

به نام پروردگارم که در این نزدیکی است



دانشکده مهندسی معدن ، نفت و ژئوفیزیک

گروه ژئوفیزیک

معکوس سازی مرز های تیز داده های مگنتوتلوریک کوه های سبلان
جهت اکتشاف منابع زمین گرمایی

کامران قمری:

اساتید راهنما :

جناب آقای دکتر علی نجاتی کلاته

جناب آقای دکتر علیرضا عرب امیری

اساتید مشاور :

پروفسور علی مرادزاده

دکتر محمد رضا رحمانی

شهریور ماه ۱۳۹۷

شماره: ۳۰۰۴ / ۹۷ / ۳۶
تاریخ: ۲۱ / ۹ / ۹۷

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای کامران قمری با شماره دانشجویی ۹۳۱۳۷۰۴ رشته ژئوفیزیک گرایش ژئوالکتریک تحت عنوان: معکوس سازی مرزهای تیز داده های مگنتوتلوریک کوه سبلان جهت اکتشاف منابع زمین گرمایی که در تاریخ ۱۳۹۷/۰۶/۱۵ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

قبول (با امتیاز درجه) مردود
نوع تحقیق: نظری عملی

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر علی نجاتی کلاته	دانشیار	
۲- استاد راهنمای دوم	دکتر علیرضا عرب امیری	دانشیار	
۳- استاد مشاور	دکتر علی مرادزاده	استاد	
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر امین روشندل کاهو	دانشیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر حمید آقاجانی	دانشیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر محمد عطائی

تاریخ و امضاء و مهر دانشکده



تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

پروردگاران می توانم موپیشان را که در راه عزت من سفید شد، سیاه کنم

و نه برای دست های پینه بسته شان که شمره تلاش برای افتخار من است، مرحمی دارم

پس توفیقم ده که هر لحظه پاسکزارشان باشم

و ثانیه های عمرم را در عصبای دست بودشان بگذرانم.

این پایان نامه را به پدر و مادرم تقدیم می کنم.

تقدیر و تشکر

شکرشایان شاد ایند منان که توفیق را رفیق را بهم ساخت تا این پایان نامه را به اتمام برسانم، به امید آنکه توفیق یابم جز خدمت به خلق او نگویشم.

از پدر و مادر عزیزم، این دو معلم بزرگوار که همواره بر کوفتای و درشتی من، قلم عنو کشیده و کریمانه از کنار غفلت هایم گذشته اند و در تمام عرصه های زندگی یار و یاور بی چشم داشت برای من بوده اند نهایت تقدیر و تشکر را دارم.

از اساتید بزرگوار و دلسوز، جناب آقای دکتر علی نجاتی کلاته و جناب آقای دکتر علیرضا عرب امیری که در کمال صحت و تواضع زحمت ر اهنمایی این پایان نامه را بر عهده گرفتند و از استاد دکتر جناب آقای پروفور علی مرادزاده که زحمت مشاوره این پایان نامه را عهده دار بودند، سپاس گزارم. همچنین از مشاور صنعتی خود جناب آقای دکتر رحمانی از اساتید سازمان انرژی های نو و تجدیدپذیر ایران که با حسن خلق و فروتنی اینجانب را ر اهنمایی نمودند و اطلاعات مورد نیاز را در اختیار بنده قرار دادند، صمیمانه تشکر می کنم. در انتها قدردانی ویژه ای دارم از برادر و دوست عزیزم جناب آقای مهندس کیوان قمری که بیچ کلی را از بنده دریغ نکردند و با تمام وجود دست ایشان را به گرمی می فشارم. با تشکر از تمام دوستان و بزرگوارانی که وجودشان مایه دلگرمی من بود.

کامران قمری

شهریور ۱۳۹۷

تعهد نامه

این جانب **کامران قمری** دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک-ژئوالکتریک دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه معکوس سازی مرزهای تیز داده های مگنتوتلوریک کوه سبلان جهت اکتشاف منابع زمین گرمایی تحت راهنمایی دکتر علی نجاتی کلاته و دکتر علیرضا عرب امیری متعهد می شوم:

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

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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

چکیده

منطقه‌ی آذربایجان یکی از مناطق مستعد جهت بهره‌گیری از انرژی زمین‌گرمایی است. زیرا این منطقه در نوار ولکانیکی ترشیاری قرار دارد و از طرفی شرایط اقلیمی مناسبی نیز دارد. میدان زمین‌گرمایی مشکین‌شهر در غرب و شمال غرب کوه سبلان و در نزدیکی مشکین‌شهر واقع می‌باشد.

در این مطالعه جهت اکتشاف ساختارهای زیرسطحی عمیق، مانند مخازن زمین‌گرمایی، از روش مگنتوتلوریک و مدل‌سازی دوبعدی گرادیان مزدوج غیرخطی و مرزهای تیز استفاده گردید. روش مگنتوتلوریک یک روش الکترومغناطیسی با چشمه‌ی طبیعی می‌باشد که برای اکتشاف مخازن ژئوترمال بسیار کاربرد دارد.

برای نیل به این هدف داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P1 در منطقه انتخاب و بعد از بررسی اولیه توسط روش‌های آنالیز ابعادی، مشخص گردید که منطقه زیرسطحی این پروفیل، دارای ساختارهای عمدتاً دو و سه‌بعدی با اعوجاجات سنگین گالوانیکی است و با توجه به این موضوع مدل‌سازی داده‌های MT در مد TM نتایج بهتری ارائه می‌دهد. بعد از تصحیح جابه‌جایی ایستای داده‌ها با روش دستی، داده‌های پروفیل P1 به کمک روش‌های دوبعدی گرادیان مزدوج غیرخطی و مرزهای تیز مدل‌سازی شدند؛ که مدل‌سازی مرزهای تیز علاوه بر بارزسازی تمام لایه‌ها و ساختارهای زیرسطحی، مرز لایه‌ها، موقعیت لایه‌ها و توزیع مقاومت ویژه‌ی لایه‌های زیرسطحی را منطقی‌تر و بهتر از مدل‌سازی هموار به نمایش گذاشت و جواب مناسب‌تری در تطابق با داده‌های حفاری و زمین‌شناسی منطقه ارائه کرد.

با استفاده از مدل‌سازی دوبعدی مرزهای تیز پروفیل P1، لایه‌ی مقاوم سطحی ناشی از سنگ‌های ولکانیکی، لایه‌ی رسانی رسی که احتمالاً سنگ پوش مخازن ژئوترمال می‌باشد و توده‌های نفوذی عمیق که منبع حرارتی مخازن ژئوترمال می‌باشد به خوبی نشان داده شد. همچنین موقعیت حدودی مخازن ژئوترمال در زیر این پروفیل و در ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متری از سطح دریا تشخیص داده شد.

کلمات کلیدی : مگنتوتلوریک، معکوس‌سازی هموار، معکوس‌سازی مرزهای تیز، سبلان، مخازن

زمین‌گرمایی



این پایان‌نامه با حمایت‌های علمی وزارت نیرو، سازمان انرژی‌های نو ایران (سانا) به انجام رسیده است.

فهرست مطالب

صفحه

عنوان

فصل اول: کلیات

- ۱-۱ مقدمه ۲
- ۱-۲ سابقه موضوع ۴
- ۱-۳ ضرورت انجام تحقیق ۵
- ۱-۴ ساختار پایان نامه ۶

فصل دوم: مبانی روش مگنتوتلوریک

- ۲-۱ مقدمه ۸
- ۲-۲ معادلات اساسی نظریه الکترومغناطیس ۱۰
- ۲-۳ منشأ امواج مگنتوتلوریک ۱۴
- ۲-۴ عمق پوست ۱۶
- ۲-۵ تانسور امپدانس و بردار تیپر ۱۷
- ۲-۶ شکل تانسور امپدانس برای ساختارهای یک بعدی، دوبعدی و سه بعدی ۱۹
- ۲-۷ مقاومت ویژه ظاهری ۲۲
- ۲-۸ پارامترهای تعیین بعد ۲۶
- ۲-۸-۲ بیضیوارگی ۲۷
- ۲-۸-۳ چولگی حساس به فاز ۲۸
- ۲-۹ اثر جابجایی ایستا ۲۸
- ۲-۱۰ روشهای تصحیح جابجایی ایستا ۳۰

فصل سوم: زمین شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

۳-۱	مقدمه	۳۴
۳-۲	موقعیت جغرافیایی و آب و هوای منطقه	۳۵
۳-۳	بررسی زمین شناسی منطقه	۳۷
۳-۴	فعالیت‌های آذرین و زمین شناسی سبلان	۳۹
۳-۵	سنگ شناسی و چینه شناسی اطراف سبلان	۴۰
۳-۵-۱	سازند ولهزیر	۴۱
۳-۵-۲	سازند تواس	۴۱
۳-۵-۳	سازند کسری	۴۲
۳-۵-۴	سازند دیزو	۴۲
۳-۶	فعالیت‌های تکتونیکی یا زمینشناسی منطقه	۴۵
۳-۷	دگرسانی و شواهد آن در منطقه	۴۶

فصل چهارم: ارائه داده های مگنتوتلوریک، آنالیز ابعادی و تصحیح جابجایی ایستا

۴-۱	مقدمه	۵۰
۴-۱-۱	موقعیت پروفیل های <i>MT</i>	۵۰
۴-۲	مقاومت ظاهری و فاز	۵۱
۴-۳	آنالیز ابعادی	۵۲
۴-۴	منحنی های مقاومت ویژه و فاز ایستگاه های خط برداشت <i>PI</i> پس از اعمال تغییرات	۵۳
۴-۵	چولگی	۵۹
۴-۶	بیضی وارگی	۶۰
۴-۷	چولگی حساس به فاز	۶۰
۴-۸	اندیس های وزنی نرمال شده <i>D1</i> ، <i>D2</i> و <i>D3</i>	۶۳
۴-۹	نمودارهای تانسور قطبی امپدانس	۶۶
۴-۱۰	معیار والدیم	۶۸
۱۱-۴	تصحیح جابجایی ایستا	۷۰

فصل پنجم: مدل سازی داده های مگنتوتلوریک

- ۵-۱ مقدمه ۷۲
- ۵-۲ معکوس سازی یک بعدی داده های مگنتوتلوریک ۷۳
- ۵-۳ مدل سازی دوبعدی معکوس هموار به روش گرادیان مزدوج غیرخطی ۷۸
- ۵-۴ مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز ۸۴
- ۵-۵ مقایسه نتایج مدل سازی هموار و مرزهای تیز با اطلاعات زمین شناسی ۹۵

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات

- ۶-۱ نتیجه گیری ۹۸
- ۶-۲ پیشنهادات ۹۹
- منابع ۱۰۰
- پیوست ۱۰۷

فهرست جدول ها

- جدول ۱-۲ : بازه تغییرات مقاومت ویژه (اهم متر) برای تعدادی از کانی های سولفیدی و اکسیدی (وارنتسوف و همکاران، ۲۰۱۳)..... ۹
- جدول ۲-۲: شکل دیفرانسیلی و انتگرالی معادلات ماکسول..... ۱۰
- جدول ۳-۲: ارتباط بین مولفه های میدان الکترومغناطیسی برای مدهای تجزیه شده در حالت دوبعدی (تانسر ۱۹۹۸)..... ۲۰
- جدول ۴-۱: مقادیر معیار والدیم..... ۶۹

فهرست شکل ها

- شکل ۱-۲: یک مدل دوبعدی ساده و مفهوم قطبش TE و TM در مگنتوتلوریک (قائدرحمی، ۱۳۹۲). ۲۱.....
- شکل ۲-۲: الف- تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی. ب- تمرکز جریان الکتریکی در منطقه رسانا. ج- کاهش مقاومت ویژه ظاهری در تمام فرکانسها در ایستگاه B. (مرادزاده، ۲۰۰۳). ۲۹.....
- شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی منطقه ی مورد مطالعه و راههای دسترسی به آن (سازمان نقشهبرداری) ۳۶.....
- شکل ۲-۳: موقعیت کوه سبلان و پروفیل PI آمده است. ۳۷.....
- شکل ۳-۳: مقطع عرضی سبلان از شرق به غرب (درویشزاده، ۱۳۷۰). ۳۸.....
- شکل ۴-۳: نقشه ی زمین شناسی مشکینشهر ۴۳.....
- شکل ۵-۳: موقعیت زمین شناسی ۴۴.....
- شکل ۶-۳: مقطع زمین شناسی ۴۴.....
- شکل ۷-۳: موقعیت ساختارهای ثانویه کوه سبلان در شمال غرب ایران همراه با چشمههای آبگرم (خوجملی، ۱۳۹۰). ۴۶.....
- شکل ۱-۴: موقعیت پروفیل PI و ایستگاههای MT ۵۱.....
- شکل ۲-۴: نمودارهای چولگی بیضی وارگی و چولگی حساس به فاز ۶۳.....
- شکل ۳-۴: مقادیر اندیسهای وزنی $D1$ ، $D2$ و $D3$ ۶۶.....
- شکل ۴-۴: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس ۶۷.....
- شکل ۵-۴: منحنی ها و مدل دوبعدی قبل و پس از تصحیح جابجایی ایستا ۷۰.....
- شکل ۱-۵: مدل یک بعدی هموار اوکام برای داده مد TE (خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل تبدیل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز)، نتایج مدل سازی یک بعدی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج مدل سازی پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۱ پروفیل PI ۷۵.....
- شکل ۲-۵: مدل یک بعدی هموار اوکام برای داده مد TE (خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل تبدیل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز)، نتایج مدل سازی یک بعدی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج مدل سازی پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۱۰۸ پروفیل PI ۷۶.....
- شکل ۳-۵: مدل یک بعدی هموار اوکام برای داده مد TE (خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل تبدیل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و داده های مشاهده ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز)، نتایج مدل سازی یک بعدی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج مدل سازی پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۲۴۴ پروفیل PI ۷۶.....
- شکل ۴-۵: نتیجه مدل سازی تبدیل عمق بوستیک (مد TE) برای داده های MT پروفیل PI ۷۷.....
- شکل ۵-۵: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اوکام (مد TE) برای داده های MT پروفیل PI ۷۷.....

شکل ۵-۶: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی هموار برای پروفیل $P1$ با ادغام داده‌های دو مد TE و TM ($RMS=5.4$). (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه در پروفیل قابل مشاهده هستند). ۸۱

شکل ۵-۷: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی هموار برای پروفیل $P1$ در مد TE ($RMS=6.2$). (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه در پروفیل قابل مشاهده هستند). ۸۲

شکل ۵-۸: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی هموار برای پروفیل $P1$ در مد TM ($RMS=2.9$). (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه، لایه رسی و مسیرهای احتمالی جریان‌های گرمایی (خطوط قرمز) و منحنی‌های دمایی بین چاه‌ها (خطوط زرد) قابل مشاهده هستند). ۸۲

شکل ۵-۹: تصویر فایل پار ایجادشده بر روی نتیجه مدل سازی هموار مد TM پروفیل $P1$. (خطوط تیره نماد مرز لایه‌ها و دایره‌ها نماد مقادیر مقاومت ویژه می باشند). ۹۰

شکل ۵-۱۰: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز برای داده‌های پروفیل $P1$ در حالت ادغام دو مد TE و TM با $RMS=6.9$ ۹۱

شکل ۵-۱۱: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز برای داده‌های پروفیل $P1$ در حالت مد TE با $RMS=8.6$ ۹۱

شکل ۵-۱۲: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز برای داده‌های پروفیل $P1$ در حالت مد TM با $RMS=5$. (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه، لایه رسی و مسیرهای احتمالی جریان‌های گرمایی (خطوط قرمز) و منحنی‌های دمایی بین چاه‌ها (خطوط زرد) قابل مشاهده هستند). ۹۲

شکل ۵-۱۳: شبه مقطع مدل سازی مرزهای تیز پروفیل $P1$ در مد TM برای مقادیر مقاومت ویژه ی ظاهری اندازه گیری شده و محاسبه شده (دو عکس بالا) و مقادیر فاز اندازه‌گیری شده و محاسبه شده (دو عکس پایین). ۹۴

شکل ۵-۱۴: مقایسه ی نتایج مدلسازی هموار، مرزهای تیز و مقطع زمین شناسی داده‌های پروفیل $P1$ به ترتیب از بالا به پایین. ۹۶

فصل اول

کلیات

۱-۱ مقدمه

اساس روش‌های ژئوفیزیکی، مطالعه‌ی انتشار میدان‌های فیزیکی مختلف درون زمین می‌باشد. یکی از پرکاربردترین این میدان‌ها، میدان الکترومغناطیس^۱ است که توسط چشمه‌های طبیعی و یا مصنوعی تولید می‌شود. انرژی ژئوترمال^۲ انرژی حرارتی درون زمین است که به صورت چشمه‌های آب گرم در سطح زمین نمایان می‌شود. از مناطق مستعد برای بهره‌گیری از این انرژی می‌توان به آذربایجان و به خصوص استان اردبیل به علت قرارگرفتن در نوار ولکانیکی ترشیاری و همچنین دارا بودن شرایط اقلیمی مناسب اشاره کرد. پس از سه دهه مطالعات گسترده اکتشافی در این مناطق، نتایج به دست آمده حاکی از آن است که می‌توان از پتانسیل بالا و مطلوب منابع زمین گرمایی جهت بهره‌برداری از آن برای تولید برق و دیگر مصارف صنعتی استفاده کرد. روش مگنتوتلوریک^۳ یکی از روش‌های ژئوفیزیک الکترومغناطیسی در حوضه‌ی فرکانس با چشمه طبیعی می‌باشد که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه‌ی الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند. از روش *MT* از اوایل سال ۱۹۵۰ در اکتشاف نفت، منابع ژئوترمال و منابع معدنی استفاده شده است. مزیت‌های این روش نسبت به سایر روش‌های ژئوفیزیکی عبارتند از :

- قابلیت اکتشاف ساختارهای موجود از اعماق کم تا اعماق بسیار زیاد
- تعیین مشخصه‌های ساختارها
- عدم وجود آثار مخرب زیست محیطی

معایب این روش نسبت به سایر روش‌های ژئوفیزیکی عبارتند از :

- عدم تفکیک پذیری بالا
- هزینه بالا

¹ Electromagnetic (EM)

² Zheothermal

³ Magnetotelluric (MT)

مهم‌ترین پارامتر در تفسیر داده‌های MT ، کمیت مقاومت ویژه‌ی ظاهری (امپدانس^۱) می‌باشد. با بهره‌گیری از امپدانس الکتریکی در منطقه‌ی مورد مطالعه می‌توان توزیع مقاومت ویژه را نسبت به عمق به دست آورد. پس از آن که در یک گستره‌ی وسیع فرکانسی اندازه‌گیری کامل و بدون خطا و پایدار امپدانس صورت گرفت، می‌توان مدل‌سازی داده‌ها را آغاز نمود. یک مشکل همیشگی قابل توجه در مدل‌سازی معکوس در داده‌های مگنتوتلوریک، نحوه‌ی به دست آوردن نتایج مدل‌سازی پایدار و سریع و سطوح زمین‌شناسی واضح می‌باشد. در جهت برطرف شدن و یا کاهش مشکل ذکر شده و همچنین به دست آوردن ایده‌آل‌ترین حالت، مدل‌های فراوانی ارائه گردیده است که از بین آن‌ها محبوب‌ترین روش برای به دست آوردن مدل معکوس داده‌های MT مدل‌سازی هموار می‌باشد. در حال حاضر از روش مدل‌سازی هموار برای معکوس‌سازی داده‌های MT استفاده می‌شود. همچنین این احتمال وجود دارد مدلی که از این روش به دست آید از نظر زمین‌شناسی غیرواقعی باشد حتی در مناطقی که اطلاعاتی از آن در دسترس می‌باشد.

در صورتی که در یک منطقه تغییرات مقاومت ویژه آرام و دارای یک روند یکنواخت باشد و از پیچیدگی زمین‌شناسی کمی تشکیل شده باشد می‌توانیم به کمک روش معکوس‌سازی هموار^۲، ساختارهای اصلی منطقه را در معرض نمایش گذاشته و از طریق بررسی ابهامات موجود در نتایج این روش می‌توان درباره‌ی محدوده تفکیک‌پذیری یک سری داده معین ایده‌هایی را به دست آورد و در غیر این صورت روش متداول‌سازی هموار کاربردی ندارد. به کمک روش معکوس‌سازی مرزهای تیز^۳ می‌توان مشکلات ذکر شده را برطرف کرد و موقعیت لایه‌ها را دقیقاً مشخص کرد.

یک روش در مدل‌سازی مرزهای تیز توسط (de Groot & Consthle ۲۰۰۴) معرفی شد. در روش مرزهای تیز در صورت موجود بودن اطلاعاتی در مورد لایه‌بندی و مقاومت ویژه‌ی زیرسطحی در محل چاه‌ها یا سایر اطلاعات دیگر می‌توان این اطلاعات را مستقیماً در مدل‌سازی وارد نموده و مدل‌هایی

¹ Impedance

² Smooth Inversion

³ Sharp Boundary Inversion

با درصد انطباق بیش‌تری با مدل‌های زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه را به دست آورد. در این مدل - سازی امکان استفاده همزمان از اطلاعات سایر روش‌های ژئوفیزیکی و حفاری در داده‌های *MT* وجود دارد.

۱-۲ سابقه موضوع

از روش *MT* نخستین بار تیخانوف^۱ (۱۹۵۰) و کانیارد^۲ (۱۹۵۳) استفاده کردند و سپس کانتول^۳ (۱۹۶۰) و وزوف^۴ (۱۹۷۲، ۱۹۹۱) آن را توسعه دادند و در اکتشاف منابع ژئوترمال برای نخستین بار در سال ۱۹۷۰ دونل^۵، جکسون و کلر^۶ از روش‌های الکترومغناطیس استفاده کردند. سپس در سال ۱۹۷۸ کلر و هورر و همکارانش استفاده از روش *MT* در حوزه‌ی فرکانس شنوایی *AMT* جهت اکتشاف منابع ژئوترمال را گزارش کردند. سرانجام روش‌های *MT* تانسوری^۷ در گزارش‌های وانمارکر^۸ و وارد (۱۹۸۳) به عنوان یک روش موثر ژئوفیزیکی در اکتشاف منابع ژئوترمال شناخته شد. در ایران نیز در سال ۱۳۸۰ در منطقه‌ی بوشلی که در جنوب آب‌گرم سرعین و غرب شهر واقع است با همکاری وزارت نیرو (سانا) و دانشگاه تهران برداشت *MT* جهت اکتشاف منابع ژئوترمال انجام گرفت.

لازم به ذکر است روش معکوس‌سازی مرزهای تیز اولین بار توسط (۱۹۹۹) اسمیت^۹ معرفی شد

و سپس توسط دگروت و کانسل (۲۰۰۴)^{۱۰} وارد مدل سازی *MT* شد و سرانجام توسط (۲۰۰۴) اولگ^{۱۱}

¹ Tikhonov

² Cagniard

³ Cantwell

⁴ Vozoff

⁵ Dounell

⁶ Jackson & Ckeller

⁷ Tensor

⁸ WanMarker

⁹ Smith

¹⁰ de Groot & Consthle

¹¹ Oleg

توسعه یافت. همچنین این روش توسط (جانسونگ^۱ و (میرنیک^۲ و همکارانش نیز انجام شده است.

در سال ۱۳۹۰ آقای مهندس خوجم لی به اتفاق همکاران از روش معکوس سازی هموار برای مدل سازی داده های *MT* منطقه مشکین شهر استفاده نمود و توانست موقعیت حدودی مخازن ژئوترمال را شناسایی کند ولی به دلیل استفاده از مدل سازی هموار، مدل دقیقی از ساختار زیرسطحی منطقه بدست نیامد.

همچنین در سال ۱۳۹۴ آقای مهندس البرزبان و همکاران به دلیل عدم جواب دهی روش لرزه نگاری، از روش *MT* استفاده کردند و با استفاده از مدل سازی دو بعدی مرزهای تیز توانستند موقعیت عمقی سازندهای گچساران، آسماری و تاقدیس سراب را شناسایی کنند. در این مطالعه روشهای معکوس سازی هموار و مرزهای تیز با یکدیگر مقایسه شدند که در نهایت روش مدل سازی مرزهای تیز به دلیل تکتونیزه و پیچیده بودن منطقه، نتایج قابل قبول تری ارائه نمود و در شناسایی گسل های رورندهی سطحی و عمقی بسیار خوب عمل کرد.

۳-۱ ضرورت انجام تحقیق

با توجه به این که اکثر مدل سازی های داده های *MT* با روش های هموار (اسموت^۳) انجام شده است، لذا لازم است که مدل سازی با روش های دیگر همانند (معکوس سازی مرزهای تیز) نیز صورت گیرد تا بتوان بعضی از مرزهای لایه ها را با دقت بیش تری آشکار و شناسایی کرد. علی الخصوص که در محیط های زمین گرمایی تغییرات سریع در زیر لایه ها به دلیل فعالیت های تکتونیکی و مکانیکی به وفور اتفاق می افتد.

¹ Jinsong Chen

² Mierni

³ Smooth

۴-۱ ساختار پایان نامه

در فصل اول پایان نامه، مقدمه‌ای از روش مگنتوتاوریک آورده شده است و سپس تاریخچه‌ی استفاده از این روش در اکتشافات زمین‌گرمایی و همچنین سابقه‌ی استفاده از مدل‌سازی مرزهای تیز مورد بررسی قرار می‌گیرند. در فصل دوم در مورد اصول و مبانی روش مگنتوتلوریک به اختصار توضیح داده می‌شود. در فصل سوم نیز توضیحاتی در مورد زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه آورده شده است. در فصل چهارم با انجام آنالیز ابعادی داده‌های MT ، ساختارهای زیرسطحی منطقه تعیین بعد می‌شوند. انجام مدل‌سازی‌های یک بعدی و مدل‌سازی‌های وارون دو بعدی هموار و مرزهای تیز داده‌های MT و مقایسه‌ی این نتایج در فصل پنجم صورت می‌گیرد و سرانجام مدل‌های به دست آمده با نقشه‌ی زمین‌شناسی تفسیر نهایی می‌شوند. در انتها در فصل ششم، نتیجه‌گیری و پیشنهادات مطرح می‌گردند.

فصل دوم

مبانی روش مگنتوتلوریک

۱-۲ مقدمه

امروزه روش‌های الکترومغناطیسی به طور وسیعی به منظور بررسی ساختارهای درون زمین مورد توجه قرار گرفته‌اند. به طور کلی روش‌های الکترومغناطیسی به دو دسته‌ی زیر تقسیم می‌شوند:

- روش‌های EM در حوزه زمان ($TDEM^1$ یا TEM^2)

- روش‌های EM در حوزه فرکانس ($FDEM^3$)

بسته به اینکه منبع تولید امواج EM مورد استفاده در یک مطالعه، طبیعی یا مصنوعی باشد، این روش‌ها به دو دسته‌ی غیرفعال و فعال دسته‌بندی می‌شوند. هرچه فرکانس نوسانات میدان‌های الکترومغناطیسی کمتر باشد، عمق نفوذ میدان‌ها بیشتر خواهد شد. هر چه لایه‌های سطحی رساناتر باشند، عمق نفوذ میدان‌ها کاهش خواهد یافت.

روش مگنتوتلوریک از میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی طبیعی و متغیر با زمان، در سطح زمین جهت تشخیص ساختارهای ژئوالکتریکی زیر زمین استفاده می‌کند. این روش ژئوفیزیکی در سال ۱۹۵۰ پایه‌گذاری شد و برای اولین بار توسط تیخانوف در سال ۱۹۵۰ و کاننارد در سال ۱۹۵۳ ارائه شد. کاننارد با استفاده از معادلات ماکسول نشان داد مولفه‌های افقی میدان الکتریکی و مغناطیسی اندازه‌گیری شده در زیر سطح زمین، می‌توانند در تخمین مقاومت ویژه‌ی ساختارهای زیرسطحی موثر باشند. سپس توسط کانتول در سال ۱۹۶۰ و وزوف در سال ۱۹۷۲ و ۱۹۹۱ توسعه داده شد.

در روش MT با ثبت مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی به صورت عمود بر هم می‌توان توزیع مقاومت ویژه ساختارهای الکتریکی زیرسطحی را به دست آورد. تغییرات میدان الکترومغناطیسی طبیعی باعث القای جریان‌های الکتریکی در زمین می‌شوند. این جریان‌های القایی باعث ایجاد میدان‌های الکترومغناطیسی ثانویه می‌شوند و با ثبت مولفه‌های میدان کل مغناطیسی و پردازش آن‌ها می‌توان تغییرات مقاومت ویژه و فاز آن را با فرکانس به دست آورد. به منظور تفسیر صحیح اندازه‌گیری‌های

¹ Time domain EM

² Transient EM

³ Frequency domain EM

سطحی مولفه‌های میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی باید مفاهیم اولیه برهم‌کنش این میدان‌ها با زمین را بدانیم. پدیده‌ی تولید و انتشار امواج الکترومغناطیسی در اواسط قرن ۱۹ میلادی توسط فاراده و هانری هنگامی که در حال مطالعه‌ی نیروی الکتروموتوری القایی توسط یک شار مغناطیسی متغیر عبوری از یک حلقه بودند، کشف شد (باستانی^۱، ۲۰۰۱).

روش مگنتوتلوریک (*MT*) یک روش الکترومغناطیسی (*EM*) اکتشافی غیر فعال است که مولفه‌های عمود بر هم میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی را در سطح زمین اندازه‌گیری می‌کند. در این روش، اندازه‌گیری میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی برای تحقق ساختار رسانایی زمین برای بازه چند ده متر تا به طور تئوری تا چند صد کیلومتر مورد توجه است.

در روش *MT*، توزیع رسانایی ساختارهای درون زمین به کمک اندازه‌گیری تغییرات مولفه‌های افقی میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین و با تشکیل تانسور امپدانس مختلط *Z* (وابسته به فرکانس) به دست می‌آید. این روش به ساختارهای رسانا حساس بوده و قادر است اطلاعات مفیدی راجع به تغییرات رسانایی درون زمین ارائه دهد. بازه‌ی تغییرات مقاومت ویژه (معکوس رسانایی) تعدادی از کانی‌های معروف درون زمین در جدول ۱-۲ آورده شده است.

جدول ۱-۲: بازه تغییرات مقاومت ویژه (اهم متر) برای تعدادی از کانی‌های سولفیدی و اکسیدی (وارنتسوف و همکاران، ۲۰۱۳)

Oxides		Sulfides	
Quartz	$10^{12}-10^{16}$	Pyrite	$10^{-5}-10^0$
Magnetite	$10^{-2}-10^{-5}$	Galenite	$10^{-5}-10^0$
Limonite	10^2-10^6	Copper pyrite	$10^{-4}-10^{-1}$
Ilmenite	$10^{-3}-10^0$	Pyrrhotite	$10^{-6}-10^{-4}$
Titanomagnetite	$10^{-4}-10^0$	Molybdenite	10^2-10^3
Hematite	$10^{-1}-10^2$	Nickeline	$10^{-5}-10^0$

¹ Bastani

۲-۲ معادلات اساسی نظریه الکترومغناطیس

نقطه‌ی آغاز معادلات برای تمامی روش‌های EM معادلات اساسی الکترومغناطیس یعنی معادلات ماکسول هستند و معادلات حاکم بر روش مگنتوتلوریک نیز از این قاعده مستثنی نیستند. برای یک محیط رسانا، این معادلات به قرار زیر می‌باشند:

جدول ۲-۲: شکل دیفرانسیلی و انتگرالی معادلات ماکسول

معادله انتگرالی	معادله دیفرانسیلی	نام معادله
$\oint_S D \cdot dA = \int_V \rho dV$	$\nabla \cdot D = \rho$	قانون گاوس
$\oint_S B \cdot dA = 0$	$\nabla \cdot B = 0$	عدم وجود تک‌قطبی (قانون گاوس در مغناطیس)
$\oint_C E \cdot dL$ $= -\frac{d}{dt} \int_S B dA$	$\nabla \cdot E = -\frac{\partial B}{\partial t}$	قانون القای فارادی
$\oint_C H \cdot dL$ $= \int_S J \cdot dA$ $+ \frac{d}{dt} \int_S D \cdot dA$	$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}$	قانون آمپر

در این جا ρ چگالی بار الکتریکی (بر حسب کولن بر متر مکعب)، J چگالی جریان الکتریکی (آمپر بر متر مربع)، E میدان الکتریکی (ولت بر متر)، B چگالی شار مغناطیس (تسلا)، D چگالی شار

الکتریکی (کولن بر متر مربع) و H شدت میدان مغناطیسی (آمپر بر متر) می‌باشند (تلفورد^۱ و همکاران، ۱۹۹۰).

میدان‌های الکترومغناطیسی در محیط همگن و همسانگرد با رسانایی الکتریکی ثابت σ ، گذردهی الکتریکی یکنواخت ϵ و نفوذپذیری مغناطیسی μ را می‌توان توسط معادلات ماکسول توصیف کرد. با در نظر گرفتن میدان‌های با تغییر زمانی هارمونیک ($e^{i\omega t}$) این معادلات به صورت زیر در می‌آیند (تلفورد، ۱۹۹۰):

$$\nabla \times E = -i\omega\mu H \quad (2-1)$$

$$\nabla \times H = i\omega\epsilon E + \sigma E$$

برای مناطق دارای رسانایی معین، به هنگام عبور جریان بار چندانی ذخیره نمی‌شود و

$\rho = 0$ می‌شود، از این رو رابطه‌ی قانون آمپر به صورت زیر در می‌آید:

$$\nabla \cdot D = 0 \quad \text{و} \quad \nabla \cdot J = 0 \quad (2-2)$$

بر طبق معادله‌ی (۲-۴)، چگالی جریان الکتریکی J طبق قانون اهم متناسب با میدان الکتریکی

می‌باشد:

$$J = \sigma E \quad (2-3)$$

که در معادلات بالا $\omega = \frac{2\pi}{T}$ فرکانس زاویه‌ای می‌باشد و i شاخص قسمت موهومی عدد

مختلط و برابر $\sqrt{-1}$ است. گذردهی الکتریکی و نفوذپذیری نسبی مغناطیسی را در زمین، مقادیر ثابتی

در نظر می‌گیرند ($\mu_r \approx 1$ ، $\epsilon_r \approx 1$). بدین ترتیب پارامترهای $\mu = \mu_r \mu_0$ و $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$ به مقادیر

خلا (هوا، μ_0 ، ϵ_0) میل می‌کنند. با توجه به تقریب ایستایی میدان EM ، جریان جابجایی صرف نظر می‌-

شود و میدان‌ها تنها به صورت پخش منتشر می‌شود ($\omega\epsilon \ll \sigma$).

¹Telford

با ترکیب معادلات (۱-۲) و با لحاظ معادلات (۲-۲)، مشاهده می‌شود که هر دوی میدان‌ها معادله زیر را برقرار می‌کنند (لزااتا^۱، ۲۰۰۱).

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} E \\ B \end{bmatrix} + \gamma^2 \begin{bmatrix} E \\ B \end{bmatrix} = 0 \quad (2-4)$$

این معادله (معادله هلمولتز) شکل معادله‌ی انتشار موج را دارد که ثابت انتشار آن برابر مقدار زیر می‌باشد:

$$\gamma^2 = \mu\epsilon\omega^2 - i\omega\mu\sigma \quad (2-5)$$

حال برای یک موج انتشاری EM در امتداد محور Z (که جهت Z را به سمت زمین مثبت در نظر می‌گیرند)، معادله‌ی (۲-۵) به شکل زیر حل می‌شود.

$$\begin{bmatrix} E \\ B \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_0 \\ B_0 \end{bmatrix} e^{-\gamma z} \quad (2-6)$$

با جایگذاری این حل در معادلات ماکسول می‌توان به بعضی خواص مهم امواج الکترومغناطیسی صفحه‌ای در یک محیط همسانگرد بدون چشمه و نامحصور پی برد. با صفر شدن دیورژانس‌ها، میدان‌ها کاملاً در صفحه‌ی $x-y$ واقع شده و عمود بر راستای انتشار Z قرار می‌گیرند، به طوری که:

$$E = (E_x, E_y, 0) \quad \text{و} \quad H = (H_x, H_y, 0) \quad (2-7)$$

با استفاده از معادلات (۱-۲)، دو میدان با رابطه‌ی زیر به هم مرتبط می‌شوند (با در نظر گرفتن این مطلب که $B = \mu H$ می‌باشد):

$$E_x = \frac{i\omega\mu}{\gamma} H_y \quad \text{و} \quad E_y = \frac{-i\omega\mu}{\gamma} H_x \quad (2-8)$$

این رابطه را می‌توان به صورت ماتریسی زیر درآورد (ایگرس^۲، ۱۹۸۲):

¹ Lezaeta
² Eggers

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \frac{i\omega\mu}{\gamma} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2-9)$$

این بسط حالت الکترومغناطیسی عرضی^۱ (TE) انتشار موج را تعریف می‌کند. یک خاصیت مهم از این حل این است که نسبت بین مولفه‌های دو میدان برای زمین همگن ثابت می‌باشد:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = \frac{i\omega\mu}{\gamma} \quad (2-10)$$

ثابت Z ، امپدانس مشخصه^۲ محیط^۲ نامیده می‌شود. این کمیت اساس روش MT را فراهم می‌کند. در نتیجه در داخل محیط رسانا (مثلاً زمین)، میدان‌ها به صورت حالت TE رفتار می‌کنند که در بالا به آن اشاره شد. نسبت میدان‌ها در داخل محیط رسانا معادله‌ی (۲-۱۰) را برقرار می‌کند. اگر یک شرط دیگر نیز به این تقریب اضافه شود که جریان‌های رسانایی بر جریان‌های جابجایی غلبه دارند، یعنی $\sigma \gg \omega\epsilon$ (که این حالت اغلب در زمین برقرار است)، در این صورت معادله‌ی (۲-۱۰) به شکل ساده‌ی زیر در می‌آید:

$$Z \approx \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}} \quad (2-11)$$

و با استفاده از این رابطه و معادله‌ی (۲-۱۰)، مقاومت ویژه‌ی نیم‌فضا با استفاده از دامنه‌ی میدان‌ها به شکل زیر به دست می‌آید (ایگرس، ۱۹۸۲):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{\omega\mu} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2} = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2 \quad (2-12)$$

در معادله‌ی (۲-۵) جمله $\gamma^2 = k^2 = i\omega\mu\sigma$ فاکتور پخش می‌باشد که در حالت $\sigma \gg \omega\epsilon$ حاصل می‌شود.

¹ transverse electromagnetic

² Characteristic impedance of the medium

۲-۳ منشأ امواج مگنتوتلوریک

مهم‌ترین ویژگی روش مگنتوتلوریک وابستگی آن به میدان‌های طبیعی می‌باشد. دیگر روش‌های الکترومغناطیسی به منابع تغذیه قدرتمند و کنترل جریان نیاز دارند. سیگنال‌های EM طبیعی از گونه‌های فراوانی از فرایندها و از منابعی شامل هسته زمین تا کهکشان‌های دور مشتق می‌شوند. در میان رنج فرکانسی مطلوب برای اکتشاف، یعنی بازه‌ی تقریبی $0/0001$ تا 10000 هرتز، دو منشأ مهم هستند که اتمسفر و مگنتوسفر نامیده می‌شوند. طوفان‌های الکتریکی در اتمسفر پایینی مهم‌ترین دلایل وجود میدان‌ها در محدوده 1 هرتز تا 10 کیلوهرتز هستند. در حالیکه برای امواج زیر 1 هرتز منشأ این میدان‌ها به امواج هیدرومغناطیسی در مگنتوسفر مربوط می‌شود (رستوکر^۱، ۱۹۷۹).

برهم کنش بین خورشید و مگنتوسفر و یونسفر زمین، نوسان‌های الکترومغناطیسی با کمتر از 1 هرتز ایجاد می‌کند. به طور خلاصه بادهای خورشیدی^۲ جریان مداوم پلاسمایی هستند که از خورشید تابش می‌شود و شامل ذرات باردار از خورشید است. در میدان مغناطیسی زمین این ذرات باردار به جهات مختلف منحرف می‌شوند و بنابراین یک مدل الکتریکی تولید می‌کنند. تغییرات در چگالی، سرعت و شدت میدان مغناطیسی بادهای آشفته‌گی‌های سریع از مگنتوسفر زمین تولید می‌کند. برای مثال افزایش فشار در بادهای خورشیدی باعث فشردگی سریع خطوط میدان مغناطیسی می‌شود.

جهت و بزرگی میدان مغناطیسی زمین همواره در حال تغییر است. بر اساس قانون القای فاراده، تغییرات زمین‌شناسی، یک میدان الکترومغناطیسی گذرا در زمین تولید می‌کند. هر چه میزان این تغییرات بزرگ‌تر باشد، جریان الکتریکی القا شده درون زمین هم بیشتر خواهد بود. تغییرات زمین-مغناطیسی، دارای دو منشأ داخلی و خارجی می‌باشند. تغییرات با منشأ داخلی دوره‌های زمانی طولانی دارند و عملاً جریانی در زمین القا نمی‌کنند، اما تغییرات با منشأ خارجی دارای دوره‌های بسیار کوتاه‌تر (کمتر از یک روز) هستند و باعث به وجود آمدن جریان‌های القایی قابل توجه و اندازه‌گیری در سطح

¹ Rostoker

² Solar winds

زمین خواهند شد که به آنها در اصطلاح جریان تلوریک گفته می‌شود. به مجموعه تغییرات ژئومغناطیسی و جریان‌های ایجاد شده توسط آن، میدان مگنتوتلوریک می‌گویند.

تغییرات میدان مغناطیسی زمین طیف فرکانسی وسیعی دارد که تغییرات موجود در یک بازه پریودی خاص، منشأ روش MT است. منشأ تغییرات میدان ژئومغناطیسی، بستگی به فرکانس میدان‌های EM دارد. عواملی چون فعالیت‌های خورشیدی، آذرخش‌ها، شفق‌های قطبی، حرکت‌های نسبی زمین، خورشید و ماه و همچنین میدان‌های ناشی از گردبادهای بزرگ می‌تواند منشأ MT باشد (تلفورد، ۱۹۹۰). اصلی‌ترین منابع تولید میدان‌های الکترومغناطیسی در این روش، صاعقه و بادهای خورشیدی هستند (دوبرین^۱ و همکاران، ۱۹۹۸). برای فرکانس‌های بزرگ‌تر از ۱ هرتز، مهم‌ترین چشمه‌ها، تخلیه‌ی الکتریکی آذرخش در مناطق استوایی هستند. به سیگنال‌های تولید شده توسط پدیده‌های آذرخش در اصطلاح اسفریک^۲ گفته می‌شود که در عرض‌های جغرافیایی کمتر، دامنه بزرگتری دارند و در بعد از ظهرها نسبت به صبح‌ها و همچنین در تابستان نسبت به زمستان بیشتر رخ می‌دهند و با دور شدن از محل وقوع، میرا می‌شوند (دوبرین و همکاران، ۱۹۹۸). به تغییرات میدان الکترومغناطیسی با فرکانس کمتر از یک هرتز میکروپالس^۳ گفته می‌شود که ناشی از برهم‌کنش بین تشعشعات و بادهای خورشیدی با اتمسفر و مگنتوسفر می‌باشند. به علت فرکانس پایین میکروپالس‌ها، از آنها برای بررسی‌های عمیق‌تر پوسته استفاده می‌شود (آندماریام^۴، ۲۰۱۲).

¹ Dobrin

² sferics

³ Micro pulsation

⁴ Andemariam

۴-۲ عمق پوست

عمق پوست^۱ معیاری است که نفوذ امواج الکترومغناطیسی به زمین را مشخص می‌کند این کمیت بر اساس تعریف، ضخامتی از عمق زمین است که وقتی امواج EM به آن عمق می‌رسند، دامنه‌ی آن‌ها به اندازه $1/e$ مقدار اولیه در سطح کاهش می‌یابد. عمق پوست δ فاکتوری برای میزان نفوذ امواج الکترومغناطیسی به داخل زمین است. این فاکتور از طریق رابطه‌ی زیر به دست می‌آید (مرادزاده^۲، ۱۹۹۸):

$$\delta = \left(\frac{2}{\sigma\omega\mu}\right)^{1/2} = \left(\frac{2\rho}{2\pi f 4\pi \cdot 10^{-7}}\right)^{1/2} = 503 \left(\frac{\rho}{f}\right)^{1/2} \quad (۲-۱۳)$$

که در آن δ عمق پوست بر حسب متر، ρ مقاومت ویژه بر حسب اهم‌متر و f فرکانس میدان بر حسب هرتز می‌باشند.

با توجه به این رابطه، امواج الکترومغناطیسی می‌توانند نفوذ بیشتری در زمین‌های مقاوم داشته باشند و یا هنگامی که فرکانس موج بالا باشد، عمق نفوذ آن‌ها در زمین‌های رسانا چندان زیاد نخواهد بود. وقتی مقدار $\sigma\omega\mu^{1/2}$ عددی کوچک باشد، میدان الکترومغناطیسی بدون میرایی سریع، در محیط انتشار می‌یابد و به همین دلیل این میدان نمی‌تواند جریان قابل توجهی را در زمین القا کند. همچنین در مواقعی که این مقدار عددی بزرگ باشد، جریان‌های سطحی میدان مغناطیسی ثانویه بزرگی را تولید می‌کند که غیر هم‌فاز با میدان اولیه است به طوری که بخشی یا تمام اثرات میدان اولیه را از بین می‌برد. بنابراین میدان مغناطیسی می‌تواند به آسانی در مواد با مقاومت ویژه‌ی بالا نفوذ کند، اما به دلیل اینکه این امواج توسط مواد رسانا تضعیف می‌شوند می‌توان گفت که هر روش اکتشافی که در آن امواج الکترومغناطیسی به کار گرفته می‌شود، در تفکیک‌پذیری اجسام رسانا موثر است و بهترین روش برای منطق پوشیده شده توسط سنگ‌های مقاوم است (هاشمی، ۱۳۹۱؛ مرادزاده، ۱۹۹۸).

