



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده: مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه: مهندسی اکتشاف معدن

عنوان رساله دکتری:

بهبود تعیین عمق نقطه کوری منابع مغناطیسی جهت شناسایی مناطق

مستعد انرژی زمین گرمایی

دانشجو: الله یار خوجم‌لی

اساتید راهنما:

دکتر فرامرز دولتی ارده جانی

دکتر علی مرادزاده

اساتید مشاور:

دکتر علی نجاتی کلاته

دکتر سهیل پرخیال

رساله دکتری جهت اخذ درجه دکتری

ماه و سال انتشار: دی ۱۳۹۴

## تقدیم به پدر و مادرم:

خدای را بسی شاکرم که از روی کرم، پدر و مادری فداکار نصیبم ساخته تا در سایه درخت پر بار وجودشان بیاسایم و از ریشه آنها شاخ و برگ گیرم و از سایه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم. والدینی که بودنشان تاج افتخاری است بر سرم و نامشان دلیلی است بر بودنم، چرا که این دو وجود، پس از پروردگار ، مایه هستی‌ام بوده‌اند دستم را گرفتند و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و نشیب آموختند. آموزگارانی که برایم زندگی، بودن و انسان بودن را معنا کردند...

بعد از مدت‌ها، پس از پیمودن راه‌های فراوان که با حضور شیرین اساتید عزیزم، با راهنمایی‌ها و دغدغه-  
های فراوانشان، نگاه‌های پدر و مادرم، با چشم‌های پر از برق شوق، که خستگی‌های این راه را به امید و  
روشنی راه تبدیل کرده و امیدوارم بتوانم در آینده‌ی نزدیک جوابگوی این همه محبت آنها باشم...  
اکنون، با احترام فراوان برای این همه تلاش این عزیزان برای موفقیت من....  
این پایان نامه را به پدر و مادرم، اساتید عزیزم تقدیم میکنم  
امیدوارم قادر به درک زیبایی‌های وجودشان باشم.

با تشکر.....

## تعهد نامه

اینجانب الله یار خوجملی دانشجوی دوره دکتری رشته مهندسی اکتشاف معدن دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده رساله " بهبود تعیین عمق نقطه کوری منابع مغناطیسی جهت شناسایی مناطق مستعد انرژی زمین گرمایی "

تحت راهنمایی دکتر فرامرز دولتی ارده جانی و دکتر علی مرادزاده متعهد می شوم.

- تحقیقات در این رساله 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 رساله 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 شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه شاهرود » و یا «

Shahrood University» به چاپ خواهد رسید.

- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی رساله تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که از موجود زنده ( یا بافتهای آنها ) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

الله یار خوجملی

۲۸ دی ماه ۱۳۹۴

### مالکیت نتایج و حق نشر

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

## چکیده

نقطه کوری درجه حرارتی است که در آن سنگ‌های پوسته زمین خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند. ارزیابی تغییرات عمق نقطه کوری یک منطقه می‌تواند اطلاعات با ارزشی از توزیع دمایی ناحیه‌ای در عمق و تمرکز انرژی زمین گرمایی در زیر سطح زمین ارائه کند. روش‌های رایجی که جهت تخمین عمق نقطه کوری در مناطق مختلف دنیا مورد استفاده قرار می‌گیرند اکثراً مغناطیدگی سنگ‌های پوسته را به صورت یک تابع تصادفی از موقعیت  $(x,y)$  در نظر می‌گیرند در حالیکه مغناطیدگی پوسته رفتار فرکتالی دارد. به همین دلیل در این رساله سعی شده است که محاسبه عمق نقطه کوری با فرض رفتار فرکتالی مغناطیدگی سنگ‌های پوسته با ارائه یکسری روش‌های جدید با دقت بیشتری نسبت به روش‌های مرسوم تعیین شود. برای این کار ابتدا با تهیه برنامه کامپیوتری روشی برای تعیین ابعاد بهینه بلوک جهت محاسبه طیف توان داده‌های مغناطیسی استان اردبیل ارائه شد. سپس با معرفی موجک پیوسته دو بعدی جدید برای اولین بار تلاش شد عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی هر بلوک با دقت زیادی محاسبه شود. در ادامه با ارائه روشی جدید، پارامتر فرکتالی متغیر هر بلوک نیز با وارون سازی خطی داده‌های طیف توان محاسبه شد. در نهایت با در اختیار داشتن عمق بالایی بی‌هنجاری‌ها و پارامتر فرکتالی، با تهیه برنامه‌ای کامپیوتری ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از روش‌های وارون سازی غیر خطی تعیین شد. با توجه به نتایج، عمق بالایی بی‌هنجاری‌ها بین  $3/5$  تا  $6$  کیلومتر، پارامتر فرکتالی بین  $4/6$  تا  $5/7$ ، ضخامت منابع مغناطیسی بین  $7/5$  تا  $17/4$  کیلومتر و عمق نقطه کوری  $13$  تا  $21/5$  کیلومتر تعیین شدند. با تهیه نقشه‌های عمق نقطه کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی و اعتبار سنجی آن با نتایج مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک، داده‌های حفاری چاه‌ها و دماهای ثبت شده در داخل آنها و موقعیت چشمه‌های آبگرم، مناطق اطراف قله سیلان مخصوصاً غرب و جنوب غرب آن به عنوان مناطق مستعد زمین گرمایی معرفی شدند.

کلمات کلیدی: عمق نقطه کوری، زمین گرمایی، پارامتر فرکتالی، طیف توان مغناطیسی، تبدیل موجک،

وارون سازی.

## لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

\* تخمین عمق نقطه کوری با روش مدل سازی پیشرو پیک طیفی: داده های مغناطیس هوایی استان اردبیل، سی و سومین گردهمایی علوم زمین، ۳ و ۴ اسفند ماه ۱۳۹۴، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

\* تحلیل های طیفی مقیاس بندی شده: ابزار جدیدی برای تفسیر داده های میدان پتانسیل، اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیر زمینی، ۱۹ و ۲۰ آذر ماه ۱۳۹۲، دانشگاه صنعتی شاهرود.

\* تحلیل طیفی داده های مغناطیس هوایی جهت اکتشاف پتانسیل های زمین گرمایی استان آذربایجان شرقی، مجله ژئوفیزیک ایران، ۱۳۹۴، در دست چاپ.

\* Determining fractal parameter and depth of magnetic sources for Ardabil geothermal area using aeromagnetic data by de-fractal approach, Journal of Mining and Environment, 2015, in press.



## فصل اول : کلیات

- ۱-۱- مقدمه ۲
- ۲-۱- تعریف مسئله و بیان سوال‌های اصلی تحقیق ۶
- ۳-۱- ضرورت انجام تحقیق و بیان فرضیه‌های آن ۷
- ۴-۱- هدف مطالعه و روش تحقیق ۷
- ۵-۱- ساختار پایان نامه ۸

## فصل دوم: مروری بر روش‌های تخمین عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از طیف توان

- ۱-۲- مقدمه ۱۲
- ۲-۲- روش اسپکتور و گرنت ۱۲
- ۳-۲- روش پیک طیفی ۱۴
- ۴-۲- مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی ۱۶
- ۵-۲- روش مرکزبایی ۱۸
- ۶-۲- روش طیف مقیاس بندی شده یا فرکتالی ۲۱
- ۷-۲- روش مرکزبایی اصلاح شده ۲۹
- ۸-۲- روش تخمین عمق با طیف غیر فرکتال شده ۳۰
- ۹-۲- مروری بر محاسبه عمق نقطه کوری و تهیه نقشه جریان حرارتی در مناطق زمین گرمایی ۳۳
- ۱-۹-۲- تهیه نقشه هم‌دمای نقطه کوری برای شناسایی منابع زمین گرمایی در پارک ملی یلوستون ۳۳
- ۲-۹-۲- بررسی ساختارهای حرارتی شمال غرب ترکیه به کمک داده‌های مغناطیس هوایی و چاه ۳۵
- ۳-۹-۲- ارزیابی عمق نقطه کوری، گرادیان زمین گرمایی و جریان حرارتی با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی منطقه سوکوتو نیجریه ۴۱

## فصل سوم: تخمین عمق بالایی منابع مغناطیسی با استفاده از تبدیل موجک پیوسته دو بعدی

- ۱-۳- مقدمه ۴۶
- ۲-۳- مروری بر کاربرد تبدیل موجک در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل ۴۶
- ۳-۳- تئوری روش تبدیل موجک پیوسته ۴۸

۵۴ ۴-۳- مدل مصنوعی

۶۳ ۵-۳- کاربرد تبدیل موجک پیوسته دو بعدی در تخمین عمق داده‌های واقعی

### فصل چهارم: تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با استفاده از روش‌های

#### وارون سازی

- ۷۰ ۴-۱- مقدمه
- ۷۰ ۴-۲- وارون سازی داده‌های ژئوفیزیکی
- ۷۳ ۴-۳- مسائل وارون سازی خطی
- ۷۴ ۴-۴- مسائل وارون سازی غیر خطی
- ۷۵ ۴-۴-۱- روش لونبرگ - مارکوارت برای حل مسائل حداقل مربعات غیر خطی
- ۷۹ ۴-۵- تخمین پارامتر فرکتالی با روش حداقل مربعات
- ۸۰ ۴-۶- تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با روش لونبرگ - مارکوارت
- ۸۳ ۴-۷- محاسبه عمق کف منابع مغناطیسی و پارامتر فرکتالی با استفاده از روش طیف غیر فرکتال شده

### فصل پنجم: محاسبه عمق کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی در منطقه زمین گرمایی استان

#### اردبیل

- ۹۴ ۵-۱- مقدمه
- ۹۴ ۵-۲- تهیه نقشه عمق نقطه کوری و جریان حرارتی
- ۹۷ ۵-۳- اعتبار سنجی نتایج

#### فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادها

- ۱۰۴ ۶-۱- مقدمه
- ۱۰۴ ۶-۲- نتیجه‌گیری
- ۱۰۶ ۶-۳- پیشنهادها
- ۱۰۷ پیوست الف
- ۱۱۲ پیوست ب
- ۱۲۹ پیوست ج
- ۱۳۹ پیوست د
- ۱۴۶ منابع مورد استفاده

## فهرست اشکال

- شکل ۱-۱: نمایشی از یک سیستم زمین گرمایی ۲
- شکل ۲-۱: فلوجارت مراحل مختلف تحقیق ۹
- شکل ۱-۲: بهبود تخمین عمق روش اسپکتور و گرنت با استفاده از تصحیح قانون توان ۱۵
- شکل ۲-۲: مثالی از مدل سازی پیشرو پیک طیفی ۱۸
- شکل ۳-۲: طیف های توان داده های گرانی مصنوعی برای یک سطح مشاهده که در یک کیلومتری بالای یک توزیع چگالی با نمای مقیاس بندی شده ۳ قرار گرفته است ۲۲
- شکل ۴-۲: ماتریسی از عدم برازش محاسبه شده بین میانگین شعاعی طیف توان مصنوعی و طیف های توان تئوری محاسبه شده ۲۶
- شکل ۵-۲: نتایج روش برازش طیف های توان محاسبه شده ۱۰۰ نقشه آنومالی مصنوعی ۲۷
- شکل ۶-۲: طیف های توان در مقابل عدد موج برای بلوک های متفاوت جهت نشان پیک های طیفی ۳۱
- شکل ۷-۲: فلوجارت روش غیرفرتال شده جهت تخمین عمق کف منابع مغناطیسی ۳۲
- شکل ۸-۲: نقشه عمق نقطه کوری پارک ملی یلوستون ۳۵
- شکل ۹-۲: نقشه مغناطیس هوایی برگردان به قطب شده میدان کل مغناطیسی در شمال غرب ترکیه ۳۸
- شکل ۱۰-۲: نقشه عمق نقطه کوری شمال غرب ترکیه ۳۸
- شکل ۱۱-۲: نقشه گرادیان حرارتی منطقه شمال غرب ترکیه ۳۹
- شکل ۱۲-۲: نقشه ضخامت رسوبات و کنتورهای میانگین هدایت حرارتی ۴۰
- شکل ۱۳-۲: نقشه جریان حرارتی منطقه شمال غرب ترکیه ۴۰
- شکل ۱۴-۲: نقشه عمق نقطه کوری منطقه سوکوتو نیجریه ۴۱
- شکل ۱۵-۲: نقشه کنتوری گرادیان زمین گرمایی منطقه سوکوتو نیجریه ۴۳
- شکل ۱۶-۲: نقشه جریان حرارتی منطقه سوکوتو نیجریه ۴۳
- شکل ۱-۳: هندسه مکعب مدفون و آنومالی مغناطیسی آن ۵۱
- شکل ۲-۳: مشتقات مرتبه اول آنومالی مغناطیسی یک مکعب واحد مدفون ۵۳
- شکل ۳-۳: هندسه مدل مصنوعی اول و پاسخ مغناطیسی آن ۵۴
- شکل ۴-۳: ضرایب موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی مرتبه اول ۵۵
- شکل ۵-۳: ضرایب موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول ۵۶
- شکل ۶-۳: دو بلوک مدفون که عمق های بالایی آنها به ترتیب در ۱۰۰۰ و ۲۵۰۰ متری زیر زمین واقع شده است ۵۷
- شکل ۷-۳: نتایج موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی مرتبه اول ۵۸
- شکل ۸-۳: نتایج موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول ۵۹
- شکل ۹-۳: تخمین عمق بالایی مدل های مصنوعی با روش مرکز یابی ۶۰

- شکل ۳-۱۰: تخمین عمق بالایی مدل‌های مصنوعی با روش مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی ۶۱
- شکل ۳-۱۱: نتایج موجک پیوسته دو بعدی بر پایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول برای داده‌هایی با ۱۰ درصد نوفه با توزیع گوسی ۶۲
- شکل ۳-۱۲: نتایج موجک پیوسته دو بعدی بر پایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول برای داده‌هایی با ۱۰ درصد نوفه با توزیع گوسی ۶۳
- شکل ۳-۱۳: انتخاب بهینه ابعاد بلوک با توجه به پیک طیفی برای یکی از بلوک‌ها ۶۵
- شکل ۳-۱۴: انتخاب بلوک‌های همپوشانی شده بر روی نقشه برگردان به قطب ۶۵
- شکل ۳-۱۵: محل مقاطع برای بلوک ۱ در جهات مختلف ۶۶
- شکل ۳-۱۶: نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱ سبلان ۶۶
- شکل ۴-۱: ماتریس کواریانس محاسبه شده برای یکی از بلوک‌های منطقه سبلان ۷۹
- شکل ۴-۲: مقایسه طیف‌های توان غیر فرکتال شده برای یکی از بلوک‌ها با استفاده از مقادیر مختلف پارامتر فرکتالی ۸۶
- شکل ۴-۳: مقادیر پارامتر فرکتالی به دست آمده با استفاده از روش‌های وارون سازی حداقل مربعات، لونبرگ - مارکوارت و طیف غیر فرکتال شده ۹۰
- شکل ۴-۴ الف: نمودار تغییرات ضخامت منابع مغناطیسی بلوک‌ها که با به کارگیری روش‌های وارون سازی لونبرگ - مارکوارت، مرکز یابی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی و طیف غیر فرکتال شده ۹۰
- شکل ۴-۴ ب: نمودار تغییرات ضخامت منابع مغناطیسی در بلوک‌های ناحیه سبلان حاصل از به کارگیری روش‌های وارون سازی با مشتق گیری عددی و تحلیلی، مرکزیابی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی ۹۱
- شکل ۵-۱: نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در استان اردبیل ۹۵
- شکل ۵-۲: نقشه تغییرات گرادیان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه ۹۶
- شکل ۵-۳: نقشه تغییرات جریان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه ۹۷
- شکل ۵-۵: منبع زمین گرمایی در غرب سبلان ۹۹
- شکل ۵-۶: پروفیل دمایی ثبت شده در چاه NWS-6D ۱۰۰
- شکل ۵-۷: پروفیل دو بعدی MT واقع در جنوب غرب سبلان ۱۰۱

## فهرست جداول

- جدول ۱-۳: عمق بالایی منابع مغناطیسی محاسبه شده با روش‌های تبدیل موجک، مرکز یابی و پیک طیفی  
۶۷
- جدول ۱-۴: نتایج تخمین پارامتر فرکتالی با استفاده از روش وارون سازی حداقل مربعات  
۸۱
- جدول ۲-۴: نتایج تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت آنومالی مغناطیسی با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت  
۸۳
- جدول ۳-۴: نتایج تخمین ضخامت آنومالی مغناطیسی با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت (ماتریس ژاکوبین با روش عددی محاسبه شده است)  
۸۴
- جدول ۴-۴: نتایج تخمین ضخامت آنومالی مغناطیسی با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت ( ماتریس ژاکوبین با روش تحلیلی محاسبه شده است)  
۸۵
- جدول ۴-۵: نتایج تخمین پارامتر فرکتالی، عمق بالایی و عمق کف منابع مغناطیسی با روش طیف غیر فرکتال شده در منطقه مورد مطالعه  
۸۸
- جدول ۴-۶: خلاصه‌ای از تخمین‌های منتشر شده برای پارامتر فرکتالی با تحلیل طیفی نقشه‌های مغناطیس هوایی در منابع معتبر  
۸۹

---

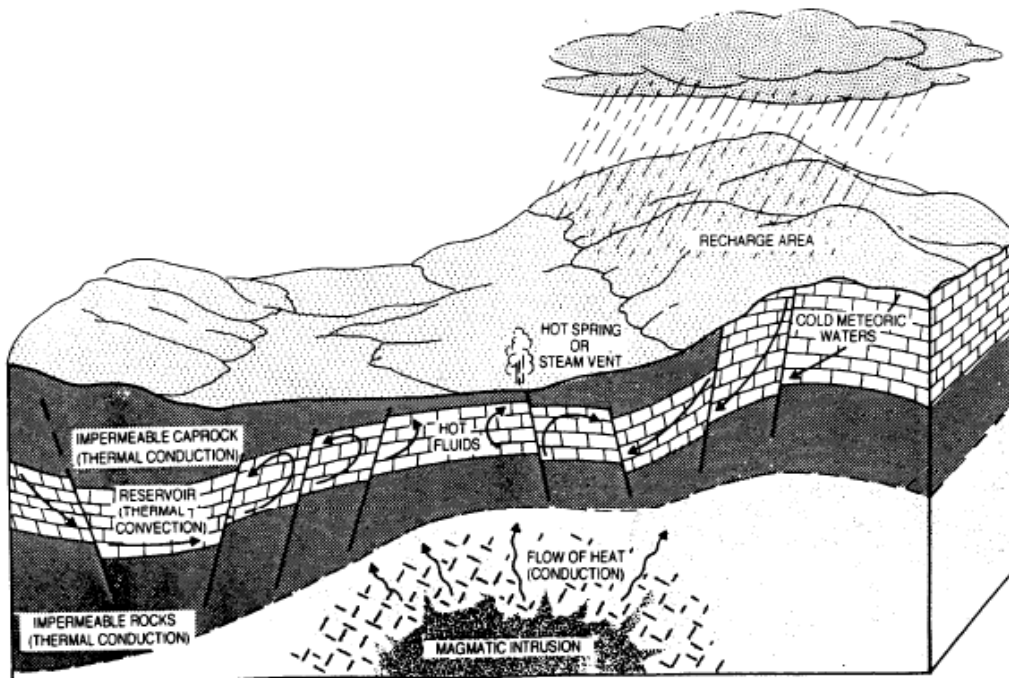
فصل اول

---

کلیات

## ۱-۱- مقدمه

امروزه منابع انرژی یکی از مهمترین سرمایه‌های هر کشور به حساب می‌آید، و مهمتر این که اگر این انرژی به صورت تجدید پذیر باشد. یکی از انواع انرژی تجدید پذیر، منابع انرژی زمین گرمایی<sup>۱</sup> می‌باشد. انرژی زمین گرمایی، انرژی حرارتی درون زمین می‌باشد که اغلب در امتداد صفحات تکتونیکی و در نواحی شناخته شده آتشفشانی و لرزه خیز متمرکز شده است. مطابق شکل (۱-۱) وقتی که ماگما از بخش‌های فوقانی گوشته و بخش‌های تحتانی پوسته به طرف سطح زمین حرکت می‌کند بخش زیادی از آن به سطح نمی‌رسد، و گرمای خود را به منطقه وسیعی از سنگ‌های اطراف منتقل می‌کند. چرخه آب زیرزمینی موجود در منطقه و آب‌های جوی که از راه شکستگی‌ها وارد زمین می‌شوند، توسط ماگما گرم و گرمتر می‌شود و ممکن است بخشی از آنها به صورت بخار یا چشمه‌های آب گرم به سطح برگردد و یا در مسیر بالا آمدن در یک سری از سنگ‌های متخلخل و تراوا که زیر یک لایه ناتراوا قرار گرفته است، به دام افتاده و یک ذخیره زمین گرمایی تشکیل شود.



شکل (۱-۱): نمایشی از یک سیستم زمین گرمایی (Dickson and Fanelli, 1995).

<sup>۱</sup> Geothermal energy

برای شناسایی و اکتشاف منابع زمین گرمایی در مراحل اولیه و یا حتی نیمه تفصیلی، روش‌های مختلف ژئوفیزیکی مثل مغناطیس‌سنجی، گرانی‌سنجی و الکترومغناطیسی در کنار دیگر روش‌های هیدروژئوشیمیایی و زمین‌شناسی نقش مهمی دارند (Ngaruye, Hochstein and Sudarman, 2008; Mayalla, 2006; 2009). از میان روش‌های ژئوفیزیکی، برداشت و استفاده از داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی جهت شناسایی مناطق مستعد منابع زمین گرمایی بسیار متداول است (Tselentis, 1991; Saleh et al., 2012). آشکارسازی ساختارهای زمین‌شناسی مانند گسل‌ها، بالا آمدگی‌ها و تورفتگی‌ها در اکتشافات منابع زمین گرمایی بسیار مهم است. تحت شرایط مساعد، این ساختارها با برداشت مغناطیس‌سنجی هوایی با دقت بالا قابل شناسایی خواهند بود. داده‌های مغناطیس‌سنجی هوایی معمولاً برای تهیه نقشه سنگ‌های مغناطیسی مانند پی سنگ‌های آذرین و دگرگونی که در زیر لایه‌های رسوبی واقع شده‌اند مناسب می‌باشند (Gupta and Roy, 2007; Grauch, 2002). همچنین، جهت به نقشه در آوردن مناطق دگرسانی که نشان دهنده کاهش مغناطیدگی<sup>۳</sup> نسبت به سنگ میزبان است مورد استفاده قرار می‌گیرد. اما مهمترین کاربرد داده‌های مغناطیس‌سنجی برای شناسایی منابع زمین گرمایی تعیین عمق نقطه کوری منابع مغناطیسی می‌باشد (Gupta and Roy, 2007).

سنگ‌های پوسته زمین در درجه حرارت و عمق خاصی خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند که به این درجه حرارت و عمق، به ترتیب دما و عمق نقطه کوری<sup>۴</sup> گویند. دمای کوری<sup>۵</sup> برای کانی مگنتیت تقریباً ۵۸۰ درجه سانتیگراد می‌باشد که در این دما، کانی‌های مغناطیسی خاصیت مغناطیسی خود را از دست می‌دهند (Aydin and Oksum, 2010). مغناطیدگی سنگ‌های پوسته حاوی مگنتیت در دمای کوری از بین می‌رود. بنابراین عمقی که دمای آن به نقطه کوری می‌رسد عمق کف توده‌های مغناطیسی پوسته فرض می‌شود. عمق نقطه کوری از منطقه‌ای به منطقه دیگر با توجه به زمین‌شناسی

<sup>1</sup> Horst

<sup>2</sup> Graben

<sup>3</sup> Magnetization

<sup>4</sup> Curie Point Depth (CPD)

<sup>5</sup> Curie temperature



منطقه و کانی‌های موجود در سنگ‌ها تغییر می‌کند. بنابراین در مناطقی که پتانسیل منابع زمین گرمایی دارند و یا مناطق آتشفشانی جوان وجود دارند انتظار می‌رود که عمق نقطه کوری بطور قابل توجهی کم باشد (Aydin and Oksum, 2010). بنابراین با محاسبه و بررسی تغییرات خطوط هم‌دمای کوری یک ناحیه می‌توان اطلاعات ارزشمندی درباره تغییرات ناحیه‌ای درجه حرارت در عمق و تجمع منابع زیرزمینی انرژی زمین گرمایی به دست آورد (Tselentis, 1991).

تعیین عمق نقطه کوری در مراحل اولیه شناسایی منابع زمین گرمایی اکثراً به کمک داده‌های مغناطیسی هوایی صورت می‌گیرد. ایده بکارگیری داده‌های مغناطیسی هوایی برای تخمین عمق نقطه کوری خیلی جدید نبوده و تاکنون در جاهای مختلف دنیا در نواحی فعال تکتونیکی و ژئودینامیکی استفاده شده است (Bhattacharyya and Morley, 1965; Byerly and Stolt, 1977). در چهار دهه گذشته روش‌های مختلفی همراه با تغییراتی برای تخمین این عمق با استفاده از طیف توان<sup>۱</sup> بی‌هنجاری‌های مغناطیسی پیشنهاد شده است (به عنوان مثال Spector and Grant, 1970; Bhattacharyya and Leu, 1975, 1977; Shuey et al., 1977; Connard et al., 1983; Bansal et al., 2011; Nwankwo and Shehu, 2015; Saibi et al., 2015).

دو روش پایه برای تخمین عمق کف منابع مغناطیسی براساس ویژگی‌های طیفی داده‌های مغناطیسی مورد استفاده قرار گرفته است. اولین آنها روش اسپکتور<sup>۲</sup> و گرنت<sup>۳</sup> (۱۹۷۰) و دومین مورد روش باتاچاریا<sup>۴</sup> و لیو<sup>۵</sup> (۱۹۷۵، ۱۹۷۷) است. اسپکتور و گرنت نشان دادند که مقدار مورد انتظار طیف یک مدل جمعی<sup>۶</sup> همانند میانگین عمق بالایی یک منشور مستطیلی مغناطیسی شده است. باتاچاریا و لیو عمق مرکزی توده را با استفاده از تفسیر بی‌هنجاری منفرد تخمین زدند. این روش موقعی که پیک‌های طیفی بر روی دامنه طیف مشاهده نمی‌شوند بسیار کاربرد دارد (Li et al., 2010). اکیوبو<sup>۷</sup> و همکاران (۱۹۸۵)

<sup>1</sup> Isotherm

<sup>2</sup> Power spectra

<sup>3</sup> Spector

<sup>4</sup> Grant

<sup>5</sup> Bhattacharyya

<sup>6</sup> Leu

<sup>7</sup> Ensemble model

<sup>8</sup> Okubo

این دو روش را ترکیب کردند و از آنها برای شناسایی منابع زمین گرمایی استفاده کردند. بعد از آن، روش‌های متفاوتی برای تخمین عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی پیشنهاد شد که می‌توان به روش پیک طیفی<sup>۱</sup> (Connard et al., 1983; Blakely, 1995)، مدل‌سازی پیشرو<sup>۲</sup> پیک طیفی (Ravat, 2004; Finn and Ravat, 2004; Ross et al., 2004)، روش مرکزبایی<sup>۳</sup> (عمق مرکزی) (Bhattacharyya and Leu, 1977; Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999)، روش طیف مقیاس بندی شده<sup>۴</sup> (Pilkington and Todoeschuck, 1993; Maus and Dimri, 1995; Fedi et al., 1997)، روش مرکزبایی اصلاح شده<sup>۵</sup> (Bansal et al., 2011) و روش غیر فرکتال شده<sup>۶</sup> (Salem et al., 2014) اشاره کرد.

برای ارزیابی عمق کف محاسبه شده بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، نتایج با داده‌های چگالی جریان حرارتی<sup>۷</sup> مقایسه می‌شود (Bansal et al., 2011). اندازه‌گیری‌ها نشان داده‌اند که یک منطقه با پتانسیل بالای زمین گرمایی بوسیله یک بی‌هنجاری با گرادیان حرارتی و جریان حرارتی بالا مشخص می‌شود. میانگین گرادیان حرارتی بطور معمول  $30-25^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می‌باشد. باتاچاریا و لیو (۱۹۷۵) تغییرات گرادیان حرارتی پارک ملی یلوستون را  $72-53^{\circ}\text{C}/\text{km}$  گزارش کردند. بنابراین، بدون توجه به ترکیبات سنگ‌ها انتظار می‌رود که در نواحی فعال زمین گرمایی عمق نقطه کوری به طور قابل ملاحظه کم باشد (Bhattacharyya and Leu, 1977).

روش‌هایی که تا به امروز جهت محاسبه عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی مورد استفاده قرار گرفته از طیف توان تصحیح نشده استفاده کرده‌اند و یا با ثابت در نظر گرفتن پارامتر فرکتالی به محاسبه عمق کف منابع مغناطیسی اقدام نموده‌اند که در هر دو حالت، مطالعات نشان داده است که عمق کف تخمینی در بسیاری از موارد از دقت بالایی برخوردار نبوده است. بدین جهت، اهداف اصلی این رساله بر روی

<sup>1</sup> Spectral peak method

<sup>2</sup> Forward modelling

<sup>3</sup> Centroid method

<sup>4</sup> Scaling spectral method

<sup>5</sup> Modified centroid method

<sup>6</sup> De-fractal

<sup>7</sup> Heat flow

بهبود تخمین عمق نقطه کوری توده‌های مغناطیسی جهت شناسایی مناطق مستعد منابع زمین گرمایی و ارائه روش‌هایی موثرتر برای تعیین دقیق‌تر عمق بالایی توده‌های مغناطیسی متمرکز شده است.

## ۱-۲- تعریف مسئله و بیان سوال‌های اصلی تحقیق

با توجه به اینکه تعیین دقیق عمق بالایی و ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی نقش مهمی در محاسبه عمق نقطه کوری ایفا می‌کند و تعیین عمق نقطه کوری با دقت بالا کمک شایانی به شناسایی اولیه مناطق مستعد زمین گرمایی می‌کند، لزوم تعیین دقیق این پارامترها احساس می‌شود. این در شرایطی است که پارامترهای مذکور عموماً با استفاده از طیف توان تصحیح نشده داده‌های مغناطیسی تعیین می‌شوند بنابراین عمق محاسبه شده از دقت کافی برخوردار نخواهد بود. در همین راستا اگر بتوان این پارامترها را به گونه‌ای دیگر و یا با استفاده از داده‌های طیف‌های تصحیح شده محاسبه نمود، از میزان خطای محاسبات به نحو قابل توجهی کاسته خواهد شد.

از گذشته تا به امروز عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی اکثراً با روش‌های اسپکتور و گرنت و مرکزبایی محاسبه می‌شود. در این روش‌ها فرض می‌شود که مغناطیدگی پوسته زمین یک تابع تصادفی از موقعیت  $(x,y)$  است. در حالی که در واقعیت مغناطیدگی سنگ‌های پوسته زمین از یک رفتار فرکتالی / مقیاس بندی شده تبعیت می‌کند و طیف توان با ضریب  $k^{-\beta}$  که در آن  $\beta$  پارامتر فرکتالی می‌باشد تصحیح می‌گردد. این کار منجر به تخمین مقادیر عمقی می‌شود که به طور قابل توجهی از تخمین‌های عمقی که به طور مستقیم از شیب طیف توان اصلی به دست می‌آید کمتر است. مطالعات مختلف و مفیدی نیز در جهت استفاده از پارامتر فرکتالی برای تصحیح طیف توان انجام شده است. اما هیچ کدام از آنها برای محاسبه مقدار پارامتر فرکتالی روش معتبری را ارائه نکرده‌اند. در همین راستا استفاده از روش‌های وارون سازی جهت تعیین پارامتر فرکتالی از اهمیت بالایی برخوردار است. با توجه به آنچه بیان گردید سوالات اصلی تحقیق شامل موارد زیر خواهد بود:

۱- چگونه می‌توان عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را با دقت قابل قبولی از طریق روش‌هایی مانند تبدیل موجک پیوسته تعیین نمود و از آن برای محاسبه عمق نقطه کوری استفاده نمود؟

۲- آیا روش وارون سازی روش قابل اطمینانی جهت محاسبه پارامتر فرکتالی برای محاسبه عمق نقطه کوری خواهد بود؟

### ۱-۳- ضرورت انجام تحقیق و بیان فرضیه‌های آن

از آنجایی که یک منطقه زمین گرمایی به وسیله یک بی‌هنجاری با گرادیان حرارتی و جریان حرارتی بالا مشخص می‌شود، پس انتظار می‌رود که در نواحی فعال زمین گرمایی عمق نقطه کوری به طور قابل ملاحظه‌ای کم باشد. از اینرو روش‌های متفاوتی جهت تعیین عمق نقطه کوری ارائه شده است اما به دلیل فرضیات در نظر گرفته شده، عمق محاسبه شده توسط آنها چندان دقیق نبوده و از اعتبار بالایی برخوردار نیست. بنابراین، انجام مطالعات بیشتر جهت معرفی روش‌های دقیق‌تر به دلیل اهمیت موضوع کاملاً ضروری به نظر می‌رسد. از اینرو، محاسبه دقیق عمق بالایی منابع مغناطیسی و تعیین پارامتر فرکتالی می‌تواند کمک شایانی به تعیین دقیق‌تر عمق نقطه کوری نماید.

با توجه به موارد بیان شده، فرضیه‌های تحقیق شامل موارد زیر خواهند بود.

۱- روش تبدیل موجک پیوسته قادر است بدون نیاز به اطلاعات اولیه عمق بالایی توده‌های مغناطیسی را با دقت خوبی تخمین بزند.

۲- عمق‌های به دست آمده از طیف توان تصحیح شده با پارامتر فرکتالی می‌توانند دقت قابل قبولی داشته باشند.

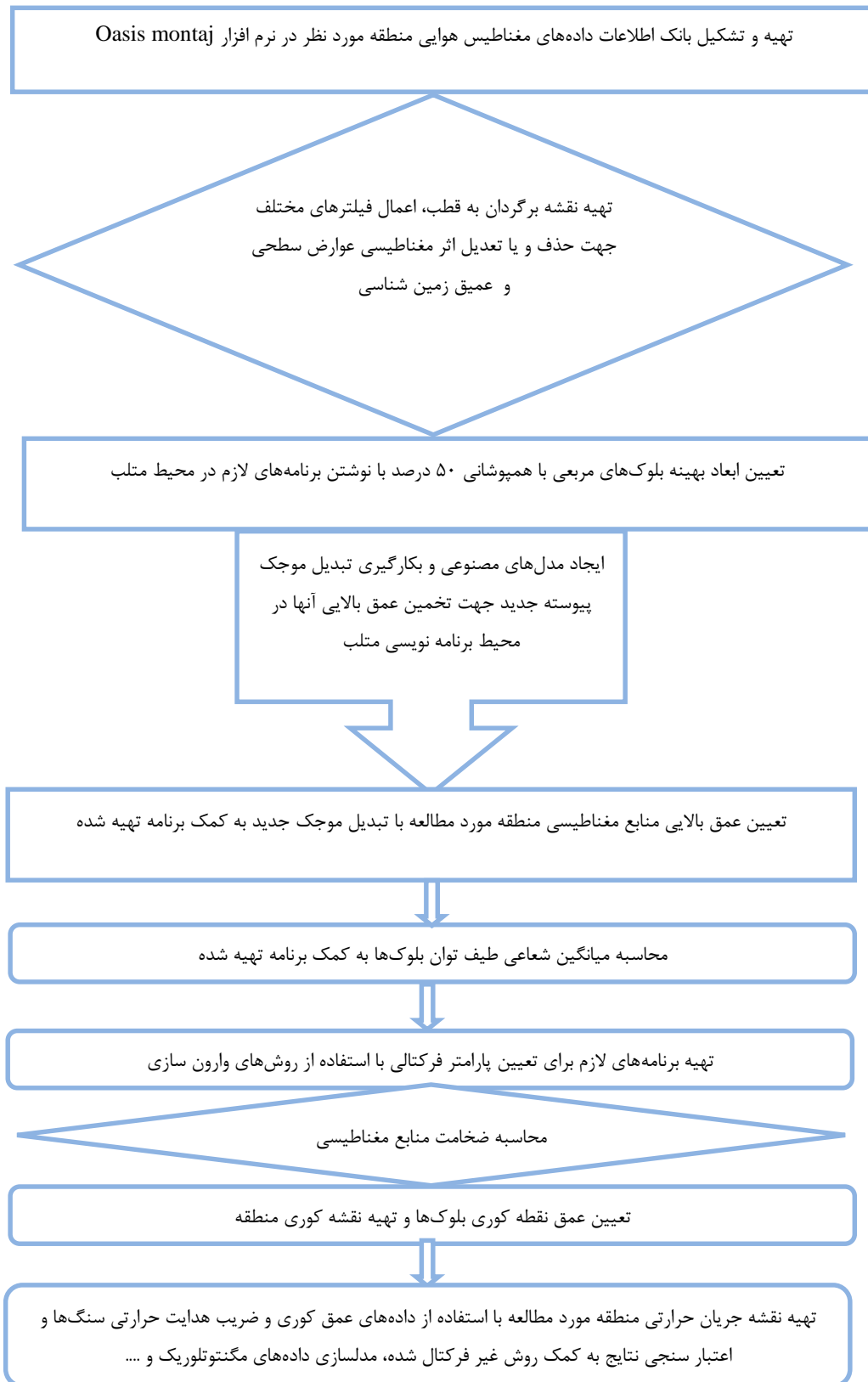
### ۱-۴- هدف مطالعه و روش تحقیق

هدف اصلی از مطالعه حاضر، تعیین عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با روش تبدیل موجک پیوسته دو بعدی و سپس استفاده از روش‌های وارون سازی برای محاسبه پارامتر فرکتالی می‌باشد. در ادامه با در اختیار داشتن عمق بالایی بی‌هنجاری‌ها و پارامتر فرکتالی، ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی تعیین شده و عمق نقطه کوری محاسبه خواهد شد. برای محاسبه مقادیر جریان حرارتی نیز از داده‌های عمق نقطه کوری و ضریب هدایت حرارتی سنگ‌ها جهت شناسایی مناطق مستعد زمین گرمایی استفاده

خواهد شد. نهایتاً روش پیشنهادی بر روی داده‌های مغناطیس هوایی استان اردبیل پیاده خواهد شد. روش تحقیق و مراحل مختلف انجام کار جهت نیل به اهداف مورد نظر مطابق فلوجارت ارائه شده در شکل (۱-۲) می‌باشد.

## ۱-۵- ساختار پایان نامه

فصل اول، با یک مقدمه شروع و با بیان مسئله و سوال‌های اصلی تحقیق، ضرورت انجام تحقیق و بیان فرضیه‌های آن، هدف مطالعه و روش انجام تحقیق پایان می‌یابد. پس از ذکر مطالب مقدماتی فصل حاضر، در فصل دوم روش‌های مختلف تخمین عمق نقطه کوری به طور مفصل بحث می‌شود و سپس ضمن ارائه چند مثال موردی مهم، نقاط ضعف و قوت این روش‌ها آورده خواهد شد. در فصل سوم، ابتدا برای اولین بار موجک پیوسته دو بعدی جدیدی ارائه خواهد شد و سپس این موجک پیوسته دوبعدی در تعیین عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی بکار گرفته خواهد شد. در فصل چهارم با استفاده از روش وارون سازی پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تعیین خواهد شد و پارامتر فرکتالی حاصل از روش وارون سازی با نتایج روش غیر فرکتال شده مقایسه خواهد شد. در فصل پنجم با توجه به نتایج به دست آمده، نقشه عمق کوری و جریان حرارتی منطقه زمین گرمایی استان اردبیل تهیه خواهد شد و اعتبار سنجی های لازم نیز انجام می‌گیرد. در فصل ششم نتایج حاصل از مطالعه ارائه شده و با انجام تحلیل های لازم، پیشنهادهایی نیز جهت تکمیل و بهبود نتایج ارائه خواهد شد.



شکل (۱-۲): فلوچارت مراحل مختلف تحقیق



---

## فصل دوم

---

مروری بر روش‌های تخمین عمق بی‌هنجاری‌های  
مغناطیسی با استفاده از طیف توان



## ۲-۱- مقدمه

یکی از ابزارهای قوی برای بررسی ساختارهای حرارتی زمین به وسیله مطالعات مغناطیس‌هوایی، تحلیل‌های طیفی می‌باشد. کلمه طیف برای توصیف تغییرات بعضی کمیت‌های خاص مانند انرژی یا دامنه امواج که تابعی از برخی پارامترها مانند بسامد و یا طول موج هستند مورد استفاده قرار می‌گیرد. موقعی که یک سیگنال به صورت تابعی از بسامد بیان می‌شود گفته می‌شود که آن به طیف بسامد تبدیل شده است. بنابراین از نظر ریاضی یک سیگنال حوزه زمان  $f(t)$  می‌تواند به صورت  $F(\omega)$  بیان شود که در آن  $\omega$  بسامد زاویه‌ای می‌باشد. طیف توان، یک تابع در حوزه بسامد می‌باشد. برای تحلیل‌های طیفی داده‌های مغناطیسی و محاسبه عمق کف، عموماً لگاریتم طیف توان میانگین شعاعی در مقابل عدد موج ( $k$ ) ترسیم می‌شود و عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با روش‌های متفاوتی محاسبه می‌شود. در این فصل روش‌های رایج تخمین عمق بی‌هنجاری‌های مغناطیسی همراه با مزایا و معایب آنها جهت شناسایی منابع زمین‌گرمایی بررسی خواهد شد و در انتها نیز چند مثال موردی مهم در بکارگیری این روش‌ها آورده خواهد شد.

۲-۲- روش اسپکتور و گرنت<sup>۱</sup>

در چند دهه گذشته، تحلیل‌های طیفی بر پایه مدل‌های آماری برای کاربردهای متنوع زمین‌شناسی مانند تخمین عمق متوسط بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی و یا تخمین ضخامت پوسته مورد استفاده قرار گرفته است. باتاچاریا<sup>۲</sup> (۱۹۶۶) طیف توان یک بی‌هنجاری شدت میدان مغناطیسی کل مربوط به یک بلوک مستطیلی را به صورت تابعی از عدد موج  $u, v$  (radians/km) در جهت  $x, y$  به دست آورد. اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) این عبارت را با فرض اینکه بی‌هنجاری‌های روی نقشه مغناطیس‌هوایی وابسته به مجموعه‌ای از منشورهای قائم هستند، تعمیم دادند. بنابراین طیف توان بی‌هنجاری‌های

<sup>۱</sup> Spector and Grant<sup>۲</sup> Bhattacharyya

مغناطیسی موجود در یک نقشه شدت میدان با فرض اینکه مغناطیدگی سنگ‌ها تابع تصادفی از  $x$  و  $y$  باشد، در مختصات قطبی به صورت زیر ارائه خواهد شد (Salem et al., 2000):

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

که در آن:

$\langle \rangle$  بیانگر مقدار مورد انتظار<sup>1</sup>،

$$r = (u^2 + v^2)^{\frac{1}{2}} \text{ اندازه عدد موج،}$$

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{u}{v}\right) \text{ جهت بردار عدد موج،}$$

$M$  ممان مغناطیسی به ازای واحد عمق،

$h$  عمق بالایی منشور،

$t$  ضخامت منشور،

$S$  فاکتوری برای اندازه افقی منشور،

$R_p$  فاکتوری برای مغناطیدگی منشور،

و  $R_G$  فاکتوری برای جهت میدان مغناطیسی زمین می‌باشد.

با میانگین‌گیری نسبت به  $\theta$  خواهیم داشت:

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

که در آن:  $\bar{E}$ ،  $\bar{R}$  و  $\bar{S}$  بیانگر میانگین این کمیت‌ها نسبت به  $\theta$  می‌باشند.

اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) نشان دادند که شیب (گرادیان) لگاریتم طیف فوریه میانگین بی‌هنجاری‌های

مغناطیسی مجموعه منابع با عمق بالایی آنها مرتبط است همچنین موقعیت پیک طیف‌ها بر روی محور

بسامد یا عدد موج با ضخامت لایه منابع مغناطیسی در ارتباط می‌باشد.

<sup>1</sup> Expected value

در این روش عمق متوسط منبع، با نرخ زوال<sup>۱</sup> طیف توان مغناطیسی در ارتباط است. این روش توزیع پارامترها را برای مجموعه‌ای از بلوک‌های مغناطیسی شده یکنواخت فرض می‌کند که منجر به زوال با نرخ نمایی وابسته به عمق می‌شود (Fedi et al., 1997). همچنین، در این روش نرخ زوال قانون توانی<sup>۲</sup> وجود دارد که مستقل از عمق می‌باشد. برای اکثر موارد به جز برای اعماق زیاد و بلوک‌هایی با اندازه کوچک، طیف توان مشاهده‌ای برای نرخ زوال قانون توانی باید تصحیح گردد. اگر توزیع عمقی بلوک‌های مغناطیسی گوسی (نرمال) باشد، طیف توان مشاهده شده باید برای زوال قانون توانی مستقل از عمق و همچنین زوال نمایی تصحیح شود (Fedi et al., 1997). بنابراین، قبل از به کار بردن روش اسپکتور و گرنت برای تخمین عمق، طیف توان مشاهده‌ای برای زوال قانون توانی باید تصحیح گردد. متأسفانه قبل از اینکه فدی<sup>۳</sup> و همکاران (۱۹۹۷) نشان دهند که برای تخمین عمق با استفاده از روش اسپکتور و گرنت طیف مشاهده‌ای باید تصحیح گردد، این روش بدون تصحیح طیف در کارهای اشخاصی مانند (Ofoegbu and Hein, 1991; Cowan and Cowan, 1993; Hildenbrand et al., 1993) به کار برده شد که نتایج تخمین با خطای بالایی همراه بود. نتایج تخمین عمق برای عمق متوسط مجموعه‌ای از بلوک‌ها با طیف تصحیح شده و تصحیح نشده در شکل (۱-۲) مقایسه شده است. باید توجه نمود که روش اسپکتور و گرنت بدون تصحیح تضعیف طیفی، دائماً عمق‌های بین صفر تا ۱۵ کیلومتر را بیشتر تخمین می‌زند (Fedi et al., 1997).

## ۲-۳- روش پیک طیفی

اسمیت<sup>۴</sup> و همکاران (۱۹۷۴)، بولر<sup>۵</sup> (۱۹۷۸) و کنارد<sup>۶</sup> و همکاران (۱۹۸۳) از اثر فاکتور  $(1 - e^{-tr})^2$  معادله (۲-۲) برای یافتن ضخامت (t) عمیق‌ترین لایه مغناطیسی استفاده کردند. در این روش پنجره

<sup>1</sup> decay

<sup>2</sup> Power-law

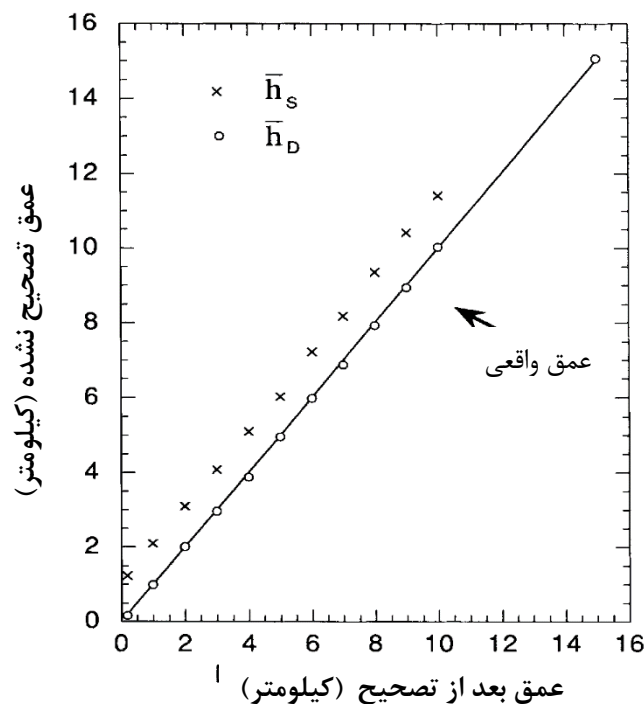
<sup>3</sup> Fedi

<sup>4</sup> Smith

<sup>5</sup> Boler

<sup>6</sup> Connard

داده‌ها<sup>۱</sup> باید به اندازه کافی بزرگ باشد تا بتوان بی‌هنجاری‌های بسامد پایین که توسط کف منابع مغناطیسی ایجاد شده‌اند، شناسایی شود (Connard et al., 1983). اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) نشان دادند وقتی فاکتور  $(1 - e^{-tr})^2$  با فاکتور  $e^{-2hr}$  ترکیب شود پیکی در طیف تعریف می‌شود که با عمق کف منبع مرتبط است. وقتی که پیک قابل توجه در طیف اتفاق می‌افتد بیانگر این است که کف منابع قابل شناسایی می‌باشند (Salem et al., 2000).



شکل (۲-۱): بهبود تخمین عمق روش اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰) با استفاده از تصحیح قانون توان. دواير کوچک ( $\bar{h}_D$ ) روی خط بیانگر عمق واقعی و تخمین‌های عمق روش اسپکتور و گرنت ( $\bar{h}_s$ ) با علامت  $\times$  مشخص شده‌اند (Fedi et al., 1997).

موقعیت پیک طیفی مشاهده شده بر روی محور عدد موج ( $k_{peak}$ ) تابعی از عمق بالایی ( $Z_t$ ) و عمق کف ( $Z_b$ ) بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌باشد که به صورت معادله (۲-۳) بیان می‌شود که در آن  $Z_b$  می‌تواند با سعی و خطا محاسبه شود (Connard et al., 1983; Blakely, 1995):

$$k_{peak} = \frac{\ln z_b - \ln z_t}{z_b - z_t} \quad (2-3)$$

<sup>1</sup> Data window

یکی از محدودیت‌های این روش این است که پیک طیف همیشه مشاهده نمی‌شود. به عنوان مثال طیف‌های لایه با مغناطیس شدگی یکسان در عدد موج‌های پایین، شکل قانون توانی دارد (Blakely, 1995). همچنین اکثر اوقات پیک طیف با یک نقطه نشان داده می‌شود و ممکن است به دلیل انتخاب پنجره‌هایی با اندازه کوچک و یا مشکلات موجود در تعیین دقیق طیف توان در عدد موج‌های پایین موقعیت نقطه از نظر مختصاتی قابل اعتماد نباشد. برای رفع این مشکلات پنجره‌گذاری باید با دقت اجرا شود. متأسفانه خیلی از مقالات و مطالعات منتشر شده به اندازه کافی به موارد ذکر شده دقت نکرده‌اند. بنابراین در بخش‌های عدد موج پایین طیف‌ها، پیک طیف‌ها اشتباه مشاهده می‌شود و یا در تخمین طیف‌ها اشتباه می‌شود که منجر به تعیین عمق‌های نادرست خواهد شد.

## ۴-۲- مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی

راوات<sup>۱</sup> (۲۰۰۴)، فین<sup>۲</sup> و راوات (۲۰۰۴) و رز<sup>۳</sup> و همکاران (۲۰۰۴) به طور همزمان مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی را برای تخمین بهتر عمق کف با استفاده از معادله (۴-۲) که به عمق‌های بالایی ( $Z_t$ ) و کف ( $Z_b$ ) بی‌هنجاری‌ها وابسته است پیشنهاد دادند:

$$P(k) = C(e^{-k|Z_t|} - e^{-k|Z_b|})^2 \quad (4-2)$$

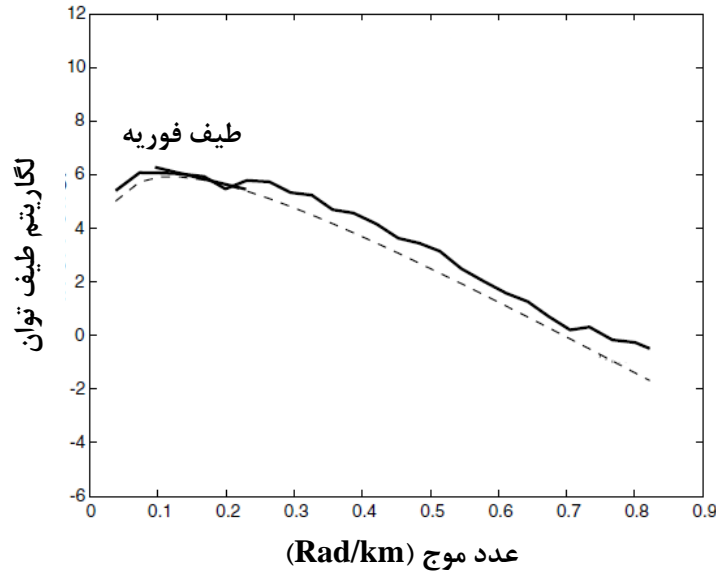
که در آن:  $P$  طیف توان،  $\vec{k} = (k_x, k_y, k_z)$  عدد موج و  $k = |\vec{k}| = \frac{2\pi}{\lambda}$  نرم آن،  $\lambda$  طول موج و ثابت  $C$  شامل پارامترهای مستقل از عمق می‌باشد که برای تنظیم منحنی مدل شده جهت برازش به پیک مشاهده شده می‌تواند به کار رود.

<sup>1</sup> Ravat

<sup>2</sup> Finn

<sup>3</sup> Ross

عمق بالایی لایه ( $Z_t$ ) نیز با توجه به برآزش شیب مجاور به پیک طیف تنظیم می‌گردد. شکل (۲-۲) مثالی را از مراحل مدل‌سازی پیشرو نشان می‌دهد. در این شکل خطوط توپر طیف فوریه و خط چین، طیف مدل شده‌ای است که با یک فرض  $Z_t$  و  $Z_b$  در معادله (۴-۲) ایجاد شده است.  $Z_b$  مفروض، موقعیت پیک طیفی را کنترل می‌کند (نزدیک  $k \approx 0.1$  در شکل ۲-۲) و  $Z_t$  شیب را در عدد موج‌های بالا کنترل می‌کند ( $k > 0.5$ ). شیب بلافاصله مجاور پیک طیف با ترکیبی از  $Z_t$  و  $Z_b$  کنترل می‌شود. برای مثال عمیق‌تر شدن  $Z_b$  به بالا رفتن پیک طیف نسبت به بقیه منحنی مدل شده منجر می‌شود و بالعکس، و در نتیجه بر روی شیب عدد موج پایین سمت راست پیک طیف تاثیر می‌گذارد. به علاوه عمیق‌تر شدن  $Z_b$  هم‌چنین پیک طیف مدل شده را نسبت به بقیه منحنی به سمت چپ جابجا می‌کند و نقطه اوج پهن‌تر می‌شود در حالیکه کمتر شدن عمق کف نقطه اوج را به سمت راست جابجا می‌کند و آن را تیزتر نیز می‌کند. یکی از مزیت‌های مدل‌سازی پیشرو این است که اجازه می‌دهد تا به صورت تکراری موقعیت و پهنای پیک برآزش شود و با بخش مجاور شیب‌دار با دقت بالا تطابق پیدا کند. براساس برآزش طیف‌های مدل شده با طیف‌های مشاهده شده نتایج با اطمینان بالایی رد یا پذیرفته می‌شوند (Ravat et al., 2007).



