





دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

رشته ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

مقایسه وارون سازی هموار و متمرکز داده های مگنتوتلوریک در اکتشاف ژئوترمال شمال

غرب ایران

نگارنده : مائده حسنعلی زاده کلاگری

استاد راهنما :

دکتر علی نجاتی کلاته

مشاور :

دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی

دکتر محمد رضایی

شهریور ۱۳۹۶

این مجموعه پیشگشی است به پدر و مادر عزیز و مهربانم و برادر بزرگوارم

که در سختی ها و دشواری های زندگی همواره یاور و دلسوز و فداکار و پشتیبانی محکم و مطمئن برایم بوده اند

خدای راسبی شاکرم که از روی کرم، پدر و مادری فدکار نسیم ساخته تا در سیه درخت پربار وجودشان بیسایم و از ریشه آنها شاخ و برگ
گیرم و از سیه وجودشان در راه کسب علم و دانش تلاش نمایم. والدینی که بودشان تاج افتخاری است بر سرم و نشان دلیلی
است بر بودنم، چرا که این دو وجود، پس از پروردگار، میه هستی ام بوده اند وستم را گرفتند و راه رفتن را در این وادی زندگی پر از فراز و
نشیب آموختند. آموزگارانانی که برایم زندگی، بودن و انسان بودن را معنا کردند.

بر رسم ادب و قدرشناسی، بر خود لازم می دانم از جناب آقای دکتر علی نجابی کلاته که صورتان پشیمان و راهنمایی من بودند و در طول
انجام این پروژه بارهمنمایی های مفید و مساعدت ایشان مسیر راه را هموار نمودند و از بیچ گونه کمک علمی و علی دین نکرند کمال تشکر و
قدردانی را داشته باشم.

از اساتید ارجمند و مشاوران پیمان نامه ام جناب آقایان دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی و دکتر محمد رضایی که همواره با صبر و حوصله به
راهنمایی ام پرداخته اند، کمال تشکر و قدردانی را دارم.

در پایان نیز از همکاری و کمک های جناب آقای دهقانی و سرکار خانم انصاری فر کمال تقدیر و تشکر را دارم.

چکیده

روش مگنتوتلوریک از پرکاربردترین روش‌های اکتشاف منابع زیرسطحی است که روشی مناسب به منظور شناخت بی‌هنجاری‌های زیرسطحی در اعماق زیاد است. منطقه مورد بررسی در دره موئیل در مختصات جغرافیایی و $38^{\circ}12'26.7''$ و $38^{\circ}16'59.8''$ عرض شمالی و $47^{\circ}43'38.2''$ و $47^{\circ}45'58.6''$ طول شرقی، در جنوب مشکین شهر واقع شده است. در این مطالعه سعی شده با استفاده از مدل‌سازی‌های دو بعدی از داده‌های مگنتوتلوریک منطقه، با مقایسه دو مدل‌سازی، منطبق‌ترین مدل با منبع زمین‌گرمایی شناسایی شود. در این تحقیق با استفاده از دو نرم‌افزار WinGLink و ZondMT2D که از جمله شناخته شده‌ترین نرم‌افزارهای مدل‌سازی در زمینه MT می‌باشند به مقایسه دو مدل‌سازی برای دستیابی به مناسب‌ترین مدل پرداخته شده است. چون در هر دو نرم‌افزار از رویکردهای مختلفی از نظر روش‌شناسی MT برای مدل‌سازی استفاده می‌شود. علاوه بر اطلاعات چاه از خروجی مدل دو نرم‌افزار دیگر Oasis Montaj و Surfer نیز بهره گرفته شده است، با توجه به اینکه ابعاد ساختارهای منطقه در اعماق میانی غالباً دوبعدی است از این‌رو برای کسب نتایج دقیق‌تر از محل قرارگیری زون‌های آنومال، وارون‌سازی دوبعدی به روش گرادیان مزدوج غیرخطی بر روی پروفیل برداشت داده‌های MT انجام شد. با توجه به تمام مدل‌سازی‌های انجام شده با هر دو رویکرد در نرم‌افزارهای یاد شده نتایج حاصل از وارون‌سازی دوبعدی با توجه به اختلاف مقاومت ویژه-های موجود نشان می‌دهد که مخزن زمین‌گرمایی در عمق ۲۰۰۰ متری و در موقعیت تقریبی زیر ایستگاه‌های ۲۵، ۲۱، ۶، ۲۱۷ و ۲ قرار دارد. به‌طوری‌که واضح است در مدل‌سازی متمرکز نسبت به مدل‌سازی هموار امکان تشخیص دقیق‌تر منبع زمین‌گرمایی وجود دارد. توده‌های نفوذی ماگمایی منبع اصلی حرارتی سیستم محسوب می‌شوند که در عمقی بین ۵ تا ۶ کیلومتر قرار دارند و ساختار سنگی از گرانیت تا گابرو دیوریت را دربر می‌گیرد.

واژه‌های کلیدی: ژئوترمال، وارون‌سازی هموار، وارون‌سازی متمرکز، مگنتوتلوریک، ایران

تعهد نامه

اینجانب **مائده حسنعلی زاده کلاگری** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش ژئومغناطیس از دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد با عنوان **مقایسه وارون سازی هموار و متمرکز در داده‌های مگنتوتلوریک در اکتشاف ژئوترمال شمال غرب ایران** تحت راهنمایی آقای **دکتر علی نجاتی کلاته** متعهد می‌شوم:

- 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 تا کنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه صنعتی شاهرود» و یا «Shahrood University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تاثیرگذار بوده‌اند، در مقالات مستخرج از این پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (با 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 اخلاقی انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده) مربوط به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد. 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 نمی‌باشد.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل ۱- کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۱-۲- سوابق مطالعات انجام شده در ارائه مدل مفهومی منابع زمین گرمایی با روش MT	۳
۱-۳- ضرورت و هدف مطالعه	۴
۱-۴- روش تحقیق	۵
۱-۵- ساختار پایان نامه	۶
فصل ۲- موقعیت جغرافیایی	۷
۲-۱- موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی	۸
۲-۲- زمین شناسی منطقه	۹
۲-۳- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه	۱۰
۲-۴- چینه شناسی منطقه مورد مطالعه	۱۱
۲-۵- زمین شناسی ساختمانی	۱۶
فصل ۳- تئوری روش مگنتوتلوریک	۱۹
۳-۱- مقدمه	۲۰
۳-۲- منشأ امواج مگنتوتلوریک	۲۳
۳-۳- فرضیه های روش مگنتوتلوریک	۲۴
۳-۴- تئوری الکترومغناطیس	۲۵
۳-۵- تعریف عمق پوست	۳۰
۳-۶- ساختار یک بعدی	۳۱
۳-۷- استفاده از سرمنحنی ها برای تعیین پارامترهای مدل یک بعدی	۳۲
۳-۸- تبدیل عمق پوستیک	۳۳
۳-۹- ساختار دوبعدی	۳۳
۳-۱۰- تانسور امپدانس	۳۵
۳-۱۱- چرخش تانسور امپدانس	۴۰
۳-۱۲- معکوس سازی داده های MT	۴۵
۳-۱۳- اثر جابجایی ایستا	۴۸
۳-۱۴- تصحیح جابجایی ایستا	۴۹

فصل ۴- بررسی داده‌های مگنتوتلوریک برداشت شده و اطلاعات به دست آمده از چاه‌های حفر شده ۵۳

۴-۱- مقدمه ۵۴

۴-۲- موقعیت ایستگاه‌ها ۵۴

۴-۳- بررسی کمیت‌های مؤثر در تفسیر داده‌ها ۵۶

۴-۴- منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a) ۵۷

۴-۵- فاز امیدانس ۵۷

۴-۶- بررسی اطلاعات به دست آمده از حفر چاه ۶۳

۴-۶-۱- چاه شماره ۱ ۶۳

فصل ۵- مدل سازی داده‌های مگنتوتلوریک و تفسیر کمی داده‌های آن و ارائه مدل ژئوفیزیکی ۶۷

۵-۱- مقدمه ۶۸

۵-۲- مدل سازی یک بعدی ۶۹

۵-۲-۱- خلاصه‌ای از روش هموارسازی اکام ۷۹

۵-۳- مدل سازی دوبعدی ۸۴

۵-۳-۱- روش گرادیان مزدوج غیرخطی ۸۴

۵-۳-۲- روش وارون سازی متمرکز ۸۶

۵-۳-۳- تفسیر اجزاء موجود در مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی دوبعدی پروفیل P1 ۹۱

۵-۴- ارائه یک مدل ژئوفیزیکی برای سیستم زمین گرمایی منطقه مورد مطالعه ۱۰۷

فصل ۶- نتیجه گیری و پیشنهادات ۱۱۱

فهرست شکل‌ها

عنوان	صفحه
شکل ۱-۲: موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه-----	۸
شکل ۲-۲: برش ساختاری شماتیک-----	۱۰
شکل ۳-۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه-----	۱۴
شکل ۴-۲: مقطع زمین‌شناسی شامل چاه NWS-1D-----	۱۵
شکل ۵-۲: موقعیت کمربندهای آتشفشانی همراه با مناطق زمین‌گرمایی-----	۱۶
شکل ۱-۳: مدل مفهومی مقاومت ویژه از سیستم زمین‌گرمایی-----	۲۲
شکل ۲-۳: سیستم زمین‌گرمایی در یک زمین شیبدار-----	۲۳
شکل ۳-۳: میدان خارجی مغناطیسی متغیر با زمان-----	۲۶
شکل ۴-۳: مدل لایه لایه با دامنه سه‌بعدی غیرهمگن V-----	۳۸
شکل ۵-۳: چرخش چارچوب مرجع-----	۴۱
شکل ۶-۳: فلوجارت نمایش مراحل مورد استفاده در حداقل ساختار وارون‌سازی-----	۴۷
شکل ۷-۳: الف-تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار-----	۴۹
شکل ۸-۳: آرایش برداشت روش EMAP-----	۵۰
شکل ۹-۳: الف) اصول اندازه‌گیری روش TEM جریان-----	۵۱
شکل ۱۰-۴: موقعیت ایستگاه‌ها و پروفیل‌های برداشت داده‌های MT-----	۵۶
شکل ۲-۴: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و فاز XY و YX در ۹ ایستگاه پروفیل یک-----	۶۱
شکل ۳-۴: شبه مقطع مربوط به قطبش TM-----	۶۲
شکل ۱-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۱ پروفیل P1-----	۷۰
شکل ۲-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲ پروفیل P1-----	۷۱
شکل ۳-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۶ پروفیل P1-----	۷۲
شکل ۴-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۱۹ پروفیل P1-----	۷۳
شکل ۵-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲۱ پروفیل P1-----	۷۴
شکل ۶-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲۴ پروفیل P1-----	۷۵
شکل ۷-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲۵ پروفیل P1-----	۷۶
شکل ۸-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲۱۷ پروفیل P1-----	۷۷
شکل ۹-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲۴۱ پروفیل P1-----	۷۸
شکل ۱۰-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای سونداژ ۲۴۱ پروفیل P1-----	۸۳
شکل ۱۱-۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی دوبعدی پروفیل P1-----	۹۰
شکل ۱۲-۵: نقشه زمین‌شناسی مربوط به مدل دوبعدی پروفیل P1-----	۹۲
شکل ۱۳-۵: مدل‌سازی دوبعدی پروفیل P1 همراه با لایه‌های زمین‌شناسی-----	۹۳

- شکل ۵-۱۴: مدل سازی دوبعدی وارون سازی هموار پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D----- ۹۶
- شکل ۵-۱۵: مدل سازی دوبعدی وارون سازی متمرکز پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D----- ۹۷
- شکل ۵-۱۶: مدل سازی دوبعدی وارون سازی اکام پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D----- ۱۰۰
- شکل ۵-۱۷: مدل سازی دوبعدی وارون سازی بلوکی پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D----- ۱۰۲
- شکل ۵-۱۸: مدل سازی دوبعدی وارون سازی مارکوارت پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D----- ۱۰۳
- شکل ۵-۱۹: دو مدل دوبعدی وارون سازی هموار و متمرکز پروفیل P1----- ۱۰۵
- شکل ۵-۲۰: مدل به دست آمده از نرم افزار Surfer----- ۱۰۶
- شکل ۵-۲۱: مدل به دست آمده از نرم افزار Oasis Montaj----- ۱۰۶
- شکل ۵-۲۲: مدل ژئوفیزیکی سیستم زمین گرمایی منطقه مشکین شهر----- ۱۰۸

فهرست جدول‌ها

صفحه	عنوان
۵۵	جدول ۴-۱: موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مگنتوتلوریک
۶۳	جدول ۴-۲: اطلاعات چاه NWS-1D
۹۸	جدول ۵-۱: تناوب کانی‌های زمین‌گرمایی و پیش‌بینی دماهای گمانه NWS-7D
۹۹	جدول ۵-۲: تناوب کانی‌های زمین‌گرمایی و پیش‌بینی دماهای گمانه NWS-8D

فصل ۱- کلیات

زمین یک منبع انرژی حرارتی محسوب می‌شود که به شکل‌های گوناگون از جمله فوران‌های آتشفشانی، آب‌های گرم نمایان و یا به واسطه خاصیت رسانایی به سطح آن هدایت می‌شود. انرژی زمین‌گرمایی، به انرژی حرارتی درون زمین اطلاق می‌شود که عمدتاً در امتداد صفحات تکتونیکی و نواحی آتشفشانی و لرزه‌خیز متمرکز شده‌اند. استفاده از انرژی زمین‌گرمایی به علت ارزان‌تر بودن نسبت به سوخت‌های فسیلی و تجدیدپذیر بودن، در چند دهه اخیر بیشتر مورد توجه محققین قرار گرفته است و سبب شده تا برای اکتشاف این ذخایر گرمایی روش‌های مختلفی را به کار گیرند. برای اکتشاف یک منبع زمین‌گرمایی معمولاً از بررسی‌های زمین‌شناسی، ژئوفیزیکی و حفاری استفاده می‌شود. زمین‌شناسی نقطه شروع برنامه اکتشافی است که بر مبنای شناسایی موقعیت و گسترش نواحی دارای پتانسیل است. بررسی‌های ژئوفیزیکی تعیین غیرمستقیم پارامترهای فیزیکی در اعماق زمین است. این پارامترها شامل دما (برداشت حرارتی)، رسانایی الکتریکی (روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی)، سرعت انتشار امواج الاستیک (برداشت لرزه‌ای)، چگالی (برداشت گرانی) و خودپذیری مغناطیسی (برداشت مغناطیسی) می‌باشد. حضور سیال زمین‌گرمایی در ساختار زمین-شناسی با استفاده از روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی قابل پی‌جویی است چون این روش‌ها به حضور سیال و حرارت حساس می‌باشند. روش‌های ژئوفیزیکی یکی از مهم‌ترین روش‌های اکتشاف منابع زمین‌گرمایی است. روش مگنتوتلوریک روشی مناسب به‌منظور شناخت بی‌هنجاری‌های زیرسطحی در اعماق زیاد است. روش‌های الکترومغناطیسی (EM)^۱ یکی از روش‌های مورد استفاده برای مطالعه رفتار میدان درون زمین است و روش مگنتوتلوریک (MT)^۲ یکی از روش‌های EM است که در آن از میدان الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای به نقشه درآوردن تغییرات مقاومت‌ویژه الکتریکی زیر سطح زمین استفاده می‌شود، در اکتشاف ساختارهای زمین‌شناسی، منابع زمین‌گرمایی،

^۱ Electromagnetic

^۲ Magnetotelluric

هیدروکربوری و معدنی کاربرد دارد. حفاری چاه‌های اکتشافی آخرین مرحله از هر برنامه اکتشاف زمین‌گرمایی می‌باشد و تنها راه برای تعیین مشخصه‌های واقعی مخزن زمین‌گرمایی است.

۱-۲- سوابق مطالعات انجام‌شده در ارائه مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی با

روش MT

روش MT را نخستین بار تیخنو^۱ (۱۹۵۰) و کانیارد^۲ (۱۹۵۳) با استفاده از فیلترها برای ساختارهای دوبعدی ارائه کردند و بعد کانتول^۳ (۱۹۶۰) و وزوف^۴ (۱۹۷۲ و ۱۹۹۱) آن را توسعه دادند. استفاده از روش‌های الکترومغناطیسی در اکتشاف منابع زمین‌گرمایی نخست به سال ۱۹۸۱ توسط کافمن^۵ و کلر^۶ عنوان گردید. سپس روش مگنتوتلوریک در حوزه فرکانس شنوایی^۷ توسط کلر و هورر^۸ و همکارانش در سال ۱۹۷۸ در اکتشاف منبع زمین‌گرمایی گزارش گردید. در نهایت نیز روش‌های مگنتوتلوریک تانسوری در گزارش‌های وانامیکر^۹ و وارد^{۱۰} (۱۹۸۳) به‌عنوان یک روش مؤثر ژئوفیزیکی در اکتشاف منابع زمین‌گرمایی شناخته شد. در سال‌های اخیر نیز استفاده از این روش به دلیل مزایایی که داراست افزایش یافته است، آقای لی در سال ۲۰۰۷ به مدل‌سازی سه بعدی MT و در سال ۲۰۱۰ به وارون‌سازی مدل دو بعدی و سه بعدی داده‌های MT در جزیره ساوکمو پرداخت. همچنین وارس در سال ۲۰۱۴، محاسبه ساختار مقاومت ویژه سیستم زمین‌گرمایی جزیره تریف را با استفاده از وارون‌سازی سه بعدی انجام داد. اسکویی در سال ۲۰۱۴ با استفاده از روش آنالیز سیگنال و روش اوپلر به مدل‌سازی یک‌بعدی و دوبعدی داده‌های MT حاصل از شهرستان محلات پرداخت.

¹ Tikhonov

² Cagniard

³ Cantwell

⁴ Vozoff

⁵ Kaufman

⁶ Keller

⁷ Audio Magneto Telluric

⁸ Hoerer

⁹ Wannamaker

¹⁰ Ward

محمدیان سروندانی ۲۰۱۶ به مدل سازی دو بعدی شمال غرب پرداخته و با استفاده از مدل های به دست آمده به مقایسه ابعادی^۱ پرداخته است. اسکویی ۲۰۱۶ به مدل سازی دوبعدی با استفاده از داده های MT در منطقه ای از شمال غرب پرداخته است.

۱-۳- ضرورت و هدف مطالعه

تفسیر داده های MT برای به دست آوردن تغییرات مقاومت ویژه زیرسطحی انجام می شود. مرحله نهایی تفسیر داده ها مدل سازی این داده ها است. قبل از مدل سازی داده ها با استفاده از روش های مختلف تحلیل ابعادی داده های MT، ابعاد و امتداد ساختار ژئوالکتریکی برای تعیین ابعاد مدل سازی تخمین زده می شود چون این مرحله به تفصیل در رساله های مختلفی انجام شده است در این پایان نامه مجدداً به آن ها پرداخته نشده و از نتایج مطالعات قبلی استفاده می شود. تخمین امتداد ژئوالکتریکی ساختارها از اساسی ترین مراحل تحلیل قبل از مدل سازی و تفسیر داده ها به خصوص برای مدل سازی دوبعدی است. دلیل مدل سازی وارون تفسیر کمی داده های پردازش شده ژئوفیزیکی است چون به علت وجود خطا و ظاهری بودن عمق ها و شکل آنومالی ها در تفسیر کیفی داده ها نمی توان توزیع خاص زیرسطحی خواص فیزیکی را بیان نمود. وارون سازی داده های MT به طور کلی به دو دسته هموار و متمرکز تقسیم می شوند. روش وارون سازی هموار به شیوه گرادیان مزدوج غیرخطی یک روش برای کمینه کردن تابع هدف برای توجیه وارون سازی غیرخطی است که نسبت به روش های وارون سازی گوس-نیوتن^۲ و مکی^۳ و مدن^۴ کارایی بیشتری دارد (Rodi & Mackie, 2001). روش وارون سازی اکام^۵ نیز یک روش متداول برای وارون سازی هموار^۶ داده های MT است که سعی دارد با

¹ Dimensionality

² Gauss-newton

³ Mackie

⁴ Madden

⁵ Occam inversion

⁶ Smoothing inversion

روش کمینه کردن ساختاری منطبق بر داده‌ها، آن‌ها را مدل کند، که یک روش ثابت مورد استفاده برای وارون‌سازی است، به هر حال این روش نیز نمی‌تواند به وضوح ارتباط بین داده‌ها را نمایش دهد (Constable, 1987, 1990). روش بعدی مورد استفاده وارون‌سازی متمرکز^۱ است که تصویری روشن‌تر و واضح‌تر از آنومالی مورد بررسی نسبت به توابع مرسوم دارای بیشترین همواری به دست می‌دهد. بدین صورت که در روش وارون‌سازی متمرکز نسبت به روش‌های هموار حاشیه‌ها تیزتر نشان داده می‌شود، مزیتی است که نسبت به روش‌های هموار دارد (Zhang, 2009).

هدف اصلی مقایسه نتایج وارون‌سازی داده‌های MT به روش‌های وارون‌سازی هموار و وارون‌سازی متمرکز در اکتشاف منابع گرمایی است. مقایسه این دو مدل هموار و متمرکز داده‌های MT باهم که با استفاده از نرم‌افزار ZondMT2D برای داده‌های زمین‌گرمایی در ایران تاکنون انجام نگرفته است، که در این روش پیشنهادی به آن پرداخته شده است.

۱-۴- روش تحقیق

در این تحقیق ابتدا با توجه به اطلاعات زمین‌شناسی که در سال ۲۰۰۹ توسط شرکت سازمان انرژی نو ایران در مورد پروژه تهیه شد، به بررسی مدل زمین‌شناسی پرداخته شده است. با استفاده از نرم‌افزار WinGLink به تهیه مدل‌های پرداخته شده است، سپس وارون‌سازی مدل انجام گرفته است، به همین ترتیب داده‌های پردازش شده به عنوان ورودی به نرم‌افزار ZondMT2D داده شده که پس از به دست آمدن خروجی به تحلیل لایه‌های منطقه پرداخته شده است. با توجه به اینکه مطالعه موردی قسمتی از شمال غرب ایران بوده داده‌های الکترومغناطیسی برداشت شده به عنوان ورودی محسوب شده، روند مدل‌سازی با دو نرم‌افزار ادامه یافته است. با استفاده از تحلیل‌های حاصل شده در نرم‌افزار WinGLink با روش‌های یک‌بعدی و دوبعدی به روش گرادیان مزدوج غیرخطی^۲، و در نرم‌افزار

^۱ Focusing inversion

^۲ Non Linear Conjugate Gradient

ZondMT2D به مقایسه وارون‌سازی هموار (اکام) و وارون‌سازی متمرکز پرداخته شده است، سپس این نتایج را با نتایج حاصل از برداشت‌های مستقیم حاصل از چاه مقایسه و صحت روش مورد بررسی آشکار گردیده است.

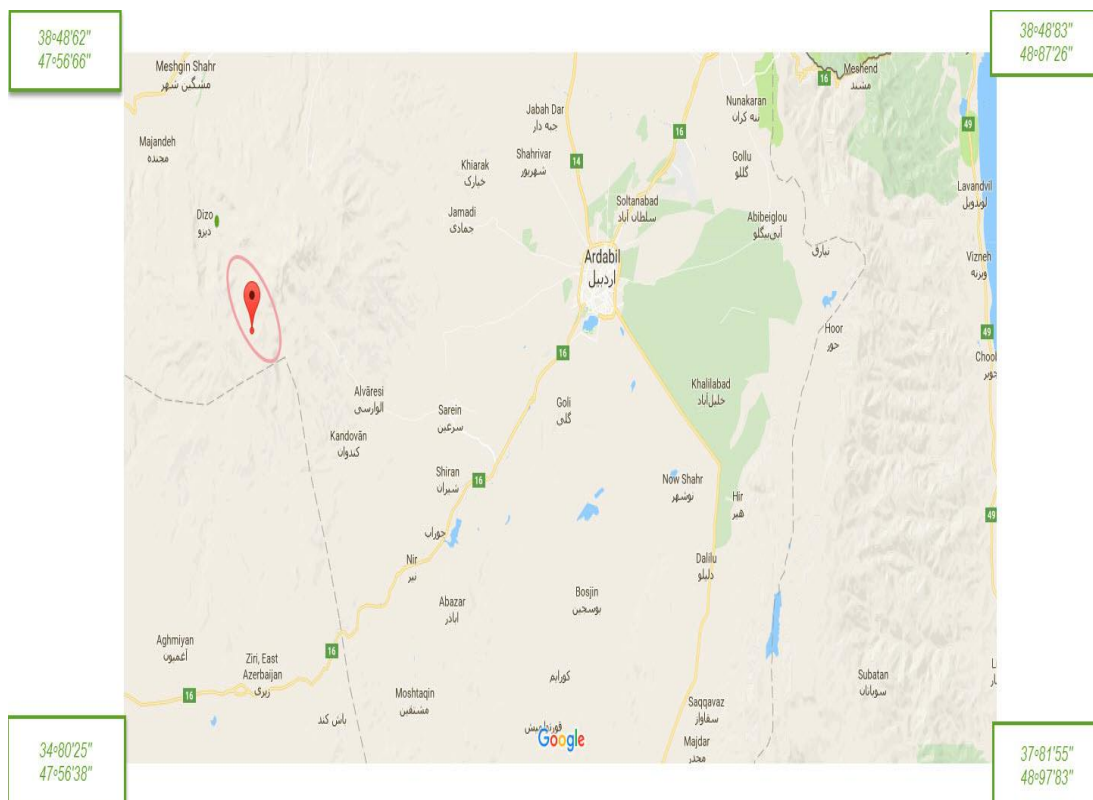
۱-۵- ساختار پایان‌نامه

در فصل اول این مجموعه مقدمه، تاریخچه مطالعات انجام‌شده، ضرورت و اهداف مطالعه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در فصل دوم مطالبی از موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه، زمین‌شناسی و ساختارهای تکتونیکی و دگرسانی موجود در منطقه آورده شده است. در فصل سوم به توضیح مختصری از مبانی تئوری روش مگنتوتلوریک پرداخته می‌شود. در فصل چهارم به بررسی داده‌های مگنتوتلوریک برداشت‌شده و اطلاعات به دست آمده از چاه حفر شده در منطقه پرداخته شده است. در فصل پنجم مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک و تفسیر کمی داده‌های آن و ارائه مدل ژئوفیزیکی منطقه برای منطقه مورد مطالعه انجام شده است و در انتها فصل ششم به نتیجه‌گیری‌ها و پیشنهادات اختصاص داده شده است.

فصل ۲- موقعیت جغرافیایی

۱-۲- موقعیت جغرافیایی محدوده مطالعاتی

منطقه مورد بررسی در دره موئیل، در شیب شمال غربی کوه سبلان در استان اردبیل قرار دارد. این منطقه در مختصات جغرافیایی $38^{\circ}16'59.8''$ عرض شمالی، در قسمت شمال غربی منطقه زمین گرمایی، جنوب مشکین شهر و در فاصله‌ای کمتر از ۱۲۰ کیلومتر از شهر اردبیل واقع شده است. ارتفاع منطقه در شمال، نزدیک روستای موئیل ۲۴۰۰ متر و در جنوب، نزدیک به قله سبلان ۳۷۰۰ متر می‌باشد. شکل (۱-۲) موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های دسترسی به آن را نشان می‌دهد. محدوده مورد بررسی بزرگنمایی شده است. که بنابر مختصات مشخص شده از منطقه برداشت فاصله آن از روستای موئیل برابر ۱/۷ کیلومتر می‌باشد.



شکل ۱-۲ : موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به منطقه مورد مطالعه (Google Earth 2017)

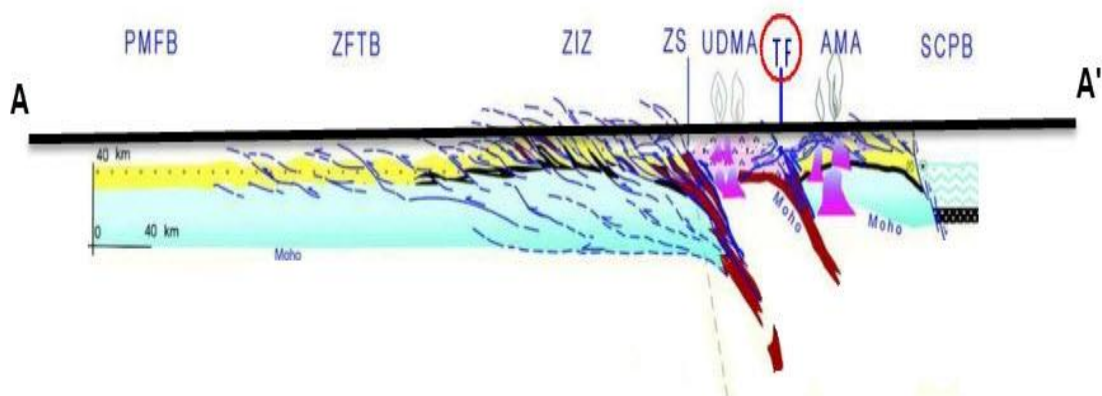
۲-۲- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی شامل مجموعه‌ای از ولکانیک‌های جوان است که از دیدگاه زمین‌گرمایی دارای ارزش مطالعاتی می‌باشد. کوه آتشفشانی سبلان، در ۴۰ کیلومتری جنوب‌غرب اردبیل، و در ۲۵ کیلومتری جنوب‌شرقی مشکین‌شهر قرار دارد.

رشته‌کوه آتشفشانی سبلان از دره قره‌سودر شمال‌غرب اردبیل شروع و در جهت شرقی-غربی به طول ۶۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۴۸ کیلومتر تا کوه قوشاداغ در جنوب اهر ادامه می‌یابد. مخروط آتشفشانی سبلان از نوع چینه‌ای و گدازه‌های آن سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومترمربع را اشغال کرده‌اند. این مخروط بر روی یک هورست با روند شرقی-غربی قرار دارد. کوه پلیوکواترنری سبلان در انتهای شرقی رشته کوه قوشاداغ قرار گرفته است.

این رشته کوه با راستای تقریباً شرقی-غربی، از گردنه گویجه بل به سوی شرق به طول حدودی ۷۰ کیلومتر امتداد یافته است. قدیمی‌ترین سنگ‌هایی که در این رشته‌کوه و در رخساره شیست سبز و مرمر است. سن احتمالی این مجموعه از دگرگونی به پالئوزوئیک می‌رسد (امینی، ۱۳۶۳).

آتشفشان سبلان دارای ارتفاع ۴۸۲۰ متر از سطح دریا می‌باشد. این آتشفشان دارای سه قله است که به دلیل فروریختگی بسیار فرسوده شده است. قله بلندتر «سبلان سلطان» و قله‌های دیگر «هرم داغ» یا سبلان کوچک و «آقام داغ» یا کسری نام دارند. در بلندترین قله نیز دریاچه‌ای وجود دارد که بازماند دهانه آتشفشان است. مطالعات انجام‌شده بر روی آتشفشان سبلان نشان‌دهنده آن است که از دوره کواترنری پیشین آغاز گشته و تا آخرین دوره یخچالی (در حدود ۲۰ تا ۷۰ هزار سال پیش) ادامه داشته است.



شکل ۲-۲: برش ساختاری شماتیک نشانگر عناصر ساختاری اصلی از دریای خزر تا بین‌النهرین، مقطع در راستای شمال-غرب-جنوب شرق (علوی، ۲۰۰۷ و فریدی، ۱۳۸۹).

(SCPB: پوسته خزر جنوبی، AMA: کمان ماگمایی البرز، TF: زمین‌درز البرز منطبق بر گسل تبریز، UDMA: بخش شمال‌غربی کمان ماگمایی ارومیه دختر (زون تبریز-ساوه)، ZS: زمین‌درز زاگرس، ZIZ: پهنه فلسی شده زاگرس (Zagros imbricated zone)، ZFTB: رشته‌کوه‌های چین‌خورده و رانده زاگرس، PMFB: حوضه پیش‌بوم زاگرس).

۲-۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

فعالیت‌های آذرین در ائوسن با تجمع ولکانیک‌های آلکان پتاسیک بر روی توالی از رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک آغاز گردید. این مجموعه ولکانیکی در اوایل میوسن توسط باتولیت مونزونیتی، که در امتداد NW-SE در غرب خط‌الرأس کوه سبلان رخنمون یافته، دچار دگرگونی حرارتی گردیده‌اند. بالاآمدگی و فرسایش قابل ملاحظه این باتولیت ادامه یافته و در امتدادهای SW و SE روی باتولیت را، توالی از رسوبات اواخر میوسن می‌پوشاند. ولکانیزم به وجود آمده در پلیوسن که اساس ولکانیک کوه سبلان را از طریق انفجار تراکی آندزیت‌های پیروکسن‌دار تشکیل داده، به درون فضاهای فروریخته کالدرافوذ کرده است. به‌طور متوالی در یک فاصله زمانی، فعالیت آتشفشانی به

همراه فعالیت گسترده هیدروترمالی و فرسایش احتمالی محدود وجود داشته است. گنبد‌های تراکی - داسیت بعداً درون حلقه کالدرا جایگزین شده و انفجارهای بعدی تراکی آندزیت‌ها درون این کالدرا ساختار فعلی گنبد‌های کوه سبلان را به وجود آورده است. قطعات خرد شده، خاک، غبار و تراس‌های آبرفتی بر روی آتشفشان‌ها رسوب کرده و در آخرین مرحله جایگزینی، گنبد داسیتی در حدود کمتر از یک میلیون سال دره موئیل (شکل ۲-۴) را به وجود آورده است.

سنگ‌های ولکانیکی کوه سبلان کالکو آلکالن‌های پتاسیک تراکی آندزیتی تا ریولیتی با مقادیر بالای از عناصر^۱ LIL به علاوه عنصر نیکل و نسبت بالای Ce/Yb می‌باشند (Dostal & Zerbi, 1978). مقادیر بالای Ni نشانه پوسته ضخیم و ضخیم‌شدگی در حین فروراندگی پوسته است، اما نسبت خیلی بالای Ce/Yb برای مواد مذاب ناشی از پوسته سیالیک می‌باشد (Gill, 1981).

در طی فرورانش قبل از پلیوسن فرآیند متاسوماتیزم مواد تیغه‌ای گوشته رخ داده است. نسبت‌های FeO/MgO و NaO/k₂O سنگ‌های ولکانیکی کوه سبلان با افزایش محتوای سیلیسی یکسان عمل می‌کنند. با افزایش SiO₂ مقادیر MgO و FeO و Al₂O₃ و CaO کاهش می‌یابند. تمامی این موارد با تفریق کریستالی هورنبلند اتفاق می‌افتد. تعیین سن به روش K-Ar نشان‌دهنده آن است (که با کاهش سن، سنگ‌ها بیشتر سیالیک می‌شوند) که بازه زمانی آن‌ها از ۱/۳ تا ۲/۹ میلیون سال قبل می‌باشد (TBCE، ۱۹۷۹). کلیه موارد مذکور شواهدی بر حضور اتافک ماگمایی بزرگ و نسبتاً کم عمق در زیر کوه سبلان می‌باشند (Kingston Morrison, 2001).

۴-۲-چینه‌شناسی منطقه مورد مطالعه

بر اساس مطالعات انجام شده در مقیاس ۱/۲۰۰۰۰ در منطقه و همچنین بررسی سه مقطع عرضی زمین‌شناسی از ناحیه در امتداد‌های شرقی-جنوب‌شرقی و شمال‌شرق-جنوب‌غرب چهار واحد اصلی

¹ Large ion lithophile elements

چینه‌شناسی در محدوده مورد بررسی شناسایی شده است که به ترتیب سن از جوان به قدیم عبارت‌اند از (کینگستون موريسون، ۱۹۹۹؛ EGMNWSGP، ۲۰۰۵؛ گزارش زمین‌شناسی چاه NWS-3 و NWS-4، ۲۰۰۴):

◀ رسوبات عهد حاضر، فن و آلوویال‌های کواترنری

◀ گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی آندزیت بعد از تشکیل کالدرای پلیستوسن (Post caldera)

◀ گدازه‌ها و گنبد‌های تراکی داسیت تا تراکی آندزیت هم‌زمان با تشکیل کالدرای پلیستوسن (Syn-caldera) و گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و پیروکلاستیک‌های قبل از تشکیل کالدرای پلیستوسن (Pre-caldera)

این واحدها بر اساس موقعیت مکانی با نام‌های دیگری نیز معرفی می‌گردند که از قدیم به جدید عبارت‌اند از:

سازند ول‌هزیر^۱ (پلیوسن): این سازند متشکل از گدازه‌های تراکی آندزیت، توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک قبل از تشکیل کالدرای پلیستوسن با ضخامت حداقل ۲۰۰۰ متر می‌باشد. این واحد-های سنگی قدیمی‌ترین سنگ‌های ولکانیکی به نقشه درآمده در ناحیه هستند. گدازه‌ها بیشتر از سایر واحدهای سنگی تحت گسل خوردگی قرار گرفته‌اند (شکل ۲-۴ و ۲-۵). از لحاظ جنس، گدازه‌ها حاوی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، سانیدین، هورنبلند، بیوتیت و اوژیت در زمینه‌ای غنی از پلاژیوکلاز، کانی-های ریز مافیک و کانی‌های اوپک (مگنتیت) و شیشه می‌باشند. شدت دگرسانی کانی‌ها در حد متوسط به بالا می‌باشند، به گونه‌ای که تشخیص بافت اولیه و کانی‌ها خیلی مشکل می‌باشد.