¹ diffusion factor

² Moradzadeh

۲-۵ تانسور امیدانس و بردار تیپر

مولفه‌های تانسور امیدانس از رابطه‌ی زیر به دست می‌آید:

$$Z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} \quad (2-14)$$

در حوزه‌ی فرکانس، مولفه‌های افقی میدان‌های الکتریکی $E(\omega)$ و مغناطیسی $H(\omega)$ توسط تانسور 2×2 امیدانس (اهم) به یکدیگر مرتبط می‌شوند. به طور مشابه، تانسور مگنتوتلوریک $M(\omega)$ به صورت رابطه‌ی بین مولفه‌های افقی میدان الکتریکی $E(\omega)$ و میدان مغناطیسی القایی $B(\omega)$ تعریف می‌شود:

$$M(\omega) = \frac{1}{\mu_0} Z(\omega) \quad (2-15)$$

برای تبدیل مولفه‌های تانسور امیدانس و تانسور مگنتوتلوریک به یکدیگر می‌توان از رابطه‌ی (۲-۱۵) استفاده کرد. تانسور امیدانس برای هر فرکانس به صورت زیر بیان می‌شود:

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2-16)$$

این تانسور می‌تواند به کمک ماتریس چرخش (رابطه‌ی ۲-۱۷) و توسط رابطه‌ی (۲-۱۸)

چرخانده شود که در این رابطه، R_θ^T ترانهاده‌ی ماتریس R_θ می‌باشد.

$$R_\theta = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (2-17)$$

$$Z' = R_\theta Z R_\theta^T \quad (2-18)$$

در مبحث القاء موج، نشان داده شده است که در مورد یک توزیع رسانایی کلی در زمین، مولفه-های میدان الکتریکی افقی (E_y, E_x) و مولفه‌های میدان مغناطیسی عمودی (H_z) به صورت زیر به مولفه‌های میدان مغناطیسی افقی (H_y, H_x) مرتبط هستند (کانتول، ۱۹۶۰).

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = Z \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2-19)$$

$$H = T^T \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2-20)$$

در رابطه‌ی (۲-۱۹)، Z یک ماتریس 2×2 است که به عنوان تانسور امپدانس مختلط شناخته می‌شود و در رابطه‌ی (۲-۲۰) نماد ترانهاده‌ی بردار تیپر است.

T برداری است که به عنوان تابع تبدیل ژئومغناطیسی مختلط یا بردار تیپر^۱ شناخته شده و به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$T = (A \cdot B)^T \quad (2-21)$$

که A و B مولفه‌های مختلط بردار تیپر در راستای x و y است.

Z و T به عنوان توابع تبدیل مگنتوتلوریک شناخته می‌شوند. برای یک زمین یک‌بعدی معادلات ماکسول ساختار زیر را برای تانسور امپدانس و بردار تیپر ارائه می‌دهند.

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & xy \\ yx & 0 \end{bmatrix} \quad \text{و} \quad T = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2-22)$$

که Z توسط معادله‌ی زیر به دست می‌آید:

$$Z = \frac{\omega \mu_0}{k} = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} \left(\frac{V/m}{A/m} = \text{ohm} \right) \quad (2-23)$$

¹ tipper

۲-۶ شکل تانسور امپدانس برای ساختارهای یک‌بعدی، دوبعدی و سه‌بعدی

تانسور امپدانس، اطلاعات خوبی از بعدیت ساختارهای زیرسطحی ارائه می‌دهد. برای مثال در

حالت یک‌بعدی شکل کلی این تانسور به فرم زیر در می‌آید:

$$Z = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (2-24)$$

که در آن:

$$Z_{xy} = Z_{yx} \quad (2-25)$$

در سیستم استرایک (نه در سیستم اندازه‌گیری)، شکل کلی تانسور امپدانس به صورت رابطه‌ی

(۲-۲۰) خواهد بود، با این تفاوت که در این حالت داریم:

$$Z_{xy} = -Z_{yx} \quad (2-26)$$

در مدل‌سازی داده‌های EM فرض معمول بر این است که توزیع رسانایی زمین می‌تواند توسط

یک مدل دوبعدی به خوبی تخمین زده شود. این بدین معنی است که یک سیستم مختصات وجود دارد

که در آن تغییرات رسانایی در طول یک محور قابل نظر کردن است. این محور به عنوان راستای

امتداد^۱ تعریف می‌شود.

با فرض یک مدل دوبعدی و امتداد آنومالی رسانا در جهت x ، معادلات (۲-۲۷) و (۲-۲۸) برای

به دست آوردن دو مجموعه مدهای قطبش مستقل الکتریکی عرضی^۲ (TE) و مغناطیس عرضی^۳ (TM)

استفاده می‌شوند. جدول (۲-۳) روابط حاکم بر مدهای TM و TM را نشان می‌دهد، که برای اثبات روابط

و توضیحات هر مد می‌توان به کار تانسر^۴ (۲۰۰۶) رجوع کرد.

$$\nabla \times H - (\sigma + i\epsilon\omega)E = 0 \quad (2-27)$$

¹ strike

² transverse electric

³ transverse magnetic

⁴ Tuncer

$$\nabla \times \mathbf{E} + i\omega\epsilon\mathbf{H} = 0$$

(۲-۲۸)

جدول ۲-۳: ارتباط بین مولفه‌های میدان الکترومغناطیسی برای مدهای تجزیه شده در حالت دوبعدی (تانسر ۱۹۹۸).

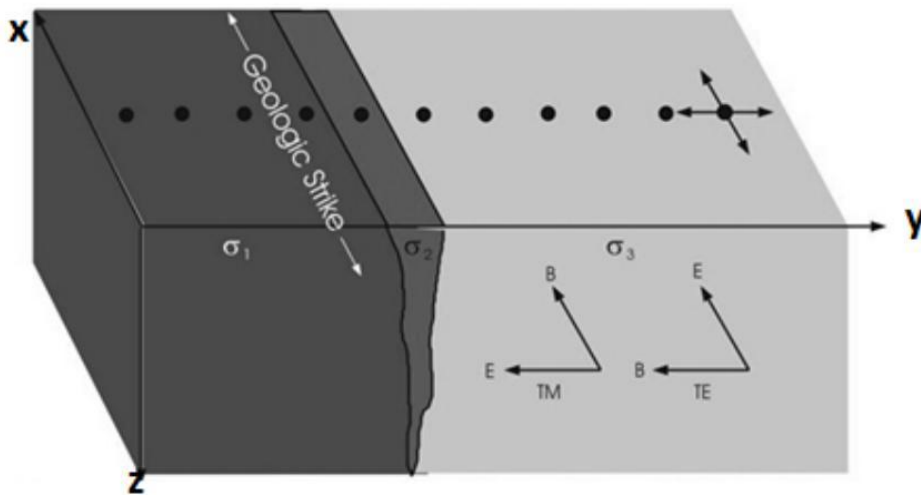
<i>TE Mode</i>	<i>TM Mode</i>
$\frac{\partial H_z}{\partial y} - \frac{\partial H_y}{\partial z} = \sigma E_x$	$\frac{\partial E_z}{\partial y} - \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_x$
$\frac{\partial E_x}{\partial z} = -i\omega\mu_0 H_y$	$\frac{\partial H_x}{\partial z} = \partial E_y$
$\frac{\partial E_x}{\partial y} = i\omega\mu_0 H_z$	$\frac{\partial H_x}{\partial y} = -\partial E_z$

در مد *TE*، مولفه‌ی میدان الکتریکی در راستای امتداد قرار دارد (شکل ۲-۱) و جریان در راستای *x* شارش می‌کند. در این مد، به دلیل پیوستگی مولفه‌ی مماسی میدان الکتریکی در مرز دو محیط، انباشتگی بار وجود نداشته و میدان الکتریکی به طور پیوسته در فصل مشترک دو محیط تغییر می‌کند. به دلیل افزایش رسانایی در طرف رسانا، جریان در جسم رسانا بزرگ‌تر شده و میدان مغناطیسی به طور قابل توجهی تغییر می‌کند. تغییر در میدان مغناطیسی، اثر خود را در مولفه‌ی عمودی آشکار می‌کند. در این مورد بردار تیپر برای فاصله‌های با دور افت بزرگ از مرکز رسانا و نیز در مرکز رسانا، صفر است و هنگام رسیدن به دو طرف رسانا مقدار مطلق آن افزایش می‌یابد. همچنین تیپر در مرکز رسانا صفر است (دوبرین و همکاران، ۱۹۹۸).

در مد *TM*، میدان مغناطیسی در راستای امتداد و میدان الکتریکی عمود بر امتداد است (شکل ۲-۱). در این مد شارش جریان در راستای *y* و *z* است و شرایط مرزی روی مولفه‌ی عمودی میدان

الکتریکی منجر به انباشت بار الکتریکی در مرز دو محیط می‌شود که باعث افزایش در جدایی میدان الکتریکی در نزدیک مرز بین دو محیط با رسانایی مختلف می‌شود (دوبرین و همکاران، ۱۹۹۸).

در مطالعات اخیر، با بررسی هر دو مد و با استفاده از داده‌های آن‌ها، اطلاعات کاملی از تانسور امپدانس به دست می‌آورند.



شکل ۱-۲: یک مدل دوبعدی ساده و مفهوم قطبش TM و TE در مگنتوتلوریک (فاندرحمته، ۱۳۹۲).

اکنون به بررسی امپدانس برای ساختارهای سه‌بعدی می‌پردازیم. رسانایی الکتریکی زمین ممکن است در همه‌ی جهات تغییر کند به طوری که تقریب‌های یک‌بعدی و دوبعدی ناکارآمد باشند و باعث ایجاد ساختارهای سه‌بعدی گردند. برای یک ساختار سه‌بعدی هیچ‌گونه قانون معینی وجود ندارد که توابع تبدیل از آن‌ها پیروی کنند و در این‌گونه ساختارها تغییرات رسانندگی در تمام جهات وجود دارد. بنابراین در این‌گونه ساختارها معادلات ماکسول نمی‌توانند به دو مد TE و TM تجزیه شوند و همه‌ی مولفه‌های تانسور امپدانس آن غیر صفر می‌باشند و به صورت زیر نشان داده می‌شود:

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (۲-۲۹)$$

اگرچه تجربه‌ی عمومی وجود دارد که عناصر غیر قطری تانسور امپدانس تقریباً در همه موارد در اولین و سومین ربع در صفحه مختلط قرار می‌گیرند، اما با هیچ‌گونه چرخشی نمی‌توان عناصر قطری تانسور امپدانس را حذف کرد (آندماریام، ۲۰۱۲). در مدل‌های دوبعدی و سه‌بعدی با تقارن محوری، پارامتر قطبش عدم تقارن صفر است و بر قطبش خطی میدان‌های ویژه الکتریکی دلالت می‌کند. میزان عدول این عبارت از مقدار صفر، معیاری از عدم تقارن ژئوالکتریکی است. ارتباط بین مقادیر مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس و اسکالر Z_{ave} و Z_{det} که ناوردای چرخشی هستند، از رابطه‌ی زیر معرفی می‌شوند:

$$Z_{ave} = \sqrt{(-Z_{xy} \cdot Z_{yx})} \quad \text{و} \quad Z_{det} = \sqrt{(Z_{xx} \cdot Z_{yy} - Z_{xy} \cdot Z_{yx})} \quad (2-30)$$

از زمانیکه بردیچوسکی^۱ و دمیترو^۲ (۱۹۷۶) این روش را به منظور کاهش اثرات ناهمگنی‌های سطحی معرفی کردند، محققین زیادی با مطالعات خود نشان دادند که با به‌کارگیری و مدل‌سازی به کمک روابط (۲-۳۰) می‌توانند نتایج قابل قبولی را برای داده‌های مگنتوتلوریک داشته باشند، حتی هنگامی که توده‌های دوبعدی و سه‌بعدی روی داده‌ها تأثیر گذاشته باشند. بنابراین از این روش برای انجام مدل‌سازی یک‌بعدی استفاده می‌شود (مرادزاده، ۱۹۹۸).

۲-۷ مقاومت ویژه ظاهری

مقاومت ویژه‌ی الکتریکی در اعماق یک زمین ناهمگن را نمی‌توان به صورت غیرمستقیم و با استفاده از اندازه‌گیری‌هایی که در سطح زمین صورت گرفته، به دست آورد. بلکه یک مقاومت ویژه‌ی ظاهری که با استفاده از عمق‌های نفوذ متناظر با میدان‌های الکترومغناطیسی به دست می‌آید، می‌تواند محاسبه شود.

¹ Berdichevsky

² Dmitriev

مقاومت ویژه‌ی ظاهری بر حسب مولفه‌های تانسور امپدانس معادله (۲-۱۹) به شکل زیر تعریف

می‌شود:

$$\rho_{a_{ij}} = |Z_{ij}|^2 / \omega\mu \quad (2-31)$$

در حالت یک زمین همگن (با رسانایی σ)، مقاومت ویژه‌ی ظاهری مقدار واقعی رسانایی زمین را بازتاب

می‌دهد:

$$\rho_a = 1/\sigma = |Z|^2 / \omega\mu \quad (2-32)$$

این کمیت یک تابعی از فرکانس می‌باشد. در اندازه‌گیری‌های صحرایی و با استفاده از واحدهای

کاربردی میلی‌ولت بر کیلومتر برای میدان الکتریکی، گاما برای میدان مغناطیسی و فرکانس دوره‌ای

$$f = \omega / 2\pi$$

این معادله به شکل زیر تقلیل می‌یابد:

$$\rho_a = \frac{0.2}{f} |Z|^2 \quad (2-33)$$

در حضور ناهمگنی‌های جانبی در زیر زمین رابطه‌ی بین مولفه‌های عمودی دو میدان نیز، به

راستای مختصات وابسته می‌شود و مقاومت ویژه‌ی ظاهری به راحتی به شکل مستقیم نمی‌تواند تعریف

شود. در یک حالت ویژه‌ی مهم، زمانی که زمین در امتداد یک محور افقی یکنواخت باشد (ساختار

دوبعدی)، میدان‌ها به صورت خطی موازی با محور تقارن یا امتداد ساختار قطبیده می‌شوند و دوباره

رابطه‌ی اسکالر بالا که در ابتدا توسط کانیاورد (۱۹۵۳) ارائه شد، صادق خواهد بود. در صورتی که

محورهای مختصات منطبق بر محورهای اصلی ساختار باشند، تانسور امپدانس دارای مولفه‌های صفر بر

روی قطر اصلی خواهد بود:

$$Z_{||} = \begin{bmatrix} 0 & Z_1 \\ -Z_2 & 0 \end{bmatrix} \quad (2-34)$$

و یک زوج از مقاومت ویژه‌های ظاهری به صورت زیر استخراج می‌شود:

$$\rho_{a_2} = \frac{0.2}{f} |Z_2|^2 \quad \text{و} \quad \rho_{a_1} = \frac{0.2}{f} |Z_1|^2 \quad (2-35)$$

که این مقاومت‌ها موازی و عمود بر امتداد ساختار می‌باشند. در یک ایستگاه منفرد امکان تعیین اینکه کدام محور متناظر با امتداد ساختار می‌باشد از روی Z وجود ندارد. این مسئله را می‌توان با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی و یا با استفاده از داده‌های مولفه‌ی عمودی میدان مغناطیسی حل کرد.

با توجه به اینکه تانسور امپدانس را می‌توان با توابع ریاضی در جهت خاصی چرخاند، نیازی به گستراندن سنسورهای صحرائی در امتداد یک روند زمین‌شناسی یا محور خاصی وجود ندارد. در حالت سه‌بعدی در صورتی که نتوان تانسور امپدانس را به جهتی چرخاند که مولفه‌های قطر اصلی آن صفر شوند، مقاومت ویژه‌ی ظاهری را به راحتی نمی‌توان تعریف کرد. در حالت دوبعدی مرسوم است که از مولفه‌ای قطر فرعی برای تعریف یک جفت مقاومت ویژه‌ی ظاهری استفاده می‌شود:

$$\rho_{xy} = \frac{0.2}{f} |Z'_{xy}|^2 \quad \text{و} \quad \rho_{yx} = \frac{0.2}{f} |Z'_{yx}|^2 \quad (2-36)$$

که زاویه‌ی چرخش محورها طوری انتخاب می‌شود که مولفه‌های قطر اصلی Z' تقریباً صفر شود. مولفه‌های قطر فرعی Z که مختصات آن چرخش یافته است مولفه‌های اصلی تانسور امپدانس نامیده می‌شوند. فازهای مولفه‌های قطر فرعی نیز که از Z' استخراج می‌شوند پارامترهای مفیدی می‌باشند. برای یک زمین که به طور یکنواخت باشد، با استفاده از خواص تحلیلی تابع امپدانس در حیطه‌ی فرکانسی مختلط می‌توان نشان داد که فاز و دامنه $Z(\omega)$ مستقل از یکدیگر می‌باشند. بدین ترتیب در صورتی که در داده‌های واقعی برآوردهای به‌دست آمده از دامنه‌های میدان‌ها پراکندگی زیادی را نشان بدهند، می‌توان از رابطه‌ی بین فاز و دامنه برای درون‌یابی داخل فواصل فرکانسی استفاده کرد (میشل^۱، ۲۰۱۴).

فاز مولفه‌ی امپدانس، اختلاف فاز بین مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی را توصیف می‌

کند:

¹ Mitchell

$$Z = \left| \frac{E_i}{H_j} \right| e^{i\varphi} \rightarrow \varphi = \psi_{E_i} - \psi_{H_j} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad (2-37)$$

که $i, j = x, y$ و ψ_{E_i, H_j} به ترتیب فاز میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی می‌باشد. در یک زمین همگن فاز امپدانس برابر مقدار زیر می‌شود:

$$Z = \frac{i\omega\mu}{k} = \sqrt{\frac{\omega\mu}{\sigma}} \sqrt{i} \Rightarrow \varphi = \pi/4 \quad (2-38)$$

این بدین معناست که با توجه به فرایند پخش انتشار امواج صفحه‌ای الکترومغناطیسی در محیط رسانا، میدان الکتریکی به اندازه‌ی ۴۵ درجه نسبت به میدان مغناطیسی تقدم فاز می‌یابد.

در یک محیط با لایه‌بندی یک‌بعدی، اگر امواج الکترومغناطیسی، به یک محیط با رسانایی بالاتر نفوذ کند، فاز از ۴۵ درجه بیشتر می‌شود. همچنین اگر امواج الکترومغناطیسی به یک محیط با رسانایی کمتر نفوذ کند، تأخیر فاز از ۴۵ درجه پایین‌تر می‌رود. این بدان معناست که در فرایند پخش، اختلاف فاز بین مولفه‌های عمود بر هم میدان الکتریکی و مغناطیسی، در زمانیکه میدان‌ها به یک محیط با رسانایی کمتر نفوذ می‌کنند کاهش می‌یابد.

در حالت‌های یک‌بعدی و دوبعدی فازها در ربع اول یا سوم $\left(\left[0, \frac{\pi}{2} \right], \left[\pi, \frac{3\pi}{2} \right] \right)$ قرار می‌گیرند؛ یعنی جزءهای موهومی و حقیقی Z_{xy} (یا Z_{yx}) دارای علامت یکسانی می‌باشند. علت این امر رابطه‌ی علت معلولی تداخل میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی القایی در زمین می‌باشد؛ یعنی هر میدان ثانویه‌ی القایی مرتبط با اختلاف رسانایی باید از میدان تابشی اولیه (چشمه‌ی اولیه) متابعت کند (میشل، ۲۰۱۴).

طبق قرارداد، مولفه‌ی Z_{xy} مثبت و پیامد آن مولفه‌ی Z_{yx} به عنوان منفی در نظر گرفته می‌-

شود که در نتیجه‌ی این فرض‌ها، فازهای امپدانس را به ترتیب در ربع‌های اول و سوم اعمال می‌کنند.

۲-۸ پارامترهای تعیین بعد

در روش مگنتوتلوریک کمیت‌هایی وجود دارد که با استفاده از این پارامترها می‌توان ابعاد ساختارهای زیرسطحی منطقه را مورد بررسی قرار داد که در زیر به بررسی این پارامترها می‌پردازیم. اما قبل از تعریف و بررسی این پارامترها به بررسی دو ترکیب نامتغیر چرخشی Z_1 و Z_2 و متغیرهای چرخشی Z_3 و Z_4 ، عناصر تانسور امیدانس می‌پردازیم که به صورت زیر تعریف می‌شوند (کائوفمان، ۱۹۸۱ حمزه‌لویی، ۱۳۹۳).

$$Z_1 = \frac{(Z_{xy} - Z_{yx})}{2} = \frac{(Z'_{xy}(\theta) - Z'_{yx}(\theta))}{2} \quad (۲-۳۹)$$

$$Z_2 = \frac{(Z_{xx} + Z_{yy})}{2} = \frac{(Z'_{xx}(\theta) + Z'_{yy}(\theta))}{2} \quad (۲-۴۰)$$

$$Z_3 = \frac{(Z_{xy} + Z_{yx})}{2} \quad (۲-۴۱)$$

$$Z_4 = \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})}{2} \quad (۲-۴۲)$$

۲-۸-۱ چولگی

این کمیت یک پارامتر نامتغیر چرخشی است و از رابطه‌ی (۲-۴۳) محاسبه می‌شود. این پارامتر در صورتی که برابر صفر و یا نزدیک صفر باشد می‌تواند بر غیر سه‌بعدی بودن ساختارهای منطقه دلالت داشته باشد. اما اگر مقدار آن از $0/3$ بیشتر شود باید محدوده‌ی مورد نظر به صورت سه‌بعدی مورد بررسی قرار گیرد یا حداقل در هنگام مدل‌سازی دوبعدی محدوده‌ی اثرات تقریب مدل سه‌بعدی توسط مدل دوبعدی در نظر گرفته شود تا مدل‌سازی دچار خطاهای فاحش نشود (مرادزاده و وایت، ۱۳۸۴).

$$S = \frac{|Z_2|}{|Z_1|} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad (۲-۴۳)$$

۲-۸-۲ بیضی‌وارگی

کمیت بیضی‌وارگی نیز نامتغیر چرخشی است و مانند چولگی برای مدل‌های یک‌بعدی و دوبعدی مقداری برابر صفر و یا نزدیک صفر دارد و به همین خاطر شاخص خوبی برای تشخیص سه‌بعدی بودن محیط مورد مطالعه می‌باشد و از رابطه‌ی (۲-۴۴) قابل محاسبه است (هوهمن و تینگ^۱، ۱۹۸۱).

$$E = \frac{|Z_4(\theta)|}{|Z_3(\theta)|} \quad (2-44)$$

به دلیل اینکه دو پارامتر فوق بسیار متأثر از ناهمگنی‌های الکتریکی نزدیک سطح و نوفه^۲ می‌باشند، پارامترهای مناسبی جهت تعیین ابعادی ساختارهای زیرسطحی نیستند و برای داده‌های آلوده به نوفه این پارامترها نمی‌توانند صفر شوند. همچنین در مورد محدوده‌ی مقادیر این پارامترها برای ساختارهای دوبعدی اختلاف نظر وجود دارد. برای مثال هوهمن و تینگ (۱۹۸۱) محدوده‌ی بین ۰/۲ تا ۰/۱۲ را برای ساختارهای دوبعدی تعریف کردند. در حالیکه دیگر محققان با توجه به تأثیر اغتشاشات ناهمگنی‌های سطحی، محدوده‌ی این پارامتر را بین ۰/۰۰۱ تا ۰/۷۲ تعریف کردند (هرمانس^۳، ۱۹۸۲). پس تنها با استفاده از دو پارامتر فوق نمی‌توان ابعاد ساختارهای زیرسطحی را مورد بررسی قرار داد. تجربه‌ی حاصل از مدل‌سازی داده‌های واقعی نشان می‌دهد که در بسیاری از موارد مقادیر متوسط چولگی حدود ۰/۴ و یا حتی بیشتر است، در حالیکه سایر شواهد اشاره به ساختارهای یک یا دوبعدی دارند. دلیل این مسئله حساسیت بیش از حد پارامتر چولگی به نوفه‌های موجود در داده‌های اندازه‌گیری شده مگنتوتلوریک است (هاشمی، ۱۳۹۱؛ حمزه‌لویی، ۱۳۹۳).

¹ Hohmann & Ting

² noise

³ Hermance

۳-۸-۲ چولگی حساس به فاز

به دلیل اینکه کمیت‌های چولگی و بیضی‌وارگی برای تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی خیلی قابل اعتماد نیستند، کمیت چولگی حساس به فاز (رابطه‌ی ۲-۴۵) به‌عنوان یک شاخص اندازه-گیری جدید تعیین بعد توسط بار^۱ (۱۹۸۸) معرفی شد که به صورت زیر تعریف شد:

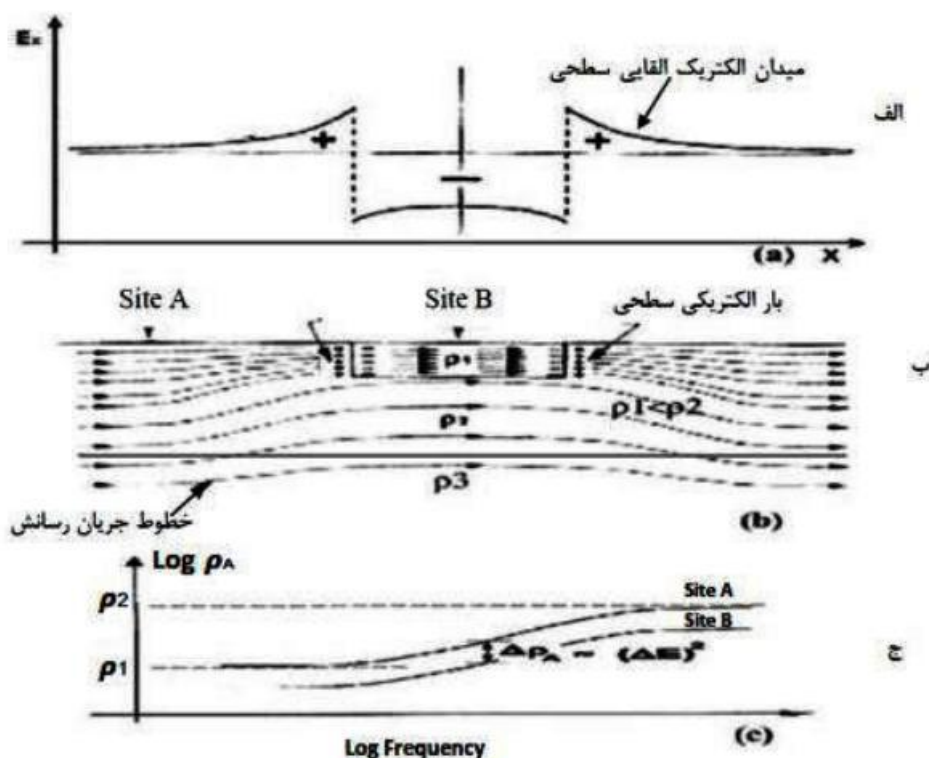
$$\eta = \frac{[\text{Im}(Z_3.Z_4^*)] - [\text{Im}(Z_1.Z_2^*)]^{\frac{1}{2}}}{|Z_1|} \quad (۲-۴۵)$$

که در آن * به مزدوج مختلط عبارت اشاره می‌کند.

۳-۹ اثر جابجایی ایستا

مسئله‌ی اصلی که در سونداژهای *MT* مشکل ایجاد می‌کند، آشفته‌گی‌ها و ناهمگنی‌های میدان الکتریکی، به علت تغییرات عرضی در مقاومت ویژه ساختارهای الکتریکی نزدیک سطح می‌باشد. دلیل ایجاد این پدیده، ناپیوستگی میدان الکتریکی افقی به هنگام عبور از ناهمگنی‌های جانبی است (شکل ۲-۲ الف). به دلیل اینکه در تمام فرکانس‌ها اندازه‌ی عمق پوست از ابعاد ناهمگنی بزرگ‌تر است، میدان الکتریکی به صورت یکنواخت کاهش پیدا می‌کند (شکل ۲-۲ ب). کاهش میدان الکتریکی در توده‌ی رسانا باعث کاهش نمودار مقاومت ویژه در محل سونداژ *B* نسبت به نمودار سونداژ *A* می‌شود. این اثر بر روی تمام فرکانس‌ها ثابت است و باعث جابجایی منحنی مقاومت ویژه‌ی مستقل از فرکانس به سمت پایین می‌شود (شکل ۲-۲ ج).

¹ Bahr



شکل ۲-۲: الف- تغییر میدان الکتریکی عمود بر امتداد ساختار در مجاورت ناهمگنی جانبی. ب- تمرکز جریان الکتریکی در منطقه رسانا. ج- کاهش مقاومت ویژه‌ی ظاهری در تمام فرکانس‌ها در ایستگاه B. (مرادزاده، ۲۰۰۳).

ضریب جابجایی ایستا یا S ، گویای تغییرات قائم نمودار مقاومت الکتریکی است که مقاومت الکتریکی و عمق را به ترتیب با ضرایب s و \sqrt{S} (برای مدل‌های یک‌بعدی) تحت تأثیر قرار می‌دهد. بخشی از اعوجاج گالوانیکی داده‌ها مخصوصاً در مناطق کوهستانی ناشی از تغییرات شدید توپوگرافی می‌باشد. در حالت کلی ضریب جابجایی ایستا می‌تواند مقادیر مختلفی را با توجه به بزرگی اثر اعوجاج گالوانیکی و میزان تغییرات توپوگرافی اختیار کند که سبب تخمین کم یا زیاد مقاومت الکتریکی نسبت به مقدار واقعی آن در اعماق مختلف می‌شود (حمزه‌لویی، ۱۳۹۳).

۱۰-۲ روش‌های تصحیح جابجایی ایستا

تصحیح جابجایی ایستا تنها با استفاده از داده‌های یک ایستگاه برداشت مگنتوتلوریک امکان‌پذیر نیست و روش‌های متعددی جهت انجام آن به کار می‌رود. ساده‌ترین روش برای کاهش اثر ناهمگنی‌های سطحی، شامل استفاده از داده‌های ایستگاه‌های نزدیک به یکدیگر است که معمولاً به‌عنوان روشی کارآمد در نظر گرفته نمی‌شود. روش آرایش پروفیل‌زنی الکترومغناطیسی^۱ (*EMAP*) شامل اندازه‌گیری‌های پیوسته میدان الکتریکی با استفاده از فیلتر پایین‌گذر اثرات اعوجاج گالوانیکی تصحیح می‌شود. روشی دیگر در کاهش اثر ناهمگنی‌های سطحی شامل استفاده از میانگین‌های مختلف مولفه‌های تانسور امپدانس (شامل جذر دترمینان ماتریس امپدانس یا میانگین هندسی و میانگین حسابی قطر فرعی ماتریس امپدانس) است (بردیچوسکی و دمیترو، ۱۹۷۶). استفاده از این روش اگرچه اثر ناهمگنی‌های سطحی را کاهش می‌دهد ولی باعث کاهش تفکیک‌پذیری می‌شود، که برای مطالعات بسیار عمیق مناسب است. روش‌هایی نیز بر پایه ارتباط مولفه‌های مختلف تابع پاسخ مگنتوتلوریک با استفاده از رابطه‌ی فاراده، مانند رابطه‌ی میان مشتق افقی تانسور امپدانس اعوجاج یافته و تابع پاسخ ژئومغناطیسی، ارائه شده است (لدو^۲ و همکارانف ۲۰۰۲). هر یک از روش‌های فوق محدودیت‌هایی را به دنبال دارند که از کارایی آن‌ها در شرایط مختلف می‌کاهد (هاشمی، ۱۳۹۱؛ حمزه‌لویی، ۱۳۹۳).

به دلیل اینکه در جابجایی ایستا تنها میدان الکتریکی تحت تأثیر قرار می‌گیرد، می‌توان با استفاده از روش‌هایی که تنها میدان مغناطیسی را اندازه‌گیری می‌کنند، جهت تصحیح اثر جابجایی ایستا استفاده کرد. بر همین اساس می‌توان از روش سونداژ الکترومغناطیس حوزه‌ی زمان (*TEM*) استفاده کرد (استرنبرگ^۳ و همکاران، ۱۹۸۸). در این روش یک جریان به صورت پالسی شکل (نیم مربعی یا نیم سینوسی) و در زمان‌های کوتاه (چند میلی‌ثانیه) به درون حلقه^۴ فرستنده ارسال می‌شود و اندازه‌گیری

¹ Electromagnetic array profiling

² Ledo

³ Sternberg

⁴ loop

میدان مغناطیسی القایی پس از قطع جریان در بازه‌های زمانی مختلف توسط پیچه¹ گیرنده صورت می‌گیرد. داده‌های اندازه‌گیری شده (میدان مغناطیسی القایی) در پنجره‌های زمانی ثبت می‌شوند و با اعمال محاسبات روی آن‌ها، مقاومت ویژه ظاهری به دست می‌آید. با انجام مدل‌سازی مقاومت ویژه‌ی این داده‌ها و استفاده از آن، می‌توان اثر جابجایی ایستای داده‌های *MT* را تصحیح کرد (Christiansen et al., 2006)

¹ coil

فصل سوم

زمین‌شناسی و موقعیت جغرافیایی منطقه

۱-۳ مقدمه

سرزمین ایران، به عنوان بخشی از زون فعال زمین ساختی آلپ- هیمالیا، طرح پیچیده‌ای از مجموعه‌ی پوسته‌ها، قطعات زمین‌ساخت و زون‌های متفاوت زمین‌ساختی است، که از نگاه نو زمین-ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی، ویژگی‌های خاص دارد. قرار گرفتن ایران در کمربند آتشفشانی باعث شده که از لحاظ زمین‌ساختاری بسیار فعال بوده و دارای پتانسیل بالای انرژی زمین‌گرمایی باشد. یکی از این مناطق فعال، منطقه‌ی سبلان، نواحی مشکین‌شهر، سرعین و بوشلی است. سبلان یک آتشفشان استراتوولکان با ارتفاع ۴۸۲۰ متر از سطح دریا و جزء صفحه‌ی میانی ایران است. چون یک منطقه‌ی آتشفشانی است، گسل‌ها حالت شعاعی پیدا کرده‌اند. سبلان شامل ساختمان مرکزی بزرگی است که بر روی یک هورست احتمالی که سنگ زمینیه‌ی آن از نوع ولکانیک‌های درونی است، ساخته شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

منشأ گرما در مناطق زمین‌گرمایی به فرایندهای فیزیکی که درون زمین رخ می‌دهد، وابسته است. یکی از این فرایندها که از آن به عنوان موتور حرارتی یاد می‌شود، نظریه‌ی تکتونیک صفحه‌ای نام دارد. بر طبق نظریه‌ی تکتونیک صفحه‌ای، کره‌ی زمین از صفحاتی به نام لیتوسفر (سنگ‌کره) تشکیل شده، که این صفحات نسبت به هم در حال حرکتند و این حرکات مسبب فعالیت‌های آتشفشانی، زمین‌ساختی و کوهزایی می‌باشد. در زیر لیتوسفر، ناحیه‌ای به نام استنوسفر با ضخامت حدود ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر وجود دارد. به دلیل اختلاف دمای قسمت‌های مختلف استنوسفر، جریان‌های همرفتی تشکیل می‌شود.

انتقال گرما از اعماق به سطح زمین به دو صورت رسانش و همرفت انجام می‌شود. وقتی آب‌های سطحی مثل آب باران و رودخانه‌ها به سطح زمین نفوذ می‌کند و در تماس با سنگ‌های داغ، گرم می‌شوند، قسمت اصلی میدان زمین‌گرمایی را تشکیل می‌دهند (Barbier, 2002). یک سیستم زمین-گرمایی از سه بخش: چشمه، مخزن و سیالی که وسیله‌ی انتقال حرارت است، تشکیل شده است. مخزن حجمی از سنگ‌های نفوذپذیر دربردارنده‌ی سیالات و گازهای داغ است و معمولاً با یک سری از سنگ-

های غیر قابل نفوذ به نام پوش سنگ احاطه می‌شود. آب‌های سطحی بعد از اینکه به درون زمین نفوذ می‌کنند، پس از برخورد با سنگ مخزن داغ از طریق ساختارهای طبیعی مثل درزها و گسل‌ها به سطح زمین راه پیدا کرده و به صورت چشمه‌های آب گرم و یا آبفشان قابل رویت هستند.

بررسی مناطق زمین‌گرمایی بر اساس نرخ دگرسانی^۱ سنگ‌ها صورت می‌گیرد. رخساره‌ی دگرگونی یک محدوده‌ی دما، فشار و سایر عواملی است که درجه‌ی دگرگونی را کنترل می‌کنند. سنگ‌های درجه‌ی دگرگونی پایین در رخساره‌های دما و فشار پایین شکل می‌گیرند در حالیکه سنگ‌های دگرگونی درجه‌ی بالا در رخساره‌های دما و فشار بالا تشکیل می‌شوند.

در نواحی زمین‌گرمایی، مقاومت ویژه‌ی سنگ‌ها با حضور دگرسانی‌های هیدروترمالی تولید شده توسط کانی‌های رسی کنترل می‌شود. کنترل‌کننده‌ی اصلی کانی‌شناسی رس‌ها، دما می‌باشد. در دمای پایین و در رخساره زئولیت کانی‌های رسی مثل اسمکتیت و زئولیت وجود دارد. در دماهای بالاتر کانی‌های کلریت و ایلیت ظاهر می‌شوند. کلریت اصولاً در سنگ‌های بازالتی و ایلیت در سنگ‌های گرانیتی یافت می‌شود (خوجم‌لی، ۱۳۹۰). نسبت کلریت یا ایلیت با افزایش درجه‌ی حرارت تا ۱۸۰ درجه‌ی سانتی‌گراد افزایش می‌یابد. با افزایش دما وارد رخساره‌ی آل‌بیت- اپیدوت- هورنفلس می‌شویم. در دمای ۲۲۰ تا ۲۴۰ درجه و با ورود به این رخساره زئولیت‌ها و اسمکتیت‌ها ناپدید می‌شوند و کلریت یا ایلیت خالص ظاهر می‌شود. در دمای بالاتر از ۲۴۰ درجه‌ی سانتی‌گراد شاهد کانی‌هایی از جمله سربیسیت و اپیدوت هستیم.

۳-۲ موقعیت جغرافیایی و آب و هوای منطقه

میدان زمین‌گرمایی سبلان در شمال غرب ایران و در اطراف کوه آتشفشانی سبلان به ویژه مناطق شمال غرب آن و با فاصله‌ی تقریبی ۲۵ کیلومتر از شهر مشکین‌شهر در استان اردبیل واقع شده است.

¹ Alteration

رشته کوه آتشفشانی خاموش سبلان از دره‌ی قره‌سو در شمال غرب اردبیل شروع شده و در جهت شرقی- غربی به طول ۶۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۴۸ کیلومتر تا کوه قوشاداغ در جنوب اهر ادامه می‌یابد. در این مطالعه منطقه‌ی مورد بررسی در مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 16' 31''$ و $38^{\circ} 22' 14''$ عرض شمالی و $47^{\circ} 45' 59''$ و $47^{\circ} 55' 32''$ طول شرقی و در منطقه‌ی شمال کوه سبلان و در شرق شهرستان مشکین‌شهر واقع شده است (شکل ۱-۳). در این منطقه آب و هوای بخش شمالی متأثر از رطوبت دریای خزر و مدیترانه بوده و معتدل است. اما بخش جنوبی از رطوبت کمتری برخوردار است. در پیرامون قله‌ی سبلان به ویژه قسمت شمالی آن برف و یخچال‌های همیشگی وجود دارد.



شکل ۱-۳: موقعیت جغرافیایی منطقه‌ی مورد مطالعه و راه‌های دسترسی به آن (سازمان نقشه‌برداری)

سبلان آتشفشانی خاموش است که چشمه‌های آب گرم و سرد فراوانی در این منطقه وجود دارد. از جمله چشمه‌های این منطقه می‌توان به چشمه‌های قطورسویی^۱، شابیل^۲ و تورشو^۳ اشاره کرد. شهرستان مشکین‌شهر به صورت دشت وسیعی است که با شیب تند به زمین‌های پست شمالی منتهی می‌شود. مرتفع‌ترین و پرشیب‌ترین قسمت این شهرستان دامنه‌های شمالی و شمال غرب سبلان

¹ Ghotor suii

² Shahabile

³ Torsho

است که به طور متوسط ۲۰۰۰ متر از سطح دریا ارتفاع دارد. بارش سالانه در منطقه ۱۹۶ میلی‌متر گزارش شده، که حداکثر بارش در ماه آذر و حداقل آن در ماه خرداد و تیر می‌باشد (خوجم‌لی، ۱۳۹۰).

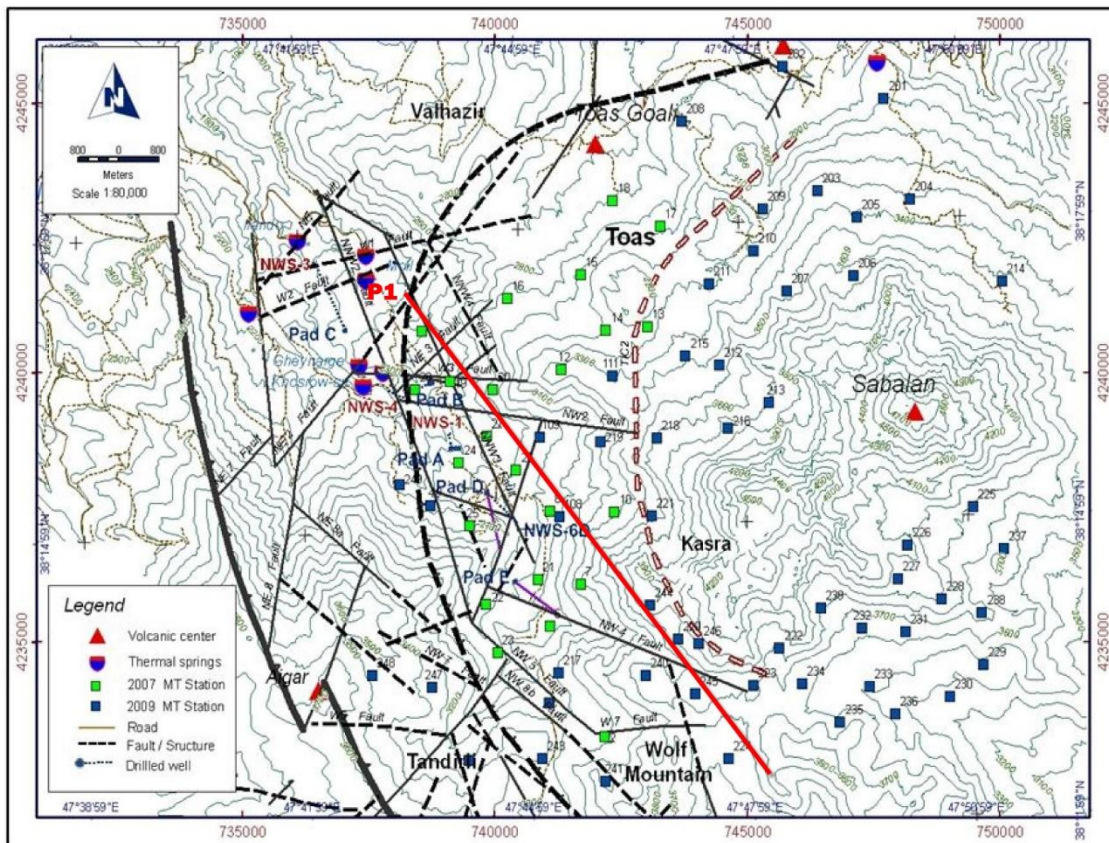
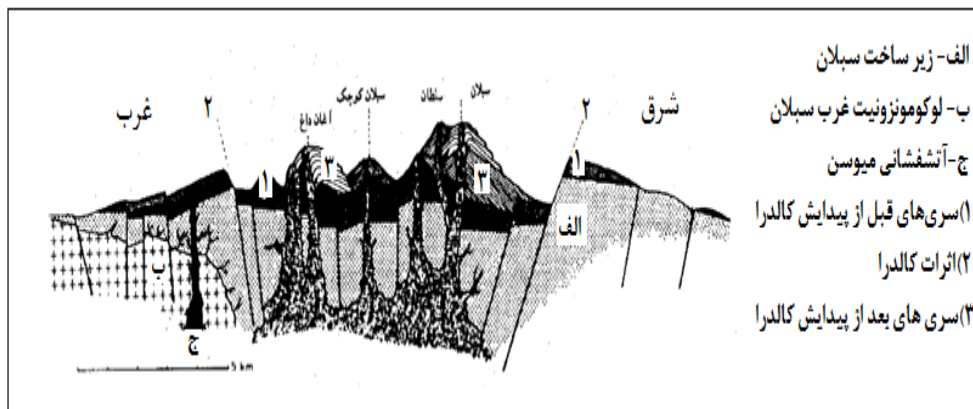


Figure 2. MT stations location map

شکل ۳-۲: موقعیت کوه سبلان و پروفیل *PI* آمده است.

۳-۳ بررسی زمین‌شناسی منطقه

آتشفشان سبلان از نوع آتشفشان نقطه‌ای و مخروط آن استراتوولکانی است که از نظر ساختمان و حجم شبیه آتشفشان‌های حاشیه‌ای قاره‌ای است، ولی از نظر ترکیب شیمیایی شباهتی با انواع حاشیه‌ای قاره‌ای ندارد. ارتفاع این کوه ۴۸۲۰ متر از سطح دریا و گدازه‌های آن سطحی معادل ۱۲۰۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده‌اند. به علت فروریختگی و ریزش متعدد (کالدر) به شدت قطعه قطعه است. مطابق شکل (۳-۳) سبلان سلطان، سبلان کوچک (هرم داغ) و آغان داغ (کسری) قله‌های آتشفشانی متعدد این کوه را تشکیل می‌دهند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).



شکل ۳-۳: مقطع عرضی سبلان از شرق به غرب (درویش‌زاده، ۱۳۷۰)

در قسمت شمال که بلندترین قله‌ی سبلان در آن واقع است، دریاچه‌ی کوچکی وجود دارد که احتمالاً باقیمانده‌ی دهانه‌ی آتشفشان است. در دهانه‌ی آتشفشان کوه سبلان یخچال دائمی وجود دارد، که زبانه‌هایی از آن به سمت جنوب شرق جریان یافته است. دریاچه‌ی موجود در قله‌ی سبلان در نتیجه‌ی ذوب همین برف‌ها به وجود آمده است. در اطراف قله‌ی سبلان، چشمه‌های آب گرم گوگردی زیادی وجود دارد که گواهِ فعالیت آتشفشان خاموش سبلان است.

