



پایان نامه کارشناسی ارشد

گسترش میدان به سمت بالای توسعه یافته و تخمین ارتفاع بهینه آن  
برای تفکیک آنومالی‌های گرانی حاصل از کانسار کرومیت چشمه سیر  
سبزوار

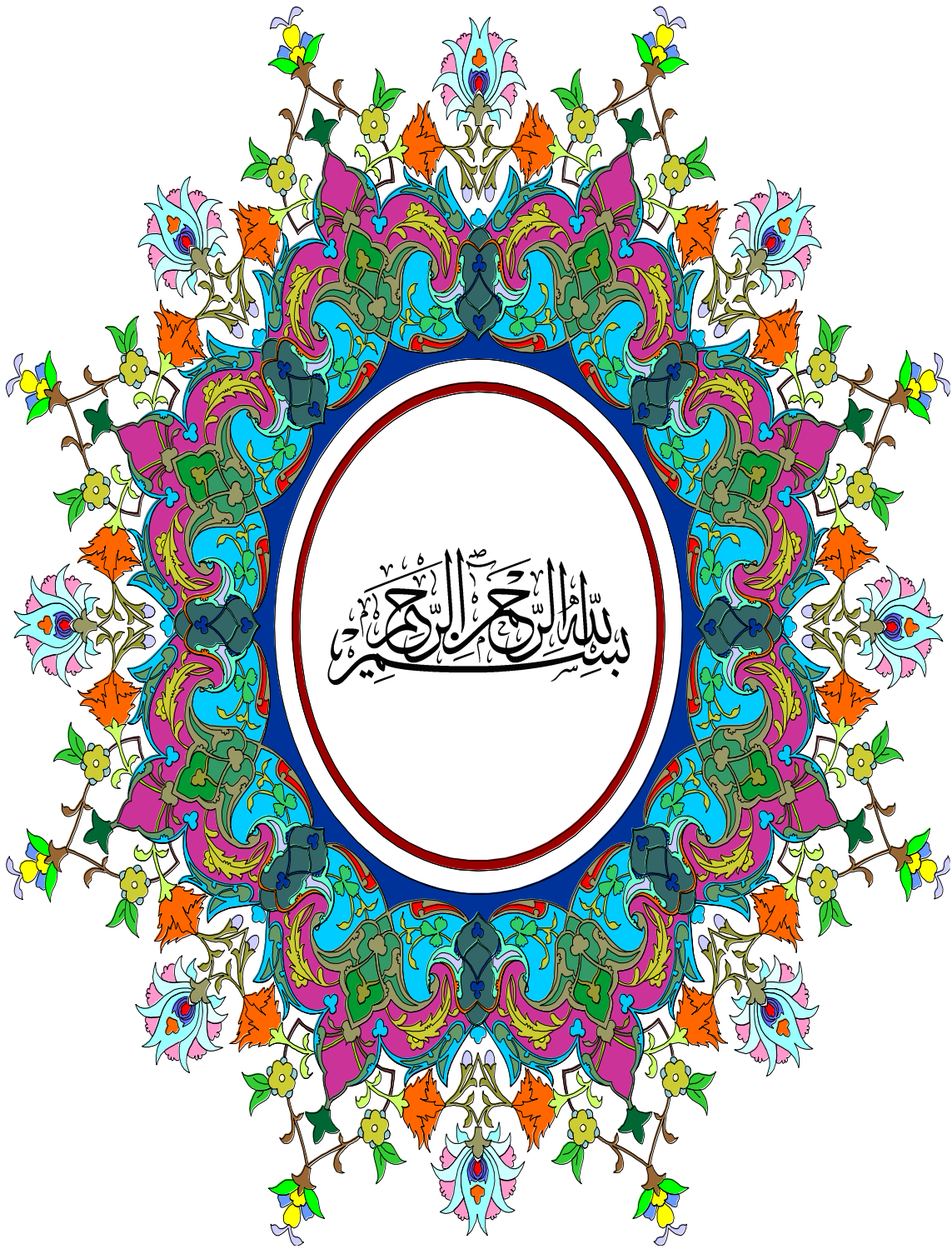
نام دانشجو:

سیدایمان شهبازی

استاد راهنما:

دکتر حمید آقاجانی

بهمن ماه ۱۳۹۲



تقدیم به:

پدر و مادر مهربانم، آنان که سپید موی گشتند تا سپید روی کردم  
، همسر نازنینم که با صبرش و مهرش روح امید را زنده کرد  
و برادران عزیزم که گرمی وجودشان باعث استواریم در راه پرپیچ و خم زندگی شد.  
بدان امید که ساسی باشد بر محبت های بی دریغشان  
و تقدیم به تمامی آنان که نیک می اندیشند، نیک می گویند و نیک عمل می کنند.

### تقدیر و تشکر

اینک که با سپاس از خداوند متعال، این پایان نامه را به اتمام رسانده ام بر خود لازم می دانم از زحمات بی دریغ استاد ارجمندم جناب آقای دکتر آقاجانی که در مراحل مختلف این تحقیق از رهنمودهایشان بهره بردم، کمال سپاس و تشکر را داشته باشم، همچنین از آقای دکتر کامکار و آقای دکتر نجاتی که زحمت داوری این پایان نامه را بر عهده گرفتند کمال قدردانی را دارم، هم چنین از زحمات آقای محمد رضایی (دانشجوی دکترای معدن - اکتشاف) که از مشورت ایشان بهره

بردم و خانم مریم سیف (همسر) که در نگارش این پایان نامه زحمت کشیدند  
کمال تشکر را دارم.

سیدایمان شهبازی - بهمن ماه ۱۳۹۲

## تعهد نامه

اینجانب سیدایمان شهبازی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک-گرانی سنجی دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه گسترش میدان به سمت بالای توسعه یافته و تخمین ارتفاع بهینه آن برای تفکیک آنومالی های گرانی حاصل از کانسار کرومیت چشمه سیر سبزوار تحت راهنمایی دکتر حمید آقاجانی متعهد می شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهشهای محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.

- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « Shahrood University of Technology » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه ، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است .

## تاریخ

## امضای دانشجو

## چکیده

نتایج حاصل از بررسی های صحرایی گرانی پس از حذف عوامل مزاحم به عنوان آنومالی گرانی (بوگه) خوانده می شود که دارای دو مولفه ناحیه ای (مربوط به ساختارهای عمیق و مقیاس وسیع) و محلی (مربوط به ساختارهای سطحی و کم مقیاس) است.

در اکتشاف مواد معدنی که هدف شناسایی و تعیین ساختارها و توده های نزدیک و کوچک است از نوع محلی بوده دارای گسترش کم و دامنه ی تغییرات شدید هستند و اصطلاحاً به عنوان آنومالی های طول موج های کوتاه مطرح هستند. لذا به منظور تفکیک و تشخیص این آنومالی ها لازم است آنومالی ناحیه ای از مشاهده ای منطقه حذف یا تضعیف شود. این موضوع یکی از مسائل اصلی در پردازش و تفسیر داده های میدان پتانسیل می باشد.

یکی از روش های تفکیک آنومالی ها روش ادامه ی فراسو است که در این پایان نامه مورد بررسی قرار گرفت. بدین منظور ارتفاع بهینه برای ادامه فراسو تخمین زده شد. برای این منظور ادامه ی فراسو تا ارتفاع های مختلف روی

نقشه‌ی بوگه اعمال شد و در نهایت یک ارتفاع بهینه تخمین زده شد. برای این که مقایسه بهتری برای جداسازی آنومالی‌ها صورت گیرد از روش روند سطحی نیز برای جداسازی استفاده گردید و نقشه‌های آنومالی باقی‌مانده حاصل از روند سطحی با درجات مختلف روی آنومالی بوگه اعمال شد. یکی دیگر از روش‌هایی که در این پایان‌نامه مورد استفاده قرار گرفت روش جدید ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته است که بر مبنای فیلتر وینر و با استفاده از پارامترهای طیف توان داده‌ها و فرکانس شعاعی آن‌ها روی داده‌ها اعمال گردید و نتایج آن با نتایج ادامه فراسوی مرسوم و روندهای سطحی با درجات مختلف مقایسه گردید. در این پایان‌نامه الگوریتم ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته در نرم‌افزار Matlab کد نویسی گردید و روی داده‌های بوگه اعمال شد.

در این پایان‌نامه داده‌های برداشت‌شده‌ی گرانی چشمه‌سیر سبزوار با استفاده از روش ادامه فراسو مورد تفسیر قرار گرفت. این داده‌ها در منطقه چشمه سیر سبزوار به منظور اکتشاف کانسار کرومیت توسط دانشجویان دانشگاه صنعتی شاهرود توسط دستگاه CG5 برداشت شده است. پس از تصحیحات مورد نیاز از قبیل تصحیح رانه‌ی دستگاه، تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه و تصحیح توپوگرافی به آنومالی بوگه کامل رسیده شد و این داده‌ها برای تفسیر مورد بررسی قرار گرفتند.

در ابتدا یک ارتفاع بهینه برای ادامه فراسوی مرسوم و ادامه فراسوی توسعه یافته که به ترتیب ۴۸ و ۲۱ متر است تخمین زده شد و با استفاده از آن‌ها این روش بر روی داده‌ها اعمال گردید. با مقایسه این روش‌ها و کیفیت جداسازی آن‌ها در نهایت چند جسم آنومال سطحی از نقشه‌ی آنومالی باقی‌مانده منتج از ادامه فراسوی توسعه یافته نتیجه شد.

**واژه‌های کلیدی:** روش گرانی‌سنجی، کرومیت، جداسازی، ادامه فراسوی توسعه یافته، ارتفاع بهینه

| صفحه    | عنوان                                    |
|---------|------------------------------------------|
| ۱       | فصل اول: کلیات و اهداف پایان‌نامه        |
| ۱-۱-۱   | مقدمه                                    |
| ۱-۲-۱   | مشخصات کانسار کرومیت                     |
| ۱-۲-۱-۱ | تقسیم بندی انواع کرومیت                  |
| ۱-۲-۱-۲ | موقعیت قرارگیری کرومیت درون زمین         |
| ۱-۲-۱-۳ | منشا انواع کرومیت                        |
| ۱-۳-۱   | روش های ژئوفیزیک اکتشافی کانسار کرومیت   |
| ۱-۳-۱-۱ | روش های مغناطیسی                         |
| ۱-۳-۱-۲ | روش های گرانی سنجی                       |
| ۱-۴-۱   | اصول داده های ژئوفیزیکی                  |
| ۱-۴-۱-۱ | انتخاب روش ژئوفیزیکی و طراحی شبکه برداشت |
| ۱-۴-۱-۲ | ماهیت و ساختار داده های ژئوفیزیکی        |
| ۵-۱     | سابقه، ضرورت و اهداف پایان نامه          |
| ۶-۱     | ساختار پایان نامه                        |

|    |                                                                       |
|----|-----------------------------------------------------------------------|
| ۱۵ | <b>فصل دوم: اصول و مبانی روش گرانی سنجی</b>                           |
| ۱۶ | ۱-۲- مقدمه                                                            |
| ۱۷ | ۲-۲- شتاب جاذبه                                                       |
| ۱۸ | ۳-۲- مراحل به کار گیری روش گرانی سنجی در اکتشاف ژئوفیزیکی             |
| ۱۸ | ۱-۳-۲- جمع آوری داده ها                                               |
| ۱۹ | ۲-۳-۲- تصحیح داده ها                                                  |
| ۱۹ | ۱-۲-۳-۲- تصحیح رانه دستگاه                                            |
| ۲۰ | ۲-۲-۳-۲- تصحیح عرض جغرافیایی                                          |
| ۲۲ | ۳-۲-۳-۲- تصحیح ارتفاعی (هوای آزاد و بوگه)                             |
| ۲۴ | ۴-۲-۳-۲- تصحیح توپوگرافی                                              |
| ۲۶ | ۳-۳-۲- تفکیک و آشکارسازی آنومالی ها                                   |
| ۲۶ | ۱-۳-۳-۲- روش روند سطحی                                                |
| ۲۷ | ۲-۳-۳-۲- روش گسترش میدان به سمت بالا                                  |
| ۲۷ | ۴-۳-۲- تشخیص منابع زیر سطحی منابع مولد آنومالی                        |
| ۲۸ | ۵-۴-۲- تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین شناسی                           |
| ۲۹ | <b>فصل سوم: روش ادامه فراسوی توسعه یافته و یافتن ارتفاع بهینه</b>     |
| ۳۰ | ۱-۳- مقدمه                                                            |
| ۳۱ | ۲-۳- جداسازی آنومالی های ناحیه ای و باقی مانده                        |
| ۳۲ | ۱-۲-۳- روش گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه فراسو                     |
| ۳۴ | ۲-۲-۳- ادامه فراسوی توسعه یافته                                       |
| ۳۴ | ۱-۲-۲-۳- قضیه وینر                                                    |
| ۳۶ | ۲-۲-۲-۳- اساس روش ادامه فراسوی توسعه یافته                            |
| ۳۹ | ۳-۲-۳- تخمین ارتفاع بهینه برای ادامه فراسو                            |
| ۴۱ | <b>فصل چهارم: مدلسازی</b>                                             |
| ۴  | ۱-۴- مقدمه                                                            |
| ۴۲ | ۲-۴- پاسخ گرانی توده های با شکل هندسی منظم                            |
| ۴۲ | ۱-۲-۴- اثر گرانی ناشی از وجود یک استوانه افقی مدفون                   |
| ۴۲ | ۲-۲-۴- محاسبه ی اثر گرانی به روش تالوانی                              |
| ۴۳ | ۳-۴- مدل سازی منشورهای راست گوشه و اعمال روش های مورد نظر             |
| ۴۶ | ۱-۳-۴- اعمال روش ادامه ی فراسوی مرسوم                                 |
| ۴۹ | ۲-۳-۴- اعمال روش ادامه ی فراسوی توسعه یافته                           |
| ۵۲ | ۳-۳-۴- اعمال روش روند سطحی بروی مدل مصنوعی                            |
| ۵۵ | <b>فصل پنجم: پردازش و تفسیر داده های گرانی محدوده چشمه سیر سبزوار</b> |
| ۵۶ | ۱-۵- مقدمه                                                            |
| ۵۶ | ۲-۵- اکتشاف کرومیت به روش گرانی سنجی                                  |
| ۵۷ | ۳-۵- زمین شناسی منطقه چشمه سیر سبزوار                                 |
| ۵۷ | ۱-۳-۵- راه های دسترسی به منطقه                                        |
| ۵۸ | ۴-۵- انتقال نقطه ی مرجع گرانی به محدوده ی اکتشافی                     |
| ۶۲ | ۵-۵- اعمال تصحیحات مورد نیاز برای رسیدن به آنومالی بوگه ساده          |
| ۶۳ | ۶-۵- تصحیح توپوگرافی و آنومالی بوگه کامل                              |
| ۶۴ | ۷-۵- تفسیر داده های گرانی چشمه سیر سبزوار                             |

|    |                                                                          |
|----|--------------------------------------------------------------------------|
| ۶۵ | ۵-۷-۱- روند سطحی                                                         |
| ۶۷ | ۵-۷-۲- تخمین ارتفاع بهینه ادامه فراسوی مرسوم داده های گرانی سبزوآر       |
| ۷۱ | ۵-۷-۳- تخمین ارتفاع بهینه ادامه فراسوی توسعه یافته داده های گرانی سبزوآر |
| ۷۲ | ۵-۷-۴- نقشه آنومالی های ادامه فراسوی مرسوم و توسعه یافته                 |
| ۷۹ | فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات                                          |
| ۸۰ | ۶-۱- جمع بندی و نتیجه گیری                                               |
| ۸۱ | ۶-۲- پیشنهادات                                                           |
| ۸۲ | منابع و مراجع                                                            |
| ۸۷ | پیوست                                                                    |
| ۹۹ | چکیده انگلیسی                                                            |

| صفحه | عنوان                                                                                                                                            |
|------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| ۶    | شکل ۱-۱ موقعیت کانسار کرومیت در مجموعه های افیولیتی (قربانی، ۱۳۸۱)                                                                               |
| ۲۱   | شکل ۱-۲ شتاب گریز از مرکز و تغییرات شتاب جاذبه با عرض جغرافیایی (Reynolds, ۱۹۹۷)                                                                 |
| ۲۱   | شکل ۲-۲ شتاب گریز از مرکز $g'$ و شتاب گرانشی و بر آیند آن ها $g$ (Reynolds, ۱۹۹۷)                                                                |
| ۲۴   | شکل ۳-۲ اثر میدان جاذبه توپوگرافی اطراف یک ایستگاه روی مقدار گرانی اندازه گیری شده (Reynolds, ۱۹۹۷) الف-اثر کوه ب-اثر دره                        |
| ۲۵   | شکل ۴-۲ الف-شکل هندسی برای زون نزدیک ب-برای زون دور (دید از بالا)                                                                                |
| ۴۳   | شکل ۱-۴ تقریب یک جسم دو بعدی به وسیله یک $\pi$ ضلعی                                                                                              |
| ۴۵   | شکل ۲-۴ الف) شماتیکی از کل مدل در صفحه X-Y ب) شماتیکی از کل مدل در صفحه X-Z                                                                      |
| ۴۶   | شکل ۳-۴ اثر گرانی کل مدل در صفحه X-Y                                                                                                             |
| ۴۷   | شکل ۴-۴ نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده های مدل مصنوعی بر حسب فرکانس شعاعی                                                            |
| ۴۸   | شکل ۵-۴ نمودار دامنه ادامه فراسوی مرسوم بر حسب فرکانس داده های گرانی مدل مصنوعی (محور عمودی دامنه ادامه فراسوی مرسوم و محور افقی فرکانس داده ها) |
| ۴۹   | شکل ۶-۴ ادامه فراسوی مرسوم مدل مصنوعی                                                                                                            |

|                                                                                                                                                             |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| شکل ۴-۷ نقشه آنومالی باقی مانده ناشی از ادامه فراسوی مرسوم                                                                                                  | ۴۹ |
| شکل ۴-۸ دامنه فیلتر ادامه فراسوی توسعه یافته بر حسب فرکانس در ارتفاع های مختلف به منظور تخمین                                                               | ۵۰ |
| شکل ۴-۹ نقشه ادامه فراسوی توسعه یافته داده های مصنوعی در ارتفاع بهینه                                                                                       | ۵۱ |
| شکل ۴-۱۰ نقشه آنومالی باقیمانده داده های مصنوعی ناشی از ادامه فراسوی توسعه یافته                                                                            | ۵۱ |
| شکل ۴-۱۱ نقشه آنومالی باقیمانده ناشی از روند سطحی درجه اول داده های مصنوعی                                                                                  | ۵۲ |
| شکل ۴-۱۲ نقشه آنومالی باقیمانده ناشی از روند سطحی درجه دوم داده های مصنوعی                                                                                  | ۵۲ |
| شکل ۴-۱۳ نقشه آنومالی باقیمانده ناشی از روند سطحی درجه سوم داده های مصنوعی                                                                                  | ۵۳ |
| شکل ۵-۱ موقعیت قرار گیری نقاط برداشت شده در نقشه Google earth                                                                                               | ۵۸ |
| شکل ۵-۲ موقعیت قرار گیری نقاط برداشت گرانی در شبکه برداشت                                                                                                   | ۵۸ |
| شکل ۵-۳ نمودار تغییرات گرانی نسبی بر حسب زمان برای همزمان کردن با نقطه ی "امامزاده"                                                                         | ۶۰ |
| شکل ۵-۴ نمودار تغییرات گرانی نسبی نقطه امامزاده برای همزمان کردن با نقطه ی "۲۵۲۹"                                                                           | ۶۰ |
| شکل ۵-۵ نمودار تغییرات گرانی نسبی نقطه امامزاده برای همزمان کردن با نقطه ی "point AA"                                                                       | ۶۱ |
| شکل ۵-۶ نمودار تغییرات گرانی نسبی point AA برای همزمان کردن با نقطه ی امامزاده                                                                              | ۶۱ |
| شکل ۵-۷ نقشه ی تصحیح توپوگرافی داده های گرانی چشمه سیر سبزوار                                                                                               | ۶۲ |
| شکل ۵-۸ نقشه آنومالی بوگه ی کامل داده های گرانی چشمه سیر سبزوار                                                                                             | ۶۴ |
| شکل ۵-۹ آنومالی گرانی باقیمانده ی محدوده چشمه سیر سبزوار به روش روند سطحی درجه اول                                                                          | ۶۵ |
| شکل ۵-۱۰ آنومالی گرانی باقیمانده ی محدوده چشمه سیر سبزوار به روش روند سطحی درجه دوم                                                                         | ۶۶ |
| شکل ۵-۱۱ آنومالی گرانی باقیمانده ی محدوده چشمه سیر سبزوار به روش روند سطحی درجه سوم                                                                         | ۶۶ |
| شکل ۵-۱۲ نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده های گرانی سبزوار بر حسب فرکانس شعاعی                                                                    | ۶۸ |
| شکل ۵-۱۳ دامنه فیلتر ادامه فراسوی مرسوم داده های سبزوار بر حسب فرکانس در ارتفاع های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه                                       | ۶۹ |
| شکل ۵-۱۴ دامنه فیلتر ادامه فراسوی مرسوم داده های گرانی سبزوار بر حسب فرکانس در ارتفاع های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه (در ارتفاع های بین ۴۰ و ۵۰ متر) | ۷۰ |
| شکل ۵-۱۵ دامنه فیلتر ادامه فراسوی توسعه یافته داده های گرانی سبزوار بر حسب فرکانس در ارتفاع های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه                           | ۷۱ |
| شکل ۵-۱۶ دامنه فیلتر ادامه فراسوی توسعه یافته بر حسب فرکانس در ارتفاع بهینه (در ارتفاع های بین ۲۰ و ۳۰ متر و کمتر از ۲۰ متر)                                | ۷۲ |
| شکل ۵-۱۷ آنومالی ادامه فراسوی مرسوم در ارتفاع بهینه داده های گرانی سبزوار                                                                                   | ۷۳ |
| شکل ۵-۱۸ نقشه آنومالی باقی مانده ناشی از ادامه فراسوی مرسوم داده های گرانی چشمه سیر سبزوار                                                                  | ۷۴ |
| شکل ۵-۱۹ آنومالی ادامه فراسوی توسعه یافته داده های گرانی چشمه سیر سبزوار                                                                                    | ۷۵ |
| شکل ۵-۲۰ آنومالی باقی مانده ناشی از ادامه فراسوی توسعه یافته داده های گرانی چشمه سیر سبزوار                                                                 | ۷۵ |
| شکل ۵-۲۱ نمایش آنومالی های بارز ناشی از کانسار کرومیت بر روی نقشه ی آنومالی باقیمانده منتج از ادامه ی فراسوی مرسوم با ارتفاع بهینه ۴۸ متر (A,B,C,D,E)       | ۷۷ |

| <u>صفحه</u> | <u>عنوان</u>                          |
|-------------|---------------------------------------|
| ۴           | جدول ۱-۱. مشخصات دو تیپ کانسار کرومیت |
| ۴۴          | جدول ۱-۴. مشخصات مدل مصنوعی           |

## فصل اول

کلیات و اهداف پایان نامه

کروم یکی از عناصر مورد استفاده گسترده و چند کاره است. استفاده‌اش در استخراج و ذوب فلزات، شیمی، و کارخانجات معروف است و عنصری مورد نیاز در تولید انواع فولادهای ضد زنگ، فولاد آلیاژی، وسایل گرمایشی نیکل-کروم و فلزات ورقه‌ای است. استفاده گسترده آن در صنعت ذوب و استخراج فلزات وابسته به ظرفیتشان برای بالابردن مشخصاتی مانند مقاومت در مقابل خوردگی و اکسیداسیون، خزش و قدرت درهم‌آمیختن و سخت شدگی است. ترکیبات کروم در سطح وسیعی در کارخانه رنگ‌سازی و شیمیایی به عنوان عامل اکسیدی در مصنوعات ارگانیکی به عنوان الکترولیت‌هایی در دو صفحه و همچنین به عنوان عضوی برای پرداخت و رنگ‌سازی به صفحه به کار می‌رود. کرومیت برای تولید آجر در کوره‌های درجه حرارت بالا و در ساخت شیشه و صنعت سیمان استفاده دارد. مواد کمی هستند که بتوانند از لحاظ اقتصادی جایگزین کروم شوند و به شایستگی در تکنولوژی حاضر مورد استفاده قرار بگیرند. با داشتن این فاکتورها، کروم به عنوان یک ماده استراتژیک همواره مورد توجه بوده است. قبل از قرن بیستم، کروم از مرلند، پنسیلوانیا، ویرجینیا، ترکیه و کوه‌های اورال در روسیه برای صنعت شیمیایی استفاده شده است که از آن زمان، نیاز صنعت برای بکار گرفتن آن روز به روز برای ذوب و استخراج فلزات و کارخانجات صنعتی بیشتر شده است.

کانسارها و ذخایر جهانی کرومیت در نیم کره شرقی در حدود ۲۰ کشور متمرکز شده است. بیشتر کشورهای تولیدکننده نهشته‌های محدودی را دارا هستند. اگرچه کروم در کانی‌های متعددی یافت می‌شود، اما کرومیت ( $\text{FeCr}_2\text{O}_4$ ) تنها منبع تجاری آن است (Nafziger, 1982).

کرومیت‌های معروف ایران در نواحی مختلف شامل جنوب مشهد، کوه‌های طالش و اسفندقه در جنوب غربی کرمان، خوی، کرمانشاه، تبریز و جنوب شرقی شیراز، نائین و ... پراکنده شده‌اند.

## ۱-۲- مشخصات کانسار کرومیت

منشا کرومیت، معمولاً در سنگ‌های آتشفشانی الترابازیک است. توده‌های کرومیت که از لحاظ اقتصادی به صرفه هستند، تقریباً همیشه در سرپانتین یافت می‌شوند و به وسیله آلتراسیون سنگ‌های الترابازیک تشکیل می‌شوند. سرپانتین خود بدنه‌هایی از گابرو، آنورتوزیت و دیگر انواع سنگ‌های آتشفشانی و متامورفیک می‌باشد.

## ۱-۲-۱- تقسیم‌بندی انواع کرومیت

کانسارهای کرومیت را می‌توان بر مبنای نوع مصرف، میزان ذخیره، شرایط تشکیل و ژنز، به گروه‌های مختلفی تقسیم کرد.

الف - تقسیم‌بندی بر مبنای میزان ذخیره:

۱- کانسارهای خیلی بزرگ با میزان ذخیره بالای ۱۰۰ میلیون تن

۲- کانسارهای بزرگ با میزان ذخیره بالای ۱۰ میلیون تن

۳- کانسارهای کوچک با میزان ذخیره چند میلیون تن

ب - تقسیم‌بندی بر مبنای شرایط تشکیل و ژنز:

این تقسیم‌بندی در واقع طبقه‌بندی کلاسیک کانسارهای کرومیت و در عین حال مهم‌ترین و عمومی‌ترین نوع آن می‌باشد که در ادامه به طور خلاصه به شرح آن پرداخته می‌شود.

- کانسارهای کرومیت نوع بوشولد یا کانسارهای تیپ لایه‌ای یا چینه‌سان<sup>۱</sup>:

این کانسارها بیش از ۹۸ درصد از منابع کرومیت جهان را تشکیل داده و به لحاظ اقتصادی دارای اهمیت ویژه‌ای هستند و از نظر لیتولوژیک شامل توده‌های آذرین نفوذی قدیمی متشکل از لایه‌های گابروئی، پیروکسنیتی، آنورتوزیتی و برونزیتی با اشکال لوپولیتی یا دایک هستند که به درون صفحات قاره‌ای مناطق پایدار، تزریق شده‌اند. سنگ‌های میزبان بلا فصل این کمپلکس‌ها، سنگ‌های اولترابازیک تفریق یافته (شامل دونیت، پریدوتیت، پیروکسنیت) از یک ماگمای گابروئی مادر می‌باشد، بیشتر به صورت لایه‌های پیوسته تا نیمه پیوسته منظم با گسترش جانبی زیاد و بافت توده‌ای و بدون تحمل دگرشکلی دیده می‌شوند و در بخش ضخیم دونیتی انباشته‌ای و با فاصله حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ متر در زیر گابروهای لایه‌ای در زون انتقالی و در بالای ناپیوستگی موهر در سری افیولیتی قرار می‌گیرند و به صورت نهشته‌های لایه‌ای غنی از کرومیت با ضخامت مشخص و منظم و یا به صورت لنزهای طویل دیده می‌شوند، مهم‌ترین مثال برای این دسته از کانسارها، کانسار کرومیت لایه‌ای کمپلکس بوشولد<sup>۲</sup> آفریقای جنوبی، دایک بزرگ زیمبابوه و استیل واتر<sup>۳</sup> آمریکا می‌باشد، امروز در حدود ۷۷ درصد ذخایر اثبات شده و بیش از ۹۰ درصد ذخایر شناخته‌شده متعلق به نوع استراتی‌فرم می‌باشد. نفوذی‌هایی که سنگ میزبان این نوع کانسارهای کرومیت می‌باشند در نواحی درون قاره‌ای یافت می‌شوند (قربانی، ۱۳۸۱).

الف) نفوذی‌هایی که اساساً مسطح می‌باشند و به صورت توده‌های افقی و سیل‌مانند جایگزین شده‌اند و در آن‌ها لایه‌بندی به موازات کف می‌باشد، مانند مجموعه استیل‌واتر، که می‌فنلاند، سلوک‌وه زیمبابوه و فسیکن گرینلند غربی است (قربانی، ۱۳۸۱).

ب) نفوذی‌هایی که کیف‌مانند می‌باشند و در آن‌ها لایه‌بندی به طور ملایم به طرف داخل شیب دارد که دارای مقطعی ناودیس شکل می‌باشند، مانند مجموعه بوشولد (بوشفلد)، موسکاکس و گریت‌دایک. این کانسارها به صورت لایه‌ای پهن‌اور و نازک در بخش پائینی توده‌های نفوذی قرار دارند (قربانی، ۱۳۸۱)

<sup>۱</sup> stratiform

<sup>۲</sup> Bushveld Complex

<sup>۳</sup> Still water

در این کانسارها لایه غنی از کرومیت بخشی از مجموعه آذرین را تشکیل می‌دهد و نسبت به لایه‌های آذرین به‌طور هم‌شیب قرار دارد. ضخامت لایه‌های غنی از کرومیت (کرومیتیت) از یک سانتی‌متر تا یک متر متغیر است، لیکن گسترش آن‌ها در حد کیلومتر می‌باشد.

نحوه تشکیل لایه‌های کرومیت یکی از مسائل مهم مربوط به منشأ کانسارهای نوع بوشولد (لایه‌ای شکل) است. یکی از نظریه‌های مطرح شده، نظریه جدایش ثقلی از جریان‌ات همرفتی می‌باشد که با توجه به نازک و پهن‌اور بودن لایه‌های کرومیت، برخی از زمین‌شناسان آن را مردود شناخته‌اند.

بسیاری از سنگ‌شناسان در دهه ۱۹۶۰ معتقد به یک توده نفوذی واحد بودند و علت تغییرات منظم در ترکیب شیمیایی درونی سنگ‌ها را ورود دوره‌ای ماگما و مخلوط شدن آن با ماگمای باقی‌مانده قبلی می‌دانستند. در جدول زیر خصوصیات این دو نوع کانسار آمده‌است:

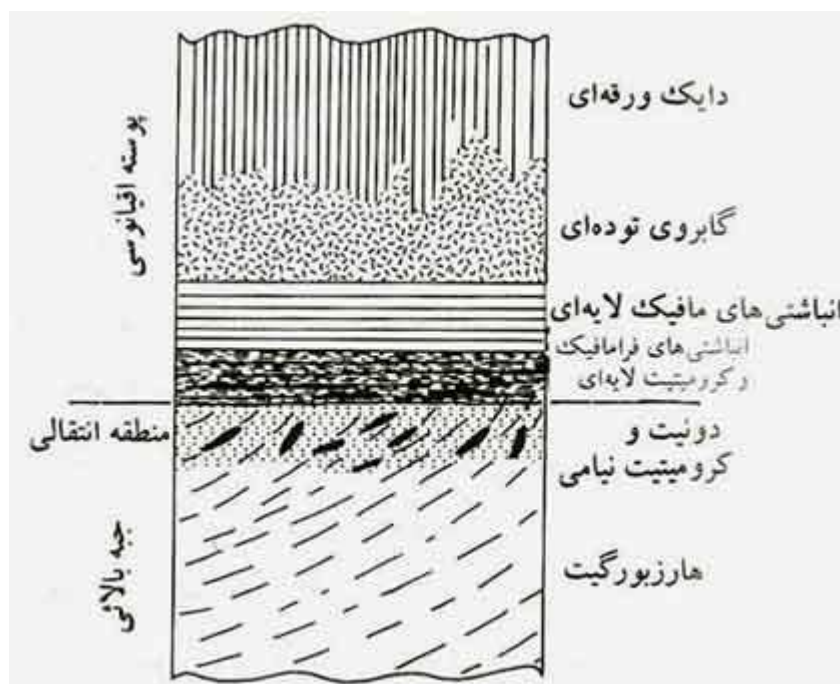
جدول ۱-۱. مشخصات دو تیپ کانسار کرومیت (قربانی، ۱۳۸۱)

| انواع کانسارهای کرومیت | نام دیگر   | شکل                            | محدوده ترکیب سنگ میزبان     | شدت سرپختینی شدن | ترکیب کرومیت      | موقعیت تکتونیکی        | سن                   | مثال‌های مهم                 | ذخیره تولیدی | درصد سهم |
|------------------------|------------|--------------------------------|-----------------------------|------------------|-------------------|------------------------|----------------------|------------------------------|--------------|----------|
| کانسارهای لایه‌ای      | نوع بوشولد | لایه‌ای و ممتد                 | دوتیت، پریدوتیت، پیروکسینیت | کم               | عمدتاً غنی از آهن | در ستیرها              | پرکامبرین            | بوشولد گریت دایک             | ۹۸٪          | ۵۰٪      |
| کانسارهای نوع آلی      | نوع نیامی  | لایه‌ای و غیرممتد (۲) عدسی شکل | پریدوتیت، پریدوتیت گابرو    | شدید             | غنی از کروم       | در مجموعه‌های افیولیتی | پالئوزویک یا جوان‌تر | مجموعه‌های افیولیتی در اورال | ۲٪           | ۵۰٪      |

## ۱-۲-۲- موقعیت قرارگیری کرومیت درون زمین

کانسارهای کرومیت موجود در مجموعه‌های افیولیتی معمولاً در منطقه انتقالی هارزبورژیت به سنگ‌های انباشتی و معمولاً به‌صورت عدسی‌هایی که به‌طور ناهم‌شیب نسبت به هارزبورژیت تکتونیزه قرار دارند، یافت می‌شوند ولیکن در مجموعه‌های افیولیتی که شدیداً تغییر شکل یافته باشند، این عدسی‌های کرومیتی ممکن است نسبت به هارزبورژیت در برگیرنده به‌طور هم‌شیب قرار گرفته باشند.