شکل (۲-۲): مثالی از مدل‌سازی پیش‌رو پیک طیفی، طیف فوریه (خطوط توپر پیوسته) و طیف مدل شده (خط چین). خط راست در بازه  $0/۱ - 0/۲$  عدد موج، شیب خطی است که برای محاسبه عمق براساس روش‌های اسپکتور و گرنت (۱۹۷۰)، باتاچاریا و لیو (۱۹۷۷) و اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) می‌باشد (Ravat et al., 2007).

## ۲-۵- روش مرکز یابی

باتاچاریا و لیو در سال ۱۹۷۷ روشی را برای تعیین مرکزیت منابع متوازی السطوح مستطیلی منتشر کردند که آنها قبل‌تر در مطالعات نقطه کوری منطقه آتشفشانی یلوستون<sup>۱</sup> استفاده کرده بودند. در این روش فرض می‌شود که منابع دارای توزیع ناهمبسته<sup>۲</sup> یکنواخت تصادفی مغناطیدگی  $M(x,y)$  می‌باشند. طیف توان ( $P$ ) برای مجموعه‌ای از توده‌های دو بعدی می‌تواند به صورت زیر نوشته شود (Spector and Grant, 1970; Blakely, 1995):

$$P(k_x, k_y) = 4\pi^2 C_m^2 \phi_m(k_x, k_y) |\Theta_m|^2 |\Theta_f|^2 e^{-2|k|Z_t} \times (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (۵-۲)$$

که در آن:  $k_x$  و  $k_y$  عدد موج در جهات  $x$  و  $y$ ،  $C_m$  ثابت تناسب،  $\phi_m(k_x, k_y)$  طیف توان دو بعدی مغناطیدگی و  $\Theta_m$  و  $\Theta_f$  به ترتیب فاکتورهای جهتی مرتبط با مغناطیدگی و میدان مغناطیسی زمین می‌باشند. از آنجایی که در معادله فوق به جز  $|\Theta_m|^2$  و  $|\Theta_f|^2$ ، تمامی جملات دارای تقارن هستند و علاوه بر آن میانگین شعاعی  $\Theta_m$  و  $\Theta_f$  ثابت هستند به همین جهت،  $\phi_m(k_x, k_y)$  یک ثابت است با

<sup>۱</sup> Yellowstone

<sup>۲</sup> Uncorrelated

این شرط که مغناطیدگی  $M(x, y)$  کاملاً تصادفی و ناهمبسته باشد. از این رو، بعد از میانگین‌گیری شعاعی، معادله (۵-۲) را می‌توان به صورت زیر نوشت (Stampolidis et al., 2005):

$$P(k) = A_1 e^{-2|k|Z_t} (1 - e^{-|k|(Z_b - Z_t)})^2 \quad (۶-۲)$$

که در آن:  $A_1$  ثابت می‌باشد. جهت محاسبه عمق مرکزی  $Z_0$  منبع مغناطیسی با استفاده از بخش عدد موج پایین طیف توان معادله (۶-۲) را می‌توان به صورت ساده‌تر نوشت (Okubo et al., 1985):

$$\ln\left(\frac{P(k)^{1/2}}{k}\right) = A_2 - |k|Z_0 \quad (۷-۲)$$

در این معادله  $A_2$  نیز ثابت است. برای محاسبه عمق بالایی منبع مغناطیسی ( $Z_t$ ) معادله (۶-۲) را می‌توان ساده کرد با فرض اینکه سیگنال‌های بالای منبع بر طیف توان غالب شوند (Spector and Grant, 1970; Bhattacharyya and Leu, 1975; Okubo et al., 1985):

$$\ln(P(k)^{1/2}) = A_3 - 2|k|Z_t \quad (۸-۲)$$

در این روش که به روش عمق مرکزی‌یابی معروف است تخمین عمق کف منبع مغناطیسی در دو مرحله انجام می‌شود: الف) محاسبه عمق مرکزی  $Z_0$  عمیق‌ترین منابع مغناطیسی با استفاده از معادله (۷-۲) و ب) محاسبه عمق بالایی  $Z_t$  عمیق‌ترین منابع مغناطیسی با استفاده از معادله (۸-۲). باتاچاریا و لیو (۱۹۷۵) معادلاتی را برای محاسبه عمق‌های مرکزی و بالایی ساختارهای دو بعدی با سطح مقطع چند ضلعی دلخواه به دست آوردند سپس اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) پیشنهاد کردند که همان معادلات را می‌توان برای توده‌های سه بعدی نیز به کار برد. عمق کف  $Z_b$  توده‌های مغناطیسی می‌تواند به صورت زیر محاسبه گردد:

$$Z_b = 2Z_0 - Z_t \quad (۹-۲)$$

در اکثر مطالعات تعیین عمق با روش مرکزی‌یابی، عمق مرکزی با نادیده گرفتن چند نقطه با شیب تند در بسامدهای پایین آخر طیف توان محاسبه می‌شوند (Trifonova et al., 2009) یا بر روی داده‌ها قبل



از محاسبه عمق مرکزی فیلتر بالا گذر<sup>۱</sup> اعمال می‌شود (Okubo et al., 1985; Dolmaz et al., 2005). اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) استدلال می‌کنند که بلندترین طول موج‌ها در داده‌های مغناطیسی حاوی اطلاعاتی از منابع بسیار عمیق و نوفه می‌باشد که این به دلیل ناکافی بودن دقت مدل‌های IGRF<sup>۲</sup> است. آنها نتایج مطالعه خود را با اعمال یک فیلتر بالا گذر برای حذف طول موج‌های بلندتر از ۴۰ کیلومتر برای جزیره کیوشو<sup>۳</sup> واقع در کشور ژاپن و نواحی اطراف آن مورد استفاده قرار دادند. دولماز<sup>۴</sup> و همکاران (۲۰۰۵) قبل از محاسبه عمق مرکزی در منطقه همگرایی آفریقایی-اوراسیایی<sup>۵</sup> در جنوب غرب ترکیه از فیلتر میان گذر<sup>۶</sup> با بازه ۱۰ تا ۶۵ کیلومتر استفاده کردند. با این که فیلتر کردن یک روش ذهنی<sup>۷</sup> است اما تصمیم‌گیری در مورد مقدار طول موج‌هایی که از داده‌ها باید حذف شود بسیار سخت است. راوات و همکاران (۲۰۰۷) به این نکته اشاره کرده‌اند که بخش طول موج بلند طیف توان ممکن است حاوی اطلاعات مهمی از منابع مغناطیسی باشد.

در مورد عمق بالایی لایه‌های مغناطیسی، تاناکا<sup>۸</sup> و همکاران (۱۹۹۹) محاسبه  $Z_r$  را از بخش عدد موج بالای طیف پیشنهاد کردند. تعیین عمق بالایی با توجه به بخش عدد موج بالا ممکن است برای حالت‌های تک لایه مناسب باشد اما در حالت‌های چند لایه به جای عمق عمیق‌ترین لایه، عمق لایه کم عمق‌تر را نشان می‌دهد (Spector and Grant, 1970). اما برای محاسبه عمق کف منبع مغناطیسی، عمق بالایی عمیق‌ترین لایه مورد نیاز است. بانسال<sup>۹</sup> و دیمری<sup>۱۰</sup> (۲۰۰۵) و بانسال و همکاران (۲۰۰۶) پی بردند که مقادیر عمقی که از بخش‌های عدد موج بالا به دست می‌آید نشان دهنده عمق بالایی مجموعه‌ای از توده‌های کم عمق می‌باشد. در واقع ساختارهای زمین‌شناسی اغلب چند لایه هستند. آنها دریافتند که

<sup>1</sup> High-pass

<sup>2</sup> International Geomagnetic Reference Field

<sup>3</sup> Kyushu

<sup>4</sup> Dolmaz

<sup>5</sup> African-Eurasian convergence zone

<sup>6</sup> Band-pass

<sup>7</sup> Subjective approach

<sup>8</sup> Tanaka

<sup>9</sup> Bansal

<sup>10</sup> Dimri

به کار بردن معادله (۷-۲) مقادیر عمق مرکزی را بیشتر تخمین می‌زند حتی اگر اندازه بلوک‌ها کوچک در نظر گرفته شود (Bansal et al., 2011).

## ۲-۶- روش طیف مقیاس بندی شده<sup>۱</sup> یا فرکتالی

روش‌هایی که تا اینجا بحث شد بر این فرض استوار بودند که مغناطیدگی پوسته دارای توزیع تصادفی در جهات افقی  $x$  و  $y$  و مقدار ثابت در جهت  $z$  است و به وسیله طیف چگالی توان تخت<sup>۲</sup> توصیف می‌شود. در حالی که در واقعیت مغناطیدگی پوسته از یک رفتار فرکتالی/مقیاس بندی شده تبعیت می‌کند (Pilkington and Todoeschuck, 1990, 2004; Maus and Dimri, 1995; Bansal et al., 2010). در منابعی با توزیع فرکتالی فرض می‌شود که مغناطیدگی تابع کاملاً تصادفی از موقعیت  $(x, y, z)$  است و طیف توان مغناطیدگی سه بعدی  $(\phi_m(k_x, k_y, k_z))$  از رابطه زیر تبعیت می‌کند:

$$\phi_m(k_x, k_y, k_z) \propto k^{-\beta} \quad (۱۰-۲)$$

که در آن  $\beta$  نمای مقیاس بندی شده<sup>۳</sup> یا پارامتر فرکتالی می‌باشد که در واقع شیب نمودار طیف توان در یک نمودار کاملاً لگاریتمی است و مقدار آن به سنگ شناسی و ناهمگنی<sup>۴</sup> زیر سطحی وابسته است و بسته به نوع سنگ‌ها و یا ساختارهای زمین شناسی در جاهای مختلف ممکن است تغییر کند (Bouligand et al., 2009; Bansal et al., 2010). به دلیل وجود رفتار ذاتی قانون توانی در روش معرفی شده توسط اسپکتور و گرن (۱۹۷۰)، فدی و همکاران (۱۹۹۷) تصحیح طیف توان با  $k^{-2.9}$  را قبل از محاسبه مقادیر عمقی پیشنهاد کردند. طیف توان داده‌های مغناطیس هوایی با تقریب پارامتر فرکتالی توزیع منابع می‌تواند تصحیح گردد. این کار منجر به تخمین‌هایی برای عمق منبع می‌شود که به طور قابل ملاحظه‌ای از تخمین‌های عمقی که به طور مستقیم از شیب طیف توان اصلی به دست می‌آید کمتر است (Pilkington et al., 1994).

<sup>1</sup> Scaling

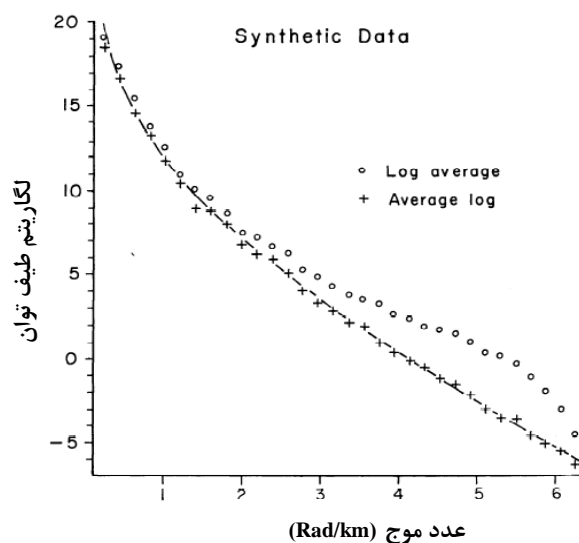
<sup>2</sup> Flat power density spectrum

<sup>3</sup> Scaling exponent

<sup>4</sup> Heterogeneity

با چنین فرضیاتی منابع مغناطیسی می‌توانند به طور کامل توسط سه پارامتر ناشناخته: عمق بالایی منابع مغناطیسی ( $Z_i$ )، ضخامت منابع مغناطیسی ( $\Delta Z$ ) و پارامتر فرکتالی ( $\beta$ ) توصیف گردند (Bouligand et al., 2009).

برای حل این مساله ماوس<sup>۱</sup> و همکاران (۱۹۹۷) محاسبه میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان را به جای لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان پیشنهاد دادند (Maus et al., 1997). شکل لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان به طور قابل ملاحظه‌ای با شکل میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان متفاوت است. در شکل (۳-۲) تخمین طیف توان به دو صورت لگاریتم میانگین شعاعی و میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان ارائه شده است. عمق بالایی بی‌هنجاری در یک کیلومتری سطح قرار گرفته است. تخمین عمق منبع برای میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان ۹۸۰ متر و ۶۴۰ متر برای لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان به دست آمد. روش اول مقدار عمق را ۲٪ و روش دوم مقدار عمق را ۳۶٪ کمتر تخمین زده است.



شکل (۳-۲): طیف‌های توان داده‌های گرانی مصنوعی برای یک سطح مشاهده که در یک کیلومتری بالای یک توزیع چگالی با نمای مقیاس بندی شده ۳ قرار گرفته است. خط چین‌ها طیف توان تئوری را برای این توزیع نشان می‌دهد (Maus and Dimri, 1995).

میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی به صورت زیر محاسبه می‌شود (Maus et al., 1997).

<sup>۱</sup> Maus

$$\Phi_{B1D}(k_H) = \int_0^{2\pi} \ln[\Phi_{B2D}(k_x, k_y)] d\theta \quad (11-2)$$

در این رابطه  $\Phi_{B1D}(k_H)$  و  $\Phi_{B2D}(k_x, k_y)$  به ترتیب میانگین شعاعی طیف توان و طیف توان دو بعدی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی می‌باشد.  $\vec{k}_H = (k_x, k_y)$  عدد موج در سطح افقی می‌باشد که  $k_H = |\vec{k}_H|$  اندازه آن می‌باشد و  $\theta$  زاویه آن نسبت به  $k_x$  است. این تعریف منجر به عبارت تحلیلی زیر برای میانگین شعاعی طیف توان می‌شود که شکل آن فقط به سه پارامتر مجهول  $Z_t$ ،  $\Delta Z$  و  $\beta$  وابسته است (Maus et al., 1997):

$$\Phi_{B1D}(k_H) = C - 2k_H Z_t - k_H \Delta Z - \beta \ln(k_H) + \ln \left[ \int_0^{\infty} (\cosh(k_H \Delta Z) - \cos(k_z \Delta Z)) \left(1 + \left(\frac{k_z}{k_H}\right)^2\right)^{-1-\frac{\beta}{2}} dk_z \right] \quad (12-2)$$

C در اینجا ثابتی است که جهت میدان مغناطیسی صرفاً در داخل آن لحاظ شده است (Maus et al., 1997). در نتیجه شکل میانگین شعاعی طیف توان مستقل از جهت میدان مغناطیسی زمین می‌باشد. با حل تحلیلی انتگرال موجود در رابطه (12-2) می‌توان آن را به صورت زیر نوشت (Bouligand et al., 2009):

$$\Phi_{B1D}(k_H) = C - 2k_H Z_t - (\beta - 1) \ln(k_H) \quad (13-2)$$

$$+ \left[ -k_H \Delta Z + \ln \left( \frac{\sqrt{\pi}}{\Gamma(1 + \frac{\beta}{2})} \left( \frac{\cosh(k_H \Delta Z)}{2} \Gamma\left(\frac{1+\beta}{2}\right) - K_{\frac{1+\beta}{2}}(k_H \Delta Z) \left(\frac{k_H \Delta Z}{2}\right)^{\frac{1+\beta}{2}} \right) \right) \right]$$

در این معادله  $\Gamma(u)$  تابع گاما و  $K_\alpha(u)$  تابع بسل اصلاح شده از نوع دوم می‌باشد. هنگامی که  $\Delta Z$  (ضخامت لایه مغناطیسی) بسیار بزرگ باشد عبارت داخل کروشه در رابطه (13-2) ناچیز و قابل صرف نظر کردن می‌باشد و میانگین شعاعی طیف توان برای یک نیم فضا<sup>1</sup> از منبع مغناطیسی به صورت زیر بیان می‌شود (Maus and Dimri, 1995):

$$\Phi_{B1D}(k_H) = C - 2k_H Z_t - (\beta - 1) \ln(k_H) \quad (14-2)$$

<sup>1</sup> Half-space

عبارت داخل کروشه در رابطه (۲-۱۳) که به  $\Delta Z$  و  $\beta$  وابسته است بر روی شکل میانگین شعاعی طیف توان در عدد موج‌های پایین تاثیر می‌گذارد.

میانگین شعاعی طیف توان یک لایه محدود، در عدد موج‌های بالا شبیه به یک نیم فضا می‌باشد اما رفتار این منحنی در عدد موج‌های پایین واگراست. این واگرایی هنگامی که ضخامت لایه افزایش می‌یابد در عدد موج‌های پایین اتفاق می‌افتد. به همین علت، هر چه کف منابع مغناطیسی عمیق‌تر باشد، به عرض پنجره بزرگتری برای تعیین طیف توان شعاعی در عدد موج‌های پایین جهت تخمین دقیق عمق کف منابع مغناطیسی نیاز است.

بولیگانگ و همکاران (۲۰۰۹) با ایجاد مدل‌های مصنوعی متنوع و با استفاده از رابطه (۲-۱۳) اقدام به تخمین پارامترهای مدل نمودند اما به این نتیجه رسیدند که به کارگیری یک روش تحلیلی ساده برای بازیابی سه پارامتر  $(Z_t, \beta, \Delta Z)$  از رابطه (۲-۱۳) غیر ممکن است. به جای این کار، پارامترهای مجهول باید با برازش<sup>۱</sup> منحنی‌های تئوری به میانگین شعاعی طیف توان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تخمین زده شود. همچنین، عمق کف منابع مغناطیسی  $Z_b$  به سادگی از عمق بالایی  $Z_t$  و ضخامت  $\Delta Z$ ،  $Z_b = Z_t + \Delta Z$  محاسبه می‌گردد.

به منظور تعیین عمق کف منابع مغناطیسی، بولیگانگ و همکاران (۲۰۰۹) میانگین شعاعی طیف توان بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را با ایجاد پنجره‌های مستطیلی منظمی با هم‌پوشانی مناسب بر روی نقشه مغناطیس هوایی ناحیه‌ای از امریکای شمالی محاسبه کردند. آنها ابتدا طیف توان فوریه دو بعدی میدان مغناطیسی  $\Phi_{B2D}(k_x, k_y)$  را برای یکسری اعداد موج  $k_x$  و  $k_y$  در یک بازه از  $\frac{2\pi}{W}$  تا  $\frac{\pi}{\Delta l}$  که در آن  $W$  اندازه پنجره و  $\Delta l$  فاصله نمونه برداری شبکه مغناطیس هوایی می‌باشد، محاسبه کردند. سپس در ادامه میانگین شعاعی طیف توان  $\Phi_{B1D}(k_H)$  (رابطه ۲-۱۱) با میانگین‌گیری  $\Phi_{B2D}(k_x, k_y)$  بر روی حلقه‌های هم مرکز با پهنای  $\frac{2\pi}{W}$  برای هر پنجره تخمین زده شد و در آخر پارامترهای مجهول  $Z_t$ ،

<sup>۱</sup> Fitting

$\Delta Z$  و  $\beta$  با بررسی مقادیری که به حداقل عدم برازش<sup>۱</sup> بین منحنی تئوری  $\Phi_{BID\ th}(k_H)$  بیان شده در رابطه (۲-۱۳) و طیف توان شعاعی محاسبه شده  $\Phi_{BID\ calc}(k_H)$  منجر می‌شود، ارزیابی شد. عدم برازش (R) به صورت زیر تعریف شد:

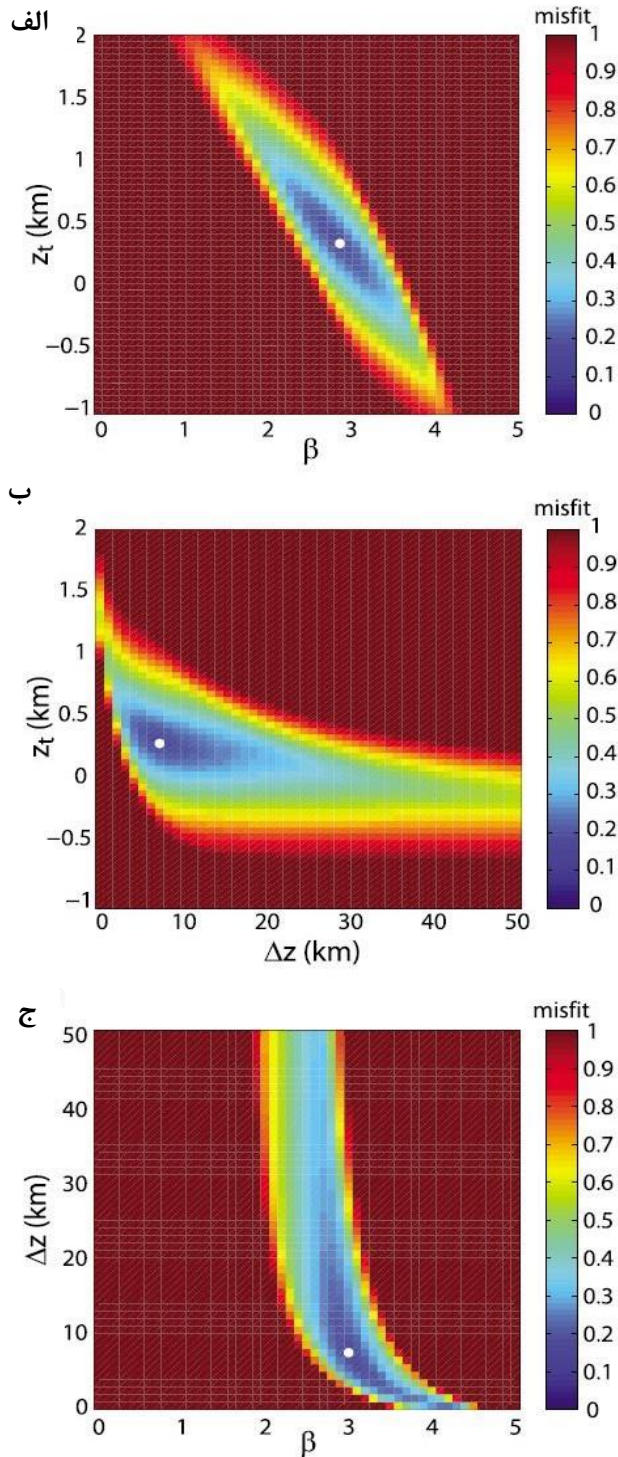
$$R = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k_H} (\Phi_{BID\ calc}(k_H) - \Phi_{BID\ th}(k_H))^2} \quad (۲-۱۵)$$

در اینجا N تعداد نقاط موجود در طیف توان شعاعی محاسبه شده می‌باشد. مقدار حداقل عدم برازش یک معیار کمی از برازش بین طیف توان محاسبه شده و تئوری را نشان می‌دهد.

بولیگانگ و همکاران (۲۰۰۹) بیان کردند که در عمل برازش طیف توان با تخمین هم‌زمان سه پارامتر نامعلوم می‌تواند منجر به ایجاد خطا در نتایج گردد. سپس به این نتیجه رسیدند در صورتی که یکی از سه پارامتر، معلوم (با مقدار واقعی) فرض شود تخمین دو پارامتر باقی مانده با دقت بهتری صورت خواهد گرفت. در شکل (۲-۴) مقادیر عدم برازش بین طیف توان داده‌های مصنوعی و طیف توان تئوری برای مجموعه‌ای از مقادیر پارامترهای مجهول نشان داده شده است. در این شکل ماتریس عدم برازش‌ها برای دو پارامتر مجهول مشاهده می‌شود در حالی که پارامتر سوم در مقدار واقعی خود ثابت در نظر گرفته شده است. در هر سه نمودار شکل (۲-۴) یک حداقل مقدار (نقطه سفید رنگ) مشاهده می‌شود که بیانگر این است که در عمل روش برازش یک پاسخ واحد و نه لزوماً صحیح خواهد داد. علاوه بر این شکل خطوط کنتوری اطراف این نقطه حداقل دایره‌ای نیست و بیانگر این است که خطاهای تخمین یک پارامتر می‌تواند توسط خطاهای تخمین پارامترهای دیگر خنثی گردد. برای مثال شکل کشیده خطوط کنتوری در فضای  $(\beta, Z_r)$  شکل (۲-۴ الف) بیانگر این است که مقادیر بزرگتر پارامتر فرکتالی  $\beta$  می‌تواند با مقادیر کوچکتر عمق بالایی  $Z_r$  جبران گردد. شکل بسیار پیچیده خطوط کنتوری در شکل‌های (۲-۴ ب) و (۲-۴ ج) گویای این است که اول: ضخامت کوچکتر  $\Delta Z$  می‌تواند به وسیله

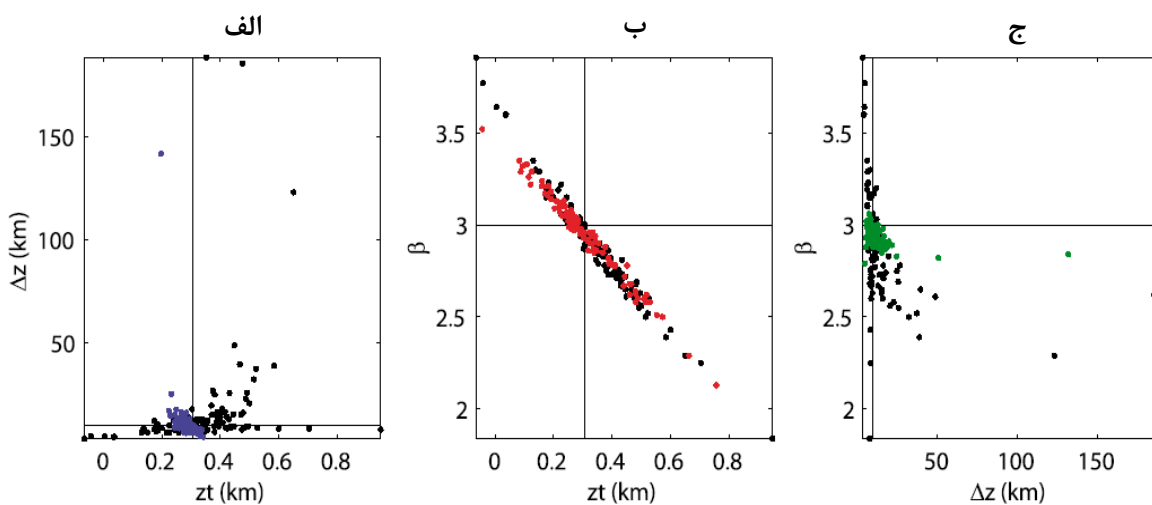
<sup>۱</sup> Misfit

پارامتر فرکتالی  $\beta$  بزرگتر و یا با افزایش عمق بالایی  $Z_t$  جبران گردد و دوم: مقدار  $\Delta Z$  نسبت به مقادیر  $\beta$  و  $Z_t$  کمتر مقید می‌باشد.



شکل (۲-۴): ماتریسی از عدم برازش محاسبه شده بین میانگین شعاعی طیف توان مصنوعی و طیف‌های توان تئوری محاسبه شده برای مقدار واقعی ضخامت  $\Delta Z = 10$  km برای تولید داده‌های مصنوعی و مقادیر متفاوتی از  $\beta$  و  $Z_t$  مجهول استفاده شد. (ب) مقدار واقعی  $Z_t$  و  $\beta = 3$  و مقادیر متفاوتی از  $\Delta Z$  (ج) مقدار واقعی از عمق بالایی  $Z_t = 0.305$  و مقادیر متفاوتی از  $\beta$  و  $\Delta Z$ . نقاط سفید بیانگر پارامترهایی هستند که کمترین مقدار عدم برازش را ایجاد کردند (Bouligand et al., 2009).

به منظور بررسی بیشتر عدم قطعیت تخمین پارامترها، بولیگاند و همکاران (۲۰۰۹)، ۱۰۰ مورد نقشه بی‌هنجاری مصنوعی متفاوت تولید کردند و برای هر کدام از نقشه‌ها روش برازش را به کار بردند. نقاط سیاه رنگ شکل (۲-۵) نتایج تخمین همزمان هر سه پارامتر را با اندازه پنجره ۲۰۰ کیلومتر نشان می‌دهد. ملاحظه می‌شود که مقادیر تخمینی پارامترها به صورت ابر گسترده‌ای از نقاط اطراف مقادیر واقعی آنها توزیع شده است. در شکل‌های (۲-۵ الف) و (۲-۵ ج) مشاهده می‌شود که در چند مورد مقدار غیر واقعی و خیلی بالایی برای  $\Delta Z$  به دست آمده است که این اتفاق به سادگی گویای آن است که تشخیص شکل طیف توان به دست آمده از لایه ضخیم از طیف توان یک نیم فضا بسیار مشکل است. هر سه نمودار شکل (۲-۵) نشان می‌دهند که تنظیم  $\beta$  و  $Z_r$  بر روی مقدار واقعی خود به طور قابل ملاحظه‌ای خطای تخمین دو پارامتر دیگر را کاهش می‌دهد، اما این گفته بر روی  $\Delta Z$  صدق نمی‌کند و تنظیم  $\Delta Z$  بر روی مقدار واقعی خود تاثیر چندانی بر تصحیح خطای تخمین  $\beta$  یا  $Z_r$  ندارد.



شکل (۲-۵): نتایج روش برازش برای طیف‌های توان محاسبه شده ۱۰۰ نقشه بی‌هنجاری مصنوعی (محاسبه شده با پارامترهای:  $\beta = 3$ ،  $Z_r = 0.305$  و  $\Delta Z = 10$  km) در یک پنجره  $200 \times 200$  km<sup>2</sup>. الف) مقادیر  $\Delta Z$  در مقابل  $Z_r$ ، ب) مقادیر  $\beta$  در مقابل  $Z_r$  و ج) مقادیر  $\beta$  در مقابل  $\Delta Z$ . نتایج بدون ثابت در نظر گرفتن پارامترها (نقاط سیاه رنگ) و یا با ثابت در نظر گرفتن یکی از پارامترها ( $\beta$  ثابت نقاط آبی رنگ،  $\Delta Z$  ثابت نقاط قرمز رنگ و  $Z_r$  ثابت نقاط سبز رنگ) به دست آمده است. خطوط افقی و قائم در این نمودارها مقادیر واقعی پارامترهای مورد استفاده برای تولید داده‌های مصنوعی را نشان می‌دهند (Bouligand et al., 2009).

همچنین، این محققین پیشنهاداتی را برای بهبود کار بشرح زیر ارائه کردند:



الف) استفاده از داده‌های مغناطیس ماهواره‌ای با ارتفاع کم و یا داده‌های مغناطیس هوایی ارتفاع بالا که محدوده وسیعی را پوشش دهد (جهت آشکار سازی بی‌هنجاری‌های عمیق با طول موج بلند بیش از ۱۰۰ کیلومتر).

ب) لحاظ یک مقدار متغیر برای پارامتر  $\beta$  (به‌جای لحاظ یک مقدار ثابت در کل ناحیه) که توجیه‌گر تغییرات زمین شناسی باشد.

ج) استفاده از دیگر داده‌های ژئوفیزیکی (مثل گرانی و لرزه) و یا اطلاعات حفاری برای مقید نمودن  $Z_t$  و یا استفاده از داده‌های زمین شناسی برای انتخاب مقادیر متغیر  $\beta$ .

ماوس و دیمیری (۱۹۹۵) طیف توان مدلی از یک نیم فضای مغناطیسی را به صورت زیر ارائه کردند:

$$P_{model}^{log}(k_H) = C - 2k_H Z_t - (\beta - 1) \ln k_H \quad (16-2)$$

که این طیف با طیف توان تخمینی از داده‌های مغناطیس هوایی مقایسه می‌شود. در این رابطه  $P_{model}^{log}(k_H)$  میانگین شعاعی لگاریتم طیف توان،  $Z_t$  عمق بالایی مدل،  $k_H$  عدد موج،  $\beta$  پارامتر فرکتالی و  $C$  ثابتی است که حاوی پارامترهای مدل  $k_H$  از توزیع مغناطیدگی می‌باشد. سه پارامتر موجود  $(\beta, Z_t, C)$  در معادله فوق یک طیف توان مدل را تعریف می‌کنند که می‌تواند با طیف توان داده‌های اندازه گیری شده مقایسه شود.

وارون سازی طیف توان به معنی یافتن بهترین مقادیر برای پارامترهای مدل  $(\beta, Z_t, C)$  می‌باشد. منظور از بهترین مقادیر یعنی تابع عدم برازش<sup>۱</sup> برای این مقادیر کمترین باشد. باید پارامترهای مدلی انتخاب شود که اختلاف بین طیف توان مدل و طیف توان اندازه گیری شده کمینه گردد. برای اندازه گیری اختلاف بین توان اندازه گیری شده و توان مدل در هر عدد موج از نرم<sup>۲</sup> استفاده می‌کنند. معمولاً نرم‌های  $L_1$  و  $L_2$  در وارون سازی مورد استفاده قرار می‌گیرند. نرم  $L_1$  قدر مطلق اختلاف بین دو مقدار

<sup>1</sup> Misfit function

<sup>2</sup> Norm

است. تابع عدم برازش برای اندازه گیری فاصله بین دو طیف توان برای نرم  $L_1$  به صورت زیر است (Maus and Dimri, 1995):

$$Misfit_{L_1}(\beta, Z_t, C) = \int_0^{\infty} |P_{measured}^{log}(k_H) - (C - 2Z_t k_H - (\beta - 1) \ln k_H)| dk_H \quad (17-2)$$

نرم  $L_2$  مربع تفاوت بین دو مقدار می‌باشد. تابع عدم برازش آن به صورت زیر خواهد بود:

$$Misfit_{L_2}(\beta, Z_t, C) = \int_0^{\infty} [P_{measured}^{log}(k_H) - (C - 2Z_t k_H - (\beta - 1) \ln k_H)]^2 dk_H \quad (18-2)$$

با توجه به این توابع عدم برازش، می‌توان به صورت کمی در مورد مقادیری از پارامترهای مدل با طیف توان اندازه گیری شده اظهار نظر کرد.

طیف توان مدل شده در معادله (۱۶-۲) یک تابع خطی از پارامترهای مدل است از این رو با یک مساله وارون سازی خطی مواجه خواهیم بود (Maus and Dimri, 1995). مقدار بهینه سه پارامتر ممکن است با یک برنامه خطی برای نرم  $L_1$  و حل یک مساله حداقل مربعات خطی برای نرم  $L_2$  به دست بیاید (Dimri, 1992).

## ۷-۲- روش مرکزیابی اصلاح شده

معادلات (۷-۲) و (۸-۲) فرض می‌کنند که توزیع منابع مغناطیسی در یک صفحه افقی  $(x, y)$  به صورت تصادفی و ناهمبسته می‌باشد در حالیکه در واقعیت توزیع منابع مغناطیسی در سه جهت  $x$ ،  $y$  و  $z$  از یک رفتار فرکتالی / مقیاس بندی شده تبعیت می‌کند (Bansal et al., 2011). بانسال و همکاران (۲۰۱۱) تخمین عمق کف منابع مغناطیسی را مانند روش مرکزیابی در دو مرحله اما با دیدگاه فرکتالی پیشنهاد دادند.

برای توزیع فرکتالی منابع، طیف توان معادله (۷-۲) جهت محاسبه عمق مرکزی بعد از ترکیب معادلات (۷-۲) و (۱۰-۲) می‌تواند به صورت زیر باز نویسی شود:

$$\ln(k^\beta \times \frac{P(k)}{k^2}) = A_4 - 2kZ_0 \quad (19-2)$$

عمق بالایی عمیق‌ترین منبع مغناطیسی نیز می‌تواند با ترکیب معادلات (۲-۸) و (۲-۱۰) به دست آید:

$$\ln(k^\beta \times P(k)) = A_5 - 2kZ_t \quad (2-20)$$

راوات و همکاران (۲۰۰۷) با استفاده از داده‌های مصنوعی و واقعی به این نتیجه رسیدند که مقدار نمای مقیاس بندی شده ۳ برای ساختارهای سه بعدی تصحیح خوبی انجام نمی‌دهند و اغلب طیف توان را بیش تصحیح<sup>۱</sup> می‌کنند (Bansal et al., 2011). بانسال و همکاران (۲۰۱۱) در بیش از ۷۰٪ طیف‌های توان بلوک‌های منطقه مورد مطالعه خود پیک‌های طیفی را مشاهده نمودند که این خود بیانگر انتخاب بهینه ابعاد بلوک‌ها می‌باشد. یک مثال از پیک‌های طیفی در شکل (۲-۶) ارائه شده است. به دلیل رابطه متقابل نمای مقیاس بندی شده با عمق منابع مغناطیسی، برای ساختارهای دو بعدی بانسال و همکاران (۲۰۱۱)  $\beta = 1$  را در نظر گرفتند. در ساختارهای فرکتالی به پالایش اولیه<sup>۲</sup> داده‌ها که توسط اوکیوبو و همکاران (۱۹۸۵) پیشنهاد شد نیازی نیست. برای روش بانسال و همکاران (۲۰۱۱) نمای مقیاس بندی شده باید کمتر از ۲ باشد در غیر این صورت  $\frac{P(k)}{k^2}$  بیش تصحیح خواهد شد. یکی از معایب این روش این است که با توجه به رابطه متقابل  $\beta$  و عمق منابع مغناطیسی مقدار  $\beta = 1$  در نظر گرفته شد. بانسال و همکاران این مقدار ثابت را برپایه مشاهده پیک طیفی در بلوک‌های منطقه مورد مطالعه خود در نظر گرفتند. اما در صورتی که مقدار واقعی  $\beta > 1$  باشد این روش مقدار عمق را بیشتر تخمین می‌زند و بالعکس.

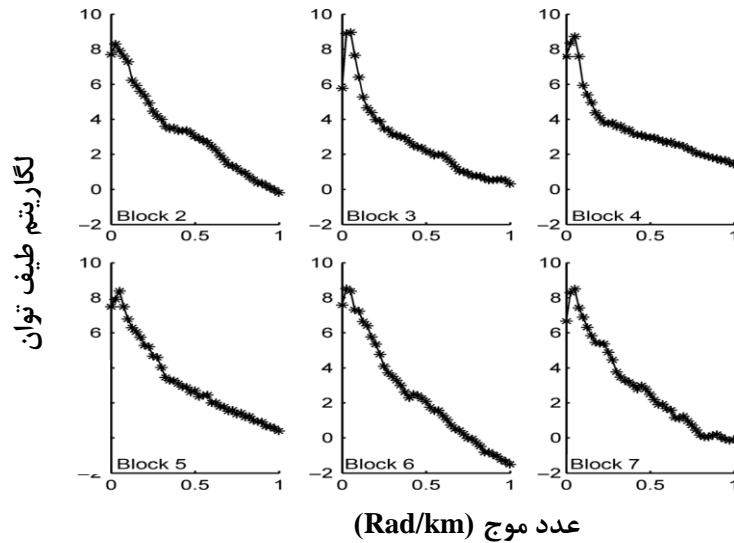
## ۲-۸- روش تخمین عمق با طیف غیر فرکتال شده<sup>۳</sup>

روش‌های تخمین عمق منابع مغناطیسی که تاکنون مورد بررسی قرار گرفتند بر پایه دو نوع توزیع از مغناطیدگی می‌باشند: الف) مدل‌هایی با مغناطیدگی تصادفی و یا ب) مدل‌هایی با مغناطیدگی فرکتالی.

<sup>1</sup> Over correct

<sup>2</sup> Prefiltering

<sup>3</sup> De-fractal



شکل (۲-۶): طیف‌های توان در مقابل عدد موج برای بلوک‌های متفاوت جهت نشان دادن پیک‌های طیفی (Bansal et al., 2011).

روش غیر فرکتال شده نیز بر این فرض استوار است که طیف توان مشاهده شده را می‌توان به صورت طیف توان مغناطیسی فرکتالی در نظر گرفت در صورتی که مغناطیسی در جهات  $x$  و  $y$  فرکتالی و در جهت  $z$  ثابت باشد. در این موارد طیف توان مشاهده شده معادل حاصل ضرب طیف توان مغناطیسی تصادفی در  $k^{-\alpha}$  می‌باشد (Salem et al., 2014):

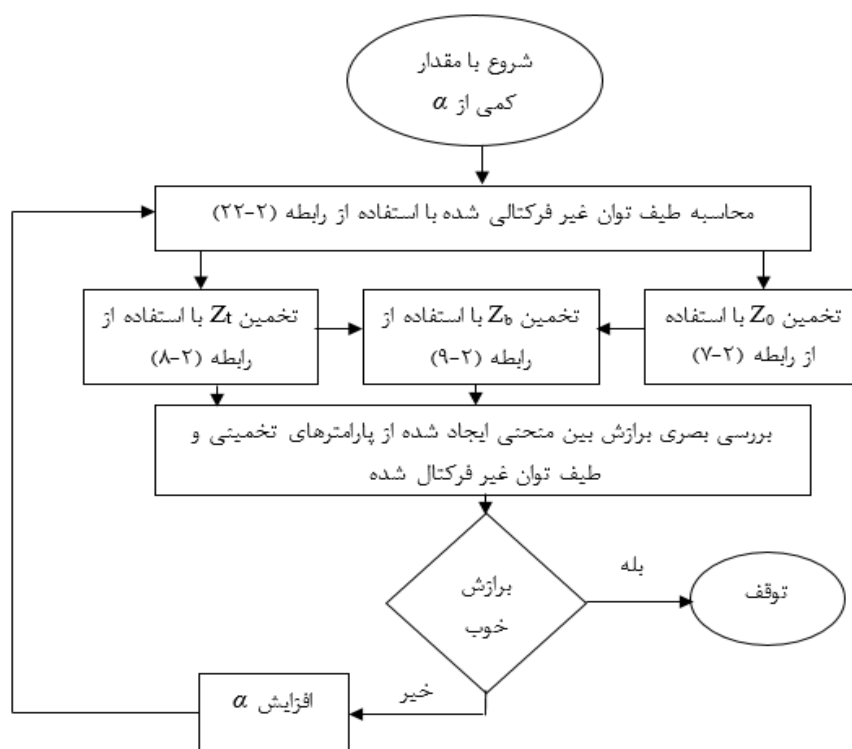
$$P_F(k_x, k_y) = P_R(k_x, k_y) * k^{-\alpha} \quad (21-2)$$

که در آن:  $P_F(k_x, k_y)$  طیف توان مشاهده شده،  $P_R(k_x, k_y)$  طیف توان ناشی از مدل با مغناطیسی تصادفی،  $k$  عدد موج شعاعی و  $\alpha$  شاخص فرکتالی  $\alpha = \beta - 1$  که در اینجا  $\beta$  پارامتر فرکتالی مغناطیسی می‌باشد (Maus and Dimri, 1994). در صورت تعیین مقدار  $\alpha$  می‌توان با ضرب کردن طیف مشاهده‌ای در فاکتور  $k^\alpha$  آن را غیر فرکتالی کرد. در نتیجه طیف توانی معادل با مغناطیسی تصادفی حاصل می‌گردد:

$$\Phi_R(k_x, k_y) = \Phi_F(k_x, k_y) k^\alpha \quad (22-2)$$

با حذف اثر فرکتالی می‌توان با طیف حاصل همانند طیف توان با مغناطیدگی تصادفی برخورد نمود و از روابط آنها استفاده کرد. این روش می‌تواند جهت تصحیح طیف توان میدان با توزیع مغناطیدگی فرکتالی مورد استفاده قرار گیرد (Salem et al., 2014).

در این روش از تکنیک‌های مرکزبایی و مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی نیز استفاده می‌شود. طیف توان با در نظر گرفتن مقادیر متفاوتی از  $\alpha$  غیر فرکتالی شده اما مقدار صحیح آن با توجه به برازش طیف توان مدل شده پیشرو پیک طیفی به طیف غیر فرکتالی شده انتخاب می‌شود. شکل (۷-۲) فلوجارت روش غیر فرکتالی شده برای تخمین عمق کف بی‌هنجاری‌های مغناطیسی را نشان می‌دهد.



شکل (۷-۲): فلوجارت روش غیر فرکتالی شده جهت تخمین عمق کف منابع مغناطیسی (با تغییر از Salem et al.,

2014)

برای شروع فرآیند مقدار کوچکی برای  $\alpha$  در نظر گرفته می‌شود و سپس مراحل فلوجارت بر روی طیف توان مشاهده شده اجرا می‌گردد. جهت محاسبه عمق بالایی و عمق مرکزی منابع مغناطیسی از روش مرکز یابی استفاده می‌شود. معیار برازش خوب به صورت چشمی ارزیابی می‌شود اما بیشتر برازش بر

روی بلندترین طول موج‌ها مد نظر است و نوسان‌های محلی در طول منحنی طیف توان را می‌توان نادیده گرفت.

## ۲-۹- مروری بر محاسبه عمق نقطه کوری و تهیه نقشه جریان حرارتی در مناطق زمین گرمایی

بررسی و ارزیابی تغییرات همدمای کوری یک منطقه می‌تواند اطلاعات ارزشمندی از توزیع دما در عمق و تمرکز انرژی زمین گرمایی در اختیار ما قرار دهد. همچنین با تحلیل‌های طیفی داده‌های مغناطیسی هوایی و اطلاعات جریان حرارتی، می‌توان رابطه‌ای را پیدا نمود و از آن برای تهیه نقشه‌های جریان حرارتی منطقه استفاده کرد. در ادامه به چند مطالعه موردی برای تعیین عمق نقطه کوری با روش‌های طیف توان به کمک روش‌های رایج و تهیه نقشه جریان حرارتی مناطق زمین گرمایی پرداخته خواهد شد.

### ۲-۹-۱- تهیه نقشه همدمای نقطه کوری برای شناسایی منابع زمین‌گرمایی در پارک ملی یلوستون

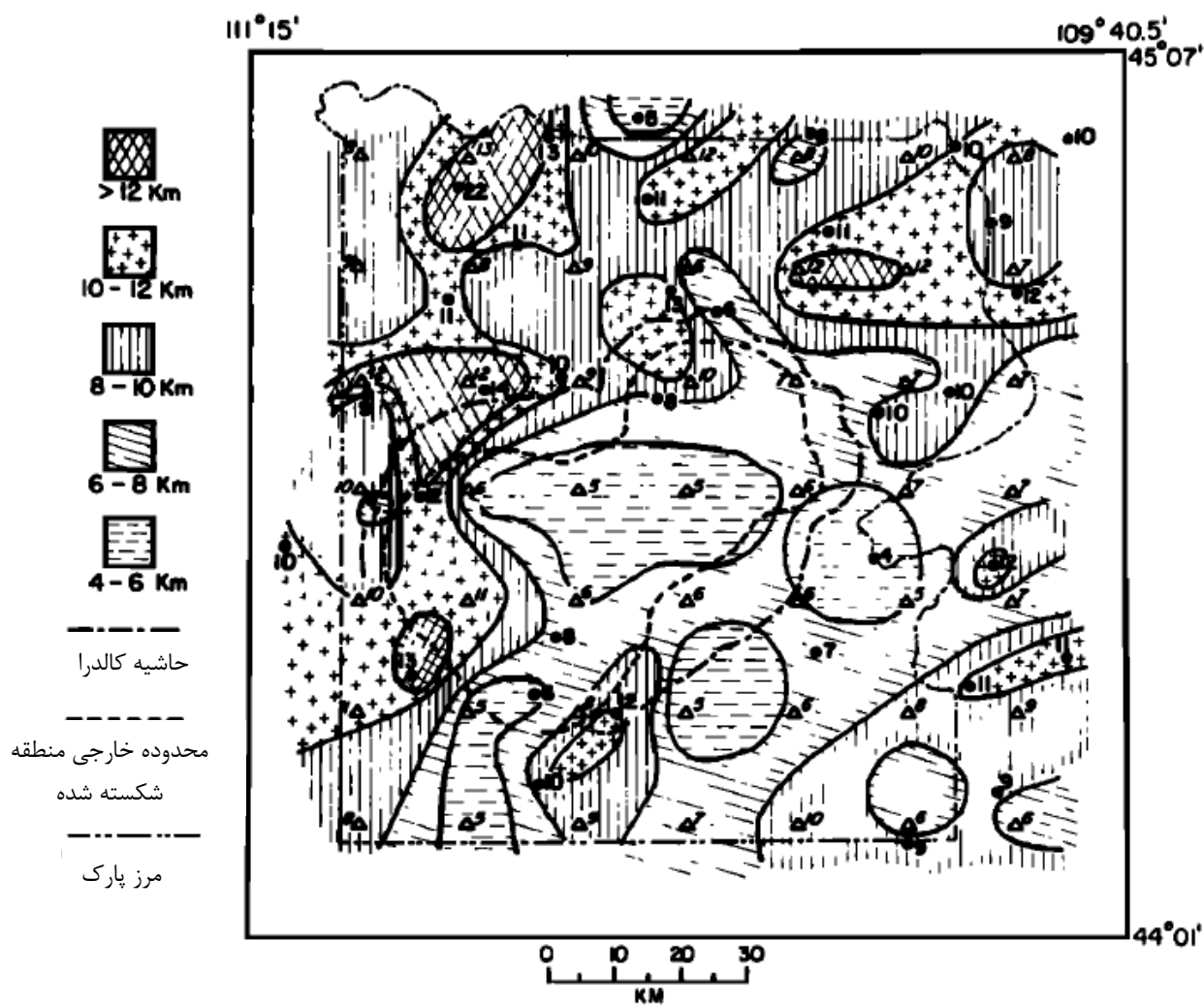
در تحقیقی باتاچاریا و لیو (۱۹۷۵) به کمک داده‌های مغناطیسی هوایی تغییرات عمق کوری را در پارک ملی یلوستون بررسی کردند. برای این کار ابتدا داده‌های مغناطیسی هوایی رقومی شدند و اثر میدان مغناطیسی زمین از داده‌ها حذف شد. به منظور از بین بردن اثر ناحیه‌ای معادله سطحی مرتبه دوم با روش حداقل مربعات به داده‌ها برازش شد و مقدار آن از داده‌های موجود کم شد. اما با این وجود، داده‌های حاصل حاوی شمار زیادی از بی‌هنجاری‌های طول موج کوتاه و شدت بالا بودند که توسط توده‌های مغناطیسی شده سطحی ایجاد شده بودند. این بی‌هنجاری‌ها باعث انحراف می‌شوند و اغلب اثرات توده‌های عمیق را پنهان می‌کنند. به همین جهت در مرحله بعدی برای کاهش اثرات بی‌هنجاری-های سطحی از فیلترهای پایین گذر استفاده شد.

جهت تعیین عمق‌های کف توده‌های مغناطیسی عمیق از دو روش استفاده شد. ابتدا کل ناحیه به بلوک‌های جدا تقسیم بندی شد سپس عمق کف توده‌ها برای هر بلوک تخمین زده شد. دوم:

بی‌هنجاری‌های منفرد با دقت انتخاب شدند و برای تعیین گسترش قائم آنها مورد تحلیل قرار گرفتند. در ادامه دو مجموعه از نتایج برای ایجاد نقشه عمق کف منابع مغناطیسی یا نقاط کوری نسبت به سطح دریا، با هم ترکیب شدند. آنها منطقه مورد مطالعه را به ۴۹ بلوک با ابعاد  $31 \times 31$  کیلومتر و همپوشانی ۵۰ درصد با بلوک‌های مجاور تقسیم کردند.

شکل (۲-۸) داده‌های عمق محاسبه شده نسبت به سطح دریا را نشان می‌دهد. دایره‌ها و مثلث‌ها به ترتیب موقعیت مراکز بی‌هنجاری‌ها و بلوک‌ها می‌باشند. بخش مرکزی کالدرا دارای عمق کوری ۵ تا ۶ کیلومتر می‌باشد. در اطراف بخش‌های جنوبی و جنوب شرقی کالدرا عمق کوری در بازه ۴ تا ۶ کیلومتر تغییر می‌کند که در این مناطق چشمه‌های آبگرم نیز مشاهده شده است. در بخش‌های شمال غرب عمق کوری بیش از ۱۰ کیلومتر می‌باشد.

ارتفاع میانگین سطح زمین در پارک ملی یلوستون حدود  $2/5$  کیلومتر بالای سطح دریا می‌باشد. با در نظر گرفتن این ارتفاع در محاسبات و با فرض دمای کوری  $560^{\circ}\text{C}$ ، گرادیان حرارتی در بخش مرکزی کالدرا بین  $66-72^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می‌باشد. بخش‌های باقی مانده کالدرا نیز گرادیان حرارتی بین  $53-66^{\circ}\text{C}/\text{km}$  دارند. این ارقام مقادیر بالایی از گرادیان حرارتی را برای نواحی قاره‌ای نشان می‌دهند. در این مطالعه به وجود همبستگی قوی بین مناطق گرم زمین گرمایی و ضخامت پوسته مغناطیسی شده پی برده شد. خطوط هم‌عمق نشان داده شده در شکل (۲-۸) حضور فعالیت زمین گرمایی با شدت بالا را بیان می‌کند.



شکل (۸-۲): نقشه عمق نقطه کوری. دایره‌ها و مثلث‌ها به ترتیب موقعیت مراکز بی‌هنجاری‌های منفرد و بلوک‌ها را نشان می‌دهند (Bhattacharyya and Leu, 1975).

## ۲-۹-۲- بررسی ساختارهای حرارتی شمال غرب ترکیه به کمک داده‌های مغناطیس‌هوایی و چاه

هیسارلی<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۲) با استفاده از داده‌های مغناطیس‌هوایی و چاه‌ها نقشه عمق نقطه کوری و جریان حرارتی منطقه شمال غرب ترکیه را تهیه کردند. آنها ابتدا داده‌های مغناطیس‌هوایی را به صورت شبکه‌های مربعی با فواصل ۲/۵ کیلومتر درآوردند و سپس برای تولید نقشه مغناطیس‌هوایی با

<sup>۱</sup>Hisarli



فرض زوایای انحراف ۴ و میل ۶۰ درجه، فیلتر برگردان به قطب بر روی داده‌ها را اعمال نمودند و نقشه داده‌های برگردان به قطب شده<sup>۱</sup> با فاصله کنتوری ۵۰ نانو تسلا (nT) را مطابق شکل (۲-۹) تهیه کردند. این داده‌ها حاوی بی‌هنجاری‌های طول موج بلند و طول موج کوتاه است. برای تخمین عمق نقطه کوری لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان داده‌های برگردان به قطب محاسبه شد. تاناکا و همکاران (۱۹۹۹) پیشنهاد دادند که عمق نقطه کوری با استفاده از داده‌های مغناطیسی با طول موج‌های بلندتر از ۱۰ کیلومتر به دست می‌آید و به همین جهت برای آشکار سازی بهتر منابع عمیق، بی‌هنجاری‌های با طول موج کوتاه باید از داده‌ها باید حذف گردد. طبق نظر اکیوبو و همکاران (۱۹۸۵، ۲۰۰۳) ابعاد بهینه پنجره مربعی مورد بررسی برای محاسبه طیف توان باید تقریباً ۱۰ برابر عمق واقعی هدف باشد. بولیگانگ و همکاران (۲۰۰۹) پیشنهاد کردند که ابعاد پنجره مورد بررسی حداقل باید ۱۰ برابر بزرگتر از عمق کف منبع مغناطیسی باشد تا عمق کف به دست آمده به خوبی در طیف آشکار گردد.

