

الحمد لله



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
گروه ژئوفیزیک و نفت

وارون سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک در منطقه گچساران با استفاده از روش
کمینه مربعات مقید هموار

محمد حسن محمدیان سرون دانی

اساتید راهنما:
دکتر علی نجاتی کلاته
رضا قائد رحمتی

اساتید مشاور:
دکتر کامکار روحانی
مهندس عباس مجیدی

بهمن ۱۳۹۴

ب

فرم دفاع



این پایان نامه تحت حمایت مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران تهیه شده است.

تقدیم به:

آن صنوبرهای سرخی که چون لاله زاده شدند

و چون شقایق ایستاده پرپر شدند.

تشکر و قدردانی

چگونه شکر تو توانم کرد، وقتی شکرگذاری من از تو، خود نیازمند شکرگذاری است؟ هر بار که بگویم: تو را سپاس! به خاطر همین، سپاس‌گویی بر من واجب می‌آید که بار دیگر بگویم: تو را سپاس...

اکنون که به یاری خداوند متعال، این دوره پرخاطره از دوران تحصیلم را به پایان رسانده‌ام، هرچند که واژه‌ها را یارای آن نیست که لطف و محبت آنانی را که در تمام دوران زندگی‌ام جرعه نوش دریای مهر و محبتشان بوده‌ام به تصویر بکشم، اما به رسم ادب و احترام بوسه بر دستانشان زده و بر خود واجب می‌دانم، زحمات پدر و مادر مهربانم را که همواره راه‌گشای مشکلاتم در تمام مراحل زندگی بوده‌اند ارج نهاده و و مراتب تشکر قلبی و باطنی را از الطاف و مهربانی‌های آنان ابراز دارم. همچنین لازم می‌دانم از زحمات اساتید توانمندم آقایان دکتر نجاتی و دکتر قائدرحمتی که که با راهنمایی‌ها و نظرات ارزنده نقش مهمی در به ثمر رساندن این کار داشته‌اند صمیمانه تقدیر و تشکر نمایم، بی‌تردید انجام این پایان نامه بدون همکاری و راهنمایی این عزیزان امکان‌پذیر نبود. همچنین بر خود لازم می‌دانم از زحمات آقایان دکتر کامکار روحانی و مهندس مجیدی تشکر ویژه نمایم که زحمت مشاوره این پایان‌نامه را متقبل شدند. از کارشناسان مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، آقایان مهندس پیرویان، ایوبی، جواهریان، مرادی، خانم شاناکی و جناب دکتر قمی جهت در اختیار گذاشتن اطلاعات مورد نیاز و همکاری صمیمانه‌شان کمال تشکر را دارم.

محمدحسن محمدیان سرونדانی

بهمن ۱۳۹۴

تعهد نامه

اینجانب **محمدحسن محمدیان سرونדانی** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه **وارون سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک در منطقه گچساران با استفاده از روش کمینه مربعات مقید هموار** تحت راهنمایی **دکتر علی نجاتی** متعهد می شوم.

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده:

روش مگنتوتلوریک یک روش الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی می‌باشد؛ که در اکتشاف ساختارهای زیرسطحی عمیق، مثل اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این تحقیق هدف اصلی این است تا برای مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک منطقه گچساران از روش‌های وارون‌سازی دوبعدی گرادیان مزدوج غیرخطی و کمینه مربعات مقید هموار برای شناسایی هرچه بهتر ساختارهای زیرسطحی این منطقه شامل تاق‌دیس‌های سراب و جعفرآباد و همچنین مرز فوقانی سازند آسماری استفاده شود و نتایج حاصل از روش‌های وارون‌سازی‌سازی داده‌ها با هم مقایسه و با اطلاعات زمین‌شناسی کنترل شوند. جهت رسیدن به هدف، ضمن تحلیل ابعادی ساختارهای زیرسطحی، اثرات ناهمگنی‌های سطحی روی داده‌های مگنتوتلوریک شناسایی شد و تصحیح داده‌ها با استفاده از داده‌های سونداژهای TEM صورت گرفت. در ادامه جهت شناسایی اهداف زیرسطحی، داده‌های تصحیح شده وارون‌سازی شدند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهند که ساختارهای زیرسطحی منطقه عموماً دوبعدی و سه بعدی می‌باشند و مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک برای مد $TM+TE$ جواب بهتری نسبت به مدهای دیگر می‌دهد. همچنین نتایج نشان می‌دهند که از میان دو روش مدل‌سازی کمینه مربعات مقید هموار و گرادیان مزدوج غیرخطی، مدل‌سازی گرادیان مزدوج غیرخطی جواب بهتری که در تطابق با اطلاعات زمین‌شناسی می‌باشد، ارائه نموده است. نتایج به دست آمده از وارون‌سازی، سازندهای سطحی منطقه و مرز فوقانی سازند مخزنی را به خوبی نشان می‌دهند. همچنین گسل بزرگ پیشانی کوهستان در این تحقیق شناسایی شد. ارتفاع تقریبی تاق‌دیس سراب در منطقه در ۱۵۰۰ متری زیر سطح دریا به دست آمد.

کلمات کلیدی: مگنتوتلوریک، وارون‌سازی، کمینه مربعات مقید هموار، گرادیان مزدوج غیرخطی، گچساران

فهرست مطالب

فصل اول: کلیات	۱
۱-۱ مقدمه	۲
۲-۱ سابقه‌ی تحقیق	۳
۳-۱ ضرورت انجام تحقیق	۶
۴-۱ هدف و روش انجام تحقیق	۷
۵-۱ ساختار پایان‌نامه	۸
فصل دوم: تئوری روش مگنتوتلوریک	۹
۱-۲ مقدمه	۱۰
۲-۲ ساختارهای یک بعدی	۱۲
۳-۲ امپدانس یک بعدی و مقاومت ویژه ظاهری یک بعدی	۱۲
۴-۲ ساختارهای دوبعدی	۱۵
۵-۲ تانسور امپدانس و مقاومت ویژه ظاهری دوبعدی	۱۷
۶-۲ فاز امپدانس	۱۹
۷-۲ اثر جابه‌جایی ایستا	۲۰
۸-۲ روش‌های تصحیح جابه‌جایی ایستا ۲۱	
۹-۲ زاویه راستا	۲۲
۱۰-۲ تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک	۲۲
۱۰-۲-۱ چولگی	۲۳
۱۰-۲-۲ شاخص‌های ابعادی نرمال شده:	۲۳
۱۰-۲-۳ نمودارهای قطبی	۲۴
۱۰-۲-۴ کد والدیم	۲۴
فصل سوم: خلاصه‌ای از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه	۲۷
۱-۳ موقعیت جغرافیایی و آب و هوای منطقه مورد مطالعه	۲۸

۲۸.....	۲-۳ ساختار زمین‌شناسی حوضه زاگرس
۳۱.....	۳-۳ تقسیم‌بندی کمربند زاگرس در راستای قائم
۳۱.....	۳-۳-۱ پی‌سنگ زاگرس
۳۲.....	۳-۳-۲ پوشش رسوبی
۳۲.....	۳-۴ فروافتادگی دزفول
۳۴.....	۳-۵ زمین ساخت و زمین‌شناسی منطقه
۳۴.....	۳-۵-۱ برش ساختاری CC'
۳۶.....	۳-۵-۲ برش ساختاری DD'
۳۷.....	۳-۶ چین‌ه‌شناسی منطقه
۳۷.....	۳-۶-۱ سازند کژدمی (کرتاسه زیرین-آلبین)
۳۸.....	۳-۶-۲ سازند سروک (کرتاسه پایینی تا بالایی- آلبین بالایی تا تورونین بالایی)
۳۸.....	۳-۶-۳ سازند ایلام (کرتاسه بالایی- سانتونین تا کامپانین)
۳۸.....	۳-۶-۴ سازند گورپی (کرتاسه بالایی- سانتونین تا ماستریشین)
۳۸.....	۳-۶-۵ سازند پابده (پالئوسن بالایی- پایین‌ترین بخش الیگوسن)
۳۹.....	۳-۶-۶ سازند آسماری (الیگوسن- پایین‌ترین بخش میوسن)
۳۹.....	۳-۶-۷ سازند گچساران (میوسن زیرین)
۳۹.....	۳-۶-۸ سازند میشان (میوسن زیرین تا میانی)
۴۰.....	۳-۶-۹ سازند آغاچاری (میوسن بالایی- پلیوسن)
۴۰.....	۳-۶-۱۰ سازند بختیاری (پلیوسن- پلیوستوسن)
۴۱.....	فصل چهارم: برداشت، پردازش و تحلیل ابعادی داده‌های مگنتوتلوریک
۴۲.....	۴-۱ مقدمه
۴۲.....	۴-۲ موقعیت پروفیل‌های MT
۴۲.....	۴-۳ بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌ها
۴۳.....	۴-۳-۱ منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری
۴۴.....	۴-۳-۲ فاز امپدانس

۴-۴	تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی از روی داده‌های مگنتوتلوریک	۴۵
۴-۴-۱	نتایج چولگی	۴۶
۴-۴-۲	نتایج شاخص‌های ابعادی نرمال شده	۴۶
۴-۴-۳	نتایج نمودارهای قطبی	۵۱
۴-۴-۴	نتایج کد والدیم	۵۶
۵۹	فصل پنجم: مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک	
۵-۱	مقدمه	۶۰
۵-۲	وارون‌سازی یک بعدی داده‌های مگنتوتلوریک	۶۱
۵-۳	وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک	۶۳
۵-۳-۱	روش کمینه مربعات مقید هموار	۶۳
۵-۳-۲	روش گرادیان مزدوج غیرخطی	۶۷
۷۷	فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات	
۸۰	منابع	

فهرست اشکال

- شکل ۲-۱: تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی..... ۲۰
- شکل ۳-۱: موقعیت منطقه گچساران و نقشه راه‌های آن..... ۲۹
- شکل ۳-۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه همراه با موقعیت برش‌های ساختاری 'CC' و 'DD'..... ۳۵
- شکل ۳-۳: برش ساختاری 'CC' که پروفیل ۸۸۰۷ تا کوهان MAN1 بر آن منطبق می‌باشد..... ۳۶
- شکل ۳-۴: برش ساختاری 'DD' که منطبق بر قسمت میانی پروفیل ۸۸۰۸ می‌باشد..... ۳۷
- شکل ۴-۱: موقعیت پروفیل‌ها و ایستگاه‌های برداشت شده MT بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه گچساران..... ۴۳
- شکل ۴-۲: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری برای مولفه‌های XY و YX بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا..... ۴۴
- شکل ۴-۳: نمودارهای فاز برای مولفه‌های XY و YX در چهار ایستگاه از پروفیل ۸۸۰۶..... ۴۵
- شکل ۴-۴: نمودارهای چولگی مربوط به شش ایستگاه انتخابی از پروفیل ۸۸۰۵..... ۴۷
- شکل ۴-۵: نمودارهای چولگی مربوط به شش ایستگاه انتخابی از پروفیل ۸۸۰۶..... ۴۸
- شکل ۴-۶: تغییرات شاخص‌های ابعادی نرمال شده D1، D2 و D3 مربوط به شش ایستگاه انتخابی پروفیل ۸۸۰۵..... ۴۹
- شکل ۴-۷: تغییرات شاخص‌های ابعادی نرمال شده D1، D2 و D3 مربوط به شش ایستگاه انتخابی پروفیل ۸۸۰۶..... ۵۰
- شکل ۴-۸: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۰۱ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف..... ۵۲
- شکل ۴-۹: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۱۳ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف..... ۵۳
- شکل ۴-۱۰: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۱۶ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف..... ۵۴
- شکل ۴-۱۱: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۴۰ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف..... ۵۵
- شکل ۵-۱: نتایج وارون‌سازی یک بعدی مد میانگین از بالا به پایین پروفیل ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶..... ۶۲
- شکل ۵-۲: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش کمینه مربعات مقید هموار پروفیل ۸۸۰۵..... ۶۵
- شکل ۵-۳: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش کمینه مربعات مقید هموار پروفیل ۸۸۰۶..... ۶۶
- شکل ۵-۴: شبه‌مقاطع پروفیل ۸۸۰۵..... ۶۷
- شکل ۵-۵: شبه‌مقاطع پروفیل ۸۸۰۶..... ۶۹
- شکل ۵-۶: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش گرادیان مزدوج غیرخطی پروفیل ۸۸۰۵..... ۷۲
- شکل ۵-۷: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش گرادیان مزدوج غیرخطی پروفیل ۸۸۰۶..... ۷۳
- شکل ۵-۸: شبه‌مقاطع پروفیل ۸۸۰۵..... ۷۴
- شکل ۵-۹: شبه‌مقاطع پروفیل ۸۸۰۶..... ۷۵

فهرست جداول

جدول ۴-۱: نتایج تعیین بعد شش ایستگاه انتخاب شده پروفیل ۸۸۰۵ به روش والدیم. ۵۷.....

جدول ۴-۲: نتایج تعیین بعد شش ایستگاه انتخاب شده پروفیل ۸۸۰۶ به روش والدیم. ۵۷.....

فهرست علائم اختصاری

ABIC.....	روش وارون سازی ابیک
ACB: Active Constraint Balancing.....	متعادل کننده مقید فعال
CSAMT	روش مگنتوتلوریک با چشمه کنترل شده در محدوده فرکانس شنوایی
EDI: Electrical Data Interchange.....	فرمت داده های مگنتوتلوریک تبدیل شده
MT: Magnetotelluric	روش مگنتوتلوریک
NLCG: Nonlinear Conjugate Gradient.....	روش گرادیان مزدوج غیرخطی
Occam.....	روش اوکام
RMS: Root-Mean-Square.....	جذر میانگین مربعات
RRI: Rapid Relaxation Inversion.....	وارون سازی تقریبی سریع
RRMT.....	مگنتوتلوریک مبنای دور
TE: Transverse Electric.....	حالت الکتریکی عرضی
TM: Transverse Magnetic	حالت مغناطیسی عرضی
TEM: Time Domain Electromagnetic.....	الکترومغناطیس حوزه زمان

فصل اول

کلیات

روش‌های الکترومغناطیسی به همراه روش‌های میدان پتانسیل و لرزه‌نگاری، سه دسته اصلی روش‌های ژئوفیزیکی در اکتشافات نفتی را شامل می‌شوند. روش مگنتوتلوریک (MT) یکی از روش‌های الکترومغناطیسی با چشمه‌ی طبیعی می‌باشد، که از سال ۱۹۵۰ برای اکتشاف منابع زیرسطحی مورد استفاده قرار گرفته است. روش MT از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی برای به نقشه درآوردن تغییرات مقاومت‌ویژه زمین استفاده می‌کند. بی‌نیازی این روش به منبع تغذیه جریان الکتریکی و قابلیت نفوذ به اعماق زیاد، MT را یک روش مقرون به صرفه می‌کند. همچنین این روش هیچگونه آثار زیست محیطی مخربی در بر ندارد (Dobrin and Savit, 1988). از نقطه ضعف‌های عمده این روش، طبیعت آشفته امواج در فرکانس‌های بالا و ضعیف بودن چشمه امواج در فرکانس‌های حدود ۱ Hz و ۲ KHz می‌باشد. هر چند با بکارگیری روش مگنتوتلوریک با چشمه کنترل‌شده در محدوده فرکانس شنوایی^۱ (CSAMT) این مشکل نیز حل می‌شود. نقطه ضعف دیگر این روش مشکل جمع‌آوری داده در مناطق حاوی نویزهای الکتریکی می‌باشد. به منظور برطرف کردن این مشکل از روش مگنتوتلوریک مبنای دور^۲ (RRMT) استفاده می‌شود که در این روش از ایستگاه‌های مبنای دور که حاوی نوفه کمی هستند جهت اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی استفاده می‌شود (خوجم‌لی، ۱۳۹۰). حساسیت روش مگنتوتلوریک به آنومالی‌های هادی، این روش را مخصوصاً برای اکتشاف منابع انرژی ژئوترمال مناسب کرده است. هم‌چنین در دهه‌های اخیر با پیشرفت تکنولوژی، تجهیزات، روش‌های پردازش و تفسیر، روش MT به طور گسترده‌تری در اکتشاف مواد هیدروکربوری در سراسر دنیا کاربردی شده است.

برای تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک، ابتدا تحلیل ابعادی و تصحیح جابجایی ایستا صورت می‌گیرد؛ سپس نیاز به مدل‌سازی یک بعدی، دو بعدی و سه بعدی می‌باشد. از مدل‌سازی‌های صورت گرفته در روش مگنتوتلوریک می‌توان به مدل‌سازی‌های پیشرو و وارون اشاره کرد. استفاده از مدل‌سازی پیشرو در ساختارهای دوبعدی و سه بعدی به دلیل اینکه پاسخ مدل به صورت سعی و خطا به داده مشاهده‌ای برازش می‌شود؛ کاری

^۱ Controlled Source Audio Magnetotelluric (CSAMT)

^۲ Remote Reference Magnetotelluric

سخت و طاقت فرساست. به طور کلی روش‌های مدل‌سازی وارون به دلیل سرعت و توانایی در تشخیص عدم قطعیت‌ها نسبت به مدل‌سازی‌های پیشرو ترجیح داده می‌شوند (Newman and Alumbaugh, 2000). تاکنون دقت و کارایی انواع مدل‌سازی‌های وارون در اکتشافات هیدروکربوری با برداشت‌های مگنتوتلوریک بررسی نشده‌اند؛ تا کارایی هریک در شرایط متفاوت شناسایی شود (البرزیان، ۱۳۹۴).

۲-۱ سابقه‌ی تحقیق

در سال‌های ابتدایی پیدایش روش MT، به دلیل قدرت تفکیک پایین و استفاده از مدل‌سازی‌های یک بعدی، این روش برای ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی مناسب نبود و تنها جهت آشکارسازی عمق حوضه‌های رسوبی کاربرد داشت؛ تا اینکه در شوروی سابق اولین کاربرد اساسی این روش در اکتشاف نفت و گاز از سال ۱۹۶۰ شروع شد؛ که به مدت بیست سال در ناحیه‌ای به مساحت سه میلیون کیلومتر مربع، ۱۰۰۰۰ سونداژ MT قبل از روش لرزه‌نگاری برداشت شد (Berdichevsky and Dmitriev, 2002). هدف از انجام این روش صرفاً مطالعه زمین‌شناسی منطقه‌ای و ارزیابی حوضه مورد نظر بود و به آشکارسازی یک تصویر واضح از سنگ بستر انجامید. اختلاف در تعیین عمق سنگ بستر بلورین^۱، با نتایج MT و نتایج حفاری فقط ده درصد بود که نتیجه‌ای رضایت بخش به حساب می‌آید. در همین دوران در سیبری غربی روش MT موفق به کشف یک ساختار قابل توجه در توپوگرافی سنگ بستر شد؛ که منجر به کشف میدان گازی اورنگوی (بزرگ‌ترین میدان گازی جهان) شد (Berdichevsky and Dmitriev, 2002).

روش MT در اکتشاف نفت در کمربند چین‌خورده‌ی گینه‌نو در سال ۱۹۸۸ به کار گرفته شد (Christopherson, 1991)؛ جایی که ۱۰۰۰ متر توالی سنگ‌آهک متراکم یک سری آواری را پوشانده است و به علت سرعت بالا در سنگ‌آهک در کمربند چین‌خورده، کیفیت داده‌های لرزه پایین است. چون موج لرزه‌ای تمایل دارد در لایه با سرعت بالا سیر کند ولی به دلیل اختلاف زیاد مقاومت‌ویژه بین سنگ‌آهک و سری رسوبی آواری که در زیر قرار گرفته این ناحیه برای اکتشاف ساختارهای نفتی با روش MT مطلوب است.

^۱ Crystalline

روش MT در سال ۱۹۹۹ در منطقه ی مینامی-نوشیروی ژاپن برای اکتشاف نفت مورد استفاده قرار گرفت (Matsuo and Negi, 1999). در این منطقه گسل‌های تراستی با تغییر سریع ضخامت لایه‌های کم-مقاومت به کمک وارون‌سازی دوبعدی شناسایی شدند. مدل مقاومت ویژه به دست آمده از وارون‌سازی دوبعدی، همچنین نشانی از وجود تاقدیس‌ها و ناودیس‌های مشهور داشت.

این روش در اکتشاف نفت سازندهایی که زیر منطقه‌ای که حاوی نمک باشد به کار گرفته می‌شود. نمک جز مواد با خاصیت پلاستیک است و بیشتر انرژی موج لرزه را که خاصیت الاستیک دارد، به خود می‌گیرد و مانع از رسیدن موج به اعماق می‌شود. بنابراین روش لرزه‌نگاری از به تصویر کشیدن رسوبات قرار گرفته زیر توده و یا لایه‌های نمکی عاجز می‌باشد؛ اما به علت تباین بالای مقاومت ویژه نمک با رسوبات همراهش، MT یک انتخاب مناسب برای به نقشه درآوردن بخش پایینی توده نمکی است. بعضی مطالعات MT دریایی برای به تصویر کشیدن سنگ‌بستر گزارش شده است (Hoversten et al., 2000).

مثال دیگری از کاربرد MT اکتشاف نفت در شمال یونان است (Watts et al., 2002)؛ که در این منطقه کیفیت داده‌های لرزه به علت توپوگرافی خشن پایین است. جایی که تباین مقاومت‌ویژه بین واحد کربنات-انیدریت و واحد آواری بالا است. رسوبات مزوزوئیک پتانسیل بالایی برای وجود مخزن نفت و گاز در سراسر دنیا دارند. از روش MT همراه با روش ژئوشیمیایی برای آشکارسازی ساختار گندوانا (رسوبات مزوزوئیک) در هند مرکزی در سال ۲۰۱۱ استفاده شده است. این ساختار هدف اکتشاف مخزن هیدروکربوری است و در زیر بازالت‌های دیکن که مقاومت ویژه بالایی دارند، قرار دارد. بنابراین با وجود تباین مقاومت‌ویژه بین رسوبات مزوزوئیک و بازالت‌های دیکن روش MT یک روش مناسب برای آشکارسازی ساختار گندوانا بود. مدل‌سازی و تفسیر داده‌های MT سنگ بستر را در عمق ۵ کیلومتری از سطح زمین و رسوبات مزوزوئیک را با ضخامت ۲ تا ۳/۵ کیلومتری آشکارسازی می‌کند (Aziz, 2011).

روش MT در اکتشاف منابع نفت در ایران نخستین بار در سال ۱۳۷۷ توسط شرکت چینی سینوپک^۱ در منطقه زواره کاشان مورد استفاده قرار گرفت. از دیگر کاربردهای MT در ایران می‌توان به بررسی‌های

^۱ Sinopec

اطراف میدان نفتی گچساران و تاقدیس دهنو در سال ۱۳۸۰ اشاره کرد. علاوه بر این در سال ۱۳۸۵ شرکت روسی ژئوپروگنوس^۱ در بلوک لالی (اطراف اندیمشک)، در سال ۱۳۸۸ شرکت ای تیم^۲ در منطقه کپه داغ و در سال ۱۳۹۰ شرکت سینوپک در منطقه سراب (اطراف گچساران) از این روش در اکتشاف مخازن نفتی استفاده نمودند. اخیرا نیز شرکت ذخیره سازی گاز به کمک شرکت روسی نورد-وست^۳ در منطقه کاشان از این روش جهت اکتشاف گنبد های نمکی استفاده کردند (مدیریت اکتشاف نفت، ۱۳۹۲).

روش های گوناگونی به منظور وارون سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک مطرح شده است. در سال ۱۹۹۰، دگروت-هدلین^۴ و کانستیل^۵ روش اوکام^۶ را به منظور وارون سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک ارائه کردند. اسمیت^۷ و بوکر^۸ (۱۹۹۰) به منظور کمتر شدن زمان محاسبات روش وارون سازی تقریبی سریع^۹ را جهت وارون سازی دوبعدی داده های MT پیشنهاد کردند که دارای دقت کافی نبود. کد ابیک^{۱۰} در سال ۱۹۹۳ توسط یوچیدا^{۱۱} نوشته شد که از روش کمینه مربعات خطی جهت وارون سازی دوبعدی داده های MT استفاده می کند. در اکای بای کانادا روش گرادیان مزدوج غیر خطی^{۱۲} توسط رودی^{۱۳} و مکی^{۱۴} (۲۰۰۱) به کار گرفته شد؛ که عملکرد موفقیت آمیزی داشت.

^۱ Geo Prognoss

^۲ A Team

^۳ Nord- West

^۴ Degroot-Hedlin

^۵ Constable

^۶ Occam

^۷ Smith

^۸ Booker

^۹ Rapid Relaxation Inversion

^{۱۰} ABIC

^{۱۱} Uchida

^{۱۲} Nonlinear Conjugate Gradient

^{۱۳} Rodi

^{۱۴} Mackie

۳-۱ ضرورت انجام تحقیق

با این که لرزه‌نگاری انعکاسی یک روش بسیار کارآمد با قدرت تفکیک بالا برای به تصویر کشیدن ساختارهای پیچیده زیرسطحی در اکتشاف هیدروکربورهاست، با این حال گاهی به شدت از کیفیت داده‌های لرزه ای کاسته می‌شود. به عنوان مثال وجود سنگ‌های ولکانیکی و کربناته نزدیک سطح، نواحی با توپوگرافی خشن و زون‌های رورانده از کیفیت داده‌های لرزه می‌کاهد (Xiao and Unsworth, 2006). هم چنین با توجه به اینکه روش گرانی‌سنجی و روش مغناطیس‌سنجی مرز بین لایه‌ها را به خوبی نشان نمی‌دهند، استفاده از روش MT در اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری اهمیت بیشتری پیدا می‌کند. کارایی روش مگنتوتلوریک در اکتشاف ساختارهایی مانند تاقدیس‌ها و گنبد‌های نمکی است که پتانسیل وجود هیدروکربور در آن‌ها زیاد است. این روش هم چنین می‌تواند در بعضی شرایط به وجود مستقیم هیدروکربور دلالت کند (Unsworth, 2005; Unsworth, 2012).

با توسعه سریع نرم‌افزارها و تجهیزات، MT در اکتشاف هیدروکربور مفیدتر واقع شد. در بسیاری از زون‌های رورانده تباین بین سرعت یا مقاومت‌ویژه از قرارگیری لایه‌های با لیتولوژی‌های مختلف روی هم به وجود می‌آید. این تباین سرعت می‌تواند مشکلاتی را در آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی در برداشت‌های لرزه‌نگاری ایجاد کند. نواحی رورانده به علت وجود سنگ مخزن مناسب، بلوغ گرمایی و شرایط مساعد مخزن، اهداف معمول در اکتشاف نفت هستند (Picha, 1996)؛ اما در بسیاری از این نواحی، موج بازتابش برای لایه زیر گسل تراستی از قانون اسنل دکارت تبعیت نمی‌کند. موج لرزه‌ای پخش می‌شود و این لایه قابل شناسایی نمی‌باشد. از طرفی با وجود گسل تراستی ممکن است لایه نرم که احتمال وجودش در لایه‌های نزدیک سطح است را در اعماق قرار دهد و مانع از رسیدن موج لرزه‌ای به اعماق شود؛ که این مساله می‌تواند باعث کاهش کیفیت داده‌های لرزه‌ای انعکاسی در این نواحی شود (Watts and pince, 1998; Watts et al., 2002). علاوه بر این در بسیاری از نواحی رورانده، سنگ‌های با سرعت بالا، در بالای سنگ‌های با سرعت پایین قرار می‌گیرند و به همین دلیل بکارگیری روش لرزه‌نگاری را محدود می‌سازد؛ در حالی که روش MT برای بررسی این نواحی مناسب است. اگرچه روش MT قدرت تفکیک کمتری نسبت به روش لرزه‌نگاری دارد ولی هزینه‌ی پایین،

عمق زیاد اکتشاف و اثرات محیطی کم این روش جز مزایای آن به شمار می‌رود. در ناحیه‌ای که برداشت لرزه مشکل است، برداشت MT ی نقش مهمی در اکتشاف نفت دارد (هاشمی، ۱۳۹۱)

در منطقه گچساران به دلیل وجود لایه‌های کربناته و مشکلاتی که خود سازند گچساران (از قبیل سرعت و انرژی بالای امواج لرزه‌ای) برای روش لرزه‌نگاری ایجاد می‌کند، برداشت لرزه‌نگاری در شناسایی کامل ساختارهای زیرسطحی ناتوان بوده است. از این رو برداشت داده‌های مگنتوتلوریک در سال ۱۳۹۰ توسط پیمانکار چینی در محدوده‌ای به وسعت تقریبی ۱۵۰۰ کیلومتر مربع برداشت شد و مراحل پردازش و تفسیر داده‌های آن در چین صورت گرفت.