در پایین‌ترین بخش از انباشته‌های مربوط به توالی پوسته‌ای نیز کانسارهای کرومیت ممکن است یافت شوند. این کانسارها لایه‌ای شکل می‌باشند و به‌صورت نوارهای کرومیت که به‌طور متناوب نسبت به دونیت قرار گرفته‌اند، مشاهده می‌شوند. موقعیت کانسار کرومیت در شکل زیر آمده است (شکل ۱-۱).



شکل ۱-۱. موقعیت کانسار کرومیت در مجموعه‌های افیولیتی (قربانی، ۱۳۸۱)

البته این کانسارهای لایه‌ای شکل را نمی‌بایست با کانسارهای لایه‌ای شکل نوع بوشولد که در قاره‌ها یافت می‌شوند، اشتباه نمود.

کانسارهای کرومیت نوع آلپی (نیامی) یا انبانی یا آلپینی:

کانسارهای کرومیت تیپ نیامی در مجموعه‌های اولترامافیک نوع آلپی همراه توالی‌های افیولیتی که بدو در پوسته اقیانوسی تشکیل شده‌اند، همراه با بسیاری از کانسارهای دیگر یافت می‌شوند. ژو و همکاران (۱۹۹۴) تشکیل کانسارهای کرومیت نیامی را نتیجه ذوب نسبی جبهه بالایی دانسته‌اند. ایشان معتقدند که کرومیت‌های غنی از کروم از ماگماهایی به‌وجود آمده‌اند که از ذوب نسبی درجه بالای جبهه بالایی حاصل شده‌اند، در حالی که کرومیت‌های غنی از آلومینیم مرتبط با ماگماهایی می‌باشد که از ذوب نسبی درجه پایین جبهه بالایی به‌وجود آمده‌اند.

در این مدل جبهه بالایی در مجاورت توده‌های بازالتی حاصل از ذوب جبهه، ممکن است تحت تأثیر ذوب نسبی درجه بالا قرار گیرند که در این صورت پیروکسن (ارتو و کلینو) موجود در لرزولیت مربوط به جبهه بالایی، ذوب می‌شود و آنچه در دیواره باقی می‌ماند، اولیوین است که به‌صورت پوششی در اطراف اتاقک ماگمایی، تشکیل غلاف دونیتی را می‌دهد. به‌طرف خارج، فقط کلینوپیروکسن ذوب می‌شود آن‌چه باقی می‌ماند ارتوپیروکسن و اولیوین است که تشکیل منطقه هارزبورژیتی را می‌دهد که در بیرون غلاف دونیتی قرار دارد. این منطقه هارزبورژیتی به‌طرف خارج

به وسیله منطقه لرزولیتی احاطه شده است. ذوب نامتجانس پیروکسن، تولید  $\text{SiO}_2$  می نماید و این عامل باعث ورود ماگمای بازالتی به داخل حوزه ثبات کرومیت می گردد و در نتیجه کرومیت متبلور می شود. شباهت های قابل توجهی بین سنگ های به دست آمده از پشته میان اقیانوس فعلی با سنگ های مرتبط با مناطق افیولیتی قدیمی وجود دارد. لذا اقیانوسی بودن مجموعه های افیولیتی پذیرفته می شود. به عنوان مثال در دریای سرخ و دریاهایی که اکنون در درون خشکی ها احاطه شده اند (مانند دریای خزر - دریای سیاه و دریاهای حاشیه ای) یافت می شوند.

### ۱-۲-۳ - منشا انواع کرومیت

داده های مربوط به پشته های میان اقیانوس امروزی در تفسیر مجموعه های افیولیتی قدیمی تری که در قاره ها یافت می شوند در تفسیر داده های ژئوفیزیک مربوط به کف اقیانوسها بکار برده می شوند. با فرض این که مجموعه های افیولیتی از پریدوتیت جبه منشأ گرفته است و ذوب نسبی پریدوتیت جبه در زیر پشته های میان اقیانوسی در اعماق صورت گرفته است، در نتیجه ذوب نسبی پریدوتیت جبه ای از یک مذاب دیرگداز و یک مذاب بازالتی به صورت انباشته های مافیک - اولترامافیک در بالای پریدوتیت تکتونیزه حاصل می شود.

تفریق عمده حاصل از ماگمای بازالتی که از آن ها کانسارهای کرومیت نیامی حاصل می شود، دارای ترکیب گابرویی و حاوی مقادیری مس به صورت ناچیز می باشد.

سنگ های حدواسط تا فلسیک در سری های سدیم دار و اسپیلیت از محصولات نهایی فاز ماگمایی مربوط به ماگمای افیولیت می باشند و آن ها را محصولات حاصل از مرحله ماگمایی واقعی می دانند.

برخی از مجموعه های افیولیتی همراه ملانژ هستند که در صورت وجود کانسار کرومیت در آن ها، آن کانسارها کوچک بوده و با فواصل زیادی از یکدیگر قرار می گیرند، همانند کانسارهای کرومیت در افیولیت های وزیرستان (پاکستان).

عیار معدنکاری این نوع کانسارها ۱۰ تا ۵۰ درصد می باشد، مانند کانسار کرومیت سبزوار، فاریاب و... روش گرانی سنجی می تواند در اکتشاف این کانسارها به کار رود (قربانی، ۱۳۸۱).

### ۱-۳ - روش های ژئوفیزیک اکتشافی کانسار کرومیت

پریدوتیت های نوع آلیپی بخشی از مجموعه های افیولیتی را تشکیل می دهند که در طول جزایر قوسی و مناطق راندگی موجود در کمربندهای کوهزایی یافت می شوند. مناطق افیولیتی را بر روی عکس های هوایی می توان از روی تپه های گرد شده و کمبود پوشش گیاهی مشخص نمود. روش های گرانی سنجی و مغناطیس سنجی در تشخیص توده های واقع در زیر پوشش های نازک می توانند مؤثر باشند. این روش ها هم در مجموعه های افیولیتی و هم در کمربندهای گرینستون کاربرد دارند.

ارائه مدلی برای اکتشاف این ماده معدنی که بتواند در مناطق مختلف کارائی داشته باشد، امکانپذیر نمی‌باشد و لذا نمی‌توان از یک روش خاص به عنوان مطلوب‌ترین روش اکتشاف کرومیت نام برد و بر این اساس به برخی روش‌های کلاسیک اکتشاف که مرتبط با کرومیت در ایران مورد استفاده قرار گرفته و یا امکان استفاده از آن برای پی‌جویی و اکتشاف کرومیت وجود دارد، اشاره می‌گردد:

### ۱-۳-۱- روش‌های مغناطیسی

خاصیت مغناطیسی هر سنگ از جمله کرومیت در مرحله اول به مقدار مگنتیت همراه با آن بستگی دارد، گرچه از نظر ژنتیکی رابطه نزدیکی بین کرومیت و مگنتیت وجود دارد اما ترکیب بلور اولیه مگنتیت نشان‌دهنده این مطلب است که مگنتیت به همراه گابرو و کرومیت همراه با دونیت در توده‌های بازالتی قرار می‌گیرند، بنابراین تفاوت اولیه در مغناطیسی شدن قابل توجه است. کرومیت واقع در ناحیه بالایی یک توده سنگ بازی خاصیت مغناطیسی بیشتری از سنگ کرومیت واقع در ناحیه لایه‌های پائینی دارد. شکل دیگر استفاده از خاصیت مغناطیسی در صورتی است که توده کرومیتی دارای خاصیت مغناطیسی بالا ولی سنگ مادر دارای خاصیت مغناطیسی کم باشد. شرایط کاربردی روش مغناطیسی در اکتشاف توده‌های کرومیت زمانی مشکل می‌شود که اختلاف شدید خاصیت مغناطیسی در سنگ‌های مادر وجود داشته باشد، که در این صورت جداسازی آنومالی‌های حاصله و ارتباط دادن آن‌ها با توده معدنی مشکل می‌باشد، در این روش علاوه بر دستیابی مستقیم به ماده معدنی می‌توان با این روش وضع تکنونیک و زمین ساختی منطقه را روشن نمود و به طور غیرمستقیم توده معدنی را اکتشاف نمود، در پیمایش مغناطیسی باید با فاصله‌های کوتاه (تقریباً ۲۰ متر)، منطقه شبکه‌بندی شود و در صورتی که آنومالی مشاهده شود، فاصله باز هم کمتر انتخاب شود (البته به لنزهای کرومیتی نیز بستگی دارد).

این روش در سالهای گذشته در مناطق فاریاب، اسفندقه و برخی مناطق در سبزوار (سفید میدان) مورد استفاده قرار گرفته است.

### ۱-۳-۲- روش گرانی‌سنجی

با توجه به این که روش گرانی‌سنجی بر مبنای اختلاف چگالی بین کانسنگ و سنگ‌های اطراف است و متوسط چگالی توده‌ی کرومیت برابر  $5/4 \times 3$  گرم بر سانتیمتر مکعب می‌باشد، که به طور نسبی به میزان قابل توجهی از دونیت‌ها با چگالی  $5/3 \times 3$  گرم بر سانتیمتر مکعب و سرپانتین با چگالی نسبی  $5/2 \times 3$  گرم بر سانتیمتر مکعب بیشتر است، لذا استفاده از این روش برای اکتشاف امکان‌پذیر است. این روش در صورتی کاربردی موثر دارد که توده یا لنز کرومیتی به صورت یکپارچه وجود داشته باشد و در صورتی که توده کرومیتی به شکل پراکنده و رگچه‌ای در درون

سنگ مادر قرار گرفته باشد، هرگز توجیه روشن و مشخصی از آنومالی‌های حاصله نمی‌توان به‌دست آورد. به علاوه به‌علت اختلاف چگالی کم توده‌های سنگ مادر و درصد کم ماده معدنی (کرومیت)، تعبیر و تفسیر آنومالی حاصل از این روش، ممکن است با اشکالاتی همراه باشد، چون ممکن است آنومالی حاصله ناشی از اختلاف چگالی اولیه سنگ‌ها و یا اختلاف‌های ناشی از عمل سرپانتینی شدن سنگ‌ها باشد. مشکل دیگر در این روش، تغییرات شدید توپوگرافی است، که در مواردی اصلاً کاربرد روش گرانی‌سنجی را غیرممکن می‌سازد. در سال‌های اخیر از این روش در اکتشاف کرومیت در مناطق فاریاب و اسفندقه استفاده شده است.

## ۱-۴- اصول داده‌های ژئوفیزیکی

برداشت‌های ژئوفیزیک اکتشافی قابل اجرا در تمام مراحل اکتشاف مواد معدنی مرتبط از شناسایی تا تفصیلی است. اغلب برای برداشت‌های شناسایی که سطوح وسیعی باید پوشش داده شود، از روش‌های استاتیکی و به ویژه روش‌های استاتیکی هوابرد مانند مغناطیس هوابرد استفاده می‌شود.

در هر پیمایش ژئوفیزیکی سعی می‌شود که عامل زیرسطحی مشخص شود، اما این مساله بسیار حائز اهمیت است که قدم اول پیمایش، صحیح برداشته شود. تنگناهای یک پیمایش اقتصادی به طور مشخص از یک پیمایش آکادمیک متفاوت بوده و در بسیاری از حالت‌ها روش ایده‌آلی وجود ندارد. انتخاب روش ژئوفیزیکی مناسب بایستی با یک برنامه‌ریزی دقیق برداشت و اجرای صحیح آن‌ها دنبال شود تا بتوان به یک کاوش نیرومند که موثر بوده و از نظر اقتصادی نیز قابل توجیه باشد، رسید. به طور کلی دلایل زیر می‌توانند باعث نتایج ضعیف مطالعات ژئوفیزیکی شوند:

- برنامه‌ریزی نادرست یا برداشت‌های ناکافی در یک مطالعه
- انتخاب نادرست و خصوصیات نامناسب روش و تجربه ناکافی افرادی که برداشت و تفسیر را انجام می‌دهند.
- هر برداشت ژئوفیزیکی بایستی بر اساس استراتژی مناسبی برنامه‌ریزی شود، در غیر این صورت تبدیل به مجموعه آشفته‌ای خواهد شد. تعداد زیاد داده‌ها لزوماً تضمین‌کننده موفقیت مطالعه نیست، بلکه بایستی به تعداد کافی و در نقاط مناسب این داده‌ها برداشت شود. یک استراتژی نه چندان مناسب آن است که تعدادی از روش‌های مختلف ژئوفیزیکی انتخاب گردد و برای منطقه مورد مطالعه آزمایش شود تا روشی که نتیجه بهتری ارائه می‌دهد انتخاب شود. این استراتژی کاملاً علمی و پرهزینه است.
- مطالعات قبلی در موارد مشابه و اطلاعات موجود در خصوص منطقه به درک استراتژی صحیح‌تر و هزینه کم‌تر کمک قابل توجهی می‌کند (نوروزی، ۱۳۸۸).

## ۱-۴-۱- انتخاب روش ژئوفیزیکی و طراحی شبکه برداشت

- تعیین هدف

روش‌های ژئوفیزیکی زمانی که بین سنگ‌های مورد مطالعه تباین مشخصی از پارامتر فیزیکی مورد نظر در اندازه‌گیری وجود داشته باشد، می‌توانند محدوده‌های مورد نظر را شناسایی کنند. این محدوده‌ها "آنومالی ژئوفیزیکی" نامیده می‌شوند. تعیین موقعیت منبع این آنومالی‌ها و هرگونه اطلاعات دیگری که در مطالعات اکتشافی مطرح است، هدف مطالعات ژئوفیزیکی است. به طور کلی اگر ویژگی فیزیکی مورد نظر در سنگ هدف بیشتر از سنگ میزبان باشد، اهداف ژئوفیزیکی می‌توانند به طور مستقیم شناسایی شوند. اما امکان شناسایی هدف‌های مورد نظر در حالت عکس هم وجود دارد، یعنی زمانی که خاصیت فیزیکی مورد نظر برای سنگ هدف کمتر از سنگ میزبان باشد، باز هم به دلیل تباین موجود آن قابل شناسایی است. به عنوان مثال زمانی که در یک کانی‌سازی، کرومیت اختلاف چگالی بیشتری نسبت به سنگ میزبان خود داشته باشد، با آنومالی گرانی شناخته می‌شود و در حالتی که در کانی‌سازی کرومیت آهن‌دار خاصیت مغناطیس بیشتری نسبت به سنگ فوق بازیگ میزبان خود داشته باشد، با بی‌هنجاری مغناطیسی شناخته می‌شود و در حالتی که خاصیت مغناطیس آن کمتر از سنگ میزبان باشد به صورت بی‌هنجاری مغناطیسی ظاهر می‌شود.

در انتخاب طراحی شبکه برداشت ژئوفیزیکی، نوع هدف از اهمیت بسیاری برخوردار است. هر هدفی روش یا روش‌هایی را که بایستی انتخاب شوند، دیکته می‌کنند، بنابراین در وهله اول درک اصول هر روش ژئوفیزیکی حائز اهمیت است. خواص فیزیکی وابسته به یک هدف که مد نظر روش‌های ژئوفیزیکی است، بیان کننده نوع روش یا روش‌هایی است که بایستی انتخاب شوند بدین ترتیب آگاهی از خواص فیزیکی هدف‌های اکتشافی نیز در این مطالعات لازم است.

#### - طراحی شبکه برداشت

پیش از این در خصوص انتخاب مناسب روش‌های ژئوفیزیکی برای اهداف مختلف مطالبی ارائه شد. در راستای تکمیل مطالعه ژئوفیزیکی موفق، چندین پارامتر دیگر وجود دارد. در واقع ادامه کار پس از انتخاب روش ژئوفیزیکی در گرو پاسخ دقیق و صحیح به این سوال است که چگونه بایستی داده‌ها جمع‌آوری شوند تا آنومالی ژئوفیزیکی به طور صحیح مشخص شود. به دو صورت پروفیلی و شبکه‌ای می‌توان داده‌های ژئوفیزیکی را برداشت نمود.

در روش پروفیل زنی تغییرات پارامتر فیزیکی در راستای یک پروفیل در یک امتداد مشخص در سطح زمین انجام می‌پذیرد و نتایج به صورت یک مقطع یا یرش ترسیم می‌گردد.

در روش پیمایش شبکه‌ای داده‌های ژئوفیزیکی روی یک سری نقاط گرهی روی یک شبکه منظم با شکل هندسی مشخص یا نقاط پراکنده در یک محدوده برداشت شده و نتایج به صورت پربندی (کنتوری) ترسیم می‌شود.

#### الف - پروفیل زنی

در مطالعات ژئوفیزیکی ممکن است برداشت‌ها تنها از طریق تعداد محدودی پروفیل صورت پذیرد. علاوه بر آن در روش‌های گرانی و مغناطیس برای شبیه‌سازی داده‌ها اغلب از پروفیل‌ها استفاده می‌شود. در این گونه برداشت‌ها بایستی تا حد امکان تعداد و فاصله نقاط برداشت به صورت بهینه انتخاب و اندازه‌گیری شود تا بتوان به جزئیات مورد نظر دست پیدا کرد.

### ب- شبکه برداشت و تهیه نقشه ژئوفیزیکی

در تمام عملیات ژئوفیزیک اکتشافی زمینی یا هوایی که به منظور مشخص کردن محل توده کانساری و گسترش آن صورت می‌پذیرد، از برداشت‌های شبکه‌ای استفاده می‌شود. یکی از نیازهای اصلی در این گونه برداشت‌ها تعیین دقیق محل خطوط برداشت و ایستگاه‌های اندازه‌گیری است.

برداشت‌های هوابرد در طول خطوط پرواز که قبلاً روی عکس‌های هوایی مشخص شده، با هواپیما صورت می‌گیرد، در حالی که برداشت‌های زمینی در محل تلاقی خطوط واقعی که با نقشه‌برداری به‌وسیله‌ی دوربین‌های نقشه‌برداری یا دستگاه GPS دقیق تعیین می‌شود انجام می‌پذیرد.

برای طراحی شبکه برداشت در مطالعات ژئوفیزیکی با توجه به نوع اکتشاف، مرحله آن و هدف اکتشافی سه پارامتر را می‌توان در نظر گرفت:

- نوع یا شکل شبکه
  - فاصله خطوط یا پروفیل‌های برداشت
  - فاصله ایستگاه‌ها روی هر خط برداشت
- به‌طور معمول شکل شبکه برداشت بر دو نوع است:

- شبکه با خطوط برداشت موازی که به‌طور عمده در برداشت‌های هوابرد از آن استفاده می‌شود.
- شبکه با خطوط عمود بر هم (مربعی یا مستطیلی) که بیشتر در برداشت‌های زمینی مورد استفاده قرار می‌گیرد.

معمولاً داده‌های حاصل از شبکه برداشت در یک منطقه مورد مطالعه به صورت نقشه‌های پربندی ارائه می‌شود. اگر اندازه شبکه برداشت (فاصله خطوط برداشت و ایستگاه‌ها) نسبت به ابعاد نهشته کانساری زیاد باشد یا ارتباط این فاصله‌ها با عمق دفن کانسار به صورت منطقی انتخاب نشده باشد ممکن است قسمتی از اطلاعات ژئوفیزیکی مربوط به کانسار ثبت نشود که در این صورت تفسیر نقشه‌های حاصل با خطا همراه خواهد بود (نوروزی، ۱۳۸۸).

### ۱-۴-۲- ماهیت و ساختار داده‌های ژئوفیزیکی

پس از مرحله انتخاب روش ژئوفیزیکی و طراحی شبکه برداشت، مرحله اندازه‌گیری و ثبت داده‌ها قرار دارد که به‌وسیله دستگاه‌های مربوط به اجرا در می‌آید. هر کانسار یا هدف ژئوفیزیکی، منبع میدانی است که بایستی

اندازه‌گیری و ثبت شود. این میدان در اطراف کانسار پخش و توسط گیرنده دستگاه ثبت می‌شود. پارامتر ثبت شده "پاسخ" زمین است. ساختار پاسخ‌ها اغلب پیچیده است و از دو قسمت اصلی یعنی سیگنال و نوفه تشکیل می‌شود، که بخش اول ناشی از خود نهشته‌ی کانساری و قسمت دوم ناشی از محیط اطراف گیرنده دستگاه، سنگ‌ها و ساختارهای حایل بین کانسار و دستگاه اندازه‌گیری می‌باشد.

## ۱-۵- سابقه، ضرورت و اهداف پایان‌نامه

تفسیر داده‌های برداشت شده توسط دانشجویان دانشگاه صنعتی شاهرود که در منطقه چشمه‌سیر سبزوار به منظور اکتشاف نهشته کرومیت در طی یک پروژه انجام شده است در این پایان‌نامه مورد بررسی قرار گرفته است. بدین منظور داده‌های برداشت شده گرانی این منطقه پس از اعمال تصحیحات مورد نیاز و رسیدن به آنومالی بوگه کامل بایستی آنومالی‌های ناحیه‌ای و آنومالی‌های محلی آن که هدف اکتشافی هستند جدا شوند. یکی از روش‌های اولیه برای جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی، روش گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه فراسو است. ادامه فراسو آنومالی‌های سطحی طول موج کوتاه را به سرعت کاهش می‌دهد تا آنومالی‌های عمیق طول موج بلند بتوانند آشکار شوند. عملگر ادامه فراسو (Jacobsen, 1987) یک عملگر پایدار عددی است که نقش ارتباط بین پیمایش‌های زمینی و هوایی را نیز ایفا می‌کند. بسیاری از محققان روش‌هایی را برای ادامه فراسو پیشنهاد داده‌اند، اما در این میان شاید روش منبع معادل از مقبولیت بیشتری برخوردار باشد

(Xiaohong & Lianghui, 2009).

دمپنی (۱۹۶۹) یک منبع معادل جرم‌های نقطه‌ای گسسته را روی یک صفحه زیر سطحی انتخاب کرد. باتاچاریا و چان (۱۹۷۷) گروهی از دوقطبی‌ها را به‌عنوان منابع معادل داده‌های مغناطیسی و یک گسترش چگالی سطحی را به‌عنوان منبع معادل انتخاب کرد. به هر حال، تمام این روش‌ها وقتی که برای هدف جداسازی آنومالی‌ها اجرا می‌شوند یک مشکل عمومی دارند. منبع طول موج کوتاه سطحی و منبع عمیق طول موج بلند هر دو همزمان ادامه فراسو می‌یابند. بنابراین بعد از ادامه فراسو، زمانی که آنومالی‌های ناحیه‌ای از داده‌های مشاهده‌ای کم می‌شوند، آنومالی‌های باقی‌مانده محلی هنوز شامل اجزای ناحیه‌ای می‌باشد، و جدایش به‌طور کامل انجام نشده است. برای حل این موضوع، پاولوسکی (۱۹۹۵) یک عملگر ادامه فراسوی توسعه‌یافته پیشنهاد داد که آنومالی طول موج بلند منابع عمیق را می‌تواند به‌صورت حداقلی در طی فرآیند ادامه فراسو کاهش دهد. اما یکی از مسائل اساسی در این روش تعیین ارتفاع بهینه گسترش میدان است. اگر ارتفاع ادامه فراسو برای کاهش اطلاعات آنومالی محلی سطحی ناکافی باشد، آنومالی‌های محلی منتج که از کسر آنومالی‌های ناحیه‌ای حاصل از ادامه فراسو از داده‌های مشاهده‌ای حاصل می‌شود با آنومالی‌های محلی واقعی بسیار اختلاف خواهد داشت. از این‌رو ارتفاع ادامه فراسو ناشناخته است، بنابراین انتخاب ارتفاع ادامه فراسو کلیدی برای مرحله جدایش آنومالی به‌وسیله روش ادامه فراسوی ترجیحی است.

در سال ۱۹۹۵ پاولوسکی (Pawlowski, 1995) عملگر جدیدی برای گسترش میدان پتانسیل بر مبنای فیلتر وینر و تئوری گرین پیشنهاد داد که به نام عملگر گسترش میدان ترجیهی معروف شد. این عملگر پاسخ گسترش میدانی که روی یک باند خاص از طیف دامنه فوریه میدان پتانسیل مشاهده‌ای عمل می‌کند، را پردازش می‌نماید. از این روش در تفسیر آنومالی‌های گرانی در چین استفاده گردیده و توانسته در تفکیک آنومالی‌ها موثر باشد (Xiahong, 2009).

بر این مبنا از تحلیل طیفی اسپکتور و گرانت (۱۹۶۸) برای یافتن عمق آنومالی‌ها بر اساس طیف توان شعاعی میانگین استفاده شد.

یکی دیگر از اهداف پایان‌نامه تخمین ارتفاع بهینه برای ادامه فراسو است که در اینجا برای رسیدن به آن از ارتفاع‌های مختلف استفاده شد تا نهایتاً به یک ارتفاع بهینه که آنومالی‌های ناحیه‌ای را در طی ادامه فراسو تا حد امکان حفظ کند، رسیده شد.

## ۱-۶- ساختار پایان‌نامه

ساختار این پایان‌نامه در شش فصل تنظیم گردیده است. به‌طوری که در فصل اول به کلیاتی در مورد کرومیت و کانسارهای آن و روش‌های ژئوفیزیک اکتشافی برای کشف آن، ضرورت و اهداف پایان‌نامه اشاره شده است. در ادامه بحث در فصل دوم روش گرانی‌سنجی به اختصار تشریح شده است و مباحث مربوط به تفسیر داده‌های گرانی در فصل سوم ارائه گردیده است. در فصل چهارم مدلسازی مرتبط با این پایان‌نامه بیان خواهد شد و در سپس مبحث تصحیحات، پردازش و تفسیر داده‌ها بیان خواهد شد و در غصل ششم بحث و نتیجه‌گیری ارائه خواهد شد.

# فصل دوم

## اصول و مبانی روش کرائی سنجی

### ۱-۲ مقدمه

امروزه روش‌های ژئوفیزیکی نقش بسیار مهمی را در اکتشاف ایفا می‌کنند. در حوزه مواد هیدروکربوری برای اکتشافات مقدماتی و در حوزه مواد معدنی برای اکتشاف نهشته‌های معدنی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند. روش‌های میدان پتانسیل (گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی) در عملیات اکتشاف، چه برای اهدافی مانند شناسایی عمق سنگ بستر (در اکتشاف نفت و گاز) و چه برای شناسایی توده‌های معدنی به کار گرفته می‌شود.

گرانی سنجی، اندازه‌گیری و مطالعه میدان گرانی زمین است. در ژئوفیزیک اکتشافی بررسی و مطالعه بی‌هنجاری‌های گرانی (بوگه) از دیرباز برای اکتشاف نفت و معدن مورد استفاده قرار گرفته است. مبنای مطالعات گرانی در اکتشاف، ناهمگونی محلی چگالی کانی‌ها و سنگ‌ها است. تباین چگالی بین هدف مورد نظر و سنگ میزبان به اضافه حجم آن بازتابی به صورت تغییر میدان گرانی خواهد داشت که معمولاً از مقدار زیادی برخوردار نیست.

در یک مطالعه محلی میدان گرانی به جز تغییرات چگالی، عوامل دیگری مانند توپوگرافی، ارتفاع، موقعیت جغرافیایی و غیره نیز روی میدان گرانی اثر می‌گذارند که در بیشتر موارد مقادیر وابسته به آن‌ها از مقادیر مربوط به تغییرات چگالی بیشتر است. به همین دلیل داده‌های خام قبل از تفسیر بایستی برای عوامل گفته‌شده تصحیح شوند. میدان گرانی حاصل (پس از تصحیحات) که در ارتباط با تغییرات چگالی است، بی‌هنجاری بوگه نامیده می‌شود (ابراهیم‌زاده اردستانی، ۱۳۹۰).

هر جسم مادی روی زمین تحت تاثیر نیروی جاذبه گرانشی زمین یا در اصطلاح نیروی گرانی از طرف زمین قرار دارد و این نیرو شتاب گرانی را ایجاد می‌کند. مقدار شتاب گرانی با زمان و مکان تغییر می‌کند و به‌طور کلی وابسته به شکل و توزیع جرم داخل زمین و همچنین جاذبه اجرام سماوی دیگر به‌ویژه ماه و خورشید است.

گرانی‌سنجی به‌عنوان شاخه‌ای قدیمی از علوم کلاسیک، برای مطالعه نظری و تجربی میدان جاذبه اطراف زمین است که شامل ابداع روش‌های اندازه‌گیری تغییرات شتاب گرانی به‌طور دقیق در زمان و مکان است.

گرانی‌سنجی در زمین‌شناسی نخستین بار توسط اتووش در سال ۱۸۹۶ به‌کار برده شد. در سال ۱۹۰۸ اتووش<sup>۴</sup> به امکان استفاده از داده اندازه‌گیری شده توسط ترازوی کششی<sup>۵</sup> برای مطالعه زمین‌شناسی پوسته بالایی اشاره کرد. تجهیزات قدیمی برای اندازه‌گیری شتاب گرانی نظیر پاندول‌ها و یا ترازوهای کششی امروزه از نظر دقت و سرعت قابل استفاده نیستند. با پیشرفت فناوری گرانی‌سنج‌های سبک‌تر و دقیق‌تری در دهه‌های ۱۹۲۰ و ۱۹۳۰ برای اکتشاف مواد معدنی و زمین‌شناسی ساخته شد. اهداف زمین‌شناسی و معدنی و یا در واقع بی‌هنجاری‌های چگالی مورد مطالعه در روش گرانی‌سنجی، با استفاده از این ابزار دقیق حتی می‌توانند در ابعاد بسیار کوچک و در اعماق زیاد هم قابل مطالعه هستند.

بنابراین حوزه عمل گرانی‌سنجی از ابعاد بزرگ بی‌هنجاری (چند ۱۰۰ متر تا چند کیلومتر) که بیشتر در بررسی‌های زمین‌شناسی و نفت بوده، تا ابعاد کوچک (چند ده متر) در مطالعات معدنی و ابعاد بسیار کوچک (چند متر) در کاربردهای زمین‌شناسی زیرسطحی، مهندسی عمران، اکتشاف آب زیرزمینی و باستان‌شناسی است.

