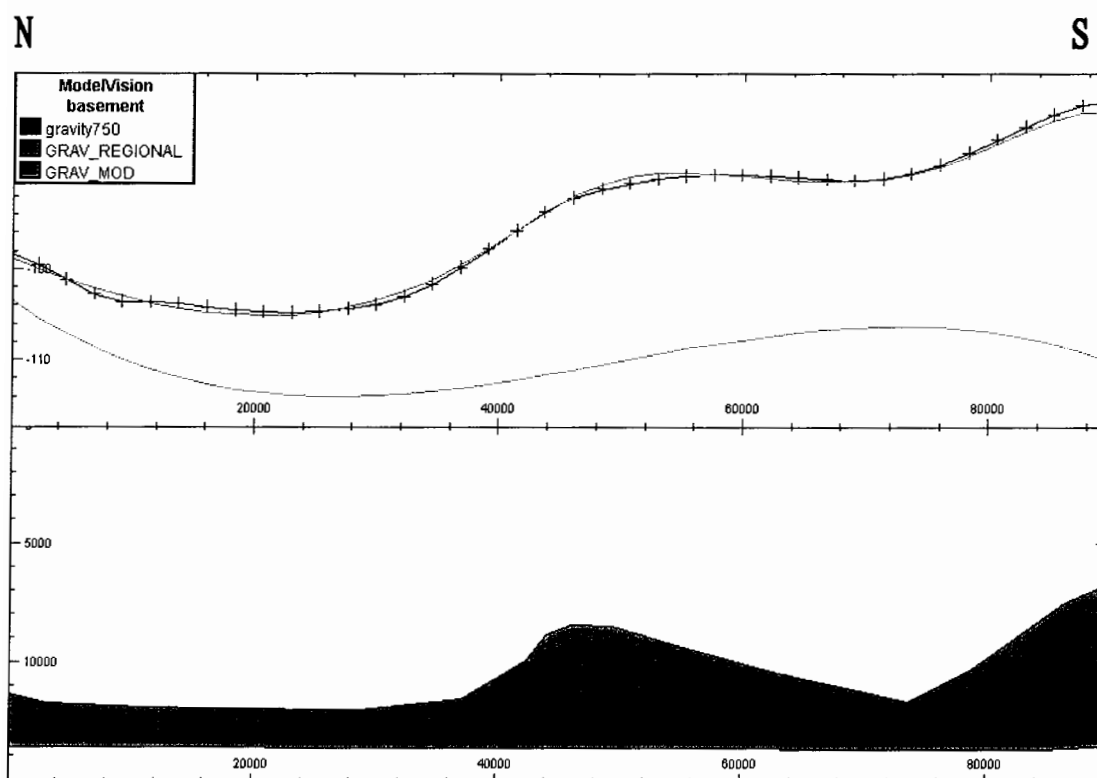
با مقایسه نتایج مدل سازی دو و سه بعدی در جداول ۴-۱ و ۴-۲ مشخص می گردد که در مورد دانسیته ساختمان های ناحیه، دو مدل سازی جواب مشابه و معقولی را نتیجه دادند اما در مورد عمق آن ها (البته به جز دو ساختمان B,C) مدل سازی دو بعدی جواب قابل قبولی نداده است. این مطلب ممکن است به دو دلیل باشد: اولاً این که در مدل سازی دو بعدی، مدل سازی بر روی یک پروفیل واحد انجام می گیرد و اثرات آنومالی های اطراف در نظر گرفته نمی شود اما در مدل سازی سه بعدی، مدل سازی بر روی چندین پروفیل به طور همزمان انجام می شود لذا اثرات آنومالی های مجاور نیز در مدل سازی آنومالی مورد نظر دخالت داده می شود. ثانیاً برخی از ساختمان های موجود در ناحیه مورد مطالعه از جمله ساختمان A به نظر می رسد که دارای گسترش سه بعدی می باشند بنابراین مدل سازی دو بعدی در مورد آن ها جواب دقیقی نمی دهد.

برای مدل سازی این ساختمان های سه بعدی بایستی از مدل سازی سه بعدی استفاده نمود. بنابراین در مجموع نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی صحت بیشتری دارند. لازم به ذکر است که عمق آنومالی A در مطالعات قبلی ۴۰۰۰ متر تقریب زده شده است [طباطبایی رئیسی و تیمور نصرت ماکویی، ۱۳۷۲]. البته با توجه به این که جهت بدست آوردن این عمق مدل سازی فقط بر روی یک مقطع بدون در نظر گرفتن اثر آنومالی های اطراف صورت گرفته است لذا عمق مذکور نبایستی زیاد دقیق باشد.

۴-۶-۲ تخمین عمق سنگ بستر حوضه رسوبی طبس

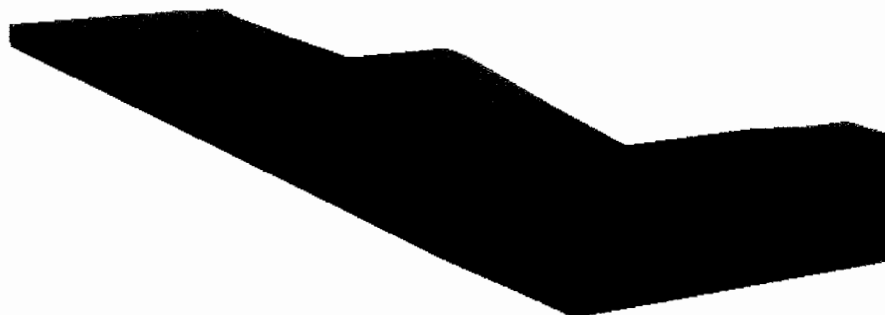
بر اساس شواهد زمین شناسی سنگ بستر حوضه رسوبی طبس از نوع دگرگونی و با سن پر کامبرین می باشد [حسن زاده شریف، ۱۹۸۵]. جنس سنگ بستر این حوضه رسوبی با توجه به نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه به عنوان یک فرض اولیه کوارتزیت (با دانسیته ۲/۶ گرم بر سانتی متر مکعب) حدس زده شد. با مشخص شدن جنس سنگ بستر مدل سازی سه بعدی به منظور تخمین عمق آن انجام گردید. جهت انجام مدل سازی سه بعدی از نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی (شکل ۴-۴) استفاده شد. برای شروع مدل سازی ابتدا مقدار متوسط ۲/۳ و ۲/۶ گرم بر سانتی متر مکعب به ترتیب برای دانسیته رسوبات و مدل فرضی در نظر گرفته شد. سپس بر روی نقشه مورد نظر یک پلیگون به عنوان فرض اولیه برای سنگ بستر رسم و بوسیله مدل سازی پیشرو جواب این مدل اولیه محاسبه گردید. در مرحله بعد به منظور برازش منحنی های جواب مدل و داده های اندازه گیری شده (داده های آنومالی بوگه) و همچنین حداقل کردن خطا از مدل سازی معکوس پارامتری استفاده شد. برای انجام مدل سازی معکوس در هر مرحله یکی از پارامتر های مدل اولیه را آزاد قرار داده و پس از چند تکرار (۲۰ تکرار) جواب مدل محاسبه گردید. این کار تا زمانی ادامه می یابد که خطای مدل سازی کمتر یا مساوی خطای هدف (که در این جا ۳ انتخاب شده است) شود یا این که مدل سازی به یک جواب قابل قبول برسد. در نهایت پس از چند مرحله تکرار مدل سازی، خطای آن به ۲/۸۲۶ رسید و عمق سنگ بستر حدود ۱۲۰۰۰ متر در شمال و ۱۱۷۰۰ متر در جنوب ناحیه تخمین زده شد. همچنین با

توجه به نتایج مدل سازی روند چین خوردگی سنگ بستر شمال غربی - جنوب شرقی است، که با روند چین خوردگی منطقه مطابقت دارد (اشکال ۴-۵۵ و ۴-۵۶).



شکل ۴-۵۵: مقطع عرضی مدل سازی سه بعدی سنگ بستر با خطای $RMS=2/826$.

در مطالعات قبلی انجام شده در منطقه، عمق رسوبات در جنوب ناحیه بر اساس داده های مغناطیس حدود ۱۲۰۰۰ متر تخمین زده شده است [طباطبایی رئیسی و تیمور نصرت ماکویی، ۱۳۷۲] و بر اساس تفسیر کیفی بیان گردیده است که این عمق در شمال ناحیه کمی کاهش می یابد که این نتیجه برعکس نتیجه مدل سازی انجام شده در این پایان نامه می باشد. این تفاوت در نتایج احتمالاً ناشی از این مطلب است که در این پایان نامه از داده های گرانی جهت مدل سازی سنگ بستر استفاده شده است اما در مطالعات قبلی از داده های مغناطیس. اما در مجموع نتایج حاصل از هر دو مدل سازی انجام شده در مورد سنگ بستر خیلی به هم نزدیک می باشند. البته در مطالعات قبلی جهت تعیین عمق، مدل سازی بر روی یک مقطع انجام گرفته است بنابراین نتیجه حاصل جای کمی تردید دارد.



Azimuth:0 Inclination:9

شکل ۴-۵۶: نمای سه بعدی مدل سازی سه بعدی سنگ بستر.

لازم به ذکر است که در مورد تعیین عمق سنگ بستر از داده های مغناطیس زمینی (در غالب نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲) نیز جهت مدل سازی استفاده شد. اما خطای این مدل سازی خیلی بالا بود و در نتیجه نتوانست جواب قابل قبولی را در مورد عمق سنگ بستر ارائه نماید. این موضوع احتمالاً به دلیل عدم دست یابی به یک فرض اولیه مناسب جهت انجام مدل سازی می باشد.

فصل پنجم:

جمع بندی، نتایج و

پیشنهادات

۱-۵ جمع بندی و نتایج

در این پایان نامه به منظور تأیید صحت مطالعات قبلی دال بر وجود پتانسیل های هیدروکربوری و همچنین تعیین محل ساختارهای مناسب جهت تجمع ذخایر هیدروکربوری، بررسی ضخامت رسوبات، وجود گسل های احتمالی و توده های نفوذی در منطقه مورد مطالعه علاوه بر برداشت های مغناطیس هوایی، عملیات گرانی و مغناطیس زمینی به موازات هم توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت انجام گردیدند. برای دست یابی به اهداف مورد نظر ابتدا با اعمال روش های روند سطحی، مشتق اول قائم، گسترش به سمت بالا، گسترش به سمت پایین و گریفین (فقط در مورد داد های گرانی) بر داده های مذکور آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده تفکیک گردیدند. همچنین جهت حذف نامتقارنی های آنومالی های مغناطیسی از روش برگردان به قطب در مورد داده های مغناطیس استفاده گردید.

پس از مشخص شدن منابع زمین شناسی مولد آنومالی ها به منظور تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی ساختمان های موجود در منطقه مدل سازی دو و سه بعدی بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی انجام پذیرفت. در مرحله بعد عمق سنگ بستر حوضه رسوبی بوسیله مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی تعیین گردید. در کل نتایج حاصل از مراحل فوق الذکر نشان می دهند که:

۱. در تفکیک آنومالی های میدان های پتانسیل بهتر است از روش هایی که محاسبات تحلیلی خود را نقطه به نقطه انجام می دهند، استفاده شود.

۲. از آن جا که تفسیرهای میدان های پتانسیل اغلب توأم با ابهام می باشند، لذا جهت انجام یک تفسیر کیفی صحیح لازم است که از چند نوع داده و همچنین چند روش برای تفکیک آنومالی ها استفاده شود و نتایج آن ها با هم مقایسه گردد.

۳. برای اعمال روش های گریفین، مشتق، گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین در نرم افزار نیاز به رسم تعدادی پروفیل بر روی نقشه آنومالی بوگه، شدت کل مغناطیس زمینی و هوایی است. داده ها بر روی این پروفیل ها از منحنی های تراز اطراف درون یابی می شوند. این عمل توأم با خطا و تقریب می باشد در نتیجه آنومالی های بدست آمده از این روش ها با تغییر شکل و جابجایی نشان داده می شوند. در مورد نقشه های باقی مانده حاصل از روش گسترش به سمت بالا این تغییر شکل و جابجایی آنومالی ها می تواند به دلیل خطا همراه با عمل کسر نقشه حاصل از این روش از نقشه اصلی نیز باشند.

۴. در روش گریفین اعمال شده بوسیله برنامه بیسیک نیز آنومالی ها با تغییر شکل و جابجایی مشاهده می شوند. این مطلب ناشی از افزایش نویز ناشی از عمل درون یابی داده ها بر روی رئوس شبکه ها و همچنین عدم استفاده کامل از تمام داده ها و پارامتر شعاع انتخابی در این روش می باشد. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد در این روش یک سری اطلاعات اصلی در چهار گوشه نقشه با توجه به شعاع انتخابی از محاسبات حذف می گردند.

۵. یکی دیگر از معایب روش گسترش به سمت بالا این است که آنومالی های ناحیه ای به دست آمده با ارتفاع های مختلف شباهت زیادی با نقشه های اصلی (آنومالی بوگه، شدت کل مغناطیس زمینی و هوایی) دارند. زیرا علی رغم این که اطلاعات در ارتفاعات مختلفی به سمت بالا گسترش یافته اند، اما دسترسی به ارتفاعی که جهت حذف کامل اثرات سطحی مناسب باشد امکان پذیر نبود.

۶. در مورد داده های مغناطیس زمینی روش های گسترش به سمت بالا و گسترش به سمت پایین علی رغم اعمال در ارتفاعات مختلف نتوانستند به طور مناسبی آنومالی های سطحی و عمقی را از هم تفکیک نمایند.

۷. بر اساس نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی وضعیت ساختمانی منطقه در ۷ آنومالی مثبت و ۶ آنومالی منفی مشخص شد. با مقایسه نقشه مذکور با نقشه های آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس زمینی و روند ۳ مغناطیس هوایی مشخص گردید که

- آنومالی های فوق الذکر دارای آنومالی گرانی بالا و آنومالی مغناطیس پایین و یا برعکس دارای آنومالی گرانی پایین و آنومالی مغناطیس بالا می باشند. در نتیجه آنومالی های مذکور ناشی از اثرات زسویی (طاقدیس ها و ناودیس ها) می باشند و در منطقه اثری از فعالیت های ولکانیکی مشاهده نمی گردد. در میان طاقدیس ها مشخص شده در نقشه فوق به نظر می رسد که طاقدیس A نسبت به بقیه طاقدیس ها از عمق بیشتری برخوردار است. علاوه بر این در نقشه مذکور دو گسل با روندهای شمالی - جنوبی و شمال شرقی - جنوب غربی به ترتیب بین آنومالی های H,F و I,C به چشم می خورند.
۸. با توجه به این که دو گسل مذکور هم بر روی تمام نقشه های ناحیه ای و باقی مانده حاصل از داده های گرانی مشاهده می گردد لذا می توان نتیجه گرفت که گسل های مذکور از سطح تا عمق زیاد گسترش دارند. از آن جا که این دو گسل فقط بر روی نقشه های باقی مانده حاصل از داده های مغناطیس هوایی قابل تشخیص می باشند لذا مشخص می گردد که آن ها فقط در مناطق سطحی همراه با زون خرد شده و یا کانی سازی مغناطیسی می باشند.
۹. در نقشه های باقی مانده حاصل از داده های مغناطیس هوایی هر دو گسل مشخص شده در نتایج داده های گرانی با روند شمالی - جنوبی مشاهده می شوند. این تغییر روند گسل از شمال شرقی - جنوب غربی (در نتایج حاصل از داده های گرانی) به شمالی - جنوبی (در نتایج حاصل از داده های مغناطیس هوایی) احتمالاً مربوط به خطاهای همراه به برداشت های هوایی و همچنین نحوه کانتوربندی داده ها می باشد.
۱۰. نقشه های آنومالی باقی مانده حاصل از سایر روش های اعمال شده نیز آنومالی ها و دو گسل بدست آمده با روش روند سطحی را در حد قابل قبولی تأیید می نمایند. روند ساختمانی آنومالی های یاد شده و امتداد گسل های نشان داده شده در این نقشه ها نیز تطابق خوبی با روندهای نشان داده شده در نقشه آنومالی باقی مانده روند سطحی دارند.
۱۱. با اعمال فیلتر برگردان به قطب در مورد داده های مغناطیس آنومالی ها کمی جابجایی پیدا کرده و بر مرکز توده های مولد آن ها قرار گرفتند. در نتیجه وضوح آن ها بیشتر شد.

۱۲. در نقشه های ناحیه ای حاصل از داده های گرانی یک آنومالی منفی در ناحیه شمال نقشه به همراه دو گسل در شرق و غرب آن مشاهده می شود که نشان دهنده عمق زیاد رسوبات در ناحیه شمال می باشد.

۱۳. منحنی های تراز در نقشه شدت کل مغناطیس زمینی روندی آرام و هموار دارند. این مطلب نشان دهنده رسوبی بودن منطقه و عدم حضور فعالیت های ولکانیکی در آن می باشد. همچنین از آن جا که شدت مغناطیسی در نقشه مذکور خیلی بالا نیست می توان گفت که سنگ بستر این حوضه احتمالاً از نوع دگرگونی می باشد. این مطلب بر اساس مطالعات زمین شناسی انجام شده در منطقه نیز تأیید شده است.

۱۴. در نقشه های ناحیه ای حاصل از داده های مغناطیس شدت مغناطیسی به سمت شمال ناحیه افزایش می یابد. این اتفاق با توجه به کاهش گرانی در منطقه مذکور احتمالاً به دلیل تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر در آن محل می تواند باشد.

۱۵. از مقایسه نتایج همه روش های تفکیک آنومالی می توان گفت که روش روند سطحی، بهترین روش در تعبیر و تفسیر و تفکیک آنومالی ها می باشد. این روش از تک تک اطلاعات به منظور تفکیک آنومالی های سطحی و عمقی استفاده می نماید و آنومالی های باقی مانده را بدون تغییری در دامنه و شکل آن ها نشان می دهد.

۱۶. جهت تعیین پارامترهای هندسی و فیزیکی ساختمان های موجود در هر ناحیه، بهتر است از چند روش مدل سازی استفاده شود تا نتایج دقیق تری حاصل گردد.

۱۷. با توجه به نتایج حاصل از مدل سازی دو بعدی مشخص می گردد که این مدل سازی در مجموع نتایج خیلی رضایت بخشی نداده است. این مطلب ممکن است به دو دلیل باشد اولاً این که در مدل سازی دو بعدی، مدل سازی بر روی یک پروفیل واحد انجام می گیرد و اثرات آنومالی های اطراف در نظر گرفته نمی شود اما در مدل سازی سه بعدی، مدل سازی بر روی چندین پروفیل به طور همزمان انجام می شود لذا اثرات آنومالی های مجاور نیز در مدل سازی آنومالی مورد نظر دخالت داده می شود. ثانیاً برخی از ساختمان های موجود در ناحیه مورد مطالعه از جمله ساختمان A دارای گسترش سه بعدی می باشند بنابراین مدل سازی دو بعدی در مورد آن ها جواب دقیقی نمی دهد.

برای مدل سازی این ساختمان های سه بعدی بایستی از مدل سازی سه بعدی استفاده نمود. بنابراین در مجموع نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی صحت بیشتری دارند.

۱۸. بر اساس نتایج حاصل از مدل سازی سه بعدی انجام شده بر روی نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ گرانی مشخص شد که طاقدیس A از عمق (حدود ۵۰۰۰ متر) و ابعاد (۱۲۷۰۰×۱۳۰۰۰ متر) نسبتاً خوبی برخوردار است. لذا در میان سایر طاقدیس های موجود در منطقه از نظر فراهم نمودن شرایط مناسب جهت تجمع منابع هیدروکربوری از اهمیت بیشتری برخوردار است. عمق طاقدیس مذکور در مطالعات قبلی حدود ۴۰۰۰ متر تخمین زده شده است. همان طور که اشاره شد چون در مطالعات قبلی مدل سازی فقط بر روی یک پروفیل انجام گرفته است نتیجه حاصل جای کمی تردید دارد.

۱۹. عمق سنگ بستر بر اساس مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ گرانی در شمال ناحیه حدود ۱۲۰۰۰ متر و در جنوب آن حدود ۱۱۷۰۰ متر تعیین شد. بنابراین با توجه به این نتیجه مشخص می گردد که عمق رسوبات در منطقه قابل توجه است. در مطالعات قبلی عمق سنگ بستر در جنوب ناحیه حدود ۱۲۰۰۰ متر تعیین شده است که در تطابق خوبی با نتیجه مدل سازی سنگ بستر در این پایان نامه می باشد. در مطالعات قبلی بر اساس تفسیر کیفی اشاره شده است که عمق سنگ بستر در شمال ناحیه کاهش می یابد در حالی که بر اساس مدل سازی سنگ بستر در این پایان نامه مشخص گردید که عمق سنگ بستر در شمال افزایش می یابد. همان طور که قبلاً نیز اشاره شد این مطلب احتمالاً ناشی از این است که در این پایان نامه جهت مدل سازی سنگ بستر از داده های گرانی استفاده شده است در حالی که در مطالعات قبلی برای این منظور از داده های مغناطیس استفاده گردیده است. در مطالعات قبلی افزایش شدت مغناطیسی در شمال ناحیه مورد مطالعه به تغییرات توپوگرافی سنگ بستر اما در این پایان نامه با توجه به نتایج داده های گرانی به تغییرات لیتولوژیکی سنگ بستر تفسیر شده است.

۲۰. در مورد مدل سازی سنگ بستر بر روی نقشه ناحیه ای روند ۲ مغناطیس زمینی به دلیل دست یابی به یک فرض اولیه مناسب برای مدل سازی، خطای مدل سازی خیلی بالا و غیر قابل قبول بود.

۲۱. در کل نتایج حاصل از مدل سازی ها، نتایج به دست آمده از مرحله تفکیک آنومالی ها را در حد قابل قبولی تأیید می نمایند.

۲۲. در مجموع نتایج بررسی های صورت گرفته مؤید این موضوع می باشند که روش های گرانی و مغناطیس سنجی در تعیین محل ساختارهای زیر سطحی پوشیده و همچنین تعیین ضخامت حوضه های رسوبی در مراحل اولیه اکتشافات نفتی بسیار مؤثر می باشند.

۲-۵ پیشنهادات

۱. نتایج مدل سازی سه بعدی نشان داد که طاقدیس A از عمق و ابعاد قابل توجه ای برخوردار است. از طرف دیگر شواهد زمین شناسی، نتایج ژئوفیزیکی و ضخامت قابل توجه رسوبات اهمیت طاقدیس مذکور را از نظر تجمع ذخایر هیدروکربوری بیشتر نمایان می سازد. بنابراین عملیات ژئوفیزیکی تفصیلی یعنی لرزه نگاری، جهت تعیین دقیق تر مشخصات ساختمان مذکور و روشن نمودن وضعیت لایه ها پیشنهاد می گردد.

۲. با توجه به ابهامات موجود در نتایج حاصل از داده های میدان های پتانسیل، پیشنهاد می گردد که مدل سازی همزمان داده های گرانی و مغناطیس به منظور تعیین دقیق تر مشخصات ساختمان های موجود در منطقه انجام گردد.

فهرست منابع

فهرست منابع

منابع فارسی

آقا بابایی، ح.، طباطبایی رئیسی، ه. و حلاجیان محمدی، ر.، ۱۳۸۲. شناسایی گل فشان ها به روش گرانی سنجی و بررسی پتانسیل هیدروکربوری دشت گرگان از تلفیق اطلاعات گرانی سنجی و لرزه نگاری. یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک / ایران، تهران.