از نظر زمین‌شناسی، منطقه‌ی سبلان روی هورست بزرگ الیگوسن بنا شده است. فعالیت قدیمی سبلان از ائوسن شروع شده، ولی آنچه که کوه سبلان را به وجود آورده در پلیوسن شروع به فعالیت کرده و تا عصر بعد از آخرین یخبندان (۲۰ تا ۷۰ هزار سال پیش) ادامه داشته است. بعد از فعالیت‌های ائوسن، مرحله‌ی بعدی فعالیت آن متعلق به میوسن است. بنابراین تکامل ماگمایی طی زمان طولانی انجام شده است (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).

سبلان متعلق به کمان ماگمایی البرز است. این کمان خود حاصل فرورانش بخشی از حوضه‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر لیتوسفر قاره‌ای شمال غرب ایران است. این فرورانش از کرتاسه‌پسین متعاقب با شکل‌گیری کمان ماگمایی ارومیه- دختر و تشکیل رشته کوه زاگرس، آغاز شد و طی پالئوسن و به ویژه ائوسن این فرایند فرورانش، شدیدترین ماگماتیسم را به البرز در حال کوهزایی، تحمیل کرد. ولکانیسم

گسترده ائوسن در البرز غربی و آذربایجان حاصل این فرایند بوده است. تا ائوسن میانی، فرایند فرورانش باقی مانده ی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس اتمام یافته و در ادامه ی همگرایی، کمان های ماگمایی البرز و ارومیه - دختر با همدیگر برخورد می کنند و یک زمین درز برخوردی از نوع کمان - کمان در شمال غرب ایران شکل می گیرد (خوجم لی، ۱۳۹۰). پلوتونیسیم گسترده ی الیگوسن و ولکانیسم پلیوکواترنری در البرز غربی، آذربایجان و ترکیه (دماوند، سبلان و آرازات) حاصل ماگماتیسیم پس از برخوردی هستند که خود نتیجه ی ادامه ی فعالیت گوه آستنوسفری بالای ورقه ی لیتوسفری فرورانده شده می باشد (امینی، ۱۳۶۳).

۳-۴ فعالیت های آذرین و زمین شناسی سبلان

فعالیت های آذرین در ائوسن با تجمع ولکانیک های آلکالن پتاسیک بر روی توالی از رسوبات پالئوزوئیک و مزوزوئیک آغاز گردید. این مجموعه ی ولکانیکی در اوایل میوسن توسط باتولیت مونزونیتی، که در امتداد *SE-NW* در غرب خطالرس کوه سبلان رخنمون یافته، دچار دگرگونی حرارتی گردیده اند. بالا آمدگی و فرسایش قابل ملاحظه ی این باتولیت ادامه یافته و در امتداد های *SE* و *SW* روی باتولیت را توالی از رسوبات اواخر میوسن می پوشاند. توده های نفوذی متعددی در حوالی سبلان واقع است که اهم آنها به شرح زیر است (درویش زاده، ۱۳۷۰):

توده ی نفوذی میرزا حسن کندلو: در مرکز رشته کوه های صلوات و خود در جنوب دشت مغان قرار دارد. این توده شامل میکرومونزونیت کوارتزار است که در داخل آهک های کرتاسه پسین - پالئوسن نصیرکنده ظاهر شده است و احتمالاً به فاز تکتونیکی اولیگوسن پسین تعلق دارد. این توده از نظر جغرافیایی در ۵۵ کیلومتری شمال قله ی سبلان و نزدیک دهکده ی نصیرکنده واقع است. شکل آن کم و بیش مدور و قطر آن در حدود یک کیلومتر است.

توده ی قره سو: کوچک تر از توده ی قبلی و در همان عرض جغرافیایی در ساحل غربی رود قره سو وجود دارد. ترکیب شیمیایی، کانی شناسی و مورفولوژی آن مشابه توده ی میرزا حسن کندلو است.

توده‌ی اوقلان داغ : این توده از نظر حجم و پدیده‌های وابسته به خود اهمیت دارد. بر اثر فعالیت- های هیدروترمال، رگه‌های اکسید آهن، آلونیت، و کائولن در منطقه به وجود آمده است. این توده در غرب سبلان قرار دارد و روند شمال- شمال شرق و جنوب- جنوب غرب دارد. گسترش این توده در سمت شمال زیاد است. زیرا بعد از عبور از زیر دشت مشکین شهر به طرف داوه سرداغ ادامه می‌یابد. از نظر سنگ‌شناسی این توده را باید لوکومونزودیوریت محسوب داشت که در آن اوژیت‌های آلکان کانی اصلی فرومنیزین به حساب می‌آید.

۵-۳ سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی اطراف سبلان

شکل‌های (۳-۴) و (۳-۵) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه را به همراه مقطع عرضی آن نمایش می‌دهد. شکل (۳-۴) نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ منطقه‌ی مشکین شهر به همراه تنها مقطع عرضی منطقه که از آن عبور می‌کند، را نشان می‌دهد و منطقه‌ی مورد مطالعه با کادر مشکی بر روی آن مشخص شده است. شکل (۳-۵) نقشه‌ی زمین‌شناسی محدوده‌ی مورد مطالعه را همراه با ایستگاه‌های *MT* و همچنین گسل- های موجود در منطقه، نقشه‌ی زون دگرسان‌شده و مقطع عرضی زمین‌شناسی که بر روی شکل (۳-۴) مشخص شده بود، نشان می‌دهد. بر اساس مطالعات انجام شده چهار واحد اصلی چینه‌شناسی در محدوده‌ی مورد بررسی شناسایی شده است که به ترتیب از قدیمی‌ترین به سمت جوان‌ترین شامل سازندهای ول‌هزیر^۱، تواس^۲، کسری^۳ و دیزو^۴ است که در ادامه به شرح مختصر آنها می‌پردازیم.

¹ Valhazir

² Toas

³ Kasra

⁴ Dizu

۱-۵-۳ سازند ول هزیر

این سازند شامل جریان‌های گدازه با ترکیب تراکی‌آندزیت بوده که قبل از پیدایش کالدر^۱ به وجود آمده است و دارای سن پلیوسن می‌باشد. توف‌ها و برش‌های آذرآواری با ضخامت حدود ۲۰۰۰ متر به عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه شناسایی شده و در پایین‌ترین شیب و لبه‌ی مخروط آتشفشانی تشکیل شده‌اند. گدازه شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، سانیدین، هورنبلند، بیوتیت و اوژیت که در زمینه‌ای از کانی‌های اوپک (مگنتیت)، کانی‌های مافیک^۲ ریز و شیشه قرار گرفته‌اند. آذرآواری‌ها شامل توف ریزدانه‌ی غنی از فلدسپات و قطعات کانی مافیک می‌باشد. به طور جزئی تیتانیت و دانه‌های زیرکن به صورت نادر و مقدار زیادی دانه‌های آپاتیت در آن دیده می‌شود. به این سازند تشکیلات قبل از تشکیل کالدر^۳ نیز گفته می‌شود. همه‌ی واحدهای این سازند تقریباً دگرسان شده هستند، به این معنی که کانی‌ها و بافت اولیه‌ی آنها به سختی قابل تشخیص است (Yousefi Sahzabi, 2004). واحدهای این سازند که شامل تراکیت، توف برش و ایگنمبرایت، گدازه‌های آندزیتی، تراکی‌آندزیت و توف برش جوش خورده می‌باشد.

۲-۵-۳ سازند تواس

این سازند شامل ولکانیک‌های تراکی‌داسیت با سن پلیستوسن آغازی می‌باشد، که همزمان با تشکیل کالدر^۳ به وجود آمده‌اند. این رسوبات در ارتباط با حاشیه‌ی کالدر^۳ جابجا شده است و شامل سری‌های تراکی‌داسیت و گنبد، لاهارها و جریان‌های تراکی‌آندزیت به صورت فرعی می‌باشد. این واحدهای سنگی به عنوان حاشیه‌ی داخلی کالدر^۳ نیز تفسیر می‌شوند و جریان‌ها و لاهارهای گراندرو از آنها منشأ می‌شود و به سمت پایین شیب جهت‌گیری کرده و بر روی ولکانیک‌های قبل تشکیل کالدر^۳ قرار گرفته‌اند. شمالی‌ترین گنبد و جریان سازند تواس تراکی‌آندزیت غنی از پلاژیوکلاز و بیوتیت است که فنوکریست آن هورنبلند است. جنوبی‌ترین گنبد و جریان همزمان با کالدر^۳ ریولیت و تراکی‌داسیت با

¹ Pre-caldera

² Mafic

³ Syn-caldera

فونوکریست کوارتز می‌باشد. همه‌ی جریان‌های همزمان با تشکیل کالدرا دارای بافت شیشه‌ای بوده و حفره دارند (Yousefi Sahzabi, 2004).

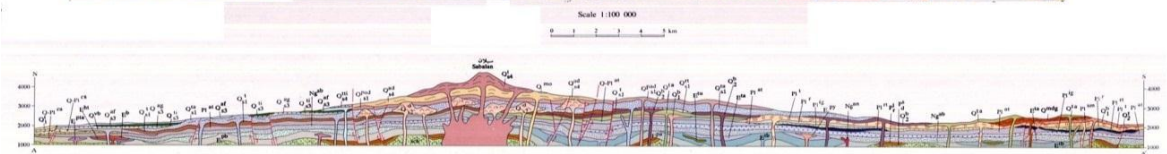
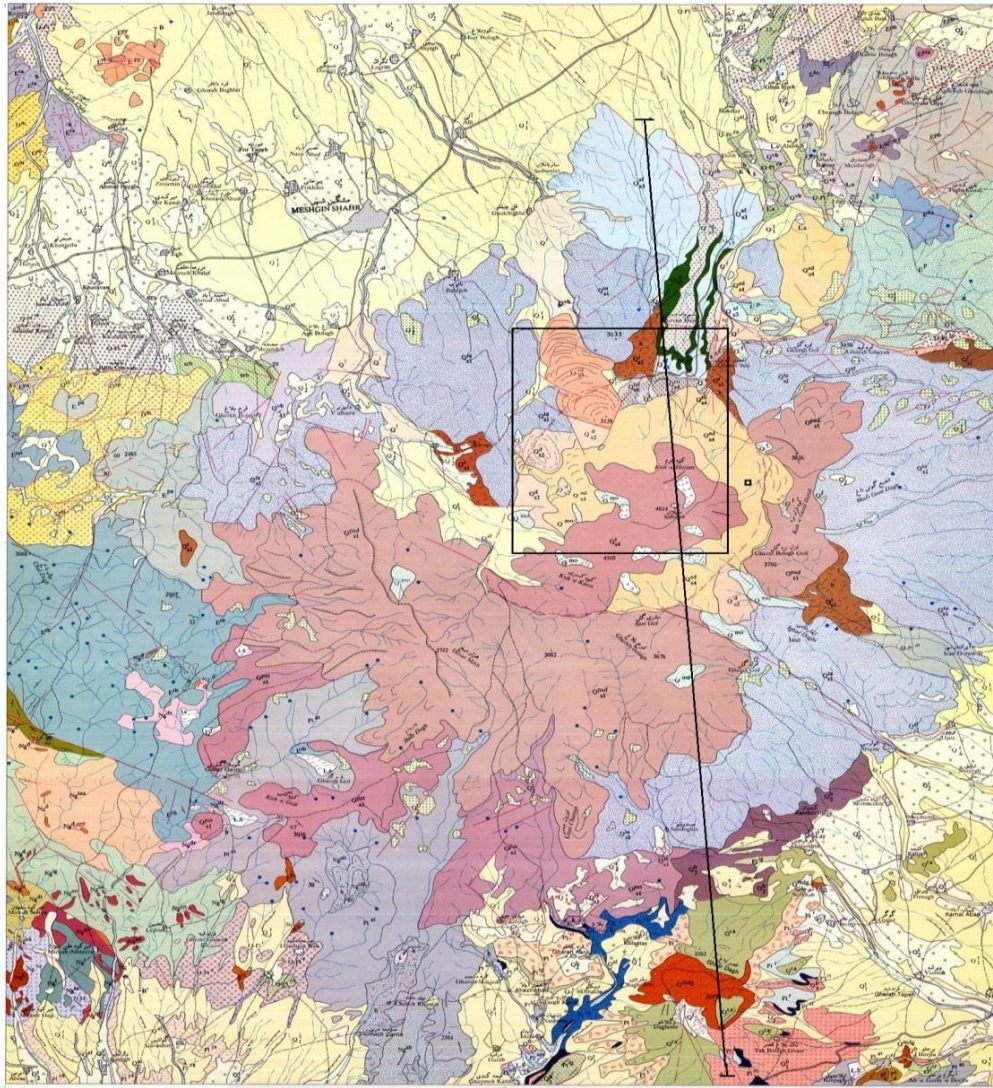
۳-۵-۳ سازند کسری

این سازند شامل ولکانیک‌های تراکی‌آندزیتی با سن پلیستوسن است که بعد از تشکیل کالدرا^۱ به وجود آمده است. این واحدها قله‌های سبلان سلطان و کسری در جنوب و شرق سبلان را تشکیل می‌دهند. این قله‌ها توسط سری جریان‌های گدازه و گنبد‌های تراکی‌آندزیتی همراه با لاهارهای وابسته به آنها تشکیل شده است. این واحدها در اثر فرایند ولکانیسم که در محور مرکزی کالدرا (شمال - جنوب) رخ داده است، به وجود آمده‌اند. بزرگ‌ترین جریان گدازه تراکی‌آندزیتی مربوط به کوه کسری است که دارای گرانروی نسبتاً پایینی بوده و در یک مسیر مارپیچی به سمت پایین شیب، بین گنبد‌های تراکی‌داسیت قدیمی‌تر با وسعت ۲/۵ کیلومتر جریان یافته است. لاهار و جریان‌های گدازه‌ی سازند کسری بر روی سنگ‌های آتشفشانی ابتدای کالدرا جریان یافته، اما ارتفاعات و تشکیلات همزمان با تشکیل کالدرا را به طور محلی پوشانده است. جریان‌های گدازه و گنبد‌ها همه تراکی‌آندزیتی هستند (شکل ۳-۵) که شامل مقادیر فراوان پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم‌دار، بیوتیت، هورنبلند و درشت بلورهای اوژیت بوده و در زمینه‌ی شیشه‌ای قرار دارد (Yousefi Sahzabi, 2004).

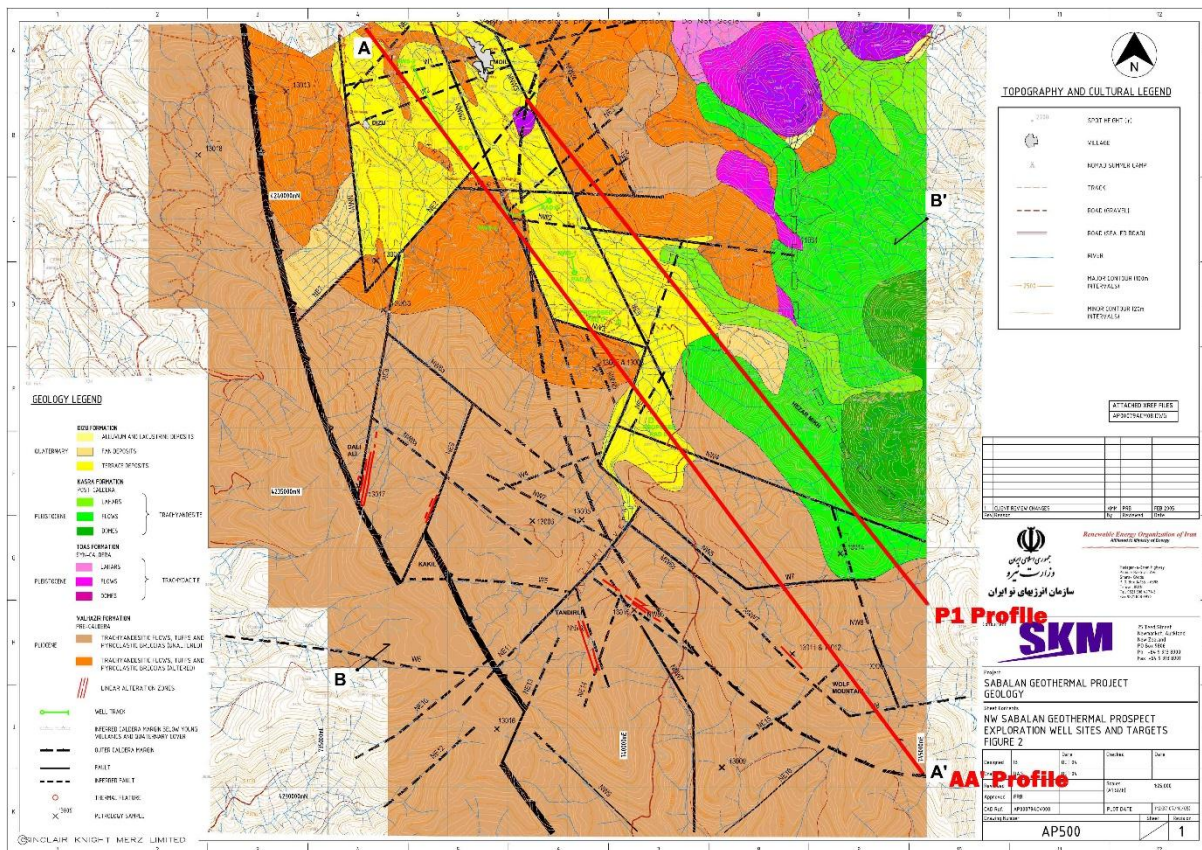
۳-۵-۴ سازند دیزو

این سازند شامل پادگانه‌ها، مخروط‌افکنه، و آبرفت‌های کواترنری می‌باشد. همچنین لایه‌ی نازک خاکستر که بین لایه‌های ضخیم واریزه و لاهار قرار گرفته است. نهشته‌های آبرفتی کواترنری در دشت مشکین‌شهر، سراب و نیر گسترش دارد. در برخی قسمت‌ها فرایندهای رودخانه‌ای باعث ایجاد نهشته‌های پادگانه‌ای با ضخامت ۱۵۰ متر شده است. در سایر مناطق این نهشته‌ها فقط لایه‌ی نازکی (کمتر از ۱۰ متر) را روی ولکانیک‌ها تشکیل می‌دهد (Yousefi Sahzabi, 2004).

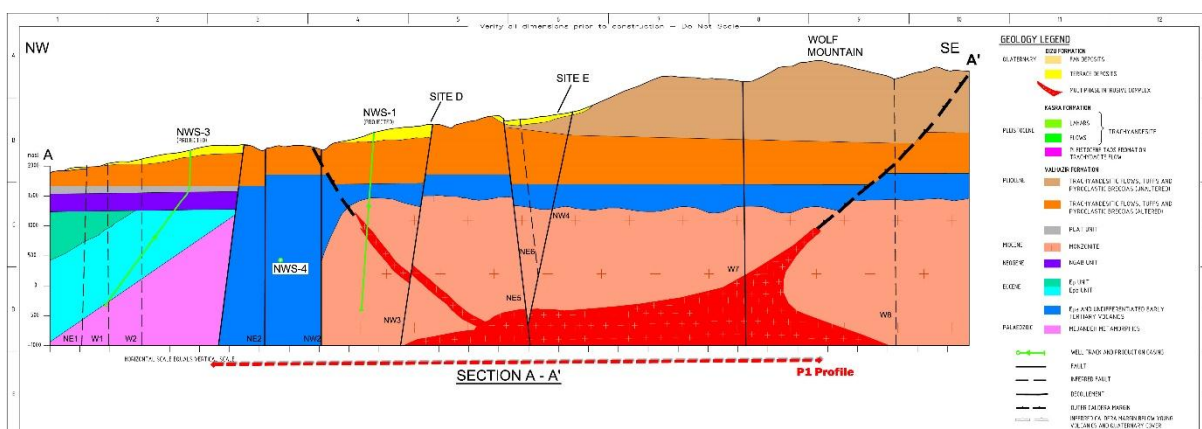
¹ Post-caldera



شکل ۳-۴: نقشه‌ی زمین‌شناسی مشکین شهر



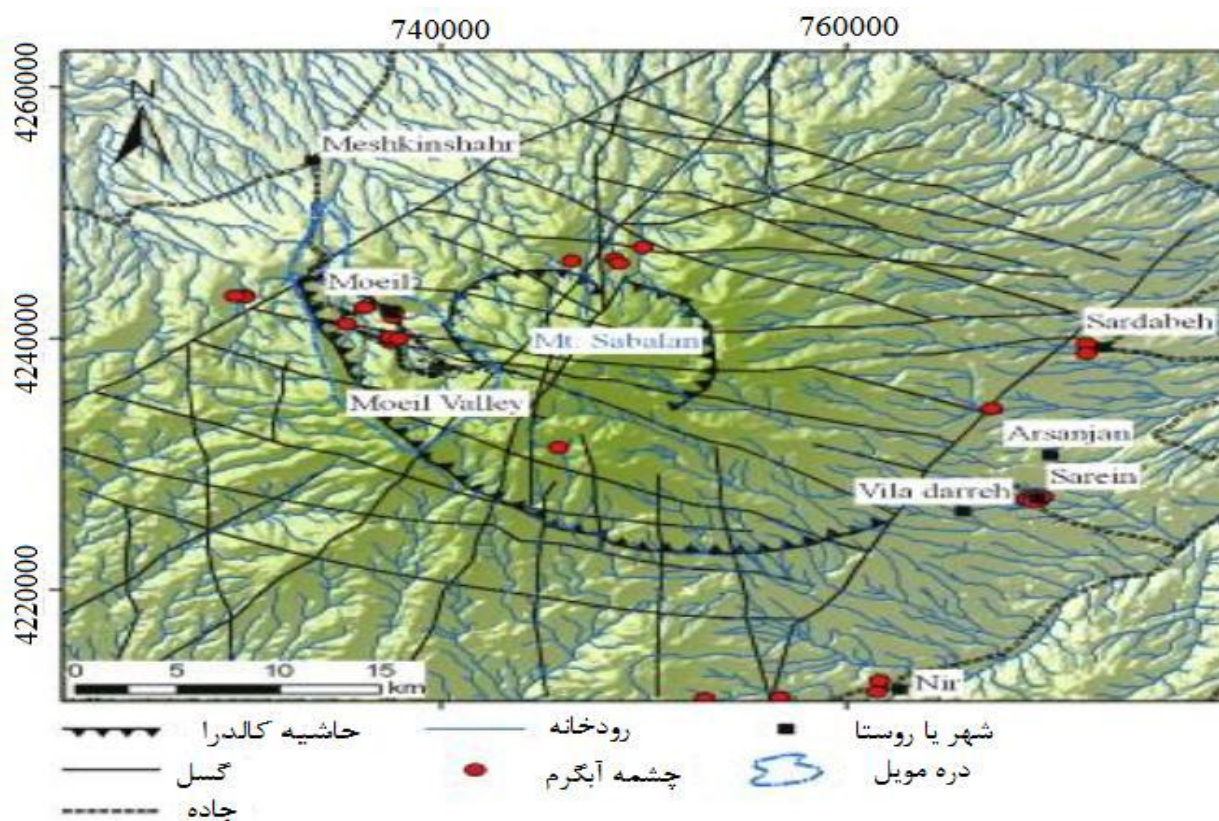
شکل ۳-۵: موقعیت زمین شناسی



شکل ۳-۶: مقطع زمین شناسی

۳-۶ فعالیت‌های تکتونیکی یا زمین‌شناسی منطقه

این ناحیه در زون ساختاری البرز- آذربایجان واقع گردیده و دارای فعالیت‌های وسیع آتشفشانی سنوزوئیک و کواترنری است. نهشته‌های رسوبی و آتشفشانی قبل از کرتاسه بر اثر فازهای دیناموترمال در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده و خطوارگی در راستای *NI5E* را نشان می‌دهند. سطوح شیستوزیته‌ی سنگ‌ها بر اثر فازهای تکتونیکی بعدی تا حدودی چین خورده‌اند (امینی، ۱۳۶۳). عکس-های هوایی منطقه (شکل ۳-۶) یک سری ساختارهای خطی را نشان می‌دهند. دو گسل چپ‌گرد امتدادلغز با روند اصلی شمال شرقی، کوه سبلان را در امتدادهای شمال غرب و جنوب شرق محصور کرده‌اند. خطواره‌های منطقه به طور غالب در جهت شمال غرب تا غرب-شمال غرب هستند، اگرچه برخی ساختارها در جهت شمالی-جنوبی و شمال شرق توسعه پیدا کرده‌اند. خطواره‌های اصلی شمالی-جنوبی با کالدرای مرکزی سبلان برخورد کرده و دره‌ی شمالی در ناحیه‌ی قطورسویی را تشکیل داده است. خطواره‌های با امتداد غرب-شمال غرب زون گسل اصلی در امتداد بخش جنوبی کالدرای سبلان تا دره‌ی موپل در شمال غرب را تشکیل می‌دهد. تعدادی از ساختارهای خطی که بر روی عکس‌های هوایی ظاهر شده‌اند، با شکستگی‌های قوی و یا زون هیدروترمال آلتزه شده در داخل بخش بالایی سازند ول‌هزیر منطبق است.



شکل ۳-۷: موقعیت ساختارهای ثانویه ی کوه سبلان در شمال غرب ایران همراه با چشمه‌های آب گرم (خوجم‌لی، ۱۳۹۰).

۳-۷ دگرسانی و شواهد آن در منطقه

دگرسانی هیدروترمالی شامل تغییرات کانی‌شناسی است، که در اثر واکنش بین سیال و سنگ ایجاد می‌شود و اطلاعات مهمی را درباره‌ی موقعیت و اکتشاف منابع زمین‌گرمایی در اختیار می‌گذارد. ساختار کانی‌های ثانویه در سیستم‌های زمین‌گرمایی غالباً با شرایط فیزیکی- شیمیایی کنترل می‌شود. پیدایش، فراوانی و پایداری کانی‌ها در سیستم‌های دگرسانی به دما، فشار، سنگ‌شناسی، نفوذپذیری و ترکیب شیمیایی سیالات وابسته است (Kingston, 1998). سنگ‌های ولکانیکی موجود در این واحد، در نقش کنترل‌کننده‌ی شدت دگرسانی ظاهر می‌شوند. دگرسانی‌های هیدروترمالی سطحی منطقه‌ی شمال غرب سبلان، در لایه‌های پایینی سازند ول‌هزیر محدود شده‌اند. در سازند ول‌هزیر، گدازه‌های آندزیتی نفوذناپذیر به طور کلی دچار دگرسانی‌های ضعیف یا فاقد دگرسانی می‌باشند و صرفاً در نزدیکی شکستگی‌ها قویاً دچار دگرسانی گردیده است. توف‌ها و برش‌های پیروکلاستیک با نفوذپذیری بالا، شدیداً

دگرسان شده‌اند. دگرسانی‌های ایجاد شده در این سنگ‌ها ناشی از سیستم‌های هیدروترمالس درجه‌ی حرارت پایین می‌باشد.

همانطور که در بخش سنگ‌شناسی و چینه‌شناسی بررسی شد، مشاهده می‌شود که در بسیاری از نمونه‌های متعلق به دوره‌ی ائوسن، کواترنری و پلیوکواترنری درشت‌بلورهایی همچون پلاژیوکلازها، اوژیت و اولیوین به کانی‌های رسی، سرسیت، کلریت و آلبیت تجزیه شده‌اند. در رسوبات همزمان با تشکیل کالدرای کانی‌های ثانویه‌ای که حاصل دگرسانی تراکی‌اندزیت‌ها هستند مثل اسمکتیت، کائولینیت، کریستوبالیت و اوپک به عنوان ترکیبات دگرسانی آرژیلیکی محسوب می‌شوند، که در منطقه مشاهده می‌شوند. توف‌ها و برش‌های آذرآواری حاوی مقادیری از کوارتز و کائولینیت به همراه مقادیر کمی از اوپک و آلونیت هستند. نمونه‌های آلونیت به عنوان اجزای دگرسانی آرژیلیک پیشرفته محسوب می‌شوند و احتمالاً در شرایط محلول‌های هیدروترمال اسیدی به وجود آمده‌اند. بخش‌هایی که فاقد آلونیت هستند دچار دگرسانی آرژیلیکی شده‌اند و احتمالاً تحت شرایط سرد، شوری پایین و سیالات خنثی تشکیل شده‌اند (امینی، ۱۳۶۳۹).

نمونه‌هایی که حاوی اسمکتیت، کریستوبالیت و بدون کوارتز هستند، نشان‌دهنده‌ی دگرسانی در اثر فعالیت جریان حرارتی نزدیک سطح است. نمونه‌ی ایگنمبریتی به هم جوش خورده‌ی ناحیه‌ی قطورسویی در حالت کلی به صورت تازه و غیردگرسان است، ولی حاوی قطعات سنگی دگرسان شده به کریستوبالیت و احتمالاً کائولینیت می‌باشد، که نشان می‌دهد دگرسانی موجود مربوط به انفجار قبل تا همزمان با ایجاد کالدرای است. چشمه‌ی معدنی قطورسویی در فاصله‌ی ۶۰ کیلومتری جاده‌ی اردبیل به مشکین‌شهر و ۲۴ کیلومتر انحراف از جاده، آبادی قطورسو قرار دارد. مظهر این چشمه‌ها در دامنه‌ی شمالی کوه سیلان قرار دارد. اطراف چشمه را رسوبات آبرفتی و سنگ‌های آتشفشانی فرا گرفته‌اند. در مظهر چشمه بوی گوگرد استشمام می‌شود. سولفور طبیعی فراوان در مجاورت چشمه به همراه فعالیت

فومرولی^۱ را با فعالیت آتشفشانی سبلان و وجود شکستگی‌های حاشیه‌ای آن می‌توان در ارتباط دانست (امینی، ۱۳۶۳). بررسی‌ها نشان می‌دهد که سازندهای تواس و کسری شامل سنگ‌های غیر دگرسان شده می‌باشند ولی به طور ضعیفی هوازده هستند (خوجم‌لی، ۱۳۹۰).

¹ Fumarole

فصل چهارم

ارائه داده‌های مگنتوتلوریک، آنالیز ابعادی و

تصحیح جابجایی ایستا

۴-۱ مقدمه

در این فصل ابتدا بر ارائه داده های MT منطقه‌ی سبلان و پروفیل موجود PI می پردازیم. با توجه به اینکه تعیین بعد ساختارهای زیر سطحی منطقه قبل از انجام مدل سازی امری ضروری می باشد، بعد از فیلتر کردن داده ها و بالا بردن کیفیت آنها با استفاده از پارامترهای مختلف آنالیز ابعادی داده ها مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. پس از تعیین و تشخیص ابعاد ساختارهای زیر سطحی منطقه، بهترین روش مدل سازی برای شناسایی هر چه بهتر ساختارهای منطقه انتخاب می گردد. در ادامه، مقادیر جابجایی ایستا در محل هر سونداژ MT مورد بررسی قرار خواهد گرفت.

سپس شبه مقاطع مقاومت ویژه و فاز مربوط به پروفیل های موجود تهیه و به صورت کیفی تفسیر می شوند تا اطلاعات لازم بررسی انجام مدل سازی های یک و دوبعدی از وضعیت ساختارهای زیر سطحی منطقه حاصل شود.

لازم به ذکر است پروفیل PI موازی پروفیل AA' می باشد با این تفاوت که دارای طول کمتری است.

۴-۱-۱ موقعیت پروفیل های MT

در این پایان نامه از داده های MT منطقه‌ی سبلان که توسط پیمانکاران فیلیپینی در سال ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ برداشت شد استفاده می گردد. وسعت محل مورد بررسی ۵۵ کیلومتر مربع می باشد که در غرب کوه سبلان واقع شده است. از داده های برداشت شده موجود پروفیل PI توسط سازمان انرژی های نو (وزارت نیرو) به صورت پروژه‌ی صنعتی در اختیار اینجانب قرار گرفت. داده های اخذ شده به صورت داده های پردازش شده EDI می باشند که در بازه‌ی فرکانسی ۰/۰۰۰۱ تا ۳۲۰ هرتز برداشت شده اند. موقعیت پروفیل PI در کنار سایر پروفی ها روی نقشه‌ی زمین شناسی منطقه در شکل (۴-۱) قابل مشاهده است. همچنین با توجه به نقشه‌ی زمین شناسی منطقه می توان گفت، امتداد ساختارهای زمین شناسی منطقه تقریباً به صورت غرب به شرق است. با توجه به شکل (۴-۱) پروفیل در نظر گرفته شده

است که در مجموع ۱۳ ایستگاه با فواصل غیر یکسان حداکثر ۲۰۰ متر از یکدیگر می‌باشند. برداشت در هر ایستگاه به صورت ۵ مؤلفه (E_X, E_Y, H_X, H_Y, H_Z) انجام شده است.

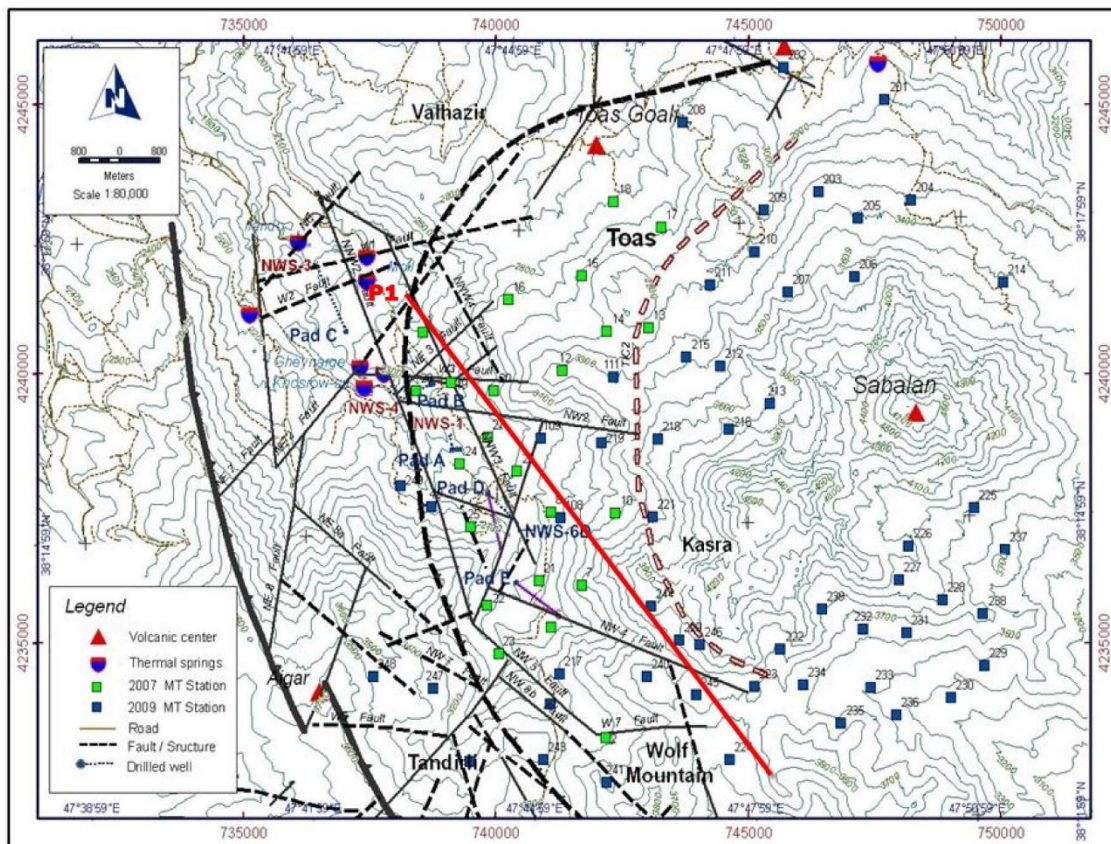


Figure 2. MT stations location map

شکل ۴-۱ موقعیت پروفیل PI و ایستگاه‌های MT

۴-۲ مقاومت ظاهری و فاز

در فصل دوم اشاره شد که مقاومت ظاهری مستقیماً از رابطه‌ی (۲-۳۱) محاسبه می‌شود. این کمیت که از روی مؤلفه‌های اصلی تانسور امپدانس قابل محاسبه است، اساسی‌ترین پارامتر در تفسیر داده‌های MT می‌باشد. با استفاده از این مقادیر در دو مد TE و TM منحنی‌های مقاومت ویژه در دو مؤلفه‌ی XY و YX ایجاد می‌شود.

پس از بررسی منحنی‌های مقاومت ویژه‌ی تمام ایستگاه‌ها مشخص شد که در بعضی از فرکانس‌ها در روی این منحنی‌ها به علت بالا بودن نوفه‌های EM در منطقه و وجود خطای برداشت مقدار خطای اندازه‌گیری بالا بوده؛ در نتیجه این فرکانس‌ها غیرفعال شده و در جهت افزایش کیفیت داده‌ها روند منحنی‌های موجود مورد بازبینی قرار گرفت.

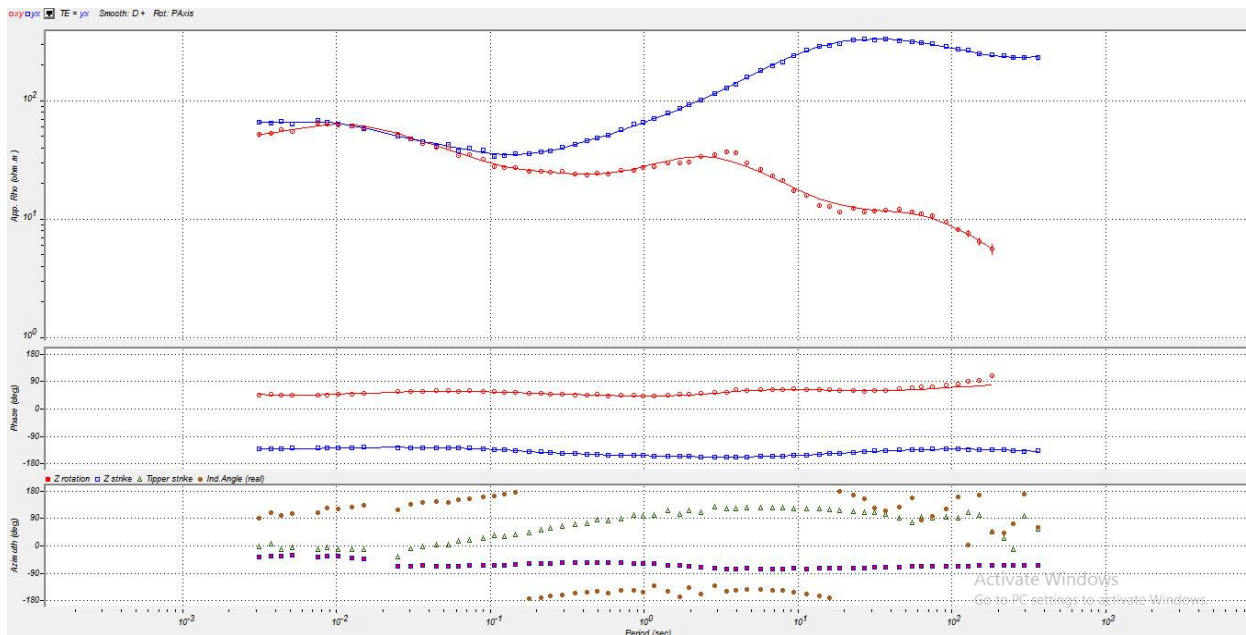
مؤلفه‌های تانسور امپدانس اعداد مختلط اند، در نتیجه می‌توان مقدار فاز هر یک از این اعداد مختلط را محاسبه کرد. سپس می‌توان برای مؤلفه‌های مختلف تانسور امپدانس مقدار فاز را به صورت نمودارهایی برحسب فرکانس نشان داد. لازم به ذکر است یکی از مزیت‌های روش MT نسبت به روش جریان مستقیم ژئوالکتریک کمیت فاز می‌باشد. کمیت فاز هیچ‌گونه تأثیرپذیری از ناهمگنی‌های سطحی را دارا نمی‌باشد. به عبارتی استفاده از روش مگنتوتلوریک باعث به دست آوردن اطلاعات بیش‌تری در مورد ساختارهای زیرسطحی و توزیع مقاومت ویژه در آن‌ها می‌شود. در عنوان (۴-۴) منحنی‌های مقاومت ویژه‌ی ظاهری و فاز دو مؤلفه‌ی XY و YX مد TE و TM چند سونداژ که با رنگ قرمز و آبی مشخص شده اند از پروفیل PI آورده شده است. در جهت افزایش کیفیت داده‌ها تغییراتی در ایستگاه‌ها صورت گرفته است.

۳-۴ آنالیز ابعادی

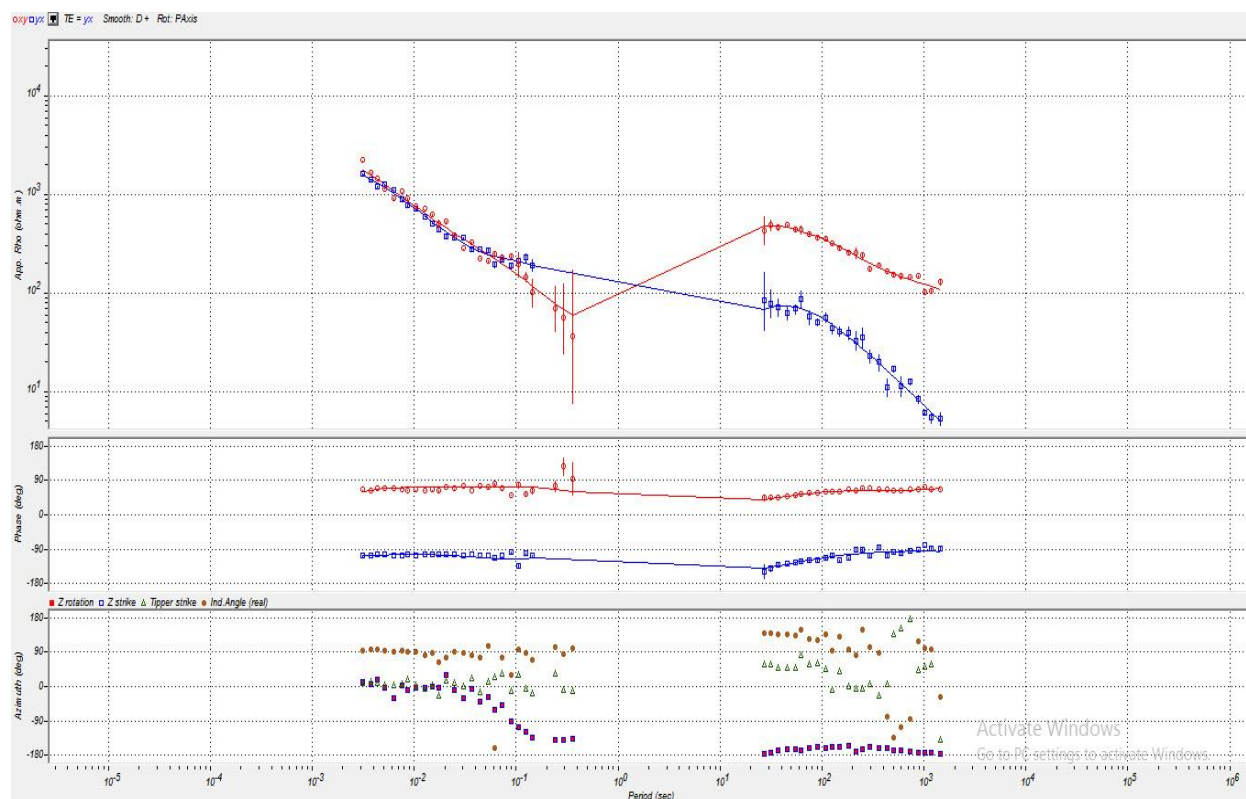
در صورت عدم وجود اطلاعات لازم از ساختارهای زیرسطحی منطقه، امکان بروز خطاهای بزرگ در پیشگویی مقادیر مقاومت ویژه‌ی احتمال بالاتری می‌یابد. بنابراین برای ایجاد یک مدل مناسب از داده‌های مگنتوتلوریک داشتن اطلاعاتی از ابعاد ساختارهای زیرسطحی منطقه ضروری می‌باشد. در این بخش ساختارهای زیرسطحی با استفاده از روش‌های موجود مورد بررسی قرار می‌گیرند. با انتخاب ۱۳ ایستگاه به گونه‌ای که تمام طول پروفیل را در برگرد روش‌های آنالیز ابعادی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

منحنی‌های TE و TM روی هم قرار گرفته‌اند و این بیانگر غیر یک بعدی بودن اکثر ساختارهای منطقه (در مناطق عمقی) می‌تواند می‌باشد.