سازند تواس^۲ (پلیستوسن آغازی): این سازند شامل گدازه‌ها و گنبد‌های ریولیتی، تراکی داسیت تا تراکی آندزیت هم‌زمان با تشکیل کالدرای پلیستوسن می‌باشد. این واحدهای سنگی به عنوان حاشیه داخلی کالدرای نیز تفسیر می‌شوند. در بخش‌های شمالی و در جنوب غرب گنبد‌های ریولیتی و تراکی

¹ Valhazir Formation

² Toas Formation

داسیتی قابل مشاهده هستند. در نزدیکی دره موئیل گنبد کوچک داسیت دیده می‌شود. این گنبد توسط رسوبات سازند دیزو^۱، پوشیده شده و توسط بخش دگرسان یافته (توف‌های قبل کالدرا)، محصور می‌شوند. گنبد موئیل که با زون مقاومت ویژه الکتریکی پایین دره موئیل همپوشانی دارد ممکن است به لحاظ منبع گرمایی دارای اهمیت می‌باشد و به عنوان یک موقعیت زمین‌شناسی مطلوب در ارتباط با ساختار کالدرا معرفی گردد. پلاژیوکلاز و درشت بلورهای بیوتیت و هورنبلند بدون اوژیت و کمی تیتانیت کانی‌هایی هستند که در بخش‌های شمال غربی ناحیه سبلان شناسایی شده‌اند (همراه با تراکی‌آندزیت‌های بخش شمالی منطقه). در تمامی داسیت‌ها و ریولیت‌های بخش جنوب-غربی درشت بلورهای کوارتز متداول هستند.

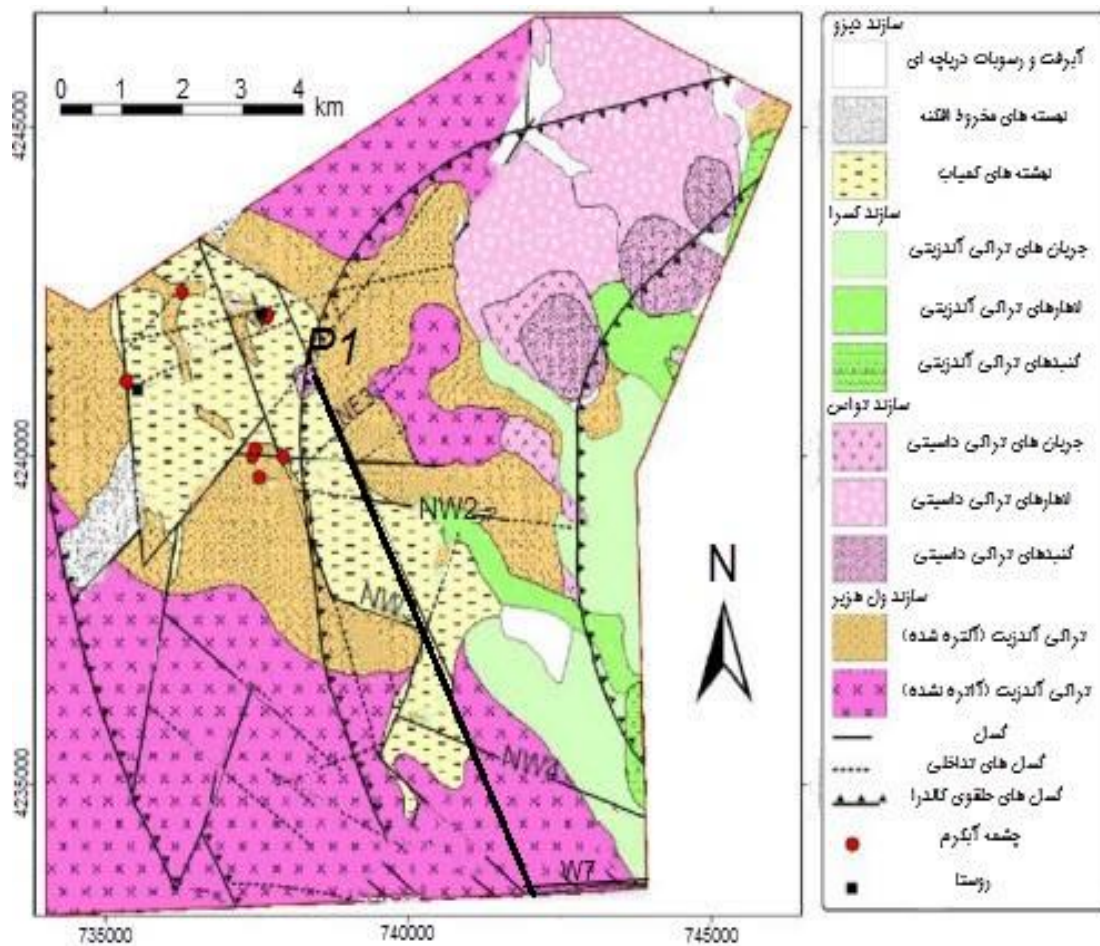
سازند کسرا^۲: این سازند شامل گدازه‌های آتشفشانی تراکی‌آندزیتی بعد از تشکیل کالدرا پلیستوسن می‌باشد. سنگ‌های مذکور قله‌های اصلی کوه‌های سبلان، سلطان و کسرا را در جنوب و شرق تشکیل می‌دهند. سنگ‌های مذکور در جنوب شرق منطقه مورد مطالعه سبلان قرار گرفته‌اند و حاصل بازشدگی مجدد محور مرکزی کالدرا (شمال-جنوب) می‌باشند (شکل ۲-۴). گدازه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی حاصل از این مرحله بر روی سنگ‌های آتشفشانی ابتدایی کالدرا جریان یافته، اما روی ارتفاعات و تشکیلات هم‌زمان، کالدرا را به‌طور محلی پوشانده‌اند. کانی‌های اصلی و سازنده این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت، هورنبلند و درشت بلورهای اوژیت در خمیره‌ای از شیشه تشکیل می‌دهند.

سازند دیزو: این سازند شامل رسوبات عهد حاضر، مخروط افکنه و آبرفت، خاکسترها و خرده‌های گدازه‌ای کواترنری می‌باشند. در بخش‌هایی از منطقه، این سازند شامل بخش‌هایی از یک سری از سنگ‌های آتشفشانی ذکر شده قبلی می‌تواند باشد (واحدهای آتشفشانی قبل، هم‌زمان و بعد از

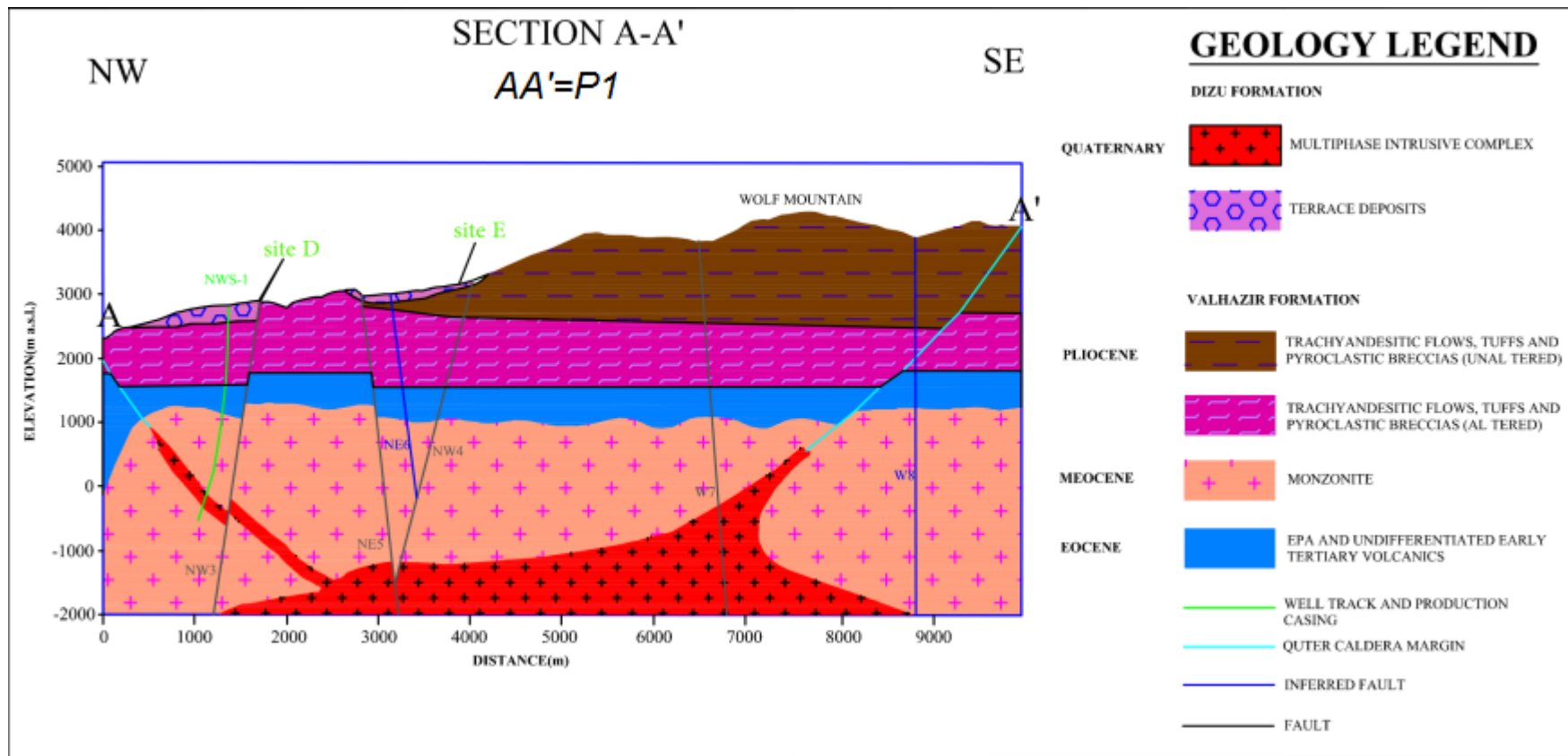
¹ Dizu Formation

² Kasra Formation

کالدرای). واحد سنگی مذکور در بالای دره موئیل و بخش کوچکی از دره‌ای که در جنوب دیزو قرار گرفته مشاهده می‌گردند (شکل‌های ۲-۴ و ۲-۵).



شکل ۲-۳: نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (نورالهی و همکاران، ۲۰۰۸)

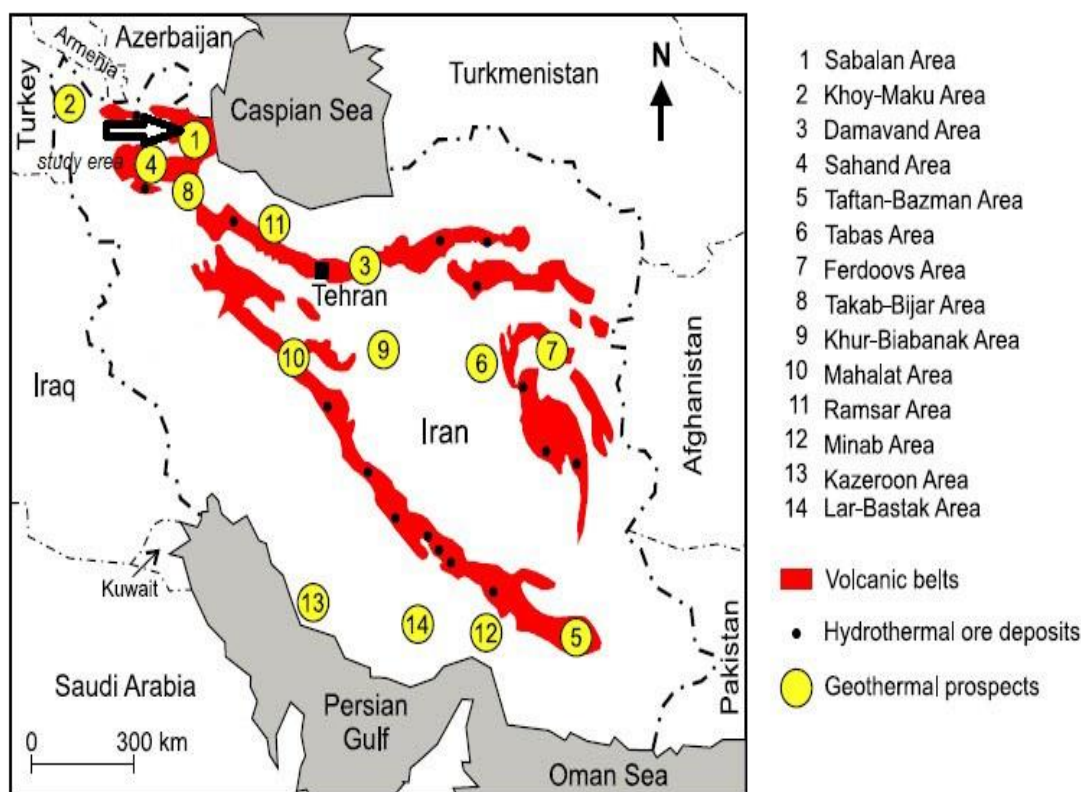


شکل ۲-۴: مقطع زمین‌شناسی شامل چاه NWS-1D، (EGMNWSGP, 2005)

۲-۵- زمین‌شناسی ساختمانی

بر اساس اطلاعات به‌دست آمده از حلقه کالدرا، زمین‌شناسی ساختمانی و همچنین نواحی دگرسانی هیدروترمالی که بر روی تصاویر SPOT قابل شناسایی است، وضعیت زمین‌شناسی ساختمانی منطقه به‌صورت زیر تفسیر شده است (Kingston Morrison, 1998).

دو گسل چپ‌گرد امتدادلغز با روند اصلی NE، کوه سبلان را در امتدادهای NW و SE محصور کرده‌اند. ساختار کالدرا، مرکزی سبلان شامل گنبد‌های ولکانیکی جوان بعد کالدرا از قبیل کوه کسرا، سبلان و سلطان می‌باشد.



شکل ۲-۵: موقعیت کمرندهای آتشفشانی همراه با مناطق زمین‌گرمایی (اسکویی، ۲۰۱۴)

شکل (۲-۶) موقعیت کمرندهای آتشفشانی، همراه با مناطق زمین‌گرمایی میباشد. شرایط تکتونیک ناحیه‌ای به گونه‌ای بوده که حرکات نسبی صفحات در ناحیه کوه سبلان مؤید فشردگی یا تنش

فشاری به سمت شمال شرق است. لذا ساختارهای با روند غرب-شمال باید ناشی از این فشارها باشند. اگر ساختارهای غرب-شمال غرب معرف گسل‌های راست‌گرد امتداد باشند، ممکن است دره موئیل بخشی از این حوضه لحاظ گردد.

فصل ۳- تئوری روش مگنتوتلوریک

۳-۱- مقدمه

روش مگنتوتلوریک (MT) یک روش ژئوفیزیکی با چشمه طبیعی می‌باشد که از سال ۱۹۵۰ برای اکتشافات نفتی، معدنی و منابع ژئوترمال مورد استفاده قرار گرفته است. در روش مگنتوتلوریک با ثبت مؤلفه‌های عمود بر هم نوسانات میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین می‌توان توزیع رسانایی الکتریکی زمین تحت مطالعه را به دست آورد. این روش با اندازه‌گیری تغییرات میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین مانند روش‌های دیگر ژئوفیزیکی الکتریکی و الکترومغناطیسی توزیع مقاومت ویژه زمین را نسبت به عمق مشخص می‌کند (Dobrin & Savit, 1988; Vozoff, 1991).

در روش MT میدان الکترومغناطیسی که مورد استفاده قرار گرفته است دارای طیف وسیعی از فرکانس‌ها می‌باشد، که معمولاً از فرکانس‌های بالا یا فرکانس‌های شنوایی مگنتوتلوریک برای اکتشاف آب‌های زیرزمینی و فلزات پایه استفاده می‌شود و گستره فرکانسی مورد استفاده در اکتشاف نفت از ۰/۰۰۰۵ تا ۵۰۰ هرتز می‌باشد (Orange, 1989).

آشفته‌گی‌های طبیعی که در میدان مغناطیسی زمین ایجاد می‌شود چشمه امواج MT را به وجود می‌آورد. منشأ میدان MT معمولاً از فعالیت‌های خورشیدی، آذرخش‌ها، شفق‌های قطبی، حرکت‌های نسبی زمین، خورشید و ماه و همچنین میدان‌های ناشی از گردبادهای بزرگ می‌باشد (Telford et al., 1990; Dobrin & Savit, 1988).

بیشتر سیگنال‌های MT در فرکانس‌های زیر ۱ Hz از نوسانات میدان مغناطیسی زمین می‌آیند که توسط تغییرات در مگنتوسفر یک زون متشکل از پلاسما است که به‌طور پیوسته مورد اصابت باد خورشیدی قرار می‌گیرد. از مزایای این روش می‌توان به مهم‌ترین آن اشاره کرد که توانایی اکتشاف آن از اعماق بسیار کم تا اعماق بسیار زیاد، بدون استفاده از چشمه طبیعی است که هیچ‌گونه آثار زیست محیطی نیز در بر ندارد. از نقاط ضعف این روش می‌توان به طبیعت آشفته امواج در فرکانس‌های بالا و

ضعیف بودن امواج چشمه در فرکانس‌های حدود ۱ Hz و ۲ KHz اشاره نمود که این مشکل با به‌کارگیری چشمه کنترل‌شده در محدوده فرکانس شنوایی^۱ (CSAMT) حل می‌شود. امواج مگنتوتلوریک طیف وسیعی از فرکانس‌ها را در بر می‌گیرد که از گستره فرکانسی ۰/۰۰۱ Hz تا ۱۰۰۰۰ Hz جهت کارهای اکتشافی استفاده می‌گردد. کاربرد اصلی روش MT در اکتشاف نفت است به‌ویژه در مناطقی که روش لرزه‌ای انعکاسی به دلیل توپوگرافی شدید، خیلی گران می‌باشد و یا به دلیل حضور روباره‌های بازالتی یا سایر ولکانیک‌ها، دچار مشکل می‌شود. در اکتشاف منابع هیدروترمال هدف به نقشه درآوردن دما و گرما می‌باشد پس اگر دمای قابل‌ملاحظه‌ای در اعماق زیاد وجود داشته باشد، محققین منابع زمین‌گرمایی باید قادر باشند تا ترکیب سنگ‌شناسی و شرایط ژئولوژیکی را در مناطقی که سیال جریان می‌یابد مشخص کنند.

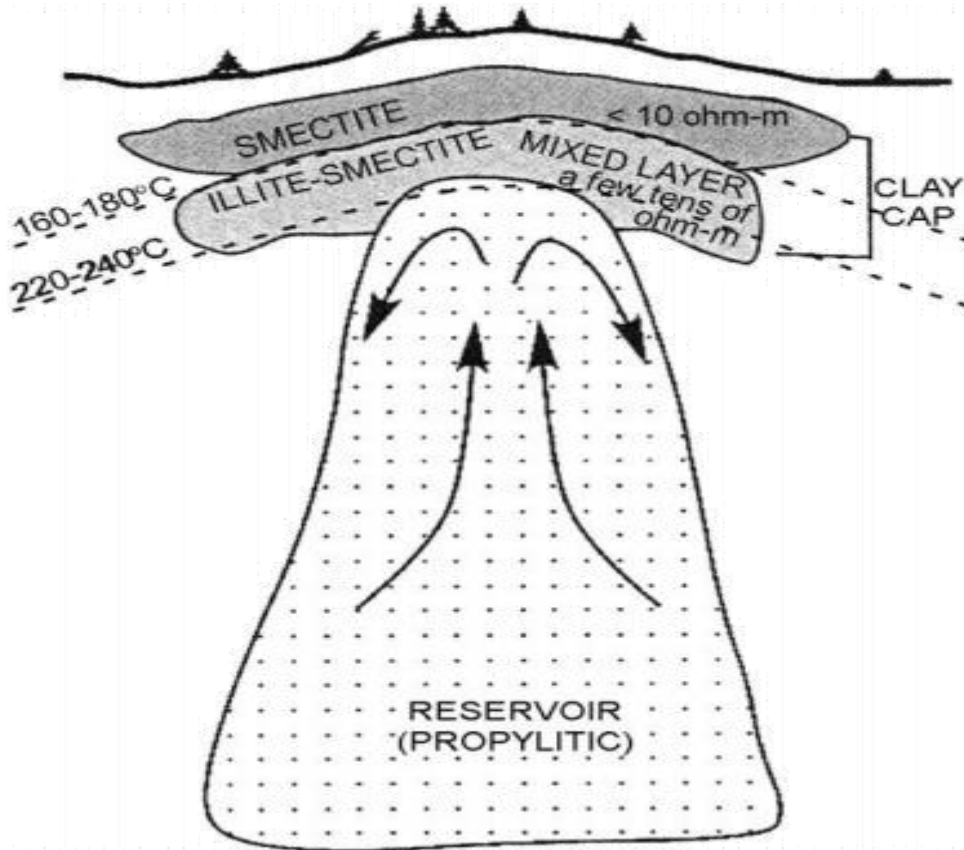
یک سیستم هیدروترمال از سه بخش تشکیل شده است:

الف) منبع حرارتی که غالباً آتاقک ماگمایی یا توده نفوذی می‌باشد. ب) مخزن: حجمی از سنگ‌های نفوذپذیر گرم که سیال‌های موجود در چرخه حرارت را از آن استخراج می‌کنند که این مخزن معمولاً توسط یک سنگ غیرقابل نفوذ پوشانده می‌شود. ج) سیال یا مایع که وسیله انتقال حرارت می‌باشد. تفاوت‌های اساسی بین سیستم‌های هیدروترمال و طبقه‌بندی منابع زمین‌گرمایی بر اساس نرخ دگرسانی سنگ‌ها می‌باشد. از کانی‌های رسی با حضور آلتراسیون‌های هیدروترمالی مقاومت ویژه در نواحی هیدروترمالی تولید شده است. کنترل‌کننده اصلی رس‌ها دما است.

دو نوع مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی ارائه شده است. در نواحی زمین‌گرمایی، جایی که نفوذپذیری بالا و آلتراسیون وسیع است مدل مفهومی آن در شکل (۳-۱) نشان داده شده است. این نوع مخازن در کشورهای نظیر اندونزی، ژاپن، ایسلند، نیوزلند، السالوادر یافت شده‌اند (Anderson et al., 1986, 2000; Oskooi et al., 2005).

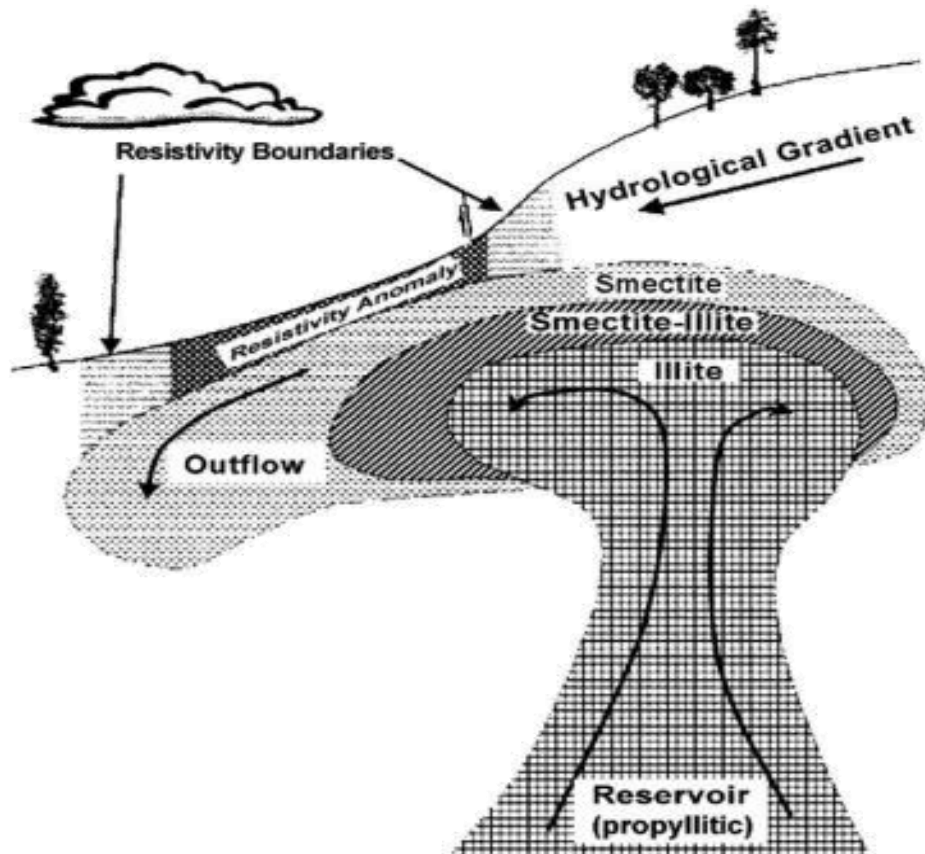
¹ Controlled Source Audio Magnetotelluric (CSAMT)

در این مدل، کمترین مقاومت با یک پوشش رسی که در بالای مخزن زمین‌گرمایی قرار دارد منطبق است در حالی که مقاومت ویژه خود مخزن ممکن است خیلی بالاتر باشد.



شکل ۳-۱: مدل مفهومی مقاومت ویژه از سیستم زمین‌گرمایی (اسکویی و همکاران، ۲۰۰۵)

اما اگر توپوگرافی بسیار شدید باشد و گرادیان هیدرولوژیکی در زیر سطح زمین قابل توجه باشد ساختارهای بالایی سیستم زمین‌گرمایی بسیار پیچیده می‌شود (شکل ۳-۲).



شکل ۳-۲: سیستم زمین گرمایی در یک زمین شیبدار (اندرسون و همکاران، ۲۰۰۰)

در بالای زون بالارونده در عمق زیاد و در قسمت‌های خروجی سیال سرد ممکن است لایه رسی هادی مانند اسمکتیت بسیار نزدیک به سطح باشد. آنومالی مقاومت ویژه در سطح در این مورد در مرکز مخزن ژئوترمال قرار ندارد (Anderson et al., 2000).

۳-۲- منشأ امواج مگنتوتلوریک

روش مگنتوتلوریک یک روش غیرفعال الکترومغناطیسی (EM) است که اندازه‌گیری نوسانات الکتریکی طبیعی (E) و مغناطیسی (B) را در جهت‌های متعامد در سطح زمین به منظور تعیین مقاومت ویژه ساختار زمین در اعماقی از مقادیر چند ده متر تا چند صد کیلومتر می‌باشد. اساس

نظریه اکتشاف مگنتوتلوریک ابتدا توسط تیخنو در سال ۱۹۵۰ مطرح شد و با جزئیات بیشتری در سال ۱۹۵۳ توسط کانیاورد مطرح گشت و در سال ۱۹۸۶ تجدید چاپ شد. اجماع نظر هر دو نویسنده بر این بود که بازتاب‌های الکترومغناطیسی از هر عمقی می‌تواند به‌سادگی با گسترش پریودهای سونداژ^۱ مگنتوتلوریک به دست آید (Simpson & Bahr, 2005).

۳-۳- فرضیه‌های روش مگنتوتلوریک

با هدف در نظر گرفتن القای الکترومغناطیسی در زمین، تعدادی از فرضیات ساده مناسب با موضوع در نظر گرفته شده است (Cagniard, 1953; Keller & Frischnecht, 1966):

- ا. معادلات الکترومغناطیسی که به‌طور معمول از معادلات ماکسول متابعت می‌کنند.
- ب. زمین نمی‌تواند بار الکترومغناطیسی تولید کند اما می‌تواند منتشر یا جذب کند.
- ت. همه میدان‌ها با تجزیه و تحلیل دور از منبع کاهش می‌یابند.
- ث. میدان‌های طبیعی منبع الکترومغناطیسی استفاده شده، توسط سیستم بزرگ یونسفر که به‌طور نسبی دور از سطح زمین هستند تولید شده‌اند، ممکن است به‌طور یکسان بهبود یابند، موج‌های الکترومغناطیسی قطبی با زمین در زاویه‌ای نزدیک به عمود برخورد می‌کنند، این فرض می‌تواند در قطب و مناطق استوایی نقض گردد.
- ج. هیچ انباشتگی از بار آزاد انتظار نمی‌رود که در لایه‌های زمین پایدار باشد. در زمین چندبعدی، بار می‌تواند در طول ناپیوستگی انباشته شود این فرایند به‌عنوان جابجایی استاتیکی شناخته می‌شوند.
- ح. بار جمع شده و زمین به‌عنوان یک رسانای دارای مقاومت عکس‌العمل نشان می‌دهند که از رابطه زیر پیروی می‌کند:

¹ Sounding period

$$j = \sigma E$$

به طور کلی که ز چگالی جریان الکتریکی کل (بر حسب Am^{-1}) و رسانایی متوسط (بر حسب Sm^{-1}) و E میدان الکتریکی (بر حسب Vm^{-1}).

خ. مکان جابجایی الکتریکی برای پروده‌های مگنتوتلوریک شبه استاتیک است، بنابراین جریان‌های جابجایی متغیر با زمان (ناشی از اثرات قطبی) در مقایسه با جریان رسانش متغیر با زمان که القای الکترومغناطیسی را در زمین صرفاً به عنوان روش‌های انتشار ترویج می‌دهند ناچیز هستند.

د. هر تغییری در واحدهای اندازه‌گیری الکتریکی و سنگ‌هایی با فرض کم بودن خواص مغناطیسی کم با تنوع در توده سنگ‌های رسانا مقایسه می‌شوند (سیمپسون و باهر، ۲۰۰۵).

۳-۴- تئوری الکترومغناطیس

MT (مگنتوتلوریک) به عنوان یک روش میدان برداری

رفتار میدان‌های الکترومغناطیسی در هر فرکانسی به اختصار در معادلات ماکسول توضیح داده شده است، که برای متوسط قطبش و مغناطش به صورت زیر بیان می‌شود:

معادله ۳-۱:

معادلات ماکسول

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{(الف)} \quad \text{قانون فارادی}$$

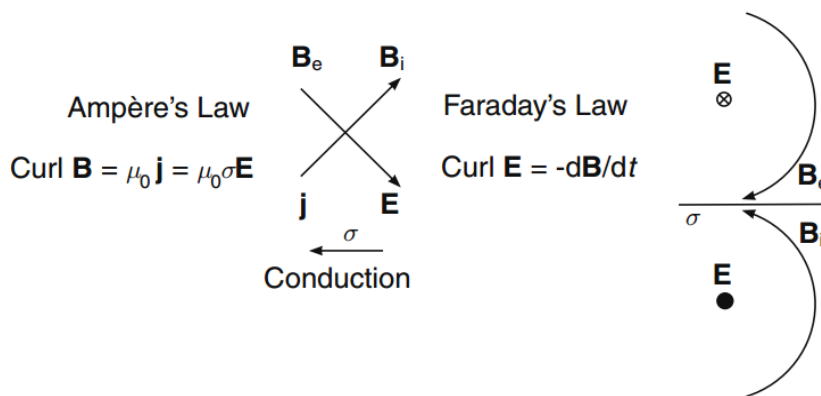
$$\nabla \times H = j_f + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{(ب)} \quad \text{قانون آمپر}$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{(ج)} \quad \text{عدم وجود تک‌قطبی مغناطیسی}$$

$$\nabla \cdot D = \eta_f \quad \text{(د)} \quad \text{قانون کولومب}$$

که E میدان الکتریکی (بر حسب Vm^{-1}) و B القای مغناطیسی (بر حسب T) و H شدت مغناطیسی (بر حسب Am^{-1}) و D جابجایی الکتریکی (بر حسب Cm^{-2}) و j_f چگالی جریان الکتریکی ناشی از بارهای آزاد (بر حسب Am^{-2}) و η_f چگالی بار الکتریکی ناشی از بارهای آزاد (بر حسب Cm^{-1}).

معادله (۳-۱-الف) قانون فارادی است و اجزاء آن که تغییرات زمانی در میدان مغناطیسی، نوسانات مربوطه را در جریان میدان الکتریکی در یک حلقه نزدیک با محوری جهت‌دار در مسیر میدان القایی وادار می‌کند (شکل ۳-۳). معادله (۳-۱-ب) قانون آمپر است که هر جزئی نزدیک به حلقه جریان الکتریکی دارای میدان مغناطیسی همراه، متناسب با اندازه کل جریان است، با فرض اینکه تغییر زمانی القای مغناطیسی یک نیروی اعمال شده بر روی بار در حال حرکت در میدان مغناطیسی است و در حالی که شدت میدان مغناطیسی همان نیروی اعمال شده مغناطیسی بر روی قطب قرار داده شده مغناطیسی در میدان مغناطیسی است و به این که قطب در حال حرکت باشد یا نه بستگی دارد.



شکل ۳-۳: میدان خارجی مغناطیسی متغیر با زمان، B_e ، بر اساس قانون فارادی حاصل می‌شود و میدان داخلی مغناطیسی B_i از میدان الکتریکی E بر اساس قانون آمپر حاصل می‌شود (Simpson & Bahr, 2005).

جریان‌های جابجایی ناچیز هستند (۳-۳-خ) قانون آمپر به صورت زیر کوتاه می‌شود:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{j}_f \quad ۲-۳$$

معادله (۳-۱ ج) که اجزاء آن بارهای مغناطیسی آزاد (تک قطبی) وجود ندارد، برای خطی بودن با ایزوتروپی متوسط، دو رابطه مرتبط را نشان می‌دهد که در بر دارد:

۳-۳

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (\text{الف})$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (\text{ب})$$

برای مطالعات مگنتوتلوریک، تغییرات در واحدهای اندازه‌گیری بر حسب فاراد الکتریکی، ϵ و نفوذپذیری مغناطیسی μ ، سنگ‌ها در مقایسه با رسانایی توده‌های سنگی ناچیزند (بخش ۳ فرض د) و مقادیر خلأ ($\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ Fm}^{-1}$ و $\mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6} \text{ Hm}^{-1}$) فرض می‌شوند. معادلات کاربردی (۳-۳ الف) و (۳-۳ ب) و قانون اهم (معادله ۳-۱)، معادلات ماکسول به صورت زیر می‌تواند بازنویسی شود:

۴-۳

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (\text{الف})$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \sigma \mathbf{E} \quad (\text{ب})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (\text{ج})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\mathbf{j}_f}{\epsilon_0} \quad (\text{د})$$

با فرض اینکه هیچ منبع جریانی درون زمین وجود ندارد:

$$\nabla \cdot j = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \quad 5-3$$

برای یک نیم فضای همگن ($\Delta\sigma = 0$)

$$\nabla \cdot (\sigma E) = \sigma \nabla \cdot E + E \nabla \sigma = \sigma \nabla \cdot E \quad 6-3$$

از تساوی هنس¹ (۳-۴) می تواند برابر صفر شود.

این مرحله از $\nabla \cdot j = 0$ به $\nabla \cdot E = 0$ برای یک لایه سطحی بالا آمده در میدان الکتریکی افقی درست است:

$$\frac{d\sigma}{dx} = \frac{d\sigma}{y} = 0, \quad E = (E_x, E_y, 0) \quad 7-3$$

برای توزیع رسانایی، که در همه راستاها متغیر است، دیورژانس میدان الکتریکی موازی با مرز رسانایی صفر است:

$$\frac{d\sigma}{dx} = 0, \quad \frac{d\sigma}{dy} \neq 0, \quad E = (E_x, 0, 0) \quad 8-3$$

به هر حال، اگر ما میدان الکتریکی را عمود بر مرز در نظر بگیریم و $\nabla \cdot E \neq 0$ خواهیم داشت:

$$\frac{d\sigma}{dy} \neq 0, \quad E = (0, E_y, 0) \quad 9-3$$

در مورد زمین ما می توان یک تغییر زمانی میدان مغناطیسی خارجی را در نظر بگیریم که میدان الکتریکی را با قانون فارادی (تساوی (۳-۱-الف)) القا می کند، که آن هم به نوبه خود یک میدان مغناطیسی داخلی را (مرتبط با قانون آمپر (تساوی (۳-۱-الف)) القا می کند. این روند در شکل ۳-۳ نشان داده شده است. با در نظر گرفتن کرل تساوی (۳-۱-الف) یا (۳-۱-ب) می توان مشتق تساوی

¹ Hence

انتشار را، به لحاظ میدان الکتریکی متغیر با زمان در نظر گرفت که می‌تواند از هر داده‌ای مربوط به ساختار رسانایی زمین استخراج شود. برای این هدف از بردار ثابت شناسایی استفاده شده است:

$$\nabla \times (\nabla \times \mathbf{F}) = (\nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{F}) - \Delta^2 \mathbf{F} \quad 10-3$$

که \mathbf{F} می‌تواند هر برداری باشد. برای مثال، با توجه به تساوی کرل (۳-۱-الف)، جایگزین تساوی (۳-۱-ب) و با فرض مدل زمین برای هر $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$ خواهیم داشت:

$$\nabla \times (3.6a) \Rightarrow \nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = (\nabla \cdot \nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E} = -\nabla \times \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \mu_0 \sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad 11-3$$

$$\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t}$$

تساوی (۳-۱۱) یک فرم دیگر از معادله القا است. با فرض اینکه موج تخت با سطح دامنه E_0 و زمان هارمونیک به فرم $e^{-i\omega t}$ وابسته است، سمت راست تساوی (۳-۱۱) می‌تواند به صورت زیر ارزیابی شود و تساوی زیر را به دست دهد:

$$\nabla^2 E = i\omega \mu_0 \sigma E \quad 12-3$$

و متشابه آن

$$\nabla^2 B = \mu_0 \sigma \frac{dB}{dt}, \quad \nabla^2 B = i\omega \mu_0 \sigma B \quad 13-3$$

در هوا $\sigma = 0$ است بنابراین میدان‌های الکترومغناطیسی خارجی با لایه‌ای از هوا مابین سطح زمین و یون کره به طور قابل ملاحظه ضعیف نیستند. تساوی (۳-۱۲) و (۳-۱۳) بیان می‌کند که اندازه‌گیری مگنتوتلوریک به منبع انرژی که از طریق زمین منتشر می‌شود و به صورت نمایی از بین می‌رود وابسته است. اندازه‌گیری‌های گراویتی هم نمونه‌های حجمی را شامل می‌شوند و شامل پتانسیل‌های عددی هستند ولی در مطالعات مگنتوتلوریک میدان برداری داریم (Simpson & Bahr, 2005).