آگاه، آ.، دولتی ارده جانی، ف.، مرادزاده، ع. و طباطبایی رئیسی، ه.، ۱۳۸۳. تلفیق داده های مغناطیس هوایی و زمینی جهت شناسایی پتانسیل های نفتی ناحیه طبس. هشتمین همایش زمین شناسی / ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

باقریان، س.، درویشی، ا. و خاکزاد، ا.، ۱۳۸۲. بررسی و مطالعات ژئومغناطیس و تلفیق آن با داده های حاصل از تصاویر ماهواره ای جهت تعیین نواحی کانی سازی در غرب چهار گوش گلپایگان (ناحیه الیگودرز). یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک / ایران، تهران.

توکلی، ش.، ۱۳۷۵. ژئوفیزیک (رشته زمین شناسی). انتشارات دانشگاه پیام نور، ۲۲۰.

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، ۲۲۱.

دولتی ارده جانی، ف.، ۱۳۷۵. تفکیک آنومالی های گرانی منطقه بابلسر به روش روند سطحی ارتونرمال. نهمین کنفرانس ژئوفیزیک / ایران، تهران.

دولتی ارده جانی، ف.، ۱۳۷۶. گزارش تعبیر و تفسیر گرانی سنجی و مغناطیس سنجی رودان. اداره

ژئوفیزیک مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۸۲.

رضایی، م. ر.، ۱۳۸۰. زمین شناسی نفت. انتشارات علوی، ۴۷۲.

زمانی، ا. و براتی، م.، ۱۳۸۱. کاربرد بی هنجاری های بوگه در اکتشاف منابع نفت منطقه چناران - شمال شرق ایران. زمین و فضا، ۲۸، ۸-۱.

سازمان زمین شناسی، ۱۹۶۹. نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ بشرویه.

سازمان زمین شناسی، ۱۹۷۴. نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ طبس.

سازمان زمین شناسی، ۱۹۷۸. نقشه مغناطیس هوایی ۱:۲۵۰۰۰۰ طبس.

سازمان جغرافیایی و کارتوگرافی گیتا شناسی، ۱۳۷۸. نقشه جمهوری اسلامی ایران بر اساس تقسیمات کشوری ۱:۶۰۰۰۰۰.

صالحی، ا.، ۱۳۴۸. عملیات ژئوفیزیک در اکتشاف نفت. شرکت ملی نفت، ۴۹.

طباطبایی رئیسی، ه.، ۱۳۶۸. تعبیر و تفسیر آنومالی های میدان پتانسیل در بعد فرکانس. انجمن نفت ایران، ۱۸.

طباطبایی رئیسی، ه.، ۱۳۶۸. کاربرد روش گرادیان مختلط در تعبیر و تفسیر آنومالی های گرانی و مغناطیس سنجی با استفاده از تبدیل هیلبرت و اعمال بر اطلاعات گرانی سنجی گیلان. دومین کنگره نفت و گاز، تهران.

طباطبایی، ه.، نصرت ماکویی، ت.، ۱۳۷۲. گزارش تعبیر و تفسیر گرانی سنجی و مغناطیس سنجی ناحیه طبس. اداره ژئوفیزیک مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، ۷.

طباطبایی رئیس، ه. و پور رضا، س.، ۱۳۸۲. معرفی گسل های پی سنگی در ساختمان سفید باغون از تلفیق تفسیر داده های مغناطیس هوایی و لرزه نگاری. یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

قوامی ریایی، ر.، ۱۳۷۲. تعبیر و تفسیر سه بعدی آنومالی های گرانی سنجی با استفاده از تغییرات دانسیته. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیر کبیر (دانشکده معدن)، تهران، ۲۷۲.

کلاگری، ع. ا.، ۱۳۷۱. اصول اکتشافات ژئوفیزیکی. کلاگری، ع. ا.، ۵۸۵.

مرادزاده، ع. و عرب امیری، ع. ر.، ۱۳۸۳. مدل سازی معکوس پارامتری داده های پلاریزاسیون القایی و مقاومت ویژه اندیس معدنی پاینده. هشتمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

منصور فر، ک.، ۱۳۶۹. روش های آماری. انتشارات دانشگاه تهران، ۳۰۴.

منابع انگلیسی

Abdelrahman, E. M., Riad, S., Refai, E. and Amin, Y., 1985. On the least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, **50**, 473-480.

Abdelrahman, E. M. and Abo-Ezz, E. R., 2001. Higher derivatives analysis of 2-D magnetic data. *Geophysics*, **66**, 205-212.

ABM, 2004. Encarta Microsoft, Reference library, full version.

Agcs, W. B., 1951. Least-square residual anomaly determination. *Geophysics*, **16**, 686-696.

Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic map, psuedo-gravimetric anomalies. *Geophysics*, **22**, 395-363.

Baranov, V. and Naudy, H., 1964. Numerical calculations of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics*, **29**, 67-79.

Barbosa, V. C. F. and Silva, J. B. C., 1994. Generalized compact gravity inversion. *Geophysics*, **59**, 57-68.

Battacharyya, B. K., 1965. Tow-dimensional harmonic analysis as a tool for magnetic interpretation. *Geophysics*, **30**, 829-857.

Bear, G. W., Al-Shukri, H. J. and Rudman, A. J., 1995. Linear inversion of gravity data for 3-D density distributions. *Geophysics*, **60**, 1354-1364.

Bhattacharyya, B. K., 1972. Design of spatial filter and their application to high resolution aeromagnetic data. *Geophysics*, **37**, 68-91.

Bhattacharyya, B. K. and Chan, K. C., 1977. Reduction of gravity and magnetic data on an arbitrary surface acquired in a region of high topographic relief. *Geophysical*, **42**, 1411-1430.

Buttkus, B., 2000. Spectral analysis and filter theory in applied geophysics. Springer, 667.

Cady, J. W., 1980. Calculation of gravity and magnetic anomalies of finite-length right polygonal prisms. *Geophysics*, **45**, 1507-1512.

Chamalaun, F. H., 1993. Magnetic surveing. Flinders University Press.

Chandler, V. W., 1985. Interpretation of Precambrian geology in Minnesota using low-altitude, high-resolution aeromagnetic data. In: Hinze, W.J. (Ed), The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Soc. Exploration Geophysicists, 375-391.

Coggon, J. H., 1976. The magnetic and gravity anomalies of polyhedra. *Geoexploration*, **14**, 93-105.

Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**, 289-300.

Coons, R. L., Woollard, G. P. and Hershey, G., 1967. Structural Significance and analysis of mid- continent high. *Bull. Am. Asso. Petr. Geol.*, **51**, 2381-2399.

Dampney, C. N. G., 1969. The equivalent source technique. *Geophysics*, **34**, 39-53.

Dean, W. C., 1958. Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation. *Geophysics*, **23**, 97-127.

Dobrin, M. B. and Savit, C. H., 1988. Introduction geophysical prospecting. McGraw-Hill, 867.

Encom Technology Pty Ltd, 2003. (a) Brochure Manual of Modelvision Pro Microsoft.

Encom Technology Pty Ltd, 2003. (b) Modelvision Pro Microsoft, The 3D workbench for magnetic and gravity interpretation, version 5.

Encom Technology Pty Ltd, 2003. (c) Reference Manual of Modelvision Pro Microsoft.

Fajkiewicz, Z., 1959. The use of cracovian computation in estimating the regional gravity. *Geophysics*, **24**, 456-478.

Fedi, M., 1997. Estimation of density, magnetization and depth of homogeneous sources by potential field data: A nonlinear and noniterative 3-D method. *Geophysics*, **62**, 814-830.

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

Fedi, M. and Rapolla, A., 1999. 3-D inversion of gravity and magnetic data with depth resolution. *Geophysics*, **64**, 452-460.

Gallardo-Delgado, L. A., Perez-Flores, M. A. and Gomez-Trevino, E., 2003. A versatile algorithm for joint 3-D inversion of gravity and magnetic data. *Geophysics*, **68**, 949-959.

Gassman, F., 1951. Graphical evaluation of the anomalies of gravity and of the magnetic field, caused by three-dimensional bodies. *Proc. Third World Petroleum Congress*, 613-621.

Grant, F. S., 1957. A problem in the analysis of geophysical data. *Geophysics*, **22**, 309-344.

Grant, F. S. and West, G. F., 1965. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book co.

Green, W. R., 1975. Inversion of gravity profiles by use of a Backus- Gilbert approach. *Geophysics*, **40**, 763-772.

Greenhalgh, S. A., 1996. Geophysical data processing. Flinders University Press.

Griffin, W. P., 1949. Residual gravity in theory and practice. *Geophysics*, **14**, 39-56.

Guillen, A. and Menichetti, V., 1984. Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional. *Geophysics*, **49**, 1345-1360.

Gupta, O. P., 1983. A least-square approach to depth determination from gravity. *Geophysics*, **48**, 375-360.

Hammer, S., 1963. Deep gravity interpretation by stripping. *Geophysics*, **28**, 369-378.

Hansen, D. A., Heinrichs, W. E., Holmer, R. C., Macdougall, R. E., Rogers, G. R., Sumner, J. S. and Ward, S. H., 1977. Mining geophysics. The Society of Exploration Geophysicists, 708.

Hansen, R. O. and Miyazaki, Y., 1984. Continuation of potential fields between arbitrary surfaces. *Geophysics*, **49**, 787-795.

Hassan-Zadeh Sharif, B., 1985. Source rock evaluation and sedimentary basin study of Tabas region. *International conference on Petroleum Geochemistry and exploration in Afro-Asian region*. India.

Henderson, R. G., 1949. The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity field. *Geophysics*, **14**, 517-534.

Henderson, R. G. and Zietz, I., 1949. The computation of second vertical derivatives of geomagnetic field. *Geophysics*, **14**, 508-516.

Henkel, H., Reimold, W. U. and Koeberl, C., 2002. Magnetic and gravity model of the Morokweng impact structure. *Applied Geophysics*, **49**, 129-147.

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.

Hubbert, M. K., 1948. A line-integral method of computing the gravimetric effects of two-dimensional masses. *Geophysics*, **13**, 215-225.

Inman, J. R., Ryu, J. and Ward, S. H., 1973. Resistivity inversion. *Geophysics*, **38**, 1088-1108.

Inman, J. R., 1975. Resistivity inversion with ridge regression. *Geophysics*, **40**, 798-817.

Kaufman, A. A. and Keller, G. V., 1981. *The magnetotelluric sounding method*. Elsevier, 595.

Kearey, P. and Brooks, M., 1987. *An introduction to geophysical exploration*. Blackwell Scientific Publications, 296.

Keller, G. R., Smith, R. A., Hinze, W. J. and Aiken, C. L. V., 1985. Regional gravity and magnetic study of west Texas. In: Hinze, W.J. (Ed), The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Soc. Exploration. Geophysicists, 198-212.

Kieniewicz, P. M. and Luyendyk, B. P., 1986. A gravity model of the basement structure in the Santa Maria Basin, California. *Geophysics*, **51**, 1127-1140.

Lee, T. J., 1980. Rapid computation of magnetic anomalies with demagnetisation include,for arbitrarily shaped magnetic bodies. *Geophysical J. R. Astronomical Society*, **60**, 67-75.

Levine, S., 1941. The calculation of gravity anomalies due to bodies of finite extent. *Geophysics*, **6**, 180-196.

Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1996. 3-D inversion magnetic data. *Geophysics*, **61**, 394-408.

Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1998. Separation of regional and residual magnetic field data. *Geophysics*, **63**, 431-439.

Li, Y. and Oldenburg, D. W., 1998. 3-D inversion of gravity data. *Geophysics*, **63**, 109-119.

Lidiak, E. G., Hinze, W. J., Keller, G. R., Reed, J. E., Braile, L. W. and Johnson, R. W., 1985. Geologic significance of regional gravity and magnetic anomalies in the east-central Midcontinent. In: Hinze, W.J. (Ed), The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Soc. Exploration. Geophysicists, 287-307.

Loke, M. H. and Barker, R. D., 1996. Rapid least-square inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, **44**, 131-152.

Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics. Cambridge University Press, 354.

Lu, R. S., Mariano, J. and Willen, D. E., 2003. Differential reduction of magnetic

- anomalies to the pole on a massively parallel computer. *Geophysics*, **68**, 1945-1951.
- Marquardt, D. W., 1970. Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation. *Technometrics*, **12**, 591-612.
- Mesko, C. A., 1966. Two-dimensional filtering and the second derivative method. *Geophysics*, **31**, 606-617.
- Moraes, R. A. V. and Hansen, R. O., 2001. Constrained inversion of gravity fields for complex 3-D structure. *Geophysics*, **66**, 501-510.
- Naudy, H., 1971. Automatic determination of depth on aeromagnetic profiles. *Geophysics*, **36**, 717-722.
- Negi, J. G., 1967. Convergence and divergence in downward continuation. *Geophysics*, **32**, 867.
- Nettleton, L. L., 1940. Geophysical Prospecting for Oil. McGraw-Hill Book Company Inc.
- Nettleton, L. L., 1942. Gravity and magnetic calculation. *Geophysics*, **7**, 293-310.
- Nettleton, L. L., 1954. Regional, residual and structures. *Geophysics*, **19**, 1-22.
- Oldham, C. H. and Sutherland, D. B., 1955. Orthogonal polynomials and their use in estimating the regional effect. *Geophysics*, **20**, 295-306.
- Parasnis, D. S., 1986. Principles of applied geophysics. Chapman and Hall, 402.
- Parker, R. L., 1974. Best bounds on density and depth from gravity data. *Geophysics*, **39**, 644-649.
- Paterson, N. R. and Reeves, C. V., 1985. Applications of gravity and magnetic surveys: The state-of-the-art in 1985. *Geophysics*, **50**, 2558-2594.

Pedersen, L. B., 1977. Interpretation of potential field data: A generalized invers approach. *Geophys. Prosp.*, **25**, 199-230.

Peters, L. J., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application. *Geophysics*, **14**, 290-320.

Pilkington, M. and Crossley, D. J., 1986. Determination of crustal interface topography from potential field. *Geophysics*, **51**, 1277-1284.

Pilkington, M. and Urquhart, W. E. S., 1990. Redution of potential field data to a horizontal plane. *Geophysics*, **55**, 449-455.

Pilkington, M., 1997. 3-D magnetic imaging using conjugate gradients. *Geophysics*, **62**, 1132-1142.

Ram Babu, H. V., 2003. Relationship of gravity, magnetic and self-potential anomalies and application to mineral exploration. *Geophysics*, **68**, 181-184.

Reynolds, J. M., 1997. An introduction to applied and environmental geophysics. John Wiley & Sons, 796.

Robinson, E. S. and Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics. John Wiley & Sons, 562.

Sarma, D. D. and Selvaraj, J. B., 1990. Tow-dimensional orthonormal trend surfaces for prospecting. *Computer & Geosciences*, **16**, 897-909.

Selley, R. C., 1998. Element of petroleum geology. Academic press, 470.

Silva, J. B. C., 1996. 2-D magnetic interpretation using the vertical integral. *Geophysics*, **61**, 387-393.

Skeels, D. C., 1963. An approximate solution of the problem of maximum depth in gravity interpretation. *Geophysics*, **28**, 724-735.

Smith, R. A., 1959. Some depth Formulae for local magnetic and gravity anomalies. *Geophys. Prosp.*, **7**, 55-63.

Smith, R. A., 1960. Some formulae for interpreting local gravity anomalies. *Geophys. Prosp.*, **7**, 607-613.

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

Talwani, M., Worzel, J. I. and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computation for two-dimensional bodies with application to the Mendicino submarine fracture zone. *Geophys. Res.*, **64**, 49-59.

Talwani, M. and Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, **25**, 203-225.

Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990. Applied Geophysics. Cambridge University press, 770.

Van Voorhis, G. D. and Davis, T. M., 1964. Magnetic anomalies of North of Puerto Rico: Trend removal with orthogonal polynomials. *Geophys. Res.*, **69**, 5363-5371.

Won, I. J. and Bevis, M., 1987. Computing the gravitational and magnetic anomalies due to polygon: Algorithms and Fortran subroutines. *Geophysics*, **52**, 232-238.

Xia, J. and Sprowl, D. R., 1991. Correction of topographic distortion in gravity data. *Geophysics*, **56**, 537-541.

Xia, J. and Sprowl, D. R., 1992. Inversion of potential field data by iterative forward modeling in the wavenumber domain. *Geophysics*, **57**, 126-130.

Xia, J., Sprowl, D. R. and Adkins-Heljeson, D., 1993. Correction of topographic distortion in potential field data. *Geophysics*, **58**, 515-523.

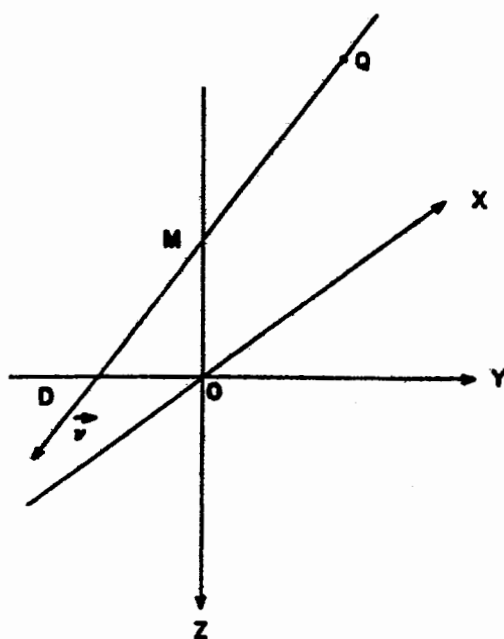
Yarger, H. L., 1985. Kansas basement study using spectrally filtered aeromagnetic data. In: Hinze, W.J. (Ed), The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Soc. Exploration. Geophysicists, 213-232.

Zurflueh, E. G., 1967. Applications of two-dimensional linear wavelength filtering. *Geophysics*, **32**, 1015-1035.

ضميمه الف

الف ۱- محاسبات روش برگردان به قطب

فرض کنید که XOY در شکل الف-۱ سطح افقی گذرنده از داده های میدان مغناطیسی کل اندازه گیری شده باشد. در این شکل خط QMD نشان دهنده جهت مغناطیس شدگی می باشد. متناظر با هر آنومالی مغناطیسی یک پتانسیل مغناطیسی V و یک پتانسیل برگردان به قطب U وجود دارد.



شکل الف-۱: سیستم مختصات انتخابی برای آنالیز و جهت مغناطیس شدگی [باتاچوآرا، ۱۹۶۵].

اگر ds_0 یک المان در امتداد بردار یکه v در جهت مغناطیس شدگی باشد، داریم [باتاچوآرا، ۱۹۶۵]:

$$V = \frac{dU}{ds_0} \quad (\text{الف-۱})$$

این معادله نشان می دهد که پتانسیل مغناطیسی V بوسیله مشتق اول U در جهت v و برعکس میدان برگردان به قطب بوسیله انتگرال گیری از V در امتداد MQ وقتی که Q به سمت بی نهایت میل می کند بدست می آیند. ما امتداد MQ را برای انتگرال گیری انتخاب می نمایم نه امتداد MD را، زیرا خطی که انتگرال گیری در امتداد آن انجام می شود نباید ناحیه در برگرنده توده مغناطیسی را قطع نماید.

میدان مغناطیسی کل یک آنومالی را می توان به صورت زیر نشان داد [باتاچوآرا، ۱۹۶۵]:

$$T = -\frac{d^2U}{ds_0 d\gamma} \quad (\text{الف-۲})$$

$d\gamma$ یک المان در امتداد بردار یکه γ در جهت میدان مغناطیسی کل زمین است. در این جا ما حالتی را فرض می کنیم که γ و ν در دو جهت اختیاری باشند. مختصات نقطه متحرک R بر روی DMQ و نقطه Q به ترتیب (x, y, z) و (x_1, y_1, z_1) می باشند. I_0 و D_0 به ترتیب زوایای میل و انحراف بردار پلاریزاسیون و I و D به ترتیب زوایای میل و انحراف میدان مغناطیسی کل را نشان می دهند. عبارت زیر با انتگرال گیری از T در امتداد خط QR در نقطه Q بدست می آید [باتاچوآرا، ۱۹۶۵].

$$\left(-\frac{dU}{d\gamma}\right)_Q \quad (\text{الف-۳})$$

خط QR بوسیله رابطه زیر بدست می آید:

$$\frac{x-x_1}{\cos I_{0s} \cos D_0} = \frac{y-y_1}{\cos I_{0s} \sin D_0} = \frac{z-z_1}{\sin I_{0s}} = s_0 \quad (\text{الف-۴})$$

که در آن:

$$I_{0s} = 180^\circ - I_0$$

$$s_0 = QR$$

از رابطه (الف-۲) معادله زیر را بدست می آوریم [باتاچوآرا، ۱۹۶۵].

$$\left(-\frac{dU}{d\gamma}\right)_Q = \int_0^\infty T(R) ds_0 \quad (\text{الف-۵})$$

در این رابطه $T(R)$ میدان مغناطیسی کل در نقطه R است.

اگر

$$ds_0 = \frac{dz}{\sin I_{0s}} \quad (\text{الف-۶})$$

پس داریم:

$$\left(-\frac{dU}{d\gamma}\right)_Q = \int_{z_Q}^\infty \frac{T(R) dz}{\sin I_{0s}} \quad (\text{الف-۷})$$

که در آن: z_Q مختصات z نقطه Q است.

اکنون T را به صورت یک سری فوریه دوگانه بر حسب (x, y) در صفحه داده می نویسیم
[باتاچوارا، ۱۹۶۵]:

$$T(R) = \sum_m \sum_n [A_{mn} \cos k_m x \cdot \cos k_n y + B_{mn} \sin k_m x \cdot \cos k_n y + C_{mn} \cos k_m x \cdot \sin k_n y + D_{mn} \sin k_m x \cdot \sin k_n y] e^{-(k_m^2 + k_n^2)^{1/2} \cdot z} \quad (\text{الف-۸})$$

که در این رابطه :

$$k_m = \frac{2\pi m}{L_x} \quad \text{و} \quad k_n = \frac{2\pi n}{L_y}$$

که در آن: L_x و L_y به ترتیب طول موج در امتداد محور x و y می باشند.

