

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه اکتشاف معدن

پایان نامه کارشناسی ارشد

تهیه الگوریتم وارون سازی دو بعدی غیر خطی داده های مغناطیسی با استفاده از

روش های لوببرگ – مارکوارت (LM) و تجزیه مقادیر تکین (SVD)

فواد میثمی

اساتید راهنما:

دکتر علی مرادزاده

دکتر علی نجاتی کلاته

زمستان ۱۳۹۰



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه اکتشاف معدن

پایان نامه کارشناسی ارشد آقای فواد میثمی

تحت عنوان: تهیه الگوریتم وارون سازی دو بعدی غیر خطی داده های مغناطیسی با استفاده از روشهای لونبرگ-

مارکوارت و تجزیه مقادیر تکین

در تاریخ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک کارشناسی ارشد

مورد ارزیابی و

با درجه مورد پذیرش قرار گرفت.

امضاء	اساتید مشاور	امضاء	اساتید راهنما
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :

امضاء	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضاء	اساتید داور
	نام و نام خانوادگی :		نام و نام خانوادگی :
			نام و نام خانوادگی :
			نام و نام خانوادگی :
			نام و نام خانوادگی :

تقدیم به:

الگوی تلاش و استقامت، معلم زندگیم، پدر بزرگوالم که با از دست دادن ایشان
نوبهار جوانیم خزان شد.

الهه عشق و عاطفه، مادر فداکار و دلسوزم که همیشه وجودشان امیدبخش
زندگیم و دعای خیرشان بدرقه راهم بوده است.

امید و انگیزه دهنده گان، خواهر و برادرانم که روشنایی بخش زندگیم بوده اند.

تشرک و قدردانی

معلمی، پارچه لطیف زربافتی است با تار محبت و پود علم که پشت در کلاس او همه فرداهای روشن نشسته اند و طنین صدای معلم خوشترین بخش رازهای زمین است که در قیامت پخش می-شود و خشم معلم دلسوز نیز مثل رعد است، همسایه باران و سرسبزی و با تآسی از فرمایش بزرگان که فرموده‌اند: اگر معلم شدی، همه‌ی آسمانها از آن توست. بی شک زبان عاجز و قاصر ما به هیچ وجه توان قدردانی و سپاسگزاری از زحمات بی شائبه و مشفقانه شما رسولان تعلیم و تربیت را نخواهد داشت.

بی شک این پژوهش بدون یاری و مدد بسیاری از سروران و دوستان گرانقدر، به نتیجه مطلوب نمی-رسید. از این رو بر خود لازم می‌دانم تا از مساعدت‌ها و راهنمایی‌های اساتید راهنمای گرانقدرم، جناب آقای دکتر مرادزاده و جناب آقای دکتر نجاتی که در طول انجام این پروژه همواره بنده را مورد لطف و محبت خود قرار داده و راهگشای مشکلات بنده بودند و همچنین از زحمات بی دریغ داوران محترم جناب آقای دکتر احسنی طهرانی و جناب آقای دکتر آقاجانی که با ارائه نکاتی در پر بارتر نمودن این پایان نامه مرا یاری نمودند، کمال تقدیر و امتنان را داشته و موفقیت روز افزون این گرامیان را از درگاه دادگر هستی بخش خواستارم.

همچنین از تمامی معلمانی که تا این لحظه از زندگی‌م یاور بنده بوده اند و نیز از دوستانی که زحمات مرا تقبل نموده اند، از درگاه ایزد ممانن برایشان آرزوی موفقیت، سعادت و سرفرازی دارم.

تعهد نامه

اینجانب **فواد میثمی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی معدن گرایش اکتشاف از دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: **تهیه الگوریتم وارون سازی دو بعدی غیرخطی داده های مغناطیسی با استفاده از روش های لوبرگ - مارکوارت و تجزیه مقادیر تکین تحت راهنمایی آقایان دکتر علی مراد زاده و دکتر علی نجاتی کلاته**

متعهد می شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

در مطالعات ژئوفیزیکی به منظور اکتشاف منابع و ذخایر هیدروکربور یکی از اهداف اصلی، تخمین ضخامت لایه رسوبات و توپوگرافی پی‌سنگ می‌باشد. در این مطالعه از مدل‌سازی وارون دوبعدی داده‌های میدان کل مغناطیسی به منظور دستیابی به این هدف استفاده شده است. متداولترین روش برای مدل‌سازی پی‌سنگ استفاده از وارون‌سازی غیرخطی داده‌های میدان پتانسیل با روش کمترین مربعات میراشده یا روش لونبرگ-مارکوارت (LM) است. پارامترسازی مدل به صورت یک آرایه دوبعدی از بلوک‌های مستطیلی شکل می‌باشد که عمق پایینی هر بلوک به عنوان پارامتر مدل در نظر گرفته شده و در روند وارون‌سازی محاسبه خواهد شد. با استفاده از یک مدل اولیه منطبق بر اطلاعات زمین‌شناسی یا دیگر مطالعات ژئوفیزیکی با کاربرد یک فرآیند بهینه‌سازی تکراری، برآزش بین داده‌های مشاهده شده و داده‌های تخمین زده شده، ایجاد می‌شود. در این روند بهینه‌سازی پارامترهای عمقی پی‌سنگ محاسبه می‌شود.

استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین (SVD) در وارون‌سازی داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به روش متداول لونبرگ-مارکوارت دارای مزیت‌های بسیاری است که از جمله آن به پایداری روند وارون‌سازی، مقاومت در برابر نوفه، تقلیل محاسبات عددی و کاهش در حجم محاسبات ماتریسی در روند وارون‌سازی می‌توان اشاره کرد.

در پایان‌نامه حاضر به منظور بررسی قابلیت روش‌های ذکر شده، الگوریتم هر دو روش مدل‌سازی دوبعدی تهیه و برنامه‌نویسی آنها در محیط Matlab توسط نگارنده پایان‌نامه تدوین گردید و برای وارون‌سازی داده‌های مصنوعی مورد استفاده قرار گرفت و پایداری آنها در مقابل تفاوت نوفه موجود در داده‌ها بررسی شد. علاوه بر آن قابلیت برنامه‌های تهیه شده برای مدل‌سازی وارون‌های میدان کل مغناطیسی سه پروفیل حوضه نفتی مغان در شمال غربی ایران برای تعیین عمق و تغییرات توپوگرافی پی‌سنگ مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج بدست آمده از وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی با الگوریتم پیشنهادی نشان می‌دهد که عمق پی‌سنگ در بخش‌های غربی پروفیل‌های A و B بین ۷۰۰ تا ۹۰۰ متر در تغییر بوده و به طرف شرق عمق آنها به حدود ۳۵۰۰ متر می‌رسد. نتایج حاصل در تطابق خوبی با نتایج تفسیر داده‌های لرزه‌ای این پروفیل‌ها که عمق پی‌سنگ را در بخش‌های غربی ۸۵۰ متر و به طرف شرق ۳۷۵۰ متر تخمین زده اند، دارد.

کلمات کلیدی: عمق پی‌سنگ، داده‌های میدان کل مغناطیسی، وارون‌سازی، روش لونبرگ-مارکوارت (LM)، روش تجزیه مقادیر تکین (SVD)، مدل‌سازی دوبعدی.

فهرست مطالب

صفحه	عنوان	
۲	فصل اول - کلیات	
۳	مقدمه	۱-۱
۴	نقش ژئوفیزیک در اکتشاف ذخایر معدنی و هیدروکربوری	۲-۱
۵	نقش روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری	۳-۱
۵	۱-۳-۱ جایگاه گرانی‌سنجی در اکتشاف نفت و گاز	
۵	۱-۳-۲ جایگاه روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف نفت و گاز	
۶	مزایا و معایب روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی	۴-۱
۵-۱	سابقه مطالعات انجام شده در زمینه مدل‌سازی روش‌های گرانی و مغناطیس-سنجی	
۷	ساختار پایان‌نامه	
۱۰	ضرورت انجام پایان‌نامه	۶-۱
۱۱	هدف از انجام پایان‌نامه	۷-۱
۱۲	ساختار پایان‌نامه	۸-۱
۱۳	فصل دوم - بررسی روش‌های مهم وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی	
۱۴	مسائل وارون	۱-۲
۱۴	مفاهیم مسئله وارون	۲-۲
۱۵	فرمول بندی مسائل وارون	۳-۲
۱۶	۱-۳-۲ شکل خطی ضمنی	
۱۶	۲-۳-۲ شکل خطی	
۱۶	مسئله وارون خطی	۴-۲

۱۸ تخمین‌های اندازه بردار خطا	۵-۲
۱۹ معیارهای اندازه‌گیری‌های طول	۶-۲
۲۰ راه حل کمترین مربعات برای مسائل وارون خطی	۷-۲
۲۱ ماتریس قدرت تفکیک داده‌ها	۸-۲
۲۳ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل	۹-۲
۲۴ حل مسائل غیرخطی و تبدیل آنها به مسائل خطی	۱۰-۲
۲۶ روش گوس- نیوتن	۱۱-۲
۲۷ ۱-۱۱-۲ محدودیت‌های روش گوس- نیوتن	
۲۸ روش سریعترین کاهش یا روش شیب نزولی	۱۲-۲
۲۹ ۱-۱۲-۲ محدودیت‌های روش شیب نزولی	
۲۹ حل معادلات غیرخطی توسط الگوریتم مارکوارت- لوبنبرگ	۱۳-۲
 ۱-۱۳-۲ مزیت‌های روش مارکوارت- لوبنبرگ نسبت به روش‌های گوس- نیوتن و	
۳۲ سریعترین کاهش	
۳۳ روش تجزیه مقادیر تکین (SVD)	۱۴-۲
۳۵ ۱-۱۴-۲ مزیت‌های روش SVD	
۳۷ فصل سوم - بررسی مدل‌سازی پیشرو داده‌های مغناطیسی و تهیه برنامه لازم	
۳۸ مقدمه	۱-۳
۴۰ مدل‌های مغناطیسی	۲-۳
۴۱ ۱-۲-۳ انتخاب مدل‌ها	
۴۱ ۱-۱-۲-۳ حجم مغناطیدگی	
۴۲ ۲-۱-۲-۳ بارهای سطحی	

۴۳	۳-۱-۲-۳ جریان های سطحی
۴۴	۳-۳ مدل سازی اجسام دوبعدی
۴۹	۴-۳ محاسبات پیشرو و مشتقات میدان کل مغناطیسی
فصل چهارم - تهیه الگوریتم و برنامه های مورد نیاز برای وارون سازی داده های		
۵۷	مغناطیسی و تست آنها به کمک داده های مصنوعی
۵۸	۱-۴ مقدمه
۵۸	۲-۴ الگوریتم مربوط به مدل سازی وارون داده های مغناطیسی با روش های LM و SVD
۶۵	۳-۴ نحوه اضافه کردن نوفه به داده ها
۶۶	۴-۴ وارون سازی با استفاده از روش لوبرگ - مارکوارت
۷۶	۵-۴ وارون سازی با استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین SVD
۸۳	۶-۴ مقایسه زمان اجرای برنامه رایانه ای تهیه شده برای دو روش LM و SVD
۸۴	۷-۴ مقایسه تعداد تکرارهای متوالی
۸۵	۸-۴ مقایسه ماتریس های قدرت تفکیک پارامترهای مدل
۸۷	۹-۴ ریشه میانگین مربع خطا بعد از رسیدن به همگرایی
۸۸	فصل پنجم - وارون سازی داده های واقعی به کمک برنامه های رایانه ای تهیه شده ...
۸۹	۱-۵ مقدمه
۸۹	۲-۵ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه
۹۱	۳-۵ وضعیت زمین شناسی عمومی منطقه
۹۶	۴-۵ سابقه مطالعات ژئوفیزیکی انجام شده در منطقه
۹۷	۵-۵ مدل سازی مغناطیسی منطقه مورد مطالعه
۱۰۱	۱-۵-۵ وارون سازی داده های مغناطیسی در امتداد پروفیل A

۱۰۶	۲-۵-۵	وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی در امتداد پروفیل B
۱۰۹	۳-۵-۵	وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی در امتداد پروفیل C
۱۱۲		فصل ششم- نتیجه گیری و پیشنهادات
۱۱۳	۱-۶	جمع بندی و نتایج
۱۱۵	۲-۶	پیشنهادات
۱۱۶		فهرست منابع
۱۲۲		پیوست‌ها

فهرست اشکال

صفحه

عنوان شکل

- شکل ۱-۲ (a) برازش کمترین مربعات یک خط راست به جفت‌های (z, d) . خطای e_i برای هر مشاهده برابر
 ۱۸ اختلاف بین داده مشاهده شده و پیش بینی شده است؛ $e_i = d_i^{obs} - d_i^{pre}$ (منک، ۱۹۸۹).....
- شکل ۲-۲ خط راست برازش شده به جفت‌های (z, d) که خطا تحت نرم‌های L_1 ، L_2 و L_∞ اندازه‌گیری شده است.
 ۲۰ نرم L_1 کمترین وزن را به نقطه بیرونی می‌دهد (منک، ۱۹۸۹).....
- شکل ۳-۲ نمودار سطرهای ماتریس قدرت تفکیک N که نشان‌دهنده معیاری از تطابق داده‌های پیش بینی شده
 توسط مدل و داده‌های واقعی است. ماکزیمم‌های تیز در نزدیکی قطر اصلی N (خط چین‌ها) بیانگر این
 ۲۳ است که وارون‌سازی به خوبی انجام شده است (منک، ۱۹۸۹).....
- شکل ۱-۳ سه دسته از روش‌های تفسیر ارائه میدان پتانسیل. ناهنجاری اندازه‌گیری شده با حرف A و ناهنجاری
 محاسبه شده با A_0 و ناهنجاری اندازه‌گیری تبدیل شده با A' نمایش داده شده اند. پارامترهای P_1 و P_2
 ۳۹ و... مربوط به منشأ هستند، مانند عمق، ضخامت، چگالی یا مغناطیدگی (بلکلی، ۱۹۹۶).....
- شکل ۲-۳ چها روش در نظر گرفتن پخش‌های مغناطیدگی (بلکلی، ۱۹۹۶).....
 ۴۱
- شکل ۳-۳ جریان‌های الکتریکی چرخشی مربوط به مغناطیدگی جسمی که به طور یکنواخت مغناطیس شده با
 ۴۳ جریان‌هایی در روی سطح جسم، معادل است (بلکلی، ۱۹۹۶).....
- شکل ۴-۳ تخمین یک جسم دو بعدی با چند ضلعی (بلکلی، ۱۹۹۶).....
 ۴۵
- شکل ۵-۳ تخمین یک جسم دو بعدی با نوارهایی از بارهای مغناطیسی که تا بینهایت گسترش دارند (بلکلی، ۱۹۹۶)
 ۴۵
- شکل ۶-۳ (a) نوار افقی از جرم با پهنای (x_1, z') تا (x_2, z') و گسترش بینهایت موازی با محور y ها. (b) سیمی از
 جرم با گسترش بی‌نهایت موازی محور y ها که صفحه x و z را در نقطه (x', z') قطع می‌کند. (c) نوار افقی
 ۴۷ در سیستم مختصات جدید (بلکلی، ۱۹۹۶).....
- شکل ۷-۳ مقطع عرضی از یک جسم مغناطیسی دوبعدی ناشی از یک دایک نامحدود (ونکاتا، ۲۰۰۳).....
 ۵۱
- شکل ۸-۳ دو دایک با مغناطیدگی یکنواخت و جهت مغناطیدگی متضاد در عمق‌های مختلف d و D
 ۵۲
- شکل ۹-۳ یک دایک با عمق محدود منتهی از تفریق دو دایک نامحدود شکل ۸-۳.....
 ۵۲
- شکل ۱۰-۳ آنومالی میدان کل مغناطیسی ناشی از دایک محدود اجرا شده در محیط Matlab.....
 ۵۳

- شکل ۳-۱۱ آنومالی میدان کل مغناطیسی ناشی از دایک محدود اجرا شده توسط نرم افزار Mag2dc ۵۴
- شکل ۳-۱۲ مدل عمقی در نظر گرفته شده برای محاسبه تئوری داده‌های میدان کل مغناطیسی برای یک پی سنگ ۵۵
- شکل ۳-۱۳ داده‌های تئوری میدان کل مغناطیسی با استفاده از رابطه ۳-۱۲ ۵۵
- شکل ۴-۱ الگوریتم برنامه وارون‌سازی داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از یک پی سنگ با استفاده از روش لونبرگ- مارکوارت و تجزیه مقادیر تکین. ۵۹
- شکل ۴-۲ قسمت بالا: داده‌های میدان کل مغناطیسی منتج از شبیه‌سازی پی سنگ با در کنار هم قرار دادن بلوک- های مستطیلی شکل. قسمت پایین: مدل مصنوعی ناپیوستگی به منظور محاسبه تئوری داده‌های میدان کل مغناطیسی. رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است. ۶۴
- شکل ۴-۳ داده‌های میدان کل مغناطیسی بدون نوفه (منحنی آبی رنگ) و داده‌های میدان کل مغناطیسی همراه با ۱۰٪ نوفه گوسی (منحنی خط چین قرمز رنگ) ۶۶
- شکل ۴-۴ قسمت بالا: داده‌های میدان کل مغناطیسی بدون نوفه، قسمت پایین: مدل اولیه به منظور وارون‌سازی با عمق یکسان ۰/۷ کیلومتر، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است ۶۷
- شکل ۴-۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون‌سازی بعد از ۲۶ تکرار متوالی، افت تدریجی دامنه خطا نسبت به روش مارکوارت - لونبرگ در تکرارهای متوالی مشهود است ۶۸
- شکل ۴-۶ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه ۱۰٪ نوفه با رنگ آبی (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین) ۶۹
- شکل ۴-۷ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ صورتی (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ مشکی (منحنی خط چین). رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است. ۶۹
- شکل ۴-۸ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش لونبرگ - مارکوارت در سطح نوفه ۱۰٪ ۷۰
- شکل ۴-۹ ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل ۷۱
- شکل ۴-۱۰ داده‌های میدان کل مغناطیسی بدون نوفه (منحنی توپر) و داده‌های میدان کل مغناطیسی همراه با ۲۰٪ نوفه گوسی (منحنی خط چین) ۷۲
- شکل ۴-۱۱ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون‌سازی بعد از ۱۴ تکرار متوالی در سطح نوفه ۲۰٪ ۷۳
- شکل ۴-۱۲ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی با ۲۰٪ نوفه با رنگ آبی (منحنی توپر) و داده‌های ۷۴

- تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین).....
- شکل ۴-۱۳ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ صورتی (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های حاوی نوفه ۲۰٪ با رنگ مشکی (منحنی خط چین). رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است..... ۷۴
- شکل ۴-۱۴ نمایش مقادی ویژه ر ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه ۷۶
- شکل ۴-۱۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی حاوی ۱۰٪ نوفه و داده‌های تخمین زده شده از وارون‌سازی SVD بعد از ۱۶ تکرار متوالی ۷۸
- شکل ۴-۱۶ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه ۱۰٪ نوفه با رنگ آبی (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین) ۷۸
- شکل ۴-۱۷ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی SVD با رنگ صورتی (منحنی خط چین)، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است..... ۷۹
- شکل ۴-۱۸ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش وارون‌سازی SVD ۷۹
- شکل ۴-۱۹ ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل ۸۰
- شکل ۴-۲۰ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون‌سازی SVD بعد از ۱۴ تکرار متوالی و سطح نوفه ۲۰٪ ۸۱
- شکل ۴-۲۱ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه ۲۰٪ نوفه با رنگ قرمز (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی حاوی نوفه ۲۰٪ با رنگ مشکی (منحنی خط چین).... ۸۲
- شکل ۴-۲۲ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ صورتی (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های حاوی ۲۰٪ نوفه با رنگ مشکی (منحنی خط چین)، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است ۸۲
- شکل ۴-۲۳ مقایسه ماتریس‌های قدرت تفکیک پارامترهای مدل برای سطح نوفه‌های متفاوت ۸۵
- شکل ۵-۱ محل و موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه (www.anobanini.ir)..... ۹۰
- شکل ۵-۲ ستون چینه شناسی دشت مغان (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱) ۹۲

- شکل ۳-۵ نقشه زمین شناسی دشت مغان (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۷۹) ۹۴
- شکل ۴-۵ راهنمای نقشه زمین شناسی دشت مغان (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۷۹) ۹۵
- شکل ۵-۵ شکل ۵-۵ نقشه شدت میدان کل مغناطیسی ناحیه مغان به همراه پروفیل‌های لرزه ای A، B و C
(نجاتی، ۱۳۸۸) ۹۶
- شکل ۶-۵ قسمت بالا: داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل و قسمت پایین: مدل اولیه ناپیوستگی با عمق
یکسان، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است. ۹۷
- شکل ۷-۵ مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه ۹۹
- شکل ۸-۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی بعد از
۱۲ تکرار متوالی ۱۰۰
- شکل ۹-۵ داده‌های مشاهده‌ای میدان کل مغناطیسی با رنگ آبی (منحنی خط چین) و داده‌های تخمین زده شده
با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) ۱۰۱
- شکل ۱۰-۵ مدل اولیه عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین) و مدل تخمین زده شده با
استفاده از وارون‌سازی با رنگ مشکی (منحنی خط چین) در امتداد پروفیل A، رسوبات با رنگ کم در
بالا و پی‌سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است. ۱۰۱
- شکل ۱۱-۵ نیم‌رخ لرزه نگاری مربوط به پروفیل A (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱) ۱۰۲
- شکل ۱۲-۵ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش وارون‌سازی SVD ۱۰۳
- شکل ۱۳-۵ ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل ۱۰۳
- شکل ۱۴-۵ مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه ۱۰۴
- شکل ۱۵-۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی بعد
از ۹ تکرار متوالی ۱۰۵
- شکل ۱۶-۵ داده‌های مشاهده‌ای میدان کل مغناطیسی با رنگ آبی (منحنی خط چین) و داده‌های تخمین زده شده
با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) ۱۰۵
- شکل ۱۷-۵ مدل اولیه عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین) و مدل تخمین زده شده با
استفاده از وارون‌سازی در امتداد پروفیل B با رنگ مشکی (منحنی خط چین)، رسوبات با رنگ کم در
بالا و پی‌سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است. ۱۰۶

- شکل ۵-۱۸ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش وارون‌سازی SVD ۱۰۶
- شکل ۵-۱۹ مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه ۱۰۷
- شکل ۵-۲۰ ریشه میانگین مربع خط مربوط به داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی بعد از ۱۸ تکرار متوالی ۱۰۸
- شکل ۵-۲۱ داده‌های مشاهده‌ای میدان کل مغناطیسی با رنگ آبی (منحنی خط چین) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) در امتداد پروفیل C ۱۰۹
- شکل ۵-۲۲ مدل عمقی تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است ۱۰۹
- شکل ۵-۲۳ نیمرخ لرزه‌نگاری مربوط به پروفیل C (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱) ۱۰۹

فهرست جداول

صفحه

جدول ۱-۴	مقایسه زمان اجرای برنامه‌های رایانه‌ای برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی به روش‌های LM و SVD با سطوح نوفه متفاوت.....	۸۳
جدول ۲-۴	مقایسه تعداد تکرارهای متوالی اجرای برنامه‌های رایانه‌ای برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی به روش‌های LM و SVD با سطوح نوفه متفاوت	۸۴
جدول ۳-۴	ریشه میانگین مربع خطا بعد از رسیدن به همگرایی بدون شرط قطع برنامه رایانه ای در سطوح متفاوت نوفه و ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده.....	۸۷

برای بسیاری از آدم‌ها اگر سلسله‌ای از حوادث را تعریف کنید، غالباً به شما خواهند گفت که نتیجه چه می‌شود، آنها این حوادث را در ذهنشان در کنار هم قرار می‌دهند و از روی آنها نتیجه را پیش‌بینی می‌کنند. تعداد کمی مردم وجود دارند که اگر نتیجه را به آنها بگویید قادر خواهند بود که با استعداد درونی‌شان استنتاج کنند که چه مرحله‌ای به این نتیجه منجر شده است. این قدرت، چیزی است که من آن را استنتاج وارون می‌گویم.

شرلوک هولمز به دکتر واتسون در: *A Study in Scarlet*

Sir Arthur Conan Doyle, 1887

فصل اول

کلیات

بطور کلی ژئوفیزیک به مطالعه خصوصیات فیزیکی زمین و محیط اطراف آن می‌پردازد. مطالعات ژئوفیزیکی به کشف گیلبرت^۱ (۱۶۰۰) که می‌گفت زمین مانند یک مغناطیس غول‌پیکر عمل می‌کند، برمی‌گردد. اما اولین قدم در کاربرد این علم برای اکتشاف مواد معدنی به سال ۱۸۴۳ می‌رسد و زمانی که فونورده از تئودولیت مغناطیسی برای اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین به منظور اکتشاف توده‌های آهن استفاده نمود. به دنبال آن در سال ۱۸۷۹ رابرت تالین با تالیف کتاب کشف ذخایر آهن بوسیله روش‌های مغناطیسی قدم موثری در جهت کاربردی نمودن ژئوفیزیک اکتشافی برداشت. (دوبرین و ساویت^۲، ۱۹۸۸).

پس از آن تقاضای روز افزون بازار به فلزات و افزایش بی‌سابقه استفاده از نفت، گاز و مشتقات آنها در ابتدای قرن بیستم منجر به توسعه بسیاری از روش‌های ژئوفیزیکی گردید و در زمینه ابداع و توسعه دستگاه‌های ژئوفیزیکی نیز از زمان جنگ جهانی دوم پیشرفت‌های بسیاری حاصل شد.

چون اکثر نهشته‌های کانی در زیر سطح زمین قرار دارد، آشکارسازی آنها به خواص بستگی دارد که آنها را از محیط اطراف متمایز می‌سازد. روش‌هایی بر مبنای تغییرات خواص کشسانی سنگ‌ها توسعه پیدا کرد که توسط آنها می‌توان ساختارهای مربوط به نفت و گاز نظیر گسل‌ها، تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها را تعیین کرد. تغییرات در رسانندگی الکتریکی و جریان‌های طبیعی زمین، آهنگ واپاشی اختلاف پتانسیل‌های مصنوعی وارده به زمین، تغییرات محلی گرانی، مغناطیس و رادیواکتیویته همگی اطلاعاتی را در مورد طبیعت ساختارهای زیرزمینی برای مهندسی فراهم می‌آورد و آنها را در تعیین محل‌های مناسب برای جستجوی نهشته‌های کانی یاری می‌کند.

ژئوفیزیک کاربردی در جستجو برای کانی‌ها، نفت و گاز را عموماً می‌توان به روش‌های اکتشافی گرانشی - مغناطیسی - الکتریکی - الکترومغناطیسی - لرزه‌ای - مقاومت ویژه - قطبش القائی و رادیواکتیو تقسیم کرد.

¹ Gilbert

² Dobrin and Savit

۱-۲ نقش ژئوفیزیک در اکتشاف ذخایر معدنی و هیدروکربوری

تقاضای مداوم و فزاینده بهره‌برداری از فلزات و کانی‌ها و افزایش شدید مصرف هیدروکربورهایی مانند نفت و گاز طبیعی، در طول پنجاه سال گذشته موجب توسعه بسیاری از روش‌های ژئوفیزیکی با دقت-های زیاد برای آشکارسازی نهشته‌ها و ساختارهای غیر قابل رویت شده است.

در اوایل قرن بیستم پی‌جویی برای کانی‌های اقتصادی منحصراً به رخنمون‌های سطحی سنگ‌های روی زمین محدود می‌شد و بدین ترتیب تمامی ذخایر مورد نیاز کشف و مورد بهره‌برداری قرار گرفته‌اند، ولی امروزه برای کشف ذخایر جدید باید پی‌جویی را به زیر سطح زمین گسترش داد و این امر از نظر اقتصادی توسط اکتشاف ژئوفیزیکی امکان پذیر خواهد بود. یکی از مهمترین و ارزشمندترین ذخایر زیرزمینی منابع هیدروکربوری می‌باشد. روش‌های ژئوفیزیکی اکتشافی از دهه ۱۹۲۰ به بعد برای اکتشاف نفت و گاز به کار گرفته شده‌اند. در ابتدا، برای اکتشاف ذخایر هیدروکربوری روش‌های زمین‌شناسی سطحی بیشتر از روش‌های ژئوفیزیکی اهمیت داشتند. اما بعد از اتمام ذخایر سهل-الحصول و قابل مشاهده در سطح زمین و آغاز اکتشاف ذخایر هیدروکربوری عمیق، روش‌های زمین-شناسی سطحی دیگر مانند قبل موفقیت آمیز نبودند. در حقیقت از آغاز دهه ۱۹۴۰ روش‌های ژئوفیزیکی به طور جدی در امر اکتشاف نفت و گاز به کار گرفته شده‌اند (کلاگری، ۱۳۷۱). در ابتدا روش‌های گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی و لرزه‌ای جهت یافتن تله‌های ساختمانی نفت به کار می‌رفتند. اما امروزه از این روش‌ها به منظور تعیین محل حوضه‌های رسوبی و تعیین مشخصات ساختاری آن‌ها و در مرحله بعد مکان‌یابی ساختارهای حاوی نفت استفاده می‌شود.

از آن جا که پایان‌نامه حاضر شامل مدل‌سازی داده‌های میدان پتانسیل و با تمرکز بر روی روش مغناطیس‌سنجی می‌باشد، بنابراین در این جا به نقش این روش‌ها در اکتشافات منابع هیدروکربوری خواهیم پرداخت.

۱-۳ نقش روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی در اکتشاف ذخایر هیدروکربوری

۱-۳-۱ جایگاه گرانی‌سنجی در اکتشاف نفت و گاز

روش گرانی‌سنجی در ابتدا برای مکان‌یابی گنبد‌های نمکی در آمریکا و مکزیک و بعدها برای یافتن ساختارهای زمین‌شناسی زیر سطحی از جمله طاقدیس‌ها در جنوب غرب آمریکا به کار می‌رفته است (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸). امروزه نیز روش گرانی‌سنجی در شناسایی انواع مختلفی از ساختارهای زیر سطحی که سهمی در تله انداختن مواد هیدروکربوری دارند به نحو مؤثری به کار برده می‌شود. اختلاف زیاد دانسیته بین این ساختارهای زیرسطحی و تشکیلات اطراف منجر به شناسایی آن‌ها توسط روش گرانی‌سنجی می‌شود، به طوری که در بعضی موارد تنها به وسیله این روش می‌توان محل حفاری‌ها را معین نمود (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸).

در اکتشاف نفت در یک منطقه اکتشاف نشده که هیچ نوع اطلاعات زمین‌شناسی از آن موجود نمی‌باشد، اولین سوالی که مطرح می‌باشد این است که آیا حوضه رسوبی به اندازه کافی بزرگ و ضخیم است یا نه؟ اگر شرایط زمین‌شناسی مناسب باشد بوسیله روش گرانی‌سنجی با سرعت نسبتاً زیاد و هزینه کم می‌توان اطلاعات مفیدی را در این مورد به دست آورد. دانسیته غالب سنگ‌های رسوبی کمتر از پی‌سنگ می‌باشد. بنابراین به کمک روش گرانی‌سنجی می‌توان مرز بین آن‌ها و در نتیجه ضخامت کل سنگ‌های رسوبی را مشخص کرد. ترکیب اطلاعات حاصله از کارهای لرزه‌ای و گرانی‌سنجی می‌تواند در تعیین وضعیت و موقعیت ساختارهای زمین‌شناسی مورد نظر بسیار مفید واقع شود (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸).

۱-۳-۲ جایگاه روش مغناطیس‌سنجی در اکتشاف نفت و گاز

مطالعه مغناطیس زمین قدیمی ترین شاخه ژئوفیزیک است. سر ویلیام گیلبرت اولین بررسی‌های علمی را در مورد مغناطیس زمین انجام داد. در مقایسه با اغلب روش‌های ژئوفیزیکی اندازه‌گیری‌های صحرائی این روش راحت، ارزان و ساده است و عملاً نیازی چندانی به اعمال تصحیح در قرائت‌ها

نیست. تغییرات میدان مغناطیسی در اغلب موارد مشخص کننده ساختارهای کانی و نیز ساختارهای منطقه‌ای است که این مشخصه‌ای برای نواحی نفتی مساعد است.

کاوش‌های مغناطیس‌سنجی از قدیمی‌ترین روش‌های ژئوفیزیکی اکتشافی مورد استفاده برای اکتشاف نفت و گاز می‌باشد. در اکتشاف نفت در مناطقی که کارهای اکتشافی قبلی در آن صورت نگرفته بوسیله روش مغناطیس‌سنجی می‌توان عمق پی‌سنگ و همچنین وسعت حوضه‌های رسوبی را تعیین کرد.

معمولاً سنگ‌های رسوبی اثرات مغناطیسی بسیار جزئی دارند، لذا تغییرات شدت میدان مغناطیسی در سطح زمین بیشتر مربوط به تغییرات لیتولوژیکی پی‌سنگ و یا نفوذی‌های آذرین می‌باشد. با ابزارهای مدرن اندازه‌گیری، حتی می‌توان تغییرات بسیار جزئی شدت میدان مغناطیسی سنگ‌های رسوبی نزدیک سطح را اندازه‌گیری نمود (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸).

تا سال ۱۹۴۰ روش مغناطیس‌سنجی بیشتر در مناطق خشکی انجام می‌گرفت. اما امروزه بیشتر کارهای مغناطیسی به ویژه برای اکتشاف نفت و گاز توسط هواپیما (برداشت هوایی) و نسبتاً کمتر توسط کشتی (برداشت دریایی) انجام می‌گیرد. این به علت سرعت عمل، هزینه نسبتاً کم و همچنین راحتی کار می‌باشد (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸).

لازم به ذکر است که روش‌های گرانی و مغناطیس نیز مانند هر روش ژئوفیزیکی دیگر یک سری مزایا و معایبی دارند که آشنایی با آنها در بهینه‌سازی عملیات اکتشافی کمک می‌نماید. در این قسمت به برخی از این مزایا و معایب اشاره خواهیم نمود.

۱-۴ مزایا و معایب روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی

روش‌های گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی از کارآمدترین روش‌های مورد استفاده در مرحله ابتدایی اکتشافات ذخایر هیدروکربوری می‌باشند. با استفاده از این روش‌ها می‌توان در مرحله اکتشاف مقدماتی که هیچ‌گونه اطلاعات قبلی موجود نمی‌باشد با صرف وقت و هزینه کم محل حوضه‌های رسوبی و مشخصات ساختاری آنها را تعیین کرده و در مرحله بعد ساختارهای حاوی نفت را مکان-

یابی نمود (دوبرین و ساویت، ۱۹۸۸). همچنین عمق پی سنگ و وسعت حوضه‌های رسوبی را می‌توان به راحتی با این دو روش تعیین نمود. اما در کنار مزیت‌های ذکر شده، این دو روش دارای معایبی نیز می‌باشند. از جمله این که آنومالی حاصله از یک منبع زیرسطحی منحصر به فرد نیست، یعنی تعداد بی‌شماری اشکال زیر سطحی مختلف می‌توانند آنومالی‌های یکسانی در سطح زمین حاصل نمایند. برای کاستن از دامنه ابهامات باید از اطلاعات زمین‌شناسی بهره گرفت. هر چه میزان این اطلاعات بیشتر باشد از ابهامات کاسته شده و تعبیر و تفسیر مطمئن‌تری انجام می‌شود (کلاگری، ۱۳۷۱).

در این دو روش تقریباً غیر ممکن است که یک آنومالی ناشی از برجستگی‌های زمین‌ساختی را از یک آنومالی ناشی از تغییرات صرف دانسیته و یا خودپذیری مغناطیسی تشخیص داد. نقشه‌های گرانی و مغناطیسی نشانگر شکل یک ساخت زیرسطحی نمی‌باشد بلکه آن‌ها صرفاً فرم میدان پتانسیل حاصله از اشکال زیرسطحی را مشخص می‌کنند. آنومالی‌های مغناطیسی بدست آمده در یک حوضه رسوبی عمدتاً توسط تغییرات لیتولوژیک سنگ‌های بستر کنترل شده و کمتر تحت تأثیر تغییرات توپوگرافی قرار می‌گیرند. این مطلب کار تفسیر را مشکل می‌سازد.

۱-۵ سابقه مطالعات انجام شده در زمینه مدل‌سازی روش‌های گرانی و مغناطیس‌سنجی

کاربرد روش گرانی‌سنجی و مغناطیس‌سنجی در اکتشافات توسط محققین زیادی گزارش شده و روش‌های مختلفی جهت پردازش و تفسیر کمی و کیفی داده‌های میدان‌های پتانسیل ارائه شده است. به منظور تفسیر آنومالی‌های میدان پتانسیل روش‌های گوناگونی مطرح شده است. برخی از این روش‌ها به تخمین عمق و برخی دیگر به گستردگی و تشخیص لبه‌ها و مرز آنومالی‌های میدان پتانسیل تأکید دارند، اما به منظور دستیابی به یک تفسیر جامع می‌توان از مدل‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی بهره برد.

هدف از مدل‌سازی داده‌ها، بازسازی یک مدل زیرسطحی بر اساس داده‌های صحرائی (مشاهده‌ای) است. مدل‌سازی‌ها به دو صورت مستقیم یا پیشرو و مدل‌سازی معکوس یا وارون صورت می‌گیرد. در مدل‌سازی پیشرو با استفاده از یک مدل اولیه و سایر اطلاعات زمین‌شناسی پارامترهای مدل اولیه

آنقدر تعدیل می‌شود تا برازش مناسب میان داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده توسط مدل حاصل شود. می‌توان به کارهای انجام شده در زمینه مدل سازی پیشرو دوبعدی (تالوانی و همکاران^۱، ۱۹۵۹؛ گرانت و وست^۲، ۱۹۶۵) و هم سه بعدی (تالوانی و اوینگ^۳، ۱۹۶۰؛ لی^۴، ۱۹۸۰) اشاره کرد.

مدل سازی وارون به منظور تعیین پارامترهای مدل از داده‌ها به کار می‌رود. در وارون سازی داده‌های ژئوفیزیکی، پارامترهای مدل دو دسته‌اند: (۱) فیزیکی (خصوصیاتی مثل چگالی، خودپذیری و...) -۲- هندسی (هندسه جسم). بر همین مبنا دو روش وارون سازی داده‌های میدان پتانسیل وجود دارد، در روش اول پارامترهای هندسی ثابت و پارامترهای فیزیکی به عنوان مجهولات مسئله در نظر گرفته می‌شود و در روش دوم پارامترهای فیزیکی مدل ثابت فرض شده و پارامترهای هندسی مانند عمق در روند وارون سازی تخمین زده می‌شود.

وارون سازی با هندسه ثابت توسط محققین زیادی صورت پذیرفته است که از جمله آنها می‌توان به کار؛ کریب^۵ (۱۹۷۶) با استفاده از مجموعه‌ای از دوقطبی‌های متوالی به عنوان چشمه مولد آنومالی، شدت دوقطبی‌ها را در روند وارون سازی محاسبه کرد، اشاره کرد.

گلین و مینیچتی^۶ (۱۹۸۴) وارون سازی داده‌های میدان پتانسیل را با استفاده از ترکیب ممان اینرسی جسم انجام دادند.

لی و اولدنبرگ^۷ (۱۹۹۸، ۱۹۹۶) با استفاده از روش منظم سازی تیخونوف به همراه اعمال قید مثبت بودن تباین چگالی و خودپذیری مدل سازی وارون سه بعدی داده‌های میدان پتانسیل را ارائه دادند.

شیرر^۸ و لی (۲۰۰۴) یک وارون سازی سه بعدی غیرخطی را جهت تعیین اندازه مغناطیدگی با وارون کردن آنومالی میدان کل توسعه دادند.

¹ Talwani and others

² Grant and West

³ Talwani and Ewing

⁴ Lee

⁵ Cribb

⁶ Guillen and Menichetti

⁷ Li and Oldenburg

⁸ Shearer

استوکو و همکاران^۱ (۲۰۰۹) کدهای رایانه‌ای وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مغناطیسی را با استفاده از الگوریتم کمترین مربعات میراشده- وزن داده‌شده در محیط برنامه نویسی Matlab تهیه نمودند. وارون‌سازی با هندسه متغیر که به صورت غیرخطی انجام می‌پذیرد از محبوبیت بیشتری برخوردار است. پدرسون (۱۹۷۷) از داده‌های گرانی و مغناطیس برای وارون‌سازی و مطالعه هندسه سنگ بستر استفاده کرد.

باتاچریا^۲ (۱۹۸۰) و سیلوا و هومن^۳ (۱۹۸۳) از روش پارامتری کردن جسم به وجود آورنده مغناطیسی با یک دایک در دوبعد و منشورهای مستطیلی استفاده کردند.

پدرسون (۱۹۷۹)، ونگ و هنسن^۴ (۱۹۹۰) اجسام به وجودآورنده آنومالی را با استفاده از اشکال چندضلعی در دوبعد و اشکال چندوجهی در سه بعد بیان نمودند.

راداکریشنامورتی^۵ و همکاران (۱۹۷۳، ۱۹۸۹ و ۲۰۰۱) نیز از داده‌های گرانی برای وارون‌سازی سنگ بستر یک حوزه رسوبی استفاده کردند. همچنین وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی را انجام دادند.

ماربی^۶ (۱۹۹۰) از روش کمترین مربعات غیر خطی و پارامترسازی دوبعدی برای وارون‌سازی آنومالی- آنومالی‌های منفرد استفاده کرد.

برای غلبه بر عدم یکتایی که غالباً بدلیل وجود نوفه در داده‌ها، کم بودن داده‌های اندازه‌گیری شده، وجود خطا در فرآیند مدل‌سازی و نیز عدم یکتایی ذاتی در داده‌های میدان پتانسیل روی می‌دهد، تلاشهایی توسط پارکر^۷ (۱۹۷۴)، گرین^۸ (۱۹۷۵)، پدرسون^۹ (۱۹۷۷)، پیلینگتون^{۱۰} (۱۹۹۷)، لی و اولدنبرگ^{۱۱} (۱۹۹۶، ۱۹۹۸)، گالرادو-دلگادو^{۱۲} و همکاران (۲۰۰۳) انجام شده است.

¹ Stocco

² Bhattacharyya

³ Silva and Homann

⁴ Wang and Hansen

⁵ Radhakrishna Murthy

⁶ Marobhe

⁷ Parker

⁸ green

⁹ Pederson

¹⁰ Pilkington

¹¹ Li and Oldenburg

¹² Gallardo - Delgado

گالرادو و همکاران (۲۰۰۵) از وارون‌سازی همزمان داده‌های گرانی و مغناطیسی برای غلبه بر یکتایی مدل‌های بدست آمده در روند وارون‌سازی استفاده کرد.