۳-۵- تعریف عمق پوست^۱

برای بیان میزان نفوذ امواج الکترومغناطیسی به داخل لایه‌های زمین، فاکتوری به نام عمق پوسته تعریف می‌شود. در یک زمین همگن عمق پوسته، عمقی است که دامنه موج به اندازه $1/e$ مقدارش در سطح زمین کاهش می‌یابد.

$$\rho(T) = (T/\pi\mu\sigma)^{1/2} \quad ۱۴-۳$$

که در آن $\rho(T)$ عمق پوست الکترومغناطیسی بر حسب متر در یک دوره زمانی مشخص T است، σ رسانایی متوسط، μ نفوذپذیری مغناطیسی و π نشان‌دهنده حاصل جمع است.

- در عمق (در یک زمین همگن)، $\rho(T)$ دامنه میدان‌های الکترومغناطیسی به اندازه e^{-1} در سطح زمین از ضعیف می‌شود.
- کاهش مقدار میدان‌های الکترومغناطیسی به صورت نمایی با افزایش عمق و با لایه‌های ساختار-های رسانای حساس به عمق در لایه‌هایی عمیق‌تر از $\rho(T)$ محاسبه می‌شوند.
- از این‌رو در علوم مگنتوتلوریک، یک عمق پوست الکترومغناطیسی معمولاً برابر با عمق نفوذ الکترومغناطیسی میدان‌ها در سطح زمین می‌باشد.
- در علوم زمین، μ نفوذپذیری مغناطیسی است

($\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{Hm}^{-1}$) و $\rho(T)$ در حدود زیر تقریب زده شده است

$$\rho(T) \approx 500 \sqrt{t \rho_a} \quad ۱۵-۳$$

که ρ_a مقاومت ظاهری یا متوسط مقاومت است (Simpson & Bahr, 2005).

¹ Skin Depth

برای به دست آوردن دامنه حقیقی (Re) میدان‌ها در اعماق مختلف که با تغییرات زمان نوسان می‌کنند از روابط زیر استفاده می‌شود:

$$E_x = \text{Re} \left(A e^{ikz} e^{i\omega t} \right) \quad ۱۶-۳$$

$$H_y = \text{Re} \left(\frac{k}{\omega \mu} A e^{ikz} e^{i\omega t} \right)$$

A یک سطح ثابت است و بر اساس وقوع این واقعه در یک زمین همگن نوشته شده است و نسبت میدان‌های الکتریکی در سطح زمین برابر $\frac{\omega \mu}{k}$ است. پس مقدار k به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$k = \frac{1+i}{\delta} = (i\omega\mu\sigma)^{1/2} \quad ۱۷-۳$$

δ عمق پوست نامیده می‌شود که بعد از ساده‌سازی به صورت زیر تبدیل می‌شود:

$$\delta = \left(\frac{2}{\sigma\omega\mu} \right)^{1/2} = 503 \left(\frac{\rho}{f} \right)^{1/2} \quad ۱۸-۳$$

بدین ترتیب مشاهده می‌کنیم که در عمق δ دامنه میدان‌ها به اندازه $\frac{1}{e}$ کاهش می‌یابد، به همین علت آن را عمق پوست می‌نامند (Kaufman and Keller, 1981).

۳-۶- ساختار یک بعدی

ساختارهای یک بعدی شامل چند لایه افقی همگن هستند که مقاومت ویژه در آن‌ها فقط با عمق تغییر می‌کند. برای چنین ساختاری تغییرات افقی میدان‌ها صفر است. در ساختارهای این چنین امپدانس مستقل از جهت اندازه‌گیری است.

در زمین یک بعدی $\rho_{xy} = \rho_{yx} = \rho_a \sqrt{a^2 + b^2}$ و $|\varphi_{yx} - \varphi_{xy}| = 180^\circ$ که ρ_a مقاومت ویژه ظاهری و تابع فرکانس می‌باشد (هاشمی، ۱۳۹۱).

۳-۷- استفاده از سرمنحنی‌ها برای تعیین پارامترهای مدل یک بعدی

با توجه به اینکه از این روش در این پایان‌نامه استفاده نشده است چون برای تفسیر منحنی‌های سونداژ MT کاربرد دارد لازم دانسته شده است که توضیح مختصری بیان گردد. برای تفسیر منحنی‌های سونداژ MT روش‌های مختلفی وجود دارد که از جمله آن‌ها می‌توان به روش استفاده از مجانب‌ها، معکوس‌سازی و تطبیق منحنی‌ها اشاره کرد. یکی از ساده‌ترین روش‌ها استفاده از سرمنحنی‌ها و تطبیق منحنی‌های صحرائی با سرمنحنی‌ها می‌باشد. روش تطبیق هم به دو روش انجام می‌شود یکی تطبیق کامل منحنی و دیگری تطبیق جزئی منحنی است. در سونداژ MT سرمنحنی‌ها برای مدل دو لایه‌ای و سه لایه‌ای در نظر گرفته شده‌اند. روش کار با آن نیز همانند کار با سرمنحنی‌های مقاومت ویژه جریان‌های مستقیم است. نتایج سرمنحنی‌های سه لایه‌ای قابل اعتماد نیستند. از سرمنحنی‌ها و نتایج آن معمولاً جهت تخمین مدل اولیه در مدل‌سازی وارون استفاده می‌شود (Kaufman and Keller, 1981). در حال حاضر استفاده از این روش در تفسیر سونداژ MT رایج نمی‌باشد چون باید تطبیق منحنی‌ها هم برای داده‌های مقاومت ویژه و هم فاز صورت گیرد و در زمانی که زمین بیش از سه لایه باشد از دقت کمی برخوردار است و علاوه بر این بسیار وقت‌گیر می‌باشد. جایگزین روش بالا امروزه مدل‌سازی پیشرو (Forward) و یا غالباً مدل‌سازی معکوس (Inversion) می‌باشد.

۳-۸- تبدیل عمق بوستیک^۱

برای دستیابی تخمینی از مقاومت ویژه به صورت تابعی از عمق، بوستیک (Bostick, 1977) روشی را ارائه کرد که به دلیل وارون سازی سریع امپدانس، دارای اهمیت ویژه‌ای می‌باشد. در یک فرکانس معین عمق (Z) را می‌توان از رابطه زیر به دست آورد (Dobrin & Savit, 1988).

$$Z = \sqrt{\frac{\rho_a \omega}{\omega \mu}} \quad ۱۹-۳$$

همچنین رابطه زیر، تقریبی از مقاومت ویژه واقعی را بر حسب عمق مشخص می‌کند.

$$\rho(z) = \rho_a(w) \frac{1-c}{1+c} \quad ۲۰-۳$$

$$c = \frac{d(\log \rho_a)}{d(\log \omega)}$$

C شیب منحنی مقاومت ویژه ظاهری بر حسب فرکانس در مقیاس لگاریتمی را نشان می‌دهد.

۳-۹- ساختار دوبعدی

ساختارهای دوبعدی ژئوالکتریکی، ساختارهایی هستند که مقاومت ویژه الکتریکی و میدان‌ها علاوه بر تغییر نسبت به عمق، در یک جهت افقی هم به‌طور جانبی تغییر می‌کند. اکثر ساختارهای زمین‌شناسی برای مثال طاق‌دیس‌ها، ناودیس‌ها، دایک‌ها، دره‌های ریفتی، زون‌های همبری و رودخانه-ای دارای ساختاری دوبعدی هستند.

معمولاً در ساختارهای دوبعدی خواص الکتریکی به موازات یک جهت (مثلاً X) ثابت است که به آن جهت، امتداد گفته می‌شود. برای یک مدل دوبعدی، معادلات در هم کنش امواج تخت الکترومغناطیسی برای دو وضعیت (مد)^۲ بررسی می‌شود (هاشمی، ۱۳۹۱). وقتی مؤلفه میدان

¹ Bostick

² Mode

الکتریکی در جهت امتداد قطبیده باشد و مؤلفه مغناطیسی عمود بر آن باشد این وضعیت را حالت الکتریکی عرضی^۱ (TE) می‌نامند. حالت دوم موقعی است که مؤلفه میدان الکتریکی عمود بر امتداد باشد یا زمانی که مؤلفه میدان مغناطیسی در جهت امتداد قطبیده باشد این وضعیت را حالت مغناطیسی عرضی^۲ (TM) می‌نامند. در این حالت معادلات امواج EM با در نظر گرفتن قوانین فارادی و آمپر برای هر یک از مدهای TE و TM به صورت زیر در خواهند آمد (هاشمی، ۱۳۹۱):

برای مد TE داریم:

$$\frac{\partial E_x}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu H_z, \quad \frac{\partial E_x}{\partial z} = i\omega\mu H_y$$

۲۱-۳

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

و در آخر برای معادله هلمهولتز به صورت زیر در می‌آید:

$$\frac{\partial^2 E_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 E_x}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma E_x = 0$$

۲۲-۳

در مد TM داریم:

$$\frac{\partial H_x}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial H_x}{\partial y} = -\sigma(y,z) E_z, \quad \frac{\partial H_x}{\partial z} = \sigma(y,z) E_y$$

$$H_x = -\frac{1}{i\omega\mu} \left[\frac{\partial E_x}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} \right]$$

۲۳-۳

که در نهایت مدل هلمهولتز برای مد TM به صورت زیر بازنویسی می‌شود:

$$\frac{\partial^2 H_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 H_x}{\partial z^2} - i\omega\mu\sigma H_x = 0$$

۲۴-۳

¹ Transverse Electric

² Transverse Magnetic

معادلات اولیه و نهایی هلمهولتز برای مدل‌ها و ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی هیچ راه‌حل تحلیلی دقیقی ندارند و به همین جهت مقادیر میدان‌های E و H که به صورت معادلات دیفرانسیلی هستند به-وسیله روش‌های حل عددی مثل عناصر محدود (FE) و تفاوت محدود (FD) تقریب زده می‌شوند. رفتار این دو نوع قطبش در برخورد با ناهمگنی‌های جانبی متفاوت است. تفاوت اصلی این دو حالت در این است که حالت TM ساختارها را باردار می‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت گالوانیکی می‌باشد در حالی که حالت TE ساختارها را باردار نمی‌کند و آنومالی‌های آن دارای طبیعت القایی می‌باشد. حالت TM به ساختارهای نزدیک سطح حساس‌تر است اما حالت TE به ساختارهای عمیق حساس می‌باشد. در نهایت اینکه حالت TM در برابر جابجایی استاتیکی حاصل از آنومالی‌های سه‌بعدی نزدیک سطح تأثیرپذیرتر از حالت TE می‌باشد (Berdichevsky et al., 1998). در روش مگنتوتلوریک کمیت‌هایی وجود دارد که اصول تفسیر این روش بر پایه به دست آوردن این پارامترها می‌باشد. در ادامه به برخی از آن‌ها اشاره خواهیم کرد.

۳-۱۰- تانسور امپدانس^۱

مدل تیخنو-کانیارد بسیار ساده است (Tikhonov, 1950 & Cagniard, 1953)، حرکت به سمت اعماق کره زمین که شامل لایه‌های همگن و ایزوتروپیک با مرزهای افقی است. معرفی یک مختصات استاندارد با محورهای عمود بر هم X و Y با جهتی به سمت شمال و شرق به ترتیب مورد نظر است و محور عمود بر آن‌ها محور Z با جهتی به سمت پایین در سطح زمین است.

$$\mathbf{E}_\tau = \begin{bmatrix} 0 & Z \\ -Z & 0 \end{bmatrix} \quad \mathbf{H}_\tau = Z \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -1 & 0 \end{bmatrix} \mathbf{H}_\tau \quad ۲۵-۳$$

در جایی که

^۱ Impedance tensor

$$\mathbf{E}_\tau = \begin{bmatrix} \mathbf{E}_x \\ \mathbf{E}_y \end{bmatrix} \quad \mathbf{H}_\tau = \begin{bmatrix} \mathbf{H}_x \\ \mathbf{H}_y \end{bmatrix} \quad ۲۶-۳$$

اجزای عمودی میدان مگنتوتلوریک هستند و Z عدد مختلط در امپدانس تیخنو-کانیارد است. در فرم بسط داده شده

$$\mathbf{E}_x = Z\mathbf{H}_y \quad \mathbf{E}_y = -Z\mathbf{H}_x \quad ۲۷-۳$$

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

$$Z = \frac{\mathbf{E}_x}{\mathbf{H}_y} = -\frac{\mathbf{E}_y}{\mathbf{H}_x} \quad ۲۸-۳$$

اینجا ترکیب بردارهای الکتریکی و مغناطیسی را داریم و \mathbf{E}_τ و \mathbf{H}_τ قطبش خطی متقابل در جهت‌های عمود برهم‌اند. به‌طور چرخشی امپدانس ثابت Z یک فاکتور از مقاومت زمین ρ است. دمیتریو^۱ و بردیچوسکی^۲ (۱۹۷۹) و (۲۰۰۲)، نشان دادند که مدل به‌دست‌آمده توسط تیخنو-کانیارد طبقات گسترده‌ای از میدان‌های مگنتوتلوریک را با سرعت بالا می‌پوشاند اما تنوع شبه خطی \mathbf{H}_τ در فواصل در مقایسه با سه برابر عمق نفوذ میدان است. از کاربرد عملی سونداژ MT این که به‌طور قابل توجهی مرزها را گسترش می‌دهد. علاوه بر این در این دسته از میدان‌ها، امپدانس تیخنو-کانیارد شاید بتواند با گرادیان سونداژ تغییرات مغناطیسی مشخص شود (Berdichevsky et al., 1969; Schmucker, 1970; weidelt, 1978; Berdichevsky & Dmitriev, 2002)

$$Z = -i\omega\mu_0 \frac{\mathbf{H}_z}{\frac{\partial \mathbf{H}_x}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{H}_y}{\partial y}} \quad ۲۹-۳$$

^۱ Dmitriev

^۲ Berdichevsky

آزمایش‌های انجام‌شده در سال ۱۹۵۰ نشان داد که میدان واقعی مگنتوتلوریک شاید به‌طور چشمگیری متفاوت باشد. امپدانس Z با گسترشی سریع در حال تعیین شدن بود. نکته اینکه به جهت محورهای اندازه‌گیری x و y وابسته بوده است، بردیچوسکی (۱۹۶۳ و ۱۹۶۰) و کانتول (۱۹۶۰)، این تأثیرات را به نفوذ جانبی به لایه‌های ناهمگن زمین و گذر از اندازه‌گیری‌های عددی امپدانس به تانسورهای آن نسبت دادند. اعتبار روش تانسور توسط مشاهده‌های وسیع مگنتوتلوریک طی سالیان تأیید شده است. میدان‌های الکترومغناطیسی این ویژگی را دارند که از نوع میدان‌های جبری محسوب می‌شوند. با در نظر گرفتن میدان‌هایی از نوع جبری توانسته اند روابط خطی بین دو مؤلفه‌ی مستقیم میدان را در معادلات الکترودینامیکی ماکسول کم کنند. این دسته از روابط به تعداد درجه آزادی تعیین شده در میدان اولیه وابسته است. در زیر معادلات ماکسول و مدلی با توابع قطعی تانسور امپدانس مگنتوتلوریک آورده شده است. موج تک‌رنگ با مؤلفه‌های E_x و E_y و H_x و H_y قطبیده شده که روی سطح زمین با $Z = 0$ مشخص شده است (شکل ۳-۴)، هوا ایده‌آل‌ترین عایق است. μ_0 ضریب گذردهی خلأ و لایه‌های ایزوتروپیک همگن را با رسانایی نرمال $\sigma_N(z)$ و در برگیرنده دامنه محدود غیرهمگن V با رسانایی الکتریکی اضافی $\Delta\sigma(x, y, z) = \sigma(x, y, z) - \sigma_N(z)$ می‌باشد. این مسئله در تقریب شبه ایستا حل شده است. میدان الکترومغناطیسی درون زمین را مطابق با معادله‌های زیر در نظر می‌گیرند:

$$\text{curl}H = \sigma E = \sigma_N E + j \quad 30-3$$

$$\text{curl}E = i\omega\mu_0 H$$

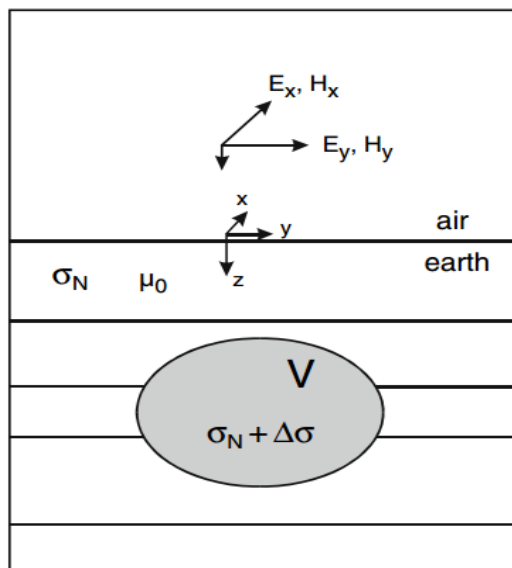
جایی که $j = \Delta\sigma E$ چگالی جریان اضافی توزیع شده است. E و H به عنوان جمع میدان نرمال E^N و H^N و میدان ناهنجار E^A و H^A معرفی شده است.

$$E = E^N + E^A \quad H = H^N + H^A \quad 31-3$$

میدان نرمال $E^N(E_x^N, E_y^N, 0)$ و $H^N(H_x^N, H_y^N, 0)$ یک میدان یکنواخت افقی است. مشاهده شده درون زمین به عنوان میزبان در صورت عدم وجود ناهمگنی معادلات زیر حاصل می شود (Berdichevsky & Dmitriev, 2008):

$$\text{Curl } H^N = \sigma_N E^N \quad ۳۲-۳$$

$$\text{Curl } E^N = i\omega \mu_0 H^N$$



شکل ۳-۴: مدل لایه لایه با دامنه سه بعدی غیرهمگن V (بردیچوسکی و ولادیمیر، ۲۰۰۸)

در یک زمین با ساختار دوبعدی و یا سه بعدی که در طبیعت نیز معمول تر است، ساختار الکتریکی زیرسطحی را نمی توان با امپدانس اسکالر مختلط بیان کرد. برای این ساختارها رابطه بین میدان الکتریکی و مغناطیسی به صورت تانسور امپدانس ارائه می شود.

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \\ E_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} & Z_{xz} \\ Z_{yx} & Z_{yy} & Z_{yz} \\ Z_{zx} & Z_{zy} & Z_{zz} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \\ H_z \end{bmatrix} \quad ۳۳-۳$$

در روش مگنتوتلوریک E_x جز برای فرکانس‌های بالا تقریباً برابر صفر است، چون مؤلفه قائم میدان الکتریکی بسیار سریع میرا می‌شود، از این لحاظ برای ساختار دوبعدی تانسور امپدانس روابط به صورت زیر نوشته می‌شود (Cantwell, 1960):

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad ۳۴-۳$$

پس هر مؤلفه تانسور به صورت زیر تعریف خواهد شد:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (i, j = x, y) \quad ۳۵-۳$$

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

$$Z_{xx} = Z_{yy} = 0, \quad Z_{xy} \neq Z_{yx} \quad ۳۵-۳$$

در زمین یک‌بعدی علاوه بر اینکه مؤلفه‌های قطر اصلی صفر می‌باشند، مؤلفه‌های قطر فرعی نیز به صورت مقابل با هم ارتباط پیدا می‌کنند:

$$Z_{xy} = -Z_{yx} \quad ۳۶-۳$$

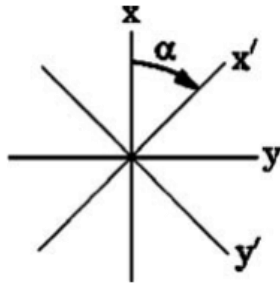
از آنجایی که در هنگام برداشت به ندرت امتداد آنومالی مشخص است بنابراین محورهای برداشت در زوایای دلخواه نسبت به امتداد آنومالی قرار می‌گیرد. برای دستیابی و تعیین امتداد ساختار، سعی می‌شود با چرخش تانسور امپدانس، عناصر روی قطر اصلی تانسور امپدانس حذف شود. البته اگر عناصر

دارای مقادیری نویز باشند قابل حذف نبوده، اما قادرند که مقادیر نویز را به حداقل کاهش دهند. برای دستیابی به محورهای موازی و عمود بر امتداد آنومالی که محورهای اصلی محسوب می‌شوند، با چرخش محورهای برداشت تحت زاویه α به صورت ساعت‌گرد حول محور قائم این کار انجام می‌شود (Telford et al.,1990; Kaufman&Keller,1981).

۳-۱۱- چرخش تانسور امیدانس

مؤلفه‌های Z_{xx} و Z_{xy} و Z_{yx} و Z_{yy} تانسور امیدانس $[Z]$ را در جهتی متناظر با اولین اندیس قرار می‌گیرند. این بدین معناست که Z_{xx} و Z_{xy} در جهت x و Z_{yy} و Z_{yx} در جهت y قرار گرفتند. قرارگیری در جهت معین مؤلفه‌های امیدانس مطابق با قرارگیری در جهت مؤلفه‌های متناظر با میدان الکتریکی است. برای تغییر مؤلفه‌های تانسور امیدانس با یک چهارچوب چرخش مرجع، به چارچوب به اندازه α اجازه چرخش ساعت‌گرد داده می‌شود. اگر α زاویه چرخشی ساعت‌گرد داشته باشد (شکل ۳-۵) انتقال از محورهای قدیم x و y به محورهای جدید x' و y' و برعکس در نظر گرفته شده است. ماتریس‌های چرخش مستقیم و معکوس عبارتند از:

$$R(\alpha) = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \\ -\sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad [R(\alpha)]^{-1} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & -\sin \alpha \\ \sin \alpha & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad ۳۷-۳$$



شکل ۳-۵: چرخش چارچوب مرجع

بنابراین

$$\mathbf{E}_\tau(\alpha) = [\mathbf{R}(\alpha)] \mathbf{E}_\tau = [\mathbf{R}(\alpha)] [\mathbf{Z}] \mathbf{H}_\tau \quad ۳۸-۳$$

$$= [\mathbf{R}(\alpha)] [\mathbf{Z}] [\mathbf{R}(\alpha)]^{-1} [\mathbf{R}(\alpha)] \mathbf{H}_\tau = [\mathbf{Z}(\alpha)] \mathbf{H}_\tau(\alpha)$$

جایی که

$$[\mathbf{Z}(\alpha)] = [\mathbf{R}(\alpha)] [\mathbf{Z}] [\mathbf{R}(\alpha)]^{-1} \quad ۳۹-۳$$

در نمای کلی

$$Z_{xx}(\alpha) = Z_{xx} \cos^2 \alpha + Z_{yy} \sin^2 \alpha + (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin \alpha \cos \alpha$$

$$Z_{xy}(\alpha) = Z_{xy} \cos^2 \alpha - Z_{yx} \sin^2 \alpha - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin \alpha \cos \alpha$$

$$Z_{yx}(\alpha) = Z_{yx} \cos^2 \alpha - Z_{xy} \sin^2 \alpha - (Z_{xx} - Z_{yy}) \sin \alpha \cos \alpha$$

$$Z_{yy}(\alpha) = Z_{yy} \cos^2 \alpha + Z_{xx} \sin^2 \alpha - (Z_{xy} + Z_{yx}) \sin \alpha \cos \alpha$$

یا

$$Z_{xx}(\alpha) = Z_2 + Z_3 \sin 2\alpha + Z_4 \cos 2\alpha$$

$$Z_{xy}(\alpha) = Z_1 + Z_3 \cos 2\alpha - Z_4 \sin 2\alpha$$

$$Z_{yx}(\alpha) = -Z_1 + Z_3 \cos 2\alpha - Z_4 \sin 2\alpha$$

$$Z_{yy}(\alpha) = Z_2 - Z_3 \sin 2\alpha - Z_4 \cos 2\alpha \quad ۴۰-۳$$

جایی که

$$Z_1 = \frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2} \quad Z_2 = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{2} \quad ۴۱-۳$$

$$Z_3 = \frac{Z_{xy} + Z_{yx}}{2} \quad Z_4 = \frac{Z_{xx} - Z_{yy}}{2}$$

از معادلات (۴۳-۳) می‌توان چنین نتیجه گرفت که Z_1 و Z_2 ثابت‌های چرخشی^۱ هستند و به جهت محورهای اندازه‌گیری بستگی ندارند، اما پارامترهای Z_3 و Z_4 متغیرهای چرخشی هستند و به زاویه چرخش α وابسته هستند.

از این رو

$$Z_{xx}(\alpha) = Z_{xx}(\alpha + \Pi) = Z_{yy}\left(\alpha + \frac{\Pi}{2}\right)$$

$$Z_{xy}(\alpha) = Z_{xy}(\alpha + \Pi) = -Z_{yx}\left(\alpha + \frac{\Pi}{2}\right)$$

$$Z_{yx}(\alpha) = Z_{yx}(\alpha + \Pi) = -Z_{xy}\left(\alpha + \frac{\Pi}{2}\right)$$

¹ Rotation invariant

$$Z_{yy}(\alpha) = Z_{yy}(\alpha + \Pi) = Z_{xx} \left(\alpha + \frac{\Pi}{2} \right) \quad ۴۲-۳$$

از ویژگی‌های اصلی چرخش تانسور امپدانس مگنتوتلوریک هستند (Sharka &

:(Menvielle, 1997; Berdichevsky, 1968

$$I_1 = \text{tr}[Z] = Z_{xx} + Z_{yy}$$

$$I_2 = \det[Z] = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}$$

$$I_3 = \text{tr}[\tilde{Z}] = \text{tr}[Z] \left[R \left(-\frac{\Pi}{2} \right) \right] = \tilde{Z}_{xx} + \tilde{Z}_{yy} = Z_{xy} - Z_{yx} \quad ۴۳-۳$$

جایی که $\text{tr}[Z]$ و $\det[Z]$ ، تریس و تانسور امپدانس $[Z]$ هستند. با استفاده از رابطه (۳-۴۵)

امپدانس مؤثر Z_{eff} و امپدانس Z_{brd} (امپدانس Berdichevsky) را توضیح داده می‌شود:

$$Z_{\text{eff}} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}}$$

$$Z_{\text{brd}} = Z_1 = \frac{Z_{xy} - Z_{yx}}{2} \quad ۴۴-۳$$

این سه ویژگی وابسته می‌تواند با نامتغیر درجه دوم به دست آمده از رابطه (۳-۴۵) تکمیل شود:

$$I_4 = I_1^2 + I_3^2 - 2I_2 = \text{tr}[C] = Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2 \quad ۴۵-۳$$

جایی که $\text{tr}[C]$ ، تریس تانسور $[C] = [Z][Z]^T$ است، T نشان‌دهنده ترانهاده است. از آنجا که $[Z]$

توسط هشت مؤلفه حقیقی مستقل مشخص می‌شود، تعداد ثابت‌های چرخشی واقعی مستقل باید

کمتر از هشت باشد. شارکا^۱ و منویل^۲ (۱۹۹۷) ثابت کردند ماکزیمم تعداد ثابت‌های مستقل حقیقی برابر هفت است. آن‌ها یک زیرمجموعه استاندارد از ثابت‌های چرخشی مستقل را پیشنهاد کرده‌اند:

۴۶-۳

$$J_1 = 2\operatorname{Re} Z_{\text{brd}} = \operatorname{Re} I_3 = \operatorname{Re} Z_{xy} - \operatorname{Re} Z_{yx} \quad (\text{الف})$$

$$J_2 = 2\operatorname{Im} Z_{\text{brd}} = \operatorname{Im} I_3 = \operatorname{Im} Z_{xy} - \operatorname{Im} Z_{yx} \quad (\text{ب})$$

$$J_3 = \operatorname{tr}[\operatorname{Re} Z] = \operatorname{Re} I_1 = \operatorname{Re} Z_{xx} + \operatorname{Re} Z_{yy} \quad (\text{ج})$$

$$J_4 = \operatorname{tr}[\operatorname{Im} Z] = \operatorname{Im} I_1 = \operatorname{Im} Z_{xx} + \operatorname{Im} Z_{yy} \quad (\text{د})$$

$$J_5 = \det[\operatorname{Re} Z] = \operatorname{Re} Z_{xx} \operatorname{Re} Z_{yy} - \operatorname{Re} Z_{xy} \operatorname{Re} Z_{yx} \quad (\text{ه})$$

$$J_6 = \det[\operatorname{Im} Z] = \operatorname{Im} Z_{xx} \operatorname{Im} Z_{yy} - \operatorname{Im} Z_{xy} \operatorname{Im} Z_{yx} \quad (\text{و})$$

$$J_7 = \operatorname{Im} \det[Z] = \operatorname{Im}(Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx})$$

جایی که

$$[\operatorname{Re} Z] = \begin{bmatrix} \operatorname{Re} Z_{xx} & \operatorname{Re} Z_{xy} \\ \operatorname{Re} Z_{yx} & \operatorname{Re} Z_{yy} \end{bmatrix}, \quad [\operatorname{Im} Z] = \begin{bmatrix} \operatorname{Im} Z_{xx} & \operatorname{Im} Z_{xy} \\ \operatorname{Im} Z_{yx} & \operatorname{Im} Z_{yy} \end{bmatrix} \quad ۴۷-۳$$

می‌باشد (Berdichevsky & Dmitriev, 2008).

زاویه چرخش α باید طوری انتخاب شود که عناصر قطر اصلی تانسور z' صفر یا حداقل گردد، یعنی:

$$Z'(\alpha) = \begin{bmatrix} 0 & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad ۴۸-۳$$

¹ Sharka

² Menvielle

به این ترتیب عناصر غیر قطری $Z'(\alpha)$ به عنوان مؤلفه‌های اصلی تانسور امپدانس شناخته می‌شود و با استفاده از مؤلفه‌های حقیقی (Re) و مجازی (Im) آن‌ها می‌توان مقاومت ویژه ظاهری (ρ) و همچنین فاز امپدانس (ϕ) (اختلاف فاز بین مولفه میدان الکتریکی و میدان مغناطیسی) را به صورت زیر محاسبه نمود (Kaufman&Keller,1981).

$$\rho'_{xy} = 0.2T |Z'_{xy}|^2, \quad \phi'_{xy} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im} Z'_{xy}}{\text{Re} Z'_{xy}} \right)$$

$$\rho'_{yx} = 0.2T |Z'_{yx}|^2, \quad \phi'_{yx} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im} Z'_{yx}}{\text{Re} Z'_{yx}} \right) \quad ۴۹-۳$$

۱۲-۳ - معکوس سازی داده‌های MT

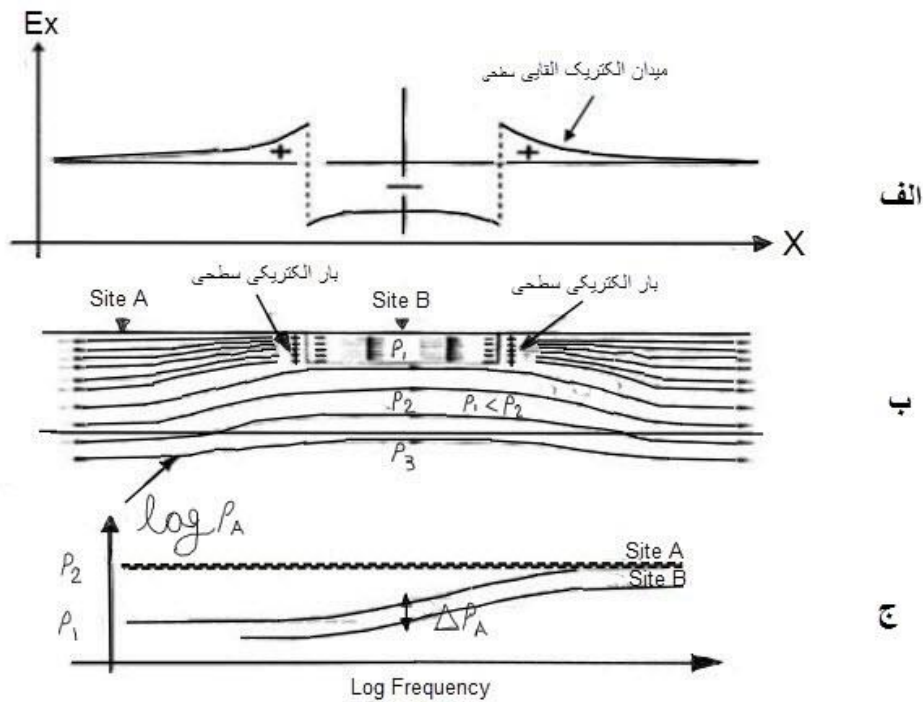
طرح‌های معکوس سازی راه‌های میانبر را فراهم می‌کنند به این صورت که برای مدل سازی داده‌ها بدون انجام مدل سازی پیشرو از داده‌ها به مدل برسید. در برخی از روش‌های معکوس سازی یک ارتباط غیرخطی بین مدل و داده‌ها (یک مدل "شبه خطی" با استفاده از تبدیل به مدل جایگزین و داده‌ها) وجود دارد. ابتدا سیستم خطی مورد نیاز از تساوی‌ها مشتق شده‌اند، مشکل در این بخش رسیدن به یکی از ماتریس‌های وارون است. از نقطه نظر ریاضی، همیشه به‌طور کاملاً دقیق معکوس سازی‌ها انجام نمی‌شوند، اما ترجیحاً از مراحل طولانی مدل‌های پیشرو صرف نظر می‌شود. برای اینکه انرژی الکترومغناطیسی به صورت مداوم انتشار یابد، گرادیان‌های رسانایی سونداژ MT، مرزهای تیز یا لایه-های نازک را بر طرف می‌کنند. مدل‌های معکوس سازی مختلفی وجود دارند، بنابراین، پیدا کردن راه-های کوچک سازی (متمرکز سازی) یک مدل پیچیده که در آن به جای منطبق کردن داده‌های مدل، مدل همواری منطبق بر داده‌ها به دست آید. هموار سازی مدل‌ها، انتظار از داده‌ها را پیش از تفسیر کاهش می‌دهد. از طرف دیگر مرزهای تیز چیزی هستند که اغلب در طبیعت اتفاق می‌افتند، یک مدل معکوس سازی خوب می‌تواند مدلی با کمترین خطای انطباق را فراهم کند. هنگامی که یک مدل

یک‌بعدی پیشنهاد داده می‌شود (نیم فضای لایه لایه) برای معکوس‌سازی و پیدا کردن لایه رسانا در عمق مشابه است. یک بررسی سریع با مدل یک‌بعدی پیشرو می‌تواند نشان دهد که این لایه حاصل یک داده نقطه‌ای است. نکته اینکه همیشه باید عدم یکتایی ذاتی همراه با مدل‌سازی مورد توجه قرار گیرد و بیشتر از یک مدل به‌دست آید. مدل‌سازی پیشرو یک راه خوب برای کشف آشفتگی مجاز در مدل خروجی از معکوس‌سازی است. کاربردهای معکوس‌سازی دوبعدی به شرح زیر است: معکوس-سازی از توابع کاربردی قابل انتقال مشتق شده است، از میدان الکتریکی در دو جهت عمودی است. آنیزوتروپی مطمینا یکی از آسان‌ترین راه‌ها برای انطباق داده‌های MT برای هر مقاومت‌ویژه ظاهری است (Simpson&Bahr,2005).

شکل ۳-۶ فلوچارت مراحل درگیر در معکوس‌سازی را نمایش می‌دهد.