حال با توجه به اهمیت منطقه، در مطالعه حاضر تلاش می‌شود تا در قالب یک پایان‌نامه، داده‌های مگنتوتلوریک برای اولین بار در ایران به روش کمینه مربعات مقید هموار، برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی و اکتشاف منابع هیدروکربوری مدل‌سازی شود و با استفاده از مدل‌سازی صورت گرفته و تعیین عمق و محل تاقدیس‌های منطقه، نقاط مناسب حفاری پیشنهاد شوند.

۴-۱ هدف و روش انجام تحقیق

هدف از انجام این تحقیق پردازش، مدل‌سازی وارون و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری منطقه گچساران و تعیین گسترش جانبی و عمق احتمالی سازند حاوی هیدروکربور (سازند مخزنی آسماری) می‌باشد. جهت نیل به هدف، ابتدا کیفیت داده‌های برداشت شده MT در پروفیل‌های مختلف مورد ارزیابی قرار می‌گیرد و اثرات گالوانیکی مرتبط با عوارض توپوگرافی و ناهمگنی‌های سطحی به کمک داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان در تک تک سونداژهای MT تصحیح می‌شوند. سپس با استخراج داده‌های مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز از مولفه‌های تانسور امپدانس، نمودارها به صورت کیفی تفسیر خواهند شد. در ادامه تحلیل ابعادی داده‌های منطقه صورت خواهد گرفت؛ تا ابعاد ساختارهای زیرسطحی مشخص شود. با بهره‌مندی از نرم‌افزارهای تخصصی مانند WinGLink (Geosystem, 2003) داده‌های MT ابتدا به شکل یک بعدی مدل‌سازی می‌شوند و پس از توضیح تئوری هریک از روش‌های کمینه مربعات مقید هوار و

گرادیان مزدوج غیرخطی، وارون‌سازی دوبعدی داده‌ها با هر دو روش بیان شده صورت می‌گیرد. با مقایسه نتایج هر دو روش، نقاط قوت و ضعف هر روش در این منطقه شناسایی می‌شود. نتایج به صورت مقاطع عرضی ارائه خواهند شد و تفسیر آن‌ها به کمک اطلاعات زمین‌شناسی صورت می‌گیرد. با تفسیر نتایج به دست آمده، شکل و گسترش ساختارهای هیدروکربوری منطقه گچساران تعیین می‌شوند.

۱-۵ ساختار پایان‌نامه

در فصل اول پایان‌نامه، مقدمه‌ای از روش مگنتوتلوریک آورده شده است و سپس سابقه استفاده از این روش در اکتشافات نفتی بیان می‌شود. در فصل دوم توضیح مختصری در مورد اصول و مبانی روش مگنتوتلوریک داده می‌شود. در فصل سوم به شرح زمین‌شناسی منطقه و موقعیت جغرافیایی آن پرداخته می‌شود. در فصل چهارم با انجام تصحیح جابجایی ایستا روی داده‌های MT و انجام تحلیل ابعادی آن‌ها، ساختارهای زیرسطحی منطقه تعیین بعد می‌شوند. انجام وارون‌سازی‌های یک بعدی و دو بعدی و تفسیر نتایج آن‌ها در فصل پنجم صورت می‌گیرد. در فصل ششم نتیجه‌گیری پایان‌نامه و پیشنهادات ارائه شده مطرح می‌شوند.

فصل دوم

تئوری روش مگنتوتلوریک

چشمه‌ی امواج MT از به وجود آمدن هرگونه آشفتگی طبیعی در میدان مغناطیسی زمین ایجاد می‌شود. منشا میدان MT ناشی از فعالیت‌های خورشیدی، آذرخش‌ها، شفق‌های قطبی، حرکت‌های نسبی زمین، خورشید و ماه و همچنین میدان‌های ناشی از گردبادهای بزرگ می‌باشد (Dobrin et al., 1990; Telford et al., 1988 and Savit). دو منبع اصلی سیگنال‌های الکترومغناطیسی طبیعی در اکتشاف مگنتولوریک استفاده می‌شود. اکثر سیگنال‌های MT در فرکانس‌های زیر ۱ HZ از نوسانات میدان مغناطیسی زمین می‌آیند؛ که توسط تغییرات در مگنتوسفر ایجاد می‌شوند. مگنتوسفر یک زون متشکل از پلازماست که به طور پیوسته مورد اصابت بادهای خورشیدی قرار می‌گیرد. طبق قوانین الکترومغناطیس، تغییرات ژئومغناطیسی زمین یک میدان الکترومغناطیسی گذرا و متعاقبا جریان‌های الکتریکی را در زمین رسانا القا می‌کنند. تغییرات ژئومغناطیسی وابسته به فرآیندهای فیزیکی خارج از جو زمین خیلی سریع تغییر می‌کنند و می‌توانند یک جریان قوی داخل زمین القا کنند؛ که به آن جریان تلوریک می‌گویند. در فرکانس‌های ۱-۱۰۰۰ HZ منشا میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی فعالیت آذرخشی الکتریکی جهانی است؛ که به طور اولیه در اتمسفر تولید می‌شوند و در یونسفر که هادی موج است سیر می‌کنند. امواج ایجاد شده اسفریک^۱ نامیده می‌شوند. بیشتر اسفریک‌ها در بعد از ظهرهای تابستانی رخ می‌دهند و با دور شدن از محل وقوع میرا می‌شوند (Dobrin and Savit, 1988; Telford et al., 1990; Vozoff, 1991).

اقدامات اولیه در توسعه‌ی روش MT به طور جداگانه در روسیه توسط تیخونوف و در فرانسه توسط کانیارد صورت گرفت. این افراد همچنین طبیعت تخت امواج MT و توانایی آن‌ها را در نفوذ به اعماق زیاد دریا دریافتند (Dobrin and Savit, 1988; Telford et al., 1990). امواج ایجاد شده، تقریباً بدون تضعیف پوسته‌ی نارسانای هوا را طی کرده و به زمین برخورد می‌کنند. بخش زیادی از میدان‌های تابشی در سطح زمین بازتاب می‌شوند و تنها بخش کوچکی از آن به داخل زمین نفوذ می‌کنند و در داخل زمین و محیط‌های

^۱ Spheric

رسانا باعث تولید جریان‌های الکتریکی می‌گردند؛ که این جریان‌ها به نوبه‌ی خود باعث به وجود آمدن میدان‌های مغناطیسی القایی (ثانویه) می‌شوند (Vozoff, 1991). امروزه برای اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی به جای مگنتومتر از یک سری کوئل‌های بسیار حساس و یک جفت الکتروود جهت اندازه‌گیری تغییرات میدان الکتریکی در جهات x و y استفاده می‌شود. البته برای کسب اطلاعات بیشتر می‌توان از یک کوئل اضافی در جهت z برای اندازه‌گیری میدان مغناطیسی قائم نیز استفاده نمود. مجموعه این الکتروودها و کوئل‌ها به یک سری تقویت‌کننده‌ها و فیلترها و در نهایت به دستگاه چند کاناله دیجیتالی قابل اتصال به کامپیوتر جهت ثبت و اندازه‌گیری داده‌های خام سری زمانی وصل می‌شوند. لازم به ذکر است که تغییرات هر یک از مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی (بسته به بازه فرکانسی مورد نظر برداشت) به صورت چندین قطعه (segment) سری زمانی در هر یک از باندهای فرکانسی ثبت می‌شوند و سپس به کمک نرم‌افزارهای مربوطه و انجام یک سری عملیات ریاضی پیچیده مقدار این میدان‌ها در چندین فرکانس محاسبه می‌گردند. در بسیاری از سیستم‌های امروزی، پردازش همزمان با برداشت صورت می‌گیرد. در یک ایستگاه مولفه‌های میدان مغناطیسی و الکتریکی ثبت می‌شوند، نسبت این میدان‌ها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی است. با تعیین امپدانس $Z_{\alpha\beta} = E_{\alpha}/H_{\beta}$ در یک سری از فرکانس‌ها می‌توان یک طیف فرکانسی برای امپدانس به دست آورد. در فرکانس‌های نسبتاً زیاد به علت اثر عمق پوسته، امپدانس تنها اطلاعاتی از لایه‌های سطحی می‌دهد و در فرکانس‌های پایین، این اطلاعات ناشی از لایه‌های عمقی می‌باشد. بنابر این مشاهده می‌شود که روش MT در یک ایستگاه به صورت یک سونداژ عمقی الکتریکی عمل می‌کند (Kaufman and Keller, 1981). در مرحله‌ی بعد، امپدانس‌های محاسبه شده به صورت مقاومت ویژه بر حسب عمق تفسیر می‌شوند. مرحله پایانی استفاده از روش‌های مدل‌سازی جهت تعیین ساختار زیر سطحی می‌باشد (Telford et al., 1990 ; Dobrin and Savit, 1988 ; Vozoff, 1991).

امواج مگنتوتلوریک طیف وسیعی از فرکانس‌ها را در بر می‌گیرد؛ که از گستره‌ی فرکانسی 0.01 هرتز تا 10000 هرتز جهت کارهای اکتشافی استفاده می‌گردد. از فرکانس‌های بالا یا فرکانس‌های شنوایی مگنتوتلوریک جهت اکتشاف آب‌های زیرزمینی و نهشته‌های فلزی پایه استفاده می‌گردد. یکی از کاربردهای

اصلی روش MT در اکتشاف نفت است؛ به ویژه در مناطقی که روش لرزه‌ای انعکاسی به دلیل توپوگرافی شدید، خیلی گران می‌باشد و یا به دلیل روباره‌های بازالتی یا سایر ولکانیک‌ها دچار مشکل می‌شود. به دلیل حساسیت بالای روش MT به آنومالی‌های هادی، این روش در اکتشاف منابع ژئوترمال بسیار مناسب می‌باشد؛ زیرا حضور سیستم ژئوترمال در منطقه باعث بالا رفتن درجه حرارت و در نتیجه افزایش تحرک یون‌ها می‌شود که این امر باعث افزایش هدایت الکتریکی می‌گردد (Dobrin and Savit, 1988; Vozoff, 1991).

۲-۲ ساختارهای یک بعدی

ساختارهای یک بعدی شامل چند لایه‌ی همگن افقی می‌باشند؛ که مقاومت ویژه در آن‌ها تنها با عمق تغییر می‌کند. برای چنین ساختاری تغییرات افقی میدان‌ها صفر است (Moradzadeh, 1998). در ساختارهای یک بعدی $\rho_x = \rho_y = \rho_a$ است. ρ_a تابعی از فرکانس است که مقاومت ویژه‌ی زمین لایه‌ای را نشان می‌دهد.

۳-۲ امپدانس یک بعدی و مقاومت ویژه ظاهری یک بعدی

بررسی هر پدیده‌ی مرتبط با میدان‌های الکترومغناطیسی نیازمند آگاهی از معادلات فراگیر ماکسول در الکترومغناطیس می‌باشد. پس طبیعی است که اساس محاسبات روش مگنتوتلوریک چه در حالت زمین ساده و چه در حالت زمین پیچیده معادلات ماکسول باشند. در ادامه شرح مختصری از معادلات ماکسول، اصول و اساس روش مگنتوتلوریک آورده می‌شود. قوانین مربوط به الکتروستاتیک و مغناطیس توسط ماکسول به صورت چهار معادله زیر مطرح شد.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad (1-2)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (2-2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3-2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho \quad (4-2)$$

که در این معادلات E میدان الکتریکی، B القای مغناطیسی، H میدان مغناطیسی، J چگالی جریان الکتریکی، D جریان جابجایی، ρ چگالی حجمی بار و t زمان می باشند (Telford et al., 1990).

در مناطق دارای هدایت معین به هنگام عبور جریان، بار چندانی ذخیره نمی شود بنابراین در این مناطق:

$$\nabla \cdot D = 0$$

در روش MT مولفه های میدان الکتریکی یعنی مولفه های موازی سطح زمین اندازه گیری می شود. بنابراین هیچ بار سطحی در مرز هوا و زمین ظاهر نخواهد شد؛ پس چگالی جریان ثابت می ماند (خوجم لی؛ ۱۳۹۰). هم چنین معادله پیوستگی و معادلات مربوط به یک محیط خطی که در بررسی نحوه انتشار امواج MT به کار می رود به شرح ذیل می باشد:

$$\nabla \times J + \partial \rho / \partial t = 0 \quad (۵-۲)$$

$$J = \sigma E \quad (۶-۲)$$

$$D = \epsilon E \quad (۷-۲)$$

$$B = \mu H \quad (۸-۲)$$

در معادلات فوق σ هدایت الکتریکی، ϵ گذردهی الکتریکی و μ نفوذپذیری مغناطیسی می باشد (Moradzadeh, 1998; Telford et al., 1990).

با گرفتن کرل از دو معادله ماکسول و با استفاده از روابط فوق و با توجه به این که $\nabla \cdot D = 0$ و $\nabla \cdot H = 0$

است، چنانچه تغییرات زمانی میدان ها هارمونیک فرض شود، این معادلات به صورت زیر درمی آیند:

$$\nabla^2 E + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) E = 0 \quad (۹-۲)$$

$$\nabla^2 H + (\mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega) H = 0 \quad (۱۰-۲)$$

$$K^2 = \mu \epsilon \omega^2 - i \mu \sigma \omega \quad (۱۱-۲)$$

همانطور که مشاهده می شود خصوصیات سنگ و فرکانس در عدد موج K خلاصه می شود، بخش اول رابطه ی (۹-۲) و (۱۰-۲) مربوط به جریان های جابه جایی و بخش دوم مربوط به جریان های رسانش می باشد. با توجه

به فرکانس‌های مورد استفاده در روش MT که معمولاً کمتر از ۳KHz می‌باشند؛ از این رو مولفه‌ی جریان جابجایی قابل اغماض بوده و معادله هلمهولتز برای سنگ‌های با رسانندگی پایین و همچنین برای هوا به معادله لاپلاس تبدیل می‌شود:

$$\nabla^2 E = 0 \quad (12-2)$$

$$\nabla^2 H = 0 \quad (13-2)$$

همچنین برای یک رسانای خوب، بخش حقیقی مولفه‌ی جریان جابجایی معادله (۹-۲) و (۱۰-۲) حذف و تنها بخش موهومی آن باقی می‌ماند و معادله هلمهولتز تبدیل به معادله پخش می‌شود:

$$\nabla^2 E - i\mu\sigma\omega E = 0 \quad (14-2)$$

$$\nabla^2 H - i\mu\sigma\omega H = 0 \quad (15-2)$$

در هر دو مورد فوق مشاهده می‌شود که فاکتور مربوط به جریان‌های جابجایی با توجه به گستره فرکانسی مورد نظر در روش MT قابل اغماض می‌باشد (Telford et al., 1990).

حل معادلات (۱۴-۲) و (۱۵-۲) بسیار مشکل می‌باشد؛ مگر آن‌که موج قطبیده تخت فرض شود. تخت بودن امواج در گستره فرکانسی مورد نظر MT توسط دانشمندان بسیاری بررسی و مورد تایید قرار گرفته است (Dobrin and Savit, 1988).

چنانچه میدان الکترومغناطیسی تختی را در نظر بگیریم که موج در جهت Z منتشر شود، صفحه xy صفحه قطبش باشد و مولفه‌های میدان‌ها را به صورت زیر فرض کنیم:

$$H = H_y(z, t)$$

$$E = E_x(z, t)$$

جواب معادلات (۱۴-۲) و (۱۵-۲) به این صورت خواهد بود:

$$A = A_0 e^{-i(Kz - \omega t)} = A_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \alpha z)} \quad (16-2)$$

$$\alpha = \left(\frac{\omega \mu \sigma}{2} \right)^{\frac{1}{2}}, K = (1-i)\alpha$$

A_0 بزرگی میدان‌های E و H در سطح زمین می‌باشد. از نظر فیزیکی تنها بخش حقیقی جواب معادله مورد نظر ماست بنابراین:

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (17-2)$$

ملاحظه می‌شود دامنه‌ی میدان‌های E و H به طور نمایی نسبت به عمق کاهش می‌یابد و علاوه بر آن میدان‌ها نسبت به زمان و عمق تغییرات سینوسی همراه با تغییر فاز دارند (Moradzadeh, 1998). برای چنین موج تخت قطبیده شده در صفحه XY که در جهت Z در داخل زمین منتشر می‌شود با در نظر گرفتن معادلات (۲-۲)، (۲-۶)، (۲-۷) و (۲-۱۵) روابط زیر را می‌توان به دست آورد (Moradzadeh, 1998):

$$H_y = H_{y0} e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \quad (18-2)$$

$$E_x = \frac{1}{\sigma} \left(-\frac{\partial H_y}{\partial z} \right) = \sqrt{2} \left(\frac{\alpha}{\sigma} \right) H_{y0} e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z + 45) \quad (19-2)$$

که در آن H_{y0} اندازه H_y در سطح زمین است. با تقسیم رابطه ی (۱۹-۲) بر (۱۸-۲) خواهیم داشت:

$$\frac{E_x}{H_y} = \sqrt{2} \left(\frac{\alpha}{\sigma} \right) e^{\frac{i\pi}{4}} = \frac{i\omega\mu}{K} \quad (20-2)$$

$$Z = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = (\omega\mu\rho)^{\frac{1}{2}} e^{\frac{i\pi}{4}} \quad (21-2)$$

$$\rho = \frac{1}{\mu\omega} |Z|^2 \quad (22-2)$$

در رابطه‌ی فوق Z امپدانس موج برای یک زمین همگن با مقاوم ویژه ρ نامیده می‌شود.

۴-۲ ساختارهای دوبعدی

یک ساختار دوبعدی ژئوالکتریکی، ساختاری است که مقاومت ویژه الکتریکی و میدان‌ها علاوه بر تغییر نسبت به عمق، در یک جهت افقی نیز بطور جانبی تغییر می‌کنند. بیشتر ساختارهای زمین‌شناسی مانند تاق‌دیس‌ها، ناودیس‌ها، زون‌های همبری، دایک‌ها، دره‌های ریفتی و رودخانه‌ای به صورت دوبعدی هستند.

در ساختارهای دوبعدی خواص الکتریکی به موازات یک جهت افقی (مثلاً x) ثابت است؛ که به آن جهت امتداد گفته می‌شود. برای مدل دو بعدی، معادلات درهم‌کنش امواج تخت الکترومغناطیسی برای دو مد بررسی می‌شود (Moradzadeh, 1998 ; Vozoff, 1991). وقتی مولفه میدان الکتریکی در جهت امتداد قطبیده باشد و مولفه مغناطیسی عمود بر آن باشد این وضعیت را حالت الکتریکی عرضی (TE) نامند. حالت دوم وقتی است که مولفه میدان الکتریکی عمود بر امتداد باشد یا زمانی که مولفه میدان مغناطیسی در جهت امتداد قطبیده باشد این وضعیت را حالت مغناطیسی عرضی (TM) می‌نامند. در این حالت معادلات امواج الکترومغناطیسی برای هریک از مدهای TE و TM به صورت زیر درمی‌آیند (Moradzadeh, 1998):

برای مد TE داریم:

$$E_x = \frac{1}{\sigma(y,z)} \left[\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} \right] \quad (2-23)$$

$$H_y = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad (2-24)$$

$$H_z = -\frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x}{\partial y} \quad (2-25)$$

برای مد TM داریم:

$$H_x = -\frac{1}{i\omega\mu} \left[\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right] \quad (2-26)$$

$$E_y = \frac{1}{\sigma(y,z)} \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad (2-27)$$

$$E_z = \frac{1}{\sigma(y,z)} \frac{\partial H_x}{\partial y} \quad (2-28)$$

رفتار این دو قطبش در برخورد با ناهمگنی‌های جانبی متفاوت است که در ادامه در مورد آن‌ها بحث و بررسی خواهد شد. تفاوت اساسی این دو حالت در این می‌باشد که حالت TM ساختارها را باردار می‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت گالوانیکی می‌باشند. درحالی که حالت TE ساختارها را باردار نمی‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت القایی می‌باشند. حالت TM به ساختارهای نزدیک سطح حساس‌تر است؛ اما حالت TE به ساختارهای

عمیق حساس می‌باشد و در نهایت این که حالت TM در برابر جابجایی استاتیکی حاصل از آنومالی‌های سه‌بعدی نزدیک سطح تاثیرپذیرتر از حالت TE می‌باشد (Berdichevsky et al., 2008).

۲-۵ تانسور امپدانس و مقاومت ویژه ظاهری دوبعدی

در اکتشافات MT در یک زمین همگن یا لایه‌ای افقی رابطه‌ی بین میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی به صورت زیر نشان داده می‌شود:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \frac{E_x(\omega)}{H_y(\omega)} = - \frac{E_y(\omega)}{H_x(\omega)}$$

اما در یک زمین با ساختار دو بعدی که در طبیعت نیز معمول تر است، ساختار الکتریکی زیرسطحی را نمی‌توان با اسکالر مختلط بیان کرد. برای چنین ساختارهایی رابطه بین میدان الکتریکی و مغناطیسی به صورت تانسور امپدانس تعریف می‌شود:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} & Z_{xz} \\ Z_{yx} & Z_{yy} & Z_{yz} \\ Z_{zx} & Z_{zy} & Z_{zz} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{pmatrix} \quad (2-29)$$

در روش مگنتوتلوریک E_z جز برای فرکانس‌های بسیار بالا تقریباً صفر است. زیرا مولفه‌ی قائم میدان الکتریکی خیلی زود میرا می‌شود. از این رو برای یک ساختار دو بعدی تانسور امپدانس به صورت زیر تعریف می‌شود (Cantwell, 1960):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (2-30)$$

پس هر مولفه تانسور امپدانس برابر می‌شود با:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (i, j = x, y)$$

در زمین دوبعدی چنانچه یکی از محورها به موازات امتداد ساختار باشد، مولفه‌های قطر اصلی صفر می‌شوند:

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \quad \text{و} \quad Z_{xy} \neq Z_{yx}$$

در یک زمین یک بعدی علاوه بر این که مولفه‌های قطر اصلی صفر می‌شوند، مولفه‌های قطر فرعی نیز به صورت مقابل با هم مرتبط هستند:

$$Z_{xy} = -Z_{yx}$$

به دلیل این که در زمان برداشت به ندرت امتداد آنومالی مشخص است؛ بنابراین محورهای برداشت در زوایای دلخواه نسبت به امتداد آنومالی قرار می‌گیرند. سپس برای تعیین امتداد ساختار، با چرخش تانسور امپدانس سعی می‌شود که عناصر قطراصلی تانسور امپدانس حذف شود. البته چنانچه نویز وجود داشته باشد، این عناصر حذف نمی‌شوند. ولی می‌توان مقادیر آن‌ها را به حداقل رساند. برای به دست آوردن محورهای موازی و عمود بر امتداد آنومالی که به آن‌ها محورهای اصلی می‌گویند، محورهای برداشت را تحت زاویه θ به صورت ساعتگرد حول محور قائم دوران می‌دهیم (Telford et al., 1990; Kaufman and Keller, 1981).

تانسور Z را می‌توان با یک ماتریس چرخش R به هر سیستم مختصات با زاویه θ چرخاند:

$$Z'(\theta) = RZR^T, \quad R = \begin{pmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{pmatrix} \quad (۳۱-۲)$$

رابطه‌ی بین عناصر تانسور امپدانس اولیه و عناصر امپدانس اصلی به صورت زیر می‌باشد (Eggers, 1982):

$$Z'_{xx} = Z_2 + Z_3 \sin(2\theta) + Z_4 \cos(2\theta) \quad (۳۲-۲) \text{ الف}$$

$$Z'_{xy} = Z_1 + Z_3 \cos(2\theta) - Z_4 \sin(2\theta) \quad (۳۲-۲) \text{ ب}$$

$$Z'_{yx} = -Z_1 + Z_3 \cos(2\theta) - Z_4 \sin(2\theta) = -Z'_{xy}(\theta + \pi/2) \quad (۳۲-۲) \text{ ج}$$

$$Z'_{yy} = -Z_2 - Z_3 \sin(2\theta) - Z_4 \cos(2\theta) = -Z'_{xx}(\theta + \pi/2) \quad (۳۲-۲) \text{ د}$$

پارامترهای Z_1, Z_2, Z_3 و Z_4 به صورت زیر تعریف می‌شوند (Kaufman and Keller, 1981):

$$Z_1 = \frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} = \frac{z'_{xy}(\theta) - z'_{yx}(\theta)}{2} \quad (۳۳-۲) \text{ الف}$$

$$Z_2 = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} = \frac{z'_{xx}(\theta) + z'_{yy}(\theta)}{2} \quad (۳۳-۲) \text{ ب}$$

$$Z_3 = \frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \quad (2-33 \text{ ج})$$

$$Z_4 = \frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2} \quad (2-33 \text{ د})$$

زاویه چرخش θ باید طوری انتخاب شود که عناصر قطر اصلی تانسور Z' صفر و یا حداقل گردد. یعنی:

$$Z'(\theta) = \begin{pmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{pmatrix} \quad (2-33)$$

به این ترتیب عناصر غیر قطری $Z'(\theta)$ به عنوان مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس شناخته می‌شوند و با استفاده از مولفه‌های حقیقی و موهومی آن‌ها می‌توان مقاومت و ویژه‌ی ظاهری و فاز امپدانس را محاسبه نمود (Kaufman and Keller, 1981):

$$\rho'_{xy} = 0.2 T |Z'_{xy}|^2 \quad (2-34)$$

$$\rho'_{yx} = 0.2 T |Z'_{yx}|^2 \quad (2-35)$$

۲-۶ فاز امپدانس

فاز امپدانس، اختلاف فاز بین مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی را توصیف می‌کند (Kaufman and Keller, 1981):

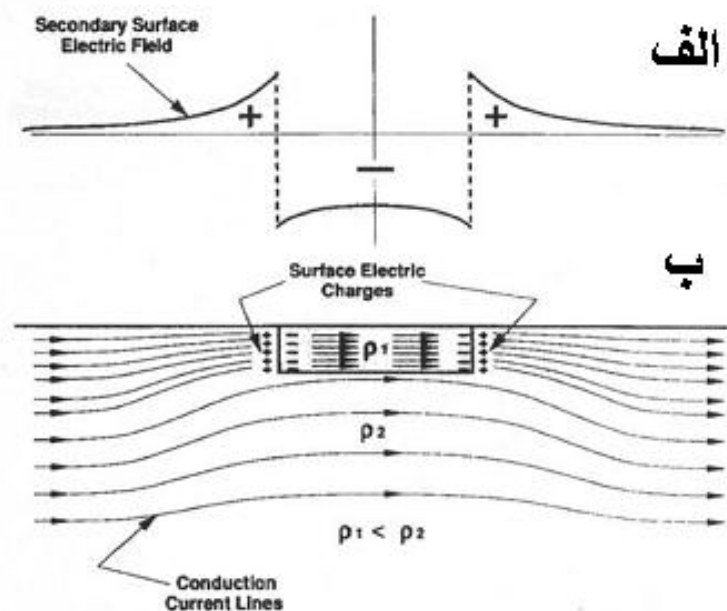
$$\varphi'_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z'_{xy})}{\text{Re}(Z'_{xy})} \right) \quad (2-36)$$

$$\varphi'_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z'_{yx})}{\text{Re}(Z'_{yx})} \right) \quad (2-37)$$

بنابر رابطه‌ی (۲-۲۱) در یک زمین همگن فاز امپدانس برابر $\pi/4$ می‌شود. این بدان معناست که با توجه به فرآیند پخش انتشار امواج صفحه‌ای الکترومغناطیسی در محیط رسانا، میدان الکتریکی به اندازه‌ی ۴۵ درجه نسبت به میدان مغناطیسی تقدم فاز می‌یابد (خوجم لی، ۱۳۹۰).

۷-۲ اثر جابجایی ایستا

مساله اصلی در سونداژزنی MT آشفتگی میدان الکتریکی، به علت ناهمگنی‌های الکتریکی و تغییرات عرضی در مقاومت‌ویژه ساختارهای الکتریکی نزدیک سطح است. دلیل ایجاد این پدیده نیز ناپیوستگی میدان الکتریکی افقی به هنگام عبور از ناهمگنی‌های جانبی است (شکل ۱-۲ الف)). در شکل (۱-۲ ب) اگر مقاومت ویژه توده سطحی (ρ_1) کمتر از مقاومت ویژه زمینه (ρ_2) باشد آن‌گاه منحنی سونداژ مقاومت ویژه در محل ایستگاه اندازه‌گیری به اندازه ثابت بطور مستقل از فرکانس به سمت پایین جابجا می‌شود. اگر ($\rho_2 < \rho_1$) باشد آن‌گاه منحنی مقاومت ویژه به اندازه ثابت به سمت بالا در تمامی فرکانس‌ها جابجا می‌شود. از آنجایی که این مقدار جابجایی منحنی مقاومت ویژه در تمام فرکانس‌ها ثابت است؛ به همین جهت به آن جابجایی ایستا گویند. جهت آشکارسازی جابه‌جایی ایستا، باید منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری و فاز را بر حسب فرکانس برای هر سونداژ یا به صورت شبه‌مقطع در طول پروفیل رسم نمود. در شبه‌مقطع مقاومت ویژه بر حسب فرکانس در طول پروفیل، جابه‌جایی ایستا به صورت نوارهای عمودی موازی با محور فرکانس مشاهده می‌شود.