در راستای به کارگیری روش‌های مدل‌سازی و تفسیر داده‌های میدان پتانسیل و حل مشکلات آن‌ها در داخل ایران نیز کارهایی صورت گرفته است، از جمله؛ نجاتی (۱۳۸۳ و ۱۳۸۸) به مدل‌سازی معکوس دو و سه بعدی داده‌های گرانی‌سنجی با استفاده از روش وارون‌سازی فشرده و وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی با استفاده از روش زیر فضا پرداخته است.

جهانگیری (۱۳۸۸) از روش لونبرگ - مارکوارت^۱ (LM) برای مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی و داده‌های گرانی کاذب استفاده نموده است.

دولتی اردجانی (۱۳۷۲)، قوامی ریابی، (۱۳۷۲)، آگاه (۱۳۸۳) و ... نیز به تفسیر و مدل‌سازی داده‌های گرانی‌سنجی پرداخته‌اند.

۱- ۶ ضرورت انجام پایان‌نامه

مدل‌سازی وارون به عنوان یکی از جالبترین ابزارهای ژئوفیزیکی در بدست آوردن مدل‌های دو و سه بعدی از ساختارهای زمین‌شناسی مطرح است. در مطالعات ژئوفیزیکی به منظور اکتشاف منابع و ذخایر هیدروکربور یکی از اهداف اصلی، تخمین ضخامت لایه رسوبات و توپوگرافی پی سنگ می باشد. در این مطالعه از مدل‌سازی وارون دوبعدی داده‌های میدان کل مغناطیسی به منظور دستیابی به این هدف استفاده شده است.

موفقیت روش‌های وارون‌سازی تا حدود زیادی به نوع روش به کار برده شده در مدل‌سازی وابسته است. کاربرد روش‌های بهبود یافته مانند روش تجزیه مقادیر تکین^۲ (SVD) می‌تواند موجب پایداری پایداری و مقاومت بالا در برابر نوفه خواهد شد. ضمناً این روش تاثیر بسزایی در کاهش حجم محاسبات عددی در مدل‌سازی و صرفه جویی در وقت و هزینه به همراه خواهد داشت.

^۱ Levenberg-Marquardt

^۲ Singular value decomposition

با توجه به مرور سوابق مطالعات انجام شده در مورد مدل‌سازی ملاحظه می‌شود که بجز چند مورد (نجاتی و جهانداری)، در بقیه موارد از نرم‌افزارها و برنامه‌های کامپیوتری آماده برای مدل‌سازی داده‌های میدان پتانسیل جهت مطالعه پی‌سنگ پرداخته شده است. از طرفی چون هر روش مدل‌سازی مزایا و معایب خاص خودش را دارد، از اینرو با توجه به اهمیت حوضه‌های رسوبی جهت اکتشاف منابع هیدروکربوری ضروری است تا الگوریتم و برنامه‌های کامپیوتری دیگر روش‌های موثر جهت مدل‌سازی اینگونه داده‌ها تهیه و عملکرد آنها با بکارگیری داده‌های مصنوعی و واقعی مورد ارزیابی قرار گیرند. به همین جهت در مطالعه حوضه‌های رسوبی بزرگ در ابتدای کار با برداشت و مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی و گرانی اطلاعات مفیدی می‌توان در مورد عمق پی‌سنگ و یا ضخامت رسوبات حاصل نمود و سپس برای کسب اطلاعات تفصیلی اقدام به اکتشاف لرزه‌ای نمود و بدینوسیله ریسک اکتشاف را در ناحیه کاهش داد.

۱-۷ هدف از پایان‌نامه و روش تحقیق

هدف از این مطالعه، ارزیابی کاربرد الگوریتم غیرخطی لونبرگ-مارکوارت (LM) و تجزیه مقادیر تکین (SVD) در وارون‌سازی دو بعدی داده‌های میدان کل مغناطیسی و ارائه یک راهکار جدید برای مدل‌سازی وارون‌های مغناطیسی مرتبط با کاوش‌های نفتی جهت تعیین عمق پی‌سنگ می‌باشد. برای انجام این کار پس از تهیه الگوریتم‌های مربوطه برنامه‌هایی رایانه‌ای برای وارون‌سازی با روش لونبرگ-مارکوارت و روش تجزیه مقادیر تکین در محیط نرم افزار Matlab نگاشته خواهد شد.

این برنامه توپوگرافی پی‌سنگ را با قرار دادن مجموعه‌ای از بلوک‌های مستطیلی در کنار هم شبیه‌سازی نموده و با استفاده از یک مدل اولیه و با یک فرآیند تکراری، پارامترهای مجهول هر یک از بلوک‌ها را می‌یابد و توزیع هندسی مجموعه این بلوک‌های شکل دو بعدی پی‌سنگ را تعیین می‌نماید. رهیافت ارائه شده در این مطالعه، قرار دادن عمق سطح تحتانی بلوک‌ها به عنوان متغیر می‌باشد. برای ارزیابی میزان کارآمد بودن الگوریتم، از این روش برای مدل‌سازی داده‌های مصنوعی همراه با نوفه

استفاده می‌شود. همینطور از روش ارائه شده برای تهیه مدل ژئوفیزیکی حاصل از داده‌های مغناطیسی ناحیه مغان استفاده می‌شود.

۱- ۸ ساختار پایان‌نامه

این پایان‌نامه مشتمل بر شش فصل می‌باشد. در فصل اول راجع به کلیاتی در مورد روش‌های میدان پتانسیل و سابقه مطالعات انجام شده در زمینه به کارگیری روش‌های مذکور در اکتشافات نفتی و ذخایر معدنی و در نهایت ضرورت و اهداف انجام پایان‌نامه بحث گردیده است.

در فصل دوم به بیان تعاریف، مفاهیم، فرمول بندی مسئله وارون و راهکارهای مختلف در حل مسائل وارون خطی و غیر خطی و اصول وارون‌سازی ماتریسی دو روش لونبرگ-مارکوارت و تجزیه مقادیر تکین پرداخته شده است.

فصل سوم دربرگیرنده روش مغناطیس‌سنجی و تئوری روش‌های مختلف مدل‌سازی‌های پیشرو مورد استفاده در این پایان‌نامه می‌باشد.

فصل چهارم به شرح الگوریتم‌های دو روش یادشده همراه با تهیه برنامه‌های رایانه‌ای می‌پردازد. همچنین عملکرد برنامه‌های تهیه شده توسط داده‌های مصنوعی مغناطیسی تولید شده همراه با نوفه مورد ارزیابی قرار می‌گیرد.

فصل پنجم نیز مختص به اعمال این برنامه‌ها جهت وارون‌سازی دوبعدی داده‌های میدان کل مغناطیسی ناحیه مغان به منظور تعیین عمق و توپوگرافی پی‌سنگ و مقایسه نتایج حاصل با داده‌های لرزه‌ای موجود است.

در فصل ششم نتایج به دست آمده و پیشنهادات ارائه شده‌اند.

فصل دوم

بررسی روش‌های مهم وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی

۱-۲ مسائل وارون^۱

تئوری وارون دسته‌ای سازماندهی شده از تکنیک‌های ریاضی برای ساده کردن داده‌ها جهت بدست آوردن اطلاعات مفید درباره فیزیک جهان براساس استنتاجات بدست آمده از مشاهدات است. تئوری وارون همانطور که ما در اینجا در نظر خواهیم گرفت محدود به مشاهدات و سوالاتی است که می‌تواند به صورت عددی بیان گردند. مشاهدات شامل مجموعه اندازه‌گیری‌ها یا داده‌ها^۲ خواهد بود.

پارامترهایی که در تئوری وارون به دنبال پیدا کردن آن هستیم به صورت مقادیر عددی یا آماری هستند که بیانگر خصوصیات برجسته فیزیکی دنیای اطراف ما هستند، این خصوصیات پارامترهای مدل^۳ نامیده می‌شود. متدهای بخصوصی برای ارتباط دادن پارامترهای مدل به داده‌ها وجود دارد مخصوصاً مدل یا تئوری‌های ریاضی وجود دارد که مورد بحث قرار می‌گیرند.

عبارت تئوری وارون یا معکوس در مقابل تئوری پیشرو یا مستقیم^۴ به کار می‌رود. تئوری پیشرو روند پیش بینی نتایج اندازه‌گیری‌ها (پیش بینی داده‌ها) بر اساس بسیاری از اصول عمومی اثبات شده و یک مدل و دسته‌ای از شرایط خاص مربوط به مسئله مورد مطالعه است. مسئله وارون با استفاده از مجموعه‌ای از داده‌ها و یک مدل بر اساس اصول منطقی پذیرفته شده به تخمینی از پارامترهای مدل می‌پردازد که به طور خلاصه می‌توان گفت:

تئوری پیشرو: پیش بینی پارامترهای مدل ← مدل ← پیش بینی داده‌ها
تئوری وارون: داده‌ها ← مدل ← تخمین پارامترهای مدل

۲-۲ مفاهیم مسئله وارون

پارکر در سال ۱۹۷۷، مفاهیم اولیه تئوری وارون را دسته بندی کرد. این مفاهیم عبارتند از: (۱) وجود^۵ (۲) ساخت^۶ (۳) تقریب‌ها^۷ (۴) پایداری^۸ (۵) عدم یکتایی^۹.
مفاهیم فوق به همراه یکسری مفاهیم دیگر در مورد وارون‌سازی در پیوست (الف) آمده است.

¹ Inverse Problems

² data

³ Model parameters

⁴ Forward theory

⁵ Existence

⁶ Construction

⁷ Approximations

⁸ Stability

⁹ Non uniqueness

۳-۲ فرمول بندی مسائل وارون

گام اول در اکثر مسائل وارون، توصیفی از داده‌هاست. از اینرو در بسیاری از مسائل وارون داده‌ها به صورت مجموعه‌ای از مقادیر عددی است که عناصر یک بردار را تشکیل می‌دهند. اگر N اندازه گیری در آزمایش بخصوصی انجام گیرد، این اعداد به صورت عناصری از بردار d به طول N مشخص می‌شود. مشابهاً پارامترهای مدل نیز به صورت عناصری از بردار m بیان می‌شود که طول آن M است.

$$\begin{aligned} \text{data} : d &= [d_1, d_2, d_3, d_4, \dots, d_N]^T \\ \text{model parameters} : m &= [m_1, m_2, m_3, m_4, \dots, m_M]^T \end{aligned} \quad (1-2)$$

نماد T بیانگر بردار یا ماتریس ترانپوز^۲ است. مفهوم بنیادی در مسئله‌ی وارون این است که رابطه‌ای بین پارامترهای مدل و داده‌ها وجود دارد، به این رابطه «مدل» می‌گویند. معمولاً مدل مبین رابطه خاص میان داده‌ها و پارامترهای ناشناخته است. در بسیاری از مسائل واقعی داده‌ها و پارامترهای مدل با روابط پیچیده‌ای به هم مرتبط‌اند.

در حالت کلی داده‌ها و پارامترهای مدل ممکن است با یک یا معادلات ضمنی^۳ بیشتر در ارتباط باشد (منک، ۱۹۸۹).

$$\begin{aligned} f_1(d, m) &= 0 \\ f_2(d, m) &= 0 \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ f_L(d, m) &= 0 \end{aligned} \quad (2-2)$$

که L بیانگر تعداد معادلات است. این معادلات ضمنی را می‌توان به صورت خلاصه با معادله برداری $f(d, m) = 0$ نشان داد. یکی از هدف‌های تئوری وارون حل این معادلات برای پارامترهای مدل، یا بدست آوردن انواع جواب‌های ممکن و مطلوب با توجه به شرایط خاص یک مسئله است. به طور کلی $f(d, m) = 0$ می‌تواند شامل توابع پیچیده و غیرخطی از داده‌ها و پارامترهای مدل باشد.

¹ formulating

² transpose

³ Implicit equations

۲-۳-۱ شکل خطی ضمنی

تابع f در هر دوی داده‌ها و پارامترهای مدل خطی است و بنابراین می‌تواند مثل معادله‌ای ماتریسی به صورت زیر نوشته شود:

$$f(d, m) = 0 = F \begin{bmatrix} d \\ m \end{bmatrix} \quad (۳-۲)$$

که F یک ماتریس $L \times (N+M)$ است.

در بسیاری از موارد جدا کردن داده‌ها از پارامترهای مدل امکانپذیر است و بنابراین در $L=N$ معادله که تابع g نسبت به داده‌ها رابطه خطی و نسبت به پارامترهای مدل به صورت غیر خطی است.

$$f(d, m) = 0 = d - g(m) \quad (۴-۲)$$

تابع برداری g نشانگر رابطه غیر خطی میان معادلات و پارامترهای مدل است.

۲-۳-۲ شکل خطی

در فرم خطی، تابع g نیز نسبت به پارامترهای مدل خطی است که توسط یک ماتریس $N \times M$ بیان می‌شود. بنابراین وقتی که $L=N$ است داریم:

$$f(d, m) = 0 = d - Gm \quad (۵-۲)$$

به کار بردن این فرم برابر این است که بگوییم ماتریس F در رابطه (۳-۲) برابر است با (منک، ۱۹۸۹):

$$F = [-I \quad G] \quad (۶-۲)$$

۲-۴ مسئله وارون خطی

ساده‌ترین و بهترین درک مسائل وارون مسائلی است که می‌توان با مجموعه‌ای از معادلات خطی به صورت $d=Gm$ بیان کرد. بنابراین این معادله فرمی از تابع معادله نظری وارون گسسته است.

بسیاری از مسائل وارون مهم در علوم فیزیکی توسط این معادلات توصیف می شوند. در موارد دیگر وقتی که مسئله در برگیرنده بسیاری از معادلات پیچیده است می توان با استفاده از تقریب های مختلف آن را خطی کرده و حل نمود.

ماتریس G کرنل داده ها^۱ یا ماتریس مشخصه مدل گفته می شود. تئوری وارون پیوسته^۲ در برگیرنده داده های گسسته و توابع مدل پیوسته است. در تئوری معادلات انتگرالی^۳ داده ها و پارامترهای مدل هر دو توسط تابع پیوسته $d(x)$ و $m(x)$ نشان داده می شود که x نماد متغیرهای مستقل مدل است (منک، ۱۹۸۹).

تئوری وارون گسسته:

$$d_i = \sum_{j=1}^M G_{ij} m_j \quad (2-7-الف)$$

تئوری وارون پیوسته:

$$d_i = \int G_i(x) m(x) dx \quad (2-7-ب)$$

تئوری معادلات انتگرالی:

$$d(y) = \int G(y, x) m(x) dx \quad (2-7-ج)$$

اختلاف اساسی بین نظریه وارون گسسته، نظریه وارون پیوسته و نظریه معادله انتگرالی در این است که آیا مدل برای پارامترهای m و داده های d ، مثل توابع پیوسته یا پارامترهای گسسته رفتار می کنند؟ داده d_i در تئوری وارون لزوماً گسسته است. از اینرو تئوری وارون با نتایج (استنباط) اطلاعات داده های مشاهده ای مرتبط است که همیشه دارای طبیعت گسسته است. هر دوی مسئله وارون پیوسته و معادلات انتگرالی را می توان با استفاده از تقریب های انتگرالی مانند قانون دوزنقه^۴ یا فرمول های مربع سازی^۵ به مسائل وارون گسسته تبدیل کرد.

¹ Data kernel

² Continuous inverse theory

³ Theory of integral equations

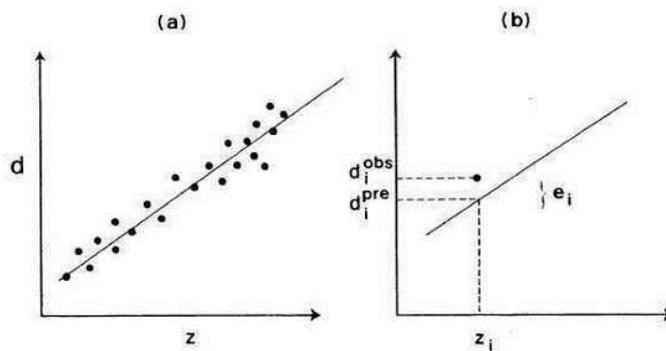
⁴ Trapezoidal rule

⁵ quadrature formula

۵-۲ تخمین‌های اندازه بردار خطا

برای اینکه ببینیم که اندازه بردار خطا چگونه با حل مسائل وارون ارتباط دارد، یک مسئله ساده از برازش خط مستقیم بر داده‌ها را در نظر می‌گیریم (شکل ۱-۲). این مسئله با روشی که کمترین مربعات^۱ (LS) نامیده می‌شود، غالباً حل می‌شود. در این روش سعی می‌شود پارامترهای مدل (عرض از مبدأ و شیب) طوری انتخاب شوند که داده‌های پیش بینی شده (d^{pre}) تا حد امکان به داده‌های مشاهده شده (d^{obs}) نزدیک شود. برای هر مشاهده یک خطای پیش بینی یا عدم برازش^۲ تعریف می‌کنیم؛

$$e_i = d_i^{pre} - d_i^{obs} \quad (۸-۲)$$



شکل ۱-۲ (a) برازش کمترین مربعات یک خط راست به جفت‌های (z, d) . (b) خطای e_i برای هر مشاهده برابر

اختلاف بین داده مشاهده شده و پیش بینی شده است $e_i = d_i^{pre} - d_i^{obs}$ (منک، ۱۹۸۹).

بهترین خط برازش خطی است که پارامترهای مدل آن دارای کمترین خطای کل E باشد که به صورت زیر تعریف می‌شود؛

$$E = \sum_{i=1}^N e_i^2 \quad (۹-۲)$$

^۱ Least - squares

^۲ misfit

خطای کل E (مجموع مربعات خطاهای منفرد^۱) دقیقاً برابر مربع طولهای هندسی از بردار e یا $E = e^T e$ است.

روش تخمین کمترین مربعات راه حل‌هایی از مسئله وارون را با پیدا کردن پارامترهای مدلی که دارای اندازه طول کمینه‌ای با داده‌های تخمین زده شده (d^{est}) که فاصله هندسی مشاهدات گفته می‌شود، را برآورد می‌کند.

۲-۶ معیارهای اندازه‌گیری‌های طول

توجه شود که اگرچه طول هندسی، یک راه برای کمی کردن اندازه یا طول یک بردار است، اما تنها روش ممکن نیست. برای مثال، یک راه دیگر برای محاسبه مقدار طول می‌تواند جمع کردن قدرمطلق مقادیر عناصر یک بردار با یکدیگر باشد.

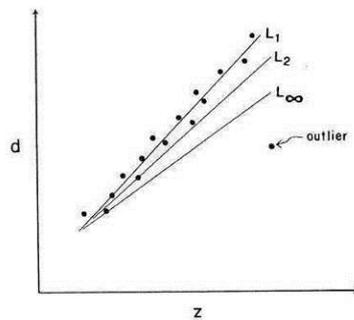
عبارت نُرم^۲ برای ارجاع به اندازه‌ای از طول به کار می‌رود و با دو خط عمودی نشان داده می‌شود؛ $\|e\|$ نرم بردار e است. اغلب نرم‌های به کار گرفته شده بر اساس مجموع توان عناصری از بردار است و L_n نام گرفته است، که n برابر توان است (منک، ۱۹۸۹).

$$\begin{aligned}
 L_1 \text{ norm: } \|e\|_1 &= \left[\sum_i |e_i|^1 \right] \\
 L_2 \text{ norm: } \|e\|_2 &= \left[\sum_i |e_i|^2 \right]^{1/2} \\
 &\cdot \\
 &\cdot \\
 &\cdot \\
 L_n \text{ norm: } \|e\|_n &= \left[\sum_i |e_i|^n \right]^{1/n}
 \end{aligned}
 \tag{۱۰-۲}$$

نرم‌های مرتبه بالا بزرگترین وزن را به بزرگترین مولفه از e اختصاص می‌دهد.

^۱ individual
^۲ norm

روش کمترین مربعات از نرم L_2 برای محاسبه طول استفاده می‌کند. مناسب است که پرسیده شود چرا اینگونه است و بسیاری از گزینه‌های دیگر نرم را به کار نمی‌گیرد؟ جواب آن در برگیرنده راهی است که در آن وزن داده‌هایی که به روند میانگین^۱ نزدیک است، انتخاب می‌گردد (شکل ۲-۲). اگر داده‌ها خیلی دقیق باشند، آن پیش‌بینی‌ای که به مقدار مشاهده شده نزدیک باشد، اهمیت بیشتری دارد. از نرم مرتبه بالا وقتی استفاده می‌شود که به خطاهای بالا وزن بالایی داده شود. از طرف دیگر اگر داده‌ها در اطراف روند به طور وسیعی پراکنده شده باشند، روندی با کمترین خطای پیش‌بینی وجود ندارد. استفاده از نرم مرتبه پایین به خطاهای با اندازه‌های مختلف وزن‌های یکسانی می‌دهد (منک، ۱۹۸۹).



شکل ۲-۲ خط راست برازش شده به جفت‌های (z, d) که خطا تحت نرم‌های L_1 ، L_2 و L_∞ اندازه‌گیری شده است. نرم L_1 کمترین وزن را به نقطه بیرونی می‌دهد (منک، ۱۹۸۹).

۲-۷ راه حل کمترین مربعات برای مسائل وارون خطی

کمترین مربعات می‌تواند برای مسائل وارون خطی با رفتاری بسیار ساده گسترش یابد. چنانچه مشتقات خطا با در نظر گرفتن پارامترهایی که m_q نامیده می‌شود، محاسبه شوند و با قرار دادن نتایج برابر صفر، حل مسئله حاصل می‌شود، یعنی (منک، ۱۹۸۹)؛

$$E = e^T e = (d - Gm)^T (d - Gm) = \sum_i^N \left[d_i - \sum_j^M G_{ij} m_j \right] \left[d_i - \sum_k^M G_{ik} m_k \right] \quad (11-2)$$

¹ Average trend

یا اینکه؛

$$E = \sum_j^M \sum_k^M m_j m_k \sum_i^N G_{ij} G_{ik} - 2 \sum_j^M m_j \sum_i^N G_{ij} d_i + \sum_i^N d_i d_i \quad (12-2)$$

مشتقات $\frac{\partial E}{\partial m_q}$ را مساوی با صفر قرار داده و داریم:

$$\frac{\partial E}{\partial m_q} = 0 = 2 \sum_k^m m_k \sum_i^N G_{iq} G_{ik} - 2 \sum_i^N G_{iq} d_i \quad (13-2)$$

نهایتاً این معادله به صورت ماتریسی اینگونه نوشته می شود؛

$$G^T G m - G^T d = 0 \quad (14-2)$$

توجه شود که کمیت $G^T G$ یک ماتریس $M \times M$ است و حاصلضرب یک بردار m با طول M است. کمیت $G^T d$ همچنین یک بردار با طول M است. بنابراین این یک معادله ماتریسی مربعی برای پارامترهای مدل مجهول است. فرض کنید که $[G^T G]^{-1}$ وجود دارد، این راه حل به دست می آید؛

$$m^{est} = [G^T G]^{-1} G^T d \quad (15-2)$$

که راه حل کمترین مربعات برای مسئله وارون $Gm=d$ است.

۹-۲ ماتریس قدرت تفکیک^۱ داده‌ها

در حل مسائل وارون بر پایه سیستم معادلات $d=Gm$ حل‌هایی که ارائه می‌شوند اغلب به شکل عمومی $m^{est}=Md+v$ می‌باشند که M و v به ترتیب نماد چندین ماتریس و بردارند که هر دو از داده‌ها (d) مستقل هستند. این معادله نشان می‌دهد که تخمین پارامترهای مدل (m^{est}) توسط چندین ماتریس که روی داده‌ها اعمال شده‌اند، کنترل می‌شود. نوع و تعداد عملگرهای ماتریسی که برای بدست آوردن پارامترهای مدل روی داده‌ها اعمال می‌شوند، به روش وارون‌سازی و نوع پارامترسازی در مسأله وارون وابسته است (منک، ۱۹۸۹).

¹ Resolution Matrix

برای مطالعه خصوصیات بیشتر مسائل وارون می‌بایست روی عملگرهای ماتریسی که برای بدست آوردن m^{est} با استفاده از داده‌ها اعمال می‌شوند، تأکید کرد. از آنجا که ماتریس M حل یک سیستم وارون به صورت $d=Gm$ است، آنرا ماتریس وارون تعمیم یافته^۱ نامیده و با G^{-g} نشان می‌دهند. شکل دقیق ماتریس تعمیم یافته بستگی به مسئله مورد مطالعه دارد. به عنوان مثال در مورد مسایل فرابراورد^۲ بدون اعمال ماتریس‌های وزنی یا پارامترهای منظم کننده، این ماتریس به شکل $G^{-g}=[G^T G]^{-1} G^T$ و در مورد روش کمینه کردن طول پاسخ^۳ در مورد مسایل فرورباورد^۴ بدون اعمال ماتریس‌های وزنی یا پارامترهای منظم کننده، ماتریس وارون تعمیم یافته $G^{-g}=G^T [G^T G]^{-1}$ است (منک، ۱۹۸۹).

توجه شود که ماتریس تعمیم یافته از برخی جهات شبیه به وارون ماتریس است. به عنوان مثال حل سیستم معادلات $N=M$ یا سیستم برآورد یکسان^۵ به صورت زیر است:

$$y=Ax \quad \Rightarrow \quad x=A^{-1}y \quad (۱۶-۲)$$

و در مورد مسائل معکوس داریم:

$$d=Gm \quad \Rightarrow \quad m=G^{-g}d \quad (۱۷-۲)$$

که مقدار m می‌تواند با چندین بردار دیگر نیز جمع شود. اما ماتریس تعمیم یافته یک ماتریس مربعی نیست و $G^{-g}G$ و GG^{-g} برابر ماتریس همانی I نیستند.

پس می‌توانیم با توجه به مطالب قبل بپرسیم چگونه این تخمین خوب از پارامترهای مدل بر داده

ها برازش دارند؟ با قراردادن تخمین در معادله $d=Gm$ داریم (منک ۱۹۸۹):

$$d^{pre} = Gm^{est} = G[G^{-g}d^{obs}] = [GG^{-g}]d^{obs} = Nd^{obs} \quad (۱۸-۲)$$

¹ Generalized inverse matrix

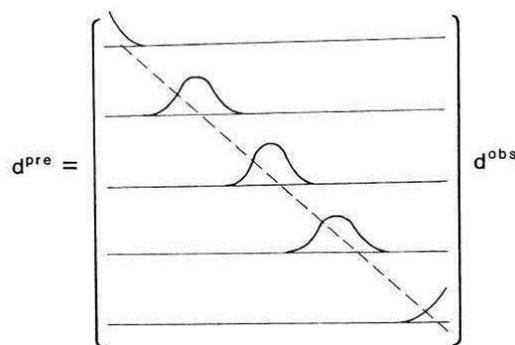
² Overdetermined problems

³ Minimum length

⁴ Underdetermined problems

⁵ Even-determined problems

که بالانویسها obs و pre به ترتیب به معنی مشاهده شده ($observed$) و تخمین زده شده ($predicted$) است. ماتریس مربعی $N=GG^{-g}$ با ابعاد $N \times N$ ماتریس قدرت تفکیک داده‌ها گفته می‌شود. این ماتریس همانطور که در شکل ۲-۳ نشان می‌دهد، توصیف می‌کند که تا چه اندازه‌ای پیش‌بینی‌ها با داده‌ها منطبق است. اگر $N=I$ ، سپس $d^{pre}=d^{obs}$ و خطای پیش‌بینی برابر صفر است. از طرف دیگر اگر ماتریس قدرت تفکیک داده‌ها یک ماتریس همانی^۱ نباشد، خطای پیش‌بینی غیر صفر خواهد بود.



شکل ۲-۳ نمودار سطرهای های ماتریس قدرت تفکیک N که نشان‌دهنده معیاری از تطابق داده‌های پیش‌بینی شده توسط مدل و داده‌های واقعی است. ماکزیمم‌های تیز در نزدیکی قطر اصلی N (خط چین‌ها) بیانگر این است که وارون‌سازی به خوبی انجام شده است (منک، ۱۹۸۹).

۲-۱۰ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل

در مسائل وارون به منظور مطالعه انطباق پارامترهای تخمینی مدل با پارامترهای واقعی مدل و بررسی استقلال پارامترهای بدست آمده از یکدیگر، در روند وارون‌سازی از ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل استفاده می‌شود. برای بررسی این مطلب فرض کنید که m^{true} مجموعه‌ای از پارامترهای واقعی مدل است که در سیستم معادلات $d^{obs}=Gm^{true}$ صدق می‌کند. با حل سیستم معادلات $d=Gm$ می‌توان پارامترهای تخمینی مدل را مطابق با آنچه تاکنون گفته شد توسط ماتریس وارون تعمیم یافته G^{-g} به صورت زیر نوشت:

¹ Identity matrix

$$m^{est} = G^{-g} d^{obs}$$

یا اینکه:

$$m^{est} = G^{-g} d^{obs} = G^{-g} [Gm^{true}] = [G^{-g}G]m^{true} = Rm^{true} \quad (19-2)$$

ماتریس R یک ماتریس $M \times M$ است و ماتریس تحلیل یا ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل نامیده می‌شود. اگر $R=I$ باشد در این صورت پارامترهای مدل یکتا هستند. اگر R یک ماتریس همانی نباشد در این صورت پارامترهای مدل به صورت میانگین وزنی از پارامترهای واقعی مدل هستند. به عبارت دیگر در این حالت پارامترهای مدل به صورت ترکیب خطی از پارامترهای مجاور تعیین می‌شوند (منک، ۱۹۸۹).

۱۰-۲ حل مسائل غیرخطی و تبدیل آنها به مسائل خطی

گاوس پیشنهاد می‌کند در بعضی از مسائل وارون، تابع برداری f نسبت به پارامترهای مدل m ، غیر خطی است و می‌توان آنرا در همسایگی یک پارامتر اولیه m_0 با استفاده از بسط تیلور تقریب‌سازی کرد و به شکل معروف $d=Gm$ خطی‌سازی نمود، اسم این روش را گرادیان می‌نامند (مجو، ۱۹۹۴). با توجه به رابطه؛

$$f(d, m) = d - g(m) = 0 \quad (20-2)$$

شکل تابع غیرخطی مجزای f به صورت $d=f(m)$ است، بسط تیلور تابع $f(m)$ در فضای M بعدی بر داده i ام به صورت زیر است:

$$\begin{aligned} f_i(\vec{m}) &= f_i(\vec{m}_0) + \sum_{j=1}^M \frac{\partial f_i}{\partial m_j} \Delta m_j \Rightarrow f_i(\vec{m}) - f_i(\vec{m}_0) = \sum_{j=1}^M \frac{\partial f_i}{\partial m_j} \Delta m_j \\ \Rightarrow \Delta f_i &= \sum_{j=1}^M \frac{\partial f_i}{\partial m_j} \Delta m_j \Rightarrow \Delta f_i = \sum_{j=1}^M j_{ij} \Delta m_j \end{aligned} \quad (21-2)$$

رابطه فوق برای یک داده به دست آمده است، در نتیجه شکل برداری رابطه به دست آمده برای N تا داده به صورت زیر است:

$$\Delta f_{(N \times 1)} = J_{(N \times M)} \Delta M_{(M \times 1)} \quad (22-2)$$

که مشابه با شکل معادله $d=Gm$ است که در مقایسه با آن، ΔM مانند \vec{m} و $\Delta \vec{f}$ مانند \vec{d} و J مانند G است. ماتریس J ، ماتریس مشتقات جزئی مرتبه اول یا ماتریس ژاکوبین نام دارد و برابر است با:

$$J = \begin{bmatrix} \frac{\partial f_1}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial f_1}{\partial m_m} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{\partial f_N}{\partial m_1} & \dots & \frac{\partial f_N}{\partial m_m} \end{bmatrix} \quad (23-2)$$

$\Delta \vec{d}$ مانند $\Delta \vec{f}$ اختلاف بین بردار داده‌های مشاهده شده و بردار داده‌های محاسبه شده است و برابر است با:

$$\Delta \vec{d}_i = d_i^{obs} - d_i^{pre} \Rightarrow \Delta \vec{d} = \vec{d}_{obs} - \vec{d}_{pre} \quad (24-2)$$

$\Delta \vec{m}$ ، تغییرات بردار پارامترهاست سپس به جای محاسبه \vec{m} ها، تغییرات آنها را با استفاده از روش‌های وارون خطی محاسبه می‌کنند. مثلاً در روش گوس-نیوتن با استفاده از روش کمترین مربعات $\Delta \vec{m}$ برابر است با (مجو، ۱۹۹۴):

$$\Delta \vec{m} = [J^T J]^{-1} J^T \Delta \vec{d} \quad (25-2)$$

پس از آنکه $\Delta \vec{m}$ مرحله اول محاسبه شد بردار پارامتر جدید برابر است با:

$$\vec{m}^{(2)} = \vec{m}^{(1)} + \Delta \vec{m}^{(1)} \quad (26-2)$$

و به طریق مشابه، وقتی که $\Delta \vec{m}$ برای مرحله n ام محاسبه شد، مقدار نهایی بردار پارامترهای مدل برابر است با:

$$\vec{m}^{(n+1)} = \vec{m}^{(n)} + \Delta \vec{m}^{(n)} \quad (27-2)$$

n تعداد دوره‌های تکرار است. ضابطه توقف دوره‌های تکرار تا زمانی است که مقادیر داده‌های محاسبه شده، در محدوده یک حد مشخص^۱ و تعیین شده به مقادیر داده‌های مشاهده شده نزدیک شوند و به پاسخ به دست آمده پاسخ بهینه می‌گویند.

لازم به یاد آوری است که در این روش مدل اولیه باید موجود باشد و یا بتوان آنرا حدس زد، سپس با استفاده از روش مستقیم (پیشرو) داده‌های محاسبه شده را با قرار دادن مقادیر پارامترهای اولیه در مدل به دست می‌آورند.

¹ tolerance

۲-۱۱ روش گوس - نیوتن

الگوریتم گوس- نیوتن روشی برای حل مسائل کمترین مربعات غیرخطی می‌باشد. می‌توان این روش را در حالت تغییر یافته روش نیوتن برای یافتن حداقل تابع دانست. برخلاف روش نیوتن، الگوریتم گوس- نیوتن را تنها می‌توان برای کمینه کردن یک مجموع از مربعات مقادیر تابع به کار برد، اما دارای این حسن است که نیازی به مشتقات دوم که ممکن است محاسبه آنها مشکل باشد، ندارد. همانطور که قبلاً بیان گردید روش کمترین مربعات از نرم L_2 استفاده می‌کند. در مسایل عملی داده‌های مشاهده‌ای همواره با خطا همراهند. اختلاف داده‌های مشاهده شده و داده‌های محاسبه شده را با کمیت e نشان می‌دهیم، در این صورت داریم:

$$d = f(m) + e$$

$$y = d - f(m)$$

$$d - f(m) = y - Ax,$$

$$e = y - Ax \quad (28-2)$$

شکل معادله اخیر همان فرم خطی $d = Gm$ است

بر همین مبنا تابع هدف^۱ را به صورت زیر تعریف می‌کنند. از کمینه سازی این تابع تغییرات پارامترهای مدل در هر مرحله محاسبه می‌شود.

$$Q = e^T e = (d - f(m))^T (d - f(m)) \quad (29-2)$$

با بازنویسی رابطه بالا با نمادهایی که در بخش قبل بدان اشاره شد داریم:

$$Q = e^T e = (y - Ax)^T (y - Ax) \quad (30-2)$$

به منظور کمینه سازی تابع هدف مشتقات جزئی تابع هدف را برای پارامترهای مدل m_j (یا x_j) محاسبه و برابر با صفر قرار می‌دهیم. در این صورت داریم:

¹ Objective function

$$\frac{\partial Q}{\partial x_j} = \frac{\partial (y^T y - x^T A^T y - y^T A x + x^T A^T A x)}{\partial x_j} = 0 \quad (31-2)$$

بنابراین

$$-A^T y - y^T A + A^T A x + x^T A^T A = 0$$

$$2A^T A x - 2A^T y = 0$$

در این صورت حل کمترین مربعات برای تغییرات پارامترهای مدل به صورت زیر بدست خواهد آمد.

$$x = (A^T A)^{-1} A^T y \quad (32-2)$$

تغییرات پارامترهای مدل ($x = \delta m$) که بدین ترتیب بدست می‌آید، روی مدل اولیه اعمال می‌شود.

بنابراین حل مساله به صورت زیر خواهد بود:

$$m^1 = m^0 + x \quad (33-2)$$

در صورتی که مدل به روز شده توسط تغییرات پارامترهای مدل به اندازه کافی نتواند برازش میان داده های مشاهده‌ای و محاسبه شده را تامین کند، این روند دوباره تکرار خواهد شد. روشی که در بالا به اختصار بدان اشاره شد روش کمترین مربعات بدون قید یا روش گوس-نیوتن نامیده می‌شود. فرمول بندی تعمیم یافته این روش با در نظر گرفتن تکرارهای متوالی به صورت زیر است (مجو، ۱۹۹۴):

$$m^{k+1} = m^k + (A^T A)^{-1} A^T y \quad (34-2)$$

۲-۱۱-۱ محدودیت‌های روش گوس-نیوتن

اساسی‌ترین مشکل روش ذکر شده در تقریب قابل قبول از مدل واقعی، همگرایی ماتریس $A^T A$ است. این ماتریس می‌تواند دارای شرایط تکین^۱ یا نزدیک به تکین داشته باشد، این مساله می‌تواند در روند وارون سازی اثرات نامطلوب و غیر واقعی بوجود آورد. در شرایط نامطلوب^۲ مقادیر ویژه ماتریس مزبور خیلی کوچک یا نزدیک صفر است. در این شرایط پاسخ‌های محاسبه شده معادل مقادیر ویژه

¹ Singular

² ill-condition

کوچک، موجب بوجود آوردن حلهایی غیر منطبق بر واقعیات فیزیکی بوده و مقادیر محاسبه شده برای پارامترهای مدل اغلب بسیار بزرگند. در این صورت به پاسخ چنین سیستم‌هایی پاسخ فراتر از دامنه خطی^۱ گفته می‌شود. در صورتی که حتی ماتریس $A^T A$ غیر تکین باشد، این مساله تضمینی برای عدم واگرایی^۲ مسئه یا همگرایی کند مسئله نیست. همچنین نیاز به یک مدل اولیه نزدیک به مدل واقعی یکی دیگر از محدودیت‌های این روش است که ممکن است در بسیاری موارد امکان پذیر نباشد.

۱۲-۲ روش سریعترین کاهش یا روش شیب نزولی

روش شیب نزولی یا سریعترین کاهش^۳ یکی از معمول‌ترین روش‌های گرادیان^۴ است و یک الگوریتم بهینه‌سازی^۵ می‌باشد. در این روش با برداشتن گام‌هایی که متناسب با منفی گرادیان تابع هدف در نقطه حاضر می‌باشند، مینیمم محلی تابع را پیدا می‌کنیم. اگر گامها متناسب با خود گرادیان باشند، به سمت ماکزیمم تابع حرکت می‌کنیم که به این ترتیب به آن روش سریعترین افزایش گفته می‌شود. (مردکای^۶، ۲۰۰۳).

بنابراین (مجو، ۱۹۹۴):

$$x = -k \left(\frac{\partial Q}{\partial m} \right) \quad (۳۵-۲)$$

که ثابت k با توجه به شرایط مسئله تعریف می‌شود و معادل با گام اصلاح مدل است. با توجه به اینکه تابع هدف به صورت زیر در نظر گرفته شده است:

$$Q = (d - f(m))^T (d - f(m)) = |d - f(m)|^2 \quad (۳۶-۲)$$

¹ Over-shoot the linear range

² Divergence

³ Steepest-Descent

⁴ Gradient method

⁵ Optimization algorithm

⁶ Mordecai

با مشتق‌گیری نسبت به پارامترهای مدل، داریم:

$$\frac{\partial Q}{\partial m} = -2 (d - f(m)) \cdot \frac{\partial f(m)}{\partial m} \equiv -2A^T (d - f(m)) \quad (37-2)$$

با ترکیب روابط (35-2) و (37-2) برای پارامتر تصحیح می‌توان نوشت:

$$\begin{aligned} x &= -k \left\{ -2A^T (d - f(m)) \right\} = 2kA^T (d - f(m)) \\ &= [2k] A^T y \end{aligned} \quad (38-2)$$

با مقایسه دو رابطه (38-2) و (32-2) مشاهده می‌شود، در صورتی که فاکتور $[2k]$ در معادله (32-2) با $(A^T A)^{-1}$ جایگزین شود، به حل گوس-نیوتن منجر خواهد شد. ثابت k ثابت پله‌ای تصحیح است. رابطه (38-2) شامل هیچگونه وارون‌سازی ماتریسی نیست. در این صورت با انتخاب مناسب پارامتر تصحیح مسئله واگرا نخواهد شد. این مزیت روش ذکر شده نسبت به روش گوس-نیوتن است.

۱-۱۲-۲ محدودیت‌های روش شیب نزولی

بزرگترین مسئله در این روش کمبودن آهنگ همگرایی در مسئله است. آهنگ همگرایی در این روش بسیار کمتر از روش گوس-نیوتن است. این امر از اهمیت بالایی در حل مسایل وارون برخوردار است زیرا آهنگ همگرایی کم به معنی تکرارهای بیشتر است و تکرارهای زیاد در یک مسئله به معنی انجام محاسبات عددی بیشتر و زمان طولانی‌تر برای انجام محاسبات رایانه‌ای است. این امر در مسایل عملی و پارامترسازی‌های پیچیده ژئوفیزیکی از حساسیت و اهمیت زیادی برخوردار است.

۲-۱۳ حل معادلات غیرخطی توسط الگوریتم لونیبرگ-مارکوارت

الگوریتم لونیبرگ-مارکوارت یک روش وابسته به تکرار است. این الگوریتم به یک روش استاندارد برای حل مسائل کمترین مربعات غیرخطی تبدیل شده است که به طور گسترده در طیف وسیعی از علوم به کار برده می‌شود. می‌توان این روش را (که به اختصار LM نامیده می‌شود) ترکیبی از روش سریعترین کاهش و گوس نیوتن تصور نمود. وقتی که جواب به دست آمده بسیار از جواب واقعی دور

باشد الگوریتم LM مانند روش سریعترین کاهش عمل می‌کند، آرام ولی با یک تضمین همگرایی، ولی وقتی جواب جاری به جواب واقعی نزدیک باشد، به روش گوس- نیوتن تبدیل می‌شود.

