



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک گروه نفت و ژئوفیزیک

کاهش اثر آشفتگیهای گالوانیکی و جابجایی ایستا با استفاده از روش تجزیه تانسوری در تفسیر و مدلسازی دادههای مگنتوتلوریک

سپیدہ صمیمیان

اساتید راهنما:

دکتر علی مرادزاده

دکتر علی نجاتی کلاته

استاد مشاور:

مهندس شهاب قمی

بهمن ۱۳۹۵

9 442 1000		Â
malos: 19/10/179		
تاريخ: 1. 1. 60	باسمه تعالى	المعالية ال المعالية المعالية الم
وبرایش:		مديريت تحصيلات تكميلي

فرم شماره ۲: صور تجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم سپیده صمیمیان به شماره دانشجویی۹۲۰۹۱۷۴ رشته ژئوفیزیک گرایش ژئوالکتریک تحت عنوان کاهش اثر آشفتگیهای گالوانیکی و جابجایی ایستا با استفاده از روش تجزیه تانسوری در تفسیر و مدل سازی دادههای مگنتوتلوریک که در تاریخ ۱۳۹۵/۱۱/۱۱ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

مردود 🗌	دفاع مجدد	استياز ٢٠٢٥)	قبول (بادرجه : مع ج
		عملى 🗌	نوع تحقيق: نظرى
	()))//99)	. T	۱_ عالی (۲۰ _ ۱۹)

- حی ۲۰۰۷ (۲۰۱۰ ـ ۱۸) ۳- خوب (۱۶/۹۹ ـ ۱۶) ۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

- Junit	. مرتبة علمي	نام وتام خانوادگی	عضو هيات داوران
	استاد	پروفسور على مرادزاده	۱ – استادراهنمای اول
	دانشيار	دکتر علی نجاتی کلاته	۲- استادراهنمای دوم
		شهاب قمی	۳- استاد مشاور
	استاديار	دكتر سوسن ابراهيمي	۴- نماینده شورای تحصیلات
4			تكميلى
H	دانشيار	دکتر علیرضا عرب امیری	۵- استاد ممتحن اول
Les J	دانشيار	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	۶- استاد ممتحن دوم

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر علیرضا عرب معید می اصفاء و مهر دانشکده: وزار ۱۴

ماحس آموخة بيم راتقديم مى كنم برآنان كه مرآ سانى ثان أرام بخش آلام زمين ام است ... به استوار ترین تکمیه کانهم، دستان پر صریدرم به سنرترین تکاه زندگیم، چثمان سنرمادرم وبه برادرم كه وجودش مايه دلكر ميم مى باندكه حرجه آمونتم در كمتب حثق ثاآمونتم وحرجه بكوشم قطرهاى از درماي بى كران مهربانیتان راساس نتوانم بکویم.

ساس ورتایش خداوندی را سراست که کسوت متی را براندام موزون آ فرینش بوثانید و تحلبات قدرت لاینرایی راد. مفاحروآ ثار طبیعت نامان کردانید. بار الها من بایادتو، به تو تقرب می جویم و تورا به پریخاه توشفيع مي آورم واز توخواسارم، به كرمت، مرابه خودت نزديك كرداني وياد خودرابه من الهام كني وبر من رحمت آوري وبر آنچه بهره ونصيب من ساخةاي، خشودم قرار دبمي و دربمه حال به فرو تني ام وا

دارى.

تقديروسكر:

« س ام یکرالمحلوق ام یکر احلاق ، بر خوداندم می دانم از محیر کمانی که بنده رادتدون و محارث این بلان مامه ماری موده اد مسیله تشکر و قدردانی نایم . از در وماد عزیزم این دو سعلم بزرگوارم که بولره بر کوتابی و دشتی س، قلم سوکشده و کرمانه از کند خطف ایم کد شد اند و در قام عرصه ای زندکی مار ویاوری بی چشم داشت برای س بوده اند. از اساتیه باکلات و شایر : جناب آهای روفور علی مرلداده و دکتر علی تجابی کلات ایم کد شد ایم کد شد از می در این عرصه بر من دین تعرف در این سی می در از مرمده کر فعند : از اسات و شایر : جناب آهای روفور علی مرلداده و دکتر علی تجابی کلات در حال سد صدر با حس خلق و فروزی، از بیچ علی در این عرصه بر س دین شود. و زخت را سایی این رساله را بر مده کر فعند : از اساند فریعت جناب آهای مهندس شعاب قلی میریت محترم بخش غیر که زمانی شرکت علی نشت ایران، که وقت خود را بی شد در این عرصه بر س دین شعر در این را بر مده خصوص از نو فروز حین ساله در این می از در حالی مشتبل شده که دون ساعدت ایشان، این پروژه به خیرد این مدید داخت محترم بخش غیر که زمانی رساله دار از مه د خصوص از نو فروز حین ساله در این رساله را در حالی مشتبل شده که دون ساعدت ایشان، این پروژه به خیرد این را به دورای شد و دارای مده این را بر ای معرسینا عرب امیری که زمین و زمانی را برا حال محترم بخش غیر که زمانی شکرت علی نست ایران، که وقت خود را بی شد و دارای دارش و این این رساله دارا مرد این خصوص از مند فرد و زخت شاوره این رساله را در حالی مشتر می می این پروژه و نیز ، در این می مین از اسانه و زیاد و داران این را برای این می می می می می می می می می از می می می می می محسینا عرب امیری که زخت داوری این رساله را مستم شدند این می می می می این و مانوم شایلی جست در احتر از اوران با

دارم و از خداوند منان سلامت و سعادت ایشان را خواستارم .

سيدوصميمان

۱۱ بهمن ۹۵

تعهد نامه

اینجانب سپیده صمیمیان دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته ژئوفیزیک گرایش ژئوالکتریک از دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه کارشناسی ارشد تحت عنوان: کاهش اثر آشفتگیهای گالوانیکی و جابجایی ایستا در تفسیر و مدلسازی دادههای مگنتوتلوریک تحت راهنمایی آقایان پروفسور علی مرادزاده و دکتر علی نجاتی کلاته متعهد میشوم:

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

تاريخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

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



این پایاننامه با حمایتهای علمی و مالی مدیریت اکتشاف نفت به انجام رسیده است.

روش مگنتوتلوریک (MT) یکی از روشهای الکترومغناطیسی با چشمه طبیعی میباشد؛ که برای اكتشاف منابع زيرسطحي مورد استفاده قرار مي گيرد. اين روش از ميدانهاي الكترومغناطيس طبيعي برای به نقشه درآوردن تغییرات مقاومتویژه الکتریکی زمین استفاده می کند. از آنجایی که در اکتشافات منابع هیدروکربوری، وجود ناهمگنیهای سطحی محلی در حوضههای رسوبی امری رایج میباشد، فلذا برای اکتشاف ساختارهای عمیق، اصلاح و حذف اثرات ناشی از این ساختارهای سهبعدی محلی بر دادههای مگنتوتلوریک ضروری است. در این تحقیق هدف اصلی این است که با تجزیه تانسور امپدانس دادههای MT یکی از پروفیلهای منطقه گچساران، با استفاده از دو روش تجزیه تانسوری گروم-بیلی و اسمیت، ابتدا امتداد ساختارهای زیرسطحی عمیق و مولفههای اصلی تانسور امپدانس در این منطقه مشخص شود و اثر جابجایی ایستا به کمک دادههای سونداژ TEM اصلاح گردد. در ادامه برای شناسایی بهتر اهداف زیرسطحی، دادههای تصحیح شده MT برای یک پروفیل بهصورت یک و دو بعدی وارون-سازی شده است. نتایج مطالعات صورت گرفته نشان میدهد که ساختارهای زیرسطحی در عمق کم بهصورت لایهای است؛ که در درون آنها تودههای سه بعدی مقاوم و رسانا با اندازههای متغیری قرار دارند. همچنین نتایج حاصل نشان می دهند که ناهمگنیهای سطحی در بخشهای میانی پروفیل نسبت به بخشهای کناری آن اثرات بیشتری بر دادههای سونداژهای MT دارند که با تجزیه تانسوری، مدلسازی و به کار گیری دادههای TEM عمده اثرات آنها روی دادهها تصحیح شدند. نتایج گویای آن می باشند که ساختارهای اصلی عمیق در منطقه غالباً دوبعدی با امتداد حدوداً ۱۵ تا ۲۰ درجه به سمت شمال غرب (N15-20°W) و بعضاً سهبعدی میباشند. نتایج مدلسازیهای وارون به صورت مختلف، نشاندهنده آن است که بخش فوقانی سازند آسماری، که به دلیل داشتن هیدروکربور مهم میباشد، در بخش میانی پروفیل در عمق ۱۰۰۰ متری و در قسمت کناری در عمق ۲۸۰۰ متری قرار دارد. همچنین در قسمت انتهایی پروفیل یک گسل پنهان احتمالی شناسایی شد؛ که باعث جدایش این ساختارها و سازندهای سمت چپ و راست پروفیل شده است و به علاوه فرم ساختار تاقدیسی در قسمت راست را به حالت برگردان در آورده است.