پس از برخی تبدیلات مثلثاتی، از معادلات (الف-۴) و (الف-۸) داریم [باتاچوارا، ۱۹۶۵]:

$$T(R) = \frac{1}{2} \sum_m \sum_n [\cos(\theta_1 + \psi_1 z)(A_{mn} - D_{mn}) + \cos(\theta_2 + \psi_2 z)(A_{mn} + D_{mn}) + \sin(\theta_1 + \psi_1 z)(B_{mn} + C_{mn}) + \sin(\theta_2 + \psi_2 z)(B_{mn} - C_{mn})] e^{-p_{mn} z} \quad (\text{الف-۹})$$

که در آن:

$$p_{mn} = (k_m^2 + k_n^2)^{1/2}$$

$$\theta_1 = k_m x_1 + k_n y_1 - z_1 \cot I_{0s} (k_m \cos D_0 + k_n \sin D_0)$$

$$\theta_2 = k_m x_1 - k_n y_1 - z_1 \cot I_{0s} (k_m \cos D_0 - k_n \sin D_0)$$

$$\psi_1 = \cot I_{0s} (k_m \cos D_0 + k_n \sin D_0)$$

$$\psi_2 = \cot I_{0s} (k_m \cos D_0 - k_n \sin D_0)$$

با جایگزینی رابطه (الف-۹) در معادله (الف-۷) و در نهایت حل انتگرال داریم [باتاچوارا، ۱۹۶۵]:

(الف-۱۰)

$$(-U)_Q = \frac{1}{2 \sin I_{0s} \sin I_s} \sum_m \sum_n e^{-p_{mn} z} [P_{mn} \cos(k_m x + k_n y) + Q_{mn} \sin(k_m x + k_n y) + R_{mn} \cos(k_m x - k_n y) + S_{mn} \sin(k_m x - k_n y)]$$

که در آن:

$$P_{mn} = \frac{1}{p_{mn}^2 + \psi_3^2} (p_{mn} E_{mn} + \psi_3 F_{mn})$$

$$Q_{mn} = \frac{1}{p_{mn}^2 + \psi_3^2} (p_{mn} F_{mn} - \psi_3 E_{mn})$$

$$R_{mn} = \frac{1}{p_{mn}^2 + \psi_4^2} (p_{mn} G_{mn} + \psi_4 H_{mn})$$

$$S_{mn} = \frac{1}{p_{mn}^2 + \psi_4^2} (p_{mn} H_{mn} - \psi_4 G_{mn})$$

$$E_{mn} = \frac{P_{mn}}{p_{mn}^2 + \psi_1^2} (A_{mn} - D_{mn}) + \frac{\psi_1}{p_{mn}^2 + \psi_1^2} (B_{mn} + C_{mn})$$

$$F_{mn} = \frac{P_{mn}}{p_{mn}^2 + \psi_1^2} (B_{mn} + C_{mn}) - \frac{\psi_1}{p_{mn}^2 + \psi_1^2} (A_{mn} - D_{mn})$$

$$G_{mn} = \frac{P_{mn}}{p_{mn}^2 + \psi_2^2} (A_{mn} + D_{mn}) + \frac{\psi_2}{p_{mn}^2 + \psi_2^2} (B_{mn} - C_{mn})$$

$$H_{mn} = \frac{P_{mn}}{p_{mn}^2 + \psi_2^2} (B_{mn} - C_{mn}) - \frac{\psi_2}{p_{mn}^2 + \psi_2^2} (A_{mn} + D_{mn})$$

$$I_s = 180^\circ - I$$

$$\theta_3 = k_m x_l + k_n y_l - z_l \cot I_s (k_m \cos D + k_n \sin D)$$

$$\theta_4 = k_m x_l - k_n y_l - z_l \cot I_s (k_m \cos D - k_n \sin D)$$

$$\psi_3 = \cot I_s (k_m \cos D + k_n \sin D)$$

$$\psi_4 = \cot I_s (k_m \cos D - k_n \sin D)$$

معادله (الف-۱۰) بسط کامل پتانسیل برگردان به قطب مغناطیسی است که از مقادیر معلوم

آنومالی میدان مغناطیسی کل بر روی یک سطح افقی بدست آمده است. این بسط وقتی که زاویه

میل میدان مغناطیسی کل یا پلاریزاسیون توده مغناطیسی و یا هر دو صفر یا ۱۸۰ درجه باشد

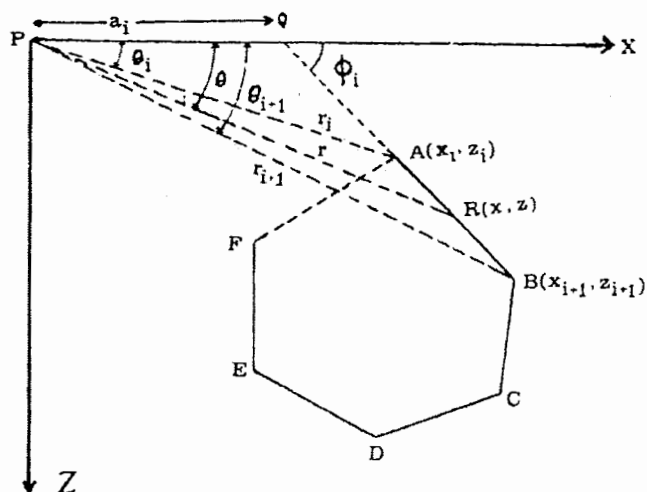
برقرار نیست [باتاچوآرا، ۱۹۶۵].

الف-۲ روش محاسبه آنومالی گرانی اجسام دو بعدی

در این روش یک مقطع قائم از جسم دو بعدی انتخاب می گردد. این مقطع قائم به طور

تقریب یک چند ضلعی می باشد (شکل الف-۲). برای برآورد مؤلفه های قائم و افقی شتاب جاذبه

یک نقطه از چند ضلعی انتخابی، روش های محاسباتی به کار گرفته می شود. این محاسبات هیچ محدودیتی را در ابعاد و شکل این اجسام به وجود نمی آورد [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]. روشی که در این جا ارائه می گردد شیوه محاسباتی عملی آن را بیان می نماید.



شکل الف-۲: تقریب چند ضلعی برای مقطع یک جسم دو بعدی [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲].

هابرت^۱ مقدار شتاب جاذبه ناشی از یک توده دو بعدی را به صورت یک انتگرال خطی حول محیطش تعریف می کند [هابرت، ۱۹۴۸]. بنابراین مقدار شتاب جاذبه این چند ضلعی در نقطه P را می توان به صورت زیر ارائه نمود [دولتی ارده جانی، ۱۳۷۲]:

$$g = 2G\rho\int z d\theta \quad (\text{الف-۱})$$

در این رابطه: G ثابت جهانی گرانی، ρ دانسیته می باشد.

حال انتگرال بسته $\int z d\theta$ را در محیط بسته چند ضلعی بسط می دهیم و آن را به تعداد اضلاع چند ضلعی تقسیم می کنیم. برای محاسبه اثر گرانی حاصله، ابتدا باید این انتگرال را برای یک ضلع از این چند ضلعی محاسبه کرد. در این جا، ما مقدار گرانی i امین ضلع چند ضلعی را محاسبه می نماییم. بنابراین مؤلفه افقی و قائم آنومالی گرانی را می توان به صورت زیر تعریف نمود [ون و بویز، ۱۹۸۷]:

1. Hubbert

$$\Delta g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i \quad (\text{الف-۱۲})$$

$$\Delta g_x = 2G\rho \sum_{i=1}^n X_i \quad (\text{الف-۱۳})$$

Z_i و X_i انتگرال های خطی در طول i امین ضلع چند ضلعی می باشند.

با حل انتگرال های خطی Z_i و X_i برای چند ضلعی داریم [اون و بویز، ۱۹۸۷]:

$$Z = A \left[(\theta_i - \theta_{i+1}) + B \ln \frac{r_{i+1}}{r_i} \right] \quad (\text{الف-۱۴})$$

$$X = A \left[-(\theta_i - \theta_{i+1})B + \ln \frac{r_{i+1}}{r_i} \right] \quad (\text{الف-۱۵})$$

که در آن:

$$A = \frac{(x_{i+1} - x_i)(x_i z_{i+1} - x_{i+1} z_i)}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2}$$

$$B = \frac{Z_{i+1} - Z_i}{X_{i+1} - X_i}$$

$$r_1^2 = x_i^2 + z_i^2$$

$$r_2^2 = x_{i+1}^2 + z_{i+1}^2$$

$$\theta_i = \tan^{-1} \left(\frac{z_i}{x_i} \right) \quad i = 1, 2, \dots$$

بنابراین ، مقادیر Δg_x و Δg_z با جایگزینی روابط (الف-۱۴) و (الف-۱۵) در معادلات (الف-۱۲) و

(الف-۱۳) به صورت زیر بدست می آیند:

(الف-۱۶)

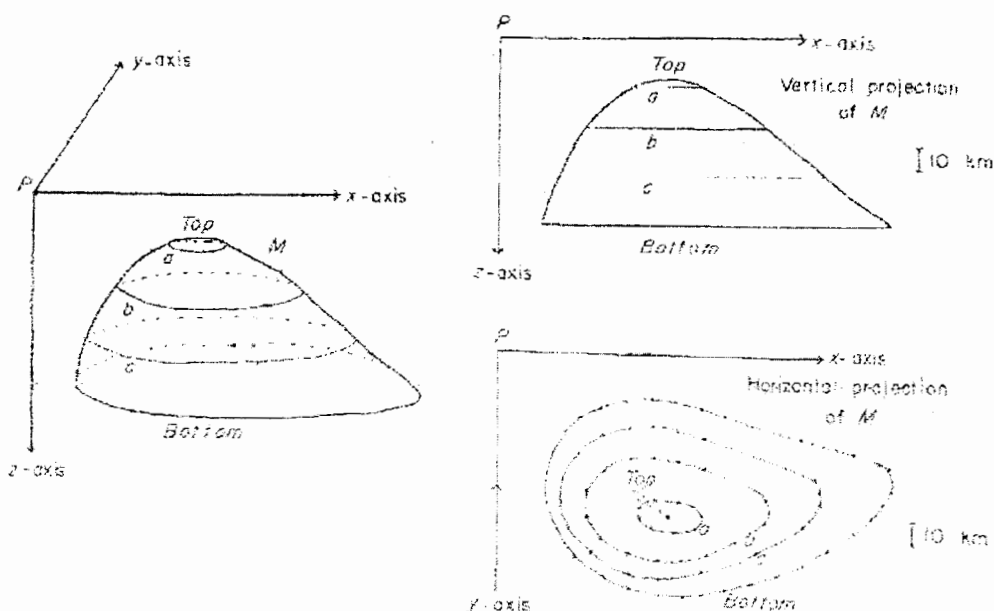
$$\Delta g_z = 2G\rho \sum_{i=1}^n \frac{x_i z_{i+1} - z_i x_{i+1}}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \left[(x_{i+1} - x_i)(\theta_i - \theta_{i+1}) + (Z_{i+1} - Z_i) \ln \frac{r_{i+1}}{r_i} \right]$$

(الف-۱۷)

$$\Delta g_x = 2G\rho \sum_{i=1}^n \frac{x_i z_{i+1} - z_i x_{i+1}}{(x_{i+1} - x_i)^2 + (z_{i+1} - z_i)^2} \left[(z_{i+1} - z_i)(\theta_i - \theta_{i+1}) + (x_{i+1} - x_i) \ln \frac{r_{i+1}}{r_i} \right]$$

الف-۳ روش محاسبه آنومالی گرانی اجسام سه بعدی

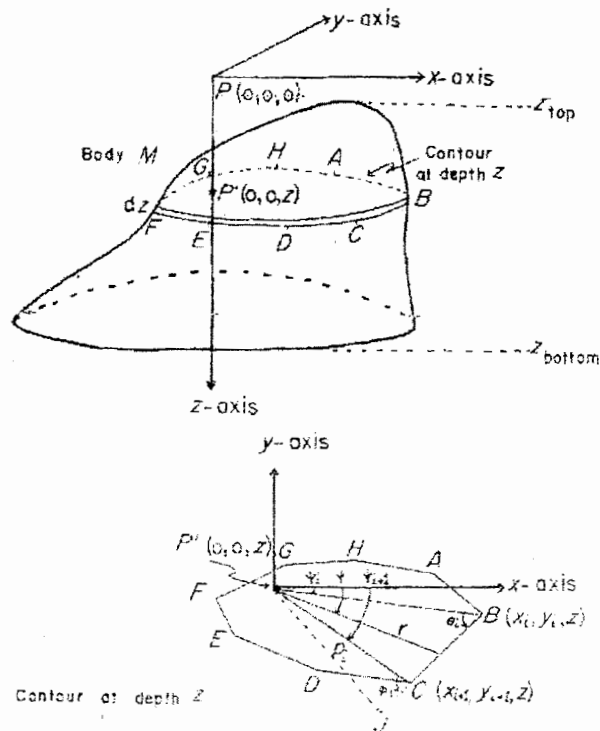
در روش حاضر توده سه بعدی در ابتدا بوسیله یک سری کانتورها نمایش داده می شود (شکل الف-۳).



شکل الف-۳: توده سه بعدی نمایش داده شده بوسیله کانتورها [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰].

هر کانتور بوسیله یک مقطع چند ضلعی منظم افقی جایگزین می شود. هر اندازه تعداد اضلاع چند ضلعی بیشتر باشد، کانتورها با دقت بیشتری تقریب زده می شوند. آنومالی گرانی ناشی از هر مقطع می تواند با روش تحلیلی در هر نقطه خارجی تعیین شده و به عنوان تابعی از ارتفاع چند ضلعی (به عنوان مثال ارتفاع کانتور) رسم شود. بوسیله درون یابی یک منحنی پیوسته، ارتباط بین ارتفاع مقاطع با آنومالی های گرانی مربوط به هر یک از آن ها را می توان به دست آورد. ناحیه کل زیر این منحنی، آنومالی گرانی ناشی از توده را نشان می دهد و می تواند به صورت گرافیکی یا انتگرال گیری عددی محاسبه شود. در شکل الف-۴ آنومالی گرانی برای نقطه P محاسبه می گردد. این نقطه به عنوان مبدأ سیستم مختصات کارتزین چپ گرد (Z به سمت پایین مثبت است) انتخاب می شود. یک کانتور در سطح توده در عمق Z زیر نقطه P بوسیله یک مقطع چند ضلعی ABC... با ضخامت بسیار کم (dz) جایگزین می شود. آنومالی گرانی (در این

جا مؤلفه قائم شدت جاذبه (ناشی از چند ضلعی ABC.... در نقطه P، Δg نامیده می شود که طبق رابطه زیر تعریف می شود [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰].



شکل الف-۴: اجزای هندسی مربوط به محاسبه آنومالی گرانی ناشی از یک توده سه بعدی [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰].

$$\Delta g = Vdz \quad (\text{الف-۱۸})$$

V آنومالی ناشی از ABC.... با ضخامت واحد است. اکنون V بوسیله یک انتگرال سطحی تعریف می شود (انتگرال گیری بر روی سطح چند ضلعی ABC.... انجام می شود). این انتگرال سطحی می تواند به دو انتگرال خطی در طول اضلاع چند ضلعی ABC.... تبدیل شود. پس V طبق عبارت زیر تعریف می شود [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰]:

$$V = G\rho \left[\oint d\varphi - \oint Z / (r^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} d\varphi \right] \quad (\text{الف-۱۹})$$

(انتگرال های خطی در طول اضلاع چند ضلعی ABC.... محاسبه می شوند)
 که در آن: G ثابت جهانی گرانی، φ دانسیته حجمی مقطع، Z و φ مختصات استوانه ای استفاده شده برای تعیین اضلاع چند ضلعی ABC....، تصویر P در مقطع چند ضلعی ABC....

(شکل الف-۴) است، پس $PP' = Z$ ، بردار شعاع مقطع $ABC\dots$ است و φ زاویه ای است که شعاع r با یک محور x ها اختیاری در این صفحه می سازد (φ در سمت محور x های مثبت در جهت عقربه های ساعت مثبت است).

حال این انتگرال های خطی را برای ضلع BC از چند ضلعی فوق الذکر حل می کنیم. در جهت عقربه های ساعت از اولین انتگرال خطی مقدار $\varphi_{i+1} - \varphi_i$ بدست می آید که φ_i و φ_{i+1} زوایایی هستند که به ترتیب محور x مثبت با $P'C$ و $P'B$ می سازد. دومین انتگرال خطی بوسیله رسم $P'J$ به صورت عمود از P' تا BC محاسبه می گردد. $P'J = P_i$ است. همچنین θ_i و ϕ_i به ترتیب زوایای بین $\overline{BP'}$ و $\overline{CP'}$ با \overline{BC} (یا \overline{CB} اگر $\phi_i < \varphi_{i+1}$ باشد) می باشند. با توجه به شکل الف-۴ داریم [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰]:

$$r = \frac{P_i}{\sin(\phi_i - \varphi_{i+1} - \varphi)} \quad (\text{الف-۲۰})$$

توجه داشته باشید که P_i و ϕ_i و φ_{i+1} همگی ثابتند، بنابراین فقط φ در سمت چپ متغیر است. این انتگرال (دومین انتگرال خطی) می تواند به سادگی برای خط BC حل و مقدار زیر حاصل می گردد [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰]:

$$\arcsin \frac{z \cos \theta_i}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} - \arcsin \frac{z \cos \phi_i}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \quad (\text{الف-۲۱})$$

بنابراین کل انتگرال برای ضلع BC به صورت زیر بدست می آید [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰]:

$$G\rho \left[\varphi_{i+1} - \varphi_i - \arcsin \frac{z \cos \theta_i}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} + \arcsin \frac{z \cos \phi_i}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \right] \quad (\text{الف-۲۲})$$

مقدار عبارت (الف-۲۲) آنومالی ناشی از سطح مثلثی $P'BC$ (با ضخامت واحد) در نقطه P را نشان می دهد. آنومالی گرانی ناشی از کل چند ضلعی $ABC\dots$ (با ضخامت واحد) بوسیله تعمیم معادله (الف-۲۲) برای n ضلع چند ضلعی به صورت زیر بدست می آید [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰].

$$V = G\rho \left[\sum_{i=1}^n \left\{ \varphi_{i+1} - \varphi_i - \arcsin \frac{z \cos \theta_i}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} + \arcsin \frac{z \cos \phi_i}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \right\} \right] \quad (\text{الف-۲۳})$$

توجه کنید که $\cos \phi_i$ و $\cos \theta_i, \phi_{i+1}, \phi_i, p_i$ همگی بر اساس مختصات نقاط $B(x_i, y_i)$ و $C(x_{i+1}, y_{i+1})$ بیان می شوند. بنابراین V می تواند منحصرأ بر اساس مختصات رئوس چند ضلعی بیان شود. ما متذکر می شویم که مقدار عبارت زیر (الف-۲۴) [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰] وقتی که P' در داخل چند ضلعی باشد برابر 2π و اما وقتی خارج چند ضلعی باشد از بین می رود. در حالت خاص وقتی که P' بر روی محیط چند ضلعی قرار داشته باشد، این مقدار معادل زاویه بین قسمت های مجاور از محیط چند ضلعی در این نقطه می باشد [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰].

$$\sum_{i=1}^n (\phi_{i+1} - \phi_i) \quad \text{(الف-۲۴)}$$

محاسبات دستی با استفاده از معادله (الف-۲۳) برای مقاطع ۵ و ۶ ضلعی به سادگی انجام می شود. اما برای اضلاع بیشتر محاسبات خسته کننده و تکراری می شود. در این صورت می توان از برنامه های کامپیوتری جهت حل این مشکل استفاده نمود.

آنومالی کل Δg ناشی از یک توده M می تواند بوسیله انتگرال (الف-۱۸) بین دو حد Z_{top} و Z_{bottom} (حدود عمودی توده M) محاسبه گردد. پس داریم [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰]:

$$\Delta G_{total} = \int_{Z_{bottom}}^{Z_{top}} V dz \quad \text{(الف-۲۵)}$$

البته V از معادله (الف-۲۳) بدست می آید. به غیر از چند حالت ساده و مقدماتی، این انتگرال بندرت به روش تحلیلی حل می گردد. اما این انتگرال به صورت گرافیکی یا انتگرال گیری عددی به راحتی حل می شود.

امروزه از کامپیوترهای دیجیتالی سرعت بالا برای ارزیابی آنومالی ناشی از یک مقطع در معادله (الف-۲۳) و همچنین جهت انجام انتگرال عددی معادله (الف-۲۵) به منظور تعیین آنومالی ناشی از توده کامل، استفاده می شود. در عمل هر دو محاسبات بوسیله یک برنامه واحد انجام می شوند. داده های ورودی، ارتفاع و وضعیت کانتورها (که مشخص کننده توده می باشند) را توصیف می کند و خروجی برنامه کامپیوتر، آنومالی حاصل از توده در هر تعداد نقاط خارجی می باشد.

برای بیان V (آنومالی گرانی ناشی از یک مقطع چند ضلعی با ضخامت واحد) در یک شکل مناسب برای برنامه، معادله (الف-۲۳) به صورت مختصات های (x_i, y_i, z) و (x_{i+1}, y_{i+1}, z)

متوالی از چند ضلعی تعریف می شود. پس می تواند معادله (الف-۲۳) را به صورت زیر نوشت [تالوانی و اوینگ، ۱۹۶۰]:

(الف-۲۶)

$$V = G\rho \sum_{i=1}^n \left[\operatorname{warc} \cos \left\{ \left(\frac{x_i}{r_i} \right) \left(\frac{x_{i+1}}{r_{i+1}} \right) + \left(\frac{y_i}{r_i} \right) \left(\frac{y_{i+1}}{r_{i+1}} \right) \right\} - \operatorname{arcsin} \frac{zq_i s}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} + \operatorname{arcsin} \frac{zf_i s}{(P_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}}} \right]$$

که در آن:

(اگر P_i منفی باشد) $S = -1$ (اگر P_i مثبت باشد) $S = +1$

(اگر m_i منفی باشد) $w = -1$ (اگر m_i مثبت باشد) $w = +1$

$$p_i = \frac{y_i - y_{i+1}}{r_{i,i+1}} x_i - \frac{x_i - x_{i+1}}{r_{i,i+1}} y_i$$

$$q_i = \frac{x_i x_{i+1}}{r_{i,i+1}} \cdot \frac{x_i}{r_i} + \frac{y_i - y_{i+1}}{r_{i,i+1}} \cdot \frac{y_i}{r_i}$$

$$f_i = \frac{x_i - x_{i+1}}{r_{i,i+1}} \cdot \frac{x_{i+1}}{r_{i+1}} + \frac{y_i - y_{i+1}}{r_{i,i+1}} \cdot \frac{y_{i+1}}{r_{i+1}}$$

$$m_i = (y_i/r_i)(x_{i+1}/r_{i+1}) - (y_{i+1}/r_{i+1})(x_i/r_i)$$

$$r_i = (x_i^2 + y_i^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$r_{i+1} = (x_{i+1}^2 + y_{i+1}^2)^{\frac{1}{2}}$$

$$r_{i,i+1} = [(x_i - x_{i+1})^2 + (y_i - y_{i+1})^2]^{\frac{1}{2}}$$

کامپیوترهای دیجیتالی مقادیر V را برای هر کانتور از معادله (الف-۲۶) بدست می آورند و

سپس معادله (الف-۲۵) را برای بدست آوردن Δg_{total} (آنومالی گرانی ناشی از یک توده کامل) به صورت عددی حل می کنند.

الف - ۴ روش رگرسیون ریج

تخمین‌گر رگرسیون ریج یک روش قدرتمند برای تفسیر می باشد که توسط مارکوآرت^۱ در سال ۱۹۷۰ پیشنهاد شده است. روش رگرسیون ریج جهت یافتن مدلی که برازش خوبی با داده های مشاهده ای داشته باشد و نیز برای نمایش صحت برازش در ارتباط با سطوح نویز مختلف در داده ها و علاوه بر آن جهت پیش بینی صحت هر پارامتر تخمین زده شده کاربرد دارد [اینمن، ۱۹۷۵]. این روش توسعه یافته تر و کامل تر از روش کمترین مربعات معمولی است زیرا روش کمترین مربعات بندرت قادر به نمایش تعدادی از مدل ها می باشد که در یک درجه اعتماد مورد نظر با داده های مشاهده ای برازش داشته باشند. به عبارت دیگر رگرسیون ریج روشی برای برآورد ضرایب رگرسیون داده های غیر متعامد است که در آن ضرایب برآورد شده، در مقایسه با برآوردهای کمترین مربعات با روش های معمول، میانگین مربعات خطای کوچکتری دارند؛ لذا مقادیر برآورد شده با این روش، در مقایسه با روش های معمولی، به مقادیر حقیقی ضرایب رگرسیون نزدیکترند [مرادزاده و عرب امیری، ۱۳۸۳]. از طرفی برآوردهای کمترین مربعات ریج پایدار است و تحت تأثیر تغییرات جزئی داده ها قرار نمی گیرد [لاک و بارکر، ۱۹۹۶].

میزان برتری ضرایب رگرسیون برآورد شده با روش ریج بر ضرایب رگرسیون برآورد شده با روش های معمولی، به مقادیر حقیقی این ضرایب در مدل بستگی دارد. چون مقادیر حقیقی مجهول می باشند؛ استفاده از این روش در مواقعی که بین داده ها هم راستایی چندگانه بالایی وجود دارد، توصیه می شود [مرادزاده و عرب امیری، ۱۳۸۳].