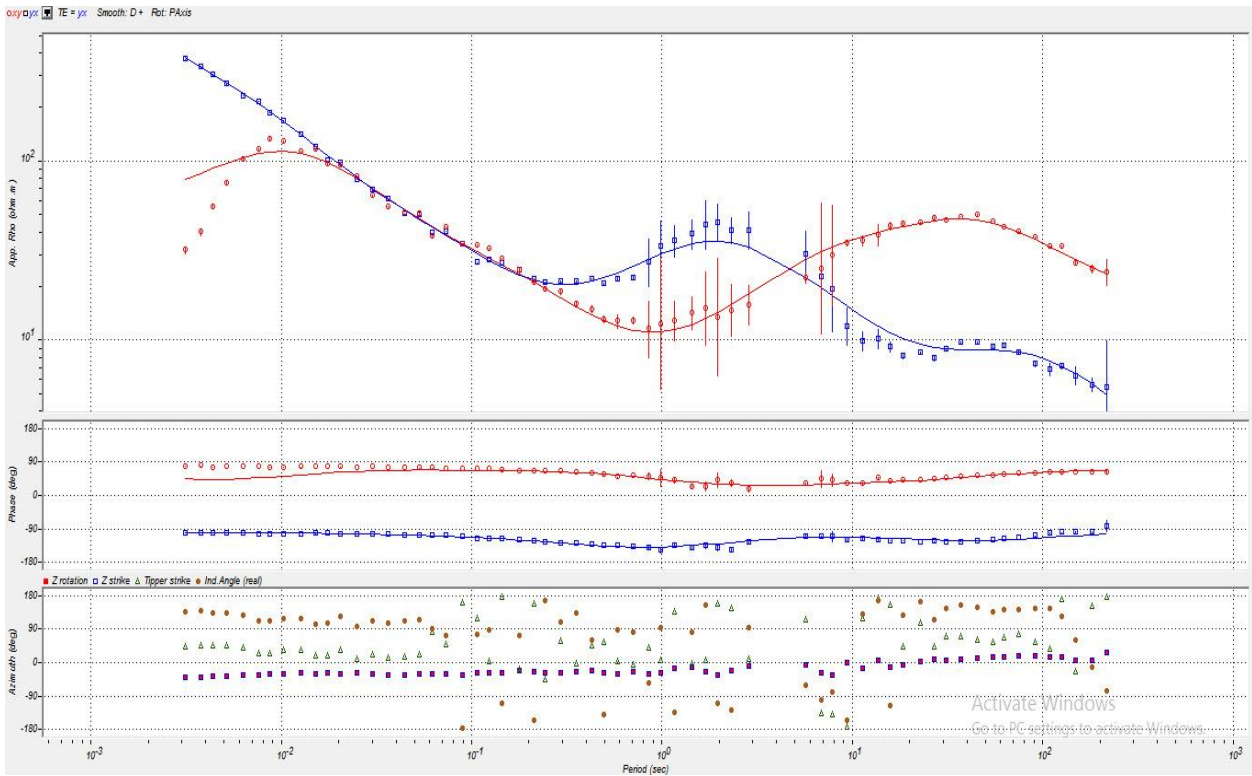
۴-۴ منحنی‌های مقاومت ویژه و فاز ایستگاه‌های خط برداشت PI پس از اعمال تغییرات



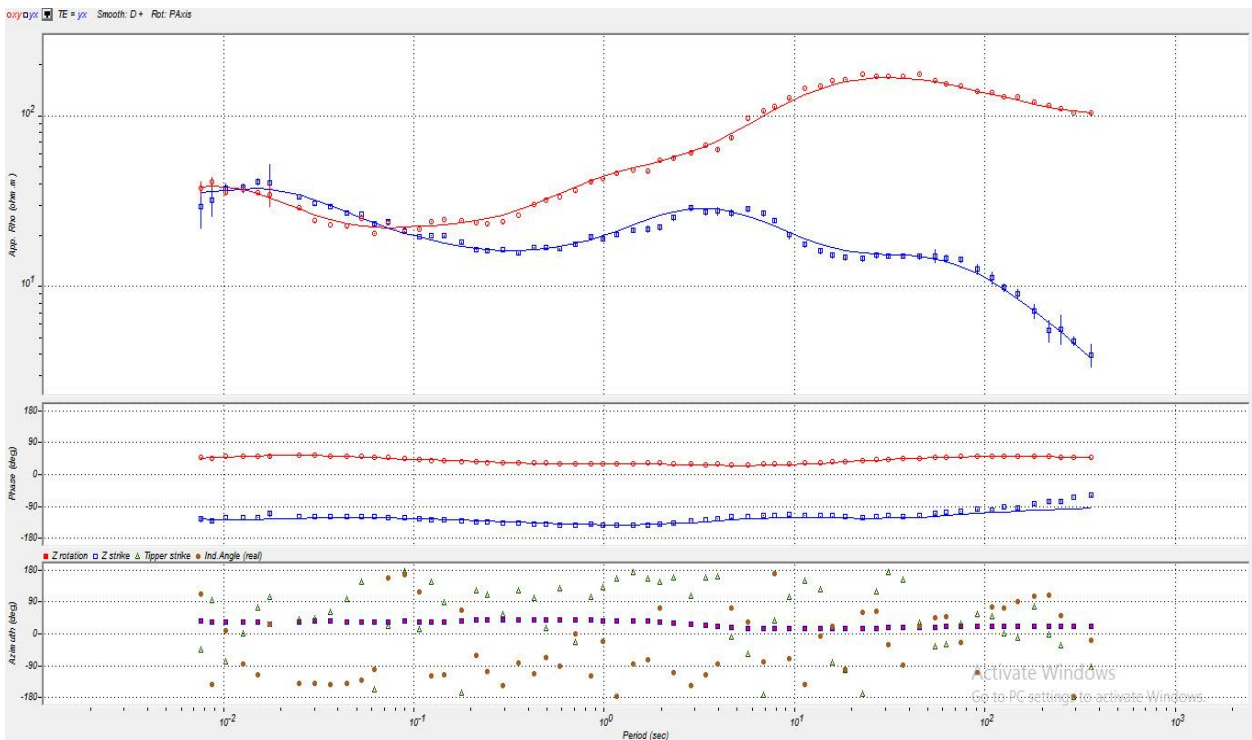
(ب-۱) ایستگاه ۱



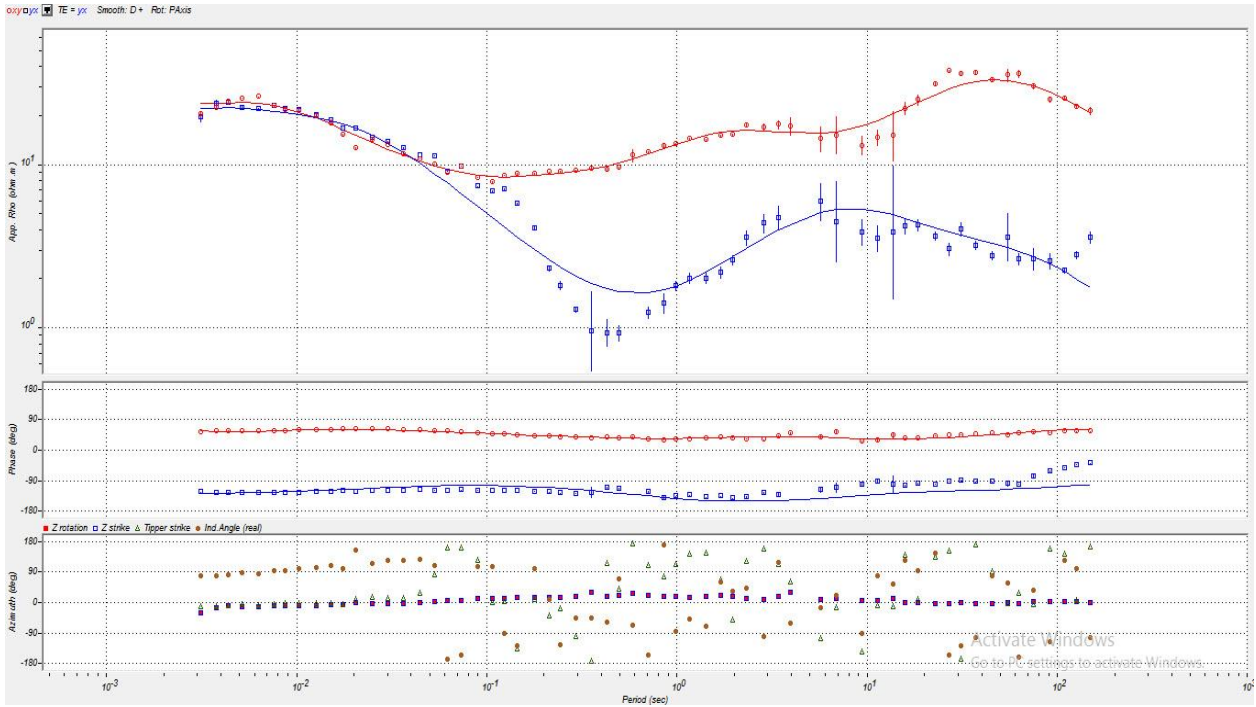
۴ (ب-۲) ایستگاه



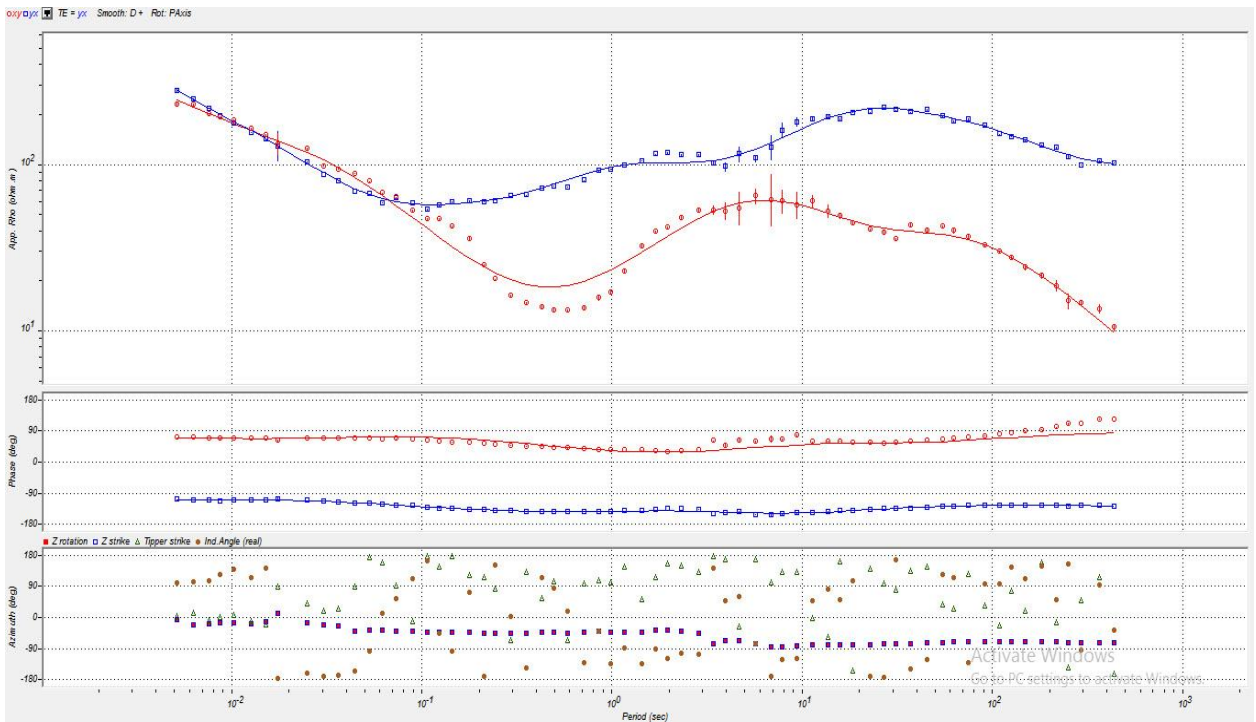
۷ (ب-۳) ایستگاه



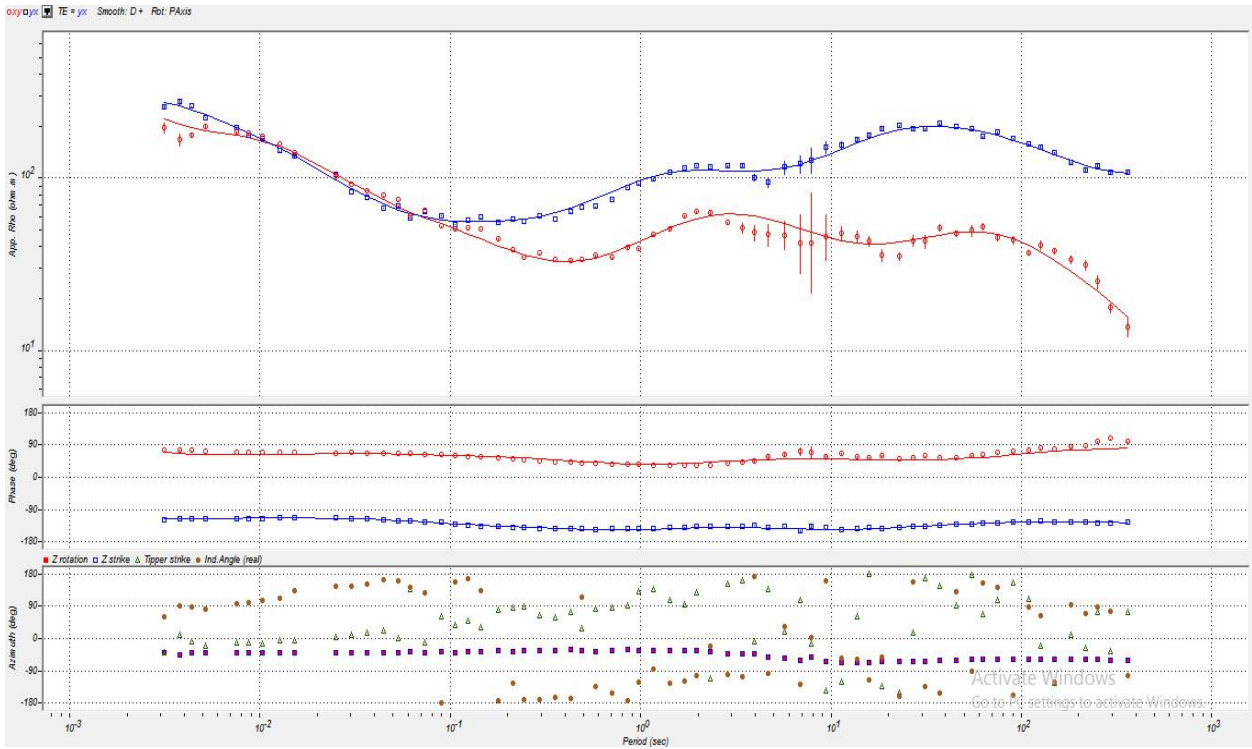
۱۹ (ب-۴) ایستگاه



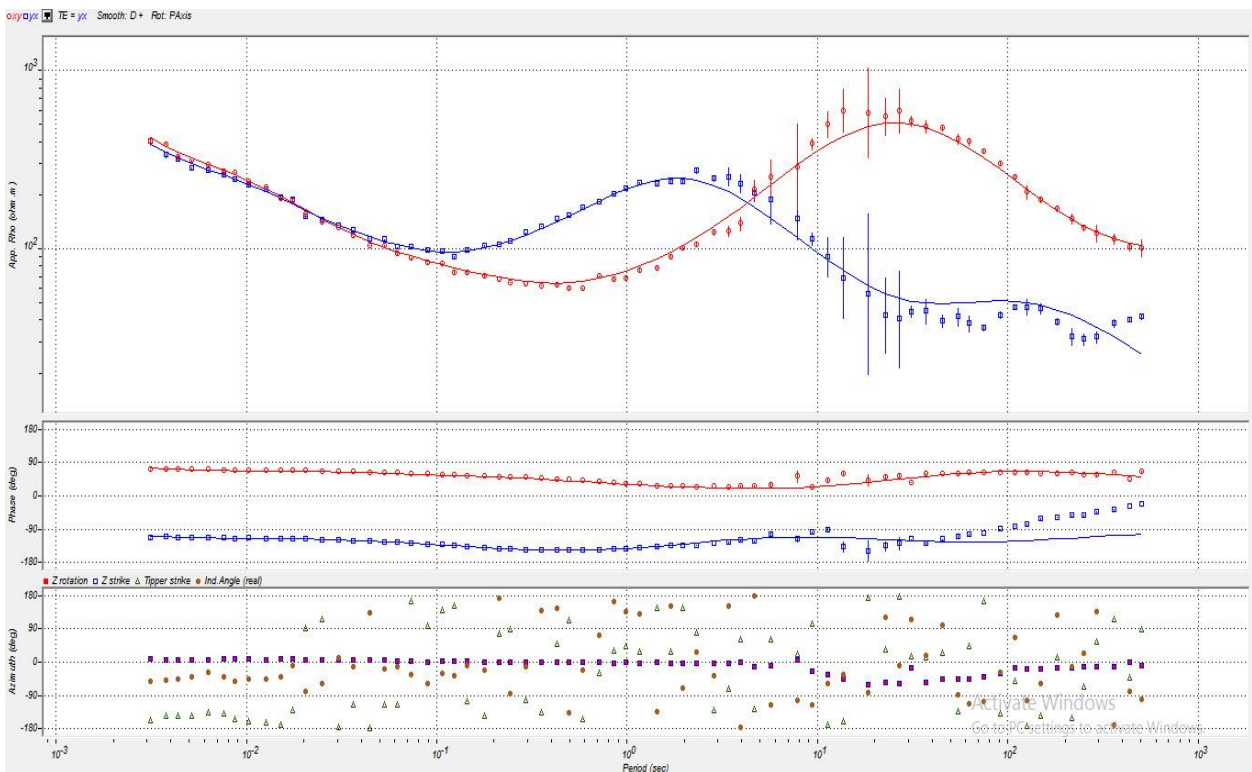
ب-۵) ایستگاه ۲۰



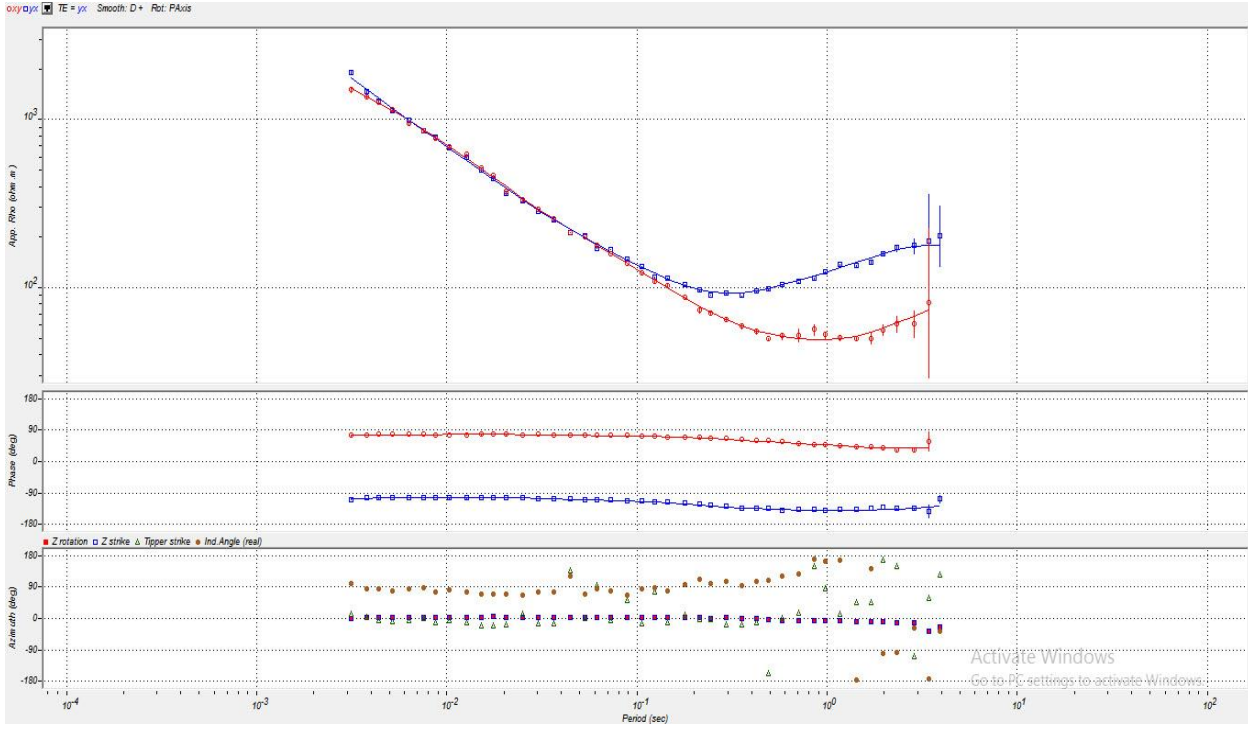
ب-۶) ایستگاه ۲۶



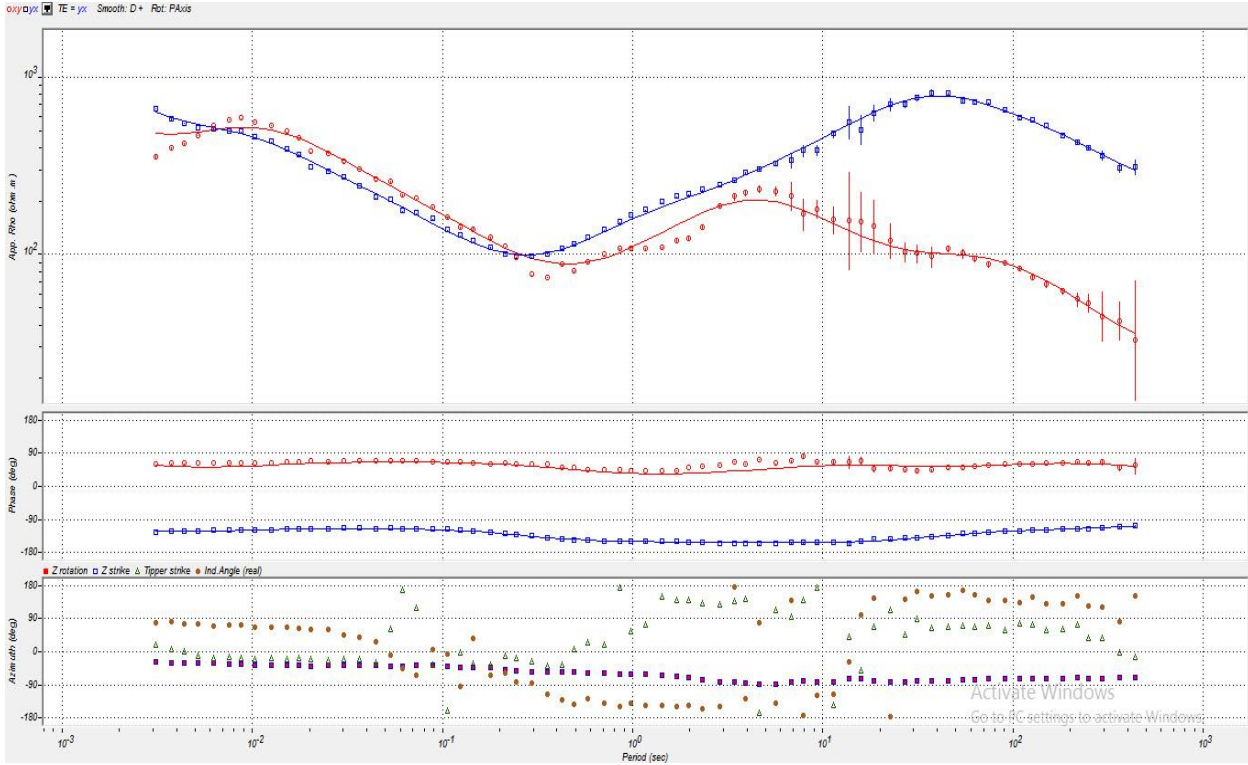
(ب-۷) ایستگاه ۲۷



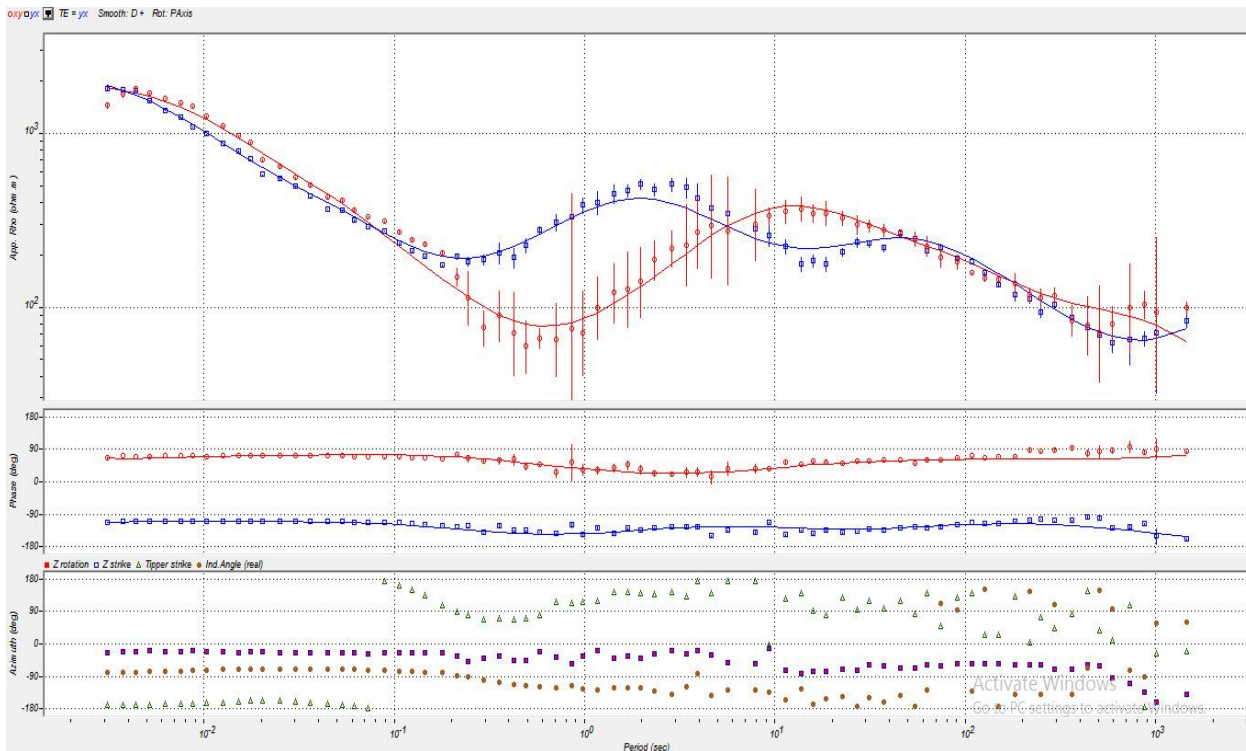
(ب-۸) ایستگاه ۱۰۸



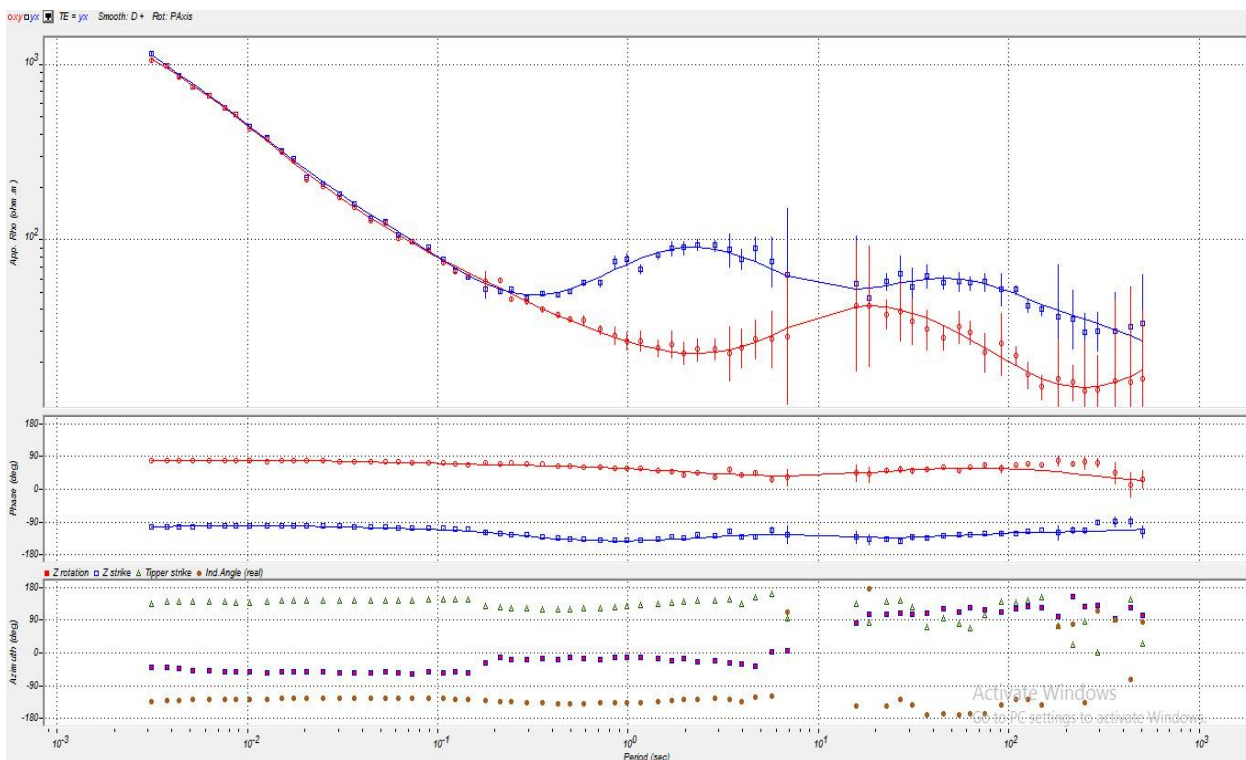
ب-۹) ایستگاه ۲۲۰



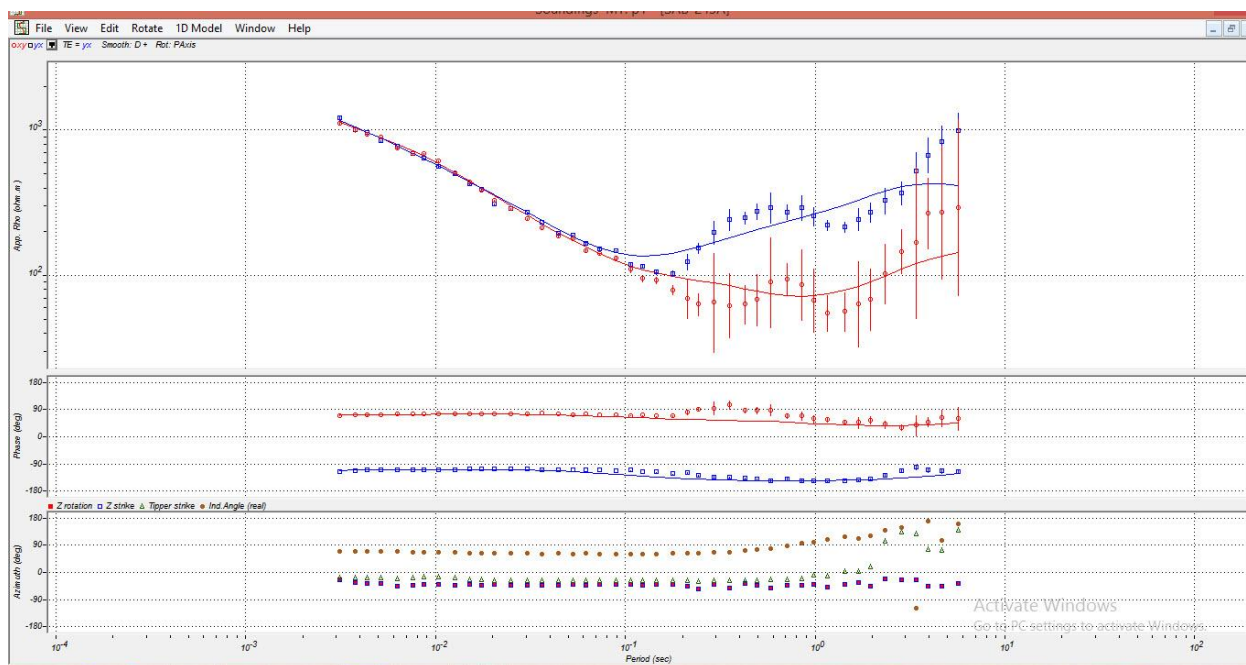
ب-۱۰) ایستگاه ۲۲۴



(ب-۱۱) ایستگاه ۲۴۰



(ب-۱۲) ایستگاه ۲۴۴



ب-۱۳) ایستگاه ۲۴۵

۴-۵ چولگی

در شکل (۴-۲) مقادیر محاسبه شده‌ی چولگی، در سونداژهای مشخص شده در امتداد پروفیل PI نشان داده شده است. در ایستگاه یک با توجه به مقادیر چولگی می‌توان گفت به جزء در فرکانس‌های ابتدایی که سه‌بعدی است و فرکانس یک هرتز که یک‌بعدی است، ساختار منطقه در بقیه‌ی فرکانس‌ها دو بعدی می‌باشد. مقادیر چولگی در ایستگاه ۲۰ بیانگر وجود ساختار سه‌بعدی و گاهی دو بعدی در فرکانس‌ها می‌باشد. در ایستگاه ۱۰۸ با در نظر گرفتن مقادیر چولگی می‌توان اذعان داشت از فرکانس ۱ تا ۳۲۰ هرتز ساختار منطقه تقریباً یک‌بعدی است و ساختار منطقه در بقیه‌ی فرکانس‌ها دو بعدی و سه‌بعدی می‌باشد. همچنین ساختار منطقه در ایستگاه ۲۴۴، دو بعدی و سه‌بعدی است. در ایستگاه ۲۴۵ با استناد بر مقادیر چولگی می‌توان عنوان کرد ساختار منطقه تا فرکانس ۵ هرتز دو و سه‌بعدی است. بنابراین پروفیل PI تقریباً دارای ساختار دو بعدی و سه‌بعدی می‌باشد.

۴-۶ بیضی وارگی

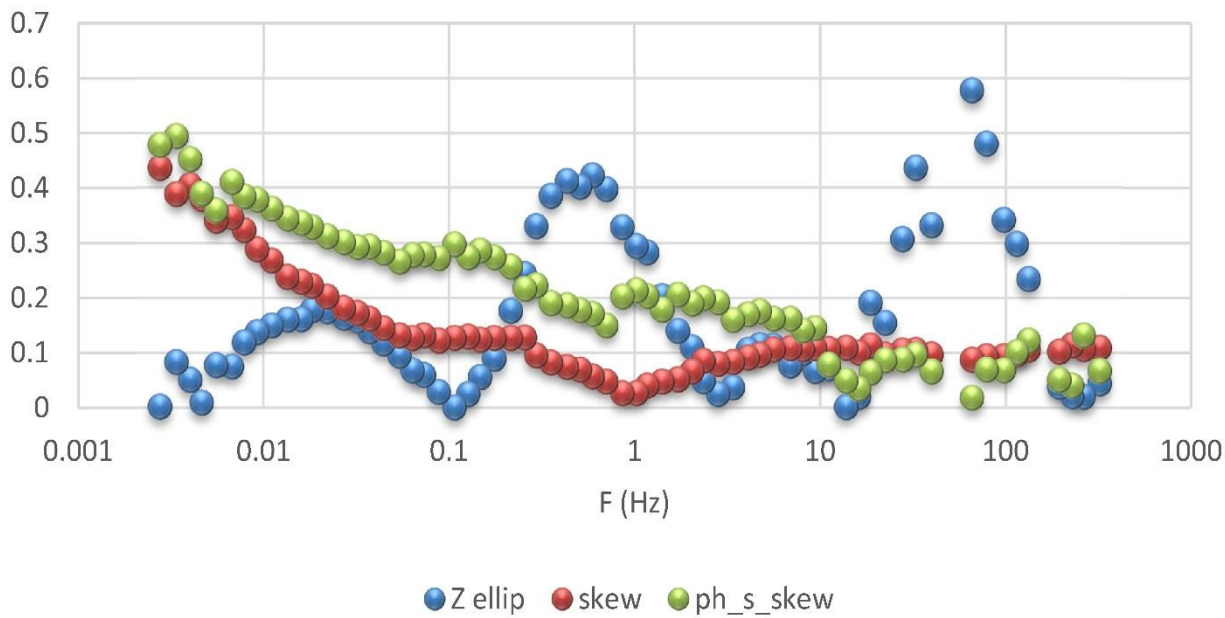
کمیت بیضی وارگی شاخص مناسبی برای تشخیص سه بعدی بودن محیط مورد مطالعه است، زیرا مانند کمیت چولگی برای مدل های یک بعدی و دو بعدی مقداری برابر صفر دارد. با توجه به شکل (۲-۴) مقادیر بیضی وارگی تعیین شده در پروفیل PI شکل (۲-۴) به جزء در بعضی فرکانس ها (به عنوان مثال فرکانس ۰/۱ هرتز در سونداژ ۱ و فرکانس ۱ هرتز در سونداژ ۱۰۸ که ساختار یک بعدی دارند)، دارای مقادیر بین ۰/۱ تا ۰/۳ و گاهی بالای ۰/۳ می باشد که بیانگر وجود ساختارهای منطقه ای اکثراً دو و سه بعدی می باشد.

۴-۷ چولگی حساس به فاز

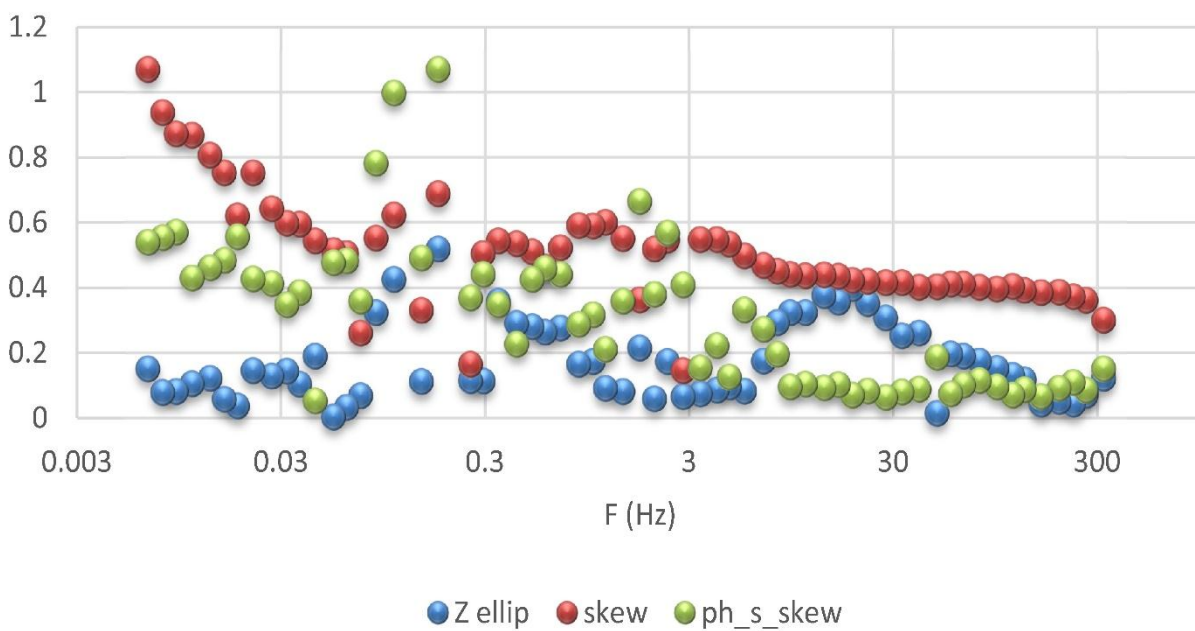
کمیت های چولگی و بیضی وارگی به دلیل عدم دقت لازم در تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی، قابل اطمینان نمی باشند. در نتیجه از کمیت چولگی حساس به فاز رابطه ی (۲-۴۵) به عنوان یک شاخص اندازه گیری جدید استفاده می شود. با توجه به شکل (۲-۴) مقادیر چولگی حساس به فاز به جزء در برخی از فرکانس ها (به عنوان مثال فرکانس ۵ هرتز به بالا در سونداژ ۲۴۵) در اکثر فرکانس ها حدود ۰/۳ می باشد که بیانگر دو و سه بعدی بودن ساختارهای منطقه می باشد. این کمیت نسبت به کمیت های قبلی تغییرات تقریباً کمتری دارد و قابل اعتمادتر می باشد، اما با توجه به داده های موجود جهت آنالیز ابعادی دقیق تر روش های کارآمدتری پیشنهاد می گردد.

نمودارهای چولگی، بیضی وارگی و چولگی حساس به فاز سونداژهای ۱، ۲۰، ۱۰۸، ۲۴۴ و ۲۴۵
پروفیل AA'

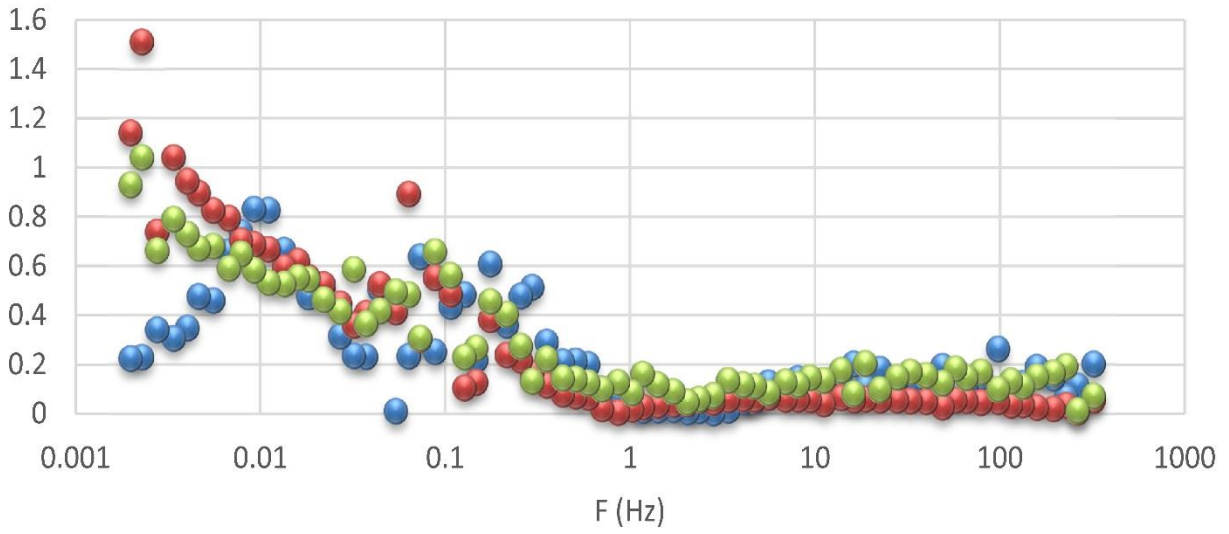
Station 01



Station 20

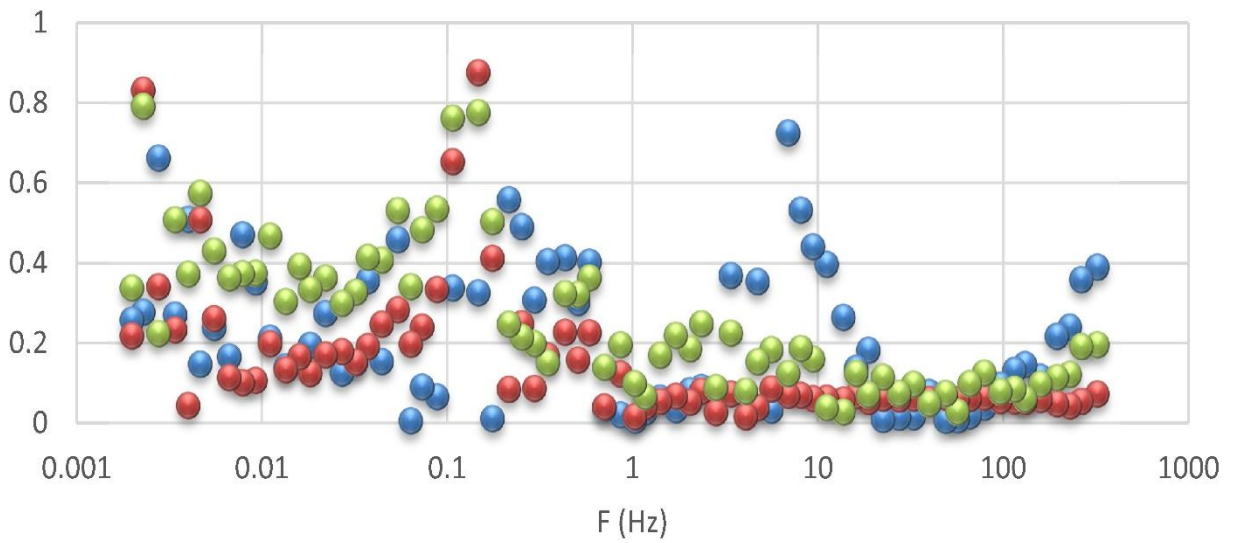


Station 108



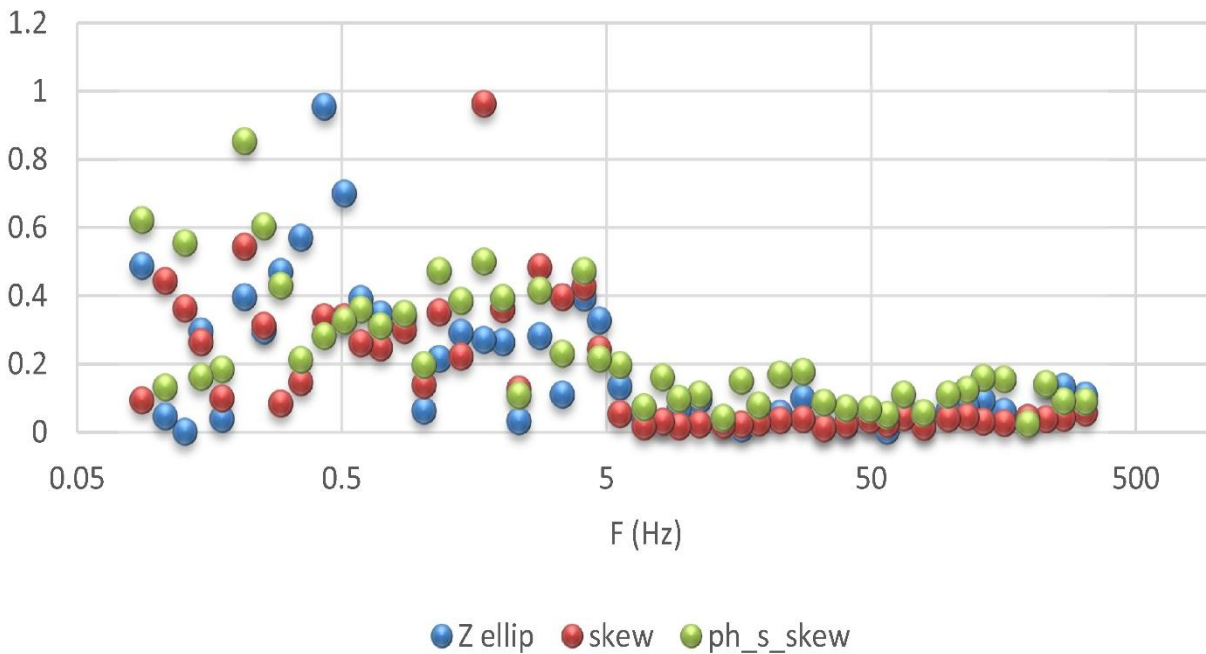
● Z ellip ● skew ● ph_s_skew

Station 244



● Z ellip ● skew ● ph_s_skew

Station 245



شکل ۴-۲: نمودارهای چولگی بیضی وارگی و چولگی حساس به فاز

۴-۸ اندیس‌های وزنی نرمال شده $D1$ ، $D2$ و $D3$

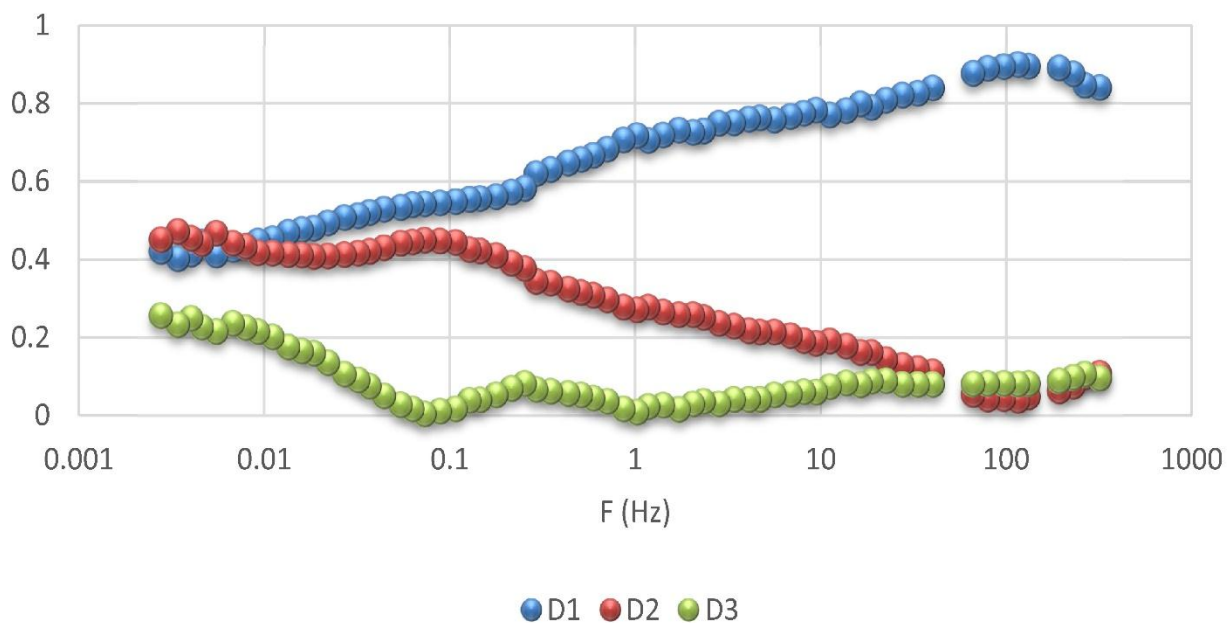
اندیس‌های وزنی نرمال شده $D1$ ، $D2$ و $D3$ ، هر یک از ساختارهای یک، دو و سه‌بعدی زمین را نشان می‌دهند که در فصل دو به نحوه‌ی محاسبات آن اشاره شد.