کلمات کلیدی: دادههای مگنتوتلوریک، ناهمگنیهای سطحی، تجزیه تانسوری گروم-بیلی، تجزیه تانسوری گروم-بیلی، تجزیه تانسوری اسمیت، اثرات جابجایی ایستا، سازند آسماری



	فصل اول: كليات
۲	۱–۱– مقدمه
۵	۲-۱- سابقه تحقیق تعدیل اثرات ناهمگنیهای سطحی روی دادههای MT
۱۰	۱-۳- ضرورت مطالعه
۱۲	۱–۴– هدف مطالعه
۱۳	۵-۵- روش تحقيق
۱۳	۱-۶- ساختار پایاننامه
	فصل دوم: مبانی روش مگنتو تلوریک
١۶	۲–۱– مقدمه
١۶	۲-۲- منشأ میدانهای مورد استفاده در روش MT
۱۷	۲-۳- معادلات ميدان الكترومغناطيسي
۱۹	۲-۳-۲ القای الکترومغناطیسی در یک نیمفضای همگن
۲۱	۲-۴- عمق پوست
۲۳	۲-۵- اثر ساختارهای مختلف زمین شناسی روی برداشت دادههای MT
۲۳	۲-۵-۲- پاسخهای فاز و مقاومت ویژه ساختارهای یک بعدی
۲۴	۲-۵-۲ بررسی پاسخ ساختارهای دوبعدی
۲۶	۲-۶- تانسور امپدانس
۲۸	۲-۲- آنالیز ابعادی دادههای MT
۲۹	۲-۷-۱- پارامتر چولگی
۳۰	۲-۷-۲ بیضویوار گی
۳۱	۲-۷-۳ نمودارهای قطبی
۳۲	۲-۸- تابع تبدیل مغناطیسی
٣۴	۲-۹- نحوه برداشت دادههای MT
۳۵	۲-۱۰- عوامل منحرف کننده دادههای MT
	فصل سوم: تئوری روش تجزیه تانسوری
۳۸	۳-۱- مقدمه
۳۸	۲-۲- روش گروم و بیلی
٣٩	۳-۲-۱- اثر ناهمگنیهای سطحی

٣٩	٣-٢-٢- مدل آشفته
۴۲	۳-۲-۳ تجزیهی تانسور امپدانس
۴۴	۳-۳- تعمیم تجزیه تانسوری گروم-بیلی در حالت ایستگاههای متعدد و چند فرکانسی
۴۸	۳-۴- روش اسمیت
۵۲	۳–۵– اثر جابجایی ایستا
	فصل چهارم: زمینشناسی منطقه، ارائه دادههای مگنتوتلوریک و تحلیل ابعادی آنها
۵۶	۱–۲– مقدمه
۵۶	۴-۲-موقعیت جغرافی و آب و هوای منطقه
۵۷	۴-۳- زمینساخت و زمینشناسی منطقه مورد مطالعه
۵۹	۴-۴- چینهشناسی و سنگشناسی منطقه
۵۹	۴-۴-۱ سازند آغاجاری
۵۹	۴-۴-۲ سازند میشان
۵۹	۴-۴-۳ سازند گچساران
۶۰	۴-۴-۴ سازند آسماری
۶۰	۴-۴-۵ سازند ایلام
۶۱	۴-۴-۶ سازند سروک
۶۱	۴-۴-۷ سارند کژدمی
۶۲	۴–۵– موقعیت پروفیل مگنتوتلوریک
۶۳	۴-۶- بررسی کمیتهای موثر در تفسیر دادهها
۶۴	۴–۶–۱ چولگی
۶۵	۴-۶-۲ بیضیوارگی
۶۷	۴-۶-۳ نمودارهای قطبی تانسور امپدانس
	فصل پنجم: حدف اثر آشفتگیهای گالوانیکی از روی دادههای مگنتوتلوریک
۷۲	۵–۱– مقدمه
۷۲	۵–۲– آنالیز امتداد
٧۴	۵-۲-۱ آنالیز امتداد در چند بازه فرکانسی مشخص
٧۶	۵-۲-۲- آنالیز امتداد در حالت مستقل از فرکانس MFSS
۸۲	۵–۳– روش اسمیت
٨۵	۵-۴- جابجایی ایستا
٨۶	۵–۴–۱ مدلسازی دادههای TEM
۸۷	۵–۲–۴– مقاومتویژه ظاهری (۵۹) و فاز

٨٨	۵-۴-۳- تصحیح جابجایی ایستای دادههای MT
	فصل ششم:مدلسازی دادههای مگنتوتلوریک
۹۳	۶–۱– مقدمه
۹۳	۶-۲- وارونسازی یک بعدی دادههای مگنتوتلوریک
٩۶	۶-۳- مدلسازی دوبعدی وارون هموار
۹۷۸۸	۶–۳–۱– مدلسازی دوبعدی دادههای MT پروفیل ۲۱
٩٩	۶-۴- تفسیر نتایج مدلسازی دادههای MT
	فصل هفتم:نتایج و پیشنهادات
۱۰۴	۷-۱-۷ نتیجه گیری
۱۰۵	۲-۷- پیشنهادات
۱۰۶	منابع
	پيوست(الف)
۱۱۸	جزئیات روش تجزیه تانسوری گروم-بیلی
	پيوست (ب)
١٢٨	نمودارهای چولگی و بیضیوار گی در محل ۵ سونداژ]
	پيوست (ج)
۱۳۰	جدول ضرایب جابجایی ایستا در ۶۰ سونداژ MT

فهرست اشكال

	فصل دوم:
۱۷	شکل ۲-۱: فیزیک امواج الکترومغناطیس درنیمفضا، فرکانسهای بالاتر
۱۸	شكل ۲-۲: الف- قانون آمپر ب- قانون فاراده
74	شکل ۲-۳: تصویر شماتیک از یک مدل مقاومتویژه
۲۵	شکل ۲-۴: مدل دو بعدی مقاومتویژه با یک امتداد عرضی
۳۲	شکل ۲-۵ نمودارهای دوران اندازه امپدانس (نمودارهای بادام زمینی)
۳۴	شکل ۲-۶: طرح شماتیک از یک سونداژ MT
۳۶	شکل ۲-۷: شارش جریان به واسطه حضور رسانای سه بعدی در یک سنگ میزبان
۳۶	شکل ۲-۸: اثر انحراف جریان عمودی روی مقاومت ویژه ظاهری برای E عمودی
	فصل سوم:
ى٣٩	شکل ۳-۱: یک ساختار زیرسطحی را نشان میدهد. توده منطقهای سه و دوبعدی زیر ناهمگنیها
۴۱	شکل ۳-۲: مدلی که سه نوع آشفتگی را طبق تجزیه گروم بیلی نشان میدهد
۵۳	شکل ۳-۳: الف- تغییرات میدان الکتریکی در عبور از یک ناهمگنی کوچک سطحی
	فصل چهارم:
۵۷	شکل ۴-۱: موقعیت منطقه گچساران و راههای دسترسی آن
۶۱	شكل ۴-۲: مقطع زمينشناسي تاقديس سولابدر
۶۳	شکل ۴-۳: بخشی از تصویر زمینشناسی منطقه مورد مطالعه
۶۴	شکل ۴-۴: توپوگرافی منطقه همراه با موقعیت ایستگاهها
<i>99</i>	شکل ۴-۵: نمودارهای چولگی٬ بیضیوارگی در محل ۵ سونداژ پروفیل ۸۸۲۱
۶۸	شکل ۴-۶: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس ایستگاه ۱۰۱ از پروفیل ۸۸۲۱
۶۸	شکل ۴–۷: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس ایستگاه ۱۱۸ از پروفیل ۸۸۲۱
۶٩	شکل ۴-۸: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس ایستگاه ۱۳۳ از پروفیل ۸۸۲۱
۶٩	شکل ۴-۹: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس ایستگاه ۱۴۸ از پروفیل ۸۸۲۱
٧٠	شکل ۴-۱۰: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس ایستگاه ۱۶۳ از پروفیل ۸۸۲۱
	فصل پنجم:
٧۴	شکل ۵-۱: فرآیند اجرای کد Strike و انجام عملیات بر روی دادهها

- شکل ۵-۴: نمودار مربوط به زوایای پیچش بهدست آمده در حالت مستقل از فرکانس...........۷۹

شکل ۵–۵: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۰۱ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام۷۹
شکل ۵-۶: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۱۸ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام
شکل ۵-۷: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۳۳ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام
شکل ۵-۸: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۴۸ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام
شکل ۵-۹: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۶۳ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام۸۱
شکل ۵–۱۰: منحنی مقاومتویژه مربوط به سونداژ ۱۰۱ از پروفیل ۸۸۲۱ بعد از تجزیه تانسوری اسمیت
شکل ۵–۱۱: منحنی مقاومتویژه مربوط به سونداژ ۱۱۸ از پروفیل ۸۸۲۱ بعد از تجزیه تانسوری ۱۰ میت
اسمیت. شکل ۵–۱۲: منحنی مقاومتویژه مربوط به سونداژ ۱۳۳ از پروفیل ۸۸۲۱ بعد از تجزیه تانسوری عد
اسمیت شکل ۵–۱۳: منحنی مقاومتویژه مربوط به سونداژ ۱۴۸ از پروفیل ۸۸۲۱ بعد از تجزیه تانسوری ۸۴
اسمیت شکل ۵–۱۴: منحنی مقاومتویژه مربوط به سونداژ ۱۶۳ از پروفیل ۸۸۲۱ بعد از تجزیه تانسوری اسمیت
شکار ۵–۱۵: مدارسازی هموار دادههای TEM در طول دروفیار ۸۸۲۱
شکل ۵–۱۶: نمودار های مقاومتویژه و فاز مگنتوتلوریک۸۹
شکل ۵–۱۷: شبه مقاطع مقاومتویژه و فاز مشاهدهای خط برداشت ۸۸۲۱ برای مد TM قبل از انجام
تجزیه تانسوری اسمیت وتصحیح جابجایی ایستا
شکل ۵–۱۸: شبه مقاطع مقاومتویژه و فاز مشاهدهای خط برداشت ۸۸۲۱ برای مدTM بعد از انجام
تجزيه تانسوري وتصحيح جابجايي ايستا
فصل ششم:
شکل ۶–۱: مدل یکبعدی هموار او کام برای دادههای مد میانگین سونداژ ۱۳۳۹۵
شکل ۶–۲: مدل یکبعدی هموار او کام برای دادههای مد میانگین سونداژ ۱۴۸۹۶
شکل ۶–۳: نتیجه مدل سازی یک بعدی او کام برای پروفیل ۸۸۲۱۹۶
شکل ۶–۴: نتایج مدل سازی وارون دو بعدی هموار حاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی دادههای
مد TM یروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری اسمیت و تصحیح جابجایی ایستا با داده-
هایTEM
۔ شکل۶ – ۵: نتایج مدلسازی وارون دوبعدی حاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی توام دادههای
دو مد TE و TM پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری اسمیت و لحاظ جابجایی ایستا به عنوان
پارامتری آزاد