به منظور جلوگیری از بزرگ شدن بدون حد پاسخ‌ها زمانی که ماتریس $A^T A$ دارای شرایط نامطلوب است، لونبرگ در سال ۱۹۴۴ روش کمترین مربعات میرا^۱ را پیشنهاد کرد. این روش برای میرا کردن مقادیر تغییرات پارامترهای مدل در کاربرد متوالی تقریب‌های تیلور در یک مساله وارون بکار می‌رود. لونبرگ پیشنهاد می‌کند، یک مقدار مثبت دلخواه به عنوان وزن به قطر اصلی ماتریس $A^T A$ اضافه شود. او نشان داد که مشتقات جهتی تابع Q (به عنوان مجموعه‌ای از مجموع باقی‌مانده‌ها) وقتی وزن‌ها یکسان باشند، کمینه خواهد داشت.

این ایده در سال ۱۹۶۳ و ۱۹۷۰ برای پایه‌ریزی الگوریتم حل مسایل وارون غیر خطی توسط مارکوارت به طریق هوشمندانه‌ای مورد استفاده قرار گرفت. این روش به روش لونبرگ- مارکوارت یا ریج رگرسیون^۲ در تئوری وارون معروف است. روش ذکر شده یکی از عمومی‌ترین و پرکاربردترین روش‌های وارون در حل مسایل ژئوفیزیکی است. در این روش از مزایای هر دو روش گوس- نیوتن و روش شیب نزولی برای حل پایدار و همگرایی بالا در برخورد با مسایل وارون ژئوفیزیکی استفاده شده است. این روش بر اساس این اصل استوار است که در صورتی که مقادیر مطلق اضافه شده به قطر اصلی ماتریس $A^T A$ بدون کنترل رها شوند، تغییرات پارامترهای مدل بار دیگر از محدوده تغییرات نرمال خارج می‌شود. این روش بجای تمرکز بر طول پله در هر تکرار، روی اندازه تغییرات پارامترهای مدل در هر تکرار متمرکز می‌شود. بر همین مبنا در این روش علاوه بر کمینه کردن طول بردار خطا $e = \|y - Ax\|$ طول بردار تغییرات پارامترهای مدل نیز به صورت همزمان کمینه می‌شود.

همانطور که در بیان اساس روش ذکر شد، در این مساله تابع هدف را به شکل زیر در نظر می‌گیریم (مجو، ۱۹۹۴):

$$\Phi = Q_1 + \beta Q_2 = e^T e + \beta(x^T x - L_0^2) \quad (۳۹-۲)$$

¹ Damped least squares

² Ridge regression

L_0^2 محدوده تغییرات پارامترهای مدل است. β ضریب لاگرانژ^۱ است، که در روند کمینه سازی تابع هدف تعیین می‌شود. از پارامتر β به عنوان فاکتور میرایی^۲ نیز در وارون سازی یاد می‌شود. در صورتی که مقدار β به سمت صفر میل کند، پاسخ به حل با استفاده از روش گوس- نیوتن میل خواهد کرد. به منظور کمینه سازی رابطه (۲-۳۹) از تابع هدف نسبت به تغییرات پارامترهای مدل مشتقات جزئی گرفته و حاصل را برابر صفر قرار می‌دهیم. در این صورت داریم:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} = \frac{\partial \{ (y - Ax)^T (y - Ax) + \beta (x^T x - L_0^2) \}}{\partial x} = 0.0 \quad (40-2)$$

با مشتق گیری و انجام عملیات ریاضی همانند آنچه در قبل بدست آمد، داریم:

$$2A^T Ax - 2A^T y - 2\beta x = 0.0 \quad (41-2)$$

$$(A^T A + \beta I) x = A^T y$$

معادله (۲-۴۱) معادله نرمال روش نامیده می‌شود. در نهایت برای تغییرات پارامترهای مدل با استفاده از روش لونبرگ- مارکوارت داریم:

$$x_r = (A^T A + \beta I)^{-1} A^T y \quad (42-2)$$

x_r برای نشان دادن تغییرات پارامترها در یک تکرار خاص بکار برده شده است. فرمول بندی تعمیم یافته این روش با در نظر گرفتن تکرارهای متوالی به صورت زیر است (مجو، ۱۹۹۴):

$$m^{k+1} = m^k + (A^T A + \beta I)^{-1} A^T y$$

$$, m^k = [m^0 + x_r^k + x_r^{k-1} + x_r^{k-2} + x_r^{k-3} + \dots + x_r^1] \quad (43-2)$$

این روش همانطور که بدان اشاره شد، ترکیبی از دو روش سریعترین کاهش و گوس- نیوتن است. هنگامی که مدل اولیه یک تقریب دور از پاسخ نهایی باشد، روش شیب نزولی روش غالب است و زمانی که روند وارون سازی به پاسخ نهایی نزدیک می‌شود، روش گوس- نیوتن روش غالب است.

¹ Lagrange multiplier

² Damping factor

۲-۱۳-۱ مزیت‌های روش مارکوارت- لونیبرگ نسبت به روشهای گوس نیوتن و سریعترین

کاهش

روش گوس- نیوتن یک روش نسبتاً کارآمد می‌باشد که بخصوصاً در نزدیکی مینیمم (جواب) خیلی خوب عمل می‌کند، ولی بزرگترین عیب آن این است که وقتی که مقادیر اولیه مسئله خیلی از جواب دور باشند، ضعیف عمل کرده و حتی ممکن است کاملاً مسیر کاهش را گم کرده و هرگز به جواب همگرا نشود. از طرف دیگر روش سریعترین کاهش همیشه همگرا بوده و برعکس روش قبل، عملکرد آن در نقاط دور از مینیمم بهتر می‌باشد. ولی عیبهای عمده آن این است که اولاً در نزدیکی مینیمم حرکت آن کند است و گاهی حرکت آن در حین کاهش به صورت زیگزاگ است و ضمناً جستجوی آن به صورت خطی می‌باشد که ممکن است مشکلاتی ایجاد نماید. به خاطر این معایب روش سریعترین کاهش معمولاً به خودی خود برای حل مسائل کمترین مربعات غیرخطی استفاده نمی‌شود، بلکه از آن به عنوان پایه‌ای برای روشهای کاربردی‌تر دیگر مانند لونیبرگ- مارکوارت استفاده می‌گردد.

روش لونیبرگ- مارکوارت با ترکیب کردن دو روش یاد شده از مزایای هر دوی آنها استفاده کرده و یک الگوریتم سریع و پایدار را ارائه می‌نماید (پرس^۱ و همکاران، ۱۹۹۲) که می‌توان یک روش گوس- نیوتن میرا شده دانست. معادله این الگوریتم مشابه روش گوس- نیوتن است که یک عبارت شامل فاکتور میرایی به آن افزوده شده است. این عبارت اجازه می‌دهد که روش لونیبرگ- مارکوارت در نقاط دور از مینیمم مانند روش سریعترین کاهش و در نقاط نزدیک به مینیمم مانند روش گوس- نیوتن عمل نماید.

¹ press

۱۴-۲ روش تجزیه مقادیر تکین (SVD)

برای بررسی گروه معادلات یا ماتریس‌های تکین و یا به طور عددی خیلی نزدیک به تکین روش-های بسیار قوی وجود دارند. در حالتی که روش حذفی گوس و تجزیه LU در ارائه جوابهای قابل قبول با شکست مواجهه می‌شوند، روش SVD مسأله را تشخیص داده و آنرا نیز حل می‌کند، به این مفهوم که یک جواب عددی مفید می‌دهد. روش SVD همچنین بهترین انتخاب برای حل اغلب مسایل حداقل مربعات خطی می‌باشد. روش SVD برای تحلیل داده‌های ژئوفیزیکی خیلی محبوب است چونکه از لحاظ ریاضی مقاوم و از لحاظ عددی پایدار است و معمولاً اطلاعاتی اساسی در حالت مدل و داده‌ها فراهم می‌کند، بنابراین قدرت تفکیک مدل و مطالعات کواریانس^۱ را قادر می‌سازد.

هر ماتریس G با ابعاد $N \times M$ که تعداد سطرهای آن N بزرگتر یا مساوی تعداد ستونهای آن M باشد، می‌توان به صورت حاصلضرب سه ماتریس به زیر نوشت:

$$G = UAV^T \quad (۴۴-۲)$$

برای N داده و M پارامتر، ماتریس‌های $U_{(N \times M)}$ و $V_{(M \times M)}$ به ترتیب شامل بردارهای ویژه فضای داده‌ها و فضای پارامترها هستند و $\Lambda_{(M \times M)}$ یک ماتریس قطری شامل r تا مقادیر ویژه غیر صفر از G با $r \leq M$ است. این عناصر قطری Λ ($\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_N$) مقادیر ویژه (مقادیر تکین) G نامیده می‌شود. اگر مقادیر ویژه کوچک باشند، گفته می‌شود ماتریس بد حالت^۲ است (مجو، ۱۹۹۴).

با توجه به موارد فوق تجزیه مقادیر تکین ماتریس G به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$(G) = (U) \cdot \begin{pmatrix} \lambda_1 & & & \\ & \lambda_2 & & \\ & & \cdot & \\ & & & \cdot \\ & & & & \lambda_N \end{pmatrix} \cdot (V^T) \quad (۴۵-۲)$$

ماتریس‌های U و V متعامد هستند، به این مفهوم که ستونهای آنها متعامد هستند. (پرس و همکاران، ۱۹۹۲)

^۱ covariance

^۲ ill-conditioned

همچنین داریم:

$$(U^T).(U) = (V^T).(V) = (I) \quad (۴۶-۲)$$

چون $V.V^T=I$ یعنی می باشد سطری نیز می باشد یعنی $V.V^T=I$

روش SVD را می توان برای حل مسئله وارون به فرم $d=Gm$ به کاربرد، در این صورت ؛

$$\hat{m} = (G^T G)^{-1} G^T d \quad (۴۷-۲)$$

که کمیت $[(G^T G)^{-1} G^T]$ بر روی d عمل می کند و m بازیابی می شود. این عملگر وارون تعمیم یافته

کمترین مربعات است که شبیه به G^{-1} (وارون G) برای داده های کامل است. تکنیک SVD عموماً در

ژئوفیزیک برای حل معادلات نرمال در تخمین های m کمترین مربعات به کار می رود.

حال فرمول وارون سازی بالا را به صورت عبارت SVD از G می نویسیم، که داریم: $G^T = VAU^T$

بنابراین:

$$G^T G = VAU^T . UAU^T = VA^2 V^T \quad (۴۸-۲)$$

چون $U^T U = I$ است. وارون این ماتریس به این صورت ساده می شود:

$$(G^T G)^{-1} = VA^{-2} V^T \quad (۴۹-۲)$$

و بنابراین وارون تعمیم یافته^۱ به صورت زیر است:

$$(G^T G)^{-1} G^T = VA^{-2} V^T . VAU^T = VA^{-1} U^T \quad (۵۰-۲)$$

چونکه $V^T V = I$ است.

در هر موردی، پاسخ کمترین مربعات به صورت زیر داده می شود (مجو، ۱۹۹۴)؛

$$\hat{m} = [G^T G]^{-1} G^T d = VA^{-1} U^T d \quad (۵۱-۲)$$

یا به صورت ساده تر؛

¹ Generalized inverse

$$\hat{m} = \left(\frac{V}{\Lambda}\right) \Lambda U^T d$$

برای میرا کردن^۱ مقادیر مطلق پارامترهای تخمینی، یک آریب (بایاس) کوچک β به مقادیر ویژه اضافه می‌شود یعنی ماتریس قطری Λ^{-1} از نظر عملیاتی با مقدار متغیر میراشده جایگزین می‌گردد (لینز و تریتل^۲، ۱۹۸۴):

$$\Lambda_D^{-1} = \frac{\Lambda}{(\Lambda + \beta)^2} \quad (52-2)$$

که فرمول محاسباتی وارون‌سازی مقید به صورت زیر است؛

$$m_D = [G^T G + \beta I]^{-1} G^T d = V \Lambda_D^{-1} U^T d \quad (53-2)$$

یا به عبارت ساده تر

$$m_D = (V \Lambda_D^{-1}) \times (U^T d) \quad (54-2)$$

۲-۱۴-۱ مزیت های روش SVD

بردارهای ویژه مربوط به مقادیر ویژه بزرگتر دارای رفتار نوسانی کمتری نسبت به بردارهای ویژه مربوط به مقادیر کوچکتر هستند. این بردارهای ویژه قیود محکمتری را نسبت به بردارهای ویژه با مقادیر ویژه کوچک روی داده‌ها اعمال می‌کنند، بنابراین در وارون سازی نقش اساسی ایفا می‌کنند. حال اگر در وارون سازی از بردارهای ویژه که معادل مقادیر ویژه کوچک هستند استفاده شود، نوسانات بزرگ و غیر واقعی در مدل بدون تاثیر قابل ملاحظه بر داده‌های پیش‌بینی شده خواهیم داشت. از این رو برای دستیابی به جهت حرکت مناسب و موثر در دستیابی به کمینه منطبق بر واقعیات زمین شناسی از این بردارهای ویژه در وارون سازی صرف نظر می‌کنیم، در این صورت وارون-سازی پایدار و سریع خواهد بود (هابر^۳، ۱۹۹۸).

¹ To damp

² Lines and Treitel

³ Haber

در این صورت وارون‌سازی‌های ماتریسی در ابعاد کوچکتر صورت پذیرفته، این امر علاوه بر بالا بردن دقت وارون‌سازی‌های ماتریسی در الگوریتم‌های رایانه‌ای موجب کاهش زمان اجرای برنامه در سیستم‌های ماتریسی بزرگ مقیاس نیز خواهد شد و می‌تواند به عنوان یک ابزار قوی در وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار گیرد (میرزایی^۱، ۱۹۹۶)

¹ Mirzaei

فصل سوم

بررسی مدل سازی پیشرو داده های مغناطیسی

و تهیه برنامه لازم

۳-۱ مقدمه

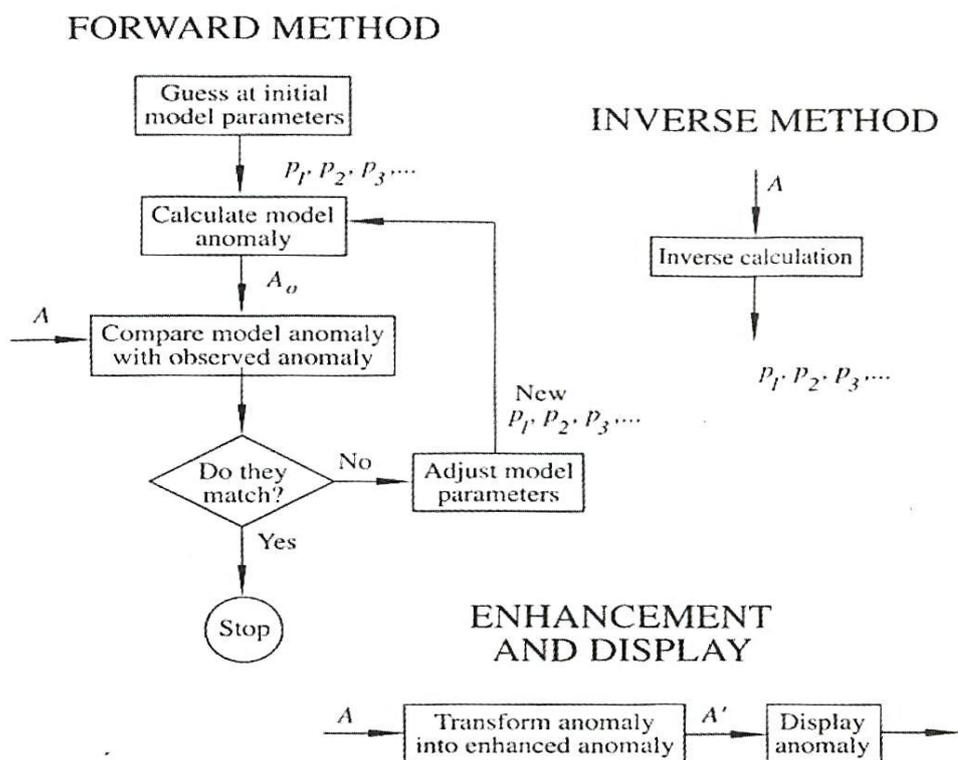
پس از اندازه‌گیری، پردازش و حذف میدان ناحیه‌ای باید داده‌های اندازه‌گیری شده مغناطیسی یا گرانی به نحو مناسبی مدل‌سازی و تفسیر گردند تا هندسه و مشخصات توده‌های زیرسطحی بطور واضحی نسبت به محیط اطراف مشخص شوند. روش‌های مدل‌سازی داده‌ها مطابق شکل (۳-۱) به روش‌های پیشرو و وارون تقسیم می‌شوند.

در روش مدل‌سازی پیشرو یک مدل اولیه برای توده‌ی منشاء بر اساس بینش‌های زمین‌شناسی یا ژئوفیزیکی ساخته می‌شود. سپس پاسخ مدل توسط روابط ریاضی مشخص (مدل پیشرو) محاسبه و با داده‌های اندازه‌گیری شده مقایسه و پارامترهای مدل تنظیم تا برازش بین دو سری داده‌های محاسباتی و مشاهده‌ای (اندازه‌گیری شده) بهتر شود. این فرآیند سه مرحله‌ای تنظیم جسم^۱، محاسبه ناهنجاری و مقایسه ناهنجاری‌ها آنقدر به صورت سعی و خطا تکرار می‌شود تا داده‌های محاسبه شده و اندازه‌گیری شده به مقدار کافی شبیه به یکدیگر شوند.

در مدل‌سازی وارون یک یا چند پارامتر جسم به طور اتوماتیک و مستقیم از داده‌های اندازه‌گیری شده با فرآیند تکرار محاسبات محاسبه می‌شوند. تصور فرضیه‌هایی به منظور ساده‌سازی مدل در این روش اجتناب ناپذیرند. در واقع در این شیوه مدل‌سازی از داده‌های اندازه‌گیری شده و انجام یک سری فرآیند تکراری محاسبات، پارامترهای مدل موردنظر بگونه‌ای محاسبه می‌شوند تا پاسخ آن از برازش خوبی با داده‌های اندازه‌گیری برخوردار باشند.

در روش‌های تفسیر کیفی، هیچ یک از پارامترهای مدل محاسبه نمی‌شوند، اما به طریقی پردازش می‌شوند تا بعضی مشخصات منبع آنومالی‌ها (ناهنجاری‌ها) با بکارگیری یک سری تبدیلات ریاضی نسبت به مقادیر زمینه واضحتر نمایش داده شوند.

¹ Body adjustment



شکل ۱-۳ سه دسته از روش‌های تفسیر و ارائه میدان پتانسیل. داده‌های اندازه‌گیری شده با حرف A و ناهنجاری محاسبه شده با A_0 و ناهنجاری تبدیل شده با A' نمایش داده شده اند. P_1 و P_2 و... پارامترهایی مثل عمق، ضخامت، چگالی یا مغناطیدگی منبع آنومالی هستند (بلکلی، ۱۹۹۶).

اندازه‌گیری‌های بازتابی یا انکساری لرزه‌ای، مطالعات قبلی میدان پتانسیل، یا انواع دیگر اطلاعات ژئوفیزیکی شاید در انتخاب مدل ما را راهنمایی کنند. در هر حالت تفسیر ذاتاً یکتا نیست، اما ترکیب اطلاعات مستقل ممکن است گروه جواب‌های ریاضی زیاد را به یک دسته مدل قابل بررسی (که هنوز تعداد آنها زیاد است، اما حداقل از نظر زمین شناسی بیشتر قابل قبول هستند) تقلیل دهد.

از توصیف‌های قبلی به نظر می‌آید که روش وارون به مقدار قابل ملاحظه‌ای آسان‌تر، واضح‌تر و سریع‌تر از روش پیشرو است. این لزوماً صحت ندارد. در روش وارون، مدل‌های خیلی ساده شده لازم و دخالت دادن اطلاعات مستقل ممکن است خیلی مشکل باشد. از طرفی، فرایند تکراری ذاتی^۱ در روش پیشرو مشارکت^۲ اطلاعات مستقل در فرایند تفسیر را آسان می‌کند (گویا، ۱۳۸۷).

¹ inherent

² incorporation

۲-۳ مدل‌های مغناطیسی

عبارت زیر میدان مغناطیسی حجمی از مواد مغناطیسی را توصیف می‌کند:

$$B = -C_m \nabla_p \int_R M \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (1-3)$$

که M مغناطیدگی^۱، R حجم اشغال شده توسط منبع مسبب^۲، P نقطه مشاهده بر مبنای (x, y, z) بوده و همیشه در خارج R قرار دارد، Q نقطه انتگرال (x', y', z') در R بوده و r فاصله از نقطه اندازه-گیری p تا المان dv جسم است. مقدار ثابت C_m به سیستم واحدها (SI , emu) بستگی دارد، در سیستم emu برابر ۱ و در سیستم SI برابر $\frac{\mu_0}{4\pi} = 10^{-7}$ و بدون بعد است. در اغلب اندازه‌گیری‌های صحرایی مغناطیسی ناهنجاری میدان کل و یا یک مولفه‌ی از B اندازه‌گیری می‌شود. ناهنجاری میدان کل به تقریب با تساوی زیر ارائه می‌شود (بلکلی^۳ ۱۹۹۶)؛

$$\Delta T = -C_m \hat{F} \cdot \nabla_p \int_R M \cdot \nabla_Q \frac{1}{r} dv \quad (2-3)$$

که \hat{F} یک بردار واحد در جهت میدان ناحیه‌ای است.

الگوریتمی که تساوی ۱-۳ را به منظور محاسبه‌ی یک مولفه‌ی B یا ناهنجاری میدان کل (هنگامی که شکل جسم و پخش مغناطیدگی، معین باشد) تکمیل می‌کند، می‌تواند برای روش مدل‌سازی پیشرو به کار رود. اما مشکل اصلی در حل انتگرال حجمی پیش می‌آید. در عمل جسم با مجموعه‌ای از توده‌های بسیار ساده، مانند دو قطبی‌های مغناطیسی، منشورهای چهار وجهی و یا لایه‌های چند ضلعی برآورد می‌شود.

¹ magnetization

² Causative body

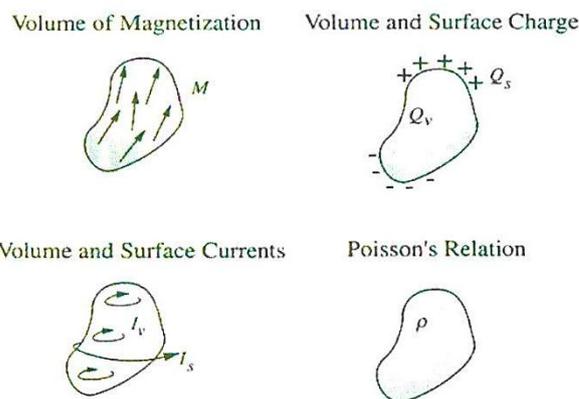
³ blakely

۱-۲-۳ انتخاب مدل ها

مواد مغناطیسی را می توان به صورت مجموعه ای از دو قطبی های مغناطیسی، بارهای مغناطیسی، یا جریان های الکتریکی چرخشی در نظر گرفت. این روش نمایش به طوری که در قسمت های بعدی بحث می شود، راه های متفاوتی برای مدل سازی اجسام مغناطیسی (شکل ۲-۳) آماده خواهد کرد.

۱-۱-۲-۳ حجم مغناطیدگی^۱

تساوی های ۱-۳ و ۲-۳ را می توان به صورت مستقیم محاسبه کرد. ولی در عمل این کار را می توان به روش تحلیلی و فقط برای اشکال ساده انجام داد و از این رو استفاده از آنها تصمیم مناسبی برای مدل سازی پیشرو با روش آزمایش و خطا نیست.



شکل ۲-۳ چهار روش در نظر گرفتن پخش های مغناطیدگی (بلکلی، ۱۹۹۶).

یا به صورت دیگر، یک حجمی از ماده ی مغناطیسی را می توان به N سلول مغناطیسی شبیه تساوی زیر تقسیم کرد. سه مولفه ی میدان مغناطیسی چنین نوشته می شوند:

$$B_j = \sum_{i=1}^N M_i b_{ij} \quad (۳-۳)$$

که B_j میدان مغناطیسی^۲ در نقطه ی اندازه گیری مورد نظر، M_i دامنه ی مغناطیدگی سلول i و b_{ij} میدان مغناطیسی در نقطه ی اندازه گیری j مربوط به سلول i با مغناطیدگی واحد است.

$$b_{ij} = -C_m \nabla_p \int_i \hat{M} \cdot \nabla Q \frac{1}{r} dv \quad (۴-۳)$$

^۱ Volume of Magnetization

^۲ magnetic field

اگر سلول‌ها به اندازه‌ی کافی کوچک باشند، هر یک از آنها می‌تواند مغناطیدگی یکنواخت داشته باشد. در عمل، سلول‌ها باید شامل اشکال ساده باشند، مانند منشورهای چهار ضلعی یا دو قطبی‌های مغناطیسی، تا بتوان به آسانی تساوی ۳-۴ را محاسبه و به این وسیله مجموعه‌ای از تمام سلول‌ها را به آسانی تجسم و تنظیم کرد.

۳-۲-۱-۲ بارهای سطحی^۱

انتگرال حجمی رابطه ۳-۱ را می‌توان ابتدا با به کار بردن تساوی برداری $\nabla \cdot (\phi A) = \nabla \phi \cdot A + \phi \nabla \cdot A$ و سپس با کاربرد قضیه‌ی دیورژانس به مجموعه‌ای از انتگرال حجمی و سطحی تبدیل کرد. پتانسیل مغناطیسی چنین بسطی به صورت زیر ارائه می‌شود (بلکلی، ۱۹۹۶):

$$\begin{aligned} V &= C_m \int_R M \cdot \nabla \frac{1}{r} dv \\ &= C_m \int_S \frac{\hat{M} \cdot \hat{n}}{r} ds - C_m \int_R \frac{\nabla \cdot M}{r} dv \\ &= C_m \int_S \frac{Q_s}{r} ds + C_m \int_R \frac{Q_v}{r} dv. \end{aligned} \quad (5-3)$$

انتگرال در تساوی ۳-۵ همان شکل پتانسیل گرانشی را دارد، و کمیت‌های Q_s و Q_v به ترتیب “بارهای” مغناطیسی در روی سطح و داخل جسم را نشان می‌دهند. اگر مغناطیدگی یکنواخت باشد، انتگرال دوم تساوی ۳-۵ حذف می‌شود و پتانسیل مغناطیسی چنین می‌شود؛

$$V = C_m \int_S \frac{\hat{M} \cdot \hat{n}}{r} dS \quad (6-3)$$

بنابراین اگر مغناطیدگی یکنواخت باشد جسم را می‌توان به طور کامل با پخشی از بارهای مغناطیسی در روی سطح جسم نشان داد.

¹ Surface Charge

۳-۱-۲-۳ جریان های سطحی^۱

قانون بیو ساوار (تساوی ۷-۳) نشان می دهد که میدان مغناطیسی یک حلقه ی کوچک حاوی جریان الکتریکی، در فاصله ی زیاد از حلقه مانند میدان یک دو قطبی عمل می کند.

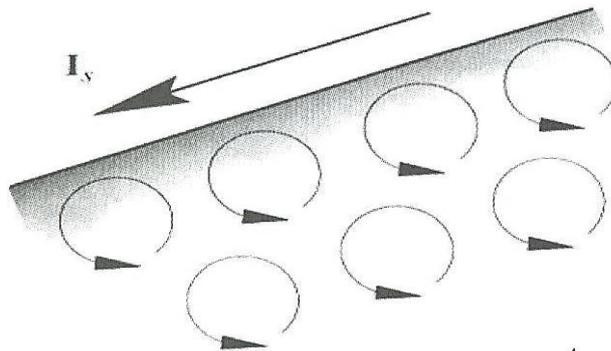
$$B = C_m I_b \oint \frac{dI_b \times \hat{r}}{r^2} \quad (7-3)$$

بنابراین یک پخشی از دو قطبی ها را می توان حجمی از جریان های جزئی در نظر گرفت (منشاءهای نهایی مغناطیدگی جریان های چرخشی اند) و جریان های چرخشی به جریان های سطحی و حجمی تقسیم می شوند:

$$I_s = M \times \hat{n}$$

$$I_v = \nabla \times M$$

اگر مغناطیدگی یکنواخت^۲ باشد، جریان حجمی حذف و جسم مغناطیسی را می توان با یک حجم تهی از اشکال^۳ مشابه حاوی جریان های الکتریکی واقع در سطح آن جایگزین کرد (شکل ۳-۳). این روش نمایش به ندرت در مدل سازی پیشرو ناهنجاری های مغناطیسی به کار می رود، اما در سایر کاربردهای ژئوفیزیکی مفید است.



شکل ۳-۳ جریان های الکتریکی چرخشی مربوط به مغناطیدگی جسمی که به طور یکنواخت مغناطیس شده، با جریان هایی در روی سطح جسم معادل است (بلکلی، ۱۹۹۶).

¹ Surface Currents

² uniform

³ empty volume

۳-۳ مدل سازی اجسام دو بعدی

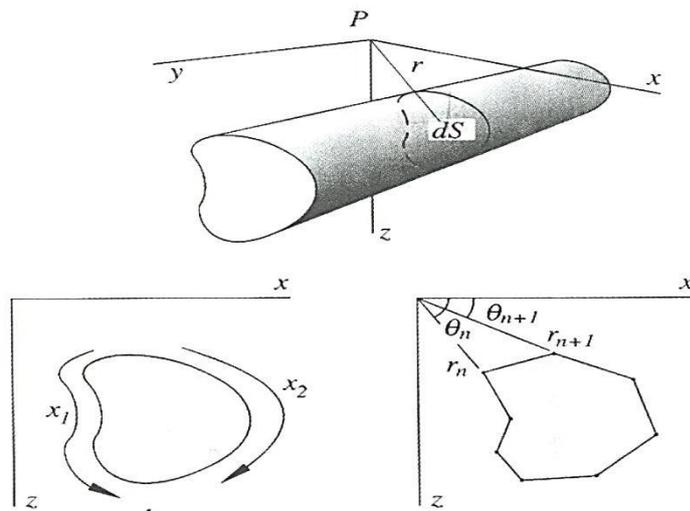
طول ساختارهای زمین‌شناسی اغلب بیشتر از عرض آنها است. برای مثال ناحیه‌های شکسته شده، گسل‌ها، شکاف‌ها و طاق‌دیس‌ها اغلب در یک جهت افقی خاص کشیده شده‌اند و ناهنجاری‌های گرانی یا مغناطیسی که آنها تولید می‌کنند، به طور مشابه طویل‌اند. اگر ناهنجاری‌ها به مقدار کافی خطی باشند، ممکن است گرانش یا منشاء‌های مغناطیسی را به صورت کاملاً غیر متغیر در جهت موازی با جهت طویل در نظر گرفت. محور y با جهت غیر متغیر موازی است و فقط جهات x و z برای بررسی بیشتر باقی می‌مانند و جسم را دو بعدی می‌گویند.

تصور چشمه‌های دو بعدی آسان‌تر و مدل‌سازی آنها به مقدار قابل ملاحظه‌ای آسان‌تر از چشمه‌های سه بعدی است، بنابراین استفاده از آنها (هر وقت حالت‌های زمین‌شناسی اجازه دهند) برتری دارد. روش مفیدتر برای برآورد حالت‌های زمین‌شناسی، جایگزین کردن شکل مقطع اجسام دو بعدی با چند ضلعی‌های ساده (شکل ۳-۴) است. این روش از مقاله‌ی قدیمی هوبرت^۱ منشعب می‌شود، اما تالوانی^۲ و همکارانش ابتدا این روش را به شکلی مناسب برای الگوریتم کامپیوتری معرفی کردند (تالوانی و همکاران، ۱۹۵۹). این روش و روش مغناطیسی مشابه که پس از این بحث خواهد شد، امروزه در تفسیر میدان‌های پتانسیل بیشترین کاربرد را دارند.

باز هم از تعریف بارهای مغناطیسی سطحی استفاده می‌شود. در اینجا برای نوشتن یک الگوریتم به منظور مدل سازی اجسام دو بعدی، مقطع جسم با یک منشور N ضلعی جایگزین می‌شود.

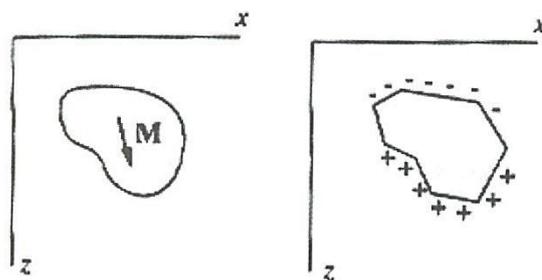
¹ Hubbert

² Talwani



شکل ۳-۴ تخمین مقطع یک جسم دو بعدی با چند ضلعی (بلکلی، ۱۹۹۶).

اگر جسم به طور یکنواخت مغناطیس شده باشند، مغناطیدگی را می توان با بارهای مغناطیسی در سطح آن جایگزین کرد (شکل ۳-۵). بنابراین، مسئله به محاسبه‌ی جاذبه‌ی مغناطیسی N نوار مسطح باردار که تا بی‌نهایت در جهات +y و -y گسترش دارند، تبدیل می‌شود. اگر چه روش پیشرو دو بعدی ابتدا توسط تالوانی و هیرتزلر حدود ۲۰ سال قبل پیشنهاد شد (بلکلی، ۱۹۹۶)، این روش و مشابه آن در گرانی (تالوانی و همکاران، ۱۹۵۹) شاید امروزه پرکاربردترین الگوریتم در تفسیر میدان‌های پتانسیل باقی مانده است.



شکل ۳-۵ تخمین یک جسم دو بعدی با نوارهایی از بارهای مغناطیسی که تا بینهایت گسترش دارند (بلکلی، ۱۹۹۶).

میدان مغناطیسی یک جسم با حجم R و سطح S که به طور یکنواخت مغناطیس شده، با رابطه‌ی ۳-۸ ارائه شده است.

$$B = C_m \int_S \frac{M \cdot \hat{n}}{r^2} r^{\wedge} dS \quad (۸-۳)$$

و این تساوی شکل میدان گرانی یک پوسته‌ی تهی با همان شکل را دارد یعنی:

$$g = -\gamma \int_S \frac{\sigma(S) \hat{r}}{r^2} r dS$$

که $\sigma(S)$ چگالی سطحی بار جرم در واحد سطح است. اگر عبارتی برای میدان گرانش پوسته S بر حسب چگالی سطحی معلوم باشد، میدان مغناطیسی جسمی که به طور یکنواخت مغناطیس شده و دارای حجم R است را می‌توان با جایگزین کردن $-M.n$ برای $\sigma(S)$ و C_m برای γ پیدا کرد.

ابتدا یک نوار افقی با چگالی سطحی σ را در نظر بگیرید که تا بی‌نهایت در جهت $+y$ و $-y$ ادامه یافته و پهنای آن از (x_1, z') تا (x_2, z') باشد. قطعه‌ی dx از نوار در (x', z') در صفحه‌ی x و z نفوذ و معادل سیمی است که به موازت محور y ها تا بی‌نهایت گسترش دارد و جرم آن در واحد طول $\lambda = \sigma dx$ است (شکل ۳-۶ (b)). جاذبه‌ی گرانشی سیم در مبداء مختصات با رابطه‌ی زیر ارائه شده است (بلکلی، ۱۹۹۶).

$$g = -2\gamma\lambda \frac{\hat{r}}{r} = 2\gamma\lambda \frac{x' \hat{i} + z' \hat{k}}{x'^2 + z'^2} \quad (9-3)$$

جاذبه‌ی گرانشی یک نوار افقی با قرار دادن $\lambda = \sigma dx$ در تساوی ۳-۹ و انتگرال‌گیری در روی x حاصل می‌شود.

$$g_x = 2\gamma\sigma \int_{x_1}^{x_2} \frac{x'}{x'^2 + z'^2} dx' = 2\gamma\sigma \log \frac{r_2}{r_1}$$

$$g_z = 2\gamma\sigma \int_{x_1}^{x_2} \frac{dx'}{x'^2 + z'^2} dx' = 2\gamma\sigma (\theta_1 - \theta_2)$$

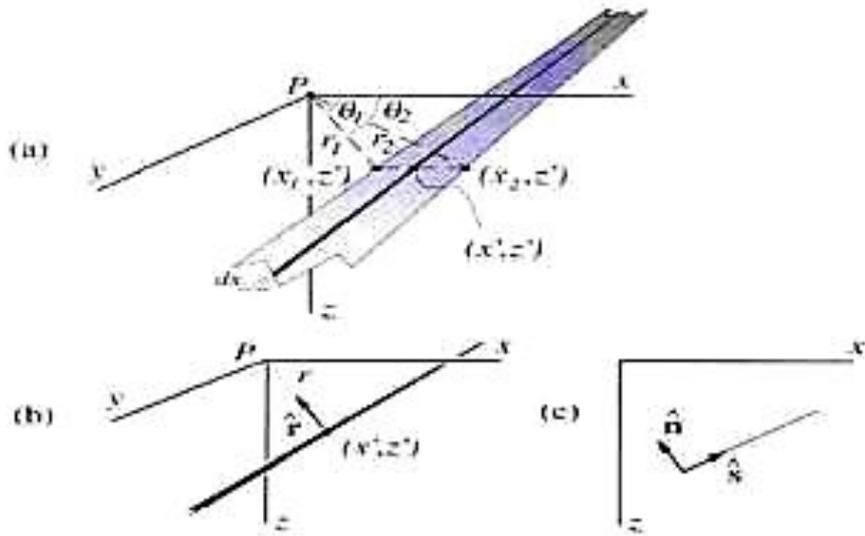
$$g = 2\gamma\sigma \left[\hat{i} \log \frac{r_2}{r_1} + \hat{k} (\theta_1 - \theta_2) \right] \quad (10-3)$$

که r_1 و r_2 به ترتیب فاصله‌ی از نقطه‌ی P تا لبه‌های ۱ و ۲ و θ_1 و θ_2 زوایای بین محور x ها و خطوط ربط لبه‌های ۱ و ۲ هستند. تساوی ۳-۱۰ جاذبه‌ی گرانش یک نوار افقی است. به منظور کلی کردن این تساوی برای هر نواری، نوار را به مقدار دلخواهی می‌چرخانیم و دو بردار واحد n و S که به ترتیب

عمود و موازی نوارند را تعیین می‌کنیم. بردار S همیشه به موازات نوار از لبه‌ی ۲ و بردار n همیشه

$$\hat{n}_x = s_z \quad \text{عمود بر نوار و در راستای یک سیستم مختصات راستگرد قرار دارد. دقت کنید که:}$$

$$\hat{n}_z = -s_x$$



شکل ۳-۶ (a) نوار افقی از جرم با پهنای (x_1, z') تا (x_2, z') و گسترش بینهایت موازی با محور y ها. (b) سیمی از جرم با گسترش بی نهایت موازی محور y ها که صفحه x و z را در نقطه (x', z') قطع می‌کند. (c) نوار افقی در سیستم مختصات جدید (بلکلی، ۱۹۹۶).

مولفه‌های جاذبه گرانش در جهات s و n با تساوی زیر ارائه شده‌اند.

$$g_s = 2\gamma\sigma \log \frac{r_2}{r_1}$$

$$g_n = -2\gamma\sigma(\theta_1 - \theta_2) \quad (11-3)$$

و مولفه‌های x و z با رابطه‌های زیر ارائه شده‌اند:

$$g_x = \hat{i} \cdot \mathbf{g}$$

$$= \hat{s}_x g_s + \hat{n}_x g_n$$

$$= \hat{s}_x g_s + \hat{s}_z g_n$$

$$= 2\gamma\sigma \left[\hat{s}_x \log \frac{r_2}{r_1} - \hat{s}_z (\theta_1 - \theta_2) \right] \quad (12-3)$$

$$\begin{aligned}
g_z &= \hat{k} \cdot g \\
&= \hat{s}_z g_s + \hat{n}_z g_n \\
&= s_z g_s + s_x g_n \\
&= 2\gamma\sigma \left[\hat{s}_z \log \frac{r_2}{r_1} - \hat{s}_x (\theta_1 - \theta_2) \right]
\end{aligned} \tag{۱۳-۳}$$

تساوی‌های قبلی جاذبه‌ی گرانش یک نوار جرم تا بینهایت گسترش یافته را در اختیارمان قرار می‌دهند. برای تبدیل این تساوی‌ها به حالت‌های مغناطیسی، به سادگی $\gamma = C_m$ و $\sigma = -M \cdot n$ قرار دهیم.

$$B_x = -2C_m (M \cdot \hat{n}) \left[\hat{s}_x \log \frac{r_2}{r_1} + \hat{s}_z (\theta_1 - \theta_2) \right] \tag{۱۴-۳}$$

$$B_z = -2C_m (M \cdot \hat{n}) \left[\hat{s}_z \log \frac{r_2}{r_1} + \hat{s}_x (\theta_1 - \theta_2) \right] \tag{۱۵-۳}$$

تساوی ۱۴-۳ و ۱۵-۳ جاذبه‌ی مغناطیسی یک نوار مغناطیسی باردار را نشان می‌دهد. از آنها می‌توان N مرتبه برای محاسبه‌ی جاذبه‌ی مغناطیسی یک منشور N وجهی استفاده کرد، یعنی:

$$B = \sum_{i=1}^N (\hat{i} B_{lx} + \hat{k} B_{lz}) \tag{۱۶-۳}$$

که B_{lx} و B_{lz} مولفه‌های x و z شدت مغناطیدگی (B) مربوط به وجهه l هستند. در نهایت، ناهنجاری میدان کل را می‌توان به صورت زیر محاسبه کرد.

$$\Delta T = \sum_{i=1}^N (\hat{F}_x B_{lx} + \hat{F}_z B_{lz}) \tag{۱۷-۳}$$

F_z و F_x مولفه‌های x و z میدان خارجی، مغشوش نشده‌اند.

ساختن مدل‌های دو بعدی خیلی آسانتر از مدل‌های سه بعدی بوده و اغلب هنگامی که حالت‌ها زمین‌شناسی اجازه می‌دهند می‌توان از آنها استفاده کرد.

یک جسم مغناطیسی سه بعدی را می‌توان به صورت ترکیبی از المان‌های کوچکتر، که به اندازه‌ی کافی در شکل ساده‌اند و میدان مغناطیسی آنها دارای عبارت‌های تحلیلی باشند، برآورد کرد. شاید دو

قطبی مغناطیسی ساده‌ترین مثال باشد. میدان مغناطیسی یک دو قطبی عبارت است از (بلکلی، ۱۹۹۶):

$$B = C_m \frac{m}{r^3} [3(\hat{m} \cdot \hat{r})\hat{r} - \hat{m}], \rightarrow r \neq 0 \quad (18-3)$$

که $m = m\hat{m}$ ممان دو قطبی، و $r = r\hat{r}$ بردار در جهت دو قطبی تا نقطه‌ی اندازه‌گیری قرار دارد. اگرچه در عمل مشکل است، اما میدان مغناطیسی یک جسم را می‌توان با تقسیم آن به رشته‌ای از المان‌های حجمی کوچک (با فرض این که هر المان در فاصله‌ی دور از المان به صورت یک دو قطبی ظاهر می‌شود) محاسبه کرد. با استفاده از تساوی ۱۸-۳ می‌توان میدان هر دو قطبی را محاسبه و در آخر آثار تمام دو قطبی‌ها را جمع کرد. ممان دو قطبی هر المان m با ضریب مغناطیدگی آن در حجم آن حاصل می‌شود.