اندیس‌های $D1$ و $D2$ رفتار عکس با هم دارند و مقادیر بزرگ $D3$ و $D2$ (بیشتر از ۰/۲) بیانگر این است که ساختارهای دو بعدی و سه‌بعدی نیز در منطقه وجود دارد. در صورتیکه اگر کیفیت داده‌های برداشت شده خیلی بالا باشد این مقدار به ۰/۱ کاهش می‌یابد. [البرزیان ۱۳۹۴] شایان ذکر است برای ساختارهای یک بعدی شرایط $D1 > D2 > D3$ قابل انتظار است. [Beamish, 1986]

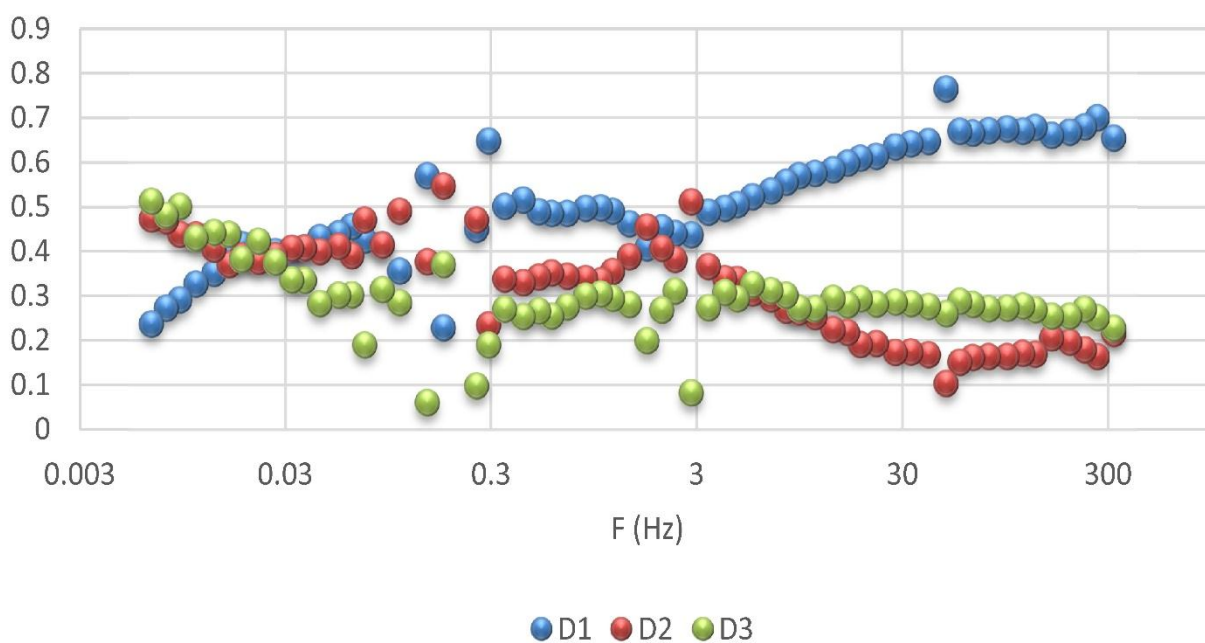
با توجه به شکل (۳-۴) در سونداژ ۱۰۸ در فرکانس‌های اولیه ۱ تا ۳۲۰ هرتز چون $D1 > D2 > D3$ است می‌توان ساختار را یک‌بعدی در نظر گرفت و یا به علت وجود مقادیر بیش‌تر از ۰/۲ در $D2$ و $D3$

فرکانس ۰/۰۱ به قبل در سونداژ ۱ ساختار منطقه دو و سه بعدی است. بنابراین با استفاده از این روش ابعاد ساختارها را بهتر می توان مشخص نمود.

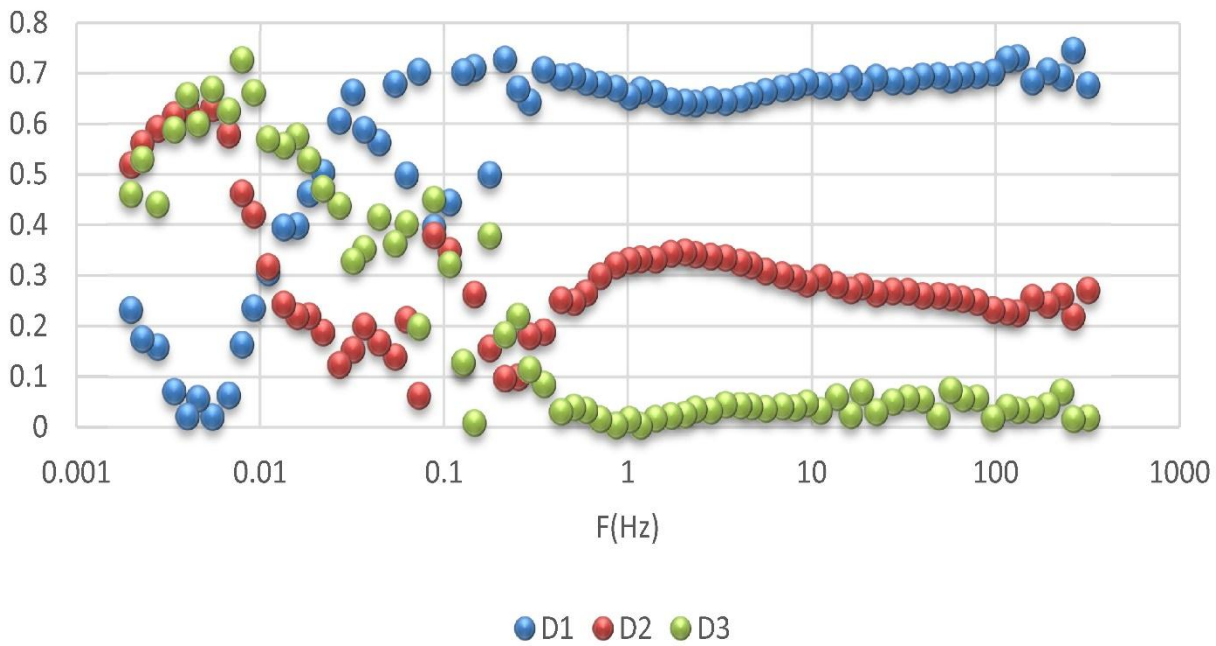
Station 01



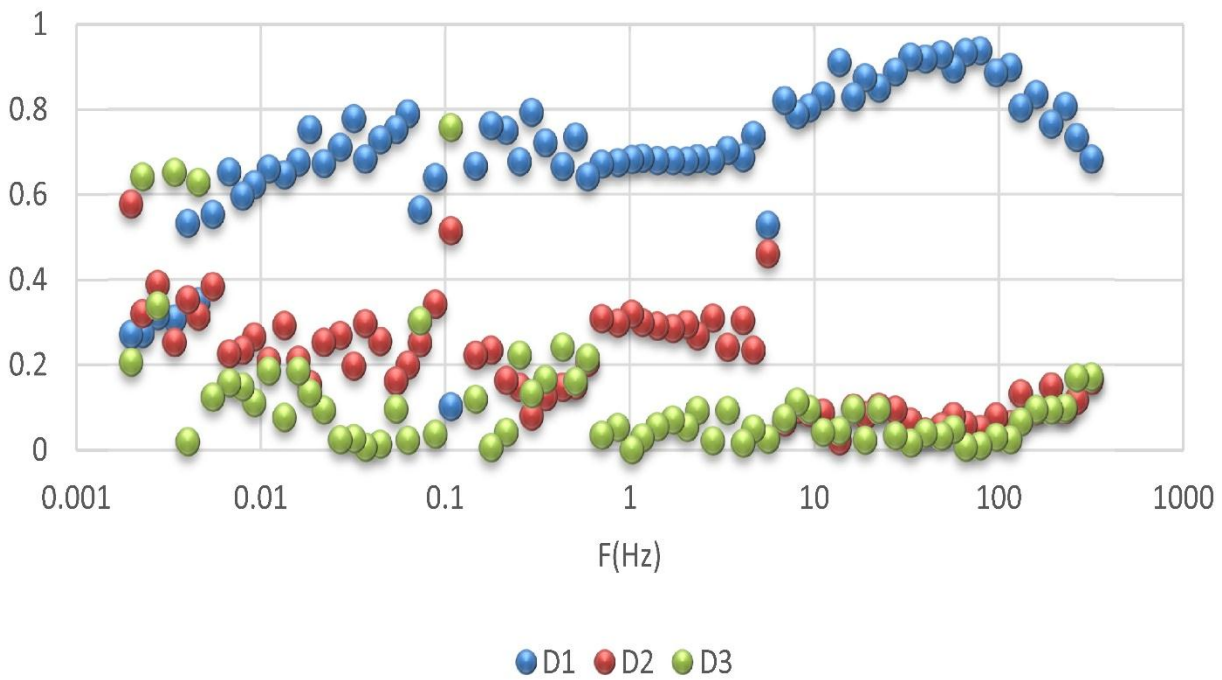
Station 20



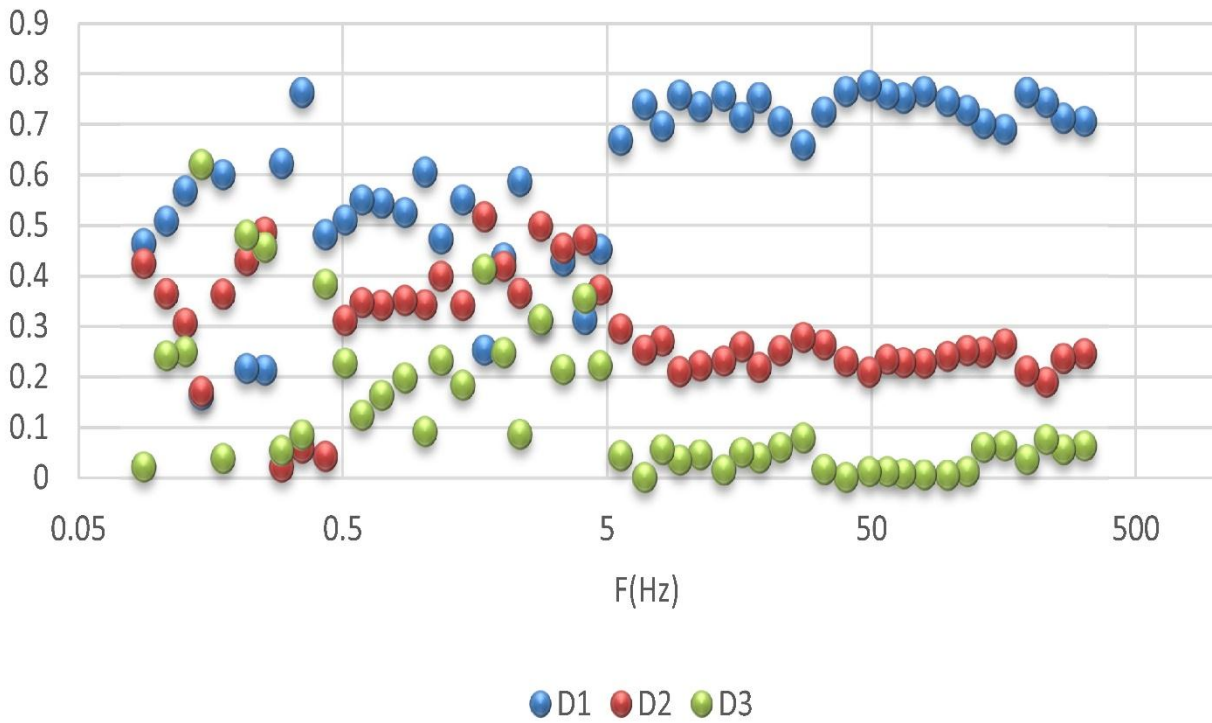
Station 108



Station 244



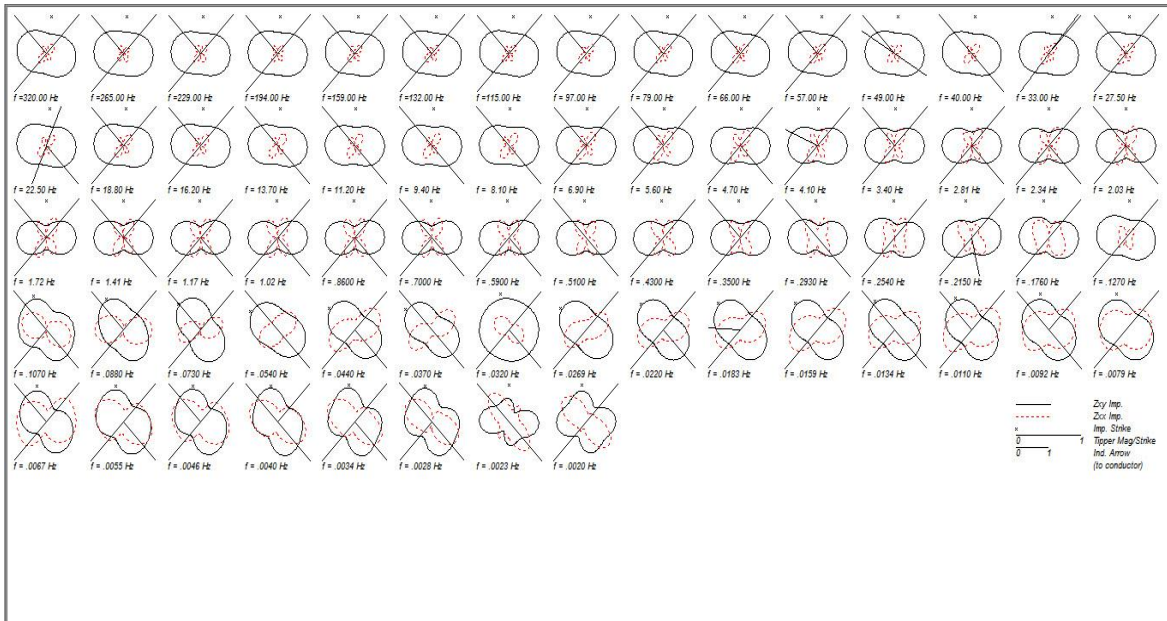
Station 245



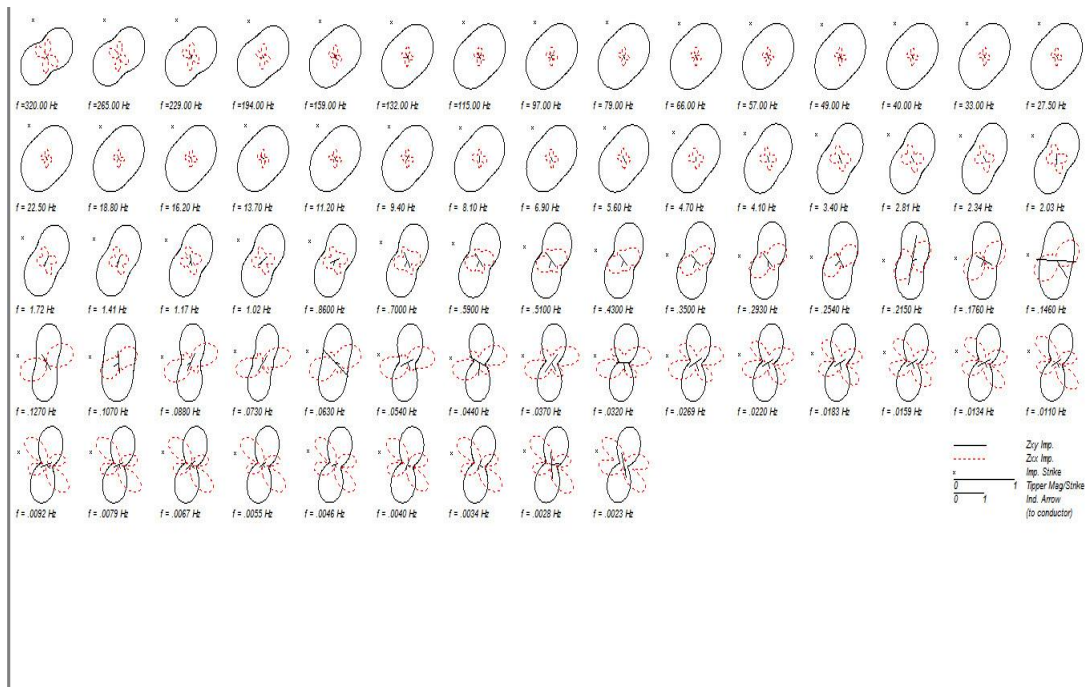
شکل ۴-۳: مقادیر اندیس‌های وزنی $D1$ ، $D2$ و $D3$

۴-۹ نمودارهای تانسور قطبی امپدانس

با توجه به توضیحات فصل دو کمیت نمودار قطبی تانسور امپدانس یک فاکتور کیفی برای آنالیز تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی است. شکل‌های (۴-۵) نمودارهای قطبی تانسور امپدانس سونداژهای مشخص شده در امتداد پروفیل PI را نشان می‌دهد. با استناد به این نمودارها می‌توان اذعان داشت به جزء سونداژهای ۱۰۸ و ۲۴۴ که در فرکانس‌های اولیه ۵۰ تا ۳۲۰ هرتز ساختار یک‌بعدی است، در بقیه‌ی فرکانس‌ها ترکیبی از ساختارهای دو و سه‌بعدی همراه با اعوجاجات شدید گالوانیکی مشاهده می‌شود که سایر سونداژها در پیوست آورده شده است.



ایستگاه ۱۰۸



ایستگاه ۲۲۴

شکل ۴-۴: نمودارهای قطبی تانسور امیدانس

۱۰-۴ معیار والدیم

معیار والدیم می تواند ناهمگنی های سطحی در منطقه را نشان دهد. همچنین قادر است تا در باندهای پربودی (فرکانسی) نتایج ابعادی را نمایش دهد. در جدول (۱-۴) نتایج آنالیز والدیم برای سونداژهای پروفیل *PI* آورده شده است. در باندهای پربودی مختلف نتایج استفاده از نمادهایی عنوان می گردد که به اختصار بیان شده اند. با توجه جدول (۱-۴) تنها در سونداژ ۲۴۴ در فرکانس ۱۰ تا ۱۰۰ هرتز می توان ساختار منطقه را یک بعدی در نظر گرفت. نتایج حاصله که به صورت $3D$ ، $2D$ و $3D/1D$ و $3D/2D$ می باشند، بیانگر وجود ساختار سه بعدی یا اعوجاجات گالوانیکی اطراف ساختارهای یک و دو بعدی تحت تاثیر ناهمگنی های سه بعدی می باشد.

جدول ۴-۱: مقادیر معیار والدیم

	SAB-001B	SAB-020	SAB-108B	SAB-244A	SAB-245A
F(Hz)	DIM	DIM	DIM	DIM	DIM
320	3D/1D2D	3D/1D2D	3D/2Dtw	3D	3D/2Dtw
265	3D/1D2D	3D/1D2D	2D	UNDETERM.	3D
229	3D/1D2D	3D/1D2D	3D	3D	3D/2D
194	3D/1D2D	3D/1D2D	3D	3D	2D
132	UNDETERM.	3D/1D2D	3D	3D/1D2D	3D
115	3D	3D/1D2D	3D	3D	3D
97	UNDETERM.	3D/1D2D	3D	1D	3D
79	UNDETERM.	3D	3D/2D	1D	3D
66	UNDETERM.	3D	3D	1D	2D
40	UNDETERM.	3D	3D	1D	3D
33	3D	3D/2Dtw	3D	1D	2D
27.5	3D/2Dtw	3D	3D	1D	2D
22.5	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D	1D	3D
18.8	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D	1D	3D
16.2	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D	1D	3D
13.7	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D/2D	UNDETERM.	3D
11.2	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D	1D	2D
9.4	3D	3D/2Dtw	3D/2D	3D/1D2D	3D
8.1	3D	3D/2Dtw	3D	1D	2D
6.9	3D	3D/2Dtw	3D	3D/2D	3D
5.6	3D	3D/2Dtw	3D	3D	2D
4.7	3D	3D	2D	3D	3D
4.1	3D	3D	3D	3D	2D
3.4	3D	UNDETERM.	3D/2Dtw	UNDETERM.	3D
2.81	3D	3D	2D	3D	3D
2.34	3D	3D/1D2D	2D	2D	3D
2.03	3D	3D	3D	3D	3D
1.72	3D	3D	2D	3D/2D	3D
1.41	3D	UNDETERM.	2D	3D	3D/2D
1.17	3D	3D	2D	3D	3D
1.02	3D	3D	2D	3D	3D
0.86	3D	3D	2D	3D	3D
0.7	3D/2D	3D	2D	3D/2Dtw	3D
0.59	3D/2D	3D	2D	2D	UNDETERM.
0.51	3D/2D	3D	3D	3D	3D
0.43	3D/2D	3D	2D	3D	3D
0.35	3D/2D	3D	3D/2D	UNDETERM.	UNDETERM.
0.293	3D	3D	3D/2D	UNDETERM.	3D
0.254	3D/2Dtw	3D	3D/2D	3D	3D
0.215	3D	3D	3D	3D/2D	UNDETERM.
0.176	3D	3D	3D/2D	UNDETERM.	UNDETERM.
0.146	3D	UNDETERM.	3D	3D	3D
0.127	3D	3D	3D	UNDETERM.	UNDETERM.
0.107	3D	UNDETERM.	3D	3D	UNDETERM.
0.088	3D	3D	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.
0.073	3D	3D	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.
0.063	3D	UNDETERM.	3D	UNDETERM.	UNDETERM.
0.054	3D	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.
0.044	3D	3D	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.037	UNDETERM.	3D/2D	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.032	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.0269	UNDETERM.	3D	UNDETERM.	3D	
0.022	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.0183	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	3D	
0.0159	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.0134	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.011	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.0092	UNDETERM.	3D	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.0079	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	
0.0067	UNDETERM.	UNDETERM.	UNDETERM.	3D	
0.0055	3D	3D	UNDETERM.	3D	
0.0046	UNDETERM.		UNDETERM.	UNDETERM.	
0.004	3D		3D	UNDETERM.	
0.0034	3D		3D	UNDETERM.	
0.00275	UNDETERM.		3D	UNDETERM.	

نتایج به دست آمده از کمیت‌های عنوان شده‌ی آنالیز ابعادی نشان می‌دهد در برخی از فرکانس‌ها -

های یک بعدی ساختار منطقه یک‌بعدی است و در بقیه‌ی فرکانس‌های اندازه‌گیری شده در پروفیل PI

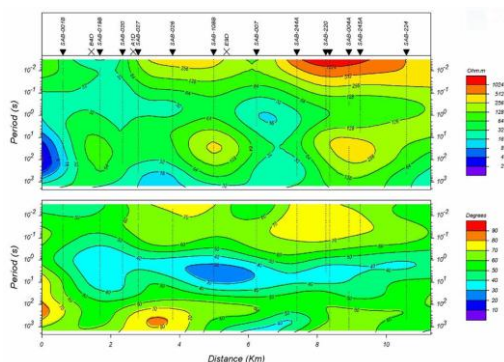
ساختارهای زیرسطحی منطقه غالباً دو و سه‌بعدی با اعوجاجات شدید گالوانیکی می‌باشد. در واقع منطقه

دارای ساختارهای زیرسطحی دو و سه‌بعدی است که با افزایش عمق پدیدگی ساختار و میل به سه‌بعدی

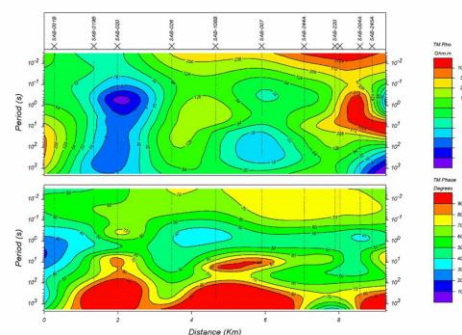
بودن در آن افزایش می‌یابد. به عبارتی منطقه بسیار تکتونیک می‌باشد.

۴-۱۱ تصحیح جابجایی ایستا

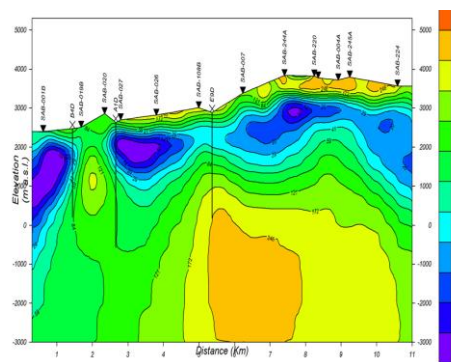
جهت برطرف کردن اثر جابجایی ایستا معمولاً از روش سونداژ الکترومغناطیسی با چشمه‌ی کنترل شده یا همان روش TEM استفاده می‌شود. علت کارآمد بودن این روش عدم تأثیرپذیری میدان مغناطیسی از ناهمگنی‌های سطحی می‌باشد. تأثیر ناهمگنی‌های ناشی از جابجایی ایستا مستقیماً روی مقادیر مقاومت ویژه تأثیر می‌گذارد که باعث غیرواقعی بودن نتایج و نیز غیرواقعی بودن تفسیر آنها می‌شود. با توجه به عدم وجود داده‌های TEM برای انجام تصحیح جابجایی ایستا، از روش آزمون و خطا برای جابجایی منحنی‌های TE و TM استفاده شد. در شکل (۵-۶) منحنی‌ها در مد TM و مدل‌های دو بعدی قبل و بعد از تصحیح جابجایی ایستا آورده شده است.



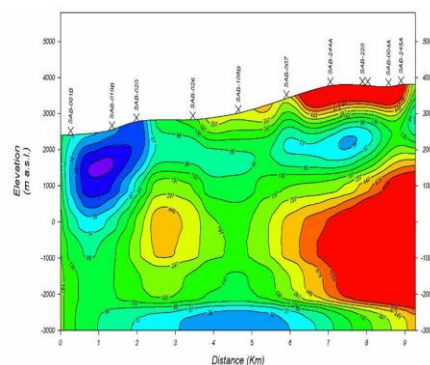
TM P-Section After Correction



TM P-Section Before Correction



TM P Smooth with Correction



TM P Smooth without Correction

شکل ۲-۵: منحنی‌ها و مدل دوبعدی قبل و پس از تصحیح جابجایی ایستا

فصل پنجم

مدل سازی داده‌های مگنتوتلوریک

۱-۵ مقدمه

در این فصل به ارائه‌ی داده‌های مگنتوتلوریک و انواع مدل‌سازی یک‌بعدی و دوبعدی آن پرداخته می‌شود که برای انجام این مدل‌سازی‌ها از نرم‌افزار *WinGLink* (*Geosystem, 2003*) استفاده شده است. با توجه به مطالب فصل قبل و آنالیز ابعادی صورت گرفته روی داده‌ها، وجود ساختارهای دوبعدی، دوبعدی متأثر از توده‌های سه‌بعدی و سه‌بعدی در سطح و اعماق منطقه به اثبات رسید. همچنین تأثیرپذیری داده‌های *MT* منطقه از مقادیر جابجایی ایستا مورد بررسی قرار گرفت و در نهایت تصحیح جابجایی ایستای داده‌ها صورت گرفت.

هدف از وارون ساز داده‌های سونداژ *MT*، بدست آوردن پارامترهای مدل مثل مقاومت ویژه و ضخامت هر لایه، با توجه به داده‌های مشاهده‌ای (مقاومت ویژه‌ی الکتریکی ظاهری زمین و فاز امپدانس بر حسب فرکانس) می‌باشد. به این ترتیب که با استفاده از مجموعه‌ای از روابط ریاضی مستقیماً از روی مقادیر داده‌های تجربی یا مشاهده‌ای، پارامترهای مدل به‌گونه‌ای برآورد می‌شوند که برازش مناسبی با داده‌های مشاهده‌ای داشته باشند (هاشمی، ۱۳۹۱).

تیخانوف (۱۹۶۵) نشان داد که در صورت داشتن داده‌های نامتناهی و بدون نوفه و تحت شرایط ایده‌آل، به دست آوردن مدل یکتا از داده‌های *MT* امکان‌پذیر است. روش مگنتوتلوریک همانند سایر روش‌های ژئوفیزیکی جز مسائل فرو برآورد است؛ یعنی اینکه تعداد مجهولات (پارامترهای مدل (*M*)) از تعداد داده‌های مسئله (*N*) بیشتر است (*Meju, 1994*). بنابراین معکوس‌سازی داده‌های واقعی *MT* شامل نوفه، دارای جواب غیر یکتاست و مدل‌های ژئوالکتریکی نامحدودی را نتیجه می‌دهد. عدم یکتایی جواب مسائل معکوس که به دلیل عدم یکتایی ذاتی مسئله رخ می‌دهد را می‌توان با اعمال برخی قیود و استفاده از اطلاعات اولیه به حداقل رساند (هاشمی، ۱۳۹۱).

در این فصل ابتدا به کمک مدل‌سازی یک‌بعدی، داده‌های *MT* مدل‌سازی شدند تا ساختارهای زیرسطحی مورد بررسی و تفسیر کلی قرار گیرند. سپس با استفاده از مدل‌سازی‌های دوبعدی معکوس

هموار و مرزهای تیز، داده‌های MT مدل خواهند شد تا اطلاعات بیشتر و دقیق‌تری از اطلاعات زیرسطحی منطقه به دست آید و لایه‌های رسانای رسی و موقعیت مخازن ژئوترمال مشخص گردد.

۵-۲ معکوس‌سازی یک‌بعدی داده‌های مگنتوتلوریک

الگوریتم مورد استفاده در معکوس‌سازی یک‌بعدی داده‌های پروفیل PI منطقه سبلان، الگوریتم معکوس‌سازی هموار اوکام (*Constable et al., 1987*) است. این الگوریتم با تعریف ناهمواری مدل به دو طریق حاصل می‌شود، که برابر با انتگرال مربع مشتق اول (R_1) و مشتق دوم (R_2) پارامتر مدل (مثلاً مقاومت ویژه) نسبت به عمق است.

در یک مدل N لایه‌ای با مقاومت ویژه m_i برای هر لایه، پارامتر ناهمواری از رابطه زیر بدست می‌آید (*Moradzadeh, 1998*).

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m(z)_i - m(z)_{i-1})^2 \quad (5-1)$$

که در آن $m(z)$ بیانگر مقاومت ویژه است. اگر N داده مشاهده‌ای با خطای S_i موجود باشد، بهترین برازش پاسخ مدل $d_i^c = F_i(m)$ با داده مشاهده‌ای d_i^o با استفاده از رابطه‌ی زیر بدست می‌آید.

$$RMS = \sqrt{\frac{\chi^2}{N}} \quad (5-2)$$

$$\text{که در آن } \chi^2 = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^o - F_i(m)}{S_i} \right)^2 \text{ می‌باشد.}$$

پس از گسسته‌سازی و با تعریف یک مقدار مربع کای مطلوب (χ^2)، کمینه کردن تابع هدف زیر برای به دست آوردن یک مدل هموار یک‌بعدی صورت می‌گیرد.

$$U = R_1 + \mu^{-1} (\chi^2 - \chi^{2*}) \quad (5-3)$$

که در آن μ ضریب تکثیرکننده لاگرانژ (پارامتر منظم‌سازی) می‌باشد. عمل مدل‌سازی نیز با خطی کردن تابع $F_i(m)$ و کمینه‌سازی تابع U با یک مدل اولیه در تکرارهای مختلف صورت می‌گیرد (خوجم لی، ۱۳۹۰؛ حمزه لویی، ۱۳۹۲؛ Moradzadeh & Chamalaun, 2005).

در این مطالعه قبل از معکوس‌سازی یک‌بعدی داده‌ها، مدل D^+ پارکر (Parker, 1980) بر روی داده‌های تمام سونداژهای پروفیل PI قبل از هرگونه مدل‌سازی اعمال شد تا بهترین برازش بر روی داده‌های مشاهده‌ای انجام شود و اعوجاجاتی که در اثر حضور نوفه در منطقه بر روی داده‌ها ایجاد می‌شود، کمتر گردد و کمترین خطای ممکن برای مدل یک‌بعدی بدست آید.

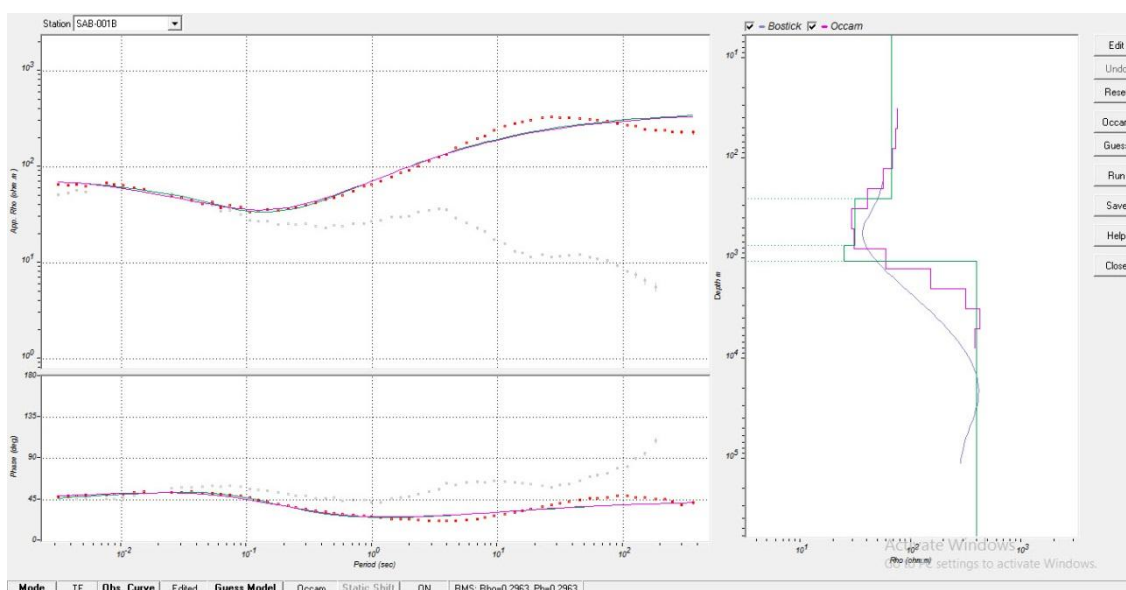
مدل D^+ پارکر کمترین خطای بین داده مشاهده‌ای و محاسبه‌شده را دارد و خطای وزنی باقی‌مانده‌ها را مطابق با مربع کای (χ^2) کمینه می‌کند (Moradzadeh, 1998).

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^N \left| d_i^o - d_i^c \right|^2 / s_i^2 \quad (5-4)$$

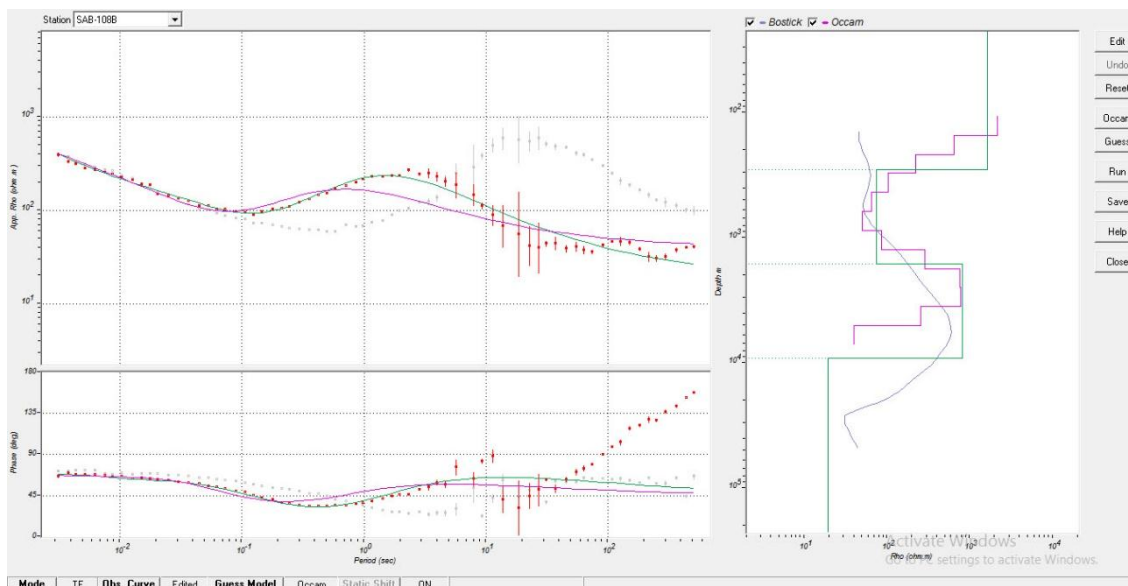
که در آن d_i^c پاسخ مدل و d_i^o داده مشاهده‌ای در N فرکانس گسسته است. S_i هم خطای مربوط به داده‌های مشاهده‌ای می‌باشد. برای یک مجموعه داده واقعی، ۹۵ درصد حد اعتماد خطای مربع کای به عنوان خطای قابل‌پذیرش شناخته می‌شود.

همان‌طور که در فصل قبل اشاره شد مد TM دارای بیشترین تأثیر از ناهمگنی‌های سطحی، توپوگرافی و جابه‌جایی ایستا است و از این مد برای نشان دادن عوارض سطحی استفاده می‌شود. از طرفی مد TE در به تصویر کشیدن ساختارهای عمیق موفق‌تر عمل می‌کند و همچنین ناهمگنی‌های سطحی و جابه‌جایی‌های ایستا کمترین تأثیر را روی این مد می‌گذارد. بنابراین با توجه به عدم وجود داده‌های TEM در منطقه برای تصحیح داده‌های MT و تصحیح به روش آزمون و خطا بر روی داده‌ها برای تصحیح جابه‌جایی ایستا، برای به حداقل رساندن ورود خطا در مدل‌سازی‌های داده‌ها، از مد TE برای انجام مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام استفاده شد.

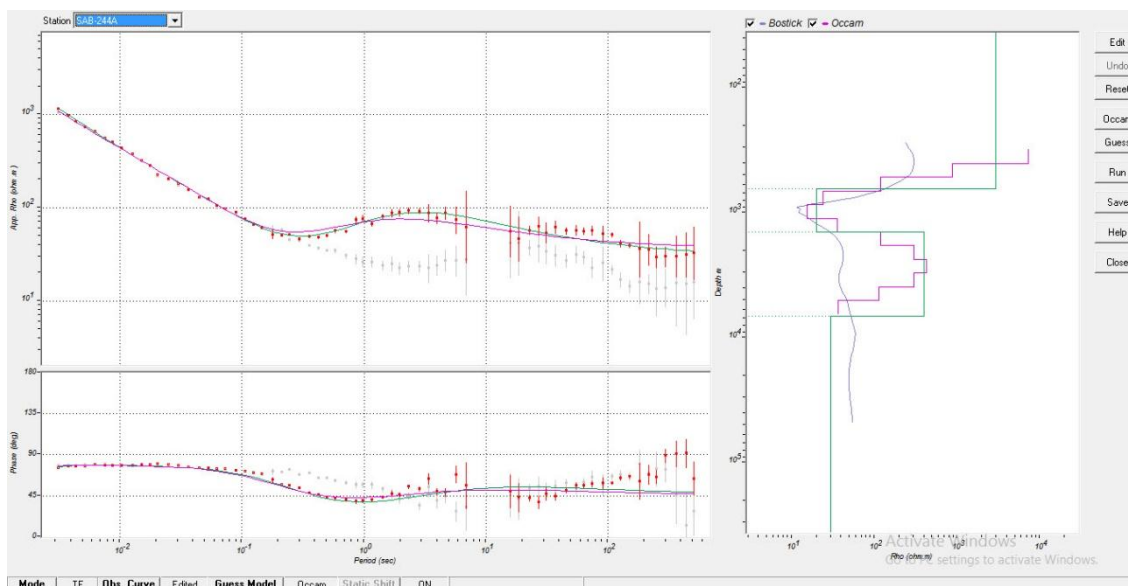
در نهایت پس از انجام مدل D^+ پارکر روی داده‌ها، مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام تمام سونداژهای پروفیل PI در مد TE ، تهیه شد و سپس مقاطع عرضی مدل‌سازی یک‌بعدی بوستیک و اوکام، تا عمق ۶ کیلومتری زمین بدست آمد. شکل‌های ((۱-۵)) تا ((۳-۵)) مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام، مدل‌سازی پارامتری و تبدیل عمق بوستیک برای داده‌های مد TE سونداژهای ۱، ۱۰۸ و ۲۴۴ پروفیل PI را همراه با داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز و پاسخ حاصل از مدل‌سازی‌های پارامتری و اوکام نشان می‌دهد. همچنین در شکل‌های ((۴-۵)) و ((۵-۵)) مقاطع عرضی مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام و بوستیک پروفیل PI قابل مشاهده است.



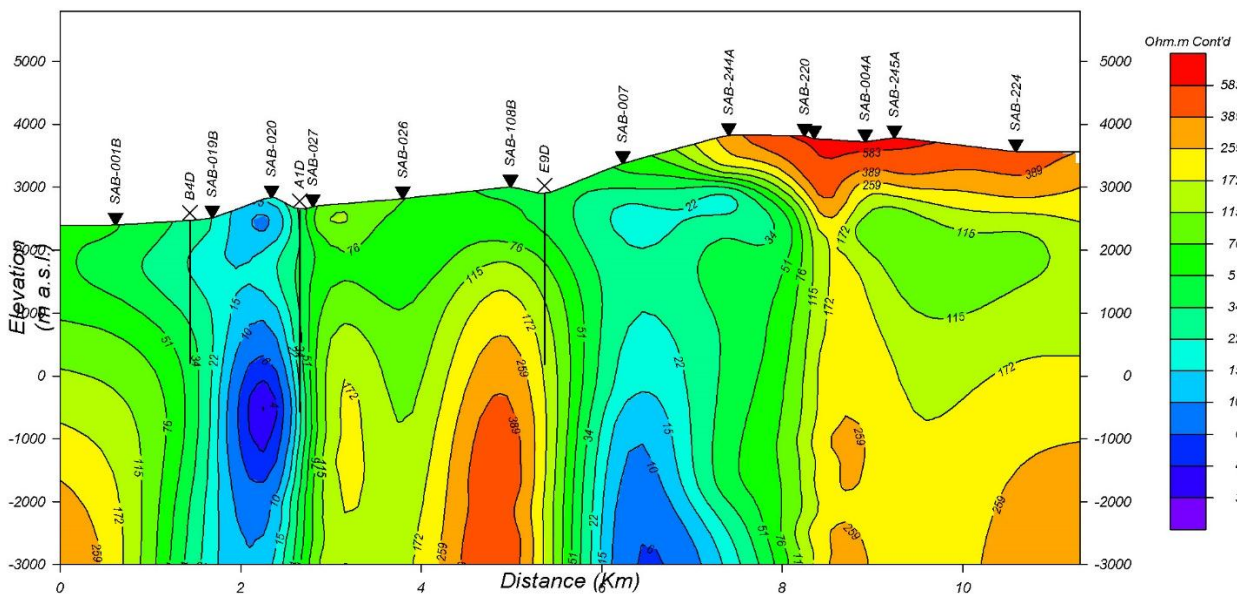
شکل ۱-۵: مدل یک‌بعدی هموار اوکام برای داده مد TE (خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل تبدیل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز)، نتایج مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۱ پروفیل PI .