شکل ۶-۶: نتایج مدلسازی وارون دو بعدی هموارحاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی توام
دادههای دو مد TE و TM پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری اسمیت و تصحیح جابجایی ایستا
با دادههای TEM
پيوست الف
شکل الف-۱: تانسور آنیزوتروپی باعث کشیدگی دو مولفه میدان الکتریکی
شکل الف-۲: تانسور برش آنیزوتروپی را در امتداد محورهایی غیر از امتداد
پيوست ب
شکل ب-۱: نمودارهای چولگی و بیضیوارگی در محل پنج سونداژ



فهرست علائم

EDI: Electrical Data Interchange	فرمت دادههای مگنتوتلوریک پردازش شده
EMAP: Electromagnetic Array Profiling	آرايش پروفيلزني الكترومغناطيسي
MT: Magnetotelluric Survey	روش مگنتوتلوريک
RMS: Root-Mean-Square	ريشه ميانگين مربعات
TE: Transverse Electric	حالت الكتريكي عرضي
TEM: Transient Electromagnetic	روش الکترومغناطیس در حوزه زمان
TM: Transverse Magnetic	حالت مغناطيس عرضي

فصل اول:

كليات

روش مگنتوتلوریک (MT) یکی از روشهای الکترومغناطیس با چشمهی طبیعی میباشد، که از سال ۱۹۵۰ برای اکتشاف منابع زیرسطحی مورد استفاده قرار می گیرد. روش MT از میدانهای الكترومغناطيسي طبيعي براي به نقشه درآوردن تغييرات مقاومتويژه الكتريكي زمين استفاده ميكند. بينيازي اين روش به منبع تغذيه جريان الكتريكي و قابليت نفوذ أن به اعماق زياد، أن را به يك روش اکتشافی مقرون بهصرفه تبدیل میکند. همچنین این روش هیچگونه آثار زیستمحیطی مخربی از خود نشان نمی دهد (Dobrin & Savit, 1988). امواج MT طیف وسیعی از فرکانس ها را در بر می گیرند که از گستره فرکانسی ۲۰۰۱ هرتز تا ۱۰۰۰ هرتز جهت انجام عملیات اکتشافی عمیق استفاده می گردد. از فرکانس های بالا (از ۱ تا ۱۰ کیلوهرتز) در حد فرکانس شنوایی که با عنوان روش AMT^۲ شناخته می شود، بهمنظور اکتشاف آبهای زیرزمینی و مواد معدنی فلزات پایه در اعماق کمتر از ۱۰۰۰ متر استفاده می شود (Rostoker, 1979). از نقطه ضعف های عمده این روش، طبیعت آشفته امواج در فرکانس های بالا و ضعیف بودن چشمه امواج درفرکانسهای حدود ۱ تا ۸ هرتز میباشد. با بهکارگیری روش مگنتوتلوریک با چشمه کنترل شده در محدوده فرکانس شنوایی (CSAMT) این مشکل حل می شود. نقطه ضعف دیگر روش MT مشکل جمعآوری داده در مناطق حاوی نوفههای الکتریکی میباشد. بهمنظور برطرف کردن این مشکل از روش مگنتوتلوریک مبنای دور(RRMT) استفاده می شود؛ که در این روش از سونداژهای مبنای دور که حاوی نوفه کمی هستند جهت اندازه گیری تغییرات میدان مغناطیسی استفاده می شود (Moradzadeh, 1998). از روش های دیگر MT آرایش پروفیلزنی الكترومغناطيس يا EMAP° مي باشد (Bostick, 1986; Verdin, 1985). در اين روش دادهها با دو قطبیهای الکتریکی که در امتداد خطوط برداشت و عمود بر امتداد زمین شناسی مورد نظر قرار می

¹ Magnetotelluric

² Audio Frequency Magnetotelluric

³ Controlled Source Audio Magnetotelluric

⁴ Remote Reference Magnetotelluric

⁵ Electromagnetic array profiling

گیرند و میدان الکتریکی برای کاهش اثرات ناهمگنیهای سطحی به صورت پیوسته اندازه گیری می شود. به علت اینکه تغییرات میدان مغناطیسی بسیار کمتر از میدان الکتریکی می باشد، در این روش دادههای میدان مغناطیسی در تعداد نقاط کمتری نسیت به میدان الکتریکی در طول پروفیل جمع آوری می شوند (Torres-verdin and Bostik, 1990).

گذشته از اکتشاف منابع زیرزمینی طبیعی، حساسیت روش MT به تغییرات مقاومتویژه، این روش را برای بررسی ساختارهای زمینشناسی مناسب کرده است و به راحتی میتوان محل و عمق سنگ بستر و گسلهای موجود در منطقه و لایههای مختلف زمینشناسی را، به دلیل تغییرات مقاومتویژه در لایه-های مختلف، مشخص نمود؛ حساسیت روش مگنتوتلوریک به بی هنجاریهای (آنومالیهای) هادی، این روش را مخصوصاً برای اکتشاف منابع انرژی زمین گرمایی مناسب میکند. همچنین در دهههای اخیر با پیشرفت تکنولوژی، تجهیزات، روشهای پردازش و تفسیر، این روش به طور گستردهتری در اکتشاف منابع زمین گرمایی و مواد هیدروکربنی در سراسر دنیا کاربرد دارد (Morrison, 1998).

این روش از سال ۱۹۶۰ در مناطق مختلف شوروی سابق برای به نقشه در آوردن ساختارهای ناحیهای و ارزیابی حوضه نفتی قبل از استفاده از روش لرزهنگاری مورد استفاده قرار گرفت و تا به امروز نیز بهعنوان یک روش بسیار کارآمد مورد استفاده قرار گرفته است (;Xiao and Worth, 2006) بهعنوان یک روش مگنتوتلوریک جهت (Berdichevsky and Dimitrive, 2002) در هم ۱۹۸۰، استفاده از روش مگنتوتلوریک جهت اکتشافات نفتی در کشورهای غربی رواج یافت که در ادامه به چند نمونه از آن اشاره میشود. زونهای فراراندگی^۱ بهدلیل تباین بالای سرعتی در صفحه راندگی^۱ برای روش لرزهای مشکلاتی را به وجود میآورد وبه همین علت^۱ روش MT مورد توجه قرار میگیرد. از آنجایی که در بسیاری از مناطق فراراندگی لایههای قدیمی با سرعت بالای سرعتی در صفحه راندگی^۱ برای روش لرزهای مشکلاتی را به وجود میآورد وبه همین علت^۱ روش MT مورد توجه قرار میگیرد. از آنجایی که در بسیاری از مناطق فراراندگی دادههای قدیمی با سرعت بالا بر روی سطح زمین و روی لایههای کم سرعت جوان تر رانده میشوند^۱

¹ Overthrust Zones

یک نمونه دیگر از اکتشافات نفت با استفاده از روش مگنتوتلوریک در جنوب ترکیه توسط واتس و پینس^۱ (۱۹۹۸) ارائه گردید. در این منطقه یک لایه نسبتاً نرم شامل رسوبات عمیق دریایی با مقاومت-ویژه پایین که با تودههای افیولیتی در آمیخته شدهاند، برروی کربناتهای سخت با مقاومتویژه بالا تر رانده شدهاند. در حالی که دادههای لرزهای، سطح انعکاسی ناپیوستهای را از مرز بالایی گروه کربناته نشان می دهد، تفسیر دادههای لرزهای، سطح انعکاسی زاییوستهای را از مرز بالایی گروه کربناته نشان می دهد، تفسیر دادههای لرزهای، سطح انعکاسی زاییوستهای را از مرز بالایی گروه کربناته نشان می دهد، تفسیر دادههای TM تصویر به مراتب واضحتری را ارائه می دهد (کرد عملیات اکتشاف نفت در منطقه فرورانده در شمال یونان می باشد که در آنجا نیز کیفیت دادههای لرزهای نامطلوب است نفت در منطقه فرورانده در شمال یونان می باشد که در آنجا نیز کیفیت دادههای لرزهای نامطلوب است (Watts et al., 2002). نتایج حاصل از مطالعه MT مدل قابل قبولی از ساختار زیرزمینی منطقه که در بر دارنده تباین شدید مقاومتویژه الکتریکی واحد کربنات–انیدرید (۲۰۰ تا ۲۰۰۰ اهم متر) در مقایسه با توالی رسوبی آواری (۲۰تا ۱۰۰ اهرمتر) است را ارائه می کند.

در کشورمان به دلیل نبودن امکانات و تجهیرات و تکنولوژی لازم در مرحله برداشت، پردازش و تفسیر، متأسفانه روش MT وسعت چندانی نداشته است و به چند مورد خاص محدود می شود. به طوریکه از روش MT در مناطق خاصی به صورت محدودی در اکتشاف ساختارهای نفتی در بخشهای شرقی استان گلستان و استان کهکیلویه و بویراحمد توسط کارشناسان چینی استفاده شد؛ که دادههای آن توسط افراد مختلفی (هاشمی، ۱۳۹۲؛ البرزیان، ۱۳۹۴؛ کشکولی فیلبندی، ۱۳۹۴) مورد بررسی و تحلیل مجدد قرار گرفت.