بانسال و همکاران (۲۰۱۱) دریافتند در صورتی ابعاد پنجره مورد نظر بهینه است که در نمودار طیف توان در عدد موج‌های پایین برای اکثر بلوک‌ها، بیشینه مشاهده گردد. به منظور تخمین عمق کوری، نقشه شدت میدان کل منطقه به ۱۷ بلوک با اندازه ۹۰×۹۰ کیلومتر با همپوشانی ۵۰٪ تقسیم شد. پس از بلوک‌بندی منطقه، لگاریتم میانگین شعاعی طیف توان هر بلوک محاسبه گردید. سپس با استفاده از شیب بخش خیلی بلند طول موج طیف، عمق مرکزی ( $Z_0$ ) و از بخش دوم بلندترین طول موج طیف عمق بالایی ( $Z_t$ ) را تخمین زدند. با تعیین  $Z_0$  و  $Z_t$  عمق نقطه کوری (CPD) هر بلوک با استفاده از رابطه  $Z_b = 2Z_0 - Z_t$  تعیین شد. بازه تغییرات عمق نقطه کوری ۱۷ بلوک منطقه مورد مطالعه بین ۹/۷ تا ۲۰/۳ کیلومتر تعیین شده است. شکل (۲-۱۰) نقشه عمق کوری منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

یکی از روش‌های تخمین گرادیان حرارتی پوسته، تعیین عمق نقطه کوری می‌باشد (Okubo et al., 1985; Tanaka et al., 1999). به دلیل اینکه دمای کوری با توجه به کانی‌شناسی و فشار تغییر

<sup>2</sup> Reduced to The Pole (RTP)

می‌کند بازه تغییرات دمای کوری بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در پوسته قاره‌ای دمای کوری را ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند (Ross et al., 2006). مقادیر گرادیان حرارتی منطقه مورد مطالعه با لحاظ دمای کوری ۵۸۰°C محاسبه و در شکل (۲-۱۱) به نمایش در آمده است. در شکل (۲-۱۱) مقادیر گرادیان حرارتی به دست آمده در منطقه مورد مطالعه را می‌توان به سه قسمت تقسیم کرد: گرادیان حرارتی کم (۳۰-۴۰°C/km) منطبق بر سنگ‌های رسوبی ضخیم منطقه<sup>۱</sup> TB، گرادیان حرارتی متوسط (۴۵-۵۰°C/km) منطبق بر سنگ‌های گرانیتی و دگرگونی منطقه<sup>۲</sup> IM و گرادیان حرارتی بالا (۵۰-۵۵°C/km) در ناحیه<sup>۳</sup> SG و بخش جنوبی TB که از سنگ‌های بازالت پوشیده شده است.

هیسارلی و همکاران (۲۰۱۲) از داده‌های عمق نقطه کوری برای محاسبه مقادیر جریان حرارتی استفاده کردند. جریان حرارتی (q) با در اختیار داشتن گرادیان حرارتی ( $\frac{\partial T}{\partial Z}$ ) و ضریب هدایت حرارتی (k) به صورت زیر به دست می‌آید (Tanaka et al., 1999):

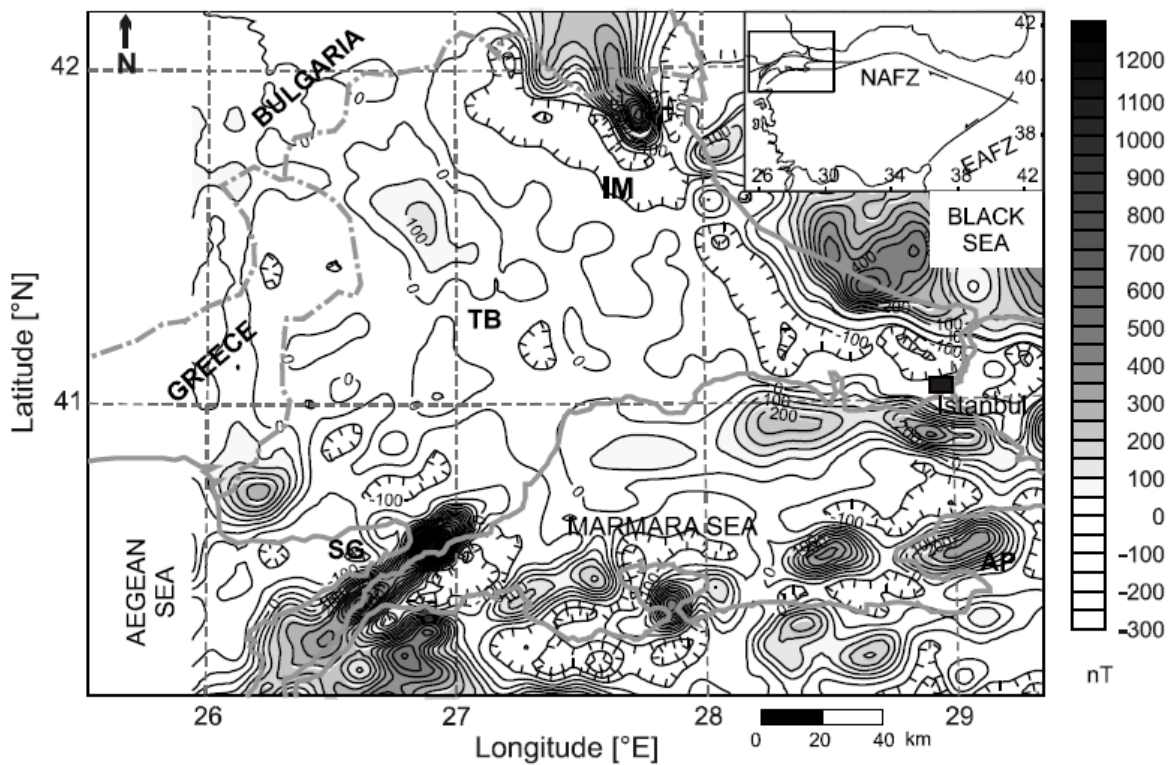
$$q = k \frac{\partial T}{\partial Z} \quad (2-23)$$

هدایت حرارتی سنگ‌های رسوبی عاملی مهم در کنترل تغییرات قائم و جانبی جریان حرارتی هر حوضه رسوبی هستند. سنگ‌های مختلف، هدایت حرارتی متفاوتی دارند که بازتاب کننده کانی شناسی و ترکیب شیمیایی آنها می‌باشد. شکل (۲-۱۲) نقشه ضخامت رسوبات را در منطقه TB نشان می‌دهد. در مرکز حوضه ضخامت رسوبات به ۹ کیلومتر نیز می‌رسد و در مناطق SG و IM تقریباً صفر می‌شود. ضخامت سنگ‌های رسوبی و سنگ بستر به منظور محاسبه مقادیر میانگین هدایت حرارتی تهیه شده است که در آن برای سنگ‌های رسوبی هدایت حرارتی ۱/۵ W/m°C و برای سنگ بستر ۲/۵ W/m°C در نظر گرفته شد.

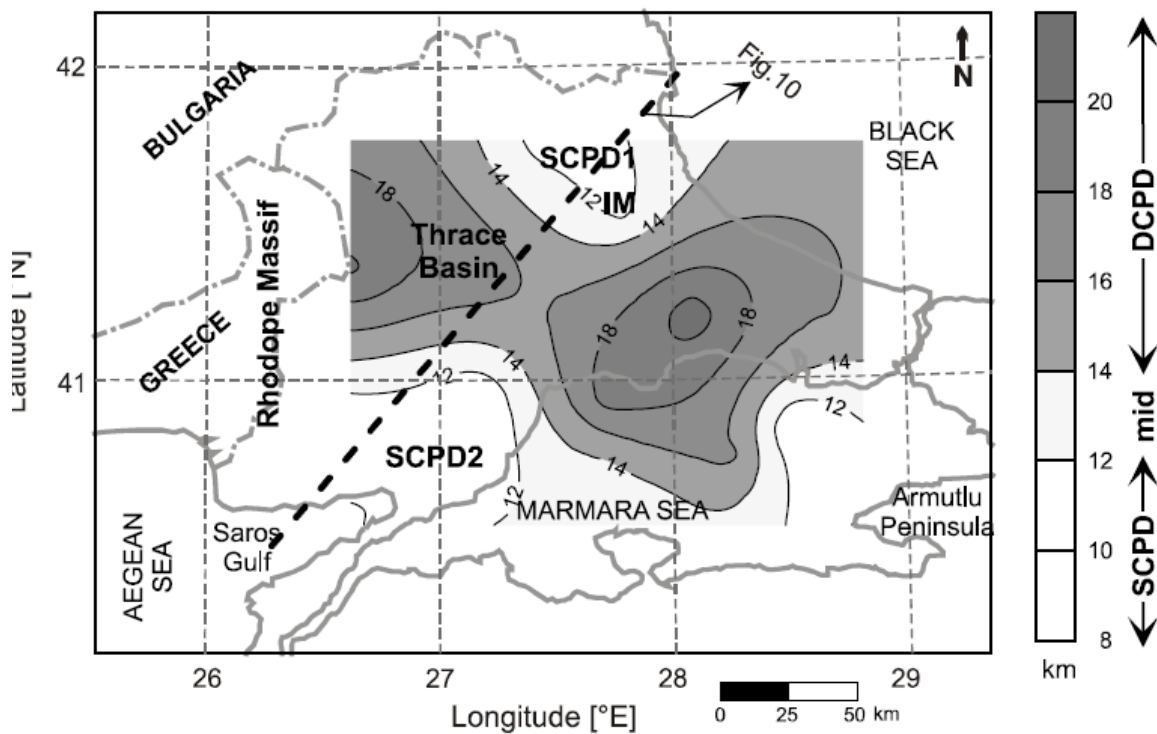
<sup>1</sup>Thrace Basin

<sup>2</sup>Istranca Massif

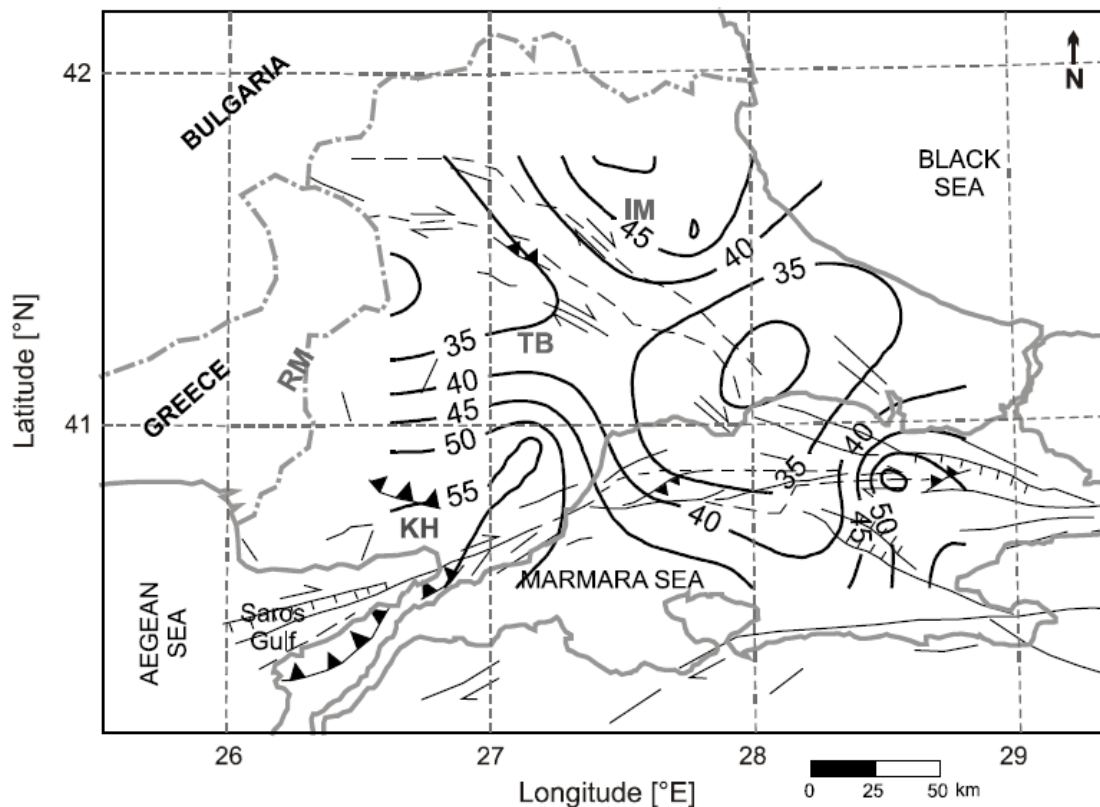
<sup>3</sup>Saros Gulf



شکل (۲-۹): نقشه مغناطیس‌ساز هوایی برگردان به قطب شده میدان کل مغناطیسی منطقه Thrace در شمال غرب ترکیه. فاصله خطوط کنتوری ۵۰ nT می‌باشد. IM: Istranca Massif; SG: Saros Graben; AP: Armutlu Peninsula. (Hisarli et al., 2012).



شکل (۲-۱۰): نقشه عمق نقطه کوری (CPD) منطقه مورد مطالعه. خطوط کنتوری با فواصل ۲ کیلومتر ترسیم شده است. دو منطقه با عمق نقطه کوری کم در شکل با علامت SCPD1 و SCPD2 مشخص شده‌اند (Hisarli et al., 2012).



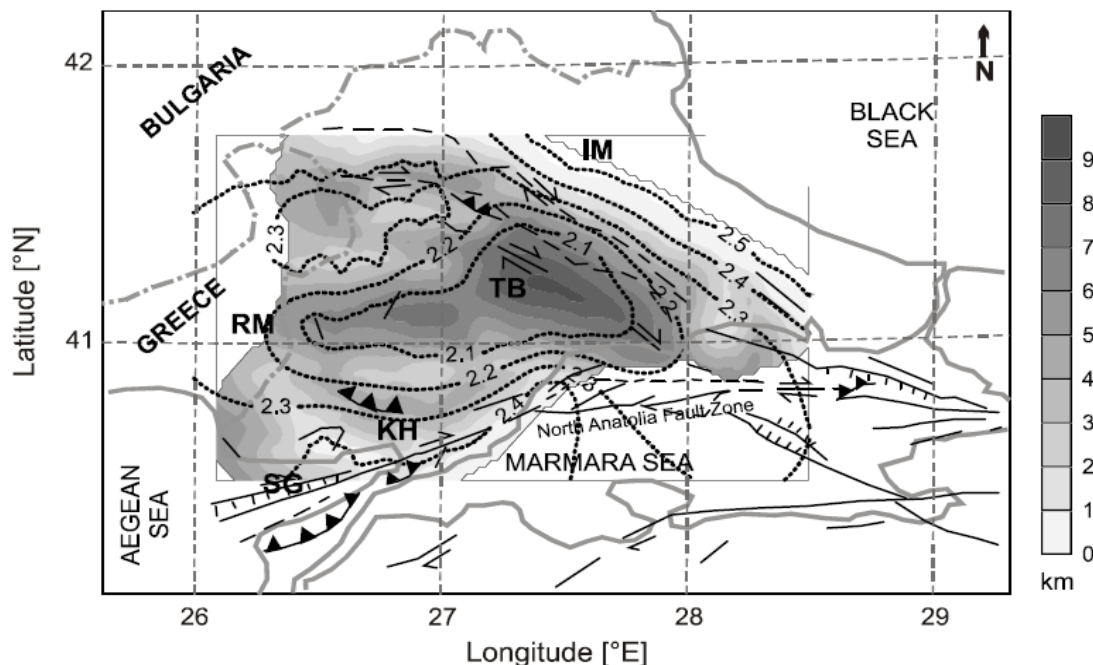
شکل (۲-۱۱): نقشه گرادیان حرارتی منطقه مورد مطالعه که از دمای کوری ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است (Hisarli et al., 2012).

در شکل (۲-۱۲) مشاهده می‌شود که مقادیر میانگین ضریب هدایت حرارتی در جایی که از رسوبات با ضخامت ۷-۹ کیلومتر پوشیده شده باشد، پایین ( $2 - 2/1 \text{ W/m}^2\text{C}$ ) بوده و برای مناطقی که پوشش رسوبی وجود نداشته باشد دارای مقدار بالایی (بیش از  $2/5 \text{ W/m}^2\text{C}$ ) است.

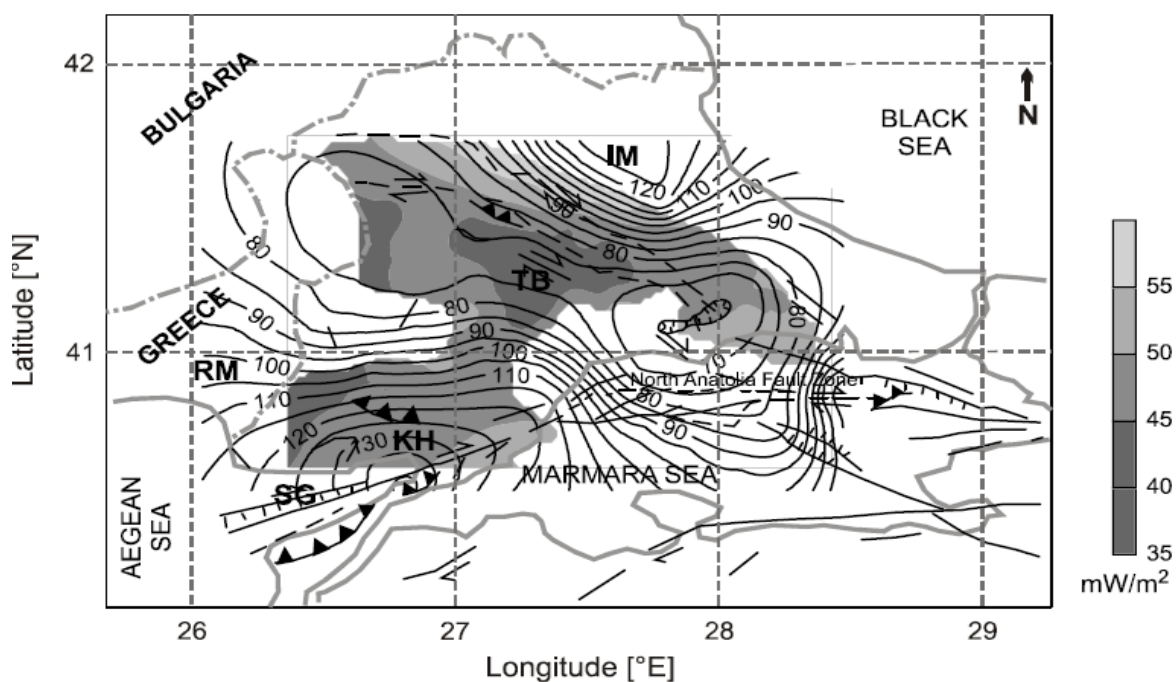
نقشه جریان حرارتی با در اختیار داشتن هدایت حرارتی و گرادیان حرارتی به دست آمده از مقادیر نقطه کوری تهیه شد (شکل ۲-۱۳). در این نقشه پایین‌ترین مقدار جریان حرارتی ( $75 \text{ mW/m}^2$ ) برای منطقه TB می‌باشد. مقادیر جریان حرارتی به سمت شمال شرق (IM) و جنوب غرب ( $\text{KH}^1$  و SG) تمایل به افزایش دارد. منطقه IM که شامل سنگ‌های گرانیتی و دگرگونی می‌باشد از جریان حرارتی بالاتری (۱۰۰-۱۲۵) نسبت به TB برخوردار می‌باشد. منطقه‌ای که دارای بالاترین مقدار جریان حرارتی ( $125-135 \text{ mW/m}^2$ ) می‌باشد دارای روند شمال شرقی- جنوب غربی و به سوی KH می‌باشد. با توجه

<sup>1</sup>Korudag High

به شکل‌های (۲-۱۲) و (۲-۱۳) می‌توان استنباط کرد که جایی که ضخامت رسوبات بیشتر باشد مقدار جریان حرارتی پایین‌تر است.



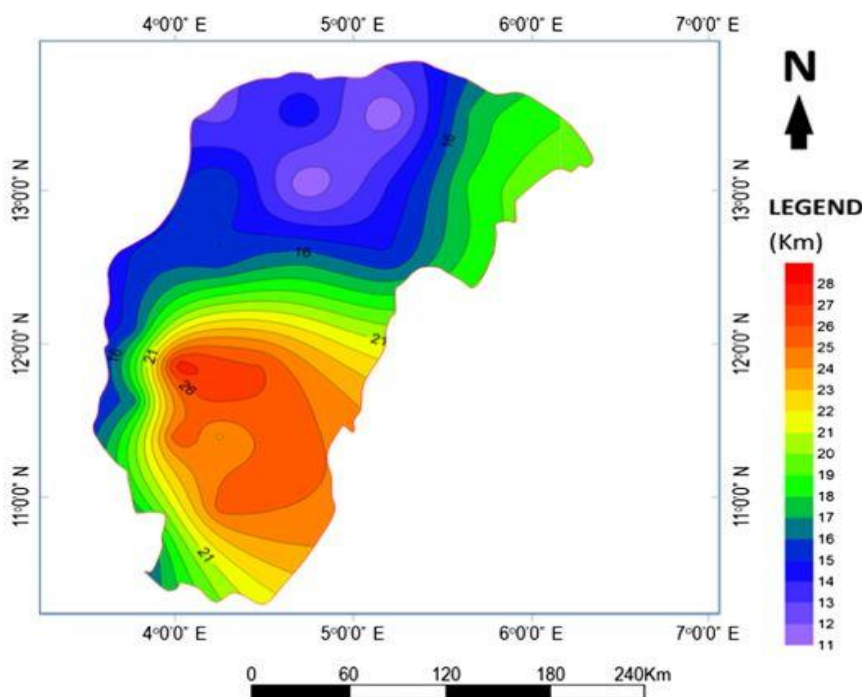
شکل (۲-۱۲): نقشه ضخامت رسوبات (منطقه سایه دار) و کنتورهای میانگین هدایت حرارتی (خط چین) منطقه TB. خطوط پر نشان دهنده گسل و مناطق رانده می‌باشد (Hisarli et al., 2012).



شکل (۲-۱۳): نقشه جریان حرارتی (q) منطقه مورد مطالعه که با استفاده از دمای کوری ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد و میانگین هدایت حرارتی (شکل ۲-۱۲) محاسبه شده است (Hisarli et al., 2012).

### ۲-۹-۳- ارزیابی عمق نقطه کوری، گرادیان زمین گرمایی و جریان حرارتی با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی منطقه سوکوتو<sup>۱</sup> نیجریه

نوانکو<sup>۲</sup> و شیهو<sup>۳</sup> (۲۰۱۵) جهت ارزیابی عمق نقطه کوری، گرادیان زمین گرمایی و جریان حرارتی این منطقه از داده‌های مغناطیس هوایی با قدرت تفکیک بالا استفاده کردند. آنها ابتدا مقدار IGRF را از روی داده‌های شدت میدان کل حذف کردند سپس نقشه شدت میدان کل را به ۲۲ بلوک مربعی با ابعاد ۱۰۰×۱۰۰ کیلومتر با همپوشانی ۵۰ درصد تقسیم بندی کردند. جهت تخمین عمق نقطه کوری هر بلوک از روش مرکزبایی استفاده شده است. نتایج تخمین عمق نقطه کوری منابع مغناطیسی در شکل‌های (۲-۱۴) آورده شده است. بازه تغییرات عمق کوری منابع مغناطیسی بین ۱۱/۱۳ تا ۲۷/۸۳ کیلومتر می‌باشد.



شکل (۲-۱۴): نقشه عمق نقطه کوری منطقه سوکوتو نیجریه (Nwankwo and Shehu, 2015).

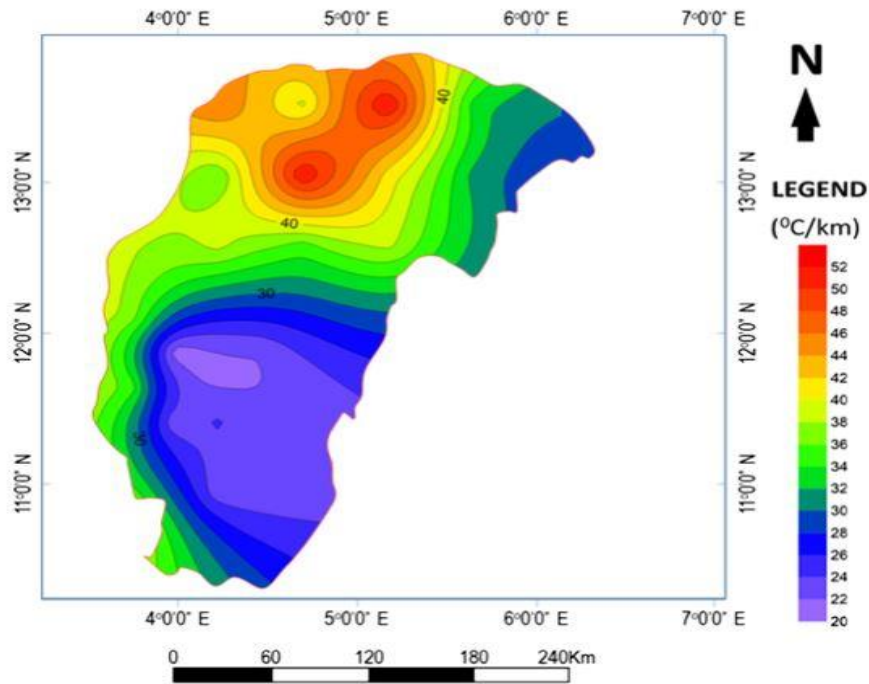
<sup>1</sup> Sokoto

<sup>2</sup> Nwankwo

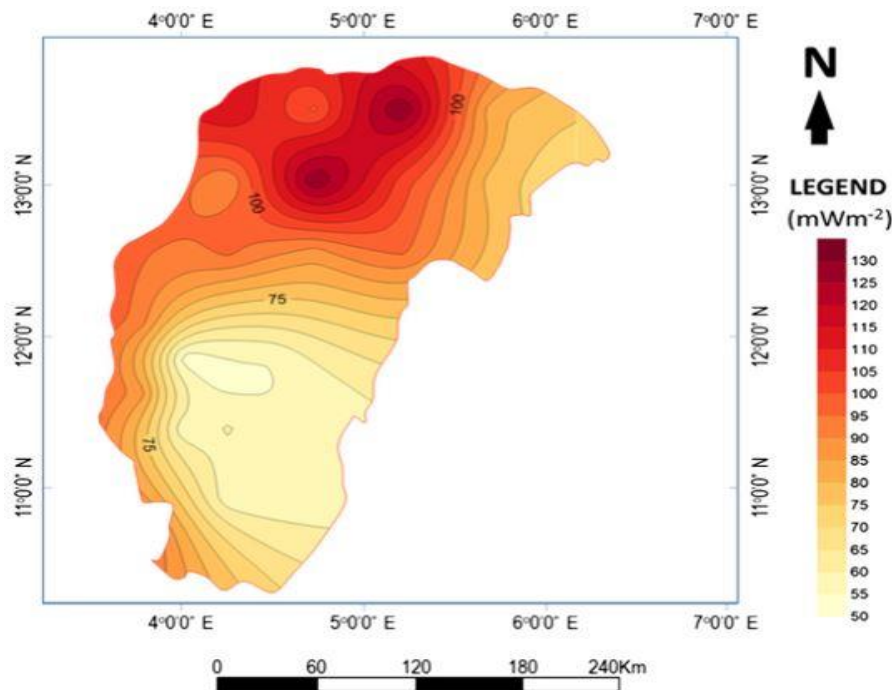
<sup>3</sup> Shehu

عمق نقطه کوری با توجه به ساختارهای زمین شناسی و سنگ شناسی منطقه تغییر می‌کند. برای مناطقی با پتانسیل زمین گرمایی و فعالیت‌های ولکانیکی عمق نقطه کوری کمتر از ۱۰ کیلومتر گزارش شده است. گرادیان زمین گرمایی در این ناحیه بین ۲۱/۰۱ تا ۵۲/۱۱ درجه سانتی‌گراد به ازای هر کیلومتر تغییر می‌کند. نقشه کنتوری گرادیان زمین گرمایی در شکل (۲-۱۵) آورده شده است. توصیف گرادیان زمین گرمایی منطقه با نتایج گزارشی که برای مطالعه دمای چاه‌های آب منطقه آورده شده است همخوانی دارد. این به این معناست که دمای آب چاه‌های منطقه و گرادیان زمین گرمایی از جنوب غرب به سمت شمال شرق افزایش می‌یابد. شکل (۲-۱۶) نقشه جریان حرارتی برای منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. این مقدار بین ۵۲/۵۴  $mW/m^2$  و ۱۳۰/۲۸  $mW/m^2$  تغییر می‌کند. کمترین مقدار جریان حرارتی برای تولید قابل ملاحظه انرژی زمین گرمایی حدود ۶۰  $mW/m^2$  می‌باشد. مقادیر بین ۸۰  $mW/m^2$  تا ۱۰۰  $mW/m^2$  و بالای آن بیانگر وجود شرایط زمین گرمایی می‌باشند ( Jessop et al., 1976). مقدار جریان حرارتی نیز یک روند جنوب غربی- شمال شرقی را از خود نشان می‌دهد. در حالیکه مقدار آن به سمت شمال شرق افزایش می‌یابد. این بخش دارای جریان حرارتی بالا، گرادیان حرارتی بالا (۴۷ °C/km) و مقادیر عمق نقطه کوری کم (کمتر از ۱۴ کیلومتر) می‌باشد. در این منطقه با جریان حرارتی بالا به همراه فعالیت‌های آتشفشانی جوان و ساختارهای گسل خورده، احتمال وجود یک توده ماگمایی که به طور کامل سرد نشده وجود دارد. به همین دلیل پیشنهاد شد تا بررسی‌های بیشتری برای اکتشاف منابع زمین گرمایی صورت گیرد.

همچنین حجت و همکاران (۱۳۸۹) با استفاده از مدل‌های مغناطیسی ماهواره‌ای عمق کوری را در محدوده استان‌های کرمان و یزد تخمین زدند. موارد دیگری از مطالعات موردی در مناطق مختلف در پیوست (الف) آورده شده است که برای مطالعه بیشتر می‌توان به آن مراجعه نمود.



شکل (۲-۱۵): نقشه کنتوری گرادیان زمین گرمایی منطقه سوکوتو نیجریه (Nwankwo and Shehu, 2015).



شکل (۲-۱۶): نقشه جریان حرارتی منطقه سوکوتو نیجریه (Nwankwo and Shehu, 2015).



روش‌های اسپکتور و گرنت، پیک طیفی، پیشرو پیک طیفی و مرکزیابی، عمق کف منابع مغناطیسی را با آنالیز شکل طیف توان فوریه شعاعی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی ارزیابی می‌کنند. در این روش‌ها فرض بر این است که مغناطیدگی پوسته در جهات افقی به صورت تابع تصادفی است و در جهت عمق نیز ثابت در نظر گرفته می‌شود و با طیف توان تخت توصیف می‌گردد. در صورتی که پیک طیفی مشاهده نگردد به کار بردن این روش‌ها از اعتبار بالایی برخوردار نخواهد بود. علاوه بر این چون مغناطیدگی پوسته با طیف توان تخت توصیف می‌شود پس تصحیح طیفی صورت نمی‌پذیرد و تخمین عمق از دقت کمی برخوردار می‌باشد. امروزه نیز اکثر مطالعات در زمینه تخمین عمق کوری در مناطق زمین گرمایی به کمک روش‌های ذکر شده در بالا صورت می‌گیرد. به همین دلیل استفاده از ایده‌های جدیدتر در تخمین عمق منابع مغناطیسی و تصحیح طیف توان با یافتن پارامتر فرکتالی جهت تخمین عمق نقطه کوری یک منطقه بسیار ضروری به نظر می‌رسد. لذا در فصول بعدی سعی می‌شود تا با بکارگیری روش‌های جدید مشکلات موجود در زمینه تخمین عمق نقطه کوری و تعیین پارامتر فرکتالی مرتفع گردد.

---

## فصل سوم

---

تخمین عمق بالایی منابع مغناطیسی با استفاده از  
تبدیل موجک پیوسته دو بعدی

### ۳-۱- مقدمه

موجک‌ها<sup>۱</sup> ابزارهای قدرتمندی برای تجزیه و تحلیل ویژگی‌های مجموعه‌ای از داده‌ها به عنوان تابعی از زمان یا مکان و یا مقیاس (مرتبط با طول موج) می‌باشند. امروزه از این ابزارها در اکثر شاخه‌های علوم و مهندسی از جمله در ژئوفیزیک اکتشافی استفاده می‌شود. از کاربردهای مهم تبدلات موجک در ژئوفیزیک می‌توان به تحلیل‌های زمان - بسامد، حذف نوفه، مطالعه بر روی تغییرات میدان مغناطیسی زمین، تعبیر و تفسیر داده‌های میدان پتانسیل و تخمین عمق منابع اشاره نمود. در این فصل ابتدا تبدیل موجک دو بعدی پیوسته جدید معرفی و بر روی مدل‌های مصنوعی تست خواهد شد. سپس تخمین عمق بالایی منابع مغناطیسی با استفاده از این تبدیل موجک پیوسته دو بعدی انجام خواهد شد.

### ۳-۲- مروری بر کاربرد تبدیل موجک در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل

ارائه روش‌های جدید با دقت و سرعت بالا با استفاده از ابزارهای ریاضی نظیر تبدیل موجک (Mallat, 2008) برای تفسیر داده‌ها، موضوع مطالعات جدید در حوزه میدان پتانسیل می‌باشد. تبدیل موجک پیوسته یکی از ابزارهای قدرتمند برای مطالعه سری‌های زمانی یا مکانی می‌باشد. این تبدیل سیگنال را از حوزه مکان به حوزه مکان-مقیاس منتقل می‌کند. در این تبدیل، پارامتر مقیاس با عدد موج ارتباط دارد. روش‌های تبدیل موجک برای تفسیر بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل بدون نیاز به اطلاعات اولیه استفاده می‌شود. دسته خاصی از موجک‌ها (موجک‌های گروه پواسون) برای تفسیر هندسی بی‌هنجاری‌های میدان پتانسیل مورد استفاده قرار می‌گیرند (Chamoli et al., 2006). با استفاده از تبدیل موجک، عمق و موقعیت منبع می‌تواند به آسانی تخمین زده شود. روش تبدیل موجک قادر به تحلیل محلی میدان اندازه‌گیری شده می‌باشد در صورتیکه تبدیل فوریه یک روش عمومی است.

<sup>1</sup> Wavelets

همچنین تبدیل موجک ابزاری را برای تصحیح نوفه موجود در داده‌ها مهیا می‌کند که این امر با روش‌های واپیچش اولیر<sup>۱</sup> به سادگی امکان پذیر نمی‌باشد (Moreau et al., 1999).

در دهه گذشته مقالات متعددی در مورد کاربرد تبدیل موجک‌ها در تفسیر داده‌های میدان پتانسیل منتشر شد. اسمیت<sup>۲</sup> و دنتیس<sup>۳</sup> (۱۹۹۹) کاربرد تبدیل موجک را برای پردازش داده‌های مغناطیسی هوایی توسعه دادند. هورنبای<sup>۴</sup> و همکاران (۱۹۹۹) با استفاده از موجک‌ها داده‌های میدان پتانسیل را جهت شناسایی نحوه توزیع منابع تجزیه و تحلیل کردند. مورائو<sup>۵</sup> و همکاران (۱۹۹۹، ۱۹۹۷)، سیل‌هاک<sup>۶</sup> و همکاران (۲۰۰۰) و مارتلت<sup>۷</sup> و همکاران (۲۰۰۱) روش‌های تفسیری دیگری را با به کارگیری تبدیل موجک پیوسته توسعه دادند. روش آنها می‌تواند موقعیت منبع و نوع آن را با فرض اینکه منبع همگن<sup>۸</sup> است تخمین بزند. عمق و اندیس ساختاری<sup>۹</sup> با تست‌های متوالی عدم برازش حداقل مربعات<sup>۱۰</sup> بین یک خط راست و ضرایب موجک ترسیم شده در مقابل فاصله از منبع در مقیاس لگاریتمی - لگاریتمی به دست می‌آید. این تکنیک برای منابع همگن توسعه پیدا کرد و برای منابع چندگانه و منابع با اندازه محدود و زوایای شیب‌دار (دایک‌های ضخیم و نازک، منشورها) توسط مارتلت و همکاران (۲۰۰۱)، سیل‌هاک و همکاران (۲۰۰۰) و سیل‌هاک و گیبترت<sup>۱۱</sup> (۲۰۰۳) تعمیم داده شد. والی<sup>۱۲</sup> و همکاران (۲۰۰۴) روشی را برای تخمین عمق و شاخص ساختاری با توجه به نسبت موجک مرتبه‌های متوالی<sup>۱۳</sup> پیشنهاد دادند. آنها همچنین نحوه تفسیر نتایج را برای منابع چندگانه (غیرهمگن) ارائه کردند و بر روی اثرات تغییرات زاویه شیب منابع و نحوه تخمین عمق منابع با اندازه محدود بحث کردند. چامولی<sup>۱۴</sup> و

<sup>1</sup> Euler deconvolution

<sup>2</sup> Smith

<sup>3</sup> Dentith

<sup>4</sup> Hornby

<sup>5</sup> Moreau

<sup>6</sup> Sailhac

<sup>7</sup> Martelet

<sup>8</sup> Homogeneous

<sup>9</sup> Structural Index

<sup>10</sup> Least-squares misfit

<sup>11</sup> Gibert

<sup>12</sup> Vallee

<sup>13</sup> Successive order

<sup>14</sup> Chamoli

همکاران (۲۰۰۶) عمق منابع مغناطیسی منطقه بنگال را با استفاده از تبدیل موجک پیوسته محاسبه کردند. آنها ابتدا این روش را برای بی‌هنجاری‌های منابع مصنوعی متنوعی بررسی کردند و در ادامه با استفاده از تبدیل موجک پیوسته عمق منابع مغناطیسی را در طول یک پروفیل محاسبه نمودند. عمق این منابع بین ۱۶ تا ۲۰ کیلومتر تخمین زده شد. کوپر<sup>۱</sup> (۲۰۰۶) با استفاده از موجک‌های مادر حاصل از مشتق‌های مختلف افقی یک چشمه استوانه‌ای، عمق بی‌هنجاری میدان پتانسیل را در حوزه مکان تخمین زد. این روش به صورت کیفی بوده و از طریق محاسبه شباهت موجک با داده میدان پتانسیل در عمق‌های مختلف به تخمین عمق می‌پردازد.

در مطالعه حاضر سعی خواهد شد که با ارائه موجک پیوسته دو بعدی جدید تخمین عمق بالایی منابع مغناطیسی به طور قابل توجهی بهبود یابد و از نتایج آن جهت محاسبه عمق نقطه کوری استفاده شود.

### ۳-۳- تئوری روش تبدیل موجک پیوسته

تبدیل موجک پیوسته یک بعدی سیگنال پیوسته  $f(x)$  از طریق همبستگی مقیاس<sup>۲</sup> و مقدار جابجایی موجک مادر  $\Psi(x)$  با سیگنال به دست می‌آید (Mallat, 1999):

$$Wf(u, s) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \frac{1}{\sqrt{s}} \Psi^* \left( \frac{x-u}{s} \right) dx \quad (1-3)$$

در آن:  $s$  مقیاس،  $u$  موقعیت و علامت \* مختلط مزدوج<sup>۳</sup> می‌باشد.

در موارد دو بعدی، تبدیل موجک پیوسته یک سیگنال پیوسته دو بعدی  $f(x, y)$  به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$Wf(a, b, s, \theta) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y) \frac{1}{|s|} \Psi^* \left( \frac{x-a}{s}, \frac{y-b}{s} \right) dx dy \quad (2-3)$$

<sup>1</sup> Cooper

<sup>2</sup> Scaled

<sup>3</sup> Conjugate complex

در آن:  $a$  و  $b$  به ترتیب موقعیت در جهات  $x$  و  $y$  هستند. به دلیل اینکه هر توده بی‌هنجار را می‌توان با توجه به فاصله شبکه بندی<sup>۱</sup> به صورت ترکیب خطی از مکعب‌های واحد نشان داد، بی‌هنجاری یک مکعب واحد داخل زمین در به کار بردن تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های میدان پتانسیل می‌تواند بسیار مورد استفاده قرار گیرد. شکل (۳-۱) مکعب واحد و بی‌هنجاری مغناطیسی آن را برای فاصله شبکه بندی ۱۰ متر در جهات  $x$  و  $y$  نشان می‌دهد که براساس رابطه باتاچاربا (۱۹۶۴) محاسبه شده است. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی<sup>۲</sup> برای زمینه صفر و برای مدل  $0.0002$  (در سیستم SI) در نظر گرفته شد. بلکلی<sup>۳</sup> (۱۹۹۵) نشان داد که می‌توان یک توده سه بعدی را با مجموعه‌ای از منشورهای مستطیلی مدل کرد. با این شرط که منشورها در راستای محورهای  $x$ ،  $y$  و  $z$  جهت‌گیری کنند و دارای مغناطیدگی

$$\mathbf{M} = M(\hat{i}\hat{M}_x + \hat{j}\hat{M}_y + \hat{k}\hat{M}_z) \quad (3-3)$$

و ابعاد  $x_1 \leq x \leq x_2$ ،  $y_1 \leq y \leq y_2$  و  $z_1 \leq z < \infty$  باشند. اگر بی‌هنجاری حاصل از منشور در راستای میدان ناحیه‌ای  $\hat{F} = (\hat{F}_x, \hat{F}_y, \hat{F}_z)$  باشد، بی‌هنجاری میدان کل مشاهده شده از منبع به صورت زیر خواهد بود (Blakely, 1995):

$$\Delta T = C_m M \left[ \frac{\alpha_{23}}{2} \log\left(\frac{r-x'}{r+x'}\right) + \frac{\alpha_{13}}{2} \log\left(\frac{r-y'}{r+y'}\right) - \alpha_{12} \log(r+z_1) - \hat{M}_x \hat{F}_x \arctan\left(\frac{x'y'}{x'^2 + rz_1 + z_1^2}\right) \right. \\ \left. - \hat{M}_y \hat{F}_y \arctan\left(\frac{x'y'}{r^2 + rz_1 - x'^2}\right) + \hat{M}_z \hat{F}_z \arctan\left(\frac{x'y'}{rz_1}\right) \right]_{x'=x_1, y'=y_1}^{x'=x_2, y'=y_2} \quad (4-3)$$

که در آن:

$$\alpha_{12} = \hat{M}_x \hat{F}_y + \hat{M}_y \hat{F}_x \\ \alpha_{13} = \hat{M}_x \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_x \\ \alpha_{23} = \hat{M}_y \hat{F}_z + \hat{M}_z \hat{F}_y \\ r^2 = x'^2 + y'^2 + z_1^2$$

<sup>1</sup> Grid spacing

<sup>2</sup> Susceptibility

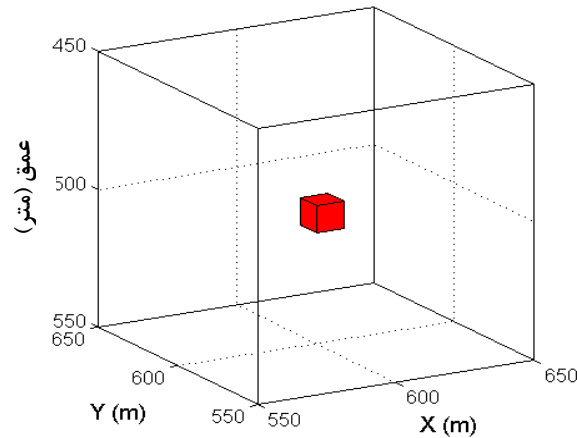
<sup>3</sup> Blakely

معادله (۳-۴) بی‌هنجاری میدان کل یک منشور با عمق بالایی  $Z_1$  و عمق پایینی بی‌نهایت<sup>۱</sup> می‌باشد. اگر این رابطه یک بار برای  $Z_1 = Z_t$  و  $M = M_0$  و بار دوم برای  $Z_1 = Z_b$  و  $M = M_0$  محاسبه گردد اختلاف دو محاسبه انجام شده، میدان مغناطیسی یک منشور با مغناطیدگی  $M_0$ ، عمق بالایی  $Z_t$  و عمق کف  $Z_b$  خواهد بود.

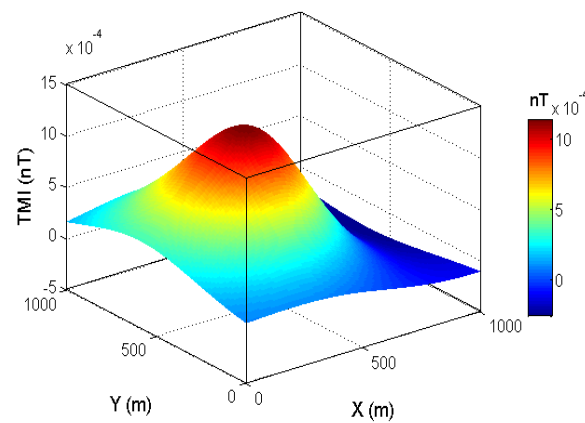
رابطه باتاچاریا (۱۹۶۴) به این صورت عمل می‌کند که ابتدا کل محدوده مورد نظر در زیر سطح زمین را به بلوک‌های مستطیلی شکل تقسیم بندی می‌کند سپس جهت محاسبه پاسخ مغناطیسی هر بلوک، در مرحله اول عمق بالایی بلوک را به عنوان  $Z_1$  و عمق پایینی آن را بی‌نهایت در نظر می‌گیرد و برای این حالت رابطه (۳-۴) محاسبه می‌گردد. برای مرحله دوم عمق پایینی بلوک مورد نظر را به عنوان  $Z_1$  و عمق پایینی آن را بی‌نهایت فرض می‌کند سپس برای این حالت نیز رابطه (۳-۴) دوباره محاسبه می‌گردد. با تفریق این دو مقدار از هم، میدان مغناطیسی یک بلوک با عمق بالایی و عمق کف معلوم به دست می‌آید. این فرآیند برای تمامی بلوک‌ها تکرار می‌شود و پاسخ مغناطیسی هر بلوک در نقطه مشاهده‌ای مورد نظر محاسبه می‌گردد. در انتها پاسخ مغناطیسی همه بلوک‌ها در نقطه مشاهده‌ای با هم جمع می‌گردد و به عنوان مقدار بی‌هنجاری مغناطیسی توده مدفون داخل زمین در آن نقطه ثبت می‌شود. این مراحل برای نقاط مشاهده‌ای دیگر نیز تکرار می‌گردد.

---

<sup>1</sup> infinity



(الف)



(ب)

شکل (۳-۱): الف) مکعب مدفون واحد  $10 \times 10 \times 10$  متر با پذیرفتاری مغناطیسی صفر برای زمینه و  $0.0002$  برای توده (در سیستم SI) و ب) بی‌هنجاری مغناطیسی آن برای فاصله شبکه بندی ۱۰ متر

تفکیک پذیری تبدیل موجک پیوسته دو بعدی تعریف شده در اینجا، رابطه مستقیمی با اندازه مکعب دارد به همین دلیل اندازه آن نباید بزرگتر از فاصله شبکه بندی انتخاب گردد. برای موارد کوچکتر نیز تفکیک پذیری به مقدار خیلی کمی افزایش می‌یابد منتها زمان اجرای آن بسیار طولانی می‌شود. یکی از خواص مهم تابع موجک این است که دارای میانگین صفر می‌باشد. همان طور که در شکل (۳-۱) مشاهده می‌شود بی‌هنجاری یک مکعب واحد مدفون دارای میانگین صفر نیست پس شرایط لازم



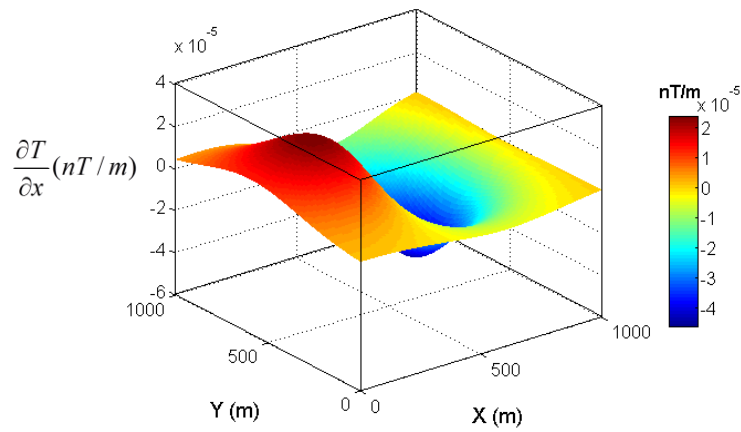
برای یک موجک مادر<sup>۱</sup> را ندارد (Mallat, 2008). بنابراین از مشتقات مرتبه اول افقی و قائم پاسخ مغناطیسی مکعب واحد در جهات  $x$ ،  $y$  و  $z$  که در شکل (۲-۳) ارائه شده‌اند به عنوان موجک مادر استفاده شد. مشتقات در سه جهت مختصاتی با روش‌های عددی در محیط برنامه متلب محاسبه شدند. در این رساله، ابتدا دو گروه از موجک‌های مادر بر روی مدل مصنوعی جهت تخمین عمق بالایی منابع مغناطیسی آزمایش شد. الف) موجک‌های مادر حاصله از مشتقات افقی در جهات  $x$  و  $y$  ب) موجک‌های مادر حاصله از مشتقات افقی در جهات  $x$  و  $y$  و مشتق قائم در جهت  $z$ .

قبل از اینکه این روش مورد استفاده قرار بگیرد از داده‌های میدان پتانسیل با همان مرتبه‌ای که از موجک مادر مشتق‌گیری شده است مشتق گرفته می‌شود. برای مثال اگر موجک مورد استفاده برای بی‌هنجاری گرانی یک استوانه برپایه مشتق افقی مرتبه اول باشد، تبدیل موجک پیوسته برای مشتق افقی مرتبه اول داده‌ها می‌تواند مورد استفاده قرار گیرد. در واقع تبدیل موجک پیوسته همبستگی متقابل<sup>۲</sup> بین موجک و داده‌ها را نشان می‌دهد و موقعیت و عمق منابع را می‌توان به طور مستقیم از نمودارهای تبدیل موجک پیوسته استخراج نمود.

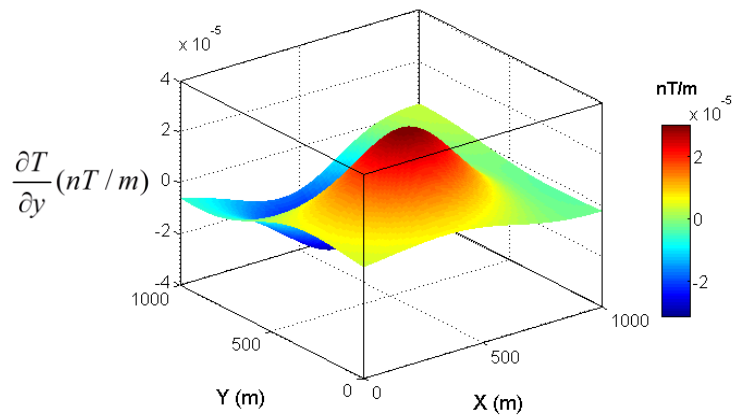
---

<sup>1</sup> Mother wavelet

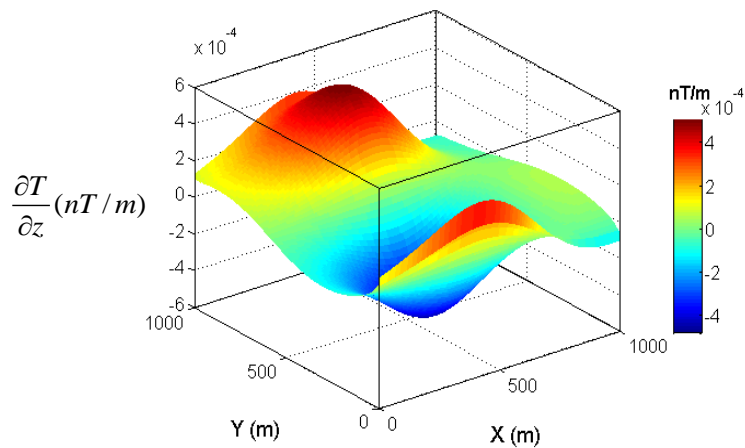
<sup>2</sup> Cross correlation



(الف)



(ب)



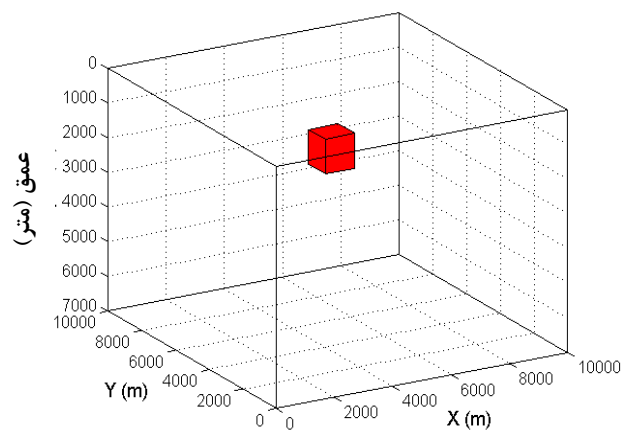
(ج)

شکل (۲-۳): مشتقات مرتبه اول بی‌هنجاری مغناطیسی یک مکعب واحد مدفون. (الف) در جهت  $x$ ، (ب) در جهت  $y$  و

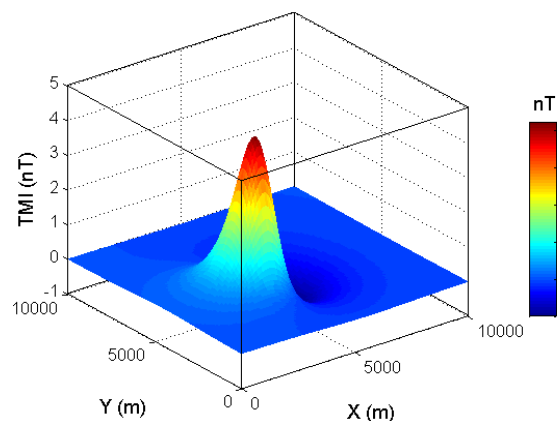
(ج) در جهت  $z$ .

## ۳-۴- مدل مصنوعی

مدل اول یک مکعب با ابعاد  $1500 \times 1000 \times 1000$  متر می‌باشد که عمق بالایی آن در ۱۰۰۰ متری زیر زمین واقع شده است. این مدل با فرض زاویه میل<sup>۱</sup>  $56^\circ$  درجه، زاویه انحراف<sup>۲</sup>  $4^\circ$  درجه و پذیرفتاری مغناطیسی  $0.0002$  (در سیستم SI) ساخته شده است. هندسه مدل و پاسخ مغناطیسی آن در شکل (۳-۳) نمایش داده شده است.