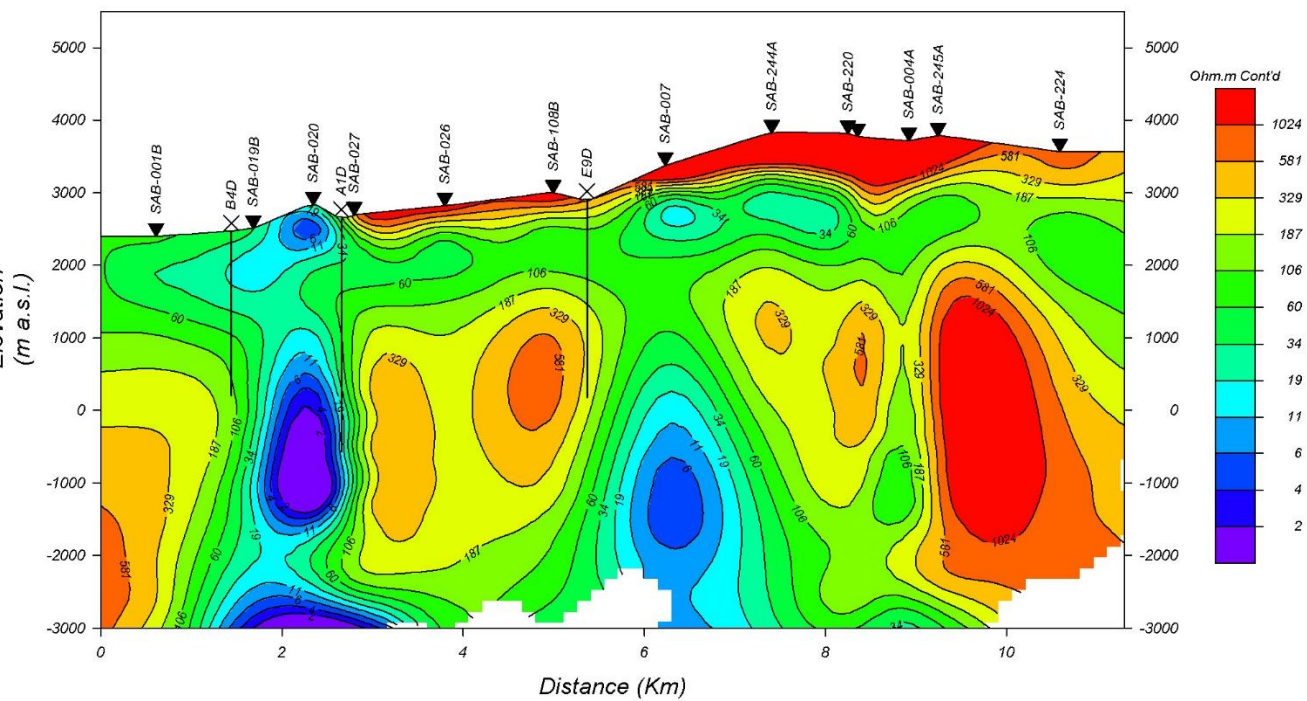
شکل ۵-۲: مدل یک‌بعدی هموار اوکام برای داده مد TE (خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل تبدیل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز)، نتایج مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۱۰۸ پروفیل PI .



شکل ۵-۳: مدل یک‌بعدی هموار اوکام برای داده مد TE (خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل تبدیل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز (نقاط قرمز)، نتایج مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج مدل‌سازی پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۲۴۴ پروفیل PI .



شکل ۴-۵: نتیجه مدل سازی تبدیل عمق پوستیک (مد TE) برای داده های MT پروفیل PI .



شکل ۵-۵: نتیجه مدل سازی یک بعدی هموار اوکام (مد TE) برای داده های MT پروفیل PI .

با توجه به نتایج مدل سازی هموار اوکام بر روی داده های MT می توان مشاهده کرد که از سونداژ

۲۷ به بعد در تمام سونداژها یک لایه مقاوم سطحی وجود دارد که این لایه سطحی در پروفیل یک بعدی

هموار اوکام (شکل ۵-۵) نیز به وضوح دیده می‌شود. همچنین در این شکل در زیر سونداژهای ۷، ۲۴۴ و ۲۲۰ یک لایه رسانا دیده می‌شود که می‌تواند همان پوشش رسی بالای مخازن ژئوترمال باشد.

در نهایت مدل‌سازی یک‌بعدی به جز موارد فوق نتوانست هیچ‌گونه ساختار لایه‌ای و زیرسطحی منطقه را نمایش دهد که می‌توان گفت با توجه به نتایج آنالیز ابعادی در فصل قبل و به دلیل وجود ساختارهای دو و سه‌بعدی با اعوجاجات سنگین گالوانیکی در منطقه، مدل‌سازی یک‌بعدی قادر به نمایش این ساختارها نیست و در نتایج مدل‌سازی یک‌بعدی داده‌های MT به جز موارد بالا، تقریباً هیچ‌گونه ساختار لایه‌ای دیگری از سازندهای منطقه به دست نیامد. بنابراین جهت تشخیص ساختارهای زیرسطحی منطقه نیاز به مدل‌سازی‌های دوبعدی و یا سه‌بعدی مناسب می‌باشد که در ادامه به شرح مدل‌سازی دوبعدی پرداخته می‌شود.

۳-۵ مدل‌سازی دوبعدی معکوس هموار به روش گرادیان مزدوج غیرخطی

روش مورد استفاده جهت مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها، روش معکوس سازی هموار دوبعدی رودی و مکی (Rodi & Mackie, 2001) است. این روش بر پایه الگوریتم گرادیان مزدوج غیرخطی (NLCG) استوار است. در این الگوریتم تلاش برای حداقل کردن تابع هدف است که در اصل مجموع خطاهای نرمال شده داده‌ها و همواری مدل می‌باشد (قندی، ۱۳۸۶). برای رسیدن به مدلی که هم خطای هدف را تأمین کند و هم به اندازه کافی هموار باشد، در مدل‌سازی غیرخطی، با استفاده از خطی سازی مسئله و حل تکراری آن، سعی در حل این‌گونه مسائل معکوس می‌کنند. به این صورت که تابع پیشرو با استفاده از دو جمله اول بسط تیلور حول مدل تکرار شده قبل، تقریب زده می‌شود. به این‌گونه روش‌ها، روش‌های گوس-نیوتن و یا روش‌های مستقیم معکوس‌سازی نیز می‌گویند. ایجاد کردن ماتریس حساسیت در این‌گونه مسائل باعث افزایش چندین برابری حجم محاسبات نسبت به محاسبات پیشرو می‌شود (Rodi and Mackie, 2001).

روش معکوس سازی گرادینان مزدوج غیرخطی با هدف بهبود محاسبات در روش‌های معکوس سازی مستقیم توسعه داده شده است (Rodi and Mackie, 2001; Newman and Alumbaugh, 2000). این روش به طور مستقیم برای کمینه کردن تابع هدف مسئله معکوس استفاده می‌شود و در واقع یک روش بهینه و پایدار برای کمینه کردن تابع هدف است.

در این روش که توسط رودی و مکی (۲۰۰۱) توسعه داده شده است، ابتدا با استفاده از تئوری منظم سازی تیخونوف و آرسنین (۱۹۷۷) تابع هدف مسئله معکوس به صورت زیر نوشته می‌شود.

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

در این معادله d بردار داده‌های مشاهده‌ای، F عملگر مدل سازی پیشرو و m بردار پارامترهای مدل می‌باشد. ماتریس مثبت V شامل خطای داده‌هاست و نقش ماتریس وزنی داده‌ها را بازی می‌کند. همچنین ماتریس L یک عملگر ساده خطی می‌باشد و τ پارامتر منظم سازی می‌باشد که عددی بزرگ‌تر از صفر است. در نهایت هموار بودن مدل معکوس به دست آمده می‌تواند توسط تغییر در مقادیر پارامتر منظم سازی τ کنترل شود. در مطالعه‌ی فوق جمله اول در طرف راست بیانگر عدم برازش داده و جمله‌ی دوم هموار بودن مدل و نزدیک بودن آن به مدل اولیه را بیان می‌کند (Rodi and Mackie, 2001).

همچنین برای برازش داده‌های اندازه‌گیری شده مقاومت ویژه و فاز مگنتوتلوریک (ρ و φ data) با پاسخ محاسبه شده از مدل وارون (ρ و φ resp) می‌تواند با استفاده از ریشه‌ی میانگین مربعات^۱ (RMS) مورد ارزیابی قرار گیرد. اگر داده‌های مقاومت ویژه‌ی ظاهری و فاز در N ایستگاه و M فرکانس موجود باشند، آنگاه ریشه‌ی میانگین مربعات (RMS) خطای مدل سازی به صورت زیر بیان می‌شود (Xiao, 2004).

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{(\rho_{ij}^{data} - \rho_{ij}^{res})^2}{e_{ij}^{\rho^2}} + \frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \frac{(\varphi_{ij}^{data} - \varphi_{ij}^{res})^2}{e_{ij}^{\varphi^2}}} \quad (5-6)$$

^۱ - Root-Means-Square (RMS) misfit

که در آن e^f و e^p به ترتیب خطای استاندارد (خطای کف^۱) داده‌های اندازه‌گیری شده مقاومت ویژه و فاز هستند.

اگر مقدار تابع عدم برازش RMS خیلی بزرگ‌تر از خطای استاندارد مقاومت ویژه و فاز باشد، بیانگر این است که مدل ارائه‌شده برازش خوبی با داده‌های MT ندارد و همچنین نوفه موجود در داده‌ها بزرگ‌تر از خطای پیش‌بینی‌شده است و یا اینکه اثرات سه‌بعدی ناهمگنی‌های سطحی داده‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند. اگر مقدار RMS خیلی کوچک‌تر از خطای استاندارد مقاومت ویژه و فاز یا هر دو باشد، بدین معنی می‌باشد که خطای مدل‌سازی خیلی زیاد است و مدل وارون به‌دست‌آمده غیر هموار^۲ است.

در این مطالعه برای به دست آوردن مدل دوبعدی هموار، بعد از انجام تصحیح جابه‌جایی ایستا، داده‌های منطقه به کمک نرم‌افزار *WinGLink* مدل‌سازی شدند. برای این کار ابتدا یک نیم فضا با مقاومت ویژه ۷۰ اهم‌متر انتخاب شد و شبکه^۳ پارامترهای مدل و محاسبات پیشرو اختلاف محدود^۴ یک شبکه‌ی نسبتاً ریز با ۵۳۲۰ پارامتر برای پروفیل PI تعریف شد. همچنین به منظور تصحیح توپوگرافی، این پارامتر در مدل‌سازی منظور شد. داده‌های مقاومت ویژه‌ی ظاهری و فاز در تمام مدها بین بازه‌ی فرکانسی ۰/۰۰۰۱ تا ۳۲۰ هرتز تعیین شدند و در ۷ دهه‌ی فرکانسی و در هر دهه ۵ فرکانس منظور شد و کمترین مقدار فرکانس برای مدهای TE و TM ، ۰/۰۰۰۱ هرتز در نظر گرفته شد. همچنین خطای کف برای مقاومت ویژه‌ی ظاهری ۱۰ درصد و برای فاز ۵ درصد در نظر گرفته شد.

با توجه به اینکه مد TE در به تصویر کشیدن ساختارهای عمیق و مقاوم کارایی بهتری دارد و مد TM ساختارهای سطحی را بهتر نمایش می‌دهد، برای داشتن یک مدل دقیق‌تر ادغام دو مد TE و TM پیشنهاد می‌گردد. اما با توجه به نتایج آنالیز ابعادی که ساختارهای منطقه را دو و سه‌بعدی با اعوجاجات گالوانیکی تشخیص داد، پیشنهاد می‌گردد که از مد TM در مدل‌سازی داده‌ها استفاده شود. زیرا با توجه

¹ - Error floor

² - Rough

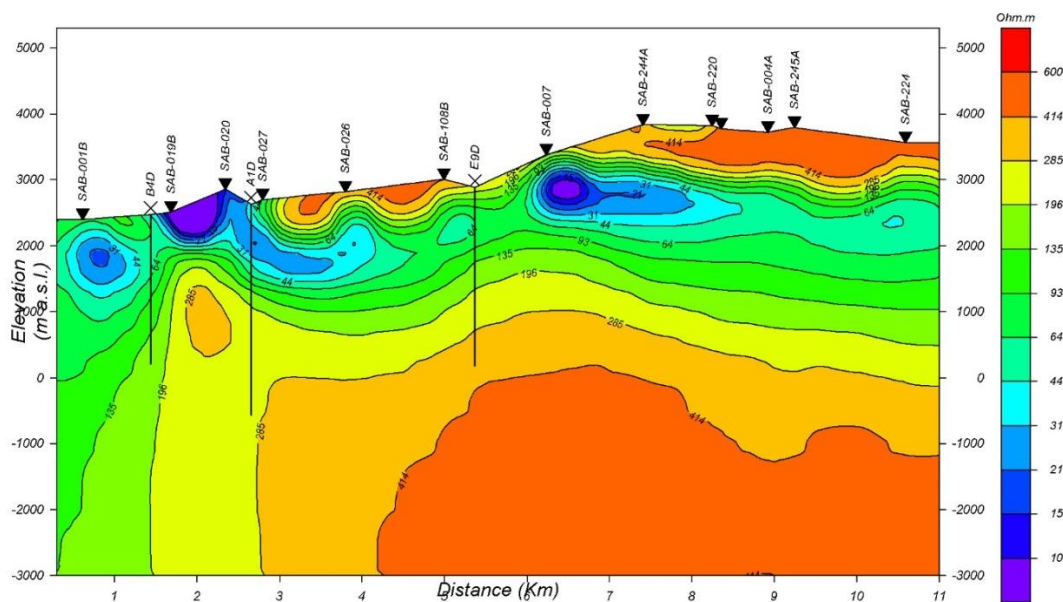
³ - Mesh

⁴ - Finite Difference

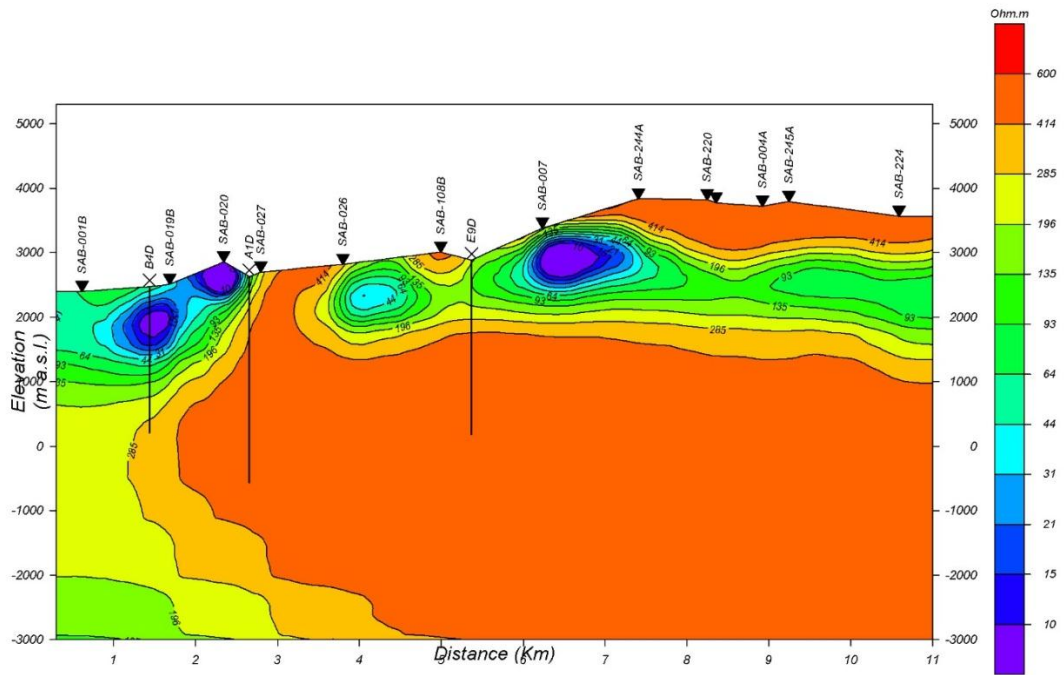
به مطالعات بردیچوسکی و همکاران (۱۹۹۸) و وانامیکر و همکاران (۱۹۸۴)، پاسخ مد TM نسبت به اثرات ساختارهای مقاوم سه‌بعدی پایدارتر است و این مد توانایی بیشتری در به تصویر کشیدن ساختارهای سه‌بعدی دارد (البرزیان، ۱۳۹۴).

در نهایت داده‌های تصحیح‌شده‌ی پروفیل PI برای مدهای TE ، TM و ادغام مدهای TE و TM مدل‌سازی شد. مدل‌های مختلف با تنظیم پارامترهای معکوس‌سازی فوق و مقادیر مختلف پارامتر منظم-سازی τ ($\tau=0.01$ تا $\tau=100$) انجام گرفت و مشخص شد که بهترین نتایج معکوس‌سازی با کمترین مقدار برازش خطا، به ازای مقدار $\tau=0.1$ برای این پروفیل به دست آمد.

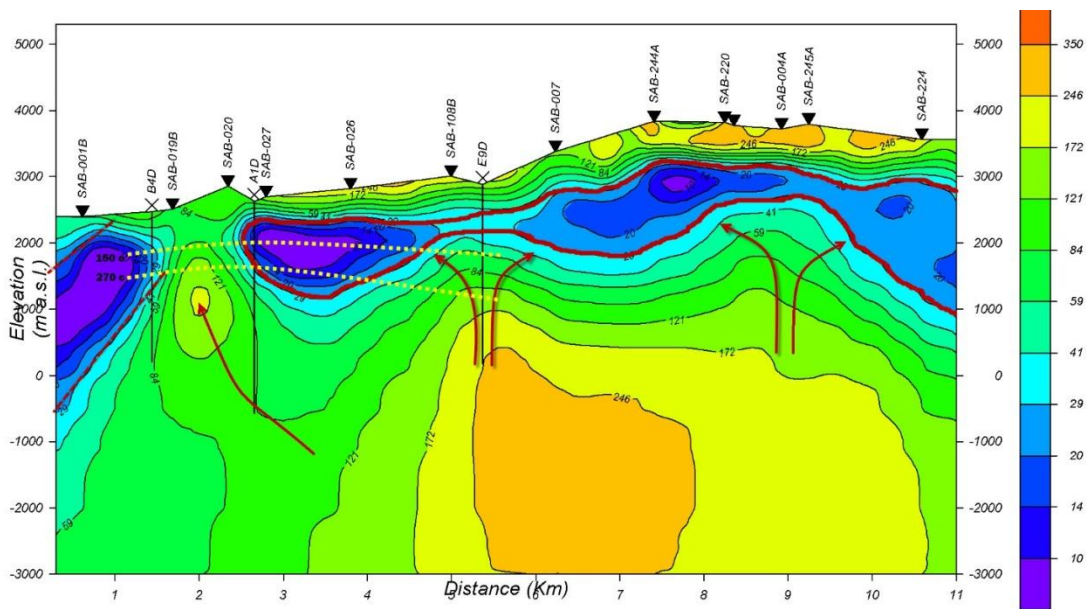
اما بین سه مد TE ، TM و ادغام مدهای TE و TM همان‌طور که توضیح داده شد و انتظار می‌رفت، نتایج مد TM با کمترین خطای برازش و نتایج مد TE با داشتن مقدار خطای RMS بالا و عدم برازش مناسب، تشخیص مناسبی از ساختارها و لایه‌های زیرسطحی منطقه نداشتند (شکل‌های (۶-۶) تا (۶-۸)).



شکل ۵-۶: نتیجه مدل‌سازی معکوس دوبعدی هموار برای پروفیل PI با ادغام داده‌های دو مد TE و TM ($RMS=5.4$). (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه در پروفیل قابل مشاهده هستند).



شکل ۵-۷: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی هموار برای پروفیل PI در مد TE ($RMS=6.2$). (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه در پروفیل قابل مشاهده هستند).



شکل ۵-۸: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی هموار برای پروفیل PI در مد TM ($RMS=2.9$). (چاه‌های منطقه با شماره و مسیر چاه، لایه رسی و مسیره‌های احتمالی جریان‌های گرمایی (خطوط قرمز) و منحنی‌های دمایی بین چاه‌ها (خطوط زرد) قابل مشاهده هستند).

نتیجه‌ی حاصل از مدل‌سازی داده‌های *MT* پروفیل *PI* منطقه در حالت ادغام دو مد *TE* و *TM* (شکل ۵-۶) توانست ساختارهای زیرسطحی منطقه را تا حد قابل قبولی به نمایش بگذارد و نتیجه مد *TE* (شکل ۶-۷) از به تصویر کشیدن ساختارهای زیرسطحی عاجز ماند. اما مد *TM* (شکل ۵-۸) توانست ساختارهای سطحی و عمقی منطقه را به شکل قابل قبول و با حداقل خطای *RMS* شناسایی کند.

در این پروفیل از ایستگاه ۲۷ به بعد یک لایه‌ی مقاوم سطحی با مقاومت حدودی ۳۰۰ اهم‌متر قابل مشاهده است که با توجه به نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه (شکل ۳-۲) کاملاً قابل توجیه است و این لایه جریان‌های ولکانیکی سطحی با جنس تراکی آندزیت می‌باشد. در زیر این لایه‌ی مقاوم یک لایه رسانا با مقاومت حدودی ۲۰ اهم‌متر در امتداد کل پروفیل دیده می‌شود که ناشی از سنگ‌های دگرگونی و لایه‌های رسی می‌باشد که می‌تواند پوشش رسی بالای مخازن ژئوترمال باشد. همچنین در اعماق توده‌های نفوذی با مقاومت بالا شناسایی شدند که مسیر احتمالی جریان‌های حرارتی از این توده‌ها در شکل (۵-۸) ترسیم شده است.

بر اساس مطالعات قبلی صورت گرفته در این منطقه، دمای مخازن ژئوترمال سبلان بر اساس نمودار دوتایی گیگنباخ، ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد برآورد شده است (خوجم لی، ۱۳۹۰). با توجه به اطلاعات چاه‌های حفرشده ۴ در منطقه *Pad B*، چاه ۱ در منطقه *Pad A* و چاه ۹ در منطقه *Pad E* در منطقه (گزارش چاه‌های سبلان، ۱۳۹۲)، منحنی‌های دمایی ۱۵۰ و ۲۷۰ درجه‌ی سانتی‌گراد ترسیم شد که می‌توان موقعیت مخازن ژئوترمال را در زیر پوشش رسی تأیید نمود که در عمق ۱۰۰۰ متری و با ضخامت ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متری در طول پروفیل قرار دارد.

در قسمت ابتدایی پروفیل و از ایستگاه ۱ تا ۱۹ لایه‌هایی شیب‌دار با مقاومت بسیار کم (در حدود ۱۰ اهم‌متر) قابل مشاهده است و در زیر ایستگاه‌های ۱۹ و ۲۰ توده‌ی نفوذی‌ای نشئت گرفته از توده‌ی عظیم عمقی دیده می‌شود که تا نزدیکی سطح آمده است ولی به دلیل نداشتن پوشش رسی، نمی‌تواند به عنوان مخزن ژئوترمال معرفی گردد.

۴-۵ مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز

اصولاً مدل‌های پیچیده‌ی دوبعدی دلخواه را می‌توان با مشخص کردن میزان مقاومت ویژه‌ی واحدهای گوناگون زمین‌شناسی و نیز مکان لایه‌های مرزی آن‌ها در مجموعه‌ای از نقاط در طول مرزها تعریف کرد. در این روش مدل‌های لایه‌ای با تغییرات جانبی ضخامت که مرز هر یک از لایه‌ها با تعداد n_n نود^۱ (نقطه) و درون‌یابی مابین آن‌ها تعریف می‌شود، از اهمیت خاصی برخوردارند. از این‌رو برای یک مدل با تعداد n_b لایه که روی نیم فضای^۲ همگن قرار می‌گیرد، عمق مرز هر یک از لایه‌ها در n_n نود (نقطه) مشخص می‌شود و برای مجموعه عمق‌ها برای n_b فصل مشترک، یک بردار طویل $n_b \cdot n_n$ از پارامترهای مدل m به وجود می‌آید (Smith et al. 1999)، (البرزیان، ۱۳۹۴).

$$\left(z_{11}, z_{12}, \dots, z_{1n_n}, z_{21}, \dots, z_{n_b n_n} \right)^t \quad (5-7)$$

که Z_{ij} عمق i زمین نقطه (نود) در i امین فصل مشترک است و نماد t ترانهاده‌ی بردار را نشان می‌دهد. در صورتی که مقاومت ویژه‌ی (یا هدایت ویژه σ) لایه‌ها مجهول باشد، آن وقت تعداد n_b+1 برای n لایه مجهول و نیم‌فضای همگن) مقدار ρ_j را می‌توان به بردار مدل m ضمیمه کرد.

برای لایه‌هایی با تغییرات مقاومت ویژه جانبی، مقاومت ویژه هر لایه در n_n نقطه مشخص شده و به صورت افقی درون‌یابی می‌شود. سپس این پارامترهای اضافی به مدل m اضافه خواهد شد.

$$\left(z_{11}, z_{1n_n}, \dots, z_{n_b n_n}, \log(\rho_{11}), \dots, \log(\rho_{1n_n}), \dots, \log(\rho_{n_b n_n}) \right)^t \quad (5-8)$$

که در آن ρ_{ij} مقاومت ویژه لایه i ام در نقطه j ام است.

هنگامی که پارامتری کردن مدل انجام شد، معکوس‌سازی با کمینه کردن یک تابع هدف انجام می‌شود. برای مدل‌های لایه‌ای با ضخامت‌های متفاوت و مقاومت ویژه‌ی لایه‌ای مشخص، که مرز هر یک از لایه‌های آن به صورت تابع پیوسته $Z_{i(x)}$ از نقاط افقی بیان می‌شود، تابع زیر باید کمینه گردد.

¹- Nod

²- Half space

$$\int \left(\frac{d}{dx} z_1(x)\right)^2 dx + \dots + \int \left(\frac{d}{dx} z_{n_b}(x)\right)^2 dx + \beta |r|^2 \quad (5-9)$$

برای مدل‌هایی که با تعداد محدودی پارامتر مشخص شده‌اند می‌توان مشتق‌ها را به وسیله‌ی روش تفاضل محدود و انتگرال‌ها را به وسیله‌ی جمع زدن تقریب زد و ماتریس ناهمواری^۱ R مدل را به صورت یک ماتریس $n_b \cdot (n_n - 1) \times n_n \cdot n_b$ (معادله‌ی ۵-۱۰) تعریف نمود.

که Δx_{ij} فاصله‌ی افقی بین زامین و $z+1$ زامین نود از فصل مشترک i ام می‌باشد. از این رو $n_n - 1$ ردیف اول ماتریس Rm برای تقریب مشتق dz_1/dx در طول $n_n - 1$ قسمت بین نقاط اولین فصل مشترک به کار می‌رود و $n_n - 1$ ردیف بعدی مقدار مشتق dz_2/dx را در $n_n - 1$ قسمت در طول دومین فصل مشترک تقریب می‌زند و همین طور الی آخر.

$$\begin{pmatrix} -1/\Delta x_{11} & 1/\Delta x_{11} & 0 & & \dots & & & & 0 \\ 0 & -1/\Delta x_{12} & 1/\Delta x_{12} & 0 & & & \dots & & 0 \\ & & & & \dots & & & & \\ 0 & \dots & 0 & -1/\Delta x_{1n_n-1} & 1/\Delta x_{1n_n-1} & 0 & & \dots & 0 \\ 0 & & \dots & & 0 & -1/\Delta x_{21} & 1/\Delta x_{21} & \dots & 0 \\ & & & & \dots & & & & \\ 0 & & & \dots & & 0 & -1/\Delta x_{n_b n_n-1} & 1/\Delta x_{n_b n_n-1} & 0 \end{pmatrix} \quad (5-10)$$

وزن‌دهی ردیف‌های ماتریس ناهمواری به وسیله‌ی $\Delta x_{ij}^{1/2}$ مربوط، منجر به وزن دادن مربعات اجزای ماتریس Rm به وسیله طول‌های بازه‌ای مرتبط Δx_{ij} می‌شود، طوری که $Rm^T Rm \equiv m^T R^T R m$ مجموع انتگرال‌ها در معادله‌ی (۵-۹) را تقریب می‌زند. در روش مدل‌سازی مرزهای تیز برای وزن‌دهی تقریب مشتق‌ها از ماتریس زیر که در آن وزن w_{ij} در هر یک از مرزها ثابت است (یعنی: $w_i \equiv w_{i1} \equiv w_{i2} \equiv \dots \equiv w_{in_n-1}$) استفاده می‌شود.

^۱- Roughening matrix

$$R_b = \begin{pmatrix} -w_{11} & w_{11} & 0 & & \dots & & & 0 \\ 0 & -w_{12} & w_{12} & 0 & & & \dots & 0 \\ & & \dots & \dots & & & & \\ 0 & \dots & 0 & -w_{1n_n-1} & w_{1n_n-1} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & & \dots & & 0 & -w_{21} & w_{21} & \dots & 0 \\ & & & & & \dots & & & \\ 0 & & & \dots & & & 0 & -w_{n_b n_n-1} & w_{n_b n_n-1} \end{pmatrix} \quad (5-11)$$

زمانی که مقادیر مقاومت (هدایت) ویژه‌ی لایه‌های متغیر جانبی به عنوان پارامترهای مجهول مدل در نظر گرفته می‌شوند. ماتریس ناهمواری مدل شامل $n_b n_n$ ستون و $n_b(n_n-1)$ سطر اضافی نیز خواهد بود، طوری که:

$$R = \begin{pmatrix} R_b & 0 \\ 0 & R_c \end{pmatrix} \quad (5-12)$$

که R_c با یک مجموعه‌ی وزن‌دهی متفاوت (w_i' , $i=1, \dots, n_b$) می‌تواند به فرم R_b باشد. زیر ماتریس R_c پارامترهای مقاومت ویژه‌ی لایه‌ای را در Rm ضرب می‌کند. $n_b(n_n-1)$ ردیف پایینی از ماتریس Rm ، مشتق افقی مقاومت (هدایت) ویژه‌ی $(d \log(\rho)/dx)$ را در لایه‌ها تقریب می‌زند. برای مدل‌هایی با تغییرات جانبی مقاومت ویژه، زمانیکه معادله‌ی (5-13) کمینه می‌شود، مقادیر نسبی وزن‌های w_i و w_i' به کار رفته در تشکیل R_b و R_c به ترتیب بر اهمیت نسبی مربوط به همواری مرز و رسانندگی لایه‌ها تأثیر می‌گذارد.

$$|\mathbf{Rm}|^2 + \beta |\mathbf{r}|^2 \quad (5-13)$$

مقادیر نسبی وزن‌های w_i و w_i' و پارامتر β ، به ترتیب روی اهمیت نسبی مربوط به همواری مدل و جور شدگی داده‌ها تأثیر می‌گذارد.

از آنجایی که رابطه بین داده‌های MT و پارامترهای مدل، غیرخطی است؛ بنابراین برای کمینه کردن معادله‌ی (5-13) از روش تکراری استفاده می‌شود. برای این منظور مقادیر اندازه‌گیری شده مقاومت ویژه

ظاهری و فاز در n_s محل و n_f فرکانس، هر کدام به صورت یک جزء بردار $d^{(obs)}$ نوشته می‌شود و پاسخ هر مدل m به صورت d نوشته می‌شود. چنانچه F_i ماتریس مشتقات جزئی مدل m_i نسبت به پارامترهای آن باشد و d_i هم پاسخ مدل m_i باشد با خطی‌سازی حول مدل m_i خواهیم داشت:

$$\mathbf{d}-\mathbf{d}_i=\mathbf{F}_i*(\mathbf{m}-\mathbf{m}_i) \quad (5-14)$$

که در آن از عبارات مرتبه‌ی دوم در $\mathbf{m}-\mathbf{m}_i$ صرف نظر شده است. با نوشتن مقادیر باقی‌مانده داده‌های اندازه‌گیری شده با در نظر گرفتن پاسخ مدل d به عنوان یک بردار، (معادله‌ی ۵-۱۵) و استفاده از خطی‌سازی معادله‌ی (۵-۱۴)، معادله‌ی (۵-۱۶) بدست می‌آید که d' پاسخ مدل در i امین تکرار از محاسبات است.

$$\mathbf{r} \equiv \mathbf{d}^{(obs)} - \mathbf{d} \quad (5-15)$$

$$\mathbf{r} = \mathbf{d}' - \mathbf{F}_i \mathbf{m} \quad (5-16)$$

که:

$$\mathbf{d}' \equiv \mathbf{d}^{(obs)} + \mathbf{F}_i \mathbf{m}_i - \mathbf{d}_i \quad (5-17)$$

از این عبارت، r به‌عنوان تابع m در معادله‌ی (۵-۱۳) استفاده می‌شود. کمینه‌ی معادله‌ی (۵-۱۳) یک نقطه‌ی ثابت با توجه به آشفتگی (تغییر) δm پارامترهای مدل است. در مقدار کمینه، تفاوت بین معادله‌ی (۵-۱۳) برای مقادیر $m + \delta m$ و $r + \delta r$ به شکل زیر نوشته می‌شود:

$$\mathbf{r} + \delta \mathbf{r} = \mathbf{d}' - \mathbf{F}_i \cdot (\mathbf{m} + \delta \mathbf{m}) \quad (5-18)$$

مقادیر m و r باید به یک معادله‌ی مرتبه‌ی اول در δm به ازای هر مقدار ممکن آن تقلیل پیدا کند. یعنی باید ضریب δm در معادله‌ی (۵-۱۳) محو شود. این امر منجر به بروز معادله‌ی (۵-۱۹) می‌گردد.

$$(\beta \mathbf{F}_i' \mathbf{F}_i + \mathbf{R}' \mathbf{R}) \mathbf{m} = \beta \mathbf{F}_i' \mathbf{d}' \quad (5-19)$$

برای n_p پارامتر مدل، این یک سیستم از معادلات $n_p \times n_p$ می‌باشد. از این معادله برای تخمین مدل جدیدی از m در هر تکرار، بر اساس مشتقات جزئی به دست آمده از مدل m_i قبلی استفاده می‌شود (Smith et al.)، (البرزیان، ۱۳۹۴).

مدل‌سازی هموار پروفیل PI در مد TM توانست بهترین نتیجه را در شناسایی ساختارهای زیرسطحی به دست آورد، اما در بارزسازی مرز لایه و ساختارها کمی ضعیف عمل کرد که برای همین امر از روش مدل‌سازی مرزهای تیز (شارپ باندری) استفاده شد. برای انجام این مدل‌سازی با استفاده از نرم‌افزار $WinGLink$ ، ابتدا داده‌های تصحیح شده جابه‌جایی ایستا با اعمال تصحیح توپوگرافی، اعمال یک نیم فضا با مقاومت ویژه‌ی ۷۰ اهم‌متری به عنوان مدل اولیه و یک شبکه‌ی نسبتاً درشت با ۵۳۲۰ پارامتر برای مدل‌سازی آماده شدند.

داده‌های MT منطقه برای مدل‌سازی، بین بازه‌های فرکانسی ۰/۰۰۰۱ تا ۳۲۰ هرتز تعیین شدند و سپس در ۷ دهه‌ی فرکانسی و هر دهه به ۵ فرکانس تقسیم شدند. کمترین مقدار فرکانس برای مدهای TE و TM هم ۰/۰۰۰۱ هرتز در نظر گرفته شد و خطای کف برای داده‌های مقاومت ویژه و فاز نیز به ترتیب ۱۰ و ۵ درصد تعیین شد.

برای اجرای مدل‌سازی مرزهای تیز، به جز تنظیمات فوق، نیاز به اطلاعات و قیدهایی است که باید در مدل‌سازی به کمک فایل پارامترهای هندسی (فایل پار^۱) وارد مدل‌سازی شوند. اطلاعاتی از قبیل موقعیت عمقی مرز لایه‌ها و مقاومت لایه‌های زیرسطحی (نود^۲) که می‌تواند از طریق اطلاعات چاه‌های منطقه، اطلاعات زمین‌شناسی و سایر اطلاعات تحت‌الارضی به دست آید.

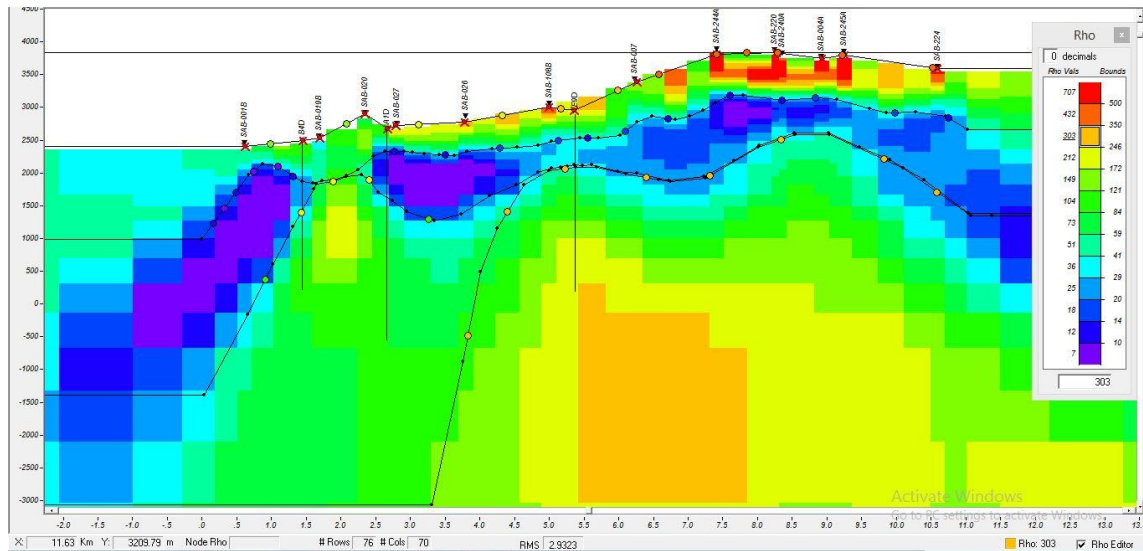
^۱- Par File

^۲- Nod

از چاه‌های حفاری شده در منطقه، فقط سه چاه شماره‌ی ۱، ۴ و ۹ در محل پروفیل PI وجود دارد و این چاه‌ها هم فاقد نگار مقاومت ویژه^۱ هستند. با توجه به اینکه جنس سنگ‌ها و لایه‌ها در معرض حرارت‌های زمین‌گرمایی دگرسان می‌شوند، نمی‌توان میزان مقاومت ویژه‌ی خاصی برای آن‌ها در نظر گرفت. در نهایت فقط اطلاعات دمایی چاه‌ها برای ترسیم منحنی‌های دمایی قابل استفاده بودند.

با توجه به عدم وجود اطلاعات تحت‌الارضی دیگری از منطقه، برای وارد کردن قیود مقاومت ویژه و موقعیت عمقی مرز لایه‌ها از نتیجه‌ی مدل‌سازی هموار در مد TM استفاده کردیم. بدین صورت که موقعیت احتمالی مرز لایه‌ها را با توجه به تشخیص لایه‌بندی نتیجه‌ی مدل‌سازی هموار مد TM تنظیم کردیم و میزان مقاومت ویژه‌ی هر لایه را هم با توجه به مقاومت ویژه‌ی لایه‌های مدل‌سازی هموار مد TM ، به صورت قید وارد مدل‌سازی مرزهای تیز و فایل پار کردیم. فقط با توجه به اینکه اطلاعات دقیقی از این پارامترها در اختیار نداشتیم، تمام پارامترهای مکانی و مقاومت ویژه‌ی وارد شده در فایل پار را به صورت آزاد قرار دادیم تا در صورت خطای داده‌ها، خود مدل‌سازی مرزهای تیز بتواند با تغییر این پارامترها در حین مدل‌سازی، نزدیک‌ترین مدل به مدل واقعی زمین را به دست آورد (شکل ۵-۹).

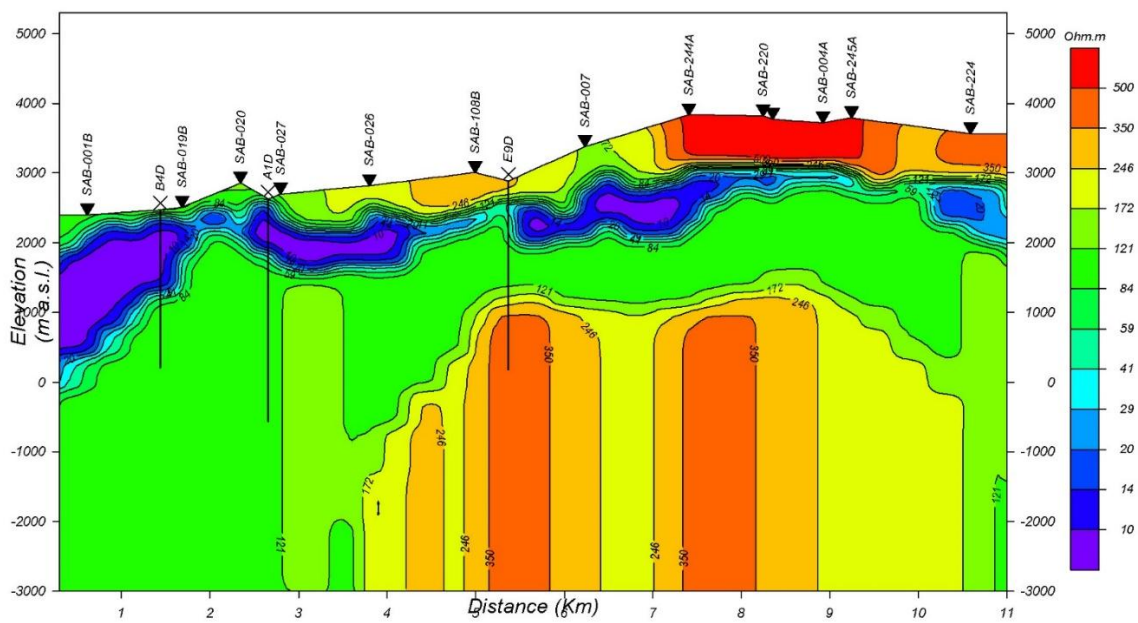
^۱ - Resistivity log



شکل ۵-۹: تصویر فایل پار ایجادشده بر روی نتیجه مدل‌سازی هموار مد TM پروفیل PI . (خطوط تیره نماد مرز لایه‌ها و دایره‌ها نماد مقادیر مقاومت ویژه می‌باشند).

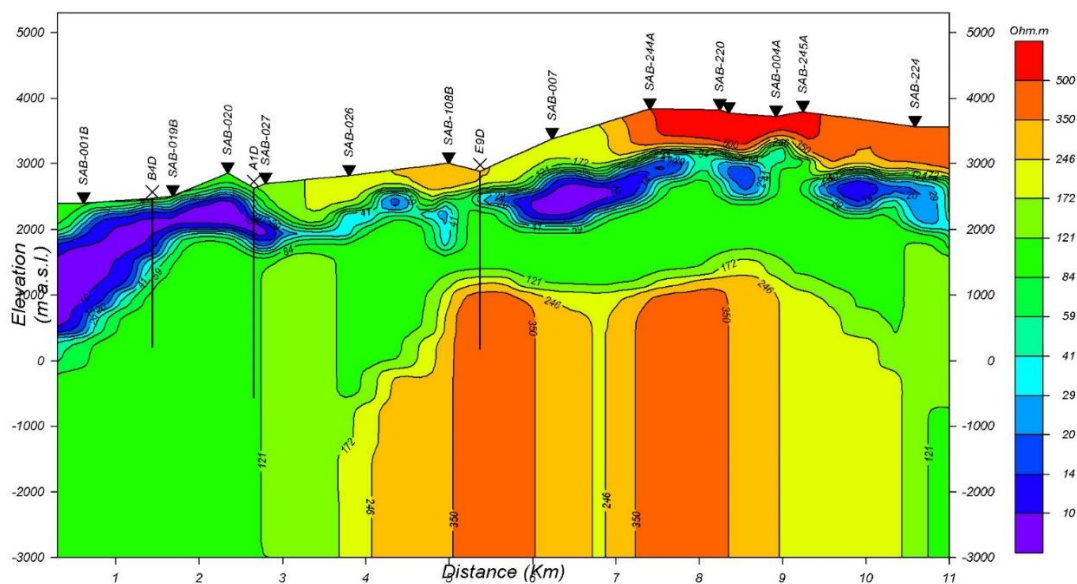
با توجه به اینکه در فصل آنالیز ابعادی اشاره شد، منطقه دارای ساختارهای دو و سه‌بعدی می‌باشد که با توجه به اینکه کارآمدی مد TM در به تصویر کشیدن این ساختارها به اثبات رسد، انتظار می‌رود که در مدل‌سازی مرزهای نیز هم این مد بتواند بهترین کارایی را داشته باشد.

سرانجام بعد از تهیهی فایل پار و تنظیمات مطرح‌شده در ابتدای بحث، مدل‌سازی مرزهای نیز برای داده‌های مد TE ، TM و حالت ادغام هر دو مد، با مقادیر مختلف پارامتر منظم‌سازی τ ($\tau=0.01$ تا $\tau=100$) تهیه شد که بهترین نتایج مدل‌سازی به ازای مقدار $\tau=0.1$ برای تمام مدهای پروفیل بدست آمد (شکل‌های (۵-۱۰) تا (۵-۱۲)).



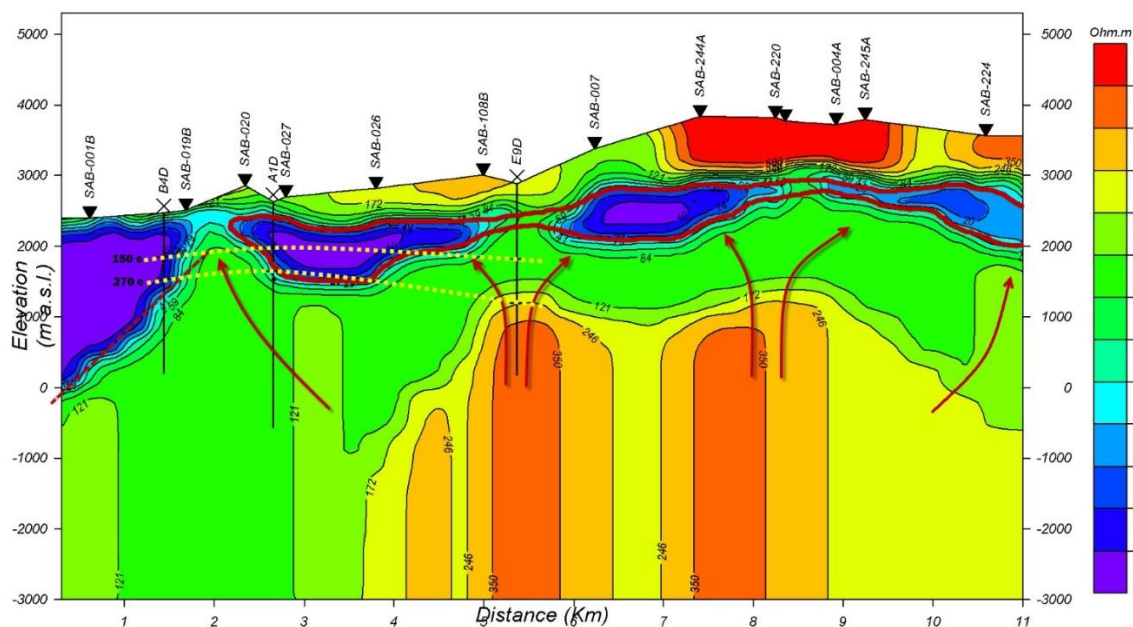
شکل ۵-۱۰: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز برای داده های پروفیل PI در حالت ادغام دو مد TE و TM با

$RMS=6.9$



شکل ۵-۱۱: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز برای داده های پروفیل PI در حالت مد TE با

$RMS=8.6$



شکل ۵-۱۲: نتیجه مدل سازی معکوس دوبعدی مرزهای تیز برای داده های پروفیل PI در حالت مد TM با $RMS=5$. (چاه های منطقه با شماره و مسیر چاه، لایه رسی و مسیره های احتمالی جریان های گرمایی (خطوط قرمز) و منحنی های دمایی بین چاه ها (خطوط زرد) قابل مشاهده هستند).