در برداشت دادههای MT وجود ناهمگنیهای سطحی که اغلب به صورت تودههای محلی سه بعدی(3D) میباشند، اثر نامطلوبی را در تفسیر ساختارهای عمیق (بیهنجاریهای منطقهای) حاصل از برداشت-هایMT به وجود میآورند. ناهمگنیهای سطحی باعث انحراف امتداد ساختارهای اصلی، تغییر و انحراف مؤلفههای اصلی تانسور امپدانس و همین طور باعث جابجایی ایستا^۲ی منحنی مقاومتویژه ظاهری در

¹ Watts and Pince

² Static shift

تمامی فرکانسها میشود. از آنجایی که تمامی این اثرات فقط به واسطه تغییر در تمرکز یا انحراف خطوط میدان الکتریکی از حالت زمین همگن میباشد و فاز مؤلفههای امپدانس را تغییر نمی دهد، به آشفتگی-های گالوانیکی رویدادهای MT شهرت دارد. در اکتشافات MT هدف اصلی اکتشاف بی هنجاری مربوط به ساختار عمیق ناحیه ای است و این مسأله به عنوان یکی از مشکلات اصلی این روش مطرح میشود. اگر چنانچه اثرات آنها قبل از هر گونه مدل سازی و تفسیر کیفی و یا کمی دادههای اسلی منطقهای منجر ای به واسلام و یا تعدیل نشوند، تفسیر دادههای MT برای اکتشاف ساختارها و یا اهداف اصلی منطقه به به ناجر ای به نتایج گمراه کننده میشود. در این زمینه کارهای نسبتاً خوبی در دنیا صورت گرفته که در ادامه به آن پرداخته میشود.

۲−۱ سابقه تحقیق تعدیل اثرات ناهمگنیهای سطحی روی دادههای MT

طی زمانهای متوالی روشهای مختلفی برای حذف و یا تعدیل جابجایی ایستا مورد استفاده قرار گرفته است. از آن جمله میتوان روش فیلترسازی فضایی را نام برد. این روش نخستین بار توسط استنبرگ و همکاران ارائه شد (Sternberg et al., 1982). در این روش مقاومت ظاهری میانگین هر سونداژ و نیز مقاومت ظاهری میانگین ناحیه، با میانگین گیری از سونداژهای دربر گیرنده هر کدام، محاسبه شده و سپس مقاومت ظاهری برای هر سونداژ با مقداری برابر با اختلاف این دو مقدار جابهجا میشود. براساس این فرض، روشهای زیادی برمبنای میانگین گیری از دادههای MT مورد استفاده قرار گرفتهاند. یکی از این روشها استفاده از پنجره هنینگ^۲ است (Moradzadeh, 2003).

در جابهجایی ایستا تنها میدان الکتریکی تحت تاثیر قرار می گیرد و این خود مبنایی برای روش دیگر است؛ یعنی از تکنیکی استفاده می شود که تنها میدان مغناطیسی را اندازه گیری می کند. روش الکترومغناطیس حوزه زمان^۳ در این میان روش تقریباً کارآمدی است (Sternberg et al., 1988). از آنجایی که توزیع ناهم گنی های سطحی از نظر آماری یک پدیده تصادفی فرض می شود، از این رو از

¹ Galvaniv distortion

² Hanning Window

³ Transient Electromagnetic

روشهای زمینآماری برای حذف و یا تعدیل جابجایی ایستا استفاده شد (2004 , Zournerie et al. روشهای زمینآماری برای حذف و یا تعدیل جابجایی ایستا در مقاومت ویژه تا حدودی برطرف میشود ولی اثر ناهماهنگیهای سطحی در انحراف امتداد آنومالی (بی هنجاری) های اصلی بایستی به گونهای اصلاح شود تا هر گونه مدل سازی های داده های MT به تفسیر جامع تری از آنومالی های اصلی زیر سطحی منجر شود. برای این کار از روش تجزیهی تانسوری امپدانس MT استفاده میشود. برای تجزیهی تانسوری امپدانس اندازه گیری شده روش های مختلفی ارائه شده است که از آن جمله میتوان به روش تحلیل همبستگی^۱ ارائه شده توسط ردی و راکین ^۲ (۱۹۷۲)، اشاره کرد. در این روش سه نوع تابع همبستگی معمولی، ضربی و جزئی تعریف میشود. این تعاریف برای توضیح همبستگی بین میدانهای الکتریکی و مغناطیسی به کار می رود. همبستگی جزئی مشخص می کند که کدام یک از اجزای میدان مغناطیسی با سیستم مختصات اصلی است که با چرخش سیستم مختصات میدان مغناطیسی و در این سیستم مختصات اصلی است که با چرخش سیستم مختصات میدان مغناطیسی و اجزای افتی میدان این سیستم مختصات اصلی است که با چرخش سیستم مختصات میدان مغناطیسی و اجزای افتی میدان این سیستم مختصات اصلی است که با چرخش سیستم مختصات میدان مغناطیسی و اجزای افتی میدان این سیستم مختصات اصلی است که با چرخش سیستم مختصات میدان مغناطیسی و اخرای افتی میدان

همبستگی جزئی کمتر از یک بیان گر آشفتگی سهبعدی است (Rakin & Reddy, 1972). روش امپدانس ثابت و مستقل از چرخش ^۳ روشی دیگر است که برای این منظور استفاده می شود. در این روش که نام دیگر آن امپدانسهای موثر است، امپدانس ثابت با میانگین ریاضی عناصر غیر قطری تانسور امپدانس تعریف می شود. این شیوه نخستین بار توسط دمیتریف و بردیچچوسکی^۶ (۱۹۷۶) معرفی شد. فرم دیگر امپدانس موثر که میانگین دترمینان نامیده می شود، درواقع جذر دترمینان تانسور امپدانس است که خواص آن توسط رانگانایاکی^۵ (۱۹۸۴) مورد بررسی قرار گرفته است. دو امپدانس معرفی شده

- ² Reddy & Rankin
- ³ Invarient Rotation Impedance
- ⁴ Berdichevsky & Dmitriev

¹ Maximum Coherency Analysis

⁵ Ranganayaki

باچرخش، عوض نمی شوند و بنابراین برای یک سونداژ اندازه گیری، بدون توجه به ساختارهای ناهمگن وپیچیده موجود در زمین، یکتا هستند و به عنوان امپدانس یک بعدی تفسیر می شوند (Berdichevsky Dmitrive, 1976 &).

افزون بر موارد فوق ۱ اثرات آشفتگی محلی میدانهای الکتریکی روی تانسور امپدانس ناحیهای MT با روشهای تجزیه تانسوری متفاوتی توسط افراد مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است ، به عنوان نمونه در این زمینه میتوان به روشهای تجزیهای لارسن ((۱۹۷۷) ، لاتروکا^۲ و همکاران (۱۹۸۶) ، ژانگ^۳ و همکاران (۱۹۸۷) ، یی و پالسون[†] (۱۹۸۷) ، چاأتو و بوچارد^۵ (۱۹۸۸) ، جیراسک⁴ (۱۹۸۹) ، بار^۷ (۱۹۸۸) همکاران (۱۹۹۷) ، یی و پالسون[†] (۱۹۸۷) ، چاأتو و بوچارد^۵ (۱۹۹۸) ، جیراسک⁴ (۱۹۸۹) ، بار^۷ (۱۹۸۸) همکاران (۱۹۹۸) ، یی و پالسون[†] (۱۹۸۷) ، چاأتو و بوچارد^۵ (۱۹۹۸) ، جیراسک⁴ (۱۹۹۹) ، بار^۷ (۱۹۹۸) در ۱۹۹۱) ، گروم و بیلی^۸ (۱۹۸۹) ، ککریدی^۴ و همکاران (۱۹۹۲) ، شیو و اسمیت^{۱۰} (۱۹۹۴) ، لیلی^{۱۱} Larsen, کروم و بیلی^۸ (۱۹۹۹) ، ککریدی^۴ و همکاران (۲۰۱۰) اشاره نمود(۱۹۹۵) et al.,1986; Zhang et al.,1987; Yee and Paulson,1987; Chauteau and 1977; LaTorraca Bouchard,1988; Jiracek et al.,1989; Bahr,1988,1991; Groom and Bailey,1989,1991; Chakridi et al., 1992; Chave and Smith,1994;Lilley,1995,1998, 2010; McNeice and 2012; Li et al, 2012 توسط تودههای ناهمگن کوچک سه بعدی سطحی تحت تأثیر قرار می گیرند. همچنین آقایان گروم و بیلی (۱۹۹۱) و کای^۲ و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از دادههای مصنوعی و واقعی MT و مقایسه نتایچ حاصل کارایی روشهای تجزیه تانسوری فوق را مورد بررسی قرار دادند (; ۱۹۹۱) و مقایسه نتایج

¹ Larsen

- ² LaTorraca
- ³ Zhang
- ⁴ Yee and Paulson
- ⁵ Chauteau and Bouchard
- ⁶ Jiracek
- ⁷ Bahr
- ⁸ Groom and Bailey
- ⁹ Chakridi
- ¹⁰ Chave and Smith
- ¹¹ Lilley
- ¹² McNeice and Jones
- ¹³ Li
- ¹⁴ Cai

Cai et al, 2010). در ادامه و به دلیل اهمیت و روشن شدن موضوع بعضی از این روشها بیشتر شرح داده می شود.

روش بعدی، روش ارائه شده توسط گمبل^۱ (۱۹۸۲) است که مبنای آن به این صورت است که اگر تعداد زیادی سونداژ MT در منطقهای وجود داشته باشند وآنومالی اصلی حاکم بر منطقه یک آنومالی منطقهای باشد که تحت تاثیر ناهمگنیهای سطحی قرار گرفته است، امتداد اصلی آنومالیهای منطقهای به دو طریق الف) کمینه کردن مجموع مربع مؤلفههای قطری تانسور امپدانس، ب) تابع انتقال قائم یا تیپر Tx بهدست میآید. در این روش برای همه سونداژها و تمام فرکانسها، با شیوه اول امتداد به دست آمده بهعنوان امتداد امپدانس و در شیوه دوم امتداد حاصل امتداد تیپر نامیده میشود(Gamble,1982). در سال ۱۹۸۲ ایگرز^۲ با استفاده از فرمولاسیون ماتریس ویژه، حالتی را نشان داد که به ازای آن میدانهای الکتریکی و مغناطیسی، در جهتهای عمود برهم، پلاریزاسیون یکسانی داشته باشند (Eggers, 1982).