۳-۱۳- اثر جابجایی ایستا

اصلی‌ترین مسئله‌ای که در سونداژ MT با آن مواجه شده است آشفتگی میدان الکتریکی، به علت ناهمگنی‌های الکتریکی و تغییرات عرضی در مقاومت‌ویژه ساختارهای الکتریکی نزدیک سطح است. دلیل به وجود آمدن این پدیده ناپیوستگی میدان الکتریکی افقی هنگام عبور از ناهمگنی‌های جانبی است (شکل ۳-۷ الف). از آنجایی که در همه فرکانس‌ها و مقاومت‌ویژه‌ها، اندازه عمق پوست از ابعاد ناهمگنی الکتریکی سطحی بزرگ‌تر است، میدان الکتریکی در داخل توده رسانای سطحی به‌طور یکنواخت کاهش می‌یابد (شکل ۳-۷ ب). این کاهش در میدان الکتریکی، نمودار مقاومت ویژه محاسبه می‌شود و در محل سونداژ B نسبت به سونداژ A کاهش می‌دهد. این اثر بر روی همه فرکانس‌ها ثابت است و وقتی داده‌های سونداژ مقاومت‌ویژه را در مقیاس لگاریتمی کامل ترسیم شده است منحنی مقاومت ویژه مستقل از فرکانس به سمت پایین جابجا می‌شود (شکل ۳-۷ ج) و اگر مقاومت ویژه سطحی جسم نسبت به محیط اطراف بیشتر باشد منحنی مقاومت ویژه سونداژ MT به طرف بالا جابجا می‌شود. در شکل (۳-۷) اگر مقاومت ویژه توده سطحی ρ_1 کمتر از مقاومت ویژه زمینه ρ_2 باشد آنگاه منحنی سونداژ مقاومت ویژه در محل ایستگاه B به اندازه ثابت $\Delta\rho$ نسبت به منحنی مشابه در محل سونداژ A به‌طور مستقل از فرکانس به سمت پایین جابجا می‌شود. اگر $(\rho_1 > \rho_2)$ باشد آنگاه جابجایی منحنی مقاومت ویژه در محل سونداژ B نسبت به محل سونداژ A به اندازه ثابت $\Delta\rho$ 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 (استاتیکی) می‌نامند. برای آشکارسازی جابجایی ایستا، باید منحنی‌های مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز را برحسب فرکانس برای هر سونداژ یا به‌صورت شبه مقطع در طول پروفیل ترسیم کرد. در شبه مقطع مقاومت‌ویژه برحسب فرکانس در طول پروفیل، جابجایی ایستا به‌صورت نوارهای عمودی موازی با محور فرکانس مشاهده می‌شود، که این سری نواری در شبه مقاطع فاز پروفیل قابل رؤیت نیست (مرادزاده، ۲۰۰۳).



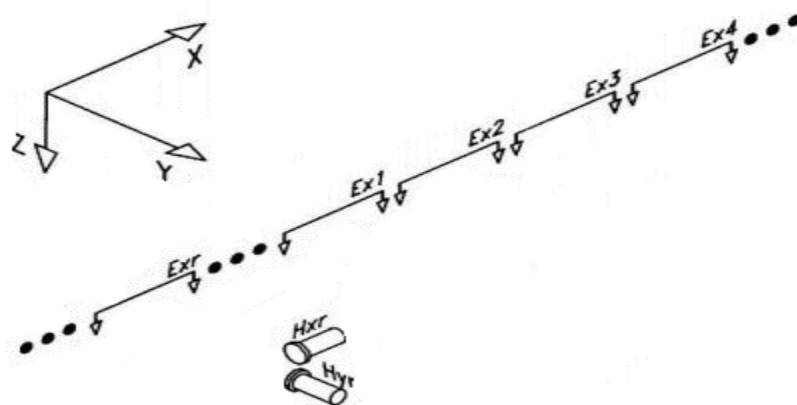
شکل ۳-۷: الف- تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی ب- تمرکز جریان الکتریکی در زون هادی ج- کاهش مقاومت ویژه ظاهری در تمام فرکانس‌ها در ایستگاه B (مرادزاده، ۲۰۰۳)

۳-۱۴- تصحیح جابجایی ایستا

برای تفسیر داده‌های MT جابجایی استاتیکی که به علت وجود ناهمگنی‌های سطحی الکتریکی و یا به علت وجود توپوگرافی ایجاد می‌شود باید قبل از مدل‌سازی و تفسیر داده‌ها یا حذف شود یا تعدیل گردد. یکی از روش‌ها، میانگین‌گیری فضایی از سونداژهای MT است. در این روش، مقاومت ظاهری میانگین هر ایستگاه و مقاومت ظاهری میانگین منطقه، برای ایستگاه‌های احاطه‌کننده سونداژ مورد نظر محاسبه می‌شود. پس از آن منحنی مقاومت ظاهری برای هر سونداژ، با مقداری برابر با اختلاف بین مقاومت ایستگاه و مقاومت میانگین منطقه جابجا می‌شود. این روش معمولاً نتایج قابل قبولی را نسبت به مقاومت‌های میانگین‌گیری نشده ارائه می‌دهد (Sternberg et al., 1982).

یکی دیگر از روش‌های حذف اثرات ناشی از جابجایی ایستا برداشت داده‌های MT با آرایش پروفیل زنی الکترومغناطیسی یا EMAP است (Bostick, 1986; Torres-verdin, 1985). این روش در واقع

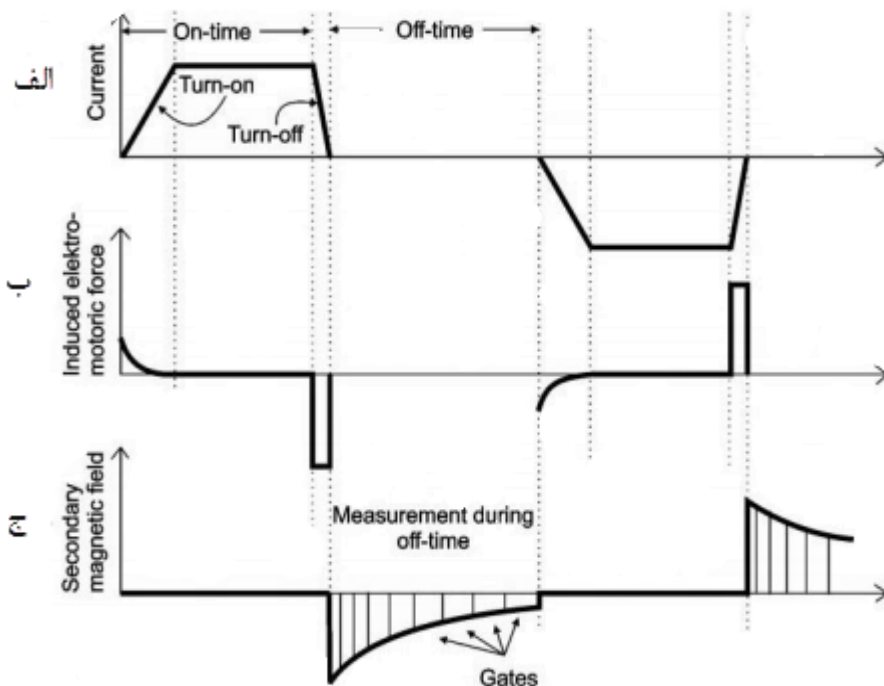
یک تکنیک فیلترگیری فضایی پایین‌گذر است. در این روش داده‌ها مطابق شکل (۳-۸) در انتهای دو قطبی‌های الکتریکی که در امتداد خطوط برداشت و عمود بر امتداد زمین‌شناسی مورد نظر هستند میدان الکتریکی را به صورت پیوسته اندازه می‌گیرند. به علت اینکه تغییرات میدان مغناطیسی بسیار کمتر از تغییرات میدان الکتریکی در فاصله‌های یکسان می‌باشند داده‌های میدان مغناطیسی در تعداد نقاط کمتری نسبت به میدان الکتریکی در طول پروفیل جمع‌آوری می‌شوند (Bostick&Torres-verdin,1990). این روش به گونه قابل ملاحظه‌ای اثرات جابجایی ناشی از ناهمگنی‌های سطحی سه‌بعدی را برطرف می‌کند. روش EMAP، تکنیک نسبتاً گرانی است و برای بررسی دقیق در محدوده‌های کوچک مورد استفاده قرار می‌گیرد و برای اصلاح داده‌های MT که قبلاً برداشت شده‌اند استفاده نمی‌شود.



شکل ۳-۸: آرایش برداشت روش EMAP (Dobrin&Savit,1988)

در جابجایی استاتیکی فقط میدان الکتریکی تحت تأثیر قرار می‌گیرد و این مبنایی برای روش دیگر است. یعنی از روشی استفاده می‌شود که فقط میدان مغناطیسی را اندازه‌گیری کند. روش سونداژ الکترومغناطیسی در حوزه زمان (TEM) حلقه مرکزی در این میان روش تقریباً کارآمدی است (Sternberg et al.,1988).

در روش TEM جریانی به شکل پالس (نیم مربعی، رمپی یا نیم سینوسی) و در زمانی کوتاه در حد چند میلی ثانیه به درون حلقه^۱ فرستنده فرستاده می شود و اندازه گیری میدان مغناطیسی القایی بعد از قطع جریان (میدان اولیه) در بازه های زمانی متفاوت توسط پیچه^۲ گیرنده صورت می گیرد (شکل ۹-۳).



شکل ۹-۳: الف) اصول اندازه گیری روش TEM جریان را در حلقه فرستنده نمایش می دهد ب) نیروی الکترومغناطیسی القایی در زمین را نمایش می دهد ج) میدان مغناطیسی ثانویه اندازه گیری شده توسط پیچه را نمایش می دهد (Christiansen, 2006)

داده های میدان مغناطیسی القایی اندازه گیری شده در پنجره های زمانی ثبت می شوند که کانال یا گیت^۳ نامیده می شوند. در کانال های انتهایی رابطه زیر بین مؤلفه قائم میدان مغناطیسی، زمان و خصوصیات ساختاری زمین برقرار است:

¹ Loop

² Coil

³ Channel or Gate

۵۰-۳

$$H_z \approx \frac{2\mu M R^3 (\mu\sigma)^{3/2}}{4\pi R^3 \times 15 \Pi^{1/2} t^{3/2}} = \left(\frac{\mu M}{30}\right) \left(\frac{\mu\sigma}{\Pi t}\right)^{3/2}$$

R فاصله بین فرستنده و گیرنده است و M ممان مغناطیسی دوقطبی فرستنده می باشد که $M = IA$

، پیچه گیرنده $\dot{H}_z = \frac{\partial H_z}{\partial t}$ را اندازه می گیرد بنابراین:

۵۱-۳

$$\dot{H}_z \approx \frac{\mu M (\mu\sigma)^{3/2}}{20 \Pi^{3/2} t^{5/2}}$$

هدف به دست آوردن مقاومت ویژه ظاهری بر حسب زمان با استفاده از ولتاژ القایی $\frac{\partial H_z}{\partial t}$ است.

همان گونه که می دانیم رابطه بین هدایت الکتریکی و مقاومت ویژه به صورت $\sigma = \frac{1}{\rho} \approx \frac{1}{\rho_a}$ می -

باشد.

در نتیجه رابطه مقاومت ویژه ظاهری به صورت زیر نوشته می شود:

۵۲-۳

$$\rho_a(t) \approx \left(\frac{\mu}{\Pi t}\right) \left(\frac{\mu M}{20 \dot{H}_z t}\right)^{2/3}$$

با داشتن مقاومت ویژه ظاهری بر حسب زمان می توان برای داده های TEM مدل سازی را انجام داد. در

روش TEM عمق پخش (معادل عمق پوسته در روش حوزه فرکانس) از رابطه زیر به دست می آید:

۵۳-۳

$$d = \left(\frac{2t}{\sigma\mu}\right)^{1/2}$$

مشاهده می شود در روش حوزه زمان هر چقدر زمان بیشتری بگذرد جریان القایی به عمق بیشتری

داخل زمین نفوذ می کند و هر چقدر هدایت زمین بیشتر باشد عمق نفوذ جریان القایی داخل زمین

کمتر است (Telford et al., 1990).

فصل ۴- بررسی داده‌های مگنتوتلوریک
برداشت‌شده و اطلاعات به‌دست‌آمده از
چاه‌های حفر شده در منطقه

۴-۱- مقدمه

در این فصل در آغاز ضمن ارائه و نمایش داده‌های مگنتوتلوریک به بررسی کمیت‌های مؤثر در تفسیر داده‌ها پرداخته شده و سپس در مرحله بعد مدل‌سازی یک‌بعدی و دوبعدی بر روی داده‌های منطقه صورت گرفته و در ادامه به تفسیر مدل‌سازی‌ها پرداخته شده است. در بخش بعدی آن داده‌های حفاری چاه مورد بررسی قرار گرفته است و با تحلیل و بررسی اطلاعات زمین‌شناسی، دگرسانی، قطعات خروجی حاصل از حفاری و آنالیز دمای چاه، لایه‌های نفوذپذیر و نفوذناپذیر از هم تفکیک شده‌اند و موقعیت تقریبی منبع زمین‌گرمایی مشخص شده است.

۴-۲- موقعیت ایستگاه‌ها

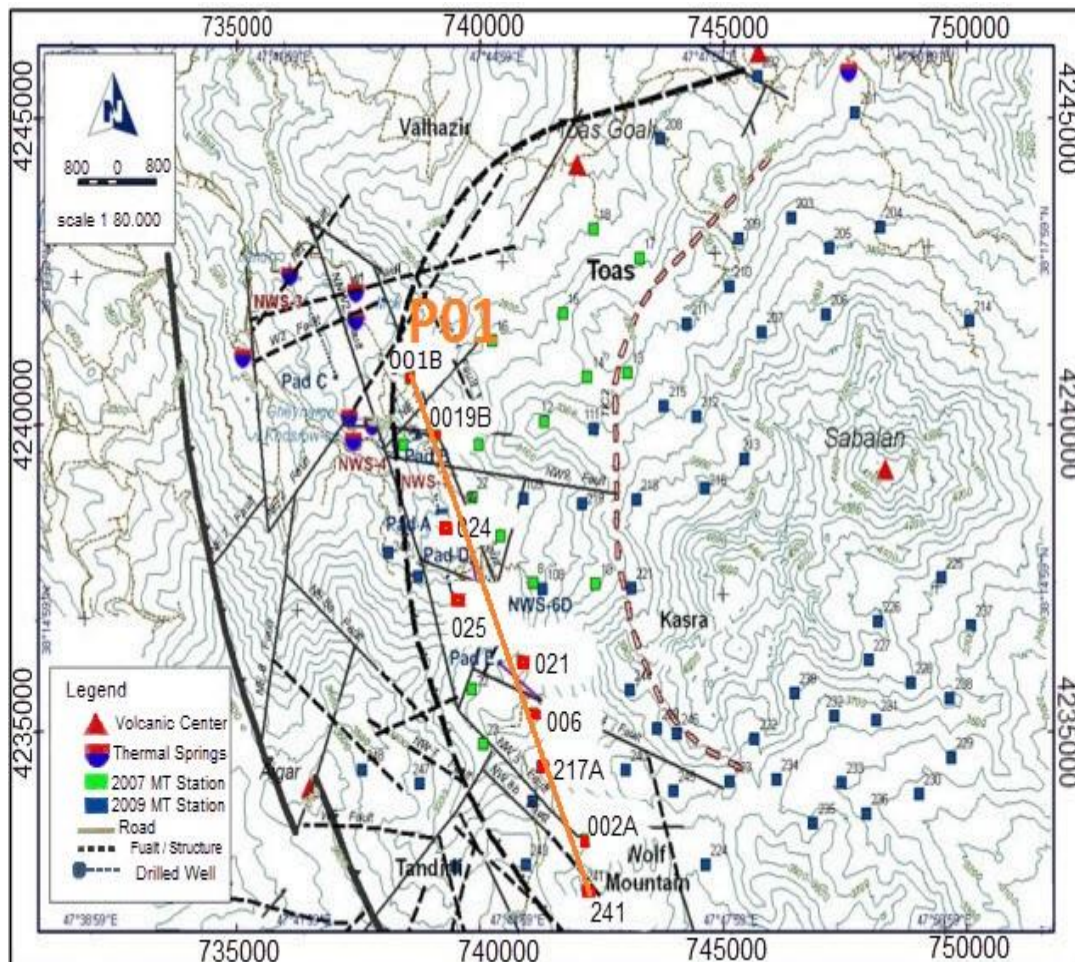
در این تحقیق از داده‌های سونداژ مگنتوتلوریک منطقه سبلان که بر روی پروفیل p1 قرار گرفته است، در سال ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ توسط شرکت EDC^۱ برداشت شده است، استفاده شده است. نام و موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌ها در جدول (۴-۱) آورده شده است همچنین موقعیت ایستگاه‌ها و پروفیل‌ها در شکل (۴-۱) و (۴-۲) نمایش داده شده است. دلیل انتخاب این ایستگاه‌ها و پروفیل‌ها این بود که منطقه وسیعی را دربر گرفته و بر روی آن چاه حفر شده بود. داده‌هایی که برای مدل‌سازی یک‌بعدی و دوبعدی منابع زمین‌گرمایی گردآوری شد، داده‌های پردازش شده (EDI)^۲ هستند. لازم به ذکر است که برداشت در هر ایستگاه به صورت پنج مؤلفه‌ای (E_x, E_y, H_x, H_y, H_z) بوده است. نتیجه پردازش داده‌ها، تانسورهای طیفی برای فرکانس‌های هدف در هر ایستگاه خواهد بود که از آن‌ها برای محاسبه مؤلفه‌های تانسور امپدانس استفاده شده است.

¹ Energy Development Corporation

² Electrical data interchange

جدول ۴-۱: موقعیت جغرافیایی ایستگاه‌های مگنتوتلوریک (EDC,2009)

نام پروفیل	شماره ایستگاه	طول جغرافیایی (متر)	عرض جغرافیایی (متر)	ارتفاع (متر)
P1	۱	۷۳۸۵۴۴/۹۷	۴۲۴۰۷۶۵/۳۵	۲۴۰۰
	۱۹	۷۳۹۱۰۲/۵۴	۴۲۳۹۸۳۴/۹۶	۲۵۱۰
	۲۴	۷۳۹۲۸۳/۱۶	۴۲۳۸۳۳۴/۵۶	۲۶۶۵
	۲۵	۷۳۹۴۹۸/۰۶	۴۲۳۷۱۵۸/۴۷	۲۶۹۰
	۲۱	۷۴۰۸۴۶/۲۰	۴۲۳۶۱۷۲/۷۲	۲۹۵۰
	۶	۷۴۱۰۹۵/۸۶	۴۲۳۵۲۹۳/۵۰	۳۰۸۲
	۲۱۷	۷۴۱۲۵۸/۷۰	۴۲۳۴۴۳۵/۹۹	۳۳۱۹
	۲	۷۴۲۱۷۷/۲۴	۴۲۳۳۲۴۵/۷۷	۳۳۹۰
	۲۴۱	۷۴۲۲۰۸/۷۲	۴۲۳۲۴۴۸/۰۹	۳۵۸۰



شکل ۴-۱: موقعیت ایستگاهها و پروفیل‌های برداشت داده‌های MT (EDC, 2009)

۴-۳- بررسی کمیت‌های مؤثر در تفسیر داده‌ها

در هر ایستگاه فرکانس‌های طیفی به دست آمده است، که از آن‌ها برای محاسبه مؤلفه‌های تانسور امپدانس استفاده می‌شود. با ترکیب مؤلفه‌های تانسور امپدانس به صورت‌های مختلف، پارامترهایی به دست می‌آید که در درک صحیح ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه کمک می‌کند. ابتدا با چرخش تانسور امپدانس و اطلاعات زمین‌شناسی منطقه به تعیین امتداد ساختارهای زمین‌شناسی زیرسطحی در منطقه پرداخته شده است. پس از آن با به دست آوردن مؤلفه‌های اصلی تانسور امپدانس، مقاومت ویژه ظاهری و فاز در فرکانس‌های مختلف برای هر سونداژ محاسبه شده و نتایج به صورت نمودار و شبه مقطع رسم گردیده است.

۴-۴- منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a)

مقاومت ویژه ظاهری می‌تواند به طور مستقیم برای هر یک از مؤلفه‌های تانسور امپدانس از رابطه

$$\rho_{a_{ij}} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2$$

می‌باشد که از روی مؤلفه‌های اصلی تانسور امپدانس در فرکانس‌های مورد نظر قابل محاسبه است. در

شکل (۳-۴) منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری در دو مؤلفه XY و YX پس از چرخش تانسور

امپدانس به راستای حداکثر XY و YX برای ۹ ایستگاه در پروفیل یک نمایش داده شده است.

همان‌طور که در نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری اغلب ایستگاه‌ها دیده می‌شود تطابق چندانی بین

منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری XY و YX وجود ندارد. در نتیجه نمی‌توان انتظار داشت که یک

محیط یک‌بعدی در منطقه مورد مطالعه وجود داشته باشد زیرا در صورت یک‌بعدی بودن منطقه این

دو منحنی باید بر یکدیگر منطبق می‌شدند. این می‌تواند دلیلی بر وجود نوفه‌های الکترومغناطیسی در

منطقه و نیز به دلیل توپوگرافی بعضی از مناطق برداشت داده‌ها باشد.

۴-۵- فاز امپدانس

با توجه به اینکه هر مؤلفه از تانسور امپدانس اعداد مختلطی می‌باشند، پس می‌توان مقدار فاز هر یک

از این اعداد مختلط را محاسبه کرد و مقدار فاز را به صورت نمودارهایی بر حسب فرکانس برای

مؤلفه‌های مختلف تانسور امپدانس نشان داد. مقدار فاز تحت تأثیر ناهمگنی‌های سطحی قرار نمی‌-

گیرد. در واقع وجود کمیتی مانند فاز یکی از مزیت‌های روش MT به روش‌های جریان مستقیم

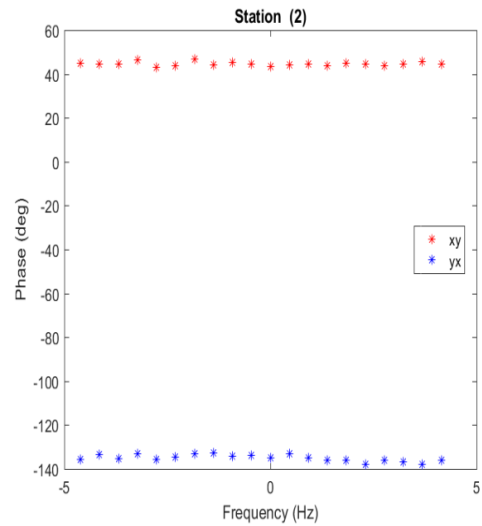
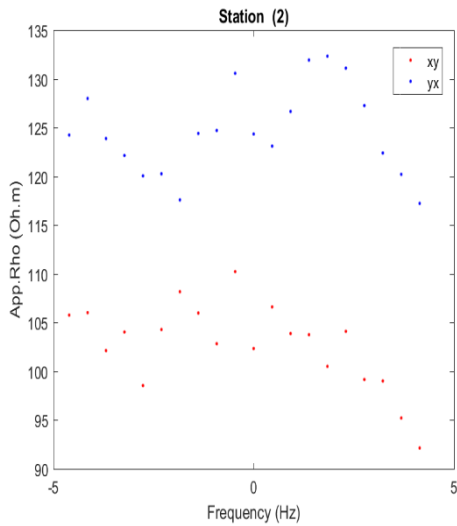
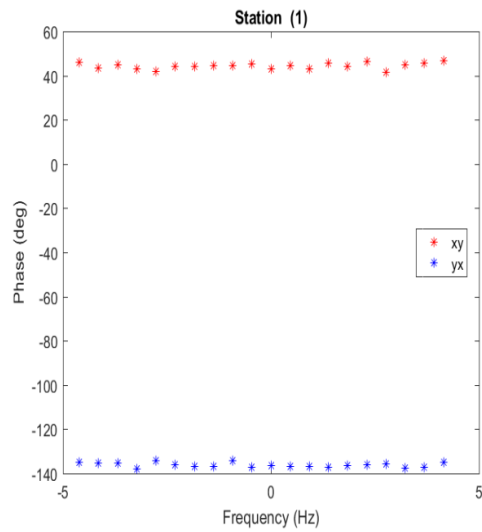
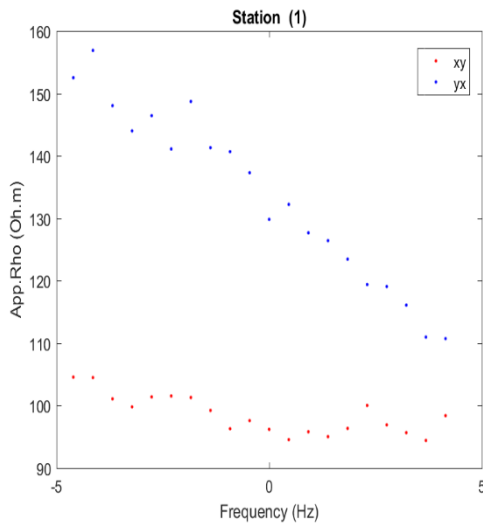
ژئوالکتریکی است که باعث می‌شود در مورد ساختارهای زیرسطحی و توزیع مقاومت ویژه در آن‌ها

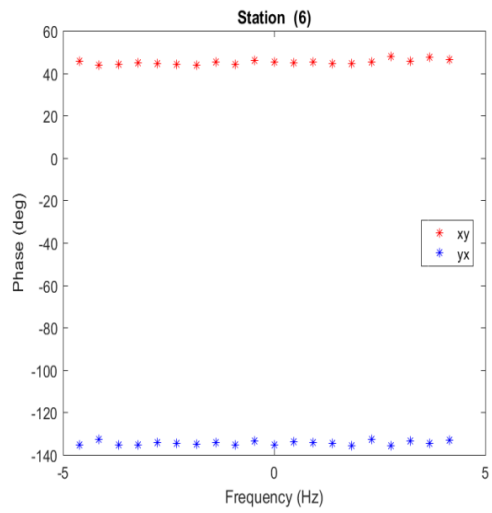
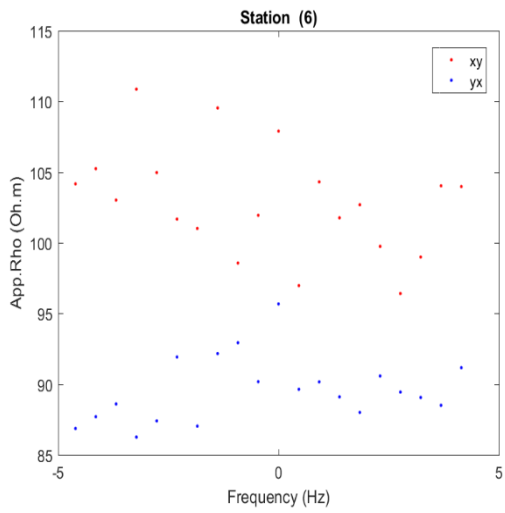
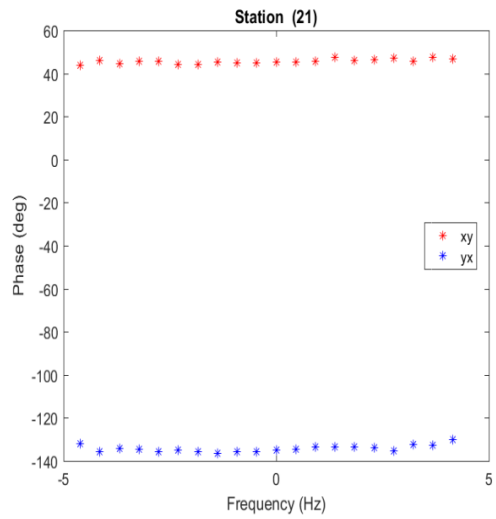
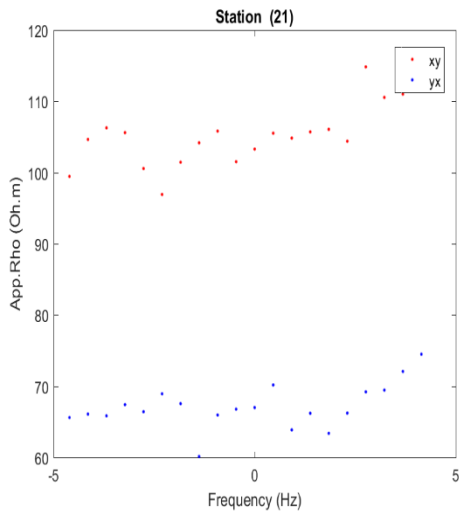
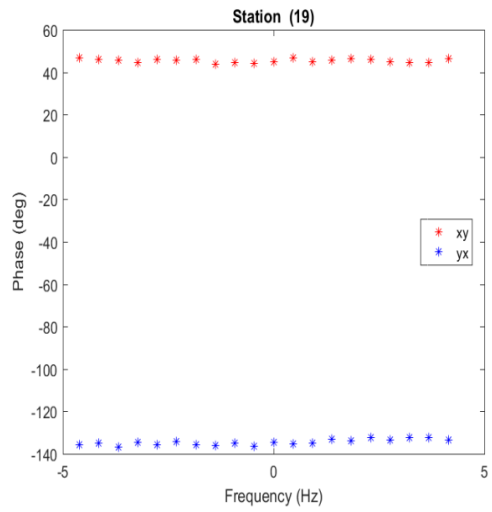
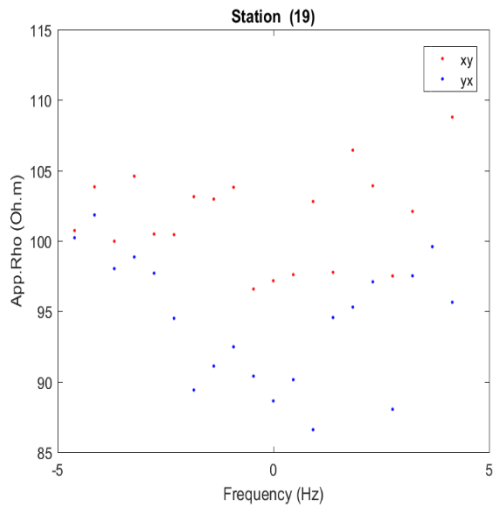
اطلاعات بیشتری به دست آورد. شکل (۳-۴) منحنی‌های فاز XY و YX مربوط به ۹ ایستگاه پروفیل

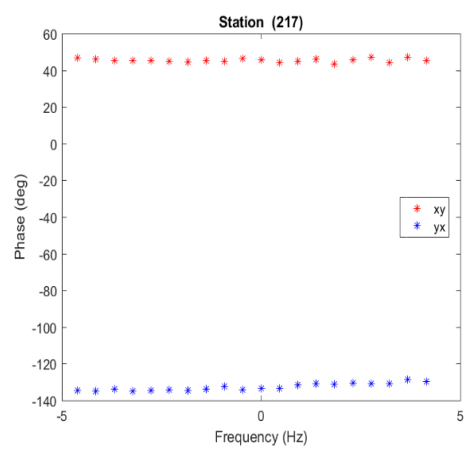
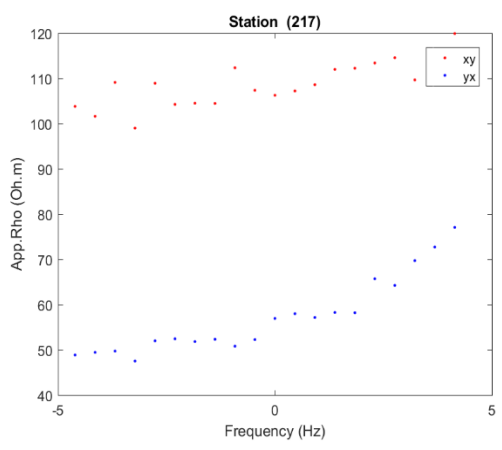
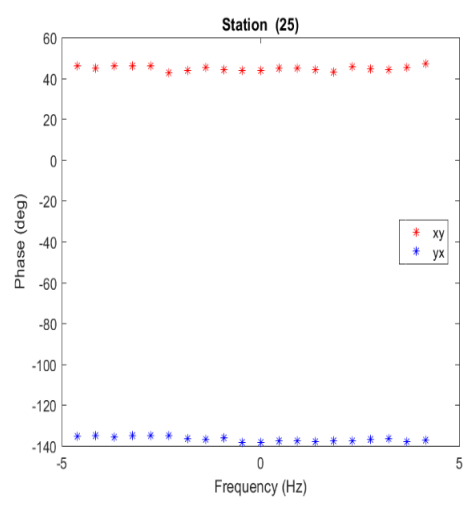
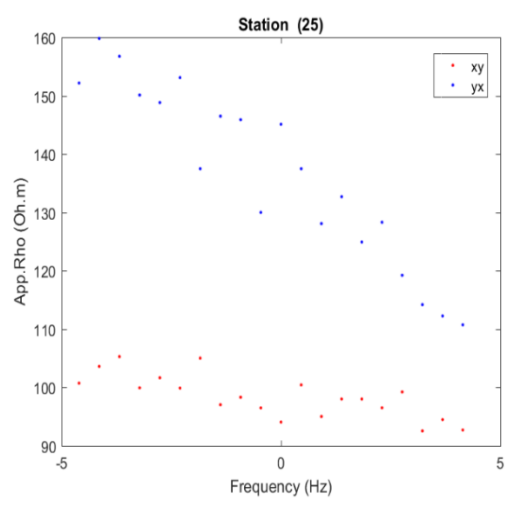
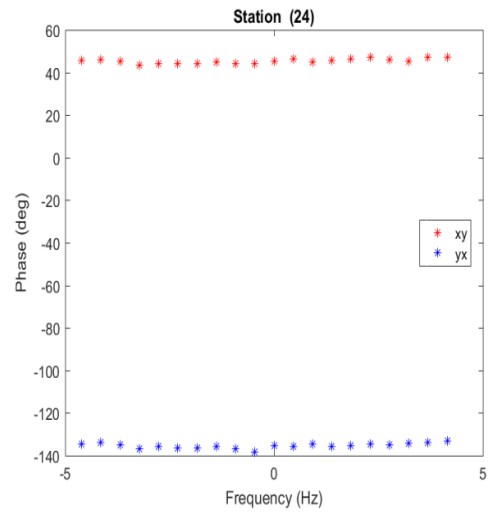
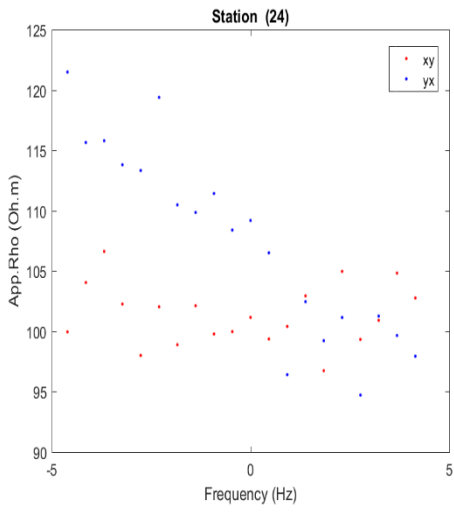
یک می‌باشد. مؤلفه‌های قطر اصلی تانسور امپدانس دارای مقادیر پراکنده‌ای از فاز برای فرکانس‌های

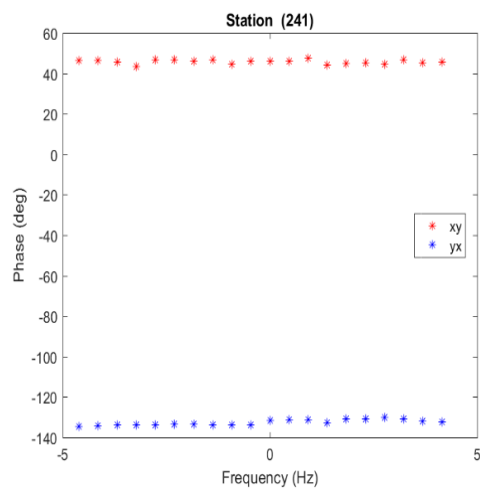
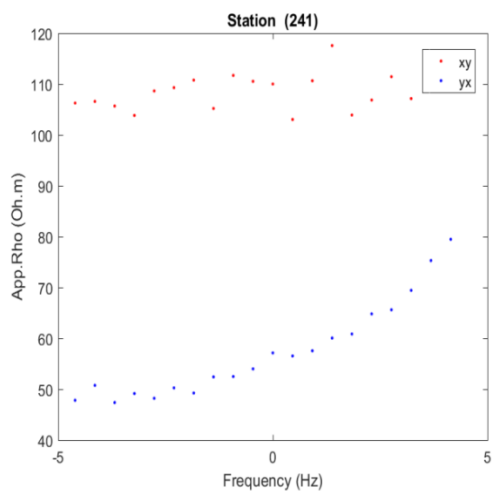
مختلف می‌باشد و دلیل آن می‌تواند چرخش تانسور امپدانس باشد که مؤلفه‌ها به حداقل می‌رسند. در

مورد نمودارهای مؤلفه‌های قطر فرعی، با توجه به اینکه مقدار فاز در فرکانس‌های بین ۵ تا -۵ هرتز افزایش می‌یابد می‌توان یک محیط رسانا را انتظار داشت که دلیل آن می‌تواند احتمالاً مرتبط با دگرسانی‌های رسی موجود در بالای مناطق زمین‌گرمایی و یا وجود مخزن آب زمین‌گرمایی در آن بخش باشد.