۴-۳ محاسبات پیشرو و مشتقات میدان کل مغناطیسی

از زمانی که برداشت‌های مغناطیسی در ۷۰ تا ۸۰ سال پیش با معرفی مگنتومتر نوع اشمیت محبوب گردید، ژئوفیزیکدانها و مهندسين تمايل به تفسير آنومالی‌های مغناطیسی در طول اجسام صفحه‌ای داشته‌اند. صفحه یکی از آن شکل‌هایی است که طبیعتی شبیه به توزیع نهشته‌های معدنی دارد. این شکلها توسط دایک‌ها، رگه‌ها، صفحه‌ها، ساختارها و سنگهای لایه‌ای از رخنمونهای معدنی و زمین شناسی شناخته شده به وجود می‌آیند. مطالعات ژئوفیزیکی از زمانی که شروع شده‌اند، شامل بسیاری از روشها تفسیر آنومالی‌های مغناطیسی در اجسام صفحه‌ای است. این تکنیک‌های تفسیر ممکن است در دو دسته گروبنندی شوند:

گروه اول - روشهایی براساس تعداد بخصوصی از نقاط پروفیل مغناطیسی است. این دربرگیرنده روشهای نیم-ضخامت^۱، فاصله بین ماکزیمم و مینییمم، نقطه فراگذر^۲، نقاط انحنای^۳، نقاط گرادپان ماکزیمم و ... است.

¹ Half-width

² Cross-over

³ inflection

گروه دوم- روشهایی براساس برهم نهی^۱ منحنی پروفیل یکپارچه^۲ است. اینها شامل تعدادی از ریاضیات مختلف و طرحهای گرافیکی برای رسیدن به منحنیهای آنومالی و در بسیاری موارد استفاده از منحنیهای پیش محاسبه ای برای موارد خاص است.

گروه اول روشهایی است که مزیت آن سریع بودن، ساده و به کارگیری آسان است اما در تفسیرها دارای دقت و صحت پایینی می باشد. تنوع بزرگ این فرمها با آنومالیهای درطول اجسام صفحه ای با شیب و زاویه میل مغناطیسی مختلف فرمولهایی را می دهند که به طور کلی مشکل هستند. بنابراین بی نظمی در منحنی آنومالی می تواند تغییری اساسی در موقعیت و نقاط بحرانی به وجود آورد که منجر به تفسیرهای خیلی نادقیق می شود.

گروه دوم راه حل های دقیق تری برای مسئله ارائه می دهد. در برداشت های عملی زمانی برای انجام این کارها نمی باشد خصوصاً وقتی که تعداد آنومالی ها خیلی زیاد باشد. منحنیهای پیش محاسبه شده^۳ دارای محدودیت هایی هستند که این کاربردها منجر به خطاهایی می شود.

در تفسیر آنومالیهای مغناطیسی احساس شد (گی^۴، ۱۹۶۳) که نیاز به روشی است که (۱) به اندازه کافی تمام موارد را در برگیرد (۲) تفسیرها به اندازه کافی دقت داشته باشد (۳) به اندازه کافی ساده و سریع باشد. ایشان دریافت که این نیازها می تواند به کمک روشهای گروه دوم حل و فصل گردد و به همین جهت محاسبات را برای یکسری اجسام صفحه ای نامحدود انجام داد و تعداد زیادی منحنی برای سه مولفه شیب، امتداد و زاویه میل ساخت و سپس خانواده ای کامل از منحنیهای استاندارد ایجاد نمود و با طرحهای تفسیر براساس برهم نهی با پروفیل های مغناطیسی مشاهده شده، ترکیب گردید. این تکنیک تفسیرهای منطقی تری به نسبت روشهایی براساس تنها چند نقطه مجزا از یک منحنی پروفیل ارائه می دهند. در نهایت وی شدت آنومالیهای مغناطیسی افقی، عمودی و کل را برای یک دایک نامحدود نازک را برای مقادیر مختلف شیب، امتداد و زاویه میل بدست آورد.

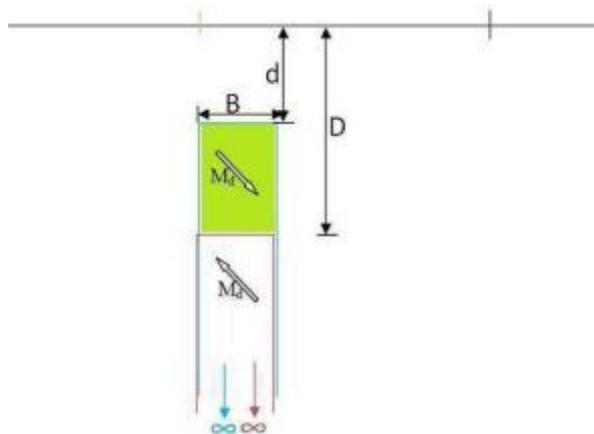
¹ superposition

² entire

³ precomputed

⁴ Gay

روی همدیگر قرار گرفته اند (شکل ۸-۳). این دو دایک بدلیل راستای مغناطیدگی متضاد در محل-هایی که با یکدیگر همپوشانی دارند، آنومالی مشاهده شده از آنها یکدیگر را خنثی می کنند و تنها اثر ناشی از آن عمق مشخص (D-d) که ناشی از تفریق عمق های قرارگیری آنهاست، مشاهده می گردد.



شکل ۸-۳ دو دایک با مغناطیدگی یکنواخت و جهت مغناطیدگی متضاد در عمق های مختلف d و D

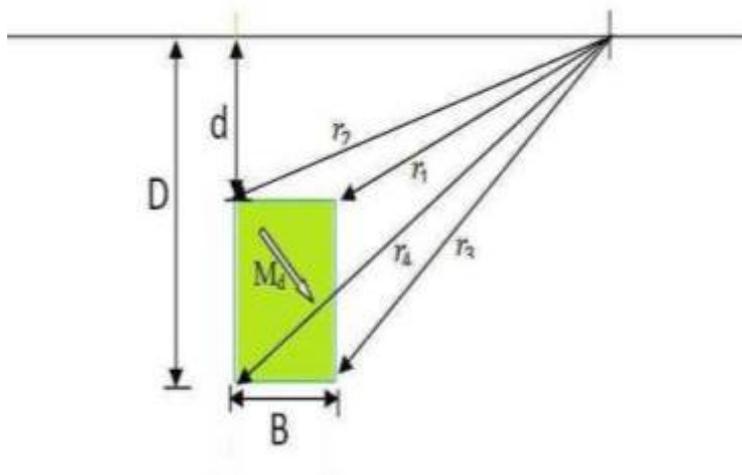
در نتیجه پاسخ میدان کل برای یک دایک محدود (شکل ۹-۳) ناشی از تفریق آنومالی های دایک-

های نامحدود توسط نگارنده پایان نامه با توجه به فرمول (۳-۱۹) به این صورت به دست آورده شد؛

$$F(x) = -2KT \left[\cos(Q) \left\{ \tan^{-1} \left(\frac{x}{d} \right) + \tan^{-1} \left(\frac{B-x}{d} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{x}{D} \right) - \tan^{-1} \left(\frac{B-x}{D} \right) \right\} + \right.$$

$$\left. \frac{1}{2} \ln \left(\frac{r_1 r_3}{r_2 r_4} \right) \sin(Q) \right] (\cos^2 \alpha \cos^2 I_0 - 1)$$

$$r_1 = d^2 + (x - B)^2 \quad r_2 = d^2 + x^2 \quad r_3 = D^2 + x^2 \quad r_4 = D^2 + (x - B)^2 \quad (۳-۲۰)$$

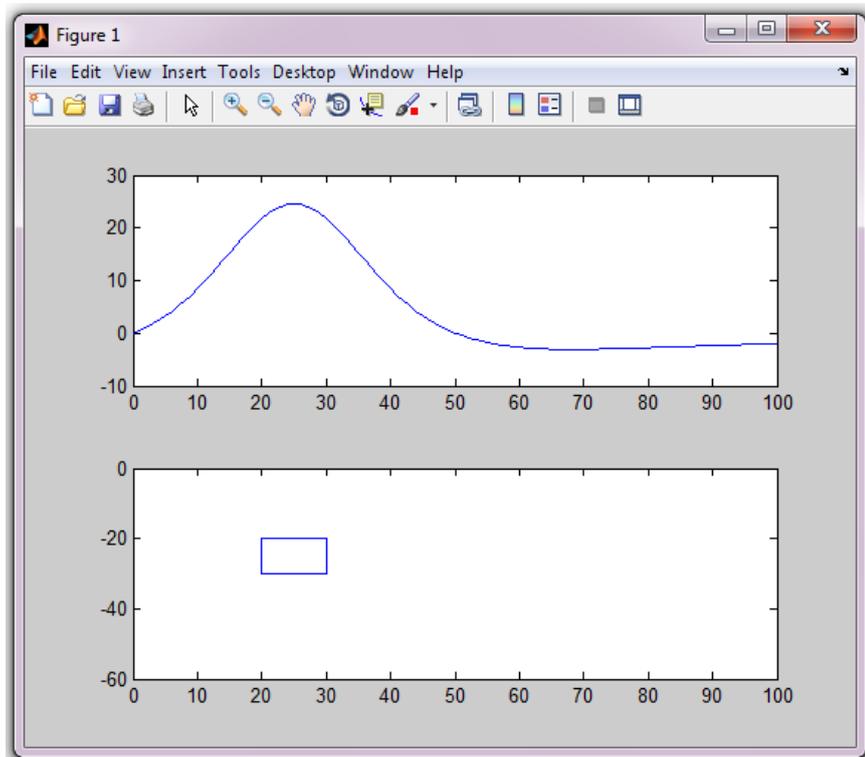


شکل ۹-۳ یک دایک با عمق محدود منتهی از تفریق دو دایک نامحدود شکل ۸-۳

برای اطمینان از صحت معادله ۳-۲۰ یک دایک مربع شکل (شکل ۳-۱۱) را فرض نموده و آنومالی ناشی از آن با استفاده از برنامه‌ای که در محیط Matlab (Matrix Laboratory, 2009 a) توسط نگارنده پایان‌نامه نگاشته شد، محاسبه گردید و با نرم افزارهای غیرتجاری مانند Mag2dc (کوپر^۱) تست شد. نتیجه آن در شکل‌های ۳-۱۰ و ۳-۱۱ نشان داده شده است.

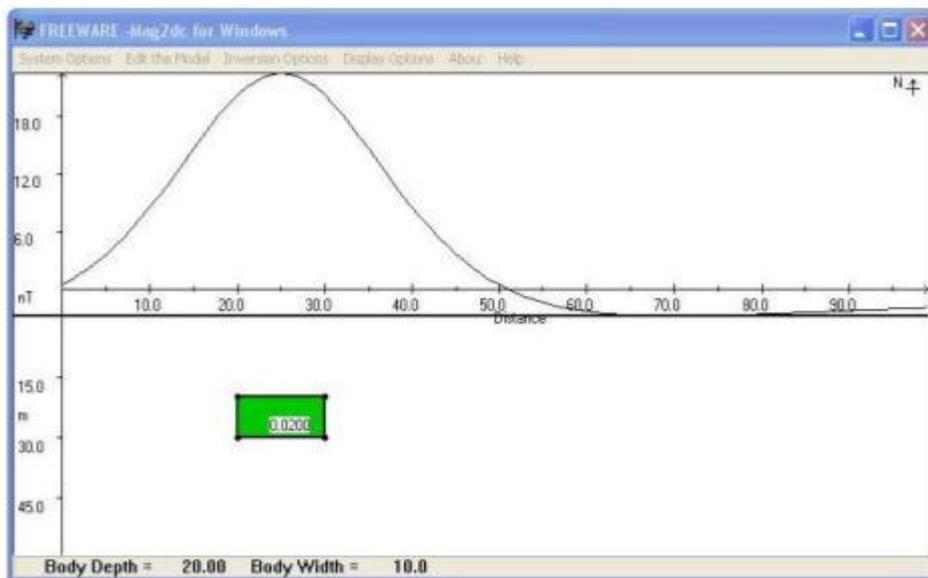
در شکل‌های زیر یک بلوک مربعی به عرض ۱۰ متر با اختلاف مغناطیدگی $\Delta\chi=0.02$ با عمق بالایی ۲۰ متر و عمق پایینی بلوک برابر ۳۰ متر تقریب زده شده است. طول پروفیل برای محاسبه داده‌های میدان کل مغناطیسی ۱۰۰ متر و فاصله نقاط مشاهده آن ۱۰ متر است. پروفیل در راستای شمال مغناطیسی، آزیموت و زاویه انحراف صفر درجه فرض شده است و زاویه میل مغناطیسی زمین ۹۰ درجه و میدان کل مغناطیسی با شدت ۴۸۰۰۰ nT در نظر گرفته شده است.

آنومالی مشاهده شده از این بلوک به صورت شکل زیر است.



شکل ۳-۱۰ آنومالی میدان کل مغناطیسی ناشی از دایک محدود اجرا شده در محیط Matlab

¹ cooper



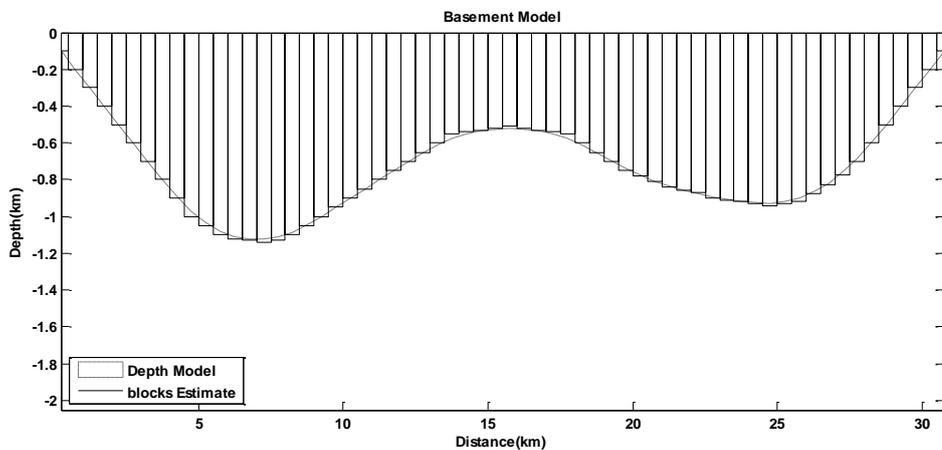
شکل ۳-۱۱ آنومالی میدان کل مغناطیسی ناشی از دایک محدود اجرا شده توسط نرم افزار Mag2dc

برای حل مسئله پیشرو مغناطیسی برنامه‌ای رایانه‌ای به نام ForwardMag2D.m در محیط Matlab نوشته شد. این برنامه رایانه‌ای قادر است تا یک ناپیوستگی مغناطیسی مانند پی‌سنگ را با یک مجموعه از بلوک‌های مکعب مستطیل در دو بعد تقریب بزند.

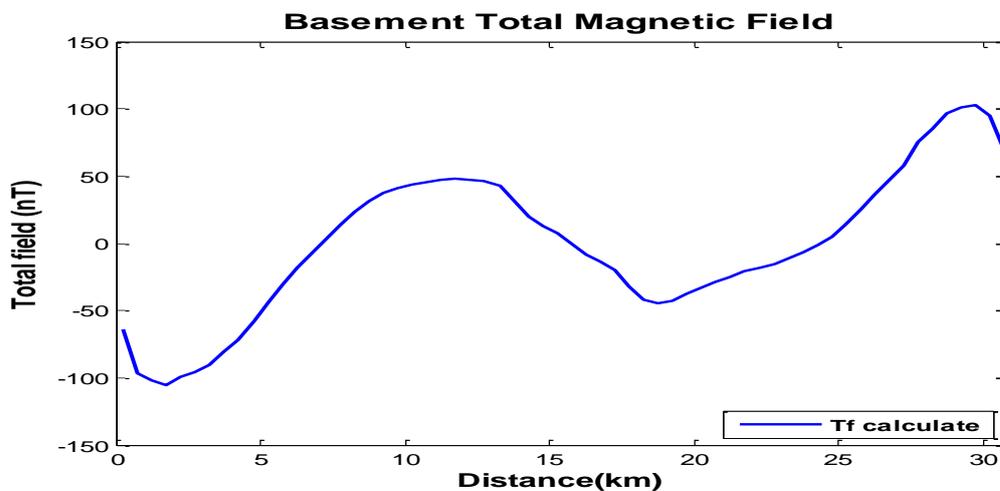
ورودی برنامه رایانه‌ای عبارت است از:

- طول پروفیل داده‌های مشاهده‌ای
- فاصله نقاط اندازه‌گیری به منظور محاسبه تئوری داده‌های میدان کل مغناطیسی
- آرایه‌ای که مدل عمقی از بلوک‌ها ارائه می‌دهد (عمق بالایی و پایینی)
- آرایه‌ای برای تعیین عرض هر بلوک
- آرایه‌ای برای تعیین مغناطیدگی در هر بلوک
- زاویه راستای داده‌های میدان کل مغناطیسی با شمال مغناطیسی
- زاویه میل میدان مغناطیسی
- میدان کل مغناطیسی زمین یا میدان دربرگیرنده

خروجی این برنامه رایانه‌ای، میدان کل مغناطیسی در نقاط تعیین شده توسط کاربر می باشد. به عنوان نمونه، یک پی سنگ با اختلاف مغناطیدگی $\Delta\chi=0.002$ با یک آرایه منظم شامل ۶۲ بلوک با عرض ۰/۵ کیلومتر تقریب زده شده است (شکل ۳-۱۲). طول پروفیل برای محاسبه داده‌های میدان کل مغناطیسی ۳۰/۵ کیلومتر و فاصله نقاط مشاهده آن ۰/۵ کیلومتر است. پروفیل در راستای شمال مغناطیسی فرض شده است و زاویه میل مغناطیسی زمین ۴۵ درجه و میدان کل مغناطیسی با شدت ۴۸۰۰۰ nT در نظر گرفته شده است. بیشینه عمق پی سنگ ۱/۵ کیلومتر است. شکل ۳-۱۳ شدت میدان کل محاسبه شده برای مدل فوق را در راستای پروفیل مورد نظر نشان می دهد.



شکل ۳-۱۲ مدل عمقی در نظر گرفته شده برای محاسبه تئوری داده‌های میدان کل مغناطیسی برای یک پی سنگ



شکل ۳-۱۳ داده‌های تئوری میدان کل مغناطیسی با استفاده از رابطه ۳-۱۲

پس در تفسیر داده‌های ژئوفیزیکی مفسر باید به طور آگاهانه حدس بزند که چه نوع ساختار زیر سطحی می‌تواند باعث ایجاد این نوع گسترش داده‌ای شود. مفسر باید بینشی ژرف درباره طبیعت گسترش داده‌ها نسبت به نوع ساختار زیرسطحی داشته باشد. یعنی بداند چه نوع گسترشی به چه نوع ساختار (یا ساختارهایی) می‌انجامد و بلعکس، چه نوع ساختاری چه نوع گسترشی را ایجاد می‌کند. این امر در انتخاب مدل پیشرو اولیه و یا در نظر گرفتن قیدهای مشخص همانند اطلاعات اولیه می‌تواند کمک فراوانی به فرآیند وارون‌سازی نماید و سریعتر و دقیق‌تر به هدف مورد نظر برسد.

لازم به ذکر است که از برنامه تهیه شده پیشرو در وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی در فصول بعدی استفاده خواهد شد.

فصل چهارم

**تهیه الگوریتم و برنامه‌های مورد نیاز برای وارون‌سازی
داده‌های مغناطیسی و تست آنها به کمک داده‌های مصنوعی**

۴-۱ مقدمه

با استفاده از مطالب کلی آورده شده در فصول دوم و سوم و همچنین با استفاده از برنامه محاسباتی تهیه شده محاسبات پیشرو که در فصل سوم تشریح گردید، در این فصل در نظر است تا الگوریتم و برنامه‌های رایانه‌ای موردنیاز جهت مدل‌سازی وارون داده‌های مغناطیسی با روش لونبرگ-مارکوارت و تجزیه مقادیر تکین (SVD) تهیه شود. همچنین تلاش خواهد شد تا ضمن تشریح الگوریتم‌های تهیه شده، عملکرد برنامه‌های نوشته شده با استفاده از یک سری داده‌های مصنوعی مورد بررسی قرار گیرد. تمامی روندی که در وارون‌سازی های داده‌های میدان کلی مغناطیسی بدان اشاره می‌شود، توسط برنامه نویسی رایانه‌ای در محیط MATLAB انجام شده است.

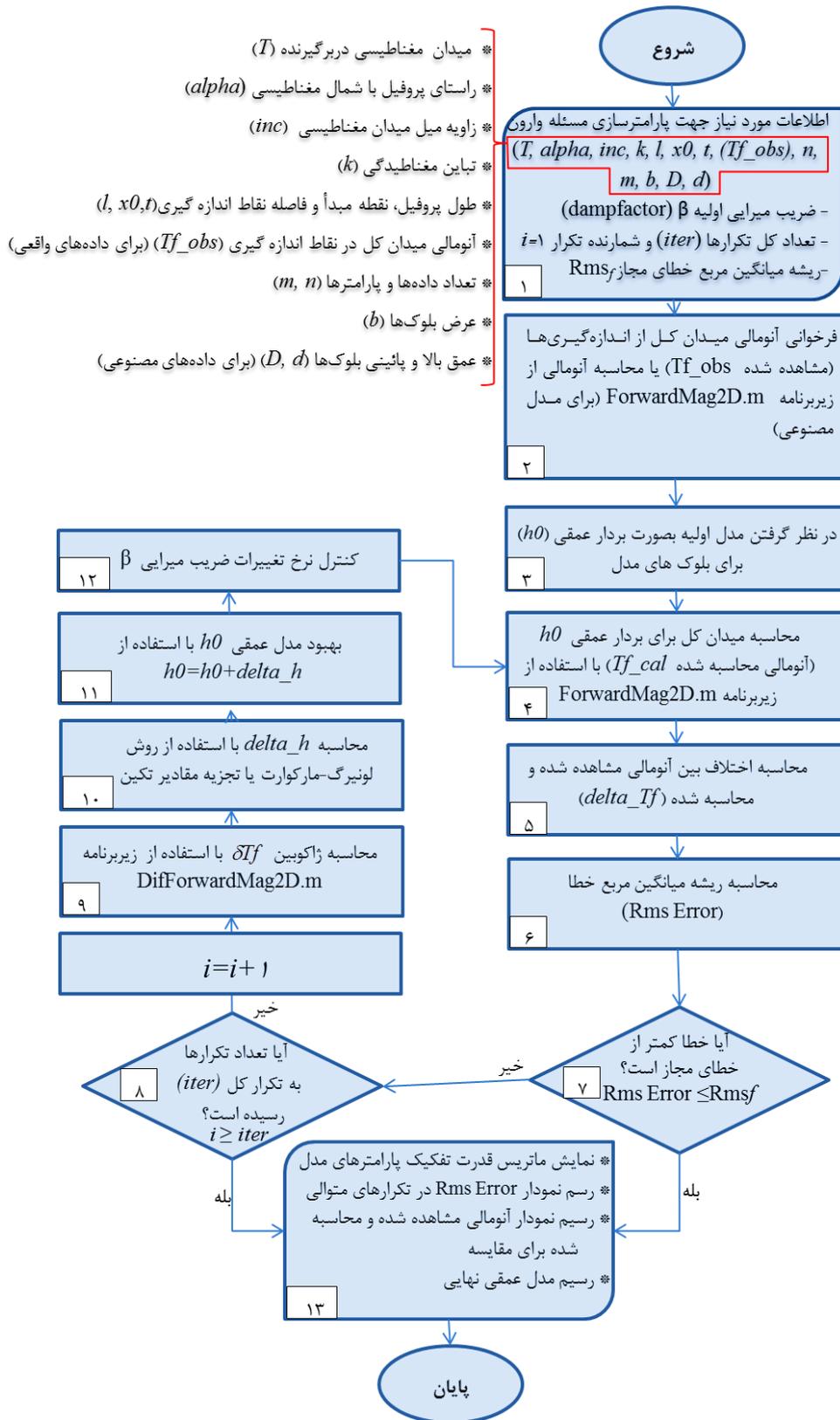
۴-۲ الگوریتم مربوط به مدل‌سازی وارون‌سازی داده‌های میدان مغناطیسی با روش

لونبرگ-مارکوارت (LM) و تجزیه مقادیر تکین (SVD)

الگوریتم دو روش ذکر شده در شکل (۴-۱) نشان داده شده است. مراحل اجرای برنامه، ورودی‌ها و خروجی‌های لازم در ادامه توضیح داده شده است.

برنامه رایانه‌ای تهیه شده طبق مراحل زیر عمل می‌نماید؛

مرحله ۱- در ابتدا باید تمامی ورودی‌های موردنیاز طبق آنچه که بیان می‌شود، را وارد نمود. این ورودی‌ها شامل اطلاعات موردنیاز جهت پارامترسازی مسئله، ضریب میرایی اولیه، ریشه میانگین مربع خطای مجاز، تعداد کل تکرارها و مقدار شروع شمارنده تکرار است. برای ایجاد مدل مصنوعی می‌توان یک توپوگرافی فرضی برای پی‌سنگ استفاده کرد. این توپوگرافی با استفاده از تعدادی از بلوک‌های کنار هم چیده شده، شبیه‌سازی می‌شود. ضخامت بلوک‌ها برابر w و عمق بالایی برابر d و عمق پایینی آنها را برابر D در نظر می‌گیریم.



شکل ۴-۱ الگوریتم برنامه وارون‌سازی داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از یک پی سنگ با استفاده از روش‌های

لونبرگ-مارکوارت و تجزیه مقادیر تکین.

مرحله ۲- در این مرحله باید مشخص گردد که با استفاده از داده های واقعی می‌خواهیم وارون‌سازی را انجام دهیم یا داده‌های واقعی؟ در مورد داده‌های واقعی، Tf_Observation برابر همان داده‌های مشاهده‌ای است که از برداشت‌های صحرائی به دست آمده و در صورت لزوم تصحیحات لازم روی آنها انجام شده است و به صورت یک فایل وارد می‌گردد.

برای داده‌های مصنوعی با استفاده از زیربرنامه ForwardMag2D.m آنومالی میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل برای مدل‌سازی پیشرو محاسبه شده و در این قسمت برابر Tf_Observation قرار داده می‌شود. می‌توان به این آنومالی نیز نوفه گوسی اضافه نمود که در اینصورت Tf_Observation مقدار داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه نوفه می‌باشد و ریشه میانگین مربع خطای مجاز برابر ریشه میانگین مربع نوفه موجود در داده‌ها قرار داده می‌شود.

مرحله ۳- همانطور که در بخش خطی‌سازی بیان شد، نیاز به یک اطلاعات اولیه می‌باشد این اطلاعات اولیه ممکن است از دانش‌های زمین‌شناسی، اطلاعات حفاری و سایر روش‌های ژئوفیزیکی و... بدست آید. در اینجا از یک مدل اولیه که تخمینی از عمق بلوک هاست ($h0$) استفاده می‌شود. هر چه این مقدار از عمق واقعی دورتر باشد تعداد تکرارهای لازم برای به دست آوردن جواب واقعی بیشتر است.

مرحله ۴- با استفاده از زیربرنامه ForwardMag2D.m نیز مقدار آنومالی میدان کل مغناطیسی برای عمق تخمینی بلوک‌ها ($h0$)، محاسبه شده و در Tf_Calculation قرار داده می‌شود.

مرحله ۵- بردار باقیمانده اختلاف بین داده‌های مشاهده شده و محاسبه شده بدست می‌آید و آن را در $delta_Tf$ قرار می‌دهد.

مرحله ۶- ریشه میانگین مربع خطا در این مرحله با استفاده از رابطه زیر بدست می‌آید:

$$RMS_Error = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (delta_Tf)^2}$$

n تعداد داده‌هاست.

مرحله ۷- اگر ریشه میانگین مربع خطای محاسبه شده کمتر یا مساوی ریشه میانگین مربع خطای مجاز باشد، برنامه به مرحله تولید خروجی‌ها می‌رود و در غیر این صورت به مرحله بعدی می‌رود.

مرحله ۸- در مواردی که کاربر بخواهد در تکرار دلخواه خود به منظور مقایسه خروجی‌های بدست آمده، برنامه را متوقف نموده و نتیجه را مشاهده کند، می‌تواند تعداد تکرارهای دلخواه خود را انتخاب نماید و برنامه تا آن تکرار اجرا می‌شود، در غیر این صورت می‌تواند مقدار بالایی برای تعداد تکرارها قرار داده تا شرط اول (مرحله ۷) برنامه را متوقف کند.

مرحله ۹- در این مرحله زیر برنامه `DifForwardMag2D.m` به تولید ژاکوبین برای استفاده در مرحله بعدی می‌پردازد. ابعاد ماتریس ژاکوبین $N \times M$ است که N تعداد داده‌ها و M تعداد بلوک‌هاست و آنرا در G قرار می‌دهد.

مرحله ۱۰- در این مرحله پارامترهای مدل با استفاده از روش لئونبرگ-مارکوارت یا روش تجزیه مقادیر تکین مطابق فرمول بندی ذکر شده در فصل‌های قبلی به دست آورده می‌شود و برابر δ_h قرار داده می‌شود (تمامی مراحل برای هر دو روش یکسان است و فرمول بندی مرحله ۱۰ برای روش LM با توجه به معادله (۲-۴۲) و برای روش SVD با توجه به معادله (۲-۵۴) می‌باشد).

مرحله ۱۱- سپس مقدار δ_h به مقدار عمق تخمینی h_0 اولیه افزوده می‌شود و برای بهبود مدل اولیه برابر h_0 قرار داده می‌شود و این فرآیند آنقدر تکرار می‌شود تا آنکه مقدار ریشه میانگین مربع خطا به کمتر از مقدار مجاز برسد.

مرحله ۱۲- پارامتر کنترلی β (ضریب میرایی) جهت تعدیل محاسبه پارامترهای مدل در تکرارهای متوالی می‌باشد. این پارامتر به منظور جلوگیری از عدم پایداری پارامترهای مدل در تکرارهای اول

بزرگ و به تدریج در تکرارهای بعدی کاهش می‌یابد (مثلاً $\beta = \beta/2$)

مرحله ۱۳- در صورتی که ریشه میانگین مربع خطا کمتر از مقدار مجاز شد، فرآیند تکرار متوقف شده و خروجی‌های برنامه مطابق آنچه که بیان خواهد شد، تولید می‌گردند.

کدهای رایانه‌ای مربوطه در پیوست (ب) آورده شده است.

ورودی این برنامه رایانه‌ای جهت پارامترسازی مسئله وارون عبارتست از :

- داده‌های میدان کل مغناطیسی به صورت دو بردار با مولفه‌هایی شامل مکان نقاط و شدت میدان

کل مغناطیسی در هر نقطه

- طول پروفیل داده‌های مشاهده‌ای و فاصله نقاط مشاهده روی پروفیل

- آرایه‌ای برای تعیین عرض هر بلوک

- آرایه‌ای که مدل عمقی اولیه از بلوک‌ها را ارائه می‌دهد (این آرایه شامل دو ستون که در ستون اول

عمق بالایی هر بلوک و در ستون دیگر عمق پایینی هر بلوک تعیین می‌شود، تعداد سطرهای این

آرایه به تعداد بلوک‌هایی است که کاربر برای شبیه‌سازی پی‌سنگ از آن استفاده می‌کند).

- آرایه‌ای برای تعیین مغناطیدگی در هر بلوک

- زاویه راستای پروفیل داده‌های میدان کل مغناطیسی با شمال مغناطیسی

- زاویه میل میدان مغناطیسی

- میدان کل مغناطیسی زمین (میدان مغناطیسی دربرگیرنده)

خروجی برنامه رایانه‌ای LMInvMag2D.m عبارت است از :

- ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل

- RMS Error در تکرارهای متوالی وارون‌سازی

- مدل اولیه و داده‌های میدان کل مغناطیسی برای این مدل

- نتایج ناشی از وارون‌سازی و مدل عمقی نهایی

در این بخش به منظور ایجاد داده‌های مصنوعی از زیربرنامه ForwardMag2D.m که در محیط MATLAB تهیه شده است، استفاده می‌شود. خروجی این برنامه ایجاد داده‌های مصنوعی با یک سطح نوفه مشخص با پارامترهای داده شده توسط کاربر است. از داده‌های مصنوعی که توسط این برنامه ایجاد می‌شود به منظور وارون‌سازی استفاده می‌شود.

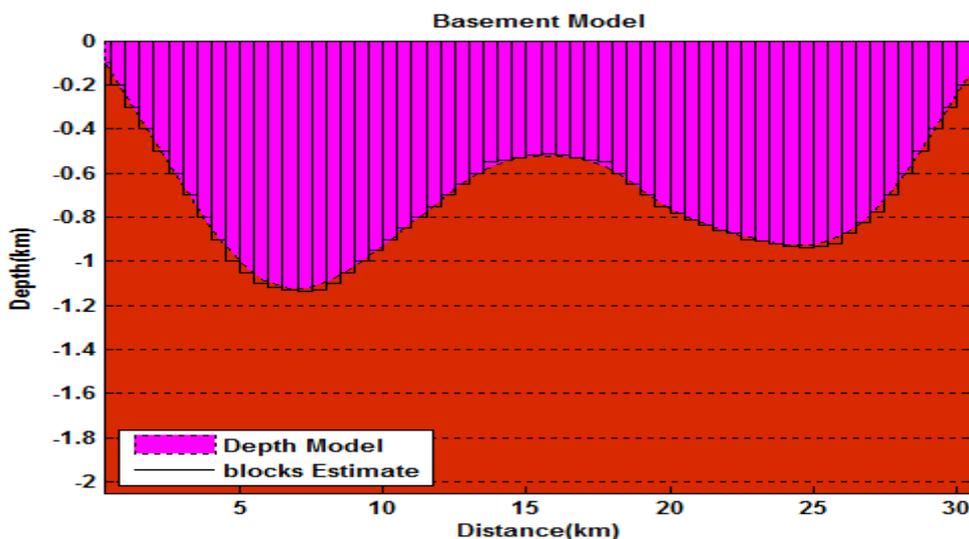
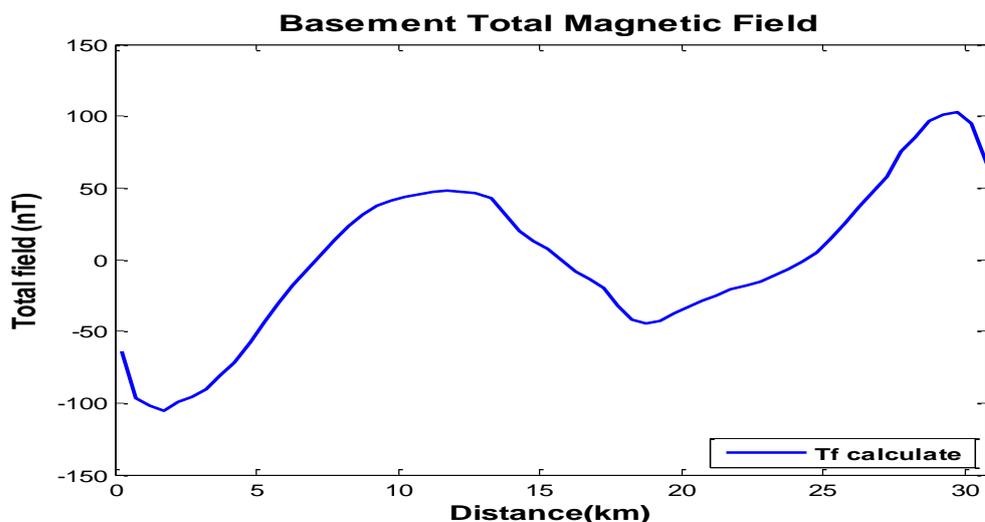
از زیر برنامه DifForwardMag2D.m برای محاسبه مشتق داده‌های تخمین زده شده نسبت به پارامترهای مدل بکار می‌رود. در این زیر برنامه تغییرات میدان مغناطیسی نسبت به تغییر هر پارامتر عمقی مدل محاسبه می‌شود. ورودی این زیر برنامه علاوه بر مواردی که ذکر شد، یک مدل عمقی از پارامترهای مدل نیز می‌باشد، که در هر تکرار به روز می‌شود. خروجی این برنامه ماتریس ژاکوبین است، که تعدادسطرهای آن به تعداد داده‌ها و ستون‌های آن به تعداد پارامترهای مدل است.

برنامه رایانه‌ای LMInvMag2D.m وارون‌سازی یک آنومالی مغناطیسی ناشی از یک پی‌سنگ را با پارامترهایی به صورت ساختاری از یک مجموعه بلوک‌های مکعب مستطیل در دو بعد با استفاده از روش LM انجام می‌دهد و برنامه‌ای رایانه‌ای SVDInvMag2D.m وارون‌سازی را با استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین (SVD) انجام می‌دهد.

به عنوان نمونه یک پی‌سنگ با تباین مغناطیدگی $\Delta\chi=0/002$ SI با یک آرایه منظم شامل ۶۲ بلوک با عرض ۰/۵ کیلومتر تقریب سازی شده است. طول پروفیل برای محاسبه داده‌های میدان کل مغناطیسی ۳۰/۵ کیلومتر و فاصله نقاط مشاهده میدان ۰/۵ کیلومتر است. پروفیل در راستای شمال مغناطیسی فرض شده است. زاویه میل میدان مغناطیسی زمین ۴۵ درجه و میدان کلی مغناطیسی زمین با شدت ۴۸۰۰۰ nT در نظر گرفته شده است. مدل عمقی این ناپیوستگی مغناطیسی و داده‌های میدان کل مغناطیسی منتج از این ساختار در شکل (۴-۲) نشان داده شده است. بیشینه عمق پی‌سنگ ۱/۳ کیلومتر فرض شده است.

انتخاب مدل‌های اولیه با عمق میانگین بین کمینه و بیشینه عمق پی‌سنگ تنها در تعداد تکرارها در وارون‌سازی موثر است. به همین منظور برای مقایسه و یکسان شدن شرایط وارون‌سازی روش‌های مختلف، در تمامی مثال‌ها از مدل اولیه یکسان استفاده شده است.

لازم به ذکر است انتخاب مدل‌های اولیه خارج از دامنه، مثل مدل عمقی یکسان ۱۰ کیلومتر (با توجه به این که بیشینه عمق پی‌سنگ در مدل مصنوعی ۱/۳ کیلومتر است) مساله را واگرا خواهد کرد.



شکل ۴-۲ قسمت بالا: داده‌های میدان کل مغناطیسی منتج از شبیه‌سازی پی‌سنگ با کنارهم قرار دادن بلوک‌های مستطیلی شکل. قسمت پایین: مدل مصنوعی ناپیوستگی به منظور محاسبه تئوری داده‌های میدان کل مغناطیسی. رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است.

همانطور که انتظار می‌رود داده‌های میدان کل مغناطیسی زمین همانند داده‌های میدان گرانی از روند توپوگرافی پی‌سنگ تبعیت نمی‌کنند، این امر به دلیل زاویه میل مغناطیسی ۴۵ درجه در نظر گرفته شده برای مغناطیدگی در هر بلوک است که به منظور کلی تر شدن مسئله منظور شده است. در وارون‌سازی با روش‌هایی که در این بخش و بخش بعدی این فصل ارائه خواهد شد داده‌ها با سه سطح نوفه متفاوت ۱۰٪، ۲۰٪ و ۴۰٪ وارون‌سازی می‌شوند. این امر به منظور بررسی پایداری روش‌های ارائه شده در برابر نوفه و مطالعه میزان پخش نوفه^۱ موجود در داده‌ها روی تخمین پارامترهای مدل است.

۳-۴ نحوه اضافه کردن نوفه به داده‌ها

به منظور افزودن نوفه گوسی به داده‌های مصنوعی در صورتی که نسبت سیگنال به نوفه را با S/N نشان دهیم، داریم (وارد و یانگ^۲، ۱۹۸۰)؛

$$S/N = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (d_i^{sym})^2}{n\sigma^2} \right)^{1/2} \quad (1-4)$$

در رابطه بالا n تعداد داده‌های مصنوعی، d_i^{sym} داده‌های مصنوعی بدون نوفه، σ^2 واریانس نوفه است. بنابراین با داشتن S/N با استفاده از رابطه ۴-۱ واریانس نوفه گوسی معین می‌شود. با داشتن واریانس و این نکته که توزیع گوسی نوفه اضافه شده باید دارای میانگین صفر باشد، توزیع گوسی نوفه روی داده‌ها معین و محاسبه خواهد شد.

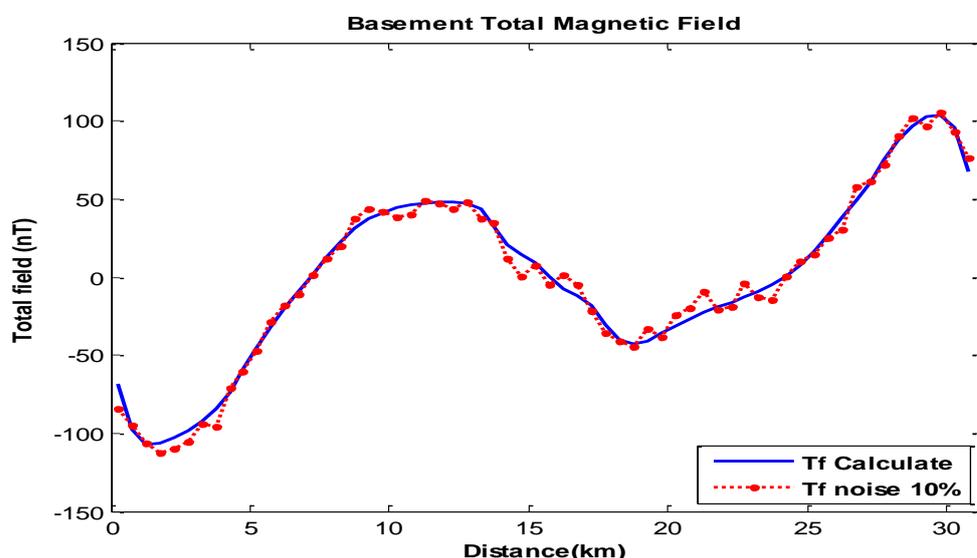
¹ Error propagation

² Ward and Young

۴-۴ وارون سازی با استفاده از روش لونیبرگ- مارکوارت

با انتخاب نسبت نوفه به سیگنال ۱۰٪ و مدل اولیه با شرایط ذکر شده در بخش (۴-۱) با انجام ۲۶ تکرار متوالی وارون سازی همگرا می شود. بیشینه نوفه اضافه شده به داده های مصنوعی برای سطح نوفه ۱۰٪ برابر با ۱۳/۷۴ نانو تسلا (nT) و کمینه نوفه موجود در داده ها برابر با ۱۵/۲۲- نانو تسلا و ریشه میانگین مربع نوفه برای این سطح نوفه برابر با ۵/۷۹ نانو تسلا است.