در ادامه پارامتری کردن ماتریس آشفتگی^۳ به دو قسمت جدا از هم به صورت معلوم و نامعلوم، برای اولین بار توسط بار (Bhar, 1988) ارائه شد. در این روش اگر عناصر ستونی تانسور امپدانس دارای یک فاز باشند، تانسور امپدانس به دو قسمت جدا از هم به صورت یک ماتریس آشفتگی حقیقی و یک امپدانس نرمال اسکالر تجزیه میشود. در این حالت اگر هر دوی این پارامترها معلوم باشند، آشفتگی حدف میشود و هر دوی آنها میتوانند به وسیله یک میدان اندازه گیری شده مناسب نشان داده شوند. با توجه به خاصیت منحصر به فرد نبودن، هر ماتریس امپدانس اندازه گیری شده میتواند به صورت یک آشفتگی سه بعدی و یا دو بعدی برای یک توده منطقه ای دو بعدی به صورتی که توسط ژانگ و همکارانش

٨

¹ Gamble
 ² Eggers
 ³ Distortion Matrix

در سال ۱۹۸۹ گروم و بیلی با بهره گیری از تجربیات محققین دیگر[،] روش موثر برای حذف اثرات ناهمگنی های سطحی سه بعدی را ارائه نمودند (Groom & Bailey, 1989). این روش امروزه از جمله مهم ترین روش های تجزیه تانسوری است که در طول بیش از دو دهه اخیر به بخش جدایی ناپذیر در تفسیر داده های MT برای ساختارهای منطقهای یک بعدی و دو بعدی تبدیل شده است (; Eisel and Bahr, 1993) Harrinarayana et al., 1993; Jones and Dumas, 1993; Chave and Jones, 1997; Moradzadeh, روش امروزاده در سال ۱۹۹۸ در رساله دکتری خویش با بهره گیری از توانمندی های موجود در روش تجزیه تانسور بار (Bhar, 1988) و گروم و بیلی (Groom & Bailey, 1989) روشی موثر را در

به کار گیری روش تجزیه تانسوری گروم و بیلی در کارهای عملی ارائه نمود (Moradzadeh,1998). اسمیت (۱۹۹۵) روش پارامتری کردن متفاوتی را برای روش گروم و بیلی را ارائه کرد (Smith, ۱۹۹۵). 1995). او برای سادهتر شدن و فهم بیشتر، یک ماتریس آشفتگی را درنظر گرفت. در این روش میدان الکتریکی آشفته به عنوان تابعی از مقدار میدان الکتریکی ناحیهای نوشته می شود.

همچنین لیلی^۱ در سالهای ۱۹۹۵ ، ۱۹۹۸ و ۲۰۱۲ آن را تکمیل نمود و روش تجزیه تبدیل تانسور سهبعدی به تانسور امپدانس دو بعدی را برای اولین بار ارائه کرد. اطلاعات حاصل شده از این روش بهعنوان مبنایی در مقایسه با سایر روشهای پیچیدهتر، بسیار سودمند است. در این روش، قسمتهای حقیقی و مجازی از تانسور امپدانس، بهطور جداگانه مورد بررسی قرار می گیرند. تئوری اصلی در این روش این است که اگر محورهای اندازه گیری E و H بهطور مستقل و تحت دو زاویه مختلف بچرخند، ماتریسهای بخش حقیقی و موهومی از تانسور MT مشاهده شده بهفرم دو بعدی تبدیل می شود (Lilley, 1995, 1998, 2012).

همچنین مرادزاده (۲۰۱۶) در یک کار تحقیقاتی مستقل که در آن فرم سادهای از تحلیل تانسوری برای سادهسازی تجزیه تانسور امپدانس MT بهمنظور حذف اثرات ناهمگنیهای سطحی، استفاده شده است را با به کار گیری دادههای واقعی ارائه نمود. در تمامی روشهای تجزیهای ، تانسور امپدانس MT اندازه گیری شده با شیوههای مختلف به تانسور آشفتگی مربوط به تودههای محلی نزدیک به سطح زمین (تحت عنوان بیهنجاریهای محلی) و تانسور امپدانس مربوط به بیهنجاریهای عمیق (که هدف اصلی مطالعه میباشند) تجزیه میشوند و سپس با عملیات ریاضی، اثر تودههای سطحی که غالباً سه بعدی هستند، از دادههای مشاهدهای حذف و یا تعدیل میشوند.

علاوه بر این روشهای تجزیهای، تحلیل تانسور فاز دادههای MT توسط محققین مختلفی برای حل این مشکل مورد استفاده قرار گرفته است؛ که بهعنوان نمونه میتوان به کارهای کالدول^۱ و همکاران (۲۰۰۴)، بیبی^۲ و همکاران (۲۰۰۵) و بوکر^۲ (۲۰۱۴) اشاره نمود. از آنجایی که بعضی از این روشهای تجزیه مانند روش بار (۱۹۸۸) و روشهای تجزیه تانسور فاز حساسیت زیادی به نوفههای موجود در دادههای اندازه گیری شده دارند؛ از این و جواب حاصل برای تمامی فرکانسها پایدار نمی باشد. علاوه بر آن برای بهینه کردن روشهای تانسور فاز عمل بهینه سازی برای فرکانسهای مختلف امکان پذیر نمی-باشد، در حالی که در روش گروم و بیلی (۱۹۸۹) به واسطه استفاده از یک روش مؤثر بهینه سازی این مسأله تا حد زیادی بر طرف می شود (۵۱۹۸).

۱-۳- ضرورت مطالعه

در کشورمان کاربرد روش MT در مطالعه ساختارهای زمینشناسی و یا اکتشاف منابع عمیق فقط به چند مورد اکتشاف منابع زمین گرمایی و منابع هیدروکربونی محدود می شود. در اطراف کوه سبلان در سال ۱۹۹۸شرکت نیوزیلندی^۴ کینگستون موریسون دادههای MT را در ۲۱۲ سونداژ (در محدوده فرکانسی ۴-۱۰۰۰ هرتز) برداشت و تحلیل نمود و بر اساس آن ۵ بی هنجاری زمین گرمایی در اطراف کوه سبلان مشخص شد (KM, 1999). همچنین در سال ۲۰۰۷ شرکت فیلیپینی (PNOC-EDC) پیشنهاد برداشت ۷۰ سونداژ MT عمیق (در بازه فرکانسی ۱۰۰۰تا ۲۰۰۱، هرتز) در شمال شرقی و

¹ Caldwell

² Bibby

³ Booker

⁴ New Zealand

جنوب کوه سبلان را داد؛ که در مجموع طی سالهای ۲۰۰۷ و ۲۰۰۹ جمعاً ۷۸ سونداژ توسط آنها برداشت و تحلیل شد و بر اساس آن زون بی هنجاری اصلی زمین گرمایی منطقه در جنوب غرب کوه سبلان شناسایی شد (EDC, 2010; FEDCO, 2008). علاوه بر أن خوجهلی و همکاران (۱۳۹۴) و قائدر حمتی و همکاران (۱۳۹۴) مطالعاتی را با به کار گیری روش های جدیدتر مدل سازی دو و سه بعدی برای تحلیل دادههای MT موجود در منطقه سبلان انجام دادند و محلهایی را برای حفاری مشخص نمودند. علاوهبر ۲۹۰ سونداژ MT فوق تعداد ۴۲ سونداژ MT در سال ۱۳۸۱ توسط موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران در منطقه بوشلی (نیر) برداشت و اگرچه کیفیت دادهها بسیار بد بوده است، مورد تحلیل اوليه قرار گرفت (حمزهلويی، ۱۳۹۳). همچنين مطالعه محدود MT منطقه زمين گرمايي محلات توسط اسکوئی و همکاران (۱۳۹۳) انجام شده است. مرادزاده در سال ۱۳۹۳ در شمال کوه سبلان٬ در منطقه بوشلی و منطقه گیوی استان اردبیل جمعاً ۵۰ سونداژ MT طی کار تحقیقاتی مورد قرارداد با سازمان انرژیهای نو ایران برداشت و آنها را مدلسازی و تحلیل نموده است (مرادزاده، ۱۳۹۳). افزون بر موارد فوق که مربوط به اکتشاف منابع زمین گرمایی بوده است، مطالعات محدودی در به کار گیری این روش در اکتشاف ساختارهای نفتی در بخشهای شرقی استان گلستان و استان کهکیلویه و بویراحمد توسط کارشناسان چینی انجام شد که دادههای آن توسط افراد مختلفی (هاشمی، ۱۳۹۲؛ البرزیان، ۱۳۹۴؛ کشکولی فیلبندی، ۱۳۹۴) مورد بررسی و تحلیل مجدد قرار گرفت.