شکل ۱-۲: الف- تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی ب- تمرکز جریان

الکتریکی در زون هادی

این در حالی است که این سری نواری در شبه‌مقاطع فاز پروفیل قابل رویت نمی‌باشد (هاشمی، ۱۳۹۱).

۸-۲ روش های تصحیح جابه‌جایی ایستا

در این پژوهش برای تصحیح از روش سونداژ الکترومغناطیسی حوزه زمان (TEM) حلقه مرکزی استفاده شد. در روش TEM جریانی به صورت پالسی شکل و در زمانی کوتاه به درون حلقه فرستنده ارسال می‌شود و اندازه‌گیری میدان مغناطیسی القایی پس از قطع جریان در بازه‌های زمانی مختلف توسط پیچه گیرنده صورت می‌گیرد.

داده‌های اندازه‌گیری شده میدان مغناطیسی القایی در پنجره‌های زمانی ثبت می‌شوند که کانال یا گیت^۱ نامیده می‌شوند. در کانال‌های انتهایی رابطه زیر بین مولفه قائم میدان مغناطیسی، زمان و خصوصیات زمین برقرار است (Christiansen, 2006):

$$H_z \approx \left(\frac{\mu M}{30}\right) \left(\frac{\mu M}{\pi t}\right)^{\frac{3}{2}} \quad (2-38)$$

M ممان مغناطیسی دوقطبی فرستنده است که $M=IA$ پیچه گیرنده $\dot{H}_z = \frac{dH_z}{dt}$ را اندازه می‌گیرد:

$$\dot{H}_z \approx \frac{\mu M (\mu \sigma)^{\frac{3}{2}}}{20 \pi^{\frac{3}{2}} t^{\frac{5}{2}}} \quad (2-39)$$

هدف به دست آوردن مقاومت ویژه ظاهری برحسب زمان با استفاده از ولتاژ القایی است. همانطور که می‌دانیم رابطه بین هدایت الکتریکی و مقاومت ویژه به صورت $\sigma = \frac{1}{\rho}$ می‌باشد. در نتیجه رابطه مقاومت ویژه ظاهری به صورت زیر نوشته می‌شود:

$$\rho_a(t) \approx \left(\frac{\mu}{\pi t}\right) \left(\frac{\mu M}{20 \dot{H}_z t}\right)^{\frac{3}{2}} \quad (2-40)$$

^۱ gate

با داشتن مقاومت ویژه ظاهری بر حسب زمان می‌توان برای داده‌های TEM مدل‌سازی انجام داد. در روش TEM عمق پخش از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$d = \left(\frac{2t}{\sigma\mu}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (۴۱-۲)$$

مشاهده می‌شود در روش حوزه زمان هر چقدر زمان بیشتری بگذرد، جریان القایی به عمق بیشتری داخل زمین نفوذ می‌کند و هر چقدر هدایت زمین بیشتر باشد عمق نفوذ جریان القایی داخل زمین کمتر است (Telford et al., 1990)

۲-۹ زاویه راستا

برای محاسبه زاویه چرخش از رابطه‌ی زیر استفاده می‌شود (Swift, 1967):

$$4\theta = \tan^{-1} \frac{|(z_{xx} - z_{yy})(z_{xy} + z_{yx})^* + (z_{xx} - z_{yy})^*(z_{xy} + z_{yx})|}{|z_{xx} - z_{yy}|^2 - |z_{xy} + z_{yx}|^2} \quad (۴۹-۲)$$

علامت * نشان‌دهنده‌ی مزدوج مختلط است. زاویه راستایی که به دست می‌آید ۹۰ درجه ابهام دارد، در نتیجه تنها با استفاده از عناصر امپدانس نمی‌توان زاویه راستای منحصربه‌فردی به دست آورد. این ابهام می‌تواند با استفاده از تیپر یا دیگر اطلاعات مستقل برطرف شود (Telford et al., 1991; Dobrin & Savit, 1988; Vozoff, 1991).

۲-۱۰ تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک

تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک ابزار قدرتمندی است که با استفاده از آن می‌توان وارون‌سازی و تفسیر مناسبی را با توجه به بعد ساختارهای زیرسطحی انجام داد. در صورتی که ساختارهای زیرسطحی یک بعدی و دوبعدی باشند می‌توان از وارون‌سازی سه بعدی به دلیل هزینه و زمان بر بودن اجتناب کرد. علاوه بر این بعضی از روش‌های تعیین بعد می‌توانند مشخص کنند که داده‌ها تحت تاثیر انحرافات گالوانیکی قرار گرفته‌اند یا خیر. در این پژوهش، روش‌های تعیین بعد چولگی، شاخص‌های ابعادی نرمال شده، نمودارهای

قطبی و والدیم با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک منطقه مورد بررسی قرار گرفتند. در قسمت‌های بعدی در مورد مزایا و معایب هرکدام از این روش‌ها توضیح داده می‌شود.

۲-۱۰-۱ چولگی

این پارامتر می‌تواند در تعیین ابعاد ساختارهای زیرسطحی مفید باشند. رابطه‌ی این پارامتر به صورت زیر است (Telford et al., 1990; Vozoff, 1991):

$$S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right| \quad (2-50)$$

این پارامتر نامتغیر چرخشی^۱ است. مقدار چولگی برای ساختارهای یک بعدی و دو بعدی صفر و یا نزدیک به صفر است؛ اما اگر مقدار آن از ۰/۳ تجاوز کند، باید محدوده مورد نظر به صورت سه بعدی بررسی شود (نقی‌زاده، ۱۳۸۲). هر چند در اینجا مقدار حدی ۰/۳ برای این پارامتر در نظر گرفته شده اما یکی از اشکالات این روش عدم مشخص بودن همین حد بالایی است. مشکل دیگر این روش این است که قادر به تشخیص نویزها و انحرافات گالوانیکی نیست.

۲-۱۰-۲ شاخص‌های ابعادی نرمال شده:

به دلیل حساسیت زیاد روش چولگی به نویز، روش شاخص‌های ابعادی نرمال شده پیشنهاد شد. در این روش اندازه هر یک از شاخص‌های D_1 ، D_2 و D_3 به ترتیب وزن ساختارهای یک بعدی، دو بعدی و سه بعدی را نشان می‌دهد. روابط شاخص‌های ابعادی نرمال شده به صورت زیر است (Kao and Orr, 1982):

$$D_1 = \frac{|Z_1|}{\gamma} \quad (2-51)$$

$$D_2 = \frac{|Z_3|}{\gamma} \quad (2-52)$$

$$D_{3a} = \frac{|Z_2|}{\gamma} \quad (2-53)$$

^۱ Rotational invariant

$$D_{3b} = \frac{|Z_4|}{\gamma} \quad (54-2)$$

$$\gamma = |Z_1| + |Z_3| + \frac{(|Z_2| + |Z_4|)}{2} \quad (55-2)$$

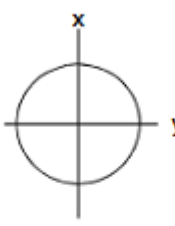
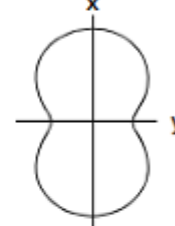
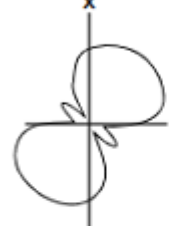
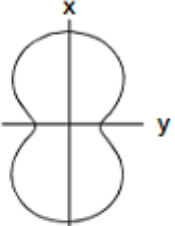
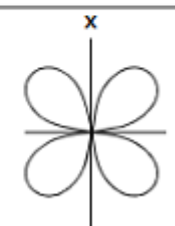
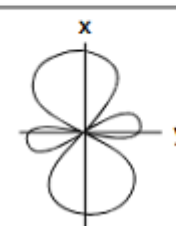
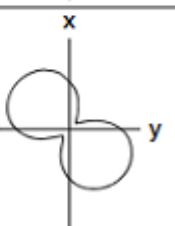
D_3 میانگین D_{3a} و D_{3b} است. مقادیر بزرگتر از $0.1/2$ برای D_2 و D_3 به ترتیب بیانگر ساختارهای دو بعدی و سه بعدی است. D_1 و D_2 رفتار عکس با هم دارند. برای ساختارهای یک بعدی شرط $D_1 > D_2 > D_3$ قابل انتظار است. از اشکالات این روش نیز تعیین محدوده‌ی پارامترهاست.

۲-۱۰-۳ نمودارهای قطبی

یکی از روش‌های گرافیکی رایج در تعیین بعد داده‌های مگنتوتلوریک روش نمودارهای قطبی است (Berdichevsky, 1968). در این روش مولفه‌های Z_{xx} و Z_{yy} را تحت زاویه α که از 0 تا 2π تغییر می‌کند، دوران داده سپس اندازه این مولفه‌ها روی محورهای دوران یافته جدید رسم می‌شود. در این صورت مولفه XY تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی به شکل دایره، برای ساختارهای دوبعدی شکل تخم مرغی و برای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده (شکل اوربیتالی) خواهد بود و مولفه XX تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی صفر، برای ساختارهای دوبعدی به شکل گلبزرگ متقارن و برای ساختارهای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده می‌باشد؛ که اندازه‌اش قابل مقایسه با مولفه XY تانسور امپدانس است. از اشکالات این روش این است که تحت تاثیر نویز و ناهمگنی‌های جانبی قرار می‌گیرد (Green, 2003).

۲-۱۰-۴ کد والدیم

این کد بر اساس نامتغیرهای چرخش یافته (weaver et al., 2000) تعریف شده است. در این روش بر اساس روش‌های اماری ارائه شده در (Marti, 2009) با در نظر گرفتن سطح نویز موجود در داده‌ها به طور اتوماتیک تحلیل ابعادی داده‌ها انجام می‌شود. با در نظر گرفتن میدان مغناطیسی به جای شدت میدان مغناطیسی در رابطه امپدانس و استفاده از پارامترهای سنتی ($2-33$ الف، $2-33$ ب، $2-33$ ج و $2-33$ د)، پارامترهای این روش به صورت زیر تعریف می‌شوند (weaver et al., 2000):

	1 D	2 D	3 D	
			a	b
Zxy				
Zxx				

شکل ۲-۲: مثالی از نمودارهای قطبی تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی، دوبعدی و سه بعدی

$$I_1 = ((\text{Re}(z_1))^2 + (\text{Re}(z_2))^2)^{\frac{1}{2}} \quad (55-2)$$

$$I_2 = ((\text{Im}(z_1))^2 + (\text{Im}(z_2))^2)^{\frac{1}{2}} \quad (56-2)$$

$$I_3 = \left(\frac{(\text{Re}(z_3))^2 + (\text{Re}(z_4))^2}{I_1} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (57-2)$$

$$I_4 = \left(\frac{(\text{Im}(z_3))^2 + (\text{Im}(z_4))^2}{I_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (58-2)$$

$$I_5 = \left(\frac{\text{Re}(z_1)(\text{Im}(z_2)) + \text{Re}(z_2)(\text{Im}(z_1))}{I_1 I_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (59-2)$$

$$I_6 = \left(\frac{\text{Re}(z_1)(\text{Im}(z_2)) - \text{Re}(z_2)(\text{Im}(z_1))}{I_1 I_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (60-2)$$

$$I'_6 = \left(\frac{\text{Re}(z_3)(\text{Im}(z_4)) - \text{Re}(z_4)(\text{Im}(z_3))}{I_1 I_2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (61-2)$$

$$I_7 = \frac{(I_6 - I'_6)}{Q} \quad (62-2)$$

$$Q = [(I_6 - I'_6)^2 + (I_6 + I'_6)^2]^{\frac{1}{2}} \quad (۶۳-۲)$$

این روش قادر به تشخیص انحرافات گالوانیکی نیز هست. علاوه بر این در صورتی که سطح نویز موجود در یک فرکانس زیاد باشد کد والدیم به طور اتوماتیک فرکانس مربوطه را با عبارت underdetermined مشخص می‌کند (Marti et al., 2009).

فصل سوم

خلاصه‌ای از زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

۳-۱ موقعیت جغرافیایی و آب و هوای منطقه مورد مطالعه

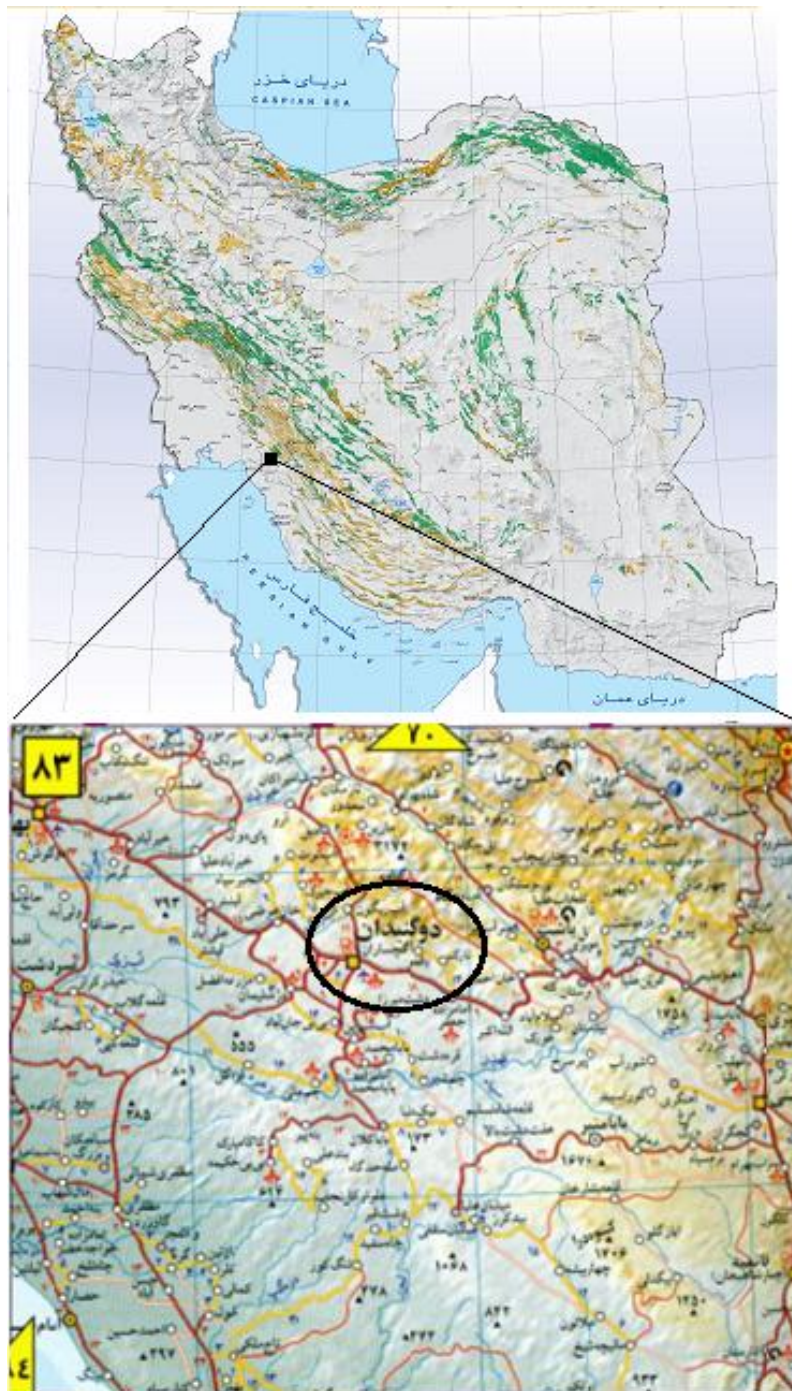
شهرستان گچساران در جنوب غربی ایران در استان کهگیلویه و بویر احمد واقع شده است. مرکز این شهرستان، شهر دوگنبدان است و در زمان‌های قبل جز استان خوزستان بوده است. این شهرستان در جنوب غربی استان کهگیلویه و بویر احمد واقع گردیده و $۶۸۳/۴$ کیلومترمربع مساحت دارد. از شمال به شهرستان کهگیلویه، از جنوب به شهرستان گناوه (استان بوشهر) از شرق و شمال شرقی به شهرستان ممسنی (استان فارس) و از غرب به شهرستان بهبهان (استان خوزستان) محدود می‌شود (شکل ۳-۱).

گچساران دارای دو نوع آب و هوای معتدل و خشک در نیمه شرقی و گرمسیری خشک در نیمه غربی می‌باشد. رودخانه درزهره مهم‌ترین رود این شهرستان است که در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب دوگنبدان جاری است. رودخانه خربل یکی دیگر از رودخانه‌های شهرستان است که در جنوب شرقی دو گنبدان جاری است و پس از مسافتی به رودخانه زهره می‌پیوندد. راه اصلی استان خوزستان (اهواز) به استان فارس (شیراز) از این شهرستان می‌گذرد و قشلاق عشایر بویراحمد و قشقایی نیز در آن قرار دارد. همچنین ناحیه گچساران در منتهی الیه مناطق نفت‌خیز ایران قرار گرفته است و به دلیل دارا بودن منابع غنی نفت فراوان، مهم‌ترین مرکز استخراج و بهره‌برداری نفت ایران به شمار می‌رود (نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۲ ساختار زمین‌شناسی حوضه زاگرس

تاق‌دیس‌های عظیم و نامتقارن زاگرس در نتیجه کوهزایی‌های میوسن - پسیس - پالتوسن تشکیل شده و دو بالا آمدگی شامل زون‌های لرستان در شمال و فارس در جنوب را ایجاد کرده‌اند. در بین این دو زون، فروافتادگی دزفول با مساحت ۵۰ هزار کیلومترمربع قرار دارد (Bordenave, 2002).

رشته‌کوه‌های زاگرس با روند محوری شمال غربی - جنوب شرقی خود از منطقه لرستان آغاز شده و به گسل میناب در استان هرمزگان ختم می‌گردند. حد شمال شرقی این رشته کوه عظیم، خط راندگی زاگرس است؛ که به خط سبندج-سیرجان شهرت دارد. حوضه زاگرس زمانی جز صفحه عربی بوده و از آنجایی که در عرض جغرافیایی استوایی قرار داشته، اغلب رسوبات کربناته و تبخیری در آن نهشته شده است. در انتهای کرتاسه و



شکل ۳-۱: موقعیت منطقه گچساران و نقشه راه‌های آن.

بعد از شروع برخورد میان صفحات عربی و ایران، روند کنونی شمال غربی- جنوب شرقی کمربند تغییر شکل یافته زاگرس شکل می‌گیرد (درویش‌زاده، ۱۳۷۰). به طور کلی حوزه زاگرس به سه زون راندگی^۱، زون درهم^۲ و زون ساده چین خورده^۳ تقسیم می‌گردد (البرزیان، ۱۳۹۴).

زون زاگرس چین خورده ساده واقع در جنوب غربی ایران با پهنای معادل ۱۵۰-۲۵۰ کیلومتر و روند شمال غربی- جنوب شرقی می‌باشد که در آن رسوبات پالئوزوئیک، مزوزوئیک و ترشیری با ضخامت بیش از ۱۰۰۰۰ متر به طور هم‌شیب روی هم قرار دارند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

ناحیه فروافتادگی دزفول علی‌رغم مساحت کم، تقریباً همه نفت تولیدی ایران را در بر می‌گیرد. در ناحیه فروافتادگی دزفول حدود ۴۵ میدان عظیم نفتی وجود دارند؛ که غالب این مخازن با پوشش گازی همراهند. برخی از این میادین از جمله اهواز، آغاچاری، بی‌بی حکیمه، گچساران و مارون جز میادین خیلی بزرگ با ذخیره نفت درجای بیش از ۵۰-۱۰ میلیون بشکه می‌باشند (Bordenave, 2002). با وجود ارتباط فشار در بسیاری از میدان‌های نفتی زاگرس، خواص فیزیکی و شیمیایی نفت خام آسماری و بنگستان یکی نیست (مطیعی، ۱۳۷۴).

در نواحی فارس، فروافتادگی دزفول و لرستان که به صورت زون‌های مجزا و با وضعیت متفاوت در نظر گرفته می‌شوند، بر روی رسوبات پالئوزوئیک، رسوبات ترشیری به طور هم‌شیب و با ضخامت زیاد و بدون ماگماتیسم و دگرگونی خاصی نهشته شده‌اند. سکانس‌های رسوبی ضخیم در حوزه زاگرس شامل سنگ‌هایی با محدوده سنی کامبرین تا عهد حاضر می‌باشند. شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که این ناحیه به عنوان جزئی از حاشیه قاره‌ای فعال شناخته شده که در زمان پرموتریاس بازشدگی را متحمل و در اواخر ترشیری دوباره به یکدیگر برخورد کرده‌اند (Berberian and King, 1981).

^۱ Trusted zone

^۲ Imbricated zone

^۳ Simply folded zone

۳-۳ تقسیم‌بندی کمربند زاگرس در راستای قائم

کمربند چین خورده-رانده زاگرس با روند غالب شمال غربی - جنوب شرقی در چین‌ها و راندگی‌ها، در حاشیه شمال غربی صفحه عربی قرار دارد. این کمربند قسمتی از سیستم آلپ هیمالیاست که حدود ۱۸۰۰ کیلومتر از رشته کوه‌های تاروس در ۳۰۰ کیلومتری جنوب شرق و شرق گسل آناتولین واقع در شمال غرب ترکیه تا شمال عراق و جنوب غربی ایران را در بر می‌گیرد. این تقسیم‌بندی بر اساس چینه‌نگاری کمربند زاگرس صورت می‌گیرد و به خصوصیات پی‌سنگ و پوشش رسوبی در زاگرس می‌پردازد (نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۳-۱ پی‌سنگ زاگرس

در مورد پی‌سنگ زاگرس اطلاعات کمی در دسترس است که عمدتاً بر اساس لرزه‌خیزی، ثقل‌سنجی، مغناطیس‌هوائی و قطعات بالا آمده از گنبد‌های نمکی می‌باشند. پلایر^۱ و همکاران (۱۹۶۶) و موریس^۲ (۱۹۷۷) توپوگرافی بی‌نهایت نامنظم حوضه قاعده‌ای را نشان می‌دهند و عمیق‌ترین بخش آن را در شمال غربی فروافتادگی دزفول در نظر می‌گیرند. عدم رخنمون پی‌سنگ در زاگرس باعث شده است تا پی‌سنگ این کمربند در شمال غرب، با سپر پرکامبرین بیرون زده در صفحه عربی پیوسته فرض شود، که مشابه با پی‌سنگ بیرون زده در طبس در ایران مرکزی است. موقعیت و هندسه تقریبی گسل‌های پی‌سنگی در کمربند زاگرس صرف نظر از نبودن اطلاعات عمقی، بر اساس اطلاعات زمین‌پیمایی، موقعیت و کانون دقیق زمین‌لرزه‌ها و آنالیزهای ریخت زمین‌ساختی و توپوگرافی به‌دست آمده است. تفکیک این گسل‌ها از سایر گسل‌های موجود به دلایل زیر اهمیت دارد (Bahroudi and Talbot, 2003):

- تمرکز میادین نفتی و گازی بزرگ و فوق بزرگ توسط این گسل‌ها
- گسل‌های عمیق کنترل‌کننده حوضه‌های رسوبی در کمربند زاگرس و تاثیر برجسته در قرارگیری سازندهای مختلف از جمله سنگ‌پوش و مخزن
- توزیع کننده و ایجاد کننده گنبد‌های نمکی

^۱ Player

^۲ Moriss

- متمرکز کردن زمین‌لرزه‌ها با مکانیسم کانونی معکوس و امتداد لغز در راستای این گسل‌ها

۳-۳-۲ پوشش رسوبی

در تقسیم‌بندی توالی رسوبی ضخیم زاگرس، آن را به دو بخش توالی رسوبی قبل از فرارانش و توالی رسوبی همزمان و بعد از فرارانش تقسیم می‌کنند. از سازندهای قبل از فرارانش می‌توان به سازند تبخیری هرمز، کربنات‌های سیلورین و تخریبی‌های پرمین تا رسوبات قبل از کرتاسه پایانی اشاره کرد. توالی رسوبی همزمان با فرارانش و بعد از آن، در برگیرنده سازندهای گروه فارس و قدیمی‌تر تا کامپانین-ماستریشین است (نریمانی، ۱۳۸۸).

سازند هرمز به عنوان سطح جدایش اصلی در نواحی فارس، لرستان و زاگرس مرتفع در نظر گرفته می‌شود؛ که عدم حضور گنبدهای نمکی هرمز در نواحی فروافتادگی دزفول و ایذه باعث شده است تا افق‌های تبخیری ائوکامبرین به عنوان سطح جدایش در نظر گرفته شوند. تبخیری‌های تریاس (سازند دشتک) از سطوح جدایش حد واسطه اصلی در نواحی فارس ساحلی و جنوب شرق ایذه محسوب می‌شوند؛ که به سمت شمال شرق با دولومیت خانه کت با نقش غیرجدایشی جایگزین می‌گردند. شیل و تبخیری‌های ژوراسیک میانی و پایینی (سازند سرگلو)، تبخیری‌های ژوراسیک بالایی (سازند گوتنیا)، شیل‌های کرتاسه میانی و پایینی (سازندهای گرو و کژدمی)، مارن‌های ائوسن (سازند پابده) و تبخیری‌های میوسن دیگر سطوح جدایش حد واسطه هستند که در نواحی متفاوت کمربند زاگرس حضور دارند (البرزیان، ۱۳۹۴).

۳-۴ فروافتادگی دزفول

مطیعی^۱ (۱۹۹۵) فروافتادگی دزفول را یک واقعیت ساختمانی در جنوب باختری کمربند زاگرس می‌داند که دربرگیرنده اکثر میادین نفتی ایران است. این نام بیشتر معرف یک خصوصیت توپوگرافی است؛ ولی به صورت کلی‌تر به ناحیه‌ای از زاگرس اطلاق می‌شود که در آن سازند آسماری فاقد رخنمون است. فروافتادگی دزفول بین سه پدیده مهم ساختمانی گسل بالارود در شمال شرق با راستای شرقی-غربی، گسل پیشانی

^۱ Motiei

کوهستان در شمال با راستای شمال غرب- جنوب شرق و گسل کازرون در شرق- جنوب شرق با راستای شمالی- جنوبی قرار دارد. این فروافتادگی در نتیجه فرونشست در جلوی گسل پیشانی کوهستان در زمان پایان ائوسن شکل گرفته که ضخامت بعد از الیگوسن در آن بیش از ۳۰۰۰ متر است (Sepehr et al., 2006). دفن شدگی ضخیم رسوبات در فروافتادگی دزفول یک توده مقاوم را تشکیل داده که باعث کاهش ناگهانی نرخ کوتاه‌شدگی از پهنه ایزه به فروافتادگی دزفول می‌شود (Sherkati and Letouzey, 2004). شواهد زیرسطحی دامنه کم را در تاقدیس‌های این ناحیه نشان می‌دهند. چین‌ها در ناحیه دزفول نامتقارن با پهلوی پیشانی پرشیب و پهلوی خلفی کم شیب، فاصله‌دار و عریض با زاویه بین پهلویی باز هستند؛ که در پهنه ایزه چین‌ها با فاصله نزدیک‌تر و کوچک‌تر هستند (Sepehr et al., 2006).

در این ناحیه تبخیری‌های میوسن سنگ‌پوش مناسبی را تشکیل داده و به عنوان سطح جدایش عمل می‌کنند. تغییرات ضخامت ناگهانی در سازند گچساران در این ناحیه در ارتباط با چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی، دیاپیرسم بعد از نهشته شدن و رسوب‌گذاری همزمان با زمین‌ساخت در خلال چین‌خوردگی است. فرسایش محدوده‌های بالا آمده، به ویژه محدوده ایزه به سمت شمال غرب، رسوب بیشتری را فراهم کرده است؛ که این فرایند منجر به تشکیل ضخیم‌ترین توالی رسوبی در فروافتادگی دزفول شده است (Motiei, 1995). فرونشست بیشتر با دفن‌شدگی، باعث بالغ شدن مواد ارگانیک در سنگ‌های منشا شده که نسبت به دیگر مناطق زاگرس سریع‌تر بالغ شده‌اند و دلیل تجمع هیدروکربن زیاد در این منطقه می‌باشد. کربنات‌های آسماری و گروه بنگستان در این فروافتادگی مهم‌ترین مخازن هیدروکربن را تشکیل می‌دهند.