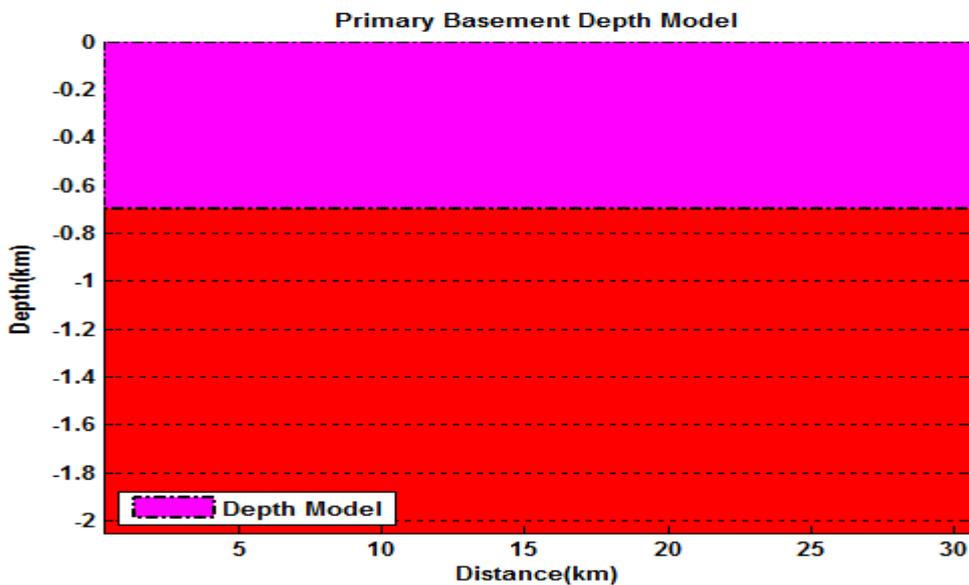
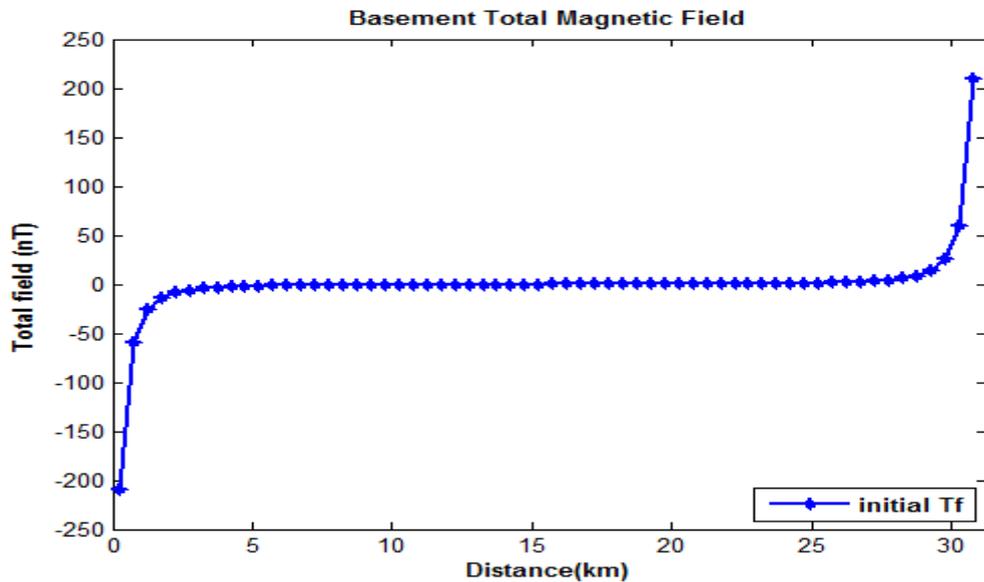
داده های منتج از مدل مصنوعی نمایش داده شده در شکل (۴-۲) به همراه ۱۰٪ نوفه گوسی در شکل (۴-۳) نمایش داده شده است.



شکل ۴-۳ داده های میدان کل مغناطیسی بدون نوفه (منحنی آبی رنگ) و داده های میدان کل مغناطیسی همراه با ۱۰٪ نوفه گوسی (منحنی خط چین قرمز رنگ).

به منظور وارون سازی مدل اولیه ای با عمق یکسان ۰/۷ کیلومتر و با تباین مغناطیدگی $\chi\Delta = 0/0002 \text{ SI}$ برای پروفیل در راستای شمال مغناطیسی در نظر گرفته شده است. زاویه میل میدان مغناطیسی زمین ۴۵ درجه و میدان کل مغناطیسی زمین با شدت ۴۸۰۰۰ nT در نظر گرفته شده است. انتخاب مدل های اولیه با عمق میانگین بین کمینه و بیشینه عمق پی سنگ، تنها در تعداد تکرارها در وارون سازی موثر است.

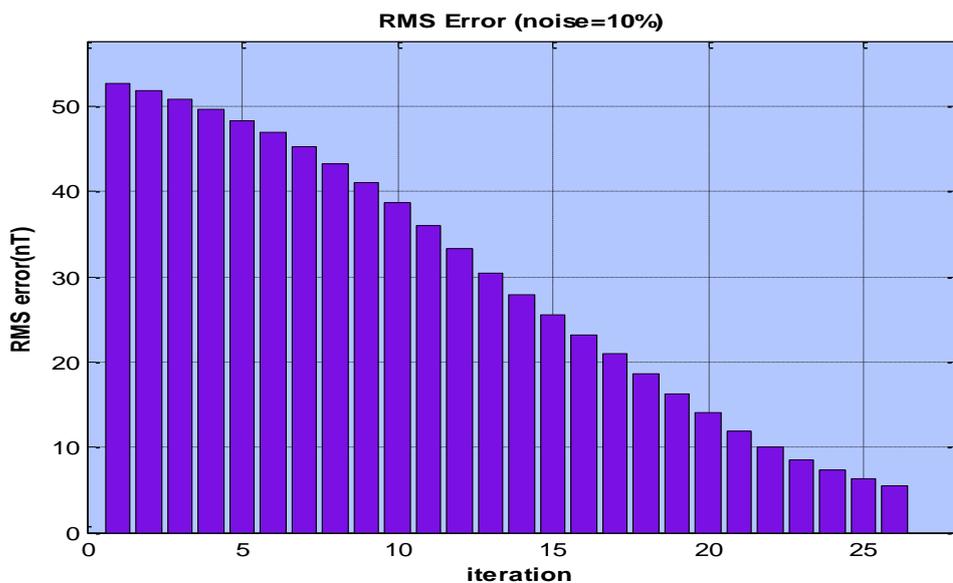
مدل اولیه به همراه داده‌های میدان کل مغناطیسی منتج از این ساختار در شکل (۴-۴) نشان داده شده است.



شکل ۴-۴ قسمت بالا: داده‌های میدان کل مغناطیسی بدون نوفه، قسمت پایین: مدل اولیه به منظور وارون سازی با عمق یکسان ۰/۷ کیلومتر، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است.

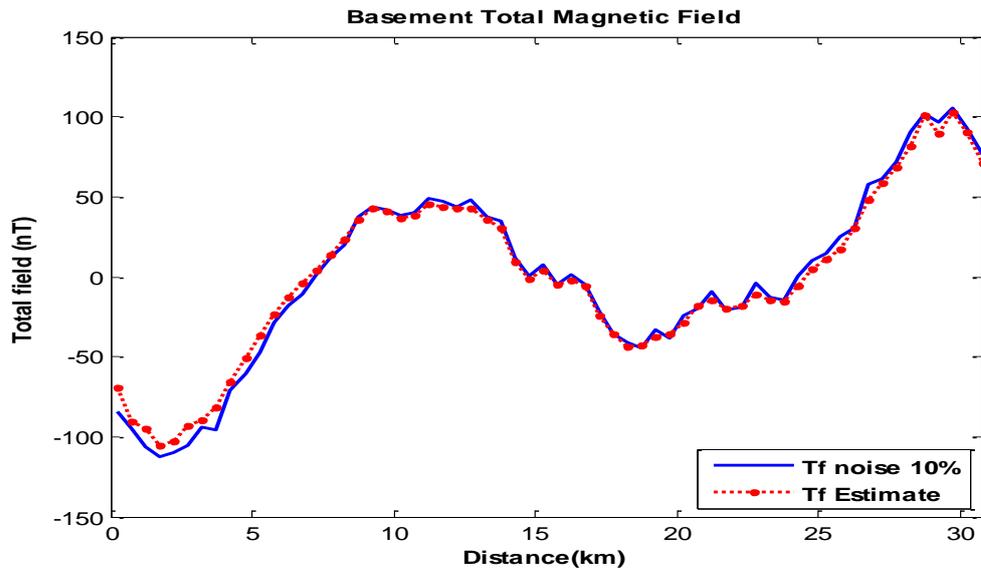
وارون سازی با روش LM بعد از ۲۶ تکرار متوالی همگرا می‌شود. ریشه میانگین مربع خطا برای این سطح نوفه برابر با ۵/۷۹ نانو تسلا است. در مقابل ریشه میانگین مربع خطای مربوط به وارون سازی در تکرار بیست و ششم ۵/۰۵ نانو تسلا است که این مقدار کوچکتر از ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌ها است. بنابراین مساله همگرا شده و نوفه در روند وارون سازی تاثیر چندانی ندارد. زمان اجرای برنامه برای ۲۶ تکرار متوالی در بخش های اصلی وارون سازی برابر با ۰/۶۸۶ ثانیه است.

میزان کاهش ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون سازی در شکل (۴-۵) نشان داده شده است.

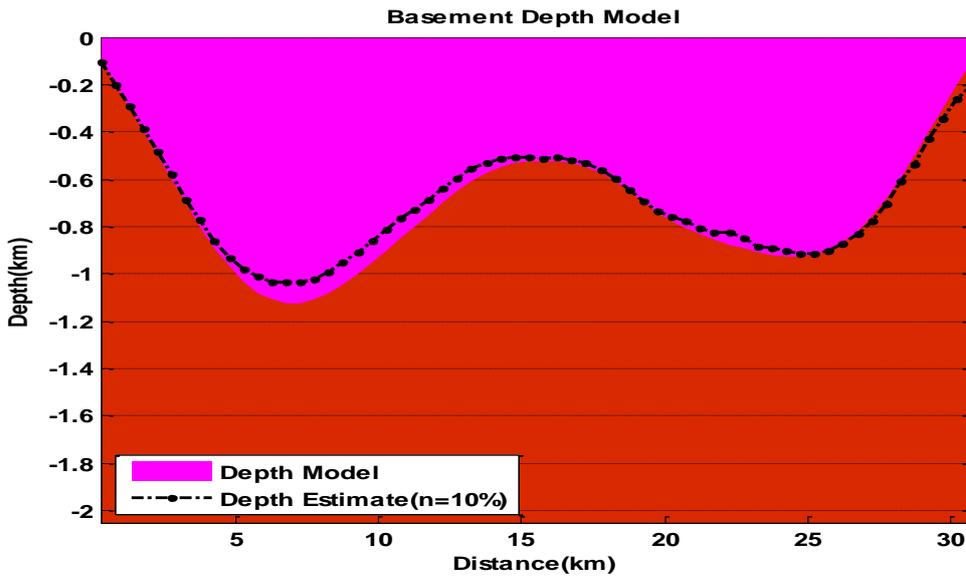


شکل ۴-۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی حاوی ۱۰٪ نوفه گوسی و داده‌های حاصل از وارون سازی بعد از ۲۶ تکرار متوالی، افت تدریجی دامنه خطا در روش لوبنبرگ-مارکوارت در تکرارهای متوالی مشهود است.

داده‌های ایجاد شده از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون سازی به همراه مدل‌های عمقی مربوط به هر مجموعه داده در شکل (۴-۶) و (۴-۷) نمایش داده شده است.



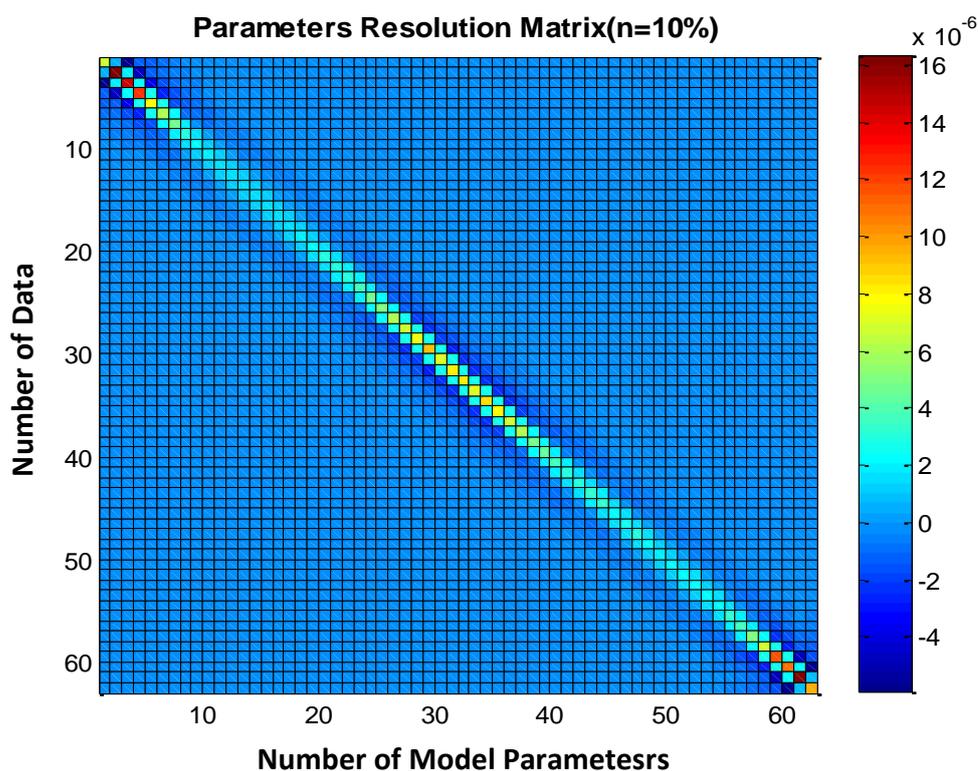
شکل ۴-۶ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی زیر به همراه ۱۰٪ نوفه با رنگ آبی (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین).



شکل ۴-۷ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ صورتی (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های حاوی نوفه با رنگ مشکی (منحنی خط چین). رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است.

همانطور که از شکل ۴-۷ پیداست، مدل مصنوعی با استفاده از روش لونبرگ-مارکوارت به نحوه قابل قبولی، با وجود نوفه ۱۰٪ بازسازی شده است.

ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل در شکل (۴-۸) نمایش داده شده است. این ماتریس با دقت مناسب به صورت قطری است اما عناصر قطری آن دارای دامنه‌های متفاوت هستند. این دامنه‌ها در پارامترهایی که عمق بیشتری دارند نسبت به پارامترهای سطحی دامنه‌های کمتری دارند. به بیان دیگر در ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل پارامترهایی که عمق بیشتری دارند، با قدرت تفکیک کمتری تعیین شده‌اند.



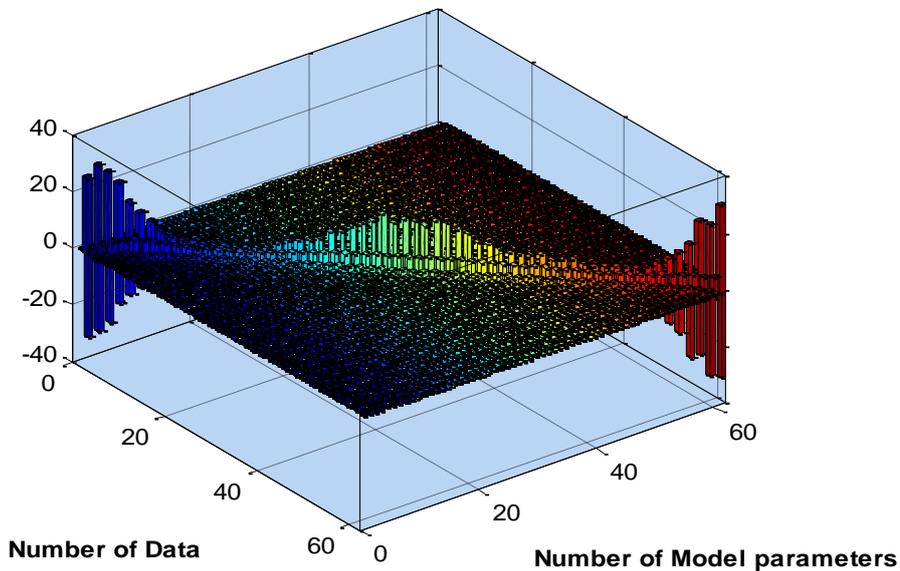
شکل ۴-۸ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل در سطح نوفه ۱۰٪ با استفاده از روش لونیبرگ-مارکوارت.

یکی از ماتریس‌های مفید در وارون‌سازی‌های ژئوفیزیکی ماتریس ژاکوبین^۱ یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل است. این ماتریس در شکل (۴-۹) نمایش داده شده است. مشاهده می‌شود که داده‌های میدان کل مغناطیسی در این مدل در گوشه‌های مدل دارای حساسیت بیشتری هستند. یعنی با تغییرات کم در پارامترهای لبه‌ای مدل داده‌ها دچار تغییرات

¹ Jacobian

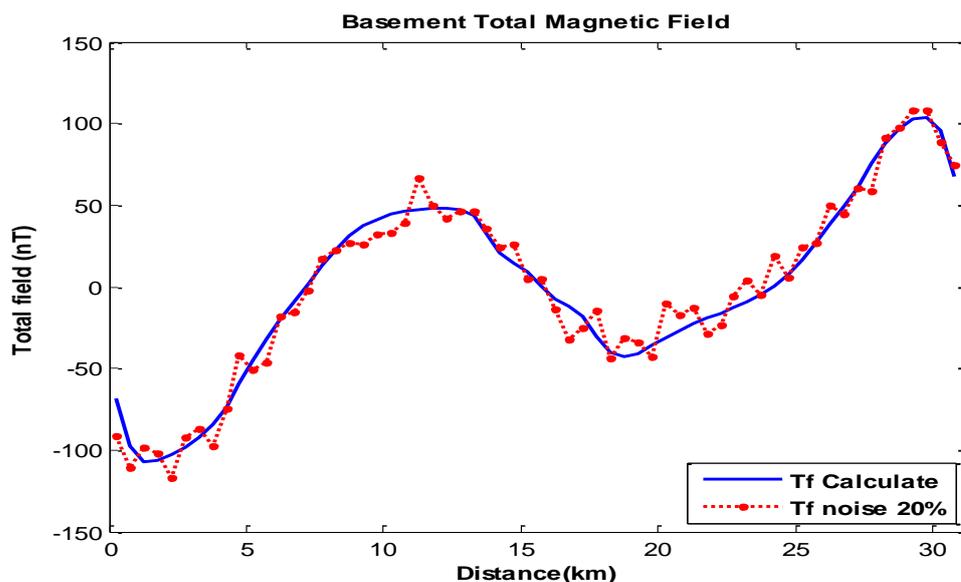
فاحش می شوند. این امر در تمامی مدل‌های ژئوفیزیکی دیده می‌شود. علت آن قیود ضعیف داده‌ها روی پارامترها در لبه‌های مدل است.

Jacobian Matrix (sensitivity Matrix of Model Parameters)n=10%



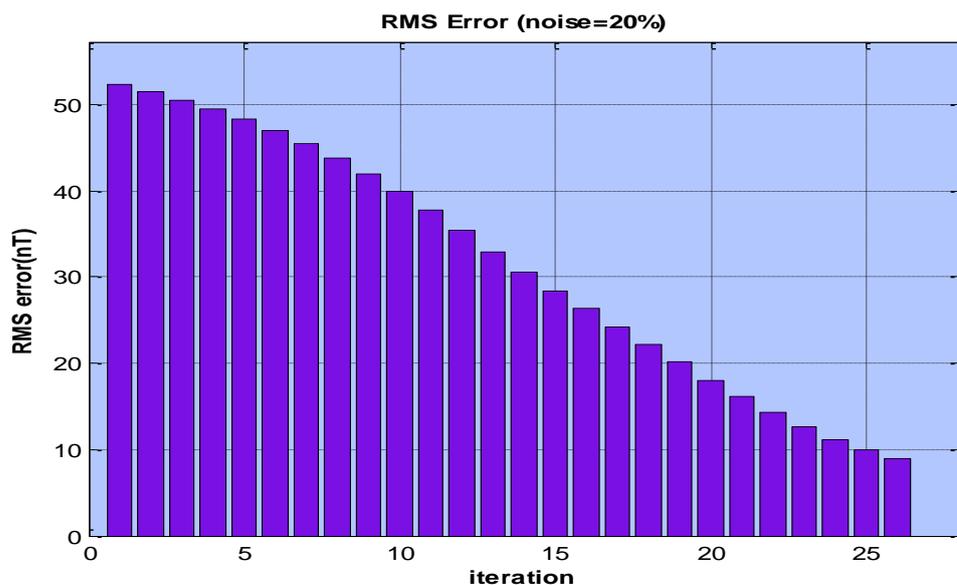
شکل ۴-۹ ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل حاصل از وارون‌سازی با داده‌های با سطح نوفه ۱۰٪

برای مقایسه پایداری روش در برابر نوفه مطالعه پخش نوفه روی پارامترهای مدل در اثر این سطح نوفه، به داده‌های مصنوعی ۲۰٪ نوفه گوسی اضافه شده است و مثال با شرایط مثال قبلی وارون‌سازی شده است. در این حالت داده‌های منتج از مدل مصنوعی شکل (۴-۲) به همراه داده‌های ۲۰٪ نوفه گوسی در شکل (۴-۱۰) نمایش داده شده‌اند.



شکل ۴-۱۰ داده‌های میدان کل مغناطیسی بدون نوفه (منحنی توپر) و داده‌های میدان کل مغناطیسی همراه با ۲۰٪ نوفه گوسی (منحنی خط چین).

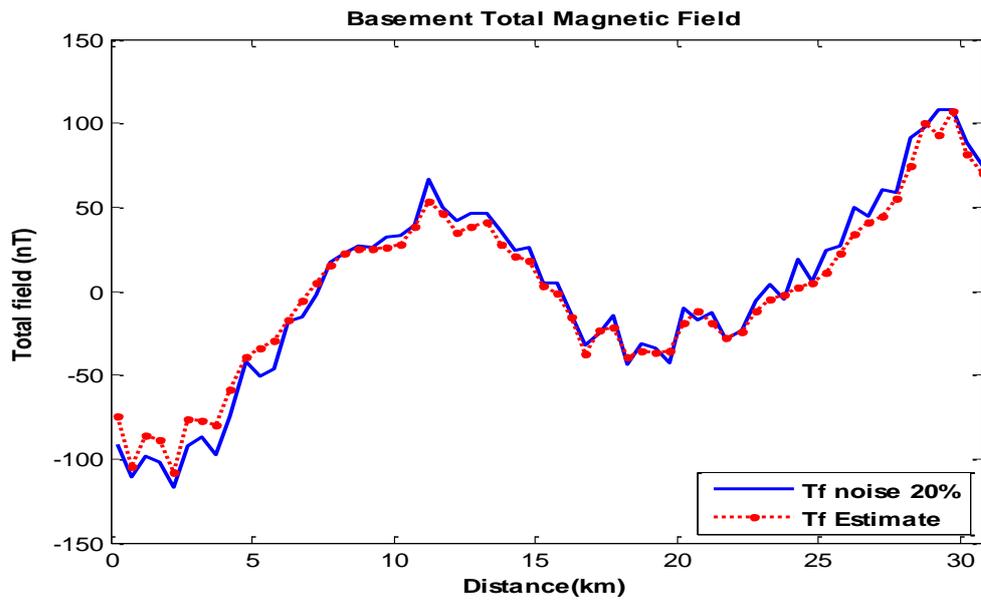
با انتخاب نسبت نوفه به سیگنال ۲۰٪، بیشینه اضافه شده به داده‌های برابر با $20/87$ نانو تسلا و کمینه نوفه موجود در داده‌های برابر با $-22/78$ نانو تسلا است. ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌های مصنوعی برای سطح نوفه ۲۰٪ برابر $9/65$ نانو تسلا است. ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی منتج از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی در تکرار بیست و ششم $8/95$ نانو تسلا است. وارون‌سازی بعد از ۲۶ تکرار متوالی همگرا می‌شود. این مقدار کوچکتر از مقدار ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌ها است. زمان اجرای برنامه برای ۲۶ تکرار متوالی در بخش‌های اصلی وارون‌سازی برابر با $0/6552$ ثانیه است. چگونگی کاهش ریشه میانگین مربعی خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون‌سازی در شکل (۴-۱۱) نشان داده شده است.



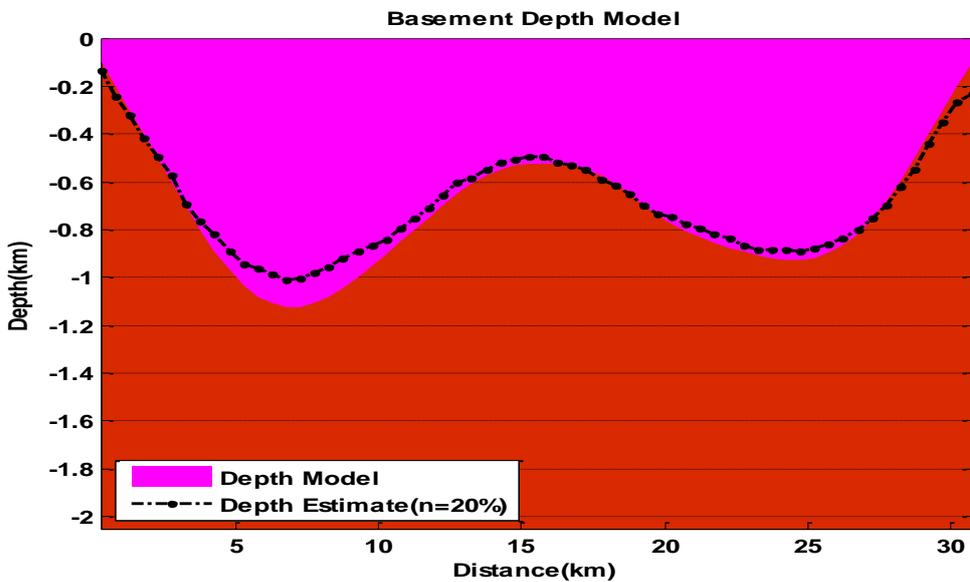
شکل ۴-۱۱ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون‌سازی بعد از ۲۶ تکرار متوالی و سطح نوفه ۲۰٪.

داده‌های ایجاد شده از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون‌سازی به همراه مدل‌های عمقی مربوط به هر مجموعه داده در شکل (۴-۱۲) و (۴-۱۳) نمایش داده شده است. مدل مصنوعی با توجه به این دو شکل با استفاده از روش لوبنبرگ-مارکوارت (LM) با شرایط مثال قبلی به نحوه قابل قبولی بازسازی شده است.

ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل و ماتریس ژاکوبین با تغییرات بسیار جزئی شبیه به مثال قبل است و از تکرار مجدد آن صرف‌نظر شده است.



شکل ۴-۱۲ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه ۲۰٪ نوفه با رنگ آبی (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین).



شکل ۴-۱۳ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ صورتی (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های حاوی ۲۰٪ نوفه با رنگ مشکی (منحنی خط چین). رسوبات با رنگ کم در بالا و پی‌سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است.

مثال ذکر شده با یک سطح نوفه بسیار بالا یعنی با سطح نوفه ۴۰٪ تکرار می‌شود. این سطح نوفه در مسائل ژئوفیزیکی متداول نیست زیرا روش‌های بسیار کمی وجود دارند که توانایی وارون‌سازی داده‌ها با این سطح نوفه را داشته باشند. از این رو معیار بالایی برای سنجش پایداری، بررسی الگوی پخش نوفه روی پارامترهای مدل در برابر این سطح نوفه است.

در صورتی که سطح نوفه در داده‌ها به ۶۰٪ برسد. وارون‌سازی به یک پاسخ منطقی و نزدیک به مدل در نظر گرفته شده، همگرا نخواهد شد.

۵-۴ وارون سازی با استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین (SVD)

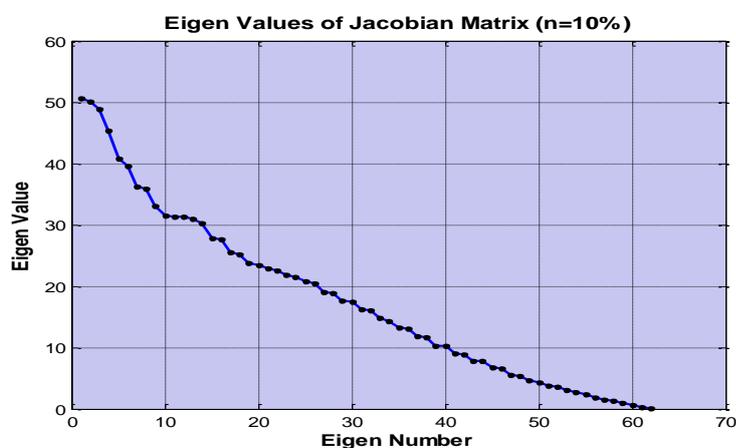
برنامه رایانه‌ای تهیه شده برای این روش طبق همان مراحل روش لونبرگ-مارکورات عمل می‌کند و تفاوت آن تنها در مرحله ۱۰ مربوط به حل معادله وارون و بدست آوردن پارامترهای مدل می‌باشد که در اینجا با استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین بدست آورده می‌شود.

به عنوان نمونه یک مدل پی‌سنگ با همان مشخصه‌ای که برای روش لونبرگ-مارکورات در نظر گرفته شده، برای مقایسه استفاده شده است.

در وارون سازی با روش SVD که در این بخش ارائه خواهد شد، داده‌ها نیز با سه سطح نوفه متفاوت ۱۰٪، ۲۰٪ و ۴۰٪ به منظور نشان دادن قابلیت روش‌های SVD وارون‌سازی می‌شوند. این امر به منظور بررسی پایداری روش ارائه شده در برابر نوفه و مطالعه میزان پخش نوفه موجود در داده‌ها روی تخمین پارامترهای مدل است.

با انتخاب نسبت نوفه به سیگنال ۱۰٪، بیشینه نوفه اضافه شده به داده‌ها برابر با ۱۳/۷۴ نانو تسلا (nT) کمینه نوفه موجود در داده‌ها برابر با ۱۵/۲۳ - نانو تسلا (nT) و ریشه میانگین مربع نوفه برابر با ۵/۷۹ نانو تسلا (nT) است.

با محاسبه ماتریس ژاکوبین که در فصل قبل به تفصیل بدان پرداخته شد و اعمال آنالیز SVD بردارهای ویژه و مقادیر ویژه این ماتریس محاسبه و در شکل (۴-۱۴) نمایش داده شده است.



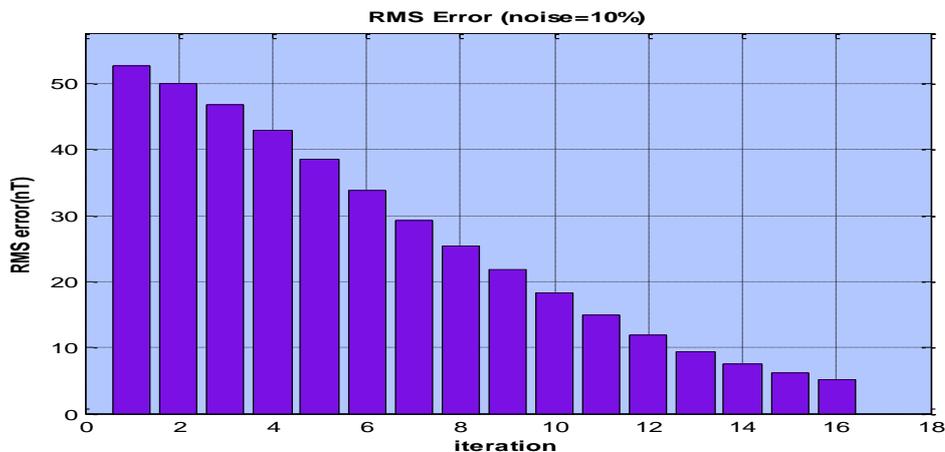
شکل ۴-۱۴ نمایش مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه

بردارهای ویژه مربوط به مقادیر ویژه بزرگتر دارای رفتار نوسانی کمتری نسبت به ویژه بردارهای مربوط به مقادیر کوچکتر هستند. این بردارهای ویژه قیود محکمتری را نسبت به بردارهای ویژه با مقادیر ویژه کوچک روی داده‌ها اعمال می‌کنند، بنابراین در وارون‌سازی نقش اساسی ایفا می‌کنند. همان طور که در فصل قبل بدان اشاره شد، اگر در وارون‌سازی از بردارهای ویژه که معادل مقادیر ویژه کوچک هستند استفاده شود، نوسانات بزرگ و غیر واقعی در مدل بدون تاثیر قابل ملاحظه بر داده‌های پیش بینی شده خواهیم داشت. از این رو برای دستیابی به جهت حرکت مناسب و موثر در دستیابی به کمینه منطبق بر واقعیات زمین شناسی از این بردارهای ویژه در وارون‌سازی صرف نظر می‌کنیم، در این صورت وارون‌سازی پایدار و سریع خواهد بود.

از مزایای دیگر انتخاب تعداد محدودی از بردارهای ویژه فضای پارامترهای مدل، وارون‌سازی‌های ماتریسی در ابعاد کوچکتر است، این امر علاوه بر بالا بردن دقت وارون‌سازی‌های ماتریسی در الگوریتم‌های رایانه‌ای موجب کاهش زمان اجرای برنامه در سیستم‌های ماتریسی بزرگ مقیاس نیز خواهد شد. انتخاب تعداد ویژه بردارها معمولاً به روش تجربی صورت می‌گیرد. اما در صورتی که در روند نزولی مقادیر ویژه (بزرگترین مقدار ویژه متعلق به بردار ویژه اول است) متناظر با هر بردار ویژه افت ناگهانی در اندازه مقادیر ویژه صورت پذیرد، می‌توان از مقادیر ویژه کوچکتر از این حد صرف نظر کرد. با توجه به شکل ۴-۱۴، روند افت مقادیر ویژه دارای یک روند آرام است و شکستگی یا افت ناگهانی در مقادیر طیف دیده نمی‌شود، در این موارد می‌توان با سعی و خطا از مقادیر ویژه کوچک به سمت مقادیر ویژه بزرگ عمل حذف مقادیر ویژه را انجام داد تا به نتیجه دلخواه رسید. در اینجا با انجام وارون‌سازی روش SVD با ابعاد متفاوت، مساله با تعداد ۴۳ بردار ویژه همگرا خواهد شد.

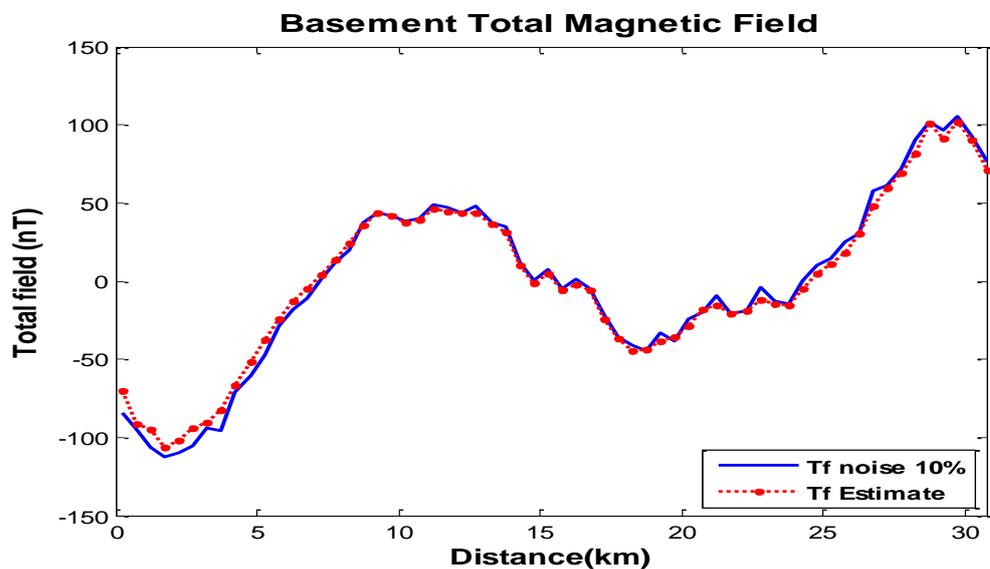
وارون‌سازی بعد از ۱۶ تکرار متوالی همگرا می‌شود. ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی منتج از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی در تکرار شانزدهم ۵/۱۸ نانو تسلا است (شکل ۴-۱۵). این مقدار کوچکتر از ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌ها است، بنابراین مسئله همگرا شده و نوفه در روند وارون‌سازی تأثیر چندانی ندارد. زمان اجرای برنامه

برای شانزده تکرار متوالی در بخش‌های اصلی وارون سازی برابر با 0.546 ثانیه است.

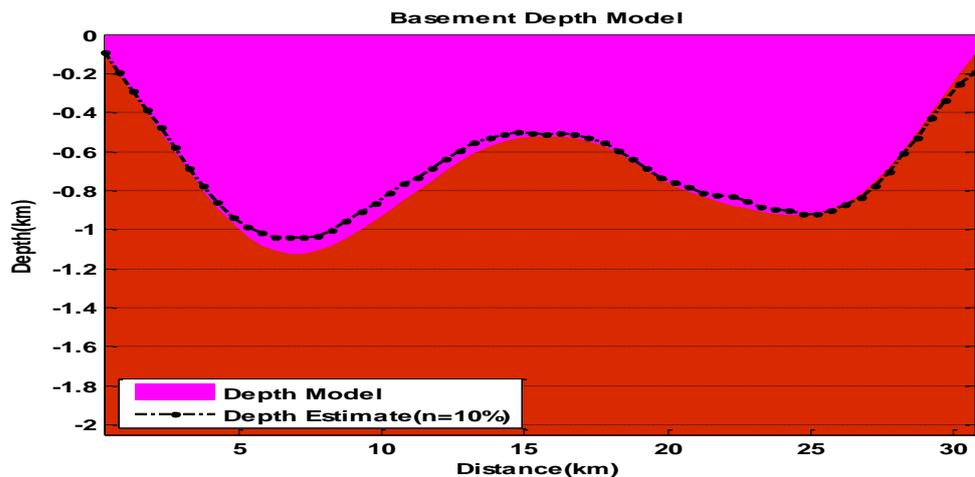


شکل ۴-۱۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی حاوی 10% نوفه و داده‌های تخمین زده شده از وارون سازی SVD بعد از ۱۶ تکرار متوالی.

داده‌های ایجاد شده از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون سازی SVD به همراه مدل‌های عمقی مربوط به هر مجموعه داده در شکل (۴-۱۶) و (۴-۱۷) نمایش داده شده است.



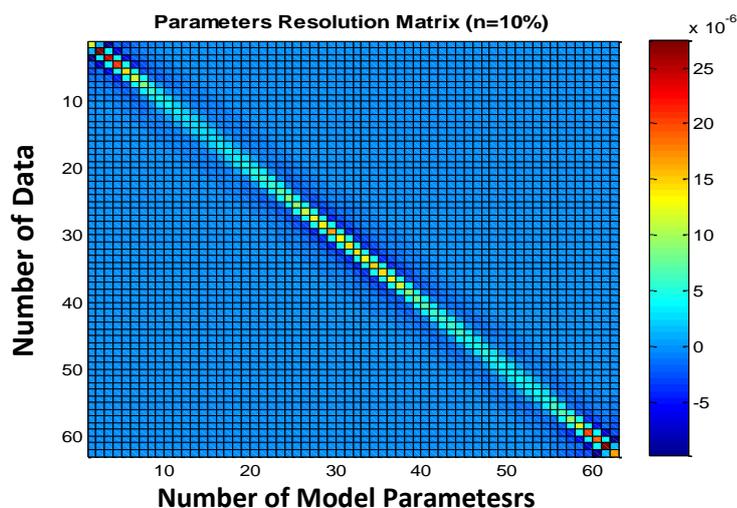
شکل ۴-۱۶ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه 10% نوفه با رنگ آبی (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون سازی SVD با رنگ قرمز (منحنی خط چین).



شکل ۴-۱۷ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون سازی SVD داده های حاوی ۱۰٪ نوفه با رنگ صورتی (منحنی خط چین)، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است.

همان طور که در دو شکل اخیر مشخص است، مدل مصنوعی با استفاده از روش وارون سازی SVD به نحوه قابل قبولی بازسازی شده است.

ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل در شکل (۴-۱۸) نمایش داده شده است. این ماتریس با قدرت بالا قطری است و نشان می دهد پارامترهای مدل با دقت مطلوب و به صورت مستقل تعیین شده اند.

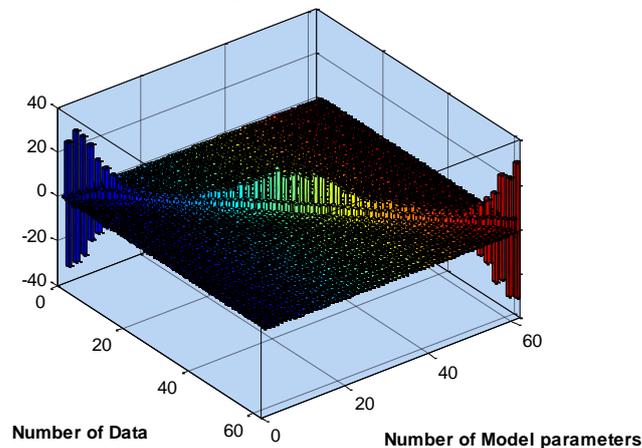


شکل ۴-۱۸ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش وارون سازی SVD

ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل نیز در شکل (۴-۱۹) نمایش داده شده است.