## ۲-۲ شتاب جاذبه

<sup>۴</sup> Roland Von Eotvos

<sup>۵</sup> Tersion Balance

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

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (۱-۲)$$

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

$$G = 6.67 \times 10^{-11} m^3 / kg.s^2 \quad (۲-۲)$$

طبق قانون دوم حرکت نیوتن شتاب جرم  $m_2$  ناشی از حضور جرم  $m_1$  از تقسیم  $F$  بر  $m_2$  به دست می‌آید. در حالت خاص اگر  $m_1$  را برابر  $M_e$  یعنی جرم زمین در نظر گرفته شود، با توجه به معادله (۱-۲) شتاب جاذبه در سطح زمین برابر است با (Telford et al, 1990):

$$g = \frac{F}{m_2} = G \frac{M_e}{R_e^2} \quad (۳-۲)$$

واحد اندازه‌گیری شتاب جاذبه گال ( $1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/sec}^2$ ) است اما در عمل معمولاً از واحد کوچک‌تری به نام میلی گال ( $1 \text{ gal} = 1000 \text{ mgal}$ ) استفاده می‌شود. جهت برداشت داده‌ها از گرانی‌سنج<sup>۶</sup> استفاده می‌شود که می‌توان آن‌ها را به دو گروه پایدار و ناپایدار تقسیم‌بندی کرد. امروزه در برداشت‌های گرانی از گرانی‌سنج‌های حساس‌تر نوع ناپایدار مانند لاکوست رمبرگ مدل CG5, CG3, G440 استفاده می‌شود. اما شتاب جاذبه دقیقاً در همه جای سطح زمین یکسان نیست، بلکه تحت تاثیر چندین فاکتور از قبیل عرض جغرافیایی، ارتفاع، جرم، توپوگرافی و نهایتاً زمین‌شناسی منطقه کنترل می‌شود. بنابراین برای به دست آوردن اطلاعات زمین‌شناسی باید تصحیحاتی از قبیل تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه، تصحیح عرض جغرافیایی و تصحیح توپوگرافی بر روی مقادیر اولیه اندازه‌گیری شده اعمال شود.

## ۲-۳- مراحل به کارگیری روش گرانی‌سنجی در اکتشافات ژئوفیزیکی

. مراحل اصلی یک مطالعه گرانی عبارتند از:

- برداشت داده‌ها به تعداد مناسب و با دقت کافی.
- تصحیح داده‌های خام برای دستیابی به بی‌هنجاری بوگه.
- جداسازی بی‌هنجاری‌های موردنظر در مطالعات اکتشافی (محلی) از بی‌هنجاری‌های ناخواسته (منطقه‌ای).
- تعیین محل بی‌هنجاری‌های محلی.
- تفسیر و تعیین مشخصه‌های زمین‌شناسی و معدنی منابع بی‌هنجاری

<sup>۶</sup> Gravimeter

## ۲-۳-۱- جمع‌آوری داده‌ها

این مرحله شامل طراحی شبکه برداشت و جمع‌آوری داده‌ها بر روی آن‌ها می‌شود. در مرحله طراحی شبکه برداشت ابتدا باید مشخص شود که برداشت داده‌ها به چه صورت زمینی، هوایی و یا دریایی انجام می‌شود. سپس بر اساس نوع برداشت و مشخصات منطقه، پارامترهایی از قبیل فواصل ایستگاه‌های برداشت، امتداد پروفیل‌های برداشت، فواصل پروفیل‌ها، ارتفاع پرواز و نوع وسیله اندازه‌گیری و ... تعیین و طراحی می‌شوند. پس از طراحی شبکه برداشت، داده‌ها بر اساس دقت مورد نظر اندازه‌گیری و ثبت می‌شوند و همچنین نقاط برداشت نقشه‌برداری می‌شوند.

## ۲-۳-۲- تصحیح داده‌ها

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

## ۲-۳-۲-۱- تصحیح رانه دستگاه<sup>۷</sup>

در صورتی که در یک برداشت گرانی‌سنجی پس از اندازه‌گیری در یک ایستگاه اصلی، مجدداً در انتهای برداشت این عمل اندازه‌گیری تکرار شود، نتیجه دو قرائت یکسان نخواهد بود و با هم اختلاف خواهند داشت که این اختلاف اصولاً وجود داشته و مقدار آن با زمان متغیر است، این مقدار اختلاف، رانه دستگاه نام دارد. برای محاسبه دریافت دستگاه در شروع کار مقدار گرانی در ایستگاه اصلی اندازه‌گیری و سپس ایستگاه فرعی برداشت می‌شود و در نهایت مجدداً به ایستگاه اصلی رفته و مقدار گرانی اندازه‌گیری می‌شود. بنابراین خواهیم داشت:

$$D = g_1 - g_2 \quad (۲-۴)$$

$g_1$ : گرانی قرائت شده مربوط به ایستگاه اصلی در شروع کار بر حسب میلی‌گال

$g_2$ : گرانی قرائت شده مربوط به ایستگاه اصلی در خاتمه کار بر حسب میلی‌گال

$D$ : دریافت دستگاه بر حسب میلی‌گال که حد مجاز دریافت به ازای هر دو ساعت تقریباً ۰/۰۳۵ میلی‌گال است (Reynolds, 1997)

برای محاسبه دریافت سایر ایستگاه‌ها به این طریق عمل می‌شود که اختلاف زمان قرائت ایستگاه مبنا در شروع عملیات و زمان قرائت هر یک از ایستگاه‌های گرانی دیگر محاسبه می‌شود

$$\Delta T_n = T_n - T \quad \Delta T_2 = T_2 - T \quad \Delta T_1 = T_1 - T \quad (۲-۵)$$

<sup>۷</sup> Drift

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

$$D_i = \frac{\Delta T_i \times D}{\Delta T_n} \quad (۶-۲)$$

که  $D_i$  بر حسب میلی‌گال دریافت ایستگاه مورد نظر و  $\Delta T_i$  نیز اختلاف زمان بین ایستگاه اصلی و ایستگاه مورد نظر است (Reynolds, 1997). مقدار  $D$  که بدین ترتیب به دست می‌آید، از مقدار میدان اندازه‌گیری شده در ایستگاه کم می‌شود.

## ۲-۳-۲- تصحیح عرض جغرافیایی

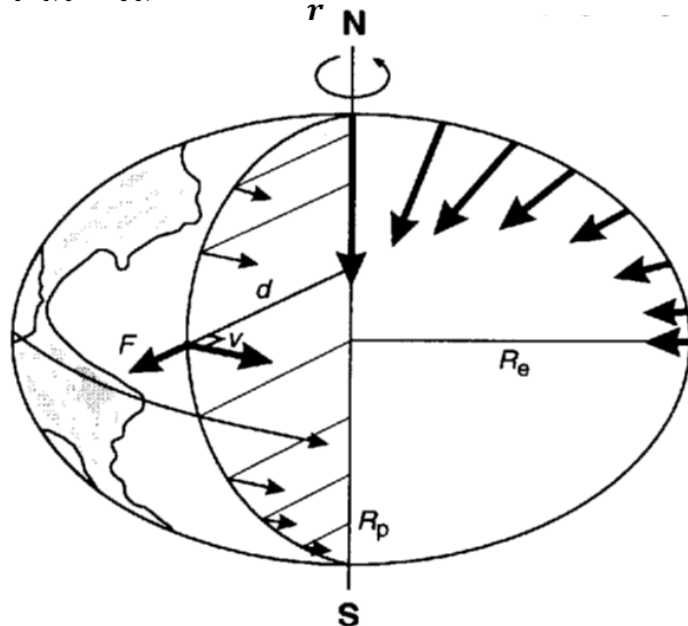
مقادیر گرانی حتی اگر جرم‌های زیر زمین در همه جا یکسان می‌بود باز هم در نقاط مختلف با هم فرق می‌کرد و این به خاطر اختلاف در عرض جغرافیایی هر نقطه خواهد بود. چون نیروی گرانی اندازه‌گیری شده مجموع جاذبه‌ی زمین و گریز از مرکز است و به دلیل اینکه نیروی گریز از مرکز در خلاف جهت جاذبه‌ی زمین و عمود بر محور دوران زمین است لذا با توجه به اینکه نیروی گریز از مرکز در استوا بیشینه و در قطب‌ها مقدار کمینه (صفر) خود را دارا می‌باشد، شتاب جاذبه در استوا کمتر از قطب خواهد بود. به طوری که در استوا شتاب جاذبه حدود ۹۷۸ گال و در قطبین حدود ۹۸۳ گال است.

رابطه زیر برای محاسبه‌ی شتاب گرانی در جهت شمال - جنوب برای عرض جغرافیایی مورد نظر داده می‌شود (Telford, 1990).

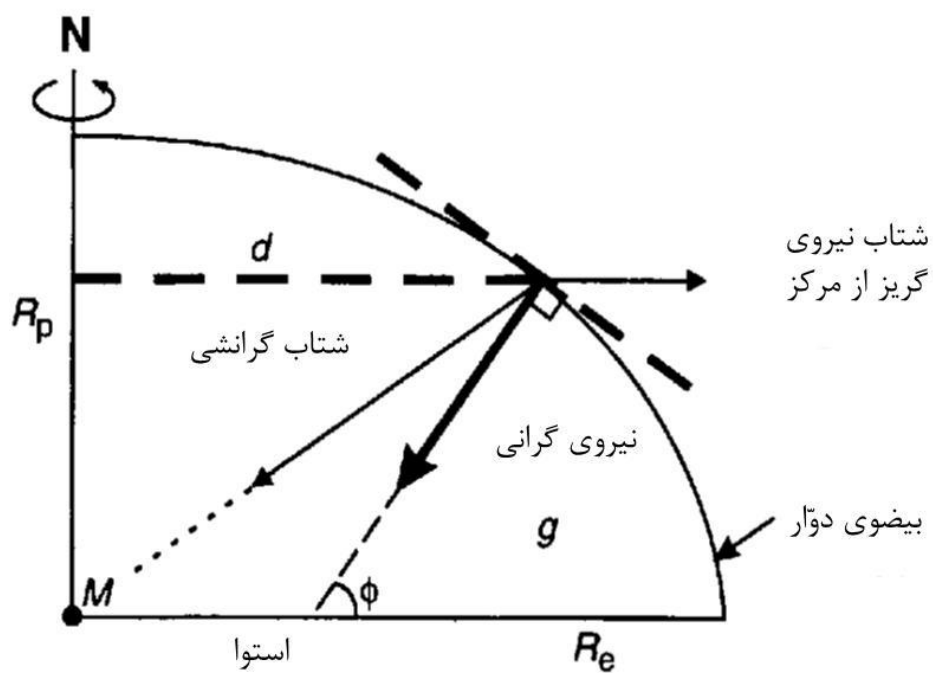
$$\frac{dg_\varphi}{ds} = 0.811 \sin 2\varphi \frac{mGal}{km} \quad (۷-۲)$$

رابطه (۷-۲) مقادیر تغییرات گرانی را به ازای هر کیلومتر فاصله در روی زمین در راستای شمال-جنوب بر حسب میلی‌گال به دست می‌دهد. که در آن  $\varphi$  عرض جغرافیایی خط مبنا،  $ds$  تغییرات کیلومتری نقاط اندازه‌گیری نسبت به خط مبنا است.

مقدار ناچیز اثر چرخش ←  $F = m \frac{v^2}{r}$  = نیروی گریز از مرکز



شکل ۱-۲. شتاب گریز از مرکز و تغییرات شتاب جاذبه با عرض جغرافیایی (Reynolds, 1997)



شکل ۲-۲. شتاب گریز از مرکز  $g'$  و شتاب گرانشی و برآیند آنها  $g$  (Reynolds, 1997)

۲-۳-۲-۳- تصحیح ارتفاعی (هوای آزاد و بوگه)

از آن جا که اختلاف ارتفاع ها سبب تغییراتی در شتاب جاذبه اندازه گیری شده می شوند با انجام تصحیح ارتفاعی کلیه مقادیر اندازه گیری شده به یک سطح مبنا انتقال داده می شود. تصحیح ارتفاعی دارای دمولفه است: (۱) تصحیح هوای آزاد (۲) تصحیح بوگه

## (۱) تصحیح هوای آزاد

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

تصحیح هوای آزاد را می توان از روی معادله (۲-۸) و با مشتق گیری نسبت به  $r$  محاسبه نمود که به صورت رابطه (۲-۹) قابل بیان خواهد بود.

$$g = G \frac{m}{r^2} \quad (۲-۸)$$

$$dg = -2g \frac{h}{r} \quad (۲-۹)$$

اگر شعاع متوسط زمین ۶۳۶۷۰۰۰ متر در نظر گرفته شود و با توجه به مقدار تئوری گرانی در سطح دریا و عرض جغرافیایی ۴۵ درجه (۹۸۰۶۲۹ میلی گال)، در این صورت خواهیم داشت:

$$dg = -2g \frac{h}{r} = \frac{-2 \times 980629}{6.367 \times 10^6} \times h \quad (۲-۱۰)$$

$$dg = \partial g_{fa} = -0.3083h \quad (۲-۱۱)$$

که در آن  $h$ ، ارتفاع ایستگاه ها نسبت به سطح مبنا بر حسب متر و  $dg_{fa}$ ، تصحیح هوای آزاد بوده و بر حسب میلی گال به دست می آید.

در ایران تصحیح هوای آزاد را ۰/۳۰۸۶ در نظر گرفته می شود، بنابراین

$$\delta g_{FA} = -0.3086h(mgal) \quad (۲-۱۲)$$

مطابق رابطه (۲-۱۲)، وقتی ارتفاع ایستگاهی افزایش می یابد، مقدار گرانی اندازه گیری شده نیز در هر متر به اندازه ۰/۳۰۸۶ کاهش می یابد. بنابراین با اعمال این تصحیح تمام ایستگاه های اندازه گیری به یک سطح مبنا انتقال می یابند (دولتی، ۱۳۷۲).

اگر نقطه اندازه گیری بالاتر از سطح دریا های آزاد باشد، تصحیح هوای آزاد به مقدار گرانی قرائت شده اضافه می گردد. چنانچه نقطه اندازه گیری پایین تر از سطح دریا باشد، این مقدار تصحیح از مقادیر قرائت شده کم می شود.

## (۲) تصحیح بوگه

فرض می‌شود که فضای بین دو صفحه افقی توسط موادی با چگالی  $\rho$  پر شده باشد. جرم محصور بین دو سطح نیز روی مقادیر اندازه‌گیری شده تاثیر خواهد گذاشت که بایستی تاثیرات این جرم از مقادیر قرائت شده حذف شود و تصحیح مربوط به جاذبه‌این مواد با در نظر گرفتن یک تخته سنگ با گسترش طول و عرض بی‌نهایت و ضخامت  $h$  و با استفاده از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$\delta g_b = 2\pi G \rho h \quad (۱۳-۲)$$

اگر از شتاب جاذبه نسبت به  $h$  مشتق گرفته شود در نتیجه:

$$\frac{dg_b}{dh} = 2\pi G \rho \quad (۱۴-۲)$$

اگر به جای  $G$  مقدار ثابت آن قرار داده شود فرمول به صورت ساده زیر درمی‌آید

$$\frac{dg_b}{dh} = 0.0419 \rho \quad (۱۵-۲)$$

اگر فرض شود  $dh = h$  بنابراین خواهیم داشت:

$$\partial g_b = 0.0419 \rho h \quad (\text{mgal}) \quad (۱۶-۲)$$

اگر نقطه اندازه‌گیری بالاتر از سطح مبنا باشد، تصحیح بوگه از مقدار گرانی کم می‌شود و چنانچه نقطه اندازه‌گیری پایین‌تر از سطح مبنا باشد، این مقدار تصحیح به مقادیر قرائت شده اضافه می‌شود.

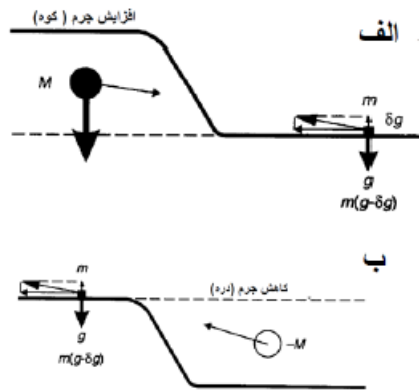
$$\Delta g_E = \delta g_{fa} + \delta g_b = (-0.3086 + 0.0419)h \quad (۱۷-۲)$$

پس از اعمال این تصحیحات، اصطلاحاً آنومالی بوگه ساده حاصل خواهد شد.

$$\Delta g_{bs} = g_{dc} + dg_{\phi} + dg_{FA} - dg_{sb} \quad (۱۸-۲)$$

## ۲-۳-۲-۴- تصحیح توپوگرافی

تصحیح بوگه ذکر شده با فرض افقی بودن سطح زمین و پر شدن فاصله بین سطح ژئوئید و سطح زمین از مواد با چگالی  $\rho_b$  صورت گرفت، اما ممکن است در اطراف هر ایستگاه اندازه‌گیری نسبت به سطح افقی که از ایستگاه اندازه‌گیری می‌گذرد، سطح زمین دارای دره (حذف قسمتی از حجم مواد با چگالی  $\rho_b$ ) و کوه (اضافه شدن حجمی از مواد با چگالی  $\rho_b$ ) باشد. جاذبه اندازه‌گیری شده در هر ایستگاه تحت تاثیر جرم‌های ناشی از تپه‌ها و دره‌ها قرار خواهد گرفت. پس علاوه بر تصحیح بوگه، بایستی اثرات این بی‌نظمی‌ها بر روی ایستگاه اندازه‌گیری محاسبه شود (نوروزی، ۱۳۸۸). به این ترتیب تصحیحی انجام می‌شود که به تصحیح توپوگرافی معروف می‌باشد.



شکل ۲-۳. اثر میدان جاذبه توپوگرافی اطراف یک ایستگاه روی مقدار گرانی اندازه گیری شده (Reynolds, 1997) الف- اثر کوه ب- اثر دره

وجود تپه‌های بالاتر از ایستگاه سبب می‌شود که مولفه شتابی به سمت بالا (جاذبه به سمت بالا) ایجاد شود و همچنین وجود دره‌های پایین‌تر از ایستگاه و تهی بودن مواد در این قسمت‌ها (فقدان جاذبه به سمت پایین) هر دو سبب کاهش جاذبه قرائت شده در ایستگاه می‌گردد. بدیهی است که در صورت مسطح بودن زمین نیازی به انجام تصحیح فوق نمی‌باشد چرا که با انجام این تصحیح فرض می‌شود که کلیه تپه‌های بالاتر از ایستگاه برداشت شده و کلیه دره‌های گودتر از همان مواد پر می‌گردد که با انجام این کار یک وضعیت مسطح حاصل می‌شود. تصحیح توپوگرافی همیشه مثبت بوده و به گرانی قرائت شده در هر ایستگاه اضافه می‌گردد (Reynolds, 1997). روش‌های مختلفی برای تصحیح توپوگرافی وجود دارد از جمله این روش‌ها روش هامر می‌باشد که هم به صورت دستی و هم به صورت برنامه‌نویسی با کامپیوتر قابل انجام است. در روش هامر سه زون نزدیک و متوسط و دور برای هر یک از نقاط محاسبه و اعمال می‌گردد. زون نزدیک بین ۱۰-۱۱۰ متر و متوسط ۱۱۰-۲۰۰۰ متر و زون دور نیز بین ۲۰۰۰-۲۲۰۰ متر محاسبه می‌گردد.

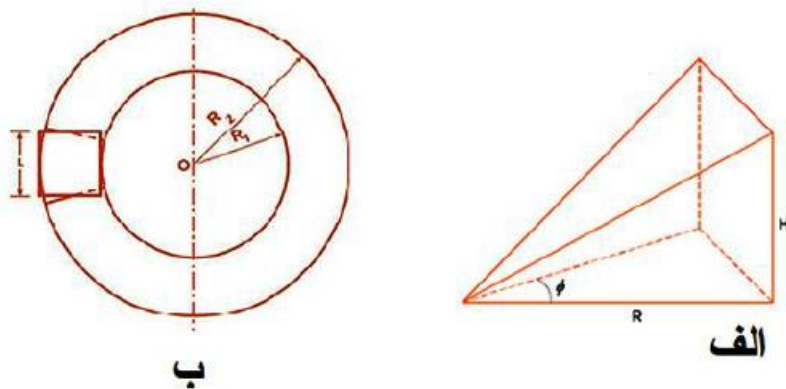
برای زون نزدیک، اثر گرانی هر یک از نقاط اطراف ایستگاه اندازه‌گیری از رابطه زیر استفاده می‌شود (Kane, 1962):

$$g = G\rho\varphi(R - \sqrt{R^2 + H^2} + \frac{H^2}{\sqrt{R^2 + H^2}}) \quad (2-19)$$

که در آن  $G$  ثابت جهانی گرانش،  $\rho$  مقدار چگالی،  $H$  ارتفاع گوشه‌ها نسبت به ایستگاه،  $R$  فاصله نقطه‌ی قرائت گرانی و نقاط گوشه است.

برای زون دور، اثر گرانی هر یک از نقاط اطراف ایستگاه اندازه‌گیری با استفاده از منشور مربعی و با فرمول زیر محاسبه می‌شود (Kane, 1962):

$$g = -G\rho \left| \begin{matrix} z_2 \\ z_1 \end{matrix} \right| \left| \begin{matrix} y_2 \\ y_1 \end{matrix} \right| \left| \begin{matrix} x_2 \\ x_1 \end{matrix} \right| x \cdot \ln(y + R) + y \cdot \ln(x + R) + Z \arctg\left(\frac{z \cdot R}{x \cdot y}\right) \quad (2-20)$$



شکل ۲-۴. الف- شکل هندسی برای زون نزدیک ب- برای زون دور (دید از بالا)

برای محاسبه‌ی اثر توپوگرافی با استفاده از نرم‌افزار ژئوسافت به یک نقشه‌ی توپوگرافی محلی (نزدیک) و یک نقشه‌ی توپوگرافی منطقه‌ای (دور) نیاز است. نقشه‌ی توپوگرافی محلی مربوط به محدوده‌ی اکتشافی است که همزمان با برداشت داده‌ها توسط گروه نقشه‌برداری برداشت و تهیه می‌شود و نقشه‌ی توپوگرافی منطقه‌ای با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰ از سازمان زمین‌شناسی خریداری می‌شود. سپس این دو نقشه همراه با داده‌های گرانی به نرم‌افزار ژئوسافت فراخوانی شده و برای هر ایستگاه تصحیح توپوگرافی انجام می‌شود. در نهایت پس از عمل این تصحیحات به آنومالی بوگه‌ی کامل رسیده می‌شود (رابطه‌ی ۲-۲۱)

$$\Delta g_{Total} = g_{dc} + dg_{\phi} + dg_{FA} - dg_{sb} + dg_{tc} \quad (2-21)$$

## ۲-۳-۳- تفکیک و آشکارسازی آنومالی‌ها

داده‌های حاصل از مرحله قبل شامل اثرات تمامی توده‌ها و منابع زمین‌شناسی موجود در منطقه مورد مطالعه با اعماق و خواص فیزیکی مختلف می‌باشد. به عبارت دیگر داده‌های برداشت‌شده در یک منطقه، طیفی از آنومالی‌های سطحی یا باقی‌مانده تا آنومالی‌های عمیق یا ناحیه‌ای را شامل می‌گردد. آنومالی‌های ناحیه‌ای دارای طول موج بلند می‌باشند در حالی که آنومالی‌های باقی‌مانده دارای طول موج کوتاه هستند (Reynolds, 1997). بنابراین لازم است این دو دسته آنومالی‌ها از یکدیگر تفکیک شوند تا بدین ترتیب آنومالی‌های مورد نظر آشکارسازی شوند. از جمله روش‌های تفکیک آنومالی‌ها می‌توان به روش روند سطحی با درجات مختلف و گسترش میدان به سمت بالا اشاره کرد.

## ۲-۳-۳-۱ روش روند سطحی

یکی از روش‌های تعیین اثرات ناحیه‌ای، روند سطحی می‌باشد که میدان ناحیه‌ای به وسیله حداقل مربعات تقریب زده می‌شود (Hinze, 1990). این روش براساس 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 دوبعدی به شرح زیر است (آگاه، دولتی ارده جانی، مرادزاده، & طباطبای ریسی):

$$T(x, y) = A_{00} + A_{10}x + A_{01}y + A_{11}xy + A_{20}x^2 + A_{21}x^2y + \dots + A_{pq}x^p y^q \quad (22-2)$$

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

$$R_i = G_i - T_i \quad (23-2)$$

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

درجه روند سطحی به پیچیدگی زمین‌شناسی ناحیه‌ای بستگی دارد (Dobrin & Savit, 1988). از درجه‌های بیشتر روند سطحی برای حالت‌های پیچیده‌تر استفاده می‌شود. هرچه درجه روند بیشتر باشد آنومالی‌های باقی‌مانده کوچک‌تر و برجسته‌تر می‌شوند و هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مذبور و مشاهده‌ای بیشتر خواهد شد. بنابراین مقادیر باقی‌مانده به سمت صفر میل خواهند کرد. در این حالت تفکیک اطلاعات به دو مولفه باقی‌مانده و ناحیه‌ای مفهومی نخواهد داشت و به‌این ترتیب هدف اصلی نادیده گرفته می‌شود (دولتی ارده‌جانی، ۱۳۷۵).

## ۲-۳-۲- روش گسترش میدان به سمت بالا

روش گسترش به سمت بالای داده‌های میدان پتانسیل در سطح وسیعی در ژئوفیزیک استفاده می‌شود. این روش به عنوان مثال برای افزایش و آشکار سازی پاسخ‌های منابع عمیق‌تر در جایی که منابع کم عمق‌تر نیز موجودند، به کار برده می‌شوند (Reynolds, 1997).

در این روش داده‌های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح ترازوی در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند. بدین ترتیب تاثیرات سطحی حذف شده و تاثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شوند. در واقع این روش آنومالی‌های با طول موج کوتاه‌تر را حذف کرده و دامنه آنومالی‌ها را تضعیف و نویز را کاهش می‌دهد. بنابراین، این روش مانند یک فیلتر پایین‌گذر عمل می‌کند (Reynolds, 1997). گسترش داده‌های گرانی به سطوح بالاتر در مقایسه با روش گسترش به سمت پایین، افزایش نویز ندارد.

اما یک مشکل عمده در گسترش میدان به سمت بالا این است که منابع دارای گسترش زیاد و منابع دارای گسترش کم، همزمان به سمت بالا گسترش می‌یابند. یعنی بعد از گسترش به سمت بالا، وقتی آنومالی ناحیه‌ای از داده‌های مشاهده‌ای کم می‌شود، آنومالی‌های باقیمانده هنوز شامل اجزای ناحیه‌ای هستند، بنابراین جداسازی به خوبی انجام نگرفته است. برای این منظور یک عملگر گسترش به سمت بالای توسعه یافته توسط پاولوسکی (۱۹۹۵) پیشنهاد شد که با استفاده از آن، آنومالی‌های ناشی از چشمه‌های عمیق با طول موج‌های بلند، در طی گسترش به سمت بالا، کمترین کاهش را می‌یابند. در فصل سوم به طور مفصل در مورد آن بحث خواهد شد.

## ۲-۳-۴- تشخیص منابع زیرسطحی منابع مولد آنومالی

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

## ۲-۴-۵- تفسیر مدل فیزیکی به مفهوم زمین‌شناسی

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

در ادامه‌ی بحث در فصل سوم اصول روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته که از روش‌های جداسازی آنومالی ناحیه‌ای و محلی هستند و رسیدن به یک الگوریتم برای این روش‌ها بیان خواهد شد.

## فصل سوم

روش ادامه فراسوی توسعه یافته و یافتن ارتفاع بهینه

بر مبنای تئوری پتانسیل، آنومالی‌های گرانی از تاثیر تباین‌های چگالی در اعماق مختلف ایجاد می‌شود. بدین‌منظور برای مطالعه یک موضوع زمین‌شناسی خاص با استفاده از داده‌های گرانی، آنومالی‌های گرانی بایستی جدا شوند.

یکی از روش‌های تبدیل میدان، روش گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه فراسو است که افراد زیادی روی این روش فعالیت نموده‌اند. ادامه فراسو روشی برای جدا کردن یک آنومالی ناحیه‌ای منتج از منابع عمیق برای داده‌های مشاهده‌ای است. عملگر ادامه فراسو یک عملگر پایدار عددی است که نقش ارتباط بین پیمایش‌های زمینی و هوایی را نیز ایفا می‌کند. اما یکی از مسائل اساسی در این روش تعیین ارتفاع بهینه گسترش میدان است.

تحلیل طیفی داده‌های گرانی و مغناطیس در طول دو دهه گذشته برای محاسبه‌ی عمق شکل‌های زمین‌شناسی مشخص، به طور وسیع استفاده شده است. برای مثال برای شکل زمین‌شناسی خاصی مانند پی‌سنگ مغناطیسی (Spector & Grant, 1970)، (Hann, 1976) و (Conrad, 1983) و یا برای نقطه همدمای کوری (Spector & Grant, 1970)، (Shuy, 1977) و (Okubo, 1994) اظهار داشتند که فاکتور عمق همواره در شکل میانگین شعاعی طیف توان غالب است. میانگین شعاعی طیف توان میدان در یک سطح مشاهده‌ای دوبعدی با افزایش عمق تا منبع، با یک فاکتور  $\exp(-4kr)$  کاهش می‌یابد. بنابراین اگر فاکتور عمق در شکل طیف توان غالب باشد، لگاریتم طیف توان باید با  $-4kr$  متناسب باشد و عمق تا منبع می‌تواند مستقیماً از شیب منحنی میانگین شعاعی لگاریتمی طیف توان منتج شود. یک طیف توان تنها ممکن است تا پنج مقدار عمق را نتیجه دهد، که هر کدام از طیف توان گرانی حاصل شود. که موجب به‌دست آمدن یک روش برای تخمین عمق از داده‌های گرانی می‌شود.

در سال ۱۹۹۵ پاولوسکی (Pawlowski, 1995) عملگر جدیدی برای گسترش میدان پتانسیل بر مبنای فیلتر وینر و تئوری گرین پیشنهاد داد که به نام عملگر گسترش میدان توسعه یافته معروف شد. این عملگر پاسخ گسترش میدانی که روی یک باند خاص از طیف دامنه فوریه میدان پتانسیل مشاهده‌ای عمل می‌کند، را پردازش می‌نماید. از این روش در تفسیر آنومالی‌های گرانی در چین استفاده گردیده و توانسته در تفکیک آنومالی‌ها موثر باشد (Zeng & Xu, 2000) و

(Zeng & Xu, 2001).

بسیاری از محققان روش‌هایی را برای ادامه فراسو پیشنهاد داده‌اند، که در این میان روش منابع معادل از مقبولیت بیشتری برخوردار می‌باشد. در اینجا عمق سه لایه مختلف که به عنوان سه منبع مختلف می‌باشد مورد هدف می‌باشد و با استفاده از روش تخمین عمق طیف توان شعاعی میانگین بر روی داده‌های یک شبکه گرانی، عمق سه لایه مختلف که ایجاد کننده بی‌هنجاری‌های گرانی می‌باشند حاصل می‌شود.

پاولوسکی عملگر ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته را بر مبنای فیلتر وینر طراحی کرد که در این جا به بررسی این عملگر پرداخته می‌شود. بعد از ادامه فراسوی توسعه یافته، آنومالی‌های باقیمانده محلی از کسر آنومالی‌های ادامه فراسو یافته نسبت به داده‌های مشاهده‌ای منتج می‌شود.

### ۲-۳- جدا سازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده

روی نقشه‌ها و پروفیل‌های آنومالی بوگه در یک منطقه اکتشافی در صورتی که نوفه‌ها به خوبی حذف شده باشند معمولاً دو آنومالی قابل تفکیک است. یکی بازتاب گرانی منابع با گسترش زیاد که به طور معمول نسبت به اهداف اکتشافی معدنی در عمق بیشتری قرار دارند، که آنومالی‌های مربوط به آن‌ها به صورت کنترهایی با تغییرات یکنواخت‌تر و گستردگی بیشتر (نسبت به آنومالی‌های اهداف اکتشافی) خود را نشان می‌دهند که آنومالی‌های ناحیه‌ای نامیده می‌شوند. این آنومالی‌ها از دید طیفی به صورت فرکانس‌های فضایی کم یا طول موج‌های بلند خود را نشان می‌دهند. نوع دوم آنومالی‌های موجود در واقع اهداف اکتشافی هستند که با گسترش کم و دامنه تغییرات شدیدتر ظاهر می‌شوند. این بی‌هنجاری‌ها به صورت فرکانس‌های زیاد یا طول موج‌های کوتاه ظاهر می‌شوند (Reynolds, 1997).

در مطالعات ناحیه‌ای گرانی به‌منظور واضح‌تر شدن آنومالی‌های حاصله از اشکال بزرگ مقیاس (آنومالی‌های ناحیه‌ای)، باید آنومالی‌های باقی‌مانده (حاصله از منابع زیرسطحی با گسترش جانبی محدود) را از روی آنومالی‌های مشاهده‌ای حذف نمود (کلاگری، ۱۳۷۱). برعکس، در کارهای اکتشافی گرانی و کوچک مقیاس (محلی) معمولاً آنومالی‌های ناحیه‌ای را به منظور بارزسازی بهتر آنومالی‌های باقی‌مانده از روی آنومالی‌های مشاهده حذف می‌نمایند. در نقشه‌های میدان پتانسیل تأثیرات توده‌های عمیق محدوده وسیعی را در نقشه آنومالی در بر گرفته و برعکس تأثیرات سطحی مناطق کوچکی را شامل می‌شوند. بنابراین مقادیر آنومالی باقی‌مانده طبق رابطه زیر بیان خواهد شد.

$$g_{res} = g_{total} - g_{reg} \quad (۱-۳)$$

که در این رابطه  $g_{res}$  آنومالی گرانی باقی‌مانده،  $g_{total}$  آنومالی میدان گرانی کل و  $g_{reg}$  آنومالی گرانی ناحیه‌ای است. جداسازی صحیح آنومالی‌های باقی‌مانده و ناحیه‌ای منجر به تفسیر بهتری در عملیات گرانی سنجی خواهد شد.