(الف)



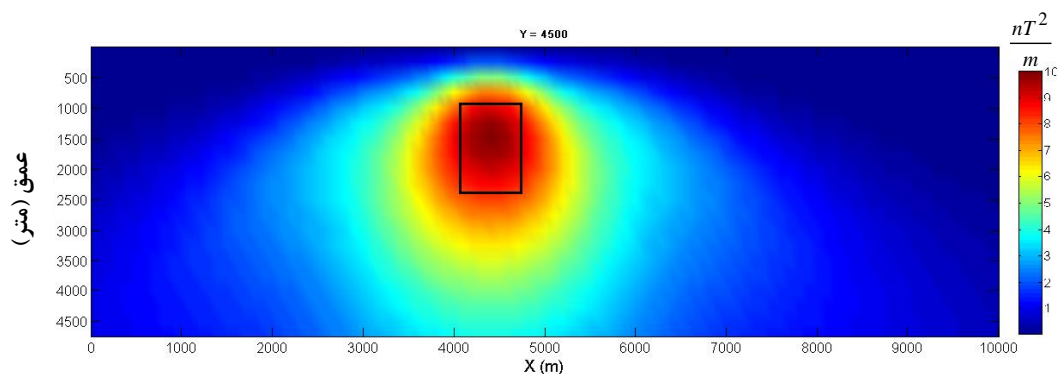
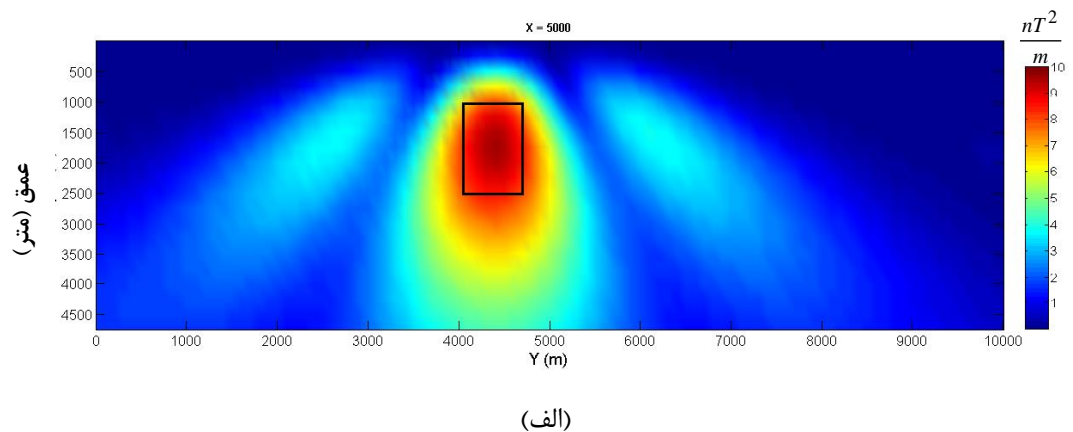
(ب)

شکل (۳-۳): (الف) مکعب مدفون با ابعاد  $1500 \times 1000 \times 1000$  متر که عمق بالایی آن در ۱۰۰۰ متری زیر زمین واقع شده است. (ب) بی‌هنجاری مغناطیسی محاسبه شده مدل فوق

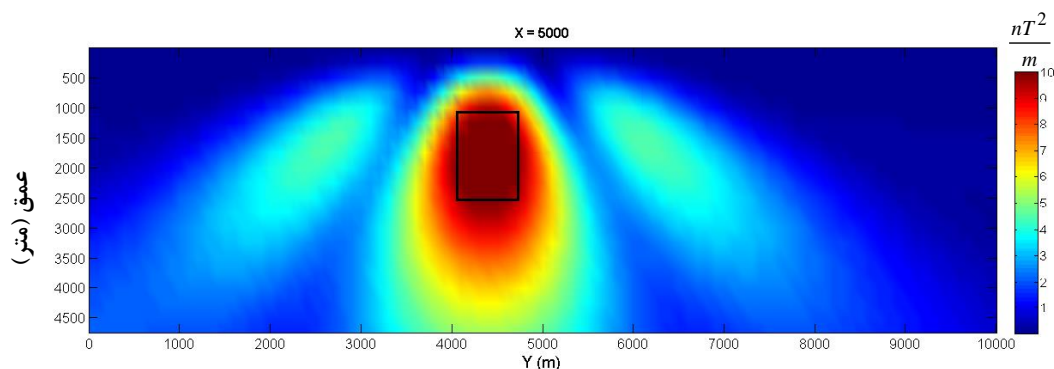
<sup>1</sup> Inclination (I)<sup>2</sup> Declination (D)

ضرایب موجک با به کار بردن دو نوع موجک مادر بر روی داده‌های مغناطیسی محاسبه شد. شکل (۳-۳) ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی را نشان می‌دهد که از مشتقات مرتبه اول افقی داده‌ها به دست آمده است. نتایج خیلی امیدوار کننده نمی‌باشد زیرا همبستگی بالایی بین عمق بالایی مدل مصنوعی و نمودارهای تبدیل موجک پیوسته دو بعدی مشاهده نمی‌گردد. نتایج تبدیل موجک پیوسته دو بعدی برای مشتقات مرتبه اول افقی و قائم داده‌ها در شکل (۳-۵) ارائه شده است. همبستگی بالا بین عمق بالایی بی‌هنجاری مغناطیسی و ضرایب موجک موید آن است که تخمین عمق با دقت بالایی صورت گرفته است.

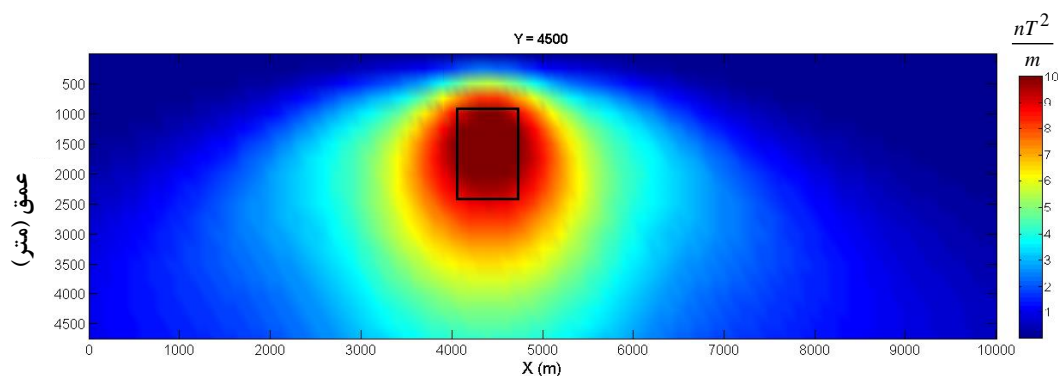
به منظور بررسی اثر بی‌هنجاری‌های مجاور در تخمین عمق منابع مغناطیسی، دو بلوک مغناطیسی ساده با ویژگی‌های مغناطیسی یکسان در عمق‌های ۱۰۰۰ و ۲۵۰۰ متری از سطح زمین در نظر گرفته شد. هندسه بلوک‌ها و دامنه بی‌هنجاری مغناطیسی آن در شکل (۳-۶) نشان داده شده است.



شکل (۳-۴): ضرایب موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی مرتبه اول. الف) برش در جهت محور  $y$  (ب) برش در جهت محور  $x$  (مستطیل موقعیت توده را نشان می‌دهد).



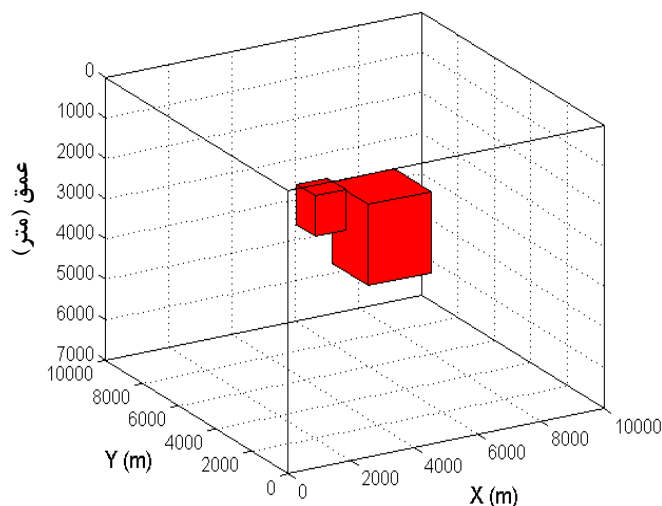
(الف)



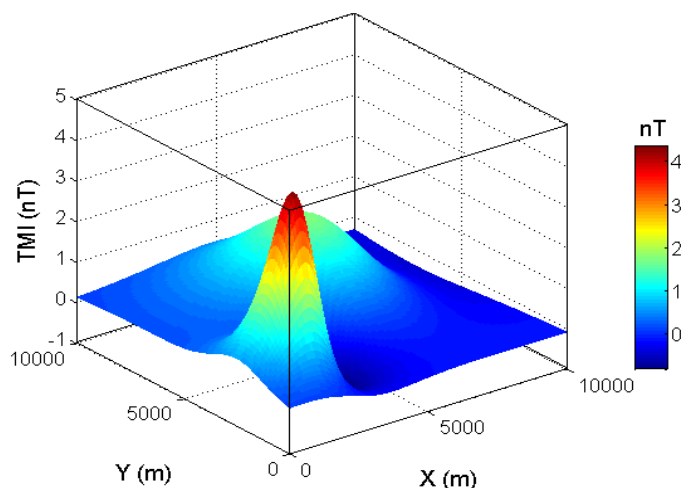
(ب)

شکل (۳-۵): ضرایب موجک پیوسته دو بعدی بر پایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول. الف) برش در جهت محور  $Y$  ب) برش در جهت محور  $X$  (مستطیل موقعیت توده را نشان می‌دهد).

برای این مدل نیز همانند مدل مصنوعی قبلی ضرایب موجک با بکارگیری مشتقات افقی و قائم به عنوان موجک مادر محاسبه شد. ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی حاصل از مشتقات افقی داده‌ها و مشتقات افقی و قائم داده‌ها به ترتیب در شکل‌های (۳-۷) و (۳-۸) نمایش داده شده‌اند. نتایج شکل (۳-۷) رضایت بخش نبوده اما در شکل (۳-۸) همبستگی بالایی بین عمق‌های بالایی بلوک‌ها و مقادیر بیشینه نمودارهای تبدیل موجک پیوسته دو بعدی دیده می‌شود.



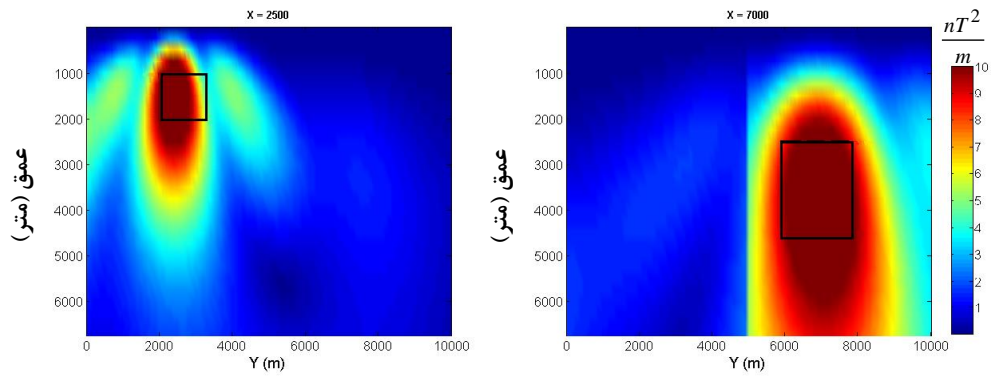
(الف)



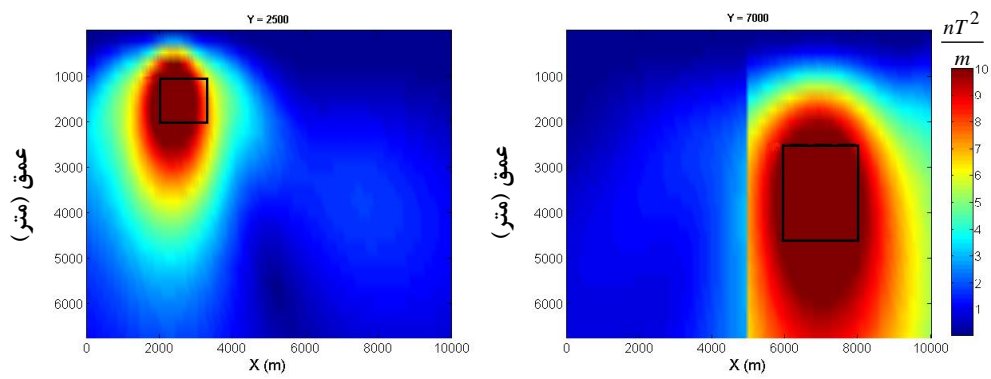
(ب)

شکل (۳-۶): (الف) دو بلوک مدفون که عمق‌های بالایی آنها به ترتیب در ۱۰۰۰ و ۲۵۰۰ متری زیر زمین واقع شده است. (ب) بی‌هنجاری مغناطیسی آنها

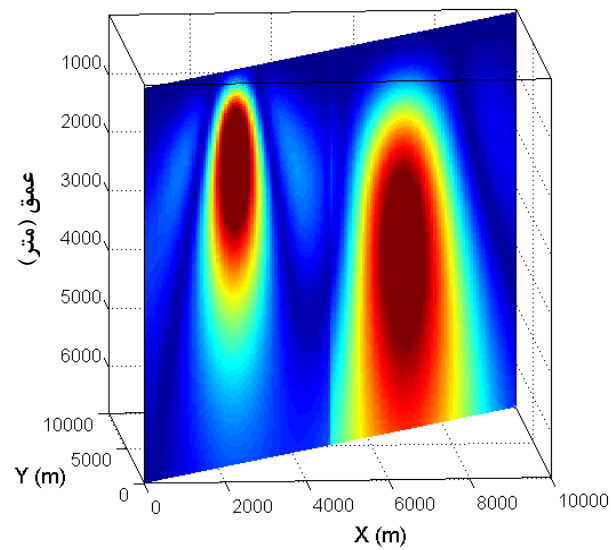
در ادامه به منظور مقایسه نتایج به دست آمده از تبدیل موجک پیوسته دو بعدی، عمق بالایی مدل‌های مصنوعی به کار گرفته شده با روش‌های مرکزبایی و مدل سازی پیشرو پیک طیفی نیز تخمین زده شدند. در شکل‌های (۳-۹ الف و ب) تخمین عمق بالایی مدل‌های مصنوعی با روش مرکزبایی ارائه شده است. برای مدل مصنوعی اول که در آن توده واحد در عمق ۱۰۰۰ متری زیر زمین واقع شده است،



(الف)

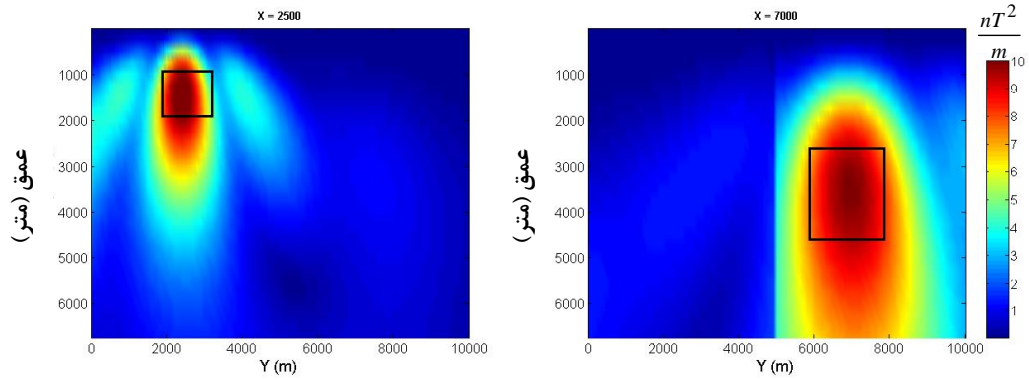


(ب)

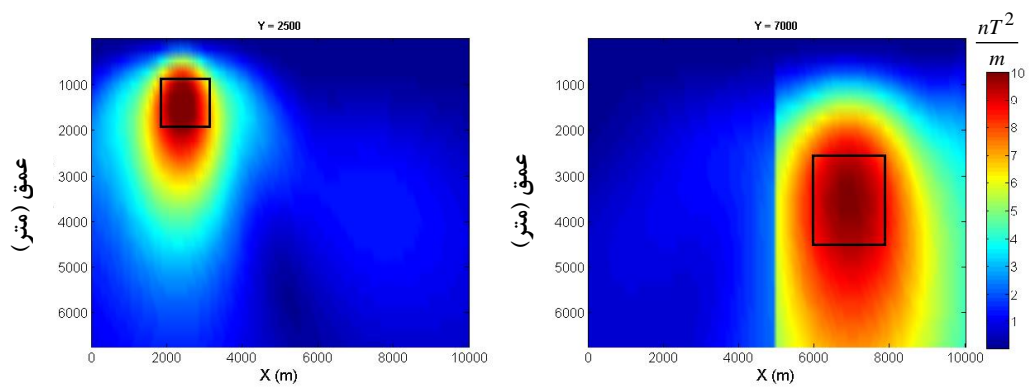


(ج)

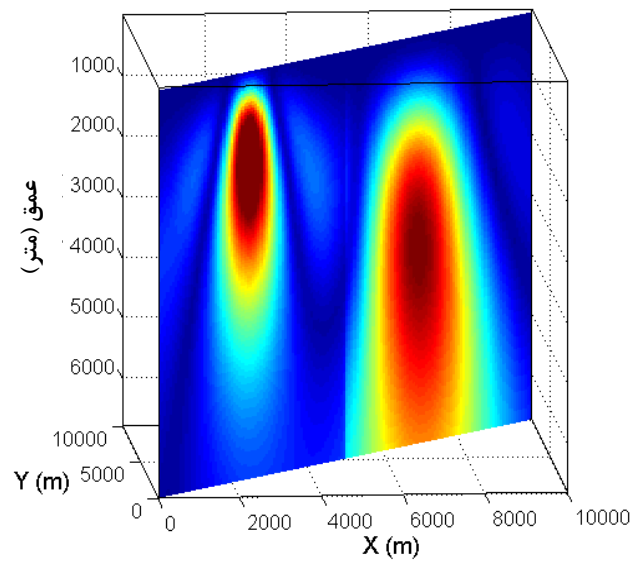
شکل (۳-۷): نتایج موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی مرتبه اول. الف) برش در جهت محور  $Y$  (ب) برش در جهت محور  $X$  (ج) برش قطری (مستطیل موقعیت توده را نشان می‌دهد).



(الف)



(ب)

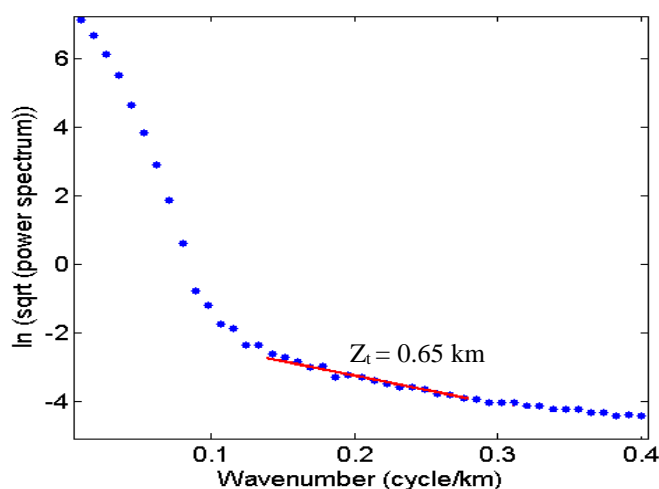


(ج)

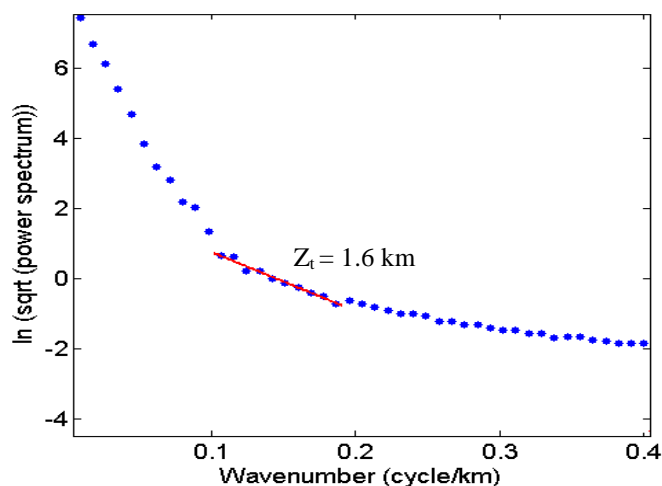
شکل (۳-۸): نتایج موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول. الف) برش در جهت محور  $Y$  (ب) برش در جهت محور  $X$  (ج) برش قطری (مستطیل موقعیت توده را نشان می‌دهد).



عمق ۶۵۰ متر به دست آمد و برای مدل مصنوعی دوم که در آن دو توده در کنار هم و به ترتیب در عمق‌های ۱۰۰۰ و ۲۵۰۰ متری قرار دارند، عمق بالایی ۱۶۰۰ متر تخمین زده شد. در شکل (۳-۱۰) الف و ب) تخمین عمق مدل‌های مصنوعی با روش مدل سازی پیشرو پیک طیفی ارائه شده است. با استفاده از این روش برای مدل اول عمق بالایی ۵ کیلومتر و برای مدل مصنوعی دوم عمق بالایی ۴/۲ کیلومتر به دست آمد.

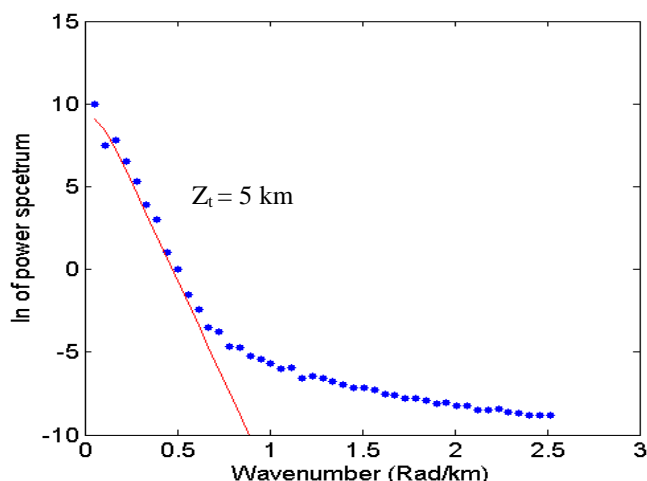


(الف)

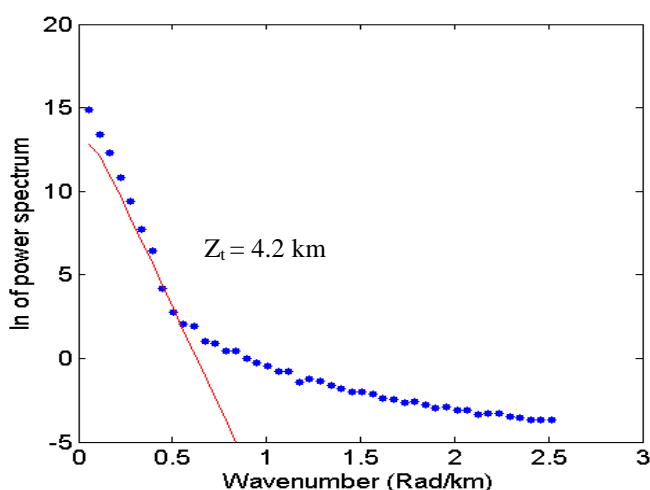


(ب)

شکل (۳-۹): تخمین عمق بالایی مدل‌های مصنوعی با روش مرکزبایی. الف) مدل مصنوعی واقع در عمق ۱۰۰۰ متری زمین ب) مدل مصنوعی شامل دو بلوک واقع در عمق‌های ۱۰۰۰ و ۲۵۰۰ متری.



(الف)

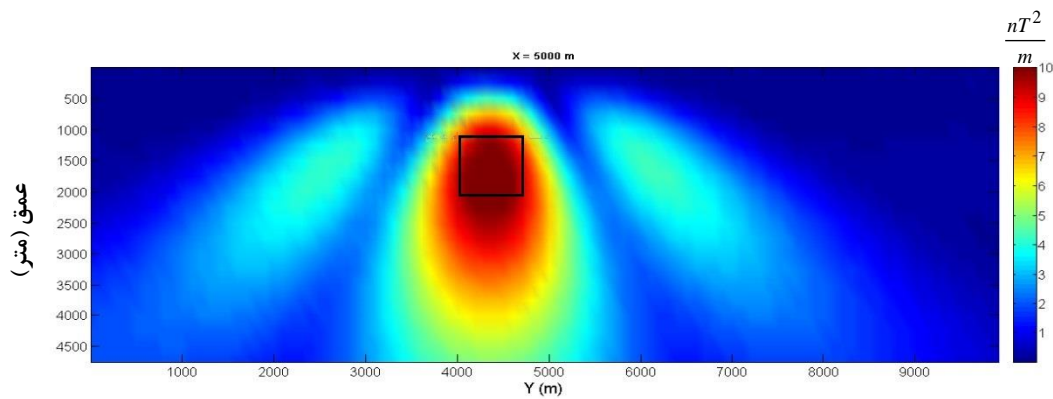


(ب)

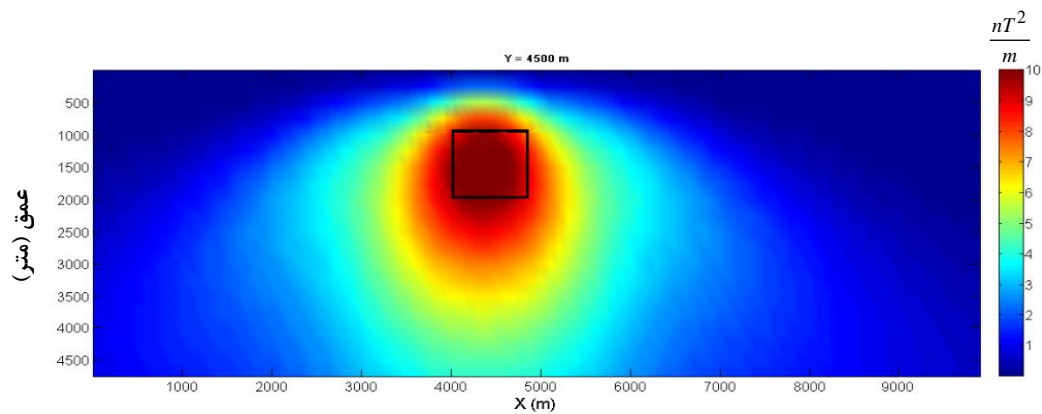
شکل (۳-۱۰): تخمین عمق بالایی مدل‌های مصنوعی با روش مدل سازی پیشرو پیک طیفی. الف) مدل مصنوعی واقع در عمق ۱۰۰۰ متری زمین ب) مدل مصنوعی شامل دو بلوک واقع در عمق‌های ۱۰۰۰ و ۲۵۰۰ متری.

با توجه به نتایج مدل‌های مصنوعی و دقت تخمین عمق بالایی بلوک‌ها در هر کدام از روش‌ها، می‌توان گفت که موجک‌های مادر تولید شده حاصل از مشتقات افقی و قائم داده‌های مغناطیسی مکعب واحد دقت بهتری در تخمین عمق منابع دارد و می‌تواند در تخمین عمق داده‌های واقعی نیز به کار گرفته شود. به منظور بررسی پایداری روش مورد نظر، به داده‌های مدل‌های مصنوعی اشاره شده ۱۰ درصد نوفه با توزیع گوسی اضافه شد و سپس با استفاده از موجک‌های مشتقات افقی و قائم تخمین عمق

بی‌هنجاری‌ها انجام شد. نتایج ارائه شده در شکل‌های (۳-۱۱) و (۳-۱۲) حاکی از آن است که این روش به نوفه حساس نبوده و عمق بی‌هنجاری‌ها تغییری نمی‌کند.

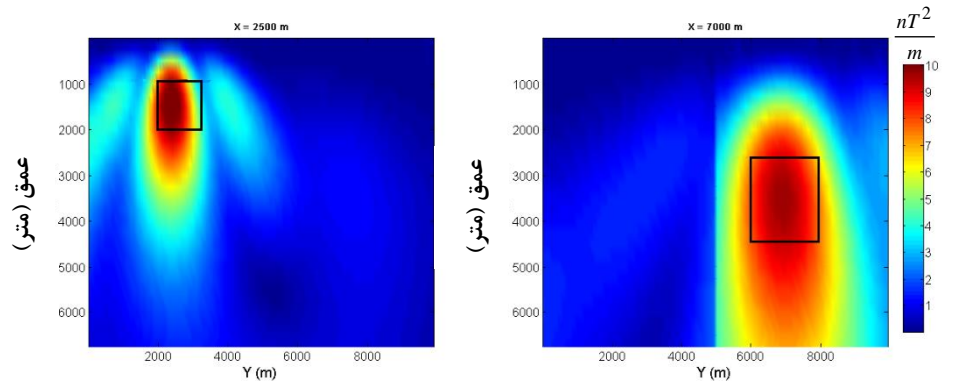


(الف)

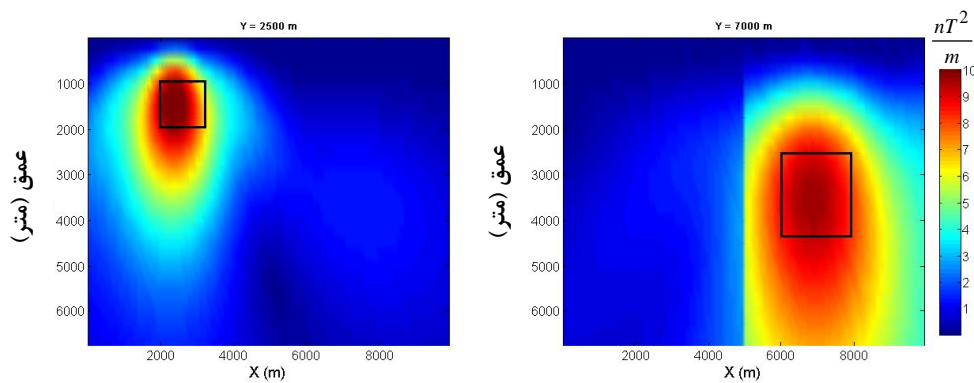


(ب)

شکل (۳-۱۱): نتایج موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول برای داده‌هایی با ۱۰ درصد نوفه با توزیع گوسی. الف) برش در جهت محور  $Y$  ب) برش در جهت محور  $X$  (مستطیل موقعیت توده را نشان می‌دهد).



(الف)



(ب)

شکل (۳-۱۲): نتایج موجک پیوسته دو بعدی برپایه مشتقات افقی و قائم مرتبه اول برای داده‌هایی با ۱۰ درصد نوفه با توزیع گوسی. الف) برش در جهت محور  $Y$  (ب) برش در جهت محور  $X$  (مستطیل موقعیت توده را نشان می‌دهد).

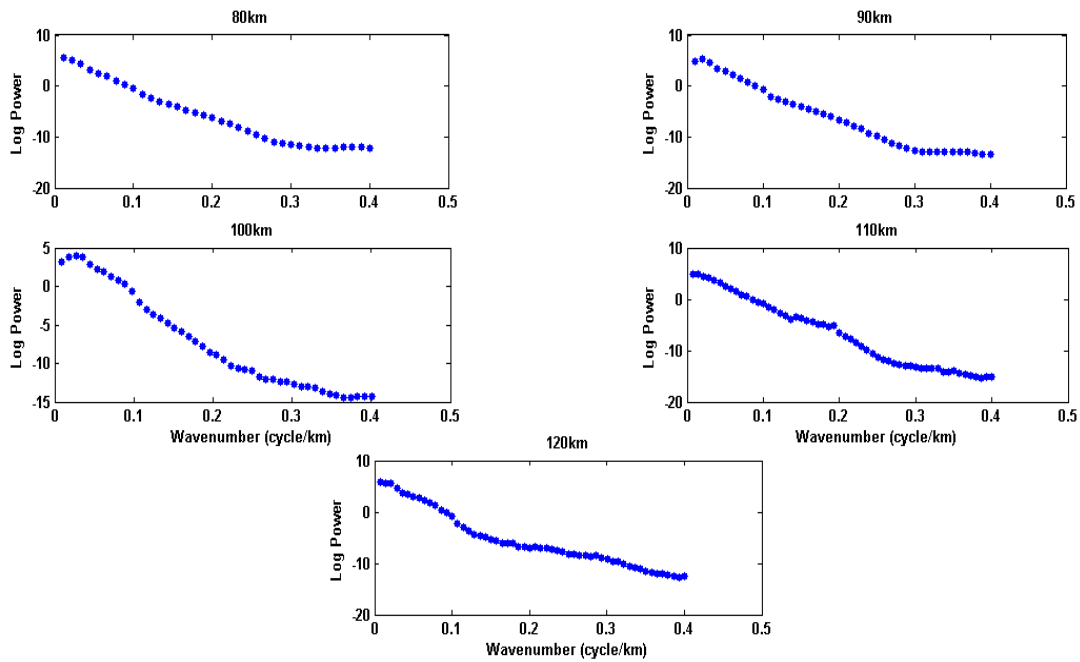
### ۳-۵- کاربرد تبدیل موجک پیوسته دو بعدی در تخمین عمق داده‌های واقعی

بلوک بندی بهینه نقشه مغناطیس هوایی منطقه مورد مطالعه جهت محاسبه طیف توان، گامی اساسی در آشکار سازی عمق واقعی بالایی و کف منابع مغناطیسی است. در چند دهه گذشته ایده‌های متفاوتی برای تعیین بهینه ابعاد بلوک ارائه شده است که در فصول دوم به آن پرداخته شد. در این رساله به منظور بلوک بندی نقشه مغناطیس هوایی منطقه سبلان (استان اردبیل) یک برنامه در محیط اکسل تهیه شد که براساس آن بلوک بندی با ابعاد متغیر از ۵۰ تا ۴۰۰ کیلومتر با گام افزایشی ۱۰ کیلومتر انجام شد. سپس طیف توان شعاعی داده‌های هر بلوک محاسبه گردید. براساس یافته‌های قبلی اگر در

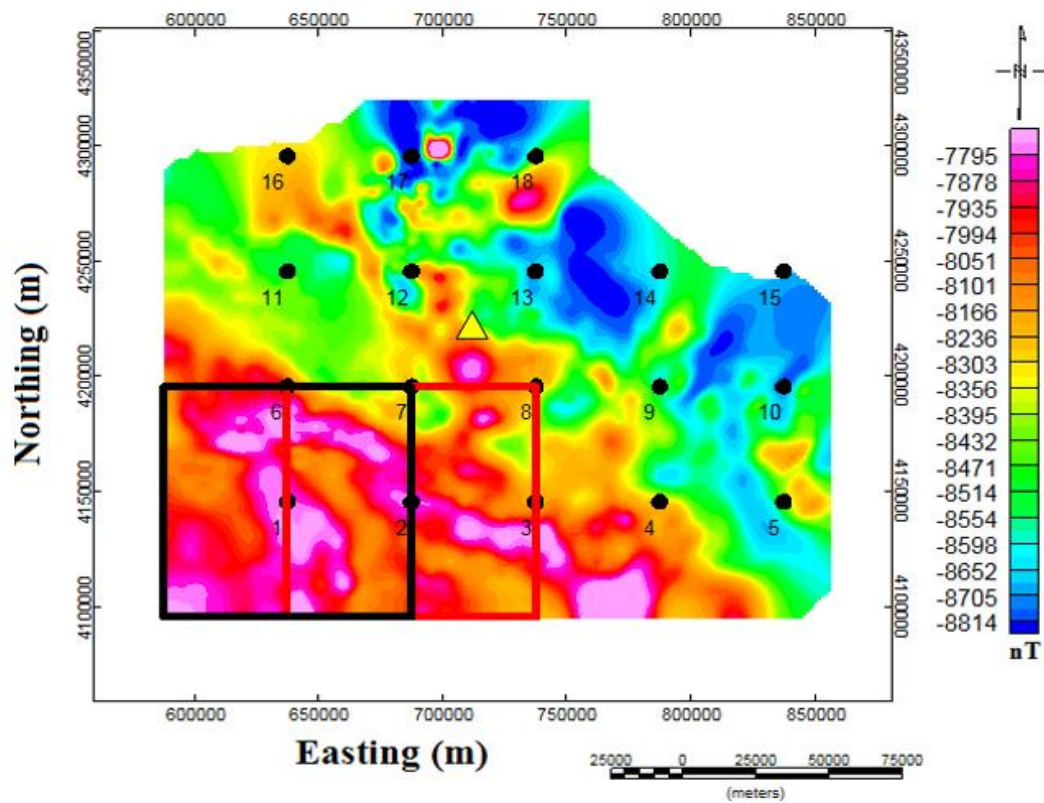
طیف توان شعاعی ۸۰ درصد بلوک‌ها، پیک طیفی مشاهده گردد عمق کف منابع مغناطیسی آشکار شده و ابعاد بهینه بلوک انتخاب شده است (Bansal et al., 2011). با اجرای این برنامه و محاسبه طیف توان شعاعی بلوک‌ها، مشاهده شد که در طیف توان شعاعی اکثر بلوک‌ها با ابعاد  $100 \times 100$  کیلومتر پیک طیفی وجود دارد در صورتی که در بلوک‌هایی با ابعاد کمتر و بیشتر این پدیده دیده نشد (شکل ۳-۱۳). با این تفاسیر نقشه برگردان به قطب شده<sup>۱</sup> منطقه مورد مطالعه به ۱۸ بلوک با بهینه ابعاد  $100 \times 100$  کیلومتر با همپوشانی ۵۰ درصد با بلوک‌های مجاور تقسیم شد (شکل ۳-۱۴). سپس تبدیل موجک پیوسته دو بعدی برای تخمین عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی هر بلوک به کار گرفته شد.

برای مثال شکل (۳-۱۵) بلوک اول و محل مقاطع را بر روی آن نشان می‌دهد. شکل (۳-۱۶) نتایج ضرایب موجک برای بلوک اول را در جهات مختلف نشان می‌دهد. نتایج ضرایب موجک برای بقیه بلوک‌ها در جهات مختلف در پیوست (ب) آورده شده است. برای هر بلوک به دلیل تعداد زیاد بی‌هنجاری‌های مغناطیسی، متوسط عمق بالایی آنها لحاظ شد (Provins, 2004). در جدول (۳-۱) عمق بالایی به دست آمده با استفاده از تبدیل موجک پیوسته دو بعدی برای همه ۱۸ بلوک استان اردبیل آورده شده است. علاوه بر این عمق بالایی بدست آمده برای هر بلوک با روش‌های مرکزبایی و مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی نیز در این جدول ارائه شده است. با توجه به جدول (۳-۱) عمق‌های به دست آمده برای روش مرکزبایی نسبت به عمق‌های به دست آمده برای دو روش دیگر بسیار کمتر است دلیل این امر می‌تواند بازه عدد موجی باشد که برای برازش خط در نظر گرفته می‌شود. کمترین تغییر در بازه انتخابی عدد موج برای برازش خط ممکن است سبب اختلاف زیادی در عمق تخمینی گردد. تخمین عمق با روش مدل‌سازی پیشرو پیک طیفی نیز زمانی که پیک طیفی در طیف مورد نظر مشاهده نگردد با خطای بسیار زیادی همراه است. علاوه بر این برازش طیف مدل شده به طیف مشاهده‌ای در بعضی از موارد

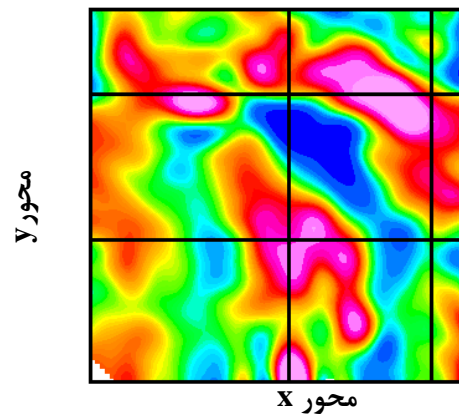
<sup>۱</sup> Reduced to pole (RTP)



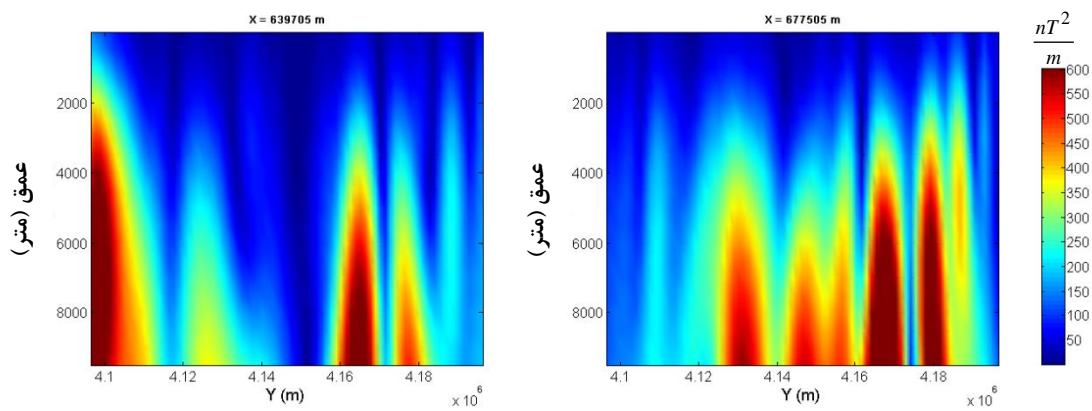
شکل (۳-۱۳): انتخاب بهینه ابعاد بهینه بلوک با توجه به پیک طیفی برای یکی از بلوک ها



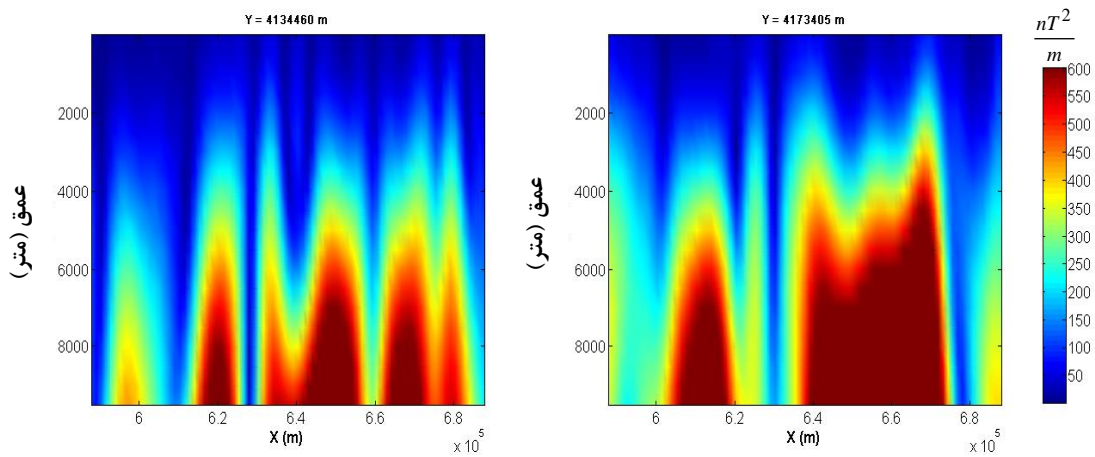
شکل (۳-۱۴): انتخاب بلوک‌های همپوشانی شده بر روی نقشه برگردان به قطب. دایره‌های توپر و مثلث زرد رنگ به ترتیب بیانگر مراکز بلوک‌ها و کوه سیلان می‌باشد.



شکل (۳-۱۵): محل مقاطع برای بلوک ۱ در جهات مختلف



(الف)



(ب)

شکل (۳-۱۶): نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱ سبلان. الف) در جهت محور Y

ب) در جهت محور X

جدول (۳-۱): عمق بالایی منابع مغناطیسی محاسبه شده با روش‌های تبدیل موجک، مرکزیابی و پیک طیفی

شماره بلوک	موقعیت جغرافیایی مرکز بلوک (UTM) (متر)		عمق بالایی ( $Z_t$ ) به کیلومتر	عمق بالایی ( $Z_t$ ) به کیلومتر	عمق بالایی ( $Z_t$ ) به کیلومتر
	شرقی	شمالی	(روش موجک)	(روش مرکزیابی)	(روش پیک طیفی)
۱	۶۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۶/۰	۲/۶	۶/۵
۲	۶۸۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۵/۰	۲/۵	۵/۳
۳	۷۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۵/۰	۲/۴	۷/۱
۴	۷۸۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۶/۰	۲/۷	۶/۷
۵	۸۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۴/۵	۱/۷	۷/۰
۶	۶۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۴/۵	۲/۴	۶/۳
۷	۶۸۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۵/۰	۲/۶	۵/۸
۸	۷۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۴/۵	۱/۹	۶/۵
۹	۷۸۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۴/۰	۲/۲	۶/۱
۱۰	۸۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۴/۰	۲/۱	۶/۸
۱۱	۶۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۴/۵	۲/۲	۵/۲
۱۲	۶۸۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۵/۰	۲/۴	۴/۹
۱۳	۷۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۴/۰	۲/۳	۵/۰
۱۴	۷۸۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۳/۵	۱/۸	۵/۸
۱۵	۸۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۴/۰	۱/۶	۶/۳
۱۶	۶۳۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۴/۰	۱/۹	۵/۵
۱۷	۶۸۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۴/۵	۱/۲	۴/۱
۱۸	۷۳۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۴/۰	۲/۲	۵/۶

بسیار سخت است و بیشتر خود مفسر تصمیم می‌گیرد که در چه حالتی بهترین برازش صورت گرفته است. اما با ارائه و بکارگیری موجک پیوسته دو بعدی در این رساله تمامی این مشکلات تا حدودی حل شد. در این روش می‌توان عمق توده مورد نظر را به طور مستقیم از روی مقاطع ضرایب موجک به دست آورد بدون اینکه به اطلاعات اضافی نیاز باشد.





---

## فصل چهارم

---

تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری‌های  
مغناطیسی با استفاده از روش‌های وارون‌سازی

#### ۴-۱- مقدمه

وارون سازی از مسائل کلیدی در علوم طبیعی به شمار می‌روند. شکل گیری آنها براساس درک ما نسبت به دنیای پیرامون ما می‌باشد. زمانی که هدف، مطالعه قوانین فیزیکی و یا ساختار درونی زمین باشد، نسبت به جمع آوری داده اقدام شده و تلاش می‌شود تا اطلاعات مورد نیاز از آنها استخراج شود. در ژئوفیزیک، داده‌های مشاهده‌ای معمولاً میدان‌های فیزیکی می‌باشند که توسط منابع طبیعی و یا مصنوعی ایجاد می‌شوند. ژئوفیزیکدان‌ها جهت بازسازی ساختار داخلی زمین و یا تعیین پارامترهای فیزیکی سنگ‌ها سعی می‌کنند که از این داده‌ها استفاده کنند. با توجه به مباحث مطرح شده، برخی از محققین از خاصیت فرکتالی مغناطیدگی پوسته زمین در محاسبات خود در تخمین عمق منابع مغناطیسی استفاده کرده‌اند اما روش خاصی برای محاسبه این پارامتر ارائه نکرده‌اند و اکثراً مقدار این پارامتر را برای منطقه مورد مطالعه خود ثابت در نظر گرفته بودند. لذا در این فصل سعی خواهد شد که برای اولین بار پارامتر فرکتالی و ضخامت منابع مغناطیسی با بهره‌گیری از روش‌های وارون سازی محاسبه گردد.

#### ۴-۲- وارون سازی داده‌های ژئوفیزیکی

دو نوع مساله وجود دارد که از آنها به عنوان مساله وارون سازی یاد می‌شود. رایج ترین این مسائل تخمین تعداد کمی پارامتر است در حالی که تعداد داده‌ها بیش از تعداد مجهولات است. به این دسته از مسایل، مساله تخمین پارامتر<sup>۱</sup> گویند. این مسائل را می‌توان با استفاده از روش حداقل مربعات حل نمود. دسته دوم مسائلی هستند که هدف اصلی در آنها تعیین یک تابع است که معمولاً توزیع فضایی یک پارامتر فیزیکی را بیان می‌کند (Oldenburg and Pratt, 2007). در این گونه از مسائل معمولاً تعداد مجهولات بیش از تعداد داده‌ها است.

<sup>1</sup> Parameter estimation

به طور کلی ارتباط بین هر داده ژئوفیزیکی با پارامترهای مدل آن را می‌توان به شکل زیر نوشت (Aster et al., 2005):

$$d(s) = \int g(x, s)m(x)dx \quad (1-4)$$

که در آن:  $d(s)$  پاسخ (داده) قابل اندازه‌گیری مدل بوده و  $m(x)$  تابعی است که وابسته به خواص فیزیکی زمین است این خواص فیزیکی پارامترهای مدل<sup>۱</sup> نام دارند.  $g(x, s)$  کرنل‌های داده<sup>۲</sup> نامیده می‌شوند که رابطه بین داده‌ها و پارامترهای مدل را بیان می‌کند. چون حل رابطه فوق در موارد متعدد دشوار است با استفاده از گسسته سازی می‌توان آن را به شکل زیر نوشت:

$$d = G(m) \quad (2-4)$$

که در آن  $d$  بردار داده است. در عمل ممکن است  $d$  تابعی از مکان یا زمان و یا مجموعه‌ای از مشاهدات مجزا باشد. معمولاً مشاهدات انجام شده به شکل داده‌هایی همراه با کمی نوفه هستند. یعنی هر داده از دو قسمت سیگنال و نوفه تشکیل شده است.  $m$  بردار پارامترهای مدل بوده و  $G$  ماتریسی است که داده‌ها و پارامترهای مدل را به یکدیگر ربط می‌دهند. عملگر  $G$  می‌تواند به شکل یک معادله دیفرانسیل معمولی و یا یک معادله دیفرانسیل با مشتقات جزئی باشد، و یا حتی می‌تواند سیستم معادلات خطی و یا غیر خطی باشد.

اگر بخواهیم با داشتن  $m$  و با استفاده از رابطه (۲-۴) مقادیر  $d$  (پاسخ مدل) را محاسبه نماییم، مسئله مدل‌سازی پیشرو<sup>۳</sup> نامیده می‌شود. اگر بخواهیم با داشتن مقادیر  $d$  مقادیر پارامترهای مدل یا همان  $m$  را به دست آوریم، مسئله وارون سازی<sup>۴</sup> یا مدل سازی معکوس نامیده می‌شود (Menke, 2012). قبل از برخورد با مسئله وارون سازی باید مسئله پیشرو حل شود. مسئله پیشرو محاسبه پاسخ فیزیکی مدل شناخته شده زمین است. هدف مسئله وارون سازی پیدا کردن پارامترهای مدل یعنی  $m$  به گونه‌ای

<sup>1</sup> Model parameters

<sup>2</sup> Data kernels

<sup>3</sup> Forward modelling

<sup>4</sup> Inverse problem

است که داده‌های مشاهده‌ای همراه با نوفه را تولید کند. فرایند مدل‌سازی وارون از فرایند مدل‌سازی پیشرو دشوارتر است. دلیل اول این است که داده‌های ژئوفیزیکی وابسته به توزیع فضایی خواص فیزیکی مدل هستند و اطلاعات در مورد این خواص با ترکیب پیچیده‌ای در داده‌ها قرار گرفته‌اند. دلیل دوم این است که نباید انتظار داشت که توزیع فضایی خواص فیزیکی مدل را بتوان با تعداد اندکی از داده‌ها و به صورت یکتا مشخص نمود. بنابراین هر جوابی که با استفاده از الگوریتم‌های وارون‌سازی حاصل شود، یکتا نیست. انتخاب یک جواب (بهترین حدس) نیاز به اطلاعات بیشتر دارد (Oldenburg and Li, 2005). بنابراین می‌توان گفت که وارون‌سازی فرایندی ریاضی جهت به دست آوردن پارامترهای مدل است، که داده‌های مشاهده‌ای را توضیح می‌دهد. داده‌های مشاهده‌ای، داده‌های ژئوفیزیکی اندازه‌گیری شده هستند و پارامترهای مدل، خواص فیزیکی هستند که در فضای زیر سطحی توزیع شده‌اند (Williams, 2008).

از جمله مهم‌ترین مسائلی که در وارون‌سازی با آن مواجه می‌شویم، بحث وجود جواب<sup>۱</sup>، یکتایی جواب<sup>۲</sup> و ناپایداری در روند حل<sup>۳</sup> است (Aster et al., 2005). که به شرح ذیل بیان می‌شوند:

۱- وجود جواب: ممکن است مدلی وجود نداشته باشد که دقیقاً بر داده‌ها منطبق گردد. این مشکل می‌تواند به این دلیل پیش آید که مدل ریاضی که فیزیک سیستم را توضیح می‌دهد تقریبی بوده و یا داده‌ها دارای نوفه باشند.

۲- یکتایی جواب: اگر جواب دقیق وجود داشته باشد، ممکن است که یکتا نباشد. یعنی جواب‌های دیگری در کنار  $m_{true}$  وجود داشته باشند که جواب آنها نیز  $d_{true} = G(m)$  باشد.

۳- ناپایداری روند حل: فرایند وارون‌سازی اغلب اوقات می‌تواند به شدت ناپایدار شود. طوری که تغییرات کوچکی در مقدار داده‌ها می‌تواند منجر به تغییرات شدیدی در مدل تخمین زده شده شود.

<sup>1</sup> Solution existence

<sup>2</sup> Solution uniqueness

<sup>3</sup> Instability of the solution process

اگر مسئله وارون سازی یکی از شرایط وجود جواب، یکتایی و یا پایداری جواب را نداشته باشد به آن بد حالت<sup>۱</sup> گویند (Hansen, 2010).

#### ۳-۴ - مسائل وارون سازی خطی

اگر یک مسئله عمومی ژئوفیزیکی به صورت رابطه (۲-۴) در نظر گرفته شود که در آن  $m$  بیانگر پارامترهای مدل و  $d$  داده‌های ژئوفیزیکی مشاهده‌ای باشد. ما فرض می‌کنیم که  $N$  اندازه گیری در یک تست ژئوفیزیکی صورت گرفته است. این داده‌ها اجزای  $N$  بعدی بردار  $d$  را تشکیل خواهند داد. علاوه بر این پارامترهای مدل نیز می‌توانند به صورت زیر اجزای  $L$  بعدی بردار  $m$  را تشکیل دهند:

$$d = [d_1, d_2, d_3, \dots, d_N]^T,$$

$$m = [m_1, m_2, m_3, \dots, m_L]^T,$$

که در آن:  $T$  نماد ترانهاده دو بردار می‌باشد. در مواردی که  $G$  یک عملگر خطی  $N \times L$  باشد معادله (۲-۴) را می‌توان به صورت مسئله وارون سازی گسسته خطی نوشت:

$$d = Gm \quad (۳-۴)$$

رابطه (۳-۴) یک سیستم از  $N$  معادله خطی با  $L$  پارامتر مجهول را توصیف می‌کند:

$$d_i = \sum_{j=1}^L G_{ij} m_j, \quad i = 1, 2, 3, \dots, N. \quad (۴-۴)$$

در نتیجه حل مساله وارون سازی رابطه (۲-۴) به معنای حل سیستم معادلات خطی رابطه (۴-۴) نسبت به پارامترهای  $m_1, m_2, m_3, \dots, m_L$  است.

رابطه (۴-۴) فرو برآورد<sup>۲</sup> نامیده می‌شود اگر  $N < L$ . اگر  $N > L$  باشد رابطه (۴-۴) فرا برآورد<sup>۳</sup> خواهد بود.