مشاهده می‌شود که داده‌های میدان کل مغناطیسی در این مدل در گوشه‌های مدل دارای حساسیت بیشتری هستند. یعنی با تغییرات کم در پارامترهای لبه‌ای، مدل داده‌ها دچار تغییرات فاحش می‌شوند. این امر در تمامی مدل‌های ژئوفیزیکی دیده می‌شود علت آن قیود ضعیف داده‌ها روی پارامترها در لبه‌های مدل است.

Jacobian Matrix (sensitivity Matrix of Model Parameters) $n=10\%$

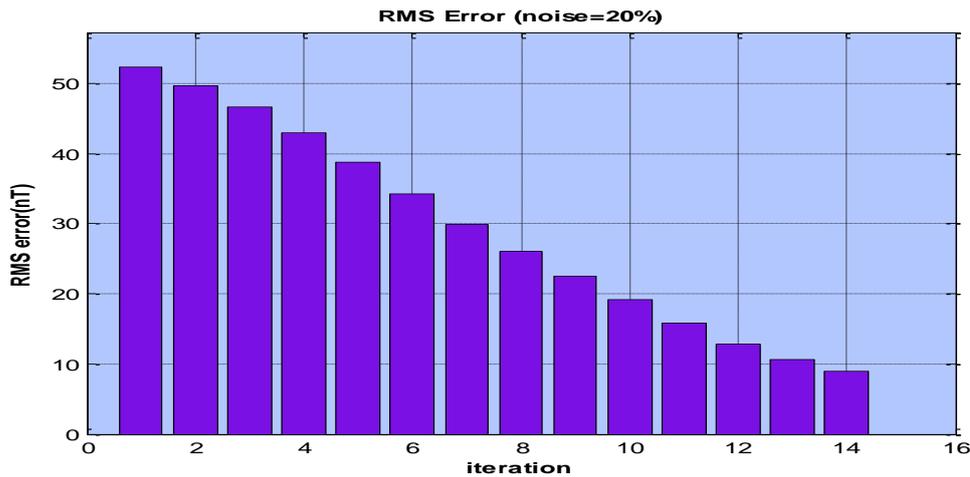


شکل ۴-۱۹ ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل

برای مقایسه پایداری روش وارون‌سازی SVD در برابر نوفه و مطالعه پخش نوفه روی پارامترهای مدل به داده‌های مصنوعی ۲۰٪ نوفه‌گوسی اضافه شده است و مثال با شرایط مثال قبل مدل‌سازی شده است.

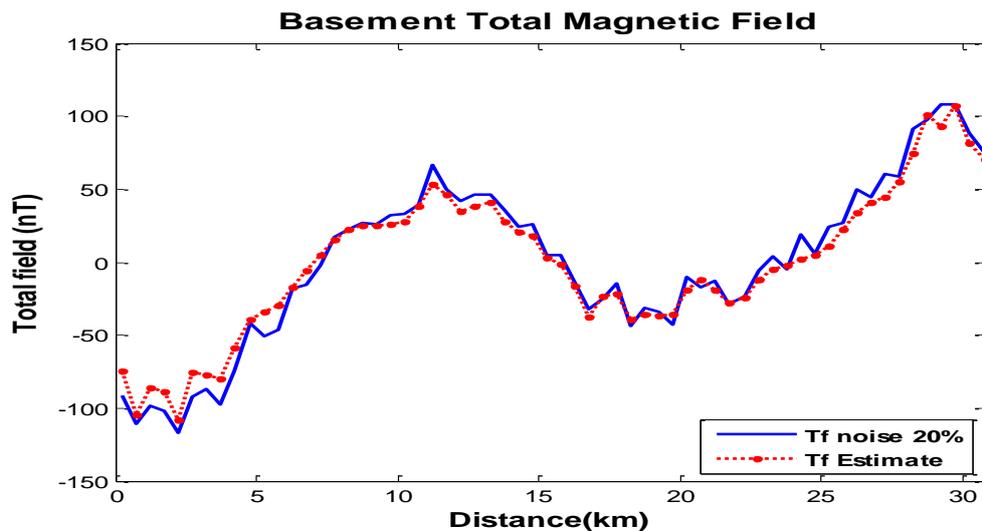
با انتخاب نسبت نوفه به سیگنال ۲۰٪ بیشینه نوفه اضافه شده به داده‌های برابر با ۲۰/۸۷ نانو تسلا و کمینه نوفه موجود در داده‌های برابر با ۲۲/۷۸ - نانو تسلا است. وارون‌سازی بعد از ۱۴ تکرار متوالی همگرا می‌شود. ریشه میانگین مربعی نوفه اضافه شده به داده‌های مصنوعی برای سطح نوفه

۲۰٪ برابر ۹/۶۵ نانو تسلا است. ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی منتج از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در وارون سازی SVD در تکرار چهاردهم ۸/۹۲ نانو تسلا است (شکل ۴-۲۰). این مقدار کوچکتر از مقدار ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌ها است. زمان اجرای برنامه برای ۱۴ تکرار متوالی در بخش‌های اصلی وارون‌سازی برابر با ۰/۴۸۳ ثانیه است.

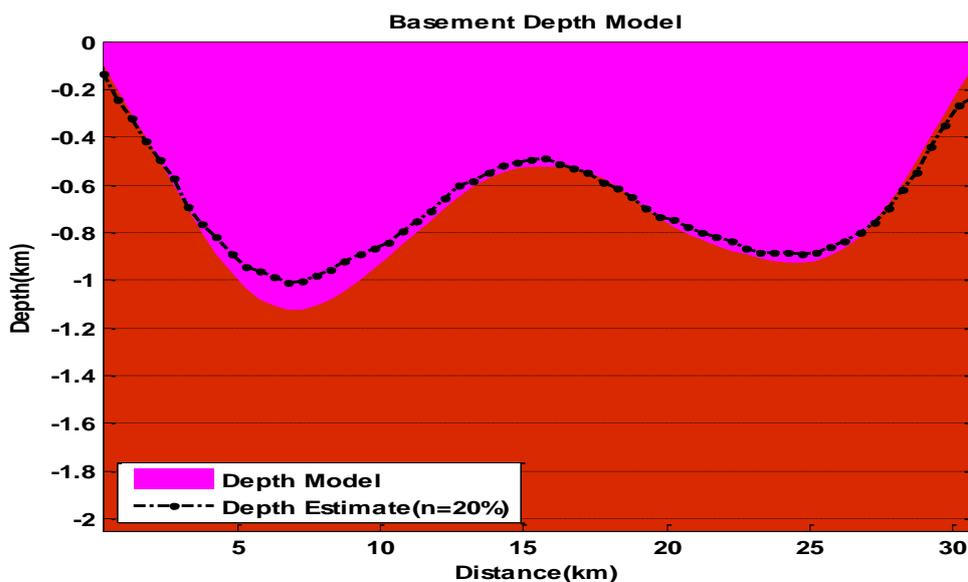


شکل ۴-۲۰ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده از وارون سازی SVD بعد از ۱۴ تکرار متوالی و سطح نوفه ۲۰٪

داده‌های ایجاد شده از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون‌سازی SVD به همراه مدل‌های عمقی مربوط به هر مجموعه داده در شکل (۴-۲۱) و (۴-۲۲) نمایش داده شده است. همانطور که در شکل (۴-۲۲) دیده می‌شود مدل مصنوعی با استفاده از روش SVD با شرایط مثال قبلی به نحوه قابل قبولی بازسازی شده است.



شکل ۴-۲۱ داده‌های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل مصنوعی به همراه ۲۰٪ نویز با رنگ قرمز (منحنی توپر) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های حاوی ۲۰٪ نویز با رنگ مشکی (منحنی خط چین).



شکل ۴-۲۲ مدل مصنوعی عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ صورتی (منحنی توپر) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی داده‌های حاوی ۲۰٪ نویز با رنگ مشکی (منحنی خط چین)، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است.

همانند بخش (۴-۱) مثال ذکر شده با یک سطح نویز بسیار بالا یعنی با سطح نویز ۴۰٪ تکرار می‌شود. وارون‌سازی بعد از ۱۱ تکرار متوالی همگرا می‌شود. ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی منتج از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی در تکرار یازدهم

۱۹/۵۹ نانو تسلا است. این مقدار کوچکتر از ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌ها است. بنابراین مسئله همگرا شده و نوفه در روند وارون‌سازی تاثیر چندانی ندارد. زمان اجرای برنامه برای ۱۱ تکرار متوالی در بخش‌های اصلی وارون‌سازی برابر با ۰/۴۰۵ ثانیه است.

۶-۴ مقایسه زمان اجرای برنامه رایانه‌ای تهیه شده برای دو روش LM و SVD

زمان اجرای برنامه‌های رایانه‌ای در مورد روش‌های یاد شده با سطوح نوفه متفاوت در جدول (۴-۱) نشان داده شده است. این زمان اجرا همانطور که در فصل قبل نیز به آن اشاره شده است، زمان اجرای روند اصلی الگوریتم وارون‌سازی است و زمان اجرای مراحل فراخوانی داده‌ها، تشکیل ماتریس‌های قدرت تفکیک و رسم نتایج و نمودارهای تکمیلی در این زمان دخالت داده نشده است.

جدول ۴-۱: مقایسه زمان اجرای برنامه‌های رایانه‌ای برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی به روش‌های LM و SVD با سطوح نوفه متفاوت.

زمانها بر حسب ثانیه	نوفه ۱۰٪	نوفه ۲۰٪	نوفه ۴۰٪	نوفه ۶۰٪
روش SVD	۰/۵۴۶	۰/۴۸۳	۰/۴۰۵	۰/۳۲۴
روش LM	۰/۶۸۶	۰/۶۵۵	۰/۴۹۹	۰/۴۰۵

با استناد به جدول بالا روش SVD در هر سطح نوفه دارای زمان اجرای کمتری نسبت به روش دیگر است. روش LM به دلیل آهنگ همگرایی کمتر دارای زمان اجرای بیشتر است.

زمان اجرای برنامه‌های رایانه‌ای در وارون‌سازی از اهمیت بالایی برخوردارند. این مطلب در مورد مسایل بزرگ مقیاس از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است، زیرا با افزایش ابعاد مسئله زمان اجرای برنامه رایانه‌ای به صورت یک الگوی نمایی افزایش می‌یابد. بنابراین الگوریتم‌هایی که قابلیت رسیدن به همگرایی را با تعداد تکرار کمتر و زمان اجرای کمتری دارا باشند، در وارون‌سازی‌های مسایل ژئوفیزیکی از اولویت بالایی برخوردارند.

۷-۴ مقایسه تعداد تکرار های متوالی

در جدول (۲-۴) تعداد تکرارهای متوالی در رسیدن به همگرایی مطلوب برای دو روش ذکر شده، نشان داده شده است. این نتایج در فصل قبل نیز به صورت پراکنده آورده شده است.

جدول ۲-۴: مقایسه تعداد تکرارهای متوالی اجرای برنامه‌های رایانه‌ای برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی به روش -

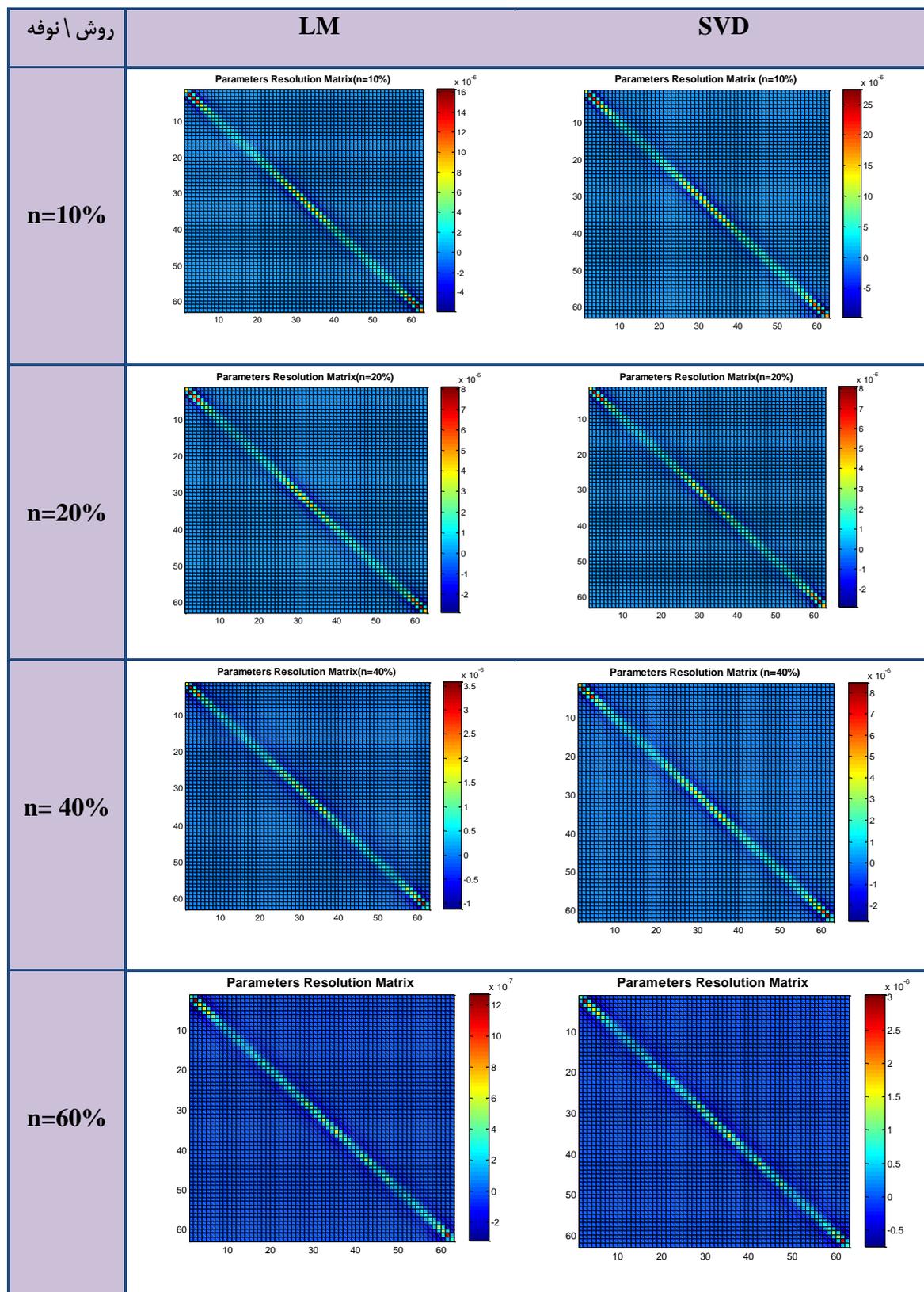
های LM و SVD با سطوح نوفه متفاوت.

نوفه ۱۰٪	نوفه ۲۰٪	نوفه ۴۰٪	نوفه ۶۰٪	
۱۶	۱۴	۱۱	۹	روش SVD
۲۶	۲۶	۱۹	۱۶	روش LM

با مقایسه تعداد تکرارها می‌توان گفت روش LM به دلیل آهنگ همگرایی کندتر نسبت به روش‌های SVD برای رسیدن به همگرایی نیاز به تکرارهای متوالی بیشتر دارد.

۸-۴ مقایسه ماتریس‌های قدرت تفکیک پارامترهای مدل

در مثالهایی که مورد بررسی قرار گرفته شد، مروری کوتاه به ساختار ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل یا R در ارتباط با هر روش و سطوح نوفه متفاوت صورت گرفت. در اینجا با نمایش دیگری کلیه ماتریس‌های قدرت تفکیک برای سطوح نوفه در کنار یکدیگر مطالعه می‌شود. سطرها و ستون‌های ماتریس قدرت تفکیک برای هر سطح نوفه در شکل (۴-۲۳) برای هر سطح نوفه به صورت مجزا رسم شده‌اند.



شکل ۴-۲۳ مقایسه ماتریس های قدرت تفکیک پارامترهای مدل برای وارون سازی داده های مغناطیسی به

روش های LM و SVD در سطح نوفه های متفاوت ۱۰٪، ۲۰٪، ۴۰٪ و ۶۰٪.

همان طور که قبلاً بدان اشاره شد، اگر $R=I$ باشد در این صورت پارامترهای مدل دارای استقلال خطی هستند. اگر R یک ماتریس همانی نباشد در این صورت پارامترهای مدل به صورت میانگین وزنی از پارامترهای واقعی مدل هستند. به عبارت دیگر در این حالت پارامترهای مدل به صورت ترکیبی خطی از پارامترهای مجاور تعیین می شوند.

در شکل (۴-۲۳) ماتریس قدرت تفکیک برای سطوح نوفه ۱۰٪ مربوط به روش SVD دارای ساختار بسیار نزدیک به ساختار ماتریس همانی است. این ساختار نزدیک به ایده ال نشان می دهد پارامترهای مدل در این روش با دقت بالایی به صورت یکتا در روند وارون سازی محاسبه شده اند. همچنین قدرت تفکیک برای تمامی پارامترهای مدل یکسان است.

در قسمت چپ نیز ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل برای روش LM رسم شده است. این ماتریس دارای ساختار قطری ضعیف بوده و در برخی از پارامترهای مدل قدرت تفکیک کمی نشان می دهد. این پارامترها مربوط به پارامترهایی از پی‌سنگ با عمق بیشتر هستند. به عبارت دیگر با افزایش عمق، پارامترهای مدل قدرت تفکیک کاهش می‌یابد. ساختار توزیع دامنه ها نیز از یک ماتریس همانی فاصله زیادی دارد.

با افزایش سطح نوفه ساختار کلی ماتریس ها در هر دو روش تقریباً یکسان باقی می‌ماند، با این تفاوت که در روش LM با افزایش نوفه قدرت تفکیک کاهش محسوسی نسبت به روش SVD با همان سطح نوفه معین، مشاهده می‌شود.

۴-۹ ریشه میانگین مربع خطا بعد از رسیدن به همگرایی

روند کاهش ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در وارون سازی یکی از نکات قابل تامل در وارون سازی های ژئوفیزیکی است. مطالعه این روند کاهش بیانگر آن است که یک روش وارون سازی تا چه حد قادر است بین دو تکرار متوالی ریشه میانگین مربع خطا را کاهش می دهد.

لازم به ذکر است در صورتی که ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده به داده‌های مصنوعی از ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مصنوعی منتج از مدل مصنوعی و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی کمتر باشد، مساله همگرا شده و نوفه در روند وارونه‌سازی تأثیر چندانی ندارد.

روش SVD نسبت به روش LM، بعد از رسیدن به همگرایی وارون‌سازی یک رفتار پایدار در تکرارهای متوالی از خود نشان می‌دهد. در صورتی که در روش LM بعد از رسیدن به همگرایی نوفه کمینه شده و در تکرارهای بیشتر روند واگرایی برای وارون‌سازی شروع می‌شود و این روند در تکرارهای بالاتر نیز ادامه می‌یابد. مطلب ذکر شده یکی دیگر از مزایای روش SVD بر روش کلاسیک LM است.

جدول ۳-۴ ریشه میانگین مربع خطا بعد از رسیدن به همگرایی بدون شرط قطع برنامه رایانه‌ای در سطوح متفاوت نوفه و ریشه میانگین مربع نوفه اضافه شده.

نوفه ۶۰٪	نوفه ۴۰٪	نوفه ۲۰٪	نوفه ۱۰٪	RMS_Error
۳۱/۸۲	۱۹/۷۹	۹/۶۵	۵/۷۹	RMS_Error نوفه
۲۹/۳۶	۱۹/۵۹	۸/۹۲	۵/۱۸	روش SVD
۳۰/۷۱	۱۹/۶۸	۸/۹۵	۵/۲۵	روش LM

فصل پنجم

وارون سازی داده‌های واقعی به کمک برنامه‌های رایانه‌ای تهیه شده

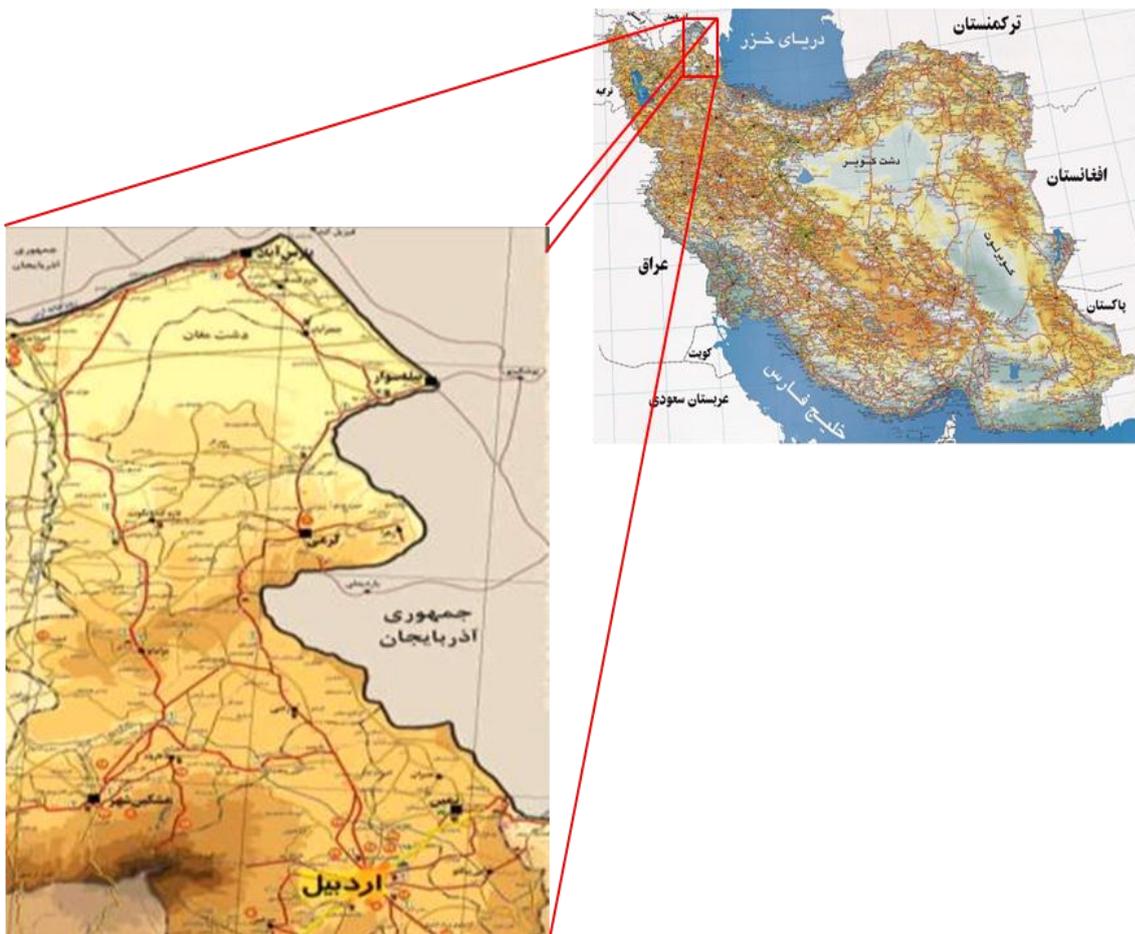
۵-۱ مقدمه

در این فصل داده‌های مغناطیسی چندین پروفیل مربوط به دشت مغان در استان اردبیل به کمک الگوریتم و برنامه‌های تهیه شده روش وارون‌سازی SVD مدل‌سازی شوند تا وضعیت قرارگیری عمق پی‌سنگ و تغییرات آن در طول هر یک از پروفیل‌ها بررسی شود. ضمناً به کمک معیارهای مختلف و همچنین مقاطع لرزه‌ای موجود، پایداری و کارایی روش مورد نظر برای مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی بررسی و مورد ارزیابی قرار خواهند گرفت.

۵-۲ موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه

حوضه رسوبی مغان در شمال غرب ایران و در قسمت غربی دریای خزر قرار گرفته است. این حوضه مشترک بیت ایران و جمهوری آذربایجان است. بخش واقع در ایران با وسعت ۶۰۰۰ کیلومتر مربع در شمال استان اردبیل واقع است و رود مرزی ارس از شمال غربی آن می‌گذرد. منطقه مغان از شمال به رود ارس، از جنوب به رشته کوه صلوات و ادامه کوه‌های تالش، از غرب به دره‌رود و از شرق به دریای خزر محدود است. نیمه شمالی منطقه، دشت و نیمه جنوبی از تپه ماهورهای رشته کوه‌های جنوبی تشکیل شده است. این منطقه در حوزه آبریز دریای خزر واقع شده است. دشت مغان دنباله جلگه‌های ساحلی غرب خزر می‌باشد که ارتفاع متوسط آن در کرانه‌های رود ارس و بالهارود بین ۵۰ تا ۱۰۰ متر است و بتدریج به طرف جنوب با شیب کم به ارتفاع آن اضافه می‌شود. مغان از سه شهر تشکیل یافته است؛ پارس آباد مغان، بيله سوار مغان، گرمی (مغان). پارس آباد یکی از شهرهای استان اردبیل در شمال غربی ایران است. این شهر بزرگ‌ترین شهر منطقه مغان و نیز مرکز شهرستان پارس آباد می‌باشد. بر اساس سرشماری‌های انجام گرفته این شهرستان در سال ۱۳۷۵ جمعیت شهرستان ۱۳۸۸۸۷ نفر بوده که از این تعداد قریب ۴۶ درصد در نقاط شهری و بقیه در روستاهای اطراف زندگی می‌کنند. مرکز شهرستان در ۳۹ درجه و ۳۹ دقیقه عرض شمالی و ۴۷ درجه و ۵۴ دقیقه طول شرقی قرار دارد.

فاصله از مرکز استان اردبیل، ۲۲۰ کیلومتر بوده و دارای ۳ بخش به نام‌های؛ بخش مرکزی، بخش اصلاندوز در غرب و بخش تازه‌کند در جنوب غربی می‌باشد. این شهر در قسمت شمالی جلگه مغان قرار گرفته و با مساحت ۱۵۵۴ کیلومترمربع از سطح دریا بطور متوسط ۴۵ متر ارتفاع دارد. آب و هوای این شهر معتدل بوده و تابستان‌هایش بسیار گرم و زمستان‌ها با آب و هوایی ملایم همراه می‌باشند. در تابستان‌ها گاه درجه حرارت تا چهل درجه سانتی‌گراد می‌رسد و در زمستان‌ها، دما به صفر درجه نیز کاهش می‌یابد. رود ارس که در مرز ایران و جمهوری آذربایجان قرار دارد از طریق سد انحرافی میل مغان سبب آبیاری کشتزارها و ایجاد حوضچه‌هایی برای پرورش ماهی می‌شود (www.mogane.persianblog.ir).



شکل ۵-۱ محل و موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه (www.anobanini.ir)

۳-۵ وضعیت زمین شناسی عمومی منطقه

برای آشنایی بیشتر با زمین شناسی حوضه رسوبی مغان، ستون چینه شناسی دشت مغان در شکل (۲-۵) نشان داده شده است. از دیدگاه زمین شناسی ساختمانی و بر اساس تقسیم بندی‌های انجام شده از استان آذربایجان شرقی دو بخش ساختاری تشکیل گردیده است. بخش غربی و جنوب غربی آن دنباله پلاتفرم پالئوزوئیک ایران مرکزی و البرز غربی است این بخش شامل کوه‌های بزرگوش - سهند و ارتفاعات شمال تبریز (کوه‌های میشو و مرو) و ارتفاعات غرب جلفا است. بخش شمال شرق آذربایجان ظاهراً فاقد رخساره های پلاتفرمی پالئوزوئیک شبیه سایر قسمت‌های ایران بوده و رخساره-های فلیش مزوزوئیک در آن گستردگی زیادی داشته و در بخشی نیز رخساره رسوبات ترشیر از ویژگی خاصی برخوردار است. این بخش حوضه رسوبی دشت مغان و ارتفاعات اطراف اهر را تشکیل می‌دهد. در منطقه دشت مغان به علت رخنمون سنگ‌های ترشیری و جوانتر، از سنگ‌های دوران دوم و قدیمتر اطلاعات چندان زیادی در دست نیست. در اواخر کرتاسه، اوائل پالئوسن چین خوردگی در مقیاس وسیعی در شمال ایران به وقوع پیوسته که به نظر می‌رسد منطقه دشت مغان نیز تحت تاثیر این چین خوردگی واقع شده و سنگ‌های ترشیری به صورت دگر شیب بر روی سنگ‌های قدیمی‌تر قرار گرفته اند. این دگر شیبی در غرب دشت مغان توسط مقاطع لرزه‌نگاری تایید شده است. از دوران پره کامبرین سنگ‌ها و سازندهایی که بیشتر از انواع دگرگونه‌ها و رسوبی هستند در نقاطی مانند کوه‌های میشو و مرو، کوه‌های جنوب مراغه و میان‌دوآب و کوه‌های شمال صوفیان و مرند و غیره رخنمون دارند (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱).

Summary Of Moghan Stratigraphic Units

Age	Formation or lithostratigraphic unit	Lithology	Member	Sub-member	Symbol	Marker bed	
Tertiary	Akchagyl (Apsheron is not acceptable for P3 by IFP)		Red and white pink covering marl zone		P3		
			Pink marl zone and black conglomerate		P2		
			Colored zone		P1		
	Middel Sarmatian	Sarmatian Strata		Sa3	Coloured clay and conglomerate	Sa3	
				Sa2	Borran marl	Sa2d	
					upper sandstone member	Sa2c	
					middel clay	Sa2b	
					Dominantly sandstone	Sa2a	
	Lower Sarmatian		Colored clay		Sa1		
	Tortonian	Tortonian Strata		Red series	lumachella sandstone, sand, red clay and marl		
				Brown series-gray series	upper part of brown series marl with dolomitic limestone	To3-4	
					lower part of brown series clay and marl with fossiliferous sandstone layer	To2	
		Brown series Clay with streaks of sand and sandstone and gravel	To1				
upper Helvetian-Tortonian	Zelvar or Majkop Series	silty clay, sand, siltstone, lignite, tuff, gypsum, tuffaceous sandstone, sandy limestone	Z3	dominantly silty clay	Z3b		
Oligocene-Lower Miocene-Middel Miocene? Age is not determined				conglomeratic key bed	Z3ak	Conglomeratic Key bed "Z3ak"	
				silty clay and tuffaceous sandstone	Z3a		
				3 major massive tuffaceous sandstone layer Z 2	Z 2	"D" sandstone layer	
					Z2	silty clay	Z1b
				Z1a			
Lower Oligocene	Upper Ojagh Gheshtlugh	clay, sandstone and limestone. Majkop facies in the middel of formation			O1		
Upper part of upper Eocene	Lower Ojagh Gheshtlugh	sand and marl	dominantly marl		E4	white tuff "C" layer	
Upper Eocene	Peshlasar Basalt	andesite-labrador-augite-basalt	dominantly sandy		BE3	B layer top of basalt	
lower part of upper Eocene	Salm aghagi	clay and marly clay, minor limestone and tuffaceous sandstone			E3		
Middel Eocene-upper Eocene?	Shekarloo	clay, marly clay, tuffaceous sandstone, tuff, limestone			E2	"A" layer tuffaceous sandstone	
lower Eocene?-Middel Eocene	Gharah Agash	shale, tuff, tuffaceous sandstone, lava	shale, sandstone, lava		E1		
			siliciferous shale (ELS)				
Danian-Paleocene or lower Eocene	Ghara sou	Marl, marly limestone, breccia, lava			E0		
Pre Tertiary	cretaceous	Cretaceous Strata	conglomerate, tuff, dolerite, limestone				
	PreCretaceous	Metamorphic Rocks	gneiss, schist				

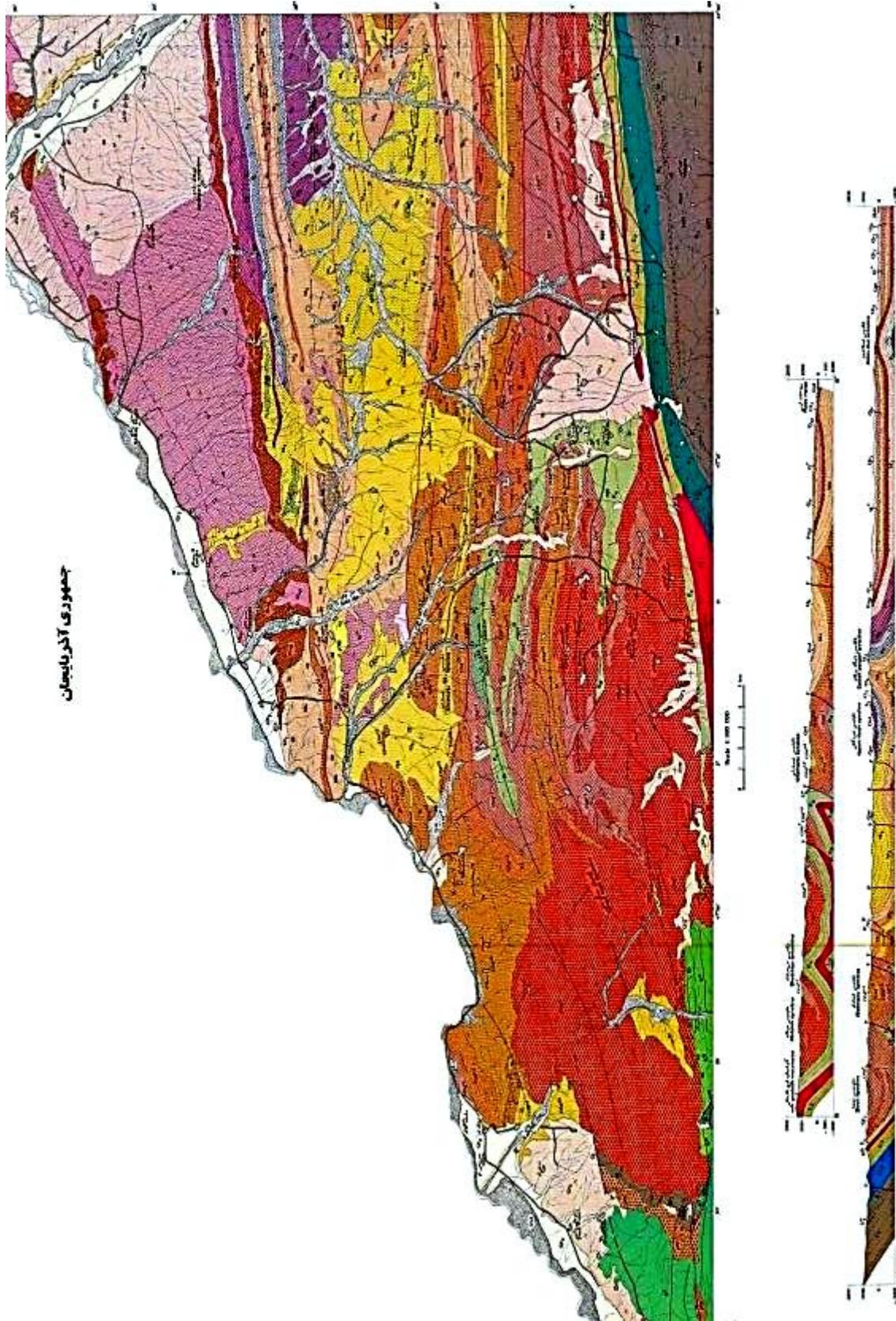
شکل ۵-۲ ستون چینه شناسی دشت مغان (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱)

سنگها و سازندهای دوران پالئوزوئیک بیشتر از انواع سنگهای رسوبی و آذرین از نوع درونی هستند که تقریباً در تمامی کوههای این استان بویژه کوههای مروداغی و میشو داغی، صوفیان و بخش‌هایی از شمال مرند و غیره دیده می‌شوند.

در دوران سنوزوئیک سنگهای آذرین (درونی و بیرونی) بویژه بیرونی و آذر آواری مانند انواع توفها و برش‌های ولکانیکی پهنه‌های وسیعی از این استان را زیر پوشش قرار داده‌اند. مجموعه ولکانیکی سهند و سبلان و قافلانکوه (سنگهای آذرین بیرونی) و همچنین بسیاری از توده‌های نفوذی مانند توده‌های گرانیتی، گوانودیوریتی واقع در شمال این استان (مانند گرانیت اردوباد) از جمله سنگهای این دوران هستند.

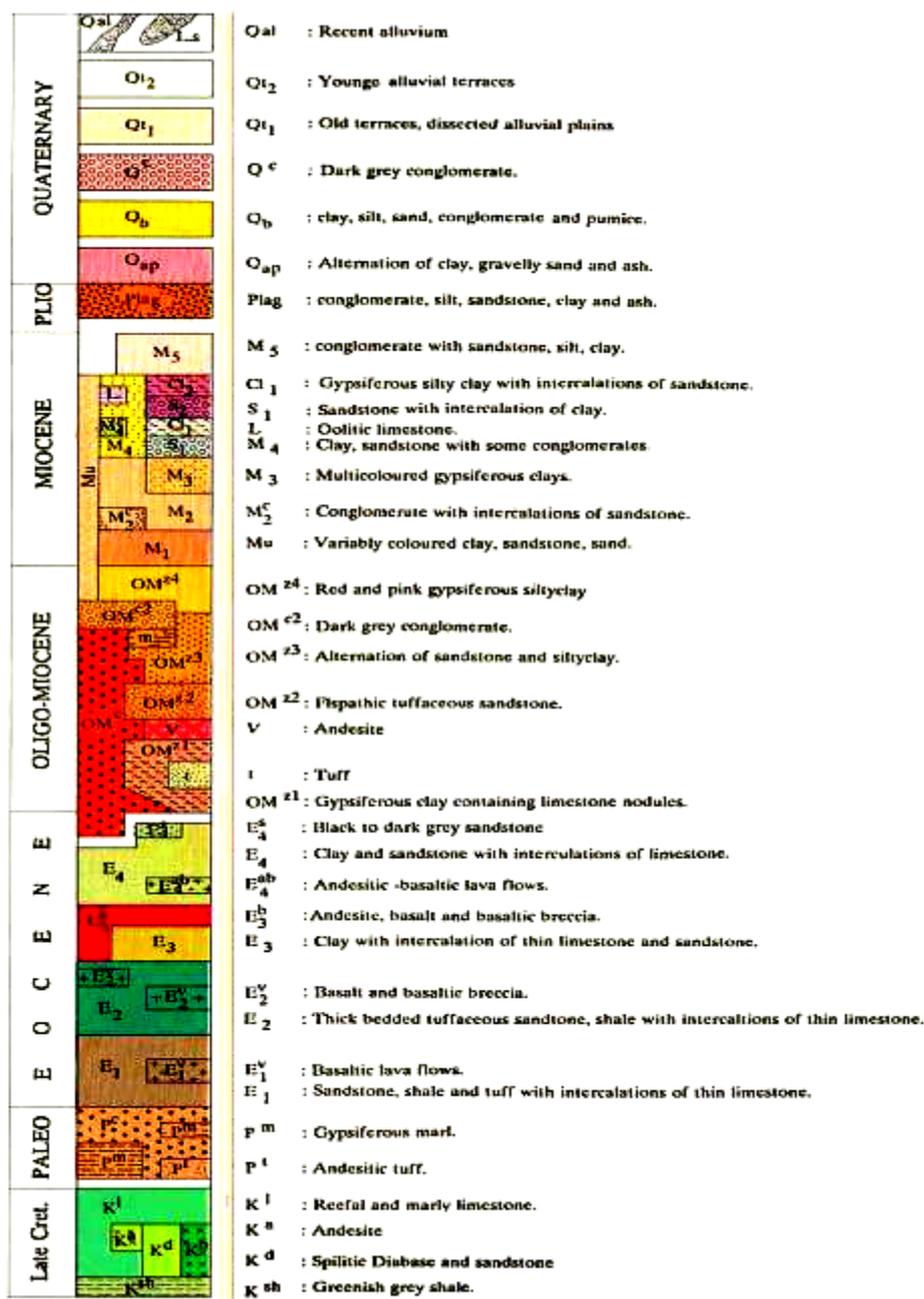
نقشه زمین‌شناسی منطقه مغان در شکل (۳-۵) نمایش داده شده است. برای روشن شدن جزئیات، راهنمای نقشه بالا، راهنمای نقشه در شکل (۴-۵) به صورت مجزا نشان داده شده است. کهن‌ترین نهشته‌های منطقه مربوط به کرتاسه پسین می‌باشد، که از شیل، سنگ‌های آتشفشانی و آهک تشکیل شده است. ردیفی از توف، مارنهای ژپس‌دار و کنگلومرا به صورت دگر شیبی بر روی سنگ‌های کرتاسه قرار گرفته‌اند که به پالئوسن نسبت داده می‌شوند. نهشته‌های ائوسن از مجموعه سنگ‌های رسوبی تخریبی، آذرآواری و گدازه با ترکیب بازیک متوسط تشکیل شده‌اند. این نهشته‌ها به صورت دگرشیبی بر روی سنگ‌های پالئوسن قرار گرفته‌اند و بیشتر در بخش جنوبی منطقه گسترش یافته‌اند. از ویژگی‌های این رسوبات وجود آثار گیاهی فراوان است که در اغلب رسوبات ائوسن دیده می‌شود.

واحدهای الیگوسن - میوسن به حوضه پاراتتیس نسبت داده می‌شوند و با دگر شیبی خفیف بر روی سایر رسوبات قرار گرفته‌اند. نهشته‌های زمان پلیوسن که آنها را معادل با سازند آقچه‌گیل در کشور آذربایجان می‌دانند با دگر شیبی مشخص روی سنگ‌های پلیوسن پسین نشست‌اند. که در نهایت توسط رسوبات کواترنر پوشیده شده‌اند (شرکت ملی نفت ایران ، ۱۳۸۱).



شکل ۳-۵ نقشه زمین شناسی دشت مغان (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۷۹)

از نقطه نظر ریخت شناسی دو منظر کاملاً متمایز در منطقه دیده می‌شود؛ ارتفاعات غربی و جنوبی به علت مقاومت در برابر فرسایش مرتفع و ناهموار باقی مانده‌اند، این سنگ‌ها اغلب از سنگ‌های ولکانیکی، آذرآواری ائوسن و آهک‌های کرتاسه تشکیل شده است. این بخش در مقایسه با مساحت کل منطقه بخش بزرگی را نمی‌پوشاند. برجستگی‌های بخش شمالی و مرکزی که بیشتر از مارن و رسوبات ریز دانه تشکیل شده و کم ارتفاع بوده و به صورت مرتع یا زمین کشاورزی در منطقه دیده می‌شود.