در این پایان نامه برای تفکیک آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی‌مانده از روش‌های روند سطحی، ادامه فراسوی مرسوم و ادامه فراسوی توسعه یافته استفاده شده است. برای روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه فراسوی توسعه یافته

از ارتفاع بهینه استفاده شد. روش ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته و ادامه فراسوی مرسوم در نرم‌افزار متلب کدنویسی شد.

در اینجا توضیحات تکمیلی برای ادامه‌ی فراسوی مرسوم و تشریح روش ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته آمده است و توضیحات مربوط به روش روند سطحی در فصل دوم شرح داده شد.

### ۳-۲-۱- روش گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه فراسو

روش گسترش به سمت بالای داده‌های میدان پتانسیل در سطح وسیعی در ژئوفیزیک استفاده می‌شود. این روش مقادیر گرانی اندازه‌گیری را در سطحی بالاتر از سطح داده‌ها بیان می‌کند، بدون این که عملیات گرانی در آن سطح صورت گرفته باشد، برای انجام محاسبات، مقادیر بوگه منطقه لازم است که روی سطح مبنا اندازه‌گیری شده باشد. طرز عمل در روش گسترش به سمت بالا به قرار زیر می‌باشد:

با بالا بردن سطح اندازه‌گیری به سطحی بالاتر از سطح زمین، به علت این که فاصله از منابع آنومالی بیشتر می‌شود، شتاب جاذبه آن‌ها کم خواهد شد. اما مقدار جاذبه محلی در مقایسه با منابع ناحیه‌ای به طور چشمگیر کاهش می‌یابد، چرا که تغییر در مسافت متناسب با بزرگی منبع است، به این صورت که نسبت بزرگی منبع آنومالی به فاصله‌اش تا ایستگاه اندازه‌گیری، تعیین کننده مقدار کاهش گرانی اندازه‌گیری شده است.

به عبارت دیگر در این روش داده‌های میدان پتانسیل از یک سطح مبنا به طریق ریاضی بر روی سطوح تراز در بالای سطح مبنای اصلی تصویر می‌شوند. بدین ترتیب تاثیرات سطحی حذف شده و تاثیرات عمیق به وضوح مشخص می‌شوند. در واقع این روش آنومالی‌های با طول موج کوتاه‌تر را حذف کرده و دامنه آنومالی‌های محلی را تضعیف و نویز را کاهش می‌دهد. بنابراین، این روش مانند یک فیلتر پایین گذر عمل می‌کند (Reynolds, 1997).

میدان ناشی از منابع زیرسطحی با در نظر گرفتن راستای محور  $Z$  به سمت پایین و در سطح

$Z = Z_0 - \Delta Z$  توسط رابطه‌ی زیر داده می‌شود (Blakely, 1996).

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \iint \frac{U(x', y', z_0)}{[(x - x')^2 + (y - y')^2 + (\Delta z)^2]^{\frac{3}{2}}} dx' dy'; \Delta z > 0 \quad (2-3)$$

این رابطه نشان می‌دهد که برای هر نقطه از سطح بالاتر، با حل انتگرال دو بعدی بالا می‌توان میدان گسترش یافته

$$\psi_u(x, y, z) = \frac{\Delta z}{2\pi} \frac{1}{(x^2 + y^2 + \Delta z^2)^{\frac{3}{2}}} \quad \text{با در نظر گرفتن به سمت بالا را به دست آورد.}$$

رابطه ۳-۲ به صورت زیر بازنویسی می‌شود.

$$U(x, y, z_0 - \Delta z) = \iint U(x' + y' + z_0) \psi_u(x - x', y - y' - \Delta z) dx' dy' \quad (3-3)$$

از طرفی طبق تعریف، واهمامیخت دو تابع دلخواه از رابطه‌ی زیر به‌دست می‌آید.

$$f * g = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x') g(x - x') dx' \quad (4-3)$$

مذا رابطه‌ی (۳-۳) کانولوشن بین میدان پتانسیل  $U$  و تابع  $\psi_u$  است. همچنین بر اساس ویژگی‌های کانولوشن، کانولوشن دو تابع در حوزه‌ی مکان، معادل ضرب آن‌ها در حوزه‌ی فوریه است. لذا انتگرال رابطه (۳-۳) با تبدیل میدان پتانسیل  $U$  و تابع  $\psi_u$  به حوزه‌ی فوریه و ضرب آن‌ها و در نهایت گرفتن تبدیل فوریه‌ی معکوس آن‌ها به راحتی قابل حل است.

$$F[U_u] = F[U] \cdot F[\psi_u] \quad (5-3)$$

تابع  $\psi_u$  فیلتر ادامه‌ی فراسو در حوزه‌ی مکان است که به صورت زیر نوشته می‌شود.

$$\psi_u(x, y, \Delta z) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} \left( \frac{1}{r} \right) \quad (6-3)$$

که در آن  $r = \sqrt{x^2 + y^2 + \Delta z^2}$ . تبدیل فوریه‌ی رابطه‌ی (۶-۳) به صورت زیر است:

$$F[\psi_u] = \frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial \Delta z} F\left[\frac{1}{r}\right] = -\frac{\partial}{\partial \Delta z} \frac{e^{-|k|\Delta z}}{|k|} = e^{-\Delta z|k|}; \Delta z > 0 \quad (7-3)$$

که  $k = \frac{2\pi}{\lambda}$  بردار عدد موج است و  $\lambda$  طول موج است (Blakely, 1996).

### ۳-۲-۲-۲- ادامه فراسوی توسعه یافته

#### ۳-۲-۲-۱- قضیه وینر

در پردازش سیگنال‌ها، فیلتر وینر در سال ۱۹۴۰ پیشنهاد و در سال ۱۹۴۹ منتشر شد. هدف فیلتر وینر، حذف نویزهایی است که سیگنال را خراب کرده‌اند. اساس کار فیلتر وینر در دستیابی به این هدف، روش‌های آماری است (Wiener, 1949).

طراحی فیلتر وینر بر این فرض استوار است که خواص طیفی سیگنال اصلی و نویز معلوم است. بدین ترتیب اگر سیگنال  $S(t)$  با یک نویز اضافی  $n(t)$  خراب شده باشد، خروجی  $S(t)$  به وسیله فیلتر وینر  $g(t)$  با استفاده از کانولوشن قابل محاسبه است (Naidu, 1968):

$$S^*(t) = g(t) * [s(t) + n(t)] \quad (۸-۳)$$

اگر ورودی فیلتر وینر  $f(m,n)$  به صورت مجموع سیگنال  $\varphi(m,n)$  و نویز  $\eta(m,n)$  در نظر گرفته شود:

$$f(m,n) = \varphi(m,n) + \eta(m,n) \quad (۹-۳)$$

اگر طیف‌های سیگنال، نویز و ورودی به ترتیب با  $S_\varphi(u,v)$  و  $S_\eta(u,v)$  و  $S_f(u,v)$  تعریف شوند.

تابع انتقال فیلتر مطلوب، برابر است با:

$$A(u,v) = \frac{S_\varphi(u,v)}{S_f(u,v)} \quad (۱۰-۳)$$

باید توجه داشت هنگامی که سیگنال و نویز ناهمبسته‌اند مخرج رابطه بالا برابر است با:

$$S_f(u,v) = S_\eta(u,v) + S_\varphi(u,v) \quad (۱۱-۳)$$

وقتی که سیگنال و نویز با هم همپوشانی ندارند، جداسازی سیگنال و نویز به راحتی ممکن است. اما هنگامی که سیگنال و نویز همپوشانی دارند سیگنال و نویز تا حدی از هم جداسازی می‌شوند که در این حالت خطای میانگین مربعات برابر است با (Naidu, 1968):

$$MSE = \int \int_{-a-a}^{+a+a} \frac{S_\eta(u,v)S_\varphi(u,v)}{S_\eta(u,v)S_\varphi(u,v)} dudv \quad (۱۲-۳)$$

از رابطه بالا مشخص است وقتی که سیگنال و نویز همپوشانی ندارند صورت کسر صفر شده و در نتیجه مقدار خطا نیز صفر می‌شود.

فیلتر وینر مطلوب، به طیف سیگنال و نویز بستگی دارد. هنگامی که این دو طیف با هم همپوشانی دارند فیلتر مطلوب، یک فیلتر ساده است، اما وقتی که دو طیف همپوشانی دارند فیلتر بهینه دارای یک میزانی است. بنابراین برای پیاده‌سازی عملی فیلتر وینر، باید طیف سیگنال و نویز را داشت و برای موثر بودن فیلتر، بهتر است که دو طیف، همپوشانی زیادی نداشته باشند.

عملگر ادامه توسعه یافته که پاولوسکی طراحی کرد، یک تابع انتقال فیلتر جدید است که از فیلتر وینر نتیجه می شود و از اجزای لایه ای معادل برای ادامه فراسوی داده های میدان پتانسیل بیان می شود (پاولوسکی، ۱۹۹۵). با فرض ناهمبسته بودن چشمه های تولید کننده ناهنجاری، اگر  $g_{obs}$  آنومالی گرانی مشاهده ای،  $g_s$  آنومالی گرانی حاصل از چشمه های سطحی (اثر باقی مانده) و  $g_d$  آنومالی گرانی حاصل از چشمه های عمیق (اثر ناحیه ای) باشد پس:

$$g_{obs} = g_s + g_d \quad (3-13)$$

با استفاده از روش ادامه فراسوی توسعه یافته پاولوسکی انتظار می رود که آنومالی های منابع عمیق، دست نخورده باقی بمانند و در عین حال، ناهنجاری های منابع سطحی تضعیف شوند. اگر مقدار خروجی این روش  $g_{preUP}$  باشد داریم:

$$g_{preUP} = g_{deep} + g_{shallowUP} \quad (3-14)$$

در اینجا زیر نویس up به داده های ادامه فراسو یافته اشاره دارد.

پس از گسترش میدان به سمت بالای توسعه یافته، آنومالی های منابع سطحی، تضعیف می شوند. این در حالی است که در فرآیند ادامه فراسوی مرسوم (با عملگر  $e^{-k_{hup}}$ )، هر دو ناهنجاری های سطحی و عمیق، همزمان ادامه فراسو تا حدودی تضعیف می شوند، به عبارتی در اثر تضعیف آنومالی های عمیق، بخشی از سطحی ها هم ضعیف می گردند، یعنی:

$$g_{conUP} = g_{dUP} + g_{sUP} \quad (3-15)$$

با فرض اینکه ورودی فیلتر، آنومالی گرانی مشاهده ای ( $g_{obs}$ )، و مقدار خروجی مورد انتظار آن ادامه فراسوی توسعه یافته ( $g_{preUP}$ ) باشد، تابع انتقال فیلتر وینر ( $w$ ) به این شکل در می آید:

$$W(f) = \frac{\langle G_{preUP} G^* \rangle}{\langle G G^* \rangle} \quad (3-16)$$

در اینجا  $f$  نشان دهنده فرکانس (عدد موج)،  $G$  نشان دهنده واحدهای دامنه فرکانس های (عدد موج های) خاص، \* نشان دهنده قسمت مزدوج مختلط و جفت کروسه بیانگر مقدار امید ریاضی است. صورت رابطه (3-16) عبارت است از تابع چگالی طیف توان عرضی ورودی فیلتر و مقدار دلخواه خروجی فیلتر، و مخرج آن تابع چگالی طیف توان ورودی فیلتر است.

با فرض آن که اجزای میدان سطحی و عمقی، ناهمبسته اند، طرف راست رابطه بالا را می توان به این صورت نوشت:

$$GG^* = p \quad (۱۷-۳)$$

$$G_{preUP} G^* = p e^{-kh_{up}} - p_d e^{-kh_{up}} (1 - e^{kh_{up}}) \quad (۱۸-۳)$$

با جای گذاری رابطه (۱۸-۳) در رابطه (۱۶-۳)، عملگر ادامه فراسوی توسعه یافته به این صورت بدست می آید:

$$W_{up} = e^{-kh_{up}} \left[ 1 - \frac{p_d}{p} (1 - e^{kh_{up}}) \right] = \frac{p_d}{p} + \frac{p_s}{p} e^{-kh_{up}} \quad (۱۹-۳)$$

در این روابط،  $k$  بردار موج زاویه ای،  $h_{up}$  مقدار ارتفاع ادامه فراسو،  $p_d$  تابع چگالی طیف توان اجزای عمیق تولید کننده میدان،  $p_s$  تابع چگالی طیف توان اجزای سطحی تولید کننده میدان و  $p$  تابع چگالی طیف توان میدان گرانی مشاهده ای است. در این جا عبارت نمایی خارج از کروشه، همان عملگر ادامه فراسوی مرسوم است.

از خروجی دلخواه رابطه (۱۴-۳) واضح است که خصوصیت اصلی عملگر ادامه فراسوی توسعه یافته، تضعیف آنومالی های سطحی طول موج کوتاه داده های گرانی، حین تبدیل میدان است. بنابراین ناهنجاری های عمیق طول موج بلند می توانند دست نخورده حفظ شده و استخراج گردند. اگر ارتفاع ادامه فراسو به اندازه کافی بزرگ باشد، ناهنجاری های سطحی طول موج کوتاه، تا حد رسیدن به صفر تضعیف می شوند یعنی  $g_{shallow\ up} \rightarrow 0$ ، بنابراین:

$$g_{preUP} = g_{deep} + g_{shallowUP} \cong g_{deep} \quad (۲۰-۳)$$

$$g_{observe} - g_{preUP} = g_{deep} + g_{shallow} - g_{deep} \cong g_{shallow}$$

از روابط بالا می توان آنومالی های سطحی و عمیق را به طور مجزا به دست آورد. پس نسبت به تبدیلات مرسوم میدان پتانسیل که آنومالی های مشاهده ای در صفحه مشاهده، به آنومالی هایی در صفحه ادامه یافته تبدیل می شوند، فرآیند ادامه توسعه یافته، به نوعی جداسازی آنومالی ها را بهتر انجام می دهد.

در اینجا، طیف توان فوریه میدان پتانسیل مشاهده ای، با استفاده از نظریه گرین در مورد اصل لایه های معادل برای اجزاء سطحی و عمیق منبع میدان، مدل سازی می شود. با استفاده از اصل لایه های معادل، می توان منابع زیرزمینی تولید کننده میدان را به صورت لایه ای معادل در نظر گرفت که چگالی، به طور نقطه ای روی سطح لایه پراکنده شده است (Dampney, 1969). تابع چگالی طیف توان گرانی برای هر لایه معادل در عمق  $h$  به صورت زیر مدل سازی می شود (Naidu, 1968):

$$\langle |G(f)|^2 \rangle = c \langle |\sigma^2| \rangle \exp(-4\pi fh) \quad (۲۱-۳)$$

در اینجا  $G(f)$  میانگین شعاعی تبدیل فوریه میدان گرانی لایه معادل معادل است که به عنوان تابعی از فرکانس شعاعی  $f$  بیان خواهد شد.  $c$  یک مقدار ثابت و  $\sigma$  چگالی متوسط لایه معادل است. از یک چندجمله‌ای برای برازش طیف توان لگاریتمی شعاعی ناهنجاری‌های گرانی استفاده خواهد شد و تعداد لایه معادل و همچنین عمق هر لایه تخمین خواهد خورد. به طور کلی، فرآیند جداسازی به‌روشنی ادامه فراسوی توسعه یافته بدین صورت در نرم‌افزار متلب انجام خواهد شد:

۱- تبدیل فوریه ناهنجاری‌های گرانی مشاهده‌ای.

۲- محاسبه طیف توان لگاریتمی شعاعی ناهنجاری‌های گرانی مشاهده‌ای.

۳- رسم طیف توان لگاریتمی شعاعی ناهنجاری‌های گرانی مشاهده‌ای بر حسب عدد موج شعاعی، مشخص کردن تعداد لایه‌های منابع معادل و محدوده فرکانسی آن‌ها.

۴- از لایه‌های برازش یافته، محاسبه عمق هر لایه معادل

۵- طراحی عملگر ادامه فراسوی توسعه یافته با استفاده از رابطه (۳-۱۹).

۶- اعمال عملگر با ضرب عملگر ادامه فراسوی توسعه یافته در تبدیل فوریه ناهنجاری‌های گرانی.

۷- رهاسازی اجزاء میدان در فضا، با محاسبه عکس تبدیل فوریه.

### ۳-۲-۳- تخمین ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسو

در جدایش آنومالی‌های گرانی با استفاده از ادامه‌ی فراسو، مهمترین قدم شناخت ارتفاع ادامه‌ی فراسو می‌باشد تا منجر به این شود که در طی ادامه‌ی فراسو آنومالی‌های سطحی تا حد ممکن تضعیف شوند و آنومالی‌های عمیق تا حد امکان باقی بمانند (Xiahong et al, 2009).

در این جا برای رسیدن به این هدف ابتدا نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین بر حسب فرکانس آن‌ها رسم خواهد شد تا با برازش چندجمله‌ای‌های درجه اول به تخمین عمیق‌ترین لایه مولد آنومالی‌ها رسیده شود. سپس با ارتفاع‌های کمتر از این مقدار به تخمین ارتفاع بهینه پرداخته خواهد شد. بدین ترتیب که کمترین ارتفاعی که فرکانس‌های بالاتری را تضعیف کند ارتفاع بهینه خواهد بود. برای این منظور نمودار دامنه‌ی عملگر ادامه‌ی فراسو بر حسب فرکانس رسم خواهد شد و کمترین ارتفاعی که به بهترین نحو فرکانس‌های بالاتر را حذف کنند به عنوان ارتفاع بهینه شناخته خواهد شد. زیرا آنومالی‌های سطحی دارای بیشترین فرکانس‌ها هستند و بایستی طی ادامه‌ی فراسو حذف شوند.

با داشتن این الگوریتم، در نرم‌افزار متلب این روش کدنویسی شد، اما برای دانستن نقاط ضعف و قوت این روش و کیفیت جداسازی آنومالی‌ها توسط روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته با ارتفاع بهینه‌ی آن‌ها و همچنین مقایسه‌ی آن‌ها با روش روند سطحی با درجات مختلف نیاز به یک مدل‌سازی با رویکرد جداسازی آنومالی‌ها است، در ادامه‌ی این پایان‌نامه و در فصل چهارم این مدل‌سازی و ارائه‌ی روش‌ها ارائه خواهد شد.

## فصل چهارم

### مدلسازی

دلیل این که در کارهای ژئوفیزیکی از مدل سازی استفاده می شود بررسی روش یا روش های مختلف می باشد تا کارایی و معایب و مزایای آن ها بررسی شود و در واقع بررسی روش مورد نظر در تغییر پارامترهای مختلف در مدل بر روی آنومالی حاصل از آن امکان پذیر شود.

با توجه به این که ساختارهای زمین شناسی دارای اشکال ساده و پیچیده دو و سه بعدی می باشند، محاسبه اثر گرانی ناشی از آن ها توسط افراد زیادی صورت گرفته است (Dobrin and Savit, 1988; Plouff, 1976; Talwani, 1965 و ...).

#### ۴-۲- پاسخ گرانی توده های با شکل هندسی منظم

برای تعیین و تشخیص اجسام پیچیده با آنومالی های گرانی سنجی، شناخت اثرات گرانشی اجسام با اشکال ساده هندسی مفید است. بدین منظور اثر گرانشی چند نوع از اجسام ساده هندسی در اینجا بیان می شود.

##### ۴-۲-۱- اثر گرانی ناشی از وجود یک استوانه افقی مدفون

مدل استوانه افقی برای توصیف ساختارهای طویل و باریک از جمله نفتگیرهای تاکدیسی روی نقشه های آنومالی بوگه مفید می باشد. اگر استوانه به وسیله یک سری کرات متوالی در کنار یکدیگر فرض شود، افزایش شتاب جاذبه گرانی آن ها را می توان از فرمول کره محاسبه نمود و سپس با انتگرال گیری ریاضی آن ها، شتاب جاذبه استوانه را می توان از فرمول زیر به دست آورد (آقاجانی، ۱۳۸۸):

$$\Delta g = \frac{G \cdot \Delta M \cdot z}{r^2} \quad (۱-۴)$$

##### ۴-۲-۲- محاسبه ی اثر گرانی به روش تالوانی

ساختارهای زمین شناسی اغلب دارای طول بیشتر از عرض هستند. مناطق شکستگی ها، گسل ها، دایک ها، مناطق ریفتی و تاکدیس های افقی مثال هایی از این نوع می باشند که اغلب در یک جهت افقی خاص واقع شده اند. اگر آنومالی گرانی به اندازه کافی خطی باشد می توان منابع گرانشی را در جهت موازی با امتداد کشیدگی بعد طویل آنومالی در نظر گرفت. به طوری که در راستای محور  $y$  که موازی با امتداد آنومالی بوده اثر گرانی ثابت بوده و فقط در دو بعد  $x$  و  $z$  تغییرات چگالی دیده می شود. این دسته از توده ها را، اجسام دو بعدی می گویند. چگالی این اجسام به صورت زیر تعریف می شود (آقاجانی، ۱۳۸۸؛ Blakely, 1996):

$$\rho(x, y, z) = \rho(x, z) \quad (۲-۴)$$

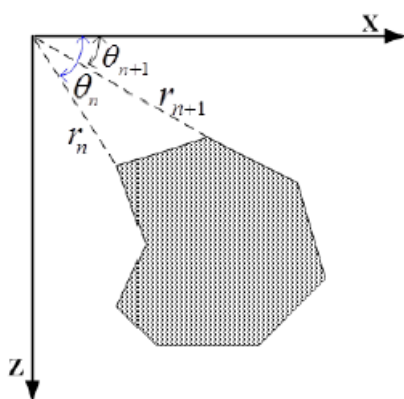
پیترز جسم دوبعدی را به صورت جسمی که روی نقشه آنومالی شکل بسته ای ایجاد نماید تعریف کرد به طوری که بزرگترین بعد آن حداقل سه برابر کوچکترین بعد آن باشد (Peters, 1949).

تالوانی و همکارانش (۱۹۵۹) روشی را برای محاسبه کامپیوتری شتاب گرانشی اجسام دو بعدی با چگالی حجمی  $\rho(x, z)$  را به صورت زیر تعریف نمودند (Talwani et al, 1959).

$$g = 2G\rho \sum_{n=1}^N \frac{\beta_n}{1 + \alpha_n^2} \left[ \log \frac{r_{n+1}}{r_n} - \alpha_n \cdot (\theta_{n+1} - \theta_n) \right] \quad (3-4)$$

که در آن  $\alpha_n = \frac{x_{n+1} - x_n}{z_{n+1} - z_n}$  و  $\beta_n = x_n - \alpha_n z_n$  است.

راه مفیدتر برای تقریب ویژگی‌های پدیده‌های زمین‌شناسی جایگزینی یک چندضلعی ساده به‌جای شکل دوبعدی و مقطع عرضی آن‌ها می‌باشد (شکل ۴-۱). به این ترتیب روش مناسب‌تری برای سازگاری با الگوریتم‌های کامپیوتری فراهم می‌شود.



شکل ۴-۱. تقریب یک جسم دوبعدی به‌وسیله یک n ضلعی (Talwani et al, 1959)

#### ۴-۳- مدل‌سازی منشورهای راست‌گوشه و اعمال روش‌های مورد نظر

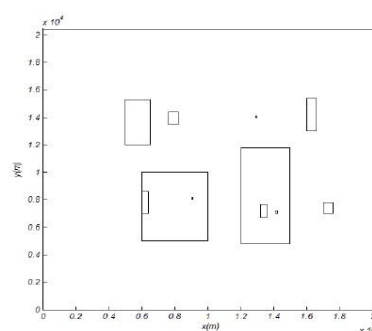
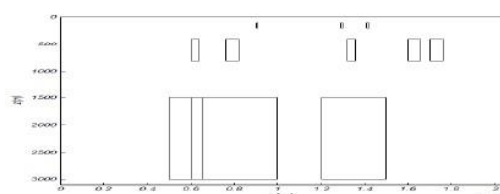
جهت اعمال روش‌های ذکر شده برای جداسازی ناهنجاری‌های گرانی از مدلی استفاده می‌شود که شامل اجسامی باشد که ایجاد کننده آنومالی‌های ناحیه‌ای و اجسام ایجاد کننده آنومالی‌های محلی می‌باشد. بنابراین اجسامی که آنومالی‌های محلی را ایجاد می‌کنند می‌بایست دارای گسترش و عمق کم باشند و اجسام ایجاد کننده آنومالی ناحیه‌ای می‌بایست دارای گسترش زیاد و عمق بالا باشند. بنابراین با این رویکرد مدلی را که شامل یازده منشور راست گوشه می‌باشد و در سه لایه عمقی مختلف قرار دارد تهیه شد (جدول ۴-۱).

جدول ۴-۱. مشخصات مدل مصنوعی

| منشور          | اختلاف چگالی<br>( $\Delta\rho: g/cm^3$ ) | گسترش در راستای x | گسترش در راستای y | گسترش عمقی<br>اجسام |
|----------------|------------------------------------------|-------------------|-------------------|---------------------|
| A <sub>1</sub> | ۰/۵                                      | ۹۰۰۰-۹۱۰۰         | ۸۰۰۰-۸۲۰۰         | ۱۰۰-۲۰۰             |
| A <sub>2</sub> | -۰/۵                                     | ۱۴۱۰۰-۱۴۲۰۰       | ۷۰۰۰-۷۲۰۰         | ۱۰۰-۲۰۰             |
| A <sub>3</sub> | ۰/۵                                      | ۱۲۹۰۰-۱۳۰۰۰       | ۱۴۰۰۰-۱۴۱۰۰       | ۱۰۰-۲۰۰             |
| B <sub>1</sub> | -۰/۲۵                                    | ۶۰۰۰-۶۴۰۰         | ۷۰۰۰-۸۶۰۰         | ۴۰۰-۸۰۰             |

|           |             |             |       |                |
|-----------|-------------|-------------|-------|----------------|
| ۴۰۰-۸۰۰   | ۶۷۰۰-۷۷۰۰   | ۱۳۲۰۰-۱۳۶۰۰ | ۰/۲۵  | B <sub>2</sub> |
| ۴۰۰-۸۰۰   | ۷۰۰۰-۷۸۰۰   | ۱۷۰۰۰-۱۷۶۰۰ | ۰/۲۵  | B <sub>3</sub> |
| ۴۰۰-۸۰۰   | ۱۳۵۰۰-۱۴۴۰۰ | ۷۶۰۰-۸۲۰۰   | ۰/۲۵  | B <sub>4</sub> |
| ۴۰۰-۸۰۰   | ۱۳۰۰۰-۱۵۴۰۰ | ۱۶۰۰۰-۱۶۶۰۰ | -۰/۲۵ | B <sub>5</sub> |
| ۱۵۰۰-۳۰۰۰ | ۵۰۰۰-۱۰۰۰۰  | ۶۰۰۰-۱۰۰۰۰  | ۰/۱۵  | C <sub>1</sub> |
| ۱۵۰۰-۳۰۰۰ | ۴۸۰۰-۱۱۸۰۰  | ۱۲۰۰۰-۱۵۰۰۰ | -۰/۱  | C <sub>2</sub> |
| ۱۰۰-۳۰۰۰  | ۱۲۰۰۰-۱۵۳۰۰ | ۵۰۰۰-۶۵۰۰   | ۰/۱   | C <sub>3</sub> |

در شکل (۲-۴) نحوه قرار گیری این اجسام در صفحات X-Y و X-Z به صورت شماتیک نمایش داده شده است



شکل ۲-۴. الف) شماتیکی از کل مدل در صفحه X-Y ب) شماتیکی از کل مدل در صفحه X-Z

اثر گرانی یک منشور با ابعادی که بین مختصات  $(x_1, y_1, z_1)$  و  $(x_2, y_2, z_2)$  قرار دارد از رابطه زیر به دست می آید (Plouff, 1976).

$$g = G\rho \sum_{i=1}^2 \sum_{j=1}^2 \sum_{k=1}^2 \mu_{ijk} \left[ z_k \arctan \frac{x_i y_j}{z_k R_{ijk}} - x_i \log(R_{ijk} + y_i) - y_j \log(R_{ijk} + x_i) \right] \quad (۴-۴)$$

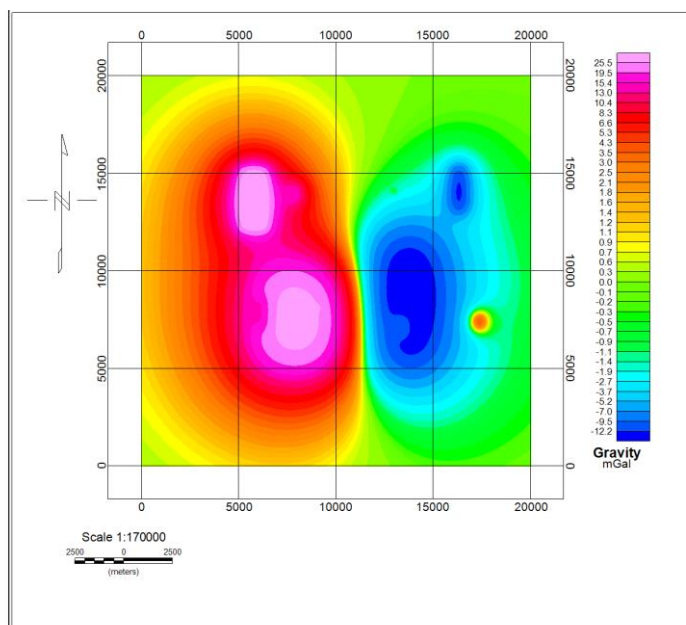
$$R_{ijk} = \sqrt{x_i^2 + y_j^2 + z_k^2}$$

$$\mu_{ijk} = (-1)^i (-1)^j (-1)^k$$

این رابطه برای محاسبه مدل حاصل از چند منشور در نقاط روی یک شبکه به کار برده شده است. در این رابطه  $G$  ثابت جهانی و برابر  $۶/۶۷ \times ۱۰^{-۱۱}$  و  $\rho$  تباین چگالی بر حسب گرم بر سانتی متر مکعب می باشد. اگر آنومالی حاصل از هر کدام از مکعب ها با  $g_i$  نشان داده شود آنومالی گرانی از جمع جبری تمام این مکعب ها حاصل خواهد شد:

$$g = \sum_{i=1}^{11} g_i$$

برای این که از این مدل استفاده شود و داده‌های گرانی حاصل از آن را محاسبه گردد، این مدل در نرم افزار Matlab کد نویسی شد، که نتیجه حاصل از این مدل در شکل (۳-۴) ارائه شده است.



شکل ۳-۴. اثر گرانی کل مدل در صفحه X-Y

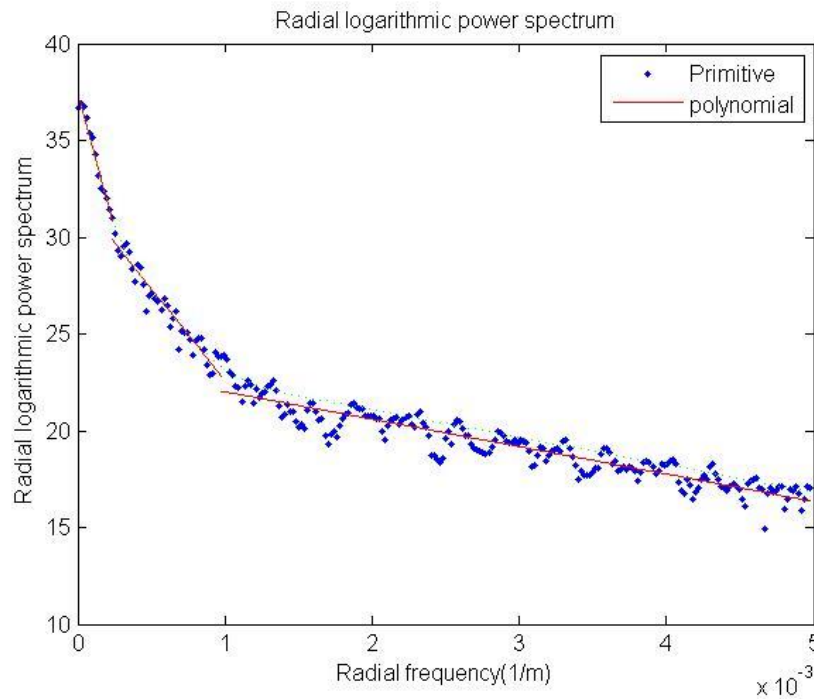
در این مدل مصنوعی که شامل یازده منشور راست گوشه است، منشورها در سه عمق قرار دارند و منشورهایی که در اعماق بیشتری قرار گرفته‌اند و دارای گسترش بیشتری می‌باشند و اصطلاحاً بزرگ مقیاس هستند به‌عنوان آنومالی‌های ناحیه‌ای در نظر گرفته شده‌اند.