<sup>1</sup> Ill-posed

<sup>2</sup> Underdetermined

<sup>3</sup> Overdetermined

ساده‌ترین راه برای حل معادلات به شکل رابطه (۴-۳)، استفاده از روش حداقل مربعات<sup>۱</sup> است. یک راه مناسب برای حل این مساله، یافتن پارامترهای مدل به شکلی است که عدم برازش<sup>۲</sup> بین داده‌های واقعی و  $Gm$  را کمینه نماید. این مقدار عدم برازش را می‌توان باقیمانده<sup>۳</sup> نامید ( $r = d - Gm$ ). یکی از روش‌هایی که برای اندازه‌گیری عدم برازش بکار می‌روند نرم-۲ باقیمانده‌ها است یعنی

$$\|r\|_2 = \|d - Gm\|_2 = \sqrt{\sum_{i=1}^m (d_i - (Gm)_i)^2}$$

مربعات<sup>۴</sup> است (Menke, 2012).

$$\min \|d - Gm\|_2 \quad (۵-۴)$$

مسائل بدحالت را نمی‌توان با استفاده از رابطه (۵-۴) حل کرد. چون به دلیل ماهیت مسائل بدحالت، خطاهای کوچک در داده‌ها می‌تواند باعث بوجود آمدن خطاهای بزرگ در پارامترهای مدل شود (Hansen, 2010).

#### ۴-۴- مسائل وارون سازی غیر خطی

در این گونه مسائل عملگر  $G$  به صورت غیر خطی می‌باشد یعنی رابطه بین داده‌های مشاهده شده و پارامترهای مدل غیر خطی است. این مسائل همانند مسائل خطی از اصول برهم‌نهی<sup>۵</sup> و مقیاس بندی شده<sup>۶</sup> تبعیت نمی‌کنند. در بسیاری از مسائل وارون سازی ژئوفیزیکی با این گونه مسائل روبرو می‌شویم. تئوری عمومی برای حل این گونه مسائل وجود ندارد و معمولاً از روش‌های تکرار<sup>۷</sup> برای حل آنها استفاده می‌شود.

<sup>1</sup> Least square

<sup>2</sup> Misfit

<sup>3</sup> Residual

<sup>4</sup> Least squares solution

<sup>5</sup> Superposition

<sup>6</sup> Scaling

<sup>7</sup> Iterative

برای حل مسائل غیر خطی، ابتدا مساله باید در هر مرحله تکرار به صورت خطی تبدیل شود و سپس با روش‌های خطی مساله حل می‌گردد. در نتیجه وارون سازی این گونه داده‌ها حجم محاسباتی بالاتری خواهد داشت.

#### ۴-۴-۱- روش لونبرگ-مارکوارت<sup>۱</sup> برای حل مسائل حداقل مربعات غیر خطی

اگر سیستم معادلات غیر خطی به صورت  $d = Gm$  باشد، در حالی که داده‌ها دارای انحراف معیار خاصی نیز باشند، هدف یافتن مجموعه‌ای از پارامترها می‌باشد که بهترین برازش را به داده‌ها داشته باشند در حالی که نرم-۲ باقیمانده‌ها کمینه گردد. با توجه به روش حداقل مربعات، تابع هدف مورد نظر به صورت زیر خواهد بود (Aster et al., 2005):

$$f(m) = \sum_{i=1}^m \left( \frac{G(m)_i - d_i}{\sigma_i} \right)^2 \quad (۶-۴)$$

همچنین توابع با مقدار کمی به صورت زیر تعریف می‌گردند:

$$f_i(m) = \frac{G(m)_i - d_i}{\sigma_i} \quad i = 1, 2, \dots, m \quad (۷-۴)$$

اگر تابع  $F(m)$  به صورت زیر ارائه گردد:

$$F(m) = \begin{bmatrix} f_1(m) \\ \vdots \\ f_m(m) \end{bmatrix} \quad (۸-۴)$$

بنابراین می‌توان نوشت:

$$f(m) = \sum_{i=1}^m f_i(m)^2 = \|F(m)\|_2^2 \quad (۹-۴)$$

مشتق  $f(m)$  می‌تواند به صورت مجموع مشتقات هر کدام از  $f_i(m)$  ها باشد:

<sup>۱</sup> Levenberg-Marquardt



$$\nabla f(m) = \sum_{i=1}^m \nabla (f_i(m)^2) \quad (10-4)$$

عناصر مشتق  $f(m)$  به صورت زیر خواهند بود:

$$(\nabla f(m))_j = \sum_{i=1}^m 2f_i(m)(\nabla f_i(m))_j \quad (11-4)$$

اگر مشتق به صورت رابطه ماتریسی بیان شود، خواهیم داشت:

$$\nabla f(m) = 2J(m)^T F(m) \quad (12-4)$$

که در آن ژاکوبین<sup>۱</sup> ( $J(m)$ ) به صورت ذیل تعریف می‌شود:

$$J(m) = \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1(m)}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial f_1(m)}{\partial m_n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_m(m)}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial f_m(m)}{\partial m_n} \end{bmatrix} \quad (13-4)$$

مشابه روشی که در بالا اشاره شد مشتق دوم<sup>۲</sup>  $f(m)$  با استفاده از  $f_i(m)$  به صورت زیر به دست خواهد آمد:

$$H(f(m)) = \sum_{i=1}^m H(f_i(m)^2) \quad (14-4)$$

$$= \sum_{i=1}^m H^i(m) \quad (15-4)$$

که در آن:  $H^i(m)$  مشتق دوم  $f_i(m)^2$  می‌باشد.

پس در نتیجه برای عبارت  $H_{j,k}^i(m)$  خواهیم داشت:

$$H_{j,k}^i(m) = \frac{\partial^2 (f_i(m)^2)}{\partial m_j \partial m_k} \quad (16-4)$$

<sup>1</sup> Jacobian

<sup>2</sup> Hessian

$$= \frac{\partial}{\partial m_j} (2f_i(m) \frac{\partial f_i(m)}{\partial m_k}) \quad (17-4)$$

$$= 2 \left( \frac{\partial f_i(m)}{\partial m_j} \frac{\partial f_i(m)}{\partial m_k} + f_i(m) \frac{\partial^2 f_i(m)}{\partial m_j \partial m_k} \right) \quad (18-4)$$

در نتیجه:

$$H(f(m)) = 2J(m)^T J(m) + Q(m) \quad (19-4)$$

که در آن:

$$Q(m) = 2 \sum_{i=1}^m f_i(m) H(f_i(m)) \quad (20-4)$$

در روش گوس- نیوتن از عبارت  $Q(m)$  رابطه (۱۹-۴) صرف نظر شود و مشتق دوم به به صورت زیر تقریب زده می‌شود:

$$H(f(m)) \approx 2J(m)^T J(m) \quad (21-4)$$

با اجرای روش نیوتن ( $H(f(m))\Delta m = -\nabla f(m)$ ) جهت کمینه کردن  $f(m)$  با استفاده از روابط (۱۲-۴) و (۲۱-۴) خواهیم داشت:

$$J(m)^T J(m)\Delta m = -J(m)^T F(m) \quad (22-4)$$

با اینکه روش گوس- نیوتن در عمل روش خوبی است و اساس آن بر پایه روش نیوتن می‌باشد، اما در این روش ممکن است ماتریس  $J(m)^T J(m)$  تکین<sup>۱</sup> باشد و وارون پذیر نباشد. پس در چنین مواقعی نمی‌توان از این روش جهت محاسبه  $\Delta m$  استفاده کرد. جهت رفع این مشکل روش لونبرگ - مارکوارت پیشنهاد شد که براساس آن، رابطه (۲۲-۴) به صورت زیر اصلاح می‌گردد:

$$(J(m)^T J(m) + \lambda I)\Delta m = -J(m)^T F(m) \quad (23-4)$$

<sup>۱</sup> Singular

در این روش، یکی از مهم‌ترین مسائل انتخاب پارامتر  $\lambda$  می‌باشد. مقدار این پارامتر بزرگتر یا مساوی صفر می‌تواند باشد. یکی از تفاوت‌های اساسی این پارامتر با پارامتر منظم سازی<sup>۱</sup> در وارون سازی این است که پارامتر منظم سازی همیشه یک عدد مثبت است و صفر نمی‌تواند باشد. اگر مقدار  $\lambda$  صفر در نظر گرفته شود، روش لونبرگ - مارکورات همان روش گوس - نیوتن حاصل خواهد بود. اما اگر مقدار  $\lambda$  بسیار بزرگ در نظر گرفته شود، ضریب سمت چپ در رابطه (۴-۲۳) به صورت زیر خواهد بود:

$$\mathbf{J}(m)^T \mathbf{J}(m) + \lambda \mathbf{I} \approx \lambda \mathbf{I} \quad (۴-۲۴)$$

در نتیجه رابطه (۴-۲۳) به این صورت حل خواهد شد:

$$\Delta m \approx -\frac{1}{\lambda} \nabla f(m) \quad (۴-۲۵)$$

به این روش شیب کاهشی<sup>۲</sup> گفته می‌شود. یکی از معایب رابطه (۴-۲۵) این است که عدد در نظر گرفته شده برای  $\lambda$  بر مقدار پارامتر مدل غلبه پیدا می‌کند و نتیجه غیر واقعی خواهد داد. یک روش عمومی و تجربی جهت تعیین پارامتر  $\lambda$  وجود دارد. بدین ترتیب که ابتدا یک مقدار خیلی کوچک برای  $\lambda$  در نظر گرفته می‌شود و سپس در هر تکرار مقدار آن تنظیم می‌گردد. اگر در روش لونبرگ - مارکورات نرم باقیمانده در هر مرحله از مرحله قبل کمتر شد  $\lambda$  را با یک ضریبی کاهش می‌دهیم (معمولاً نصف می‌کنند) اما اگر نرم باقیمانده کاهش پیدا نکرد  $\lambda$  با یک ضریبی افزایش داده می‌شود و فرآیند تکرار می‌گردد تا جایی که نرم باقیمانده کاهش یابد.

<sup>۱</sup> Regularization parameter

<sup>۲</sup> Steepest-descent

#### ۴-۵- تخمین پارامتر فرکتالی با روش حداقل مربعات

به منظور تخمین پارامتر فرکتالی از رابطه (۲-۱۶) فصل دوم استفاده شد. در این رابطه سه پارامتر  $(\beta, Z_t, C)$  مجهول هستند. ابتدا تخمین هم‌زمان این سه پارامتر با استفاده از روش‌های وارون سازی پیشنهاد شد (Pilkington and Todoeschuck, 1993; Maus and Dimri, 1995; Maus et al., 1997). اما محققین به این نتیجه رسیدند که تخمین هم‌زمان عمق و پارامتر فرکتالی به دلیل رابطه متقابل این دو پارامتر، بسیار مشکل خواهد بود (Ravat et al., 2007; Bouligand et al., 2009). جهت بررسی و چگونگی وابستگی پارامترهای مدل از ماتریس کواریانس<sup>۱</sup> استفاده شد. مقدار واریانس تخمینی پارامترهای مدل در ماتریس کواریانس هنگامی که عمق بالایی و پارامتر فرکتالی با هم تخمین زده می‌شود بسیار بیشتر از حالتی است که مقدار عمق بالایی به صورت معلوم در رابطه وارون سازی آورده شود. ضریب همبستگی بالای مشاهده شده بین پارامترها بیانگر آن است که پارامتر عمق بالایی به دو پارامتر دیگر خیلی وابسته می‌باشد و تخمین هم‌زمان هر سه پارامتر می‌تواند با خطای بالایی صورت گیرد. اما در حالتی که برای عمق بالایی مقدار معلوم در نظر گرفته شود مقدار واریانس تخمینی بسیار کمتر از حالت قبل می‌شود و همچنین ضریب همبستگی بین دو پارامتر نیز بسیار کاهش می‌یابد. ماتریس کواریانس برای یکی از بلوک‌ها در شکل (۴-۱) برای دو حالت آورده شده است.

$$\begin{bmatrix} 1.92 & 2.09 & -0.56 \\ 2.09 & 2.44 & -1.59 \\ -0.56 & -1.59 & 0.172 \end{bmatrix} \quad \begin{bmatrix} 0.12 & -0.05 \\ -0.05 & 0.03 \end{bmatrix}$$

ب

الف

شکل (۴-۱): ماتریس کواریانس محاسبه شده برای یکی از بلوک‌های منطقه سبلان. الف) تخمین دو پارامتر با در نظر

گرفتن مقدار واقعی برای عمق بالایی ب) تخمین هم‌زمان سه پارامتر

<sup>۱</sup> Covariance matrix

به همین دلیل در مطالعه حاضر، ابتدا عمق بالایی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با بکارگیری تبدیل موجک پیوسته دو بعدی برای هر بلوک تخمین زده شد و سپس با تهیه برنامه‌های لازم در محیط متلب از روش وارون سازی حداقل مربعات جهت تخمین پارامتر فرکتالی استفاده شد. نتایج تخمین پارامتر فرکتالی برای تمامی بلوک‌ها در جدول (۴-۱) آورده شده است. با توجه به نتایج، پارامتر فرکتالی بین ۴/۶ تا ۵/۷ تغییر می‌کند.

#### ۴-۶- تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی با روش

##### لونبرگ - مارکوارت

برای تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی به صورت هم‌زمان از رابطه (۲-۱۳) استفاده شد. با توجه به این رابطه می‌توان گفت که ارتباط بین داده‌ها و پارامترهای مدل غیر خطی است و برای به دست آوردن پارامترهای مدل نمی‌توان به طور مستقیم از روش‌های وارون سازی خطی استفاده نمود. به همین دلیل از روش لونبرگ - مارکوارت برای به دست آوردن پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری استفاده شد. ابتدا ژاکوبین رابطه (۲-۱۳) با روش‌های عددی محاسبه شد. سپس نسبت به وارون سازی رابطه مورد نظر اقدام شد. نتایج تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی در جدول (۴-۲) ارائه شده است.

جدول (۴-۱): نتایج تخمین پارامتر فرکتالی با استفاده از روش وارون سازی حداقل مربعات

مقدار پارامتر فرکتالی ( $\beta$ )	موقعیت جغرافیایی مرکز بلوک (UTM) (متر)		شماره بلوک
	شمالی	شرقی	
۵/۵	۴۱۴۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱
۵/۶	۴۱۴۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۲
۵/۷	۴۱۴۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۳
۵/۴	۴۱۴۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۴
۵/۱	۴۱۴۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۵
۵/۷	۴۱۹۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۶
۵/۶	۴۱۹۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۷
۵/۵	۴۱۹۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۸
۵/۲	۴۱۹۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۹
۴/۸	۴۱۹۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۱۰
۴/۹	۴۲۴۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱۱
۵/۱	۴۲۴۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۱۲
۵/۰	۴۲۴۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۱۳
۵/۱	۴۲۴۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۱۴
۴/۶	۴۲۴۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۱۵
۴/۷	۴۲۹۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱۶
۵/۰	۴۲۹۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۱۷
۴/۸	۴۲۹۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۱۸

نتایج تخمین هم‌زمان این دو پارامتر غیر قابل قبول بوده و به دور از واقعیت می‌باشد و این شاید به دلیل رابطه متقابلی است که این دو پارامتر به طور ذاتی با هم دارند. در ادامه، مقادیر به دست آمده پارامتر فرکتالی با استفاده از روش حداقل مربعات در رابطه (۲-۱۳) بکار گرفته شد و مساله وارون سازی فقط برای تخمین ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی در حالتی حل شد که در آن برای محاسبه ماتریس ژاکوبین از روش های عددی استفاده شد. جدول (۴-۳) نتایج تخمین ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی را برای تمامی بلوک‌های داده‌های واقعی مغناطیس هوایی منطقه استان اردبیل برای این حالت همراه با دو روش رایج مرکز یابی و مدل سازی پیشرو پیک طیفی نشان می‌دهد. با توجه به این روش ضخامت منابع مغناطیسی بین ۷ تا ۱۹ کیلومتر تغییر می‌کند.

علاوه بر آن در روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت برای تخمین ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی از روش‌های تحلیلی جهت محاسبه ماتریس ژاکوبین استفاده شد در این حالت انتظار می‌رود که نتایج تخمین قابل اعتمادتر باشند. ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی تخمین زده شده برای این حالت در جدول (۴-۴) آورده شده است. با توجه به این روش، کمترین ضخامت ۷/۵ کیلومتر و بیشترین ضخامت ۱۷/۴ کیلومتر برآورد شده است. همچنین محاسبات انجام شده با دو روش رایج مرکزبایی و مدل سازی پیشرو پیک طیفی نیز برای مقایسه در این جدول آمده است. با اینکه ضخامت منابع مغناطیسی به دست آمده با روش‌های مرکزبایی و مدل سازی پیشرو پیک طیفی در جدول (۳-۴) و جدول (۴-۴) به مقادیر محاسبه شده با روش‌های وارون سازی در بعضی از بلوک‌ها نزدیک است اما نتایج ارائه شده با بکارگیری این روش‌ها به دلیل نادیده گرفتن خاصیت فرکتالی مغناطیدگی پوسته زمین خیلی قابل اعتماد نمی‌باشند. همان طوری که اشاره شد برای محاسبه ضخامت با روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت ماتریس ژاکوبین با دو روش تحلیلی و عددی محاسبه گردید. از آنجایی که دقت در مشتق‌گیری تحلیلی نسبت به مشتق‌گیری عددی بیشتر است لذا نتایج حاصل از وارون سازی که در آن ماتریس ژاکوبین با بکارگیری مشتق‌گیری تحلیلی محاسبه شده است نسبت به نتایج حاصل از وارون سازی که ماتریس ژاکوبین آن با روش عددی به دست آمده است از دقت بالاتری برخوردار خواهد بود. پس با این تفاسیر، نتایج حاصل از مشتق‌گیری تحلیلی که در جدول (۴-۴) نیز آورده شده است به عنوان ضخامت منابع مغناطیسی برای بلوک‌های منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته خواهد شد.

جدول (۴-۲): نتایج تخمین پارامتر فرکتالی و ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت

ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی ( $\Delta Z$ ) (کیلومتر)	مقدار پارامتر فرکتالی ( $\beta$ )	موقعیت جغرافیایی مرکز بلوک (UTM) (متر)		شماره بلوک
		شمالی	شرقی	
		۲۸/۰	۶/۰	
۵۶/۰	۷/۳	۴۱۴۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۲
۵۷/۰	۶/۴	۴۱۴۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۳
۶۱/۰	۷/۴	۴۱۴۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۴
۶۳/۰	۷/۴	۴۱۴۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۵
۵۲/۰	۶/۰	۴۱۹۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۶
۳۴/۰	۴/۹	۴۱۹۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۷
۴۲/۰	۷/۸	۴۱۹۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۸
۲۹/۰	۵/۹	۴۱۹۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۹
۳۱/۰	۴/۸	۴۱۹۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۱۰
۳۴/۰	۴/۰	۴۲۴۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱۱
۲۲/۰	۴/۵	۴۲۴۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۱۲
۱۹/۰	۴/۹	۴۲۴۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۱۳
۳۵/۰	۶/۸	۴۲۴۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۱۴
۳۱/۰	۵/۱	۴۲۴۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۱۵
۶۳/۰	۲/۶	۴۲۹۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱۶
۵۲/۰	۴/۷	۴۲۹۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۱۷
۳۲/۰	۳/۱	۴۲۹۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۱۸

#### ۴-۷- محاسبه عمق کف منابع مغناطیسی و پارامتر فرکتالی با استفاده از روش

#### طیف غیر فرکتال شده

نحوه اجرای این روش جهت تخمین عمق کف و پارامتر فرکتالی در فصل ۲ با ارائه فلوجارتی توضیح داده شد. روش غیر فرکتال شده برای طیف توان هر بلوک با توجه به  $\alpha$  متفاوت به کار برده می‌شود و براساس طیف به دست آمده عمق بالایی و کف منابع مغناطیسی تخمین زده می‌شود (شکل ۲-۸).



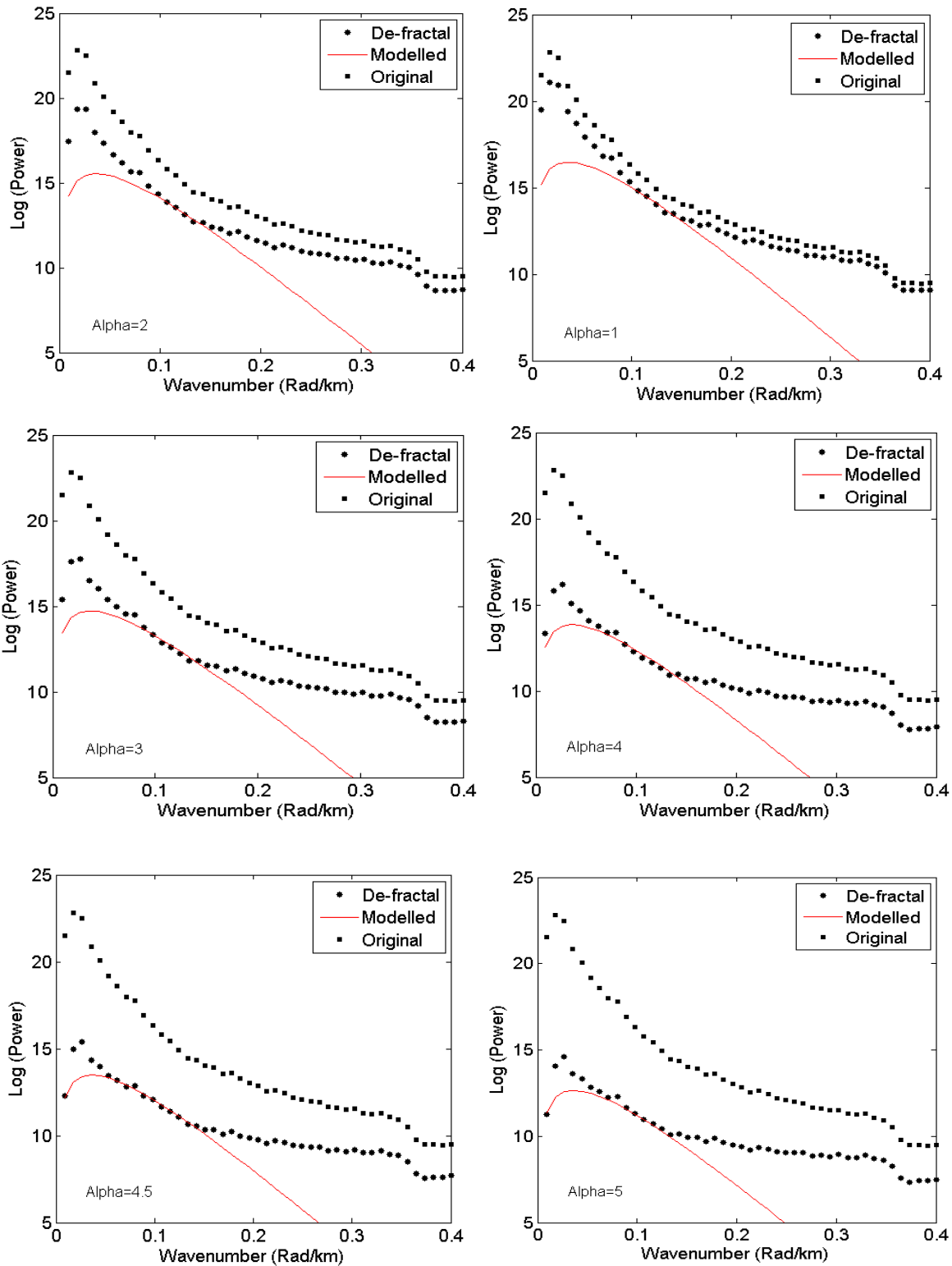
جدول (۳-۴): نتایج تخمین ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت (ماتریس ژاکوبین با روش عددی محاسبه شده است).

شماره بلوک	موقعیت جغرافیایی مرکز بلوک (UTM) (متر)		ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی ( $\Delta Z$ ) (کیلومتر)		
	شرقی	شمالی	بی‌هنجاری	بی‌هنجاری	بی‌هنجاری
			(کیلومتر)	( $\Delta Z$ ) (کیلومتر)	(کیلومتر)
۱	۶۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۹/۲	۷/۴	۴/۰
۲	۶۸۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۲/۰	۹/۸	۶/۵
۳	۷۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۱/۲	۹/۶	۵/۹
۴	۷۸۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۳/۸	۱۰/۲	۵/۵
۵	۸۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۸/۰	۱۴/۸	۸/۰
۶	۶۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۸/۱	۱۱/۰	۷/۲
۷	۶۸۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۹/۳	۱۲/۴	۱۰/۷
۸	۷۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۷/۴	۱۴/۴	۱۱/۰
۹	۷۸۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۱/۰	۱۳/۴	۹/۱
۱۰	۸۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۶/۴	۱۴/۸	۹/۴
۱۱	۶۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۸/۹	۱۱/۲	۷/۰
۱۲	۶۸۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۹/۵	۹/۰	۵/۶
۱۳	۷۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۷/۰	۹/۰	۵/۹
۱۴	۷۸۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۱۱/۳	۱۲/۸	۹/۵
۱۵	۸۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۱۶/۰	۱۳/۰	۹/۶
۱۶	۶۳۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۱۷/۰	۱۴/۰	۹/۳
۱۷	۶۸۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۱۴/۵	۱۳/۲	۱۰/۰
۱۸	۷۳۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۱۹/۰	۱۴/۰	۱۳/۰

جدول (۴-۴): نتایج تخمین ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی با استفاده از روش لونیبرگ - مارکوارت (ماتریس ژاکوبین با روش تحلیلی محاسبه شده است).

شماره بلوک	موقعیت جغرافیایی مرکز بلوک (UTM) (متر)		ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی ( $\Delta Z$ ) (کیلومتر)	ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی ( $\Delta Z$ ) (کیلومتر)	ضخامت بی‌هنجاری مغناطیسی ( $\Delta Z$ ) (کیلومتر)
	شرقی	شمالی	روش وارون سازی لونیبرگ-مارکوارت)	روش مرکزیابی)	روش پیک طیفی)
			(روش وارون سازی لونیبرگ-مارکوارت)	(روش مرکزیابی)	(روش پیک طیفی)
۱	۶۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۷/۵	۷/۴	۴/۰
۲	۶۸۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۰/۵	۹/۸	۶/۵
۳	۷۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۰/۲	۹/۶	۵/۹
۴	۷۸۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۱/۱	۱۰/۲	۵/۵
۵	۸۳۷۳۶۷	۴۱۴۵۶۱۸	۱۶/۷	۱۴/۸	۸/۰
۶	۶۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۰/۲	۱۱/۰	۷/۲
۷	۶۸۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۱/۸	۱۲/۴	۱۰/۷
۸	۷۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۴/۴	۱۴/۴	۱۱/۰
۹	۷۸۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۳/۶	۱۳/۴	۹/۱
۱۰	۸۳۷۳۶۷	۴۱۹۵۶۱۸	۱۵/۴	۱۴/۸	۹/۴
۱۱	۶۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۱۰/۴	۱۱/۲	۷/۰
۱۲	۶۸۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۸/۱	۹/۰	۵/۶
۱۳	۷۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۹/۴	۹/۰	۵/۹
۱۴	۷۸۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۱۳/۰	۱۲/۸	۹/۵
۱۵	۸۳۷۳۶۷	۴۲۴۵۶۱۸	۱۴/۰	۱۳/۰	۹/۶
۱۶	۶۳۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۱۶/۱	۱۴/۰	۹/۳
۱۷	۶۸۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۱۷/۰	۱۳/۲	۱۰/۰
۱۸	۷۳۷۳۶۷	۴۲۹۵۶۱۸	۱۷/۴	۱۴/۰	۱۳/۰

شکل (۴-۲) مثالی از روش غیر فرکتال شده را برای یکی از بلوک‌ها نشان می‌دهد. مقادیر  $\alpha$  (شاخص فراکتال) برای همه بلوک‌ها از ۱ شروع شد و با گام افزایشی ۰/۱ تا ۶ ادامه پیدا کرد. در هر مرحله برای هر طیف غیر فرکتال شده مقادیر عمق بالایی و کف با استفاده از روابط (۲-۷)، (۲-۸) و (۲-۹) تخمین زده می‌شود. طیف غیر فرکتال شده برای دیگر بلوک‌ها در پیوست (ج) آورده شده است.



شکل (۴-۲): مقایسه طیف‌های توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۴ با استفاده از مقادیر مختلف  $\alpha$  (۱، ۲، ۳، ۴، ۴/۵ و ۵) و منحنی‌های مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.

همان طوری که در شکل (۴-۲) دیده می‌شود با افزایش پارامتر  $\alpha$ ، برازش بین طیف توان مدل شده و طیف غیر فرکتال شده به تدریج بهبود می‌یابد تا اینکه بهترین برازش در  $\alpha = 4/5$  به دست آمد. در مقادیر بالاتر از  $4/5$  نیز مشاهده شد که خطای برازش بین دو منحنی به تدریج افزایش پیدا می‌کند. در جدول (۴-۵) نتایج تخمینی پارامتر فرکتالی، عمق بالایی و عمق کف منابع مغناطیسی با روش طیف غیر فرکتال شده برای ۱۸ بلوک ناحیه سبلان ارائه شده است. همان طوری که ملاحظه می‌شود برای تمامی بلوک‌ها مقدار  $\alpha$  تخمین زده شده بین  $3/7$  و  $4/5$  می‌باشد. مطالعات قبلی انجام شده گستره وسیعی را برای پارامترهای فرکتالی منتج از مطالعات مغناطیس‌هوائی در محیط‌های قاره‌ای مطابق جدول (۴-۶) نشان می‌دهد (Bouligand et al, 2009). در رساله حاضر مقادیر مختلفی از  $\alpha$  در منطقه اردبیل به دست آمد. این نتایج شاید خیلی هم تعجب‌آور نباشد به این دلیل که الگوی مغناطیسی سنگ‌ها در هر بلوک ممکن است با دیگر بلوک‌ها کاملاً متفاوت باشد. در این روش عمق کف محاسبه شده برای منابع مغناطیسی نیز از  $10/4$  کیلومتر در شمال غرب سبلان تا  $21/1$  کیلومتر در شمال منطقه مورد مطالعه متغیر است.

علاوه بر آن مقایسه مقادیر پارامتر فرکتالی به دست آمده از طریق روش وارون سازی حداقل مربعات با نتایج روش غیر فرکتال شده نشان می‌دهد که مقادیر این پارامتر در هر دو روش تقریباً یکسان است و از این رو روش غیر فرکتال شده می‌تواند به عنوان ابزاری بسیار مناسب جهت اعتبار سنجی نتایج وارون سازی مورد استفاده قرار گیرد. اختلاف موجود بین مقادیر پارامتر فرکتالی این دو روش شاید به دلیل وجود خطا در برازش منحنی مدل به طیف غیر فرکتال شده باشد.

جدول (۴-۵): نتایج تخمین پارامتر فرکتالی، عمق بالایی و عمق کف منابع مغناطیسی با روش طیف غیر فرکتال شده در منطقه مورد مطالعه

عمق نقطه کوری ( $Z_b$ ) به کیلومتر	عمق بالایی ( $Z_t$ ) به کیلومتر	پارامتر فرکتالی ( $\beta$ )	شاخص فرکتالی ( $\alpha$ )	موقعیت جغرافیایی مرکز بلوک (UTM) (متر)		شماره بلوک
				شمالی	شرقی	
۱۱/۶	۴/۳	۴/۹	۳/۹	۴۱۴۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱
۱۲/۸	۵/۰	۵/۲	۴/۲	۴۱۴۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۲
۱۲/۹	۴/۵	۵/۲	۴/۲	۴۱۴۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۳
۱۴/۲	۳/۲	۵/۵	۴/۵	۴۱۴۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۴
۱۶/۰	۳/۵	۴/۹	۳/۹	۴۱۴۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۵
۱۳/۴	۲/۹	۵/۴	۴/۴	۴۱۹۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۶
۱۴/۸	۴/۲	۴/۸	۳/۸	۴۱۹۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۷
۱۵/۱	۴/۵	۵/۱	۴/۱	۴۱۹۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۸
۱۷/۶	۳/۴	۵/۲	۴/۲	۴۱۹۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۹
۱۸/۰	۲/۹	۵/۰	۴/۰	۴۱۹۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۱۰
۱۲/۲	۳/۶	۴/۸	۳/۸	۴۲۴۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱۱
۱۰/۶	۴/۷	۵/۱	۴/۱	۴۲۴۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۱۲
۱۰/۴	۳/۶	۴/۹	۳/۹	۴۲۴۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۱۳
۱۸/۹	۲/۳	۴/۷	۳/۷	۴۲۴۵۶۱۸	۷۸۷۳۶۷	۱۴
۱۷/۸	۱/۹	۴/۹	۳/۹	۴۲۴۵۶۱۸	۸۳۷۳۶۷	۱۵
۱۹/۳	۳/۱	۵/۱	۴/۱	۴۲۹۵۶۱۸	۶۳۷۳۶۷	۱۶
۲۱/۱	۲/۹	۴/۹	۳/۹	۴۲۹۵۶۱۸	۶۸۷۳۶۷	۱۷
۲۰/۹	۴/۱	۵/۰	۴/۰	۴۲۹۵۶۱۸	۷۳۷۳۶۷	۱۸

جدول (۴-۶): خلاصه‌ای از تخمین‌های منتشر شده برای پارامتر فرکتالی با تحلیل طیفی نقشه‌های مغناطیس هوایی در منابع معتبر (Bouligand et al., 2009)

مرجع	محل	سنگ شناسی	پارامتر فرکتالی ( $\beta$ )
Maus and Dimri (1995)	بوهیمیان ماسیف، آلمان <sup>۱</sup>	رسوبی	۱/۵
Maus and Dimri (1995)	بوهیمیان ماسیف، آلمان	دگرگونی	۲/۸
Maus and Dimri (1995)	بوهیمیان ماسیف، آلمان	آذرین	۳/۰
Maus and Dimri (1996)	ساکت چوان، سپر کانادایی <sup>۲</sup>	دگرگونی پوشیده شده با رسوبات	۳/۲
Gregotski et al. (1991)	اونتاریو، سپر کانادایی <sup>۳</sup>	دگرگونی و نفوذی	۳/۸
Gregotski et al. (1991)	ساکت چوان، سپر کانادایی	دگرگونی پوشیده شده با رسوبات	۳/۹
Pilkington et al. (1994)	ساکت چوان، سپر کانادایی	دگرگونی پوشیده شده با رسوبات	۴/۰
Pilkington and Todoeschuck (1993)	سپر کانادایی <sup>۴</sup>	متغیر	۴/۰
Gregotski et al. (1991)	اونتاریو، سپر کانادایی	دگرگونی	۴/۱
Maus et al. (1997)	آسیای مرکزی	متغیر	۴/۰
Maus et al. (1997)	آفریقای جنوبی	اکثراً آذرین	۴/۰
Maus and Dimri (1996)	جزایر هاوایی	آذرین	۵/۸-۵/۵
Khojamli et al. (2015)	سبلان، ایران	اکثراً آذرین	۵/۷-۴/۶ **

در شکل (۳-۴) مقادیر پارامتر فرکتالی به دست آمده با استفاده از روش‌های وارون سازی حداقل مربعات (جدول ۴-۱)، لونبرگ مارکوارت (جدول ۴-۲) و طیف غیرفرکتال شده (جدول ۴-۵) ارائه شده است. همانطور که در این شکل نیز مشاهده می‌شود مقادیر پارامتر فرکتالی در دو روش وارون سازی حداقل مربعات و طیف غیر فرکتال شده بسیار نزدیک هم بوده و اختلاف زیادی با هم ندارند اما نتایج به دست آمده با استفاده از روش وارون سازی لونبرگ مارکوارت دارای پراکندگی زیادی می‌باشد و با نتایج دو روش دیگر خیلی هم‌خوانی ندارد. نمودار تغییرات ضخامت منابع مغناطیسی بلوک‌ها که با به کارگیری روش‌های وارون سازی لونبرگ مارکوارت با مشتق‌گیری عددی و تحلیلی، مرکزیابی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی و طیف غیر فرکتال شده به دست آمده است، در شکل (۴-۴) ارائه شده است. با توجه به

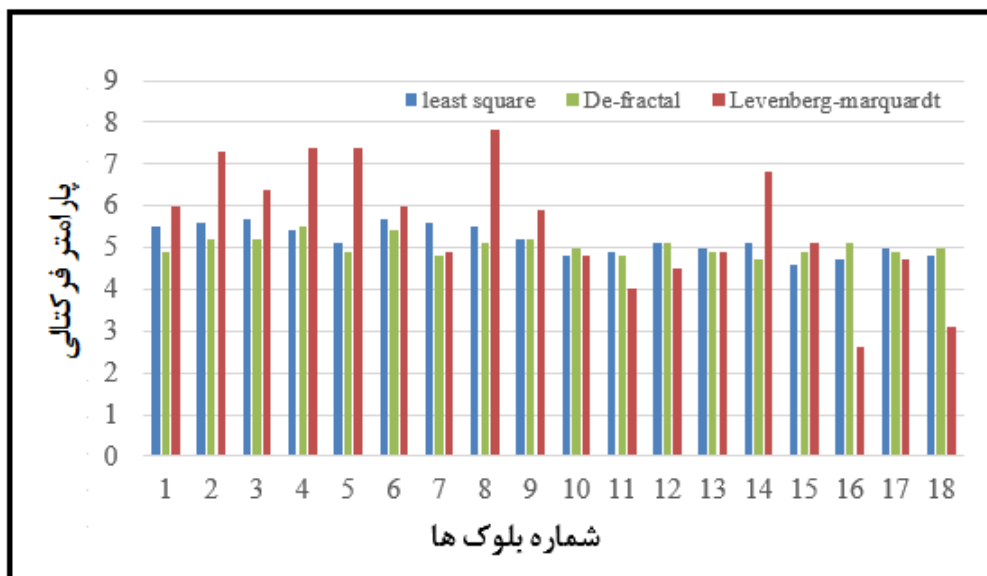
<sup>1</sup> Bohemian Massif, Germany

<sup>2</sup> Sakatchewan, Canadian shield

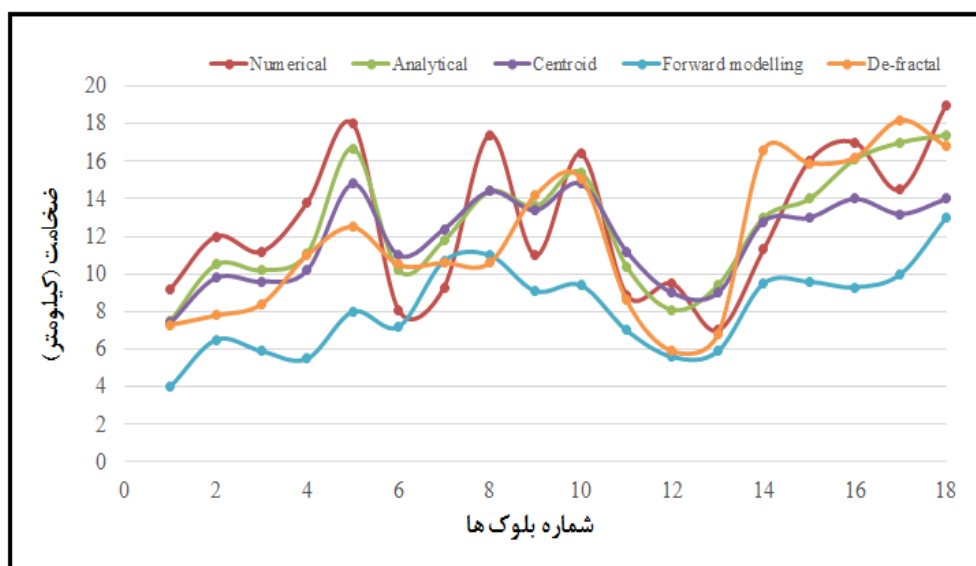
<sup>3</sup> Ontario, Canadian shield

<sup>4</sup> Canadian shield

شکل (۴-۴ الف و ب) بیشترین و کمترین تغییرات در ضخامت منابع مغناطیسی به ترتیب در نتایج روش طیف غیر فرکتال شده و مرکزبایی مشاهده می‌گردد.

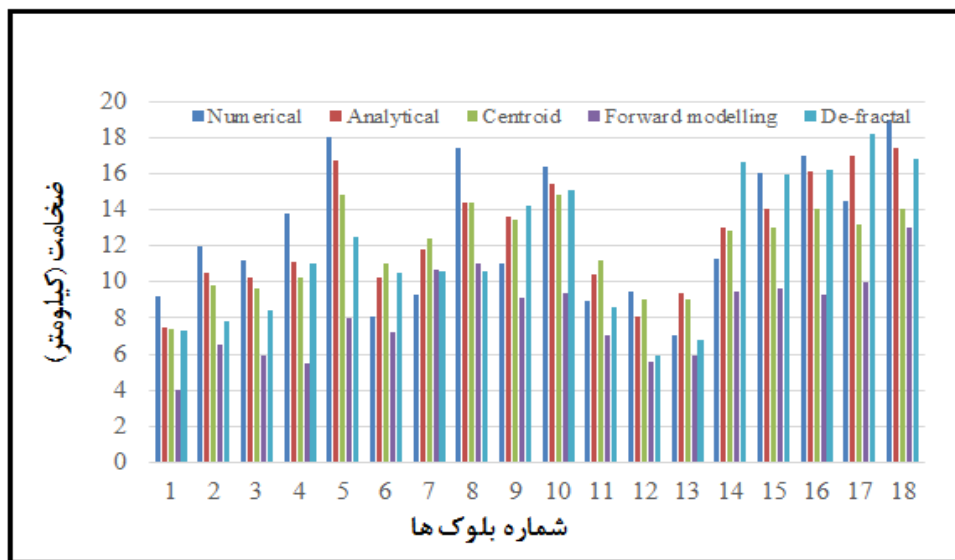


شکل (۴-۳): مقادیر پارامتر فرکتالی به دست آمده با استفاده از روش‌های وارون سازی حداقل مربعات، لونبرگ-مارکواریت و طیف غیر فرکتال شده



شکل (۴-۴ الف): نمودار تغییرات ضخامت منابع مغناطیسی بلوک‌ها که با به کارگیری روش‌های وارون سازی لونبرگ-مارکواریت (با مشتق گیری عددی و تحلیلی)، مرکزبایی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی و طیف غیر فرکتال شده

در یک جمع بندی کوتاه با توجه به نتایج به دست آمده از بررسی‌های صورت گرفته در این رساله می‌توان اشاره کرد که مقادیر پارامتر فرکتالی به دست آمده از روش لونبرگ - مارکوارت به دلیل تخمین هم‌زمان ضخامت منابع مغناطیسی و پارامتر فرکتالی از اعتبار بالایی برخوردار نمی‌باشد.



شکل (۴-۴) ب): نمودار تغییرات ضخامت منابع مغناطیسی در بلوک‌های ناحیه سبلان حاصل از به کارگیری روش‌های وارون سازی با مشتق گیری عددی و تحلیلی، مرکزبایی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی و طیف غیر فرکتال شده برای اعتبار سنجی نتایج به دست آمده از روش حداقل مربعات نیز از روش طیف غیر فرکتال شده استفاده شد. با مقایسه مقادیر به دست آمده از دو روش وارون سازی حداقل مربعات و طیف غیر فرکتال شده می‌توان پی برد که نتایج نزدیک هم بوده و پارامتر فرکتالی به دست آمده از روش وارون سازی حداقل مربعات را می‌توان به عنوان پارامتر فرکتالی بلوک‌های منطقه سبلان در نظر گرفت. ضخامت‌های به دست آمده از روش‌های مرکزبایی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی و طیف غیر فرکتال شده نسبت به ضخامت‌های حاصله از بکار گیری روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت از دقت کمتری برخوردار است. زیرا در این روش‌ها بازه عدد موج در نظر گرفته شده برای برازش خط جهت محاسبه عمق بالایی، عمق مرکزی و یا عمق کف کاملاً به سلیقه شخصی مفسر برمی‌گردد. به همین دلیل ضخامت محاسبه شده می‌تواند متفاوت باشد. در حالیکه این مشکل برای ضخامت‌های به دست آمده با روش لونبرگ - مارکوارت مطرح نیست. همچنین ضخامت به دست آمده با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت با



مشتق‌گیری تحلیلی نسبت به مشتق‌گیری عددی به دلیل دقت بالاتر، قابل اعتمادتر می‌باشند و به عنوان ضخامت واقعی منابع مغناطیسی بلوک‌های منطقه مورد مطالعه در نظر گرفته شدند.

---

## فصل پنجم

---

محاسبه عمق کوری، گرادیان حرارتی و جریان  
حرارتی در منطقه زمین گرمایی استان اردبیل

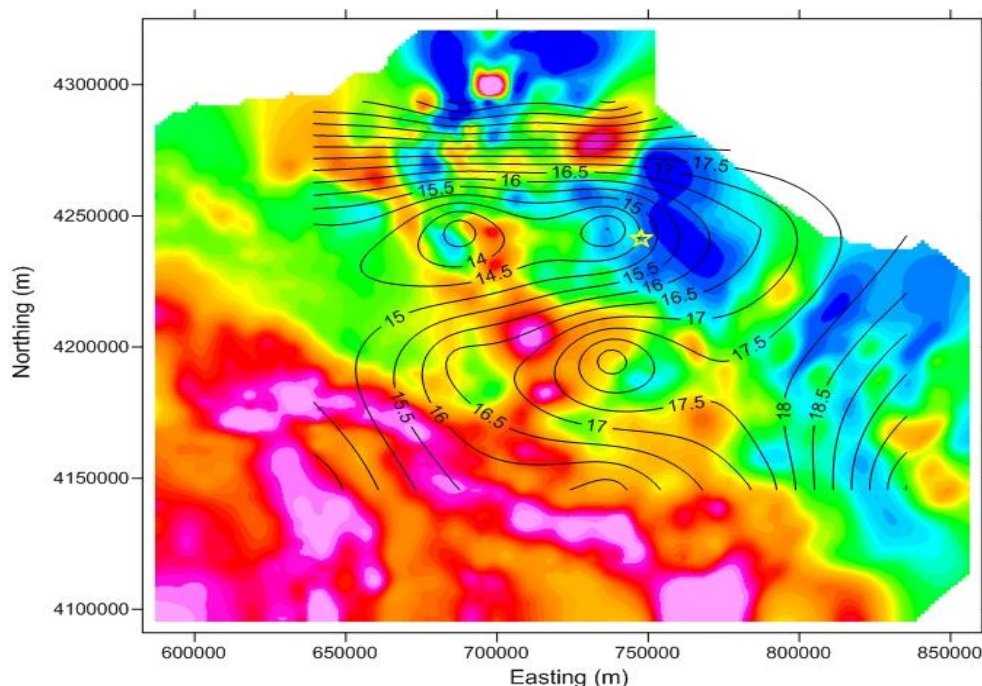
## ۵-۱- مقدمه

ترسیم خطوط کنتوری عمق نقطه کوری و تهیه نقشه جریان حرارتی یکی از ابزارهای بسیار مهم برای شناسایی منابع زمین گرمایی در مراحل اولیه اکتشاف می‌باشد. به همین دلیل محاسبه عمق کوری با روش‌های جدید و دقت بالاتر برای شناسایی مناطق مستعد منابع زمین گرمایی بسیار حائز اهمیت است. در این فصل نقشه عمق نقطه کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی منطقه اردبیل با استفاده از نتایج روش‌های وارون سازی، مرکز یابی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی و طیف غیر فرکتال شده تهیه خواهد شد و بحث و بررسی بر روی این نقشه‌ها انجام خواهد شد و به کمک سایر شواهد و اطلاعات موجود اعتبار سنجی‌های لازم صورت می‌گیرد.

## ۵-۲- تهیه نقشه عمق نقطه کوری و جریان حرارتی

با توجه به نتایجی که در فصل‌های سوم و چهارم در مورد عمق بالایی و ضخامت بی‌هنجاری‌های مغناطیسی بدست آمد، می‌توان عمق کف منابع مغناطیسی را با کمک رابطه  $Z_b = Z_t + \Delta Z$  محاسبه نمود. با توجه به این اطلاعات نقشه کنتوری عمق نقطه کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده با روش مرکز یابی، روش مدل سازی پیشرو پیک طیفی، روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت با محاسبه ماتریس ژاکوبین به کمک روش عددی، روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت با محاسبه ماتریس ژاکوبین به کمک روش تحلیلی و روش طیف غیر فرکتال برای منطقه مورد مطالعه تهیه شد. با توجه به نتایج حاصل از مطالعه حاضر، ضخامت به دست آمده با روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت با محاسبه ماتریس ژاکوبین به کمک روش تحلیلی دقت بالاتری نسبت به دیگر روش‌های ذکر شده در بالا را دارد به همین دلیل در این فصل نتایج مربوط به این روش ارائه خواهد شد و نقشه‌های به دست آمده از نتایج دیگر روش‌ها در پیوست (د) آورده خواهد شد. با توجه به شکل (۵-۱) و شکل‌های ارائه شده در پیوست (د) می‌توان گفت که عمق نقطه کوری در بخش‌هایی از غرب و شمال غرب قله سبلان کمترین مقدار را دارد. این اتفاق در حالی رخ می‌دهد که مقادیر عمق بالایی و ضخامت منابع

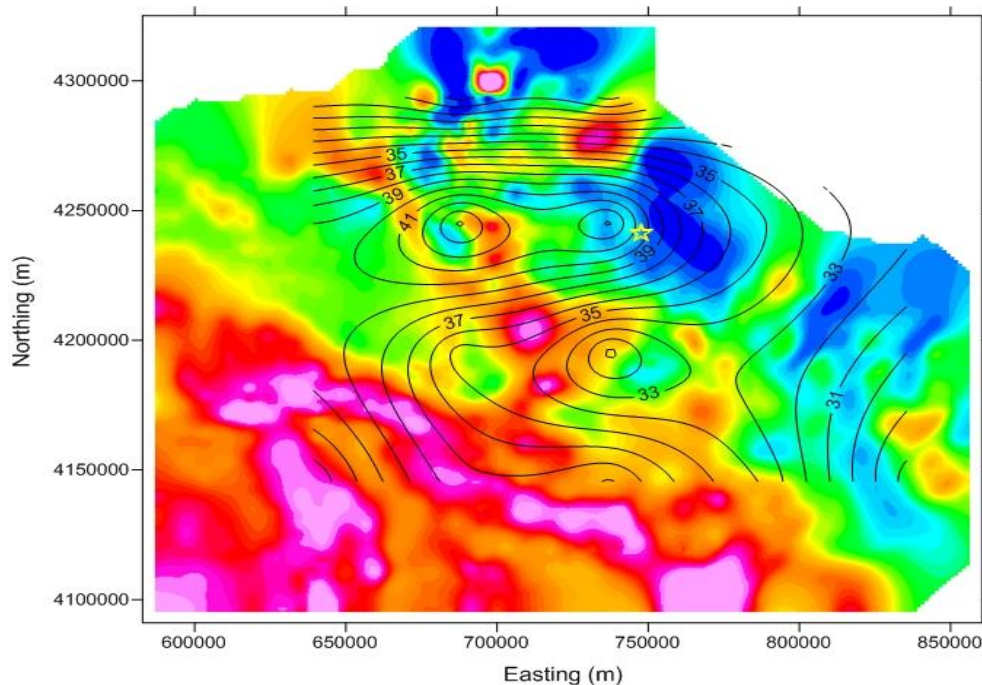
مغناطیسی در برخی روش‌ها اختلاف زیادی با بقیه روش‌ها دارد. اما در تمامی روش‌ها به جز روش مرکزیابی (شکل د-۱) کمترین مقدار عمق کوری در غرب و شمال غرب قله سبلان تخمین زده شده است. در نقشه‌های مربوط به نتایج روش‌های مرکزیابی و مدل سازی پیشرو پیک طیفی (شکل د-۲) مقدار عمق کوری در جنوب غرب منطقه مورد مطالعه نیز همانند غرب و شمال غرب قله سبلان بسیار کم تخمین زده شده است.



شکل (۵-۱): نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در استان اردبیل با روش وارون سازی لونیبرگ - مارکوارت (ماتریس ژاکوبین با روش تحلیلی محاسبه شد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می‌باشد) (فاصله خطوط کنٹوری ۰/۵ کیلومتر می‌باشد).

یکی از روش‌های تخمین گرادیان حرارتی پوسته، تعیین عمق نقطه کوری می‌باشد. به دلیل اینکه دمای کوری با توجه به کانی شناسی و فشار تغییر می‌کند بازه تغییرات دمای کوری بین ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد. در پوسته قاره‌ای دمای کوری را ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد در نظر می‌گیرند (Ross et al., 2006). مقادیر گرادیان حرارتی منطقه مورد مطالعه با لحاظ دمای کوری  $580^{\circ}\text{C}$  محاسبه گردید و در شکل (۵-۲) به نمایش درآمده است. بیشترین مقدار گرادیان حرارتی در نتایج تمامی روش‌ها

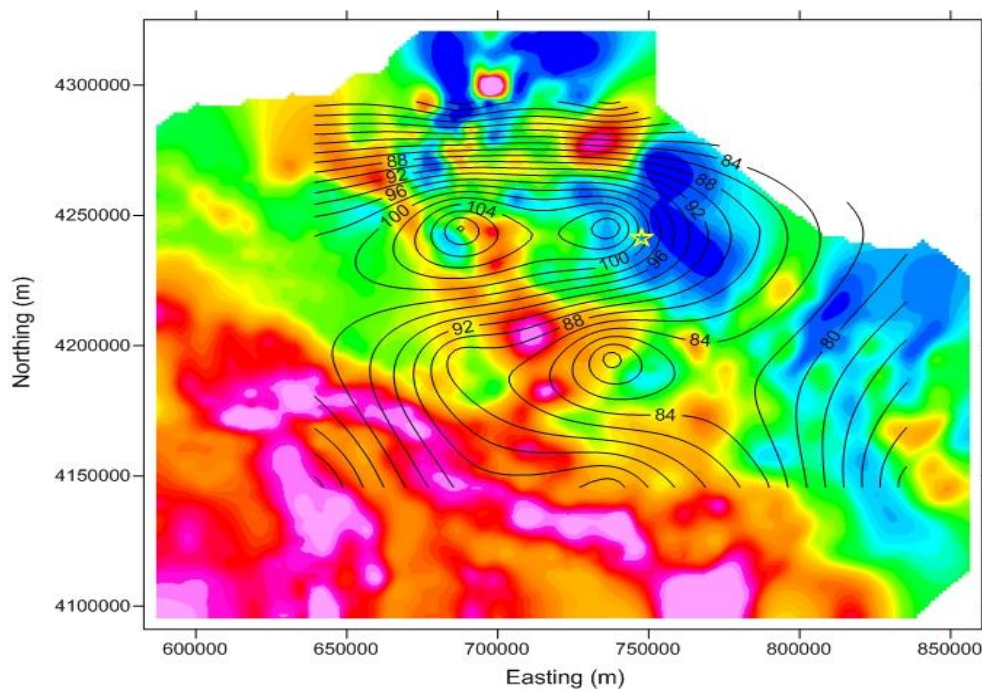
به جز روش مرکزیابی (شکل ۵-۵) در غرب و شمال غرب کوه سبلان مشاهده می‌شود. اما برای روش مرکزیابی بیشترین مقدار گرادیان حرارتی در بخش جنوب غربی منطقه مورد مطالعه برآورد شده است.



شکل (۵-۲): نقشه تغییرات گرادیان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش وارون سازی (ماتریس ژاکوبین با روش تحلیلی محاسبه شد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می‌باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $1^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می‌باشد).