در راستای ریزتقسیم‌بندی زاگرس میانی در فروافتادگی دزفول، زیرپهنه پازنان و پهنه فروافتادگی دزفول معرفی گردیده است. زیرپهنه پازنان در جنوب گسل پیشانی کوهستان قرار دارد که دارای تفاوت توپوگرافی شاخص با زیرپهنه خامی در پهنه ایزه است. در این زیرپهنه قسمتی از سازند آسماری بیرون‌زدگی داشته و گروه فارس در نواحی داخلی‌تر دارای رخنمون‌های مناسبی است. در شمال محدوده پازنان تاقدیس‌های گچساران، گرنگان، پازنان و بی‌بی حکیمه به صورت چین‌های با فاصله و عریض با زاویه بین پهلویی قرار دارند؛ که به وسیله ناودیس‌های عریض جدا می‌شوند (نریمانی، ۱۳۸۸).

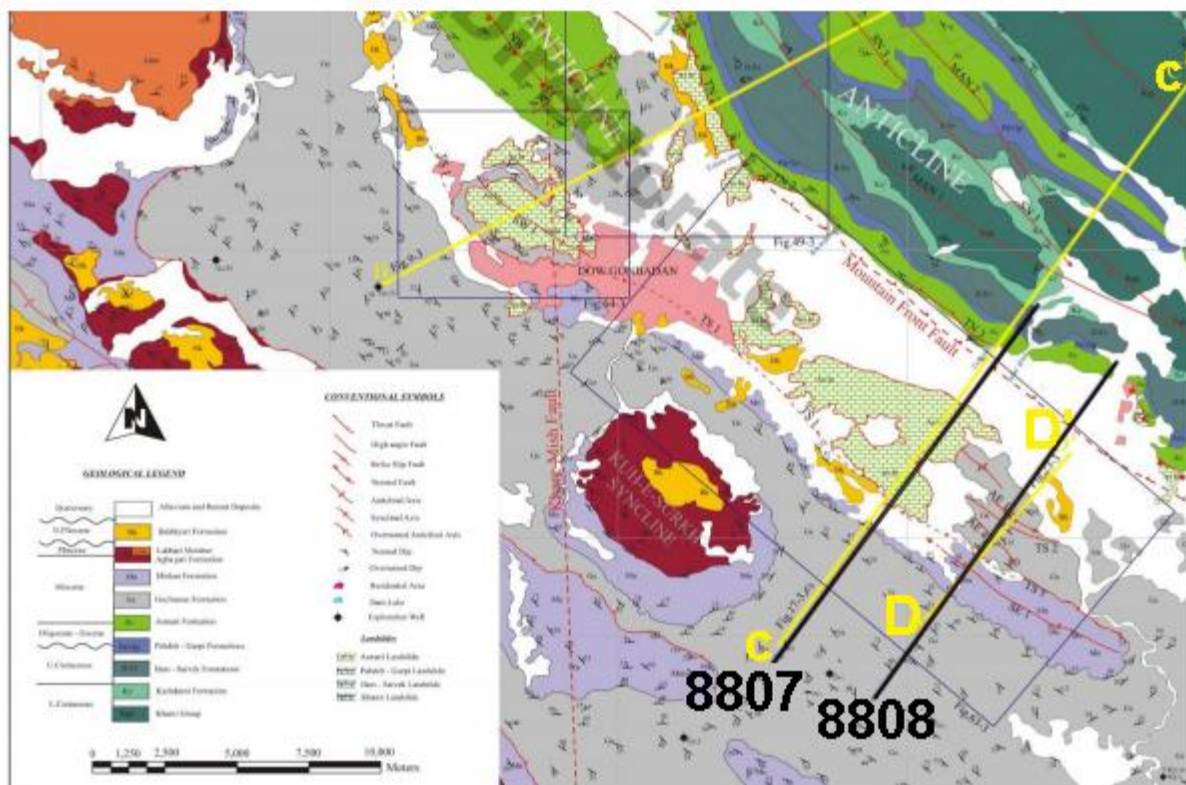
۳-۵ زمین ساخت و زمین شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه بر اساس تقسیم بندی های ارائه شده در زاگرس مرکزی در مجاورت گسل پیشانی کوهستان در شمال پهنه فروافتادگی دزفول و جنوب پهنه ایذه قرار دارد. تنها برش های موجود در منطقه، مقاطع عرضی 'CC' و 'DD' می باشند که به ترتیب منطبق بر پروفیل ۸۸۰۷ و قسمت میانی پروفیل ۸۸۰۸ است و عمود بر ساختارهای منطقه می باشند (شکل ۳-۲).

در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان، رخنمون عمده سنگی شامل گروه فارس (سازندهای گچساران، میشان، آجاجاری و بختیاری) است. سازند گچساران در این ناحیه دارای چین خوردگی و راندگی بسیار زیاد است؛ که عموماً به صورت ناهماهنگ بوده و رابطه واضحی بین ساختارها وجود ندارد. بخش های دیگر گروه فارس شامل سازندهای میشان و آجاجاری، در این ناحیه باعث ایجاد ناودیس های سطحی شده است؛ که عاملی در شناسایی ساختارهای زیرسطحی محسوب می شوند. سازند بختیاری با سن پلیوستوسن در این ناحیه رخنمون کمی دارد؛ اما همین حضور جزئی در ارتباط با توده های نابرجا به تعیین زمان حرکت توده ها کمک می کند.

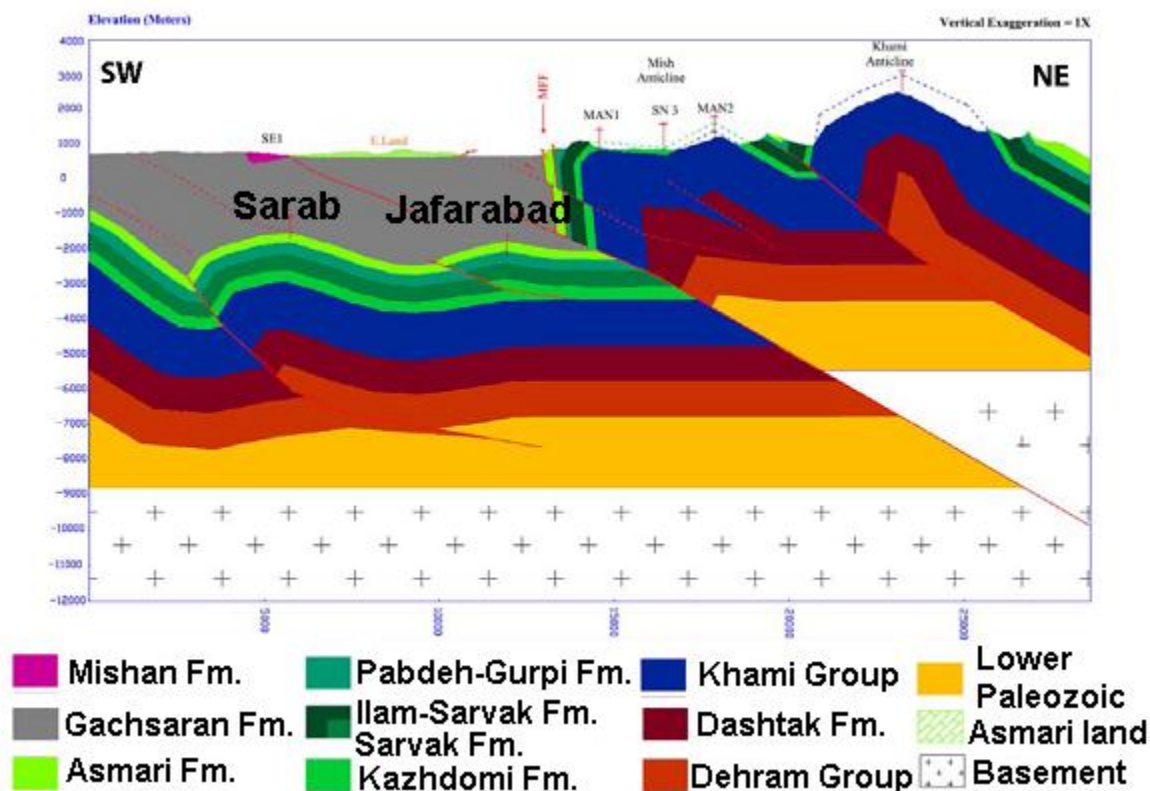
۳-۵-۱ برش ساختاری 'CC'

این برش با حدود ۲۵ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه ترسیم شده است، که مطابق شکل (۳-۲) پروفیل ۸۸۰۷ مگنتوتلوریک بر آن منطبق می باشد و تا قسمت میانی این برش ادامه دارد. در این برش ساختاری تاقدیس های خامی و میش، تاقدیس های زیرسطحی جعفرآباد و سراب و توده نابرجای شرقی به ترتیب از شمال شرق به جنوب غرب قابل مشاهده هستند (شکل ۳-۳) (البرزیان، ۱۳۹۴). در بخش غربی برش مورد نظر و در روی بخش منطبق بر پروفیل مگنتوتلوریک ۸۸۰۷ لایه های آن محتمل بهم ریختگی هایی در سازند آسماری شده است؛ به طوری که این سازند برگشته و بر روی سازند گچساران قرار گرفته است. در این ناحیه ضخامت سازند گچساران حدود ۲۹۰۰ تا ۳۸۰۰ متر تعیین شده است.



شکل ۳-۲: کروکی زمین‌شناسی منطقه همراه با موقعیت برش‌های ساختاری CC' و DD' (خطوط زرد) و خطوط برداشت مگنتوتلوریک (با خطوط مشکی) منطبق بر آن‌ها (نریمانی، ۱۳۸۸).

با توجه به شکل برش ساختاری CC' دو تاکدیس سراب و جعفرآباد قابل مشاهده است. پهلوی پیشانی تاکدیس سراب بر روی سطح فوقانی سازند آسماری بر اساس نقشه تراز زیرزمینی، ۳۸ درجه و پهلوی کنار آن دارای شیب ۳۰ درجه می‌باشد. زاویه بین پهلویی در این تاکدیس در سطح فوقانی سازند آسماری ۱۱۵ درجه و طول موج آن حدود ۶۱۰۰ متر است. تاکدیس جعفرآباد نیز در سمت شرقی تاکدیس سراب قرار دارد و اطلاعات آن با تردید همراه است. در هر حال این تاکدیس دارای شیب ۹ درجه در پهلوی خلفی و ۱۴ درجه در پهلوی پیشانی است. زاویه بین پهلویی بر اساس اطلاعات موجود در این تاکدیس ۱۵۸ درجه و طول موج آن ۳۸۰۰ متر است (البرزیان، ۱۳۹۴).



شکل ۳-۳: برش ساختاری CC' که پروفیل ۸۸۰۷ تا کوهان MAN1 بر آن منطبق می‌باشد (البرزیان، ۱۳۹۴).

۳-۵-۲ برش ساختاری DD'

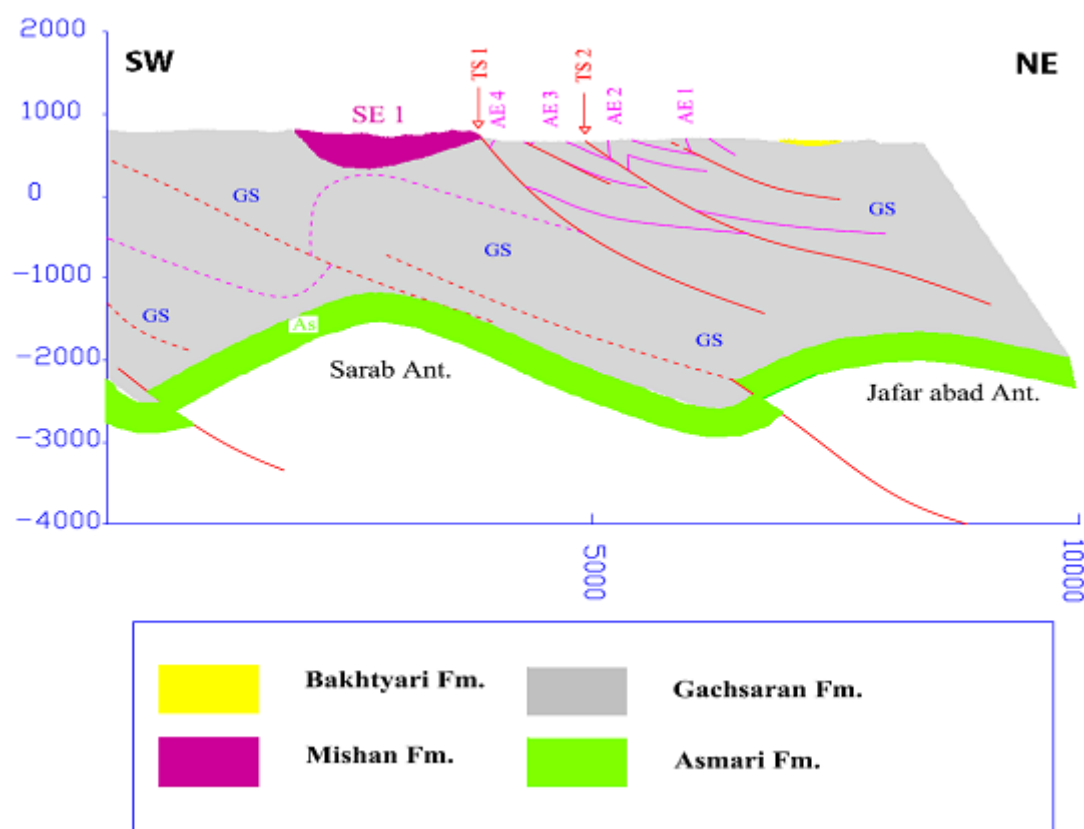
این برش ساختاری به صورت مکمل مرتبط با برش CC' رسم شده است. وجود سازند گچساران با گسترش وسیع در ناحیه، تمرکز چین و راندگی‌های فراوان در این سازند دیده می‌شود (شکل ۳-۴). بهم ریختگی و آشفته‌گی زیاد در این سازند باعث شده تا گاهی برداشت‌های ساختاری نتیجه مطلوبی نداشته باشند. با این حال برداشت‌های ساختاری در این سازند و بررسی آماری آن‌ها در به دست آوردن نتیجه مناسب در تعیین برخی ساختارها در عمق موثر است. در نهایت این برش تنها بخش فوقانی سازند آسماری یعنی سازندهای گچساران، میشان، بختیاری و ساختارهای در ارتباط با آن‌ها را در بر می‌گیرد. اطلاعات مربوط به قسمت‌های عمقی‌تر منطبق با برش CC' و نقشه خطوط تراز زیرزمینی است (نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۶ چینه شناسی منطقه

تغییر ضخامت و رخساره رسوبی در کمر بند زاگرس متأثر از گسل‌های پی‌سنگی در پهنه‌های مختلف این کمر بند گزارش شده است. تغییرات ضخامت و رخساره در توزیع سنگ‌های منشا، مخزن و پوش در بخش‌های مختلف تأثیر گذاشته و منطقه‌ای با توزیع هیدروکربن متفاوت ایجاد کرده است. به علاوه توزیع واحدهای مختلف با رخساره و ضخامت متفاوت در شناسایی مناطق متأثر از فرایندهای زمین‌ساختی نقش دارند. با این توصیف به توزیع رخنمون‌های سازندی در منطقه از قدیم به جدید عبارتند از:

۳-۶-۱ سازند کژدمی (کرتاسه زیرین-آلبین)

این سازند با شیل‌های خاکستری تیره و گاهی سیاه رنگ و بیتومین دار مشخص می‌شود. حد پایینی آن سازند داریان و حد بالایی آن تناوبی از شیل و آهک‌های بنگستان است (Motiei, 1994). سازند کژدمی در



شکل ۳-۴: برش ساختاری DD' که منطبق بر قسمت میانی پروفیل ۸۸۰۸ می‌باشد (البرزیان، ۱۳۹۴).

تاق‌دیس میش به صورت شیل خاکستری با میان لایه‌های آهکی مشاهده می‌شود که در مجاورت آهک‌های بنگستان، تناوب آهکی غالب می‌شود (نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۶-۲ سازند سروک (کرتاسه پایینی تا بالایی - آلبین بالایی تا تورونین بالایی)

این سازند با سنگ‌شناسی آهک خاکستری تیره، آهک توده‌ای قهوه‌ای روشن و آهک‌های ضخیم لایه در برش نمونه مشاهده می‌شود. در برش نمونه حد پایینی این سازند با سازند کژدمی و حد بالایی آن با مارن و شیل‌های سازند گورپی مشخص می‌گردد (Motiei, 1994).

۳-۶-۳ سازند ایلام (کرتاسه بالایی - سانتونین تا کامپانین)

این سازند در برش نمونه شامل آهک‌های رسی ریز دانه خاکستری روشن تا تیره با میان لایه‌های نازک شیلی است. حد پایینی این سازند در برش نمونه با سازند سورگاه و حد بالایی آن با سازند سورگاه مشخص شده است (Motiei, 1994). در ناحیه گچساران این سازند به همراه سازند سروک مشاهده می‌شود که شامل آهک‌های نازک لایه کرم رنگ با میان لایه‌های شیلی است. این سازند در تاق‌دیس میش در با تغییر رخساره از عمیق به کم عمق، از پهلوی خلفی به پهلوی پیشانی قابل مشاهده است (نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۶-۴ سازند گورپی (کرتاسه بالایی - سانتونین تا ماستریشتین)

سازند گورپی با مارن و شیل‌های خاکستری مایل به آبی و میان لایه‌های نازک آهک رسی در برش نمونه مشاهده می‌شود. در این برش سازند گورپی به روی سازند ایلام قرار دارد و به سازند پابده ختم می‌شود (Motiei, 1994). ضخامت این سازند در تنگ گناوه در حدود ۱۱۳ متر می‌باشد.

۳-۶-۵ سازند پابده (پالئوسن بالایی - پایین‌ترین بخش الیگوسن)

در برش نمونه شامل شیل و مارن‌های آبی با میان لایه‌هایی از آهک نازک لایه رسی است. حد پایینی آن سازند گورپی و حد بالایی آن سازند آسماری است (Motiei, 1994). این سازند در ناحیه مورد مطالعه به همراه

سازند گورپی شامل شیل با میان لایه‌های آهکی سبزرنگ هستند. ضخامت سازند پابده در تنگ گناوه حدود ۲۸۳ متر می‌باشد (نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۶-۶ سازند آسماری (الیگوسن - پایین ترین بخش میوسن)

در کنار سازند گچساران، این سازند بخش عمده منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهد. سازند آسماری در برش نمونه شامل آهک‌های مقاوم کرم تا قهوه‌ای رنگ است که در بین آن طبقات شیلی نیز دیده می‌شود. این سازند توسط سازند گچساران در بسیاری از بخش‌های فروافتادگی دزفول پوشیده شده است (Motiei, 1994). سازند آسماری در این ناحیه به صورت شاخص با آهک صخره ساز نولومیت قابل مشاهده می‌باشد (البرزیان، ۱۳۹۴؛ نریمانی، ۱۳۸۸).

۳-۶-۷ سازند گچساران (میوسن زیرین)

این سازند با ضخامت زیاد در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان بیشترین گسترش را در ناحیه دارد. سازند گچساران با هفت بخش در برش نمونه شناسایی شده است و شامل تناوبی از نمک، انیدرید، مارن خاکستری و قرمز و باندهای نازک آهکی می‌باشد. این سازند با تمرکز چین خوردگی و گسل خوردگی فراوان، دارای ضخامتی در حدود ۲۹۰۰ متر در مقابل گسل پیشانی کوهستان در برش ساختاری می‌باشد (نریمانی، ۱۳۸۸؛ Motiei, 1994).

۳-۶-۸ سازند میشان (میوسن زیرین تا میانی)

بیرون زدگی این سازند مشابه سایر سازندهای گروه فارس در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان است. این سازند شامل مارن خاکستری و آهک‌های فسیل‌دار زرد تا کرم رنگ است. حد پایینی این سازند به سازند گچساران و حد بالایی آن به سازند آغاچاری ختم می‌شود. در ناحیه مطالعه این سازند، آهکی زرد رنگ با میان لایه‌های مارنی-شیلی مشاهده می‌شود (نریمانی، ۱۳۸۸؛ Motiei, 1994).

۳-۶-۹ سازند آغاچاری (میوسن بالایی- پلیوسن)

این سازند در برش نمونه شامل ماسه سنگ آهکی قهوه‌ای و مارن و ماسه سنگ قرمز رنگ است. حد پایینی این سازند در برش نمونه به سازند میشان و حد بالایی آن به سازند کنگلومرای بختیاری ختم می‌شود (Motiei, 1994).

۳-۶-۱۰ سازند بختیاری (پلیوسن- پلیوستوسن)

این سازند شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های چرتی است و به روی سازندهای قدیمی‌تر به صورت همساز و همسان قرار دارد (Moeiei, 1994). این سازند در ناحیه مورد مطالعه به صورت تقریباً هم‌شیب به روی سازند گچساران قرار داشته و شامل قطعات متفاوت مارنی و آهکی است (نریمانی، ۱۳۸۸).

فصل چهارم

برداشت، پردازش و تحلیل ابعادی داده‌های مگنتوتلوریک

۴-۱ مقدمه

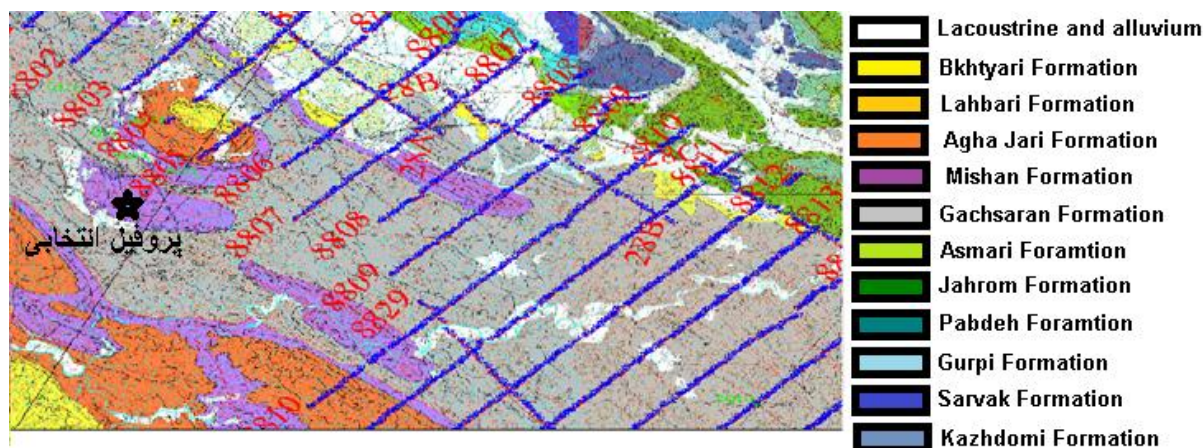
در این فصل ابتدا به ارائه داده‌های مگنتوتلوریک منطقه گچساران و بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌های آن پرداخته می‌شود و پس از این مرحله مقادیر جابجایی ایستا در محل هر سونداژ MT مورد بررسی قرار می‌گیرد و به کمک داده‌های الکترومغناطیس حوزه زمان (TEM) تصحیح می‌شوند. تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی منطقه قبل از انجام مدل‌سازی عددی ضروری بوده و از اینرو به کمک روش‌های مختلف، بعد ژئوالکتریکی ساختارهای زیرسطحی در این فصل مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۴-۲ موقعیت پروفیل‌های MT

در این پایان‌نامه از داده‌های منطقه گچساران که توسط پیمانکاران چینی، در سال ۱۳۹۱ در امتداد پروفیل‌هایی با فواصل ۳ کیلومتر برداشت شده استفاده شده است (شکل ۴-۱). در این پژوهش پروفیل‌های ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶ مورد استفاده قرار می‌گیرند. فاصله تقریبی ایستگاه‌ها از هم ۲۰۰ متر بوده است و برداشت در هر ایستگاه به صورت پنج مولفه‌ای (E_x, E_y, E_z, H_y, H_z) صورت گرفت. برداشت داده‌ها در گستره فرکانسی Hz ۰/۰۰۵ تا ۳۲۰ Hz انجام شده است. داده‌هایی که به منظور اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری مورد استفاده قرار گرفته، داده‌های پردازش شده (EDI) هستند که از طریق مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران تهیه شده است، هم‌چنین در منطقه مورد مطالعه داده‌های سونداژ TEM برداشت شده‌اند که از آن‌ها برای تصحیح جابجایی ایستا و یا بررسی مقاومت ویژه لایه‌های نزدیک سطح استفاده می‌شود.

۴-۳ بررسی کمیت‌های موثر در تفسیر داده‌ها

بعد از مرحله پردازش داده‌ها، تانسورهای طیفی برای فرکانس‌های هدف در هر ایستگاه به دست خواهد آمد که از آن‌ها برای محاسبه مولفه‌های تانسور امپدانس استفاده می‌شود. با ترکیب مولفه‌های تانسور امپدانس به صورت‌های مختلف با یکدیگر، پارامترهایی به دست می‌آید که در راستای درک صحیح از ساختار زمین-شناسی منطقه مورد مطالعه کمک شایانی می‌کند.



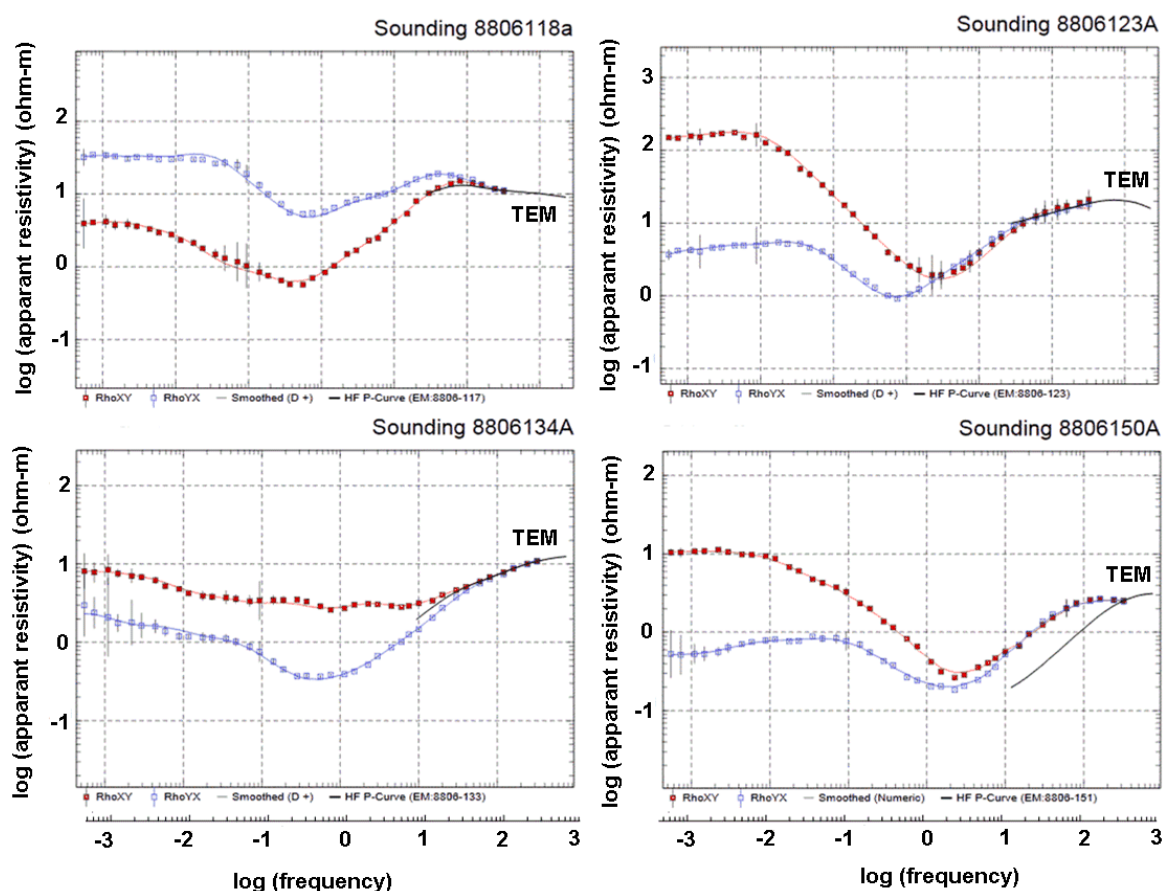
شکل ۴-۱: موقعیت پروفیل‌ها و ایستگاه‌های برداشت شده MT بر روی نقشه زمین‌شناسی منطقه گچساران

قبل از برداشت MT، با توجه به اطلاعات زمین‌شناسی موجود و مطالعات انجام گرفته توسط پیمانکار چینی امتداد ساختار منطقه مشخص گردیده بود و محورهای برداشت در امتداد ساختار و عمود بر امتداد ساختار قرار گرفتند. در ادامه به طریقی که در فصل دوم اشاره شد با استفاده از عناصر غیرقطری، مقادیر مقاومت ویژه ظاهری و فاز در هر فرکانس و برای هر سونداژ محاسبه و نتایج حاصله به صورت نمودارهای سونداژی ارائه می‌شوند.