در همه موارد کاربرد روش MT، اثرات ناهمگنیهای سطحی روی اهداف عمیق که هدف اصلی اکتشاف میباشند قابل توجه بوده و از اینرو برای بازیابی صحیح امتداد، مقادیر مؤلفههای اصلی تانسور امپدانس، مقاومت ویژه و فاز اهداف عمیق ناحیه ای، نیاز به روشی برای حذف و یا تعدیل اثرات ناهمگنیها بر روی دادههای اندازه گیری شده میباشد. با توجه به اینکه در بخش سابقه موضوع روشهای به کار گیری این موارد توضیح داده شده است، روشهای ذکر شده خصوصاً روشهای تجزیه تانسوری هم از نظر مبانی فیزیک و ریاضی پیچیده میباشند و همچنین کدنویسی آنها دانش و تجربه خاصی را میطلبد؛ که شاید به همین دلیل تاکنون کاربرد گستردهای نداشتهاند و به ویژه اینکه در کشور ما که کاربرد MT در زمینه اکتشاف منابع هیدروکربونی و منابع زمین گرمایی از سابقه کمی برخوردار است این موضوع مورد توجه جدی قرار نگرفته است. با توجه به این که روش تجزیه تانسوری گروم-بیلی توسط مکنیس و جونز (McNeice and Jones, 2001) بسط داده شده و کدهای رایانهای مربوط به آن تحت عنوان استرایک^۱ هم تهیه شده است ولی متأسفانه بهعلت یکسری پیچیدگیهای ذاتی موجود در کد فوق و همچنین به دلیل نبود دستورالعمل و مستندات نحوه استفاده از این کد، استفاده از آن در دنیا محدود و در کشورمان ابدأ سابقهای ندارد. علاوبر آن بعضی از روشهای تجزیهای مثل اسمیت^۲ نیز کاربرد عملی بسیار محدودی داشته است. از اینرو برای تحلیل درست دادههای فاز و مقاومتویژه MT قبل از مدلسازیهای یک^۱ دادههای اندازه گیری شده استخراج شوند. باتوجه به موارد فوق هر گونه مطالعه در این زمینه جهت فهم دادههای اندازه گیری شده استخراج شوند. باتوجه به موارد فوق هر گونه مطالعه در این زمینه جهت فهم درست مبانی فیزیکی روشهای مورد استفاده و بهکارگیری کدهای موجود مانند عمیق ای و تجزیه تانسوری اسمیت در قالب نرم افزار WingLink و بهکارگیری کدهای موجود مانند عادانی خورم

۱–۴– هدف مطالعه

هدف از این مطالعه، به کارگیری و مقایسه نتایج دو روش مختلف تجزیه تانسور امپدانس MT جهت تحلیل و تفسیر دادههای اندازه گیری شده ۶۰ سونداژ MT واقع بر پروفیلی در منطقه گچساران جهت اکتشاف منابع هیدرو کربونی میباشد. روش اصلی مطرح شده در این تحقیق، روش تجزیه امپدانس گروم-بیلی و نسخه توسعه یافته آن توسط مکنیس و جونز (McNeice & Jones, 2001) و همچنین روش اسمیت (Smith, 1995) برای تجزیه و تحلیل دادههای MT است.

¹ Strike ² Smith

۱-۵- روش تحقيق

برای نیل به هدف، ابتدا مبانی روش MT بهطور مختصر مورد بررسی قرار می گیرد و سپس به نقش اثرات تودههای سطحی محلی روی دادههای سونداژ MT اشاره خواهد شد. پس از آن روشهای مختلف مربوط به حذف و یا تعدیل این اثرات ناخواسته روی دادههای MT و بهطور مشخص روش تجزیه تانسور گروم-بیلی با برنامهی رایانهای Strike (2001) و روش اسمیت با استفاده از نرمافزار McNeice & Jones, 2001) و روش اسمیت با استفاده از نرمافزار Mconece & Jones, 2001) مورد بررسی قرار می گیرد. جهت ارزیابی قابلیتهای روش گروم-بیلی از نرمافزار WinGLink رایانهای مورد بررسی قرار می گیرد. جهت ارزیابی قابلیتهای روش کروم-بیلی از نرمافزار WinGLink رایانهای Strike (دادههای واقعی MT منطقه گچساران استفاده و نتایج حاصل با نتایج روش تجزیه اسمیت (مورد بررسی قرار می گیرد. دونه از استفاده و نتایج دوس با استفاده و نتایج حاصل با نتایج روش تجزیه اسمیت (مورد ارزیابی و تفسیر دادههای واقعی می منطقه گچساران استفاده و نتایج حاصل با نتایج روش های فوق بیشتر مورد ارزیابی و تفسیر قرار می گیرند.

۱–۶– ساختار پایاننامه

بهمنظور دستیابی به هدف مورد نظر [،] این پایاننامه در هفت فصل تهیه شده است. در این تحقیق در فصل ابتدایی مقدمهای از روش MT همراه با هدف و روش مطالعه و سوابق به کارگیری این روش در اکتشافات نفتی آورده شده است. در فصل دوم به بیان مقدمهای از تئوری مگنتوتلوریک پرداخته می شود. در فصل سوم روش های تعدیل اثرات ناهمگنیهای سطحی بر روی دادههای MT شامل روش های مختلف تجزیه تانسور امپدانس و حذف اثر جابجایی ایستا مورد بررسی قرار می گیرند. در فصل چهارم زمین شناسی و موقعیت جفرافیایی منطقه مورد مطالعه شرح داده خواهد شد و بهوسیله آنالیز ابعادی دادهها، ابعاد ساختارهای زیرسطحی منطقه تعیین خواهند شد و در ادامه با ارائه دادهها به تحلیل کیفی آنها پرداخته می شود. در فصل پنجم پس از انجام عملیات تجزیه تانسوری دادههای امپدانس ، تصحیح جابجایی ایستا روی دادهها با روش های مختلف صورت گرفته و نتایج با هم مقایسه می شوند. در فصل ششم به مدل سازی وارون یک و دوبعدی هموار دادههای MT واقعی پرداخته می شود و در نهایت نتایج بهدست آمده با نتایج حاصل از انجام عملیات تجزیهی تانسوری و اعمال تصحیحات جابجایی ایستا به کمک دادههای TEM و لحاظ کردن آن به صورت پارامتری آزاد در حین مدل سازی، مقایسه خواهند شد. در فصل هفتم نیز نتیجه گیری و پیشنهادات ارائه می گردد.

فصل دوم:

مبانی روش مگنتوتلوریک

۲-۱- مقدمه

در این فصل ابتدا اصول مبانی فیزیک و ریاضی مورد نیاز برای فهم بیشتر روش MT ارائه می شود و در ادامه با آوردن روابط مورد نیاز ، چگونگی استخراج پارامترهای مورد نظر از دادههای اندازه گیری شده MT، به طور مختصر شرح داده می شود. علاوه بر آن به کمک آن ها در مورد انتشار ، تضعیف و القای میدان نیز بحث می شود.

MT منشأ میدانهای مورد استفاده در روش

روش مگنتوتلوریک در ابتدا بهطور جداگانه در روسیه توسط تیخونوف (Tikhonof, 1950) و در فرانسه توسط کانیارد^۱ (۱۹۵۳) به کار گرفته شد. منشأ امواج MT ناشی از فعالیتهای خورشیدی، آذرخشها، شفقهای قطبی، حرکتهای نسبی زمین، خورشید و ماه و همچنین میدانهای ناشی از گردبادهای بزرگ میباشد. امواج ایجاد شده تقریباً بدون تضعیف، پوسته نارسانای هوا را طی کرده و به سطح زمین برخورد می کنند. بخش زیادی از میدانهای تابشی در سطح زمین بازتاب میشوند و تنها بخش کوچکی از آن بهصورت امواج تخت به داخل زمین نفوذ می کنند (1990 ,. Inford et al. ابزار مورد نیاز برای اندازه گیری در این روش سه پیچه یا کویل مناسب برای اندازه گیری تغییرات میدان مغناطیسی و دو جفت الکترود جهت اندازه گیری تغییرات میدان الکتریکی در گستره فرکانسی مورد نظر، تقویت کنندهها و فیلترها به همراه سیستمهای رقومی و پردازندههای مناسب بهمنظور جمعآوری و تحلیل دادهها میباشد.

تغییرات زمانی مؤلفههای میدانهای مغناطیسی و الکتریکی در یک دستگاه ثبت میشوند و پس از پردازشهای لازم به صورت شدت میدانهای مغناطیسی (H) و الکتریکی (E) برای فرکانسهای مختلف ارائه میشوند. نسبت این میدانها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی مختلط ((ω)) است؛ با تعیین ارائه میشوند. نسبت این میدانها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی مختلط (ω)) است؛ ای تعیین ارائه میشوند. نسبت این میدانها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی مختلط (ω) میدانسهای مختلف ارائه میشوند. نسبت این میدانها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی مختلط (ω)) است؛ ای تعیین ارائه میشوند. نسبت این میدانها کمیتی از نوع امپدانس الکتریکی مختلط (ω)

²Cagniard

در فرکانسهای نسبتاً زیاد بهعلت میرایی سریع موج الکترومغناطیسی، امپدانس بهدست آمده تنها شامل اطلاعاتی از لایههای سطحی میباشد؛ همچنین سیگنالهایی با فرکانس پایین در اعماق بیشتری از زمین نفوذ میکنند و درنتیجه میتوان تغییرات مقاومتویژه را با عمق مشخص نمود (شکل ۲–۱).



شکل ۲-۱: فیزیک امواج الکترومغناطیس درنیمفضا، فرکانسهای بالاتر به اعماق کمتری نفوذ میکنند، درحالیکه فرکانسهای پایین، به بخشهای عمیقتری از زمین وارد میشوند(Unsworth., 2005).

۲-۳- معادلات ميدان الكترومغناطيسي

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial B}{\partial t} \tag{1-7}$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \tag{(Y-Y)}$$

$$\nabla . \vec{B} = 0 \tag{(-7)}$$



شكل ۲-۲: الف- قانون آمپر ب- قانون فارادى (Telford et al., 1990).