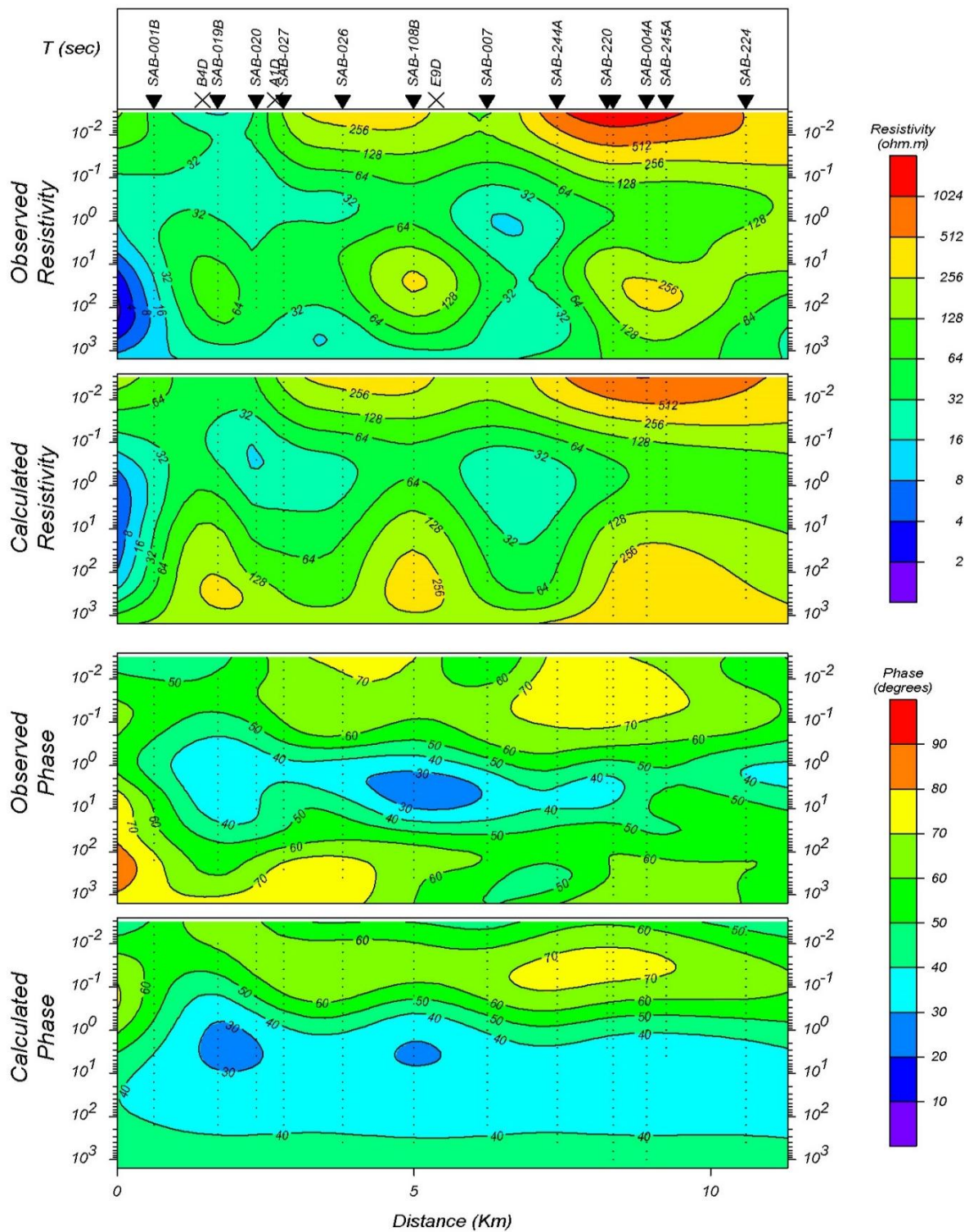
نتایج مدل سازی مرزهای تیز در هر سه مد TE ، TM و حالت ادغام هر دو مد TE و TM توانست به خوبی ساختارهای منطقه را به نمایش بگذارد (شکل های (۵-۱۰) تا (۵-۱۲)) و در هر سه تصویر لایه ی مقاوم سطحی، لایه رسنای رسی، توده های نفوذی مقاوم عمیق و حتی لایه های رسنای شیب دار در ابتدای پروفیل، دقیق تر و بهتر از نتیجه ی مدل سازی هموار مد TM بارزسازی شدند. اما بین نتایج سه مد گرفته شده در مدل سازی مرزهای تیز، همان طور که انتظار می رفت مد TM توانست در بارزسازی ساختارهای زیرسطحی و جزئیات نسبت به دو مد دیگر عمل کند (شکل ۵-۱۲).

نتیجه ی مد TM مدل سازی مرزهای تیز (شکل ۵-۱۲) نسبت به همین مد در مدل سازی هموار (شکل ۵-۸)، لایه ی مقاوم سطحی و لایه ی شیب دار در ابتدای پروفیل را به صورت واضح تری بارزسازی کرد. مدل سازی مرزهای تیز در تشخیص دقیق تر موقعیت و ضخامت لایه ی رسنای رسی بهتر عمل کرد و همچنین توده ی نفوذی عمیق در مدل سازی مرزهای تیز با جزئیات بیشتری بارزسازی شد که حتی

می‌توان بخش‌های مقاوم‌تر توده‌ی نفوذی (که می‌تواند ناشی از منبع حرارتی بالا و پلاستیکی شدن سنگ‌های آن قسمت باشد) و رگه‌های نشئت گرفته از توده‌ی نفوذی را مشاهده کرد (شکل ۵-۱۲).

همچنین با توجه به قسمت‌های مقاوم‌تر توده نفوذی عمیق و احتمال وجود منبع حرارتی بالا در این مناطق و با توجه به محدوده دمایی ۲۳۰ تا ۲۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد مخازن ژئوترمال سبلان (خوجم لی، ۱۳۹۰)، می‌توان موقعیت احتمالی مخازن ژئوترمال را در بالای توده نفوذی عمیق و در محل‌های ترسیم‌شده برای خطوط حرارتی (خطوط قرمز) در نظر گرفت (شکل ۵-۱۲).

همچنین برای بررسی صحت مدل‌سازی انجام‌شده مرزهای تیز در مد TM ، شبه مقطع مقاومت ویژه ظاهری و فاز در داده‌های اندازه‌گیری شده و محاسبه‌شده به دست آمد (شکل ۵-۱۳). با توجه به این شبه مقطع مقادیر مقاومت ویژه و فاز اندازه‌گیری‌شده و محاسبه‌شده تقریباً شبیه هم می‌باشند و می‌توان نتیجه گرفت که مدل‌سازی صورت گرفته قابل قبول می‌باشد.



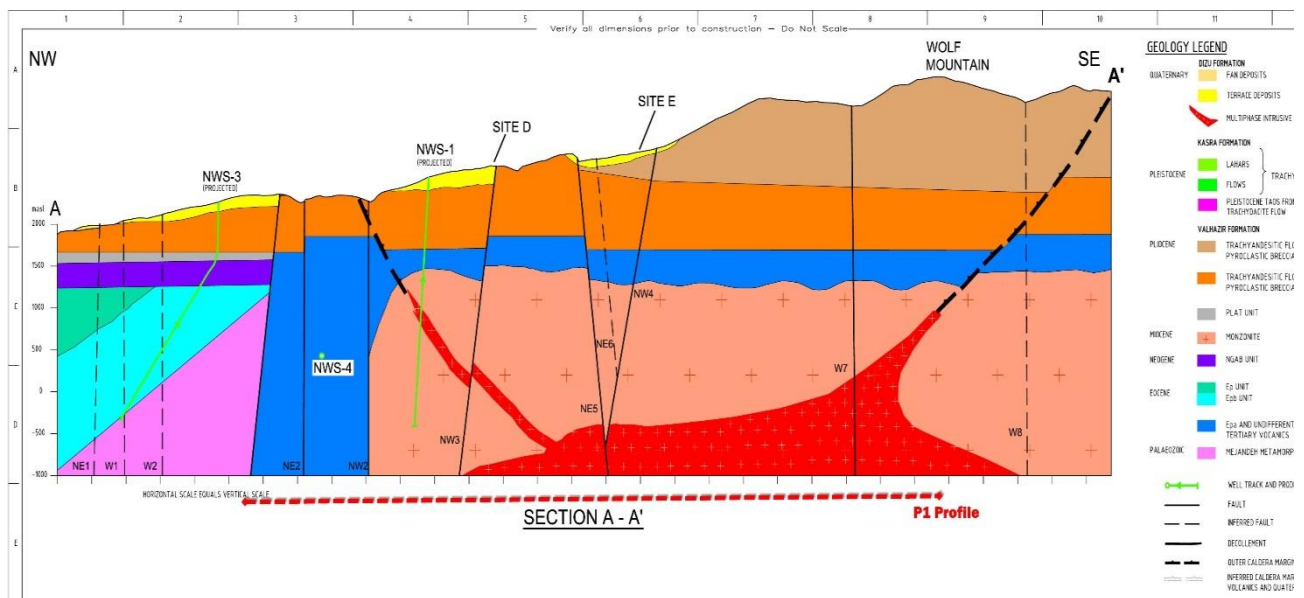
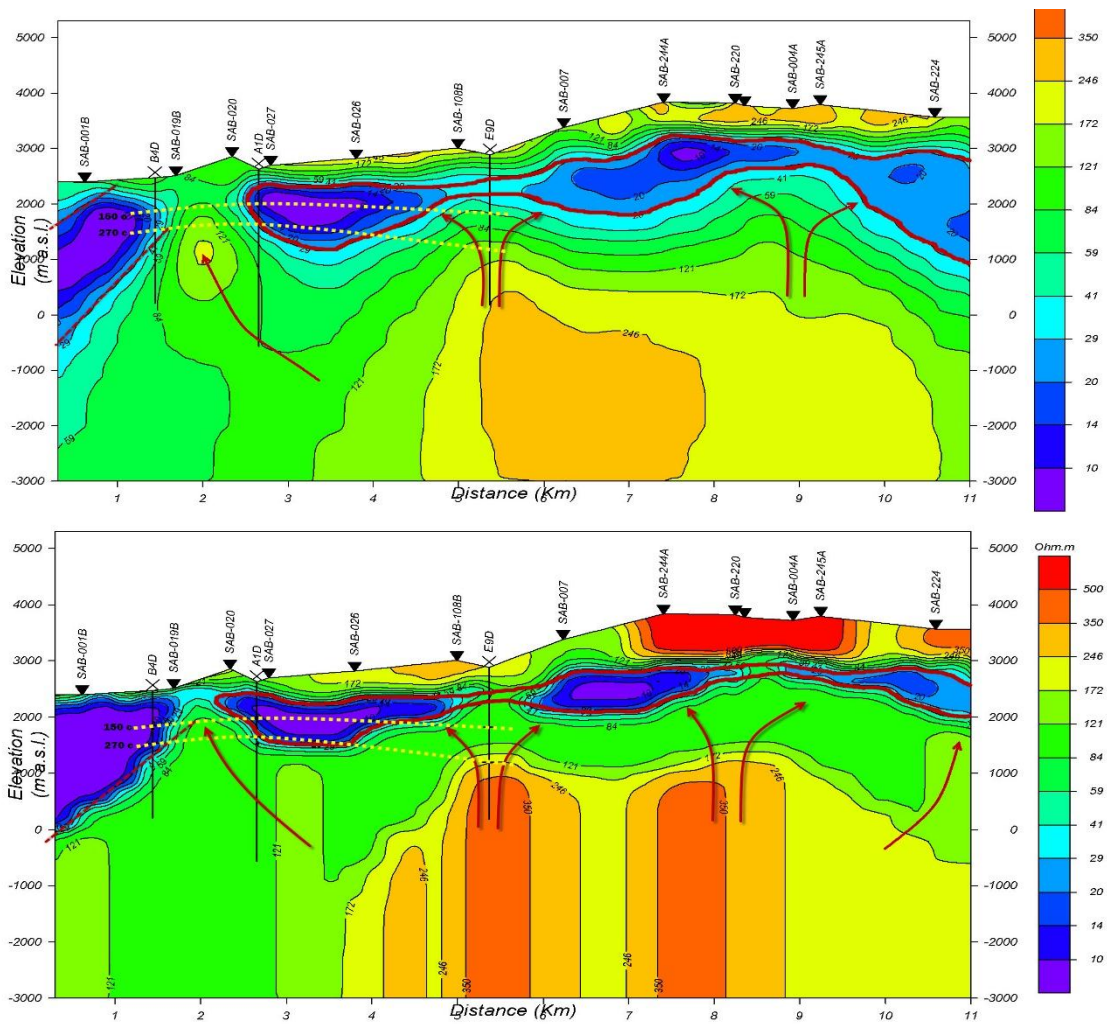
شکل ۵-۱۳: شبه‌مقطع مدل‌سازی مرزهای تیز پروفیل PI در مد TM برای مقادیر مقاومت ویژه‌ی ظاهری اندازه‌گیری شده و محاسبه شده (دو عکس بالا) و مقادیر فاز اندازه‌گیری شده و محاسبه شده (دو عکس پایین).

در نهایت می‌توان گفت که برای مناطقی مثل منطقه‌ی سبلان که دارای ساختارهای دو و سه‌بعدی و ساختارهای پیچیده زمین‌شناسی می‌باشند، روش مدل‌سازی مرزهای تیز می‌تواند در تشخیص این ساختارها مؤثر واقع شود. اما برای بدست آوردن مدل مرزهای تیز دقیق‌تر و بهتر پیشنهاد می‌گردد در مناطقی این روش استفاده شود که پارامترهای زیرسطحی‌ای از موقعیت لایه‌ها و مقاومت ویژه‌ی لایه‌ها در آن منطقه موجود باشد تا با اضافه کردن این قیود به اطلاعاتی که از مدل هموار منطقه بدست می‌آید، مدل‌سازی مرزهای تیز بتواند یک مدل با جزئیات هرچه بیشتر و واقعی‌تر نسبت به مدل واقعی زمین بدست آورد.

۵-۵ مقایسه نتایج مدل‌سازی هموار و مرزهای تیز با اطلاعات زمین‌شناسی

با توجه به اینکه اطلاعات زمین‌شناسی زیرسطحی زیادی از منطقه‌ی سبلان موجود نیست، می‌توان از مقطع زمین‌شناسی 'AA' به دلیل هم‌راستا بودن با پروفیل مگنتوتلوریک PI و نداشتن فاصله‌ی زیاد از هم (شکل ۳-۲) برای بررسی و صحت‌سنجی نتایج مدل‌سازی‌های هموار و مرزهای تیز استفاده کرد.

با مقایسه‌ی نتایج مدل‌سازی هموار و مرزهای تیز با مقطع زمین‌شناسی پروفیل PI در شکل (۵-۱۴) می‌توان گفت که به توجه به وجود ساختارهای پیچیده‌ی زمین‌شناسی دو و سه‌بعدی در این پروفیل، مدل‌سازی هموار توانست موقعیت لایه‌ها و ساختارهای منطقه را تا حدی به تصویر بکشد. اما در به تصویر درآوردن دقیق لایه‌بندی‌ها، مرزبندی مناسب لایه‌ها و اختلافات مقاومت ویژه در بین ساختارهای موجود عاجز ماند. در صورتی که مدل‌سازی مرزهای تیز با توجه به اینکه قیود و اطلاعات کمکی‌ای از منطقه در دسترس نبود و تنها به کمک اطلاعات به دست آمده از مدل‌سازی هموار، توانست مدلی قابل‌قبول‌تر و واقعی‌تر نسبت به مدل واقعی زمین به دست آورد که این امر را می‌توان با توجه به شباهت بالای نتیجه‌ی مدل‌سازی مرزهای تیز با مقطع زمین‌شناسی هم تصدیق کرد (شکل ۵-۱۴).



شکل ۵-۱۴: مقایسه‌ی نتایج مدل‌سازی هموار، مرزهای تیز و مقطع زمین‌شناسی داده‌های پروفیل P1 به ترتیب از بالا به پایین

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۱-۶ نتیجه گیری

➤ با توجه به کارگیری روش‌های مختلف آنالیز ابعادی چولگی، چولگی حساس به فاز، بیضی وارگی، اندیس‌های وزنی نرمال شده، نمودار قطبی تانسور امپدانس و معیار ثابت چرخشی والدیم در نهایت مشخص شد که منطقه دارای ساختارهای عمدتاً دو و سه‌بعدی با اعوجاجات سنگین گالوانیکی است.

➤ با توجه به عدم وجود داده‌های TEM برای انجام تصحیح جابه‌جایی ایستا، از روش آزمون و خطا برای جابجایی منحنی‌های TE و TM و انجام جابجایی ایستا استفاده شد که در نهایت با بررسی شبه مقاطع مقاومت ویژه و فاز و مدل‌سازی دوبعدی قبل و بعد انجام تصحیح، درستی این تصحیح تقریباً تأیید شد.

➤ نتایج مدل‌سازی‌های یک‌بعدی و دوبعدی صورت گرفته در دو حالت قبل و بعد از تصحیح جابجایی ایستا، مشخص کرد که این ناهمگنی‌های سطحی به صورت مستقیم روی مقادیر مقاومت ویژه و عمق ساختارها تأثیر می‌گذارد و عدم تصحیح آن‌ها تفسیر نتایج حاصل از مدل‌سازی‌ها را کاملاً تغییر می‌دهد و از حالت واقعی زمین دور می‌کند.

➤ با توجه به چند بعدی بودن ساختارهای منطقه، مدل‌سازی یک بعدی توانست تا حدودی لایه‌ی مقاوم سطحی در سمت راست پروفیل PI را نمایش دهد.

➤ مدل‌سازی دوبعدی هموار گرادیان مزدوج غیرخطی داده‌های پروفیل PI روی مدهای TE ، TM و تلفیق داده‌های هر دو مد ($TE+TM$) انجام شد که در نهایت با توجه به ساختارهای دو و سه‌بعدی منطقه، مد TM در به تصویر کشیدن ساختارهای زیرسطحی بهتر عمل کرد.

➤ نتیجه‌ی مدل‌سازی هموار داده‌های مد TM پروفیل PI توانست لایه‌ی مقاوم سطحی ناشی از سنگ‌های ولکانیکی، لایه‌ی رسانای رسی که سنگ پوش مخازن ژئوترمال می‌باشد و توده‌های نفوذی تقریباً عمیق که منبع حرارتی مخازن ژئوترمال می‌باشند را شناسایی کند. همچنین موقعیت حدودی مخازن ژئوترمال در این مد مشخص شد.

➤ مدل‌سازی دوبعدی مرزهای تیز داده‌های پروفیل PI روی مدهای TE ، TM و تلفیق داده‌های هر دو مد ($TE+TM$) انجام شد که با وجود اینکه هر سه مد دارای نتایج قابل قبولی بودند اما در نهایت مد TM با توجه به تصویر کشیدن جزئیات بیشتر و دقیق‌تر ساختارهای زیرسطحی و مرز لایه‌ها و مقاومت ویژه ساختارها، نسبت به دو مد دیگر بهتر عمل کرد.

➤ مدل‌سازی مرزهای تیز پروفیل PI علاوه بر بارزسازی تمام لایه‌ها و ساختارهای زیرسطحی، مرز لایه‌ها، موقعیت لایه‌ها و توزیع مقاومت ویژه‌ی لایه‌های زیرسطحی را منطقی‌تر و بهتر از مدل‌سازی هموار به نمایش گذاشت.

➤ نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های هموار و مرزهای تیز و مقایسه‌ی آن‌ها با اطلاعات زمین‌شناسی نشان می‌دهد که در این‌گونه مناطق پیچیده دو و سه‌بعدی، مدل‌سازی مرزهای تیز نتایج قابل‌قبول‌تر و نزدیک‌تری به مدل واقعی زمین نسبت به مدل هموار از خود نشان می‌دهد.

۲-۶ پیشنهادات

➤ به دلیل عدم وجود اطلاعات کافی و مناسب از منطقه، جهت انجام مدل‌سازی دوبعدی مرزهای تیز، پیشنهاد می‌گردد که بعد از انجام حفاری‌های جدید و حتی در چاه‌های حفاری شده، نگار مقاومت ویژه‌ی درون چاه‌ها رانده شود تا با به دست آمدن پارامترهای هندسی بیشتر بتوان مدل‌سازی مرزهای تیز را با دقت بیشتری انجام داد تا نتایج بهتر و واضح‌تری از ساختارهای زیرسطحی منطقه به دست آید.

➤ با توجه به پیچیدگی‌های بالای ساختاری منطقه و سه‌بعدی بودن ساختارهای زیرسطحی آن، در صورت امکان پیشنهاد می‌گردد که از مدل‌سازی‌های سه‌بعدی مناسب جهت تشخیص هر چه دقیق‌تر ساختارهای عمیق استفاده گردد. اما با توجه به این‌که مدل‌سازی سه‌بعدی این حجم داده با امکانات کامپیوتری موجود بسیار مشکل است لذا پیشنهاد می‌گردد که انواع مدل‌سازی‌های دوبعدی، در این منطقه مورد بررسی قرار گیرند.

منابع

- خوجم‌لی آ. (۱۳۹۰)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "ارائه مدل مفهومی منابع زمین‌گرمایی مشکین‌شهر با استفاده از نتایج مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده‌های هیدرو ژئوشیمی، زمین‌شناسی و حفاری"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شهاب البرزبان جونقانی. (۱۳۹۴)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "مدل‌سازی معکوس مرزهای تیز (شارپ باندی) داده‌های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری منطقه سراب گچساران"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود
- مصطفی نقی زاده. (۱۳۸۲)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "کاربرد روش مگنتوتلوریک در اکتشاف ذخایر ژئوترمال منطقه خوی"، موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران
- قاعد رحمتی ر. (۱۳۹۲)، رساله دکتری: "روش مؤثر برای بهبود معکوس‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک و بررسی امکان توسعه آن برای معکوس‌سازی سه‌بعدی"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- هاشمی ن. (۱۳۹۱)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد: "وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربوری کپه داغ غربی"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

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

Bahr, K. (1988), "Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion", Geophysics, 62, pp. 119-127.

Bastani, M. (2001), "Environ MT-a New Controlled Source/Radio Magnetotelluric System: Dissertation for the Degree of Doctor of Philosophy in Geophysics, presented at Uppsala University.

Beamish, D. (1986), "Geoelectric structural dimensions from Magnetotelluric data: Methods of estimation, old and new", *Geophysics*, 51, pp. 1298-1309.

Berdichevsky, M. and Dmitriev, V. (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. and Dmitriev, V. I. (1976), "Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, in *Geoelectric and geothermal studies*, ed Adam, A., KAPG Geophysical Monograph, Akademiai Kiado, 165-221.

Berdichevsky, M. N., Dmitriev, V. I. and Pozdnjakova, E. E. (1998), "On two dimensional interpretation of magnetotelluric soundings", *Geophys. J. Int.*, 133, pp. 585-606.

Beydoun, Z. R. (1991), "Arabian plate hydrocarbon geology and potential – a plate tectonic approach". AAPG Studies in Geology 33.

Bahr, K., (1988), "Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion", *Geophysics*, 62, 119-127.

Cagniard, L., (1953), "Basic theory of the magnetotelluric method in geophysical prospecting", *Geophysics* 8, 605-635.

Cantwell, T. (1960), PhD. Thesis, "Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals". MIT University.

Chen, J., Michael, G., Hoversten, Key, K., Nordquist, G. (2010), "Stochastic inversion of 2D magnetotelluric data using sharp boundary parameterization ", SEG Denver Annual Meeting.

Christiansen, A. V., Auken, E., Sorensen, K. (2006), "The transient electromagnetic method". Springer Berlin Heidelberg. pp. 179-225.

Christopherson, K. R. (1991), "Applications of magnetotelluric to petroleum exploration in Papua New Guinea: A model for frontier areas". *The Leading Edge*. V. 10, pp. 21-27.

Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G. (1987), "Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data.

deGroot-Hedlin, C. and Constable, S. C. (2004), "Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts ", *Geophysics*, 69,78–86.

Dobrin, M. D. and Savit, C. H. (1988), "Introduction to geophysical prospecting". (4th ed.), McGraw-Hill, New York, pp. 868.

Eggers, D. E. (1982), "An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor". *Geophysics*. V. 47, pp. 1204-1214.

Garcia, X., and Jones, A. G. (2002), "Atmospheric sources for audio-magnetotelluric (amt) sounding", *Geophysics*, 67(2), 448–458, doi:10.1190/1.1468604.

Geo system, (2002), "Final report of Munir block"

Golden Software. (2012), "Voxler for user Guide", Ver.3.

Hermance, J. F. (1982), "the asymptotic response of three-dimensional basin effects to magnetotelluric field at long period: The effects of current channeling", *Geophysics*, 47, pp. 1562-1573.

Hohmann, G. W. and Ting, S. C. (1981), "Integral equation modeling of three dimensional Magnetotelluric response", *Geophysics*, 46, pp. 182-197.

Hoversten, G. M., Constable. S. C. and Morrison, H. F. (2000), "Marine magnetotellurics for Base-of-salt mapping: Gulf of Mexico field test at the Gemini structure", *Geophysics*. V.65, No. 5, pp. 1476-1488.

Jiracek, G. R. (1990), "Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction", *Surveys in Geophysics*, 11, 163–203.

Jiracek, G. R. (1998), "The magnetotelluric method", NorFA.

Kafman, A. A. and Keller, G. V. (1981), "The magnetotelluric sounding method". Elsevier. pp. 595.

Kao, D. and Orr, D. (1982), "Magnetotelluric studies in the Market Weighton area of eastern England". *Geophysics. J. R. astr. Soc.* V. 70, pp. 323-337.

Ledo, J., Pilar, Q., Marti, A., Jones, A. (2002), "Two-dimensional interpretation of three-dimensional magnetotelluric data: an example of limitation and resolution", *Geophysics. J. Int.* 150, 127–139.

Lezaeta P. (2001), "Distortion analysis and 3-D modeling of magnetotelluric data in the southern central Andes", PHD thesis, Berlin Free university.

Liu, X. J. (2007), "Focusing inversion images of magnetotelluric data" Ph. D. thesis, in Chinese, Shanghai, Tongji University.

Luo, L., Z., Peng, Y., Jia, L., W., Jian, S., W. (2009), "Smoothest model and sharp boundary based two-dimensional magnetotelluric inversion ", *Chinese journal of geophysics*, vol.52, no.6, 1360-1368.

Mackie, R. L. and Rodi, W. (1996), " A nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion: paper presented at Fall Meeting of the American Geophysical Union, San Francisco, California.

Marti, A. (2006), "A magnetotelluric investigation of geoelectric dimensionality and study of the Central Betic crustal structure", PhD Dissertation, Universidad de Barcelona, 306 pp. (<http://www.tdx.cat/TDX-0115107-115853S>)

Marti, A., Queralt, P. and Ledo, J. (2009), "WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor", *Computers & Geosciences*, 35, pp. 2295–2303.

Marti, A., Queralt, P., Roca, E. (2004), "Geo electric dimensionality in complex geologic areas: application to the Spanish Betic Chain", *Geophysical Journal International*, 157, 961–974.

Matsuo, K. and Negi, T. (1999), "Oil exploration in difficult Minami-Noshiro area-Park two: magnetotelluric survey", *The Leading Edge Exploration*.

Meju, M. A. (1994), "Geophysical Data Analysis: Understanding Inverse Problem Theory and Practice". SEG Book.

Mitchell V. Liddell., (2014), "Magnetotelluric Imaging of Electrically Anisotropic Crust near Fort McMurray, Alberta: Implications for Engineered Geothermal Systems", Msc thesis, Department of Physics, University of Alberta.

Moradzadeh, A. (1998), PhD thesis, "Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using magnetotelluric (MT)", Flinders university of South Australia.

Moradzadeh, A. (2003a), "Static shift appraisal and its correction in Magnetotelluric (MT) survey", 21st Geoscience Conference and Exposition. Tehran. 114

Moradzadeh, A. (2003b), "Using of tipper function to map subsurface conductivity structures in Magnetotelluric (MT) surveys", 21st Geoscience Conference and Exposition. Tehran.

Moradzadeh, A. and Chamalaun, F. H. (2005), "Inverse modeling of TE and TM modes data in magnetotelluric survey using Rapid Relaxation Inversion (RRI) method", Journal of science and technology, Shahrood university of technology. 6-7, pp. 59-65

Newman, G. A., Alumbaugh, D. L. (2000), "Three-dimensional magnetotelluric inversion using non-linear conjugate gradients", Geophysical Journal International, 140, 410–424.

Ou, D. X. (2005), "Magnetotelluric fast inversion for sandwich structure", PhD thesis, in Chinese, Shanghai: Tongji University.

Parker, R. L. (1980), "The inverse problem of electromagnetic induction: Existence and construction of solutions based on incomplete data", Journal of Geophysical Research, 85(B8), 4421–4428, doi: 10.1029/JB085iB08p04421.

Picha, F. J. (1996), "Exploration for hydrocarbon under thrust belts-a challenging new frontier in the Carpathians". AAPG Bulletin. V. 80, No. 10, pp. 1547-1564.

Press, W.H., Flannery, B.P., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. (1992), "Numerical Recipes in FORTRAN: The Art of Scientific Computing", Cambridge University Press, Cambridge 992 pp.

Reddy, I.K., Rankin, D. and Phillips, R.J. (1977) "Three-dimensional modelling in magnetotelluric and magnetic variational sounding", Geophys. J. R. Astr. Soc., 51, 313-325.

Rodi, W. and Mackie, R.L. (2001), "Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D Magnetotelluric inversion". *Geophysics*, 66, pp. 174-187.

Rostoker, G., (1979), "Geomagnetic micropulsations", *Comic Phys*, 4, 211-311.

Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E., and Morrison, F. (1999), "Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data", *Geophysical Prospecting*, 47, 469–486.

Spratt, J. and Craven, J. (2010), "Magnetotelluric imaging of the Nechako Basin, British Columbia", *Geological Survey of Canada, Current Research -3*. pp. 9.

Sternberg, B.K., Washburne, J.C. and Pellerin, L. (1988), "Correction for the static shift in magnetotelluric using transient electromagnetic sounding", *Geophysics*, 11, pp. 1459-1468.

Swift, C.M., Jr. (1967), PhD thesis, "A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern united states", Princeton University. 115.

Telford W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E. (1990). "Applied Geophysics". Cambridge University Press. pp. 770.

Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.Y. (1977), "Solutions of ill-posed problems". Published by V. H. Winston and Sons. pp. 258.

Tikonov, A.N. (1950), "On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust", *Doklady* 73, 281-285.

Unsworth, M. (2005), "New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods". *CSEG recorder*. pp. 34-38.

Unsworth, M. (2012), "Applications of magnetotelluric exploration". *Geophysics*. pp. 424.

Vozoff, K. (1991), the magnetotelluric method in: "Electromagnetic Methods in Applied Geophysics", Nabighian, M.N. (Ed.), Society of Exploration Geophysics, pp. 641– 707.

Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., and Ward, S. H. (1984), "Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths", *Geophysics*, 49, 1517–1533.

Watts, M. D, Pince, A. (1998), "Petroleum exploration in over thrust area using magnetotelluric and seismic data", SEG expanded abstract, New Orleans.

Watts, M. D., Alexandros, S., Eleni, K., Mackie, R. (2002), "Magnetotelluric applied to sub-thrust petroleum exploration in Northern Greece", Work package report to European Commission Research Directorate-General.

Weaver, J.T., Agarwal, A.K., Lilley, F.E.M. (2000), "Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants", *Geophysical Journal International* 141, 321–336.

Xiao, W. (2004), MSc thesis, "Magnetotelluric exploration in the Rocky Mountain Foothills", university of Alberta, Edmonton, Canada, pp. 66.

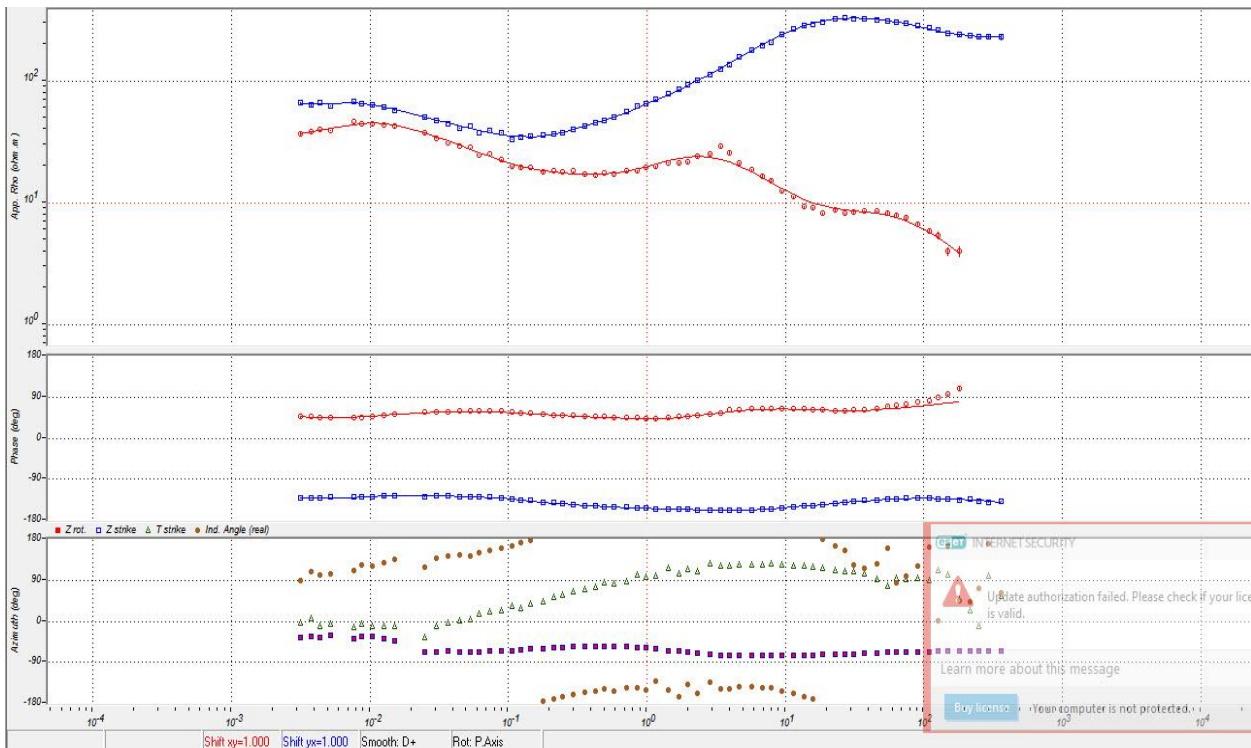
Xiao, W. and Unsworth, M. (2006), "Structural imaging in the Rocky Mountain Foothills (Alberta) using magnetotelluric exploration". *AAPG Bulletin*. V.90, No.3, pp. 321-333.

Zhang, P., Roberts, R. G., and Pedersen, L. B. (1987), "Magnetotelluric strike rules, *Geophysics*, 52(3), 267–278.

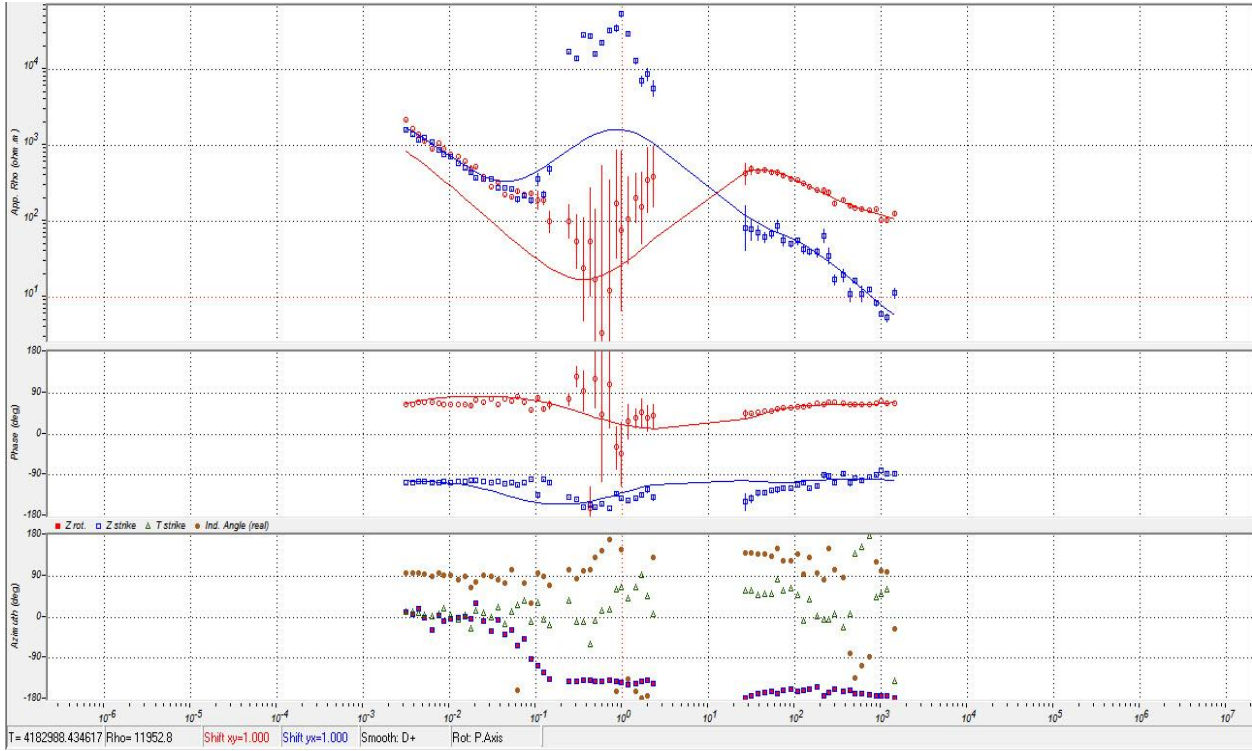
پیوست

پیوست الف:

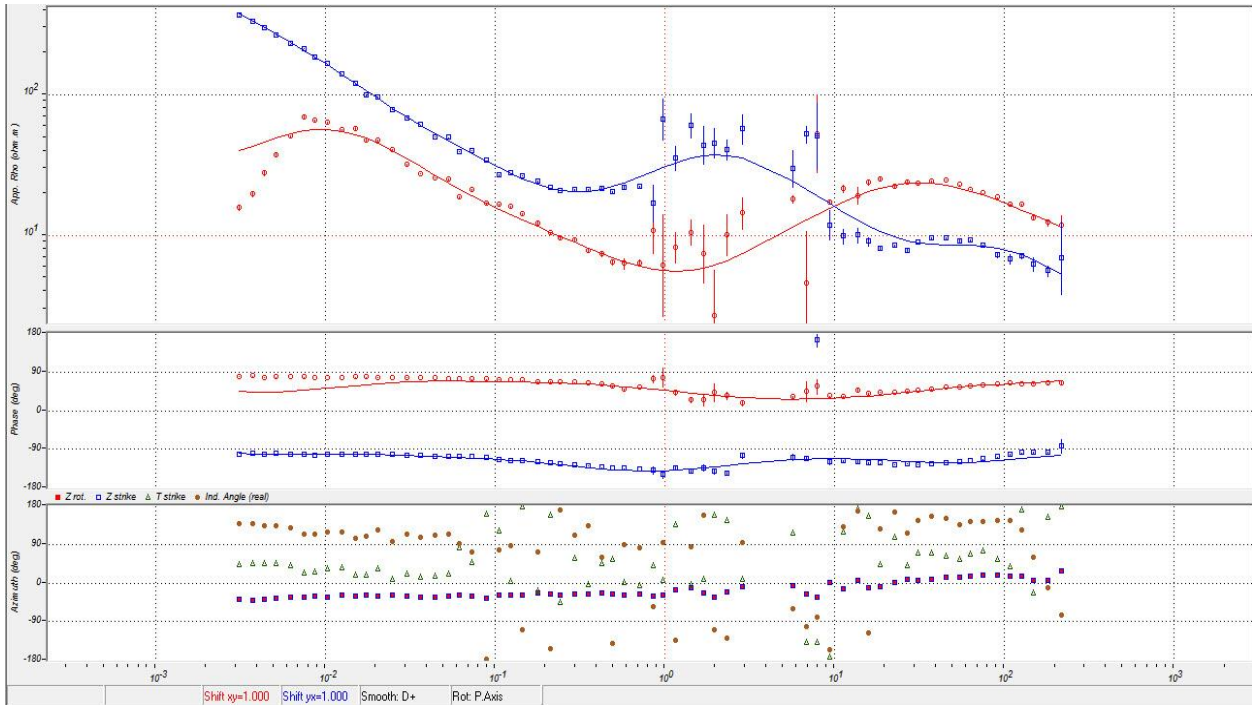
منحنی‌های (الف-۱) تا (الف-۱۱) روند منحنی‌های مقاومت ویژه و فاز ناشی از داده‌های خام بدون اعمال تغییرات را نشان می‌دهد.