۴-۳-۱ منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a)

همان‌طور که قبلاً گفته شد مقاومت ویژه ظاهری می‌تواند به‌طور مستقیم برای هریک از مولفه‌های تانسور امپدانس محاسبه شود. این کمیت اساسی‌ترین پارامتر در تفسیر داده‌های MT می‌باشد که از روی مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مورد نظر قابل محاسبه است. در شکل (۴-۲) منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری در دو مولفه XY و YX بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا همراه با منحنی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی داده‌های TEM برای چهار ایستگاه پروفیل ۸۸۰۶ به صورت نمونه نشان داده شده است. با جابجا کردن منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری XY و YX به سمت منحنی حاصل از مدل‌سازی داده‌های TEM، در فرکانس‌های بالا می‌توان جابجایی ایستا را تصحیح نمود. همان‌طور که در شکل (۴-۲) مشاهده می‌شود بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری در فرکانس‌های بالا بر هم منطبق می‌باشند که دلالت بر وجود ساختار یک بعدی در اعماق کم دارد ولی در فرکانس‌های پایین تطابق

چندانی بین منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری XY و YX وجود ندارد. در نتیجه نمی‌توان انتظار محیط یک بعدی در اعماق منطقه مورد نظر را داشت. در بعضی از فرکانس‌ها اندازه خطا بالاست این می‌تواند به دلیل وجود نوفه‌های الکترومغناطیسی در منطقه برداشت داده‌ها باشد. برای دور بودن از اثرات این فرکانس‌ها، داده‌های فرکانس مورد نظر در هر ایستگاه پایه را باید غیر فعال کرد.

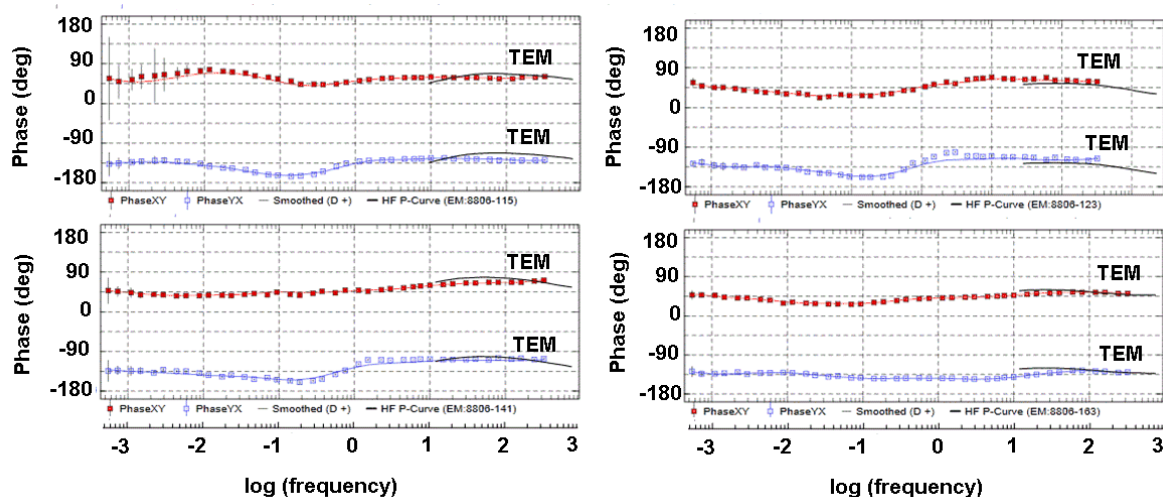


شکل ۴-۲: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری برای مولفه‌های XY و YX بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا و منحنی حاصل از مدل‌سازی داده‌های TEM در چهار ایستگاه از پروفیل ۸۸۰۶.

۴-۳-۲ فاز امپدانس

با توجه به اینکه هریک از مولفه‌های تانسور امپدانس اعداد مختلطی می‌باشند، پس می‌توان مقدار فاز هریک از این اعداد مختلط را حساب کرد و مقدار این فاز را به صورت نمودارهایی بر حسب فرکانس برای

مولفه‌های مختلف تانسور امپدانس نشان داد. مقدار فاز تحت تاثیر ناهمگنی‌های سطحی قرار نمی‌گیرد، در واقع وجود کمیت فاز یکی از مزیت‌های روش MT به روش‌های جریان مستقیم ژئوالکتریکی می‌باشد که باعث می‌شود در مورد ساختارهای زیرسطحی و توزیع مقاومت ویژه در آن‌ها اطلاعات بیشتری به دست آورد. شکل (۳-۴) منحنی‌های فاز XY و YX مربوط به چهار ایستگاه پروفیل ۸۸۰۶ را به عنوان نمونه نشان می‌دهد. منحنی‌های فاز XY و YX در هر چهار سونداژ کاملاً بر منحنی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی داده‌های TEM منطبق بودند، که این قضیه به این دلیل است که منحنی‌های فاز تحت تاثیر جابجایی ایستا قرار نمی‌گیرند.



شکل ۳-۴: نمودارهای فاز برای مولفه‌های XY و YX در چهار ایستگاه از پروفیل ۸۸۰۶.

۴-۴ تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی از روی داده‌های مگنتوتلوریک

برای بدست آوردن یک مدل مناسب از داده‌های مگنتوتلوریک، داشتن اطلاعاتی از ابعاد ساختارهای زیرسطحی منطقه ضروری است، زیرا مدل‌سازی داده‌ها بدون اطلاع از بعد ساختارها می‌تواند منجر به تفسیر غلط از ساختارهای زیرسطحی شود. در این قسمت با استفاده از چند روش تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی منطقه گچساران بررسی می‌شوند.

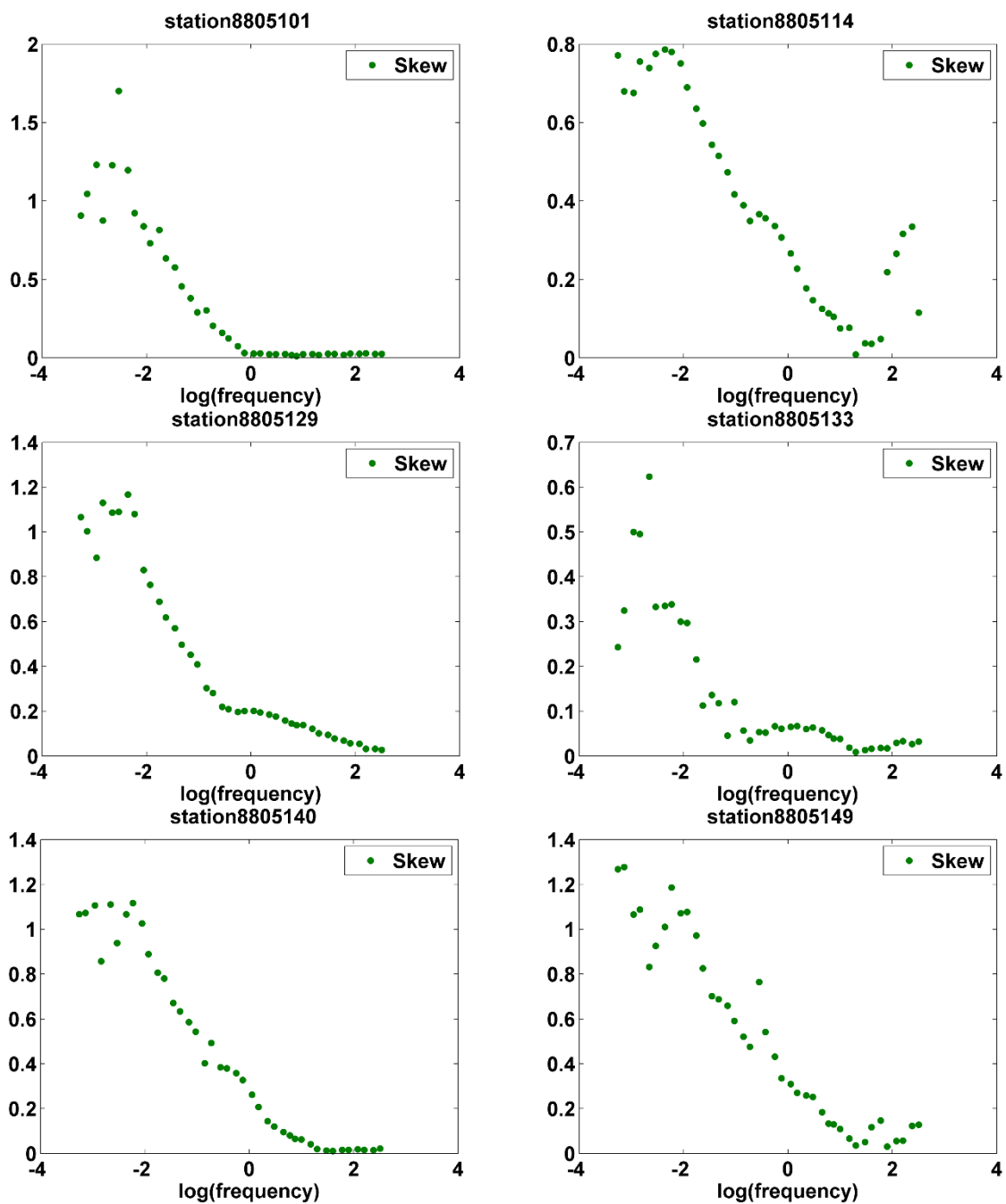
۴-۴-۱ نتایج چولگی

این کمیت یک پارامتر نامتغیر چرخشی می‌باشد و در صورتی که برابر صفر و یا نزدیک به صفر باشد می‌تواند بر غیر سه بعدی بودن ساختارهای منطقه دلالت داشته باشد. اما اگر مقدار آن از $0/3$ تجاوز کند باید محدوده مورد نظر به صورت سه بعدی بررسی شود. شکل (۴-۴) و شکل (۵-۴) نمودار چولگی مربوط به شش ایستگاه پروفیل ۸۸۰۵ و شش ایستگاه پروفیل ۸۸۰۶ را به ترتیب نشان می‌دهند. همان‌گونه که در این شکل‌ها مشاهده می‌شود، مقدار چولگی در ایستگاه‌های انتخاب شده، برای فرکانس‌های بالا مقداری پایین و کمتر از $0/3$ است، که غیر سه بعدی بودن ساختارهای منطقه را در عمق‌های کم نشان می‌دهد؛ اما در فرکانس‌های پایین، مقدار بالای چولگی (بیش از $0/3$) دلالت بر ساختارهای سه بعدی یا وجود نویز در این حوزه فرکانسی هر دو پروفیل انتخاب شده است.

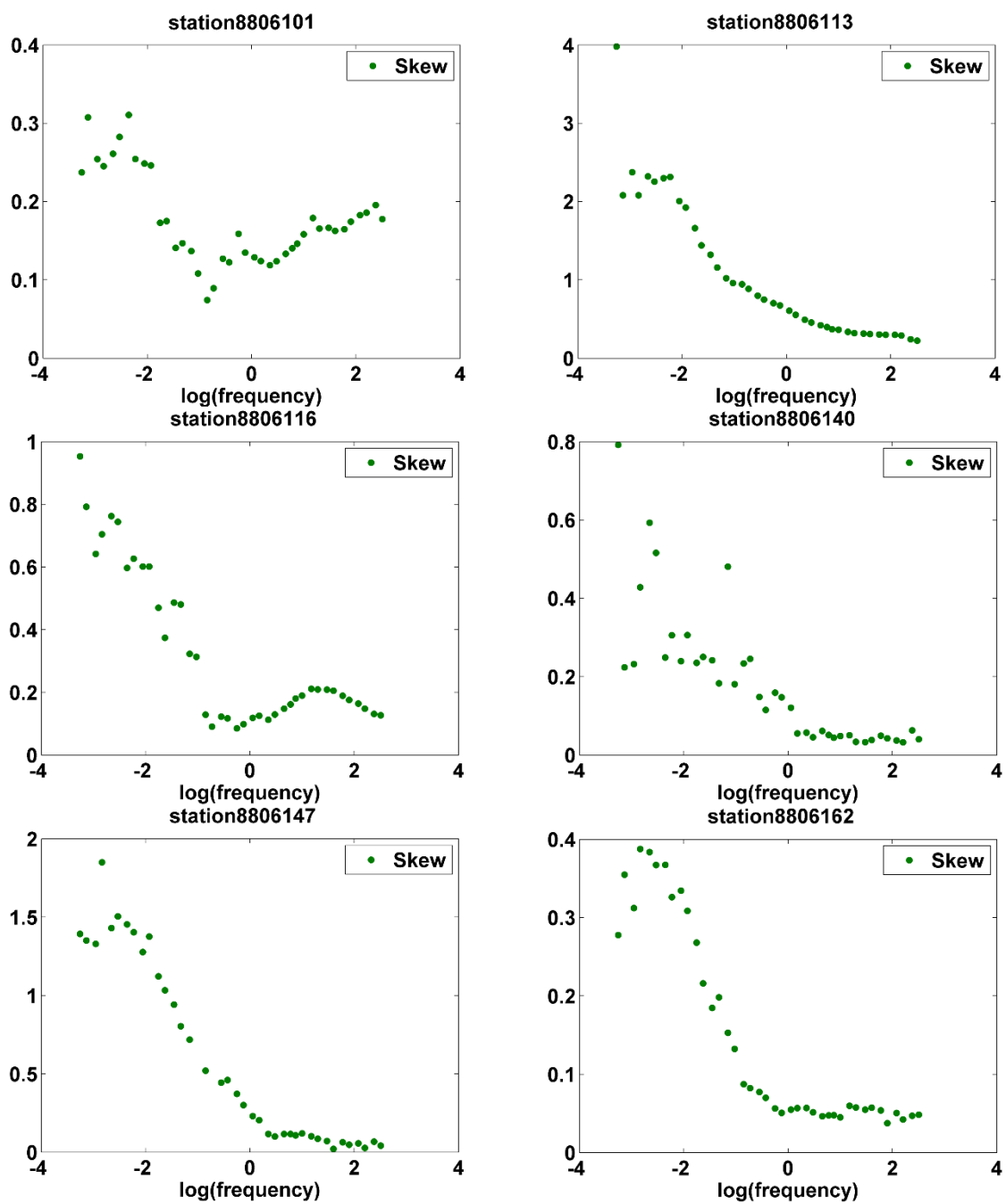
۴-۴-۲ نتایج شاخص‌های ابعادی نرمال شده

همانگونه که در فصل دوم بیان شد، کمیت چولگی برای تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی خیلی قابل اعتماد نیست، برای مثال اگر داده‌ها به نوبه آلوده باشند و یا متاثر از ناهمگنی‌های الکتریکی نزدیک سطح گردند این پارامتر برای ساختار دو بعدی دیگر صفر نمی‌باشند. به دلایل گفته شده روش شاخص‌های ابعادی نرمال شده بیان شد. هر یک از شاخص‌های D_1 ، D_2 و D_3 این روش مربوط به شش ایستگاه پروفیل ۸۸۰۵ و شش ایستگاه پروفیل ۸۸۰۶ در شکل (۴-۶) و (۷-۴) نشان داده شده است.

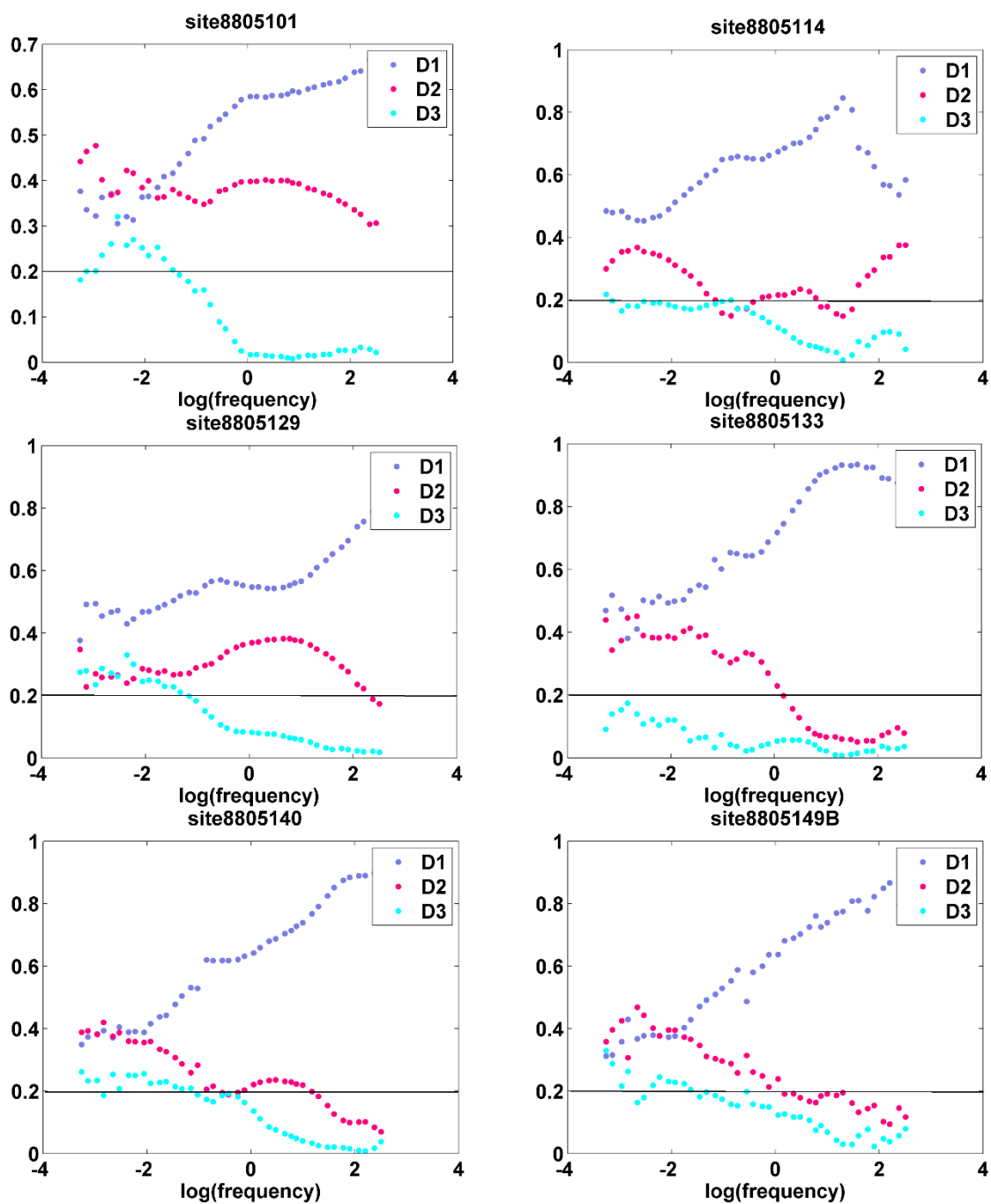
در شکل (۴-۶) و (۷-۴)، اگرچه در همه ایستگاه‌های انتخابی تقریباً شرایط $D_1 > D_2 > D_3$ وجود دارد اما به دلیل بزرگتر بودن شاخص‌های D_2 و D_3 از $0/2$ در فرکانس‌های پایین، تنها می‌توان در عمق‌های کم ساختارهای یک بعدی را پیش‌بینی نمود. در عمق‌های زیاد با توجه به اینکه مقدار D_2 از $0/2$ بزرگتر بوده و نیز مقدار بیشتری را نسبت به D_3 دارد عموماً ساختارهای دوبعدی پیش‌بینی می‌شوند. غیر از ایستگاه ۸۸۰۶۱۱۳ که در عمق‌های زیاد آن ساختارهای سه بعدی غالب است.



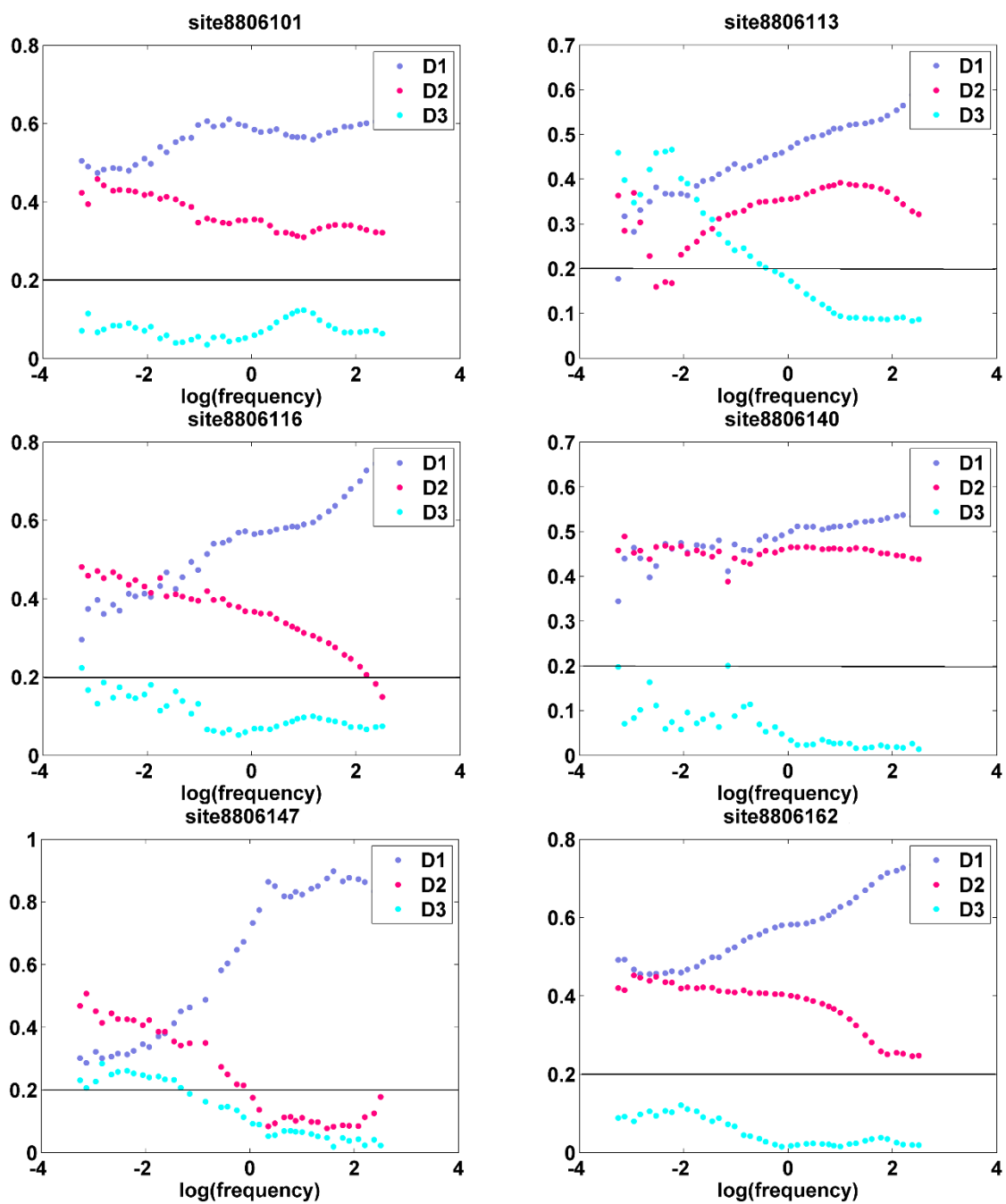
شکل ۴-۴: نمودارهای چولگی مربوط به شش ایستگاه انتخابی از از پروفیل ۸۸۰۵.



شکل ۴-۵: نمودارهای چولگی مربوط به شش ایستگاه انتخابی از از پروفیل ۸۸۰۶.



شکل ۴-۶: تغییرات شاخص‌های ابعادی نرمال شده D_1 ، D_2 و D_3 مربوط به شش ایستگاه انتخابی پروفیل ۸۸۰۵.



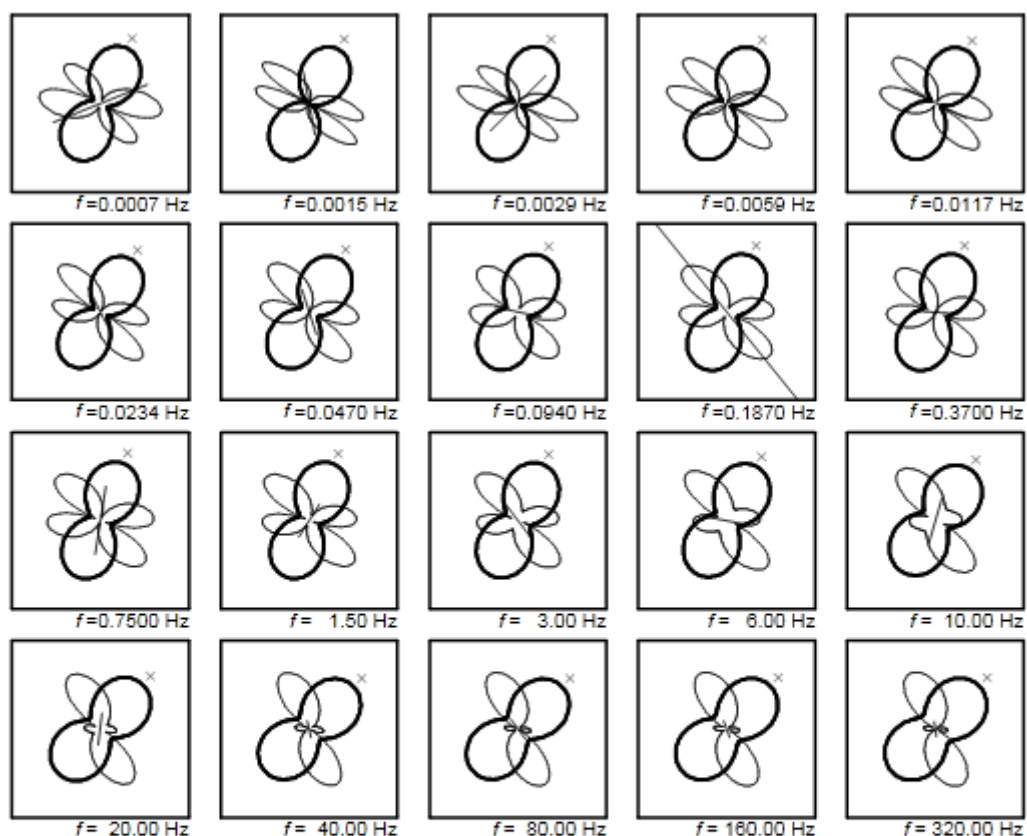
شکل ۴-۷: تغییرات شاخص‌های ابعادی نرمال شده D_1 ، D_2 و D_3 مربوط به شش ایستگاه انتخابی پروفیل ۸۸۰۶.

۴-۳-۳ نتایج نمودارهای قطبی

همان‌طور که در فصل قبل گفته شد از نمودارهای قطبی برای شناسایی ابعاد ساختارها استفاده می‌شود. به این منظور نمودارهای قطبی چهار ایستگاه از پروفیل ۸۸۰۶ در شکل‌های (۴-۸) تا (۴-۱۱) نشان داده شده‌اند. مطابق با آنچه در فصل دوم گفته شد، مولفه XY تانسور امیدانس برای ساختارهای یک بعدی به شکل دایره، برای ساختارهای دوبعدی شکل تخم مرغی و برای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده (شکل اوربیتالی) خواهد بود و مولفه XX تانسور امیدانس برای ساختارهای یک بعدی صفر، برای ساختارهای دوبعدی به شکل گلبیگ متقارن و برای ساختارهای سه بعدی در یک امتداد کشیده شده است؛ که اندازه‌اش قابل مقایسه با مولفه XY تانسور امیدانس است.