نکته قابل توجه این است که اگر چه روش رگرسیون ریج از داده ها استفاده کامل می کند اما تفسیر حتی داده های تقریباً درست نیز نیازمند تعدادی از کنترل های زمین شناسی می باشد [اینمن، ۱۹۷۵].

1. Marquardt

الف-۱-۴ محاسبات روش رگرسیون ریج

مسائل میدان های پتانسیل در پارامتر های مجهول (از جمله دانسیته هر بلوک و...) غیر خطی می باشند. به عنوان مثال مؤلفه قائم میدان گرانی در i امین موقعیت مشاهده ای r_i به صورت زیر تعریف می شود [لی و اولدنبرگ، ۱۹۹۸].

$$F_z(r_i) = G \int \rho(r) \frac{z - z_i}{|r - r_i|^3} dv \quad (\text{الف-۲۷})$$

که در آن: $\rho(r)$ توزیع آنومالی توده، G ثابت گرانی نیوتن می باشد. (سیستم مختصات کارتیزین راست گرد که در آن z به سمت پایین مثبت است در نظر گرفته می شود.)

به طور کلی می توان خروجی مدل را به صورت یک تابع غیر خطی از پارامتر های معلوم و مجهول رابطه زیر نشان داد [اینمن، ۱۹۷۵]:

$$C = F(p, x) \quad (\text{الف-۲۸})$$

که در این رابطه: C خروجی مدل، P پارامتر مجهول مدل، x پارامتر معلوم مدل می باشد. معادلات غیر خطی را می توان بوسیله بسط سری تیلور به معادلات خطی تبدیل نمود. بسط تیلور درجه اول بر حسب پارامترهای مجهول به صورت زیر نوشته می شود [اینمن، ۱۹۷۵]:

$$\begin{aligned} \Delta F &= A \Delta p + \varepsilon \\ [\Delta F]_i &= F(p, x^i) - F(p^\circ, x^i); \quad i = 1, \dots, N \\ [A]_{ij} &= \left. \frac{\partial F(p, x)}{\partial p_i} \right|_{p=p^\circ, x=x^i} \\ [\Delta p]_j &= p_j - p_j^\circ; \quad j = 1, \dots, M \end{aligned} \quad (\text{الف-۲۹})$$

که در آن: p بردار پارامتر مجهول، p° حدس اولیه برای پارامترهای مجهول، x^i پارامترهای معلوم، $F(p^\circ, x^i)$ گرانی پیش بینی شده بر اساس حدس اولیه، $F(p, x^i)$ گرانی اندازه گیری شده، ε بردار خطا در نقاط داده ای، ΔF اختلاف بین گرانی اندازه گیری شده و گرانی محاسبه شده از مدل اولیه در i امین داده، Δp اختلاف بین پارامتر های مجهول و حدس اولیه برای این پارامترها می باشد.

در معکوس سازی هدف یافتن پارامترهای مجهول می باشد به نحوی که ΔF حداقل شود. معادله (الف-۲۹) برای سیستم های خطی و غیر خطی پایدار است و جواب آن بعد از چندین تکرار بدست می آید [اینمن، ۱۹۷۵]. در هر بار معادله (الف-۲۹) برای بردار اختلاف پارامترها (Δp) حل می شود تا مجموعه جدیدی از پارامترها برای معادله (الف-۲۷) که خطی شده است، بدست آید. این روش تکرار می شود تا زمانی که بردار اختلاف داده ها (ΔF) بر اساس روش رگرسیون ریب حداقل شود [اینمن، ۱۹۷۵].

تخمین گر رگرسیون ریب Δp عبارت است از [اینمن، ۱۹۷۵]:

$$\Delta \hat{p}^* = (A'A + kI)^{-1} A' \Delta F \quad (\text{الف-۳۰})$$

در این رابطه: A' ترانزپوز ماتریس A ، I ماتریس همانی، k یک ضریب بزرگتر از صفر، $(\lambda_i^2 + k)$ مقادیر ویژه ماتریس $(A'A + kI)$ و λ_i ها مقادیر ویژه ماتریس $A'A$ می باشد. مجموع باقی مانده مربعات در روش رگرسیون ریب از رابطه زیر بدست می آید [اینمن، ۱۹۷۵]:

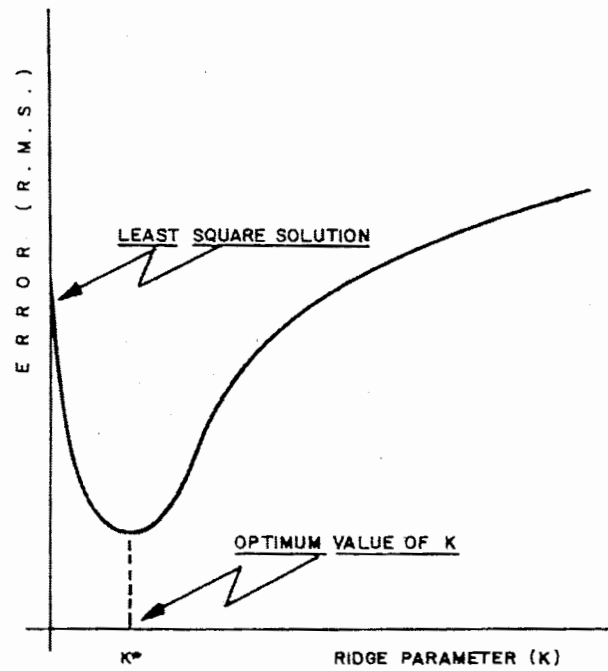
$$\phi^* = (\Delta F^*)' \Delta F^* \quad (\text{الف-۳۱})$$

که در آن: ΔF^* گرانی اندازه گیری شده منهای گرانی محاسبه شده از معادله (الف-۲۷) با استفاده از مقادیر $p^* = p^\circ + \Delta \hat{p}^*$ می باشد.

نکته مهم در این روش، انتخاب مقدار k است در سیستم های خطی مقدار بهینه k ، مقداری است که میانگین مربعات خطا را حداقل نماید. اما این مقدار نمی تواند تعیین شود مگر این که جواب معلوم باشد [اینمن، ۱۹۷۵]. برای بدست آوردن مقدار بهینه k می توان از نمودار اثر ریب^۱ (شکل الف-۵) در این حالت می توان استفاده نمود. در این نمودار مقادیر مختلف k در مقابل میانگین مربعات خطای مربوط به هر k رسم می شوند [اینمن، ۱۹۷۵]. مقدار بهینه مقداری است که کمترین میانگین مربعات خطا را داشته باشد.

اما در سیستم های غیر خطی، ممکن است چندین تکرار قبل از حصول یک جواب لازم باشد و هر تکرار ممکن است به یک مقدار متفاوتی از k نیازمند باشد. الگوریتم مارکوارت ۱۹۶۳ کوچکترین مقدار k را برای تخمین گر رگرسیون ریب تعیین می کند به طوری که مدل جدیدی که برازش بهتری به داده های میدان دارد، بدست آید [اینمن، ۱۹۷۵].

1. Ridge trace

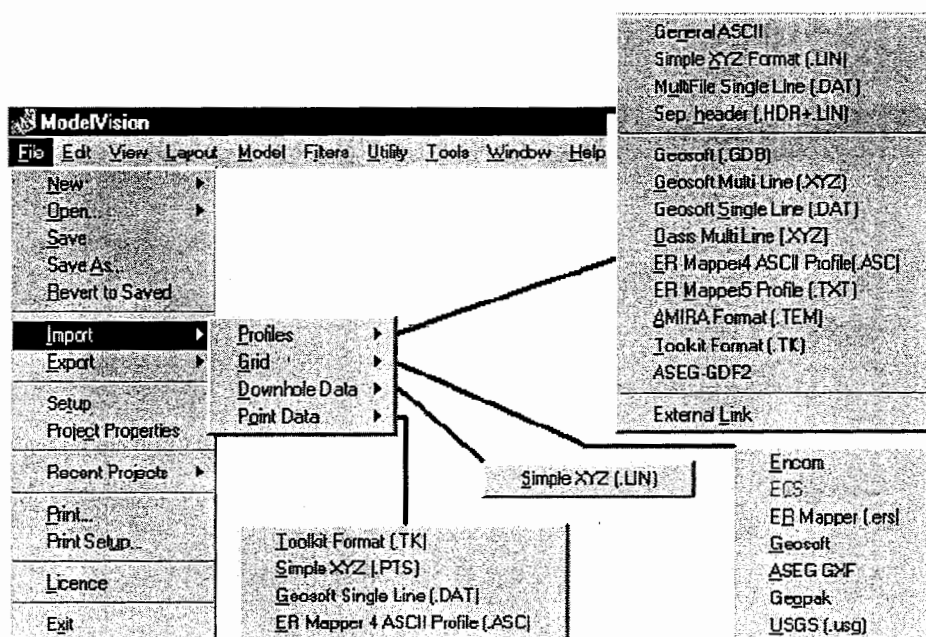


شکل الف-۵: تابع خطای میانگین مربعات برای تخمین گر رگرسیون ریج [کافمن و کلر، ۱۹۸۱].

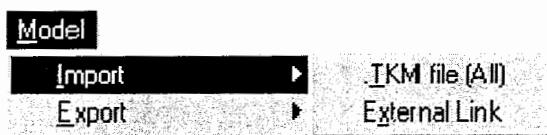
ضمیمہ ب

ب- ۱ قابلیت ها و مشخصات نرم افزار Modelvision Pro

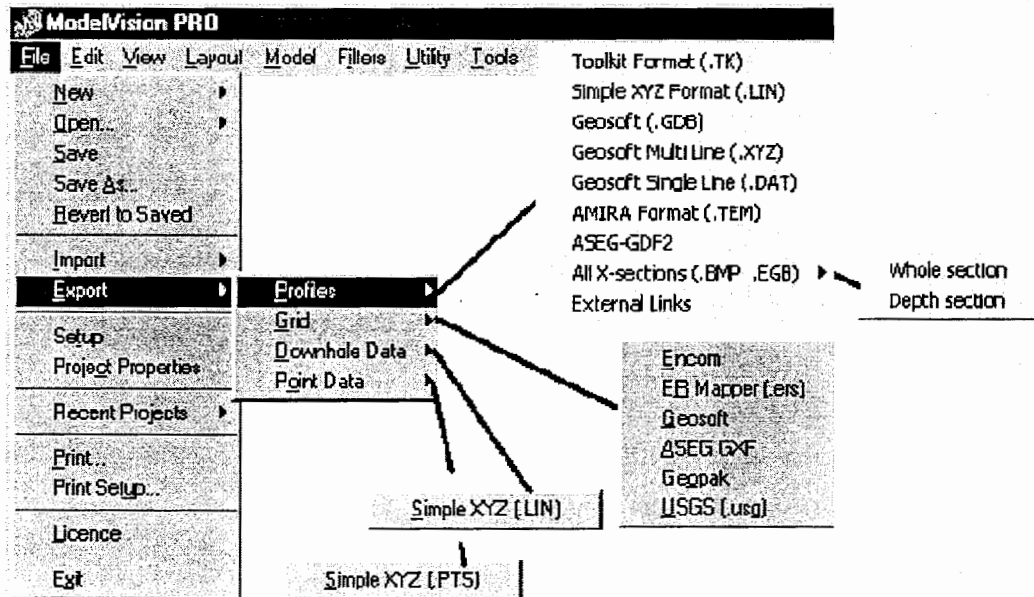
نرم افزار Modelvision Pro یک ابزار مناسب با قدرت پردازندگی بالا جهت تعبیر و تفسیر داده های میدان های پتانسیل می باشد. این نرم افزار در زمینه پردازش و مدل سازی داده های گرانی و مغناطیس دارای قابلیت های فراوانی می باشد. اولین قابلیت، دسترسی مفسرین به دامنه ای^۱ وسیعی از فرمت های ورودی و خروجی برای داده ها و مدل ها می باشد. این فرمت ها در شکل های ب-۱، ب-۲، ب-۳ و ب-۴ نشان داده شده اند.



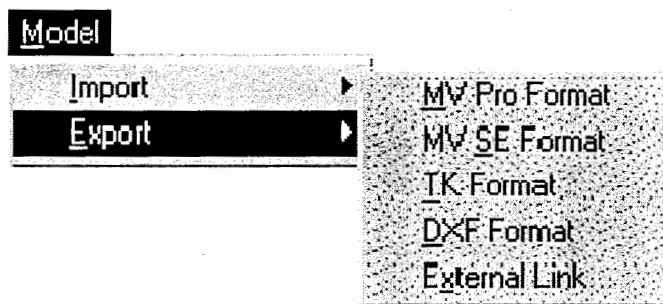
شکل ب-۱: فرمت های ورودی داده ها در نرم افزار [Encom,2003. (c)].



شکل ب-۲: فرمت های ورودی مدل ها در نرم افزار [Encom,2003. (c)].

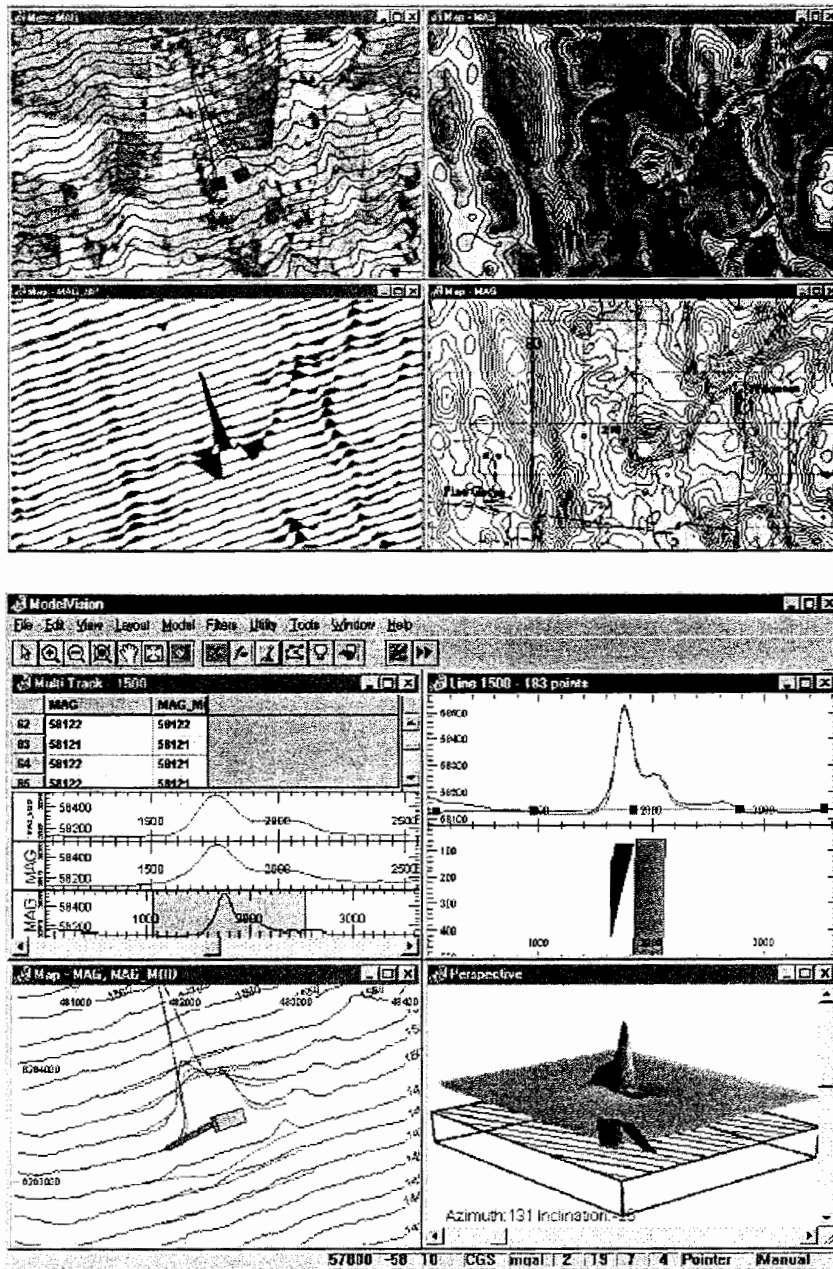


شکل ب-۳: فرمت های خروجی داده ها در نرم افزار [Encom,2003. (c)].



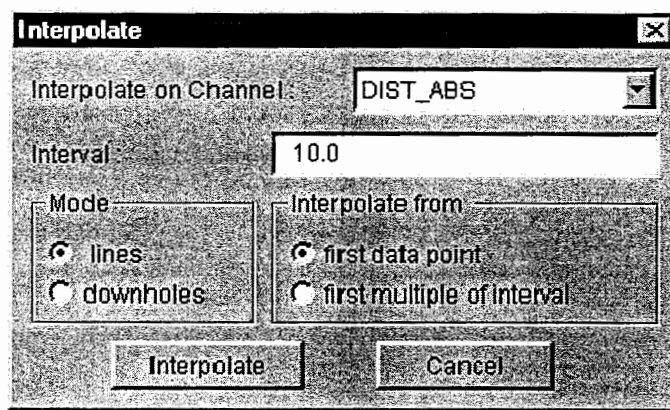
شکل ب-۴: فرمت های خروجی مدل ها در نرم افزار [Encom,2003. (c)].

این نرم افزار دارای قابلیت گرافیکی بالا و مناسبی برای نمایش داده ها و مدل ها می باشد و قادر است تا نتایج خروجی را به صورت های مختلف از جمله نمایش چند باندی^۱، مقاطع عرضی، نمای سه بعدی، نقشه های کانتوری و تصویری و... در اختیار مفسر قرار می دهد (شکل ب-۵).



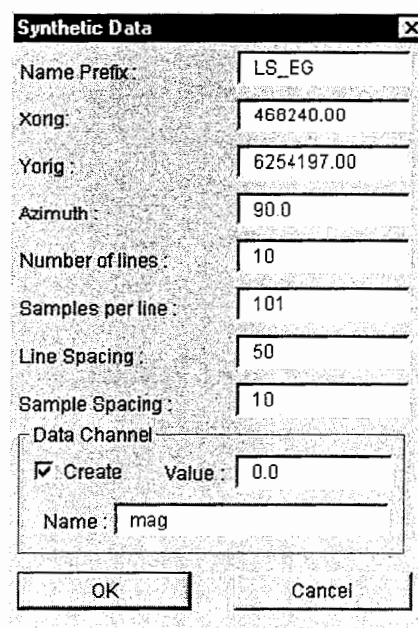
شکل ب-۵: سیستم های مختلف نمایش داده ها [Encom,2003. (c)].

در نرم افزار مذکور این امکان فراهم است که خطوط برداشت برای یک فاصله نمونه برداری جدید درون یابی شوند (شکل ب-۶). این کار به منظور کاهش مقدار داده ها و یا ایجاد نمونه های داده ای با فواصل یکسان برای فیلترسازی انجام می گیرد.



شکل ب-۶: پنجره مربوط به عملیات درون یابی [Encom,2003. (c)].

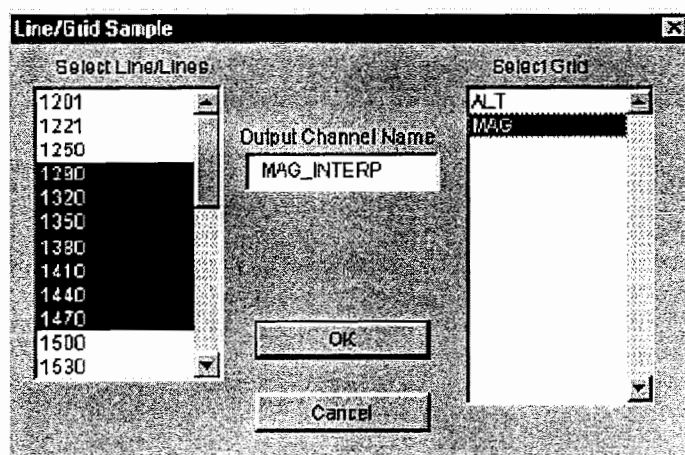
همچنین این نرم افزار قادر به شبیه سازی یک برنامه برداشت برای دامنه وسیعی از مدل های زمین شناسی و انواع برداشت ها می باشد. در واقع با استفاده از این نرم افزار، مفسرین می توانند یک سری موقعیت های نمونه برداری از پیش تعیین شده را برای مدل سازی ایجاد نمایند (شکل ب-۷).



شکل ب-۷: پنجره مربوط به تولید داده های مصنوعی [Encom,2003. (c)].

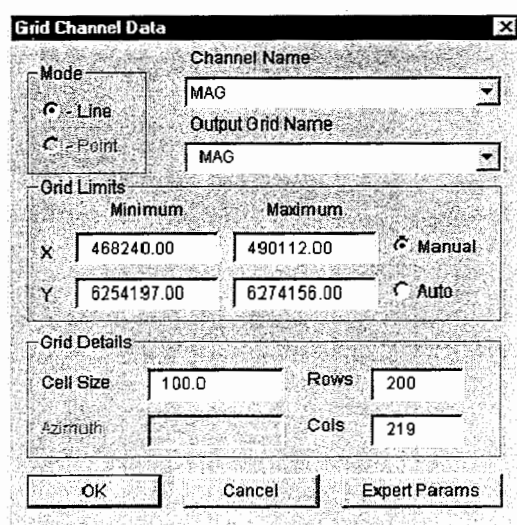
از دیگر قابلیت های این نرم افزار این است که با استفاده از آن می توان چندین شبکه داده ای را به صورت داده های خطی به منظور تولید کانال های اضافی به طور همزمان، مجدداً

نمونه برداری نمود [Encom,2003. (a)]. این کار برای مدل سازی همزمان داده های گرانی و مغناطیس مفید است (شکل ب-۸).



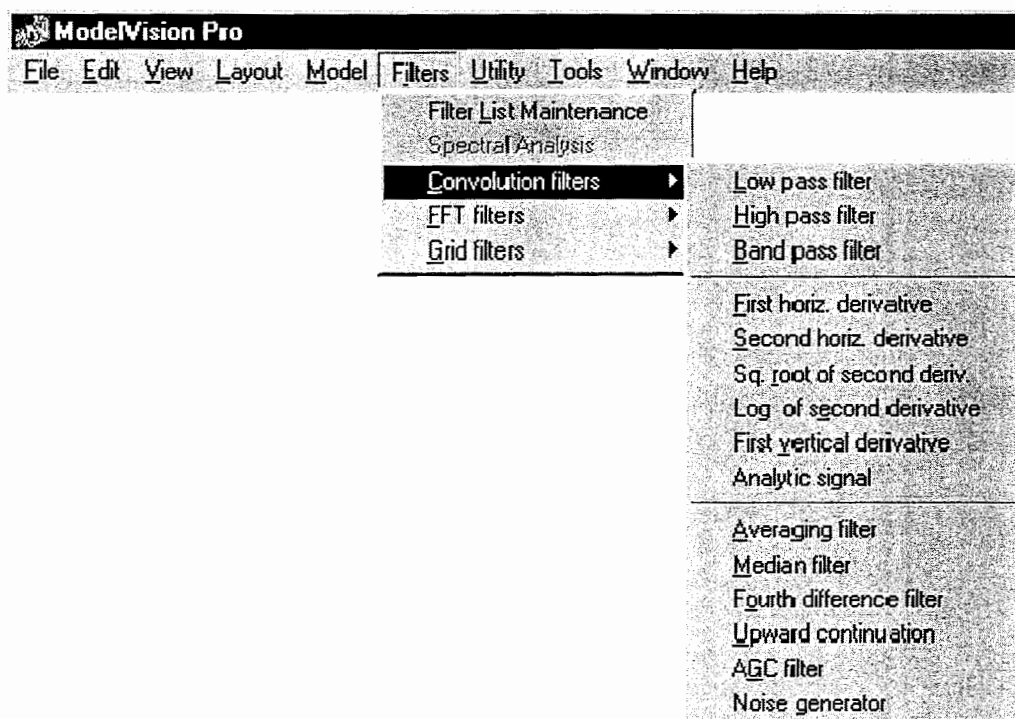
شکل ب-۸: پنجره مربوط به درون یابی داده ها از شبکه ها بر روی خطوط [Encom,2003. (c)].