به منظور بررسی جداسازی آنومالی‌ها، روش‌های گسترش رو به بالا و روند سطحی را روی این داده‌های مصنوعی اعمال می‌شود و روش‌های مورد نظر را مورد بررسی قرار می‌گیرد.

#### ۴-۳-۱- اعمال روش ادامه فراسوی مرسوم

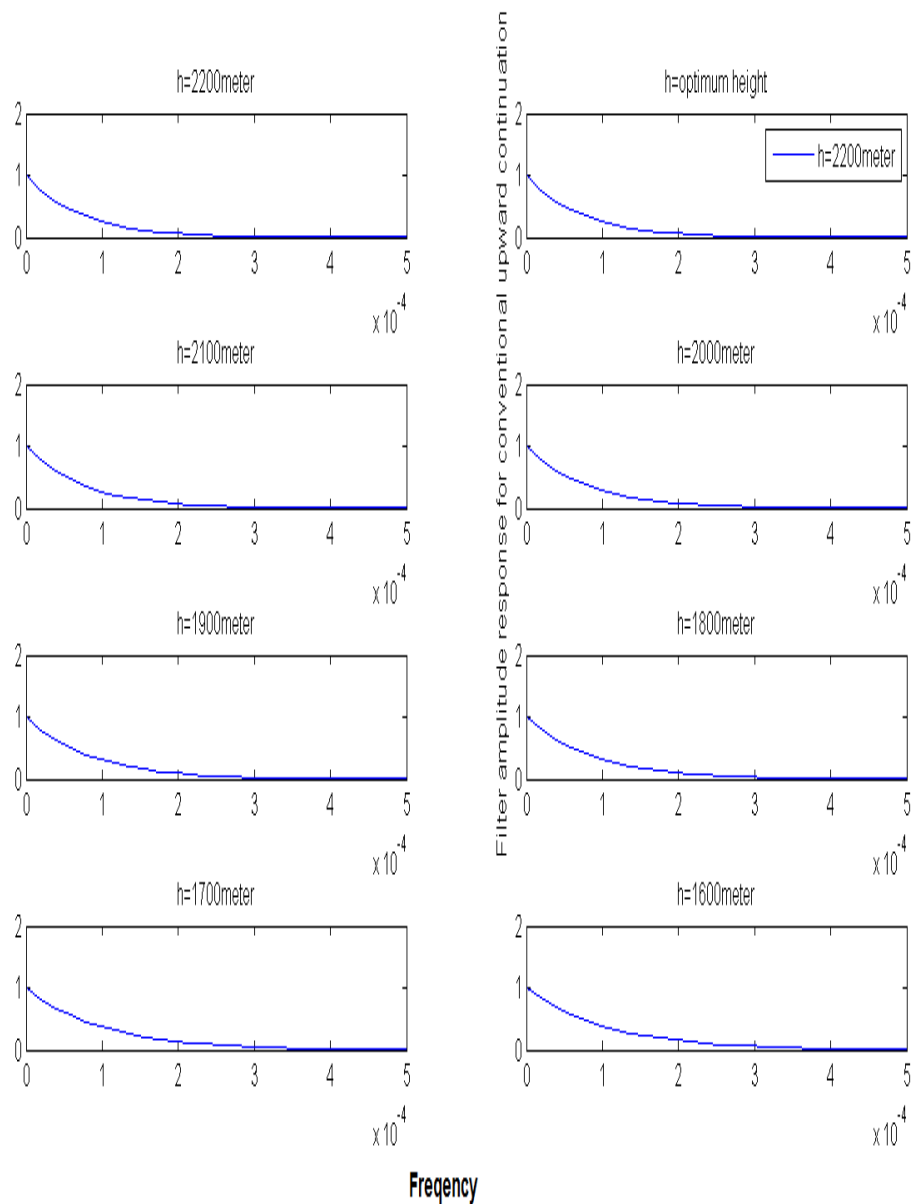
برای اعمال روش ادامه‌ی فراسو ابتدا لازم است که به یک ارتفاع بهینه نائل شد تا با کمترین ارتفاع ممکن بیشترین اثرات اجسام سطحی، به وسیله ادامه فراسو حذف شوند. برای این منظور نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده‌ها بر حسب فرکانس شعاعی رسم شد. این نمودار به منظور تخمین عمق سه لایه مختلف که آنومالی‌های سطحی و آنومالی‌های عمیق را ایجاد کرده‌اند ترسیم شده است. با برازش سه خط مستقیم بر این نمودار و استفاده از شیب آن‌ها عمق این سه لایه معادل با استفاده از رابطه  $depth = \frac{Gradient}{4\pi}$  (در این رابطه  $Gradient$  شیب

خط چندجمله‌ای است)، ۷۵۴،۲۲۰۳ و ۱۱۲ متر تخمین زده شد (شکل ۴-۴).



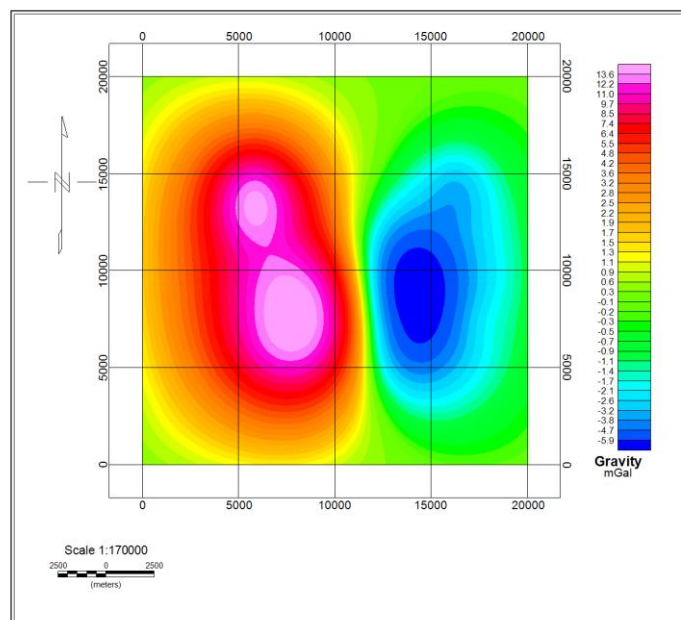
شکل ۴-۴. نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده‌های مدل مصنوعی بر حسب فرکانس شعاعی

برای تخمین ارتفاع بهینه از عمیق‌ترین لایه که در اینجا تخمین زده شده است یعنی ۲۲۰۰ متر استفاده شد و نمودار دامنه‌ی عملگر ادامه‌ی فراسوی مرسوم بر حسب فرکانس داده‌ها ترسیم شد و این نمودار با نمودارهای پایین‌تر از ۲۲۰۰ متر با ۱۰۰ متر اختلاف یعنی ۲۱۰۰ متر، ۲۰۰۰ متر و پایین‌تر مقایسه شد و در نهایت به یک ارتفاع بهینه رسید. به دلیل اینکه دامنه‌ی عملگر ادامه‌ی فراسو در ارتفاع ۲۲۰۰ متر در مقایسه با ارتفاع‌های بعدی در فرکانس پایین‌تری تضعیف شده است بنابراین ارتفاع ۲۲۰۰ متر به عنوان ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسوی مرسوم در نظر گرفته شد (شکل ۴-۵).

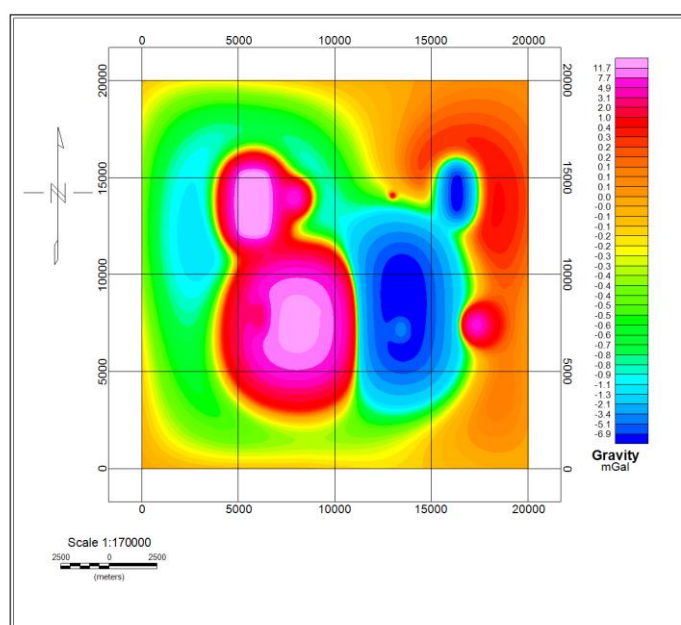


شکل ۴-۵. نمودار دامنه ادامه فراسوی مرسوم بر حسب فرکانس داده‌های گرانی مدل مصنوعی (محور عمودی دامنه ادامه‌ی فراسوی مرسوم و محور افقی فرکانس داده‌ها)

پس از به‌دست آوردن ارتفاع بهینه برای ادامه فراسوی مرسوم و طراحی آن، عملگر ادامه‌ی فراسو روی داده‌های مصنوعی اعمال شد و جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی به این روش حاصل شد. آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی در نرم افزار Geosoft ترسیم شده است (شکل ۴-۶ و شکل ۴-۷).



شکل ۴-۶. ادامه فراسوی مرسوم در ارتفاع بهینه ۲۲۰۰ متر داده‌های مدل مصنوعی

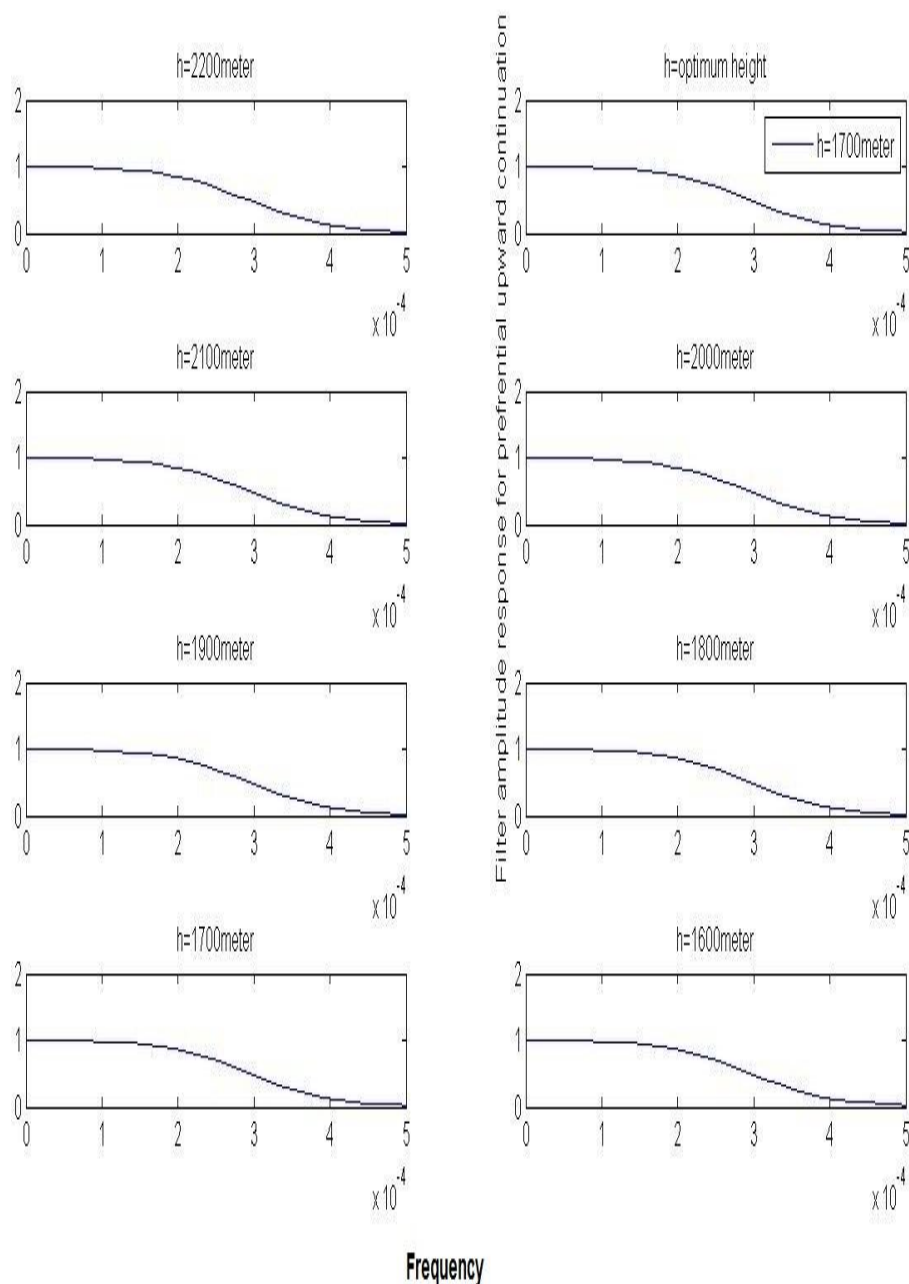


شکل ۴-۷. نقشه آنومالی باقی‌مانده ناشی از ادامه‌ی فراسوی مرسوم در ارتفاع بهینه ۲۲۰۰ متر داده‌های مدل مصنوعی

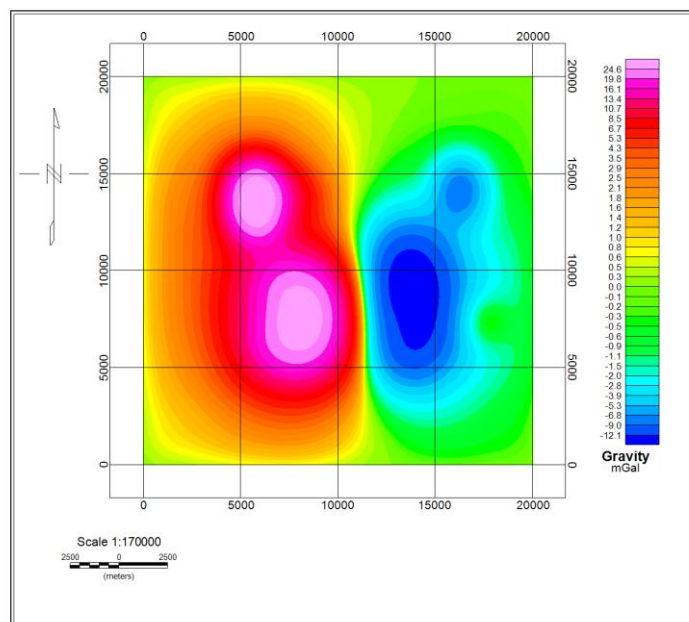
#### ۴-۳-۲- اعمال روش ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته

در اینجا نیز برای تخمین ارتفاع بهینه از نمودار پاسخ فیلتر ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته بر حسب فرکانس شعاعی داده‌ها استفاده شد. روند دستیابی به ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته همانند قسمت قبل بر اساس تضعیف دامنه‌ی آنومالی‌ها در فرکانس‌های پایین به وسیله‌ی این عملگر پیش رفت. بدین ترتیب که پاسخ این فیلتر از ارتفاع ۲۲۰۰ متر با فاصله‌ی ۱۰۰ متری به پایین بررسی شد. بنابراین پاسخ دامنه‌ی فیلتر در ارتفاع‌های ۲۲۰۰ متری، ۲۱۰۰ متری، ۲۰۰۰ متری، ۱۹۰۰ متری، ۱۸۰۰ متری در تضعیف دامنه‌ی سیگنال‌های سطحی تغییر

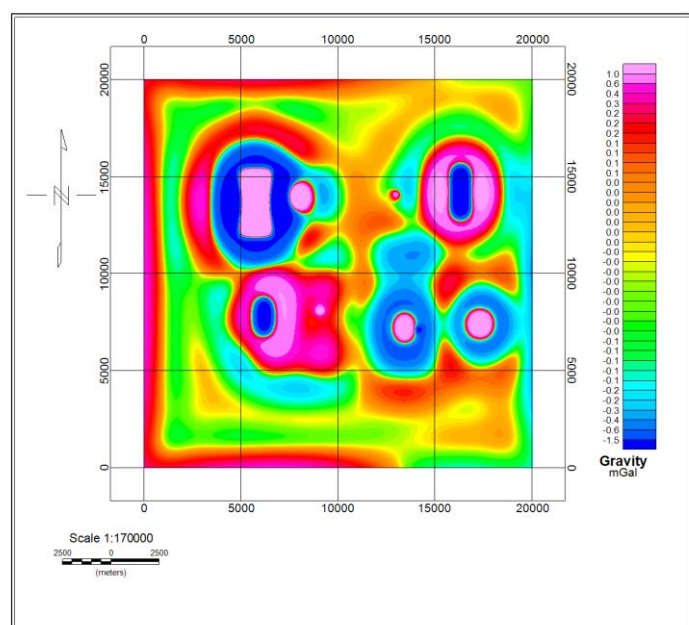
آنچنانی نشان نداد، اما از ارتفاع ۱۷۰۰ متری به پایین تضعیف دامنه‌ی فیلتر در فرکانس‌های بالاتری اتفاق افتاد بنابراین ارتفاع ۱۷۰۰ متری به عنوان ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته انتخاب شد (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۸. دامنه فیلتر ادامه فراسوی توسعه یافته بر حسب فرکانس در ارتفاع‌های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه پس از به دست آوردن ارتفاع بهینه برای ادامه فراسو و طراحی آن، عملگر ادامه فراسوی توسعه یافته روی داده‌های مصنوعی اعمال شد و جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی به این روش حاصل شد. آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی در نرم افزار Geosoft ترسیم شده است (شکل ۴-۹ و شکل ۴-۱۰).



شکل ۴-۹. نقشه ادامه فراسوی توسعه یافته در ارتفاع بهینه‌ی داده‌های مصنوعی در ارتفاع بهینه ۱۷۰۰ متری

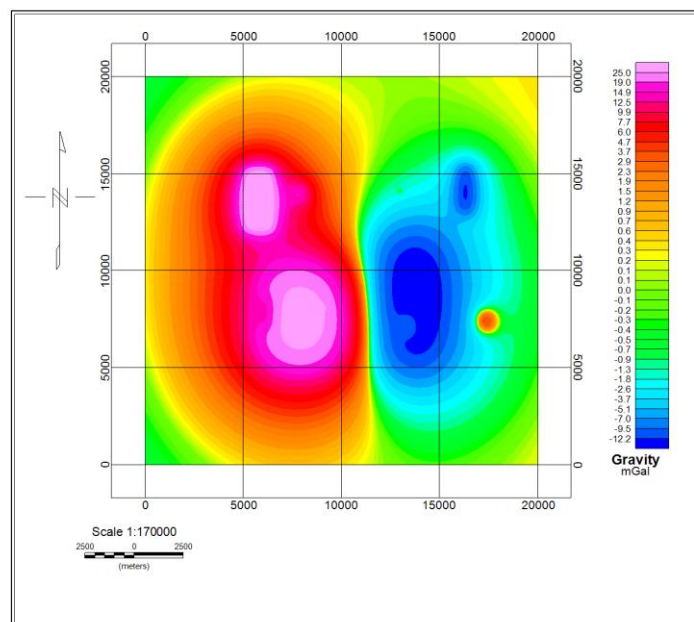


شکل ۴-۱۰. نقشه آنومالی باقیمانده داده‌های مصنوعی ناشی از ادامه فراسوی توسعه یافته در ارتفاع بهینه ۱۷۰۰ متر

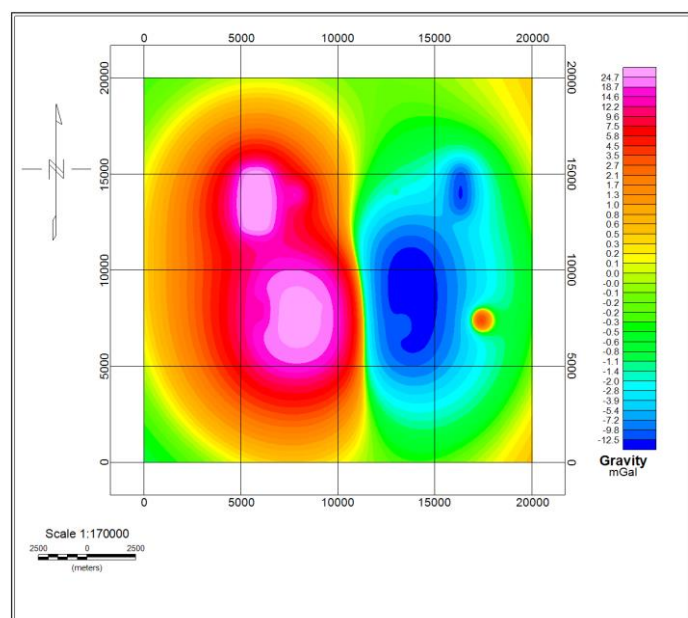
همانطور که ملاحظه شد جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی مانده در ادامه فراسوی توسعه یافته (با استفاده از عملگر  $\frac{p_d}{p} + \frac{p_s}{p} e^{-kh_{up}}$ ) بهتر از جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و باقی مانده ادامه فراسوی مرسوم (با استفاده از عملگر  $e^{-kh_{up}}$ ) صورت گرفته است.

#### ۴-۳-۳- اعمال روش روند سطحی بر روی مدل مصنوعی

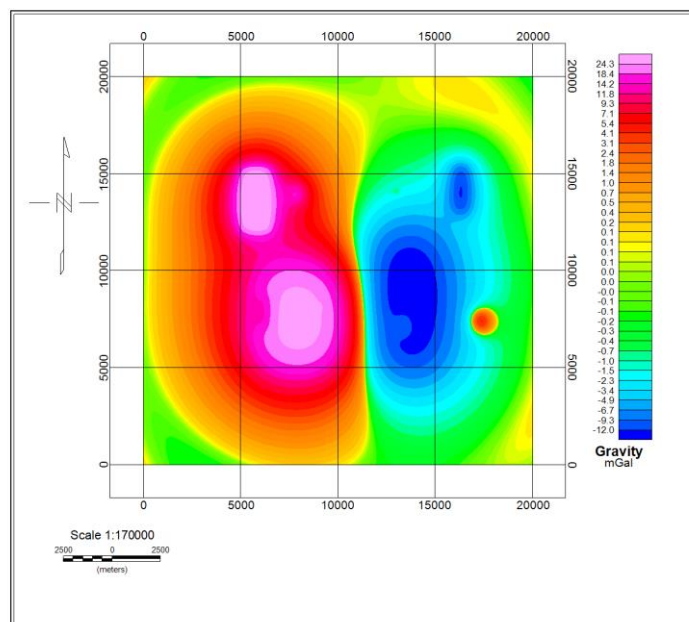
برای بررسی جداسازی به روش ادامه فراسوی مرسوم و توسعه یافته و مقایسه، از روش روند سطحی درجه اول، درجه دوم و درجه سوم نیز استفاده شد (شکل ۴-۱۱، شکل ۴-۱۲ و شکل ۴-۱۳).



شکل ۴-۱۱. نقشه آنومالی باقی مانده ناشی از روند سطحی درجه اول داده‌های مصنوعی



شکل ۴-۱۲. نقشه آنومالی باقی مانده ناشی از روند سطحی درجه دوم داده‌های مصنوعی



شکل ۴-۱۳. نقشه آنومالی باقی مانده ناشی از روند سطحی درجه سوم داده‌های مصنوعی

ملاحظه شد که آنومالی باقی مانده که از روش روند سطحی حاصل شده است در روند درجه اول بهتر از روند سطحی درجات دوم و سوم آنومالی باقی مانده را از آنومالی ناحیه‌ای جدا کرده است. همچنین ملاحظه می‌شود که نقشه‌ی آنومالی باقی مانده ادامه‌ی فراسوی مرسوم به خوبی اجسام سطحی و کوچک مقیاس را نشان می‌دهد. همچنین نقشه‌ی ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته نیز به خوبی و بهتر از ادامه فراسوی مرسوم اجسام سطحی را نشان می‌دهد.

در نهایت با ملاحظه‌ی نقشه‌های آنومالی باقی مانده‌ی منتج از اعمال روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته با ارتفاع بهینه‌شان بر روی مدل مصنوعی حاصل از یازده منشور که حاوی اجسام بزرگ مقیاس و عمیق و اجسام سطحی و کوچک مقیاس است، این نتیجه گرفته شد که قدرت تفکیک ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته از ادامه‌ی فراسوی مرسوم بیشتر است و قدرت تفکیک و آشکارسازی این دو روش در ارتفاع بهینه‌ی آن‌ها از قدرت تفکیک روندهای سطحی با درجات مختلف بیشتر است.

پس از بررسی روش‌های ذکر شده بر روی مدل مصنوعی و شناخت از قدرت تفکیک روش‌های ذکر شده، این روش‌ها برای تفسیر داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار بر روی آنومالی بوگه کامل سبزوار اعمال شد که به طور تفصیل روند دستیابی به آنومالی بوگه‌ی کامل این داده‌ها و اعمال روش‌ها در فصل پنجم آمده است.

## فصل پنجم

پردازش و تفسیر داده‌های کرانی محدوده چشمه سیر سنزوار

## ۵-۱- مقدمه

داده‌های گرانی در محدوده‌ی چشمه‌سیر سبزوار طی یک هفته توسط تعدادی از دانشجویان دانشگاه شاهرود به منظور اکتشاف کرومیت برداشت شده است. این داده‌ها در یک شبکه منظم مستطیلی به ابعاد  $18 \times 18$  برداشت گردیده و فاصله‌ی بین نقاط برداشت روی یک پروفیل ۱۰ متر و فاصله پروفیل‌ها ۲۰ متر است و تمامی ایستگاه‌ها از نظر ارتفاعی به وسیله‌ی دوربین نقشه‌برداری توتال استیشن نقشه‌برداری شده‌است.

## ۵-۲- اکتشاف کرومیت به روش گرانی‌سنجی

روش گرانی اکتشافی اصولاً به وجود اختلاف چگالی میان سنگ‌های هدف و زمینه وابسته است. حقیقتی ضروری که باید برای اکتشاف به روش گرانی سنجی کانسنگ کرومیت دانسته شود این است که کانسنگ کروم تباین چگالی در حدود  $1/5$  گرم بر سانتی‌متر مکعب با سنگ میزبان دارد که انتظار آنومالی‌های مثبت و البته سطحی از کانسنگ‌های کرومیت می‌رود (Hammer, 1982).

بنابراین و بر مبنای تمام پروژه‌های اکتشاف محلی گرانی‌سنجی، در مرحله اول محدوده اکتشافی باید به‌صورت کاملاً دقیق پیمایش صحرایی شود و حتی کوچک‌ترین اندیس‌های کروم باید مشخص شود و در مرحله دوم، در قسمت کوچکی از منطقه که چگالی اندیس‌ها زیاد و قابل توجه می‌باشد و هم‌چنین دارای یک نظام‌بندی می‌باشند پروفیل‌ها را به‌صورت عمود بر آنها باید طراحی کرد.

## ۵-۳- زمین‌شناسی منطقه چشمه‌سیر سبزوار

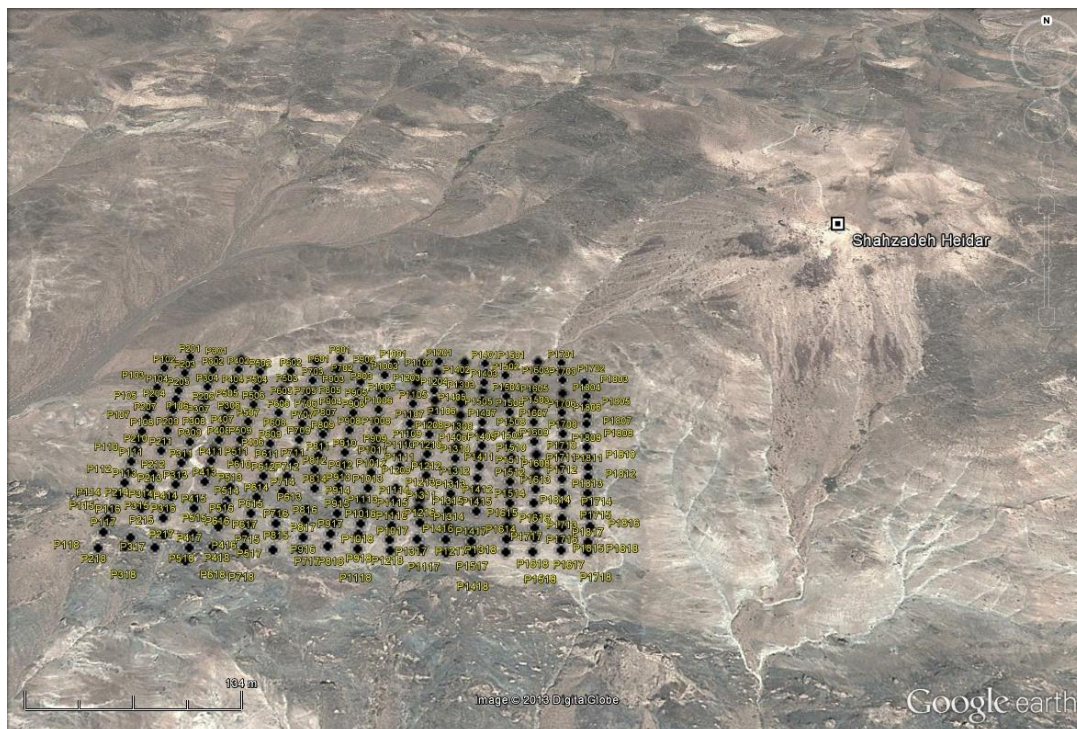
افیولیت سبزوار یکی از زیر تقسیمات بزرگ کمپلکس افیولیتی واقع شده و در امتداد مرز شمالی خرد قاره ایران مرکزی قرار دارد، و یکی از گروه‌های افیولیتی و آمیزه رنگین داخل ایران است. سنگ‌های آذرین این کمپلکس شامل پریدوتیت (هارزبورگیت، دونیت و لزورلیت) سرپانتینیت، به‌مقدار کم پیروکسینیت، گابروها و توالی آتشفشانی

است که یک محدوده‌ی وسیع از ترکیبات بازالت‌ها و آندزیت‌های بازالتی تا داسیت- ریوداسیت، ریولیت‌ها و بازالت‌ها نمایش می‌دهد. سنگ‌های رسوبی شامل یک توالی از سنگ‌های کم عمق-عمیق دریایی تریاس بالایی تا کرتاسه زیرین می‌شود. اکثر سنگ‌های منطقه توده‌های هارزبورگیتی و دونیتی می‌باشد که به‌طور متوسط تا شدید سرپانتینی شده‌اند (ابراهیمی و همکاران، ۱۳۹۱).

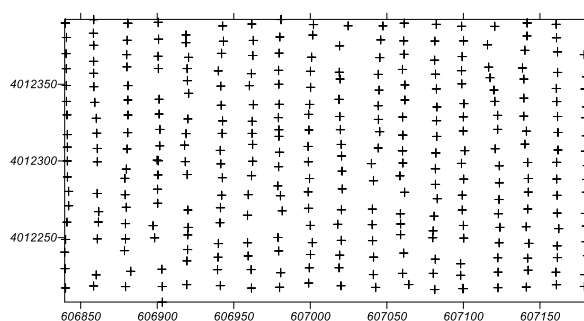
### ۵-۳-۱- راه‌های دسترسی به منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۳۰ کیلومتری شمال شرق سبزوار بین عرض‌های جغرافیایی  $36^{\circ} 12' 59''$  تا  $36^{\circ} 17' 6''$  شمالی و طول‌های جغرافیایی  $58^{\circ} 3' 41''$  تا  $58^{\circ} 8' 34''$  شرقی قرار دارد. در مسیر جاده سبزوار به نیشابور پس از طی ۳۰ کیلومتر به روستای زعفرانیه می‌رسیم. با تغییر مسیر به سمت شمال یک جاده خاکی قرار دارد که پس از طی ۸ کیلومتر به روستای چشمه‌سیر می‌رسیم. منطقه مورد مطالعه در قسمت شمال شرق روستای چشمه‌سیر و جنوب شرق امام زاده حیدر واقع شده است.