برای محاسبه مقادیر جریان حرارتی از داده‌های عمق نقطه کوری استفاده شد. جریان حرارتی را می‌توان با در اختیار داشتن گرادیان حرارتی و ضریب هدایت حرارتی همانند رابطه (۲-۲۳) محاسبه نمود. ضریب هدایت حرارتی برای سنگ‌های پوسته به طور میانگین  $2/5\text{W}/\text{m}^{\circ}\text{C}$  در نظر گرفته می‌شود (Obande et al., 2014). شکل (۵-۳) نقشه جریان حرارتی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. کمترین و بیشترین مقدار جریان حرارتی به ترتیب  $68\text{ mW}/\text{m}^2$  در شمال منطقه مورد مطالعه و  $111\text{ mW}/\text{m}^2$  در اطراف کوه سبلان و با درجه بیشتری در غرب و شمال غرب آن اتفاق افتاده است. متوسط جریان حرارتی در مناطق قاره‌ای که حرارت طبیعی دارند نزدیک به  $60\text{ mW}/\text{m}^2$  می‌باشد. مقادیر بیش از  $80-100\text{ mW}/\text{m}^2$  بیانگر وجود شرایط زمین گرمایی در منطقه هستند (Jessop et al., 1976; Nwankwo and Shehu, 2015; Saibi et al., 2015). با این تفاسیر تمامی مناطق اطراف کوه

سبلان و با گستردگی بیشتری نواحی غرب، شمال غرب و همچنین بخش های جنوب غرب سبلان و جنوب غرب منطقه مورد مطالعه دارای جریان حرارتی بیش از  $100 \text{ mW/m}^2$  می باشند. این مناطق با توجه به عمق کوری کم و جریان حرارتی بالا به عنوان مناطقی با پتانسیل بالای زمین گرمایی معرفی می گردند.



شکل (۵-۳): نقشه تغییرات جریان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش معکوس سازی (ماتریس ژاکوبین با روش تحلیلی محاسبه شد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $2 \text{ mW/m}^2$  می باشد).

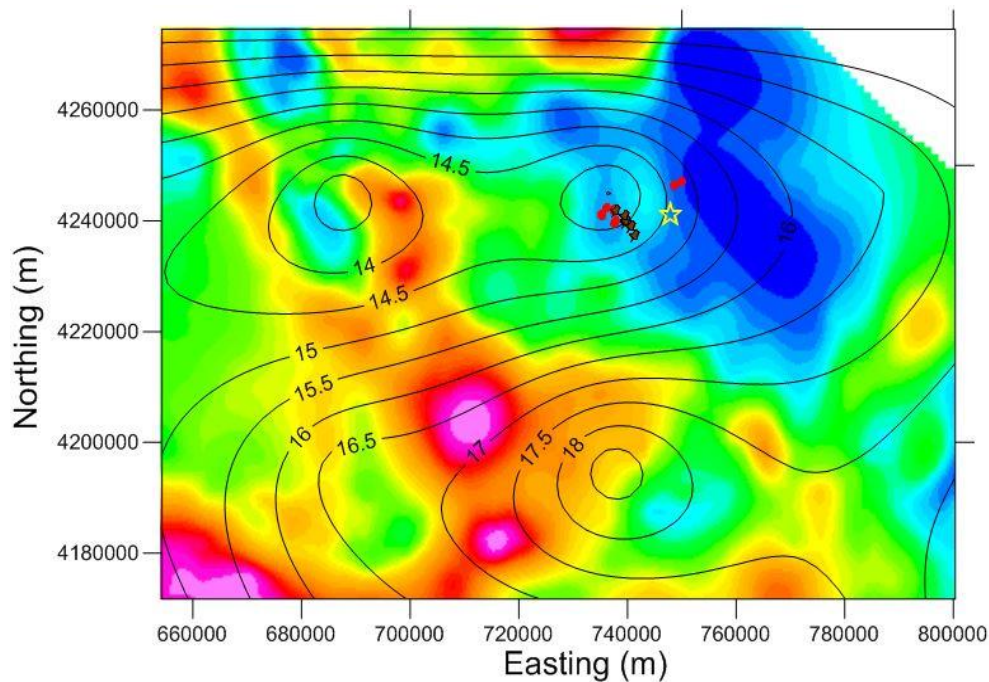
### ۵-۳- اعتبار سنجی نتایج

در این فصل از رساله نقشه های عمق نقطه کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی را که با روش های مرکز یابی، مدل سازی پیشرو پیک طیفی، وارون سازی و طیف غیر فرکتال شده به دست آمده بودند ارائه شدند. همان طور که در اکثر این شکل ها مشاهده می شود مقادیر عمق نقطه کوری در غرب و شمال غرب کوه سبلان دارای کمترین مقدار می باشد و بیشترین مقدار گرادیان حرارتی و جریان حرارتی

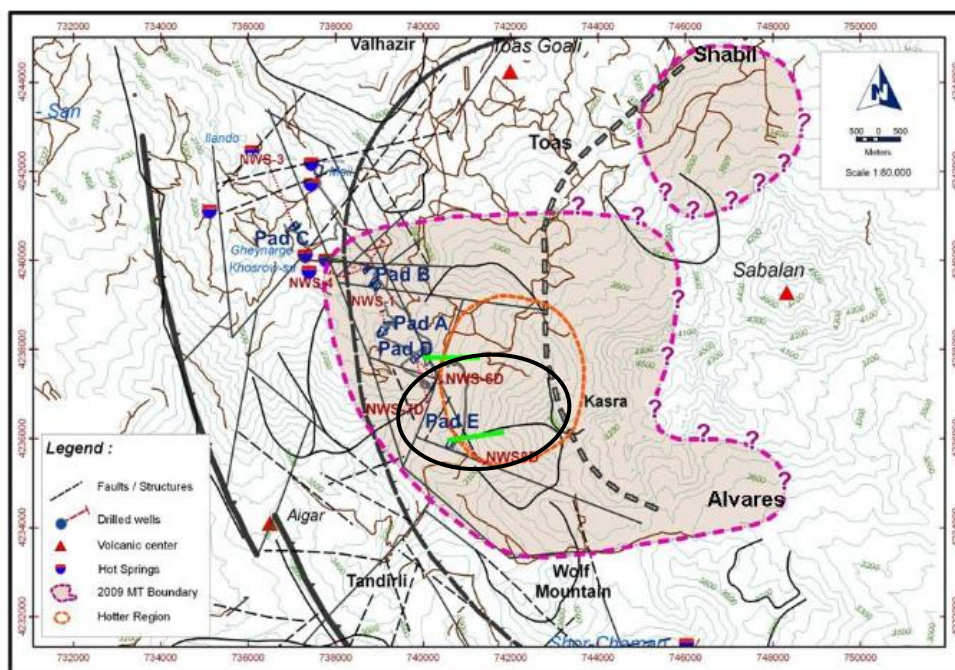
نیز در این بخش از منطقه دیده می‌شود. برای اعتبار سنجی نتایج حاصل از مطالعه از تمامی اطلاعات موجود مانند موقعیت چشمه‌های آبگرم و خصوصیات دمایی آنها، اطلاعات ژئوفیزیکی بخصوص نتایج مدل سازی‌های دو بعدی و سه بعدی داده‌های مگنتوتلوریک، میزان حرارت ثبت شده در چاه‌های عمیق و اطلاعات کانی‌های دگرسان شده موجود در آنها استفاده خواهد شد.

در شکل (۴-۵) موقعیت کوه سبلان، چشمه‌های آبگرم و چاه‌های حفاری شده آورده شده است. در اطراف قله سبلان مخصوصاً در غرب و شمال غرب آن چشمه‌های آبگرم متعددی با گستره دمایی ۴۵ تا ۸۳ درجه سانتی‌گراد وجود دارند (خوجم‌لی، ۱۳۹۰). در این نواحی به دلیل دمای بالای آب چشمه‌ها بسیاری از کانی‌ها به کانی‌های دیگر دگرسان شده‌اند.

نتایج مدل‌سازی دو بعدی داده‌های MT در سال ۲۰۱۰ توسط مشاورین فلیپینی مطابق شکل (۵-۵) وجود یک منطقه داغ در غرب سبلان را تایید می‌کند (EDC, 2010). همچنین قائدرحمتی و همکاران (۲۰۱۳) با مدل‌سازی سه بعدی داده‌های مگنتوتلوریک غرب سبلان یک منطقه داغ را با جزئیات بیشتر و دقیق‌تر شناسایی کردند (شکل ۵-۵). با توجه به نتایج مطالعه آنها می‌توان اشاره کرد که موقعیت منبع زمین‌گرمایی (یعنی منطقه داغ‌تر) در غرب تا جنوب غرب سبلان به شکل بهتری نسبت به مدل‌سازی‌های دو بعدی تعیین شده است. آنها اشاره کردند که مرکز جدید این منطقه داغ‌تر حدود یک کیلومتر نسبت به منطقه داغ قبلی که توسط نتایج مدل‌سازی‌های دو بعدی تعیین شده است، به طرف جنوب جابجا شده است. به علاوه آنها با استفاده از مدل‌سازی سه بعدی و تلفیق نتایج با اطلاعات زمین‌شناسی موقعیت مناطق دگرسانی مرتبط با منبع زمین‌گرمایی مذکور را به خوبی مشخص کردند. سه چاه حفاری NWS-6D، NWS-7D و NWS-8D در مجاورت این زون داغ تا عمق ۲۸۰۰ متری حفاری شده‌اند که دمای بیش از ۲۳۰ درجه سانتی‌گراد در آنها ثبت شده است (شکل ۵-۶). همچنین با توجه به اینکه در این چاه‌ها کانی‌های دگرسان شده دما بالا مانند اپیدوت همزمان با افزایش مقاومت ویژه دیده شدند از این رو توده مقاوم مدل شده در شکل (۵-۷) می‌تواند یک توده نفوذی باشد که با فعالیت‌های آتشفشانی در ارتباط است (Ghaedrahmati et al., 2013).



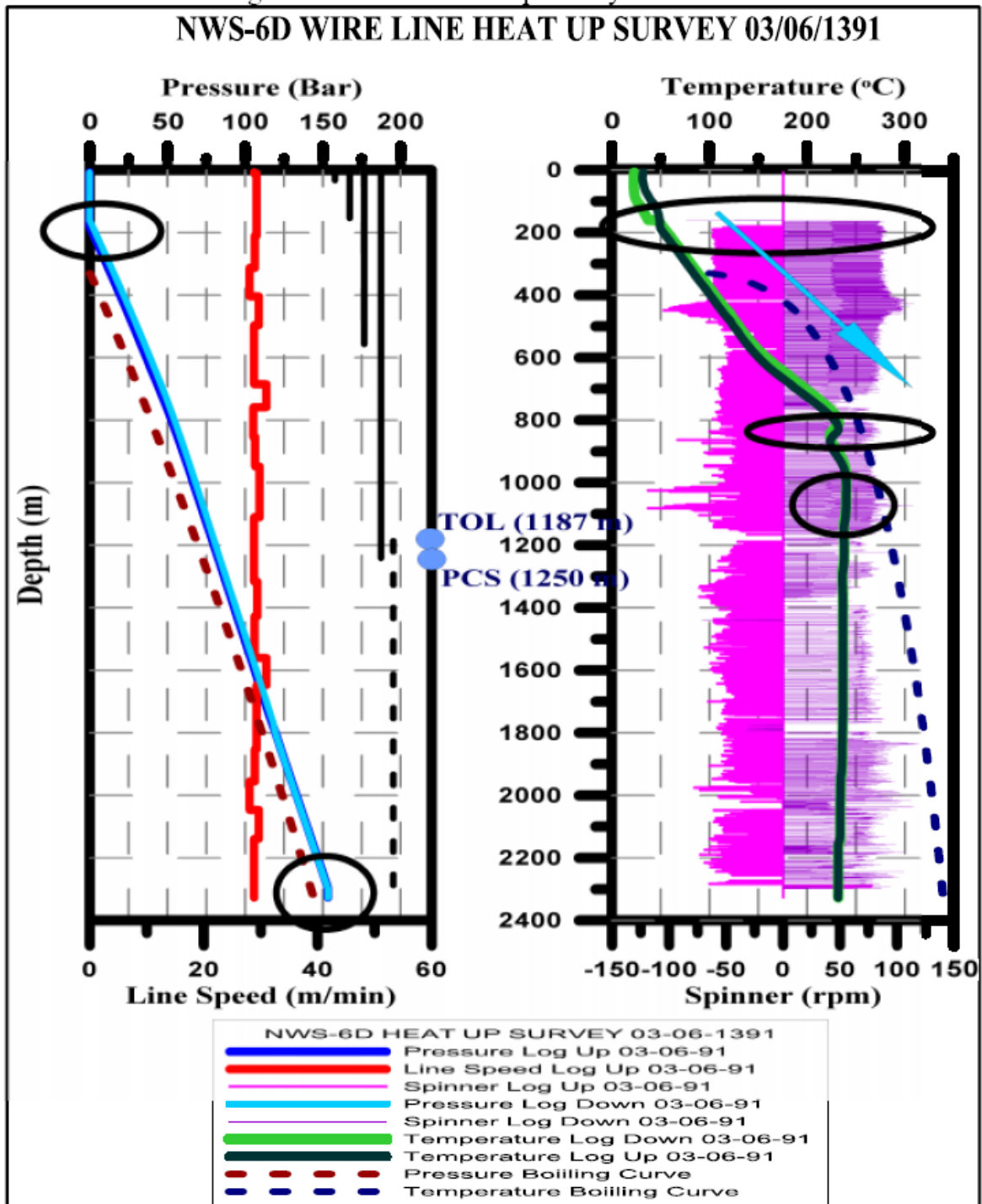
شکل (۴-۵): نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه (بزرگ شده قسمتی از شکل ۱-۵ می باشد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان، دایره های قرمز نماد چشمه های آبگرم با دمای بالا و نمادهای میخ مانند قهوه ای بیانگر موقعیت چاه های حفاری شده می باشند) (فاصله خطوط کنترولی ۰/۵ کیلومتر می باشد).



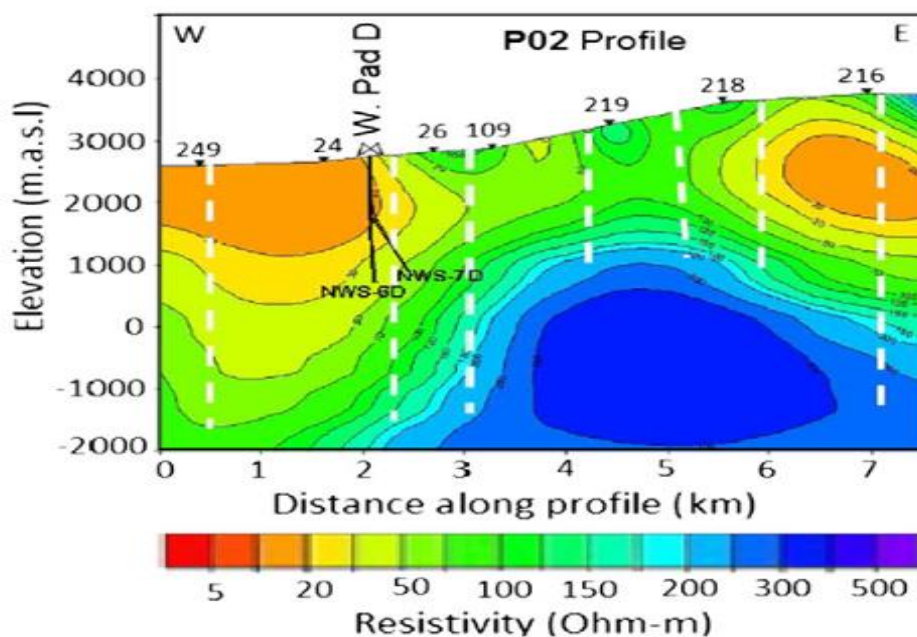
شکل (۵-۵): منبع گرمایی در غرب سبلان. دایره ای که با خط چین قهوه ای رنگ مشخص شده محدوده منطقه داغ معرفی شده توسط شرکت EDC می باشد و بیضی مشکی رنگ مشخص شده محدوده منطقه داغ معرفی شده توسط قاندرحمتی و همکاران می باشد (با تغییر از EDC, 2010).



Figure 5. NWS-6D Heat up survey 03/06/1391



شکل (۵-۶): پروفیل دمایی ثبت شده در چاه NWS-6D



شکل (۵-۷): پروفیل دو بعدی MT واقع در جنوب غرب سبلان (EDC, 2010).

همان‌طور که قبلاً هم به آن اشاره شد با توجه به نقشه‌های عمق نقطه کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی کمترین مقدار عمق نقطه کوری و بیشترین مقدار گرادیان حرارتی و جریان حرارتی در اطراف قله سبلان به خصوص در غرب و جنوب غرب آن دیده می‌شود. همچنین نتایجی که از مدل‌سازی داده‌های MT ارائه شده موید وجود یک منطقه داغ در غرب و جنوب غرب قله می‌باشد. علاوه بر این در زیر این منطقه توده‌ای با مقاومت ویژه بالا وجود دارد که از آن به عنوان منبع زمین‌گرمایی غرب سبلان یاد می‌شود. وجود منطقه داغ، توده‌ای با مقاومت ویژه بالا، وجود چشمه‌های آبگرم با دماهای قابل توجه، ثبت دماهای بالای ۲۳۰ درجه سانتی‌گراد در چاه‌های حفاری شده این منطقه و وجود کانی‌های دگرسان شده دما بالا همگی با کم بودن عمق نقطه کوری و بالا بودن گرادیان حرارتی و جریان حرارتی مطابقت دارند و بر بالا بودن دقت نتایج صحنه می‌گذارند.

علاوه بر این، بخش جنوب غربی منطقه مورد مطالعه که در استان آذربایجان شرقی واقع شده است توسط خوجم‌لی و همکاران (۱۳۹۴) به عنوان یکی از مناطق پر پتانسیل جهت اکتشاف منابع زمین‌گرمایی در این استان معرفی شد.



---

فصل ششم

---

نتیجه‌گیری و پیشنهادها

## ۶-۱- مقدمه

با توجه به اهمیت تخمین عمق نقطه کوری در مراحل اولیه شناسایی مناطق مستعد زمین گرمایی و کم و کاستی‌های موجود در روش‌های تخمین این عمق، در این رساله سعی شد که با استفاده از ایده‌های جدید بعضی از مشکلات موجود در تخمین عمق نقطه کوری منابع مغناطیسی مرتفع گردد. بنابراین اهم نتایج به دست آمده در این پایان نامه در ادامه آورده خواهد شد و سپس پیشنهاداتی نیز جهت تکمیل و بهبود کار ارائه خواهد شد.

## ۶-۲- نتیجه‌گیری

در این بخش از فصل، چکیده‌ای از نتایج حاصل از رساله به صورت زیر ارائه می‌گردد.

- \* نتایج مطالعه حاضر نشان می‌دهد که بلوک‌هایی با ابعاد  $100 \times 100$  کیلومتر بهینه‌ترین ابعاد جهت محاسبه طیف توان داده‌های مغناطیسی برای محاسبه عمق نقطه کوری تشخیص داده شدند.
- \* روش تبدیل موجک پیوسته دو بعدی پیشنهادی و بکار گرفته شده با موجک مادر حاصل از مشتقات قائم و افقی بی‌هنجاری مکعب واحد حساسیت خاصی به نوفه موجود در داده‌ها نداشت همچنین با دقت خوبی عمق بالایی بی‌هنجاری‌ها را تخمین می‌زد. به همین دلیل می‌تواند ابزار مناسبی برای تخمین عمق داده‌های میدان پتانسیل به حساب آید.
- \* تخمین همزمان پارامتر فرکتالی و ضخامت منابع مغناطیسی با روش‌های وارون سازی دچار خطای فاحشی می‌شود. همچنین با محاسبه پارامتر فرکتالی هر بلوک نتایج عمق کوری بهبود قابل توجهی می‌یابد.
- \* با بکار گیری روش‌های وارون سازی پارامتر فرکتالی بین  $4/6$  تا  $5/7$  و ضخامت منابع مغناطیسی بین  $7/5$  تا  $17/4$  کیلومتر تعیین شدند.

\* با اینکه نتایج تخمین پارامتر فرکتالی با روش‌های غیرفرکتال شده و وارون سازی تقریباً یکسان است اما روش غیر فرکتال شده به دلیل استفاده از روش مرکزبایی به تنهایی روش خیلی مطمئنی نیست. ولی می‌تواند برای اعتبار سنجی نتایج تخمین پارامتر فرکتالی مورد استفاده قرار گیرد.

\* با توجه به نقشه‌های عمق نقطه کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی می‌توان گفت که اکثر روش‌های مورد استفاده قرار گرفته در این پایان نامه، مناطق غرب و جنوب غرب سبلان و روی هم رفته اطراف قله سبلان را به عنوان یکی از مناطق مستعد زمین گرمایی معرفی می‌کنند.

\* با استفاده از روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت با محاسبه ماتریس ژاکوبین به کمک روش تحلیلی کمترین و بیشترین مقدار عمق نقطه کوری به ترتیب ۱۳/۱ کیلومتر در غرب کوه سبلان و ۲۱/۵ کیلومتر در شمال منطقه مورد مطالعه به دست آمده است. همچنین کمترین مقدار جریان حرارتی  $68 \text{ mW/m}^2$  در شمال منطقه مورد مطالعه و بیشترین مقدار جریان حرارتی  $111 \text{ mW/m}^2$  در اطراف کوه سبلان و با درجه بیشتری در غرب و شمال غرب آن اتفاق افتاده است.

\* اعتبار سنجی نتایج به دست آمده از مطالعه حاضر، با اطلاعات موجود حفاری چاه‌ها، مشخصات و موقعیت چشمه‌های آبگرم و نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های دو بعدی و سه بعدی داده‌های MT هم‌خوانی بسیار خوبی دارد. با توجه به این می‌توان گفت که روش معرفی شده از توانایی و اعتبار بالایی برخوردار است. به همین جهت می‌توان از این روش و داده‌های ارزان قیمت مغناطیس‌هوایی برای شناسایی اولیه مناطق مستعد زمین گرمایی کشور استفاده نمود.

\* با توجه به نتایج حاصله، بخش جنوب غربی منطقه مورد مطالعه (در استان آذربایجان شرقی) نیز به عنوان یکی از مناطق پر پتانسیل جهت اکتشاف منابع زمین گرمایی معرفی می‌گردد.

### ۳-۶- پیشنهادها

\* در این رساله مقدار چرخش موجک مادر صفر در نظر گرفته شد اما برای مطالعات آینده پیشنهاد می‌گردد که چرخش موجک مادر نیز در نظر گرفته شود و با زوایای مختلف روش تبدیل موجک پیوسته دو بعدی محاسبه گردد.

\* برای بهبود نتایج محاسبه عمق کوری با روش جدید معرفی شده در این رساله، استفاده از دیگر داده‌های ژئوفیزیکی (مانند میکرو لرزه نگاری، گرانی سنجی و ...) جهت مقید نمودن عمق بالایی منابع مغناطیسی قویاً توصیه می‌شود.

پیوست الف:

مثال‌های موردی از تخمین عمق نقطه کوری



## الف -۱- تعیین عمق نقطه کوری کشور یونان به کمک داده‌های مغناطیس‌هوایی و جریان حرارتی

هدف از این مطالعه بررسی گستره سیستم‌های زمین گرمایی منطقه‌ای در یونان با استفاده از خطوط عمق نقطه کوری و جریان حرارتی می‌باشد. داده‌های مغناطیس‌هوایی برای بررسی ۵ ناحیه نشان داده شده در شکل (الف-۱) مورد استفاده قرار گرفت. ارتفاع پرواز ۳۰۰ متر و فواصل بین خطوط پرواز ۸۰۰ متر است. ابتدا داده‌های مغناطیس‌کنتوری رقومی شدند و سپس با استفاده از یک برنامه درونیابی به شبکه‌های منظم و مربعی  $64 \times 64$  کیلومتر برای هر منطقه تقسیم بندی شد. در ادامه اثرات میدان ناحیه‌ای و دیگر بخش‌های مربوط به میدان‌های هسته مغناطیسی با اعمال فیلترهای مختلف حذف شد. تخمین عمق نقطه کوری با روش مرکزبایی انجام شد. مقادیر عمق به دست آمده برای هر بلوک در جدول (الف-۱) ارائه شده است. نتایج این تحقیق نشان می‌دهد که عمق نقطه کوری به طور قابل ملاحظه‌ای در مناطق مورد بررسی تغییر می‌کند. عمق کوری در مناطق A و D کمترین مقدار را دارد همچنین در این مناطق پدیده‌های سطحی داغ نیز مشاهده می‌شود.

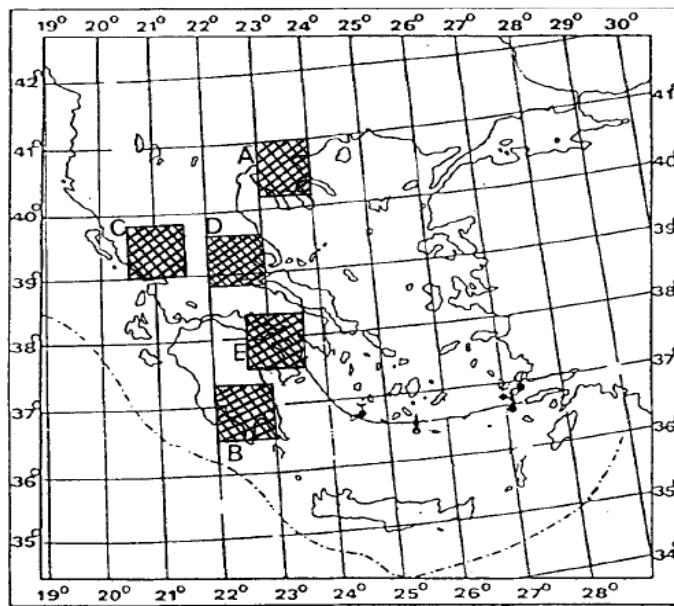
## الف -۲- بررسی یکی از میدان‌های زمین گرمایی یونان، با استفاده از توموگرافی زلزله‌ای محلی سه بعدی و تحلیل عمق نقطه کوری

کاراستاتیس<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۱) جهت تشخیص منشأ میدان حرارتی موجود در منطقه خلیج North Euboean و ارتباط آن با تکتونیک ناحیه‌ای، مطالعات توموگرافی زلزله‌ای سه بعدی و تحلیل عمق نقطه کوری بر پایه داده‌های مغناطیس‌هوایی را انجام دادند. منطقه مورد مطالعه پوشیده از سنگ‌های آتشفشانی

دگرسان شده می‌باشد. علاوه بر این در بخش‌های مختلفی از منطقه، چشمه‌های آبگرم با تغییرات دمایی سطحی بین ۳۹ تا ۸۳ درجه سانتی‌گراد وجود دارد.

<sup>۱</sup> Karastathis

در این مطالعه از ترکیب داده‌های مغناطیس هوایی که در سال‌های ۱۹۶۶ و ۱۹۷۸ برداشت شده است، استفاده شد. قبل از ترکیب داده‌ها، IGRF از داده‌ها حذف شدند و سپس با الگوریتم حداقل انحناء<sup>۱</sup> با فاصله ثابت ۳۰۰ متر شبکه بندی شد. مجموعه داده‌های باقی مانده محدوده ای را با ابعاد ۲۲۰\*۱۱۰ کیلومتر پوشش می‌دهند. برای دوری از اثرات سطحی توپوگرافی نامنظم، فیلتر ادامه فراسو با سطح افقی در ارتفاع ۳ کیلومتر (بالای سطح دریا) اعمال شد (شکل الف-۲).



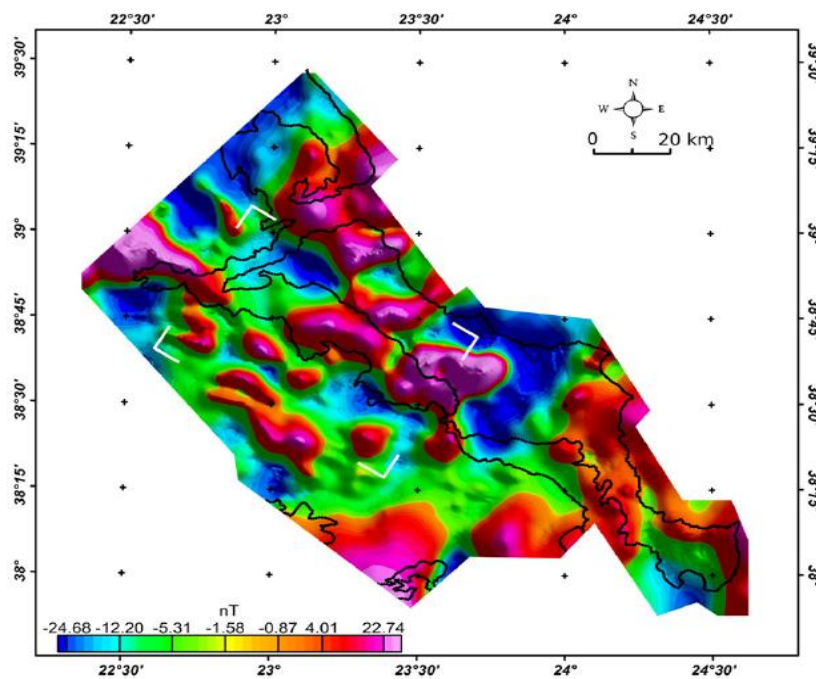
شکل (الف-۱): نواحی که عمق نقطه کوری با استفاده از داده‌های مغناطیس هوایی ارزیابی شد (Tselentis, 1991).

جدول (الف-۱): عمق‌های نقطه کوری تعیین شده از داده‌های مغناطیس هوایی، گرادیان زمین گرمایی و مقادیر هدایت حرارتی و جریان حرارتی میانگین در هر ناحیه (Tselentis, 1991).

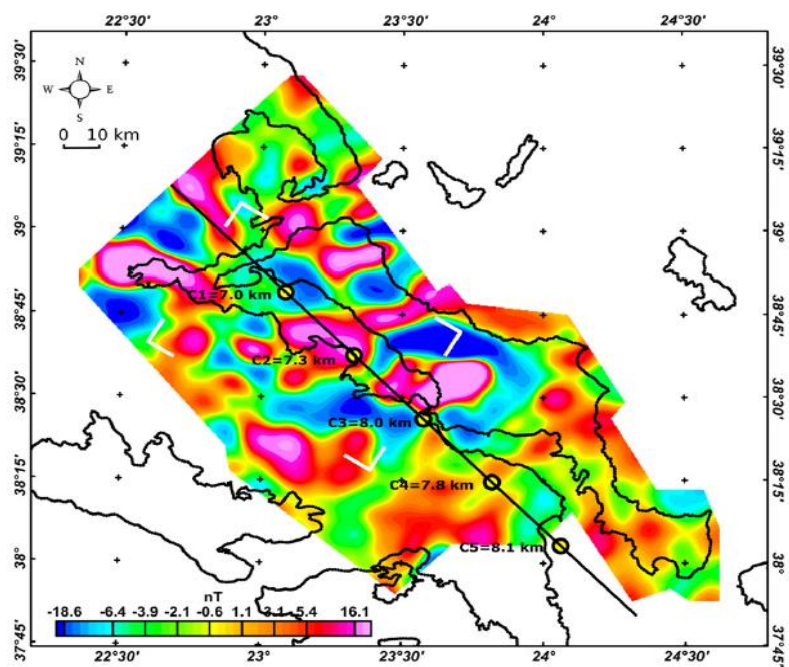
ناحیه	عمق نقطه کوری مغناطیس هوایی (Km)	متوسط هدایت حرارتی ( $Wm^{-1}C^{-1}$ )	متوسط جریان حرارتی ( $W/m^2$ )	عمق نقطه کوری گرادیان زمین گرمایی (Km)
A	13.4	2.25	99.48	12.0
B	21.4	1.80	49.74	18.5
C	28.0	1.96	34.69	29.0
D	11.3	2.03	107.43	10.5
E	14.7	2.00	89.45	12.0

<sup>1</sup> Minimum Curvature

در ادامه برای آشکار سازی بی‌هنجاری‌های مغناطیسی عمیق از فیلتر میان گذر (۵۰-۱۰ کیلومتر) استفاده شد تا نوفه‌های بسامد بالا حذف گردد. جهت تخمین عمق نقطه کوری، ۵ بلوک مربعی با ابعاد  $100 \times 100$  کیلومتر با همپوشانی ۷۵٪ در نظر گرفته شد (شکل الف-۳). طیف توان شعاعی برای هر بلوک محاسبه و سپس عمق بالایی و عمق مرکزی عمیق‌ترین منابع مغناطیسی برای هر بلوک محاسبه گردید. سرانجام با استفاده از فرمول معروف  $Z_b = 2Z_0 - Z_t$  مقادیر عمق کوری محاسبه شد. در شکل (الف-۳) مقادیر عمق نقطه کوری تخمین زده شده ارائه شده است.



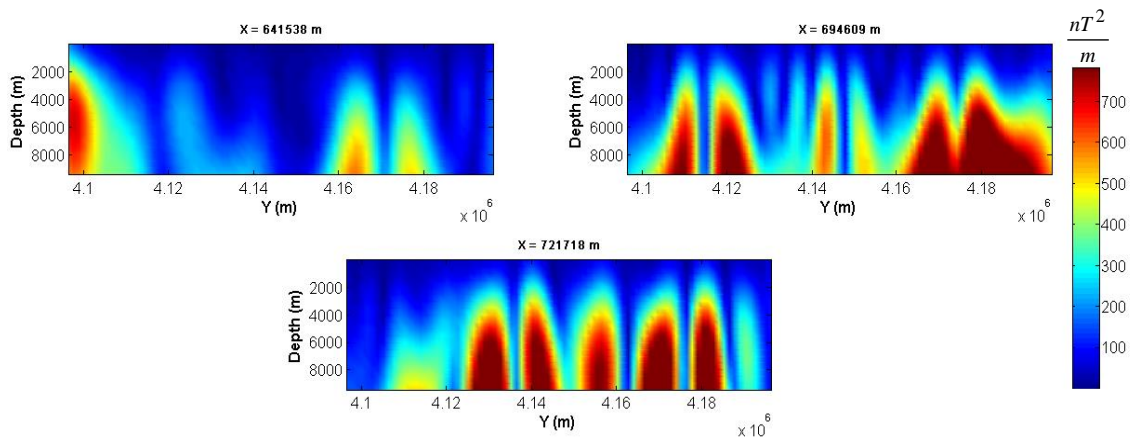
شکل (الف-۲): نقشه میدان مغناطیسی کل بعد از تصحیحات IGRF، برگردان به قطب و ادامه فراسو به ارتفاع ۳۰۰ متر (Karastathis et al., 2011).



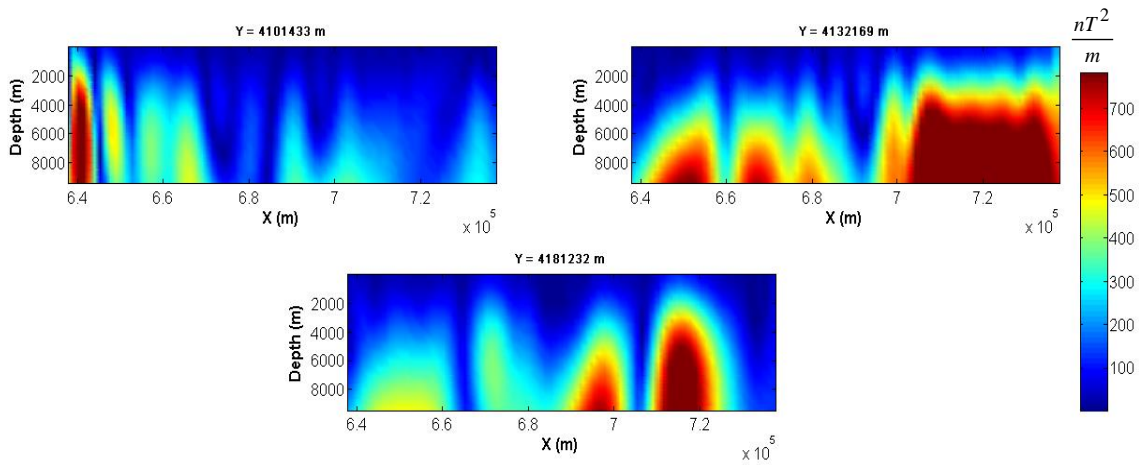
شکل (الف-۳): عمق‌های کوری تخمین زده شده برای هر بلوک (Karastathis et al., 2011).

پیوست ب:

نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی  
داده‌های بلوک‌های سبلان



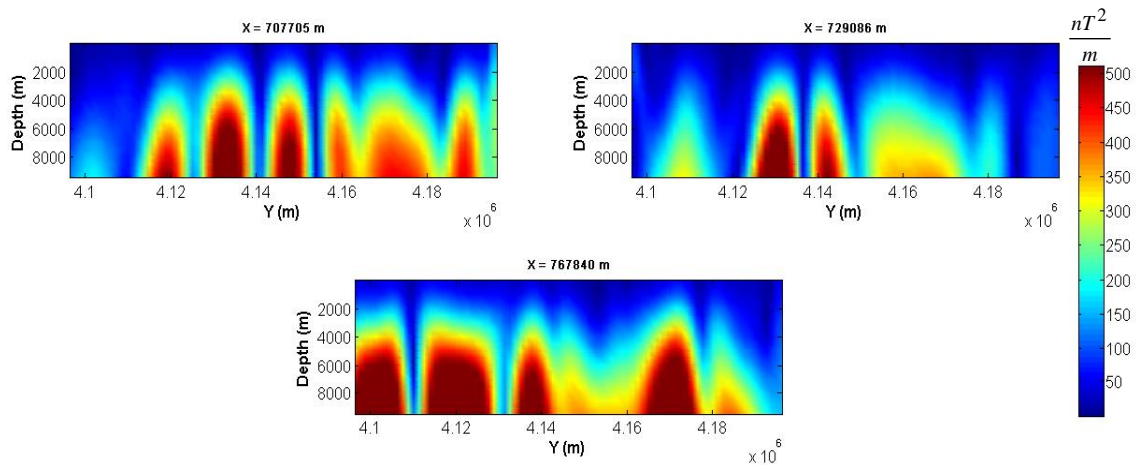
(الف)



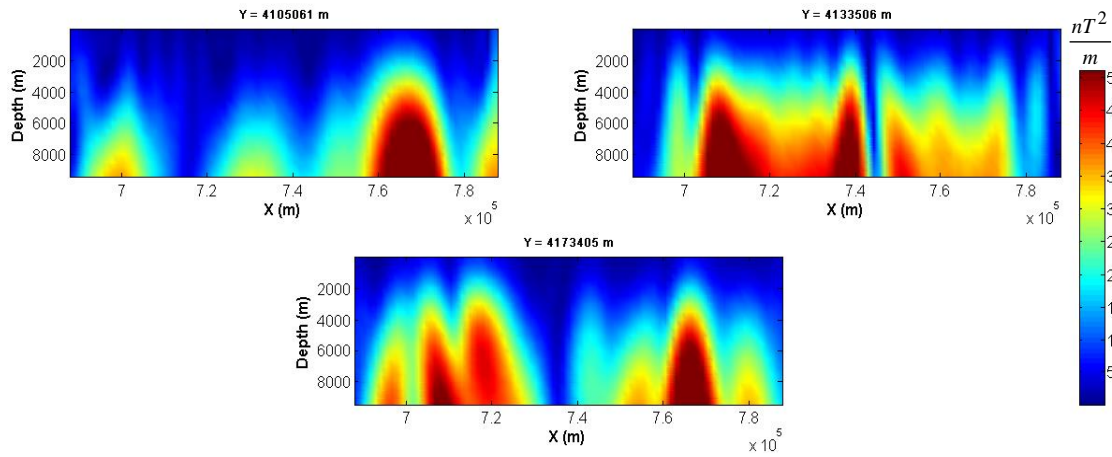
(ب)

شکل ب-۱- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۲ سبلان. الف) در جهت محور Y

ب) در جهت محور X



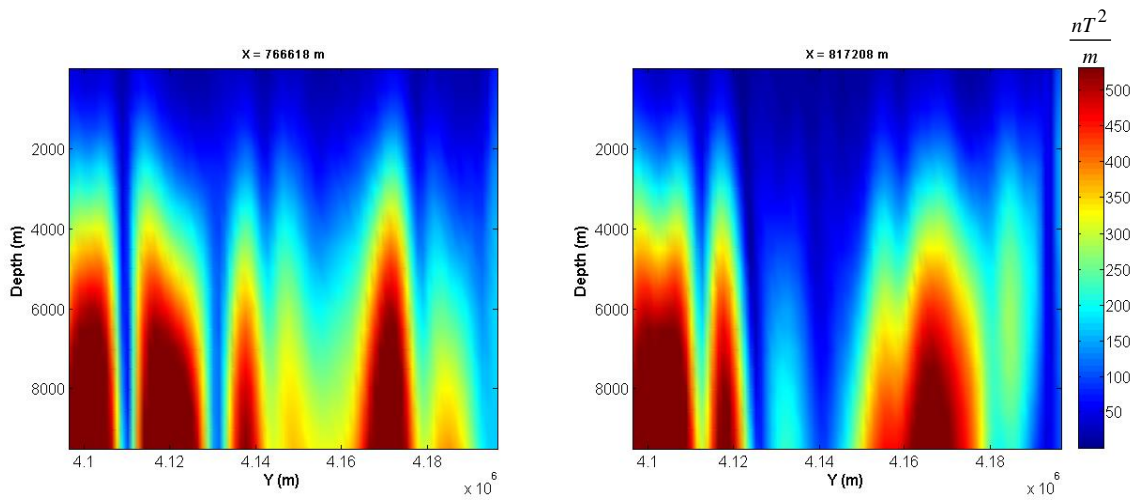
(الف)



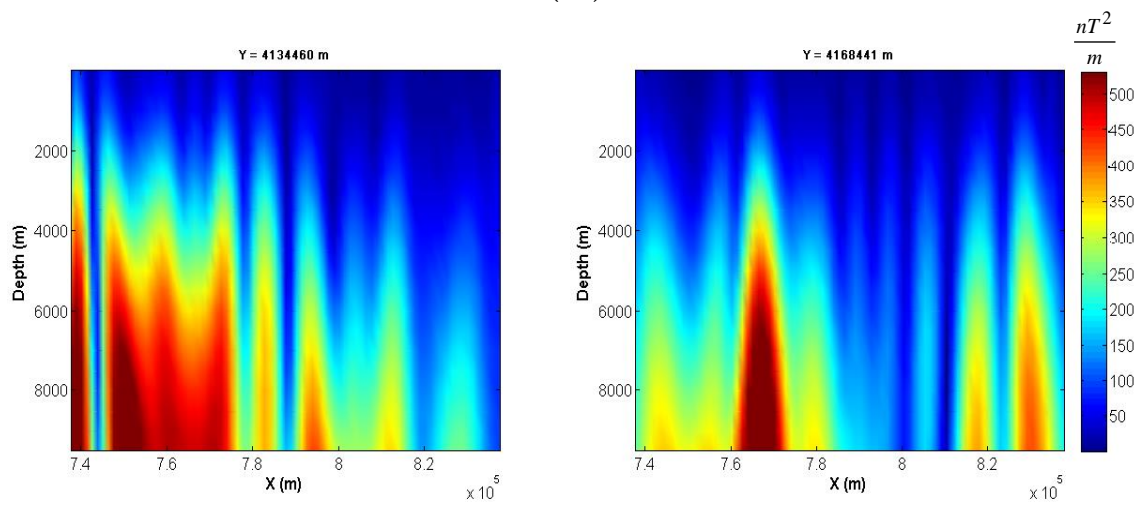
(ب)

شکل ب-۲- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۳ سبلان. الف) در جهت محور Y

ب) در جهت محور X



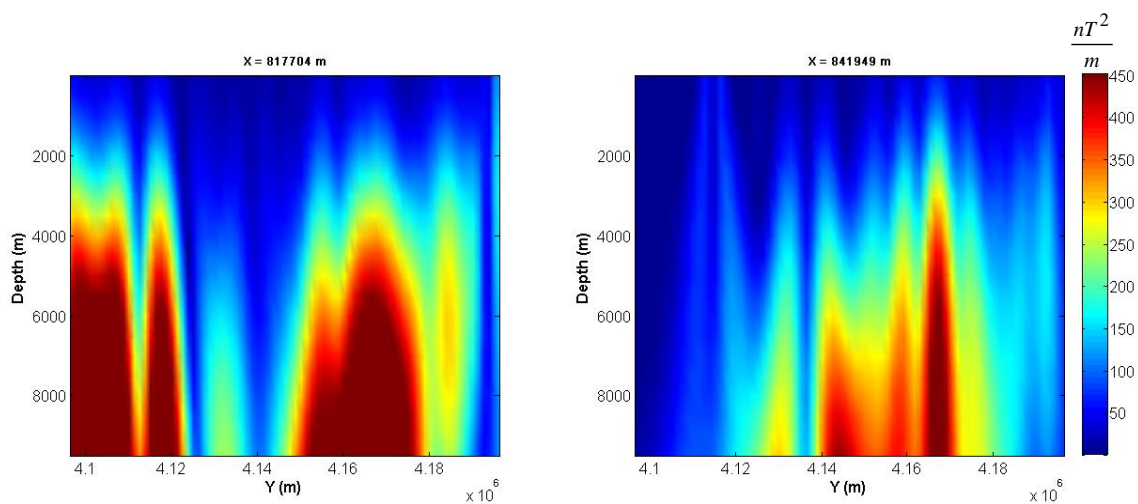
(الف)



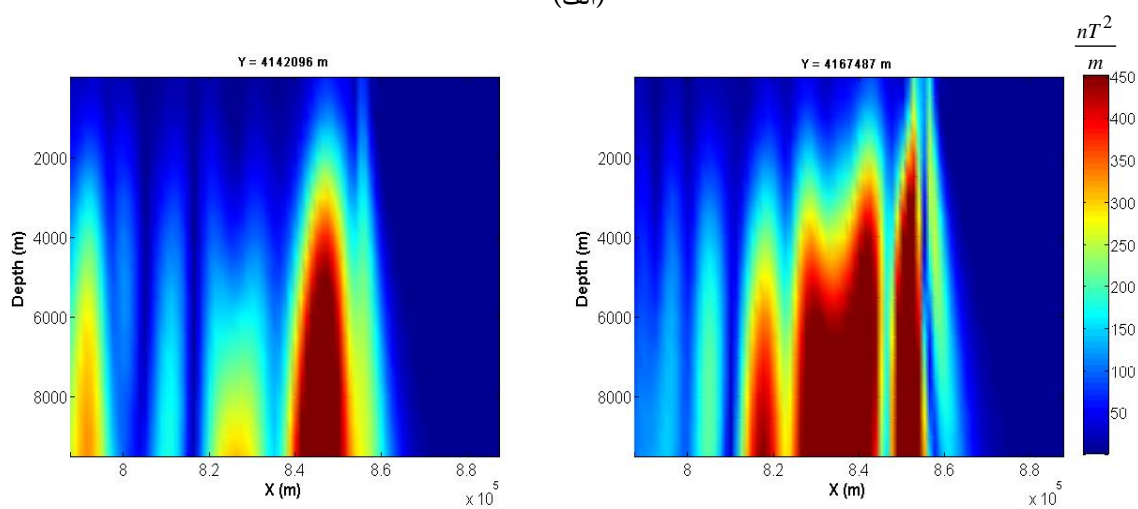
(ب)

شکل ب-۳- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۴ سبلان. الف) در جهت محور  $y$   
 ب) در جهت محور  $x$





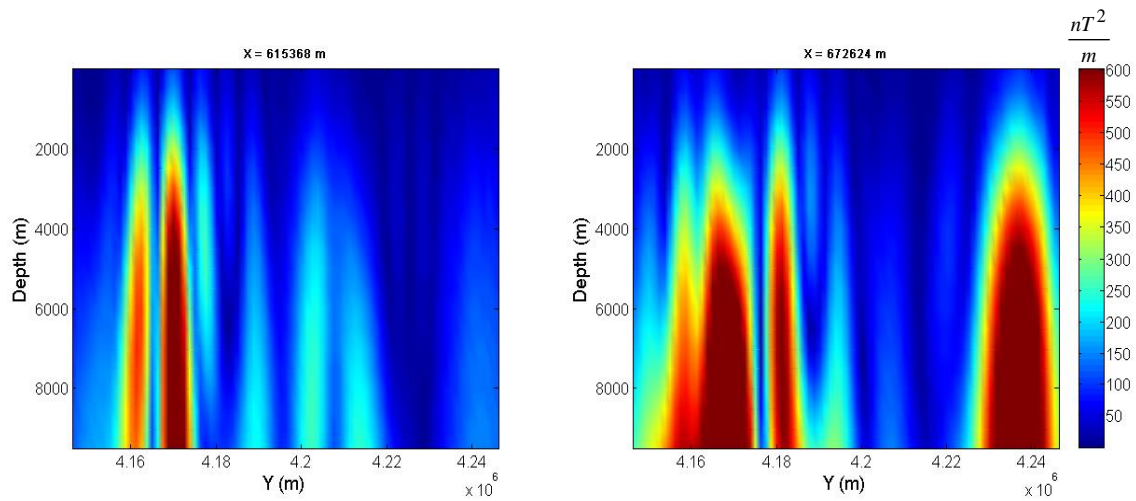
(الف)



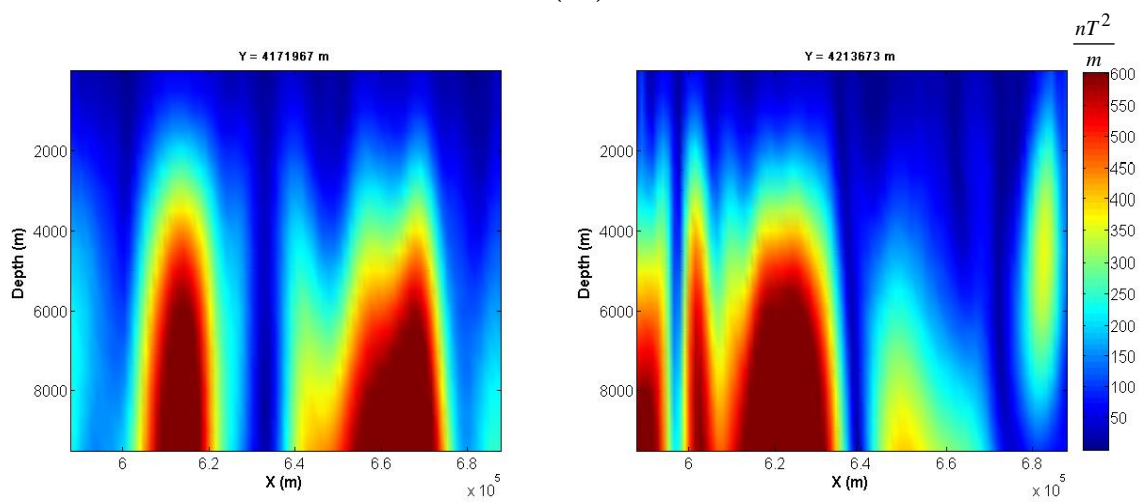
(ب)

شکل ب-۴- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۵ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

ب) در جهت محور  $x$

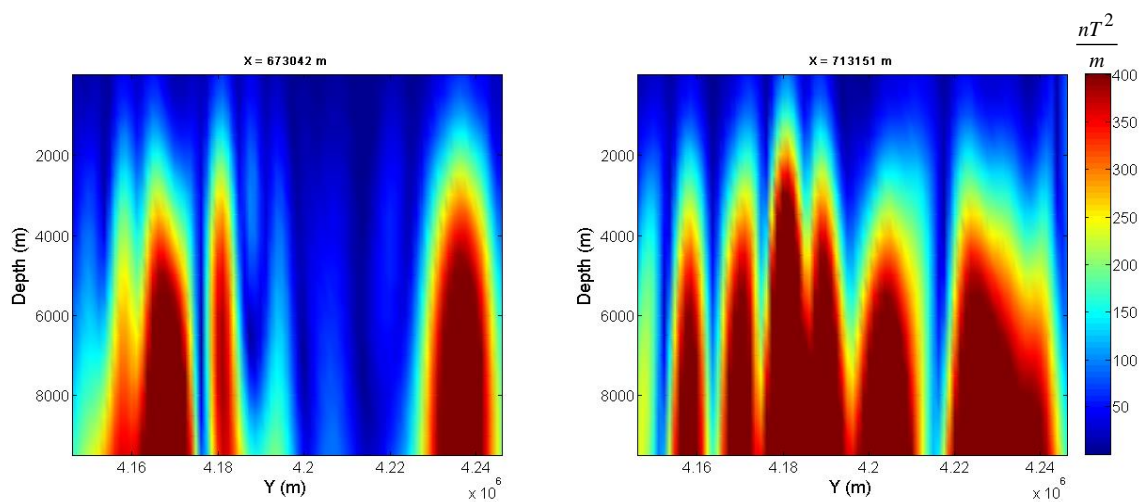


(الف)

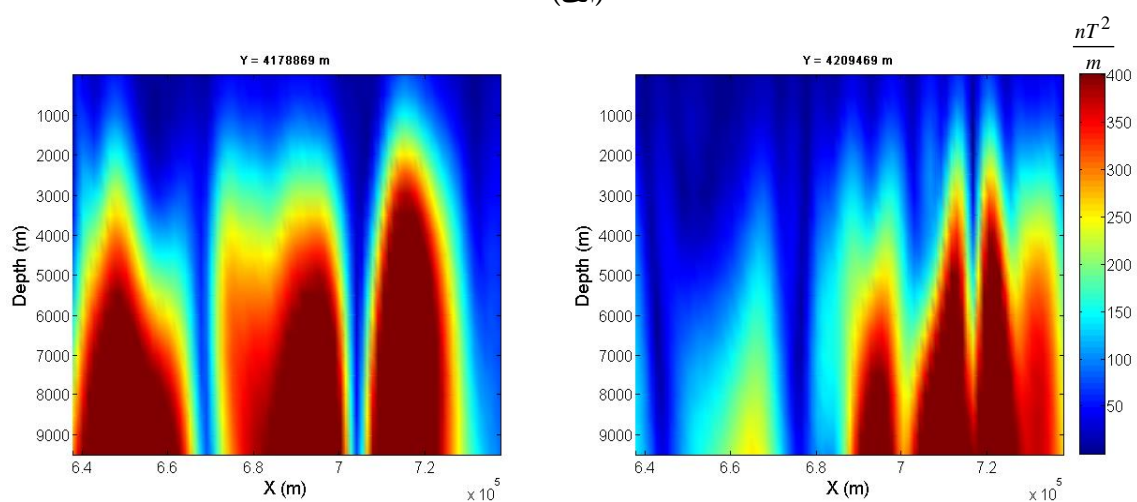


(ب)

شکل ب-۵- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۶ سبلان. الف) در جهت محور  $y$  ب) در جهت محور  $x$