این نرم افزار قادر است که با استفاده از الگوریتم حداقل انحنای، داده های خطی و نقطه ای را شبکه بندی نماید (شکل ب-۹).



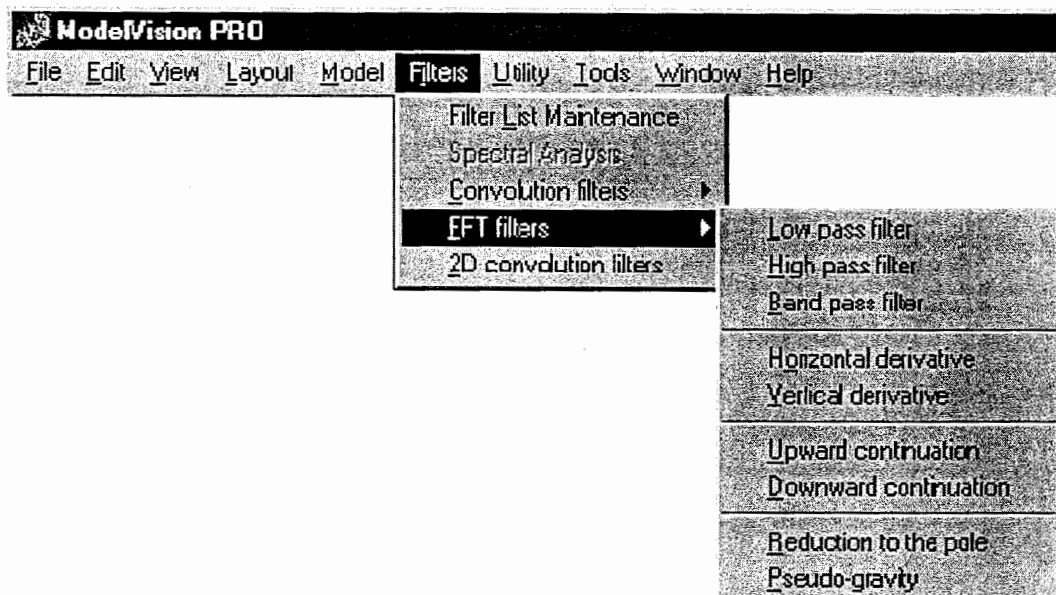
شکل ب-۹: پنجره مربوط به عملیات شبکه بندی نرم افزار [Encom,2003. (c)].

با استفاده از این نرم افزار داده های گرانی و مغناطیس را می توان با فیلترهای مختلف تفکیک نموده و نویز ها را حذف نمود. این فیلترها به سه بخش فیلترهای کانولوشن خطی^۱، فیلترهای تبدیل سریع فوریه^۲ و فیلترهای شبکه ای (دو بعدی) کانولوشن^۳ تقسیم می شوند که هر یک از سه بخش فوق نیز دارای زیر مجموعه هایی از فیلترهای مختلف می باشند [Encom,2003. (a)] (اشکال ب-۱۰، ب-۱۱ و ب-۱۲). از مهمترین ویژگی های این نرم افزار این است که برای اعمال فیلترهای مختلف بر روی داده ها نیازی به شبکه بندی منظم ندارد و تنها با انتخاب خطوط داده ها می توان نقشه های آنومالی بوگه و شدت کل مغناطیسی را به مؤلفه های ناحیه ای و باقی مانده تفکیک نمود.

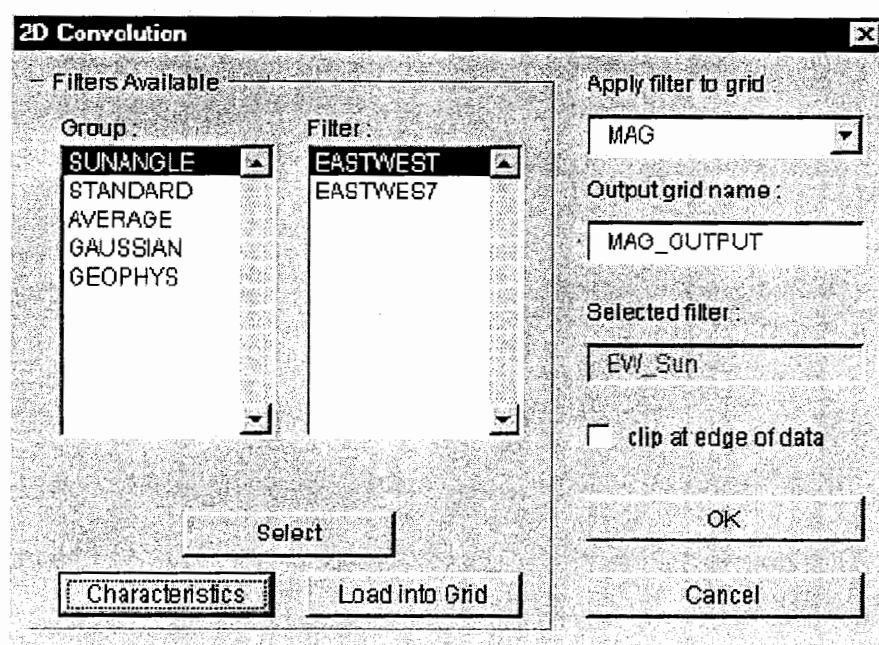


شکل ب-۱۰: انواع فیلتر های کانولوشن خطی نرم افزار [Encom,2003. (c)].

1. Line Convolution filter
2. FFT filter
3. Grid Convolution filter



شکل ب-۱۱: انواع فیلتر های سریع فوریه نرم افزار [Encom,2003. (c)].



شکل ب-۱۲: انواع فیلتر های دو بعدی کانولوشن نرم افزار [Encom,2003. (c)].

از دیگر قابلیت های مهم این نرم افزار مدل سازی دو و سه بعدی داده های میدان های پتانسیل با دو روش مدل سازی پیشرو و معکوس می باشد. مدل سازی دو بعدی بر

روی یک پروفیل و مدل سازی سه بعدی بر روی نقشه با استفاده از چند پروفیل انجام می شود. خطای مدل سازی به صورت ریشه میانگین مربعات (RMS) محاسبه و ارائه می شود. مدل سازی داده های گرانی، تمام مؤلفه های شدت جاذبه شامل G_x , G_y , G_z و تمام تانسورهای گرانی از جمله G_{xx} , G_{yy} , G_{zz} , G_{xy} , G_{xz} , G_{yz} و برخی از مؤلفه های مشتق شده همانند سیگنال تحلیلی^۱ را در بر می گیرد [Encom,2003. (a)].

مدل سازی داده های مغناطیسی شدت مغناطیس کل شامل B_x , B_y , B_z و مؤلفه های خطی^۲ را در بر می گیرد. مؤلفه خطی می تواند برای مؤلفه چاه حفاری محوری مورد استفاده قرار گیرد [Encom,2003. (a)].

همچنین این نرم افزار قادر است تا این امکان را برای مفسر فراهم آورد تا در صورت نیاز برنامه های کامپیوتری اصلاحی را برای اهداف مختلف تهیه و توسط نرم افزار اجرا نماید [Encom,2003. (a)].

یکی دیگر از امتیازات این نرم افزار این است که به وسیله آن می توان یک میدان ناحیه ای اولیه (بر اساس روش روند سطحی) به صورت اتوماتیک از داده های گرانی یا مغناطیس محاسبه نمود و با استفاده از روش های دستی شکل آن را تنظیم نمود [Encom,2003. (c)].

1. Analytic Signal
2. Along - Line

ضمیمہ ج

ج-۱ آزمون های آماری روندها

به منظور ارزیابی درصد خوبی تطابق روند سطحی لازم است که پراش کل مجموع مربعات^۱ مقادیر اندازه گیری شده، طبق فرمول زیر محاسبه شود:

$$S.S.T = \sum Y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{n} \quad (\text{ج-۱})$$

همچنین مجموع مربعات رگرسیون یا روند^۲ نیز از رابطه زیر محاسبه گردد:

$$S.S.R = \sum Y^2 - \frac{(\sum Y)^2}{n} \quad (\text{ج-۲})$$

اختلافات بین این دو، مجموع مربعات باقی مانده یا انحراف از روند^۳ را می دهد:

$$S.S.D = S.S.T - S.S.R \quad (\text{ج-۳})$$

حال درصد خوبی تطابق روند سطحی برابر خواهد شد با:

$$100\%R^2 = \frac{S.S.R}{S.S.T} \quad (\text{ج-۴})$$

ضریب حاصلضرب تطابق^۴ برابر است با:

$$R = \sqrt{R^2} \quad (\text{ج-۵})$$

خوبی تطابق سطح روند با مقایسه پراش ناشی از انحرافات نسبت به روند از نظر آماری نیز قابل چک کردن می باشد. برابری پراش های توزیع F یکی از این آزمون ها است. برای این منظور از تقسیم مجموع مربعات به درجه آزادی^۵، متوسط مربعات^۶ بدست می آید.

اگر M.S.D مقدار پراش حول خط رگرسیون و M.S.R مقدار تغییر خط رگرسیون حول میانگین آن باشد، احتمال توزیع F برابر خواهد شد با:

$$F = \frac{\text{پراش مربوط به خط رگرسیون}}{\text{پراش مربوط به انحرافات}} \quad (\text{ج-۶})$$

1. S.S.T = Total variation as the sum of squares
2. S.S.R = The sum of squares due to the trend or Regression
3. S.S.D = The sum of squares due to Residuals
4. The coefficient of multiple correlation
5. Degree of freedom
6. The mean squares

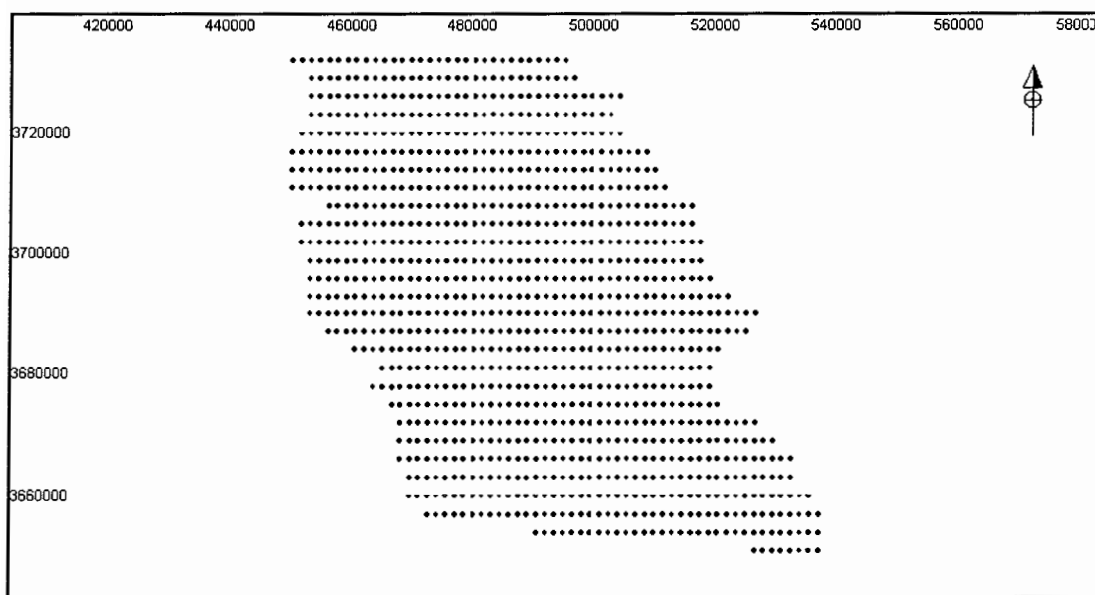
بعد از محاسبه F بایستی آن با مقادیر F موجود در جداول آماری مقایسه گردد. اگر نسبت F بیشتر از مقادیر F موجود در جداول باشد، بنابراین اختلاف همه ضرایب با صفر به طور قابل ملاحظه ای تأیید می شود.

اطلاعات آماری ذکر شده را مطابق جدول زیر می توان خلاصه کرد:

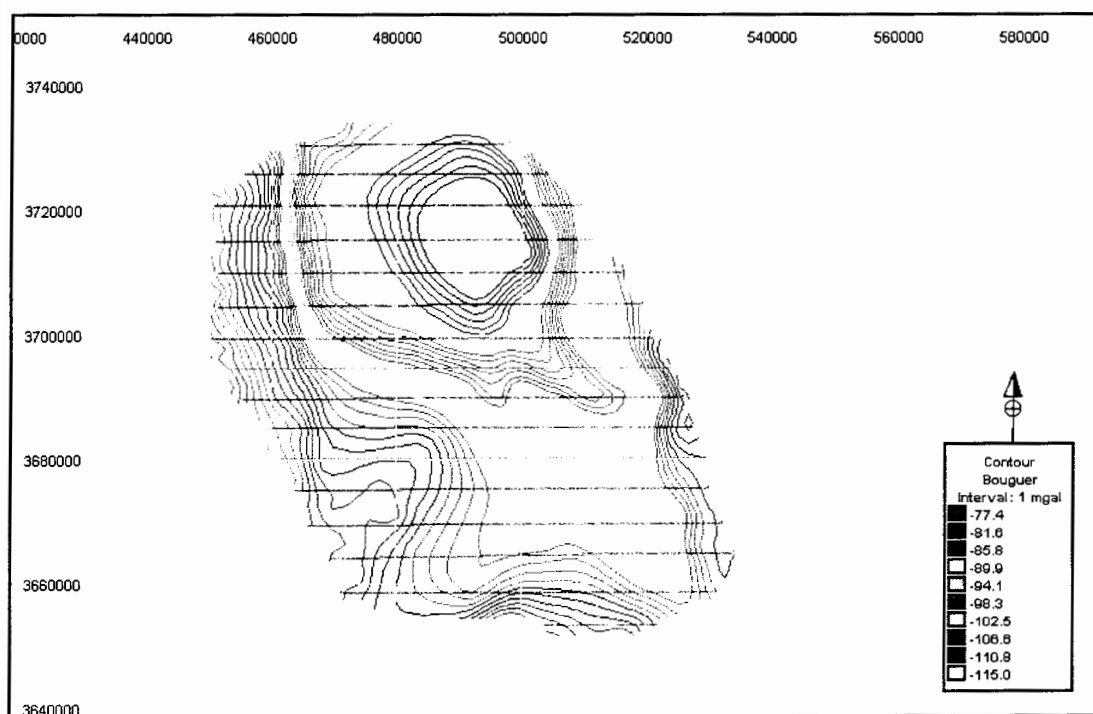
جدول ج-۱: تجزیه واریانس (تست F)

منبع تغییرات	مجموع مربعات (S.S)	درجه آزادی (D.F)	میانگین مربعات (M.S)	F تست
چند جمله ای رگرسیون	S.S.R	m	M.S.R	$F = \frac{M.S.R}{M.S.D}$
انحراف از چند جمله ای	S.S.D	n-m-1	M.S.D	
تغییرات کل	S.S.T	n-1		

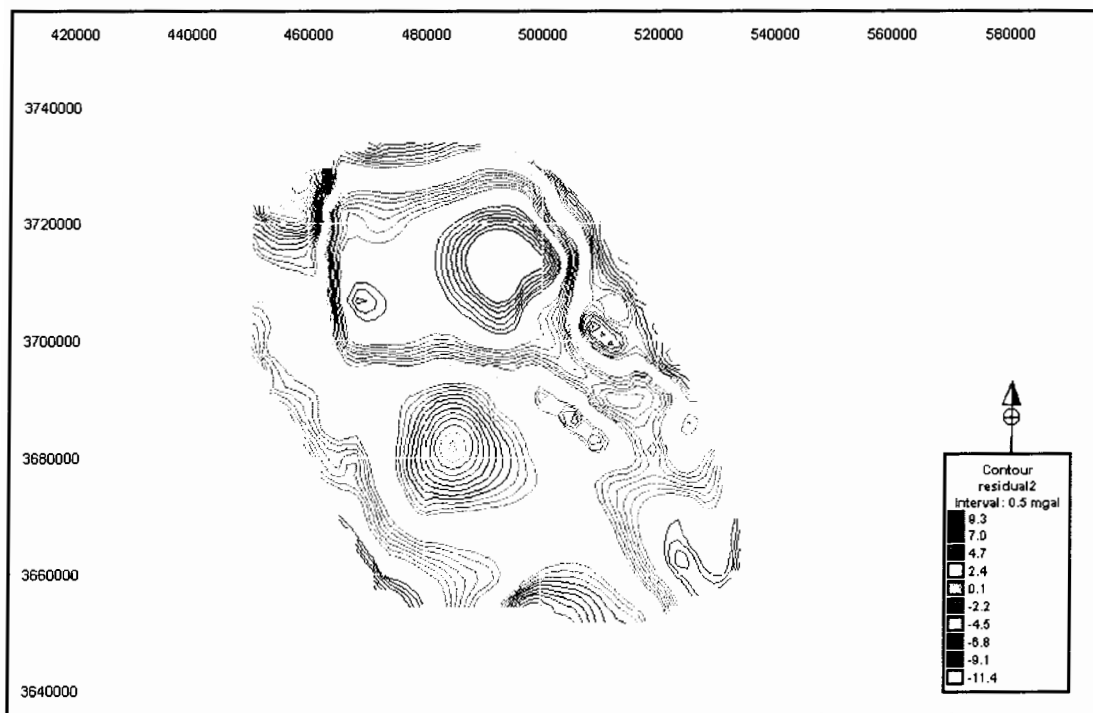
ج ۲- نقشه های مربوط به فصل چهارم



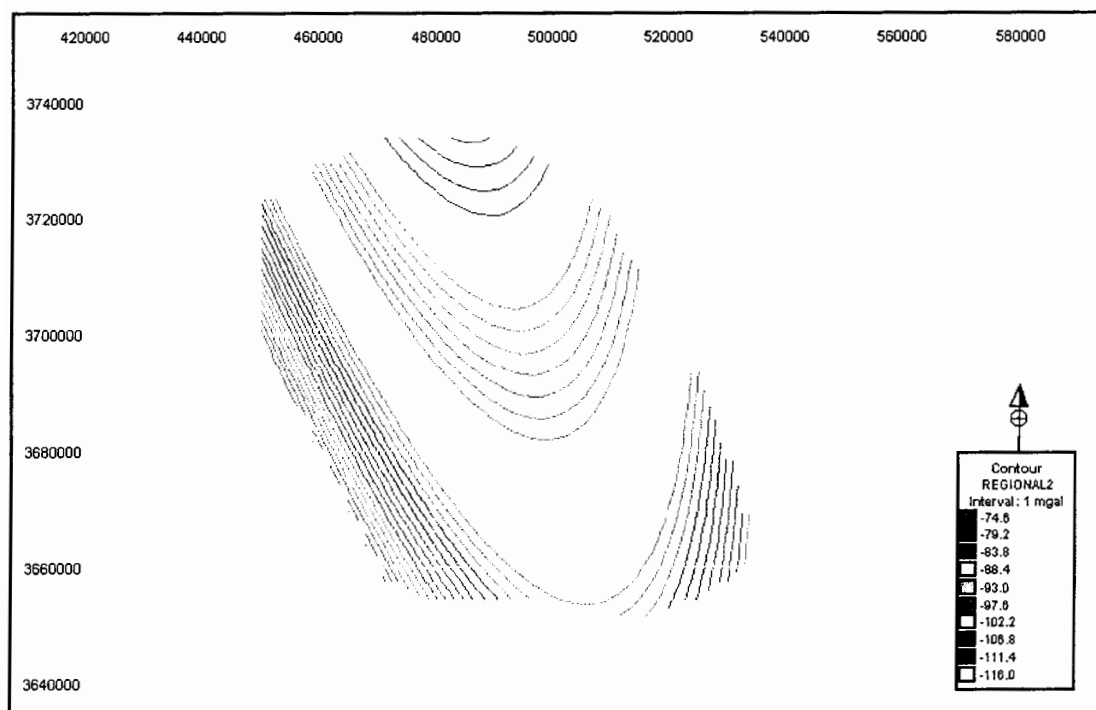
شکل ج ۱-: موقعیت ایستگاه های برداشت گرانی و مغناطیس زمینی در منطقه طبس.



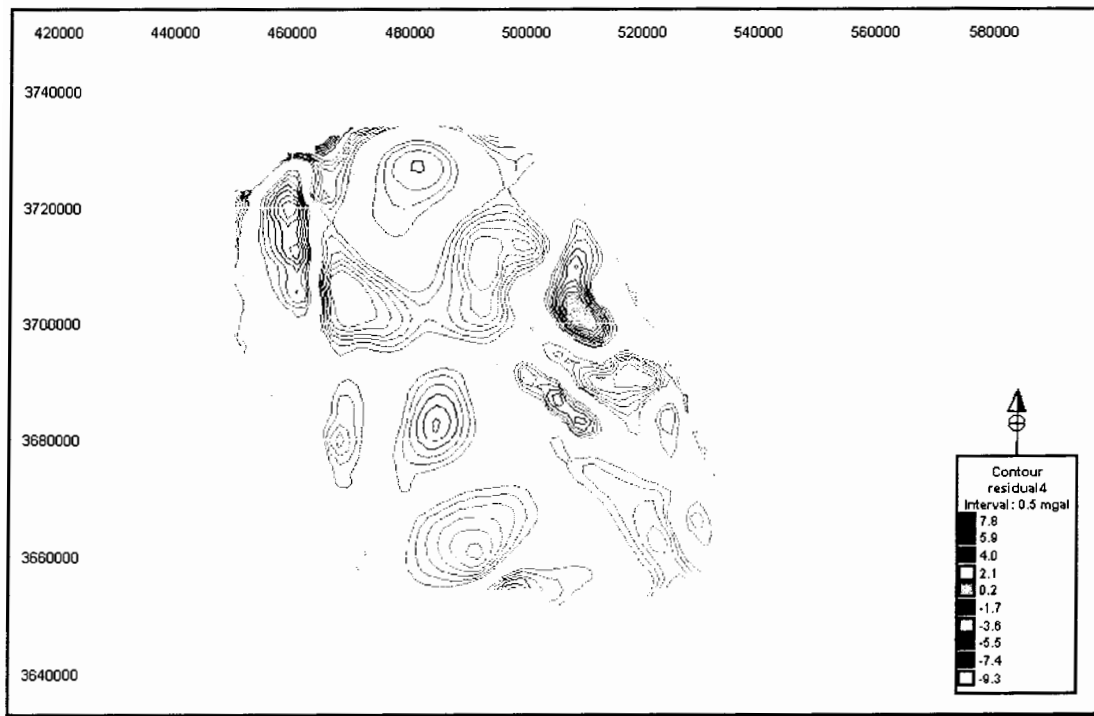
شکل ج ۲-: نقشه آنومالی بوگه به همراه پروفیل های رسم شده بر روی آن.