داده‌های گرانی برداشت شده در این ناحیه بر روی نقشه Google earth در شکل (۵-۱) آمده است و همچنین ایستگاه‌ها و پروفیل‌های برداشت‌شده در یک نقشه‌ی جداگانه در نرم افزار ژئوسافت ترسیم گردیده است (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۱. موقعیت قرارگیری نقاط برداشت شده در نقشه Google earth

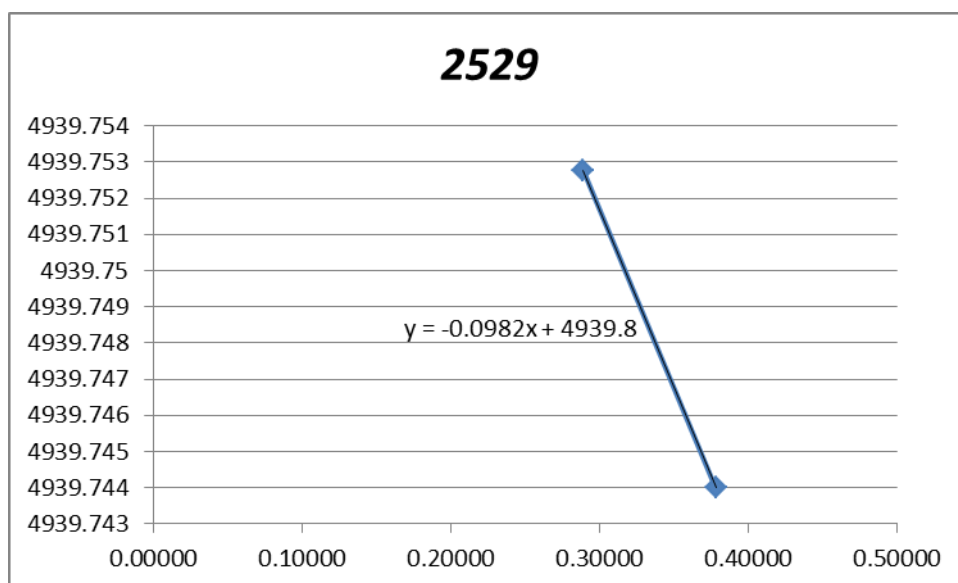


شکل ۵-۲ موقعیت قرارگیری نقاط برداشت گرانی در شبکه برداشت

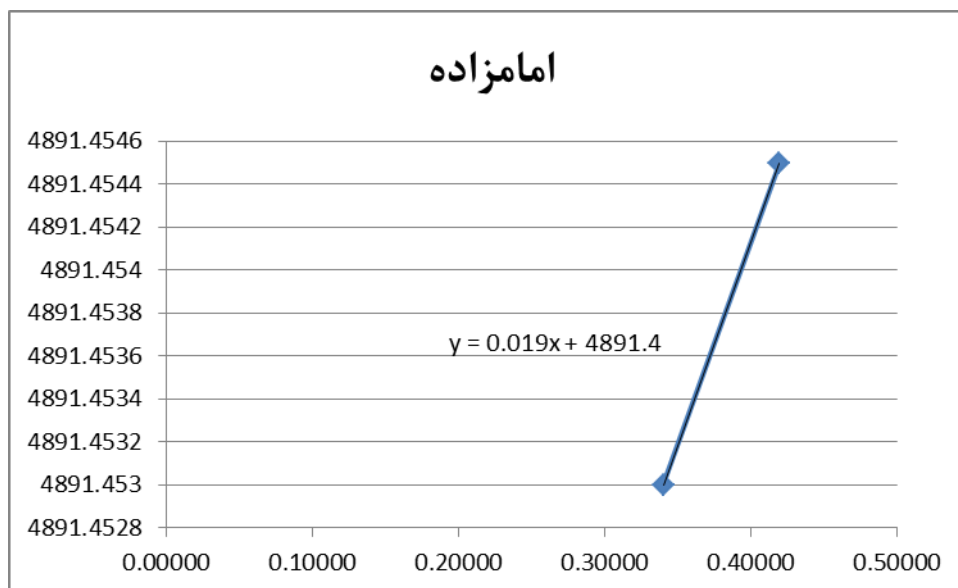
## ۵-۴- انتقال نقطه‌ی مرجع گرانی به محدوده‌ی اکتشافی

تعداد زیاد ایستگاه‌های گرانی نیاز به چند روز اندازه‌گیری را از تمام ایستگاه‌ها اجتناب ناپذیر خواهد کرد و به دلیل این که گرانی نسبی ایستگاه‌ها در طول شبانه‌روز دچار تغییراتی هستند لازم است که این تغییرات نیز در نظر گرفته شود و استفاده از گرانی مطلق نقاط برای رفع این تغییرات روزانه ضروری است، بنابراین لازم است که از یکی از ایستگاه‌های گرانی مطلق نزدیک به شبکه برداشت، که گرانی مطلق آن از سازمان نقشه‌برداری ایران مشخص است استفاده کرد و گرانی مطلق آن را اصطلاحاً انتقال داد.

در این پروژه هدف انتقال گرانی مطلق از ایستگاه "2529" با گرانی مطلق 979426.7564 میلی گال به ایستگاه اول میدان اندازه گیری شبکه مورد نظر با نام "point AA" است که از نقطه میانه‌ای با نام "امامزاده" برای این انتقال استفاده شده است، ابتدا مقدار گرانی مطلق نقطه‌ی "امامزاده" به دست آمد. روش به دست آوردن این مقدار بدین صورت است که ابتدا نمودار مقدار تغییرات گرانی نسبی نقطه‌ی "2529" نسبت به زمان رسم شد (شکل ۵-۳). معادله‌ی این تغییرات بر حسب زمان به صورت معادله‌ی  $g = -0.0982t + 4939.8$  حاصل شد، پس از آن نمودار تغییرات گرانی نسبی نقطه‌ی "امامزاده" نسبت به زمان رسم شد (شکل ۴-۵). معادله‌ی این تغییرات بر حسب زمان به صورت  $g = 0.019t + 4891.4$  حاصل شد، در این معادلات  $g$  گرانی نسبی و  $t$  زمان است. در اینجا هدف همزمان کردن این دو نقطه در نقاط ابتدایی و انتهایی است. برای این کار ابتدا با مقدار زمان اولیه‌ی نقطه‌ی "امامزاده" در معادله‌ی نقطه‌ی "2529" مقدار گرانی نسبی نقطه‌ی "امامزاده" حاصل شد. بنابراین تغییرات گرانی نسبی برای نقطه‌ی اول مقدار 48.31359685 میلی گال حاصل شد، ازین طریق و با همزمان کردن نقطه‌ی "2529" در معادله‌ی "امامزاده" تغییرات گرانی نسبی 48.32520486 میلی گال حاصل شد، با میانگین گیری ازین دو مقدار عدد 48.32520486 میلی گال حاصل شد، با اعمال این تغییرات نسبی به گرانی مطلق نقطه‌ی "2529" مقدار گرانی مطلق نقطه‌ی "امامزاده" 979378.4312 میلی گال حاصل شد.

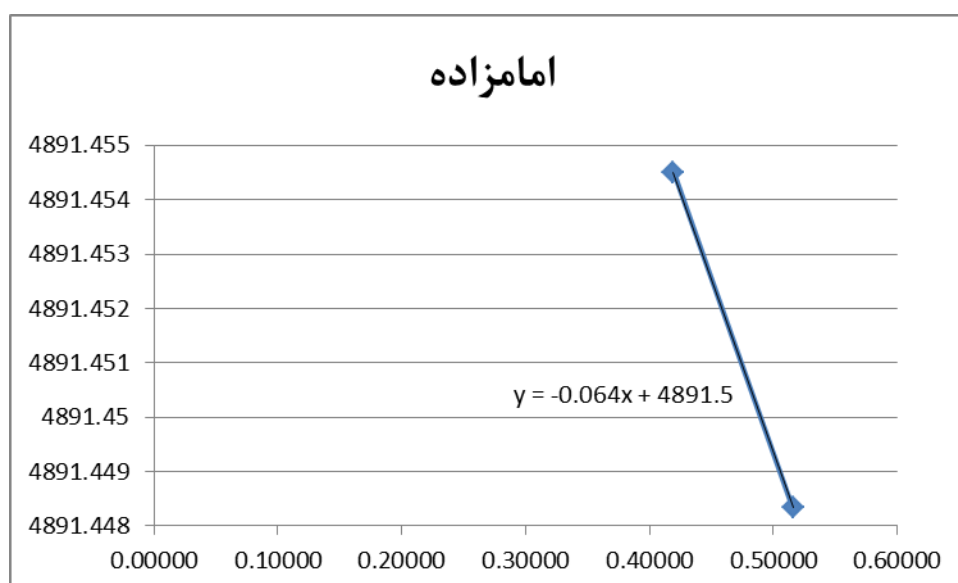


شکل ۵-۳. نمودار تغییرات گرانی نسبی بر حسب زمان برای همزمان کردن با نقطه‌ی "امامزاده"

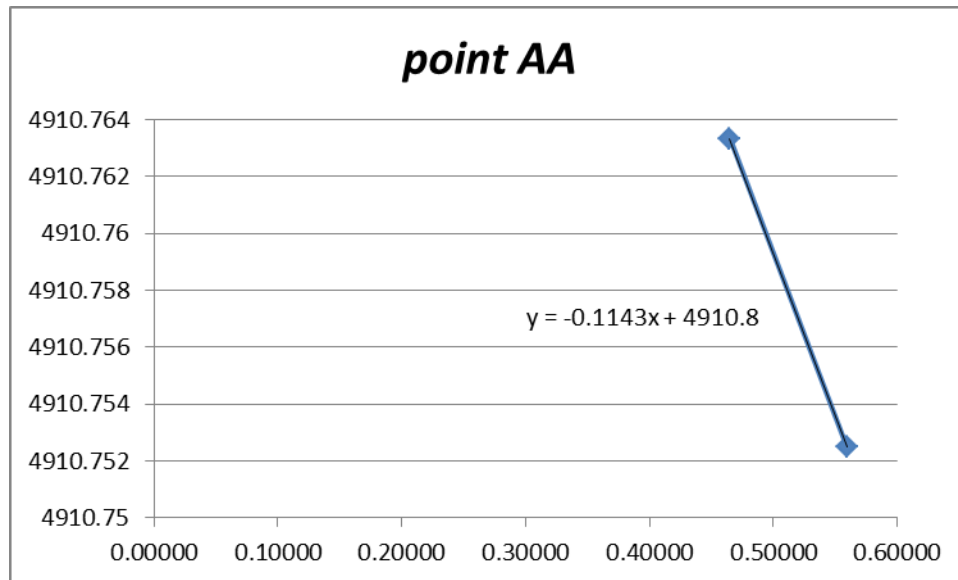


شکل ۵-۴. نمودار تغییرات گرانی نسبی نقطه‌ی امامزاده برای همزمان کردن با نقطه‌ی "2529"

همانند انتقال گرانی مطلق از نقطه‌ی "2529" به نقطه‌ی "امامزاده"، برای انتقال گرانی مطلق از نقطه‌ی "امامزاده" به نقطه‌ی "point AA" نیز نمودار هر کدام از نقاط "امامزاده" و "point AA" بر حسب زمان رسم شد (شکل ۵-۵ و شکل ۵-۶). همانند بالا نیز با استفاده از معادلات خطوط تغییرات گرانی نسبی "امامزاده" و "point AA" بر حسب زمان که به ترتیب  $g = -0.064t + 4891.5$  و  $g = -0.1143t + 4910.8$  حاصل شده است و همزمان کردن نقاط ابتدایی و انتهایی این دو نمودار در نهایت مقدار گرانی نسبی نقطه‌ی "point AA" 979397.7241 میلی‌گال حاصل شد.



شکل ۵-۵. نمودار تغییرات گرانی نسبی نقطه‌ی امامزاده برای همزمان کردن با نقطه‌ی "point AA"



شکل ۵-۶. نمودار تغییرات گرانی نسبی نقطه‌ی point AA برای همزمان کردن با نقطه‌ی امامزاده

با داشتن مقدار گرانی مطلق ایستگاه Point AA که نقطه‌ی اول برداشت گرانی در میدان برداشت است، گرانی مطلق تمام ایستگاه‌ها با توجه به اختلاف گرانی نسبی هر کدام با این نقطه به دست آمد و پس از آن تمامی تصحیحات بر روی این داده‌ها انجام شد.

## ۵-۵- اعمال تصحیحات مورد نیاز برای رسیدن به آنومالی بوگه‌ی ساده

همانطور که در فصل دوم توضیح داده شد تصحیحات مورد نیاز برای داده‌های برداشت شده‌ی گرانی عبارتند از تصحیح رانه‌ی دستگاه، تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد و تصحیح بوگه که در همان فصل توضیحات و روابط لازم در مورد آن‌ها بیان شد. در اینجا نحوه‌ی اعمال شدنشان در رابطه‌ی ۵-۱ آمده است:

$$\Delta g_{bs} = g_{obs} - g_{dc} + dg_{\phi} + dg_{FA} - dg_{sb} \quad (۵-۱)$$

که در این رابطه  $g_{obs}$  مقدار گرانی مشاهده‌ای،  $g_{dc}$  تصحیح رانه‌ی دستگاه،  $dg_{\phi}$  تصحیح عرض جغرافیایی،  $dg_{FA}$  تصحیح هوای آزاد و  $dg_{sb}$  تصحیح بوگه است.

تصحیح رانه‌ی دستگاه بدین ترتیب انجام شد که چندین ایستگاه در داده‌های مشاهده‌ای به‌عنوان Base انتخاب شده بودند و با داشتن زمان هر کدام از قرائت‌های Base داده‌های بین آن‌ها مورد تصحیح قرار گرفتند (رابطه ۵-۲)

$$\partial g_{dc} = \frac{g_2(Base) - g_1(Base)}{Time_2 - Time_1} \times (Time_{obs} - Time_1) \quad (۵-۲)$$

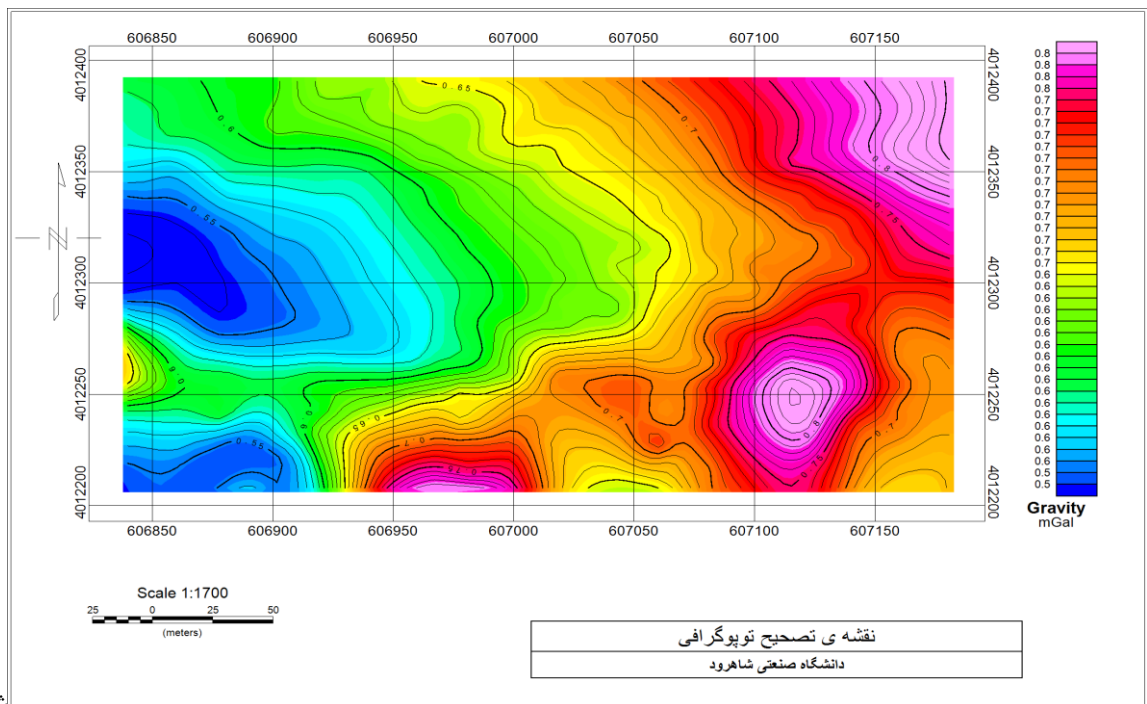
که در آن  $g_2(Base)$  قرائت ایستگاه مبنا در بار دوم،  $g_1(Base)$  قرائت ایستگاه مبنا در بار اول،  $Time_2$  زمان قرائت مبنا در بار دوم،  $Time_1$  زمان قرائت مبنا در بار اول و  $Time_{obs}$  زمان قرائت هر کدام از ایستگاه‌های واقع در چرخه‌ی زمانی بین قرائت اول و دوم ایستگاه مبنا است.

با داشتن تصحیح دریافت دستگاه تصحیحات دیگر همانطور که در فصل دوم نیز بیان شده است انجام شد، چون عرض‌های جغرافیایی در حال کاهش است پس مقدار تصحیح آن‌ها می‌بایست به داده‌های مشاهده‌ای اضافه شوند. برای تصحیح هوای آزاد، چون ایستگاه‌های برداشت گرانی همگی بالای سطح مبنا (ژئوئید) است، مقدار این تصحیح به داده‌های مشاهده‌ای اضافه شد. تصحیح بوگه نیز به دلیل اینکه سطح برداشت بالای سطح مبنا است از داده‌های مشاهده‌ای کم شد.

## ۵-۶- تصحیح توپوگرافی و آنومالی بوگه کامل

پس از این که در مرحله‌ی قبل آنومالی بوگه‌ی ساده به دست آمد لازم است که تصحیحات توپوگرافی نیز انجام شود و اثرات مربوط به ناهمواری‌ها از روی داده‌های مشاهده‌ای حذف شود. همانطور که در فصل دوم بیان شد برای این منظور به دو زون دور و نزدیک برای این کار نیاز است.

در اینجا زون دور که از سازمان نقشه‌برداری کشور تهیه گردیده است در شش ورقه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ در دسترس است و زون نزدیک نیز از عملیات نقشه‌برداری ارتفاعی ایستگاه‌های برداشت گرانی حاصل شده است. بنابراین با داشتن گرید هر کدام از این زون‌ها اقدام به تصحیح توپوگرافی در نرم‌افزار ژئوسافت گردید. پس از انجام عملیات تصحیح توپوگرافی در نرم افزار، نقشه‌ی گریدی حاصل شد که در شکل (۵-۵) ارائه شده است. گرید این نقشه بر روی گرید نقشه‌ی آنومالی بوگه‌ی ساده که در مرحله‌ی قبل به دست آمد اعمال خواهد شد.



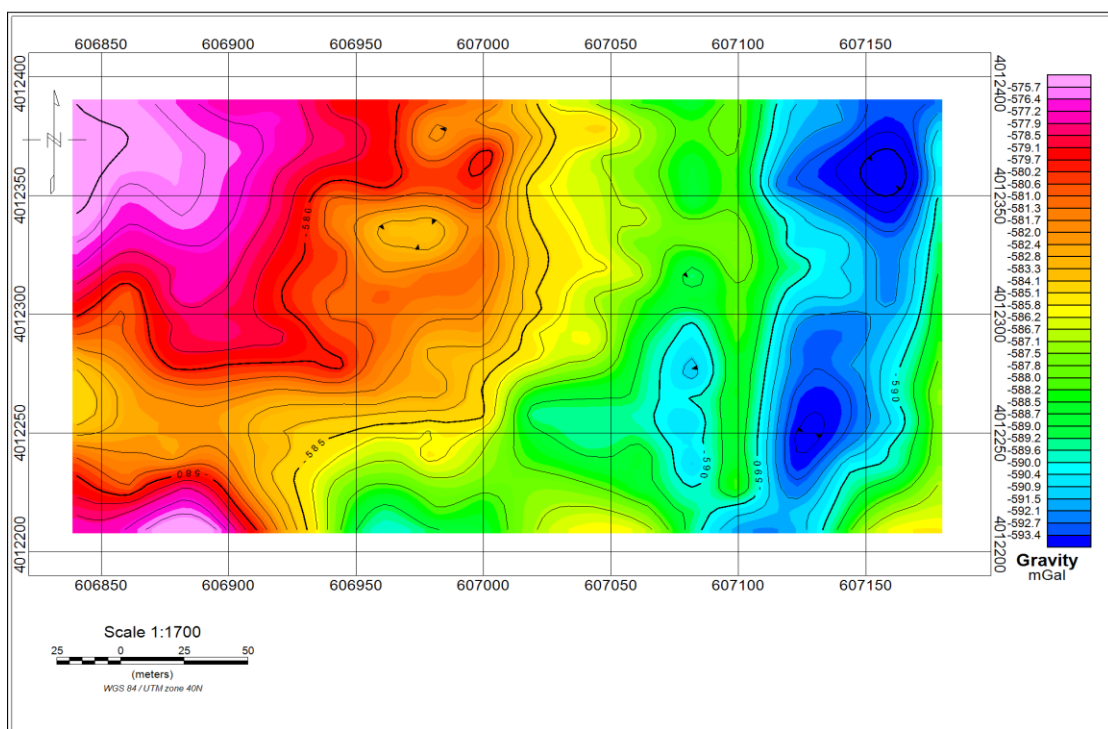
شکل ۵-۷.

نقشه ی تصحیح توپوگرافی داده های گرانی چشمه سیر سبزوار

پس از اعمال تصحیح توپوگرافی آنومالی بوگه کامل به دست آمد (شکل ۵-۶). به طور کلی آنومالی بوگه کامل از رابطه زیر محاسبه شده است.

$$\Delta g_b = g_{dc} + dg_{\varphi} + dg_{FA} - dg_{sb} + dg_t \quad (۵-۲۲)$$

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



شکل ۵-۸.

نقشه‌ی آنومالی بوگه‌ی کامل داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار

## ۵-۷- تفسیر داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار

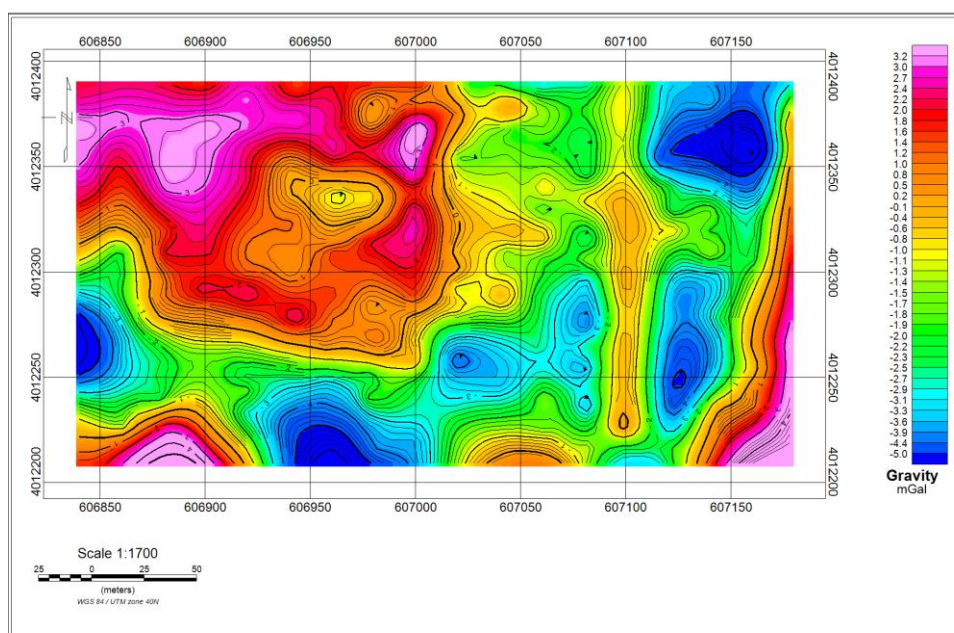
برای تفسیر داده‌های گرانی منطقه مورد نظر از روش‌های بحث شده که در فصل سوم ذکر شد و بر مبنای جدایش آنومالی‌ها هستند استفاده شد.

### ۵-۷-۱- روند سطحی

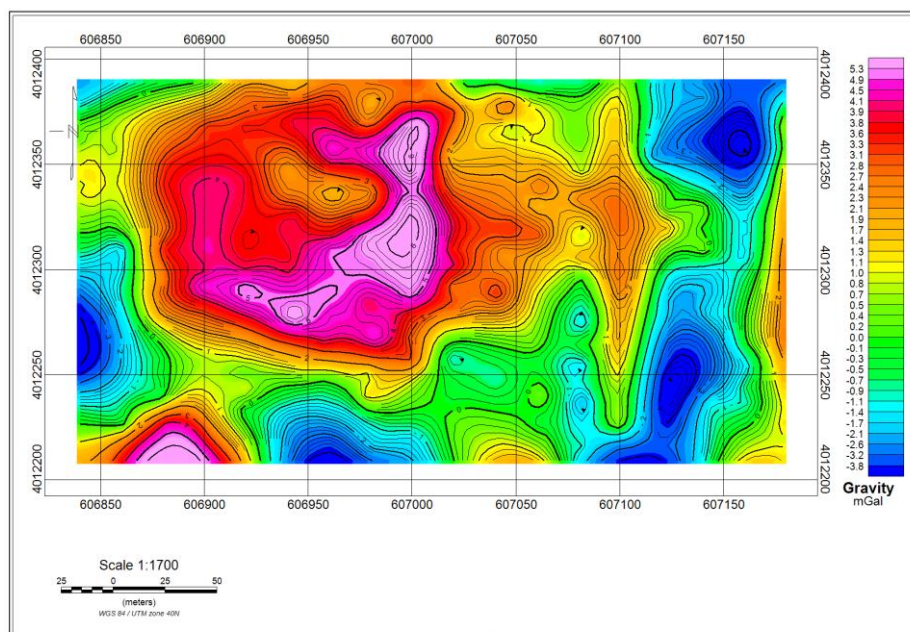
یکی از انعطاف‌پذیرترین روش‌های تحلیلی برای تعیین اثرات ناحیه‌ای، روش روند سطحی می‌باشد. در این روش، میدان ناحیه‌ای از مقادیر مشاهده‌ای به وسیله روش کمترین مربعات تقریب زده می‌شود. این روش بر اساس محاسبه سطحی (به روش ریاضی) استوار است که بهترین تطابق را نسبت به مقادیر مشاهده‌ای داشته باشد.

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

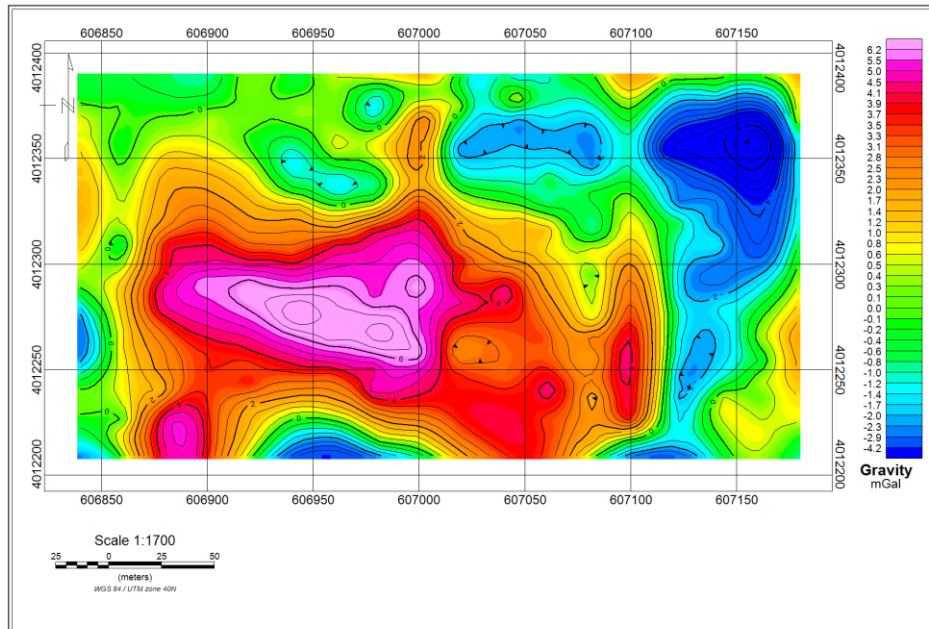
برای تفکیک آنومالی‌ها با استفاده از نرم‌افزار ژئوسافت (Geosoft) نقشه آنومالی بوگه با اعمال روش روند سطحی در سه روند متفاوت ۱، ۲، و ۳ مورد تفکیک قرار گرفت و نقشه‌های باقی‌مانده‌ی حاصل از آن‌ها در شکل‌های (۵-۹)، (۵-۱۰) و (۵-۱۱) آورده شده‌است.



شکل ۵-۹. آنومالی گرانی باقی‌مانده‌ی محدوده چشمه‌سیر سبزوار به روش روند سطحی درجه اول



شکل ۵-۱۰. آنومالی گرانی باقی‌مانده‌ی محدوده چشمه‌سیر سبزوار به روش روند سطحی درجه دوم



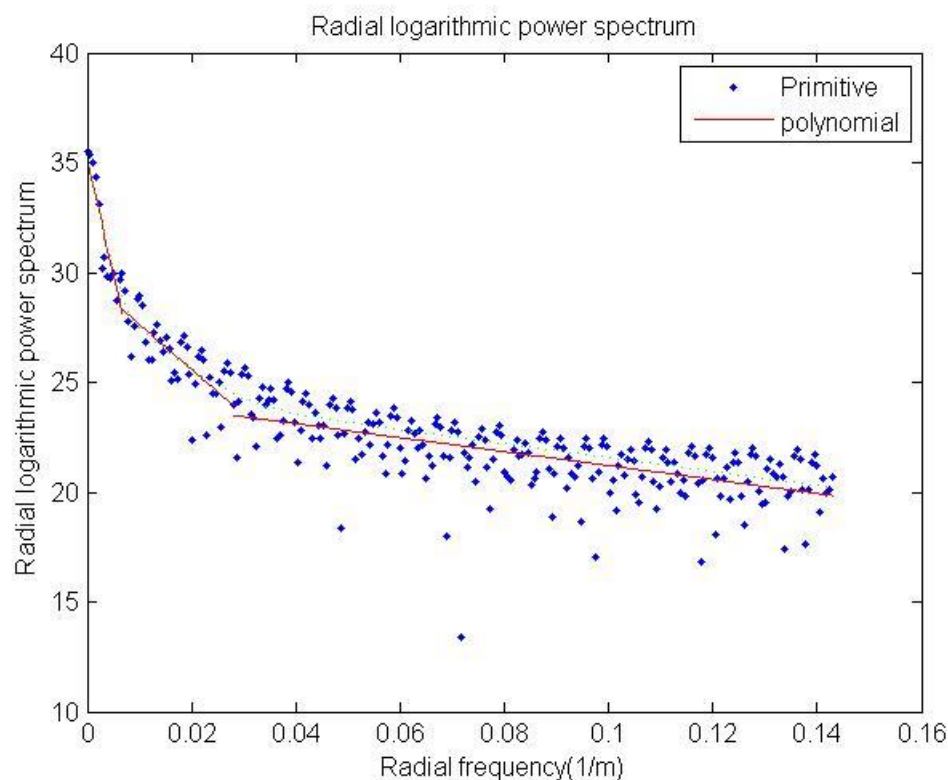
شکل ۵-۱۱. آنومالی گرانی باقی مانده‌ی محدوده چشمه‌سیر سبزوار به روش روند سطحی درجه سوم

با توجه به شکل (۵-۷) آنومالی باقی مانده‌ی ناشی از روند سطحی درجه‌ی اول چند جسم آنومال را در نقشه نشان داد که با توجه به شکل‌های (۵-۸) و (۵-۹) که مربوط به روندهای سطحی درجه‌ی دوم و سوم هستند، تفاوت چشمگیری را نشان داده است. البته هر چقدر که درجات روند سطحی بالاتر روند آنومالی‌های باقی مانده کوچکتر و برجسته‌تر می‌شوند (Abdelrahman, 1985) و هم‌پوشانی بین مقادیر سطح مذکور و مقادیر مشاهده شده بیشتر خواهد شد. بنابراین مقادیر باقی مانده به سمت صفر میل خواهند نمود. در این حالت جداسازی مفهومی نخواهد داشت و هدف اصلی ممکن است نادیده گرفته شود (دولتی ارده‌جانی، ۱۳۷۵). بنابراین در اینجا نیز از آنومالی باقی مانده‌ی منتج از روندهای سطحی درجات دوم و سوم صرف‌نظر شد و آنومالی باقی مانده ناشی از روند سطحی درجه‌ی اول به عنوان شاخص اجسام سطحی مورد اکتشاف پذیرفته شد.