شکل ۴-۵ راهنمای نقشه زمین شناسی دشت مغان (سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۷۹)

۴-۵ سابقه مطالعات ژئوفیزیکی انجام شده در منطقه

حوضه رسوبی مغان به علی نزدیکی به مناطق نفت خیز باکو و ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی مورد توجه در اکتشافات هیدروکربور واقع شده است. عملیات اکتشافات ژئوفیزیکی در این حوضه رسوبی از سال ۱۳۴۰ شروع شده و نتیجه آنها کشف میدان‌های نفتی ارتاداغ و قیر دره بوده است.

در ناحیه دشت مغان اولین بار شرکت United Geophysical.Co.SA در سال ۱۹۶۱ عملیات برداشت گراویمتری انجام داده است که وسعت منطقه برداشت حدود ۱۹۰۰ کیلومتر مربع است. در طی سالهای ۱۹۶۵-۱۹۶۶ شرکت فرانسوی CGG عملیات لرزه نگاری در نواحی دشت مغان و ارتاداغ انجام داد. وسعت عملیات در حدود ۱۳۰۰ کیلومتر مربع است. طی سالهای ۱۹۷۲-۱۹۷۳ شرکت ملی نفت ایران در منطقه گرمی عملیات لرزه نگاری انجام داد. وسعت ناحیه در حدود ۵۵۰ کیلومتر مربع بوده است. در سال ۱۳۷۵ گروه لرزه نگاری یکم شرکت ملی نفت ایران طی هفت ماه در دشت مغان در امتداد چند خط برداشت‌های لرزه نگاری انعکاسی و انکساری انجام داد.

در نیمه دوم سال ۱۳۷۵ به علت شرایط آب و هوایی نامساعد منطقه، برداشت موقتاً متوقف گردید و در سال ۱۳۷۶ مجدداً برداشت لرزه نگاری در دشت مغان آغاز گردید. وسعت برداشت در حدود ۱۶۵۰ کیلومتر مربع است.

پردازش خطوط لرزه نگاری در آوریل سال ۲۰۰۲ توسط شرکت Ensign انجام شد. در اوائل سال ۱۳۸۱ شرکت خدمات اکتشاف کار برداشت اطلاعات گرانی سنجی و مغناطیس سنجی را در محدوده ۳۰'، ۴۶° تا ۳۰'، ۴۸° شرقی و ۳۹° تا ۴۰° شمالی طی سفارش شرکت پدک به پایان رسانید و وسعت برداشت تقریباً ۵۸۰۰ کیلومتر مربع است. حدود ۸۰۰۰ نقطه در شبکه منظم ۱×۵/۰ کیلومتر و ۲۰۰۰ نقطه در شبکه ۱×۲ کیلومتر برداشت شده است (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱).

۵-۵ مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه

به منظور مدل‌سازی داده‌های میدان کل مغناطیسی از داده‌های سه پروفیل استفاده شده است. داده‌های میدان کل مغناطیسی ناحیه مغان که توسط IGRF و حذف روند سطحی تصحیح شده‌اند در شکل (۵-۵) نشان داده شده است.

با توجه به نقشه میدان کل مغناطیسی، منطقه مغان به سه قسمت تقسیم می‌شود؛

- قسمت جنوبی نقشه که عمده آنومالی‌های مغناطیسی آن مربوط به سنگ‌های بازالتی ائوسن است. در نقشه بالا می‌توان به آنومالی‌های ناشی از این مجموعه سنگ‌ها در جنوب غربی که تا مناطق جنوبی گسترش می‌یابد، اشاره کرد.

- قسمت شمال و شرق با آنومالی‌های مغناطیسی با شدت بالا

- قسمت مرکزی با آنومالی‌های مغناطیسی محلی با شدت متوسط

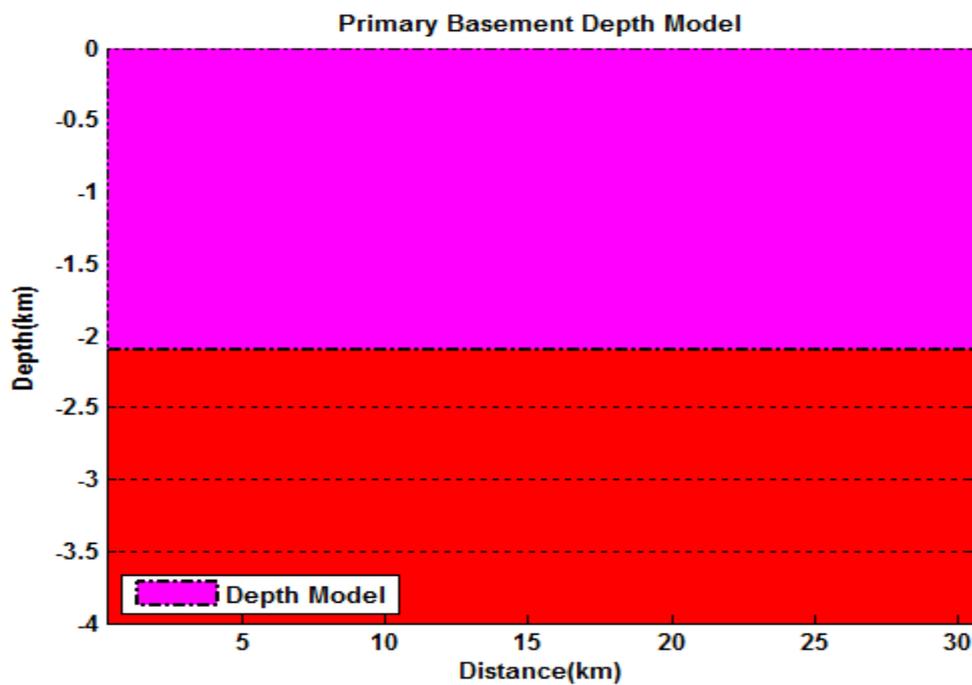
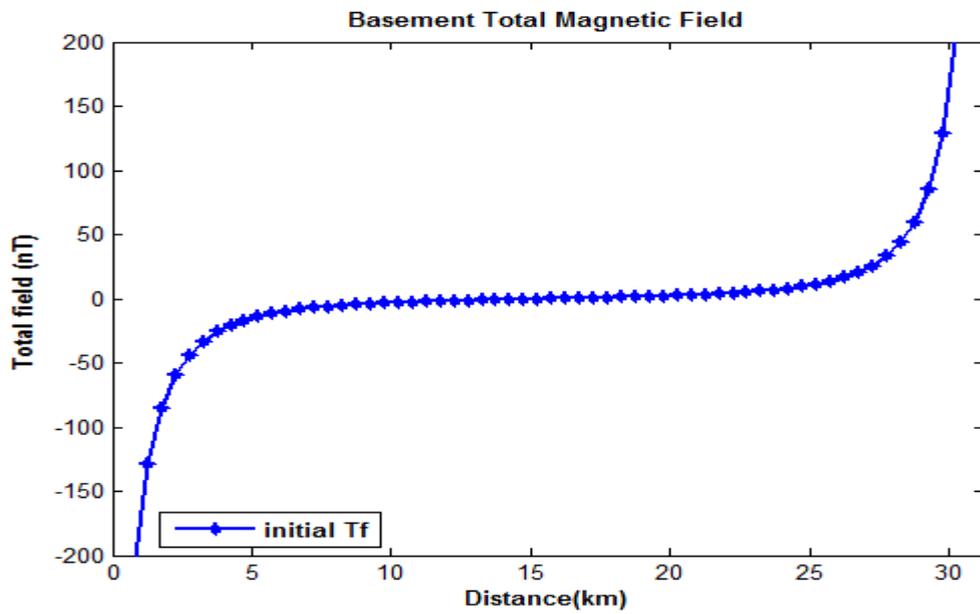
آنومالی‌های مغناطیسی موجود در قسمت شمالی و شرق منطقه حاکی از پی‌سنگ آذرین است. روند این آنومالی‌ها شمال غرب- جنوب شرق می‌باشد. رسوبات (ناحیه وسیع مغناطیس پائین) در بخش مرکزی و میانی منطقه قرار می‌گیرد.

پروفیل‌های مزبور برای مدل‌سازی داده‌های مغناطیسی به گونه‌ای انتخاب شده است که با پروفیل‌های لرزه‌ای موجود در ناحیه از نظر موقعیت جغرافیایی نزدیک باشد تا امکان مقایسه نتایج مدل‌سازی با داده‌های لرزه‌ای وجود داشته باشد.

بخشی از پروفیل A (با روند شمال غرب-جنوب شرق) به طول ۲۰ کیلومتر دارای ۴۰ نقطه برداشت داده، بخشی از پروفیل B (تقریباً موازی پروفیل A) به طول ۱۶ کیلومتر دارای ۳۲ نقطه برداشت داده و بخشی از پروفیل C تقریباً عمود بر این دو پروفیل و به طول ۱۷ کیلومتر دارای ۳۴ نقطه برداشت با فاصله ۰/۵ کیلومتر برای وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی و مقایسه با پروفیل‌های لرزه‌ای انتخاب شده است.

با توجه به اینکه عمق هدف مورد مطالعه با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی موجود و تفسیر پروفیل‌های لرزه‌ای بین ۱ تا ۳ کیلومتر است، به همین منظور جهت وارون‌سازی داده‌های مغناطیسی از یک مدل اولیه با عمق یکسان ۲/۱ کیلومتر استفاده شده است. همانطور که در بخش قبل نیز بدان اشاره شد، در صورتی که عمق مدل اولیه در حدود متوسط عمق هدف مورد مطالعه باشد، تعداد تکرارهای مورد نیاز برای همگرایی کمتر خواهد بود. داده‌های ناشی از مدل اولیه در شکل (۵-۶) نشان داده شده است.

خودپذیری مدل اولیه نیز بر مبنای اختلاف میان خودپذیری رسوبات منطقه و برجستگی‌های بازالتی با استفاده از اطلاعات موجود زمین‌شناسی برابر با $\Delta\chi = 0/0009 \text{ SI}$ در نظر گرفته شده است. هدف در اینجا مدل‌سازی مرز میان رسوبات و این بالآمدگی‌های بازالتی است. با استفاده از نقشه‌های جهانی IGRF زاویه میل مغناطیسی برابر با ۵۱ درجه و زاویه امتداد پروفیل‌ها با شمال مغناطیسی برای پروفیل A برابر با ۱۰۵ درجه، برای پروفیل B برابر ۱۱۵ درجه و برای پروفیل C برابر ۳۰ درجه نسبت به شمال مغناطیسی بدست آمد. این اطلاعات در پارامترسازی مدل به منظور وارون‌سازی لحاظ شده است.

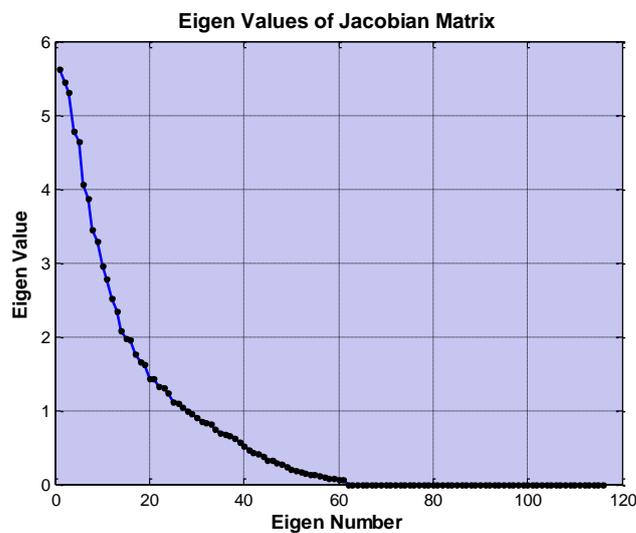


شکل ۵-۶ قسمت بالا: داده های میدان کل مغناطیسی ناشی از مدل و قسمت پایین: مدل اولیه ناپیوستگی با عمق یکسان، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است.

مدل اولیه برای هر سه پروفیل از ساختار یکسانی (آورده شده در شکل ۵-۶) تشکیل شده اند تا امکان مقایسه بهتر نتایج مدل سازی میسر باشد.

۵-۱-۵ وارون سازی داده های مغناطیسی در امتداد پروفیل A

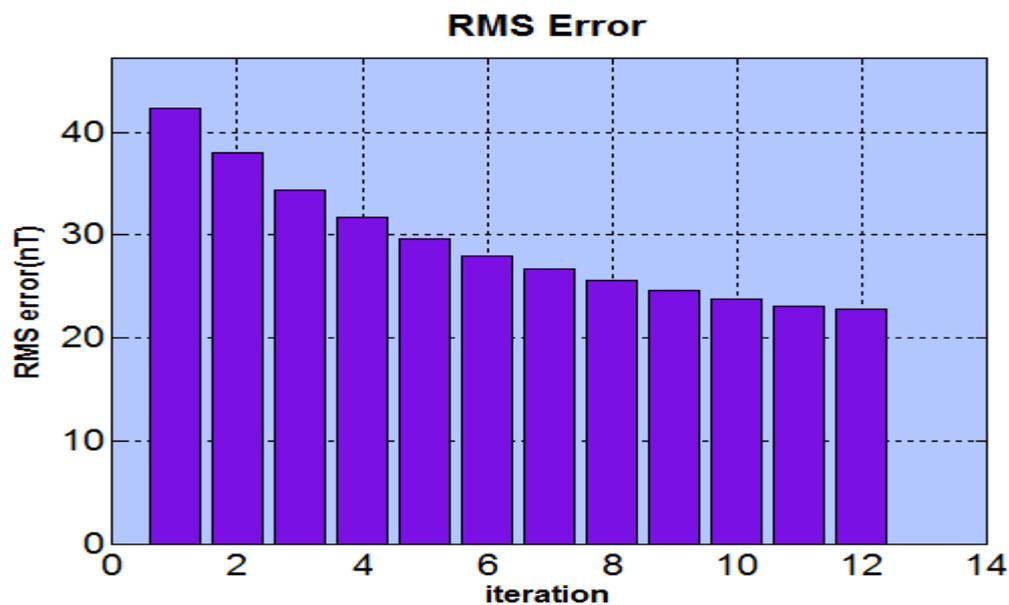
با محاسبه ماتریس ژاکوبین و اعمال آنالیز SVD، بردارهای ویژه و مقادیر ویژه این ماتریس برای پروفیل A محاسبه و در شکل (۵-۷) نمایش داده شده است.



شکل ۵-۷ مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه برای پروفیل A

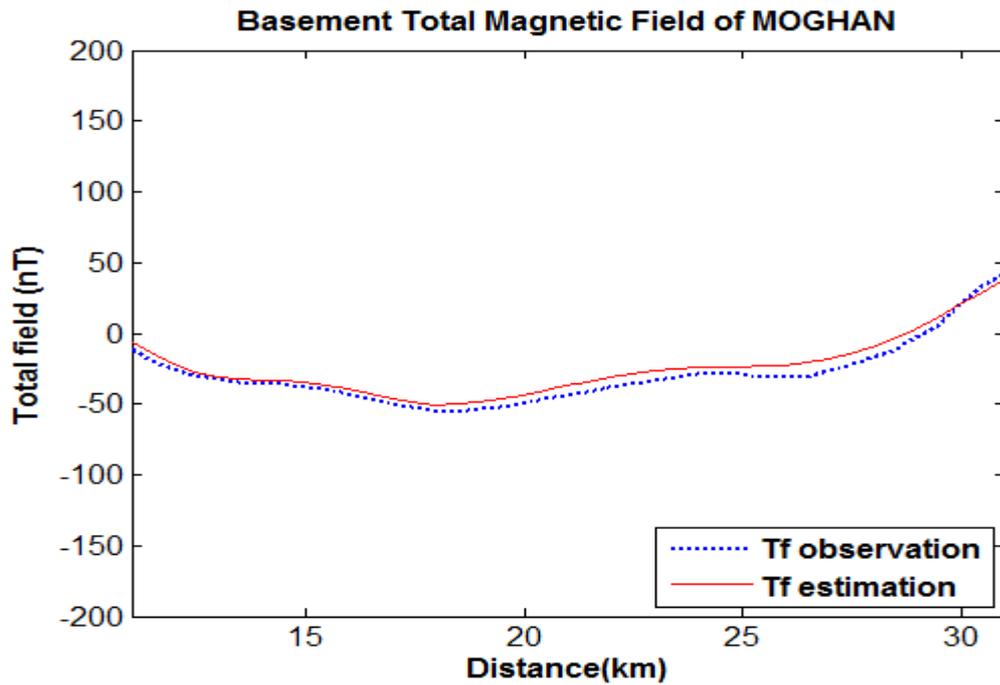
از حدود بردار ویژه شماره ۶۰ به بعد دامنه مقادیر ویژه به شدت افت کرده و به صفر میل می کند. افزایش رفتار نوسانی بردارهای ویژه در حدود شماره ۶۰ به بالا محسوس است. یادآوری این نکته ضروری به نظر می رسد که با مشارکت تعداد بیشتری از بردارهای ویژه وارون سازی قابل انجام است، اما این امر باعث پخش بیشتر نوفه موجود در داده ها روی تخمین پارامترهای مدل خواهد شد. مطلوب آن است که با کمترین تعداد بردارهای ویژه به وارون سازی مسئله پرداخته شود که در اینجا از مقدارهای ویژه از شماره ۶۰ به بالاتر صرف نظر شده است.

وارون سازی بعد از ۱۲ تکرار متوالی همگرا می‌شود. زمان اجرای برنامه برای ۱۲ تکرار متوالی در بخش‌های اصلی وارون سازی SVD برابر با ۰/۳۱ ثانیه است. میزان کاهش ریشه میانگین مربع خطا مربوط به مدل سازی در شکل (۸-۵) نشان داده شده است.

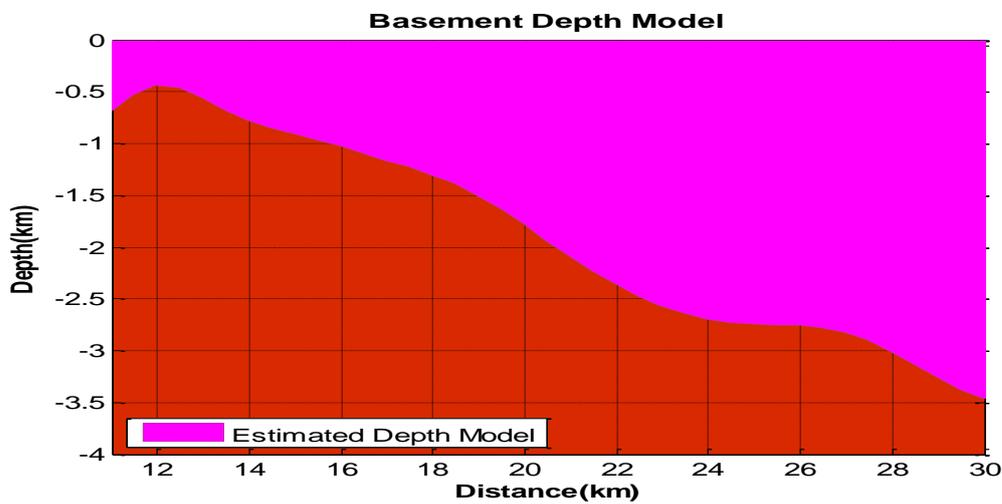


شکل ۸-۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در وارون سازی بعد از ۱۲ تکرار متوالی

داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون سازی به همراه مدل‌های عمقی مربوط به سنگ بستر و مدل عمقی اولیه در شکل (۹-۵) و (۱۰-۵) نمایش داده شده است.

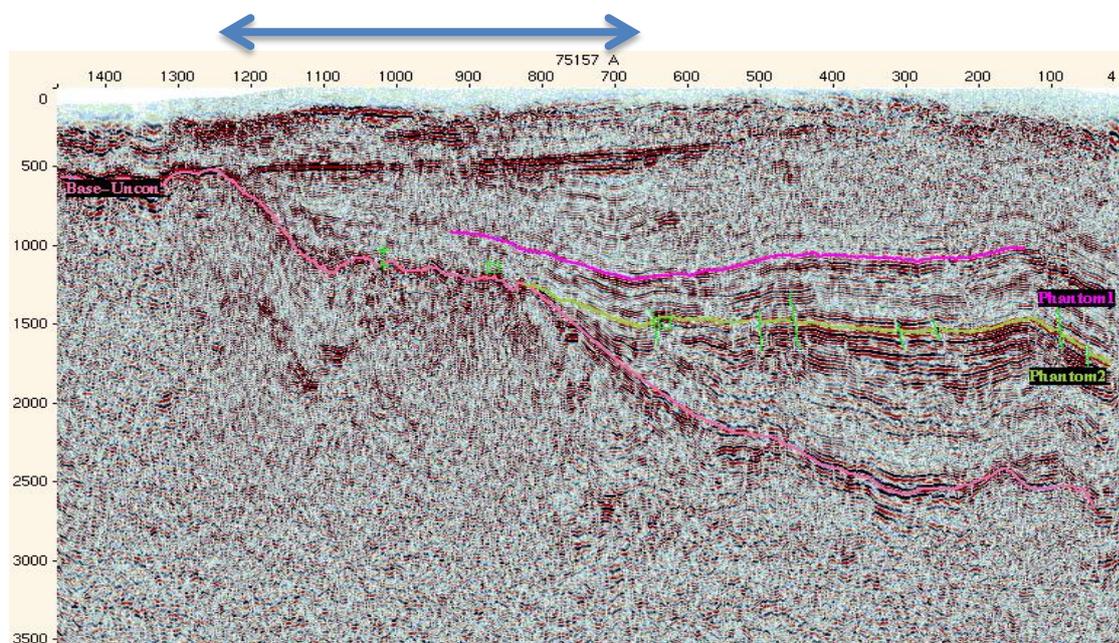


شکل ۵-۹ داده‌های مشاهده‌ای میدان کل مغناطیسی با رنگ آبی (منحنی خط چین) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر).



شکل ۵-۱۰ مدل اولیه عمقی به منظور وارون سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون سازی با رنگ مشکی (منحنی خط چین) در امتداد پروفیل A، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ تیره در زیر مشخص شده است.

با استفاده از نتایج تفسیر و پردازش لرزه‌ای، افق ناپیوستگی پی سنگ^۱ آذرین تقریباً در تمام منطقه مورد مطالعه قابل مشاهده است. با استفاده از نتایج تفسیر و پردازش لرزه‌ای عمق بالا آمدگی ناپیوستگی بازالتی در قسمت غربی پروفیل حدود ۸۵۰ m و در عمیق ترین افق ۳۷۵۰ m تعیین شده است. با توجه به شکل های (۵-۱۰) و (۵-۱۱) می‌توان دید نتایج مدل‌سازی داده‌های میدان مغناطیسی کل همخوانی قابل قبولی با نتایج بدست آمده ناشی از تفسیر نتایج لرزه‌نگاری در ناحیه مزبور دارد. محور عمودی پروفیل لرزه زمان رفت و برگشت برحسب میلی ثانیه و محور افقی شماره CMP (نقطه عمقی مشترک^۲) هاست که مقیاس طولی است. امتداد پروفیل مغناطیسی که مدل آن وارون گردید، به طور تقریبی با علامت پیکان بر روی مقطع لرزه‌نگاری مشخص گردیده است (شکل ۵-۱۱). بدلیل اینکه در پی‌سنگ تغییرات شدید سرعتی نداریم بنابراین هنگامی که زمان رفت و برگشت تبدیل به عمق شوند تأثیر شدیدی روی روند ندارد و در نتیجه پروفیل لرزه‌ای همان روندی را نشان می‌دهد که از داده‌های مغناطیسی بدست آمده است.

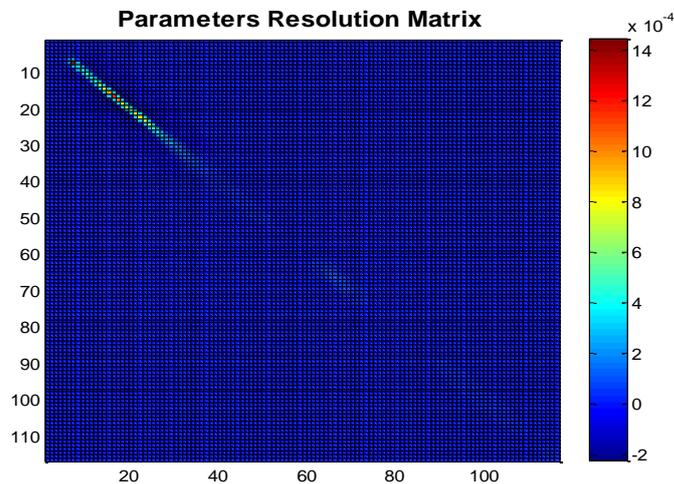


شکل ۵-۱۱ نیمرخ لرزه‌نگاری مربوط به پروفیل A (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱)

^۱ Base-Unconformity

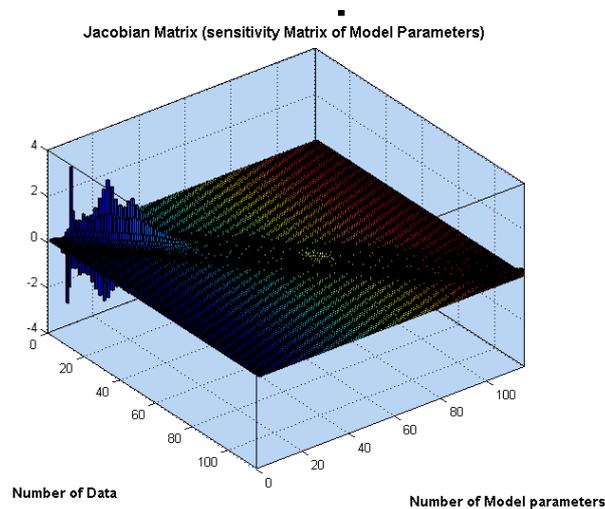
^۲ common mid point

ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل در شکل (۵-۱۲) نمایش داده شده است. این ماتریس با دقت بالا، قطری است. و نشان می‌دهد پارامترهای مدل به خوبی از هم تفکیک شده اند.



شکل ۵-۱۲ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش وارون‌سازی SVD

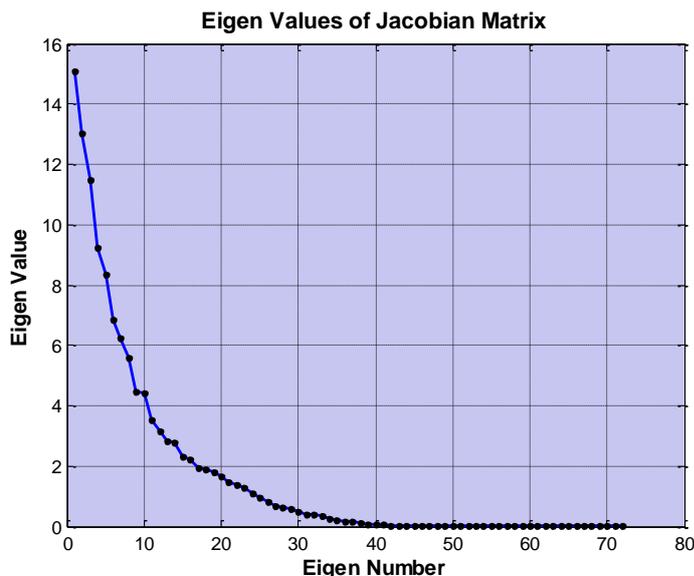
ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل در شکل (۵-۱۳) نمایش داده شده است. مشاهده می‌شود که داده‌های میدان کل مغناطیسی در این مدل در گوشه‌های مدل دارای حساسیت بیشتری هستند. یعنی با تغییرات کم در پارامترهای لبه‌ای مدل داده‌ها دچار تغییرات فاحش می‌شوند.



شکل ۵-۱۳ ماتریس ژاکوبین یا ماتریس حساسیت داده‌های میدان کل مغناطیسی نسبت به پارامترهای مدل

۵-۲-۵ واریون سازی داده های مغناطیسی در امتداد پروفیل B

مدل اولیه این پروفیل نیز همانند پروفیل A است. با محاسبه ماتریس ژاکوبین و اعمال آنالیز SVD، بردارهای ویژه و مقادیر ویژه این ماتریس برای پروفیل B محاسبه و در شکل (۵-۱۴) نمایش داده شده است.



شکل ۵-۱۴ مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه برای پروفیل B

از حدود ویژه بردار شماره ۴۰ به بعد دامنه مقادیر ویژه به شدت افت کرده و به صفر میل می کند.

افزایش رفتار نوسانی بردارهای ویژه در حدود شماره ۴۰ به بالا محسوس است.

مطلوب آن است که با کمترین تعداد ویژه بردارها به واریون سازی مسئله پرداخته شود که در اینجا

مقدارهای ویژه از شماره ۴۰ به بالاتر صرف نظر شده است.

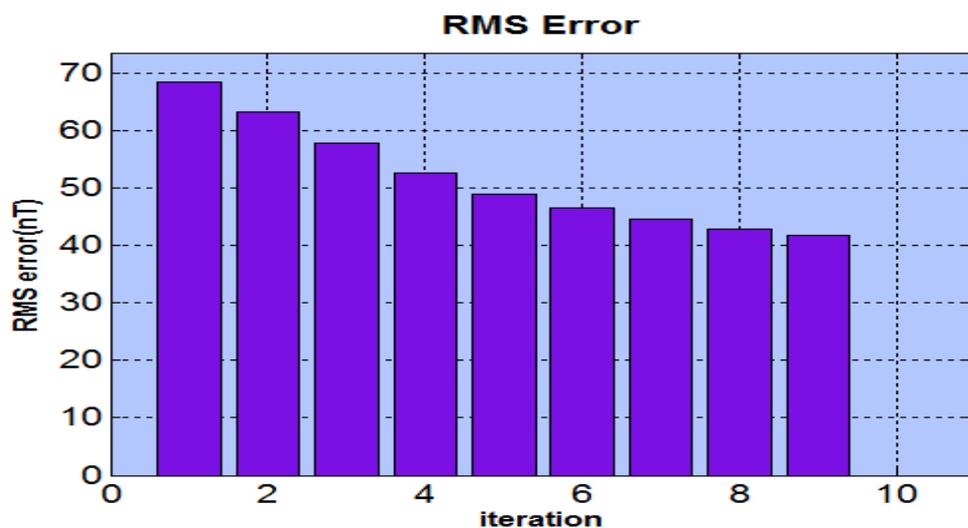
واریون سازی بعد از ۹ تکرار متوالی همگرا می شود. ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده های

مشاهده ای و داده های تخمین زده شده در واریون سازی در تکرار نهم ۴۱/۷۱ نانو تسلا است. این خطا

مطابق شکل (۵-۱۵) از ۶۸/۵۸ نانو تسلا در تکرار اول به ۶۳/۱۹ نانو تسلا در تکرار دوم و در نهایت به

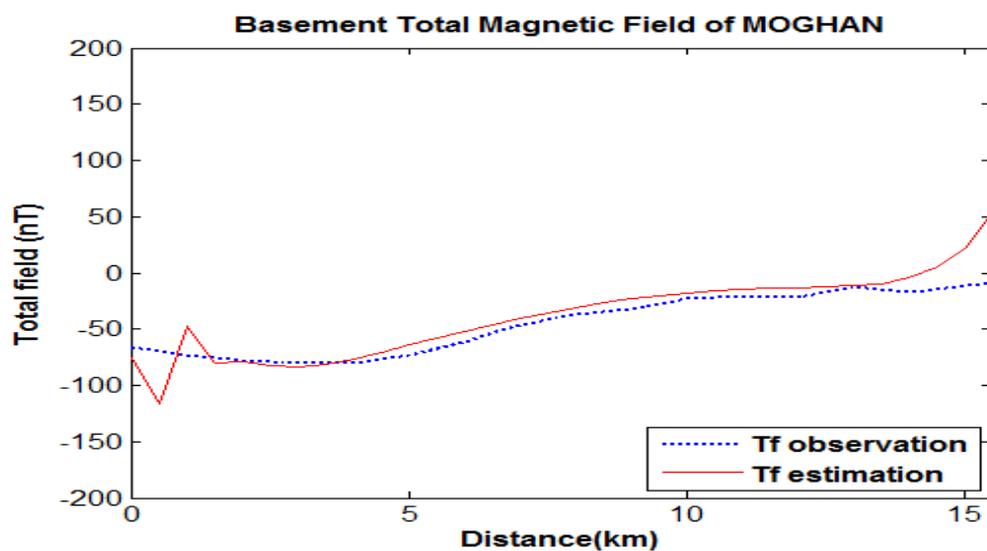
۴۱/۷۱ در تکرار نهم کاهش می یابد. زمان اجرای برنامه برای ۹ تکرار متوالی در بخش های اصلی واریون

سازی برابر با ۰/۴۵۲ ثانیه است.

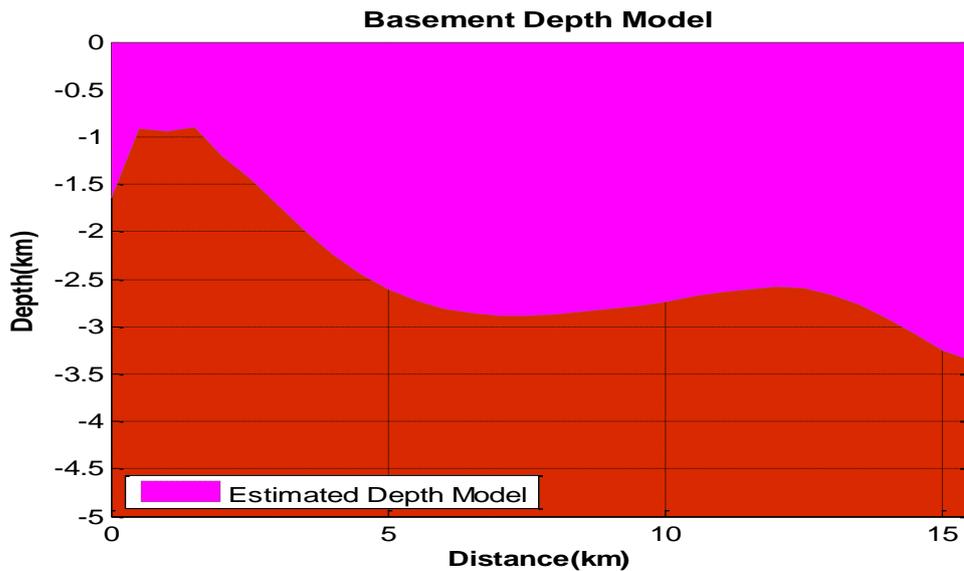


شکل ۵-۱۵ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی بعد از ۹ تکرار متوالی

داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون‌سازی به همراه مدل‌های عمقی مربوط به پی‌سنگ و مدل عمقی اولیه در شکل (۵-۱۶) و (۵-۱۷) نمایش داده شده است.



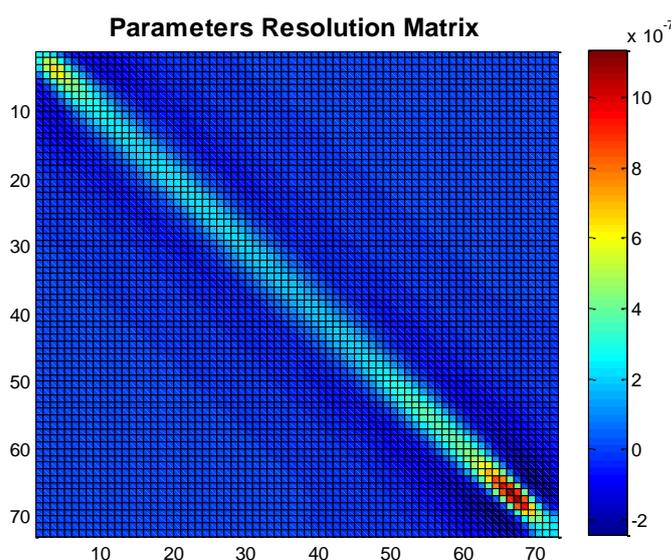
شکل ۵-۱۶ داده‌های مشاهده‌ای میدان کل مغناطیسی با رنگ آبی (منحنی خط چین) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) در امتداد پروفیل B.



شکل ۵-۱۷ مدل اولیه عمقی به منظور وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی خط چین) و مدل تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی در امتداد پروفیل B با رنگ مشکی (منحنی خط چین)، رسوبات با رنگ کم در بالا و سنگ کف با رنگ تیره در زیر مشخص شده است.

در مورد داده‌های لرزه‌ای پروفیل، تفسیر جامعی از لایه بندی مقطع برمبنای داده‌های شرکت ملی نفت ایران بدست نیامده است.

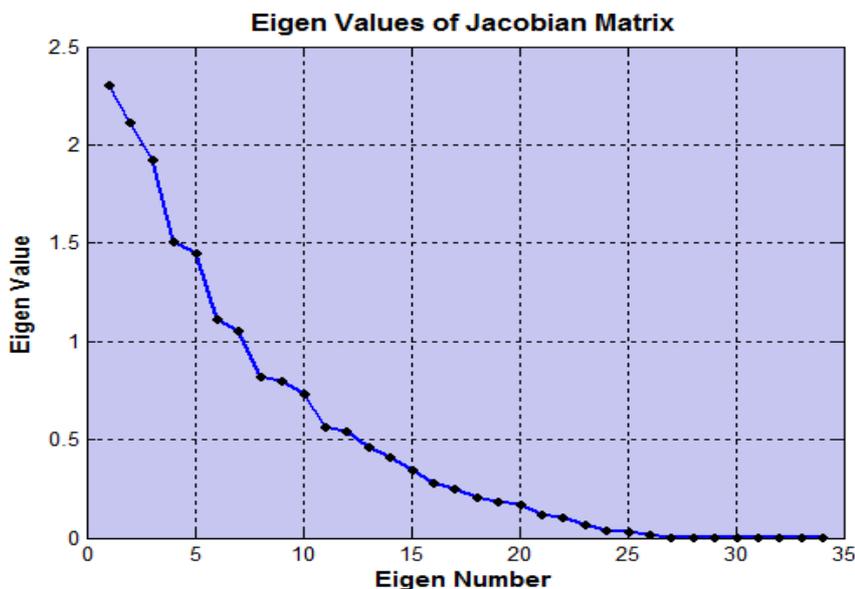
ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل در شکل (۵-۱۸) نمایش داده شده است. این ماتریس با دقت بالا قطری است و نشان می‌دهد پارامترهای مدل هم از تفکیک نسبتاً خوبی برخوردار است.



شکل ۵-۱۸ ماتریس قدرت تفکیک پارامترهای مدل با استفاده از روش وارون‌سازی SVD

۳-۵-۵ وارون سازی داده های مغناطیسی در امتداد پروفیل C

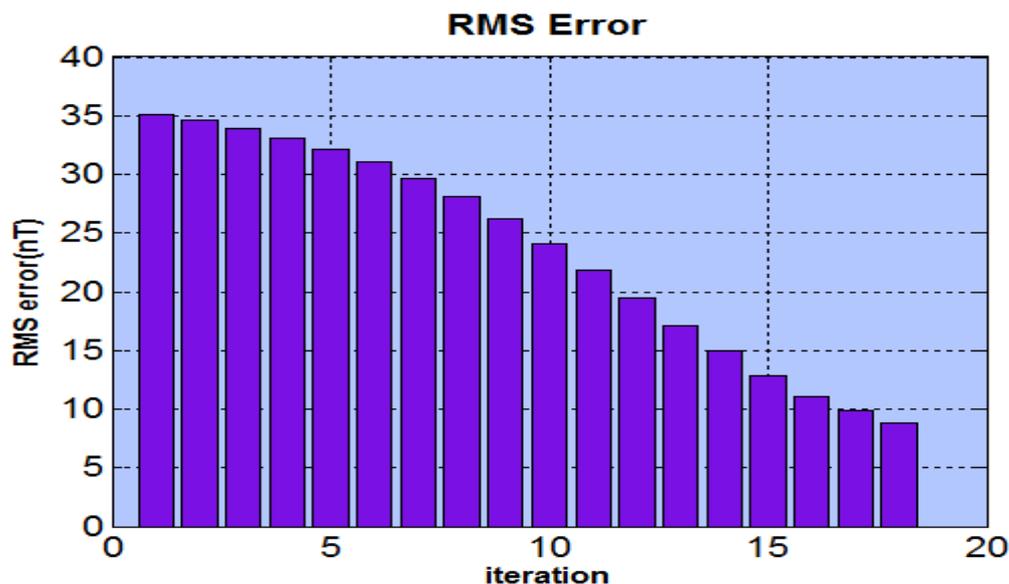
برای این پروفیل هم با محاسبه ماتریس ژاکوبین و اعمال آنالیز SVD، بردارهای ویژه و مقادیر ویژه این ماتریس برای پروفیل C محاسبه و در شکل (۱۹-۵) نمایش داده شده است.



شکل ۱۹-۵ مقادیر ویژه ماتریس ژاکوبین بر حسب شماره مقدار ویژه

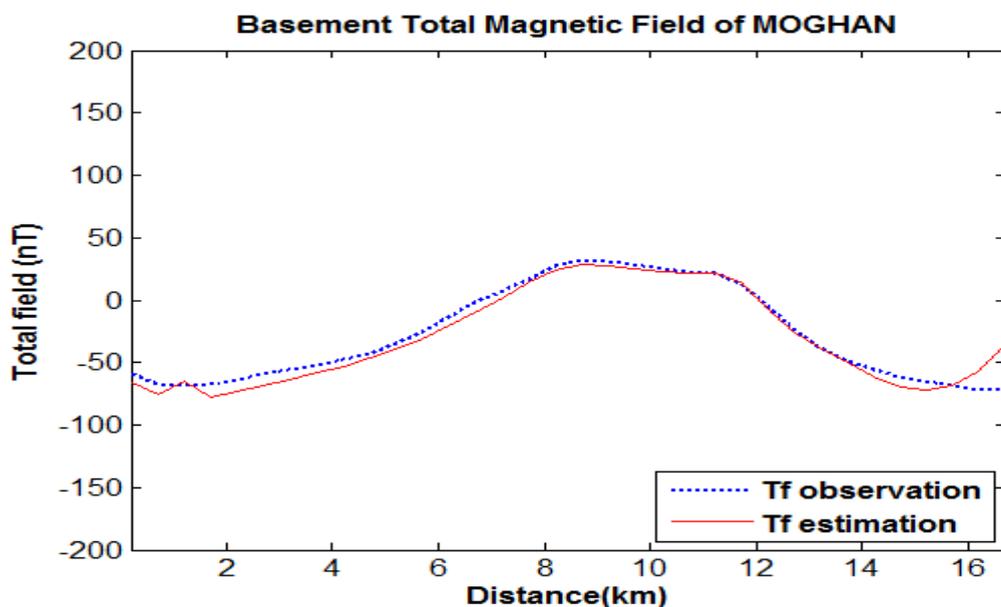
از حدود ویژه بردار شماره ۲۶ به بعد دامنه مقادیر ویژه به شدت افت کرده و به صفر میل می کند. افزایش رفتار نوسانی بردارهای ویژه در حدود شماره ۲۶ به بالا محسوس است که با این تعداد بردار ویژه به وارون سازی مسئله پرداخته شد.