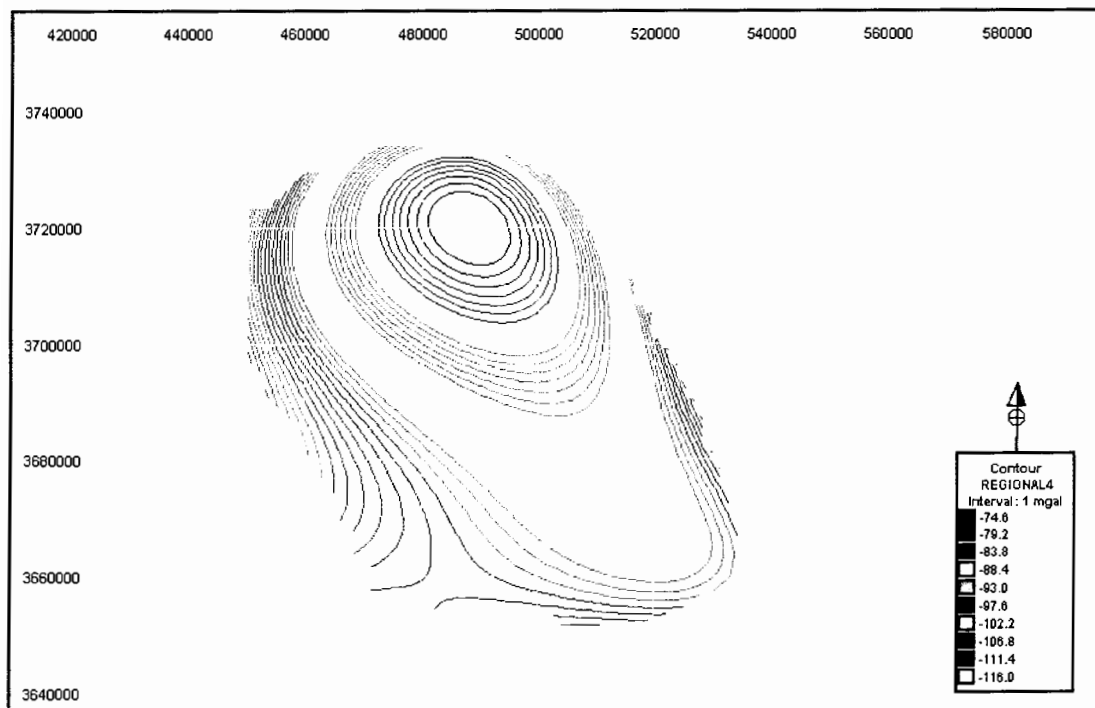
شکل ج ۳- نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ گرانی.



شکل ج ۴- نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ گرانی.



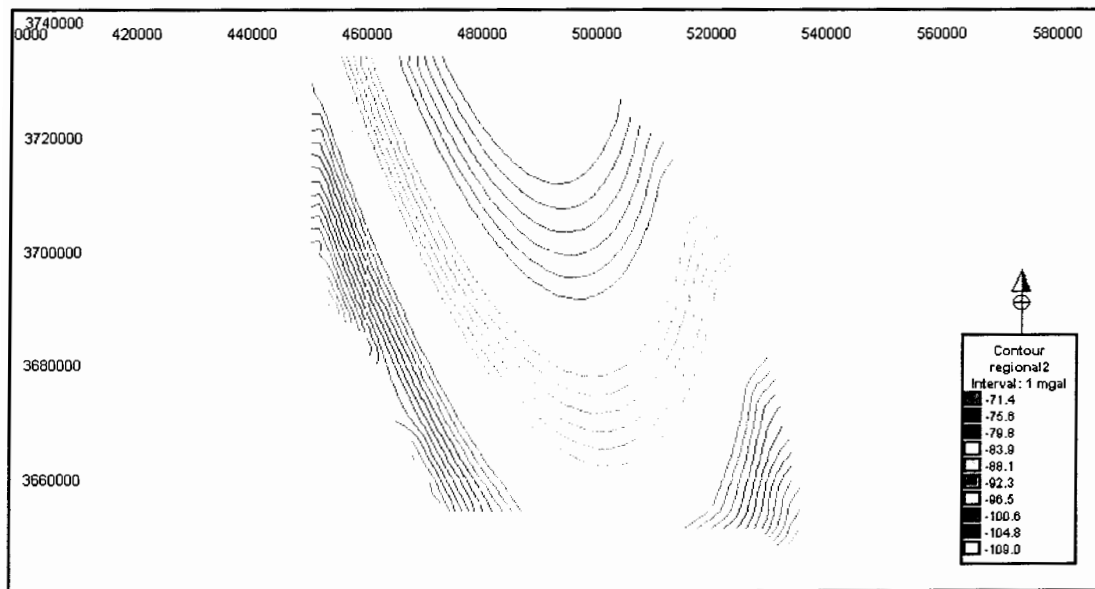
شکل ج ۵: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ گرانی.



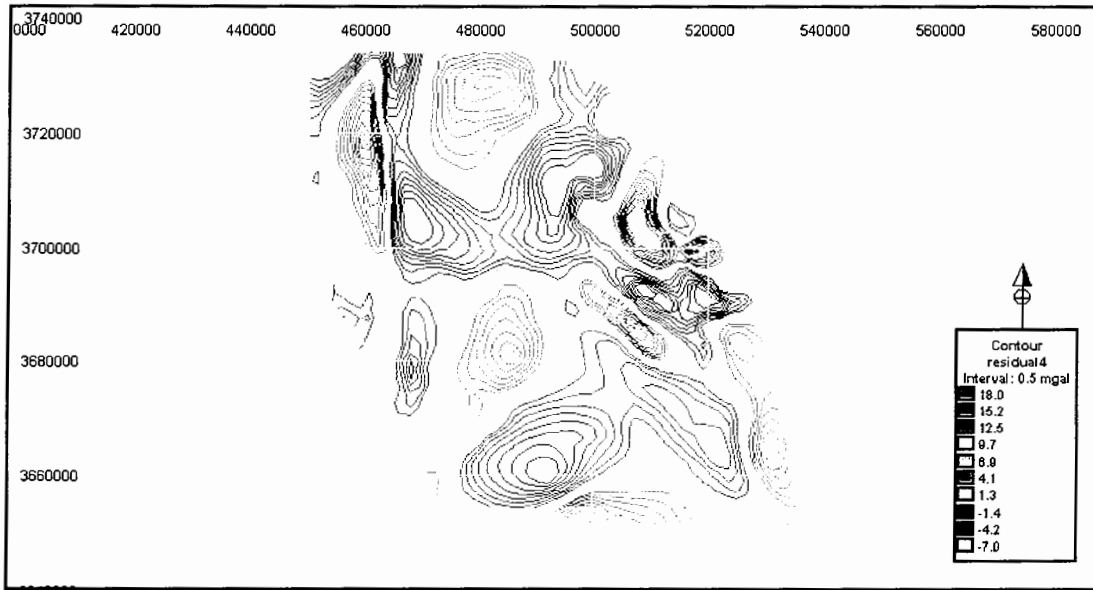
شکل ج ۶: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ گرانی.



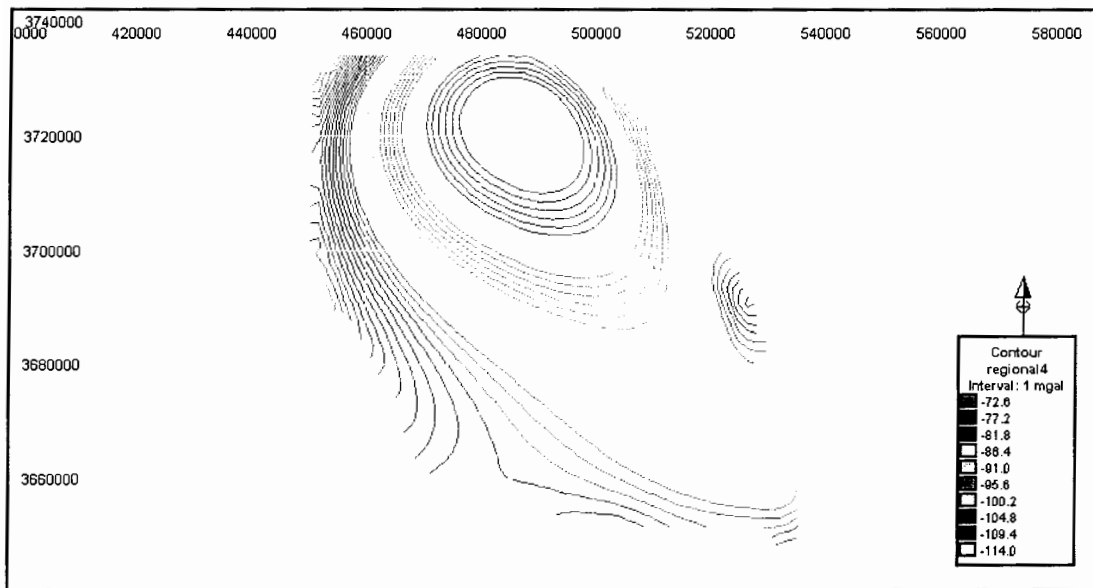
شکل ج ۷: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ گرانی با استفاده از برنامه فرترن.



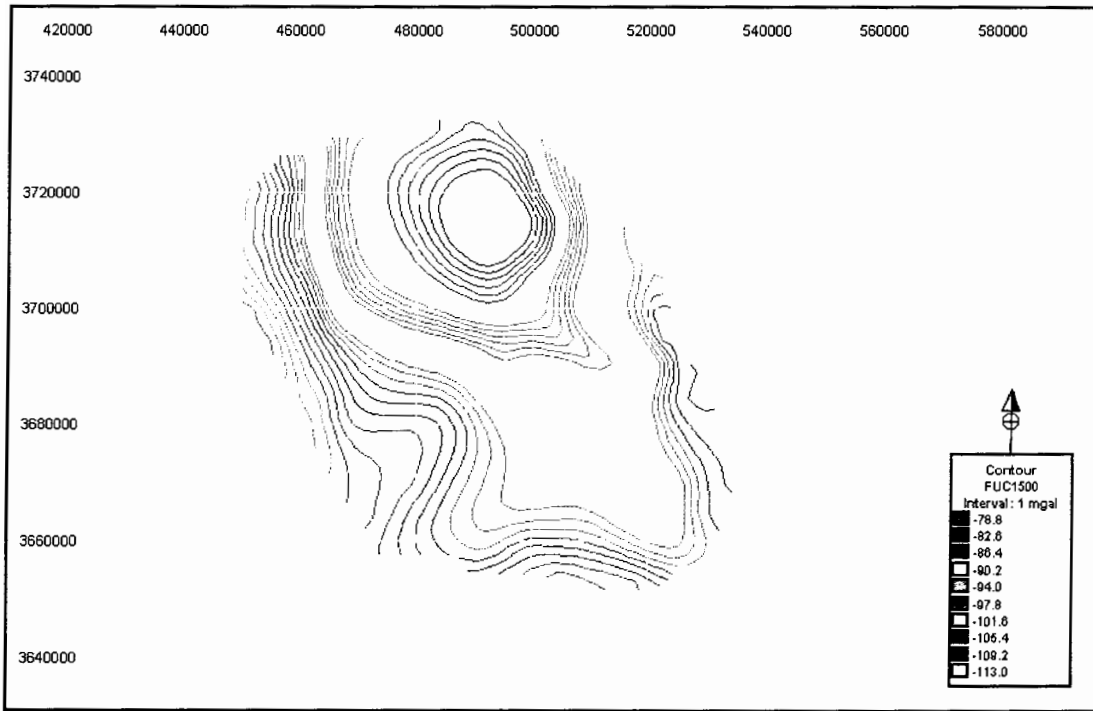
شکل ج ۸: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ گرانی با استفاده از برنامه فرترن.



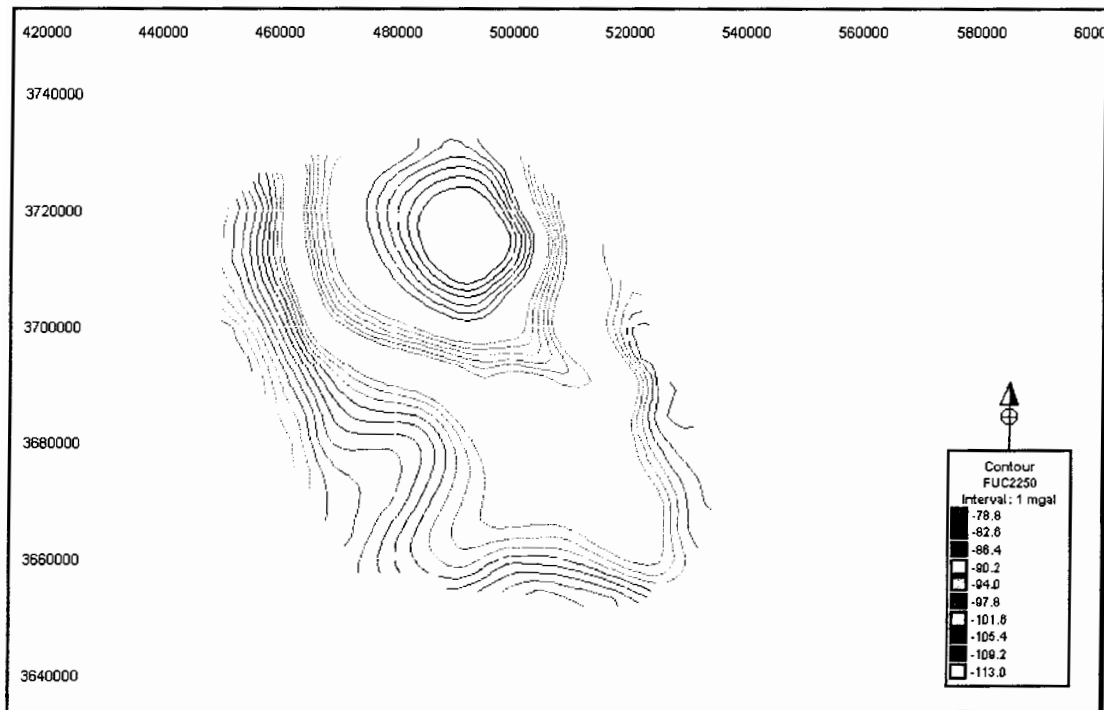
شکل ج ۹: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ گرانی با استفاده از برنامه فرترن.



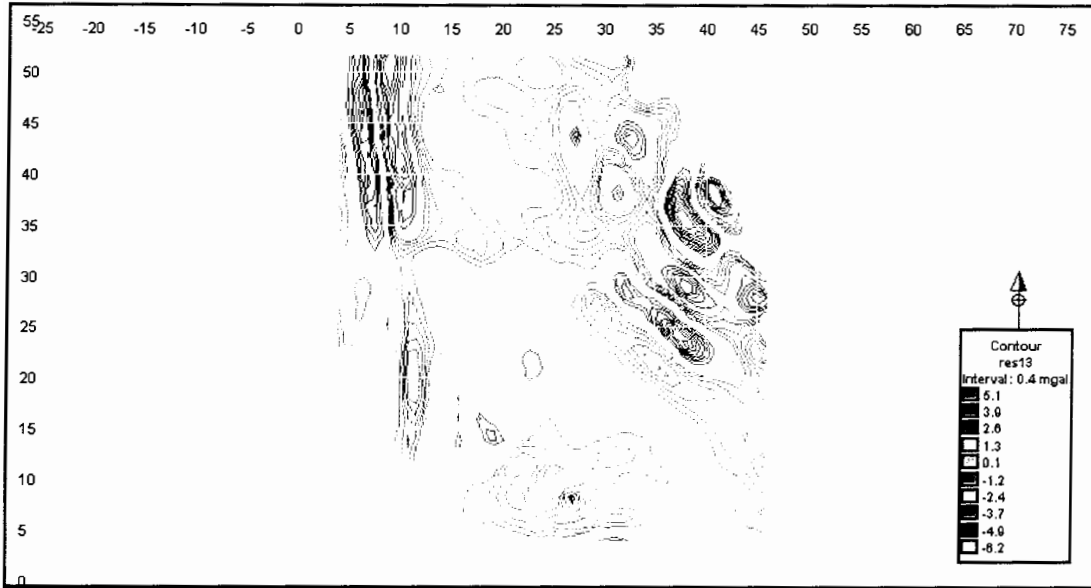
شکل ج ۱۰: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ گرانی با استفاده از برنامه فرترن.



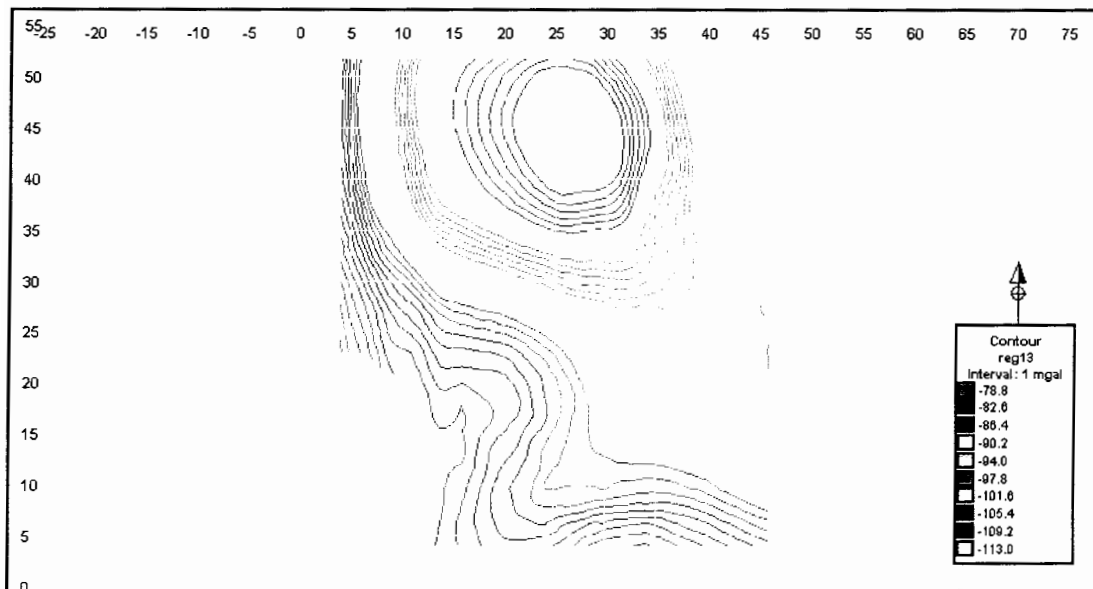
شکل ج ۱۱: نقشه گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۱۵۰۰ متر.



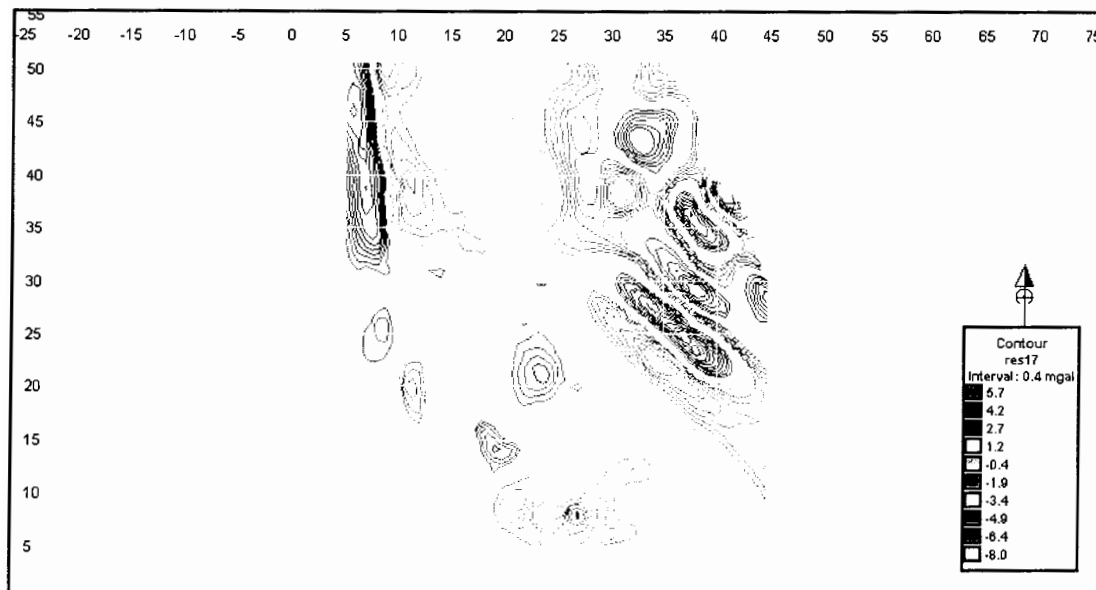
شکل ج ۱۲: نقشه گسترش به سمت بالا گرانی با ارتفاع ۲۲۵۰ متر.



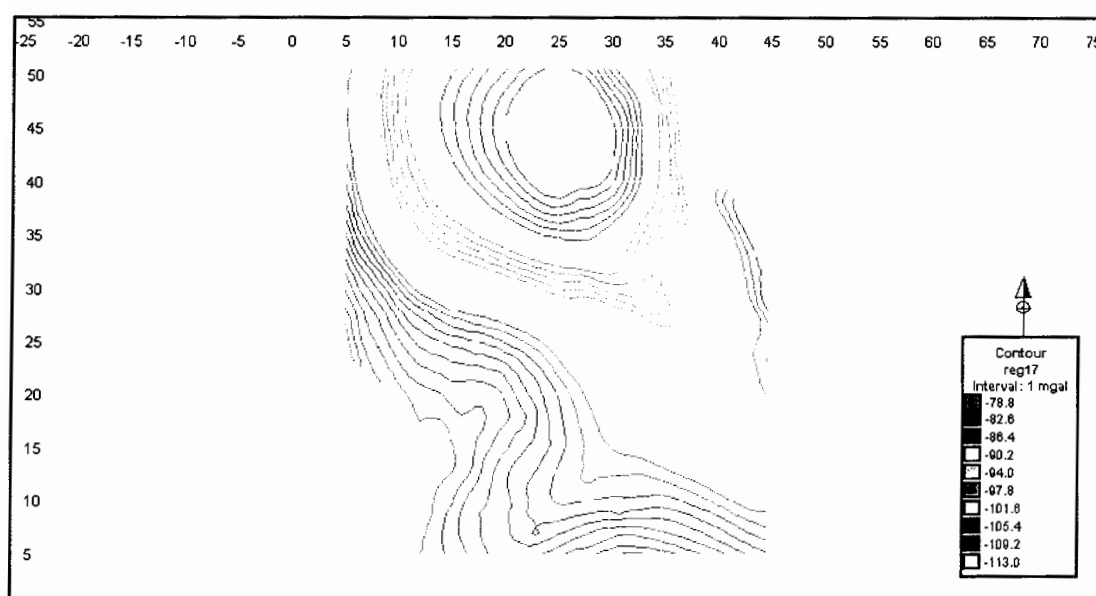
شکل ج-۱۳: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{13} S$.



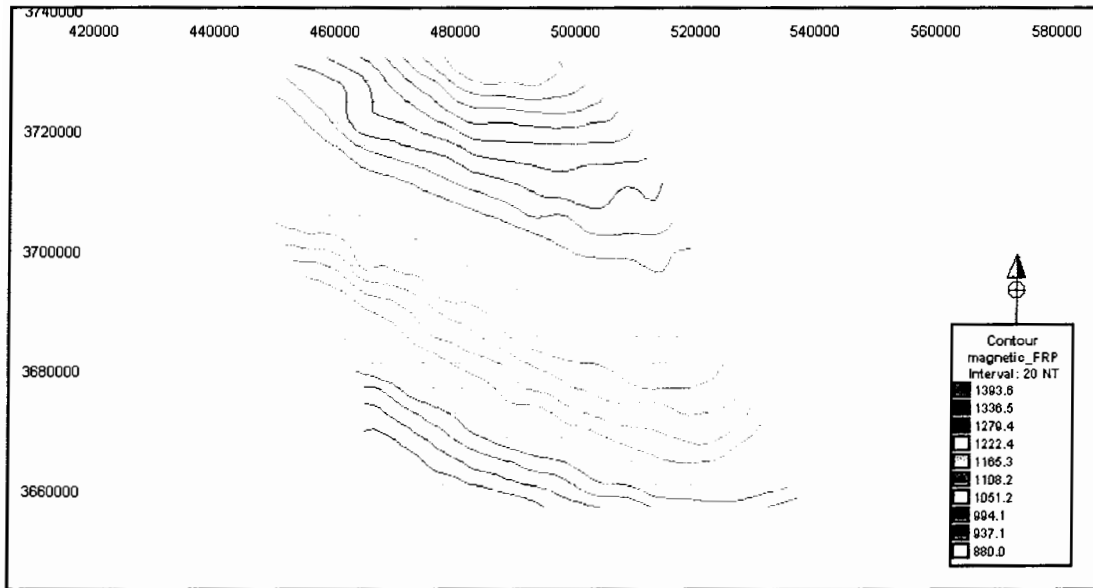
شکل ج-۱۴: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{13} S$.