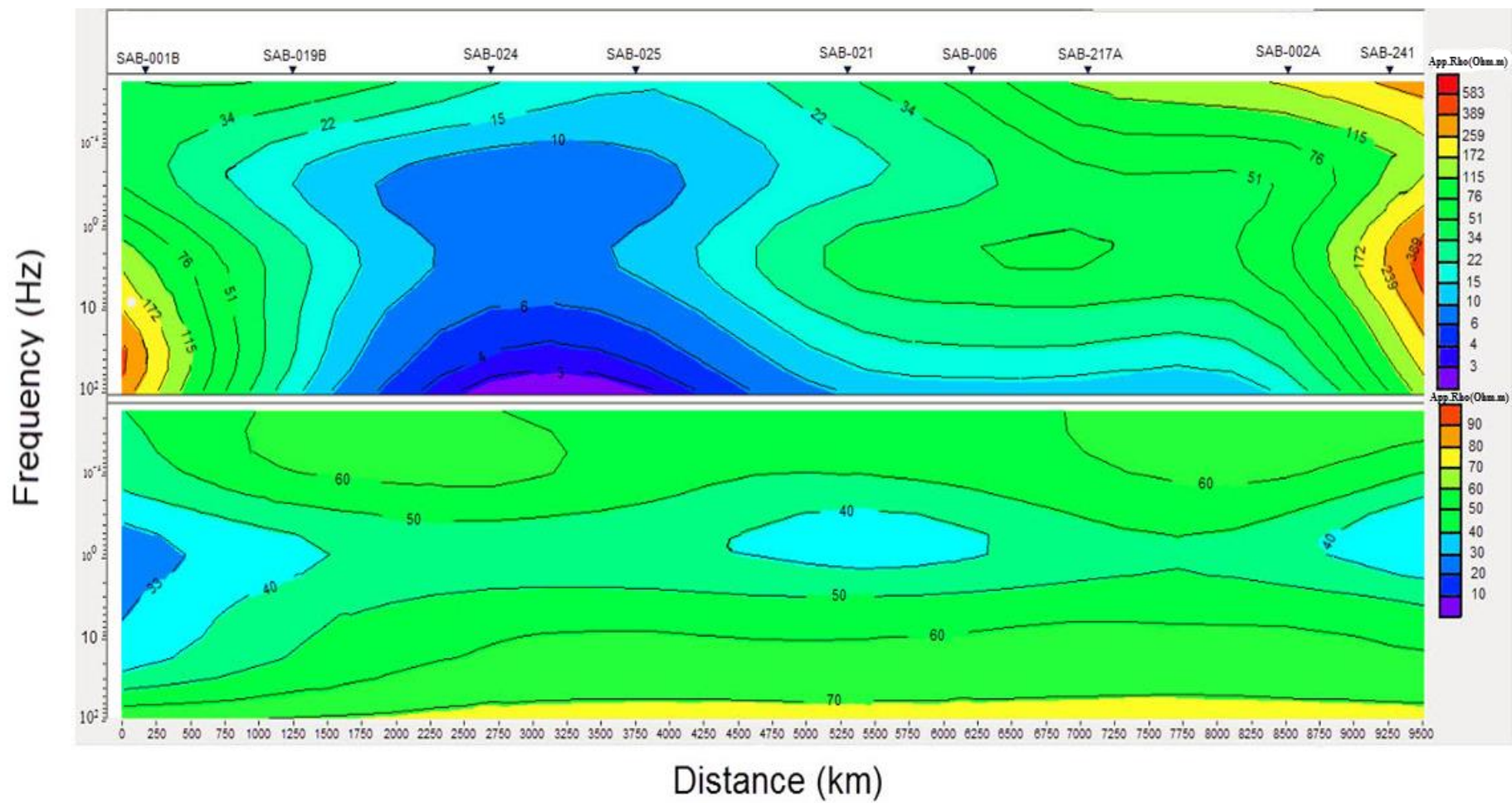








شکل ۴-۲: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و فاز XY و YX در ۹ ایستگاه پروفیل یک. محورهای افقی (فرکانس) و قائم (مقاومت ویژه ظاهری و فاز) می باشد.



شکل ۴-۳: شبه مقطع مربوط به قطبش TM، داده‌های مقاومت ویژه (تصویر بالا) و فاز (تصویر پایین) در طول پروفیل P1

شکل (۴-۴) شبه مقاطع مقاومت ویژه و فاز را برای قطبش TM در طول پروفیل P1 نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود در فرکانس‌های نزدیک به ۰/۰۱ Hz به بالا (اعماق متوسط تا کم) توده‌هایی با مقاومت ویژه کم و رسانایی بالا وجود دارند که می‌تواند مرتبط با آلتراسیون‌های رسی موجود در بالای زون‌های ژئوترمال و یا مخزن آب زمین‌گرمایی باشد. شبه مقطع مقاومت ویژه در این شکل به وسیله مقطع فاز تایید می‌شود و جایی که مقاومت ویژه پایین باشد مقدار فاز بالاست. شبه مقطع TM به دلیل اثرپذیری بالا از ناهمگنی‌های سطحی در اینجا آورده شده است.

۴-۶- بررسی اطلاعات به دست آمده از حفر چاه

۴-۶-۱- چاه شماره ۱

چاه شماره یک عمیق‌ترین چاه اکتشافی در منطقه زمین‌گرمایی سبلان است. این چاه در بخش جنوبی آنومالی با مقاومت ویژه $4\Omega m$ که در ارتفاع ۱۰۰۰ متری از سطح دریا توسط داده‌های MT برداشت شده در سال ۱۹۹۸ شناسایی شد، (گزارش زمین‌شناسی چاه NWS-1، ۲۰۰۳).

جدول ۴-۲: اطلاعات چاه NWS-1D (EDC, 2009)

Well NWS-1D	
Location	439108E 4238580N
Longitude	47°44'02"
Latitude	38°15'49"
Well head Elevation(m a.s.l)	2632
Drilled well depth(m)	3197
Premeable Zone(m a.s.l)	1800-1400 200-0 -200 to -300
Maximum temperature(°c)	240

حفری چاه شماره ۱ با توجه به اهداف زیر صورت گرفت:

- جهت آزمایش شرایط زمین‌گرمایی از قبیل دمای زیرسطحی، فشار و شیمی سیال در اعماق بخش جنوبی آنومالی در ناحیه شمال غرب سبلان.
- تعیین موقعیت احتمالی زون‌های ایجاد شده با توجه به ساختارهای زمین‌شناسی و تکتونیکی.
- به دست آوردن اطلاعات زمین‌شناسی و مخزن جهت توسعه مدل هیدروژئولوژیکی سیستم زمین - گرمایی.

روند واحدهای چینه‌شناسی و سنگ‌شناسی که هنگام حفاری چاه با آن برخورد کرده‌اند به صورت زیر است:

سازند دیزو

این سازند تا عمق ۲۰۰ متری ادامه دارد و شامل نهشته‌هایی است که اکثراً از کنگلومرا و ماسه تشکیل شده‌اند و در دره موئیل و اطراف چاه به وفور یافت می‌شوند.

سازند ول هزیر

این سازند شامل گدازه‌های آندزیتی، توف و برش‌های توف می‌باشد و از عمق ۲۰۰ متری تا ۶۵۵ متری ادامه دارد. بخش‌هایی بالایی غالباً از پیروکلاستیک‌ها و بخش‌های پایینی از گدازه‌ها تشکیل شده‌اند.

واحد Epa

از عمق ۶۵۵ متری تا ۱۰۲۱ متری قرار دارد و از پلاژیوکلاز و سنگ‌های مافیک تشکیل شده است.

واحد مونزونیت

از عمق ۱۰۲۱ متری شروع می‌شود و تا ۳۱۹۷ متری ادامه دارد. این واحد از اورتوکلازها، پلاژیوکلازها و مقادیر کمی کوارتز به همراه بیوتیت تشکیل شده‌اند. کانی‌هایی مانند مگنتیت، تیتانیت و زیرکن نیز به مقدار کم یافت می‌شوند.

واحد دیوریت پورفیری جوان

از عمق ۱۲۶۲ متری آغاز و تا عمق ۱۲۶۸ متری ادامه می‌یابد. این لایه بسیار نازک، از پلاژیوکلاز و کانی‌های مافیک از قبیل بیوتیت و اوژیت تشکیل شده است.

واحد دیوریت پورفیری پیر

در زیر دیوریت پورفیری جوان قرار دارد و شدیداً آلتیره شده است و از مونزونیت تشکیل یافته است.

واحد هورنفلس

به‌طور متناوب بین اعماق ۱۶۹۸ تا ۳۱۹۷ متر دیده شده است و شامل بیوتیت ریزدانه، کوارتز و کانی - های اوپک می‌شود.

فصل ۵-مدل سازی داده‌های مگنتوتلوریک و

تفسیر کمی داده‌های آن و ارائه مدل

ژئوفیزیکی منطقه

۵-۱- مقدمه

در چندین سال گذشته پیشرفت‌های چشم‌گیری در تئوری و توسعه و تکامل تجهیزات، امکان مدل‌سازی‌های دقیق از توزیع رسانایی ساختارهای زیرسطحی در اختیار گذاشته شده است. بعد از تفسیر کیفی داده‌ها و برای دستیابی دقیق‌تر به ساختار هندسی و پارامترهای آنومالی‌های الکتریکی زیرسطحی، اصولاً مدل‌سازی عددی داده‌ها انجام می‌گیرد. برای مدل‌سازی یک‌بعدی داده‌ها از نرم‌افزار WinGLink و برای مدل‌سازی دوبعدی از نرم‌افزارهای WinGLink و ZondMT2D استفاده شده است. نرم‌افزار WinGLink برای مدل‌سازی داده‌های متنوع ژئوفیزیکی از جمله گرانی‌سنجی، مغناطیس، روش‌های الکترومغناطیسی مورد استفاده قرار می‌گیرد (قندی، ۱۳۸۶؛ خوجم‌لی، ۱۳۹۰) و نرم‌افزار ZondMT2D علاوه بر موارد بالا که برای نرم‌افزار WinGLink ذکر شد برای مدل‌سازی لرزه‌ای نیز کاربرد دارد. هدف از وارون‌سازی داده‌های MT، به دست آوردن پارامترهای مدل (مقاومت ویژه الکتریکی و ضخامت هر لایه)، با توجه به داده‌های مشاهده‌ای (مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری و فاز امپدانس برحسب فرکانس) می‌باشد. بدین صورت که با استفاده از یک سری از روابط ریاضی مستقیماً از روی مقادیر داده‌های مشاهده‌ای، پارامترهای مدل، به‌گونه‌ای برآورد می‌شوند که برازش مناسبی با داده‌های مشاهده‌ای داشته باشند (هاشمی، ۱۳۹۱). تیخنو (۱۹۶۵) نشان داد که در شرایط ایده‌آل و داشتن داده‌های نامتناهی و بدون نوفه، استخراج مدل یکتا از داده‌های MT امکان‌پذیر است. بنابراین با داشتن داده‌های واقعی MT، که شامل نوفه می‌باشند وارون‌سازی داده‌های MT غیر یکتا است و مدل‌های ژئوالکتریکی نامحدودی را نتیجه می‌دهد. البته می‌توان این عدم یکتایی را با قرار دادن برخی قیدها و اطلاعات قبلی به حداقل رساند.

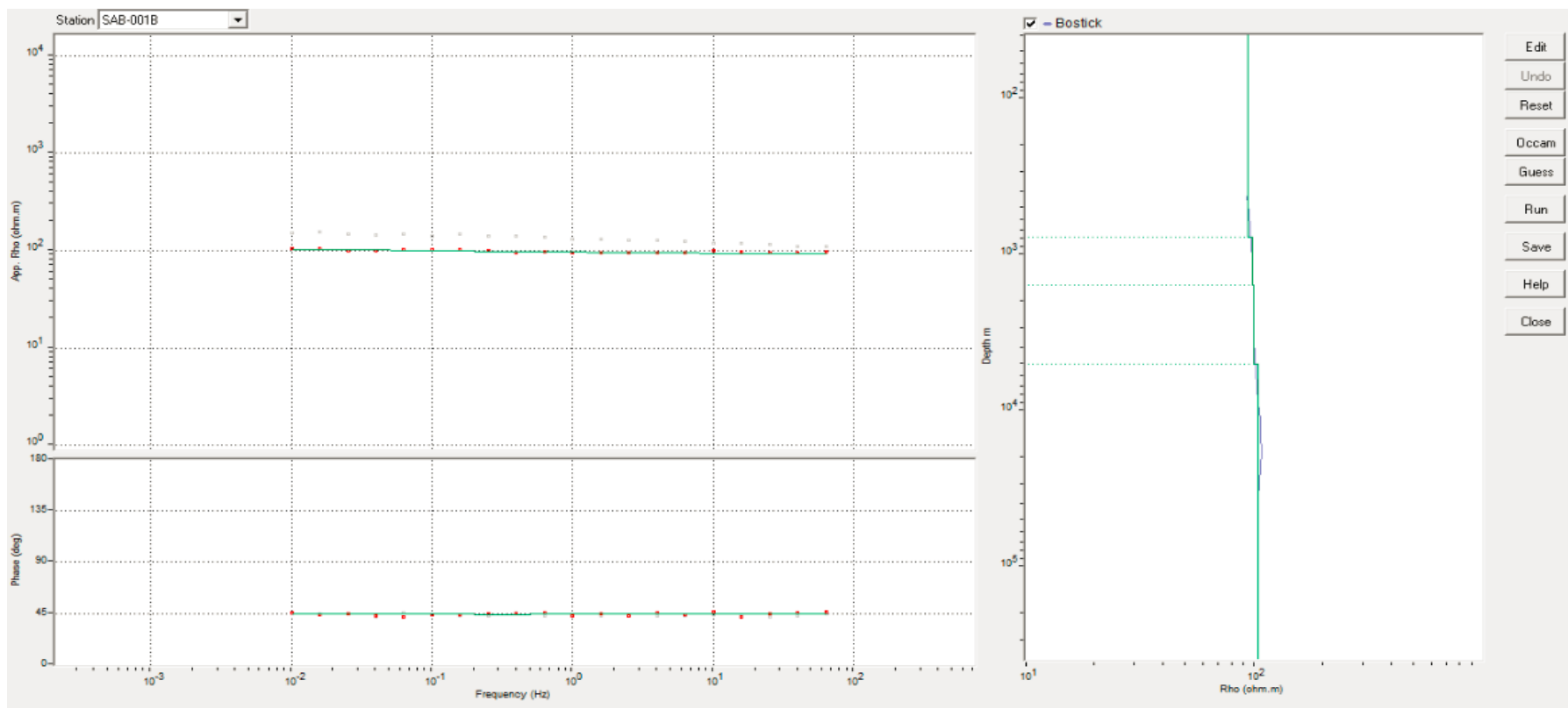
۵-۲- مدل سازی یک بعدی

الگوریتم استفاده شده در وارون سازی یک بعدی داده‌ها، در نرم افزار WinGLink الگوریتم وارون سازی هموار اکام می‌باشد، به دلیل آنکه مدل انتخابی تطابق زیادی با مدل مشاهده‌ای دارد و ملاک‌های مبهم به مجموع پاسخ‌ها وارد نمی‌شوند، مدل حاصل در این الگوریتم می‌تواند گویای مدل واقعی زمین باشد (فیلبندی کشکولی، ۱۳۹۵).

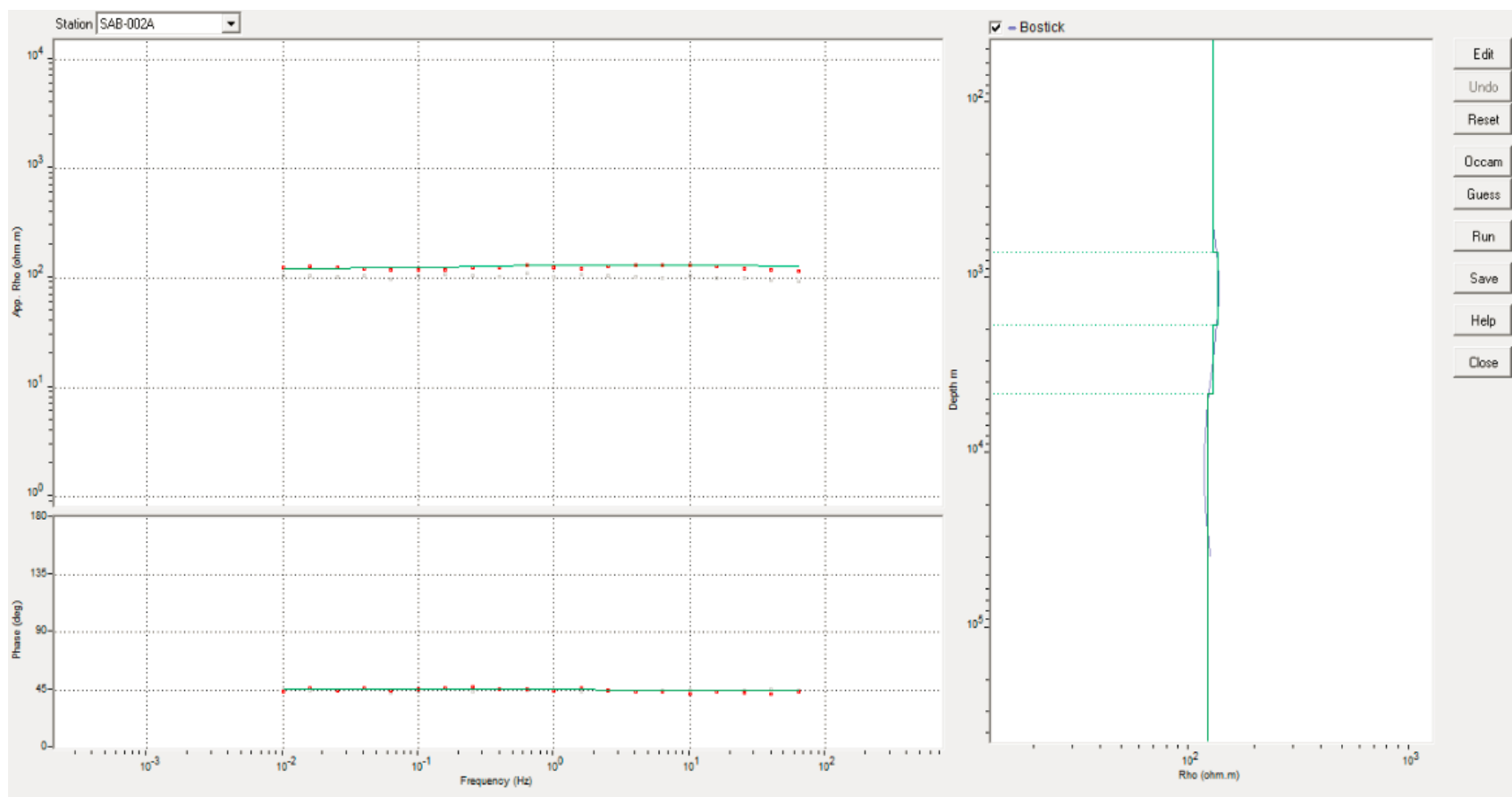
همان‌گونه که اشاره شد مد TM از ناهمگنی‌های سطحی و توپوگرافی بیشتر تأثیر می‌پذیرد و از این مد برای نشان دادن عوارض سطحی استفاده می‌شود. از طرفی مد TE ساختارهای عمیق با مقاومت- ویژه زیاد را بهتر نشان می‌دهد. به منظور مدل سازی یک بعدی داده‌های مقاومت ویژه و فاز برای استفاده از قابلیت هر دو مد برای شناسایی ساختارهای زیرسطحی از پارامتر نامتغیر چرخشی $Z_{average}$ که بر مبنای میانگین‌گیری هندسی از این دو مد می‌باشد استفاده می‌شود (Park & Livebrooks, 1989):

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

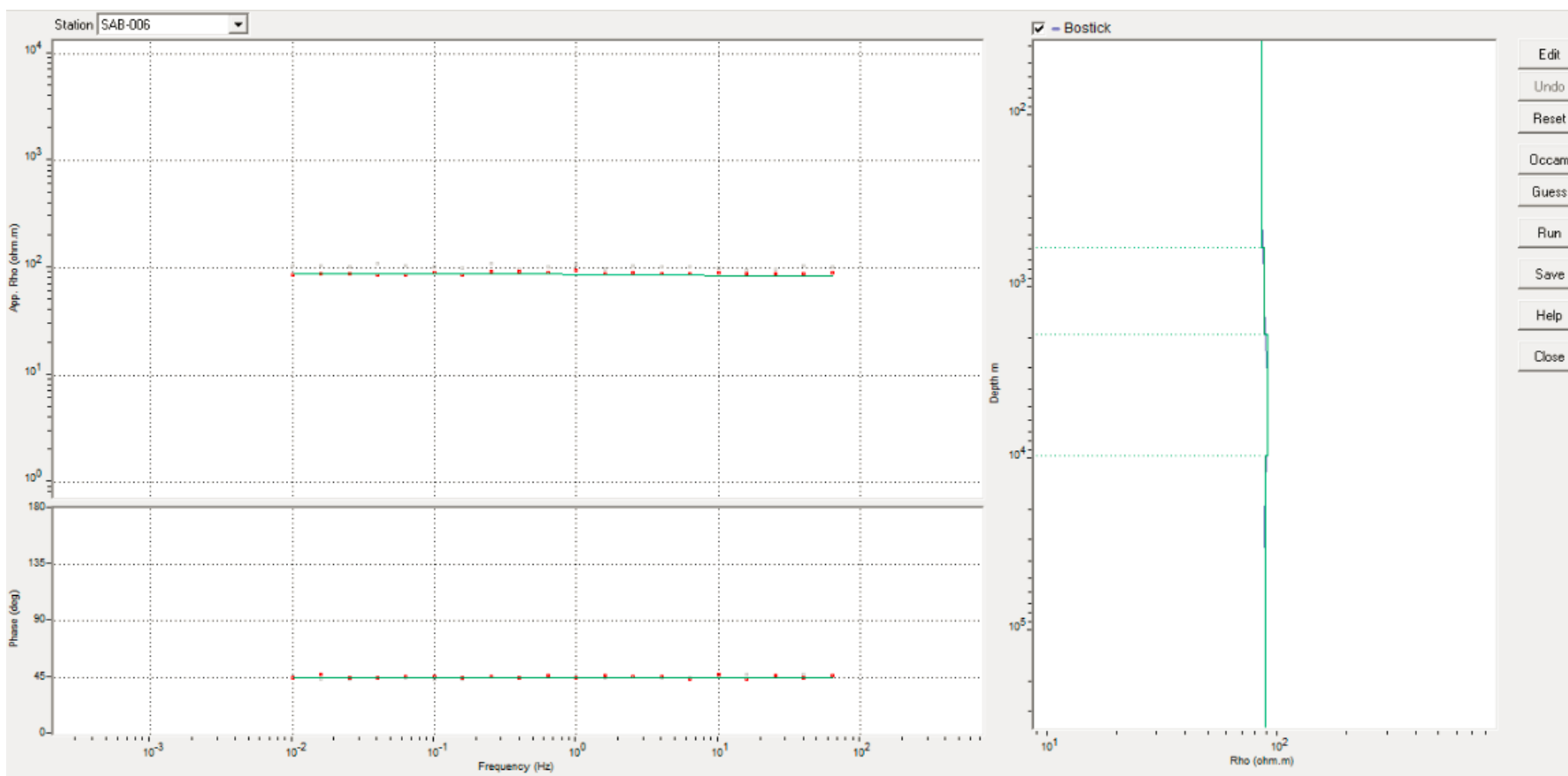
شکل‌های (۱-۵) تا (۹-۵) مدل سازی هموار سونداژ یک بعدی برای مدل سازی پارامتری و تبدیل عمق بوستیک برای نه سونداژ روی پروفیل P1، همراه با داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز را نشان می‌دهد.



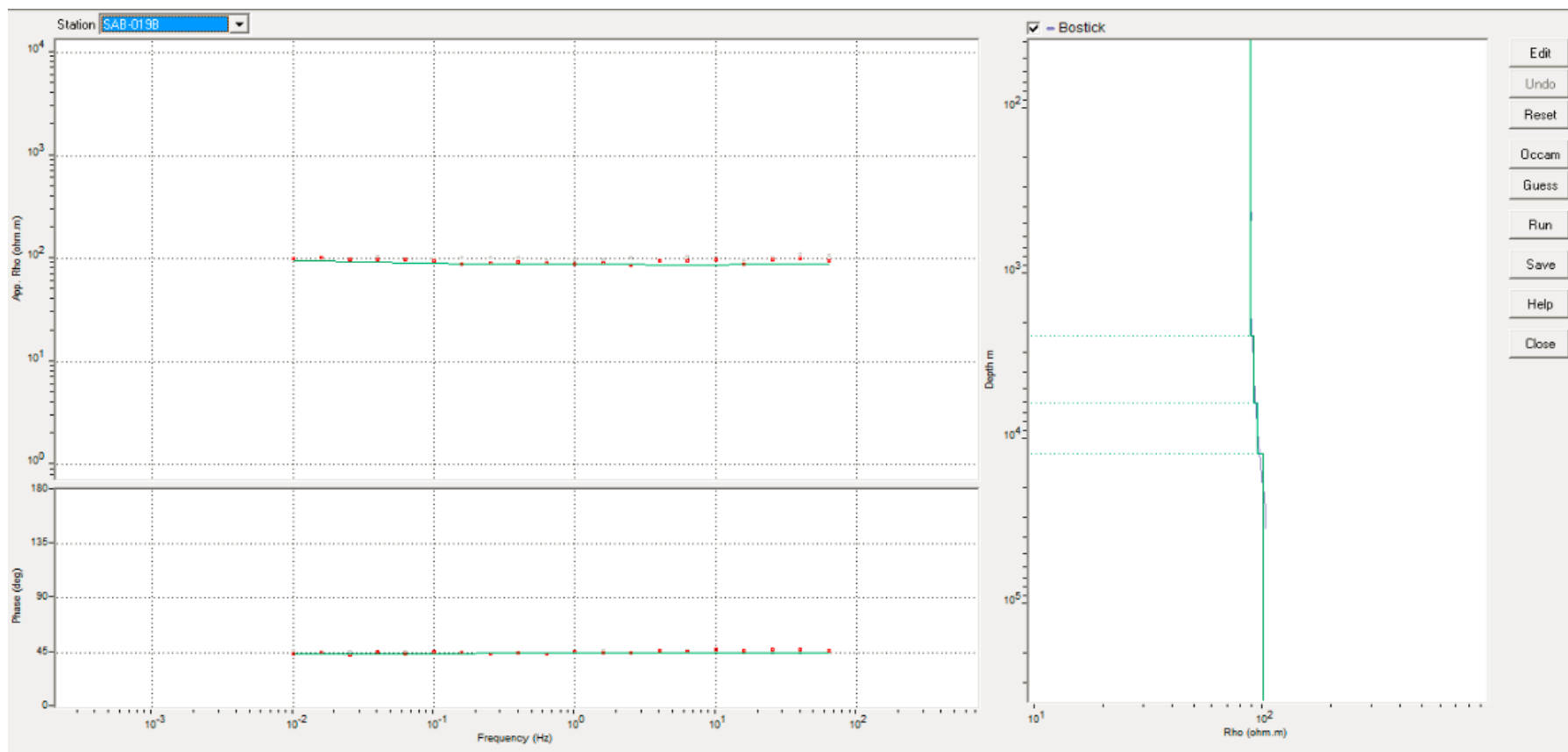
شکل ۵-۱: مدل سازی هموار سونداژ یک بعدی برای مدل سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۱ پروفیل P1 آورده شده اند.



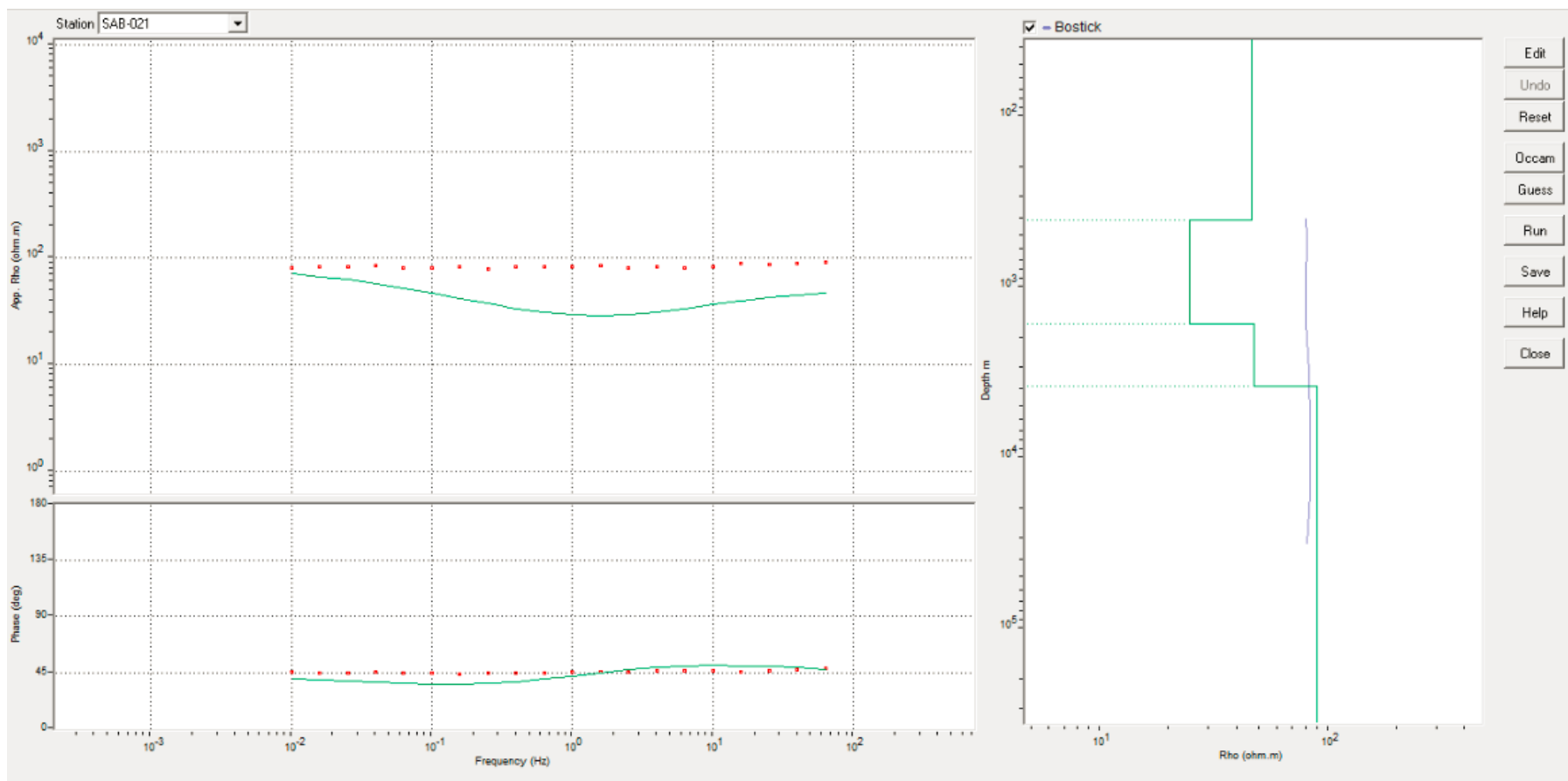
شکل ۵-۲: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۲ پروفیل P1 آورده شده‌اند.



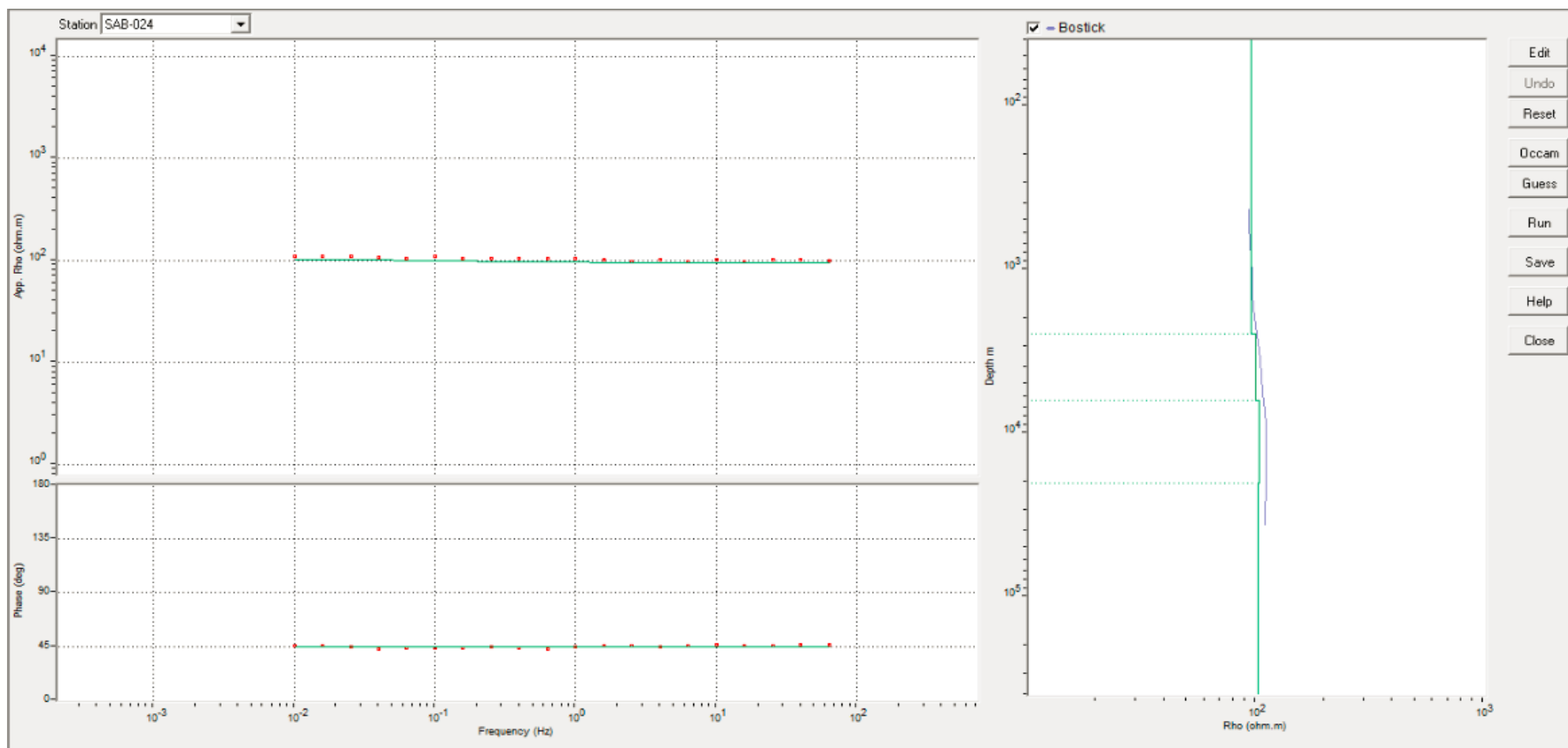
شکل ۵-۳: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۶ پروفیل P1 آورده شده‌اند.



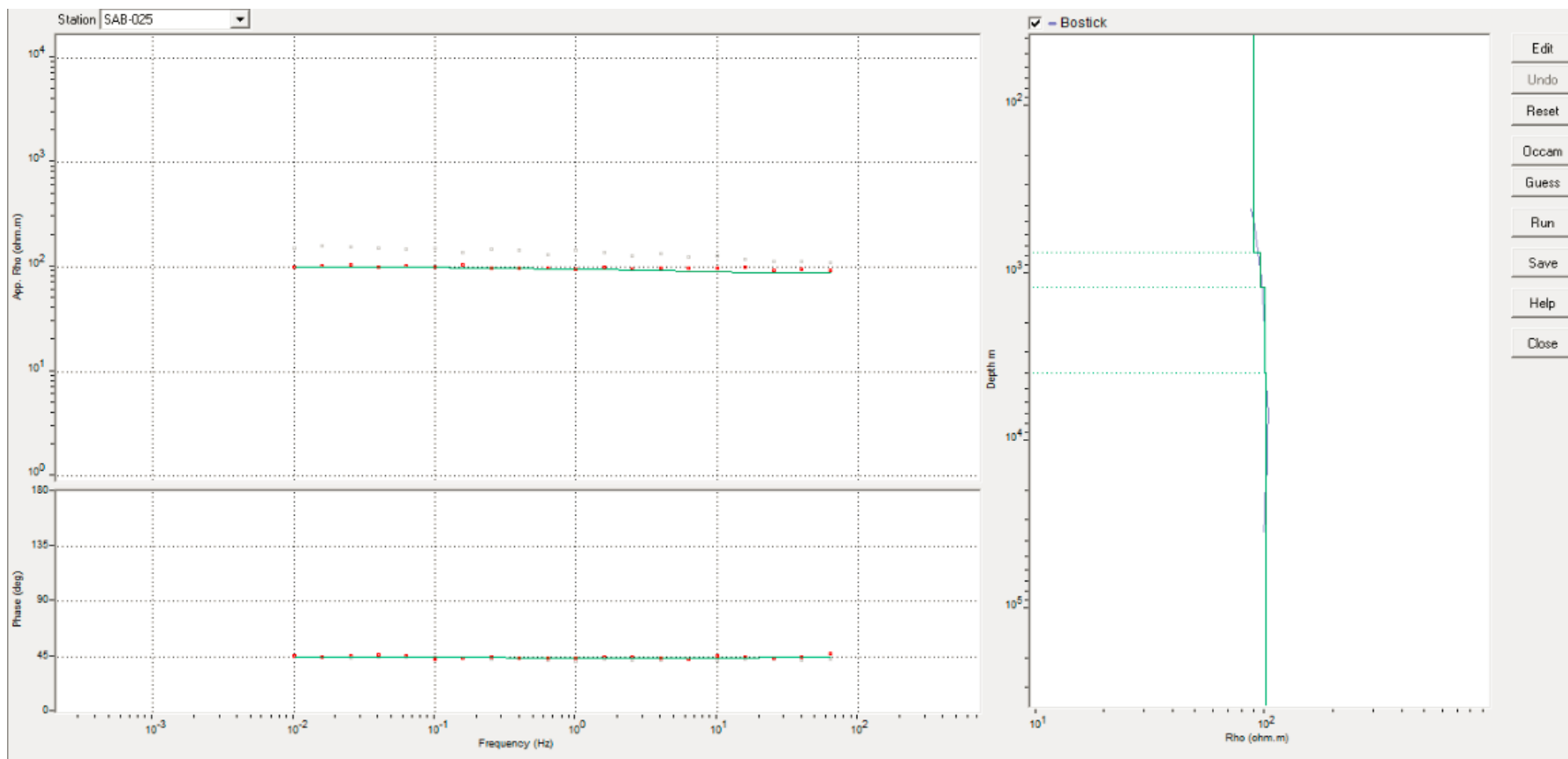
شکل ۵-۴: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۱۹ پروفیل PI آورده شده‌اند.