همان‌طور که در شکل‌های (۴-۸) تا (۴-۱۱) مشاهده می‌شود به غیر از ایستگاه ۸۸۰۶۱۰۱ که ساختارهای سه بعدی در فرکانس‌های زیاد مشاهده می‌شوند، در بقیه ایستگاه‌ها عموماً ساختارهای یک بعدی و دوبعدی را در فرکانس‌های زیاد خواهیم داشت. در فرکانس‌های میانی ایستگاه‌های ۸۸۰۶۱۰ و ۸۸۰۶۱۱۳ عموماً ساختارهای سه بعدی مشاهده می‌شود این در حالی است که ساختارهای دوبعدی در فرکانس‌های میانی ایستگاه‌های ۸۸۰۶۱۱۶ و ۸۸۰۶۱۴۰ غالب است. در فرکانس‌های کم هر چهار ایستگاه انتخاب شده، شکل نمودارهای قطبی بیانگر وجود ساختارهای سه بعدی و یا نویز در اعماق زیاد منطقه می‌باشد.

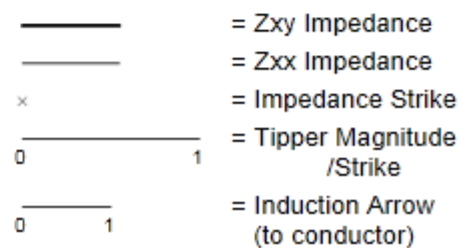
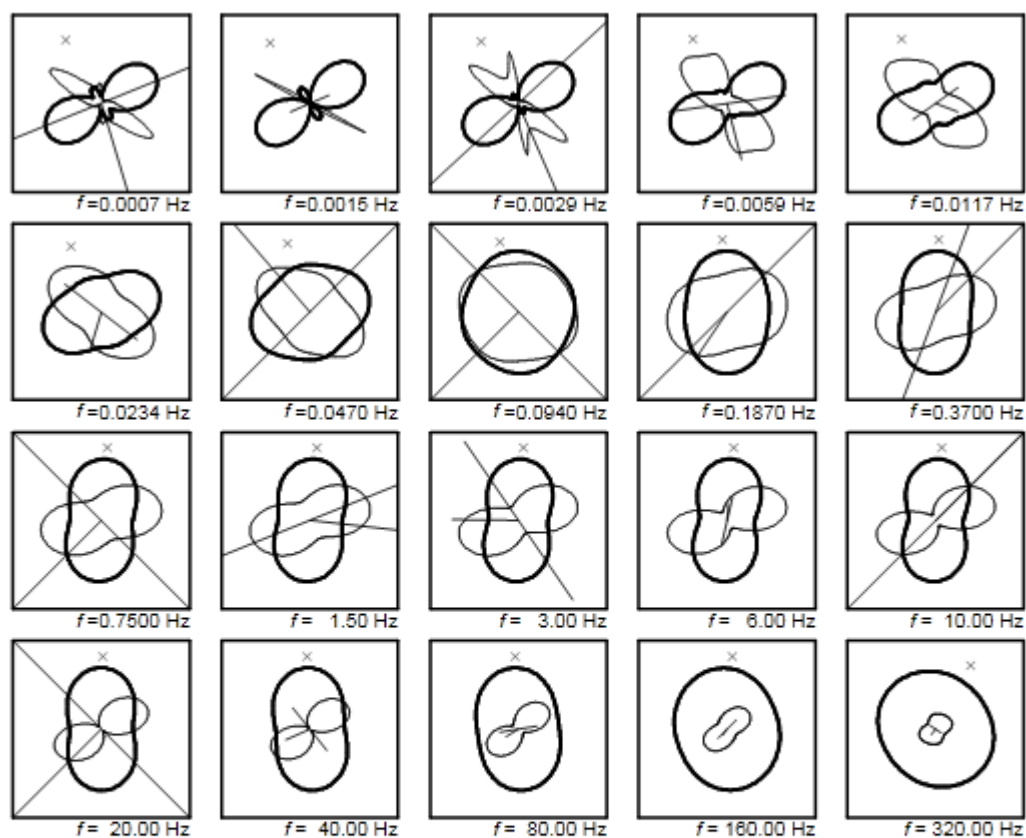
Sounding 8806101



————— = Zxy Impedance
 - - - - - = Zxx Impedance
 x = Impedance Strike
 0 ————— 1 = Tipper Magnitude / Strike

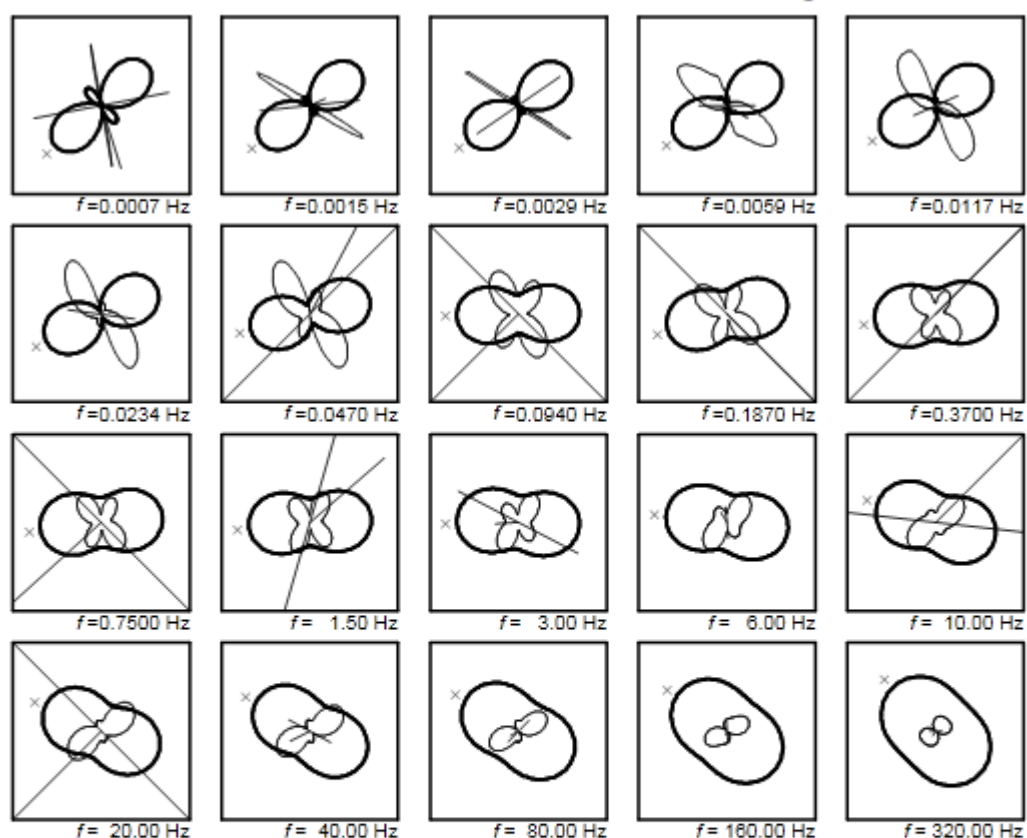
شکل ۴-۸: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۰۱ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف

Sounding 8806113



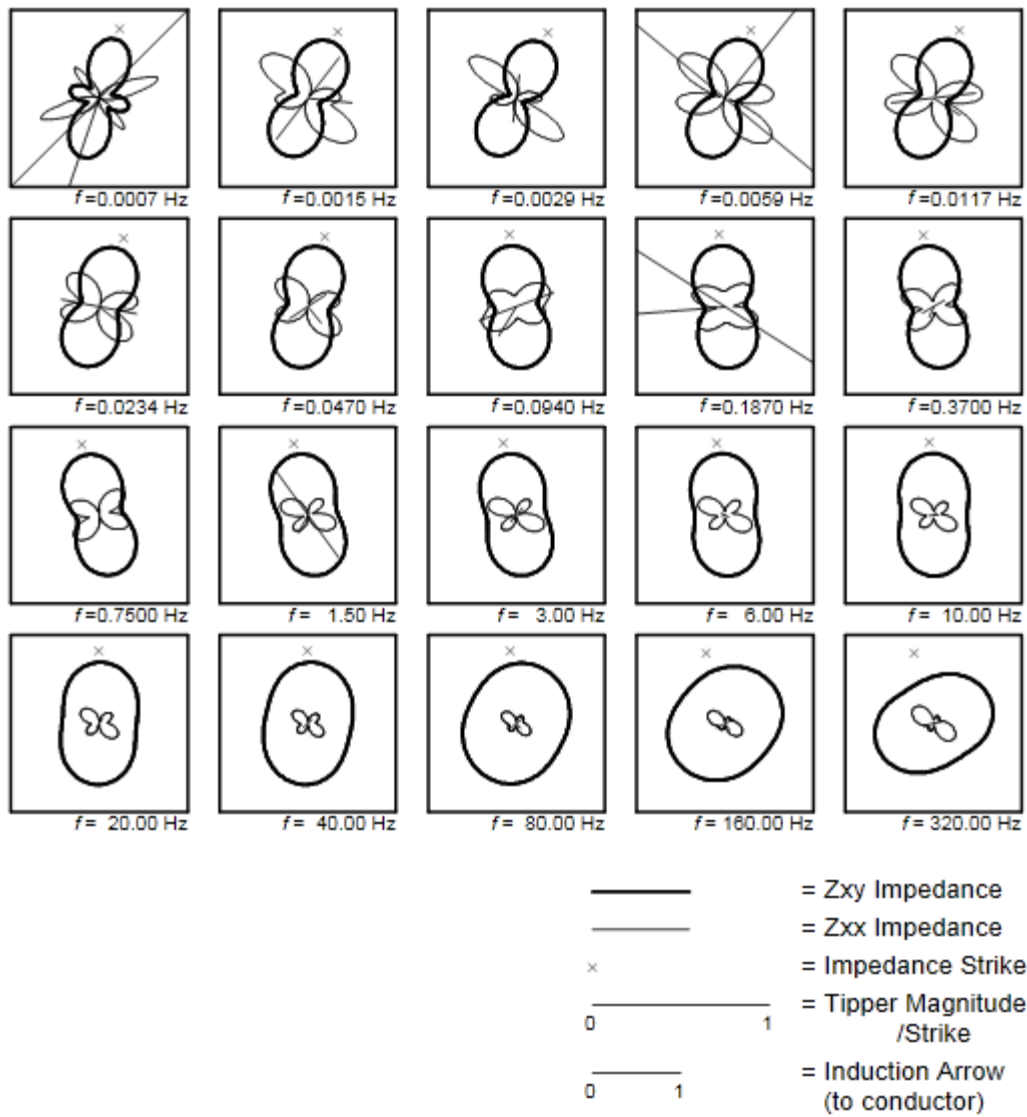
شکل ۹-۴: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۱۳ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف

Sounding 8806116



شکل ۴-۱۰: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۱۶ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف

Sounding 8806140



شکل ۴-۱۱: نمودارهای قطبی ایستگاه ۱۴۰ از پروفیل ۸۸۰۶ در فرکانس‌های مختلف

۴-۴-۴ نتایج کد والدیم

اگرچه در روش شاخص‌های ابعادی نرمال شده سعی شد که معایب روش چولگی رفع شود، با این حال این روش نیز خالی از عیب نبود. از جمله معایب این روش می‌توان به این نکته اشاره کرد که استفاده از سه پارامتر در تعیین بعد، دقت لازم را در تحلیل ابعادی ساختارهای زیرسطحی فراهم نمی‌کند. به همین دلیل در روش والدیم از پارامترهای WAL که تعداد بیشتری بودند استفاده شد (Weaver et al., 2000). در جدول (۴-۱) و (۴-۲) به ترتیب نتایج والدیم شش ایستگاه انتخابی پروفیل ۸۸۰۵ و شش ایستگاه انتخابی پروفیل ۸۸۰۶ نشان داده شده‌اند. مطابق این جدول‌ها مشاهده می‌شود در فرکانس‌های زیاد و میانی عموماً ساختارها دوبعدی و سه بعدی هستند. علاوه بر این در بسیاری از فرکانس‌های میانی انحرافات گالوانیکی تشخیص داده می‌شود، که این انحرافات تطبیق خوبی با انحرافات تشخیص داده شده از روی نمودارهای مقاومت‌ویژه ظاهری دارند. در فرکانس‌های کم پروفیل ۸۸۰۵ وجود ساختارهای سه بعدی پررنگ‌تر از ساختارهای یک بعدی و دوبعدی است اما در فرکانس‌های کم پروفیل ۸۸۰۶ عموماً ساختارهای دوبعدی که تحت تاثیر انحرافات گالوانیکی ناشی از ساختارهای سه بعدی قرار گرفته‌اند، پیش‌بینی می‌شود. در بعضی از فرکانس‌ها به دلیل نویز بالا کد والدیم قادر به تعیین بعد نبود.

باتوجه به نتایج تحلیل ابعادی صورت گرفته می‌توان گفت ساختارهای زیرسطحی منطقه عموماً دوبعدی و سه بعدی هستند و به همین دلیل جهت مدل‌سازی ساختارهای منطقه باید در صورت امکان از مدل‌سازی سه بعدی و در صورت عدم امکان از مدل‌سازی دوبعدی استفاده کرد.

جدول ۴-۱: نتایج تعیین بعد شش ایستگاه انتخاب شده پروفیل ۸۸۰۵ به روش والدیم. در شماره ایستگاه‌ها عدد

۸۸۰۵ مربوط به شماره پروفیل حذف شده است.

Frequency range/Station number	Dimensionality					
	Site101	Site114	Site129	Site133	Site140	Site149
120-320 Hz	3D	3D	3D	3D	1D	3D/2D
10-80 Hz	2D	3D	3D	1D	3D/2D	3D
1.1-7.5 Hz	2D	3D	3D	3D/2D	3D/2D	3D
0.14-0.75 Hz	3D	3D	3D/2D	3D/2D	3D	3D
0.01-0.09 Hz	3D	3D	3D	3D	3D	3D
0.001-0.008 Hz	3D	3D	3D	3D	3D	3D

جدول ۴-۲: نتایج تعیین بعد شش ایستگاه انتخاب شده پروفیل ۸۸۰۶ به روش والدیم. در شماره ایستگاه‌ها عدد

۸۸۰۶ مربوط به شماره پروفیل حذف شده است. علامت - به معنای عدم تعیین بعد ناشی از نویز بالاست.

Frequency range/Station number			Dimensionality			
	Site101	Site113	Site116	Site140	Site147	Site162
120-320 Hz	3D	3D	3D	3D	3D	3D
10-80 Hz	3D/2D	3D	3D	2D	3D	3D
1.1-7.5 Hz	3D/2D	-	3D/2D	3D/2D	3D	2D
0.14-0.75 Hz	3D	3D	3D	-	3D	3D
0.01-0.09 Hz	3D	3D	3D/2D	-	3D	3D
0.001-0.008 Hz	3D	3D/2D	3D/2D	3D/2D	3D	3D/1D2D

فصل پنجم

مدل سازی و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک

تجربه نشان داده است که حتی با مدل سازی یک بعدی داده های مقاومت ویژه میانگین می توان اطلاعات کمی خوبی از ساختارهای منطقه حاصل نمود (Park and Livelybrooks, 1989). بعد از اینکه اثر جابجایی ایستا برای داده های سونداژ MT هر ایستگاه، به کمک داده های سونداژ TEM تصحیح شدند، با توجه به نتایج آنالیز ابعادی باید به صورت یک یا دو بعدی مورد مدل سازی قرار گیرند؛ تا اطلاعاتی از توزیع مقاومت ویژه و هندسه ساختارهای زیرسطحی به دست آید. هدف از وارون سازی داده های سونداژ MT، به دست آوردن پارامترهای مدل (مقاومت ویژه الکتریکی و ضخامت هر لایه)، با توجه به داده های مشاهده ای (مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری و فاز امپدانس بر حسب فرکانس) می باشد. بدین ترتیب که با استفاده از مجموعه ای از روابط ریاضی مستقیماً از روی داده های تجربی یا مشاهده ای، پارامترهای مدل به گونه ای برآورد می شوند که برازش مناسبی با داده های مشاهده ای داشته باشند. برای مدل سازی وارون داده های مگنتوتلوریک از کد MT2DInvMatlab و نرم افزار WinGLink استفاده شد. نرم افزار WinGLink برای مدل سازی داده های متنوع ژئوفیزیکی از جمله گرانی سنجی، مغناطیسی و روش های الکترومغناطیسی قابل استفاده است (قندی، ۱۳۸۶؛ خوجم لی، ۱۳۹۰).

تیخونوف (۱۹۷۷) نشان داد که تحت شرایط ایده آل و داشتن داده های نامتناهی و بدون نوفه، استخراج مدل یکتا از داده های MT امکان پذیر است. روش مگنتوتلوریک همانند سایر روش های ژئوفیزیکی جز مسائل فروبرآورد است. یعنی اینکه تعداد مجهولات از تعداد داده های مساله بیشتر است (Meju, 1994) بنابراین مدل سازی اطلاعات کافی راجع به یکتایی مدل ارائه نمی دهد. این مساله وقتی اتفاق می افتد که چندین حل با یک خطای بیش بینی شده داشته باشند. بنابراین با داشتن داده های واقعی MT که شامل نوفه می باشند؛ وارون سازی داده های MT غیر یکتاست و مدل های ژئوالکتریکی نامحدودی را نتیجه می دهد. عدم یکتایی جواب در مسائل وارون به دلیل عدم یکتایی ذاتی مساله را می توان با اعمال برخی قیود و استفاده از اطلاعات اولیه به حداقل رساند.

۵-۲ وارون سازی یک بعدی داده‌های مگنتوتلوریک

الگوریتم مورد استفاده در وارون سازی یک بعدی داده‌های MT گچساران، الگوریتم وارون سازی هموار اوکام^۱ است (Constable, et al., 1987)؛ که با نرم افزار WinGlink انجام می‌شود. همان طور که قبلاً اشاره شد مد TM از ناهمگنی‌های سطحی و توپوگرافی بیشتر تاثیر می‌پذیرد و از این مد برای نشان دادن عوارض سطحی استفاده می‌شود. از طرفی مد TE ساختارهای عمیق با مقاومت ویژه زیاد را بهتر نشان می‌دهد. در مطالعه حاضر به منظور مدل سازی یک بعدی داده‌های مقاومت ویژه و فاز و برای استفاده از قابلیت هر دو مد برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی، از پارامتر نامتغیر چرخشی $Z_{average}$ که بر مبنای میانگین گیری هندسی از این دو مد می‌باشد استفاده می‌شود (Park and Livelybrooks, 1989):

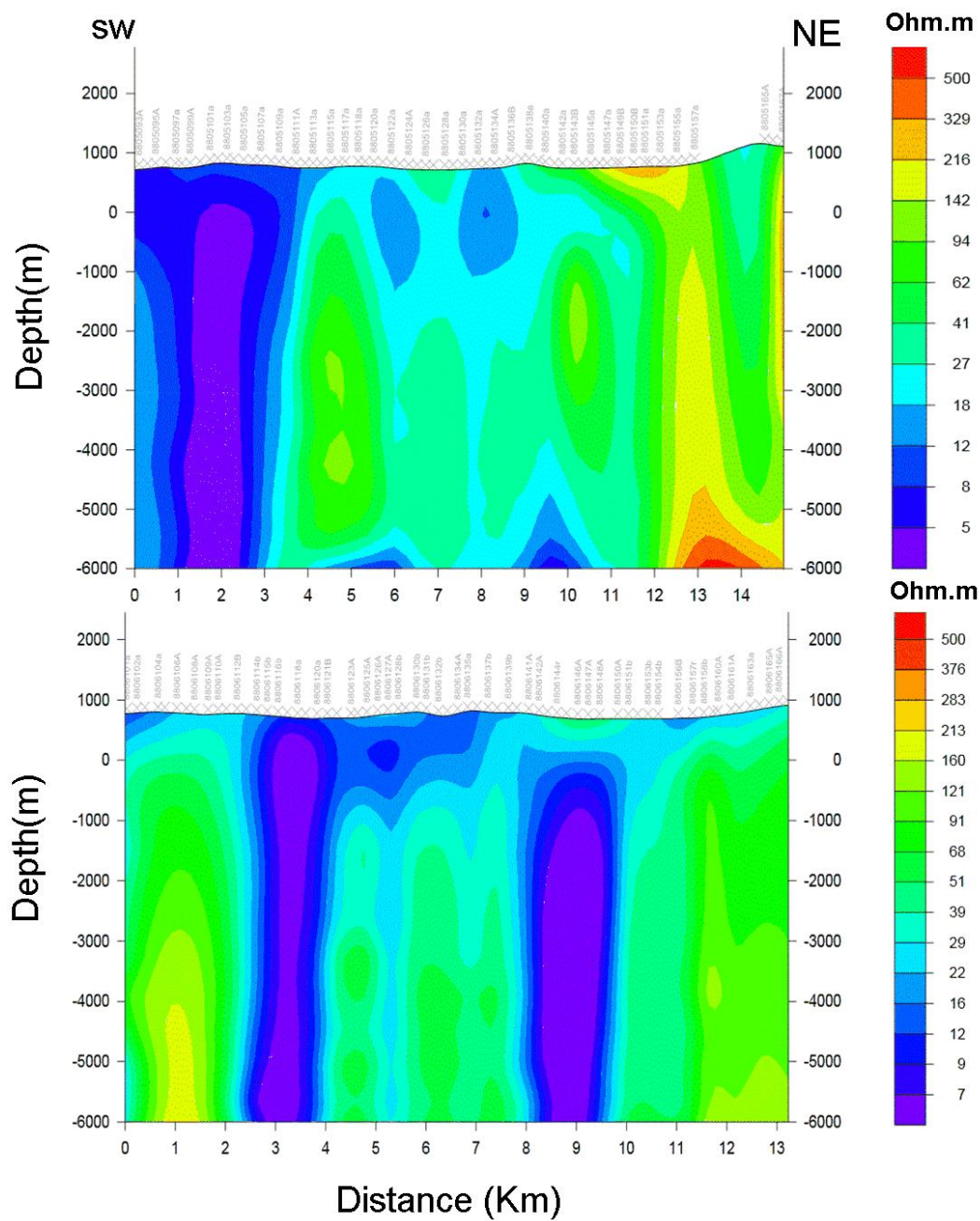
$$Z_{average} = \sqrt{(-Z_{xy}Z_{yx})} \quad (۱-۵)$$

در شکل‌های (۱-۵) نتایج مدل سازی یک بعدی هموار اوکام برای مد میانگین برای دو پروفیل ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶ آورده شده است.

با توجه به نتایج مدل سازی یک بعدی، می‌توان مشاهده کرد که در قسمت میانی هر دو پروفیل مقدار کمی ساختار لایه‌ای زیرسطحی مشاهده می‌شود؛ که با تحلیل ابعادی مطابقت دارد. علاوه بر این مقاومت ویژه پایین هر دو پروفیل در سمت چپ و بخش‌های میانی انطباق خوبی با مقاومت ویژه پایین سازند گچساران در منطقه دارد. در سمت راست هر دو پروفیل یک توده با مقاومت ویژه بالا وجود دارد؛ که می‌تواند موید گسل شناخته شده در منطقه باشد.

در نتایج مدل سازی یک بعدی داده‌ها، ساختار لایه‌ای کمی به دست آمد. دلیل این امر را می‌توان به خاطر وجود ساختارهای دوبعدی و سه بعدی در عمق دانست؛ که به همین دلیل مدل سازی یک بعدی در شناسایی این ساختارها عاجز ماند. بنابراین جهت تشخیص ساختارهای زیرسطحی منطقه نیاز به مدل سازی

^۱ Occam



شکل ۵-۱: نتایج وارون‌سازی یک بعدی مد میانگین از بالا به پایین پروفیل ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶.

های دوبعدی و سه بعدی مناسب می باشد که در ادامه به شرح مدل سازی دوبعدی پرداخته می شود.

۳-۵ واریون سازی دوبعدی داده های مگنتوتلوریک

۳-۵-۱ روش کمینه مربعات مقید هموار

مساله واریون به صورت زیر بیان می شود (Rodi and Mackie, 2001):

$$d = f(m) + e \quad (2-5)$$

که در آن d بردار داده ها، m بردار پارامترهای مدل، e بردار خطای داده ها و f تابع مدل سازی پیشرو هستند.

تابع هدف این روش به صورت زیر است (deGroot-Hedlin and Constable, 1990):

$$\psi(m) = (m - m_0)^T L (m - m_0) + \lambda^{-1} \{ (d - f(m))^T V (d - f(m) - \chi^2) \} \quad (3-5)$$

در تابع هدف، V نقش یک ماتریس وزنی را ایفا می کند؛ که برحسب انحراف معیار داده ها تعیین می شود. جمله اول بیانگر عدم برازش پارامترهای مدل به داده ها است. در جمله دوم λ پارامتر منظم سازی است که عددی مثبت است و L عملگر تفاضل محدود مرتبه دوم است؛ که با لاپلاس گرفتن از مقاومت ویژه باعث پایداری مدل می شود. در این تابع m_0 بیانگر مدل اولیه است و χ^2 عدم برازش هدف محسوب می شود. بعد از اینکه تابع پیشروی f با استفاده از بسط مرتبه اول تیلور خطی شد، کمینه کردن تابع هدف با استفاده از الگوریتم گaus نیوتن صورت می گیرد (Rodi and Mackie, 2001). سپس یک سیستم تکراری از معادلات خطی برای پیدا کردن مدل حاصل می شود:

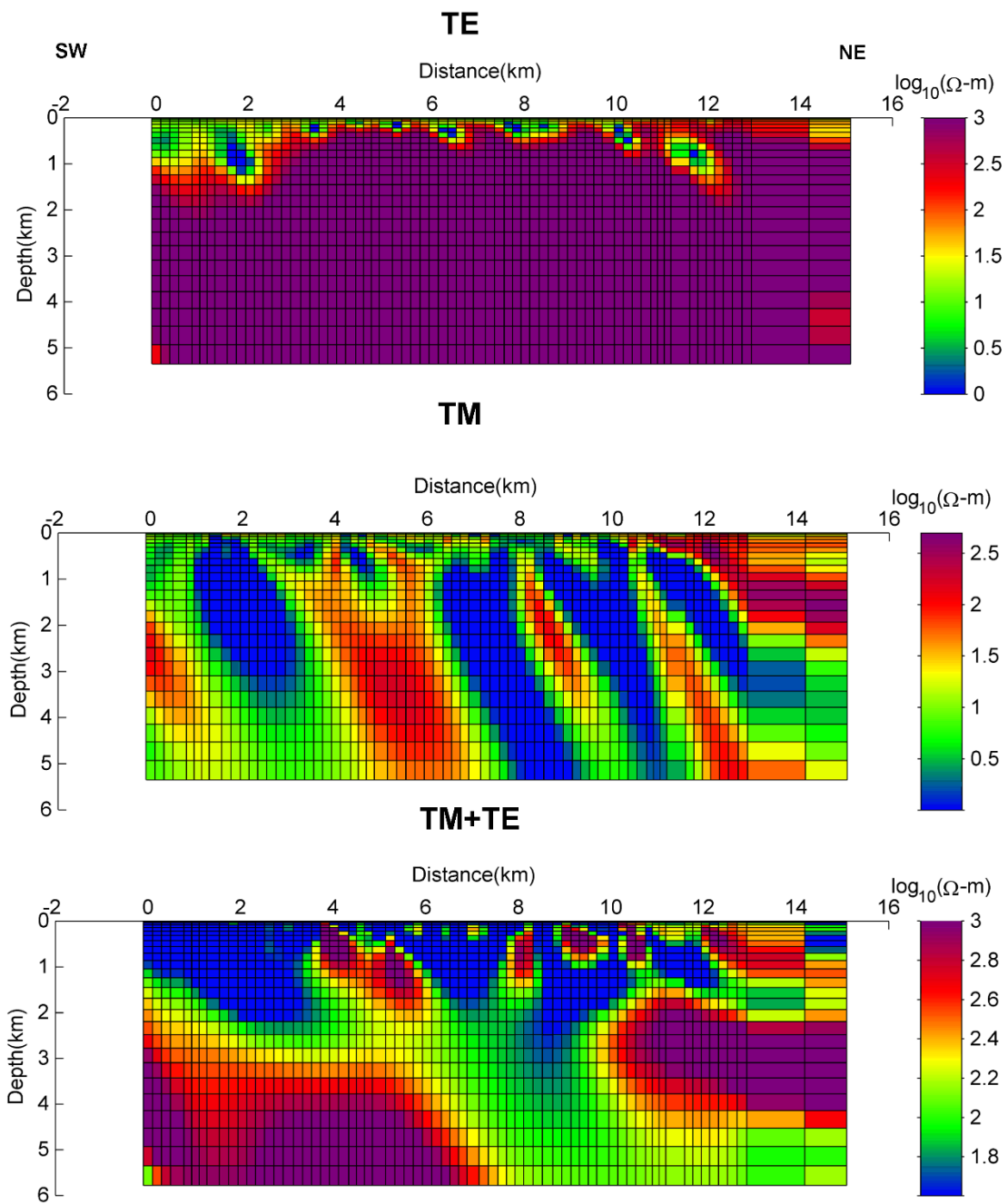
$$m_{k+1} = [\lambda L + (J_k^T V J_k)]^{-1} J_k^T V [d - f(m_k) + J_k (m_k - m_0)] + m_0 \quad (4-5)$$

که در آن J ماتریس ژاکوبین است و اندیس K مشخص کننده شماره تکرار است. در این روش پارامتر منظم سازی در طول فرایند واریون سازی ثابت است. واریون سازی داده ها در این روش با استفاده از کد MT2DInvMatlab (Lee et al., 2009) صورت گرفت. در این روش داده های مقاومت ویژه و فاز واریون سازی می شوند. مش بندی مناسبی جهت واریون سازی داده ها طراحی شد. با توجه به برازش مناسب هیچ نویزی به

داده‌ها اضافه نشد. برای تعیین پارامتر منظم سازی مناسب الگوریتم ^۱ACB (Yi et al., 2003) بکار گرفته شد. در این الگوریتم λ به صورت تابع مکانی در نظر گرفته می‌شود و با تحلیل رزولوشن پارامتری تعیین می‌شود (Menke, 1989; Yi et al., 2003; Lee et al., 2009). در الگوریتم ACB کمینه و بیشینه پارامتر منظم سازی $\lambda_{\min}$ و $\lambda_{\max}$ هستند که توسط کاربر تعیین می‌شوند. برای پایدار کردن فرایند وارون سازی $\lambda_{\min}$ و $\lambda_{\max}$ در هر سه مد پروفیل ۸۸۰۵ به ترتیب ۲ و ۱۰ و در هر سه مد پروفیل ۸۸۰۶ به ترتیب ۴ و ۱۰ انتخاب شدند. عدم برازش RMS برای هر دو پروفیل در مدهای مختلف قابل قبول بود. در شکل (۵-۲) و شکل (۵-۳) نتایج وارون سازی دوبعدی روش کمینه مربعات مقید هموار برای هر سه مد TE، TM و TE+TM به ترتیب پروفیل ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶ نشان داده شده است. با توجه به اینکه در روش مگنتوتلوریک شبه مقاطع وارون سازی برازش بین داده‌های مشاهده‌ای و پاسخ‌های حاصل از مدل را نشان می‌دهند؛ در شکل (۵-۴) و (۵-۵) شبه مقاطع هر دو پروفیل قابل مشاهده است.