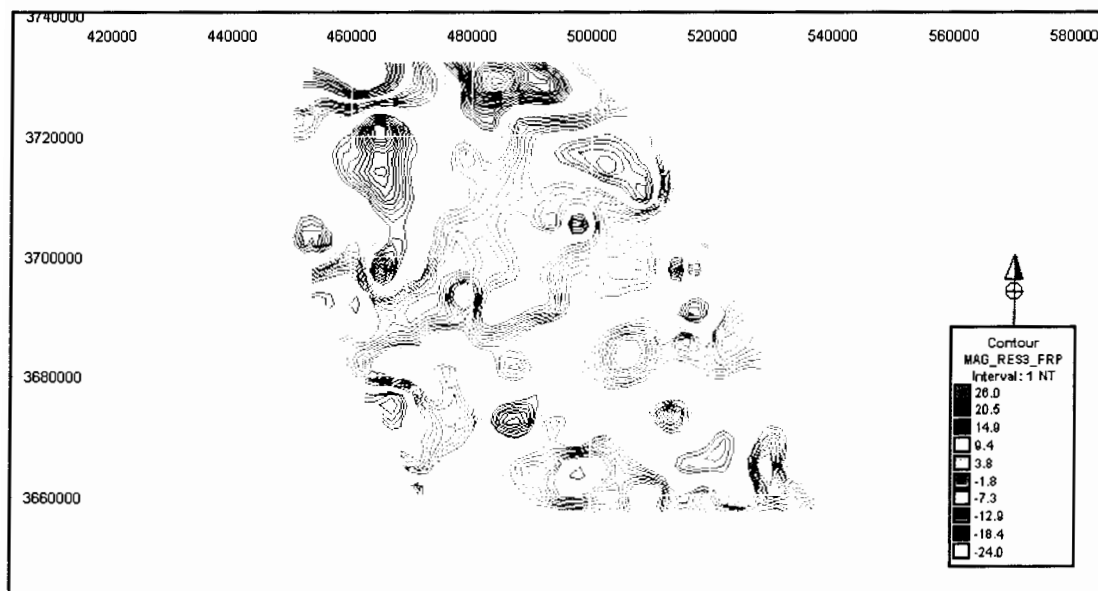
شکل ج-۱۵: نقشه آنومالی باقی مانده گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{17} S$.



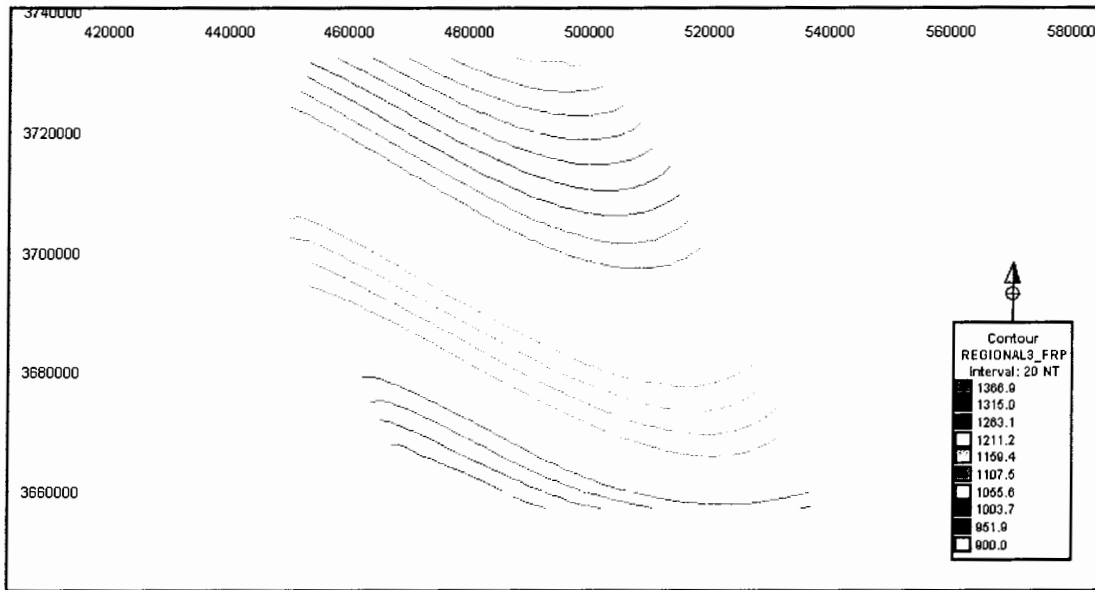
شکل ج-۱۶: نقشه آنومالی ناحیه ای گریفین با استفاده از برنامه بیسیک با شعاع $\sqrt{17} S$.



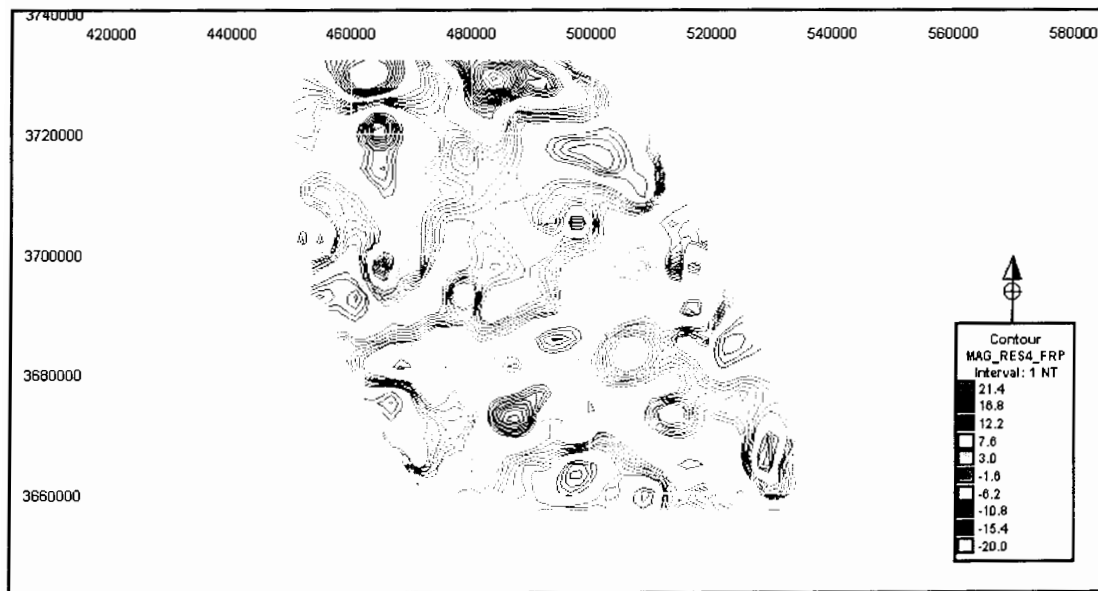
شکل ج ۱۷: نقشه شدت کل مغناطیس زمینی به همراه پروفیل های رسم شده بر روی آن.



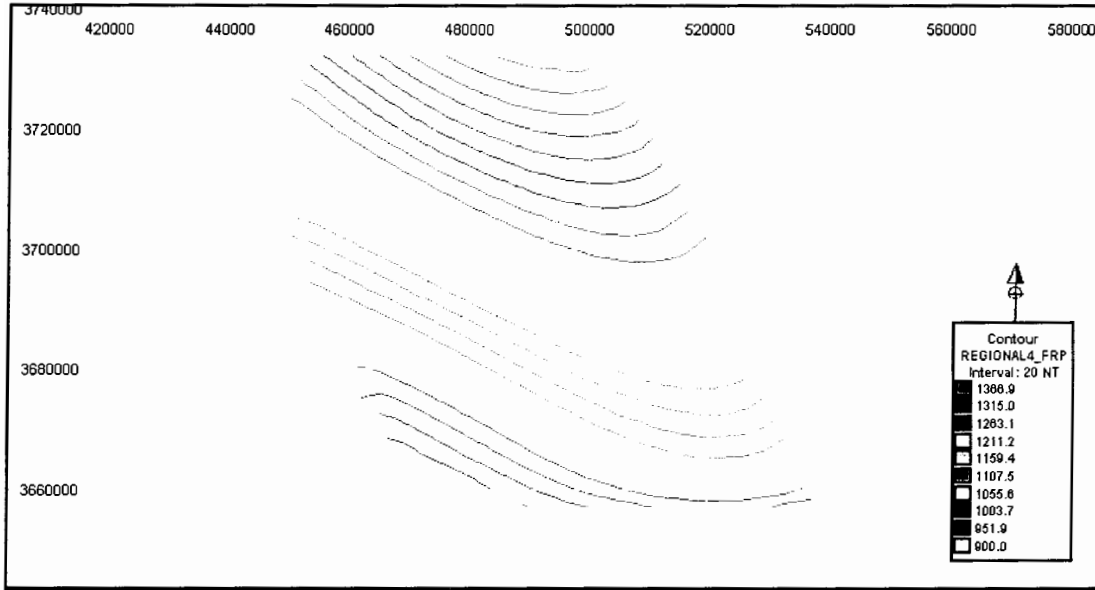
شکل ج ۱۸: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۳ مغناطیس زمینی.



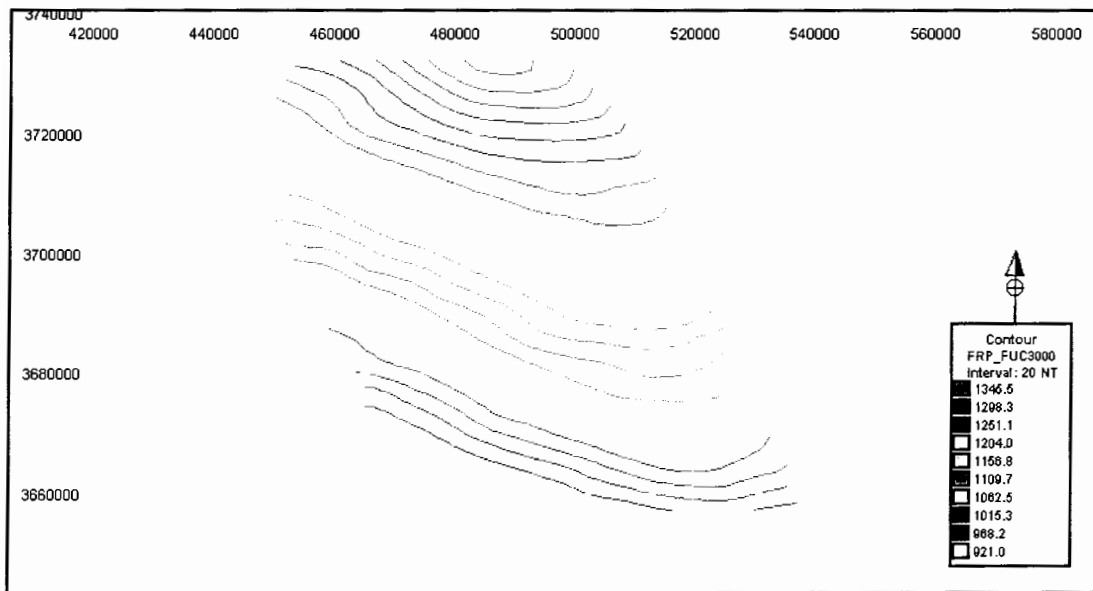
شکل ج ۱۹: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۳ مغناطیس زمینی.



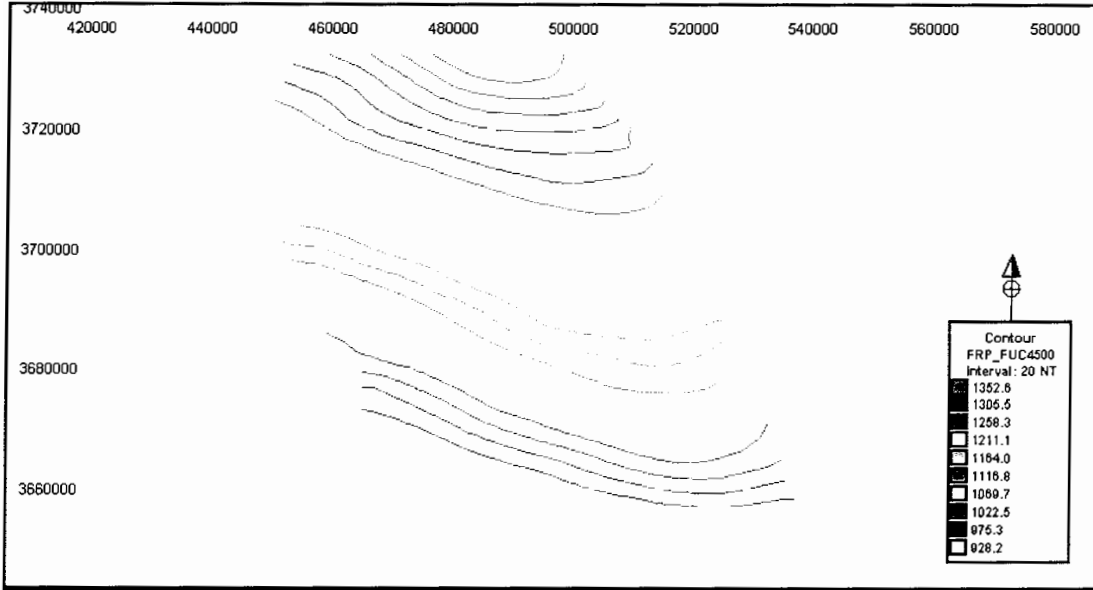
شکل ج ۲۰: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ مغناطیس زمینی.



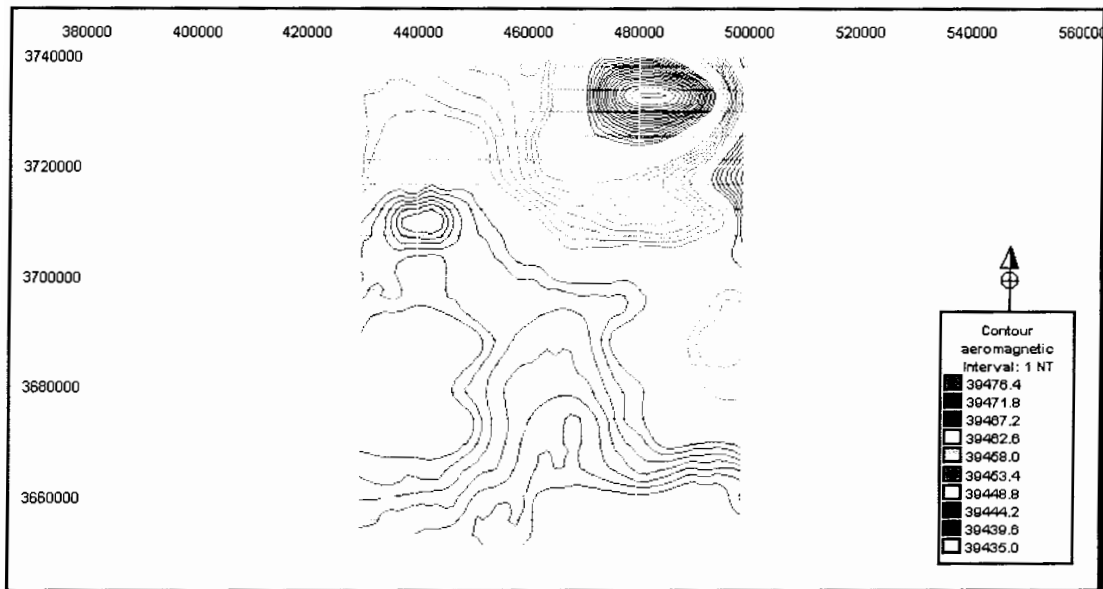
شکل ج ۲۱: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ مغناطیس زمینی.



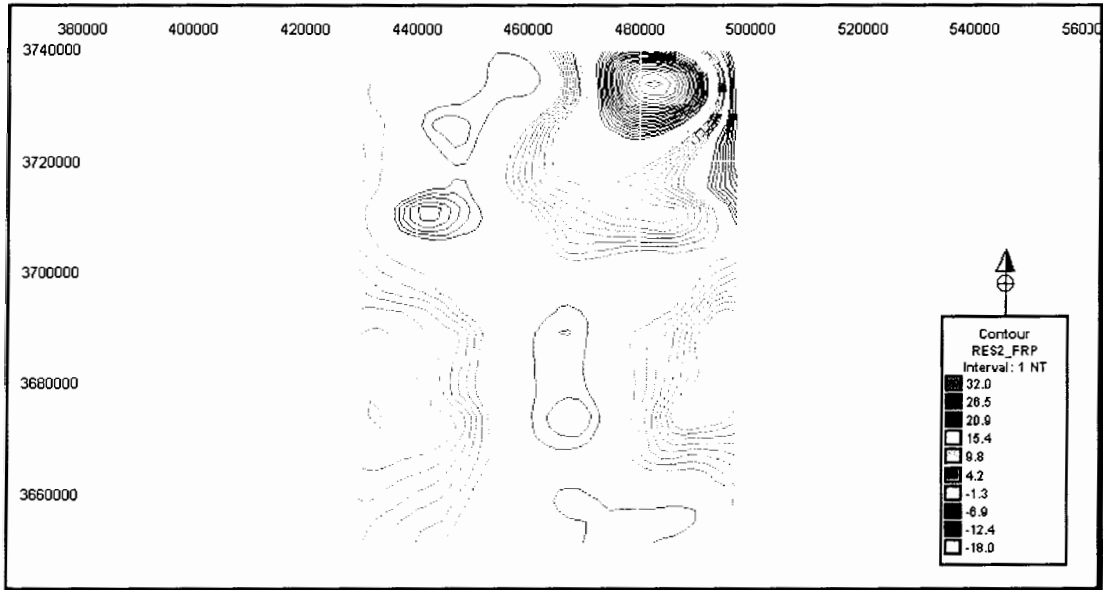
شکل ج ۲۲: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۳۰۰۰ متر.



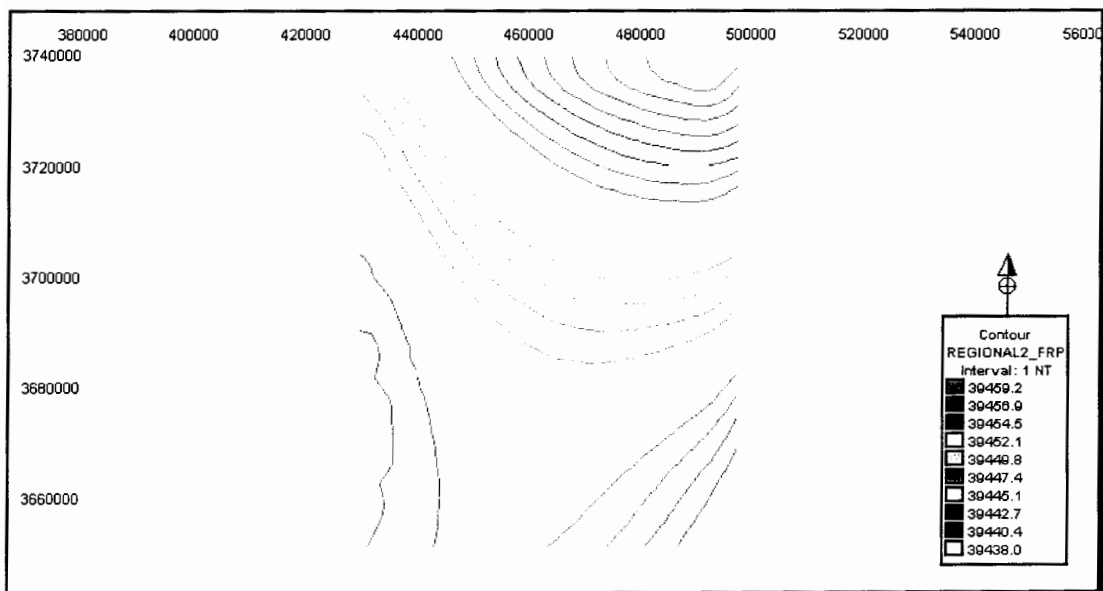
شکل ج ۲۳: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس زمینی با ارتفاع ۴۵۰۰ متر.



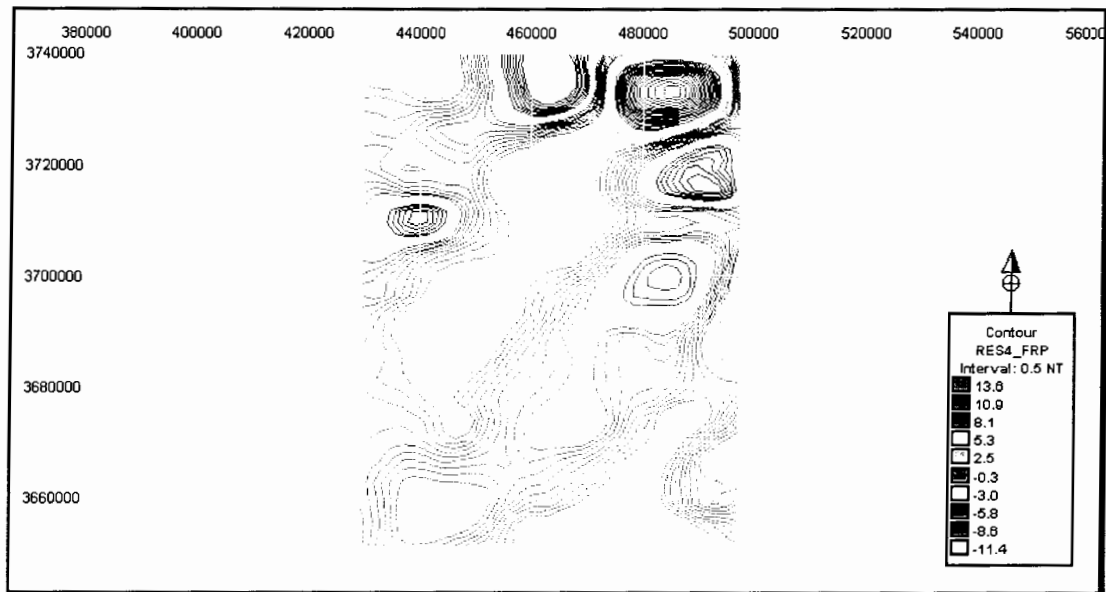
شکل ج ۲۴: نقشه شدت کل مغناطیس هوایی به همراه پروفیل های رسم شده بر روی آن.