A/m در روابط فوق: \vec{E} شدت میدان الکتریکی برحسب V/m شدت میدان مغناطیسی برحسب \vec{E} مدر روابط فوق: \vec{E} شدت میدان الکتریکی برحسب $\mathcal{O} \cdot C/m^3$ سند $\mathcal{O} \cdot C/m^3$ پرحسب $\mathcal{O} \cdot W/m^2$ رسانند $\mathcal{O} \cdot C/m^3$ چگالی بار حجمی برحسب $\mathcal{O} \cdot C/m^3$ رسانند $\mathcal{O} \cdot W/m^2$ پرحسب الکتریکی برحسب $\mathbf{D} \cdot S/m$ برحسب $\mathbf{D} \cdot S/m$ و $\mathcal{O} \cdot S/m$ و $\mathcal{O} \cdot F/m$ میباشد. با استفاده از روابط کمکی $\vec{E} = \sigma \vec{E}$ و $\vec{E} = \varepsilon \vec{E}$ معادله (۲-۲) را میتوان به شکل زیر بازنویسی کرد.

$$\nabla \times \vec{B} = \mu \vec{J} + \mu \varepsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \tag{(\Delta-Y)}$$

که در آن: I چگالی جریان برحسب $^2 A/m^2$ و μ نفوذپذیری مغناطیسی برحسب MT میباشد. با توجه به اینکه میدان جریان جابجایی در فرکانسهای مورد استفاده در روش MT یک میدان شبه ایستا به حساب میآید، بنابراین جریانهای جابجایی تابع زمان در مقایسه با جریانهای رسانشی تابع زمان قابل چشمپوشی هستند. در مناطق دارای رسانندگی معین به هنگام عبور جریان، بار چندانی ذخیره نمی شود و $0 = \rho$ می شود (به جز در رسانای الکترولیتی). بنابراین در این مناطق روابط زیر صادق است: (۲-۶)

$$\nabla J = 0 \tag{Y-Y}$$

با به کار گیری عملگر کرل بر دو معادله اول ماکسول (روابط ۲-۱ و ۲-۲) و با استفاده از روابط فوق و به توجه معادلات (۲-۶) و (۲-۷) داریم:

$$\nabla^2 E = i \,\omega\mu\sigma E - \omega^2\mu\varepsilon E \tag{A-T}$$

$$\nabla^2 H = i \,\omega\mu\sigma H - \omega^2\mu\varepsilon H \tag{9-1}$$

روابط (۲-۸) و (۲-۹) بیانگر معادلات موج الکترومغناطیسی (یا معادلات هلمهولتز Ε و Η) برای انتشار میدانهای الکتریکی و مغناطیسی در یک محیط همگن ایزوتروپ با هدایت الکتریکی σ۰ نفوذپذیری مغناطیسی μ و گذردهی الکتریکی ع میباشند (Moradzadeh,1998).

۲-۳-۲ القای الکترومغناطیس در یک نیمفضای همگن

اگر از طرفین معادله (۲–۵) کرل گرفته شود این معادله به صورت زیر تبدیل می شود: (Telford et) . (al.,1990

$$\nabla \times (\nabla \times B) = \nabla . (\nabla .B) - \nabla^2 B = \nabla \times (\mu \sigma E + \mu \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t}) = -\mu \sigma \frac{\partial B}{\partial t} - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 B}{\partial^2 t} \qquad (1 \cdot - \tau)$$

$$|t| \quad |t| \quad |t|$$

$$\nabla^2 B = \mu \left(\sigma \frac{\partial B}{\partial t} + \varepsilon \frac{\partial^2 B}{\partial^2 t}\right) \tag{11-1}$$

با فرض وابستگی زمانی $e^{i\,\omega t}$ برای B ($e^{i\,\omega t}$ فرکانس زاویهای و $i = \sqrt{-1}$ یک عدد موهومی است)، معادله (۱۱-۲) معادله هلمولتز را در حوزه فرکانسی نشان میدهد:

 $(\nabla^2 - \gamma^2)B = 0$ (۱۲-۲) که در آن ۲ عدد موج مختلط بوده و: $\gamma^2 = i \,\omega\mu\sigma - \omega^2\mu\varepsilon = K^2 - k^2$ (۱۳-۲)

قسمت نامیرای موج، با سرعت
$$\frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = c - c$$
 حرکت می کند و به وسیله k بیان می شود که طول موج قسمت نامیرای موج، با سرعت $\frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} = c$ حرکت می کند و به وسیله k بیان می شود که طول موج آن $\frac{2\pi}{k} = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{2\pi}{f}$ آن $\frac{2\pi}{f} = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}} = \frac{c}{f}$ می باشد. در یک محیط همگن مثل زمین و برای فرکانس پایین مورد $\sigma \gg \varepsilon \omega$ استفاده در برداشت MT، ثابت پخش (انتشار) که واحد آن m-1 می باشد به دلیل آنکه $\sigma \gg \varepsilon \omega$
است، نقش مهم تری را ایفا می کند. این موضوع به عنوان یک فرض شبه استاتیک شناخته می شود و معادله پخش میدان B را به وجود می آورد:

$$(\nabla^2 - K^2)B = 0 \tag{14-1}$$

معادله پخش برای میدان E نیز به همین ترتیب به دست میآید:

$$(\nabla^2 - K^2)E = 0 \tag{10-1}$$

روابط (۲–۱۴) و (۲–۱۵) اساس فهم روش MT را در مقایسه با سایر روشهای ژئوفیزیکی فراهم می-سازند. رفتار پخشی امواج الکترومغناطیس در محدوده فرکانس MT این روش را بین روشهایی که توسط معادلات موج (مثل روشهای لرزهای و رادار نفوذ در زمین 'GPR) کنترل میشوند و یا روشهای میدان پتانسیل (گرانی، مغناطیس و مقاومتویژه DC) قرار میدهد.

همانطوری که ذکر شد در برداشتهای MT و در یک محیط رسانا، جریان رسانایی غلبه کرده و بنابراین اثرجریان جابجایی قابل چشمپوشی میباشد. پس معادله (۲–۱۴) و یا معادله (۲–۱۵) به یک معادله یخش، ساده می شود (Telford et al., 1990).

$$\nabla^2 \vec{E} - \mu \sigma \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} = 0 \tag{19-1}$$

برای موج الکترومغناطیسی با تغییرات زمانی سینوسی شدت میدان الکتریکی میتواند به صورت $ec{E}=ec{E}_0e^{-i\omega t}$ نوشته شود، با جایگذاری در معادله (۲–۱۶) داریم:

$$\nabla^2 \vec{E} + i\omega\mu\sigma\vec{E} = 0 \tag{1V-T}$$

باتوجه به تبدیل انرژی الکترومغناطیس به گرما، شدت میدانها بهطور نمایی با عمق Z کاهش مییابند. بنابراین رابطه زیر را خواهیم داشت:

$$\frac{\partial^2 \vec{E}}{\partial z^2} + i\omega\mu\sigma\vec{E} = 0 \tag{1A-Y}$$

¹ Ground Penetrating Radar

که در آن $\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-i\omega t} e^{-kz}$ و $\vec{E}_0 = \vec{E}_0 e^{-i\omega t} e^{-kz}$ (Telford et al., 1990) می توان رابطه زیر را نوشت: (Telford et al., 1990) (۱۹-۲) $\vec{E}k^2 + i\omega\mu\sigma\vec{E} = 0$ (۱۹-۲) با فاکتور گیری از این رابطه داریم: $\vec{E}(k^2 + i\omega\sigma) = 0$ (۲۰-۲) $\vec{E}(k^2 + i\omega\sigma) = 0$ (۲۰-۲) $k = \pm (1-i)\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$

که در آن k عدد موج مختلط محیط است. بنابراین انتشار میدان در زمین میتواند به شکل زیر نوشته شود: (Telford et al., 1990)

$$\vec{E} = \vec{E}_0 e^{-i\omega t} e^{i\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}Z} e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}Z}$$
(YY-Y)

در رابطه (۲-۲۲) جمله نمایی $e^{-\sqrt{\frac{\rho \mu \sigma}{2}z}}$ کاهش دامنه هر یک از میدانهای الکتریکی و یا مغناطیسی را به شکل گذر موج در مسیر z نمایش میدهد. جایی که شدت میدان الکتریکی به $\frac{1}{e}$ مقدار اولیه کاهش مییابد عمق پوست نامیده شده و برحسب فاصله با نماد δ نمایش داده می شود. بنابراین:

$$e^{-\sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}\delta}} = e^{-1} \tag{(YW-Y)}$$

۲-۴- عمق پوست

عمق پوست در یک محیط رسانای یکنواخت به شکل زیر نوشته می شود:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \tag{(Tf-T)}$$

¹ - skin depth

با جایگذاری ثابتها در معادله (۲–۲۴) میتوانیم δ را بهشکل زیر نوشت:

$$\delta(m) = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \tag{YD-Y}$$

رابطه (۲–۲۵) نشان میدهد که عمق پوست به دو پارامتر: مقاومتویژه محیط و فرکانس موج وابسته است. عمق پوسته با کاهش مقاومتویژه و با افزایش فرکانس کاهش مییابد. اگر مقاومتویژه زمین از ۱/۰ تا ۱۰۴ اهممتر و فرکانس از ۱۰^۳ تا ^{۴–} ۱۰ هرتز تغییر کند، عمق پوست از دهها متر تا دهها کیلومتر تغییر خواهد کرد.

$$Z_{e}(m) = 100\sqrt{\frac{\rho}{f}} \tag{(YF-Y)}$$

شدت میدان مغناطیسی موج EM با تغییرات زمانی سینوسی میتواند به شکل $\vec{H} = \vec{H}_0 e^{-i\omega t}$ نوشته شود. بنابراین داریم:

$$\vec{H} = \frac{1}{i\omega\mu_0} \nabla \times \vec{E} \tag{(Y-Y)}$$

(Tikhonov, 1965)

$$\vec{E}_x = \vec{E}_0 e^{-kz} e^{-i\omega t} \tag{YA-Y}$$

$$\vec{H}_{y} = \frac{k}{i\omega\mu_{0}} E_{0} e^{-kz} e^{-i\omega t}$$
(۲۹-۲)

میدان الکتریکی E_x عمود بر میدان مغناطیسی H_y میباشد. از نسبت متعامد اندازه گیری شده E به H امپدانس به صورت زیر تعیین می شود و به این ترتیب اطلاعات مفیدی از ساختار مقاومت ویژه زمین از اندازه گیری های انجام شده در سطح زمین (z=0) به دست خواهد آمد (Tikhonov, 1965).