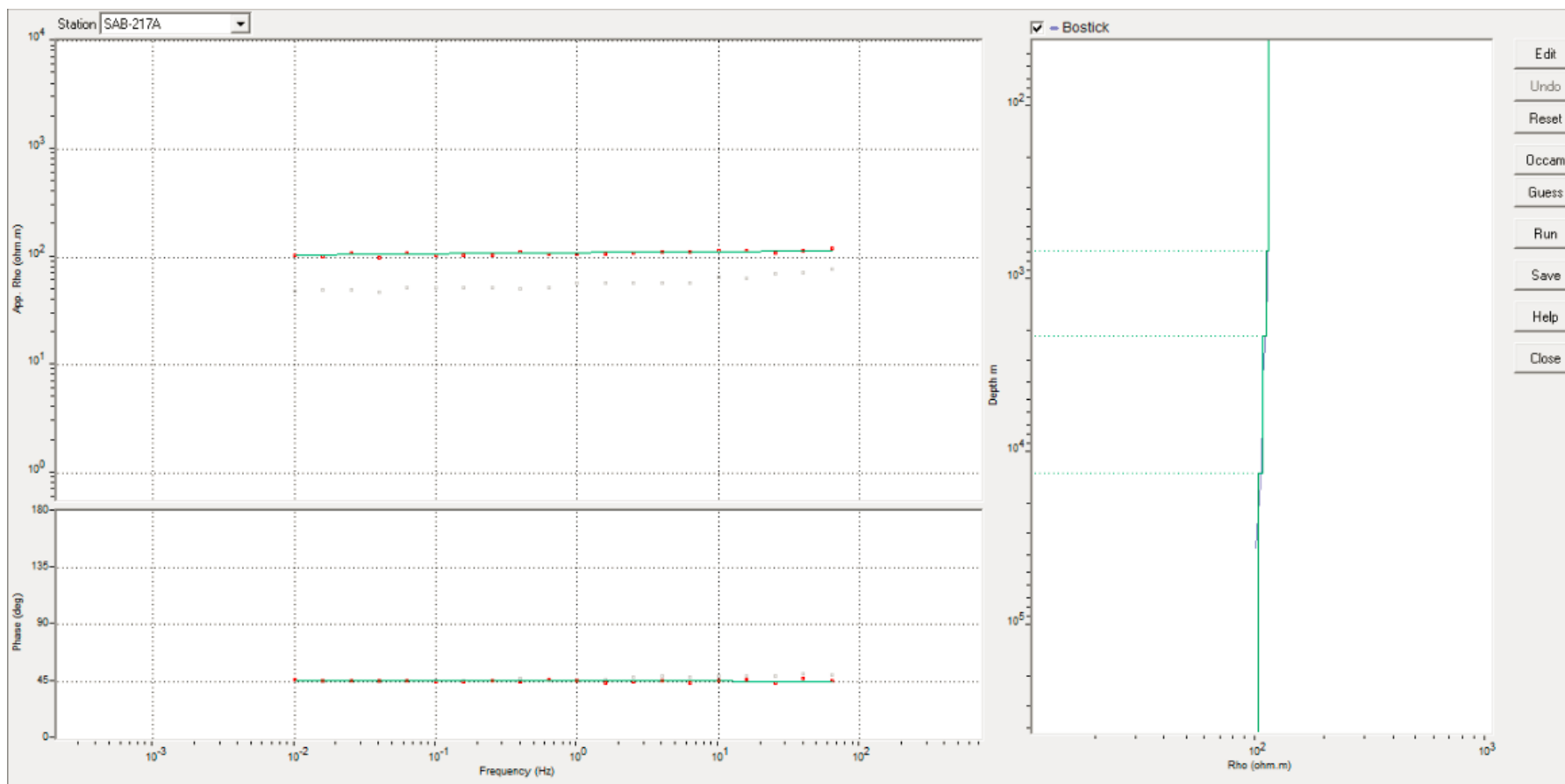
شکل ۵-۵: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۲۱ پروفیل P1 آورده شده‌اند.



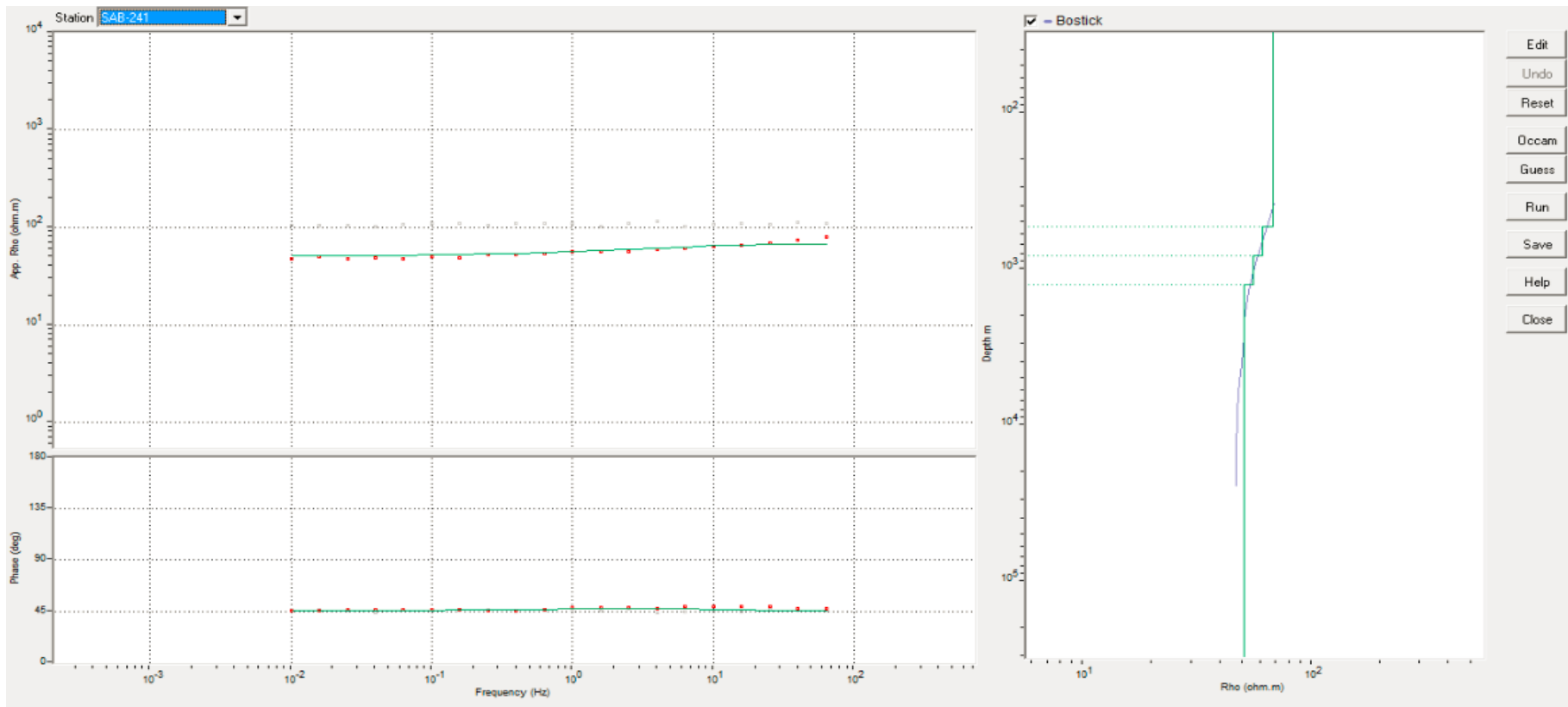
شکل ۵-۶: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۲۴ پروفیل P1 آورده شده‌اند.



شکل ۵-۷: مدل سازی هموار سونداژ یک بعدی برای مدل سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۲۵ پروفیل P1 آورده شده اند.



شکل ۵-۸: مدل‌سازی هموار سونداژ یک‌بعدی برای مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۲۱۷ پروفیل P1 آورده شده‌اند.



شکل ۵-۹: مدل سازی هموار سونداژ یک بعدی برای مدل سازی پارامتری (خط سبز) و تبدیل عمق بوستیک (خط آبی)، در سمت چپ، داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز) و نتایج مدل سازی پارامتری (خط سبز) برای سونداژ ۲۴۱ پروفیل PI آورده شده اند.

در همه این شکل‌ها تطابق خوبی بین داده‌های مشاهده‌ای مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز و نتایج حاصل از مدل‌سازی وجود دارد. این تطابق در فرکانس‌های بالاتر از یک هرتز (اعماق کم) بیشتر از فرکانس‌های کمتر از یک هرتز (اعماق زیاد) است که این به دلیل دویبعدی بودن ساختارهای ژئوالکتریکی زیرسطحی منطقه در فرکانس‌های کمتر از یک هرتز می‌باشد. در سونداژ ۱ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق تقریبی ۳۴۳۰ متری افزایش مقاومت‌ویژه قابل مشاهده است. در سونداژ ۲ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۱۱۲۸ متری افزایش مقاومت‌ویژه و از ۱۱۲۸ تا ۲۷۲۴ متری کاهش مقاومت‌ویژه قابل مشاهده است. در سونداژ ۶ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۷۶۵۳ متری افزایش مقاومت‌ویژه و از ۷۶۵۳ به بعد کاهش مقاومت‌ویژه قابل مشاهده است. در سونداژ ۱۹ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۶۱۵۲ متری افزایش مقاومت‌ویژه قابل مشاهده است. در سونداژ ۲۱ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۴۰۳ متری مقاومت‌ویژه افزایش از ۴۰۳ تا ۱۲۳۰ متری کاهش از ۱۲۳۰ تا ۲۱۸۰ متر افزایش و ۲۱۸۰ متر به بعد نیز افزایش مقاومت‌ویژه قابل مشاهده است. در سونداژ ۲۴ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۱۴۰۶۲ متر مقاومت‌ویژه افزایش می‌یابد و از ۱۴۰۶۲ تا عمق ۵۰۰۰۰ متر کاهش می‌یابد که قابل مشاهده است. در سونداژ ۲۵ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق حدود ۵۰۰۰۰ متر مقاومت‌ویژه افزایش می‌یابد که قابل مشاهده است. در سونداژ ۲۱۷ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۶۸۴ متری مقاومت‌ویژه افزایش می‌یابد و از عمق ۶۸۴ متری تا ۵۰۰۰۰ متری کاهش می‌یابد. در سونداژ ۲۴۱ پروفیل P1 از سطح زمین تا عمق ۵۳۲ مقاومت‌ویژه افزایش می‌یابد و از عمق ۵۳۲ تا ۵۰۰۰۰ متر مقاومت‌ویژه کاهش می‌یابد که قابل مشاهده است.

۵-۲-۱- خلاصه‌ای از روش هموارسازی اکام

رابطه بین داده‌ها و پارامترهای مدل در یک روش وارون‌سازی می‌تواند به صورت رابطه $d=Gm$ نوشته شود، که در آن d بردار داده‌ها با طول N ، G مدل پیشرو غیرخطی و m پارامترهای مدل هستند. همچنان که اشاره شد روش وارون‌سازی اکام (Occam) توسط کانستبل و همکارانش (۱۹۸۷) ابداع

شده است. در این روش یک تابع هدف طوری کمینه می‌شود که داده‌ها با روش کمترین مربعات برازش شوند. با روابط ریاضی به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\min \varphi_m = \|\mathbf{W}_m \mathbf{m}\|^2 \quad ۲-۵$$

مشروط بر اینکه

$$\varphi_d = \|\mathbf{W}_d (\mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{G}(\mathbf{m}))\|^2 = \varphi_d^* \quad ۳-۵$$

که در آن \mathbf{m} بردار پارامترهای مجهول مسئله، \mathbf{W}_m ماتریس وزنی پارامترهای مدل، \mathbf{W}_d ماتریس وزنی داده‌ها که یک ماتریس قطری شامل عکس انحراف معیار هر داده است، \mathbf{d}^{obs} بردار داده‌های برداشت شده و φ_d^* مقدار عدم برازش مطلوب است؛ بنابراین می‌توان گفت که با یک مسئله بهینه‌سازی روبرو شده که برای آن، یک تابع هدف کلی به صورت زیر در نظر گرفته شده است:

$$\Phi = \|\mathbf{W}_d (\mathbf{d}^{\text{obs}} - \mathbf{G}(\mathbf{m}))\|^2 + \beta^2 \|\mathbf{W}_m \mathbf{m}\|^2 \quad ۴-۵$$

که β پارامتر تعادل^۱ است که تعیین می‌کند هر یک از این جملات به چه اندازه باید کمینه شوند. برای به دست آوردن مدل، باید تابع هدف کلی کمینه شود که این کار با گرفتن مشتق Φ نسبت به \mathbf{m} و برابر قرار دادن آن با صفر به دست می‌آید ($\frac{\partial \Phi}{\partial \mathbf{m}} = 0$). از طرفی مدل پیشرو \mathbf{G} کاملاً غیرخطی است. بنابراین حل رابطه $\frac{\partial \Phi}{\partial \mathbf{m}} = 0$ بسیار پیچیده می‌شود. برای اینکه بتوان $\frac{\partial \Phi}{\partial \mathbf{m}} = 0$ را حل کرد باید مدل پیشرو را به صورت محلی خطی کرد. این کار با بسط تیلور \mathbf{G} حول یک مدل شناخته شده انجام می‌گیرد و مشتقات مرتبه‌های بالا حذف می‌شوند. فرض کنید مدل \mathbf{m}^k در تکرار k ام معلوم باشد. برای مدل \mathbf{m}^{k+1} می‌توان نوشت:

¹ trade-off parameter

$$G(\mathbf{m}^{k+1}) = G(\mathbf{m}^k + \Delta\mathbf{m}) = G(\mathbf{m}^k) + \left. \frac{\partial G}{\partial \mathbf{m}} \right|_{\mathbf{m}^k} \Delta\mathbf{m} \quad 5-5$$

بنابراین تابع هدف کل برای \mathbf{m}^{k+1} به صورت زیر است:

$$\Phi_{k+1} = \left\| \mathbf{W}_d(\mathbf{d}^{\text{obs}} - G(\mathbf{m}^{k+1})) \right\|^2 + \beta^2 \left\| \mathbf{W}_m \mathbf{m}^{k+1} \right\|^2 \quad 6-5$$

با جایگزینی رابطه (5) در رابطه (6) می‌رسیم به

$$\Phi_{k+1} = \left\| \mathbf{W}_d(\hat{\mathbf{d}}(\mathbf{m}^k) - \mathbf{J}(\mathbf{m}^k)\mathbf{m}^{k+1}) \right\|^2 + \beta^2 \left\| \mathbf{W}_m \mathbf{m}^{k+1} \right\|^2 \quad 7-5$$

که $\hat{\mathbf{d}}(\mathbf{m}^k) = \mathbf{d}^{\text{obs}} - G(\mathbf{m}^k) + \mathbf{J}(\mathbf{m}^k)\mathbf{m}^k$ و $\mathbf{J}(\mathbf{m}^k) = \left. \frac{\partial G}{\partial \mathbf{m}} \right|_{\mathbf{m}^k}$ ماتریس مشتقات مرتبه

اول یا ماتریس ژاکوبین¹ است که اثر تغییرات در داده‌ها را به تغییرات در پارامترهای مدل مرتبط می‌کند.

حال با کمینه کردن Φ_{k+1} نسبت به پارامترهای مدل در هر تکرار، \mathbf{m}^{k+1} ، به صورت زیر

است:

8-5

$$\mathbf{m}^{k+1} = \left[\mathbf{J}(\mathbf{m}^k)^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \mathbf{J}(\mathbf{m}^k) + \beta^2 \mathbf{W}_m^T \mathbf{W}_m \right]^{-1} \mathbf{J}(\mathbf{m}^k)^T \mathbf{W}_d^T \mathbf{W}_d \hat{\mathbf{d}}(\mathbf{m}^k)$$

رابطه (8-5) رابطه نهایی روش معکوس‌سازی اکام است. فرآیند تکرار با استفاده از یک مدل آغازگر²

شروع شده و مدل محاسبه شده در هر تکرار به مدل اصلی نزدیک‌تر می‌شود تا جایی که به بهترین

مدل مطلوب برسد. آنچه که در وارون اکام مهم است آن است که استفاده کردن از اطلاعات اولیه و

نیز وزن‌دهی داده‌ها و پارامترهای مدل باعث می‌شود تا عدم یکتایی کاهش یابد در نتیجه مدل

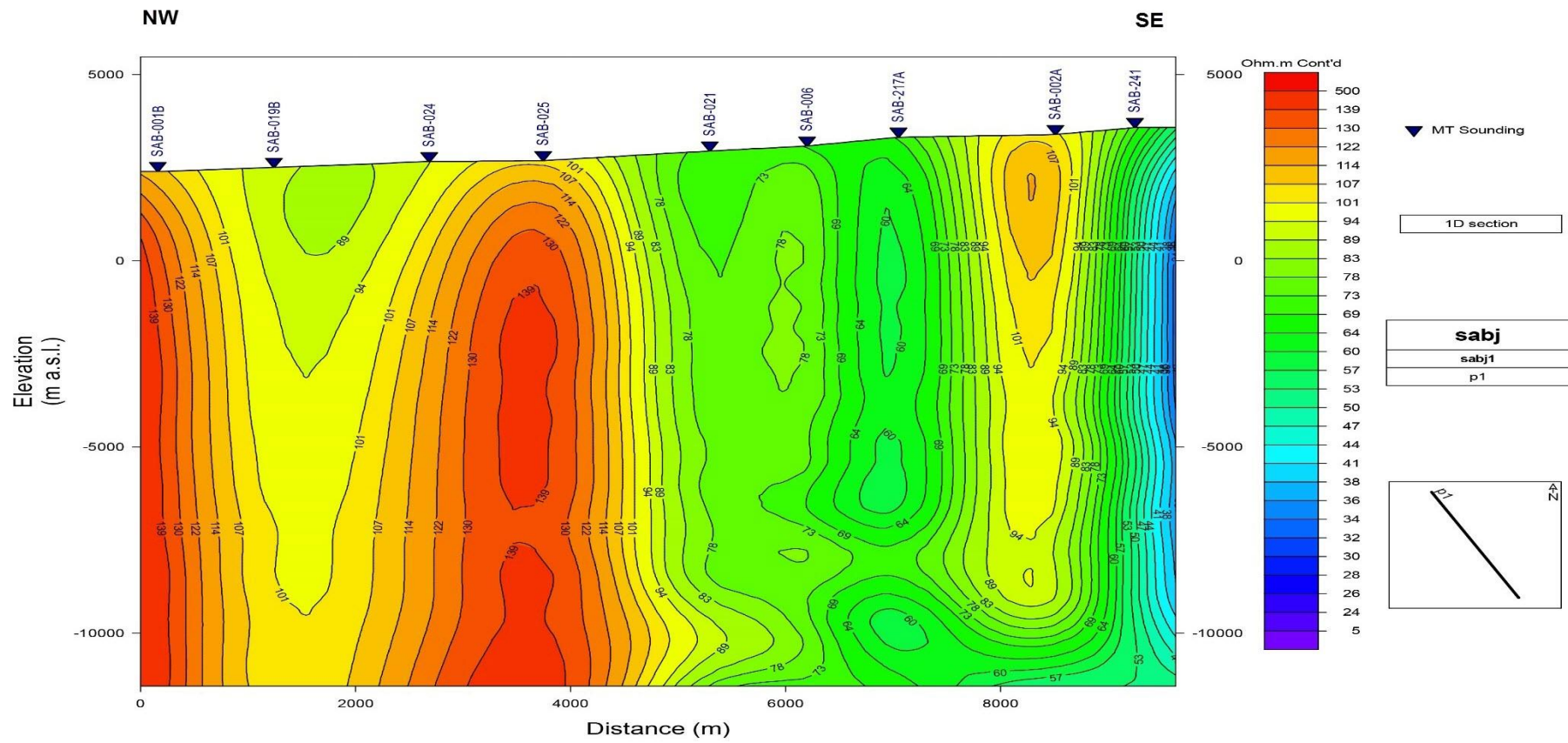
پایدارتری به دست آید که می‌تواند در مقابل داده‌های با نوفه‌ی بالا مقاوم‌تر باشد، در نهایت مدلی که

به دست می‌آید از نظر زمین‌شناسی معقولانه‌تر است و می‌توان از آن برای تفسیر تغییرات مقاومت ویژه

¹ Jacobian matrix

² starting model

لایه‌ی زیرین استفاده کرد (سهیلی، ۱۳۹۱). وارون‌سازی اکام یکی از روش‌های وارون‌سازی برای داده‌های ژئوفیزیکی است که برای حل مسئله وارون غیرخطی استفاده می‌شود و فلسفه آن پیدا کردن حداکثر نرمی مدل ساختار هدف است که با توجه به مزیت این روش در وارون‌سازی از لحاظ قابلیت اجرایی و انطباق‌پذیری در این تحقیق مورد استفاده قرار گرفته است. در مدل‌سازی وارون، از داده‌های حاصل از عملیات برداشت صحرائی به‌عنوان ورودی استفاده شده و خروجی فرایند پس از انجام یک سری عملیات بهینه‌سازی و محاسبات ریاضی، مدل بازسازی شده زمین و پارامترهای فیزیکی آن خواهند بود. جواب وارون‌سازی، هرگز یکتا نبوده و تمام جواب‌ها با یک خطای معین تعیین می‌گردند (Jackson, 2001). هدف اصلی در روش وارون‌سازی اکام به دست آوردن مدلی است که از نظر ژئوفیزیکی قابل تفسیر باشد و بتواند مشاهدات را به طور مناسبی بازسازی کند. این امر با کمینه کردن تابع هدف مدل صورت می‌گیرد درحالی‌که داده‌ها هم به طور مناسبی برازش شوند (Constable, 1987). انجام این الگوریتم به مدل پیشرو غیرخطی و ماتریس ژاکوبین آن نیاز دارد. ایده اساسی معکوس‌سازی غیرخطی اکام استفاده تکراری از خطی‌سازی محلی بر اساس بسط تیلور است (نعمت اله محمد، ۱۳۹۳). شکل (۵-۱۰) نتیجه مدل‌سازی یک‌بعدی را در طول پروفیل $p1$ نشان می‌دهد. توده‌هایی با مقاومت بالا در حدود ($> 130 \Omega m$) در نزدیک سطح تشخیص داده شده است. در جنوب شرق منطقه، آنومالی‌های رسانایی با مقاومت ($< 100 \Omega m$) از سطح در حدود ۲۵۰۰ تا عمق ۱۰۰۰۰ متر زیر سطح ادامه دارد. آنومالی هادی دیگری ($< 100 \Omega m$) در شمال غرب مابین دو آنومالی با مقاومت بالا ($> 130 \Omega m$) در ارتفاعی از ۱۰ تا ۲۵۰۰ متر وجود دارد و به‌سوی منطقه تواس کشیده شده و ادامه دارد، که این مناطق با مقاومت پایین با منابع زمین‌گرمایی که در شمال سبلان وجود دارد ارتباط دارد.



شکل ۵-۱۰: مدل سازی یک بعدی برای پروفیل P1

۵-۳- مدل سازی دوبعدی

در این مطالعه برای مدل سازی وارون دوبعدی داده‌های MT از نرم‌افزارهای WinGLink و ZondMT2D استفاده شده است. روشی که در اینجا برای مدل سازی مورد استفاده قرار گرفته است، روش وارون سازی هموار دوبعدی رودی و مکی بوده است (Rodi&Mackie,2001). این روش بر پایه گرادیان مزدوج غیرخطی استوار است. در این الگوریتم تلاش بر حداقل کردن تابع هدف است که در واقع مجموع خطاهای نرمال شده داده‌ها و همواری مدل می‌باشد (قندی، ۱۳۸۶).

۵-۳-۱- روش گرادیان مزدوج غیرخطی

اضافه شدن قیدها به مسائل وارون برای غلبه بر عدم یکتایی پارامترهای مدل در روش مگنتوتلوریک، روند منظم سازی تیخنو (۱۹۷۷) نامیده می‌شود. قید موردنظر به دست آوردن هموارترین مدل، منطبق به داده‌ها می‌باشد به این صورت که مدل مقاومت ویژه باید تا حد امکان هموار باشد و همچنین برازش خوبی با داده‌های MT مشاهده‌ای داشته باشد. تیخنو و آرسنین^۱ (۱۹۷۷) برای پیدا کردن مدل m در مسئله وارون MT یک حل منظم را تعریف کردند که این تابع هدف ψ را که به صورت زیر تعریف می‌شود کمینه می‌کند:

$$\psi = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{v}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + \tau \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad ۹-۵$$

در این معادله d بردار داده‌های مشاهده‌ای، F عملگر مدل سازی پیشرو و m بردار پارامترهای مدل می‌باشند. ماتریس معین و مثبت v نقش ماتریس وزنی داده‌ها که یک ماتریس قطری است و حاوی خطای داده‌ها می‌باشد را بازی می‌کند. ماتریس L یک عملگر ساده خطی می‌باشد. τ پارامتر منظم سازی می‌باشد که عددی مثبت است. در معادله (۹-۵) جمله اول در طرف راست بیانگر عدم برازش داده و جمله دوم هموار بودن مدل و نزدیک بودن آن به مدل اولیه را بیان می‌کند و در نهایت همواری

^۱ Arsenin

مدل وارون می‌تواند با تغییر در مقدار پارامتر منظم سازی τ کنترل شود. برازش داده‌های اندازه‌گیری شده مقاومت‌ویژه و فاز مگنتوتلوریک (ρ^{data} و φ^{data}) با پاسخ محاسبه شده وارون (ρ^{resp} و φ^{resp}) می‌تواند با استفاده از ریشه میانگین مربعات (RMS)¹ مورد ارزیابی قرار گیرد. اگر داده‌های مقاومت-ویژه ظاهری و فاز در N ایستگاه و M فرکانس موجود باشند، آنگاه ریشه میانگین مربعات (RMS) خطای مدل سازی به صورت زیر بیان می‌شود (Xiao,2004).

۱۰-۵

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_{ij}^{data} - \rho_{ij}^{resp})^2}{e_{ij}^{r^2}} + \frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_{ij}^{data} - \rho_{ij}^{resp})^2}{e_{ij}^{p^2}}}$$

که در آن e^p و e^r به ترتیب خطای استاندارد (خطای کف) داده‌های اندازه‌گیری شده مقاومت‌ویژه و فاز هستند. اگر تابع عدم برازش RMS خیلی بزرگ‌تر از خطای استاندارد مقاومت‌ویژه یا فاز یا هر دو باشد بیانگر این است که مدل ارائه‌شده برازش خوبی با داده‌های MT ندارد و همچنین نوفه موجود در داده‌ها بزرگ‌تر از خطای پیش‌بینی شده است و یا اینکه اثرات سه‌بعدی ناهمگنی‌های سطحی، داده‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند. اگر مقدار RMS خیلی کوچک‌تر از خطای استاندارد مقاومت‌ویژه یا فاز یا هر دو باشد بدین معنی است که خطای مدل سازی خیلی زیاد است و مدل وارون به دست آمده ناهموار است. مسئله اصلی در وارون سازی داده‌های ژئوفیزیکی بسط یک راه‌حل پایدار در وارون سازی است که بتواند به طور هم‌زمان ساختارهای پیچیده ژئوفیزیکی را حل کند. روش مرسوم برای به دست آوردن راه‌حل پایدار بر اساس بیشترین مقدار هموارسازی است (Portniaguine,1999).

¹ Root-mean-squar

۵-۳-۲- روش وارون‌سازی متمرکز

این روش وارون‌سازی (متمرکز) منطقه‌ای که جسم در زیر زمین به وجود آورده را کوچک می‌کند و منجر به تجمع توزیع چگالی می‌شود. جهت پیدا کردن تعداد تکرار مورد نیاز برای حداکثر فشردگی توزیع چگالی، پارامتر تابع تغییرات به‌عنوان یک معیار توقف در روش وارون‌سازی ارائه شده است. این مطالعه نشان داد که اگر جسم مسبب فشرده و دارای کنتراست یکنواخت هستند، استخراج دقیق توزیع چگالی فشرده وقتی تنوع پارامتر به حداقل مقدار می‌رسد می‌تواند به دست بیاید.

داده‌های میدان پتانسیل معمولاً توسط به‌کارگیری تبدیلات خطی، روش‌های طیفی، تکنیک‌های وارون‌سازی و روش‌های سیگنال تحلیلی آنالیز شده هستند. روش‌های سیگنال تحلیلی معمولاً گرادین‌های قائم و افقی میدان‌های گرانی یا مغناطیسی را برای تعیین لبه‌های جسم (مدفون) ترکیب می‌کنند (Roest, 1992; Roset & Pilkington, 1993; Debeglia & Corpel, 1997). تبدیلات خطی تفاسیر زمین‌شناسی را آسان می‌کنند. آن‌ها در مورد ماهیت منابع، دیدگاه‌هایی را ارائه می‌دهند (Blackly, 1995)، معمول‌ترین تبدیلات مورد استفاده ادامه فراسو و فروسو، تبدیل به قطب، تبدیل میدان گرانی به مغناطیس و برعکس است (Gunn, 1975). روش‌های طیفی با استفاده از طیف انرژی آنومالی‌ها، برای تعیین عمق متوسط بلوک‌های مستطیلی و یا اجسام منشوری است (Spector & Grant, 1970).

از سوی دیگر روش‌های وارون‌سازی، پارامترهای مدل را که پاسخ آن مشابه داده‌های مشاهده‌ای است تعیین می‌کنند. متأسفانه عدم یکتایی مسئله، در وارون‌سازی داده‌های میدان پتانسیل برجسته‌تر است. یعنی با توجه به قضیه گوس اگر میدان تنها بر روی یک سطح محدود شناخته شده باشد، بینهایت توزیع مشابه منبع، داخل مرز وجود دارد که می‌تواند این میدان را تولید کند (Li & Oldenburg, 1996). روش متداول برای غلبه بر این مسئله اضافه کردن یک سری اطلاعات قبلی برای محدود کردن راه‌حل است. بسیاری از مطالعات مربوطه را می‌توان در مقالات یافت:

گرین^۱ (۱۹۷۵) برای به حداقل رساندن، مدل وزن داده شده را، با توجه به مدل مرجع (اصلی) در تلاش برای هدایت وارون سازی، با توجه به اطلاعات موجود انتخاب کرد. لست^۲ و کوبیک^۳ (۱۹۸۳) از راه حل فشرده سازی با شرط به حداقل رساندن حجم استفاده کردند. بارباسا^۴ و سیلوا^۵ (۱۹۹۴) راه حل را در امتداد محور اینرسی متمرکز کردند، در حالی که لی و الدنبرگ^۶ (۱۹۹۶ و ۱۹۹۸) با وزن دهی مناسب اثر کم شدن بلوکها را نسبت به عمق کاهش دادند.

۵-۳-۲-۱- نمای کلی از روش وارون سازی

لست و کوبیک (۱۹۸۳)، روش وارون سازی را پیشنهاد دادند که مدل های ساختاری ساده و فشرده را فراهم می کند. این روش به حداقل رساندن مناسب تابع تراکم را نیاز دارد. به طور خیلی خاص آنها تابعی را به شرح زیر پیشنهاد کردند:

$$q = \sum_{j=1}^M w_{vj} v_j^2 \rightarrow \text{minimum} \quad 11-5$$

جایی که تابع وزن داده شده از رابطه زیر به دست می آید:

$$w_{vj} = (v_j^2 + \beta)^{-1} \quad 12-5$$

و β یک عدد کوچک است. در اینجا در بازبینی این روش از یک نماد فشرده تر برای مسائل پیشرو استفاده شد. روش کلاسیک حل مسئله کمترین مجموع مربعات^۷ است که از رابطه زیر به دست می آید:

¹ Green

² Last

³ Kubik

⁴ Barbasa

⁵ Silva

⁶ Oldenburg

⁷ least square

$$V = W_v^{-1} A^T (A W_v^{-1} A^T)^{-1} G \quad 13-5$$

جایی که تابع وزنی به وسیله نتیجه تکرار قبلی به شرح زیر تعیین می‌شود:

$$\left[W_v^{m-1} \right]_{jj} = \left(\left[V_j^{m-1} \right]^2 + \beta \right)^{-1} \quad 14-5$$

در ابتدا ماتریس وزنی قرار است به ماتریس واحد تبدیل شود. از این‌رو از روش کمترین مجموع مربعات آغاز شد. در مرحله بعد، تابع وزنی محاسبه شد و در وارون‌سازی به روش کمترین مجموع مربعات برای افزایش فشردگی مدل اضافه شد. با توجه به لست و کوبیک (۱۹۸۳) روش تکرار زمانی که مساحت توزیع مقاومت‌ویژه به حداقل رسیده باشد متوقف می‌شود. معیارهای توقف در الگوریتم وارون معمولاً بر پایه تناسب بین داده‌های مشاهده‌ای و داده‌های تئوری تولید شده توسط مدل ارائه شده است. نمونه مناسب یا نامناسب تخمین زده شده از رابطه زیر پیروی می‌کنند:

$$\text{Misfit} = \frac{\left(\sum_{i=1}^N (d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{cal}})^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{\left(\sum_{i=1}^N (d_i^{\text{obs}})^2 \right)^{\frac{1}{2}}} \quad 15-5$$

$$\text{rms} = \frac{\left(\sum_{i=1}^N (d_i^{\text{obs}} - d_i^{\text{cal}})^2 \right)^{\frac{1}{2}}}{N} \quad 16-5$$

در اینجا بالانویس "obs" نشان‌دهنده داده‌های مشاهده‌ای^۱ و بالانویس "cal" نشان‌دهنده داده‌های محاسبه شده^۲ است. در وارون‌سازی داده‌های میدان پتانسیل، تعداد مشاهدات اغلب کمتر از مجهولات است (مسئله نامعین). برای غلبه بر این مشکل، یک معیار اضافی معرفی می‌شود که آن را تابع تنوع

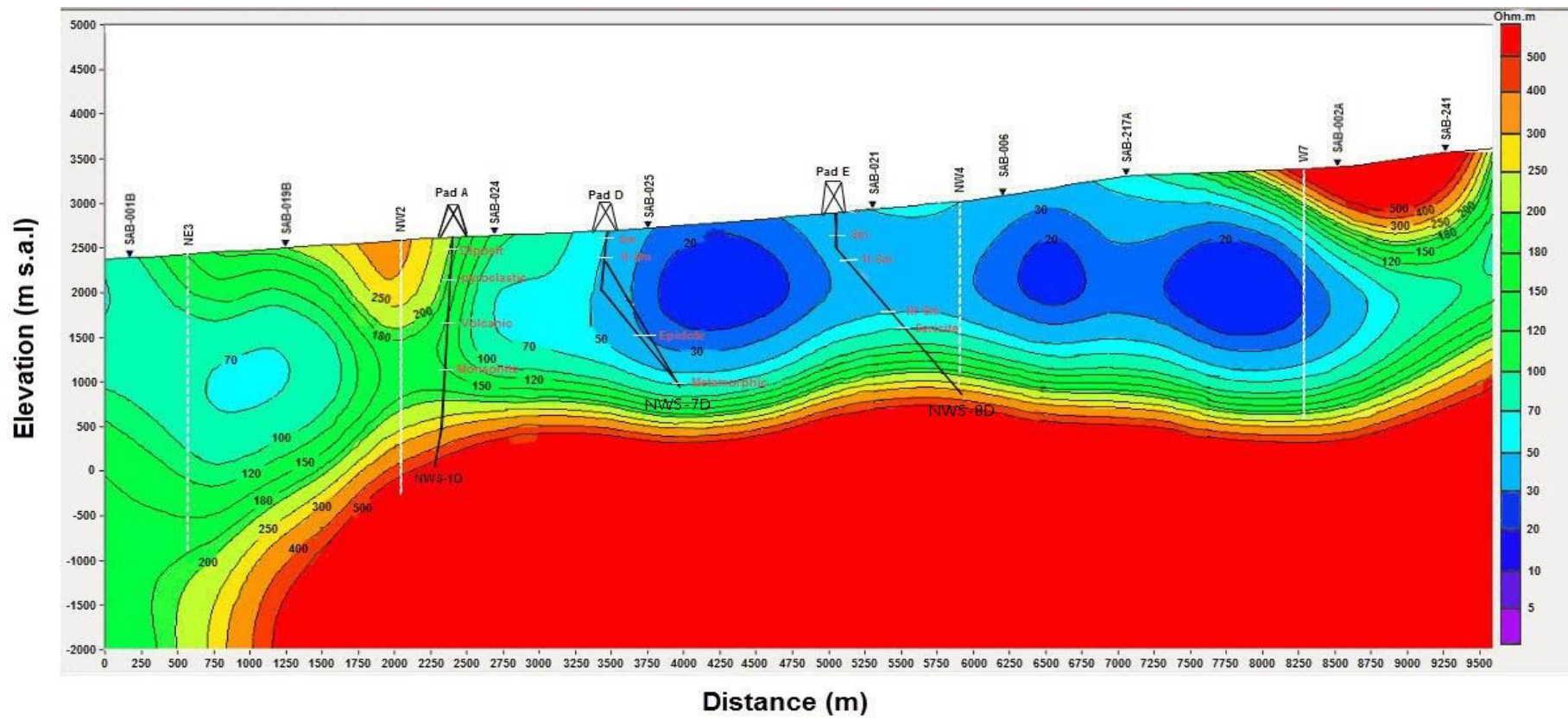
^۱ observed
^۲ calculated

پارامتر می‌نامند. این معیار با استفاده از داده مصنوعی مورد آزمایش قرار گرفته است. اگر k تعداد تکرار و v بردار مقاومت ویژه بلوک باشد تابع تغییرات پارامتر به صورت زیر است:

$$\text{sym} = \left(\sum_{i=1}^M (V_i^k - V_i^{k-1})^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad 17-5$$

روش وارون سازی متمرکز توسط لست و کوبیک (۱۹۸۳) پیشنهاد شد که به منظور تولید یک مدل نهایی فشرده اصلاح شد. برای این مدل، تفاوت بین مقاومت ویژه بلوک در آخرین تکرار پی‌درپی حداقل است.