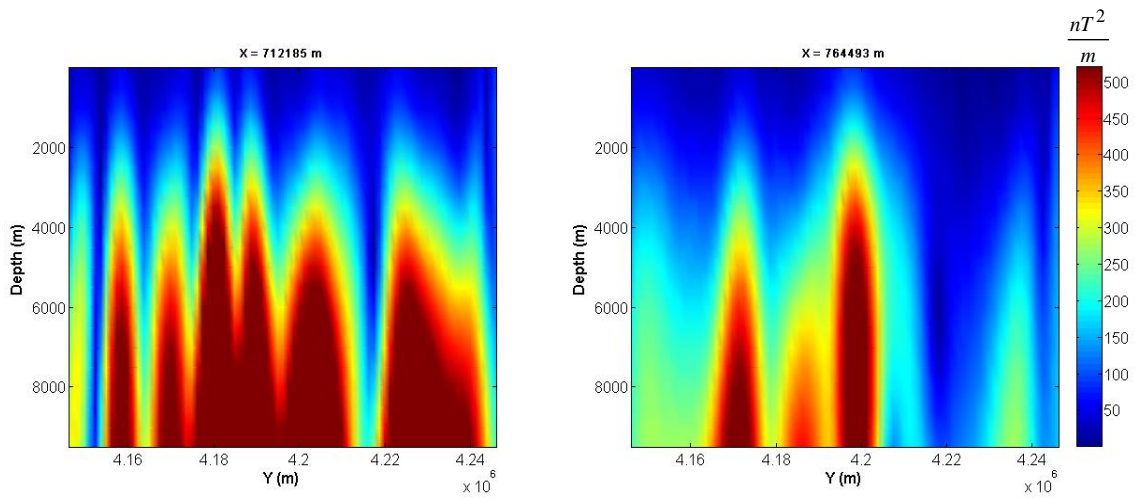
(الف)



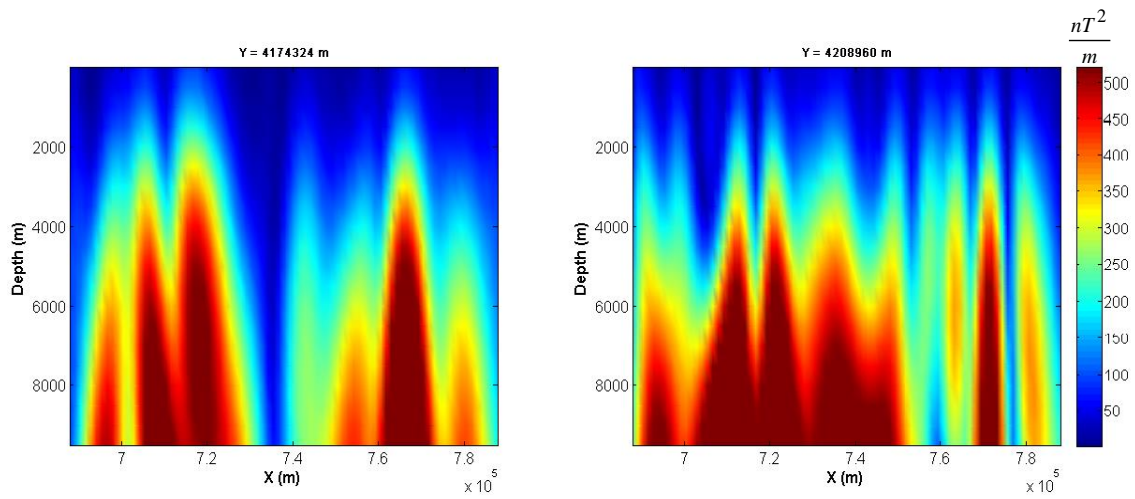
(ب)

شکل ب-۶- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۷ سبلان. الف) در جهت محور Y ب)

در جهت محور X

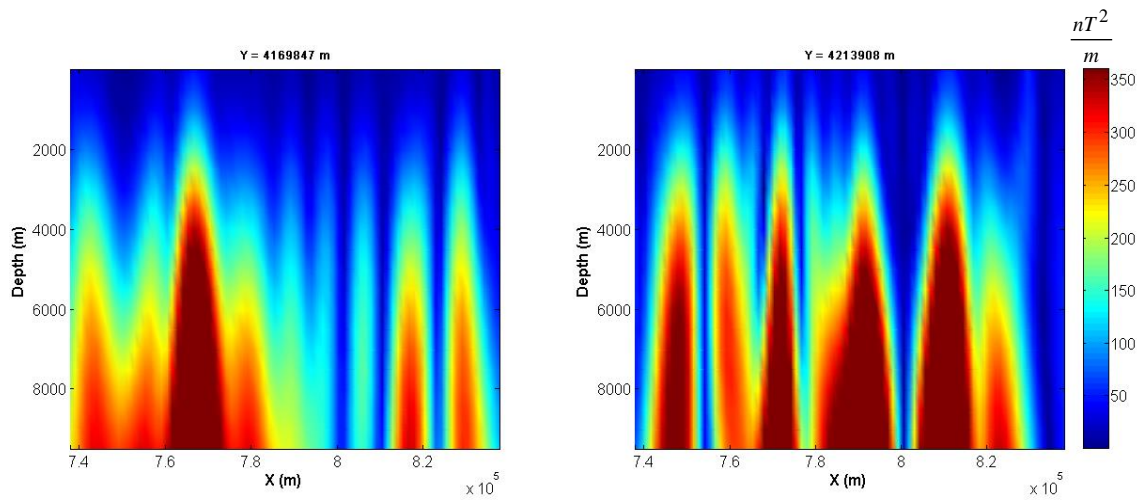


(الف)

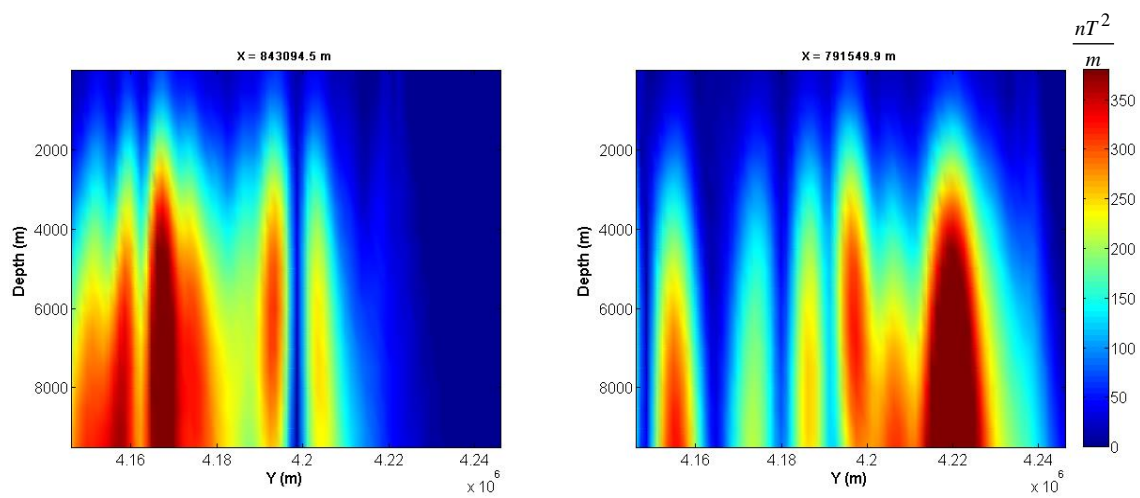


(ب)

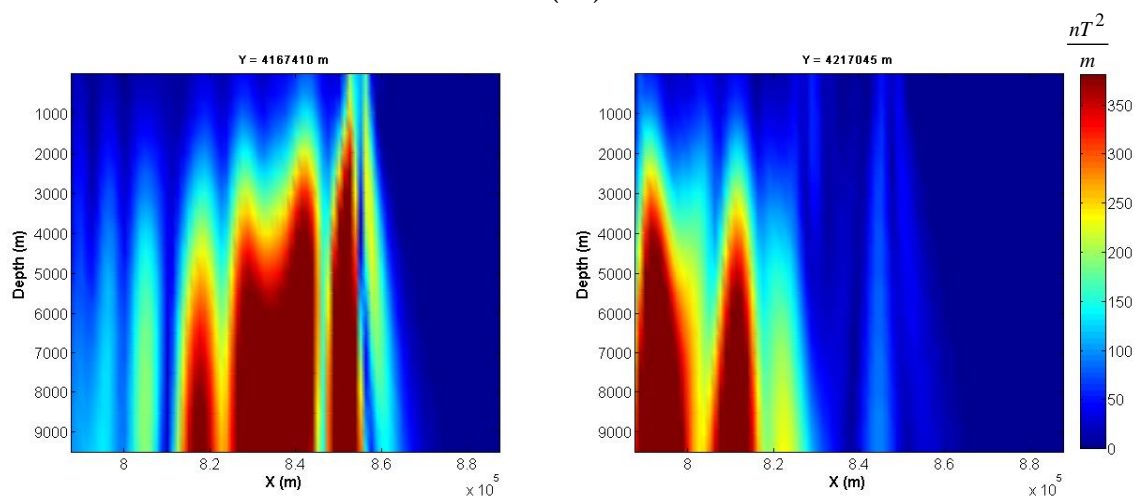
شکل ب- $\gamma$ - نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۸ سبلان. الف) در جهت محور  $y$   
 ب) در جهت محور  $x$



شکل ب- ۸- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۹ سبلان در جهت محور X



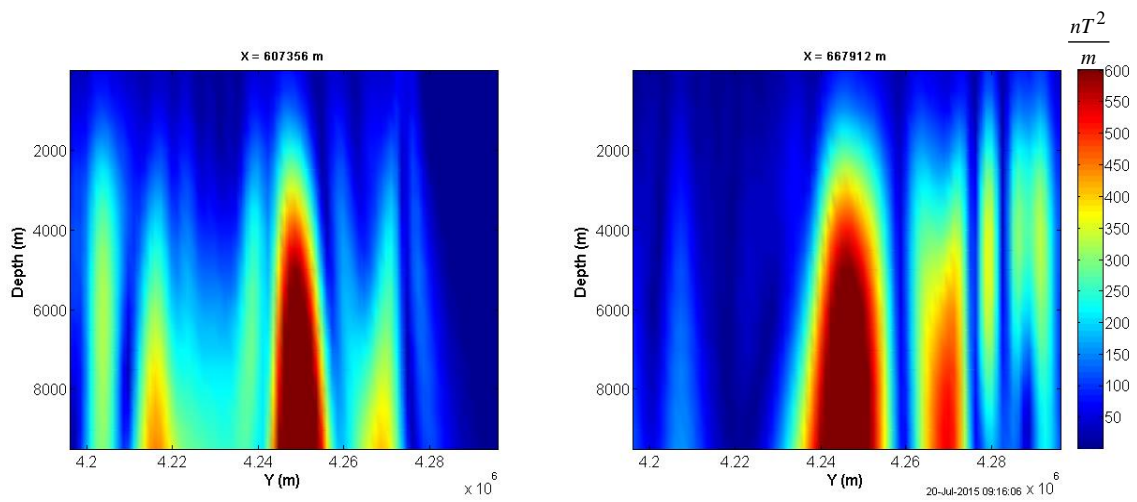
(الف)



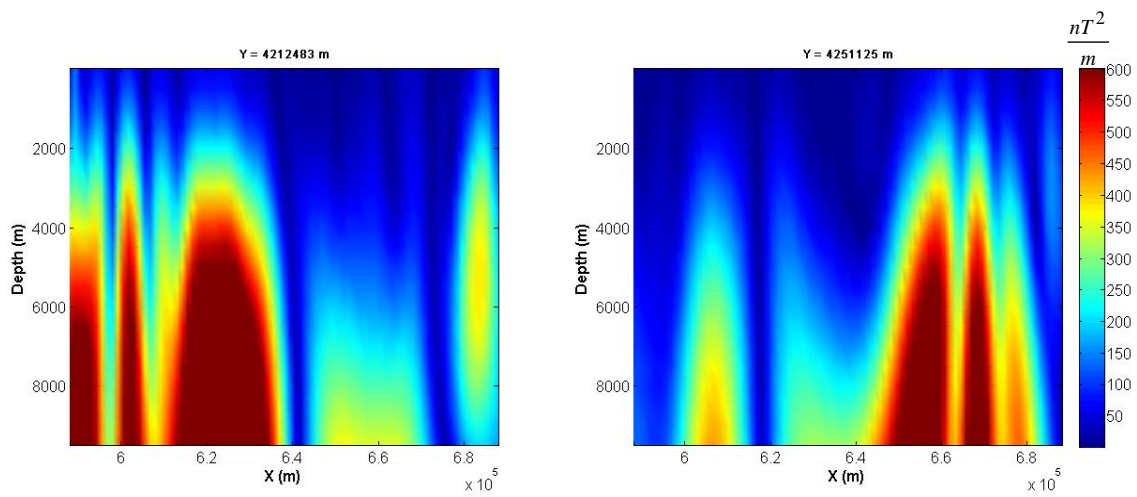
(ب)

شکل ب-۹- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۰ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

ب) در جهت محور  $x$



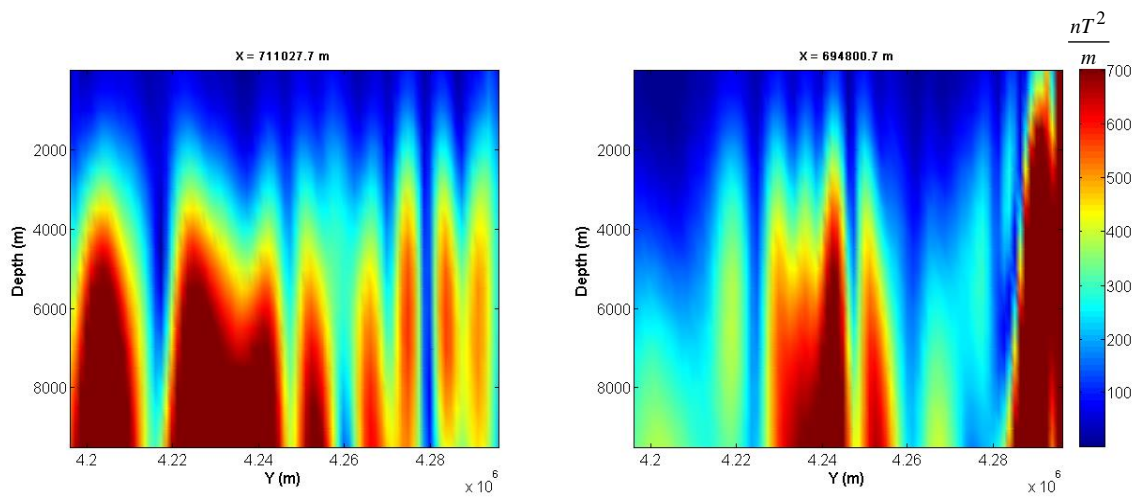
(الف)



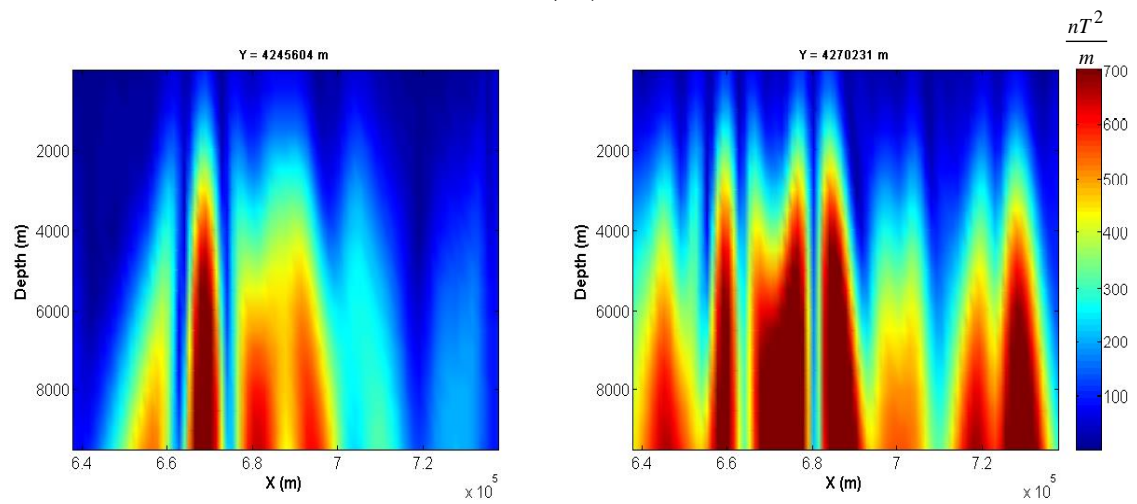
(ب)

شکل ب-۱۰- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۱ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

ب) در جهت محور  $x$



(الف)

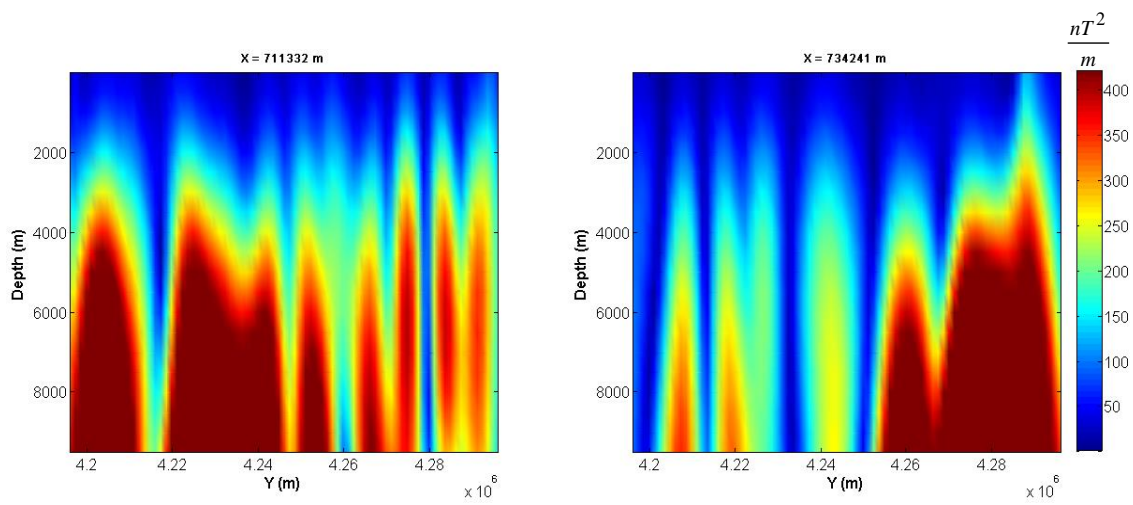


(ب)

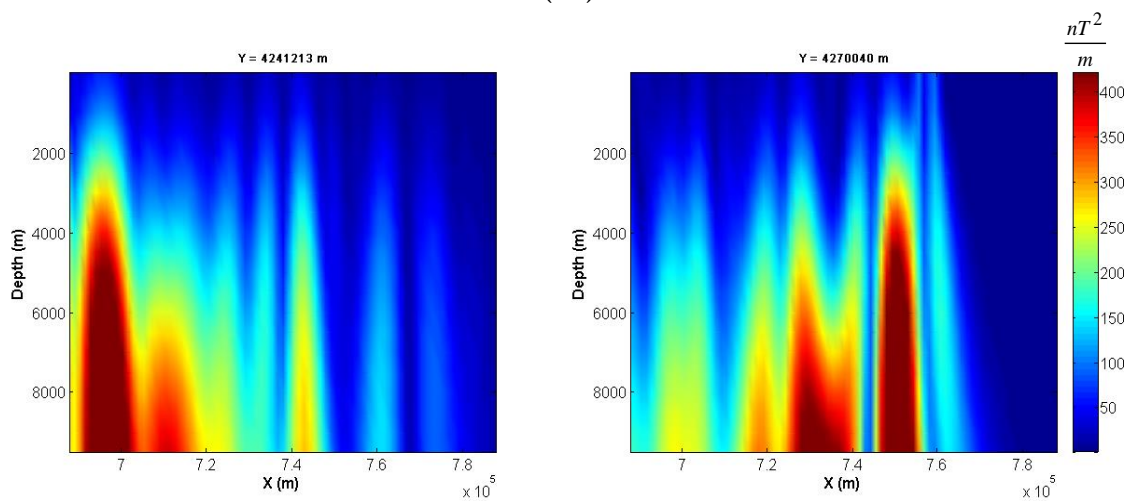
شکل ب-۱۱- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۲ سبلان. الف) در جهت محور  $Y$

ب) در جهت محور  $X$





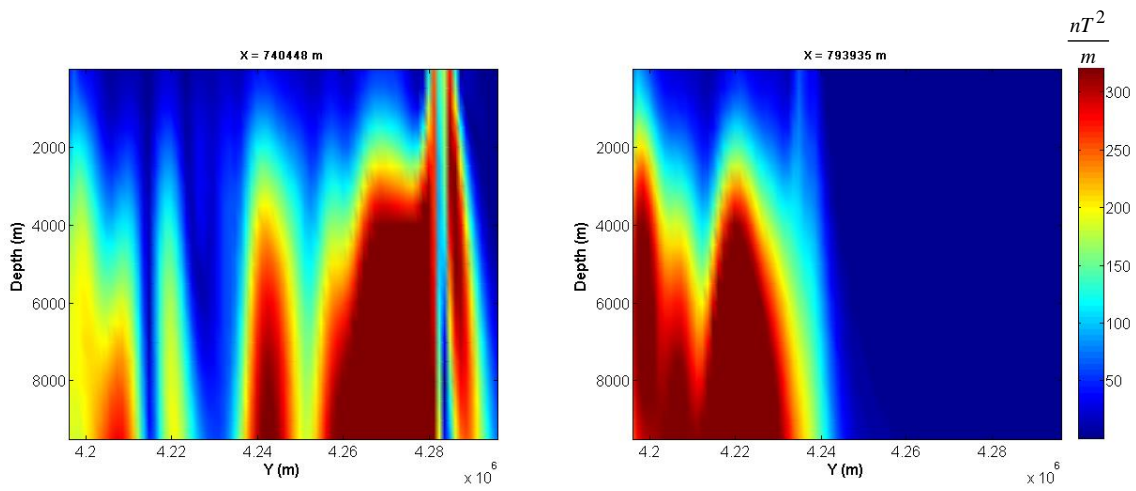
(الف)



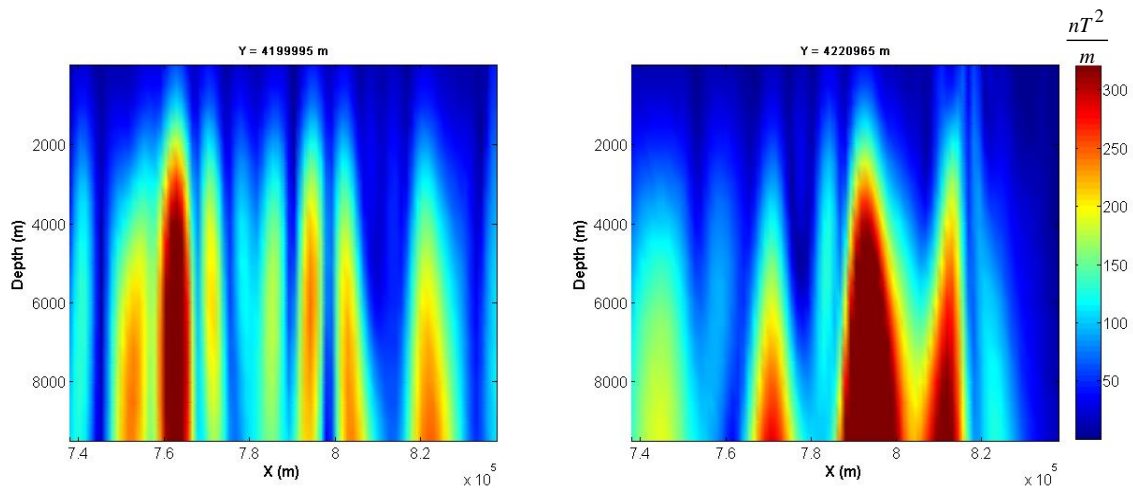
(ب)

شکل ب-۱۲- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۳ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

ب) در جهت محور  $x$



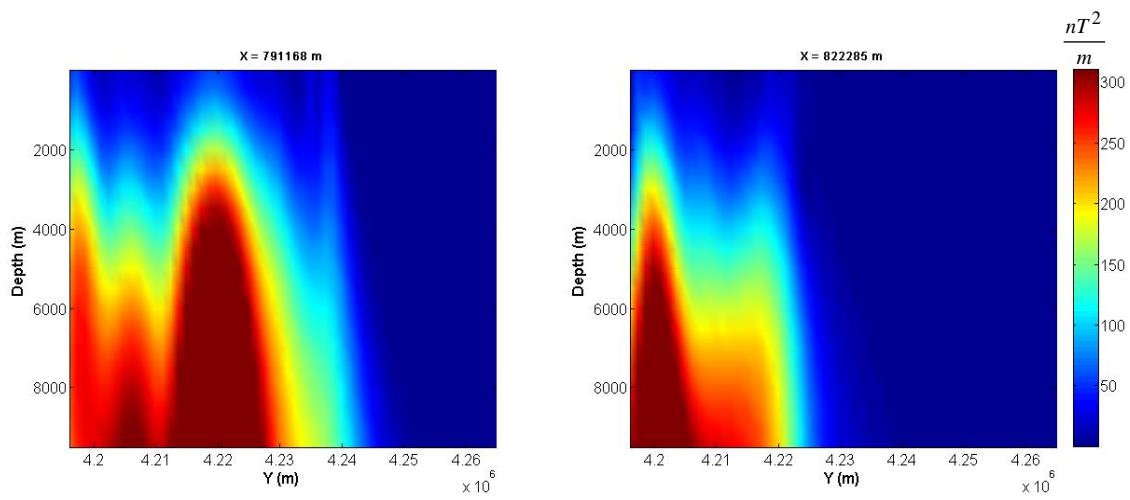
(الف)



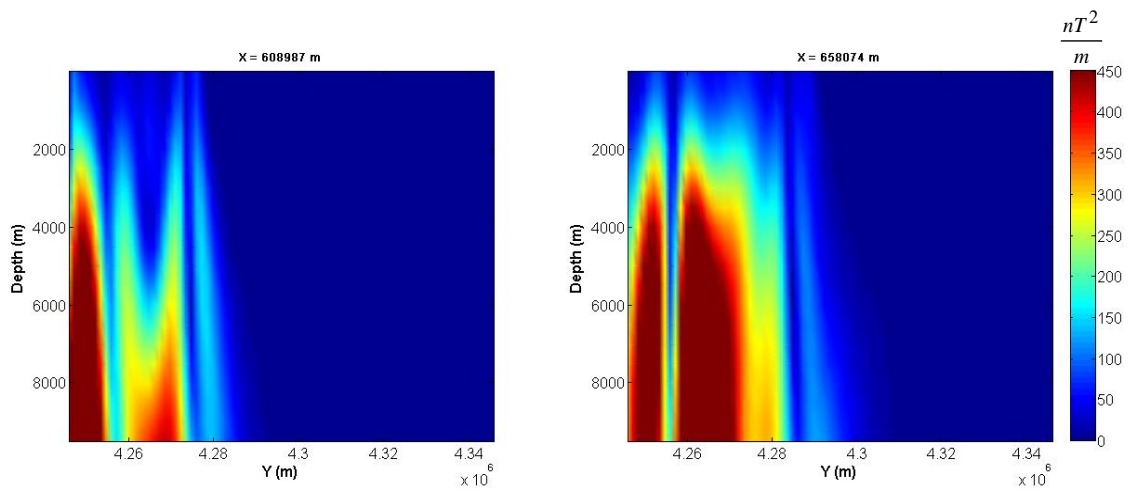
(ب)

شکل ب-۱۳- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۴ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

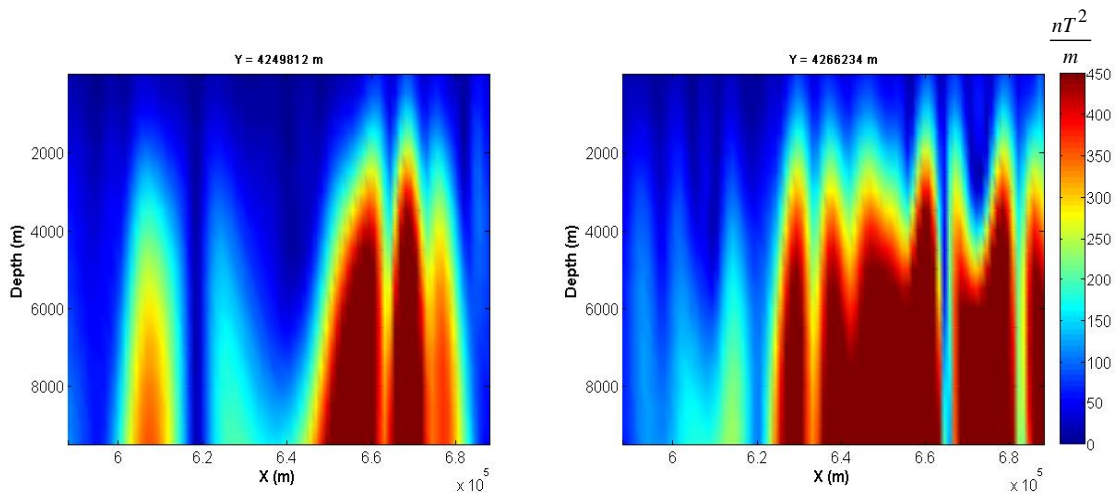
ب) در جهت محور  $x$



شکل ب- ۱۴- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۵ سبلان در جهت محور  $Y$



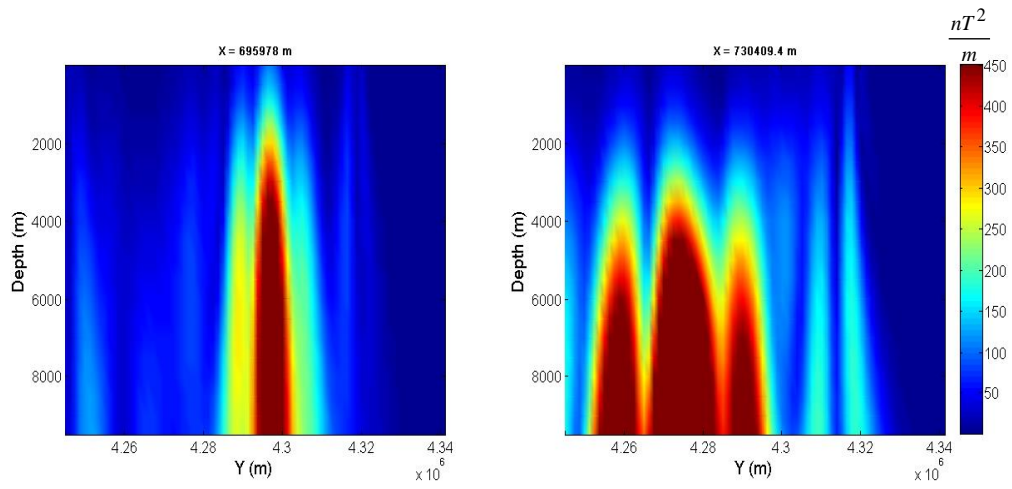
(الف)



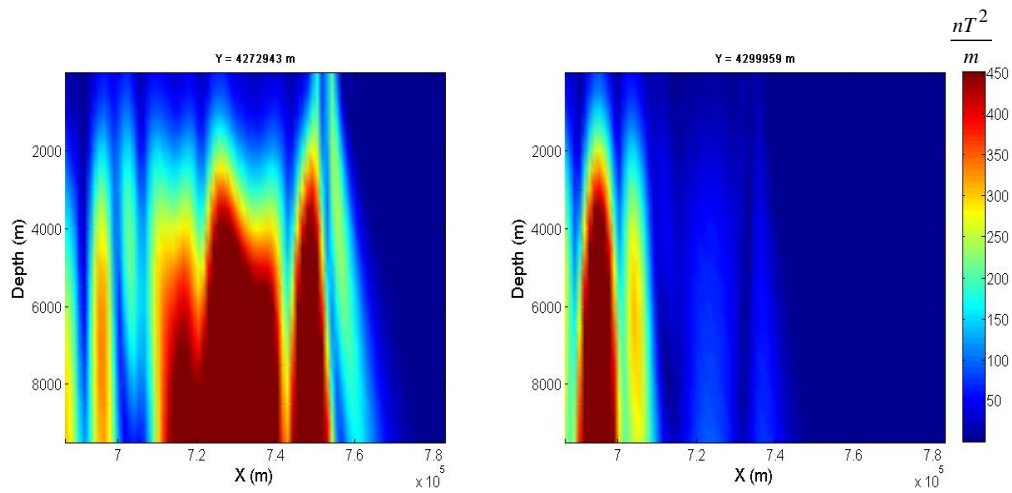
(ب)

شکل ب-۱۵- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۶ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

ب) در جهت محور  $x$



(الف)



(ب)

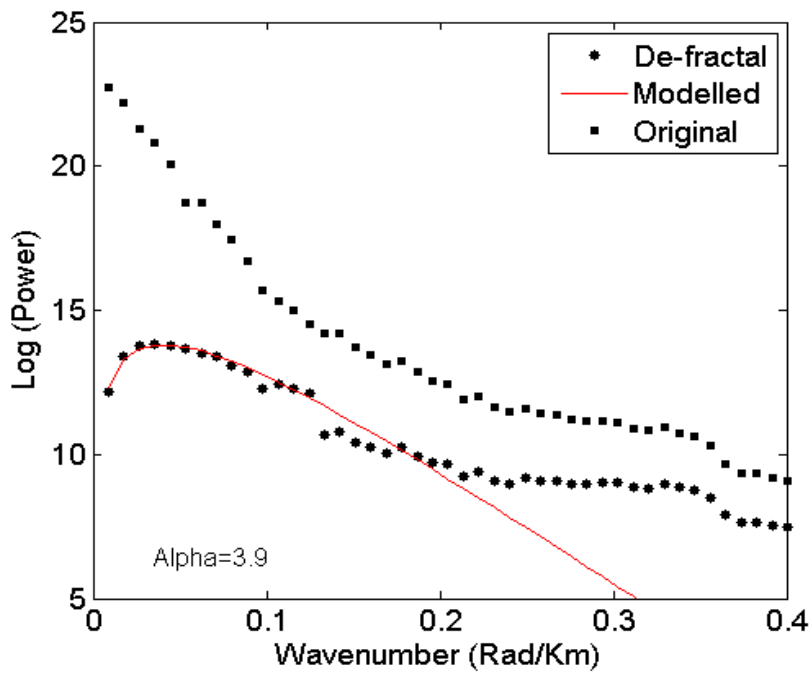
شکل ب-۱۶- نتایج ضرایب تبدیل موجک پیوسته دو بعدی بر روی داده‌های بلوک ۱۸ سبلان. الف) در جهت محور  $y$

ب) در جهت محور  $x$

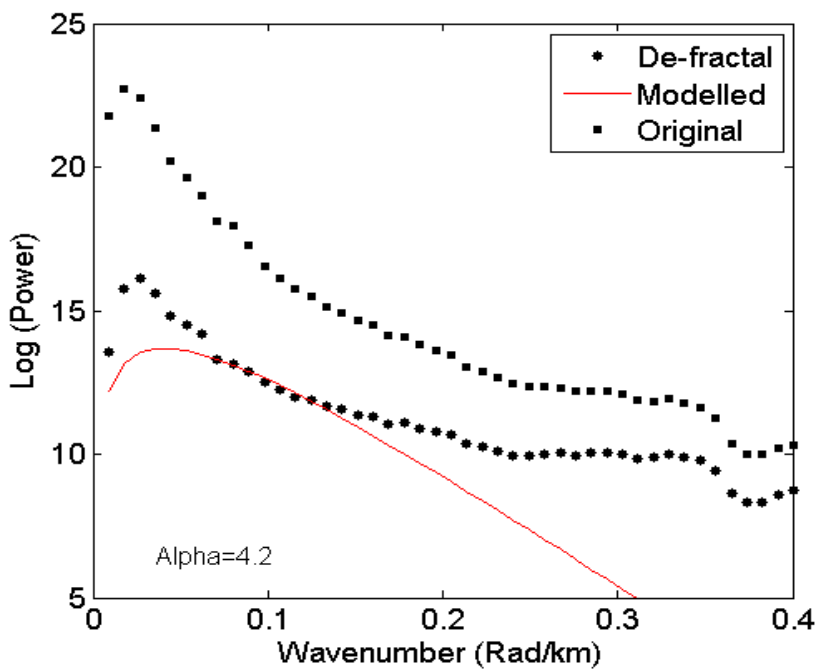
پیوست ج:

نمودار طیف توان غیر فرکتال شده داده‌های بلوک‌های

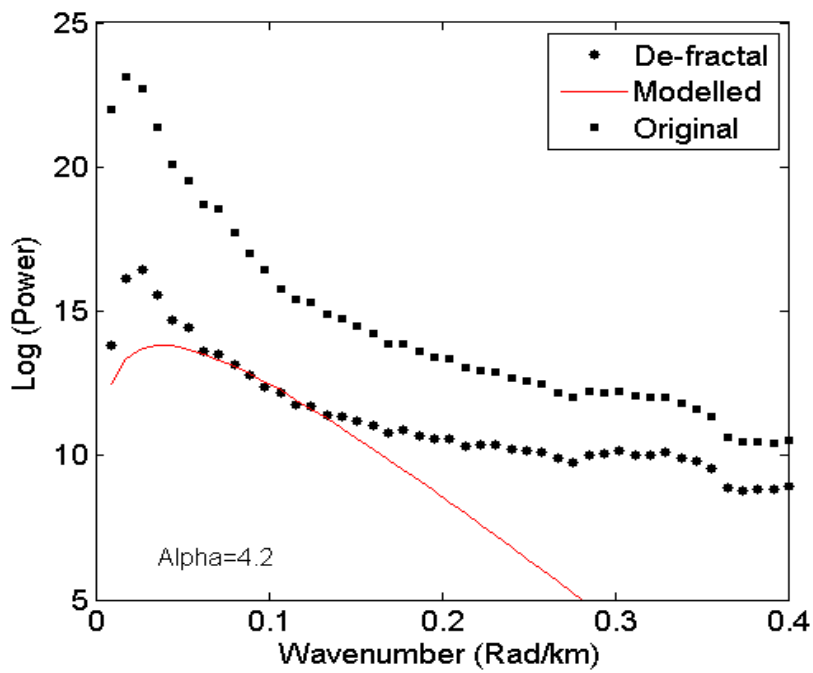
سبلان



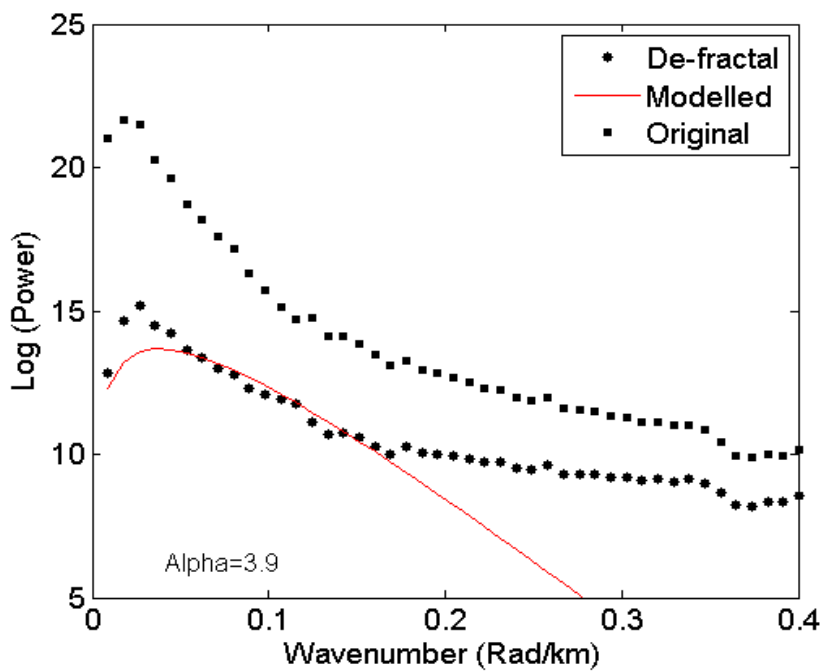
شکل ج-۱- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱ با استفاده از  $\alpha = 3/9$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



شکل ج-۲- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۲ با استفاده از  $\alpha = 4/2$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.

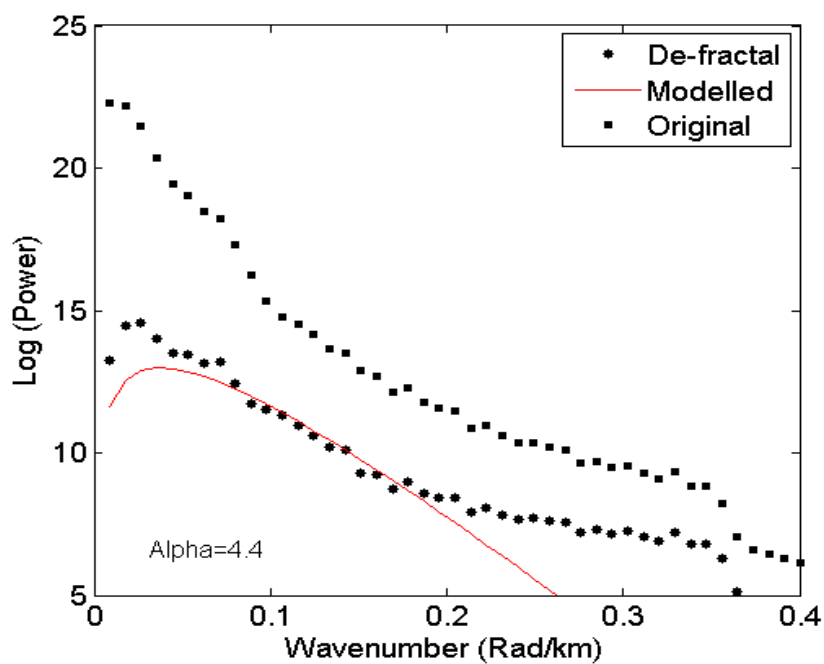


شکل ج ۳- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۳ با استفاده از  $\alpha = 4/2$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.

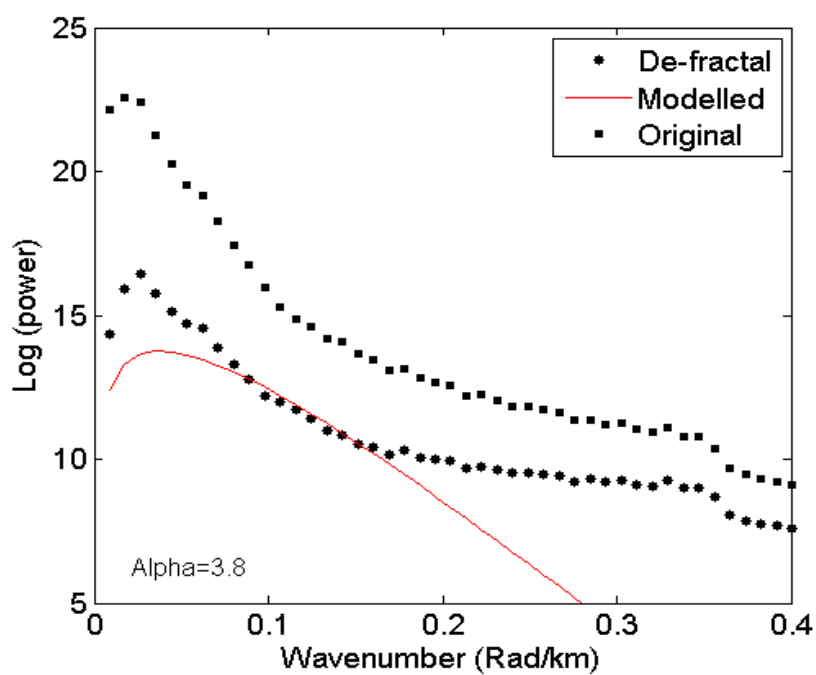


شکل ج ۴- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۵ با استفاده از  $\alpha = 3/9$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.

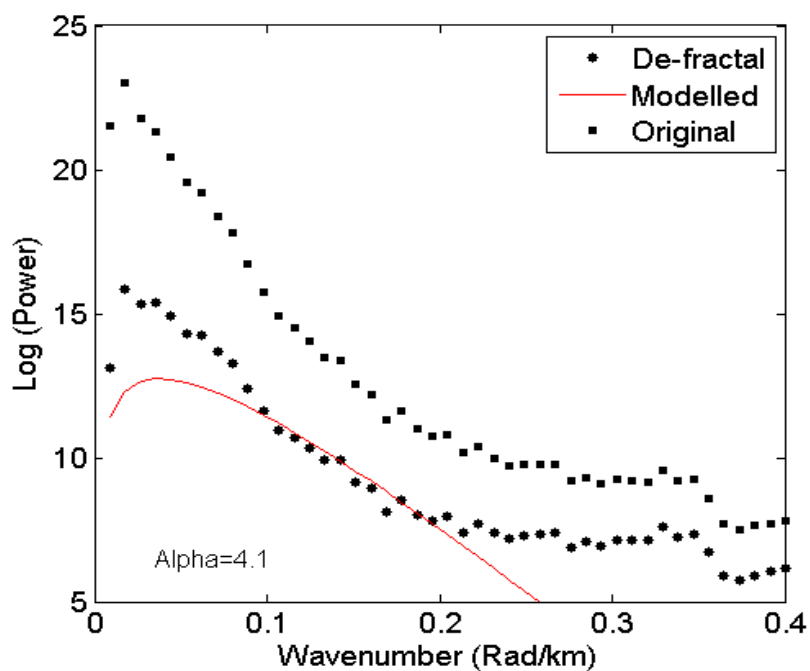




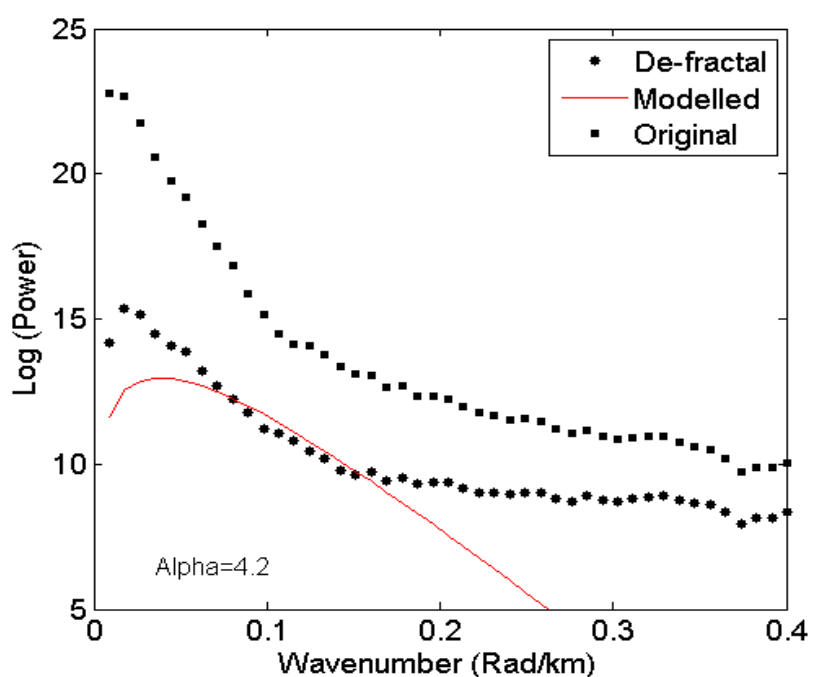
شکل ج-۵- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۶ با استفاده از  $\alpha = 4/4$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



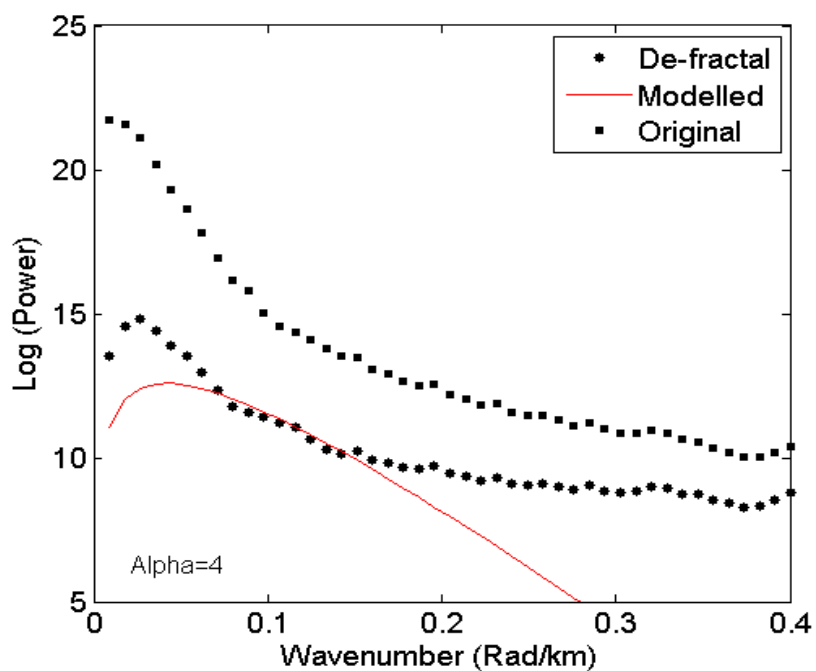
شکل ج-۶- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۷ با استفاده از  $\alpha = 3/8$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



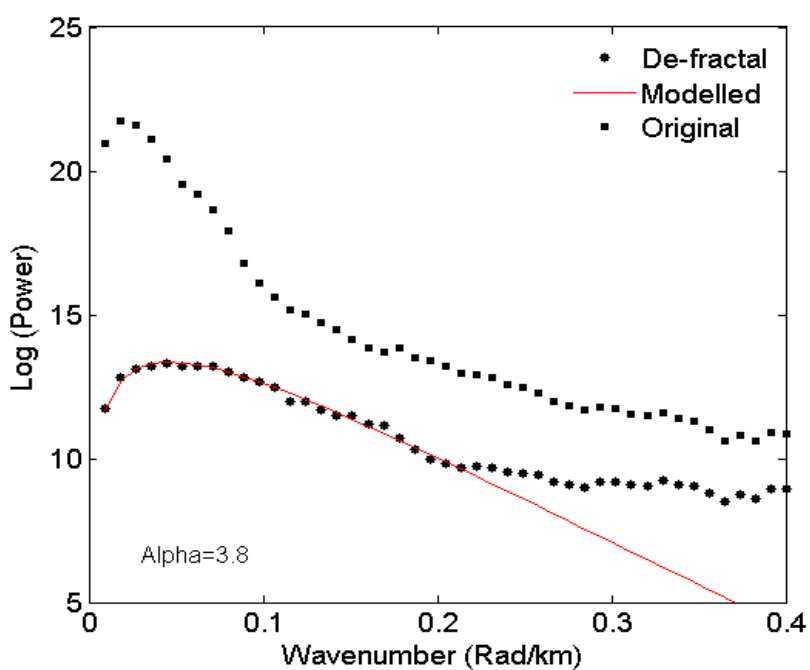
شکل ج ۷- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۸ با استفاده از  $\alpha = 4/1$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



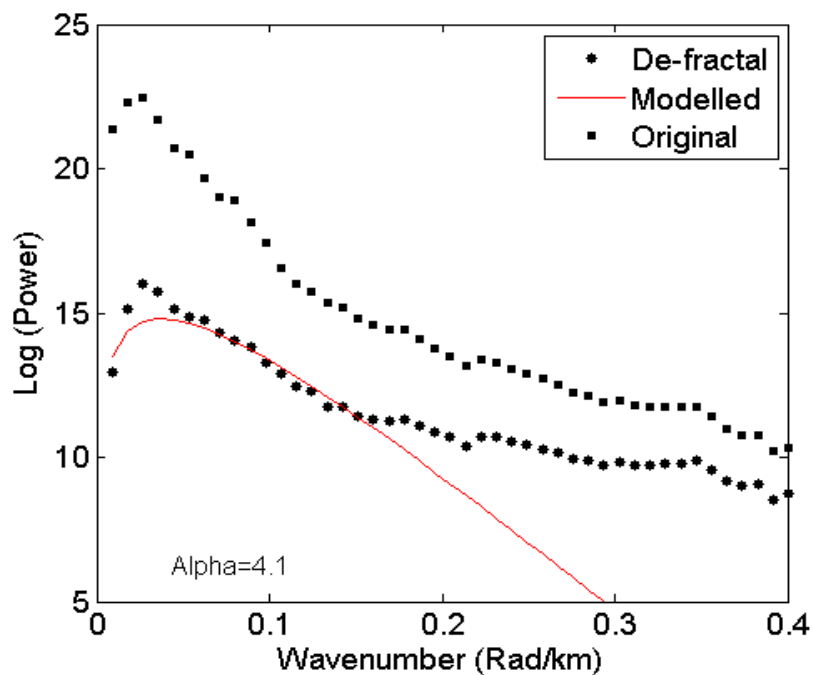
شکل ج ۸- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۹ با استفاده از  $\alpha = 4/2$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



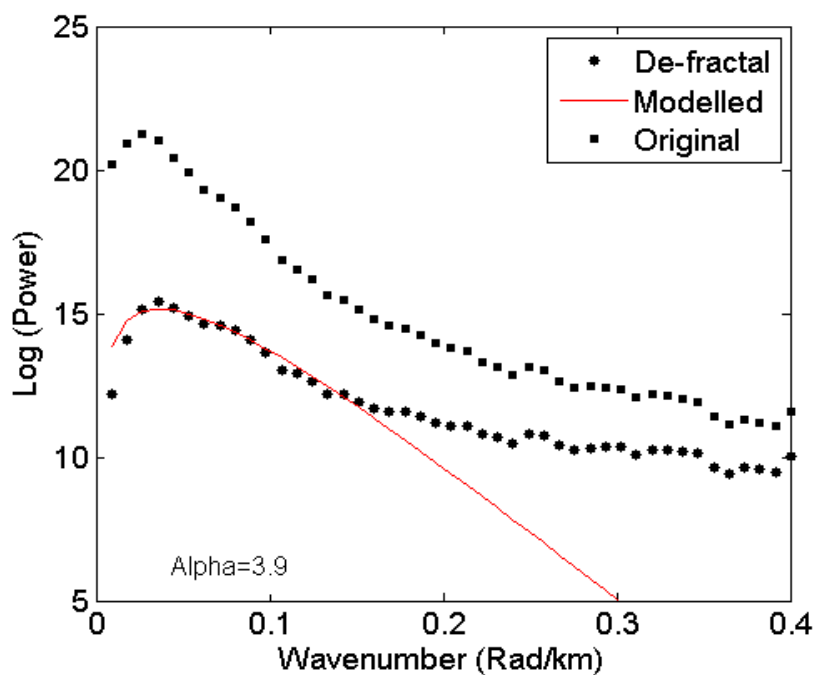
شکل ج ۹- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۰ با استفاده از  $\alpha = 4/0$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



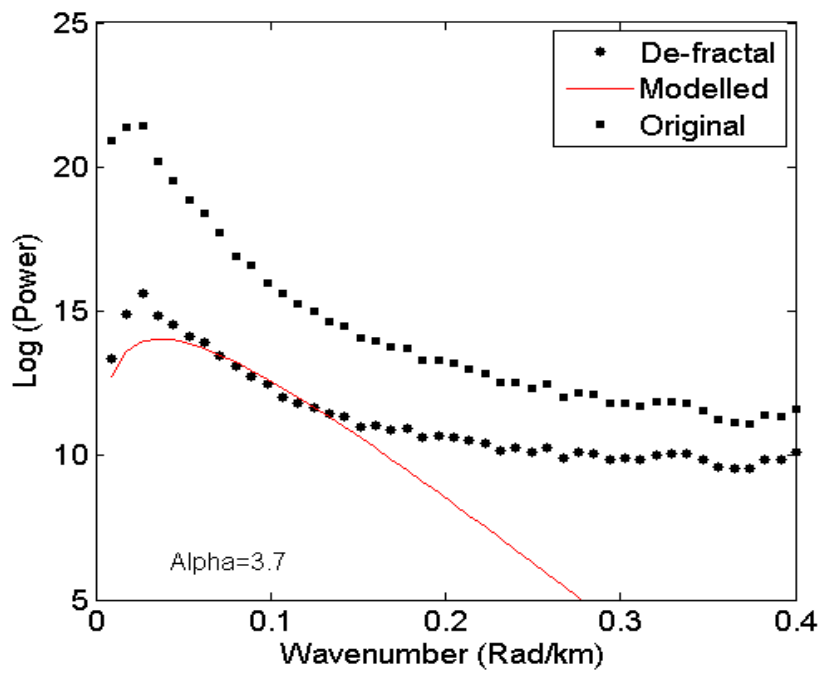
شکل ج ۱۰- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۱ با استفاده از  $\alpha = 3/8$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



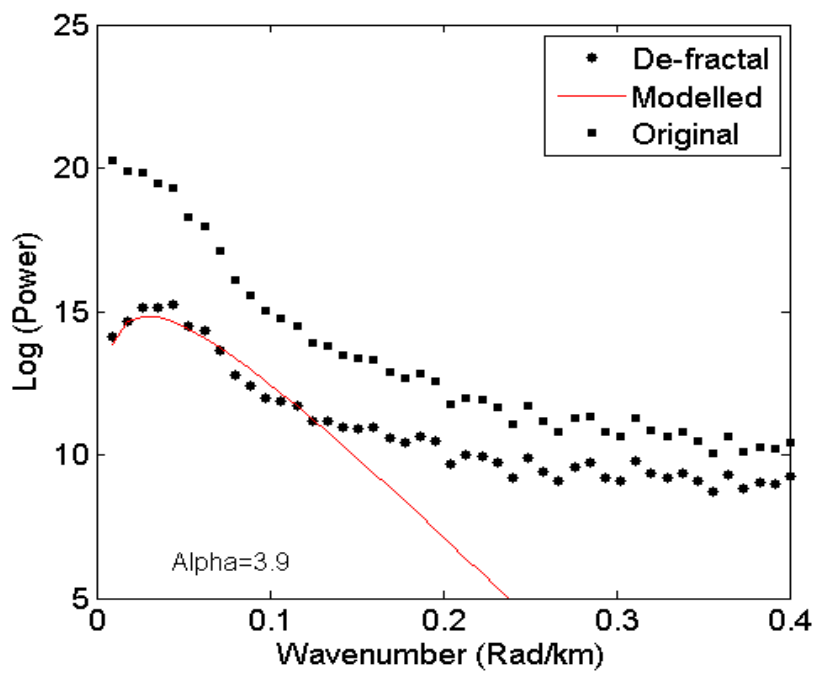
شکل ج-۱۱- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۲ با استفاده از  $\alpha = 4/1$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامتر-های تخمینی با بهترین برازش.