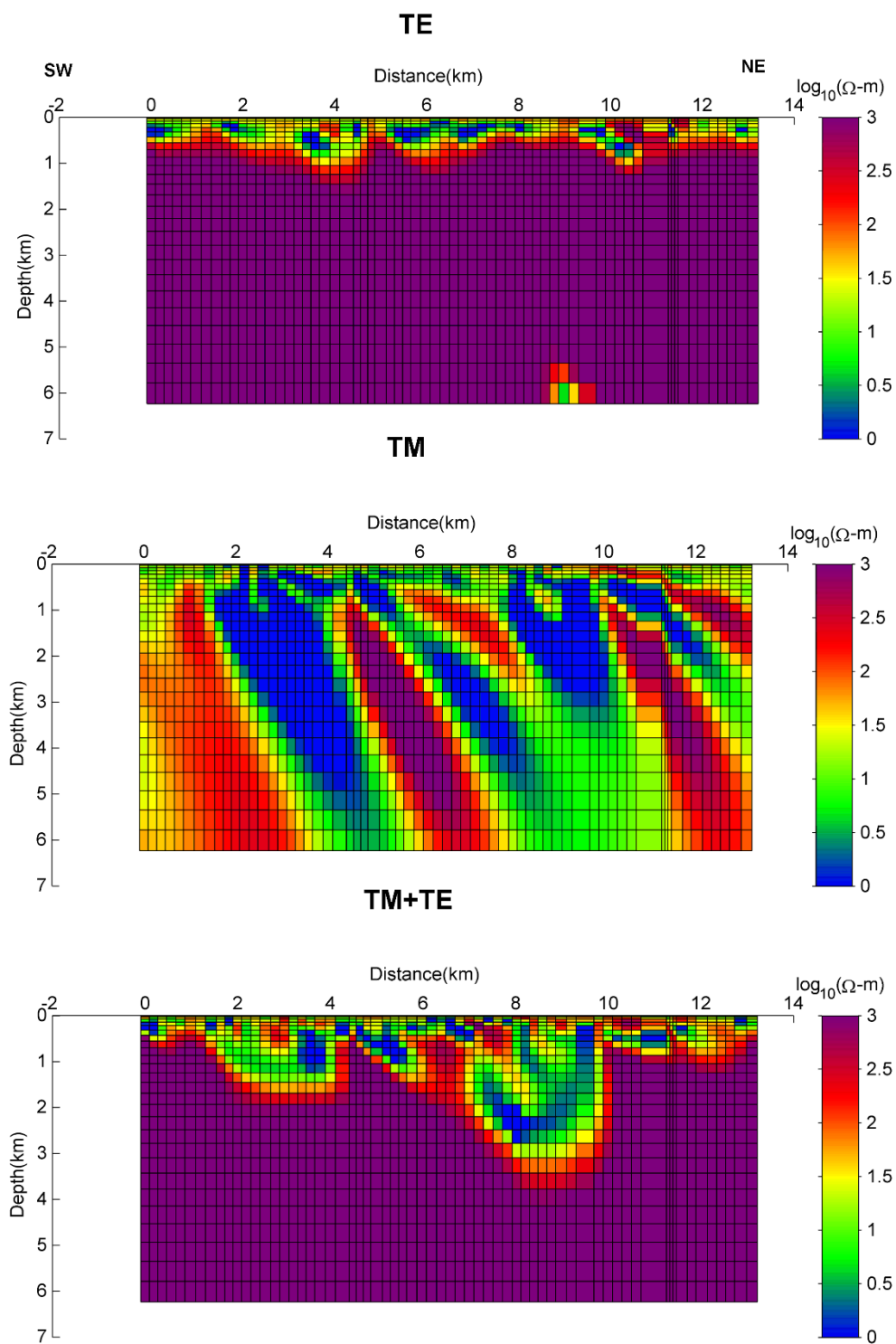
با توجه به اینکه مد TE در به تصویر کشیدن ساختارهای عمیق و مقاوم کارایی بهتری دارد و مد TM ساختارهای سطحی را بهتر نشان می‌دهد، در هر دو شکل (۵-۲) و (۵-۳) نتایج مد TE+TM جهت تفسیر مورد استفاده قرار می‌گیرد. نتایج حاصل از مد TE+TM پروفیل ۸۸۰۵ توانست ساختارهای تاقدیسی، لایه‌بندی و گسل منطقه را تا حد قابل قبولی به نمایش بگذارد. مقاومت ویژه پایین این پروفیل در سطح می‌تواند مربوط به سازندهای میشان و آجاجاری در ابتدای پروفیل و سازند گچساران در قسمت‌های میانی پروفیل باشد؛ زیرا سازند گچساران عمدتاً از شیل و انیدریت تشکیل شده و به دلیل اینکه آبدار و متخلخل است دارای مقاومت ویژه پایین می‌باشد. علاوه بر این سازند میشان به دلیل میان لایه‌های مارنی موجود در آهک آن و سازند آجاجاری به دلیل مارن و ماسه سنگ موجود در آن این مقاومت پایین را تایید می‌کنند. سازند آسماری که سازند هدف ما در این مطالعه است، بر اساس اطلاعات چاه‌نگاری موجود در منطقه باید مقاومت ویژه بالایی با نوسان تغییراتی بالا داشته باشد (البرزیان، ۱۳۹۴).

^۱ Active constraint balancing



شکل ۵-۲: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش کمینه مربعات مقید هموار پروفیل ۸۸۰۵ برای هر سه مد به ترتیب از

بالا به پایین TE، TM و TM+TE.



شکل ۳-۵: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش کمینه مربعات مقید هموار پروفیل ۸۸۰۶ برای هر سه مد به ترتیب از بالا به پایین TE، TM و TM+TE.

با توجه به این اطلاعات مرز بالایی سازند آسماری در این پروفیل مشخص است. همچنین وجود گسل پیشانی کوهستان در اعماق و در سمت راست این پروفیل به چشم می‌خورد که تا سطح هم رخنمون دارد. اما احتمال می‌رود به دلیل ایجاد این گسل و پیچیدگی بیشتر این قسمت از پروفیل، مدل‌سازی کمینه مربعات مقید هموار در به تصویر کشیدن دقیق این قسمت ناتوان بوده و باعث ایجاد ساختارهای نامناسب ژئوالکتریکی شده باشد. در سمت چپ این پروفیل و در عمق بیش از ۲/۵ کیلومتر یک بالاآمدگی مشاهده می‌شود که احتمالاً تاقدیس سراب است. با این حال محل این تاقدیس کمی با پیش‌بینی‌های زمین‌شناسی فاصله دارد.

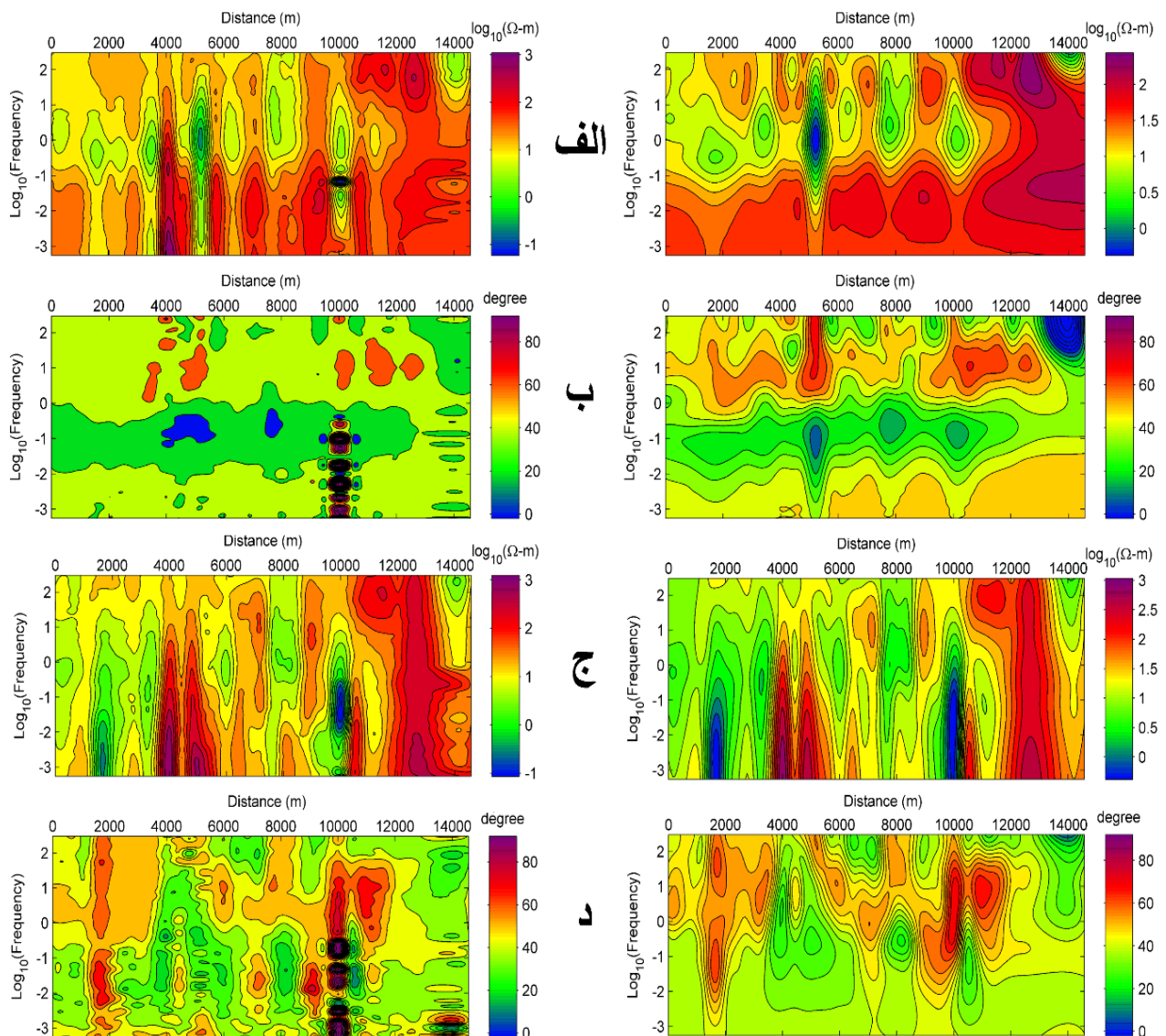
در مدل حاصل از مد $TM+TE$ پروفیل ۸۸۰۶ مقاومت‌ویژه کم در بعضی از قسمت‌های سطحی پروفیل می‌تواند مربوط به رخنمون‌های سازند گچساران باشد. در این پروفیل اگرچه مرز بالایی سازند آسماری مشخص است. با این حال تفکیک ساختاری خوبی صورت نگرفته است؛ که این عدم تفکیک با افزایش عمق افزایش می‌یابد. بخشی از علت این عملکرد نامناسب را می‌توان با بررسی شبه مقاطع وارون‌سازی در شکل‌های (۴-۵) و (۵-۵) به دست آورد. همانطور که در این شکل‌ها مشاهده می‌شود، در هر دو پروفیل شبه‌مقاطع حاصل از وارون‌سازی مد TM برازش بهتری را با شبه مقاطع مشاهده‌ای این مد دارند. برازش ضعیف شبه مقاطع وارون‌سازی مد TE با شبه مقاطع مشاهده‌ای سبب شده است که تفکیک ساختاری مناسبی در این مد انجام نشود؛ که این برازش ضعیف در پروفیل ۸۸۰۶ نمایان‌تر است. بخشی از این برازش ضعیف می‌تواند مربوط به ساختارهای سه بعدی موجود در اعماق این پروفیل باشد.

۵-۳-۲ روش گرادیان مزدوج غیرخطی

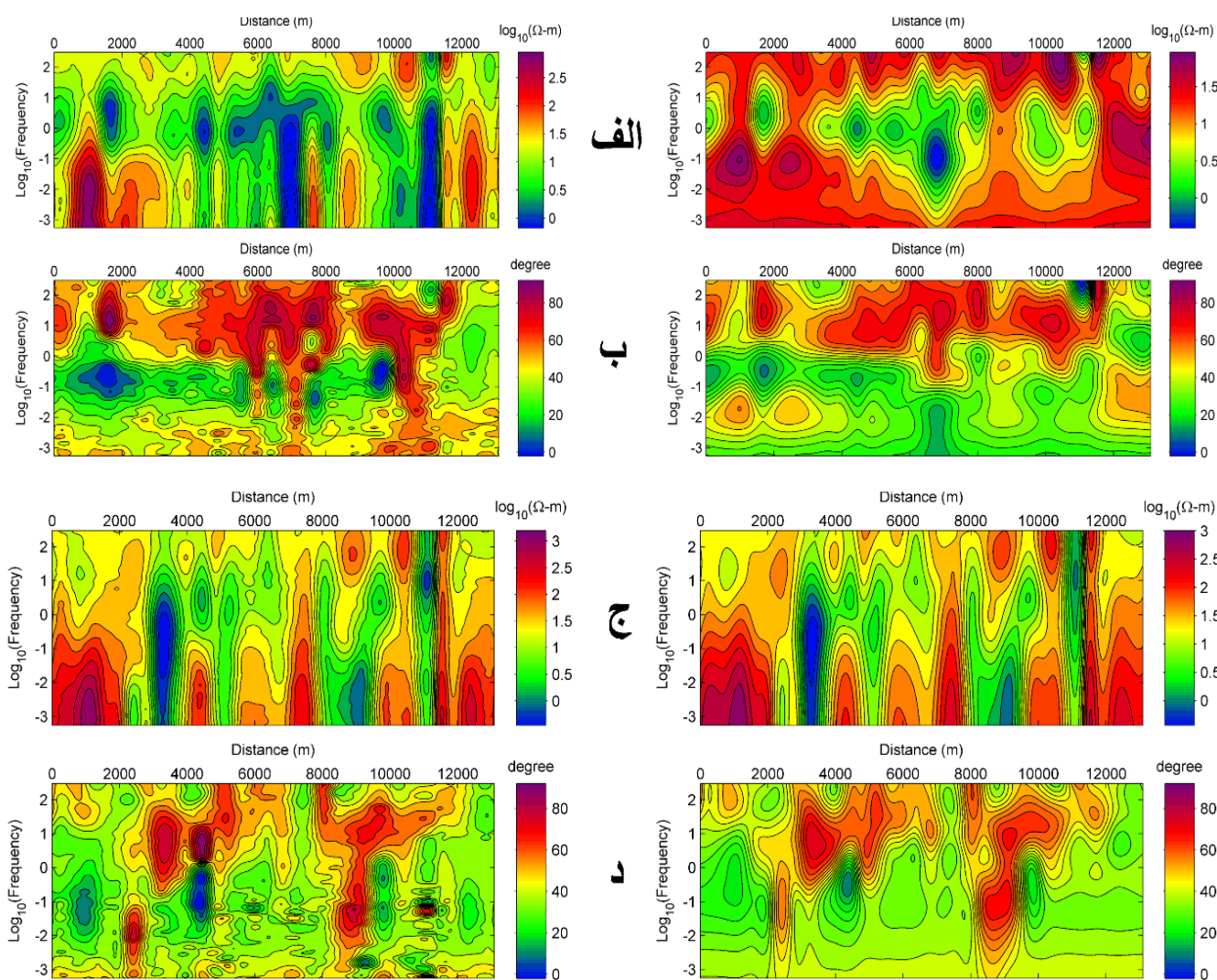
تابع هدف تعریف شده در این روش به صورت زیر است (Rodi and Mackie, 2001):

$$\psi(m) = (d - f(m))^T V^{-1} (d - f(m)) + \lambda m^T L^T L m \quad (5-5)$$

روش گرادیان مزدوج غیرخطی به طور مستقیم مسائل غیرخطی را کمینه می‌کند. این روش از متغیر پولاک-ریبیر (Polak, 1971) برای کمینه کردن تابع هدف (معادله ۵-۵) استفاده می‌کند. برای استفاده از این روش در مسائل وارون‌سازی دو بخش از محاسبات نیاز است: الف) محاسبه کردن گرادیان تابع هدف ب) پیدا کردن



شکل ۴-۵: شبه مقاطع پروفیل ۸۸۰۵. الف) سمت چپ شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TE. ب) سمت چپ شبه مقطع فاز مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TE. ج) سمت چپ شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TM. د) سمت چپ شبه مقطع فاز مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TM. افقی فاصله از ابتدای پروفیل و محور قائم بر حسب فرکانس است.



شکل ۵-۵: شبه مقاطع پروفیل ۸۸۰۶. الف) سمت چپ شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TE. ب) سمت چپ شبه مقطع فاز مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TE. ج) سمت چپ شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TM. د) سمت چپ شبه مقطع فاز مشاهده‌ای و سمت راست شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TM. افقی فاصله از ابتدای پروفیل و محور قائم بر حسب فرکانس است.

مقدار α که عبارت $\psi(m) + \alpha u$ را برای پارامتر مدل مشخص m و بردار جهت تحقیقی (search direction) کمینه می‌کند. بردار جهت تحقیقی u در هر تکرار با استفاده از گرادینان محاسبه شده تابع هدف به دست می‌آید. مقدار α در هر تکرار با استفاده از کمینه‌سازی تک متغیره یا بررسی خطی محاسبه می‌شود (Ghaedrahmati et al., 2013). بعد از محاسبه کردن u و α مدل به صورت زیر به دست می‌آید (Rodi and Mackie, 2001):

$$m_{k+1} = m_k + \alpha_k u_k \quad (6-5)$$

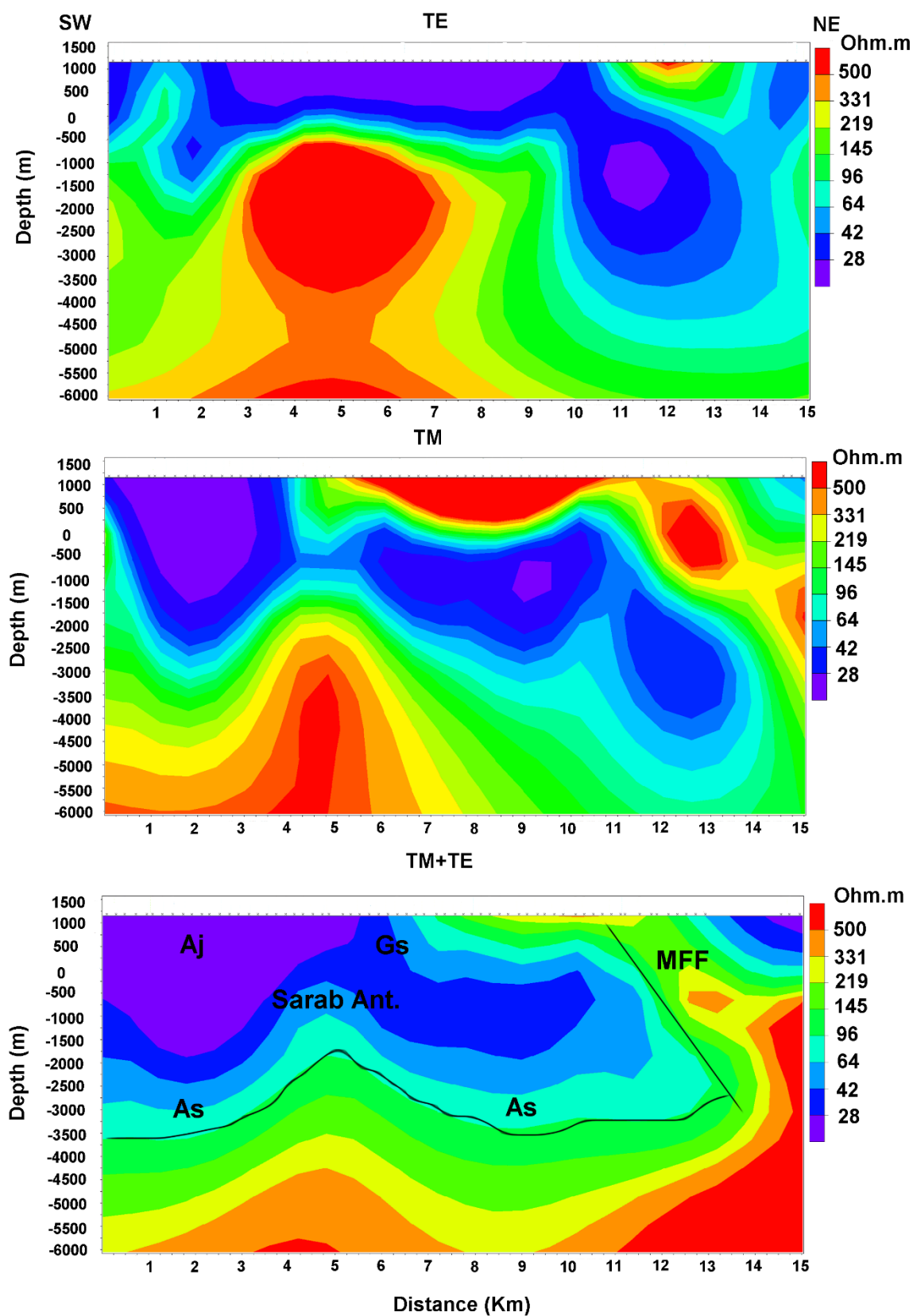
در این الگوریتم، از محاسبه کامل ماتریس حساسیت و حل کامل سیستم معادلات نرمال اجتناب می‌شود. وارون‌سازی داده‌ها در این روش با نرم‌افزار WinGlink انجام شد. اگرچه در این روش می‌توان داده‌های مقاومت‌ویژه، فاز و تیپر را وارون‌سازی کرد؛ اما فقط داده‌های مقاومت و فاز وارون‌سازی شدند. مدل اولیه‌ای با مقاومت‌ویژه ۱۰۰ اهم متر جهت مدل‌سازی در نظر گرفته شد. برای داده‌های فاز و مقاومت ویژه به ترتیب ۵ و ۱۰ درصد نویز در نظر گرفته شد. پارامترهای مختلف منظم‌سازی امتحان شد و در نهایت عدد ۳ به عنوان پارامتر منظم‌سازی در نظر گرفته شد، زیرا بهترین نتایج وارون‌سازی با کمترین مقدار خطا با این عدد به دست آمد. عدم برازش RMS بین داده‌های مشاهده‌ای و پاسخ‌های مدل در هر سه مد پروفیل ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶ کمتر از ۵ بود و قابل پذیرش است. در شکل (۶-۵) و شکل (۷-۵) نتایج وارون‌سازی دوبعدی روش گرادینان مزدوج غیرخطی برای هر سه مد TE، TM و TE+TM به ترتیب پروفیل ۸۸۰۵ و ۸۸۰۶ نشان داده شده است. علاوه بر این به منظور بررسی برازش بین داده‌های مقاومت‌ویژه و فاز مشاهده‌ای و پاسخ‌های حاصل از مدل، شبه مقاطع این دوپروفیل در شکل‌های (۸-۵) و (۹-۵) نشان داده می‌شوند.

با توجه به توضیحات بخش‌های قبلی در روش گرادینان مزدوج غیرخطی هم از مد TE+TM جهت تفسیر استفاده می‌شود. در مدل‌سازی پروفیل ۸۸۰۵ این روش، در شکل (۶-۵) مطابق با ویژگی‌های سازند آغاجاری (Az) و گچساران (GS)، قسمت چپ و میانی پروفیل ساختارهای کم مقاومت در عمق‌های کم وجود دارند و با افزایش عمق شاهد افزایش مقاومت ویژه خواهیم بود. این افزایش مقاومت ویژه منطبق با بررسی‌های چینه شناسی است که در منطقه صورت گرفته است. برخلاف نتایج روش کمینه مربعات (شکل ۴-۵) در سمت

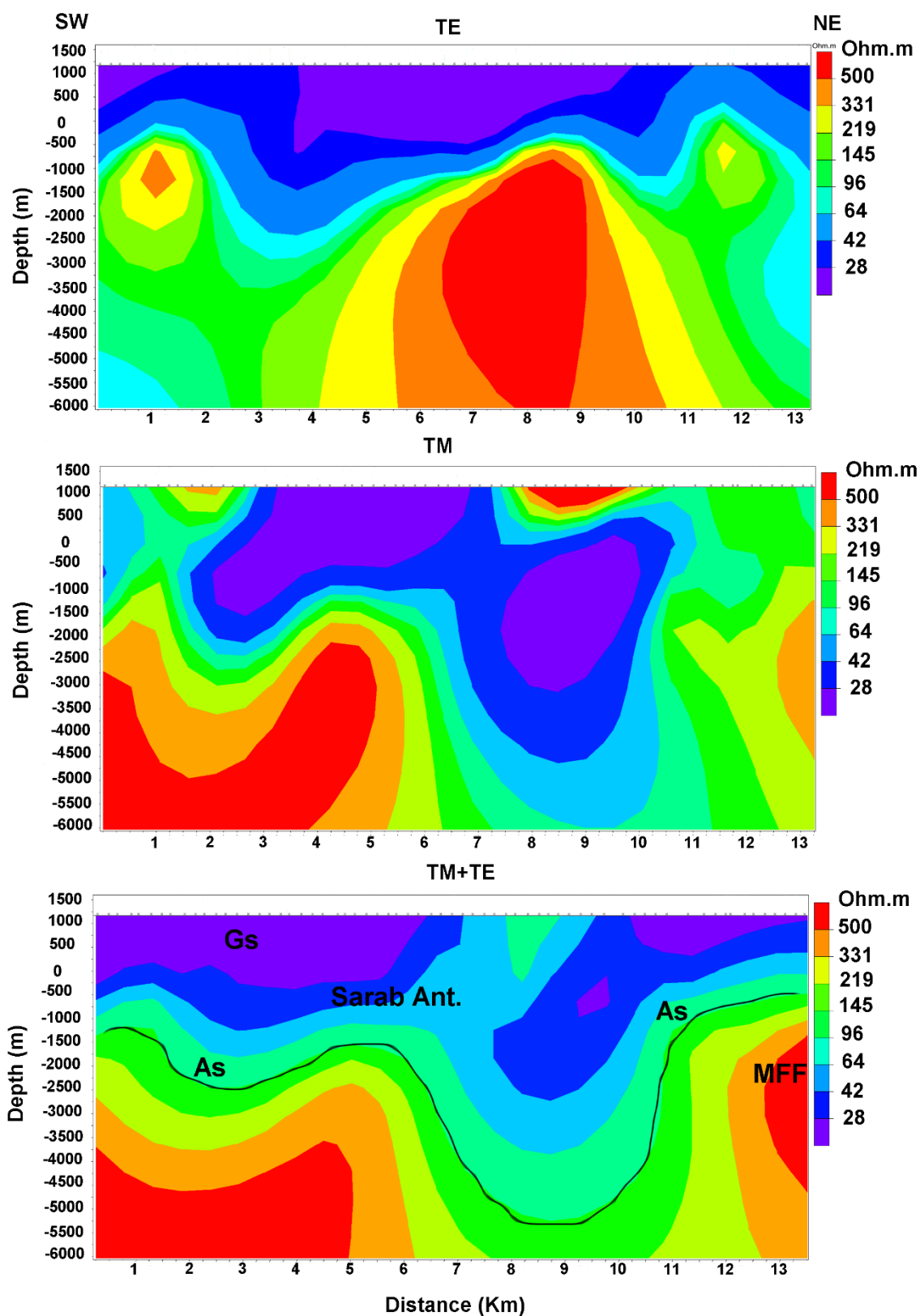
راست این پروفیل روراندگی‌های گسل پیشانی کوهستان (MFF) با دقت خوبی به تصویر کشیده شده است. در سمت چپ این پروفیل و در عمق‌های زیاد آن تاقدیس سراب (Sarab Ant.) به خوبی مشاهده می‌شود. متأسفانه در روش گرادیان مزدوج غیرخطی هم محل این تاقدیس کمی با بررسی‌های زمین‌شناسی فاصله دارد. مرز بالایی سازند آسماری (As) هم که سازند هدف ماست و دارای مقاومت ویژه بالاتری نسبت به سازندهای سطحی می‌باشد، در عمق ۲۰۰۰ الی ۳۵۰۰ متری نمایان است.