شکل (۱۱-۵) مدل سازی دوبعدی با نرم افزار WinGLink می‌باشد، آنومالی با مقاومت ۲۰ تا ۱۰۰ اهم‌تر که در بالای توده مقاومی از سنگ‌ها قرار دارد احتمالاً مخزن آب سیستم زمین گرمایی است. لایه رسانای آنومال از دره موئیل تا معبر D و E که در زیر ایستگاه‌های MT شماره ۲۵ تا ۲۱۷ مشاهده شده گسترش دارد. این لایه رسانا ضخامتی در حدود ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر را داراست.



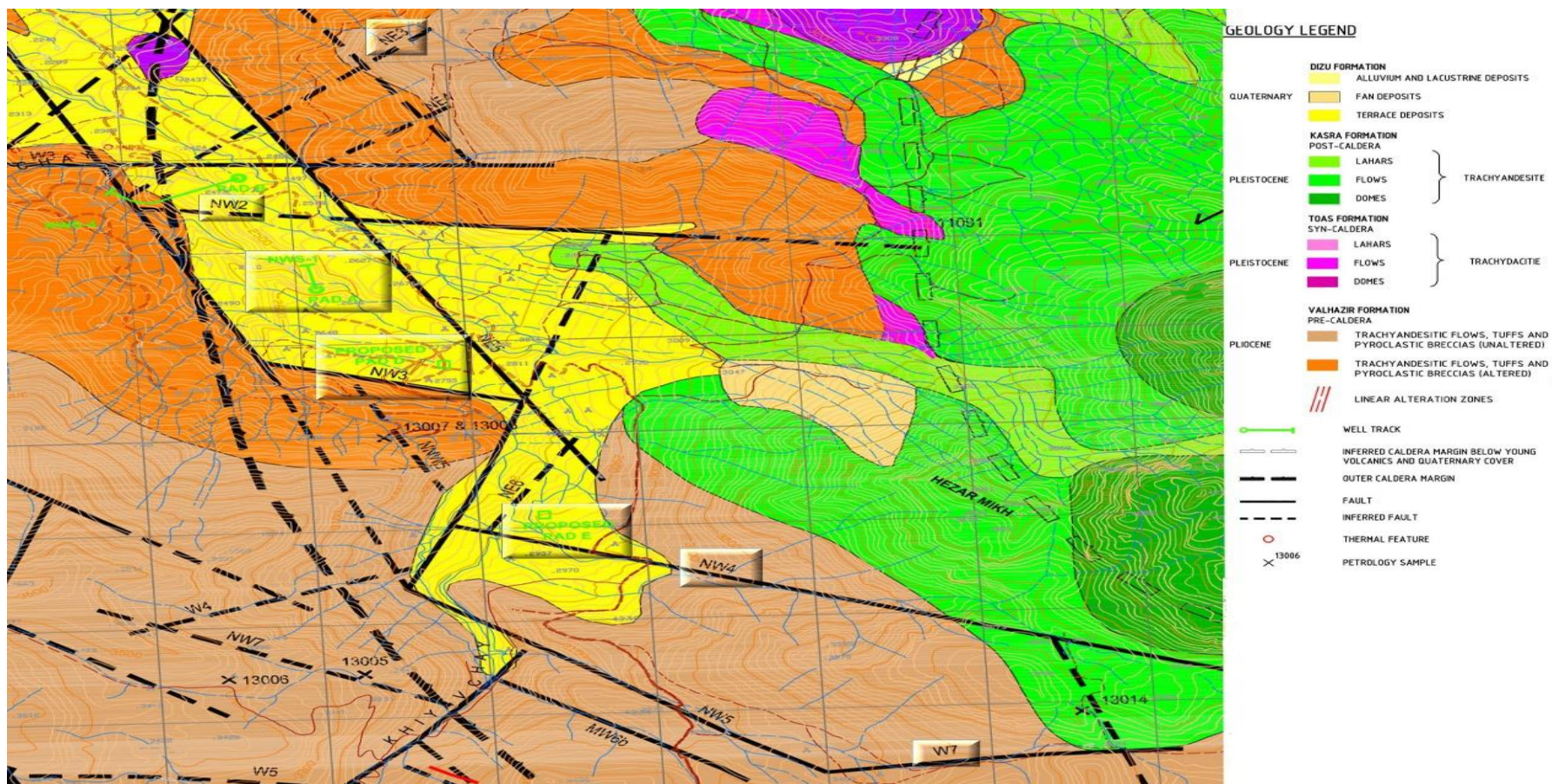
شکل ۵-۱۱: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی دوبعدی پروفیل P1

۵-۳-۳- تفسیر اجزاء موجود در مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی دوبعدی پروفیل P1

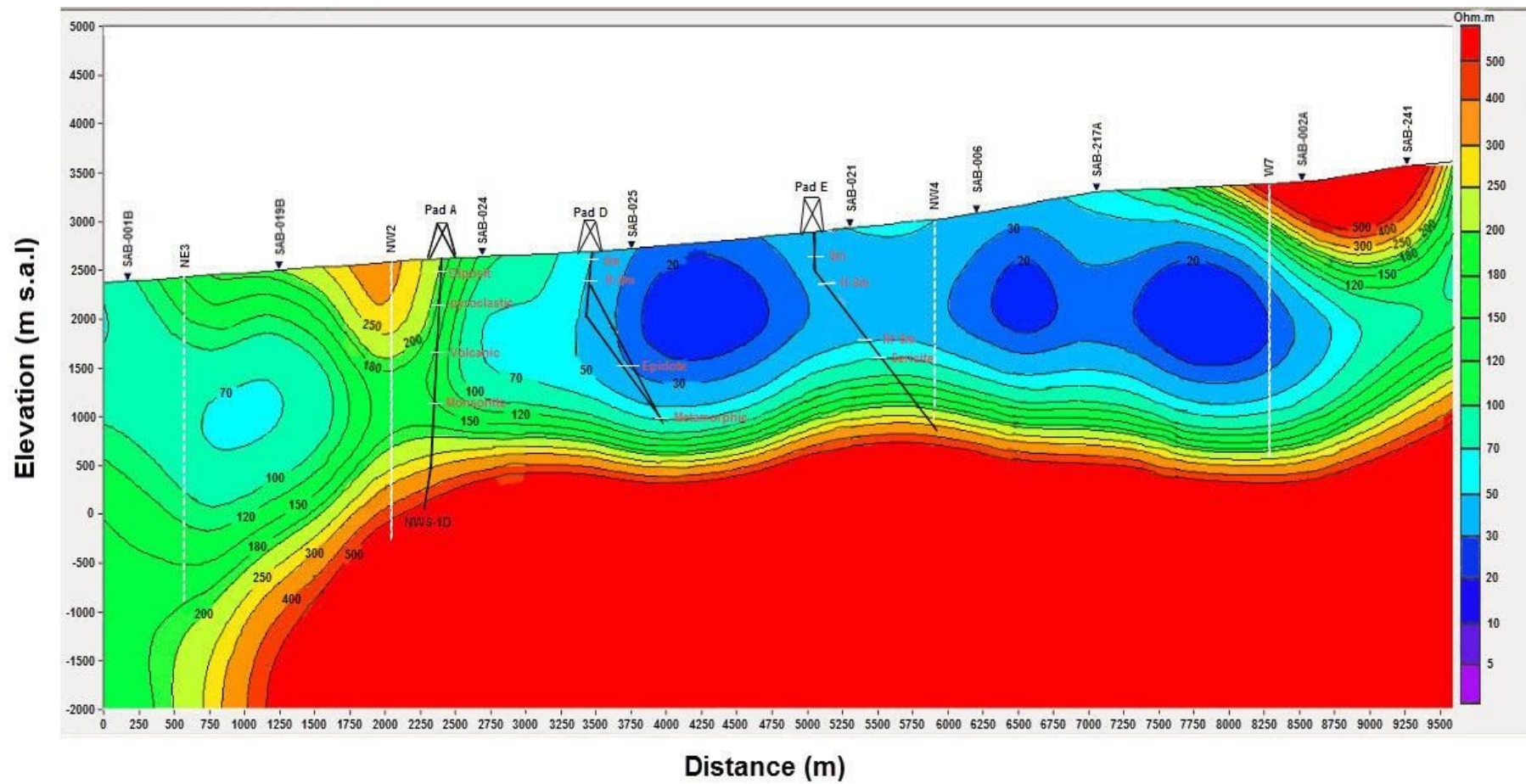
در شکل (۵-۱۳) نتایج مدل سازی دوبعدی پروفیل P1 و عوارض زمین شناسی موجود در منطقه توضیح داده شده است به این صورت که عوامل موجود نشان داده شده در شکل، هر یک به ترتیب به صورت زیر تشریح می شوند به این صورت که NE3 به عنوان گسل مورد حدس است، یعنی با توجه به مدل به دست آمده و ساختار لایه های آن ناحیه این گسل قابل تشخیص بوده است. در مورد اجزاء مشخص شده بعدی بدین صورت است که NW2 و NW4 و W7 هر کدام معرف گسل می باشند که در روی نقشه زمین شناسی (شکل ۵-۱۲) نیز به وضوح قابل رؤیت است. عوارض بعدی PadA می باشد که نشان گر وجود یک چاه پیگیری برای شناسایی لایه های زیرین به روش مستقیم است، PadE و PadD هر یک به عنوان گمانه برای دستیابی بهتر به جنس لایه های زیرزمینی ارائه شده اند. پروفیل P1 در طول گمانه NWS-7D و NWS-8D قرار دارد. مقاومت ویژه از ۲۰ تا ۵۰۰ اهم متر متغیر است. این لایه رسانا ضخامتی در حدود ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر دارد و زیر لایه ای با مقاومت ویژه متوسط قرار گرفته است. در منطقه مورد مطالعه جهت جریان به سمت غرب (دره موئیل) و شمال (شابیل) می باشد. از آن جا که مشاهده می شود زون های رسانا در ارتفاعات عمیق تری قرار دارند، این زون های رسانا در حدود ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ متر در زیر PadD ضخامت دارند.

با توجه به توضیحات موجود در بخش (۴-۶-۱) که در مورد اطلاعات به دست آمده از چاه شماره یک می باشد، لایه های موجود به ترتیب زیر قابل تشخیص بوده است.

بدین صورت که در شکل (۵-۱۳) آمده است، با استفاده از اطلاعات چاه، لایه های موجود از سطح با لایه های رسوبی آغاز شده و بعد از آن به پیروکلاستیک ها و ولکانیک ها رسیده و در انتها به مونزونیت-ها ختم می شود، در PadD این لایه ها به تفکیک به صورت اسمکتیت ها و اپیدوت ها و متامورفیک ها تقسیم می شوند، در PadE نیز لایه های اسمکتیت و سربیسیت قابل تشخیص است.



شکل ۵-۱۲: نقشه زمین‌شناسی مربوط به مدل دوبعدی پروفیل P1



شکل ۵-۱۳: مدل سازی دوبعدی پروفیل PI همراه با لایه های زمین شناسی

این مدل (مدل حاصل از P1) توسط نرم‌افزار ZondMT2D نیز مورد بررسی قرار گرفته است. این نرم‌افزار برخلاف نرم‌افزار WinGLink دارای قابلیت و انعطاف بیشتری می‌باشد و می‌توان بسیاری از اجزای مورد نظر برای وارون‌سازی را تغییر داد تا مدل مد نظر حاصل گردد. نرم‌افزار ZondMT2D محاسبات خود را بر پایه ماتریس ژاکوبین انجام می‌دهد که در توضیحات مربوط به وارون‌سازی اکام آورده شده است. در این روش با توجه به غیرخطی بودن و حل یکتا نداشتن مسئله وارون داده‌های سونداژ مغناطیسی برای رفع مشکل عدم یکتایی پاسخ از قید هموار بودن استفاده می‌شود (Constable, 1987).

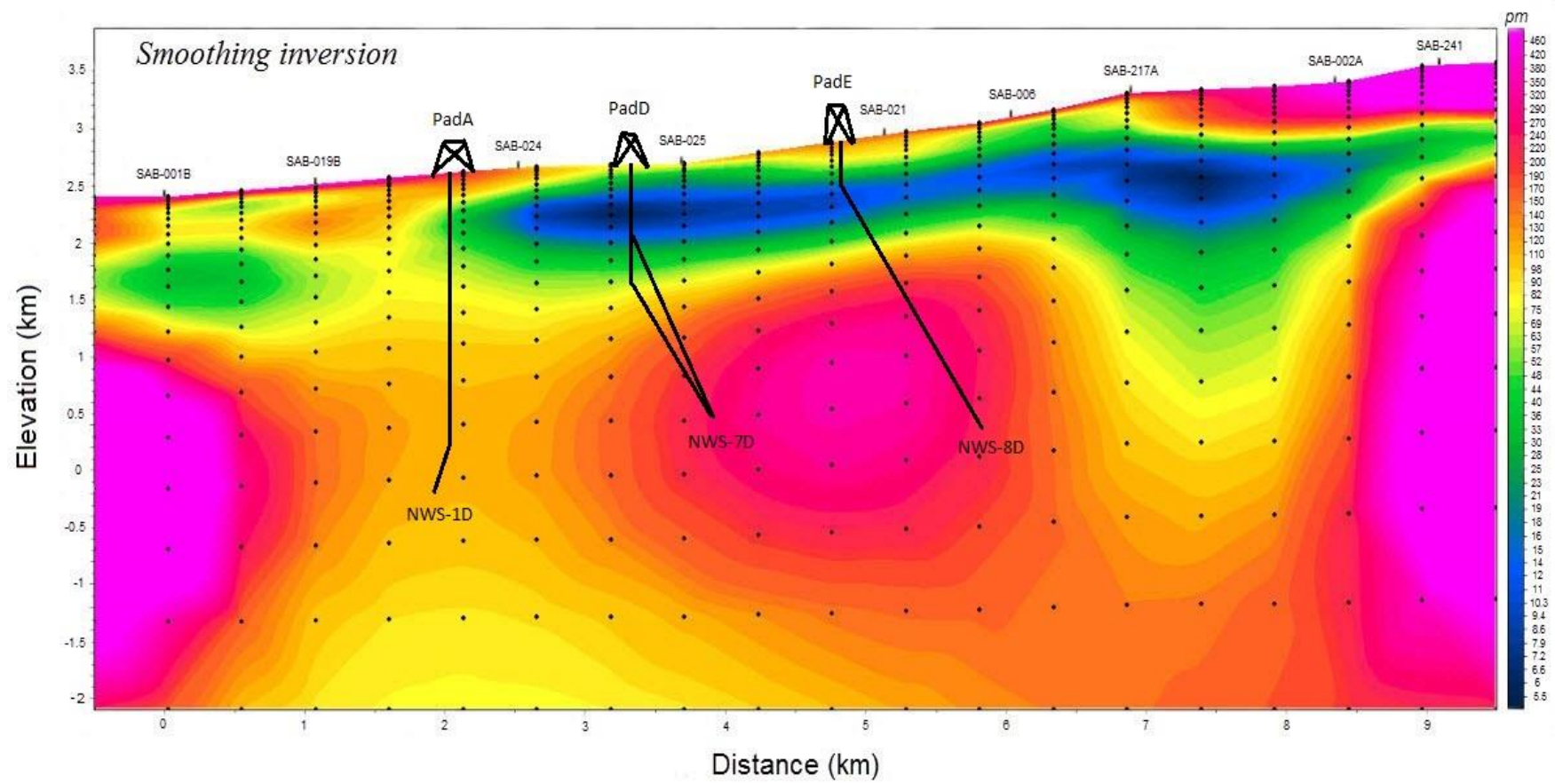
بر اساس یکی از تئوری‌های اکام که در اوایل قرن چهاردهم نوشته شده (Constable, 1987; Russe, 1946) این کار بیهوده‌ای است که در آن عملی که به روش ساده‌تر و با تعداد مراحل کمتر قابل انجام است با اعمال پیچیده‌تر و مراحل بیشتر انجام می‌گردد. روش وارون‌سازی هموار یا اکام نیز بر این اساس توسعه نام‌گذاری شده است. اساس وارون‌سازی هموار یا جستجو برای مدل هموار این است که مدل‌های فاقد مطابقت با داده‌های مشاهده‌ای، در مجموعه‌ی پاسخ‌ها وارد نشوند (Constable, 1987).

در نتیجه انتظار می‌رود که نواحی با مقاومت ویژه‌ی زیاد یا مقاومت ویژه کم از مدل هموار، در عین سادگی، معرف مدل واقعی زمین باشند. از دیگر فواید روش وارون‌سازی هموار آن است که یک مدل خاص با مشخصات انتخاب شده جستجو می‌شود که به حدس اختیاری اولیه بستگی ندارد (قائدرحمتی، ۱۳۹۲).

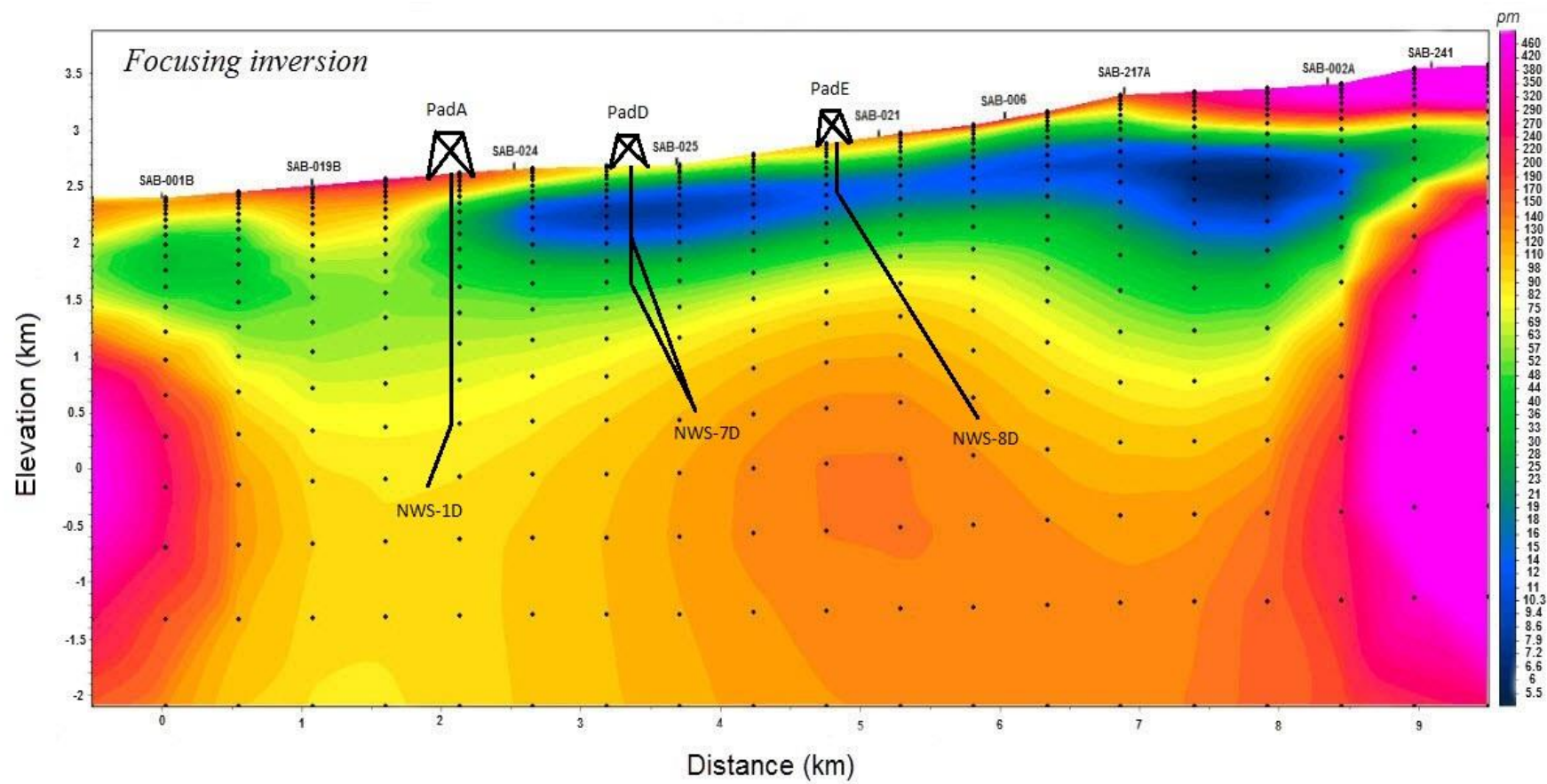
با این تفصیل نرم‌افزار ZondMT2D، قابلیت مدل‌سازی به روش‌های زیر را داراست از جمله Smoothing inversion و Focusing inversion و Occam inversion و Blocks inversion و Marquardt inversion است که تنها به بررسی دو مورد اول پرداخته شده است.

وارون‌سازی هموار با روش کمترین مجموع مربعات با استفاده از هموارسازی اپراتورها محدود شده است. به‌عنوان یک نتیجه از این الگوریتم هموار (بدون مرزهای تیز) و توزیع پارامتر ثابت دریافت کرده است (شکل ۵-۱۴). این نوع وارون‌سازی در اکثر موارد پیشنهاد می‌شود.

وارون‌سازی متمرکز وارون‌سازی ای است که بر پایه روش کمترین مجموع مربعات با استفاده از اپراتور هموار و کنتراست اضافی متمرکز بنا شده است. به‌عنوان یک نتیجه از قطعه‌ای از این الگوریتم، توزیع پارامترهای هموار (که مدل متشکل از بلوک‌های ثابت است) می‌توان دریافت (شکل ۵-۱۵) که این الگوریتم حساس به پارامتر آستانه است؛ به عبارت دیگر اگر سلول‌های مجاور متحد باشند یا نه، این پارامتر تعریف می‌شود.



شکل ۵-۱۴: مدل سازی دوبعدی وارون سازی هموار پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D



شکل ۵-۱۵: مدل سازی دوبعدی وارون سازی متمرکز پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D

با توجه به اطلاعات به دست آمده از گمانه‌های NWS-7D که در جدول (۵-۱) آورده شده استمی -
 توان دریافت که لایه رسانا که از سطح آغاز می‌شود منطبق با اسمکتیت (Sm) و ایلیت اسمکتیت
 (II-Sm) است در حالی که لایه زون اپیدوت منطبق با افزایش مقاومت ویژه است (بیشتر از $30 \Omega m$)
 .(اطلاعات مشابهی را می‌توان از گمانه NWS-8D دید که در جدول (۵-۲) آمده است. اسمکتیت
 (Sm) ، کلرین (Cl) و ایلیت اسمکتیت (II-Sm) از جمله آنها است با مقاومتی کمتر از $30 \Omega m$
 که می‌توان به اختصار نام برد. در حالی که حضور ایلیت و سریسیت منطبق با مقاومتی بالاتر از $30 \Omega m$
 است علاوه بر این با توجه به ارتباطات موجود، متامورفیک‌های پالئوزوئیک در لایه‌هایی با مقاومت
 بیشتر از $70 \Omega m$ قرار دارند. با توجه به اطلاعات به دست آمده از چاه‌ها و گمانه‌ها تنها راه صحت
 سنجی مقایسه اطلاعات و مدل‌های به دست آمده است این نتیجه حاصل شده که در مدل متمرکز
 بیشترین انطباق از نظر زمین‌شناسی و مقاومت ویژه وجود دارد.

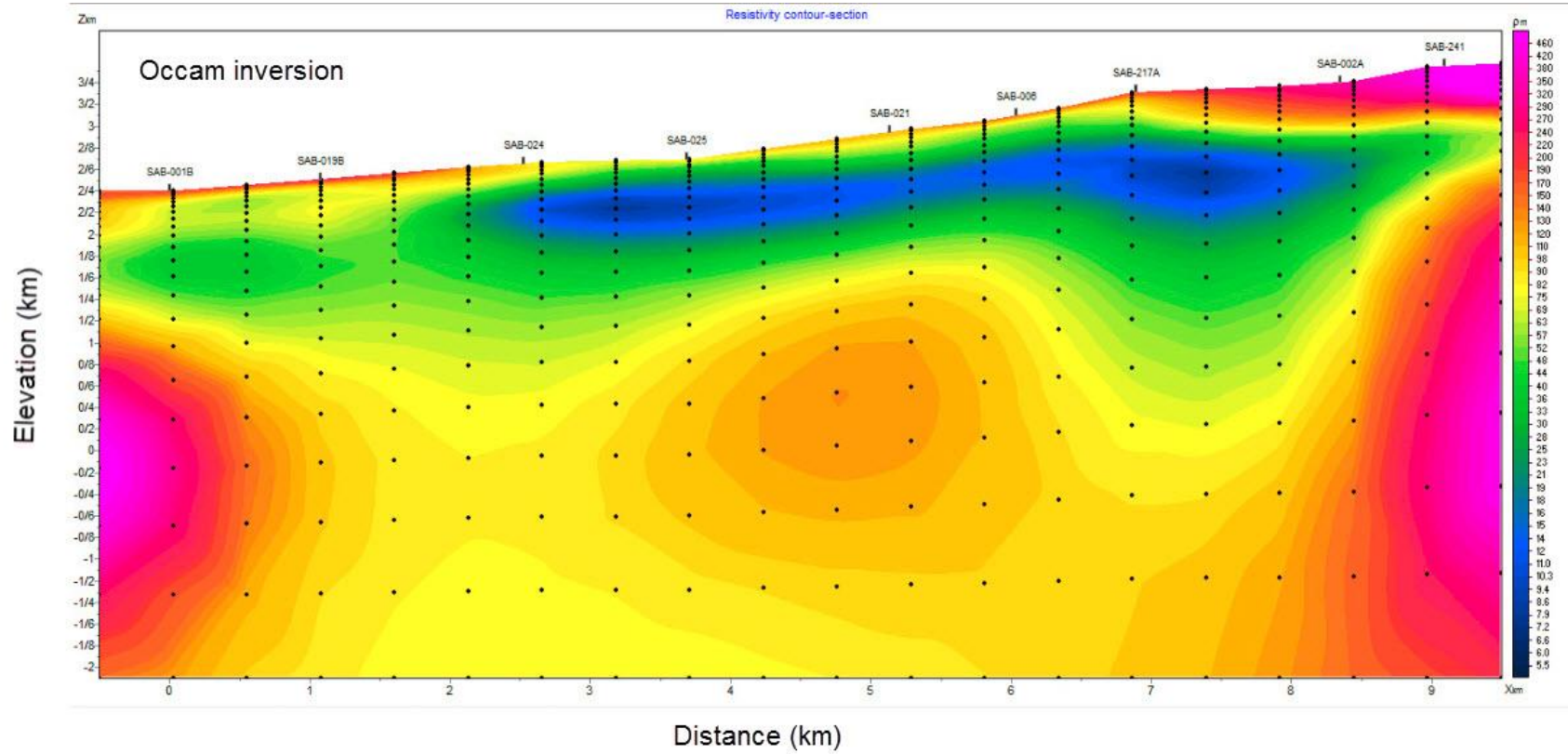
جدول ۵-۱: تناوب کانی‌های زمین‌گرمایی و پیش‌بینی دماهای گمانه NWS-7D (EDC,2009)

Depth (m MD/m VD)	Index Minerals	Predicted Temperature(°c)
~200	Smectite, Tridymite, Cristobalit	<100
~420	Chlorite, Smectite	~120
~550	Iilite-Smectite, Quartz	~150 – 180
~820	Incipient Epidote	~180 – 200
~960	Iilite, Incipient to anhedral Epidote	~200 – 220
1316/1280	Euhedral to Subhedral epidote	~240 – 250
2180/1982	Euhedral to subhedral Epidote veins	≥ 250
2480/2188	Iilite-Smectite, anhedral Epidote, Laumonite	~220 – 240
2700/2260	Laumonite	~220 – 240

جدول ۵-۲: تناوب کانی‌های زمین‌گرمایی و پیش‌بینی دماهای گمانه NWS-8D (EDC,2009)

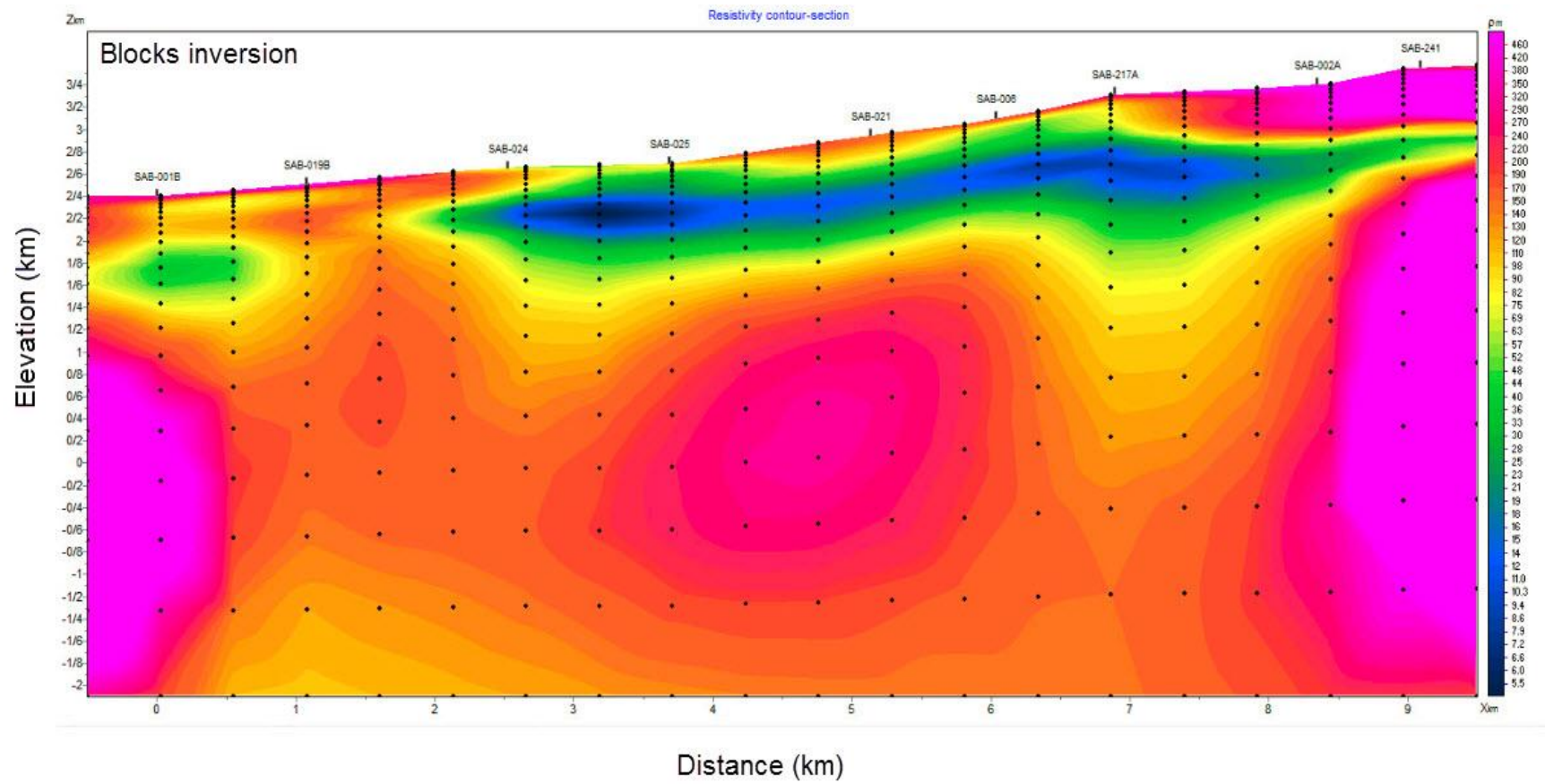
Depth (m MD/m VD)	Alternation Mineral Geo-Thermometers	Predicted Temperature(°c)
170	Smectite, Tridymite	<100
280	Chlorite, Sphene	~120
300-486	Smectite, Vermiculite, Chlorite, Illite-Smectite	~120 – 150
495-696	Illite-Smectite, Quartz, Incipient to anhedral Epidote	~150 – 180
706-958	Illite-Smectite, Incipient to anhedral Epidote	~180 – 200
1251	Illite-Smectite, anhedral Epidote	200
1624	Illite-Smectite, Anhydrite, Sericite	~250
1743	Epidote, Illite, Chlorite	~250
1785	Vein Epidote, Illite, Chlorite	~250 – 260
1815	Actinolite, Biotite, vein Epidote	~260
2174	Muscovite, Illite, Biotite, Epidote	≥260
2341	Muscovite, Andalusite	260-280

وارون‌سازی اکام وارون‌سازی ای است که بر پایه روش کمترین مجموع مربعات با استفاده از اپراتور هموار و کوچک‌سازی کنتراست اضافی بنا شده است (Constable, 1987). این مدل را به‌عنوان یکی از نتایج حاصل از این الگوریتم توزیع پارامترهای هموار می‌توان به حساب آورد (شکل ۵-۱۶).