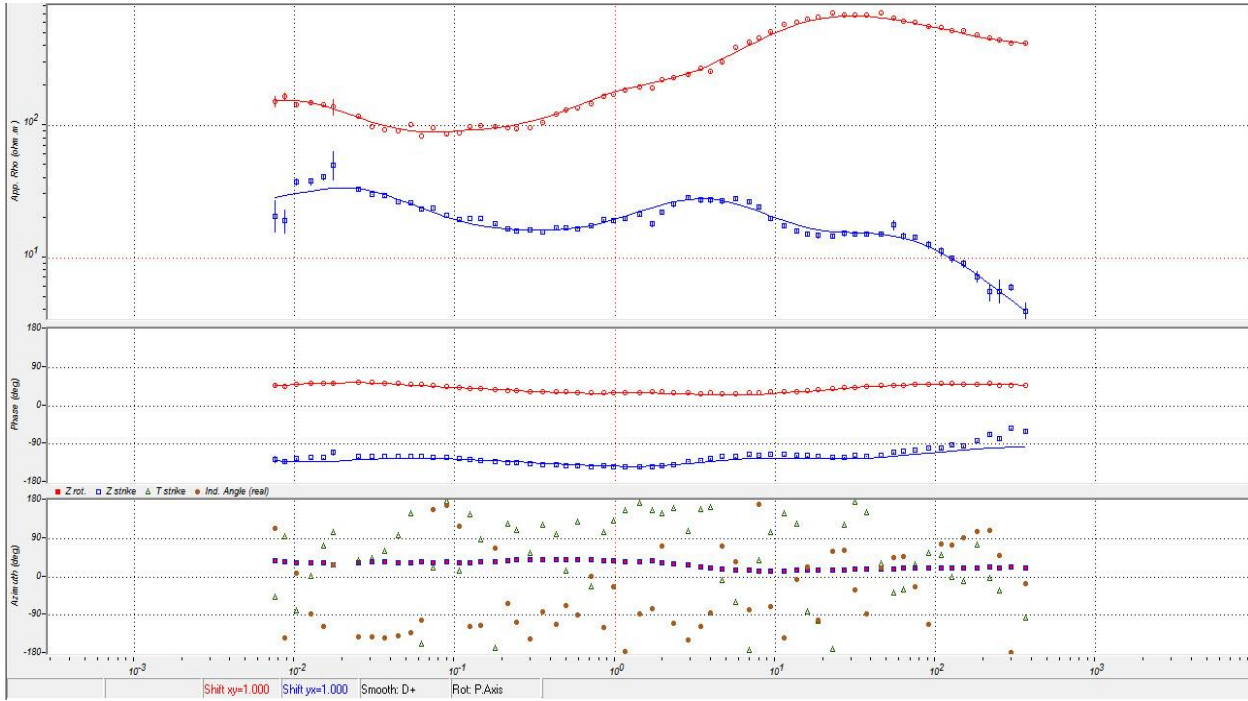
(الف-۱) ایستگاه ۱



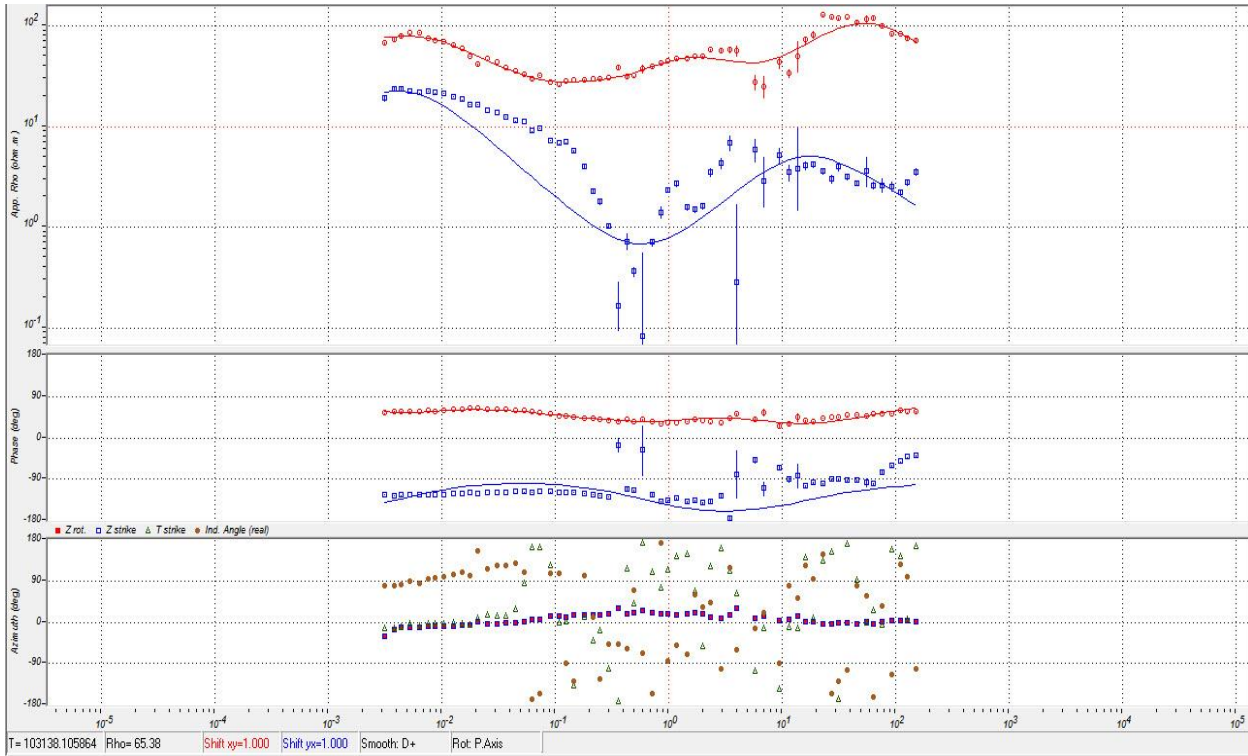
الف-۲) ایستگاه ۴



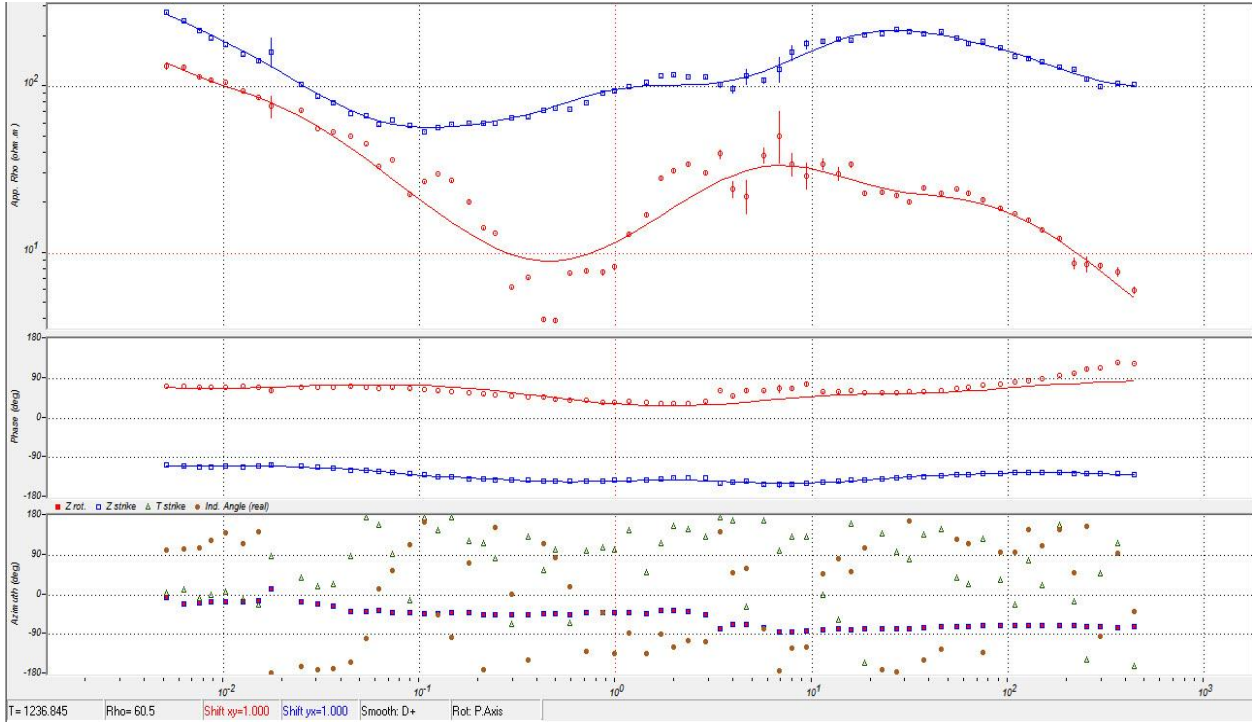
الف-۳) ایستگاه ۷



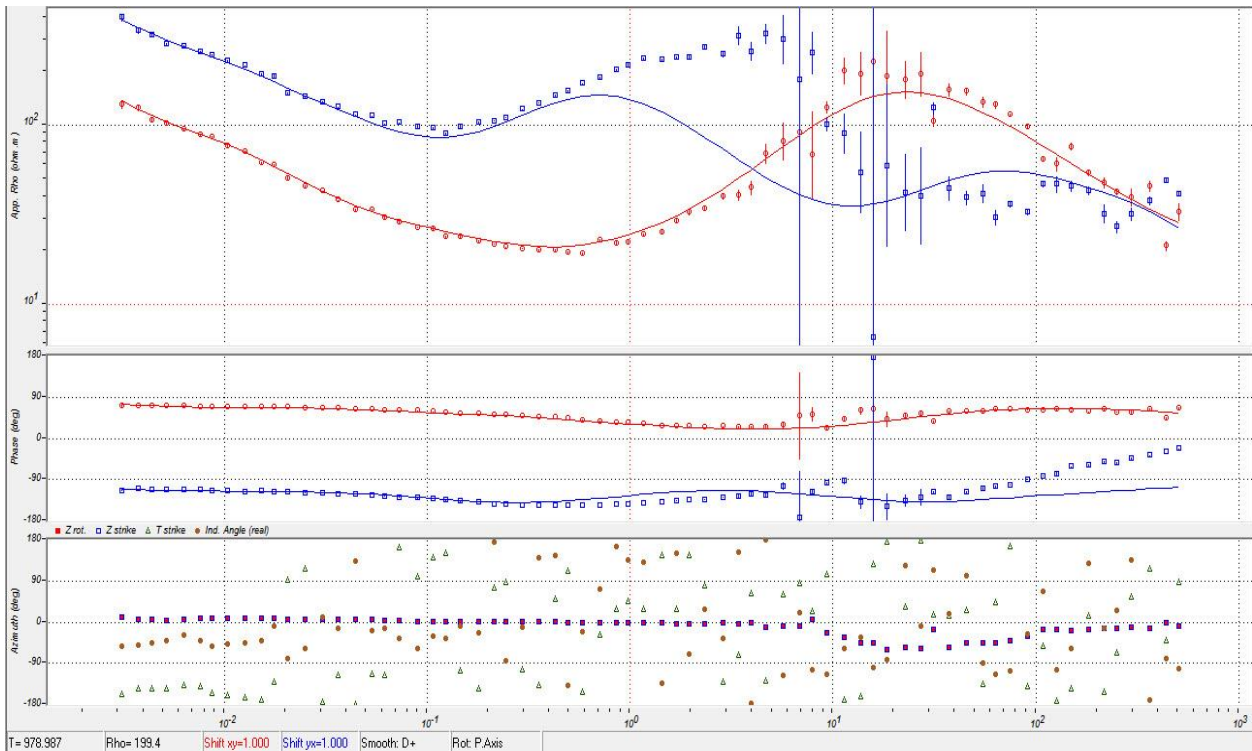
الف-۴) ایستگاه ۱۹



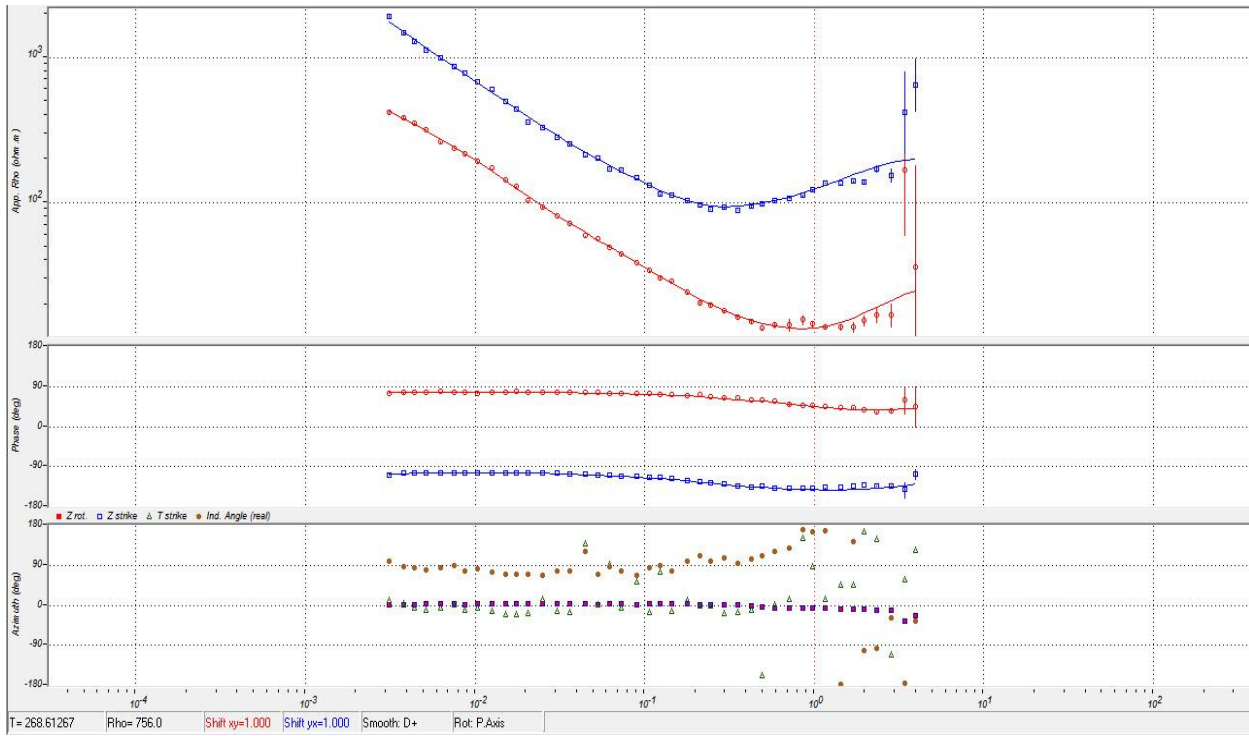
الف-۵) ایستگاه ۲۰



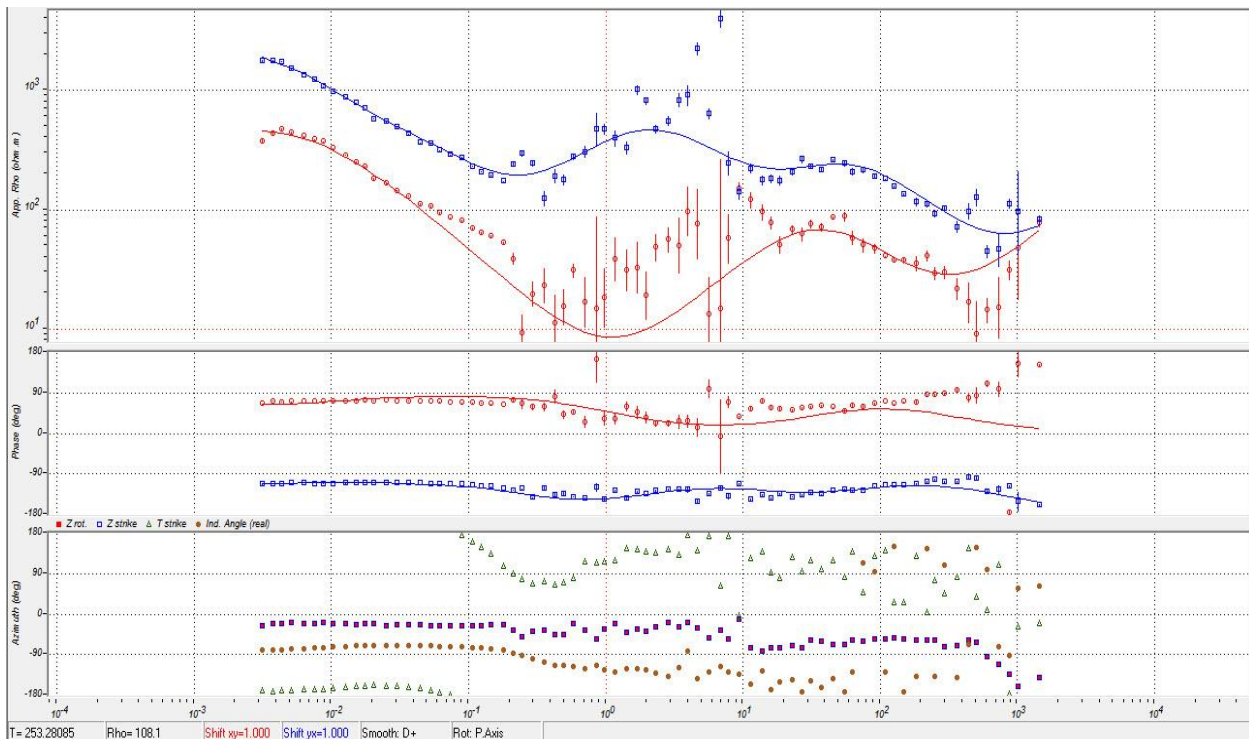
الف-۶) ایستگاه ۲۶



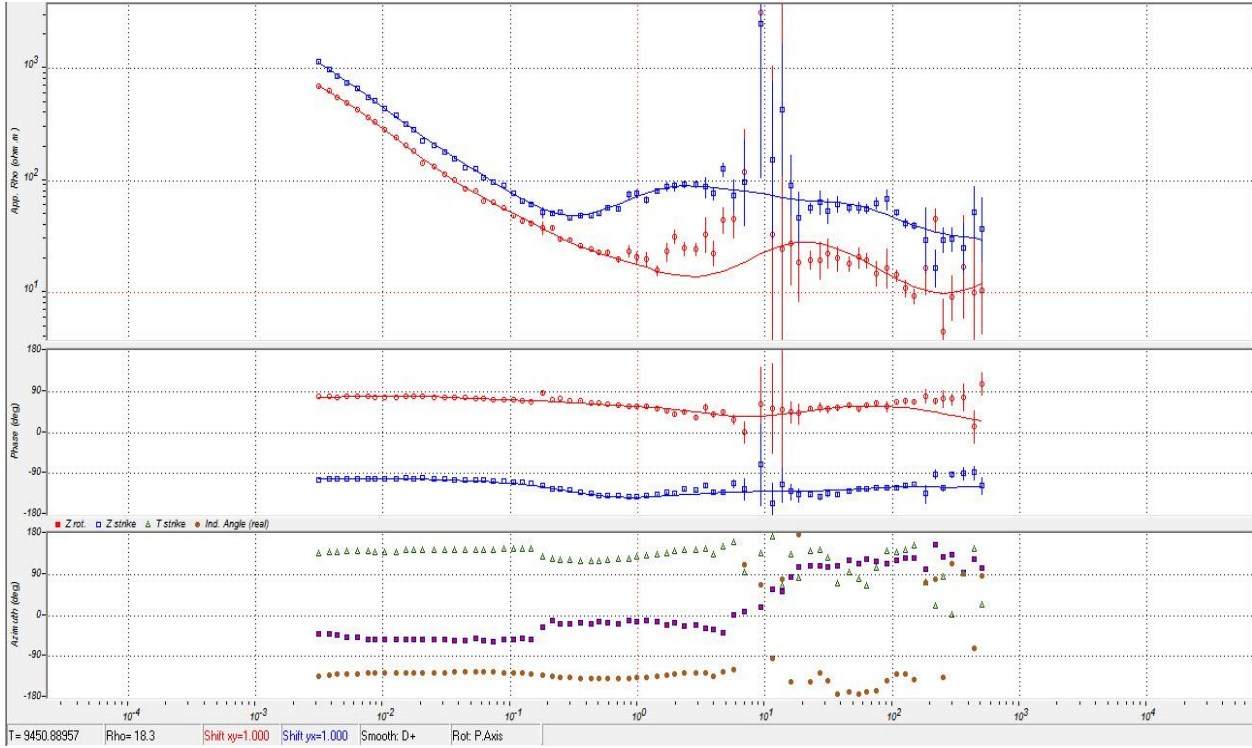
الف-۷) ایستگاه ۱۰۸



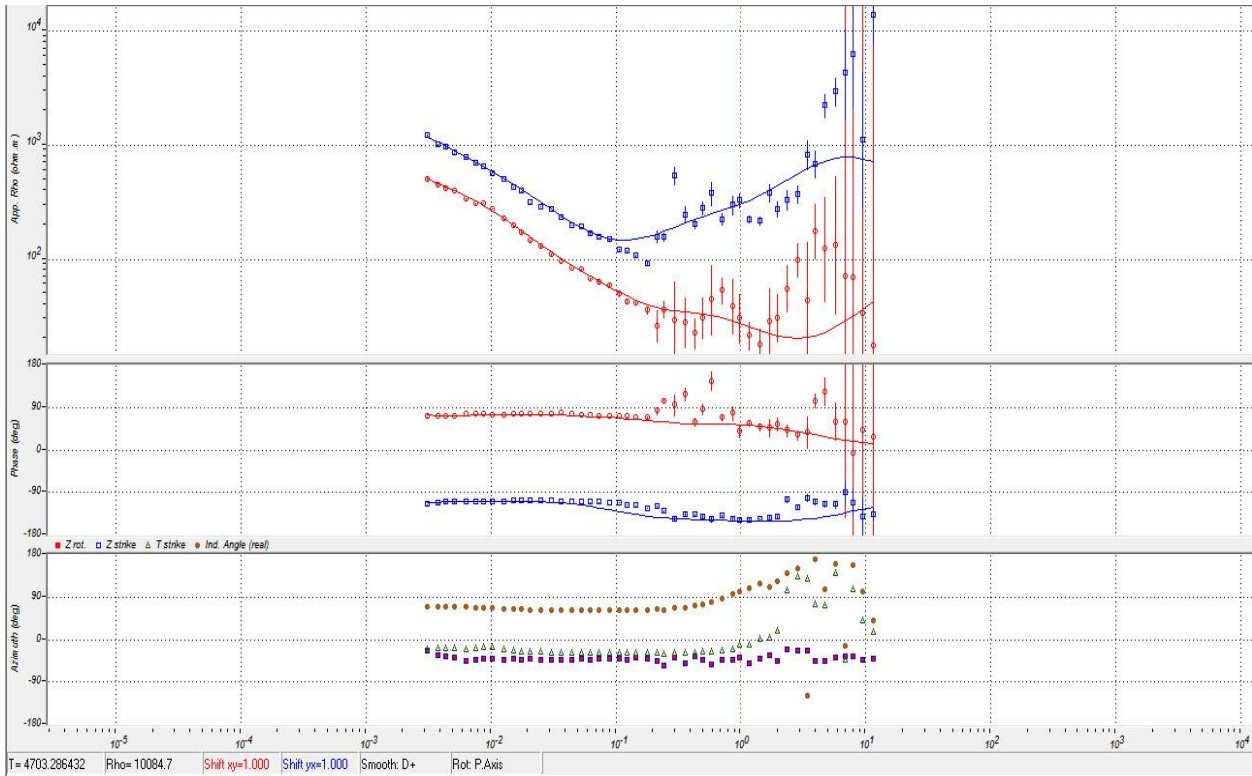
الف-۸) ایستگاه ۲۲۰



الف-۹) ایستگاه ۲۴۰



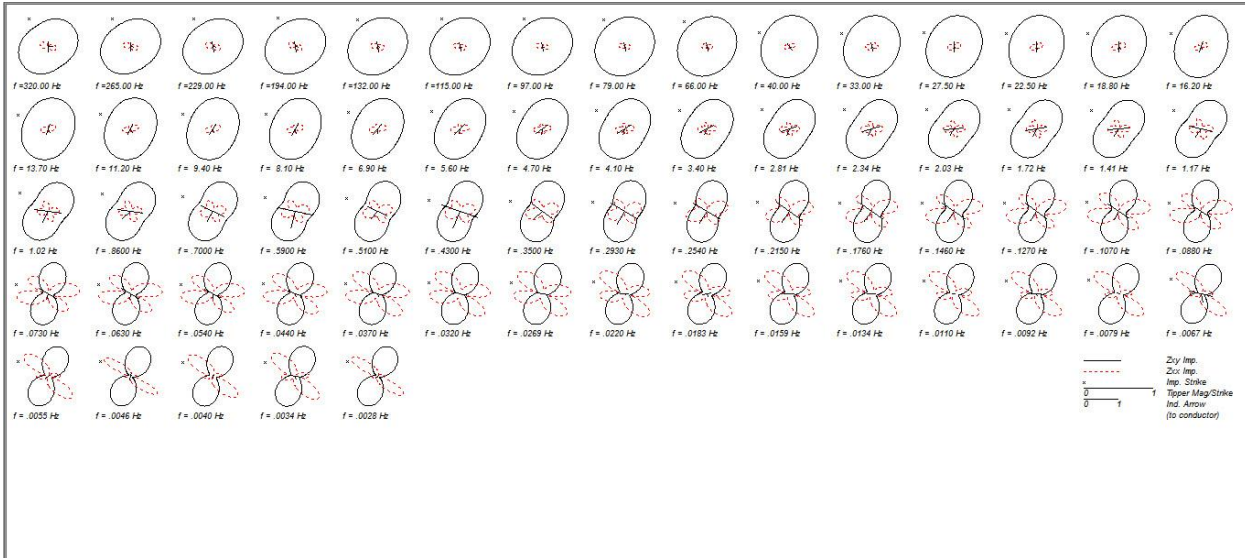
الف- (۱۰) ایستگاه ۲۴۴



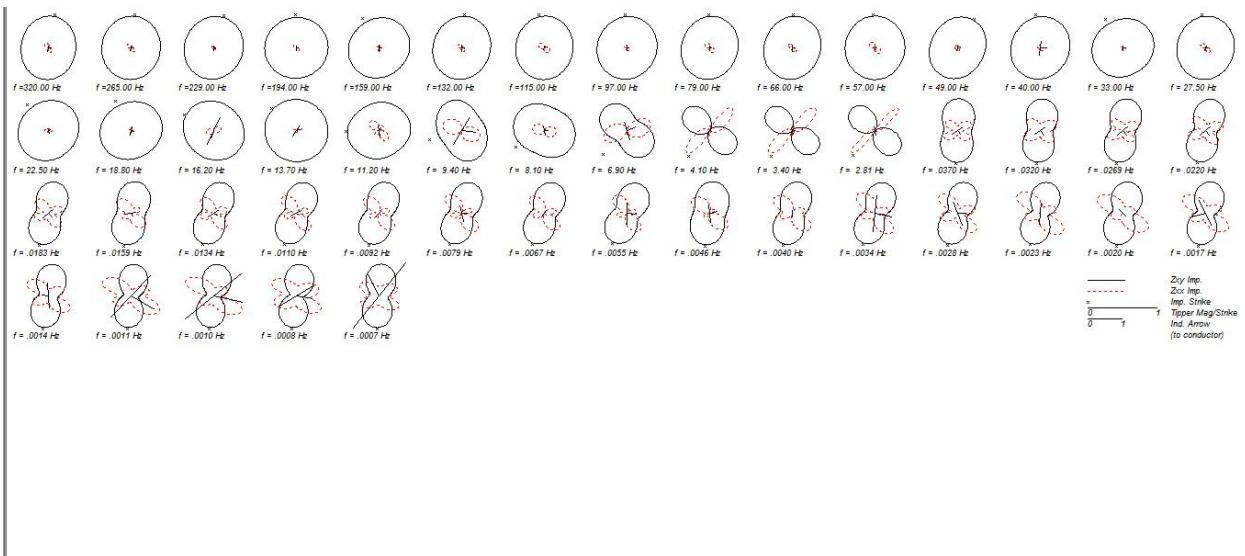
الف- (۱۱) ایستگاه ۲۴۵

پیوست ب:

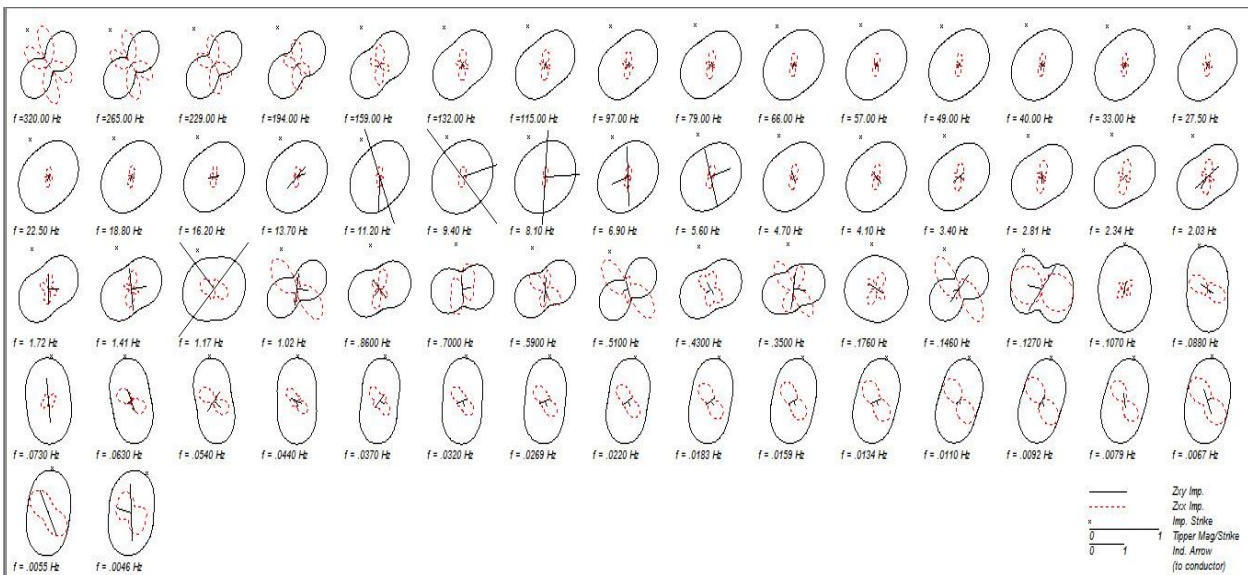
نمودارهای تانسور قطبی امیدانس



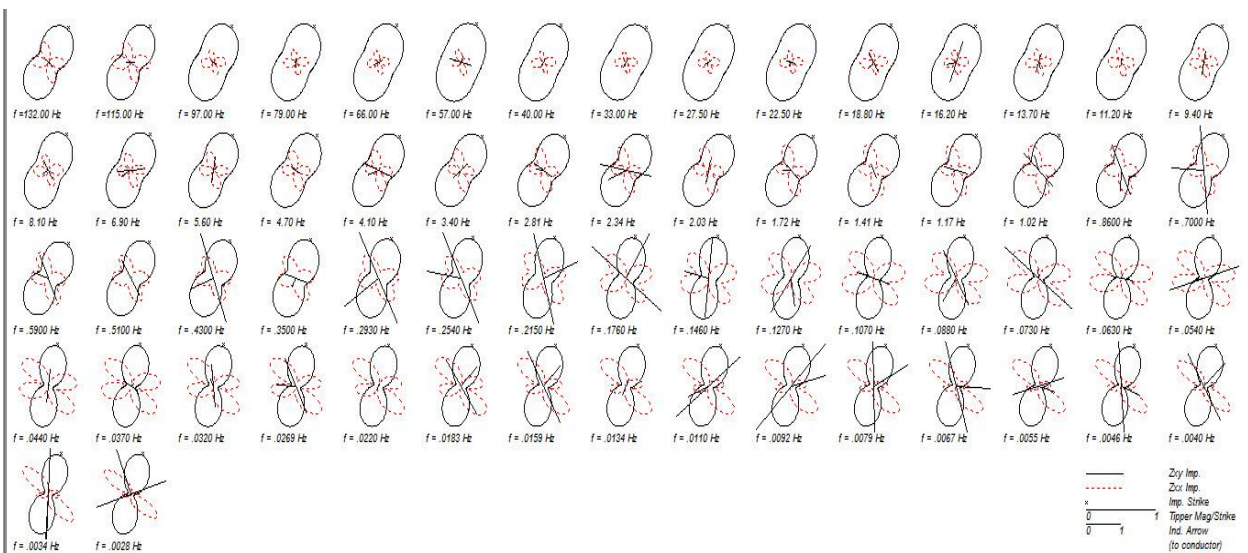
ایستگاه ۱



ایستگاه ۴



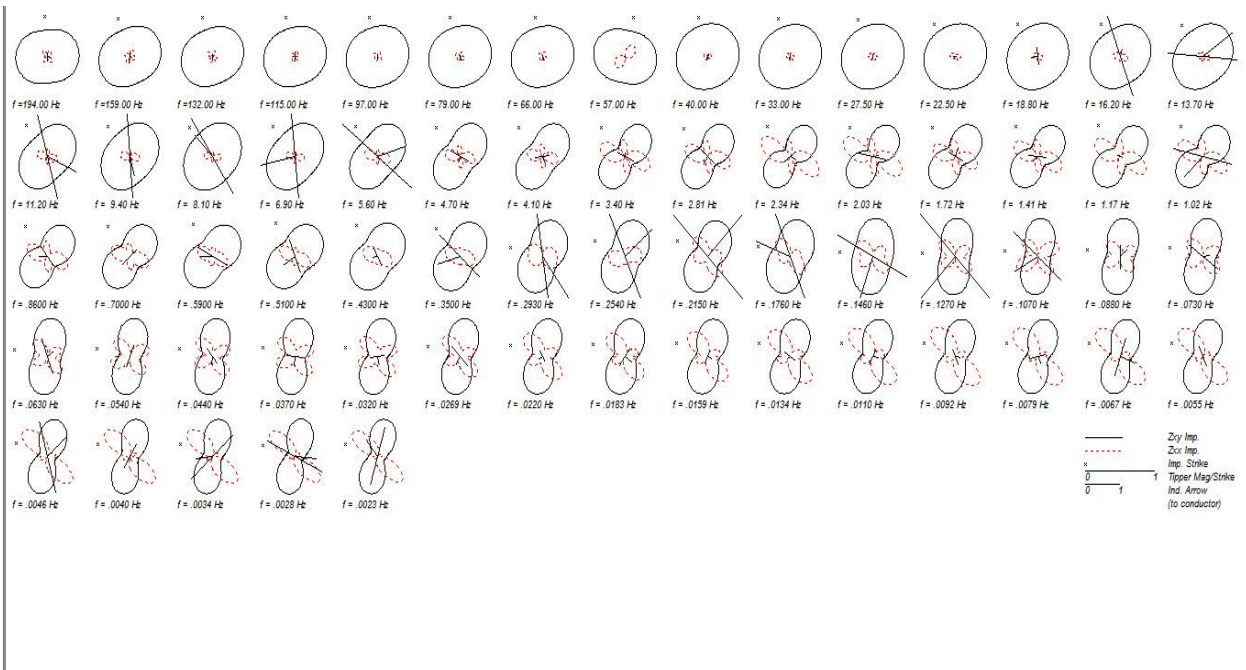
ایستگاه ۷



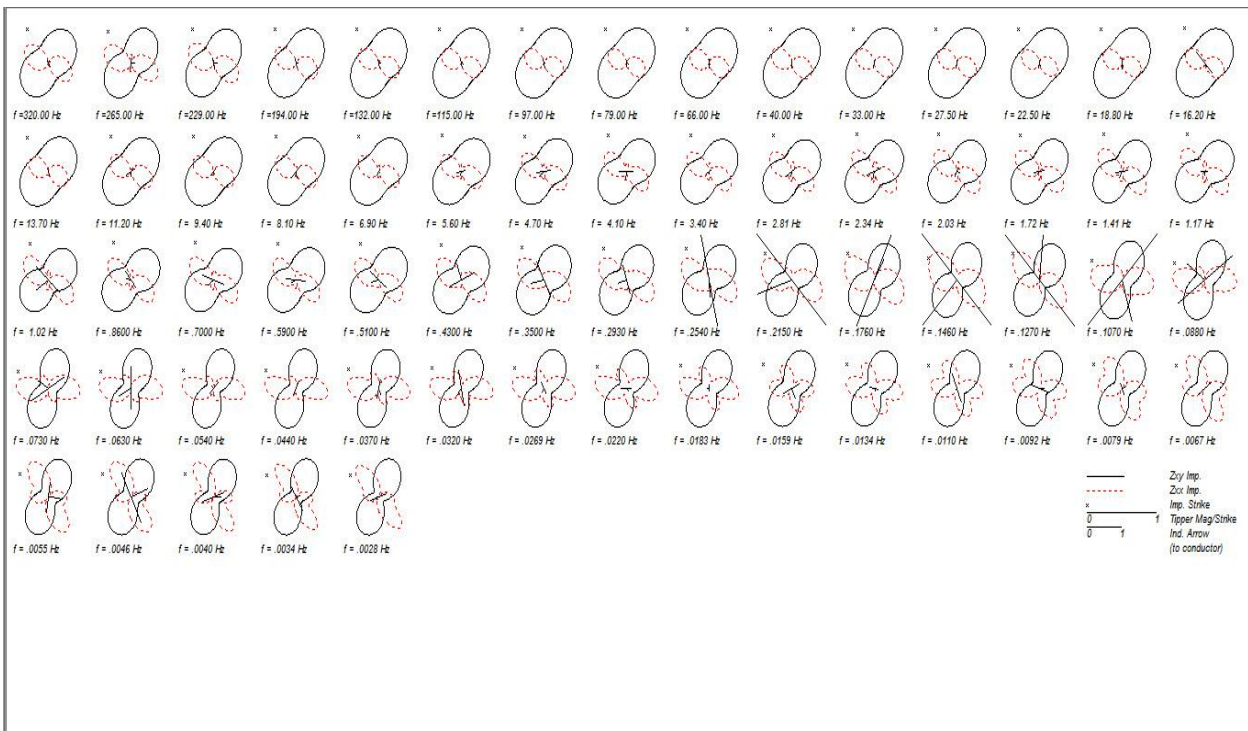
ایستگاه ۱۹



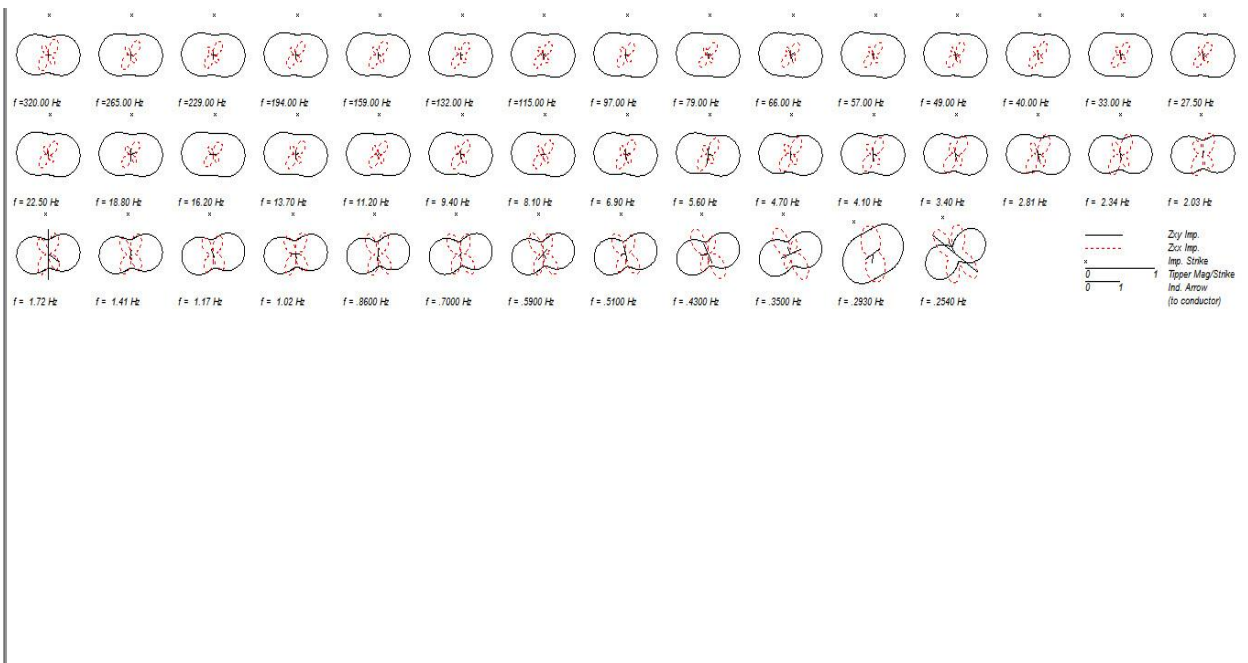
ایستگاه ۲۰



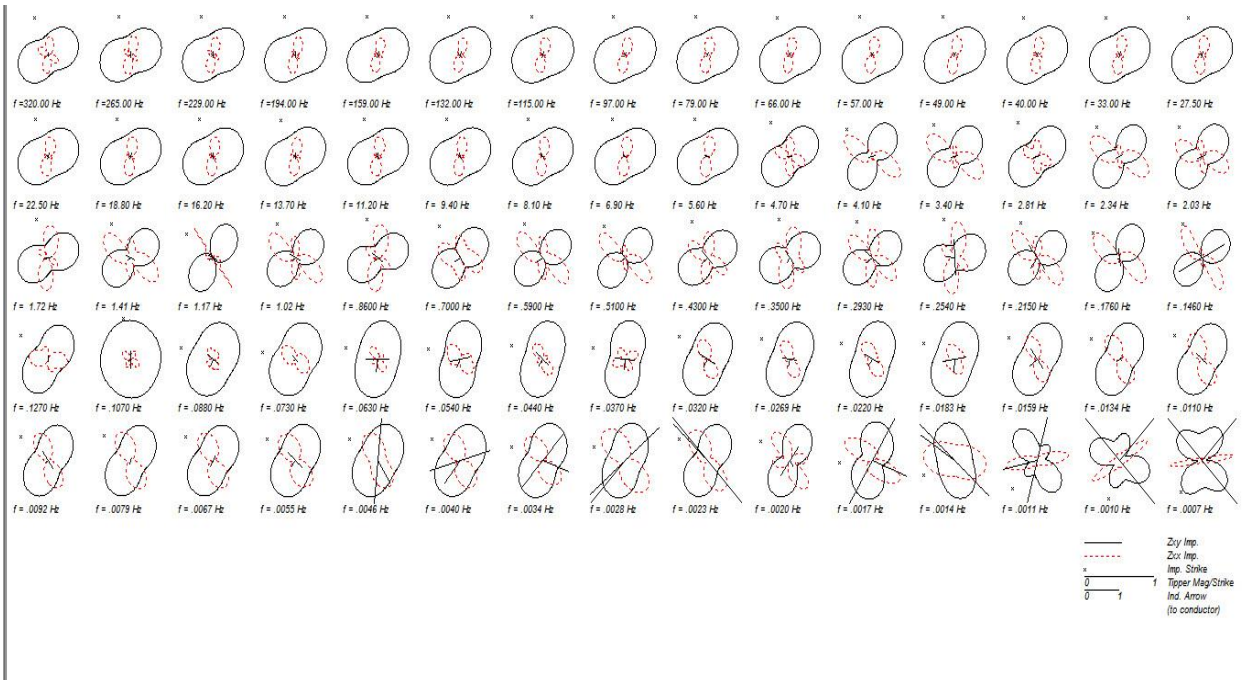
ایستگاه ۲۶



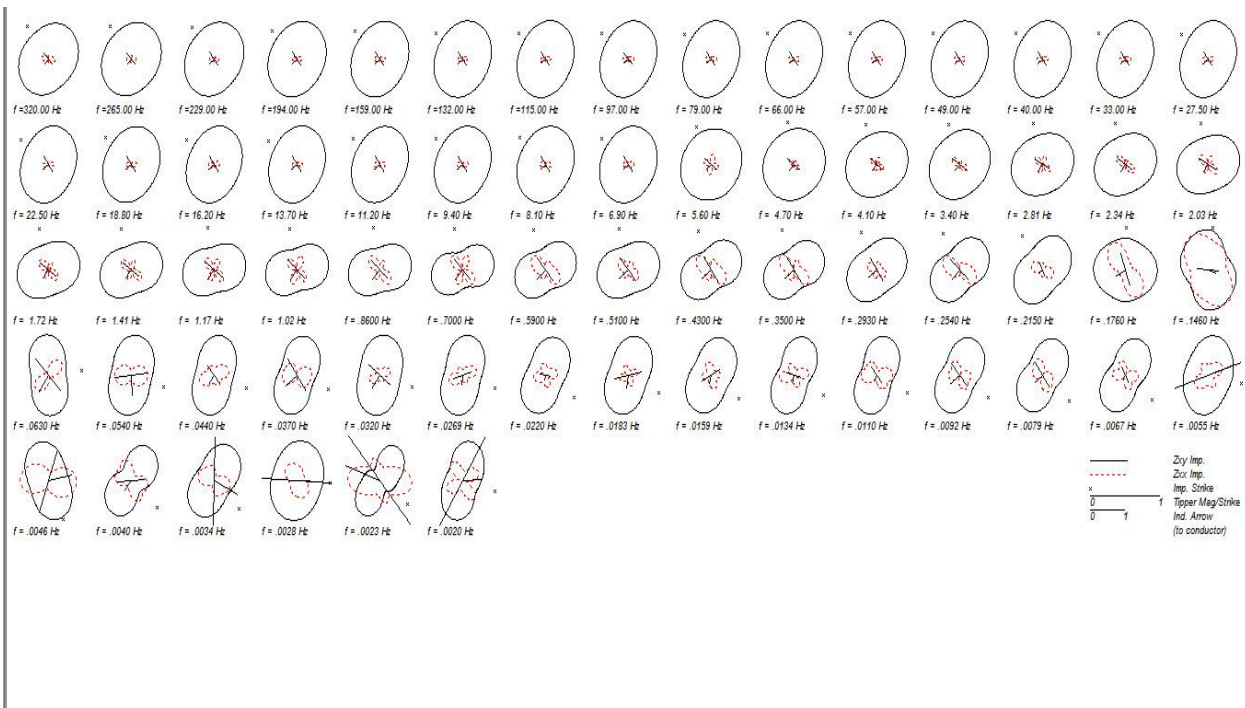
ایستگاه ۲۷



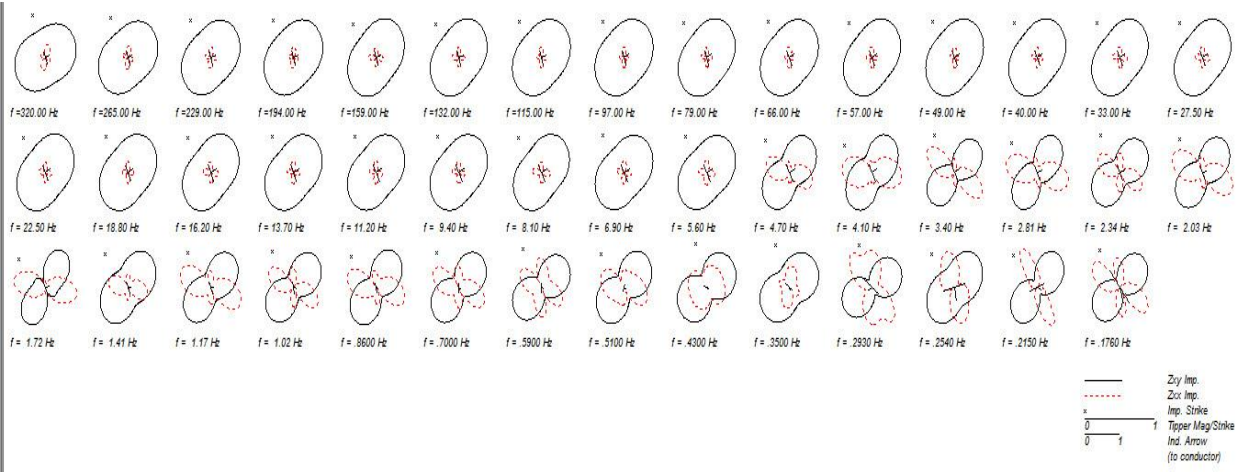
ایستگاه ۲۲۰



ایستگاه ۲۴۰



ایستگاه ۲۴۴



ایستگاه ۲۴۵

Abstract

Azerbaijan area is an inclined place to exploit from Thermal ground energy. There are two main reasons, first this area is located in a volcanic tertiary band and the second is its suitable climatic conditions. MeshkinShahr Thermal ground scope is located in west and northwest Sabalan and also close to its city, MeshkinShahr. In this study we use magnetotelluric, nonlinear coupled two dimensional modeling and Razor-sharp border to discover deep under external structures such as Thermal ground cisterns.

To reach such a target, MT data profile (P1) appointment area and after first review by dimensional analysis methods, it is recognized that this profile's sub-external area has almost two or three dimensionals by Galvanic heavy ions and by considering this issue modeling MT data leads us better results than TM. P1 profile's data could be modeled by using two dimensional modeling and Razor-sharp methods after correcting the data's resistant displacement by traditional manual method. This modeling sharp borders displayed all layers and under external structures outstanding, layers borders, layers position and resistance distributions which is specified to sub-external layers and made them more reasonable and better than modeling and also gave more suitable replies in conformity with areas'excavation geology.

By using P1 profile of sharp borders two-dimensional modeling, three parts are showed well enough, superficial resistant layer which rise from Volcanic stones, Clay conductive layer which is probably Geothermal tanks stony and deep penetrative bands which are the main source of Geothermal tanks thermal. It is also recognized the partly position of Geothermal tanks below this profile and in the height of 1500 to 2500 meters from the sea level.

Key words: Geothermal, Magnetotelluric, nonlinear, Sabalan, Volcanic stone, sharp modeling



Shahrood University
Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics
Engineering
(Geophysics Dept.)



**Sharp boundary inversion, of magnetotelluric data/case study:
Sabalan mountain for geothermal exploration**

Kamran Ghamari

Supervisors:

Dr. Ali Nejati Kalateh

Dr. AliReza Arab Amiri

Advisors:

Prof. Ali Moradzadeh

Dr. MohammadReza Rahmani

September 2018