### ۵-۷-۲- تخمین ارتفاع بهینه ادامه فراسوی مرسوم داده‌های گرانی سبزوار

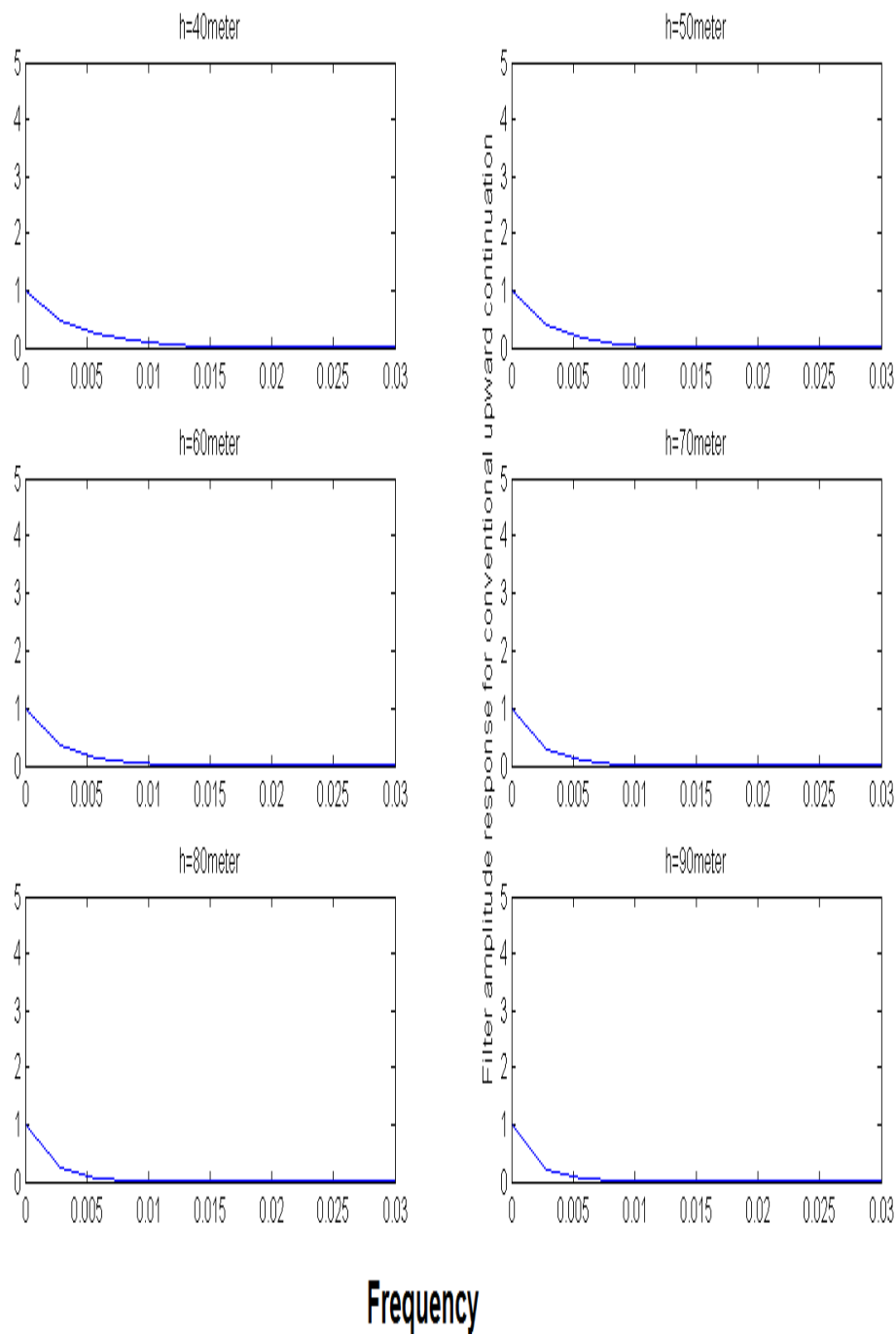
برای اعمال روش ادامه‌ی فراسوی مرسوم ابتدا لازم است که به یک ارتفاع بهینه دست یابیم تا با کمترین ارتفاع ممکن بیشترین اثرات اجسام سطحی، به وسیله ادامه فراسو حذف شوند. برای این منظور نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده‌ها بر حسب فرکانس شعاعی رسم شد. این نمودار به منظور تخمین عمق سه لایه مختلف که آنومالی‌های سطحی و آنومالی‌های عمیق را ایجاد کرده‌اند ترسیم شده است. با برازش سه خط مستقیم بر این نمودار و استفاده از شیب آن‌ها عمق این سه لایه معادل با استفاده از رابطه  $depth = \frac{Gradient}{4\pi}$ ، (که در این

رابطه *Gradient* شیب چندجمله‌ای درجه اول است)، ۸۰/۵ متر، ۱۶/۳ متر و ۲/۵ متر تخمین زده شد (شکل ۵-۱۲).



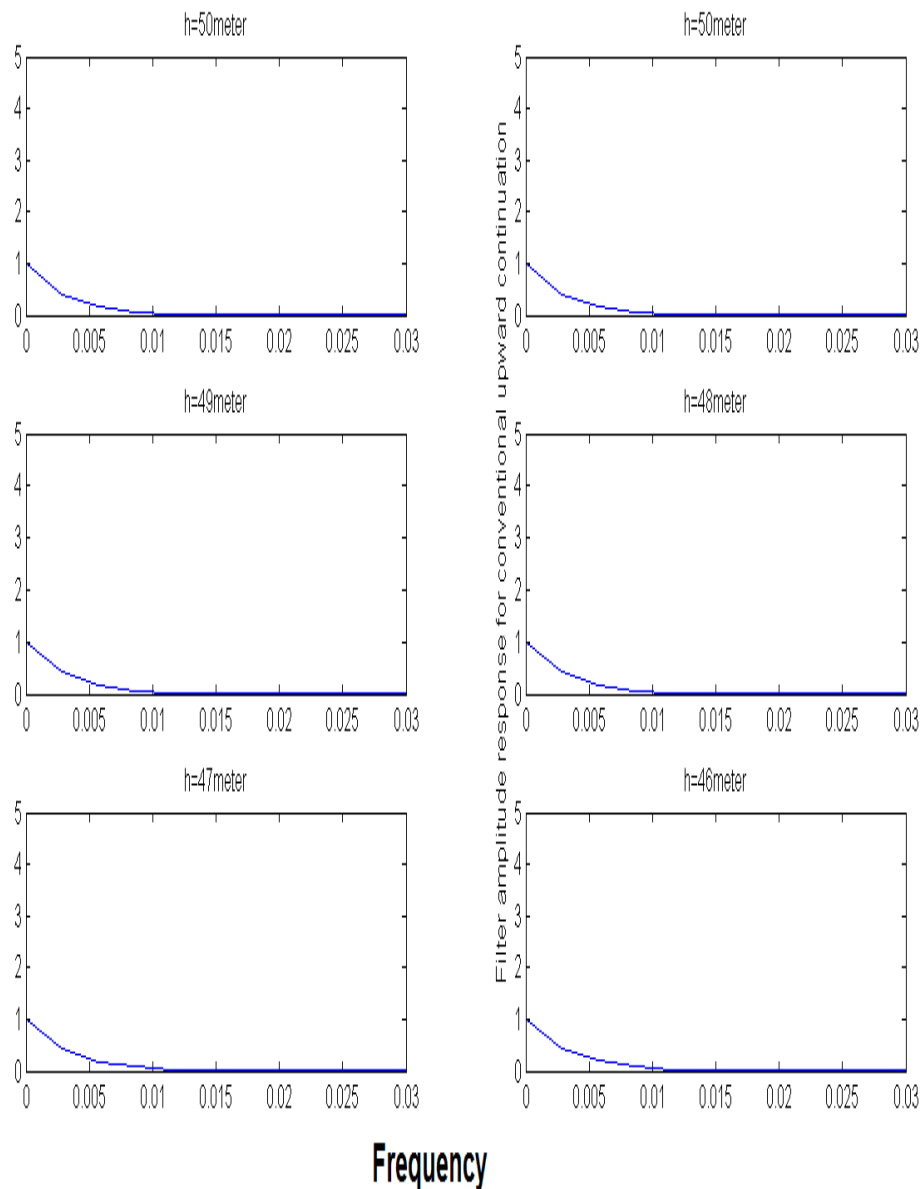
شکل ۵-۱۲. نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده‌های گرانی سیزوار بر حسب فرکانس شعاعی

برای تخمین ارتفاع بهینه از عمیق‌ترین لایه که در اینجا تخمین زده شده است یعنی ۸۰ متر استفاده شد و نمودار دامنه‌ی عملگر ادامه‌ی فراسوی مرسوم بر حسب فرکانس داده‌ها ترسیم شد و این نمودار با نمودارهای پایین‌تر از ۸۰ متر با ۱۰ متر اختلاف یعنی ۷۰ متر، ۶۰ متر و پایین‌تر مقایسه شد، به دلیل اینکه دامنه‌ی عملگر ادامه‌ی فراسو تا ارتفاع ۵۰ متر در فرکانس‌های تقریباً یکسانی تضعیف شده‌اند اما در ارتفاع‌های بین ۴۰ متر و ۵۰ متر فرکانس‌های تضعیفی در حال افزایش مشاهده شد، بنابراین ارتفاعی بین ۴۰ متر و ۵۰ متر ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسو است (شکل ۵-۱۳).



شکل ۵-۱۳. دامنه فیلتر ادامه فراسوی مرسوم داده‌های سبزوآر بر حسب فرکانس در ارتفاع‌های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه

به منظور اینکه ارتفاع بهینه دقیقتر نشان داده شود نمودار دامنه‌ی فیلتر ادامه‌ی فراسوی مرسوم بر حسب فرکانس در ارتفاع‌های بین ۴۰ متر و ۵۰ متر ترسیم شد و ملاحظه شد که از ارتفاع بعد از ۴۸ متر فرکانس‌های بالاتری تضعیف شده است، بنابراین ارتفاع ۴۸ متر برای ادامه‌ی فراسوی مرسوم در نظر گرفته شد (شکل ۵-۱۴).

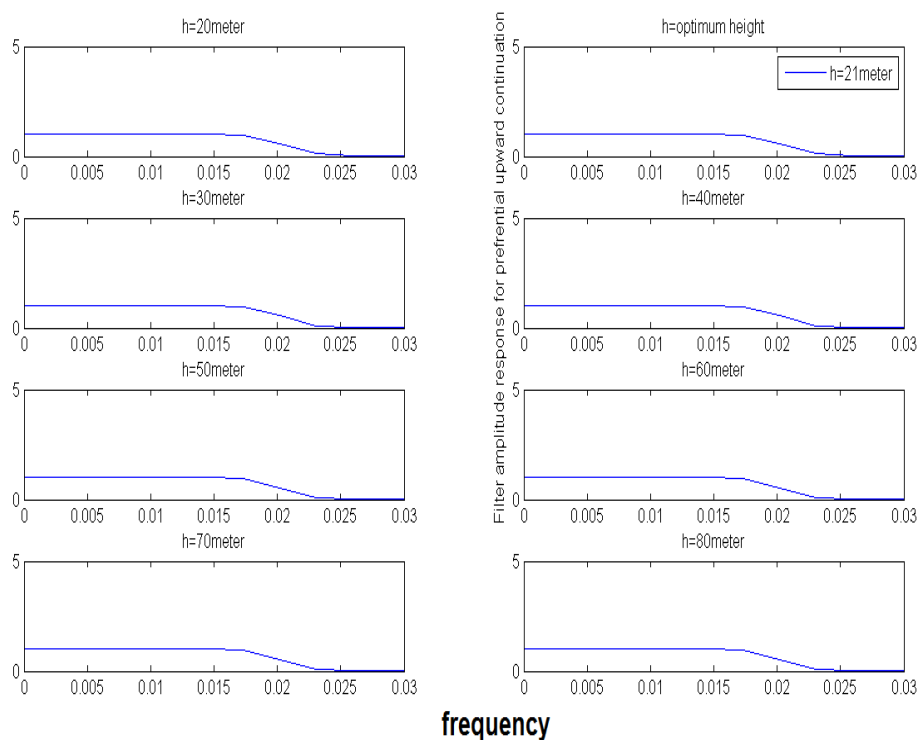


شکل ۵-۱۴. دامنه فیلتر ادامه فراسوی مرسوم داده‌های گرانی سبزواری بر حسب فرکانس در ارتفاع‌های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه (در ارتفاع‌های بین ۴۰ و ۵۰ متر)

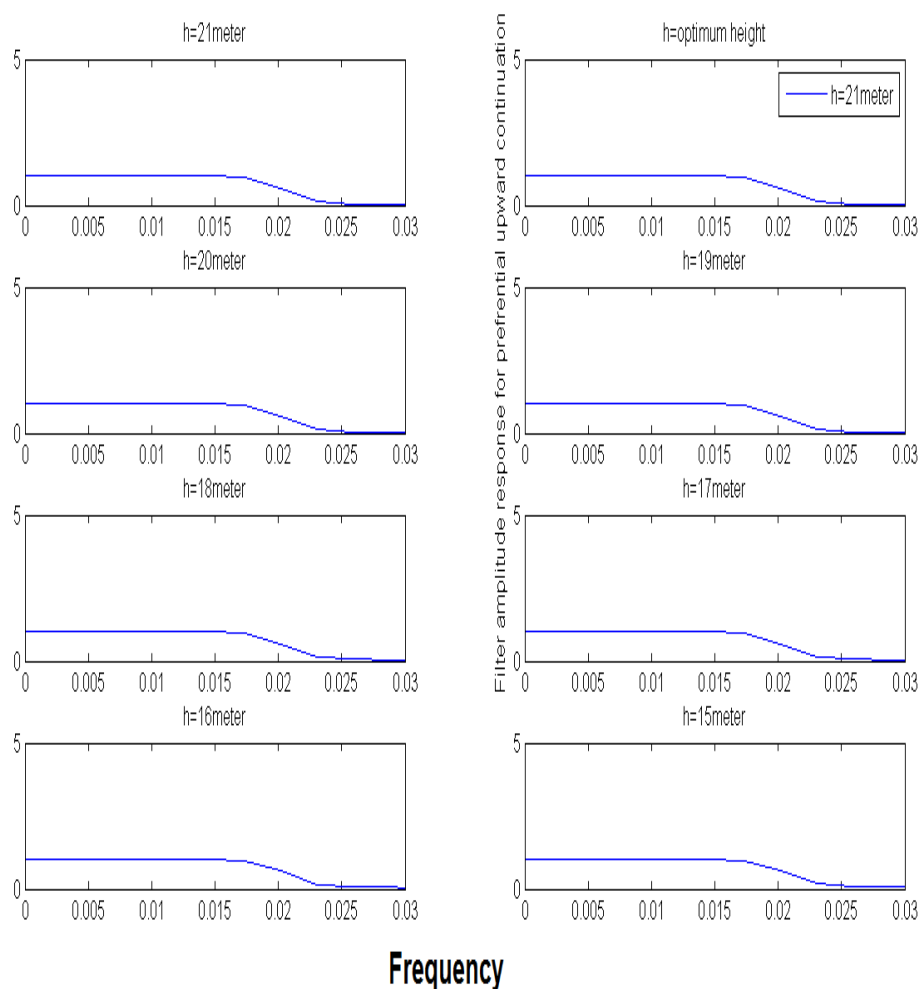
### ۵-۷-۳- تخمین ارتفاع بهینه ادامه فراسوی توسعه یافته داده‌های گرانی سبزواری

همانطور که در فصل سوم ذکر شد روش ادامه فراسوی توسعه‌یافته بر مبنای حذف تمامی اثرات محلی از آنومالی بوگر طراحی شده‌است تا جداسازی آنومالی‌های ناحیه‌ای و محلی به‌طور کامل انجام شود، در این جا، مانند قسمت قبل ابتدا با رسم تابع چگالی طیف توان شعاعی میانگین بر حسب فرکانس شعاعی عمق چشمه‌های عمیق همانطور که در شکل (۵-۱۰) آمده است ۸۰/۵ متر تخمین زده شد.

برای تخمین ارتفاع بهینه ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته همانند قسمت قبل از نمودار تضعیف فرکانس و دامنه فیلتر ادامه توسعه یافته استفاده شد و در قسمت اول ارتفاع‌های بین ۲۰ متر و ۳۰ متر به عنوان ارتفاع بهینه انتخاب شد و در قسمت بعد برای دقت بیشتر ارتفاع ۲۱ متر به عنوان ارتفاع بهینه‌ی ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته تخمین زده شد. برای بررسی بیشتر مشاهده شد که از ارتفاع ۲۱ متر به پایین فرکانس‌های تضعیفی در حال افزایش است (شکل ۵-۱۳ و شکل ۵-۱۴).



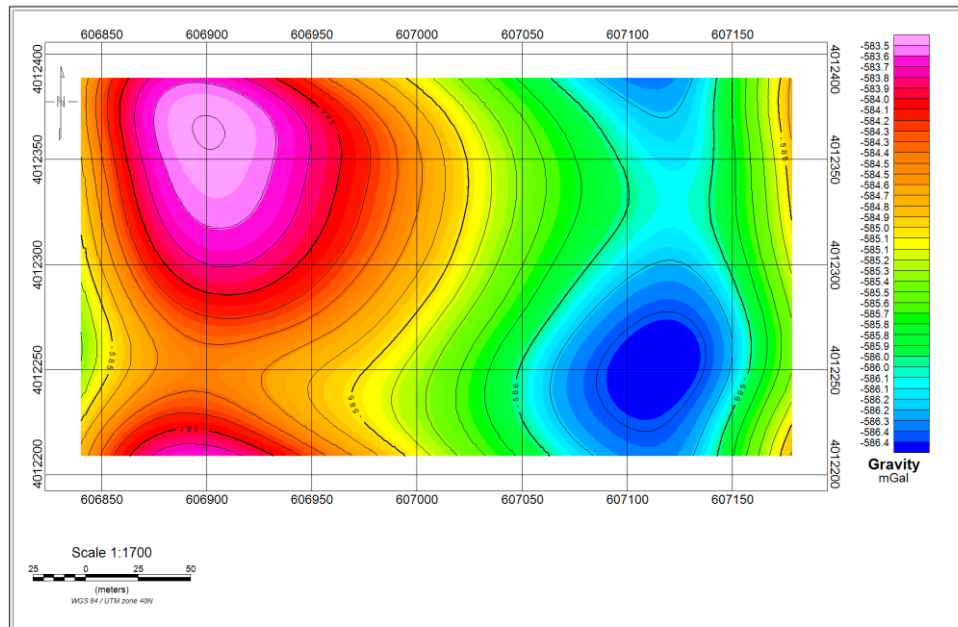
شکل ۵-۱۵. دامنه فیلتر ادامه فراسوی توسعه‌یافته داده‌های گرانی سیزوار بر حسب فرکانس در ارتفاع‌های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه



شکل ۵-۱۶. دامنه فیلتر ادامه فراسوی توسعه یافته بر حسب فرکانس در ارتفاع‌های مختلف به منظور تخمین ارتفاع بهینه (ارتفاع‌های بین ۲۰ و ۳۰ متر و کمتر از ۲۰ متر)

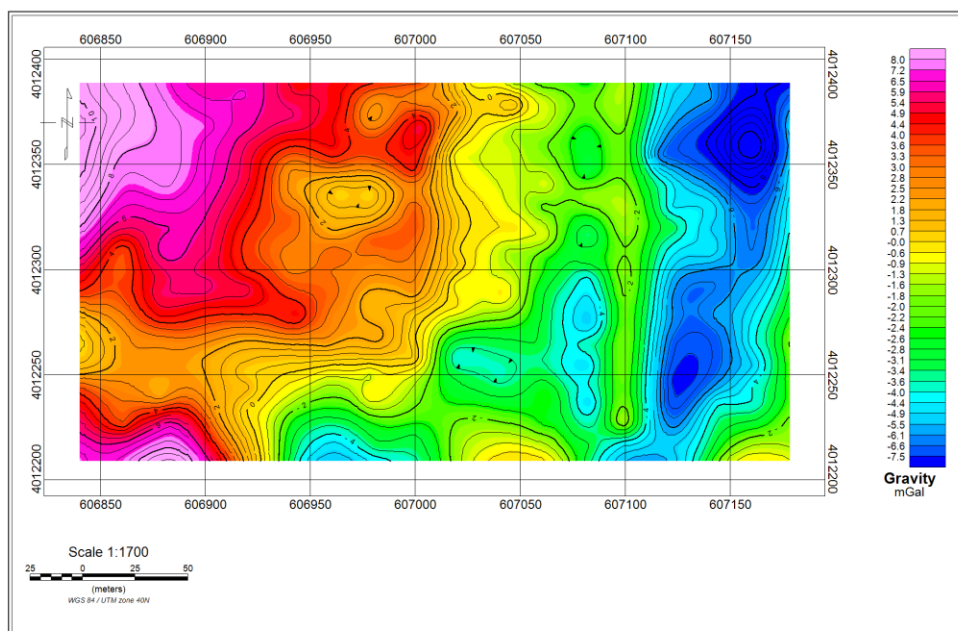
#### ۵-۷-۴- نقشه‌ی آنومالی‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و توسعه یافته

پس از اینکه ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسوی مرسوم ۴۸ متر به دست آمد، با استفاده از این ارتفاع به اعمال روش جداسازی ادامه‌ی فراسوی مرسوم با عملگر  $e^{-kh_{lp}}$  پرداخته شد، پس از اعمال این روش بر روی داده‌های گرانی بوگه کامل چشمه‌سیر سبزوار نقشه‌ای حاصل شد که در واقع نمایانگر آنومالی‌های ناحیه‌ای حاصل از اجسام بزرگ مقیاس و عمیق است (شکل ۵-۱۵).



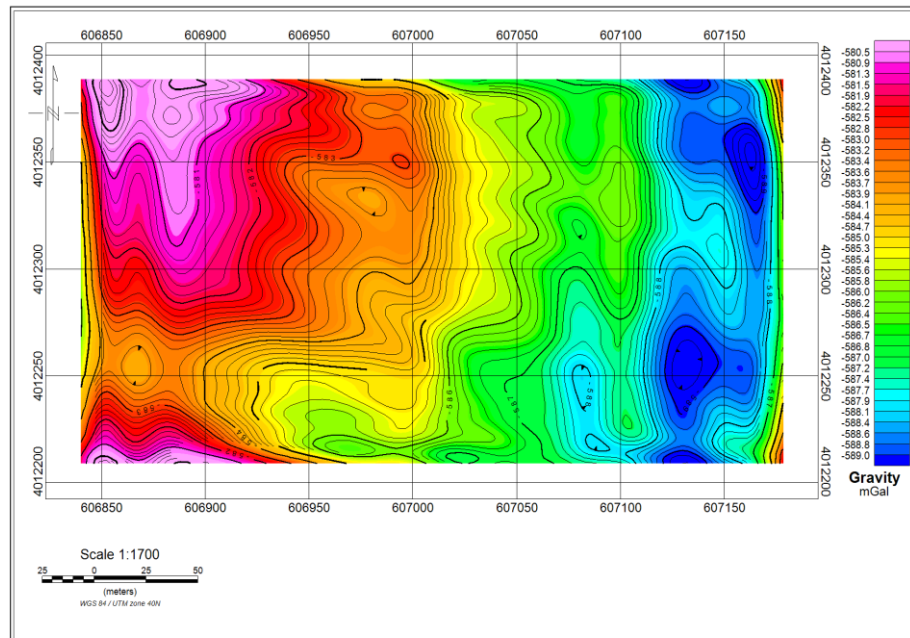
شکل ۵-۱۷. آنومالی ادامه فراسوی مرسوم در ارتفاع بهینه‌ی ۴۸ متر داده‌های گرانی سبزوار

پس از به دست آوردن آنومالی ناحیه‌ای به روش ادامه‌ی فراسوی مرسوم کافی است این داده‌ها را از داده‌های مشاهده‌ای کم کرد تا آنومالی باقی‌مانده حاصل از آن به دست آید، بنابراین آنومالی باقی‌مانده‌ی منتج از ادامه‌ی فراسوی مرسوم در ارتفاع بهینه‌ی ۴۸ متر بدین ترتیب حاصل شد (شکل ۵-۱۶).



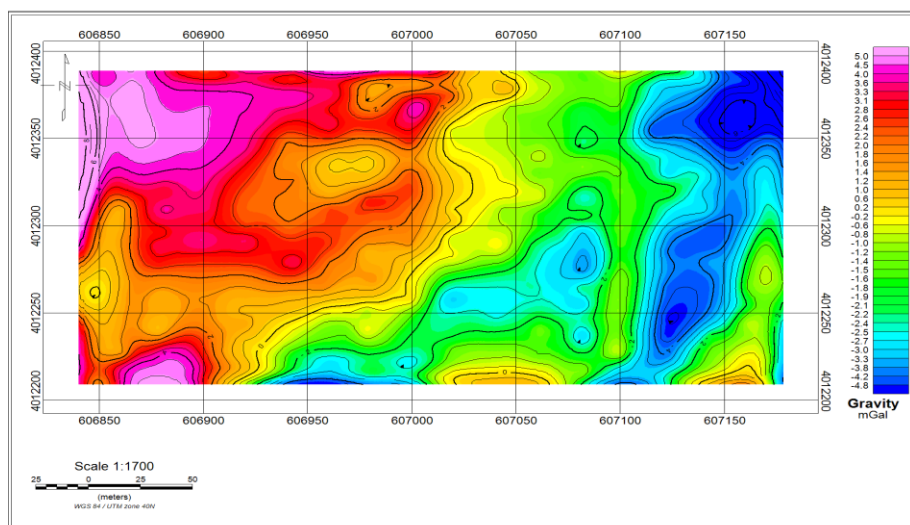
شکل ۵-۱۸. نقشه آنومالی باقیمانده ناشی از ادامه فراسوی مرسوم در ارتفاع بهینه‌ی ۴۸ متر داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار

پس از اینکه ادامه‌ی فراسوی مرسوم بر داده‌ها اعمال شد، ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته با عملگر  $(\frac{p_d}{p} + \frac{p_s}{p} e^{-kh_{up}})$  با ارتفاع بهینه‌ای که در قسمت قبل ۲۱ متر حاصل شد بر داده‌های چشمه‌سیر سبزوار اعمال شد که آنومالی ناحیه‌ای حاصل از این روش بدین ترتیب به دست آمد (شکل ۵-۱۷).



شکل ۵-۱۹. آنومالی ادامه فراسوی توسعه یافته در ارتفاع بهینه‌ی ۲۱ متر داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار

با کم کردن این آنومالی به عنوان آنومالی ناحیه‌ای از داده‌های مشاهده‌ای آنومالی باقی‌مانده که هدف اکتشافی است حاصل شد (شکل ۵-۱۸).



شکل ۵-۲۰. آنومالی باقی‌مانده ناشی از ادامه فراسوی توسعه یافته در ارتفاع بهینه‌ی ۲۱ متر داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار

در فصل قبل روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته بر مدل مصنوعی اعمال شد و مشاهده گردید که ادامه‌های فراسو در ارتفاع بهینه بهتر از روندهای سطحی، آنومالی‌های باقی‌مانده و ناحیه‌ای را جدا کردند. نقشه‌ی آنومالی باقی‌مانده ناشی از ادامه‌ی فراسوی مرسوم ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته به آنومالی باقی‌مانده منتج از روش روند سطحی درجه اول بسیار نزدیک است. بنا براین از صحت روش ادامه‌های فراسو در ارتفاع بهینه، اطمینان حاصل شد. اما با توجه به مزیت روش‌های ادامه فراسو در اینجا تفسیر بر مبنای ادامه‌ی فراسو در ارتفاع بهینه انجام گرفت. آنومالی‌های باقی‌مانده‌ی منتج از ادامه‌ی فراسو که حاصل اجسام نزدیک سطح هستند و در این پروژه مورد هدف هستند در اینجا مورد تفسیر واقع شده‌اند.

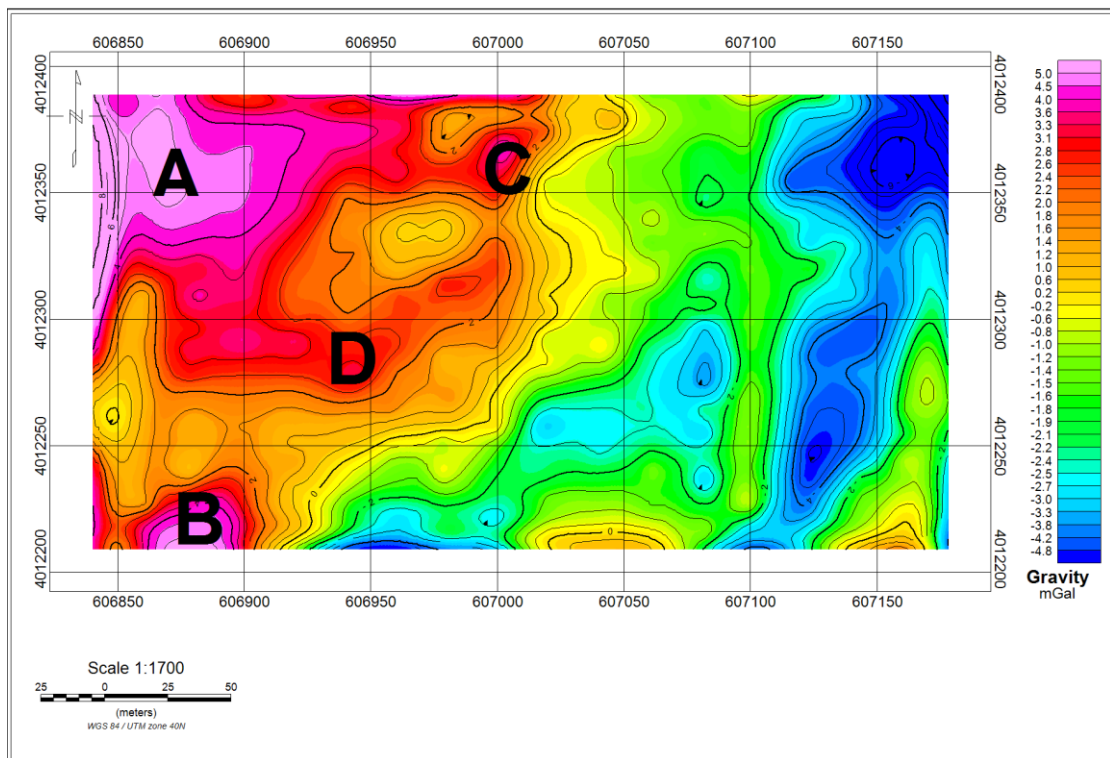
در اینجا با توجه به این که کانسار کرومیت با آنومالی‌های مثبت قابل تشخیص است، به شناسایی آنومالی‌های مثبت و بارز پرداخته شد.

در نقشه‌ی باقی‌مانده‌ی منتج از ادامه‌ی فراسوی مرسوم (شکل ۵-۱۶) یک آنومالی در قسمت شمال غربی نقشه مشاهده شده است که دارای کشیدگی شمال غرب به جنوب غرب است. همچنین این نمایش با اندکی اختلاف در نقشه‌ی باقی‌مانده‌ی منتج از ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته (شکل ۵-۱۸) قابل مشاهده است. پس این آنومالی به عنوان یک کانسار کرومیت در این منطقه تشخیص داده شد.

هم چنین در نقشه‌ی باقی‌مانده منتج از ادامه‌ی فراسوی مرسوم و همچنین ادامه‌ی فراسوی توسعه‌یافته دو آنومالی بارز و مثبت دیگر نیز با رنگ قرمز نمایان است که یکی در قسمت مرکز و بالای نقشه است و دیگری در قسمت مرکز و پایین نقشه است، بنابراین این دو آنومالی نیز به عنوان دو کانسار کرومیت نیز تشخیص داده شده است.

اما در حاشیه‌های نقشه نیز آنومالی‌های مثبت و بارزی دیده شد، که با توجه به شکل (۵-۲) که مربوط به ایستگاه‌های برداشت نقاط است مشاهده شد که برخی از آن‌ها در شبکه‌ی برداشت قرار نگرفته‌اند و حاصل برونمایی نرم‌افزار ژئوسافت است، پس به دلیل اطمینان، از آن‌ها صرف‌نظر شد.

نتیجتاً پنج آنومالی مثبت و بارز در نقشه‌ی باقی‌مانده‌ی منتج از ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته تشخیص داده شد که با حروف لاتین A, B, C, D نمایش داده شده است (شکل ۵-۱۹).



شکل ۵-۲۱. نمایش آنومالی‌های بارز ناشی از کانسار کرومیت بر روی نقشه‌ی آنومالی باقی‌مانده منتج از ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته با ارتفاع بهینه ۲۱ متر (A,B,C,D,)

البته در اینجا از جسم B بایستی صرف‌نظر شود زیرا با توجه به شکل ۵-۲ همانطور که ملاحظه می‌شود در این قسمت برداشت‌های گرانی‌سنجی ناقص صورت گرفته است.

در اینجا ملاحظه می‌شود که جسم‌های آنومال در اینجا با توجه به اختلاف چگالی که این جسم‌ها با زمینه‌ی موجود دارند مقدار گرانی مثبتی از خود نشان می‌دهند. اما در اینجا تنها آنومالی‌هایی که دارای یک مقدار بالای مثبت هستند و در اصطلاح تیز هستند به عنوان اجسام آنومال جدا شده‌اند و نام‌گذاری شده‌اند، ولی در اطراف این اجسام مقادیر کمتر مثبتی و از لحاظ رنگ کم‌رنگتری در نقشه‌ی شکل ۵-۲ دیده می‌شود، که می‌توان آن‌ها نیز به‌عنوان جسم‌های آنومال کرومیتی نیز در نظر گرفت اما در اولویت‌های بعدی بایستی قرار بگیرند. در پایان این تحقیق یک نتیجه‌گیری و جمع‌بندی نیز حاصل شد که همراه با پیشنهادات در فصل آخر آمده است.