همانطور که در شکل (۵-۷) مشاهده می‌شود روش گرادیان مزدوج غیرخطی تفکیک‌پذیری بهتری را نسبت به روش کمینه مربعات مقید هموار در پروفیل ۸۸۰۶ ارائه داده است. در عمق‌های کم این پروفیل در سمت چپ مقاومت ویژه کم عمدتاً مربوط به سازند گچساران (Gs) است. اما در قسمت‌های میانی و راست عمدتاً به دلیل حضور رس و رسوبات جدید شاهد کاهش مقاومت ویژه هستیم. در این پروفیل روراندگی گسل پیشانی کوهستان (MFF) در عمق بیش از ۱۰۰۰ متری مشاهده می‌شود. در این پروفیل هم مانند پروفیل ۸۸۰۵ یک روند افزایشی مقاومت ویژه را از سطح به عمق شاهدیم. با توجه به اینکه سازندهای ایلام و سروک عمدتاً از آهک و سازند سروک تا حدی از میان لایه‌های نازک شیلی تشکیل شده است طبیعی به نظر می‌رسد که این دو سازند مقاومت ویژه بالاتری را نسبت به سازندهای پابده و گورپی داشته باشند که عمدتاً از مارن، شیل و میان لایه‌های نازک آهک رسی تشکیل شده‌اند. نکته‌ای که حائز اهمیت است که ما در مدل‌سازی هیچ یک از پروفیل‌ها هم در روش گرادیان مزدوج غیرخطی و هم در روش کمینه مربعات مقید هموار موفق به شناسایی تاقدیس جعفرآباد نشدیم؛ که می‌تواند به دلیل پیچیدگی‌های زمین‌شناسی در محل مربوطه باشد. اگرچه مرز بالایی سازند آسماری در این پروفیل مشخص است؛ اما فروافتادگی این مرز در فاصله افقی ۷ الی ۱۱ کیلومتری مبدأ، به دلیل حضور احتمالی تاقدیس جعفرآباد قابل اطمینان نیست.

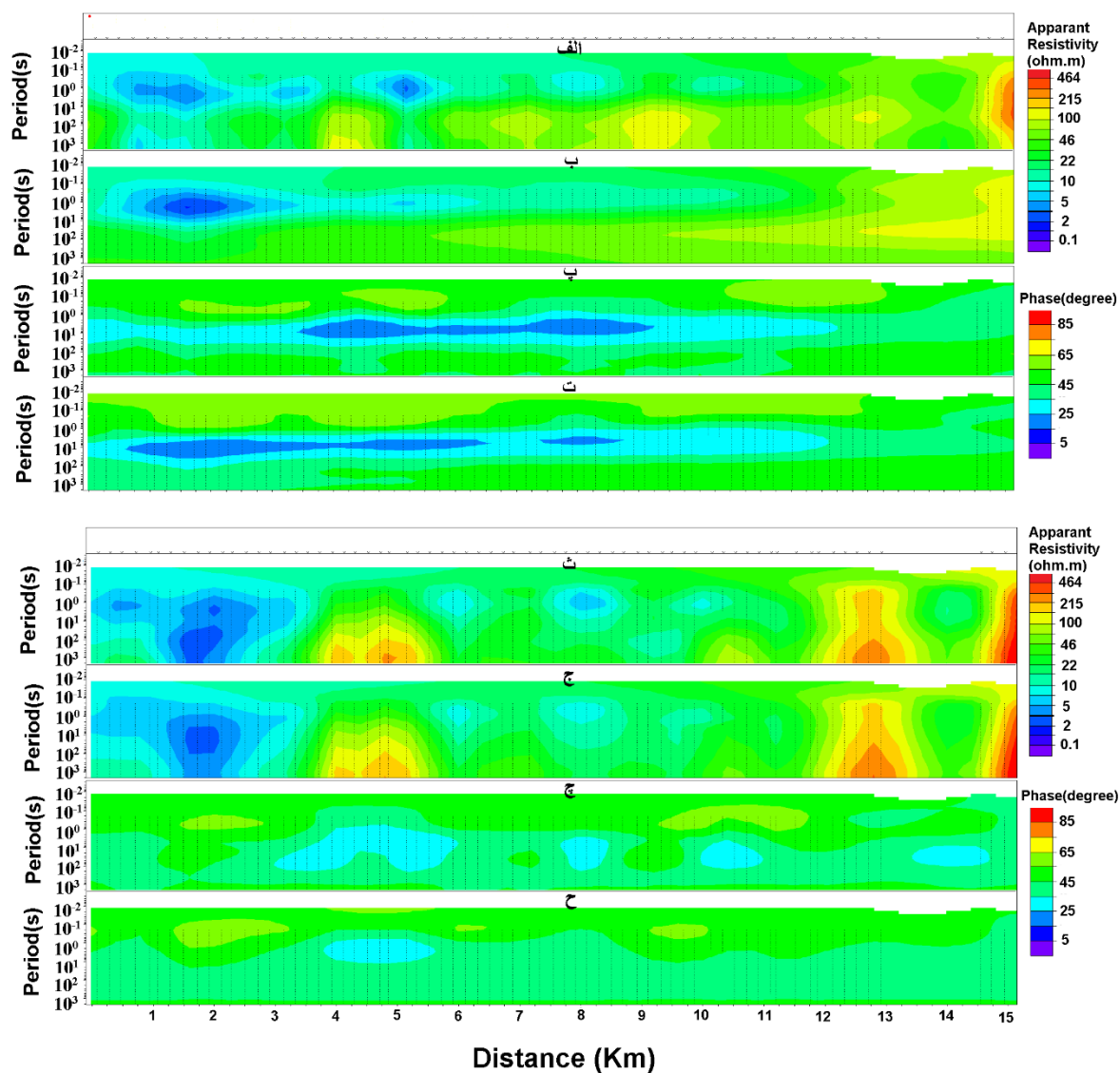
با توجه به شبه مقاطع وارون‌سازی صورت گرفته توسط روش گرادیان مزدوج غیرخطی در شکل‌های (۵-۸) و (۵-۹) مشاهده می‌شود که در این روش هم برازش بین داده‌های مشاهده‌ای و پاسخ‌های مدل حاصل از مد TM نسبت به مد TE بهتر صورت گرفته است. نکته حائز اهمیت این است که در شبه مقاطع مربوط به پروفیل ۸۸۰۶ در مد TE برازش صورت گرفته در روش گرادیان مزدوج غیر خطی به داده‌های مشاهده‌ای بهتر



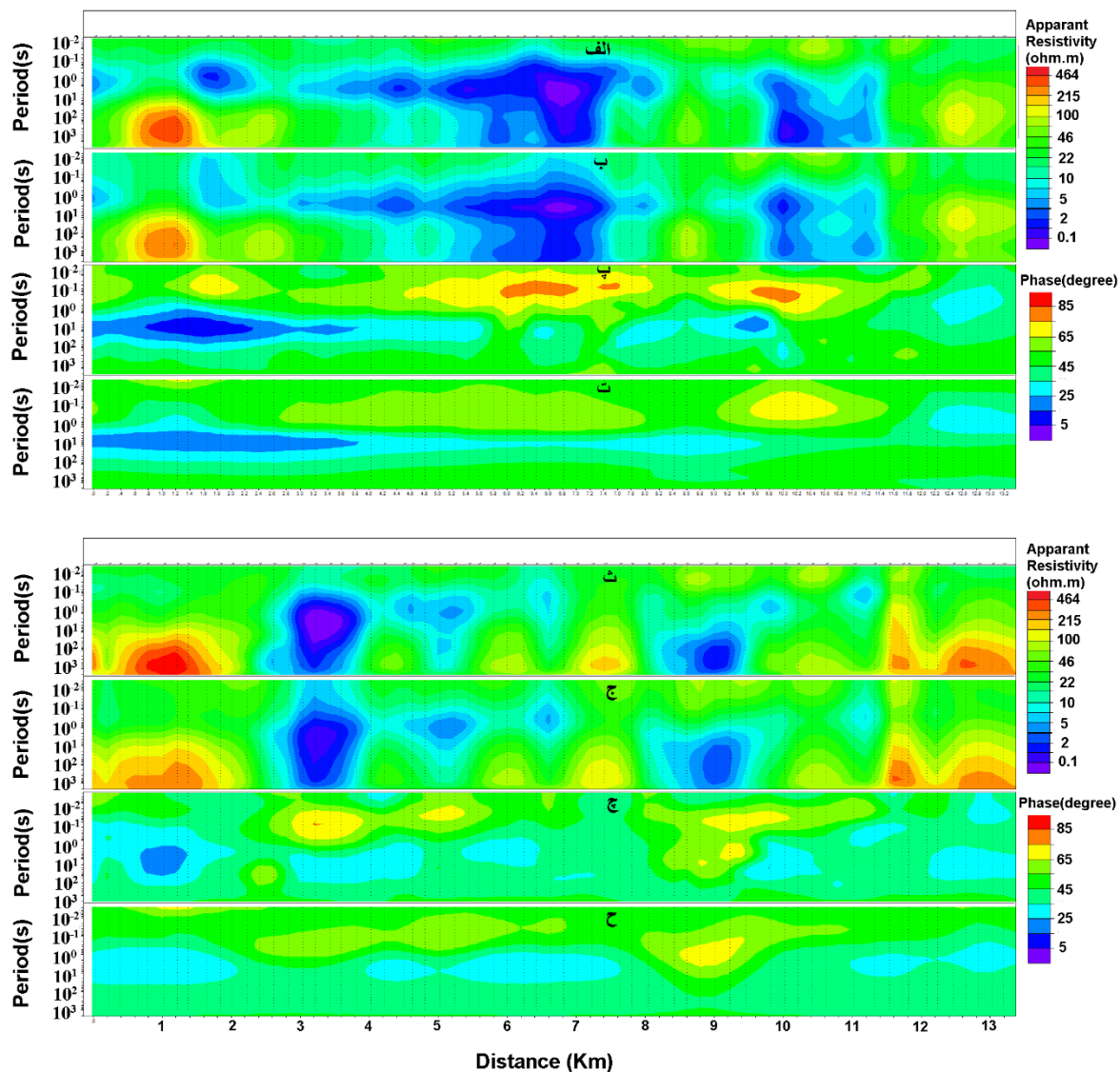
شکل ۵-۶: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش گرادیان مزدوج غیرخطی پروفیل ۸۸۰۵ برای هر سه مد به ترتیب از بالا به پایین TE، TM و TM+TE. محور افقی برحسب کیلومتر و محور قائم برحسب متر است.



شکل ۵-۷: نتایج وارون‌سازی دو بعدی روش گرادیان مزدوج غیرخطی پروفیل ۸۸۰۶ برای هر سه مد به ترتیب از بالا به پایین TE، TM و TM+TE. محور افقی برحسب کیلومتر و محور قائم برحسب متر است.



شکل ۵-۸: شبه مقاطع پروفیل ۸۸۰۵. الف) شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای مد TE. ب) شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TE. پ) شبه مقطع فاز مشاهده‌ای مد TE. ت) شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TE. ث) شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای مد TM. ج) شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TM. چ) شبه مقطع فاز مشاهده‌ای مد TM. ح) شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TE. محور افقی بر حسب کیلومتر و محور قائم بر حسب پریود است.



۵-۹: شبه مقاطع پروفیل ۸۸۰۶. الف) شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای مد TE. ب) شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TE. پ) شبه مقطع فاز مشاهده‌ای مد TE. ت) شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TE. ث) شبه مقطع مقاومت ویژه مشاهده‌ای مد TM. ج) شبه مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی مد TM. چ) شبه مقطع فاز مشاهده‌ای مد TM. ح) شبه مقطع فاز حاصل از مدل‌سازی مد TE. محور افقی بر حسب کیلومتر و محور قائم بر حسب پریود است.

از برآزش صورت گرفته نسبت به روش کمینه مربعات مقید هموار است و به همین دلیل تفکیک ساختاری بهتری در روش گرادیان مزدوج غیرخطی نسبت به روش کمینه مربعات مشاهده می شود.

فصل ششم:

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

نتیجه‌گیری

اهم نتایج به دست آمده از مطالعه حاضر به شرح زیر می‌باشد:

- نتایج به کارگیری پارامترهای مختلف تحلیل ابعادی نشان می‌دهند که ساختارهای منطقه در عمق-های کم و میانی عموماً یک بعدی یا دوبعدی همراه با ناهمگنی‌های سه بعدی و در عمق‌های زیاد عموماً سه بعدی هستند. علاوه بر این وجود انحرافات گالوانیکی در بعضی از داده‌ها تشخیص داده شد.
- با توجه به وجود انحرافات گالوانیکی در داده‌ها، تصحیح مناسبی با استفاده از روش TEM در منطقه صورت گرفت.
- همانطور که انتظار می‌رفت مدل‌سازی یک بعدی داده‌ها نتوانست تشخیص درستی از ساختارهای زیرسطحی منطقه (بجز مناطق سطحی و کم عمق) به دست آورد و تنها توانست اطلاعات کلی و اولیه‌ای از منطقه بدست آورد.
- مدل‌سازی معکوس دوبعدی داده‌ها به روش‌های کمینه مربعات مقید هموار و گرادیان مزدوج غیرخطی نشان می‌دهند که تفکیک ساختاری بهتری در روش گرادیان مزدوج غیرخطی صورت گرفته است. علاوه بر این در به تصویر کشیدن ساختارهای زیرسطحی، عملکرد روش گرادیان مزدوج غیرخطی در روراندگی‌های پیشانی کوهستان بهتر از روش کمینه مربعات مقید هموار بود.
- با توجه به اینکه در روش کمینه مربعات مقید هموار از الگوریتم ACB جهت انتخاب پارامتر منظم-سازی استفاده شده است، انتخاب بازه‌ای اعداد در این الگوریتم سرعت بیشتری را در انتخاب پارامتر منظم‌ساز فراهم کرده است.
- با بررسی شبه مقاطع وارون‌سازی در هر دو روش گرادیان مزدوج غیرخطی و کمینه مربعات مقید هموار پاسخ‌های حاصل از مد TM برازش بهتری را نسبت به مد TE ارائه دادند. علاوه بر این برازش بهتر شبه مقاطع مربوط به روش گرادیان مزدوج غیرخطی تایید کننده تفکیک ساختاری مناسب در این روش است.

- با مدل‌های دوبعدی حاصل امکان شناسایی بهتر سازندهای سطحی و سازند مخزنی آسماری فراهم شد.

پیشنهادهای

- در هیچیک از مدل‌ها ساختارهای لایه‌ای به دست نیامدند؛ با توجه به اینکه در اکتشافات هیدروکربوری نیاز به ساختارهای لایه‌ای در مدل‌ها می‌باشد پیشنهاد می‌شود از روش مدل‌سازی دوبعدی مرزهای تیز استفاده شود.
- به دلیل اهمیت قید کمکی مقادیر مقاومت ویژه در مدل‌سازی، پیشنهاد می‌گردد یک نگار مقاومت ویژه از سازندهای منطقه تهیه شود تا مقادیر دقیق مقاومت ویژه سازندها در منطقه بدست آید و باعث بهبود نتایج مدل‌سازی شود.
- با توجه به اینکه کد MT2DInvMatlab در محیط متلب است و قابلیت ارتقا دارد پیشنهاد می‌شود از روش‌های جدید مانند GCV^۱ جهت اعمال پارمتر منظم ساز استفاده شود.
- با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری منطقه و سه بعدی بودن ساختارها در عمق‌های زیاد، در صورت امکان پیشنهاد می‌گردد که از مدل‌سازی‌های سه بعدی در تشخیص هرچه بهتر ساختارهای عمیق استفاده گردد.

^۱ Generalized Cross Validation

منابع

البرزیان، ش.، (۱۳۹۴)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مدل سازی معکوس مرزهای تیز (شارپ باندری) داده های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری منطقه سراب (گچساران)". دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

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

درویش زاده، ع.، (۱۳۷۰)، "زمین شناسی ایران"، چاپ اول، انتشارات دانشگاه امیرکبیر، تهران، ص ۱۹۱.
قائدرحمی، ر.، (۱۳۹۲)، رساله دکتری: "تخمین بهینه پارامتر منظم سازی برای بهبود معکوس سازی دو و سه بعدی داده های مگنتوتلوریک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قندی، ر.، (۱۳۸۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ارائه روشی برای کاهش اثرات ناهمگنی های سطحی روی داده های مگنتوتلوریک و مدل سازی داده های آن". دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود
مدیریت اکتشاف نفت، (۱۳۹۲)، "طرح جامع بررسی اکتشافی ناحیه زاگرس"، تهران.

مطیعی، ه.، (۱۳۷۴)، "چینه شناسی زاگرس"، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
نیرمائی، ح.، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "تحلیل هندسی جنبشی چین های ناحیه دوگنبدان، زاگرس چین خورده رانده"، دانشگاه تربیت مدرس، تهران

نقی زاده، م.، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "کاربرد روش مگنتوتلوریک در اکتشاف ذخایر ژئوترمال منطقه خوی". موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

هاشمی، ن.، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "وارون سازی داده های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری کپه داغ غربی". دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود

Abdul Azeez., K. K., Satish Kumar, T., Basava, S., Harinarayana, T., and Dayal A.M., (2011), "Hydrocarbon prospects across Narmada-Tapti rift in Deccan trap, central india: Inferences from integrated interpretation of magnetotelluric and geochemical prospecting studies". **Marine and Petroleum Geology**. V. 28, Issue 5, pp. 1073-1082.

Bahroudi, A., Talbot, C.J., (2003), " The configuration of the basement beneath the Zagros basin", **Petroleum Geology**, 26, 257-282.

Berberian, M., King, G.C.P., (1981), "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", **Canadian Journal of Earth Sciences**, 18, 210-265.

Berdichevsky, M.N., (1968), "Electrical prospecting by the method of Magnetotelluric Profiling". Moscow, Nedra.

- Berdichevsky, M., and Dmitriev, V., (2002), "Magnetotelluric in the context of the theory of illposed problems", In: Keller, G. V. (Ed.), Magnetotelluric in exploration for oil and gas. **SEG**. Berdichevsky, M.N., Dmitriev, V.I., (2008). "Models and Methods of Magnetotelluric". Berlin, Springer.
- Bordenave, M. L., (2002), "The Middle Cretaceous to Early Miocene Petroleum System in the Zagros Domain of Iran, and its prospect Evaluation", AAPG Annual Meeting, Houston, Texas.
- Cantwell, T., (1960), PhD. Thesis, "Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals". MIT university.
- Christiansen, A. V., Auken, E., and Sorensen, K., (2006), "The transient electromagnetic method". Springer Berlin Heidelberg. pp. 179-255.
- Christopherson, K. R., (1991), "Applications of magnetotelluric to petroleum exploration in Papua New Guinea: A model for frontier areas". **The Leading Edge**, V. 10, PP. 21-27.
- Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G., (1987), "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data". **Geophysics** V. 52, No. 3, pp. 289-300.
- Degroot-Hedlin, C., Constable, S., (1990), "Occam's inversion and the North American Central Plains electrical anomaly". **J Geomag Geoelectr**, 45, 985–999.
- Dobrin, M.D., Savit, C.H., (1988), "Introduction to Geophysical prospecting". (4th ed.). New York, McGraw-Hill, p 868.
- Eggers, D.E., (1982), "An eigenstate formulation of the Magnetotelluric impedance Tensor". **Geophysics**. V. 47, pp. 1204-1214.
- Ghaedrahmati, R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N., Lee, S., (2013), "Investigation 2D MT inversion codes using real field data". **Arab J Geosci**, 7, 1-16.
- Geosystem SRL., 2003, A guide to using WinGLink, ver.2.1.1.
- Green, A.M., (2003), Master thesis: "Magnetotelluric crustal studies in Kenai". Alaska., Colorado school of Mines.
- Hoversten, G. M., Constable, S. C., and Morrison, H. F., (2000). "Marine magnetotelluric for Base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure". **Geophysics**. V. 65, No. 5, pp. 1476-1488.
- Kao, D., Orr, D., (1982), "Magnetotelluric studies in the Market Weighton area of eastern England". **Geophys. J. R. astr. Soc.** V. 70, pp. 323-337.
- Kaufman, A. A., and Keller, G.V., (1981), "The Magnetotelluric sounding method". Elsevier. pp. 595.
- Lee, SK., Kim, H.J., Song, Y., Lee, C., (2009). "MT2DInvMatlab-A program In MATLAB and FORTRAN for two-dimensional magnetotelluric inversion". **Computers & Geosciences**, 35, 1722–1735.

- Marti, A., Queralt, P., A.G., Ledo, J., (2009), "WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor". **Computers & Geosciences**, 35, 2295–2303.
- Matsu, K., Negi, T., (1999). "Oil exploration in difficult Minami-Noshiro area –Park two: magnetotelluric survey". **The Leading Edge Exploration**.
- Meju, M. A., (1994), "Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice". SEG Book.
- Menke, W., (1989), "Geophysical Data Analysis Discrete Inverse theory, revised ed". Academic, Press Inc, San Diego, CA, 289pp.
- Moradzadeh, A., (1998), "Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using Magnetotelluric (MT)". Ph.D Thesis, Flinders University of south Australia. pp. 334.
- Moradzadeh, A., (2003). Static shift appraisal and its correction in Magnetotelluric (MT) survey". 21st Geoscience Conference and Exposition. Tehran.
- Morris, P., (1977), "Basement structure as suggests by aeromagnetic surveys in South West Iran. Proc. Of second geological symposium of Iran", **Tectonophysics**, 451, 156-169.
- Motiei, H., (1995), "Petroleum geology of Zagros", Publ. Geol. Surv. Iran
- Newman, G.A., Alumbaugh, D.L., (2000), "Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients", **Geophysical Journal International**. V. 140, pp. 410–424.
- Park, S. K., Liveleybrooks D. W., (1989), "Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotellurics". **Geophysics**. V . 54, No. 11, pp . 1483-1490.
- Picha, F. J., (1996), "Exploration for hydrocarbon under thrust belts-a challenging new frontier in the Carpathians". **AAPG Bulletin**. V.80, No. 10, pp.1547-1564.
- Player, R.A., Halstrand, R.F., Ghashghaei, M., (1966), "The central Lurestan", **Geological survey**, 1963-1964 IOCC report, No. 1103.
- Polak, E., (1971), "Computational methods in optimization: A unified approach". Academic Press.
- Rodi, W.L., Mackie, R.L., (2001), "Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion", **Geophys**, 66, 174–187.
- Sepehr, M., Cosgrove, J.W., Moieni, M., (2006), "The impact of cover rock rheology on the style of folding in the Zagros fold-thrust belt", **Tectonophysics**, 427, 265-281.
- Sherakati, S., Letouzey, J., (2004), "Variation of structure style and basin evolution in the central Zagros (Izhe zone and Dezful embayment) Iran" **Marine and Petroleum Geology**, 21, 535-554.
- Smith, T., Booker, JR., (1991). "Rapid relaxation inversion of two-and three dimensional magnetotelluric data". **J Geophys Res**. V 96, pp. 3905–3922.

- Swift, C.M., (1967), PhD. thesis: "A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States", Mass. Inst. Tech., Princeton University, United States of America.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E., (1990), "**Applied Geophysics**". Cambridge University Press. Pp. 770.
- Tikhonov, A.N., Arsenin, V.Y., (1977), "Solutions of ill-posed problems". Published by Winston, V.H., and Sons, 258.
- Unsworth, M., (2005), "New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods". **CSEG recorder**. pp. 34-38.
- Unsworth, M., (2012), "Applications of magnetotelluric exploration". **Geophysics**. pp. 424.
- Vozoff, K., (1991), "The magnetotelluric method, in: Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic Methods in applied Geophysics". SEG. Tulsa, Okla, pp. 641-712.
- Watts, M. D., and Pince, A., (1998). "Petroleum exploration in overthrust area using magnetotelluric and seismic data". SEG expanded abstract, New Orleans.
- Watts, M. D., Alexandros, S., Eleni, K., and Mackie, R., (2002), "Magnetotelluric applied to sub-thrust petroleum exploration in Northern Greece". Work package report to European Commission Research Directorate-General.
- Weaver, J.T., Agarwal, A.K., Lilley, F.E.M., (2000), "Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants". **Geophysical Journal International**. V. 141, pp. 321-336.
- Xiao, W., and Unsworth, M., (2006). "Structural imaging in the Rocky Mountain Foothills using magnetotelluric exploration". **AAPG Bulletin**. V. 90, No.3 pp. 321-333.
- Yi, M.-J., Kim, J.H., Chung, S.H., (2003), "Enhancing the resolving power of least squares inversion with active constraint balancing". **Geophysics**, 68, 931–941.

Abstract:

Magnetotelluric method is a natural source electromagnetic method that being used in exploration of deep subsurface structures such as hydrocarbon structures. The main objective of this investigation is two-dimensional modeling of Gachsaran MT data using non linear conjugate gradient and smoothness-constrained least squares methods. These methods of inversion is implemented to identify the subsurface structures of this region including Sarab and Jafarabad anticlines, to delineate the upper boundary of Asmari Formation, to compare the results of these different inversion methods with together and finally the obtained results will be checked by geological information. To achieve the goal, the dimensionality analysis of subsurface structures was performed at the first step and the effects of local heterogeneities on the MT data were identified, which were corrected using TEM sounding data, then the corrected MT data were inverted for exploration of subsurface targets. The results of this study indicate that the subsurface structures are generally 2D and 3D and it has been found taht the modeling of MT data for TM+TE mode has a better application in comparison with other modes. Moreover the results indicate that between non linear conjugate gradient and smoothness-constrained least squares modeling methods, nonlinear conjugate gradient inversion method provides better results which are in good agreement with geological information. obtained results of inversion has identidfied surface structures of the region and upper boundary of Asmari Formation precisely. Moreover Mountain Front Fault was detected in this study. Approximation location of the Sarab anticline was obtained at a depth of 1500 meters below sea level.

Key words: magnetotelluric, inversion, smoothness-constrained least squares, nonlinear conjugate gradient, Gachsaran



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics engineering

Two-dimensional inversion of magnetotelluric data in Gachsaran region using the smoothness-constrained least-squares method

Mohamadhasan Mohamadian Sarvandani

Supervisors:

Dr. Ali Nejati Kalateh

Dr. Reza Ghaedrahmati

Advisors:

Dr. Abolghasem Kamkar Rouhani

Eng. Abbas Majidi

February 2016