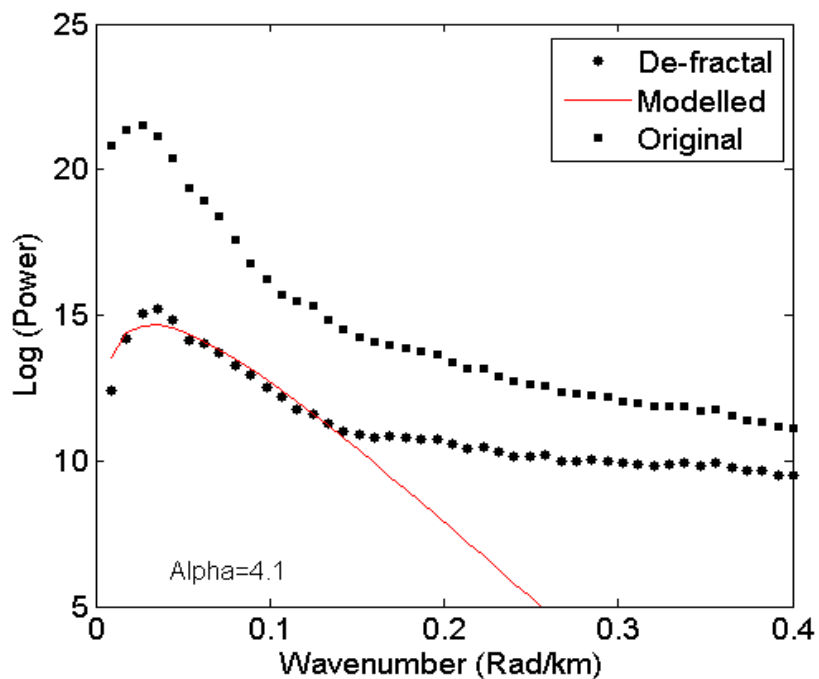
شکل ج-۱۲- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۳ با استفاده از  $\alpha = 3/9$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامترهای تخمینی با بهترین برازش.



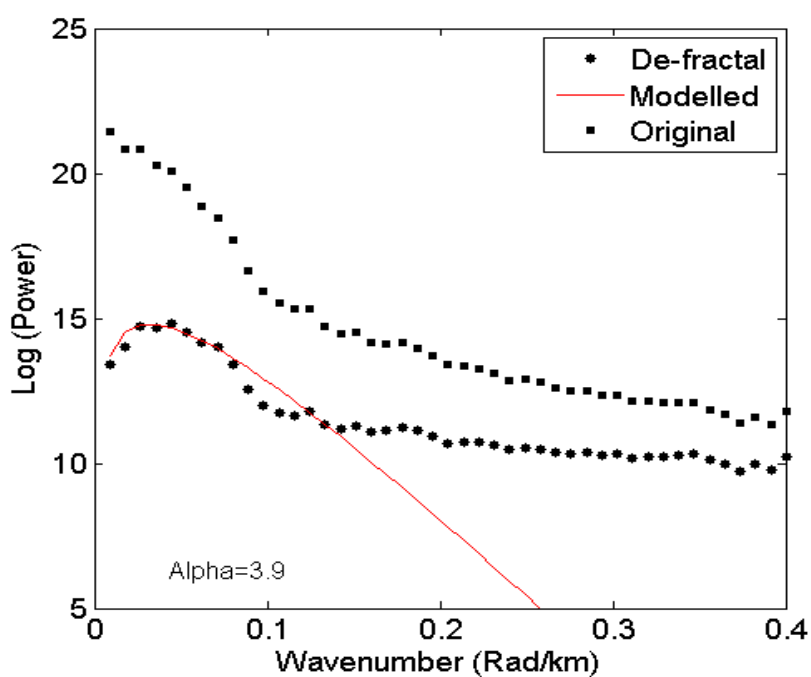
شکل ج ۱۳- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۴ با استفاده از  $\alpha = 3/7$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامتر-های تخمینی با بهترین برازش.



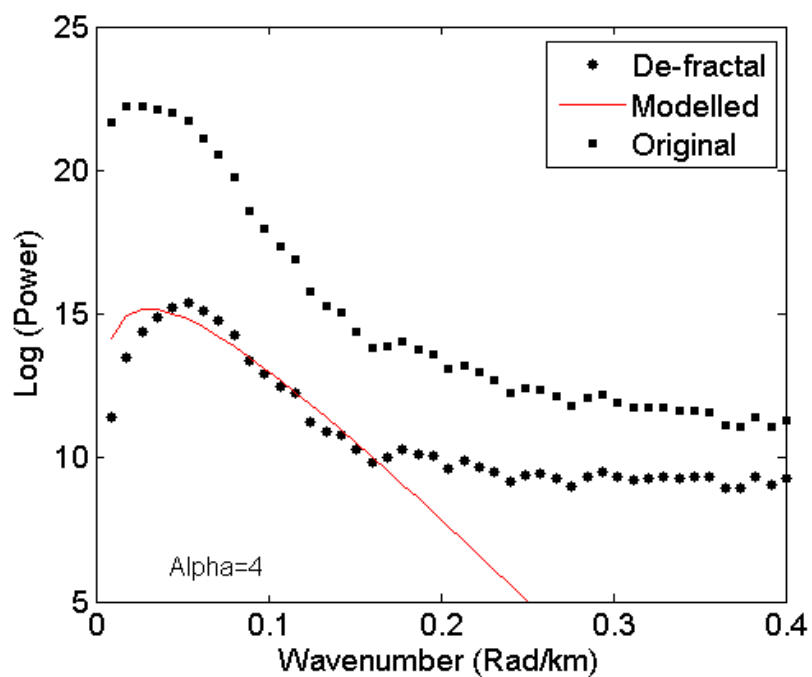
شکل ج ۱۴- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۵ با استفاده از  $\alpha = 3/9$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامتر-های تخمینی با بهترین برازش.



شکل ج ۱۵- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۶ با استفاده از  $\alpha = 4/1$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامتر-های تخمینی با بهترین برازش.



شکل ج ۱۶- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۷ با استفاده از  $\alpha = 3/9$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامتر-های تخمینی با بهترین برازش.

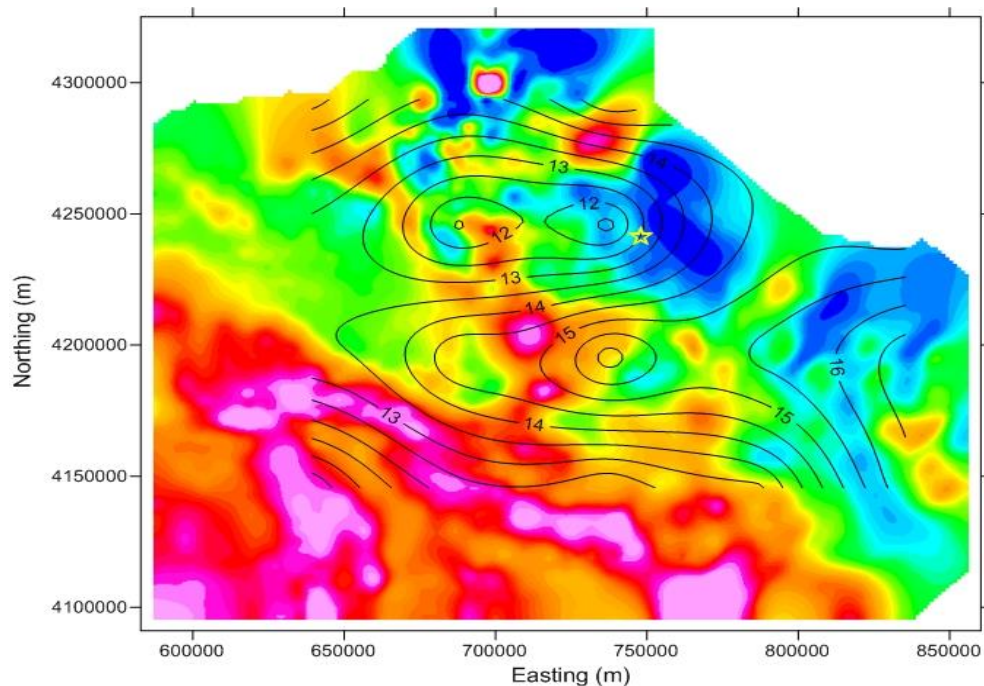


شکل ج ۱۷- طیف توان غیر فرکتال شده برای بلوک ۱۸ با استفاده از  $\alpha = 4/0$  و منحنی مدل ایجاد شده از پارامتر-های تخمینی با بهترین برازش.

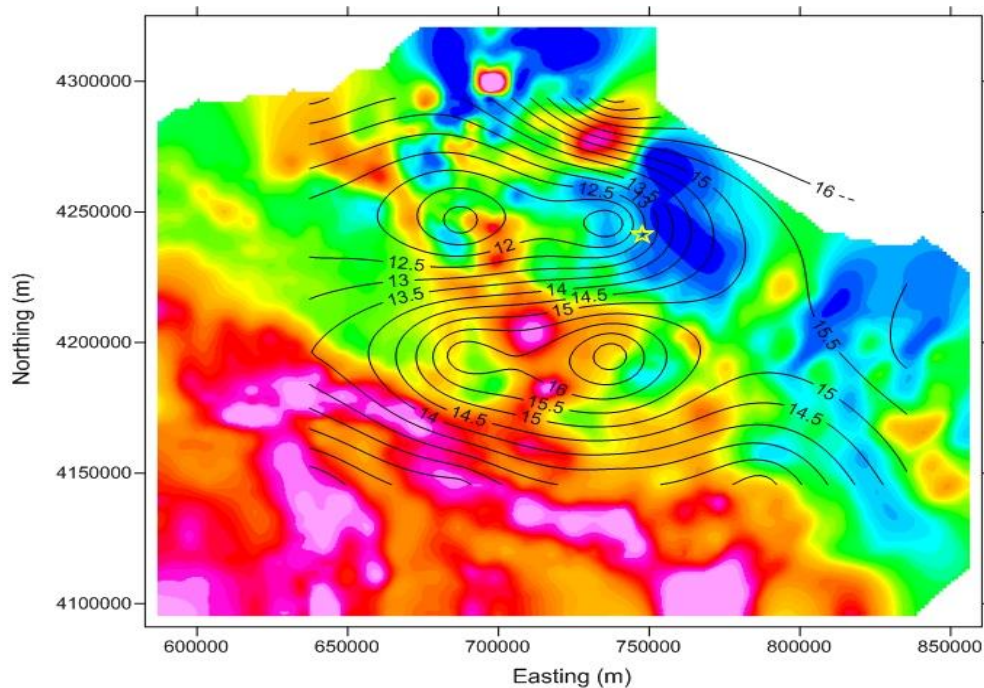
پیوست د:

نقشه عمق نقطه کوری، گرادیان حرارتی و جریان حرارتی  
با نتایج روش‌های مرکز یابی، روش مدل سازی پیشرو پیک  
طیفی، روش وارون سازی لونبرگ – مارکوارت با محاسبه  
ماتریس ژاکوبین به کمک روش عددی و طیف غیر فرکتال  
شده

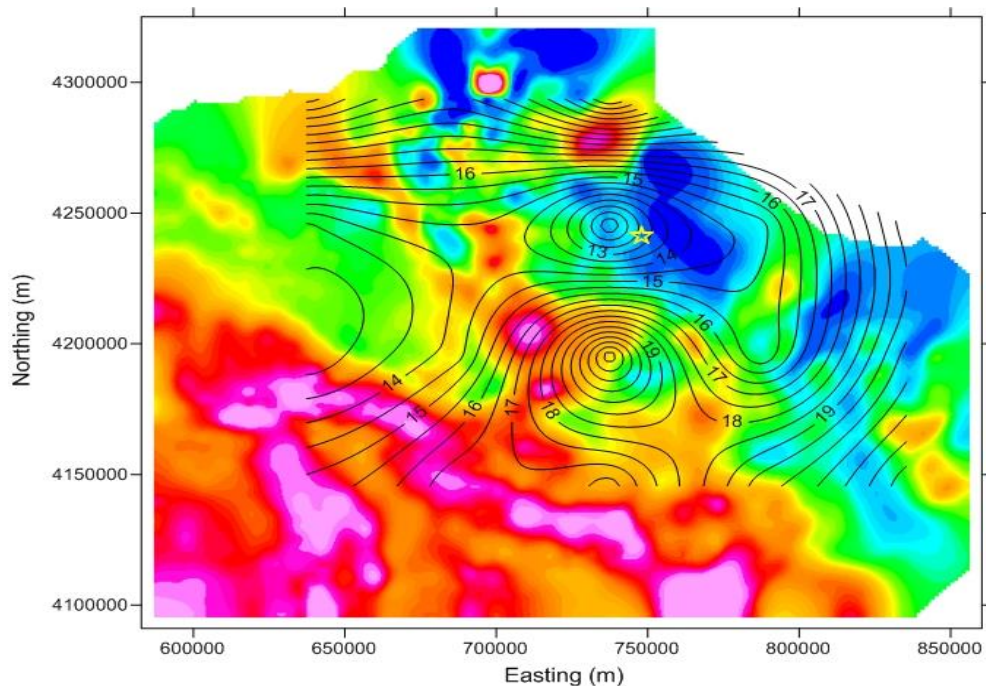




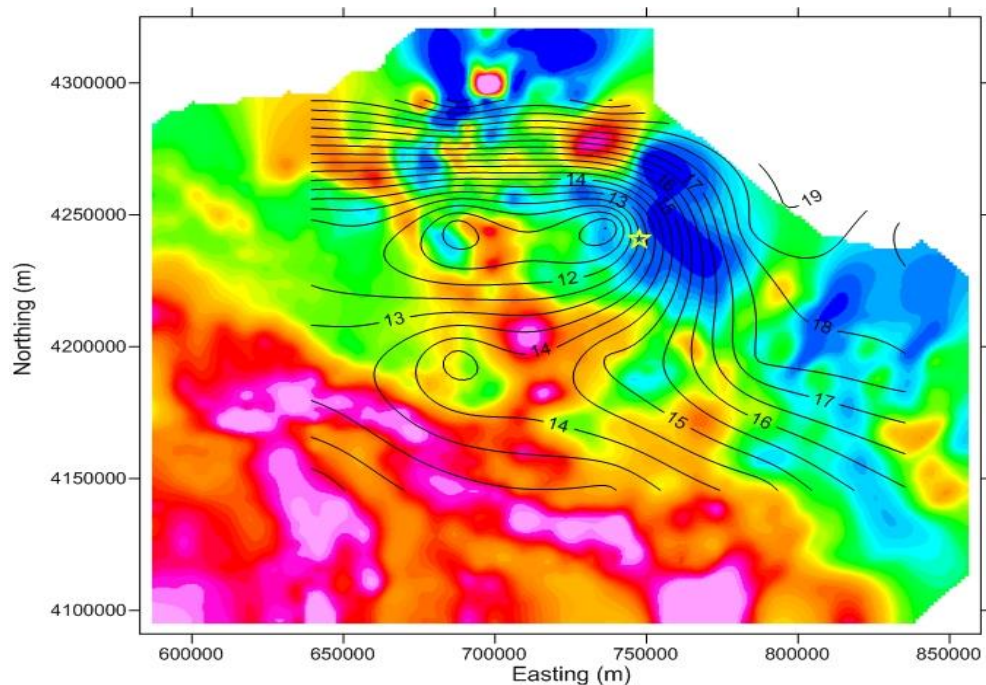
شکل د-۱- نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش مرکز یابی (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری ۰/۵ کیلومتر می باشد).



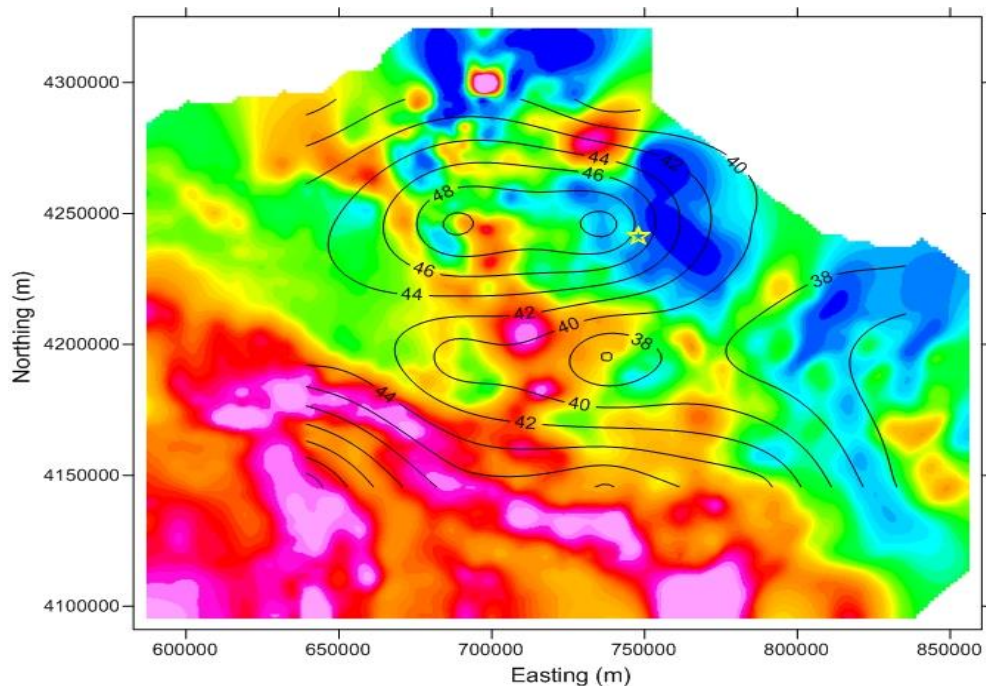
شکل د-۲- نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش مدل سازی پیشرو پیک طیفی (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری ۰/۵ کیلومتر می باشد).



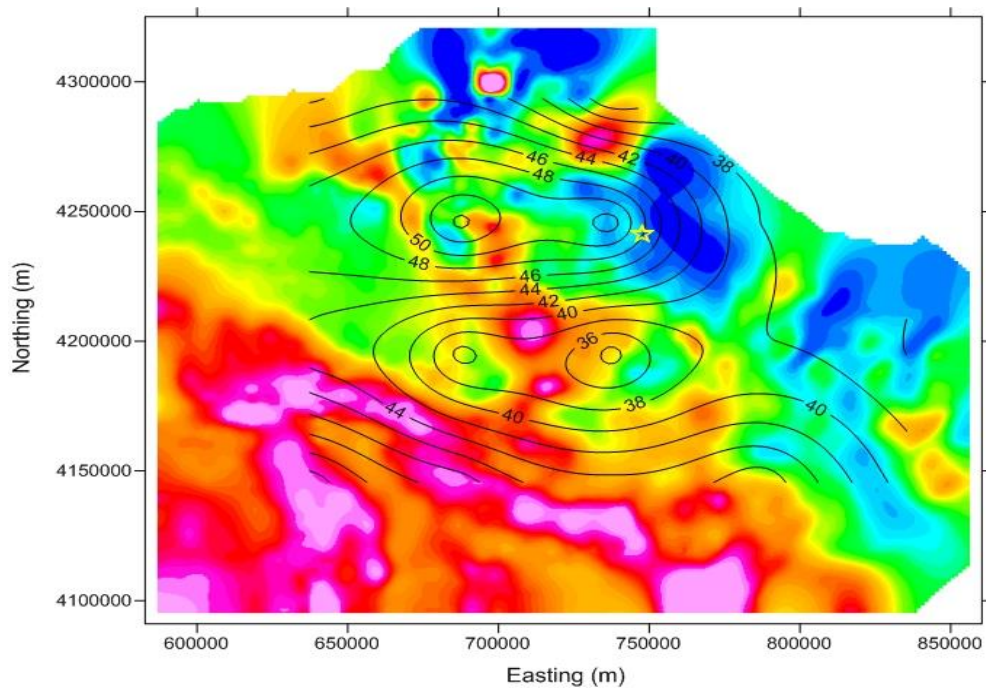
شکل د- ۳- نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش وارون سازی لونبرگ - مارکوارت (ماتریس ژاکوبین با روش عددی محاسبه شد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری ۰/۵ کیلومتر می باشد).



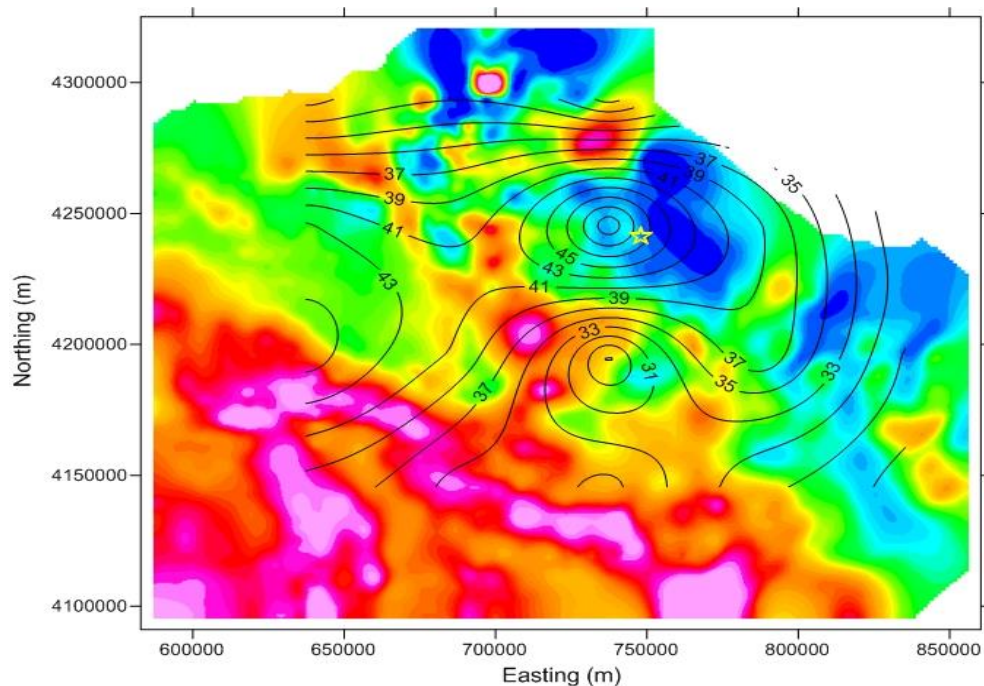
شکل د- ۴- نقشه تغییرات عمق کوری بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش طیف غیر فرکتال شده (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری ۰/۵ کیلومتر می باشد).



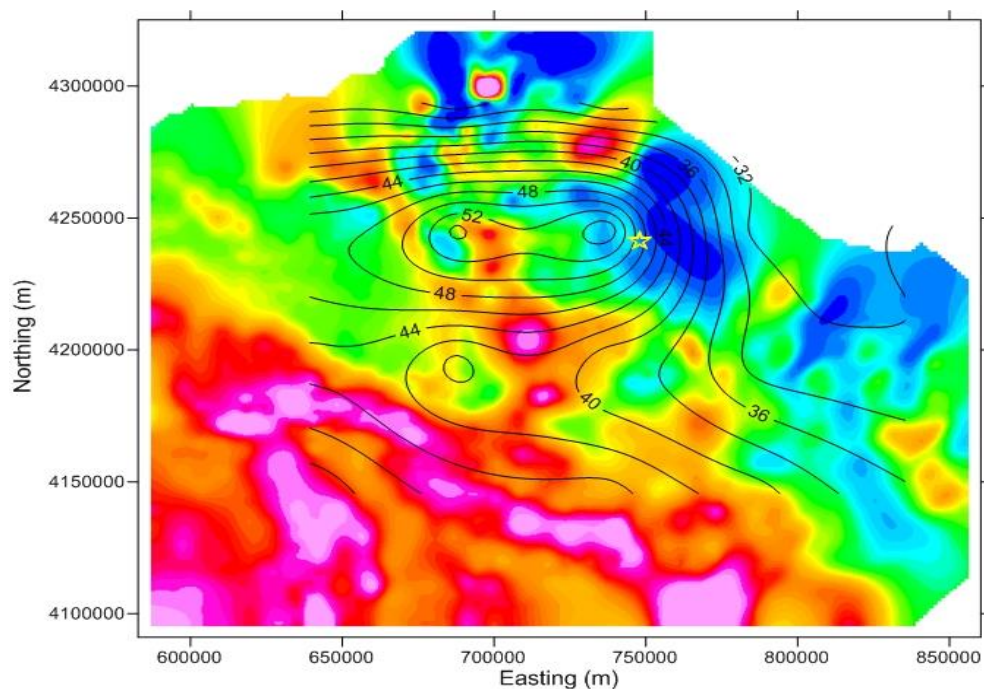
شکل د-۵- نقشه تغییرات گرادیان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش مرکز یابی (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می باشد).



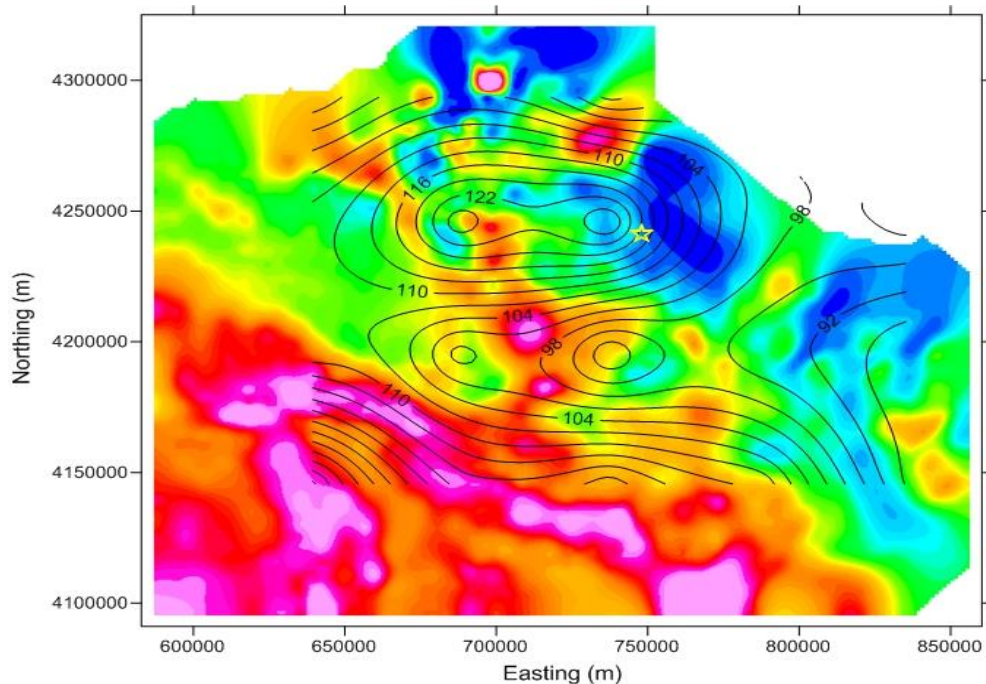
شکل د-۶- نقشه تغییرات گرادیان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش مدل سازی پیشرو پیک طیفی (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می باشد).



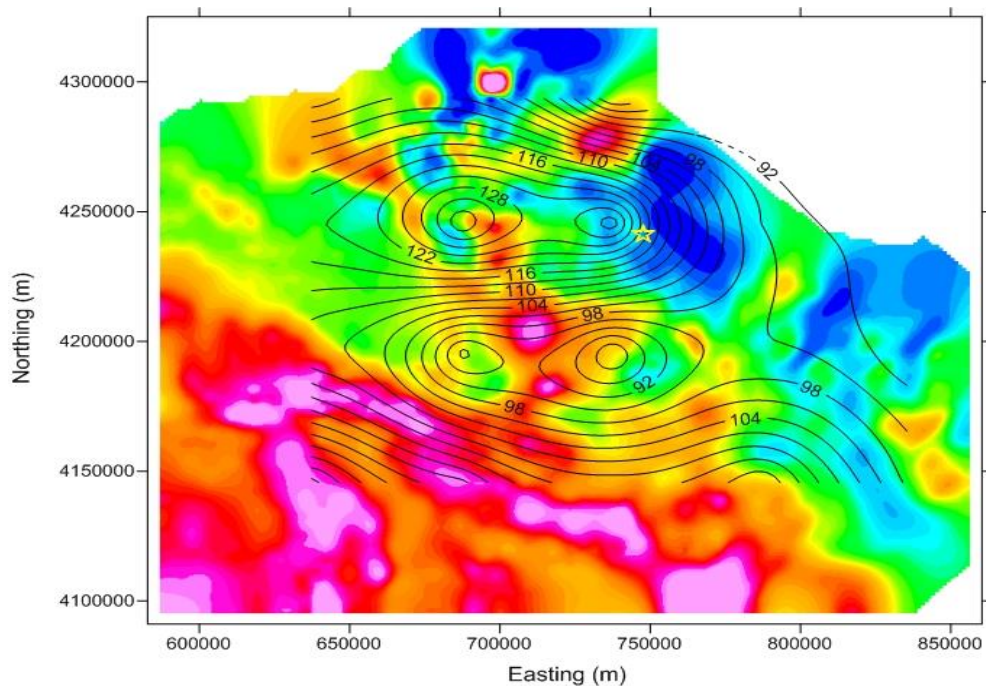
شکل د- ۷- نقشه تغییرات گرادیان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش وارون سازی (ماتریس ژاکوبین با روش عددی محاسبه شد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می باشد).



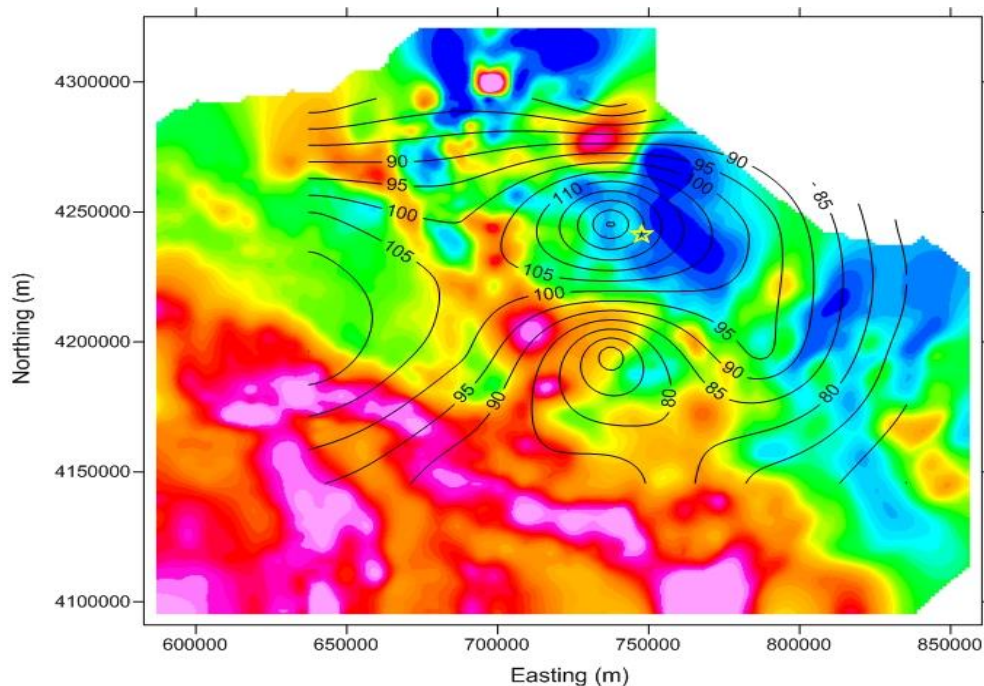
شکل د- ۸- نقشه تغییرات گرادیان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش طیف غیر فرکتال شده (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$  می باشد).



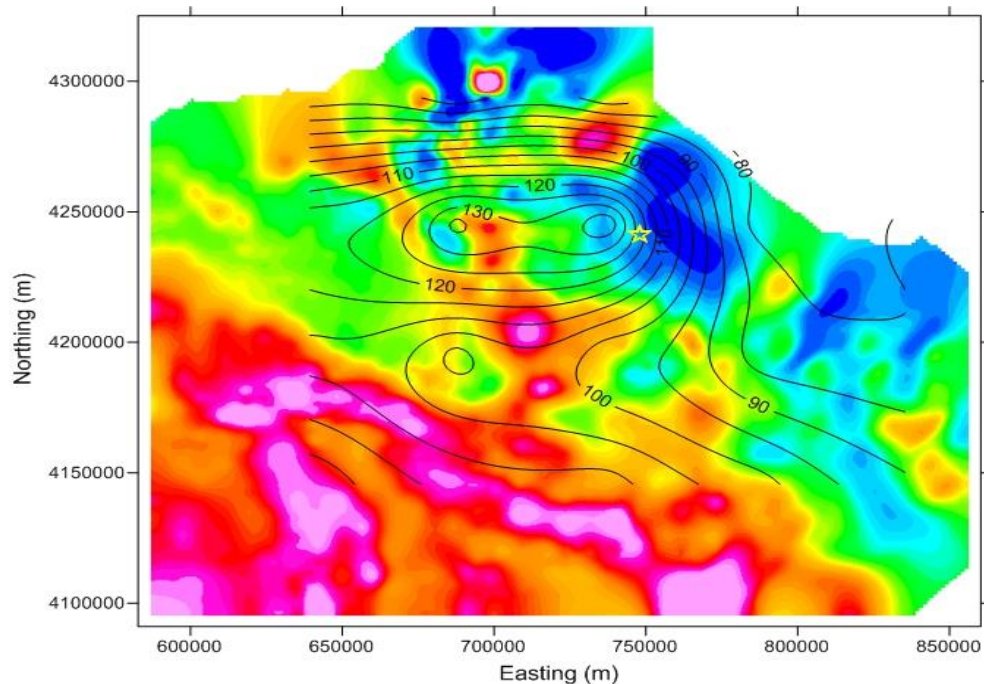
شکل د-۹- نقشه تغییرات جریان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش مرکز یابی (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کننتوری  $3 \text{ mW/m}^2$  می باشد).



شکل د-۱۰- نقشه تغییرات جریان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش مدلسازی پیشرو پیک طیفی (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کننتوری  $3 \text{ mW/m}^2$  می باشد).



شکل د-۱۱- نقشه تغییرات جریان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش وارون سازی (ماتریس ژاکوبین با روش عددی محاسبه شد)، (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $5 \text{ mW/m}^2$  می باشد).



شکل د-۱۲- نقشه تغییرات جریان حرارتی بر روی نقشه مغناطیسی برگردان به قطب شده در منطقه مورد مطالعه با روش طیف غیر فرکتال شده (ستاره زرد رنگ موقعیت کوه سبلان می باشد) (فاصله خطوط کنتوری  $5 \text{ mW/m}^2$  می باشد).

منابع مورد استفاده:

حجت آ. حسین زاده گویا ن. و فاکس ماول ک، (۱۳۸۹) "ارائه روشی جدید برای شناسایی مناطق دارای پتانسیل زمین گرمایی با استفاده از مدل‌های ماهواره‌ای میدان مغناطیسی پوسته" *مجله ژئوفیزیک ایران*، جلد ۴، شماره ۱، صفحه ۳۳-۴۳.

خوجم‌لی ا. (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ارائه مدل مفهومی منابع زمین گرمایی مشکین شهر با استفاده از نتایج مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده‌های هیدروژئوشیمی، زمین شناسی و حفاری"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

خوجم‌لی ا. دولتی ارده‌جانی ف. مرادزاده ع. نجاتی کلاته ع. پرخیال س. و رحمانی م ر، (۱۳۹۴) "تحلیل طیفی داده‌های مغناطیس هوایی جهت اکتشاف پتانسیل‌های زمین گرمایی استان آذربایجان شرقی" *مجله ژئوفیزیک ایران*، در حال چاپ.

Aster R. C. Borchers B. and Thurber C. H. (2005), "Parameter estimation and inverse problems", Academic Press.

Aydin I. and Oksum E. (2010) "Exponential approach to estimate the Curie-temperature depth" *J. Geophys. Eng.*, **7**, 113-125.

Bansal A. R. and Dimri V. P. (2005), "Depth determination from nonstationary magnetic profile for scaling geology" *Geophys. Prospect.*, **53**, No. 3, 399-410.

Bansal A. R. Dimri V. P. and Sagar G.V. (2006), "Depth estimation from gravity data using the maximum entropy method (MEM) and multitaper method (MTM)" *Pure Appl. Geophys.*, **163**, No. 7, 1417-1434.

Bansal A. R. Gabriel G. and Dimri V. P. (2010), "Power law distribution of susceptibility and density and its relation to seismic properties: An example from the German Continental Deep Drilling Program" *J. Appl. Geophys.*, **72**, No. 2, 123-128.

Bansal A. R. Gabriel G. Dimri V. P. and Krawczyk C. M. (2011), "Estimation of depth to the bottom of magnetic sources by a modified centroid method for fractal distribution of sources: An application to aeromagnetic data in Germany" *Geophysics*, **76**, NO. 3, 11-22.

Bhattacharyya B. K. (1964), "Magnetic anomalies due to prism-shaped bodies with arbitrary polarization" *Geophysics*, **29**, 517-531.

Bhattacharyya B. K. (1966), "Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body" *Geophysics*, **31**, 197-212.

Bhattacharyya B. K. and Leu L. K. (1975), "Analysis of Magnetic Anomalies Over Yellowstone National Park: Mapping of Curie Point Isothermal Surface for Geothermal Reconnaissance" *J. Geophys. Res.*, **80**, 4461-4465.

Bhattacharyya B. K. and Leu L. K. (1975), "Spectral Analysis of Gravity and Magnetic Anomalies due to Two-dimensional Structures" *Geophysics*, **40**, 993-1013.

Bhattacharyya B. K. and Leu L. K. (1977), "Spectral analysis of gravity and magnetic anomalies due to rectangular prismatic bodies" *Geophysics*, **41**, 41-50.

Bhattacharyya B. K. and Morley L. W. (1965), "The Delineation of Deep Crustal Magnetic Bodies from Total Field Aeromagnetic Anomalies" *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, **17**, 237-252.

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

Boler F. M., (1978), M.S. thesis, "Aeromagnetic measurements, magnetic source depths and Curie point isotherm in the Vale-Omyhee, Oregon", Oregon State Univ, Corvallis.

Bouligand C. Jonathan M. Glen G. and Blakely J. R. (2009), "Mapping Curie temperature depth in the western United States with a fractal model for crustal magnetization" *J. Geophys. Res.*, **114**, 1-25.

Byerly P. E. and Stolt R. H. (1977), "An Attempt to Define the Curie Point Isotherm in Northern and Central Arizona" *Geophysics*, **42**, 1394-1400.

Chamoli A. Srivastava R. P. and Dimri V. P. (2006), "Source depth characterization of potential field data of Bay of Bengal by continuous wavelet transform" *Indian Journal of Marine Sciences*, **35**, 195-204.

Connard G. Couch R. and Gemperle M. (1983), "Analysis of Aeromagnetic Measurements from Cascade Range in Central Oregon" *Geophysics*, **48**, 376-390.

Cooper G. R. J. (2006), "Interpreting potential field data using continuous wavelet transforms of their horizontal derivatives" *Comput Geosci.*, **32**, 984-992.

Cowan D. R. and Cowan S. (1993), "Separation filtering applied to aeromagnetic data" *Explor. Geophys.*, **24**, 429-436.

Dickson M. H. and Fanelli M. (1995), "Geothermal energy", *John Wiley & Sons Inc*, New York.

Dimri V. P. (1992), "Deconvolution and Inverse Theory", Elsevier, pp.230.



Dolmaz M. N. Hisarli Z. M. Ustaomer T. and Orbay N. (2005), "Curie point depths based on spectrum analysis of aeromagnetic data, West Anatolian province, Turkey" *Pure Appl. Geophys.*, **162**, 571–590.

Dolmaz M. N. Ustaomer T. Hisarli Z. M. and Orbay N. (2005), "Curie point depth variations to infer thermal structure of the crust at the African-Eurasian convergence zone, SW Turkey" *Earth, Planets and Space*, **57**, 373–383.

EDC (Energy Development Corporation), (2010), "2009 MT survey of NW Sabalan geothermal project, NW Iran. Report submitted to SUNA" 13 pp.

Fedi M. Quarta T. and De Santis A. (1997), "Improvements to the Spector and Grant method of source depth estimation using the power law decay of magnetic field power spectra" *Geophysics*, **62**, 1143–1150.

Finn C. A. and Ravat D. (2004), "Magnetic Depth Estimates and Their Potential for Constraining Crustal Composition and Heat Flow in Antarctica, EOS, Trans. Am" *geophys. Un*, 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract T11A-1236.

Ghaedrahmati R. Moradzadeh A. Fathianpour N. Lee S.K. and Porkhial S. (2013), "3-D inversion of MT data from the Sabalan geothermal field, Ardabil, Iran" *J. Appl. Geophys.*, **93**, 12-24.

Grauch V. J. S. (2002), "High-resolution aeromagnetic survey to image shallow faults, Dixie Valley geothermal field, Nevada" U.S. Geological Survey Open File Report, 02-384, 13pp.

Gupta H. and Roy S. (2007), "Geothermal Energy: An Alternative Resource for the 21<sup>ST</sup> Century", Elsevier, 111pp.

Hansen P. C. (2010), "Discrete inverse problems: insight and algorithms", Vol. 7. SIAM.

Hildenbrand T. G. Rosenbaum J. G. and Kauahikaua J. P. (1993), "Aeromagnetic study of the Island of Hawaii" *J. Geophys. Res. B*, **98**, B3, 4099-4119.

Hisarli Z. M. Dolmaz M. N. Okyar M. Etiz A. and Orbay N. (2012), "Investigation into regional thermal structure of the Thrace Region, NW Turkey, from aeromagnetic and borehole data" *Studia Geophysica Geodaetica*, **56**, 269-291.

Hochstein M. P. and Sudarman S. (2008), "History of geothermal exploration in Indonesia from 1970 to 2000" *Geothermics*, **37**, 220-266.

Hornby P. Boschetti F. and Horovitz F. G. (1999), "Analysis of potential field data in the wavelet domain" *Geophys. J. Int.*, **137**, 175–196.

Jessop A. M. Hobart M. A. and Sclater J. G. (1976), "The world heat flow data collection 1975", Geothermal Services of Canada. Geothermal Service, 50, 55–77.

Karastathis V. K. Papoulia J. Fiore B. D. Markis J. Tsambas A. Stampolidis A. and Papadopoulou G. A. (2011), "Deep structure investigations of the geothermal field of the North Euboean Gulf, Greece, using 3-D local earthquake tomography and Curie Point Depth analysis" *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **206**, 106-120.

Khojamli A. Doulati Ardejani F. Moradzadeh A. Nejati Kalateh A. Roshandel Kahoo A. and Porkhial S. (2015), "Determining fractal parameters and depth of magnetic sources for Ardabil geothermal area using aeromagnetic data by de-fractal approach" *JME*, in press.

Li C. F. Shi X. Zhou Z. Li J. Geng J. and Chen B. (2010), "Depths to the magnetic layer bottom in the South China Sea area and their tectonic implications" *Geophys. J. Int.*, **182**, 1229–1247.

Mallat S. (1999), "A Wavelet Tour of Signal Processing" Academic Press, New York, USA.

Mallat S. (2008), "A Wavelet Tour of Signal Processing: The Sparse Way" Elsevier Science.

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

Maus S. and Dimri V. P. (1994), "Scaling properties of potential fields due to scaling sources" *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 891-894.

Maus S. and Dimri V. P. (1995), "Potential field power spectrum inversion for scaling geology" *J. Geophys. Res.*, **100**, 12605–12616.

Maus S. Gordon D. and Fairhead D. (1997), "Curie temperature depth estimation using a self-similar magnetization model" *Geophys. J. Int.*, **129**, 163– 168.

Mayalla J. W. M. (2006), "Geothermal mapping in the Hromundartindur area, SW-Iceland" The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, Reports 2006, No: 13, 245-260.

Menke W. (2012), "Geophysical data analysis: discrete inverse theory" Academic press.

Moreau F. Gibert D. Holschneider M. and Saracco G. (1997), "Wavelet analysis of potential fields" *Inverse Prob.*, **13**, 165–178.

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

Ngaruye J. C. (2009), "Geological and geothermal mapping of the Slaga/Arnarvatn Area, Reykjanes peninsula, SW-Iceland", The United Nations University, Geothermal Training Program, Iceland, No: 21, 435-460.

- Nwankwo L. I. and Shehu A. T. (2015), "Evaluation of Curie-point depths, geothermal gradients and near-surface heat flow from high-resolution aeromagnetic (HRAM) data of the entire Sokoto Basin, Nigeria" *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **305**, 45-55.
- Obande G. E. Lawal K. M. and Ahmed L. A. (2014), "Spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal investigation of Wikki Warm Spring, north-east Nigeria" *Geothermics*, **50**, 85-90.
- Ofoegbu C. O. and Hein K. (1991), "Analysis of magnetic data over part of the Younger Granite Province of Nigeria" *Pure Appl. Geophys.*, **136**, 173-189.
- Okubo Y. Graf R. J. Hansent R. O. Ogawa K. and Tsu H. (1985), "Curie point depths of the island of Kyushu and surrounding areas Japan" *Geophysics*, **53**, 481-494.
- Okubo, Y. Matsushima J. and Correia A. (2003), "Magnetic spectral analysis in Portugal and its adjacent seas" *Phys. Chem. Earth.*, **28**, 511-519.
- Oldenburg D. W. and Li Y. (2005), "Inversion for applied geophysics: A tutorial" *Investigations in geophysics*, **13**, 89-150.
- Oldenburg D. W. and Pratt D. A. (2007), "Geophysical inversion for mineral exploration: A decade of progress in theory and practice" In proceedings of exploration (Vol. 7, No. 5, pp. 61-95).
- Pilkington M. and Todoeschuck J. P. (1990), "Stochastic inversion for scaling geology" *Geophys. J. Int.*, **102**, 1, 205-217.
- Pilkington M. and Todoeschuck J. P. (1993), "Fractal magnetization of continental crust" *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 627-630.
- Pilkington M. and Todoeschuck J. P. (2004), "Power-law scaling behavior of crustal density and gravity" *Geophys. Res. Lett.*, **31**, No. 9.
- Pilkington M. Todoeschuck J. P. and Gregotski M. E. (1994), "Using fractal crustal magnetization models in magnetic interpretation" *Geophys. Prospect.*, **42**, 677-692.
- Provins D. A., (2004), PhD. Thesis, "Earth Synthesis: Determining Earth's Structure from Geopotential Fields", University of Calgary.
- Ravat D. (2004), "Constructing full spectrum potential-field anomalies for enhanced geodynamical analysis through integration of surveys from different platforms (INVITED), EOS, Trans. Am. geophys. Un., 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract G44A-03.
- Ravat D. Pignatelli A. Nicolosi I. and Chiappini M. (2007), "A study of spectral methods of estimating the depth to the bottom of magnetic sources from near-surface magnetic anomaly data" *Geophys. J. Int.*, **169**, 421-434.

Ridsdill-Smith T. A. and Dentith M. C. (1999), “The wavelet transform in aeromagnetic processing” *Geophysics*, **64**, 1003–1013.

Ross H. E. Blakely R. J. and Zoback M. D. (2004), “Testing the Utilization of Aeromagnetic Data for the Determination of Curie-Isotherm Depth” EOS, Trans. Am. geophys. Un., 85(47), Fall Meet. Suppl., Abstract T31A-1287.

Ross H. E. Blakely R. J. and Zoback M. D. (2006), “Testing the use of aeromagnetic data for the determination of Curie depth in California” *Geophysics*, **71**, No. 5, L51–L59.

Saibi H. Aboud E. and Gottsmann J. (2015), “Curie point depth from spectral analysis of aeromagnetic data for geothermal reconnaissance in Afghanistan” *Journal of African Earth Sciences*, **111**, 92-99.

Sailhac P. Galdeano A. Gibert D. Moreau F. and Delor C. (2000), “Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: Complex wavelets and application to aeromagnetic profiles in French Guiana” *J. Geophys. Res.*, **105**, 19455–19475.

Sailhac P. and Gibert D. (2003), “Identification of sources of potential fields with the continuous wavelet transform: 2D wavelets and multipolar approximations” *J. Geophys. Res.*, **108**, 2296–2306.

Saleh S. Salk M. and Pamukcu O. (2012), “Estimating Curie Point Depth and Heat Flow Map for Northern Red Sea Rift of Egypt and Its Surroundings, from Aeromagnetic Data” *Pure Appl. Geophys.*, **170**, 863-885.

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

Salem A. Green C. Ravat D. Singh K. H. East P. Fairhead J. D. Mogren S. and Biegert E. (2014), “Depth to Curie temperature across the central Red Sea from magnetic data using the de-fractal method” *Tectonophysics*, 75-86.

Shuey R. T. Schellinger D. K. Tripp A. C. and Alley L. B. (1977), “Curie depth determination from aeromagnetic spectra” *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.*, **50**, 75-101.

Smith R. B. Shuey R. T. Fridline R. O. Otis R. M. and Alley L. B. (1974), “Yellowstone hot spot. New magnetic and seismic evidence” *Geology*, **2**, 451-455.

Spector A. and Grant F. S. (1970), “Statistical Models for Interpreting Aeromagnetic Data” *Geophysics*, **35**, 293-302.

Stampolidis A. Kane I. Tsokas G. N. and Tsourlos P. (2005), “Curie point depths of Albania inferred from ground total field magnetic data” *Surv. Geophys.*, **26**, 461–480.

Tanaka A. Okubo Y. and Matsubayashi O. (1999), “Curie point depth based on spectrum analysis of magnetic anomaly data in East and Southeast Asia” *Tectonophysics*, **306**, 461–470.

Tesauro M. Kaban M. K. and Cloetingh S. A. P. L. (2008), “EuCRUST– 07: A new reference model for the European crust” *Geophys. Res. Lett.*, **35**, No. 5, L05313.

Trifonova P. Zhelev Z. Petrova T. and Bojadgieva K. (2009), “Curie point depths of Bulgarian territory inferred from geomagnetic observations and its correlation with regional thermal structure and seismicity” *Tectonophysics*, **473**, 362–374.

Tselentis G. A. (1991), “An Attempt to Define Curie Depths in Greece from Aeromagnetic and Heat Flow Data” *Pure Appl. Geophys.*, **136**, 87-101.

Vallee M. A. Keating P. Smith R. S. and St-Hilaire C. (2004), “Estimating depth and model type using the continuous wavelet transform of magnetic data” *Geophysics*, **69**, 191–199.

Williams N. C. (2008), “Geologically-constrained UBC-GIF gravity and magnetic inversions with examples from the Agnew-Wiluna greenstone belt”, Western Australia, Faculty of Geophysics, University of British Columbia.

## Abstract

The Curie depth is the depth at which rocks reach their Curie temperature and lose their magnetization. Assessment of Curie point depth (CPD) variation in an area can provide valuable information about the regional temperature distribution in the depth and potential of geothermal energy at subsurface. The methods used to estimate CPD in different parts of the world, mostly consider the crustal rocks magnetization as a random function of the position (x, y) while the crustal rocks magnetization shows a fractal behavior. Hence, it is attempted by introducing new methods to determine CPD more accurately than the existing methods; specifying the fractal behavior of crustal rocks magnetization. To achieve the goal, the optimum block size of aeromagnetic data of the Ardebil province was determined by developing a computer code to determine its power spectra. Then, by introducing a new two-dimensional continuous wavelet for the first time, the depth to top of the magnetic anomalies of each block was calculated. Moreover, the fractal parameter within each block was estimated by applying a developed linear inversion technique. Eventually, having the depth to top of the magnetic anomalies and fractal parameter, the thickness of magnetic anomalies was determined by developing a computer code based on the nonlinear inversion algorithm. The results show that, the depth to top of the magnetic anomalies varies between 3.5 and 6.0 km, fractal parameter ranges from 4.6 to 5.7, the thickness of the magnetic sources was calculated from 7.5 to 17.4 km and CPD of the study area was determined between 13 and 21.5 km. The areas around Mount Sabalan especially west and south west of Sabalan are introduced as the great potential of geothermal energy based on the CPD, thermal gradient and heat flow maps. Besides, validation of the results with those obtained from the modeling of magnetotelluric (MT) data and those obtained from drilling, in particular temperature and considering the location of hot springs, confirm well the results of this study.

**Keywords:** Curie point depth, Geothermal, Fractal parameter, Magnetic power spectra, Wavelet transform, inversion



Shahrood  
University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering

## **An Improvement of Magnetic source Curie depth point estimation for geothermal exploration**

**Allahyar Khojamli**

Supervisors:

**Dr. Faramarz Doulati Ardejani**

**Dr. Ali Moradzadeh**

Advisors:

**Dr. Ali Nejati Kalate**

**Dr. Soheil Porkhial**

**January 2016**