## فصل ششم

### نتایج و پیشنهادات

## ۶-۱- جمع‌بندی و نتایج

برای شناسایی و اکتشاف کانسارهای زیرسطحی که دارای اختلاف چگالی مناسبی با زمینه دربرگیرنده خود هستند داده‌های گرانی‌سنجی مزیت منحصر به فردی نسبت به سایر روش‌های ژئوفیزیکی دارد. برای تفسیر داده‌های گرانی‌سنجی روش‌های جداسازی آنومالی از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، که در این تحقیق برای شناسایی جسم‌های آنومال سطحی از این روش‌ها استفاده شد. یکی از روش‌های جداسازی گسترش میدان به سمت بالا یا ادامه‌ی فراسو می‌باشد که در این تحقیق بر مبنای آن تفسیر صورت گرفت. به همین منظور از یک ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته نیز بهره گرفته شد. یکی دیگر از اهداف این تحقیق داشتن یک ارتفاع بهینه است که با ادامه‌ی فراسو در آن ارتفاع بیشترین آثار ناحیه‌ای بارز شوند و بیشترین آثار محلی حذف گردند. بدین منظور با تحلیل طیفی دامنه‌ی ادامه‌ی فراسو، ارتفاع بهینه برای هر کدام از روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته تخمین زده شد، در این پایان‌نامه برای اطمینان از صحت روش‌های ذکر شده نیز از روش روند سطحی با درجات مختلف نیز استفاده شده است.

در این تحقیق که هدف از آن تفسیر داده‌های گرانی چشمه‌سیر سبزوار است، داده‌های موجود برای اکتشاف جسم‌های آنومال سطحی کرومیت برداشت شده است. این داده‌ها در یک شبکه‌ی منظم مستطیلی  $18 \times 18$  برداشت شده است و فاصله‌ی نقاط روی هر پروفیل ۱۰ متر و فاصله‌ی پروفیل‌ها ۲۰ متر است. پس از اعمال تصحیحات از قبیل تصحیح رانه‌ی دستگاه، تصحیح عرض جغرافیایی، تصحیح هوای آزاد، تصحیح بوگه و تصحیح توپوگرافی، آنومالی بوگه‌ی کامل این داده‌ها حاصل شد و تفسیر این داده‌ها با روش‌های جداسازی ذکر شده انجام شد.

در این تحقیق ارتفاع بهینه برای ادامه‌ی فراسوی مرسوم با استفاده از نمودار طیف توان شعاعی میانگین داده‌ها بر حسب فرکانس شعاعی آن‌ها و نمودار دامنه ادامه فراسو در ارتفاع‌های مختلف، ۴۸ متر تخمین زده شد و برای ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته ۲۱ متر تخمین زده شد. پس از اعمال روش‌های ادامه‌ی فراسوی مرسوم و توسعه یافته آنومالی‌های باقی‌مانده منتج از هر کدام از آن‌ها حاصل شد و با آنومالی باقی‌مانده منتج از روند سطحی درجه اول این داده‌ها مقایسه گردید و پس از آن تفسیر بر روی آنومالی باقی‌مانده‌ی منتج از ادامه فراسوی توسعه یافته در ارتفاع بهینه انجام شد و چندین جسم آنومال سطحی در آن شناسایی گردید (شکل ۵-۱۹). آنومالی‌های A، B، C و D در اینجا دارای مقدار مثبت هستند، اما در قسمت D با توجه به اینکه برداشت‌ها ناقص است از آن صرنظر شده

است. تمامی این اجسام سطحی هستند و با توجه به نمودار لگاریتم طیف توان شعاعی میانگین داده‌ها بر حسب فرکانس شعاعی آن‌ها عمق این اجسام سطحی بین  $2/5 - 16/3$  متر تخمین زده شد.

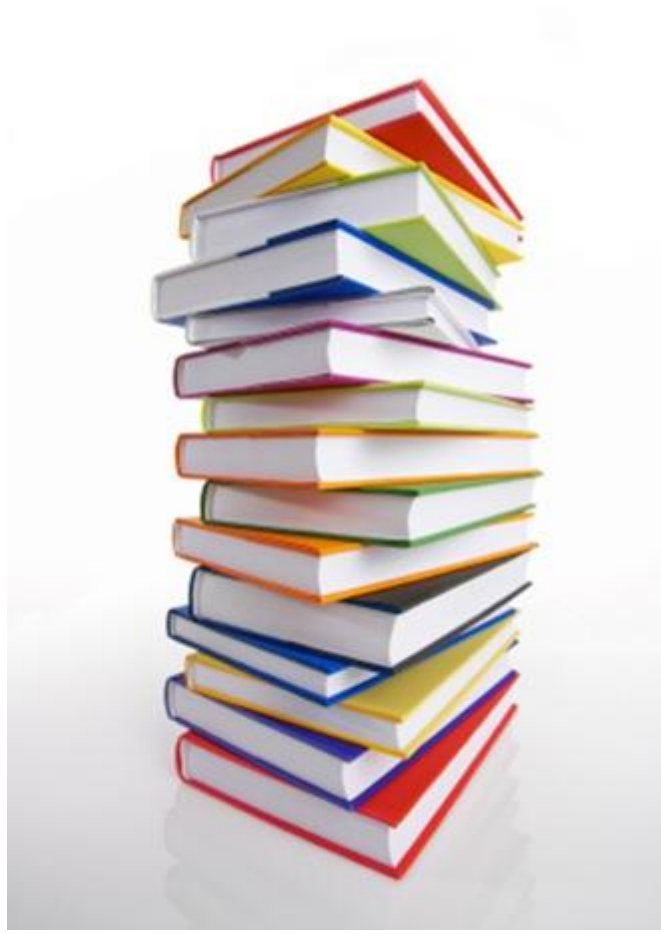
## ۶-۲- پیشنهادات

در ادامه پیشنهادات زیر می‌تواند راهگشای کارهای بعدی باشد:

✓ با توجه به کشیدگی جسم A در شکل (۵-۱۹) شبکه‌ی برداشت به سمت غرب این نقشه نیز گسترش یابد.

✓ با توجه به کشیدگی جسم‌های آنومال در منطقه‌ی بین جسم‌های آنومال A، C و D و با توجه به اینکه در قسمت‌های موجود این ناحیه از آنومالی‌های مثبت اما مقدار کمی برخوردارند پیشنهاد می‌شود در این قسمت فاصله‌ی ایستگاه‌های برداشت کم شود.

## منابع و مراجع



ابراهیم زاده اردستانی، (۱۳۹۰)، "گرانی سنجی کاربردی"، انتشارات دانشگاه تهران.

آقاجانی، ح.، (۱۳۸۸)، رساله‌ی دکتری: "بررسی قابلیت روش گرادیان کل نرمال داده‌های گرانی در تعیین پتانسیل هیدروکربوری تله‌های نفتی"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

آگاه، آ.، دولتی ارده جانی، ف.، مرادزاده، ع.، طباطبایی ریسی، ه.، (۱۳۸۳)، "تلفیق داده‌های مغناطیس هوایی و زمینی جهت شناسایی پتانسیل‌های نفتی طبس"، هشتمین همایش زمین شناسی ایران، دانشگاه صنعتی شاهرود.

توکلی، ش.، (۱۳۷۵). "ژئوفیزیک رشته زمین شناسی"

دولتی ارده جانی، ف.، (۱۳۷۵)، "تفکیک آنومالی‌های منطقه بابل‌سر به روش‌های روند سطحی اورتونرمال" هشتمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، تهران.

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

قربانی، م.، (۱۳۸۱)، "دیبچه‌ای بر زمین شناسی اقتصادی ایران"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی، پایگاه ملی داده‌های علوم زمینی کشور.

نوروزی، غ.، (۱۳۸۸)، "ژئوفیزیک/اکتشافی"، انتشارات دانشگاه تهران.

## Refrence

Abdelrahman E. M., Riad S., Refai E., and Amin Y., (1985), "On the least-squares residul anomaly

determination", **Geophysics**, v.50, pp.473-480.

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: *Geophysics*, 42(7), 1411–1430.

Bible, J. (1962). "Terrain Correction Tables for Gravity". *Geophysics*.

Blakely, R. (1988). "Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada. J. ", *Geophys. res*, 11817-11832.

Blakely, R. (1996). "Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge university press".

Bosome, W., Damaske, D., & Roland, N. (1989). "The Ganovex IV Victoria Land/Ross Sea aeromagnetic survey: Interpretation of anomalies ". *Geologisches Jahrbuch*, 153-230.

Conrad, G., Couch, R., & Gemperle, M. (1983). "Analysis of aeromagnetic measurement from Cascade Range central Oregon". *Geophysics*, 376-390.

Dampney, C. (1969). "The equivalent source technique". *Geophysics*.

Dobrin, M., & Savit, C. (1988). "Introduction geophysical prospecting". McGraw-Hill.

Garcia-Abdeslem, J., & Ness, G. (1994). "Inversion of the power spectrum from magnetic anomalies". *Geophysics*, 391-401.

Gupta, V. K., V., & Ramani. (n.d.). "Some aspects of regional-residual separation of gravity anomalies in a Precambrian"

Hann, A., Kind, E., & Mishra, D. (1976). "Depth estimation of magnetic sources by means of Fourier amplitude spectra", *Geophysics*, 287-308.

Hinze, W. (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.

Kane, M. (1962). "A comprehensive system of terrain corrections using a digital computer. " *Geophysics*.

LaFehr, T. (1991). "An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. " *Geophysics*.

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

- Nafziger, R. (1981). "A Review Of Deposits And Benefits of lower-grade chromite". Journal of the south african institute of mining and metalourgy.
- Nagy, D. (1966). "The gravitational attraction of a right rectangular prism". Geophysics.
- Naidu, P. (1968). "Spectrum of the potential field due to randomly distributed sources". Geophysics.
- Okubo, Y., & Mastunaga, T. (1994). "Curie point deoth in northeast Japan and its corrolation with regional thermal structure and seismicity. *J*". Geophys . Res, 22363-22371.
- Parasnis D. S., (1986), "Principles of Applied Geophysics" 4th edation., Chapman and Hall, London.
- Pawlowski, R. (1995). "Preferential continuation for potential-field". GEOPHYSICS, VOL. 60, NO. 2 (MARCH-APRIL 1995); P. 390-398, 8 FIGS.
- Pederson, L. (1991). "Relations between potential field and some equivalent sources". Geophysics, 961-971.
- Plouff D., (1976) —"Gravity and magnetic fields of polygonal prisms and application to magnetic terrain corrections". **Geophysics** v.41, no.4, pp.727-741.
- Robinson E., (1988), " Basic exploration geophysics", Virginia polytechnic Institute and State University.
- Shuy, R., Schlinger, D., & Trip, A. (1977). "Courie depth determination from aeromagnetic spectra". Geophyzics, 75-101.
- Spector, A., & Grant, F. (1970). " Statistical models for interpreting aeromagnetic data". Geophyzics, 293-302.
- Talwani M. Worzel J. L. and Landisman M. (1959) —"Rapid gravity computation for two dimensional bodies with application to the Mendicino submarine fracture zonell". **Geophysical Research**, v.64, pp. 49-59.
- Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. (1990). "Applied geophysics.. Second structures using Hilbert transforms". Geophysics
- Telford, W.-M. (1984). " *Applied Geophysics*".
- Wiener, N. (1949). "Extrapolation, interpolation, and smoothing of stationary time series". *John Wiley & Sons*.
- Xiahong, M., Lianghui, G., & Zhaoxi , C. (2009). "A method for gravity anomaly separation based on prefrential continuation and its application". APPLIED GEOPHYSICS, 217-225.

Xu, D., & Zeng, H. (2000). "Preferential continuation and its application to Bouguer gravity anomaly".

Xu, D., & Zeng, H. (2001). "Discussion on Preferential continuation for potential field anomaly".

# پوست

کد مدل مصنوعی حاصل از یازده منشور راست گوشه:

```
clear all
clc;
G=6.66*(10e-11);
xo=0:100:20000;  yo=0:100:20000;
nxo=length(xo);
nyo=length(yo);
rho33=[0.5,-0.5,0.5,-0.25,0.25,0.25,0.25,-0.25,0.15,-0.1,0.1];
y1=[9000,14100,12900,6000,13200,17000,7600,16000,6000,12000,5000];
y2=[9100,14200,13000,6400,13600,17600,8200,16600,10000,15000,6500];
x1=[8000,7000,14000,7000,6700,7000,13500,13000,5000,4800,12000];
x2=[8200,7200,14100,8600,7700,7800,14400,15400,10000,11800,15300];
z1=[100,100,100,400,400,400,400,400,1500,1500,100];
z2=[200,200,200,800,800,800,800,800,3000,3000,3000];
for m=1:11
x=[x1(m)  x2(m) ];
```

```

y=[y1(m) y2(m)];
z=[z1(m) z2(m)];
rho=rho33(m);
for p=1:nxo
    for q=1:nyo
        g=0;
        for i=1:2
            for j=1:2
                for k=1:2
                    X1(i)=xo(p)-x(i);
                    Y1(j)=yo(q)-y(j);
                    Z1(k)=-z(k);
                    M=(-1)^i*(-1)^j*(-1)^k;
                    g=g+M*(Z1(k)*atan((X1(i)*Y1(j))/(Z1(k)*R))-
X1(i)*log(R+Y1(j))-Y1(j)*log(R+X1(i)));
                end
            end
        end
        gravity(p,q)=(10^8*G*rho)*g;
    end
end
gfinal(m, :, :)=gravity;
end
gravity=0;
for i=1:11
    g=squeeze(gfinal(i, :, :));
    gravity=gravity+g;
end
BUG=gravity;

figure(1);
contour(xo,yo,BUG,200);
colorbar; shading interp; grid on; view(2); axis equal;
xlabel('X(km)'); ylabel('Y(km)'); zlabel('Deltag (mGal)'); title('BUGER');

gm=reshape(BUG,nxo*nyo,1);
[x,y]=meshgrid(xo,yo);
yy=reshape(y,nxo*nyo,1);
xx=reshape(x,nxo*nyo,1);
gmansh(:,1)=xx;
gmansh(:,2)=yy;
gmansh(:,3)=gm;

```

تخمین عمق با استفاده از طیف توان شعاعی میانگین، ادامه‌ی فراسوی مرسوم و ادامه‌ی فراسوی توسعه یافته:

```

% Potential field data optimization filtering
% This document is optimized for flat data filtering
% Made by: Iman Shahbazi

```

```

clc;clear;

```

```

%-----
% Depth Extension
%-----
Hu=48;% Depth on the extension
Hd=1;% Decurrent depth

%-----
% Plane data read
%-----
load 'cbdr180.dat';
%-----

```

```

% the multiplicity of points in x and y axis must be equal
%-----
datum=cbedr180;
xx=datum(:,1);
yy=datum(:,2);
gg=datum(:,3);
xmax=max(xx);
ymax=max(yy);
xmin=min(xx);
ymin=min(yy);
nx=length(xx).^0.5;
ny=nx;
rr=reshape(gg,nx,ny);
data=rr';

dx=(xmax-xmin)/(nx-1);
dy=(ymax-ymin)/(ny-1);
x=xmin:dx:(xmin+(nx-1)*dx);
y=ymin:dy:(ymin+(ny-1)*dy);

[X Y]=meshgrid(x,y);
n=180;
nn=floor(n);

% Raw data plotting
figure(1),contour(X,Y,data,50),xlabel('X(m)'),ylabel('Y(m)'),title('Original
Gravity Data');
% colorbar; shading interp; scale(y);

%Seeking amplitude spectrum
datafz=abs(dataf);

%Radial frequency
dr=1/(n*dx);
r=0.0:dr:((nn-1)*dr);

%Take radial power spectrum
dataP=datafz.^2;
a1=dataP(1,1:nn);
a2=dataP(1:nn,1)';
for i=1:nn
    a3(i)=dataP(i,i);
end
r1=r*(2.^0.5);
a4=interp1(r1,a3,r);

%Radial logarithmic power spectrum
aaa=smooth(aa)';

%Radial logarithmic power spectrum plot
figure(2),plot(r,aa','.'),xlabel('Radial frequency(1/m)'),ylabel('Radial
logarithmic power spectrum'),title('Radial logarithmic power spectrum');

%-----
% Radial logarithmic power spectrum fitting and solving the initial depth
%-----
m=3; % Equivalent layers
h=get_h(r,aaa,dx,nn,m) % Seeking initial depth

```

```

% Solving optimal depth and the equivalent layer power spectral density function
ss=get_p(h,r,nn,m,aaa);

for i=1:m
    for j=1:nn
        A(j,i)=exp(-4*pi*r(j)*h(i));
    end
end

P = A*ss';
pp=log(P);

hold on,plot(r,pp,'g:');legend('Primitive', 'polynomial');

Pd = A(:,1).*ss(1);
Ps = P-Pd;

%-----
% Preferential, the traditional extrapolation operator
%-----
% Preferential downward continuation operator
wpd=exp(2*pi*r'.*Hd).*(Pd./P+(Ps./P).*exp(2*pi*r'.*(-Hd)));
% Downward continuation operator theory
wtd=exp(2*pi*r'.*Hd);
%Clarke downward continuation operator
wcd=exp(2*pi*r'.*Hd).*(Pd./P);

% Comparison of preferential downward continuation and conventional downward
continuation operators
figure(3)
plot(r,wpd,'b:',r,wtd,'r-',r,wcd,'g-.'),axis([0 0.005 0 3]);
title('Comparison of preferential downward continuation and conventional
downward continuation operators');
xlabel('Frequency');
ylabel('Filter amplitude response');
legend('Preferential',' theory, Clarke');

%Preferential upward continuation operator
% wpu=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P)).*exp(2*pi*r'.*Hu));
wpu=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P)+(Pd./P);
% Conventional upward continuation operator
wtu=exp(2*pi*r'.*(-Hu));

% Comparison of preferential upward continuation and conventional upward
continuation operators
figure(4)
plot(r,wpu,'b:',r,wtu,'r-')%axis([0 0.005 0 1.2]);
title('Comparison of preferential upward continuation and conventional upward
continuation operators');
xlabel('Frequency');
ylabel('Filter amplitude response');
legend('Preferential', 'traditional');
for Hu=21
    wpum=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P)).*exp(2*pi*r'.*Hu));
end
for Hu=20
    wpui=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P)).*exp(2*pi*r'.*Hu));

for Hu=19
    wpuj=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P)).*exp(2*pi*r'.*Hu));

for Hu=18;
    wpuk=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P)).*exp(2*pi*r'.*Hu));

```

```

    for Hu=17
        wpuz=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P).*exp(2*pi*r'.*Hu));
    end
    for Hu=16
        wpux=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P).*exp(2*pi*r'.*Hu));
    end
    for Hu=15
        wpuv=exp(2*pi*r'.*(-Hu)).*(Ps./P+(Pd./P).*exp(2*pi*r'.*Hu));
    end
end
end
end
figure(5);
subplot(4,2,1);plot(r,wpum,'b-');title('h=21meter'),axis([0 0.03 0 5]);
subplot(4,2,2);plot(r,wpu,'b-');title('h=optimum height'),axis([0 0.03 0
5]);legend('h=21meter')
subplot(4,2,3);plot(r,wpui,'b-');title('h=20meter'),axis([0 0.03 0 5]);
subplot(4,2,4);plot(r,wpuj,'b-');title('h=19meter');ylabel('Filter amplitude
response for preferential upward continuation'),axis([0 0.03 0 5]);
subplot(4,2,5);plot(r,wpuk,'b-');title('h=18meter'),axis([0 0.03 0 5]);
subplot(4,2,6);plot(r,wpuz,'b-');title('h=17meter'),axis([0 0.03 0 5]);
subplot(4,2,7);plot(r,wpux,'b-');title('h=16meter'),axis([0 0.03 0 5]);
subplot(4,2,8);plot(r,wpuv,'b-');title('h=15meter'),axis([0 0.03 0 5]);
for Hu=50
    wtum=exp(2*pi*r'.*(-Hu));
end
    for Hu=49
        wtui=exp(2*pi*r'.*(-Hu));

for Hu=48;
    wtuj=exp(2*pi*r'.*(-Hu));

for Hu=47;
    wtuk=exp(2*pi*r'.*(-Hu));

    for Hu=46
        wtuz=exp(2*pi*r'.*(-Hu));

    end
end
end
end
figure(6);
subplot(3,2,1);plot(r,wtum,'b-');title('h=50meter'),axis([0 0.03 0 5])
subplot(3,2,2);plot(r,wtu,'b-');title('h=50meter'),axis([0 0.03 0 5])
subplot(3,2,3);plot(r,wtui,'b-');title('h=49meter');axis([0 0.03 0 5])
subplot(3,2,4);plot(r,wtuj,'b-');ylabel('Filter amplitude response for
conventional upward continuation');title('h=48meter');axis([0 0.03 0 5])
subplot(3,2,5);plot(r,wtuk,'b-');title('h=47meter');axis([0 0.03 0 5])
subplot(3,2,6);plot(r,wtuz,'b-');title('h=46meter');axis([0 0.03 0 5])

% Preferred frequency bands downward continuation operator
Pf = A(:,2).*ss(2);
wpdf=exp(2*pi*r'.*Hd).*(Pf./P).*(1-exp(2*pi*r'.*(-Hd)));

figure(7)
plot(r,wpdf),%axis([0 0.005 0 3]);
title('Preferred frequency bands downward continuation operator');
xlabel('Frequency');
ylabel('Extrapolation operator');

[wwpd,wwcd,wwpu,wwtu,wwpdf]=get_w(r,dr,h,ss,Hu,Hd,nn,n,m);

```

```

% Preferred extension
datacd=real(ifft2(dataf.*wwcd));
datatu=real(ifft2(dataf.*wwtu));
datapdf=real(ifft2(dataf.*wvpdf));
pd=datapd(1:nx,1:ny);
pu=datapd(1:nx,1:ny);
cd=datacd(1:nx,1:ny);
tu=datatu(1:nx,1:ny);
pdf=datapdf(1:nx,1:ny);

%-----
% Save the results as a grd file
%-----
%'Save the results as a grd file'
xmax=x(nx);
ymax=y(ny);

% Save preferred decurrent results
zmin=min(min(pd));
zmax=max(max(pd));
fp=fopen('pd.grd','w')
% fprintf(fp,'DSAA\n');
fprintf(fp,'%d %d\n',nx,ny);
fprintf(fp,'%g %g\n',xmin,xmax);
fprintf(fp,'%g %g\n',ymin,ymax);
fprintf(fp,'%g %g\n',zmin,zmax);
for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp,'%g ',pd(i,j));
    end
    fprintf(fp,'\n');
end
fclose(fp);

%Save preferred outcome on the extension
zmin=min(min(pu));
zmax=max(max(pu));
fp=fopen('pu.grd','w')
fprintf(fp,'DSAA\n');
fprintf(fp,'%d %d\n',nx,ny);
fprintf(fp,'%g %g\n',xmin,xmax);
fprintf(fp,'%g %g\n',ymin,ymax);
fprintf(fp,'%g %g\n',zmin,zmax);
for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp,'%g ',pu(i,j));
    end
    fprintf(fp,'\n');
end
fclose(fp);

%Save preferred residual field results on the extension
pus=data-pu;
zmin=min(min(pus));
zmax=max(max(pus));
fp=fopen('pus.grd','w')
fprintf(fp,'DSAA\n');
fprintf(fp,'%d %d\n',nx,ny);
fprintf(fp,'%g %g\n',xmin,xmax);
fprintf(fp,'%g %g\n',ymin,ymax);
fprintf(fp,'%g %g\n',zmin,zmax);
for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp,'%g ',pus(i,j));
    end
    fprintf(fp,'\n');
end
fclose(fp);

```

```

        end
        fprintf(fp, '\n');
end
fclose(fp);

%Preservation of traditional decurrent results
zmin=min(min(cd));
zmax=max(max(cd));
fp=fopen('cd.grd','w')
fprintf(fp, 'DSAA\n');
fprintf(fp, '%d %d\n', nx, ny);
fprintf(fp, '%g %g\n', xmin, xmax);
fprintf(fp, '%g %g\n', ymin, ymax);
fprintf(fp, '%g %g\n', zmin, zmax);
for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp, '%g ', cd(i, j));
    end
    fprintf(fp, '\n');
end
fclose(fp);

%Save traditionally delay results
zmin=min(min(tu));
zmax=max(max(tu));
fp=fopen('tu.grd','w')
fprintf(fp, 'DSAA\n');
fprintf(fp, '%d %d\n', nx, ny);
fprintf(fp, '%g %g\n', xmin, xmax);
fprintf(fp, '%g %g\n', ymin, ymax);
fprintf(fp, '%g %g\n', zmin, zmax);
for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp, '%g ', tu(i, j));
    end
    fprintf(fp, '\n');
end
fclose(fp);

%Save traditionally delay results
tus=data-tu;
zmin=min(min(tus));
zmax=max(max(tus));
fp=fopen('tus.grd','w')
fprintf(fp, 'DSAA\n');
fprintf(fp, '%d %d\n', nx, ny);
fprintf(fp, '%g %g\n', xmin, xmax);
fprintf(fp, '%g %g\n', ymin, ymax);
fprintf(fp, '%g %g\n', zmin, zmax);
for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp, '%g ', tus(i, j));
    end
    fprintf(fp, '\n');
end
fclose(fp);

%Save preferred frequency band extension results
zmin=min(min(pdf));
zmax=max(max(pdf));
fp=fopen('pdf.grd','w')
fprintf(fp, 'DSAA\n');
fprintf(fp, '%d %d\n', nx, ny);
fprintf(fp, '%g %g\n', xmin, xmax);
fprintf(fp, '%g %g\n', ymin, ymax);
fprintf(fp, '%g %g\n', zmin, zmax);

```

```

for i=1:ny
    for j=1:nx
        fprintf(fp, '%g ', pdf(i,j));
    end
    fprintf(fp, '\n');
end
fclose(fp);
figure(8);
subplot(2,2,1); contour(X,Y,tu,50); title('conv upward');
subplot(2,2,2); contour(X,Y,tus,50); title('res conv upward');
subplot(2,2,3); contour(X,Y,pu,50); title('pref upward');
subplot(2,2,4); contour(X,Y,pus,50); title('res pref upward');

```

زیر برنامه‌های برازش چند جمله‌ای بر نمودار طیف توان شعاعی میانگین:

:(۱)

```

function h=get_h(r,s,dx,n,m)
if m==3
    n1=1:round(n*0.05);
    n2=round(n*0.05):round(n*0.2);
    n3=round(n*0.2):n;
end

f1=polyval(p1,r(n1));
hold on;
plot(r(n1),f1,'r');

[p2,s2]=polyfit(r(n2),s(n2),1);
f2=polyval(p2,r(n2));
hold on;
plot(r(n2),f2,'r');

[p3,s]=polyfit(r(n3),s(n3),1);
f3=polyval(p3,r(n3));
hold on;
plot(r(n3),f3,'r');

h(1)=abs(p1(1))/(4*pi);
h(2)=abs(p2(1))/(4*pi);
h(3)=abs(p3(1))/(4*pi);

```

:(۲)

```

function ss=get_p(h,r,n,m,s)

if m==3
    n1=2;
    n11=round(n*0.05)-1;

```

```

n2=round(n*0.05)+1;
n22=round(n*0.2)-1;
n3=round(n*0.2)+1;
n33=n-1;
end

for i=1:m
    for j=1:n
        a(j,i)=exp(-4*pi*r(j)*h(i));
    end
end

[p1 s1]=polyfit(r,s,10);
s1=polyval(p1,r);
s=s1;

ss(1)=sss(n1)/a(n1,1);
ss(2)=sss(n2)/a(n2,2);
ss(3)=sss(n3)/a(n3,3);
s1=smooth(s);
P = a*ss';
pp=log(P);
maxs=0.005*(s1(1)-s1(n));

for i=1:20
    if pp(n1)-s1(n1)>maxs
        ss(1)=0.9*ss(1);
    elseif pp(n1)-s1(n1)<-maxs
        ss(1)=1.1*ss(1);
    end
    if pp(n2)-s1(n2)>maxs
        ss(2)=0.9*ss(2);
    elseif pp(n2)-s1(n2)<-maxs
        ss(2)=1.1*ss(2);
    end
    if pp(n3)-s1(n3)>maxs
        ss(3)=0.9*ss(3);
    elseif pp(n3)-s1(n3)<-maxs
        ss(3)=1.1*ss(3);
    end
    P = a*ss';
    pp=log(P);

    if pp(n11)-s1(n11)>maxs
        ss(1)=0.9*ss(1);
    elseif pp(n11)-s1(n11)<-maxs
        ss(1)=1.1*ss(1);
    end
    if pp(n22)-s1(n22)>maxs
        ss(2)=0.9*ss(2);
    elseif pp(n22)-s1(n22)<-maxs
        ss(2)=1.1*ss(2);
    end
    P = a*ss';
    pp=log(P);
end

```

زیر برنامه جداسازی آنومالی‌ها:

```

function [wwpd,wwcd,wwpu,wwtu,wwpdf]=get_w(r,dr,h,ss,Hu,Hd,nn,n,m)

for i=1:nn
    rx=(i-1)*dr;

```

```

for j=1:i
    rr=(rx*rx+ry*ry).^0.5;
    P=0;
    for k=1:m
        P=P+exp(-4*pi*rr*h(k))*ss(k);
        if k==1
            Pd=P;
        end
    end
    Pf=exp(-4*pi*rr*h(2))*ss(2);
    Ps=P-Pd;
    wwpd(j,i)=exp(2*pi*rr*Hd)*(Pd/P+(Ps/P)*exp(2*pi*rr*(-Hd)));
    wwpu(j,i)=exp(2*pi*rr*(-Hu))*(Ps/P+(Pd/P)*exp(2*pi*rr*Hu));
    wwtu(j,i)=exp(2*pi*rr*(-Hu));
    wwpdf(j,i)=exp(2*pi*rr*Hd)*(Pf/P)*(1-exp(2*pi*rr*(-Hd)));
    wwpd(i,j)=wwpd(j,i);
    wwcd(i,j)=wwcd(j,i);
    wwtu(i,j)=wwtu(j,i);
    wwpdf(i,j)=wwpdf(j,i);
end
end
for i=(nn+1):n
    for j=1:nn
        wwpd(j,i)=wwpd(j,n+1-i);
        wwpd(i,j)=wwpd(n+1-i,j);
        wwpd(i,nn+j)=wwpd(n+1-i,nn+1-j);
        wwcd(j,i)=wwcd(j,n+1-i);
        wwcd(i,j)=wwcd(n+1-i,j);
        wwcd(i,nn+j)=wwcd(n+1-i,nn+1-j);
        wwpu(j,i)=wwpu(j,n+1-i);
        wwpu(i,j)=wwpu(n+1-i,j);
        wwpu(i,nn+j)=wwpu(n+1-i,nn+1-j);
        wwtu(j,i)=wwtu(j,n+1-i);
        wwtu(i,j)=wwtu(n+1-i,j);
        wwtu(i,nn+j)=wwtu(n+1-i,nn+1-j);
        wwpdf(j,i)=wwpdf(j,n+1-i);
        wwpdf(i,j)=wwpdf(n+1-i,j);
        wwpdf(i,nn+j)=wwpdf(n+1-i,nn+1-j);
    end
end
end

```

## abstract

In the exploring surveys, the local anomalies were rarely observed in maps due to short range. Also they are depended on regional anomaly. These local anomalies should be eliminated for better resolution. This is one of main subjects for computing and interpreting of data of potential field.

One of methods for discrimination of anomalies is upward continuation method that is used in this work. The heart of this method is the estimation of optimum height that can be conserved regional scheme while can be eliminated local scheme. For this purpose, the diagram of range of upward continuation amplitude versus frequency in different height was obtained and finally one optimized height was estimated. Other method used in this work, is newly preferential upward continuation method that is based on winer filter using the parameters of power spectrume of data. The radial frequencies affected on data and results ompared with those of conventional upward continuation. In this work algorithm of upward continuation using Matlab software was coded and exerted on gravity data.

In order to investigate of mentioned methods and understanding the Weaknesses and strengthens points of them, one synthetic model that sums local ( large size and deep mass ) and remaining( small size and shallow mass) anomalies was desined in Matlab software and its anomalies of gravity was computed.

Finally, the mentioned methods were applied on the gravity data of cheshmehsir Sabzevar mineral spring obtained by some of students of Shahrood industrial university. The mentioned separated methods were exerted on the total Buger anomaly maps of Sabzevar data and the interpretation leads to several deposits of under surface Chromite.

First, an optimal height to keep going beyond the conventional and prefrential continuation the 48 and 21 m was estimated using them in this way on data imposed. By comparing these procedures and the quality of their separation body surface anomaly map of residual anomalies resulting from the prefrential upward continuation.

**Keywords:** Gravity method, chromite, Separation, preferential upward, optimized height



**Shahrood University of Technology**  
**Faculty of Mining, petrolume and geophysics engineering**

**Preferential upward continuation estimating optimum it's height for gravity  
anomaly separation from CheshmeSir chromite deposit-Sabzevar**

By:  
**Seydiman Shahbazi**

Supervisors:  
**Dr. Hamid Aghajani**

Date: February 2014