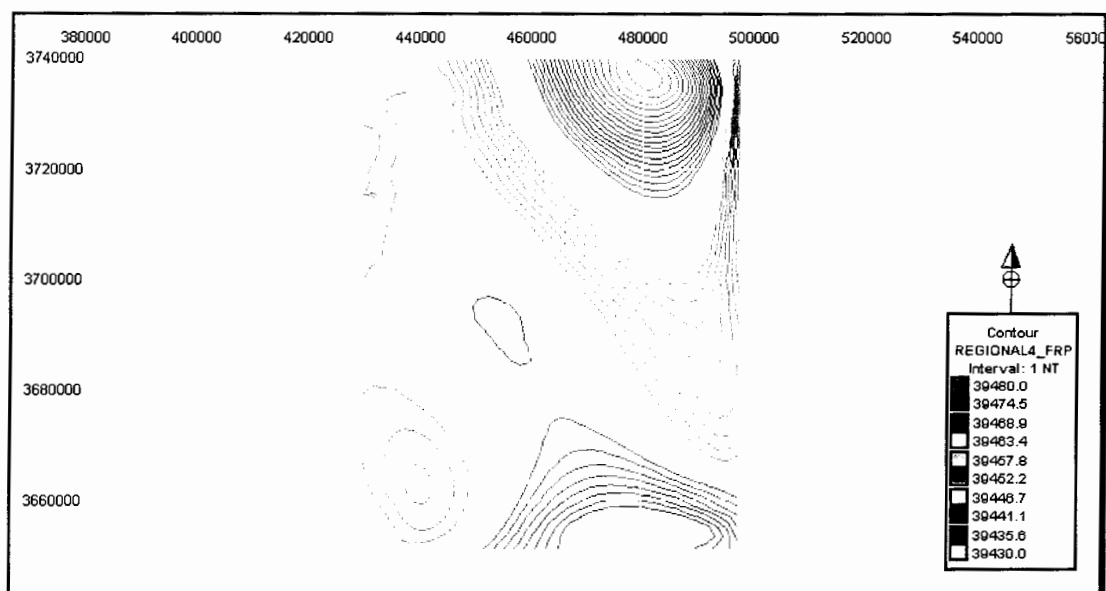
شکل ج ۲۵: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۲ مغناطیس هوایی.



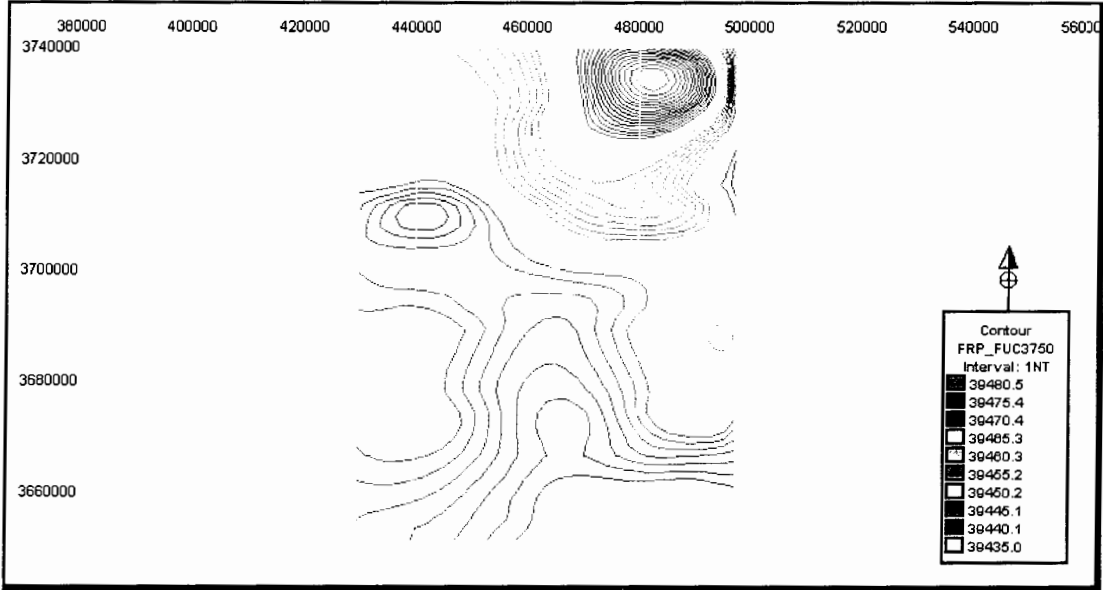
شکل ج ۲۶: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۲ مغناطیس هوایی.



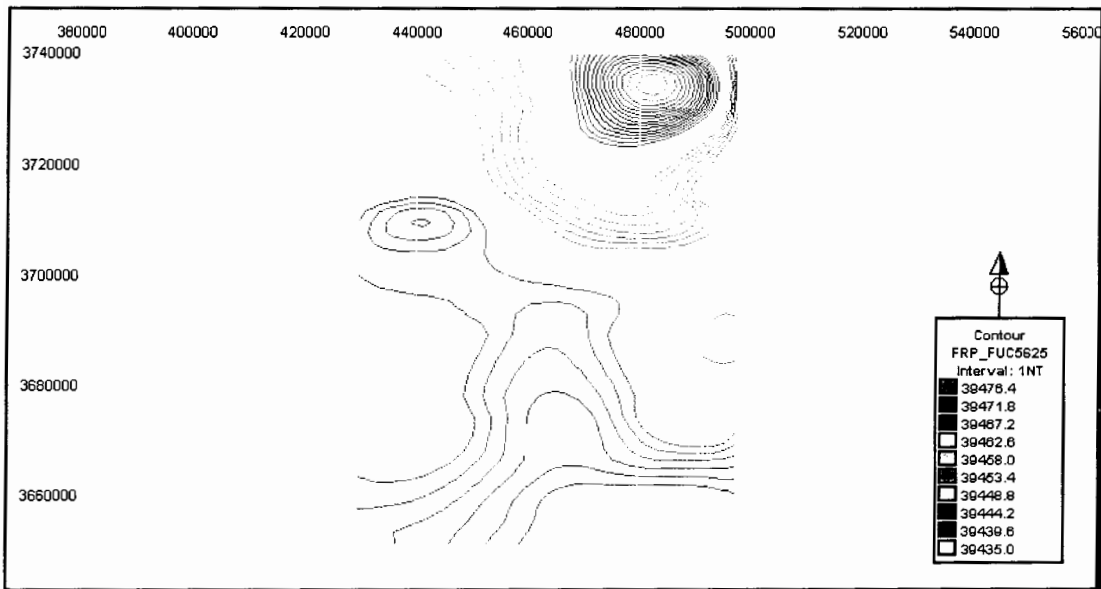
شکل ج ۲۷: نقشه آنومالی باقی مانده روند ۴ مغناطیس هوایی.



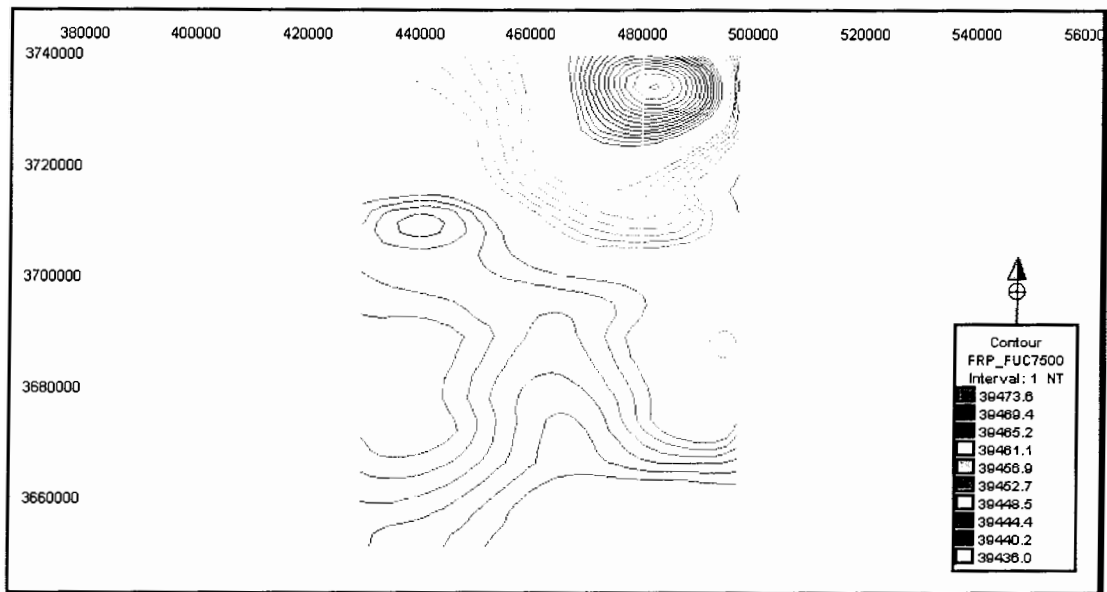
شکل ج ۲۸: نقشه آنومالی ناحیه ای روند ۴ مغناطیس هوایی.



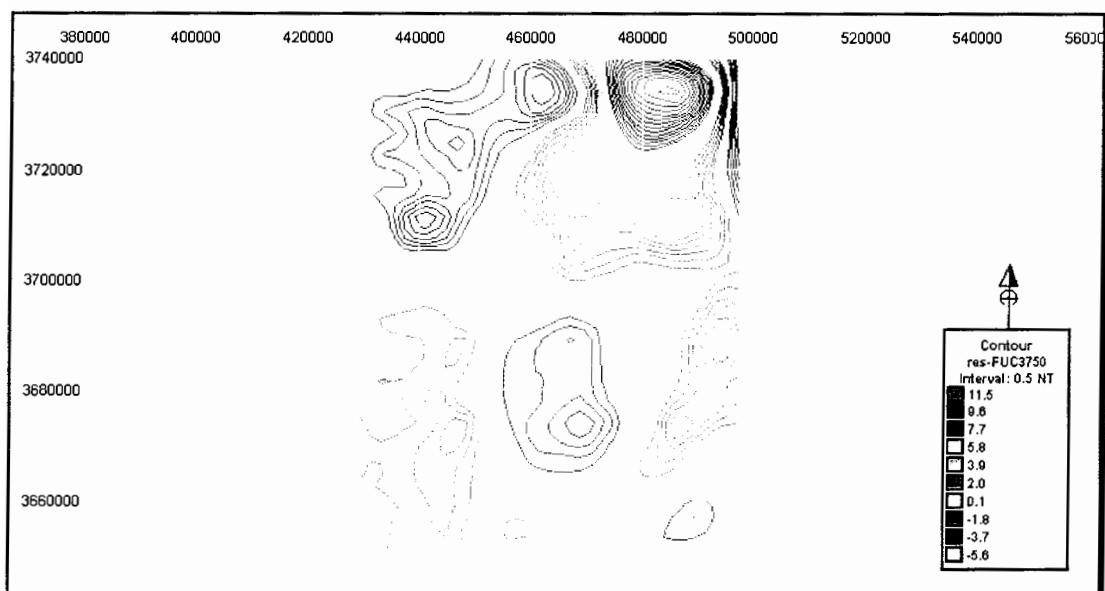
شکل ج ۲۹: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۳۷۵۰ متر.



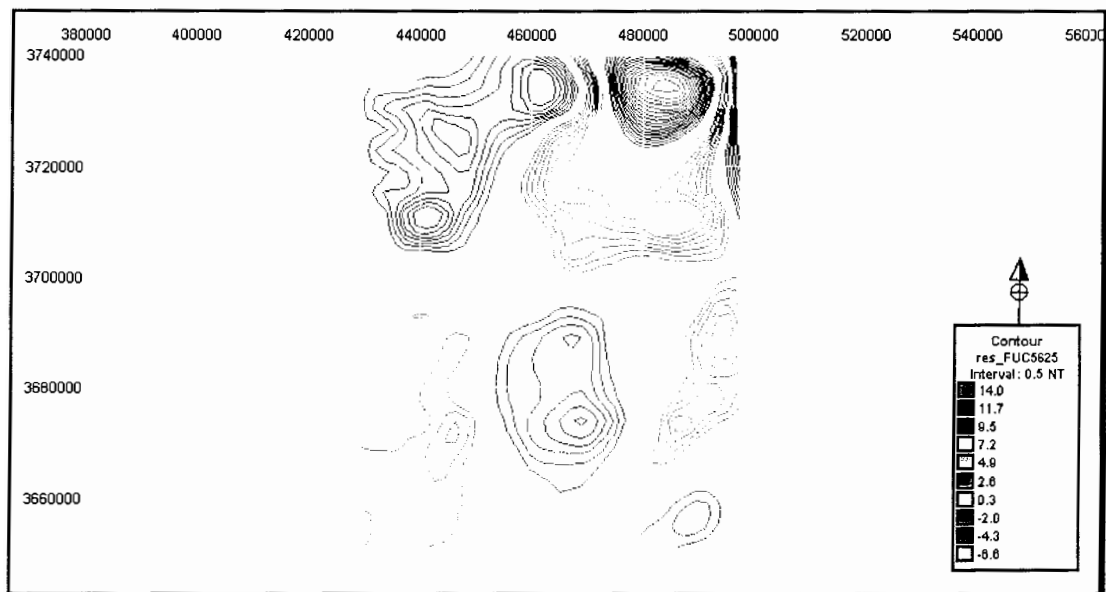
شکل ج ۳۰: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۵۶۲۵ متر.



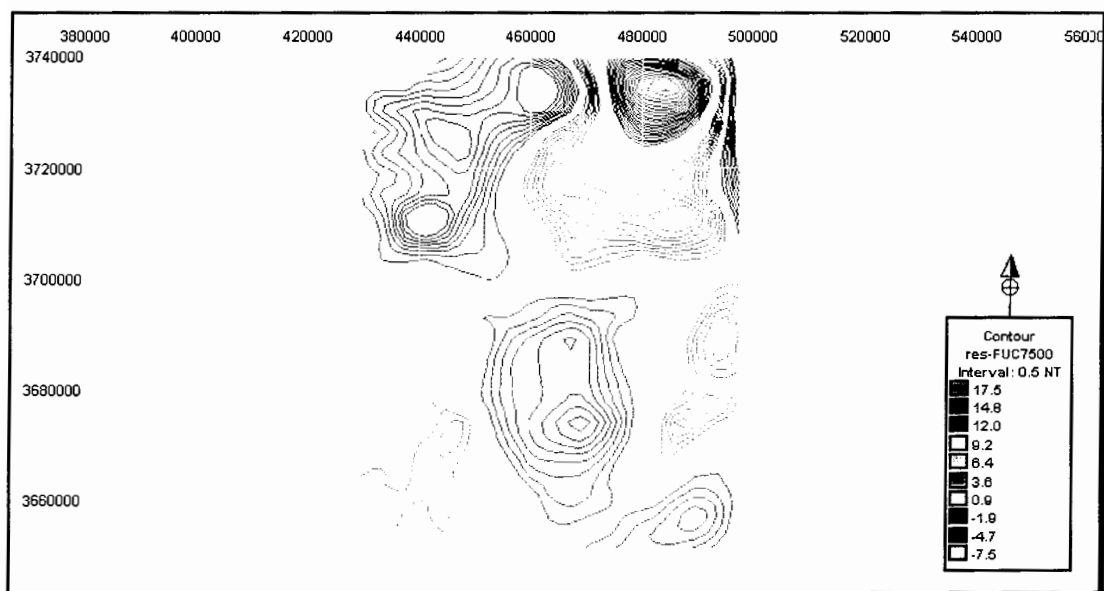
شکل ج ۳۱: نقشه گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۷۵۰۰ متر.



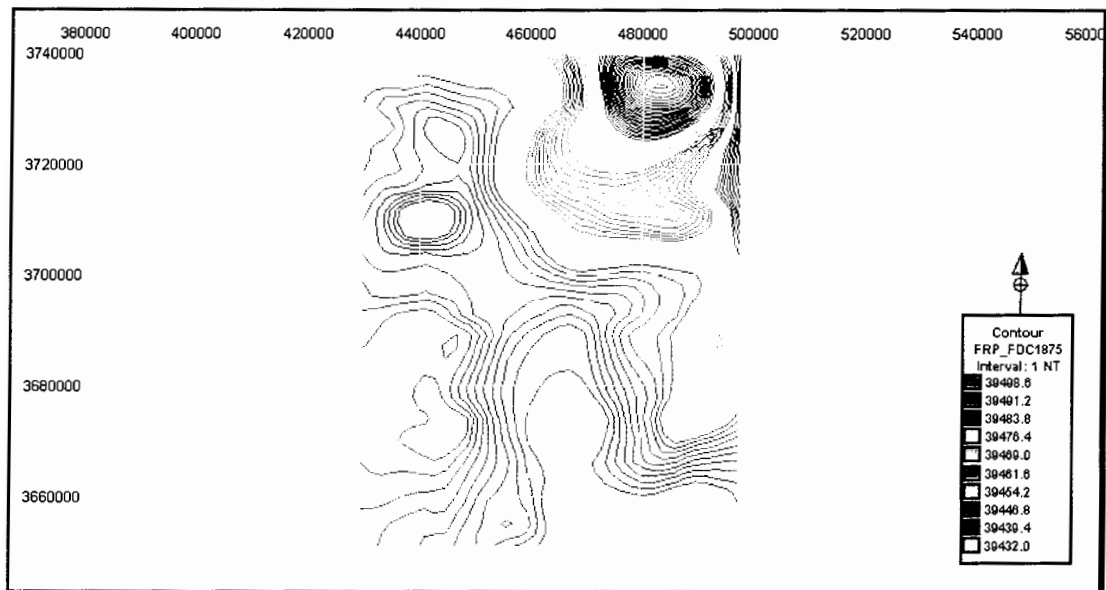
شکل ج ۳۲: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۳۷۵۰ متر.



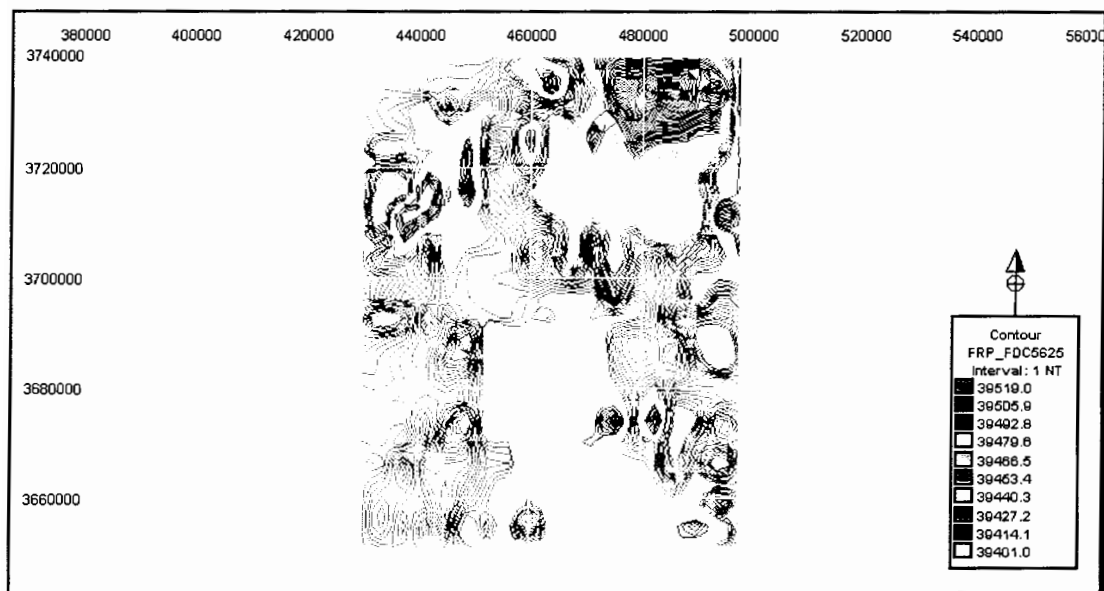
شکل ج-۳۳: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۵۶۲۵ متر.



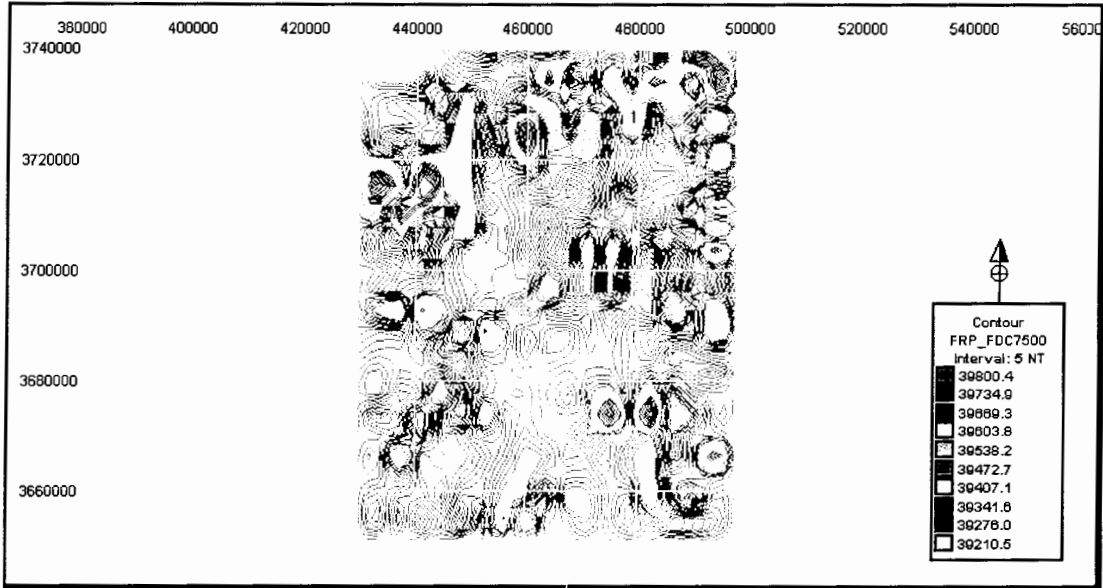
شکل ج-۳۴: نقشه آنومالی باقی مانده گسترش به سمت بالا مغناطیس هوایی با ارتفاع ۷۵۰۰ متر.



شکل ج ۳۵: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۱۸۷۵ متر.



شکل ج ۳۶: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۵۶۲۵ متر.



شکل ج-۳۷: نقشه گسترش به سمت پایین مغناطیس هوایی با ارتفاع ۷۵۰۰ متر.

Abstract

Hydrocarbon has an important role in our economic, hence much effort is done for its effective exploration. Geophysical techniques are important for this purpose. Among the geophysical methods, magnetometry and gravimetry are two geophysical methods, which are normally used in preliminary stage of petroleum exploration. In this study the gravity and magnetic data of 1115 stations, which has been acquired on 3×1.5 kilometers grids, is being used to determine the subsurface geological structures in Tabas sedimentary basin as a part of a petroleum exploration program. The available airborne magnetic data of the area is also used to help a better understanding.

After a few corrections made on the observed data, the bouger anomaly map and the total magnetic intensity map of the area were prepared. As the measured gravity and magnetic 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 basemen. To achieve this goal, some methods are available which upward continuation, downward continuation, weighted average, first vertical derivative and trend surface filtering techniques are used in this research. A reduction to the pole filter is performed to take into account the direction of the earth magnetic field before separating of local and regional magnetic anomaly is made. To perform the required calculations and to produce the residual anomalies maps, a commercial computer-based software called **Modelvison Pro** is used.

The results obtained from different procedures are somewhat in close agreement and show 7 anticlines, 6 synclines and 2 faults in the study area. At the next step a series of two and three-dimensional inverse modeling is made on the residual gravity data and the depth and surficial extent of the aforementioned structures have been determined. The results show that a main anticline (anomaly A) with depth about 5000 and dimension 12700×13000 meters is present in the central part of the Tabas area that further seismic investigations may require to verify it in details. In addition it has been found that the depth to the basement is 11700 meters in the south and increase to 12000 meters in the north part of the area.



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining Engineering and Geophysics

Modeling and interpretation of gravity and magnetic data for Tabas area

**This thesis submitted in part fulfillment of the degree of Master of
Engineering in Mining Exploration**

By:

A. Agah

Supervisors:

Dr. A. Moradzadeh

Dr. H. Tabatabaie

Consultant:

F. Dolati Ardejani

September 2004