وارون سازی بعد از ۱۸ تکرار متوالی (مطابق شکل ۵-۲۰) همگرا می شود. ریشه میانگین مربع خطا برای وارون سازی در تکرار هجدهم $۸/۵۳$ نانو تسلا است. این خطا از $۳۵/۱۴$ نانو تسلا در تکرار اول به $۳۳/۹۴$ نانو تسلا در تکرار دوم و در نهایت به $۸/۵۳$ در تکرار هجدهم کاهش می یابد. زمان اجرای برنامه برای ۱۸ تکرار متوالی در بخش های اصلی وارون سازی برابر با $۰/۳۵۸$ ثانیه است.

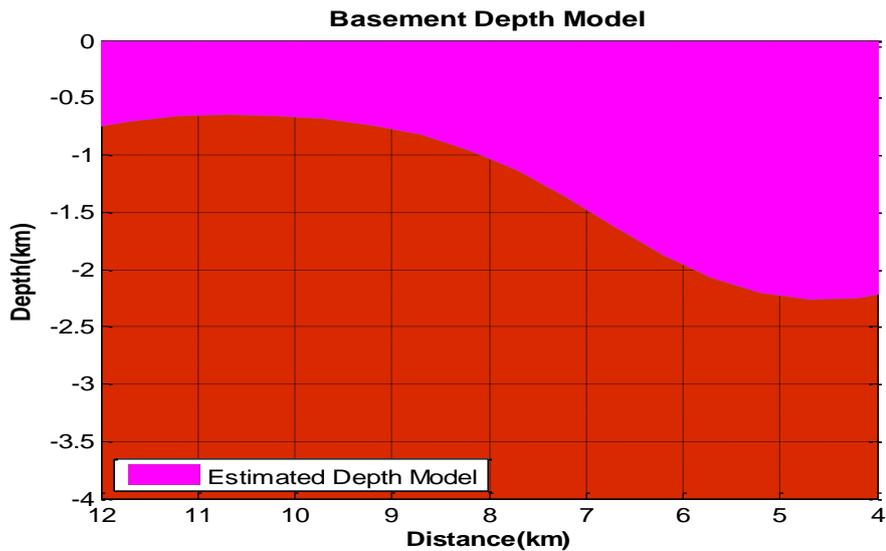


شکل ۵-۲۰ ریشه میانگین مربع خطا مربوط به داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در وارون‌سازی بعد از ۱۸ تکرار متوالی

داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تخمین زده شده در روند وارون‌سازی به همراه مدل‌های عمقی مربوط به سنگ بستر و مدل عمقی اولیه در شکل (۵-۲۱) و (۵-۲۲) نمایش داده شده است.

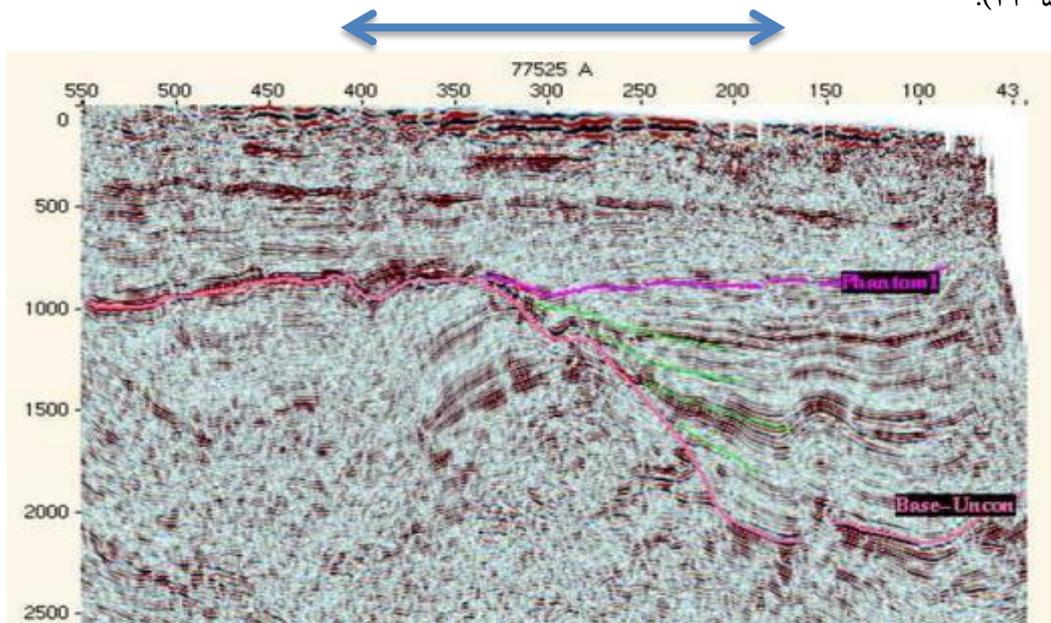


شکل ۵-۲۱ داده‌های مشاهده‌ای میدان کل مغناطیسی با رنگ آبی (منحنی خط چین) و داده‌های تخمین زده شده با استفاده از وارون‌سازی با رنگ قرمز (منحنی توپر) در امتداد پروفیل C.



شکل ۵-۲۲ مدل عمقی تخمین زده شده با استفاده از وارون سازی SVD در امتداد پروفیل C، رسوبات با رنگ کم در بالا و پی سنگ با رنگ قرمز تیره در زیر مشخص شده است.

با توجه به شکل (۵-۲۳) مشاهده می شود نتایج مدل سازی داده های میدان کل مغناطیسی کلی نیز همخوانی قابل قبولی با نتایج بدست آمده ناشی از تفسیر نتایج لرزه نگاری در ناحیه مزبور دارد و هر دو یک روند را برای توپوگرافی پی سنگ نشان می دهند.. امتداد و محدوده پروفیل مغناطیسی که داده های آن وارون گردید، به طور تقریبی با علامت پیکان بر روی مقطع لرزه مشخص گردیده است (شکل ۵-۲۳).



شکل ۵-۲۳ نیمرخ لرزه نگاری مربوط به پروفیل C (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱).

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱ جمع بندی و نتایج

در مطالعات ژئوفیزیکی به منظور اکتشاف منابع و ذخایر هیدروکربور یکی از اهداف اصلی، تخمین ضخامت لایه رسوبات و توپوگرافی پی سنگ می باشد. در این مطالعه از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های میدان کل مغناطیسی به منظور دستیابی به این هدف استفاده گردید. ناحیه مغان یکی از مناطق مورد اکتشاف برای ذخایر هیدروکربوری با استفاده از روش های گرانی و مغناطیس سنجی در ایران می باشد و به همین دلیل از داده های میدان کل مغناطیسی این ناحیه استفاده شد.

باتوجه به وجود نوفه بالای همراه با داده های مغناطیسی، مدل سازی این داده ها بیشتر با ناپایداری و دشواری های محاسبات عددی همراه است. از این رو در پایان نامه حاضر تلاش شد تا روش های کارآمد برای حل مسئله مستقیم مغناطیسی معرفی و فرمول بندی شوند و سپس از آنها برای تهیه الگوریتم و برنامه های وارون سازی داده های مغناطیسی استفاده شوند.

مسئله اصلی در وارون سازی، تعداد پارامترهای آن است که با افزایش آن دقت ساختارهای شبیه سازی شده کاهش پیدا کرده و به تبع آن ناپایداری در مدل افزایش پیدا می کند که در صورت وجود یک نویز بسیار کوچک در داده های برداشت شده، تغییرات بسیار زیاد و غیر واقعی در پارامترهای مدل ایجاد می شود، به عبارتی به سمت شرایط نامطلوب نزدیک می شود. استفاده از لونبرگ-مارکوات (LM) و روش تجزیه مقادیر تکین (SVD) نسبت به سایر روش های کلاسیک محدودیت در انتخاب تعداد پارامترهای مدل را تا حد زیادی مرتفع می کند.

در تهیه الگوریتم روش های LM و SVD ورودی های لازم به برنامه داده شد سپس این برنامه توپوگرافی پی سنگ را با قرار دادن مجموعه ای از بلوک های مستطیلی در کنار هم شبیه سازی نموده و با استفاده از یک مدل اولیه و با یک فرآیند تکراری، پارامترهای مجهول هر یک از بلوک ها را می یابد و توزیع هندسی مجموعه این بلوک ها، شکل دو بعدی پی سنگ را تعیین می نماید. رهیافت ارائه شده در این مطالعه، قرار دادن عمق سطح تحتانی بلوک ها به عنوان پارامترهای مجهول می باشد. با استفاده از روش های ذکر شده مقدار تغییرات پارامترها را بدست می آورد و به مقدار اولیه اضافه می نماید. این روند به صورت فرآیند تکراری بهینه می گردد تا بهترین برازش بین داده های مشاهده شده و آنومالی -

های محاسبه شده به وجود آید. شرط توقف برنامه آن است که ریشه میانگین مربع خطا کمتر از مقدار مجاز گردد یا تعداد تکرارهای تعیین شده محاسبات انجام پذیرد.

برای ارزیابی میزان کارآمد بودن الگوریتم، از این روش برای مدل‌سازی داده‌های مصنوعی همراه با نوفه استفاده شد و این نتایج حاصل شد.

روش SVD در هر سطح نوفه دارای تعداد تکرار کمتر و زمان اجرای کمتری نسبت به روش LM می‌باشد که این به دلیل آهنگ همگرایی کمتر روش LM نسبت به روش دیگر است.

ماتریس قدرت تفکیک برای روش SVD دارای ساختار بسیار نزدیک به ساختار ماتریس همانی به دست آمد در حالیکه این ماتریس برای روش LM دارای ساختار قطری ضعیف بوده و در برخی از پارامترهای مدل قدرت تفکیک کمی نشان می‌دهد. با افزایش سطح نوفه ساختار کلی ماتریس‌ها در هر دو روش تقریباً یکسان باقی می‌ماند. همچنین روش SVD نسبت به روش LM بعد از رسیدن به همگرایی وارون‌سازی یک رفتار پایدار در تکرارهای متوالی از خود نشان می‌دهد.

با توجه به مزایای ذکر شده فوق، روش SVD برای وارون‌سازی داده‌های واقعی مربوط به ناحیه مغان انتخاب گردید. سه پروفیل لرزه‌ای مشخص شد سپس داده‌های میدان کل مغناطیسی در راستای این سه پروفیل با برنامه‌های تهیه شده وارون شد.

با استفاده از نتایج تفسیر و پردازش لرزه‌ای عمق بالا آمدگی ناپیوستگی بازالتی در قسمت غربی پروفیل حدود 850 m و در عمیق‌ترین افق 3750 m می‌باشد. با مقایسه نتایج وارون‌سازی مغناطیسی و مقاطع لرزه‌نگاری مشاهده گردید روش معرفی شده برای مدل نمودن ژرفای بالا آمدگی پی‌سنگ از دقت قابل قبولی برخوردار است. به طوریکه عمق بالا آمدگی در قسمت غرب پروفیل مغناطیسی A 0.7 کیلومتر و در عمیق‌ترین جاها $3/5$ کیلومتر و همچنین پروفیل مغناطیسی B از 0.9 تا $3/2$ کیلومتر و پروفیل مغناطیسی C در شمال که پروفیل A و در مرکز پروفیل B را قطع می‌کند در این نقاط عمق بالا آمدگی حدود 0.7 تا $2/1$ کیلومتر می‌باشد. این مطلب گویای آن است که توپوگرافی پی‌سنگ به خوبی مدل‌سازی شده است. به همین جهت این روش می‌تواند به عنوان یک ابزار قوی در وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار گیرد.

۶-۲ پیشنهادات

- ۱- از آنجا که در مدل سازی سه بعدی، مدل سازی بر روی چندین پروفیل به طور همزمان انجام می شود و ثانیاً ساختمان های موجود در ناحیه مورد مطالعه دارای گسترش سه بعدی می باشند بنابراین پیشنهاد می شود که وارون سازی سه بعدی به طریق ممکن نیز انجام گیرد.
- ۲- با توجه به ابهامات موجود در نتایج حاصل از داده های میدان های پتانسیل، پیشنهاد می گردد که مدل سازی همزمان داده های گرانی و مغناطیس به منظور تعیین دقیق تر مشخصات عمقی پی سنگ موجود در منطقه با انجام تغییراتی در الگوریتم روش های پیشنهادی صورت گیرد.
- ۳- از وارون سازی مقید در صورت در دسترس بودن اطلاعات عمقی مناسب از سایر داده های ژئوفیزیکی مانند لرزه نگاری با انجام تغییراتی در الگوریتم روش های پیشنهادی استفاده گردد.

منابع فارسی:

آگاه، آ.، ۱۳۸۳، مدل سازی و تفسیر داده های گرانی و مغناطیس ناحیه طبس، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۷۵.

جهانداری، ه.، ۱۳۸۸، برگردان سه بعدی داده های مغناطیسی با استفاده از الگوریتم غیرخطی مارکوارت - لونبرگ و مقایسه آن با نتایج مدلسازی داده های گرانی کاذب، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ۱۳۸.

حسین زاده گویا، ن.، (مترجم)، ۱۳۸۷، بلکلی ریچارد، ج.، تئوری پتانسیل در گرانی و مغناطیس کاربردی، انتشارات دانشگاه تهران، ۳۷۰.

دولتی ارده جانی، ف.، ۱۳۷۲، برداشت اطلاعات خام و تعبیر و تفسیر گرانی سنجی منطقه اکتشافی . مروتدشت، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه امیر کبیر (دانشکده معدن)، تهران، ۲۲۱.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۷۹، نقشه زمین شناسی مغان در مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۸۱، گزارشات زمین شناسی در حوضه رسوبی مغان.

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

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

نجاتی کلاته، ع.، ۱۳۸۳، مدل سازی معکوس دو و سه بعدی داده های گرانی سنجی با استفاده از روش وارون سازی فشرده، پایان نامه کارشناسی ارشد، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ۱۲۳.

نجاتی کلاته، ع.، ۱۳۸۸، وارون سازی دوبعدی غیرخطی داده های مغناطیسی با استفاده از روش زیرفضا، پایان نامه دکتری، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ۱۴۲.

References:

- Bhattacharyya, B. K., 1980, **A generalized multibody model for inversion of magnetic anomalies**, *Geophysics*, **45**, 255–270.
- Blakely, R. J. , **Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications**, 1996, *Cambridge University Press*, 441.
- Cribb, J., 1976, **Application of the generalized linear inverse to the inversion of static potential data**, *Geophysics*, **41**, 1365–1369.
- Cooper, j. G. R, 1993-2003, **Mag2dc 2.10**, for Microsoft Windows, FREEWARE.
- Dobrin, M. B., Savit, C. H., 1988. **Introduction geophysical prospecting**, *McGraw-Hill*, 867.
- Gallardo Luis A , Pe´rez-Flores M.A, Go´mez-Trevi˜no E, 2005, **Refinement of three-dimensional multilayer models of basins and crustal environments by inversion of gravity and magnetic data**, *Tectonophysics*, **397**, 37– 54.
- Gallardo-Delgado L. A., Perez-Flores M. A., Gomez-Trevino E., 2003, **A versatile algorithm for joint 3-D inversion of gravity and magnetic data**, *Geophysics*, **68**, 949-959.
- Gay S.P , 1963, **standard curves for interpretation of magnetic anomalies over long tabular bodies**, *Geophysics*, 28,161-200.
- Grant, F. S., West, G. F., 1965, **Interpretation theory in applied geophysics**, McGraw-Hill Book co.
- Green, W. R., 1975, **Inversion of gravity profiles by use of a Backus- Gilbert approach**, *Geophysics*, **40**, 763-772.
- Guillen, A., Menichetti V., 1984, **Gravity and magnetic inversion with minimization of a specific functional**, *Geophysics*, **49**, 1354– 1360.
- Haber, 1998, **Numerical strategies for the solution of inverse problem**, university of british Columbia, *phd thesis*, 250.

- Lee, T. J., 1980, **Rapid computation of magnetic anomalies with demagnetization include, for arbitrarily shaped magnetic bodies**, *Geophysical J. R. Astronomical Society*, **60**, 67-75.
- Li Y., Oldenburg D. W., 1996, **3-D inversion magnetic data**, *Geophysics*, **61**, 394-408.
- Li Y., Oldenburg D. W., 1998, **3-D inversion of gravity data**, *Geophysics*, **63**, 109-119.
- Lines L.R., Treitel S., 1984, **Tutorial; A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems**, *Geophysical Prospecting*, **32**, 159-186.
- Marobhe Isaac M., 1990, **A versatile turbo-pascal program for optimization of magnetic anomalies caused by two-dimensional dike, prism, or slope models**, *Computers & Geosciences*, **16-3**, 341-365.
- Marquardt, D. W., 1970. **Generalized inverses, ridge regression, biased linear estimation and nonlinear estimation**. *Technometrics*, **12**, 591-612.
- Marquardt, D.W., 1963, **An algorithm for Least-square estimation of Non-Linear parameters**, *J. Soc. Indust. Appli. Math.* **II**, 276-291.
- MathworksTM, 2009, **Matlab (The language of Technical Computing ; 2009a)**.
- Meju, M.A., 1994, **Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice**, *Society of Exploration Geophysics*.
- Menke, W., 1989, **Geophysical Data Analysis Discrete Inverse Theory**, Academic Press, Inc.
- Mordecai, A., 2003, **Nonlinear programming: analysis and methods**, Dover publications, inc.
- Mirzaei, M., 1996, **Inversion of Potential Field Data: Theory and application in gravimetry and magnetometry**, Institute of Earth Science, Utrecht University.
- Nabighian M. N., Grauch V. J. S., Hansen R. O., LaFehr T. R., Li Y., Peirce J. W., Phillips J. D., and Ruder M. E., 2005, **The historical development of the magnetic method in exploration, 75th Anniversary**, *Geophysics*, **70-6**, 33-61.

- Parker R. L., 1974, **Best bounds on density and depth from gravity data**, *Geophysics*, **39**, 644-649.
- Parker R. L., Huestis S. P., 1974, **Inversion of magnetic anomalies in the presence of topography**, *Journal of Geophysical Research*, **79**, 1587–1593.
- Parker R. L., 1977, **understanding inverse theory**, *Annual Reviews. Earth planet, Sci*, 35-64.
- Pedersen, L. B., 1977. **Interpretation of potential field data: A generalized invers approach**. *Geophys. Prosp.*, **25**, 199-230.
- Pedersen, L. B., 1979, **Constrained inversion of potential field data**, *Geophysical Prospecting*, **27**, 726–748.
- Pilkington M., 1997, **3-D magnetic imaging using conjugate gradients**, *Geophysics*, **62**, 1132-1142.
- Press W. H., Saul A. T., William T. V, Brian P. F, 1992, **Numerical Recipes in Fortran 77 The Art of Scientific Computing**, Cambridge University Press, 1,935.
- Radhakrishna M. I. V. , Jagannadha Rao S., 1989, **A fortran 77 program for inverting gravity anomalies of two-dimensional basement structures**, *Computers & Geosciences* , **15- 7**,1149-1150.
- Radhakrishna M. I.V., Swamy K.V., Jagannadha Rao S., 2001, **Automatic inversion of magnetic anomalies of faults**, *Computers & Geosciences* , **27** , 315-325.
- Rao B. S. R., Radhakrishna M. I. V, Rao V.C. 1973, **Two methods for computer interpretation of magnetic anomalies of dikes**, *Geophysics*, **38o- 4** , 710-718.
- Shearer, S., Y. Li., 2004, **3D inversion of magnetic total gradient data in the presence of remanent magnetization: 74th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts**, 774–777.
- Silva, J. B. C., and Hohmann G. W., 1983, **Nonlinear magnetic inversion using a random search method**, *Geophysics*, **48**, 1645–1658.

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

Stocco S., Godio A., Sambuelli L., 2009, **Modeling and compact inversion of magnetic data: A Matlab code**, *Computers & Geosciences* ,**35** , 2111–2118.

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

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

Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E.,1981, **Applied Geophysics**, Cambridge university press.

Venkata R, D, 2003, **LIMAT: a computer program for least-squares inversion of magnetic anomalies over long tabular bodies**, *Computers & Geosciences* 29 (1), 91–98.

Wang, X., R. O. Hansen, 1990, **Inversion for magnetic anomalies of arbitrary three-dimensional bodies**, *Geophysics*, **55**, 1321–1326.

Ward , Young, 1980, **Mapping seismic attenuation with in geothermal system using tereseismic application to the Geysers-clear lake region**, *j.geophys.Res*, 85, 5227-5236.

www.mogane.persianblog.ir/post/2

www.anobanini.ir/travel/fa/ardebil

پیوست ها

پیوست الف – مفاهیم مسئله وارون

پارکر در سال ۱۹۷۷، مفاهیم اولیه تئوری وارون را دسته بندی کرد. این مفاهیم عبارتند از: (۱) وجود^۱
(۲) ساخت^۲ (۳) تقریب ها^۳ (۴) پایداری^۴ (۵) عدم یکتایی^۵.

الف-۱ وجود مساله وارون

برای "وجود" یک مساله وارون، یک مساله پیشرو باید وجود داشته باشد. حل های مدل های پیشرو به شکل تحلیلی، برای اشکال ساده تر زیرسطحی موجودند (از قبل حل شده اند). بنابراین مساله پیشرو، قبل از "ساخت" یک مساله وارون، باید حل شده باشد یا لااقل موجود باشد.

الف-۲ ساخت

ساخت یک مساله وارون در چند مرحله صورت می گیرد. (۱) آزمون داده ها و تصمیم گیری برای اعمال تنظیمات (۲) فرض آگاهانه یک مدل اولیه بر پایه شکل کلی داده ها (۳) حل مساله پیشرو (۴) مقایسه داده های صحرائی با داده های مدل مصنوعی یا داده های پیش بینی شده (۵) برآورد کمی اختلافات در فضای داده و در فضای مدل، به شکل باقی مانده های مجذور یا خطاهای مربع کای^۶ یا واریانس باقی مانده یا تابع انرژی یا تابع هزینه^۷ یا تابع خطا و غیره. (۶) انتخاب یک روش وارون سازی خاص، بر پایه روش وارون سازی خطی شده، یا روش گام پیشا^۸ در رهیافت بهینه سازی کلی^۹ (۷) فراهم کردن همگرایی یک حل تکراری^{۱۰} (۸) تعیین سطح عدم قطعیت در برآورد پارامتر (۹) مطالعه

¹ Existence

² Construction

³ Approximations

⁴ Stability

⁵ Non uniqueness

⁶ Chi square error

⁷ Cost function

⁸ Random walk

⁹ Global optimization approach

¹⁰ Iterative solution

سطح عدم یکتایی و در صورت امکان یافتن راه غلبه بر آن (۱۰) ترکیب اطلاعات اضافی حاصل از شاخه های دیگر ژئوفیزیک در صورت وجود و انجام وارون سازی ترکیبی^۱.

برخی از مشهورترین راه کارهای ساخت مساله وارون عبارتند از: (۱) تجزیه مقدار تکین^۲ (۲) حداقل حداقل مربعات (۳) تخمین ریدج رگرسیون^۳ و رگرسیون ریدج وزن دار^۴ وارون سازی بکوس گیلبرت^۵ (۸) وارون سازی اتفاقی^۶ (۹) وارون سازی اُکام^۷ (۱۰) وارون سازی مونت کارلو^۸.

الف-۳ تقریب

می دانیم که اغلب مسائل ژئوفیزیکی، مسائلی غیرخطی اند. معمولاً سعی می شود از طریق حذف عبارت های مرتبه بالاتر بسط سری تیلور، و لحاظ کردن تقریب در حوزه مسائل وارون خطی، مسائل غیرخطی را خطی نمود. در برخی مسائل، این حذف عبارت های مرتبه بالاتر مشکلی ایجاد نمی کند، اینها را مسائل قابل خطی شدن یا نسبتاً غیرخطی می نامند. ولی در برخی موارد مسائل به شدت غیرخطی است. برخی از این مسائل غیرخطی را می توان تا یک نقطه قابل قبولی خطی کرد ولی برخی دیگر هرگز قابل خطی شدن نمی باشند. در چنین مواردی بهتر است از یک روش بهینه سازی کلی^۹ استفاده کرد (پارکر، ۱۹۷۷). تقریب مهم دیگر، در مسائل پیشرو وارد می شود، ساختمان زمین بسیار پیچیده تر از پیش بینی یک مدل پیشرو است. در مدلسازی یک بعدی، تقریب بسیار شدید است. تنها در شرایط بسیار خاص، زمین رفتاری کاملاً یک بعدی (بالایه بندی های کاملاً افقی) دارد. گرچه روش های عددی حل مساله پیشرو (نظیر تفاضل محدود و المان محدود)، تاحدودی پیچیدگی ساختارهای دوبعدی و سه بعدی زمین را شبیه سازی می کنند، ولی هرگز جایگزین کاملی برای یک مدل زمین

¹ Joint inversion

² Singular value decomposition

³ Ridge regression

⁴ weighted ridge regression

⁵ Backus Gilbert inversion

⁶ Stochastic

⁷ Occam's inversion

⁸ Monte Carlo

⁹ Global optimization

واقعی نمی‌باشند. از این نظر، جهت انتخاب یک مدل اولیه مناسب از زمین، مفسر باید اطلاعات کاملی از زمین‌شناسی منطقه موردنظر داشته باشد. مدل اولیه‌ای که بسیار از شرایط زمین‌شناسی به دور باشد، پاسخ‌هایی اشتباه تولید می‌کند، حتی اگر همگرایی خوبی در طی مساله وارون ایجاد شود. از طرفی، ممکن است تقریب در نتیجه ناکافی بودن داده‌ها، هموارسازی داده‌ها و یا بکارگیری برخی قیدها وارد مساله شود. توجه شود که هموارسازی داده قبل از وارون سازی بسیار متداول است، مگر آنکه کیفیت داده‌های برداشته شده بسیار بالا باشد (پارکر، ۱۹۷۷).

الف-۴ پایداری

پایداری یک مساله وارون شامل حرکت هموار و بدون مشکل تمام پارامترهای مدل به سمت پاسخ واقعی مساله است. ممکن است مساله وارون در حرکت از نقطه انتخاب اولیه در فضای هیلبرت دچار واگرایی شود. به این معنا که اختلاف بین داده‌های صحرائی و پیش‌بینی شده، و نیز فاصله بین مقادیر مدل و پاسخ واقعی افزایش خواهند یافت. هرچه تعداد پارامترها در فضای مدل بیشتر باشد، احتمال همگرایی بالاتر می‌رود. در فضای پارامتر، اگر تمام پارامترها باید به سمت جواب حقیقی حرکت کنند. در چنین شرایطی، وارون سازی پایدار است. تنها در شرایط معدودی یک مساله وارون از حالت پایدار خارج می‌شود که عبارتند از: ۱) ناکافی بودن داده‌ها ۲) دقیق نبودن داده‌ها ۳) مناسب نبودن انتخاب پارامترهای مدل اولیه ۴) بوجود آمدن یک ماتریس بدحالت^۱، با چندین صفر یا مقادیر ویژه خیلی کوچک در مسائل وارون تعمیم یافته. ۵) بهینه سازی بدون قید^۲ (پارکر، ۱۹۷۷).

وجود چندین فرورفتگی به صورت مینیمم محلی مانع همگرایی سیستم می‌شود. فضای داده و فضای مدل توسط یک عملگر خطی یا یک عملگر دیفرانسیل خطی به هم متصل می‌شوند. از آنجاکه اغلب مسائل ژئوفیزیکی غیرخطی‌اند، با استفاده از عملگرهای دیفرانسیل خطی می‌توان ماتریس

¹ Ill conditioned

² Unconstrained optimization

حساسیت^۱ را بازسازی کرد. این ماتریس اگر خوش حالت^۲ باشد، آنگاه با داشتن داده‌های کافی می‌توان یک مساله خوش تعریف^۳ را بوجود آورد.

در یک مساله خوش حالت، آشفتگی کوچکی در پارامترهای مدل، آشفتگی کوچکی را در فضای داده سبب می‌شود و بلعکس (پارکر، ۱۹۷۷). از طرفی، اگر یک آشفتگی کوچک در فضای داده، آشفتگی بزرگی را در فضای مدل ایجاد کند، با یک مساله بد حالت مواجهیم. متأسفانه از دیدگاه کلاسیک، تمام مسائل ژئوفیزیکی ناخوش تعریف می‌باشند. صفرها و مقادیر ویژه کوچک ماتریس حساسیت، دلیل این ناپایداری می‌باشند. برای بهبود پایداری یک مساله وارون چند راه کار مرحله‌ای پیشنهاد می‌شود (پارکر، ۱۹۷۷). که مختصراً عبارتند از: (۱) سعی شود مساله را فرابآورد^۴ کرد. در یک مساله فرابآورد تعداد نقاط داده (n) بیشتر از تعداد پارامترهای نامعلوم (m) است. ولی بزرگتر بودن n از m، شرط کافی برای فرابآورد بودن یک مساله نیست. داده باید توان نمایش تمام زمین (مدل) را داشته باشند. در اغلب مسائل ژئوفیزیکی، این امکان وجود دارد که تعداد داده‌های بیشتری از تعداد پارامترهای حاصل از مدل برداشت کرد.

درب برخی از مسائل ژئوفیزیکی، تعداد نقاط داده کمتر از تعداد پارامترهای حاصل از مدل است ($n > m$). چنین مسائلی فرورآورد^۵ می‌باشند. از لحاظ نظری، وقتی $m = n$ است، با یک مساله برآورد همسان^۶ مواجهیم که در آن می‌توان پارامترهای مدل (m) را به طور کامل تعیین کرد. ولی در عمل، وجود نوفه در داده‌های صحرایی باعث ناپایداری سیستم و واگرایی مساله می‌شود. با استفاده از آنالیز مقدارویژه جزئی‌تر، می‌توان درجه کاستی ماتریس حساسیت را مورد ارزیابی قرار داد و صفرها و مقادیر ویژه کوچک را اصلاح کرد. برای اطمینان از پایداری، می‌توان ضرایب لونبرگ-مارکوارت یا مقادیر وارینانس و کوواریانس را به مولفه‌های قطری ماتریس اضافه کرد. اگر بدانیم که پارامترهایی که می-

¹ Sensitivity

² Well conditioned

³ Well-posed problem

⁴ Over determined

⁵ Underdetermined

⁶ Even determined

خواهیم تعیین کنیم مقادیری مطمئناً مثبت هستند، برای جلوگیری از منفی شدن می‌توان از قیدهای مثبت بودن^۱ استفاده کرد. به علاوه روی حدهای بالایی و پایینی یک پارامتر مشخص نیز می‌توان قیدهایی قرار داد. جهت اطمینان بهتر از پایداری، روی حرکت در فضای پارامتر نیز می‌توان قیدهایی تعریف کرد (پارکر، ۱۹۷۷). تعریف یک فرض اولیه با استفاده از دیگر داده‌های ژئوفیزیکی یا زمین-شناسی، می‌تواند به طور قابل ملاحظه‌ای تعداد پارامترهای نامعلومی را که باید تعیین شوند، کاهش دهد و از این طریق پایداری و کیفیت وارون سازی بهبود می‌یابد.

الف-۵ عدم یکتایی

اگر یک مدل داشته باشیم یا لاقلاً آنرا فرض کنیم، می‌توانیم یک پاسخ یکتا از گذر یک میدان فیزیکی مشخص از درون آن بوجود آوریم. ولی عکس آن امکان پذیر نیست. در واقع اگر یک سری داده داشته باشیم، تعداد نامحدودی از مدل‌ها را می‌توان بر آن منطبق کرد. این بزرگترین محدودیت تئوری وارون است.

عدم یکتایی جواب در مسایل وارون به دلیل وجود سه عامل اساسی زیر است:

۱-عدم یکتایی ذاتی مساله

۲-عدم قطعیت در صحت داده‌ها و پارامترسازی نامناسب

۳- ترکیب دو عامل بالا در یک مساله وارون (میرزائی، ۱۹۹۶)

¹ Positivity constraints

الف-۵-۱ عدم یکتایی ذاتی

مدل‌های نامحدود زیادی وجود دارند که برازش خوبی روی یک مجموعه داده مشاهده شده دارند. به عنوان نمونه داده‌های میدان پتانسیل دارای عدم یکتایی ذاتی هستند. این مساله توسط تئوری لایه معادل به اثبات می‌رسد. برای مطالعه بیشتر در این زمینه به (بلکلی، ۱۹۹۶) رجوع کنید. در مورد داده‌های میدان گرانی زمین می‌توان گفت که پتانسیل در هر نقطه خارج از یک سطح مربوط به چشمه‌های داخل، معادل است با توزیع ماده روی سطح.

این مطلب در تئوری وارون‌بدان معناست که یک گستره نامحدود از توزیع ماده ممکن است یک پتانسیل یکسان در یک نقطه ایجاد کنند. عدم یکتایی جواب در مساله وارون می‌تواند با اعمال برخی قیود و استفاده از اطلاعات اولیه به حداقل رساند. به عنوان مثال در صورتی که چشمه بی‌هنجاری به صورت کره یا استوانه فرض شود، یک عبارت ساده‌ی ریاضی می‌تواند حل مساله وارون را به سوی یک پاسخ یکتا سوق دهد. این‌بدان معناست که شرایط اولیه در مورد توزیع ماده در زیر سطح روی مساله وارون اعمال شده است. در این صورت با این شرایط حل مساله به یکتایی نزدیک خواهد شد.

اما در نظر گرفتن مدل‌های ساده‌شده‌ی ریاضی برای حل یک مساله ژئوفیزیکی پیچیده حل‌ها را از انطباق بر مدل‌های واقعی زمین‌شناسی دور خواهد کرد. باید توجه داشت که حتی در صورت داشتن فرض‌های اولیه مناسب در مورد ساختارهای پیچیده نمی‌توان در مورد یکتا بودن جواب با قطعیت کامل اظهار نظر کرد.

الف-۵-۲ عدم قطعیت در داده‌ها و پارامترسازی نامناسب

دلایل عدم یکتایی در یک مساله وارون عبارتند از: (۱) ناکافی بودن داده‌ها (۲) دقیق نبودن داده‌ها (۳) راه‌یابی اشکال مختلف خطا در داده‌ها (۴) نوفه (۵) انتخاب اولیه نامناسب پارامترهای مدل (۶) انواع مختلف قیدهای تحمیل شده (۷) وجود چند فرورفتگی در فضای پارامتر به صورت کمینه محلی (۸) ساده‌سازی بیش از حد مدل پیشرو (۹) خطی‌سازی مسائل غیر خطی (۱۰) روش‌های متفاوت حل مسائل وارون (۱۱) انواع مختلف تصحیحات به کاررفته روی داده‌ها (۱۲) انواع مختلف هموارسازی‌های

صورت گرفته روی داده‌ها (۱۳) استفاده از نرم‌افزارهای مختلف حل مساله پیشرو برای تفسیر یک سری داده‌های معین (پارکر، ۱۹۷۷).

عدم یکتایی حاصل از خطی‌سازی مسائل غیرخطی، همراه با محدودیت روش‌های ژئوفیزیکی، ناکافی بودن داده‌ها، دقیق نبودن داده‌ها و غیره، اجتناب ناپذیرند و در این موارد کاری از دست مفسر بر نمی‌آید. عواملی که مفسر می‌تواند در آنها دست ببرد عبارتند از: (۱) نوع هموارسازی در پردازش داده‌ها (۲) انتخاب یک روش خاص وارون‌سازی (۳) روش‌های مختلف گسسته سازی برای ساختن داده‌های مصنوعی (۴) استفاده از نرم‌افزارهای مختلف.

با وجود تمام مشکلات حاصل از عدم یکتایی، اگر داده‌های با کیفیتی داشته باشیم، می‌توانیم با به کار بردن رویه‌های وارون‌سازی متفاوت، به مدل‌های زیادی در فضای پارامتر دست یابیم. اگر این مدل‌ها در یک یا چند خصوصیت اشتراکاتی داشته باشند، آنگاه می‌توان نتیجه گرفت که زمین به احتمال بسیار قوی آن خصوصیت را دارد. در این صورت علی‌رغم مشکلات فراوان حاصل از عدم یکتایی، یک مفسر می‌تواند با بکارگیری رویه‌های مختلف وارون‌سازی، به نتایج قابل قبولی برسد.

پیوست (ب) – کدهای رایانه ای لازم نگاشته شده توسط نگارنده پایان نامه

پیوست ب-۱ محاسبات پیشرو جهت بدست آوردن اثر آنومالی ناشی از کنار هم قرار دادن یک سری

دایک دوبعدی و نیز محاسبه مشتقات آن نسبت به پارامتر عمق پائینی بلوک ها

```
clear all; clc;
midata=[];
xdata=[];
w=2*b;
x0=0:w:l;
x1=0:1:l;
for j=1:length(x0);
    for t=1:length(x1);
        x=(x1(j)-x0(t));
        x(x==0)=1e-16;
        x(x==b)=0.1+1e-16;
        D1(D1==0)=1e-16;
        d1(d1==0)=1e-16;
        r1=d1.^2+(x-b).^2;
        r2=d1.^2+x.^2;
        r3=D1.^2+x.^2;
        r4=D1.^2+(x-b).^2;
        r1(r1==0)=1e-16;
        r2(r2==0)=1e-16;
        r3(r3==0)=1e-16;
        r4(r4==0)=1e-16;
        teta=(2*atan(tan(inc*pi/180)/sin(alpha*pi/180))-pi);
        m=2*T*(1-((cos(inc*pi/180))^2)*((cos(alpha*pi/180))^2))*k.*(((atan(x./d1)-atan((x-
b)./d1)-atan(x./D1)+atan((x-b)./D1))*cos(teta)+0.5*log((r1.*r3)/(r2.*r4))*sin(teta)));
        dmdD1=diff(m);
        midata(t,j)=m ;
        xdata(t,1)=x;
        dmdD1f(t,j)=dmdD1;
    end
end
end
mt=sum(midata)
dmdD1t=sum(dmdD1f)
plot(xdata,mt)
```

پیوست ب-۲ توضیح ورودیهای لازم برای برنامه پیشرو و محاسبه مشتق

```
[m]=forward2Dmagnetic(T,D,z,d,t,b,x0,inc,k,alpha);
[dmdD]=diffforward2Dmagnetic(T,h0,d,t,z,b,x0,inc,k,alpha);
```

T % the ambient field

D % button of blocks

```

d                % top high of blocks=zero
t                % the observation point
z=zeros(1,length(t));
b                % the half width of all blocks
x0              % the origin point
inc             % inclination
k              % the suseptibility contrast(nT)
alpha          % source strike
w=2*.b ;       % width of blocks
nn=length(t);  % number of data (nn)
mm=length(D);  % number of parameter (mm)
dampfactor      % marquardt factor

```

پیوست ب-۳ نحوه ترسیم بلوک‌های منطبق بر شکل توپوگرافی پی‌سنگ

```

% plot blocks
xa=x0:w:length(D);
xii=[];
zii=[];
zpp=[];
for i=1:length(D)
    xi=[xa(i) xa(i+1) xa(i+1) xa(i) xa(i)];
    xii=[xii xi];
    zi=[0 0 D(i) D(i) 0];
    zp=[0 0 h0(i) h0(i) 0];
    zpp=[zpp zp];
    zii=[zii zi];
end

```

پیوست ب-۴ نحوه اضافه کردن نوفه به داده‌ها

```

% noise
lm=length(m); av=0;% noise_average=0
snr=100./5;          %signal in noise ratio
sd=sqrt(sum(m.^2)./(snr^2*lm)); %standard deviation
noise=av+sd*randn(1,lm);
noise_rms=sqrt(sum(noise.^2)/mm);
max_noise=max(noise)
min_noise=min(noise)
mnoise=m+noise;
m_obs=mnoise;
%%

```

پیوست ب-۵ نحوه محاسبه ریشه میانگین مربع خطا

```

delta_m=(m_obs-m_cal)';
rmsi=sqrt((sum(delta_m.^2))./mm);
rms=[rms rmsi];
%stopping iteration condition
if(rmsi<=noise_rms)
    break
end

```

پیوست ب-۶ اعمال روش لونیبرگ - مارکوارت

```
G=dmdD;
Ginv=inv(G'*G+dampfactor*eye(mm))*(G)';
delta_h=Ginv*(delta_m);
```

پیوست ب-۷ اعمال روش تجزیه مقادیر تکین و فیلتر کردن مقادیر ویژه کوچک

```
G=dmdD;
[U,S,V] = svd(G);

for j=length(D):-1:1
    if S(j,j)<=0
        S(j,j)=0;
    else
        break
    end
end
invs=S./((S+dampfactor)^2);
Ginv=V*(invs)*U';
delta_h=Ginv*(delta_m)
```

پیوست ب-۸ مثالی از شکل توپوگرافی پی سنگ شامل ۶۲ نقطه با عمق‌های داده شده به عنوان ورودی برنامه برای مدل مصنوعی

D=[0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6	0.7	0.8	0.9	1	1.05
1.1	1.12	1.13	1.14	1.13	1.1	1.05	1	0.95	0.9	0.85
0.8	0.75	0.7	0.65	0.6	0.55	0.54	0.53	0.52	0.51	0.52
0.53	0.54	0.55	0.6	0.65	0.7	0.75	0.78	0.81	0.84	0.86
0.87	0.9	0.91	0.92	0.93	0.94	0.93	0.92	0.875	0.825	0.775
0.7	0.6	0.5	0.4	0.3	0.2	0.1]				

پیوست ب-۹ عمق پی سنگ بدست آمده با نوفه ۱۰٪ به عنوان خروجی برنامه مدل مصنوعی

h0=[0.052823901	0.203297892	0.264811608	0.375765114	0.479658337
0.575616587	0.688379373	0.762395354	0.875231069	0.961202966
1.018971628	1.056701479	1.079441051	1.091523008	1.095549714
1.085321637	1.054839629	1.008373481	0.957343424	0.908056752
0.859155619	0.809609743	0.760146308	0.711688374	0.661433988
0.614299099	0.56357222	0.51846453	0.505239101	0.498165
0.486443849	0.480470184	0.488056014	0.501325399	0.510118406
0.524311568	0.571852531	0.623435417	0.673722161	0.723492981
0.756216098	0.787017251	0.818750953	0.838025108	0.855271118
0.879421153	0.8961752	0.906175534	0.918314291	0.926167437
0.924361559	0.908799484	0.872489008	0.820770693	0.75929475
0.721235956	0.572032194	0.518049591	0.383407621	0.32230764
0.20330006	0.111412467]			