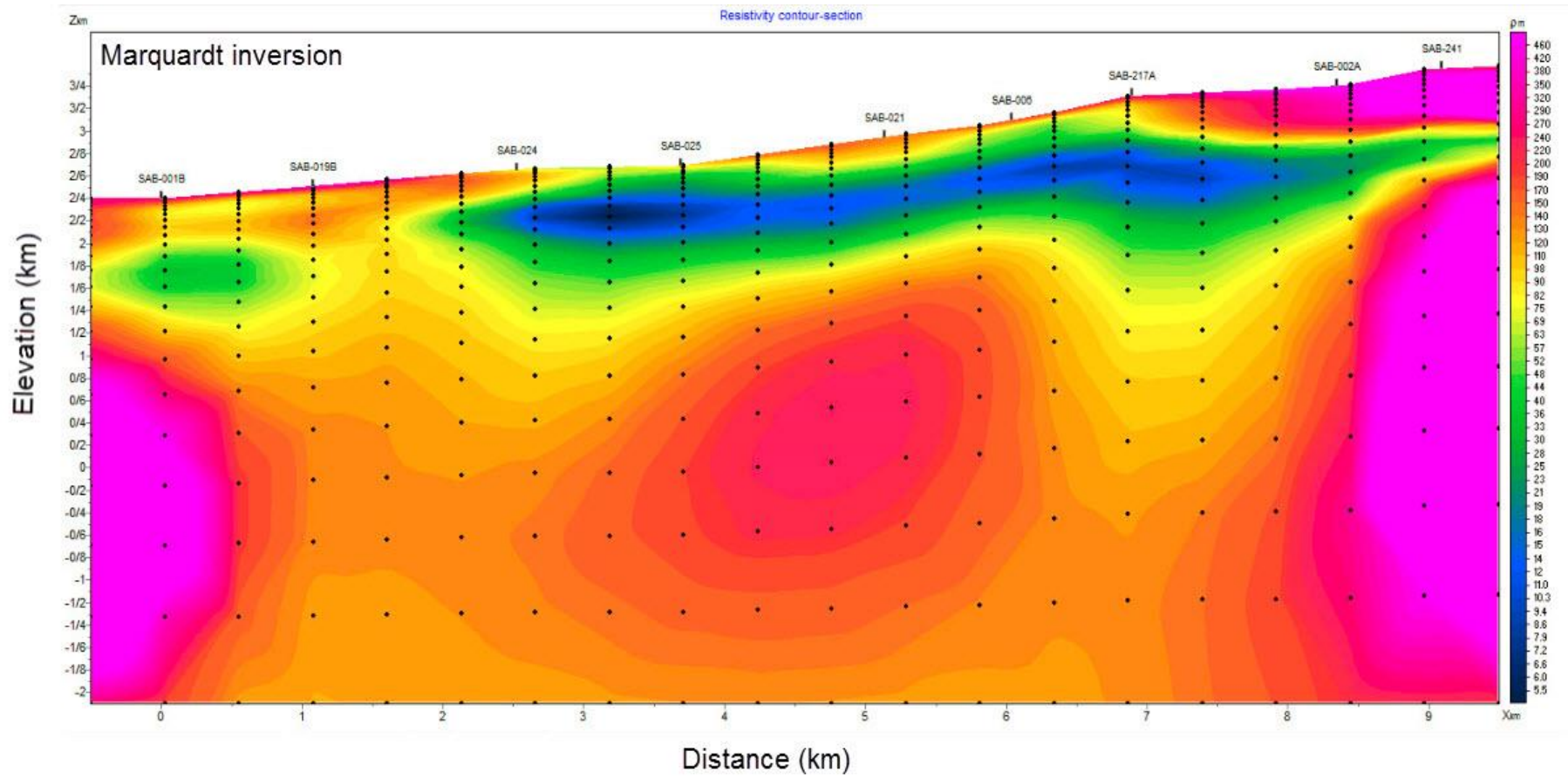


شکل ۵-۱۶: مدل سازی دوبعدی وارون سازی اکام پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D

وارون‌سازی بلوکی پارامترها را برای دامنه‌های معینی که در مقاومت ویژه تفاوت دارند برآزش می‌دهد. دامنه‌ها با مقاومت ویژه برابر به‌عنوان تک بلوک در نظر گرفته می‌شوند (شکل ۵-۱۷). استفاده از این الگوریتم برای نتایج خاص از روش‌های قبلی زمانی که بلوک‌های لازم انتخاب شده‌اند ترجیح داده می‌شود. روش وارون‌سازی مارکوآرت یک الگوریتم وارون‌سازی کلاسیک با روش کمترین مجموع مربعات با تنظیم پارامتر نوسان است. این الگوریتم اجازه دسترسی به مدلی با مرزهای تیز را می‌دهد (شکل ۵-۱۸). کاربرد غیرمعقول تعدیل روش وارون‌سازی می‌تواند برای دستیابی به نتایج متغیر و افزایش خطای RMS منجر شود که این اشتباه در محاسبه الگوریتم است. بهترین گزینه برای استفاده از روش مارکوآرت به‌عنوان یک روش تخصصی بعد از هموارسازی محدود یا اکام است (Zond (geophysical software Saint-Petersburg 2001-2012).

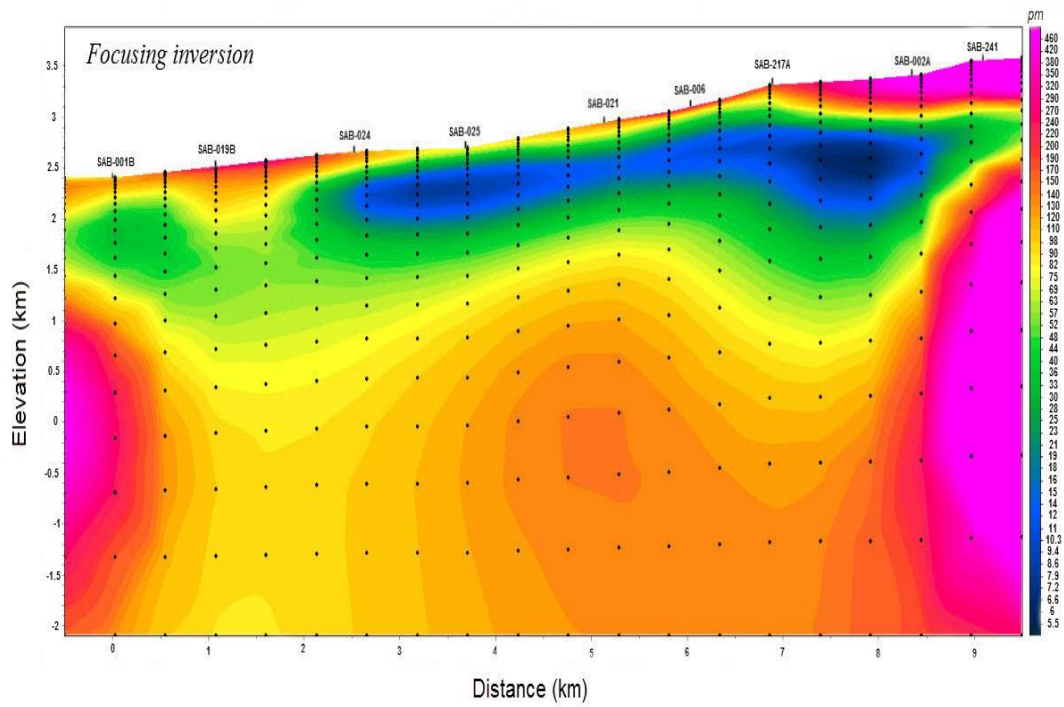
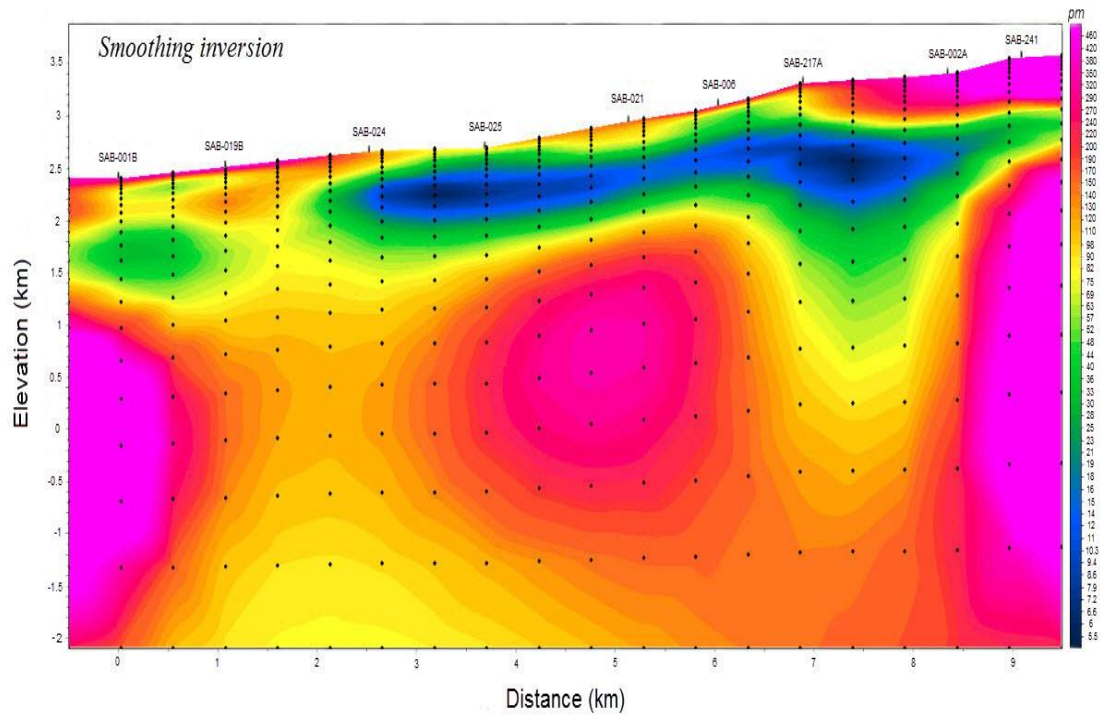


شکل ۵-۱۷: مدل‌سازی دوبعدی وارون‌سازی بلوکی پروفیل P1 با نرم‌افزار ZondMT2D



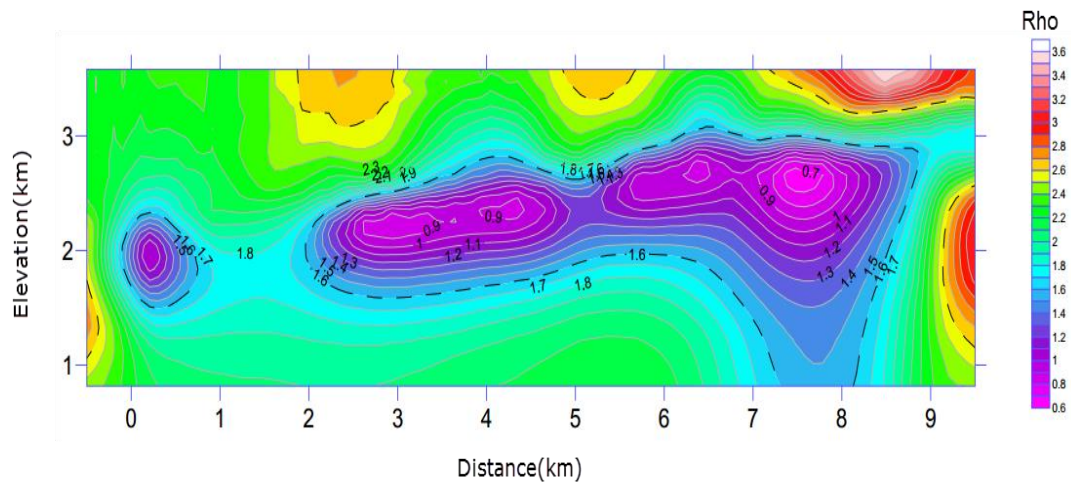
شکل ۵-۱۸: مدل سازی دوبعدی وارون سازی مارکوآرت پروفیل P1 با نرم افزار ZondMT2D

با توجه به توضیحات بالا در مورد هر یک از مدل‌ها می‌توان به راحتی مزایا و معایب هر روش پی برد. از آنجاکه مورد بررسی در این پایان‌نامه مقایسه بین دو مدل وارون‌سازی هموار و وارون‌سازی متمرکز می‌باشد با توجه به قرارگیری دو مدل (شکل ۵-۱۹) در کنار هم این نتیجه حاصل شده است که برای دستیابی به یک مدل بهتر می‌توان از روش متمرکز استفاده کرد و از آنجا که روش متمرکز بهینه‌سازی شده روش هموار است پس می‌توان گفت که این روش مدل مناسب‌تری را در اختیار قرار می‌دهد. به این صورت که در روش وارون‌سازی هموار با توجه به توضیحات قبل مدل با خطای بیشتری از نظر محدوده مورد بهره‌برداری همراه است. در روش وارون‌سازی متمرکز این مشکل با قرار دادن یک سری محدودیت‌ها از بین رفته و محدوده مورد مطالعه متمرکزتر از قبل می‌شود که در اینجا برای معین کردن نقاط درست حفاری برای دستیابی به آب‌های زیرزمینی و منابع زمین‌گرمایی و حتی ذخایر معدنی بیشتر مورد استفاده است چون هم در زمان و هم در هزینه صرفه‌جویی خواهد شد. با توجه به مدل به دست آمده از نرم‌افزار WinGLink و تفسیر آن که به تفصیل در بالا آمده است می‌توان همان نتایج را در این مدل‌ها نیز مشاهده کرد، به طوری که با تطبیق اطلاعات گمانه‌های به-دست آمده، این نتیجه حاصل می‌شود که مدل‌سازی به روش وارون‌سازی متمرکز منبع هدف موردنظر (در اینجا ذخایر زمین‌گرمایی) را به صورت واضح‌تر و با تجمع بیشتر و محدوده متمرکزتر نشان می‌دهد. در اینجا نیز ضخامت محدوده موردنظر که از نظر مقاومت ویژه مقدار کمی را داراست و امکان وجود منابع زمین‌گرمایی در آن منطقه وجود دارد در حدود ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متر می‌باشد.

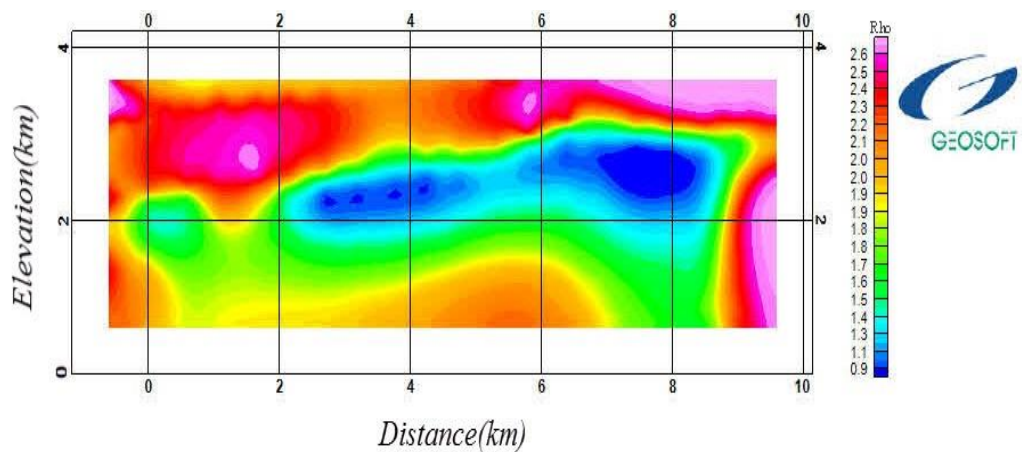


شکل ۵-۱۹: دو مدل دوبعدی وارون‌سازی هموار و متمرکز پروفیل P1

این پروفیل توسط دو نرم‌افزار دیگر، نرم‌افزار Surfer و Oasis Montaj نیز مورد بررسی قرار گرفت که در شکل (۲۰-۵) و (۲۱-۵) به نمایش در آورده شده است.



شکل ۲۰-۵: مدل به دست آمده از نرم‌افزار Surfer



شکل ۲۱-۵: مدل به دست آمده از نرم‌افزار Oasis Montaj

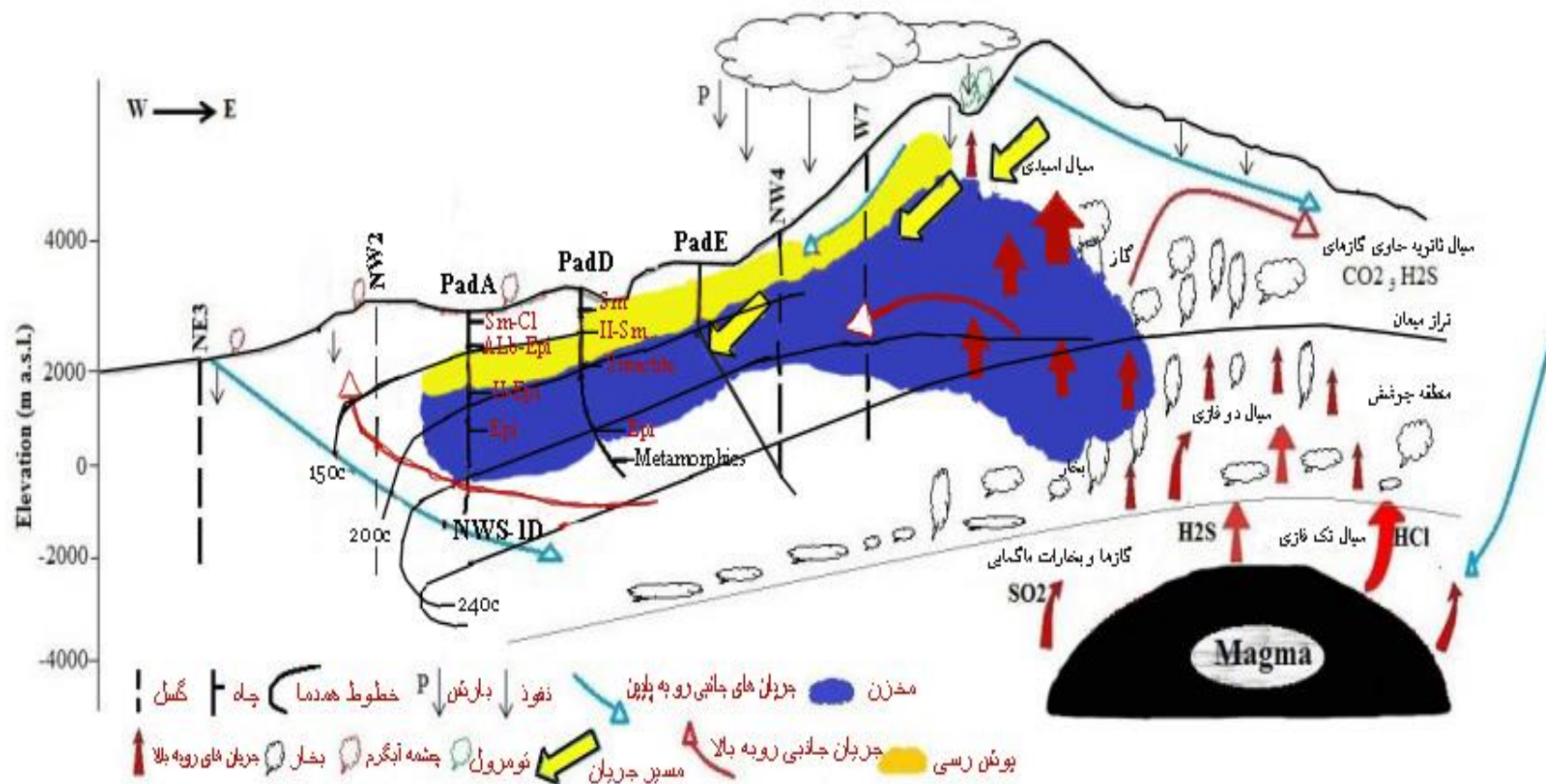
۵-۴- ارائه یک مدل ژئوفیزیکی برای سیستم زمین گرمایی منطقه مورد مطالعه

مدلی که فرآیندهای فیزیکی که در داخل مخزن اتفاق می افتد را از قبیل جریان سیال در داخل مخزن، موقعیت منبع حرارتی و جهت حرکت حرارت در داخل مخزن، ساختارهای تکتونیکی و لایه-های نفوذپذیر را توصیف می کند، مدل ژئوفیزیکی نامیده می شود. معمولاً این مدل یک مدل اولیه و مقدماتی برای ساخت مدل کامپیوتری است (Aromaharmuzi, 2004).

مدل ژئوفیزیکی

برای بررسی شرایط زیرزمینی منابع زمین گرمایی منطقه، مدل ژئوفیزیکی بر اساس نقشه های زمین شناسی و توپوگرافی، نتایج مدل سازی ژئوفیزیکی، بررسی های هیدروژئوشیمی و اطلاعات حفاری حاصل از چاه ها تهیه شده که در شکل (۵-۲۲) نمایش داده شده است.

در منطقه مورد مطالعه، منشأ تشکیل سیستم هیدروترمال و منبع حرارتی سیستم، توده های نفوذی ماگمایی می باشد. این توده ای نفوذی در اعماق ۵ تا ۶ کیلومتری از سطح زمین قرار دارند و ترکیب شیمیایی آن ها دامنه وسیعی از سنگ های گرانیتی تا گابرو را دربر می گیرد و از جنس تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی و مونزونیت است. آب های نفوذی که با توده های نفوذی مرتبط هستند با جذب و حل گازها و بخارات حاصل از توده های ماگمایی (سیال اولیه) دمای آن ها به طور قابل ملاحظه ای افزایش می یابد. بخش عمده آب های نفوذی را آب های جوی تشکیل می دهند. سیال حاصل از توده های نفوذی، همراه با مقادیری گاز محلول از قبیل HCl ، H_2S ، SO_2 نیز در نزدیکی توده نفوذی قرار دارد.



شکل ۵-۲۲: مدل ژئوفیزیکی سیستم زمین گرمایی منطقه مشکین شهر

در بالای توده نفوذی دما به بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد می‌رسد. وجود جریان‌های جانبی آب‌های نفوذی و سرد شدن سنگ‌ها باعث می‌شود این سنگ‌ها دارای درز و شکاف شده و پتانسیل جریان را برای سیال فراهم آورد. به سبب اختلاف دما و وجود گرادیان فشار، سیال به بالا حرکت می‌کند. عمق ناحیه‌ای که در آن جریان رو به بالای سیستم اتفاق می‌افتد بین ۲ تا ۴ کیلومتر است. بخشی از سیال با توجه به وضعیت زمین‌شناسی و تکتونیک محیط، جریان‌های جانبی خروجی را تشکیل داده و اگر محیط تراوای مناسبی را پیدا کنند مناظر هیدروترمالی را در سطح به وجود می‌آورند. مهم‌ترین گاز-های موجود CO_2 و H_2S است و در حضور اکسیژن کافی (از برخورد سیال با هوا یا اکسیژن محلول در آب‌های زیرزمینی تأمین می‌شود) به محلول اسیدی تبدیل می‌شود و سیال غنی از سولفات را تشکیل می‌دهد. خروج این سیالات باعث ظهور چشمه‌های آب گرم و معدنی در سطح زمین می‌شود (خوچم لی، ۱۳۹۰).

فصل ۶- نتیجه‌گیری و پیشنهادات

نتیجه گیری

- ◀ نتایج وارون سازی یک بعدی هموار، داده های میانگین هر دو مد TE و TM که برای پروفیل P1 انجام شده که وجود دو منطقه آنومال را که احتمالاً در ارتباط با وجود مخزن زمین گرمایی در منطقه است نشان می دهد.
- ◀ با توجه به اینکه ابعاد ساختارهای منطقه در اعماق میانی غالباً دوبعدی است از این رو برای کسب نتایج دقیق تر از محل قرارگیری زون های آنومال، وارون سازی دوبعدی به روش گرادیان مزدوج غیرخطی بر روی پروفیل برداشت داده های MT انجام شد. نتایج حاصل از وارون سازی دوبعدی نشان می دهد مخزن زمین گرمایی در عمق ۲۰۰۰ متری و در موقعیت تقریبی زیر ایستگاه های ۲۵، ۶، ۲۱۷ و ۲ قرار دارد.
- ◀ با مقایسه نتایج از دو شکل (۵-۱۳) و (۵-۱۹) و اطلاعات زمین شناسی (شکل ۵-۱۲) دو منطقه آنومال به دست آمده تطبیق درستی را با هم نشان می دهند.
- ◀ نتایج تفسیر مقاطع مقاومت ویژه نشان می دهد که جهت جریان سیال هیدروترمال از شمال غرب به جنوب شرق یعنی از شرق دره موئیل به سوی غرب آن می باشد.
- ◀ در شکل (۵-۱۹) به وضوح می توان تفاوت مابین دو مدل را درک کرد به طوری که واضح است در مدل سازی متمرکز امکان تشخیص دقیق تر منبع زمین گرمایی وجود دارد. به طوری که زمان و انرژی بیهوده هدر نرود.
- ◀ با توجه به مقادیر مقاومت ویژه ای که از مدل سازی های دوبعدی حاصل شد نوع سیستم ژئوترمال در این منطقه، هیدروترمال با فاز سیال غالب آب می باشد.
- ◀ توده های نفوذی واقع در زیر آتشفشان منبع اصلی حرارتی سیستم محسوب می شوند که در عمقی بین ۵ تا ۶ کیلومتر قرار دارند و ساختار سنگی از گرانیت تا گابرو دیوریت را دربر می گیرد.

پیشنهادات

- ◀ برای دستیابی دقیق به وسعت مخزن زمین گرمایی در منطقه، احداث چاه در بخش‌های شرقی دره موئیل هم پیشنهاد می‌شود.
- ◀ به دست آوردن اطلاعات بیشتر از ساختار تکتونیکی و زمین‌شناسی منطقه و تهیه نقشه‌ای کامل از این ساختارها، می‌تواند کمک بیشتری به فهم این سیستم هیدروترمال کند.
- ◀ تعداد داده‌های مورد استفاده در این پروژه می‌توانست بیشتر باشد تا نتیجه مطلوب‌تری حاصل شود پس پیشنهاد می‌شود در برخی از مناطق که امکان وجود منابع زیرزمینی بیشتر است داده‌های بیشتری برداشت شود.
- ◀ با توجه به اینکه قابلیت نرم‌افزار ZondMT2D بسیار بیشتر از کار انجام‌شده است، پیشنهاد می‌شود مزایا یا معایب روش‌های دیگر *Occam inversion* و *Block inversion* و *Marquardt inversion* نیز مورد بررسی قرار گیرد.
- ◀ از روش معکوس‌سازی *Sharp boundry* برای توام کردن مدل‌سازی *MT* و داده‌های چاه استفاده گردد.
- ◀ از مدل‌سازی سه بعدی استفاده شود تا انطباق بیشتری حاصل گردد.

منابع

- امینی، ب، ۱۳۶۳. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ مشکین شهر، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.
- حمزه لویی، س، ۱۳۹۳. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ارائه مدل ژئوفیزیکی برای منابع زمین‌گرمایی غرب و جنوب سبلان با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خوجم لی، ا، ۱۳۹۰. پایان‌نامه کارشناسی ارشد: ارائه مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی مشکین‌شهر با استفاده از نتایج مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده‌های هیدروژئوشیمی، زمین‌شناسی و حفاری، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- زینال پور، ع، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، ۱۳۹۳. پردازش، مدل‌سازی و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک منطقه بوشلی (استان اردبیل) با هدف اکتشاف منابع زمین‌گرمایی، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- فیلبندی کشکولی، م، کامکار روحانی، ا، مرادزاده، ع، عاصی، ح، ۱۳۹۵. مطالعه ساختارهای هیدروکربوری یکی از میادین جنوب غرب ایران با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک، ماهنامه علمی-ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۳۷.
- قائدرحمتی، ر، ۱۳۹۲. رساله دکترا، تخمین بهینه پارامتر منظم‌سازی برای بهبود معکوس‌سازی دو و سه‌بعدی داده‌های مگنتوتلوریک، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- قندی، ر، ۱۳۸۶. پایان‌نامه کارشناسی ارشد: ارائه روشی برای کاهش اثرات ناهمگنی‌های سطحی روی داده‌های مگنتوتلوریک و مدل‌سازی داده‌های آن، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- نعمت‌اله محمد، ن، مشین‌چی اصل، م، عابر، ح، ۱۳۹۳. وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مقاومت ویژه با استفاده از روش اکام، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۵۴-۵۸.

• هاشمی، ن، ۱۳۹۱. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری کپه داغ غربی، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- Alavi, M., 2007, structure of the zagros fold-thrust belt in Iran, American Journal of Science, 307, 1064-1095.
- Barbasa, V. C. F., and Silva, J. B. C., 1994, Generalized compact gravity inversion, Geophysics, 59(1), 57-68.
- Blakely, R. J., 1995, Potential theory in gravity and magnetic Applications, Cambridge University Press.
- Berdichevsky, M. N., 1963, Linear relationship in magnetotelluric field, Prikladnaya geophyzika, 38, 74-91.
- Berdichevsky, M. N., 1960, Theoretical basis of magnetotelluric profiling, Prikladnaya geophyzika, 28, 27-42.
- Berdichevsky, M. N., 1968, Electrical prospecting by the method of magnetotelluric profiling, Nedra, Moscow.
- Berdichevsky, M. N., Vanayan, L. L., Fainberg, E. B., 1969, O theoretical principles of using electromagnetic variations for the Earth's conductivity study, Geomagnetism and Aeronomy, 9, 570-572.
- Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I., Pozdnjakova, E. E., 1998, On two-dimensional interpretation of magnetotelluric soundings, Geophys. J. Int. 133, 585-606.
- Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I., 2002, Magnetotelluric in the context of the theory of ill-posed problems, In: Keller, G. V. (Ed), Magnetotelluric in exploration for oil and gas. SEG.
- Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I., 2008, **Modela and Methods of Magnetotellurics**, Academy of Sciences Institute of Geophysics.
- Bostick, F. X., 1977, A simple almost exact method of MT analysis, Workshop on electrical method in geothermal Exploration, U.s. Geol. Surv., Contract No.14080001-8-359.
- Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, Geophysics, 18, 605-635.

- Canstable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G. 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating models from electromagnetic sounding data, *Geophysics.*, 52, 289-300.
- Cantwell, T. and Madden, T. R., 1960, Preliminary report on crustal magnetotelluric measurements, *J. Of. Geophysics*, 65(12), 4202-4205.
- Debeglia, N., and Corpeil, J., 1997, Automatic 3D interpretation of potential field data using analytic signal derivatives, *Geophysics*, 62(1), 87-96.
- Dobrin, M. B., Savit, C. H., 1988, *Introduction to geophysical prospecting* Fourth Edition, McGraw-Hill Book Company, 867.
- Energy Development Corporation (EDC), 2008.
- Geosystem SRL., 2003, A guide to using WinGLink, ver.2.1.1.
- Green, W. R., 1975, Inversion of gravity profiles by use of Backus-Gilbert approach, *Geophysics*, 40(5), 763-772.
- Gunn, P. J., 1975, Linear transformations of gravity and magnetic fields, *Geophysical prospecting*, 23(2), 300-312.
- Jackson, P. D., Earland, S. J., Reece, G. J., 2001, 3D resistivity inversion using 2D measurements of the electric field. *Geophys. Prosp.* 49, 26-39.
- Kaufman, A. A., and Keller, G. V., 1981, *the magnetotelluric sounding method*, Elsevier, 595.
- Kingston Morrison, 1998, Sabalan geothermal project: Review of existing data Report No. # 2505-RPT-GE-003, Revision 0, internal report prepared for SUNA.
- Kingston Morrison, 1999a, Sabalan geothermal project, stage 1- surface Exploration. VOLUME 1, Report on Geophysical Survey. Report No.2505-RPT-GE-016.
- Kingston Morrison, 1999b, detailed geological mapping. Stage 1- surface Exploration drilling areas, NorthWest Sabalan, Report No. #2505-RPT-GE-017, Revision 0, internal report prepared for SUNA.
- Kingston Morrison, 2001a, Assessment and Development of the Sabalan geothermal Area, stage 1- surface Exploration. Report No.#2505-RPT-GE-020, Revision 2, Final report Contract 77/13, Internal report prepared for SUNA.

- Kingston Morrison, 2001b, Assessment and Development of the Sabalan geothermal Area, stage 1- surface Exploration. Report No.# 2505-RPT-GE-020, Revision 3, Final report Contract 77/13, Internal report prepared for SUNA.
- Last, B. J., and Kubik, K., 1983, Compact gravity inversion, *Geophysics*, 48(6), 713-721.
- Li, Y. G., and Oldenburg, D. W., 1996, 3D inversion of magnetic data, *Geophysics*, 61(2), 394-408.
- Li, Y. G., and Oldenburg, D. W., 1998, 3D inversion of gravity data, *Geophysics*, 63(1), 109-119.
- Meju, M. A., 1994, *Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice*. SEG Book.
- Moradzadeh, A., 1998, Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using Magnetotelluric (MT), Ph.D Thesis, Flinders University of south Australia, 334.
- Moradzadeh, A., 2003a, Static shift appraisal and it's correction in magnetotelluric (MT) survey, 21st Geoscience Vonferance and Exposition, Tehran, Iran.
- Noorollahi,Y., Itoi,R., 2008, Numerical simulation or development scenarios of NW-Sabalan geothermal reservoir, Iran, Proceedings, Thirty-third Workshop on geothermal reservoir Engineering Stanford University, California, January 28-30.
- Orange, A. S., 1989, Magnetotelluric exploration for hydrocarbons, *Proc.IEEE*, 77.
- Oskooi, B., Pederson, L. B., Smirnov, M., Arnason, K., Eysteinnsson, H., Manzella, A., and The DGP Working Group, 2005, The deep geothermal structure of Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Island, *Physics of Earth and Planetary Interiors*, 150, 183-195.
- Park, S. K., and Livelybrooks, D. W., 1989, Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in magnetotllurics, *Geophysics*, 11, 1483-1490.
- Price, A. T., 1962, Theory of magnetotelluric field when source field is considered, *J. Geophysics. Res.* 67, 1907-1918.

- Price, A. T., 1967, Electromagnetic induction within the Earth, in Matsushita, S., and Campell, W. H., (eds.), physics of Geomagnetic Phenomena, Academic Press, London, 235-295.
- Portniaguine, O., Zhdanov, M., 1999, Focusing geophysical inversion images, *Geophysics*, 64(3), 874-887.
- Rodi, W. L. and Mackie, R. L., 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187.
- Roest, W. R., Werhoef, J., and Plington, M., 1992, Magnetic interpretation using the 3D analytic signal, *Geophysics*, 57(1), 116-125.
- Roest, W. R., and Plington, M., 1993, Identifying remanent magnetization effects in magnetic data, *Geophysics*, 58(5), 653-659.
- Schmucker, U., 1970, Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, Univ. of California Press, Berkley.
- Sharka, L., and Menvielle, M., 1997, Analysis of rotational invariants of magnetotelluric impedance tensor, *Geophys. J. Int.* 129, 133-142.
- Simpson, F., Bahr, K., 2005, *Practical Magnetotellurics*, Press Syndicate of University of Cambridge.
- SKM, 2003, Geological report for Well NWS-1, Revision 0, AP00079-RPT-GE-009.
- SKM, 2004, Geological report for Well NWS-3, Revision 0, AP00079-RPT-GE-013.
- SKM, 2004, Geological report for Well NWS-4, Revision 0, AP00079-RPT-GE-017.
- Spector, A., and Grant, F. S., 1970, Statistical models for interpreting aeromagnetic data, *Geophysics*, 35(2), 293-302.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., Pellerin, L., 1988, Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic sounding, *Geophysics*, 53, 1459-1468.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. and Sheriff, R. E., 1990, *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, 770.
- Tikhonov, A.N., 1950, on determination of electric characteristics of deep layers of the Earth crust, *Dokl.Acad.Nauk SSSR* 151, 295-297.

- Tikhonov, A.N., 1965, Mathematical basis for electromagnetic sounding, *J.Comput.Math.Math.phys.*3, 207-211.
- Tikhonov, A.N., and Arsenin, V.Ya. 1977, *Methods of solution of ill-posed problems*, New York, Wiley.
- Torres-Verdin, C., 1985, Implications of the born approximation for the MT problem in three-dimensional environments. Ms Thesis, University of Texas Austin.
- Torres-Verdin, C., and Bostick, F. X. Jr., 1990, Properties of EMAP in Two-dimensional Environments. 60th Annual International SEG Meeting. San Francisco.
- Vozoff, K., 1972, the magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins, *Geophysics*. 37(1), 98-141.
- Vozoff, K., 1991, The magnetotelluric method in *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, M. N. Nabighian, Ed. SEG, Tulsa, 2(8), 713-809.
- Wait, J. R., 1954, on the relation between telluric currents and the Earth's magnetic field, *Geophysics*, 19, 281-289.
- Wait, J. R., 1962, Theory of the magnetotelluric field, *J. Res. Nat. Bur. Standards* 66D, 590-641.
- Xiao, W., 2004, Ms Thesis, Magnetotelluric exploration in the Rocky Mountain Foothills, University of Alberta, Edmonton, Canada.
- Zond geophysical software saint-petersburg, 2001-2012.

Abstract

Magnetotelluric method is one of the most widely used subsurface resources exploration methods, which is a suitable method for detecting subsurface abnormalities at high depths. The studied area in the Moil Valley is located in the geographical coordinates and the $38^{\circ}12'26.7''$, $38^{\circ}16'59.8''$ latitude and $47^{\circ}43'38.2''$, $47^{\circ}45'58.6''$ longitude, in the south of Meshkinshahr. In this study, the most consistent model with the source of geothermal is identified by using two-dimensional modeling of Magnetotelluric data of the region, by comparing the two models. In this research, two WinGLink and ZondMT2D softwares which are the most well-known modeling software in the field of MT were used to compare two models to achieve the most appropriate model. Because in both softwares the different approaches are used in the term of MT methodology for modeling. In addition to the well information, the output of the two Oasis Montaj and Surfer softwares have also been used. Due to the fact that the dimensions of the region structures are often two-dimensional in the middle depths, hence for more accurate results from the location of the Anomalous zone, two-dimensional inversion was carried out by Nonlinear Conjugate gradient (NLCG) method on MT data profile. Considering the all modeling done with both approaches in the mentioned softwares, the results of the two-dimensional inversion based on the existence resistivities show that the geothermal source is located at the depth of 2000 meter in the approximate position below the stations 25, 21, 6, 217 and 2. As it is obvious, in the Focus modeling, it is possible to identify the source of the geothermal than the Smooth modeling. Magmatic intrusions are the main thermal source of the system, which is located in a depth of 5 to 6 kilometers, and include a rock structure from granite to gabbro-diorite.

Key words: Geothermal, Smoothing inversion, Focusing inversion, Magnetotelluric, Iran



Shahrood University of Technology

Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

This thesis submitted in part fulfillment of the degree of Master in
Geophysics

**Comparison of Smoothing and Focusing inversion by
magnetotelluric data in geothermal exploration north-
west of Iran**

By:

Maedeh Hasanalizadeh Kolagari

Supervisor:

Dr. A. Nejati Kalateh

Advisors:

Dr.A.Kamkar Rohani

Dr.M.Rezaei

September 2017