$$Z(\omega) = \frac{E}{H}$$
(°·-۲)

بەعبارتى دىگر:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{(1-i)}{\sqrt{2}} \sqrt{\omega \mu_0 \rho} \tag{(1-7)}$$

مقاومت ویژه ظاهری pa از رابطه (۲–۳۱) قابل حل است :

$$\rho = \frac{1}{\omega} \left| Z \right|^2 \tag{27}$$

و آرگومان امپدانس (@Z() بهعنوان فاز تعیین میشود که برای یک نیمفضای همگن بهصورت زیر است:

$$\phi = \arg Z = \arg \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}} \sqrt{i} = \arg \sqrt{\frac{\omega}{\mu\sigma}} e^{i\frac{\pi}{4}} = \frac{\pi}{4} = 45^{\circ}$$
(TT-T)

مقاومتویژه ظاهری به نسبت مؤلفههای میدان الکتریکی و مغناطیسی وابسته است. مقاومتظاهری م^aمیانگین حجمی مقاومتویژه زمین را روی نیمکرهای با شعاع برابر عمق پوست نشان میدهد. فاز φ_{xy} اختلاف فاز بین مؤلفههای میدان مغناطیسی و الکتریکی را بیان میکند. مقاومتویژه ظاهری و فاز دو پارامتر اصلی میباشند که در جهت استخراج اطلاعات ساختار مقاومتویژه از دادههای اندازه گیری شده استفاده میشوند. با محاسبه مقاومتویژه برحسب تابعی از فرکانس، تغییرات مقاومت-ویژه با عمق را میتوان مشخص کرد (Vozzof, 1991).

۲−۵-۱ اثر ساختارهای مختلف زمینشناسی روی برداشتهای MT

۲-۵-۱- پاسخهای فاز و مقاومتویژه ساختارهای یک بعدی

ساختارهای یک بعدی شامل چند لایه همگن افقی میباشند؛ که مقاومتویژه در آنها تنها با عمق تغییر میکند. برای چنین ساختاری تغییرات افقی میدانها صفر است (شکل ۲-۳). این مورد کاملاً شبیه مدل نیمفضای همگن میباشد. در ساختارهای یک بعدی نیز امپدانس مستقل از جهت اندازه گیری میباشد. واضح است، که در زمین یک بعدی مهر و $\rho_{yx} = \rho_{xy} = \rho_{xy} = \rho_{x}$ مقاومتویژه ظاهری و تابع فرکانس میباشد. (Moradzadeh, 1998) در وضعیت یک بعدی هنگام عبور از یک محیط مقاوم به یک محیط رسانا مقدار فاز از $\frac{\pi}{\epsilon}$ بالاتر میرود و بالعکس هنگام عبور از یک محیط رسانا به یک محیط مقاوم مقدار فاز از $\frac{\pi}{\epsilon}$ کمتر است.



شکل ۲-۳: تصویر شماتیک از یک مدل مقاومتویژه دز یک زمین یک بعدی (Nabighian & Macnae, 1991).

۲-۵-۲ بررسی پاسخ ساختارهای دوبعدی

یک ساختار دو بعدی ژئوالکتریکی، ساختاری است که، مقاومتویژه الکتریکی و میدانها علاوه بر تغییر نسبت به عمق در یک جهت افقی نیز به طور جانبی تغییر می کنند (شکل ۲-۴). اکثر ساختارهای زمین شناسی مانند طاقدیس ها، ناودیس ها، قطعه های گسلی، زون های همبری، دایک ها و دره های ریفتی تقریباً به صورت ساختارهای دو بعدی رفتار می کنند. در ساختارهای دوبعدی خواص الکتریکی به موازات یک جهت افقی ثابت است؛ که به آن جهت امتداد می گویند.

برای یک مدل دو بعدی معادلات در هم کنش امواج تخت EM برای دو وضعیت بررسی می شود (Vozzof, 1991; Moradzadeh, 1998). هنگامی که مؤلفه میدان الکتریکی مطابق شکل (۲-۴) در جهت امتداد باشد، چنانکه مؤلفه مغناطیس عمود بر آن قرار بگیرد، این وضعیت را حالت الکتریکی عرضی (TE) می امند. وضعیت دوم زمانی است که مؤلفه میدان الکتریکی عمود بر امتداد باشد و یا هنگامی که مؤلفه میدان مغناطیسی مطابق شکل (۲-۴) در جهت امتداد باشد، این وضعیت را حالت

¹ Transverse electric field

مغناطیسی عرضی^۱ (TM) مینامند. روابط حاکم بر مدهای TE و TM با استفاده از تقریب شبه ایستا به صورت جدول زیر است:

$\left(\frac{\partial u}{\partial v} = i\omega\mu_0 H_z\right) \qquad \left(\frac{\partial u}{\partial v} = -\sigma E_z\right)$

جدول ۲-۱: پاسخ ساختارهای دو بعدی در دو مد TE و Nabighian & Macnae, 1991) TM).



شکل ۲-۴: مدل دوبعدی مقاومتویژه با یک امتداد عرضی ثابت در جهت محور X است. مرز مقاومتویژه به دو منطقه جدا شده که رسانندگی آنها متفاوت است. قطبش E و قطبش B به ترتیب مد TE و مد TM میباشند (Nabighian).

در مد TE، مؤلفه میدان الکتریکی در راستای امتداد قرار دارد و جریان در راستای x شارش می کند. در این مد، به دلیل پیوستگی مؤلفه مماسی میدان الکتریکی در مرز دو محیط، انباشتگی بار وجود نداشته و میدان الکتریکی به طور پیوسته در فصل مشترک دو محیط تغییر می کند. به دلیل افزایش رسانندگی در محیط رسانا، تمرکز جریان در طرف رسانا بزرگتر شده و میدان مغناطیسی به طور قابل ملاحظه ای تغییر می کند. تغییر در میدان مغناطیسی، اثر خود را در مؤلفه عمودی آشکار می کند (Marcel Science) (et al., 1998; Dobrin and Savit, 1988)

در مد TM، میدان مغناطیسی در راستای امتداد و میدان الکتریکی عمود بر امتداد است. در این مد شارش جریان در راستای محورهای y و z است و شرایط مرزی بر روی مؤلفه عمودی میدان الکتریکی

¹ Transverse magnetic field

منجر به انباشت بار الکتریکی در مرز دو محیط میشود که باعث افزایش در جدایی میدان الکتریکی در نزدیک مرز دو محیط با رسانایی مختلف خواهد شد. این مد ساختارها را باردار کرده و بیهنجاریهای آن دارای طبیعت گالوانیکی میباشند. این مد همچنین به ساختارهای نزدیک سطح حساس تر است. مد TM در مقابل اثرات سه بعدی ساختارهای رسانا پایدارتر میباشد در حالی که مد TE در مقابل اثرات سه بعدی که توسط ساختارهای نارساناتر ایجاد میشود، پایدارتر است. مد TM در مقابل جابجایی ایستایی حاصل از بیهنجاری های سه بعدی نزدیک سطح، تأثیرپذیرتر از حالت TE میباشد (Berdichevsky et al., 1998).

۲-۶- تانسور امپدانس

در یک زمین با ساختار دو بعدی و یا سه بعدی که در طبیعت متداول تر است، ساختار الکتریکی زیرسطحی را نمی توان با امپدانس اسکالر مختلط بیان کرد. برای چنین ساختارهایی رابطه بین میدانهای الکتریکی و مغناطیسی در یک سونداژ اندازه گیری به وسیله تانسور امپدانس ارائه می شود. در روش MT، Ez به جز برای فرکانس های بسیار بالا تقریباً صفر است؛ به این دلیل که مؤلفهٔ قائم میدان الکتریکی بسیار سریع میرا می شود. از این رو برای یک ساختار دو بعدی تانسور امپدانس به این صورت می باشد: (Cantwell, 1960)

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \Rightarrow \begin{cases} E_x = Z_{xx}H_x + Z_{xy}H_y \\ E_{y=}Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \end{cases}$$
(3.4)

که در آن:

$$z(\omega) = \begin{pmatrix} z_{xx} & z_{xy} \\ z_{yx} & z_{yy} \end{pmatrix}$$
(٣Δ-٢)

پس هر مؤلفه تانسور امپدانس برابر است با:

$$z_{ij} = \frac{E_i}{H_j} (i, j = x, y)$$
(٣۶-٢)

رابطه فوق نشان میدهد که مؤلفه میدان الکتریکی در یک جهت معین نه تنها به مؤلفهٔ میدان مغناطیسی عمود بر آن بستگی دارد؛ بلکه به مؤلفهٔ موازی با آن نیز بستگی خواهد داشت. مؤلفههای تانسور امپدانس مختلط و تابعی از فرکانس میباشند.

در مواردی که ساختار زمین یکبعدی (I-D) باشد، Z_{xx} و Z_{yy} صفر هستند و $Z_{yx} = Z_{xy}$ میباشد. بنابراین معادلات به شکل $F_x = Z_{xy} H_y = Z_{xy} H_x = -Z_{yx} H_y$ نوشته می شوند. در حالت دو بعدی (I-D)، اگر محور X و یا Y موازی امتداد ژئوالکتریکی باشد $Z_{xx} = Z_{xy}$ شده اما $Z_{xy} = Z_{xy}$ است. اگر هیچ یک از دو محور موازی امتداد ژئوالکتریک نباشند؛ $0 \neq Z_{yy} = Z_{xx}$ است. اگر هر چهار مؤلفه تانسور امپدانس مستقل از یکدیگر باشند، ساختار زیرسطحی به احتمال زیاد سه بعدی (I-C) است (جدول۲-۲).

جدول ۲-۲: این جدول مؤلفه های تانسور امپدانس بر اساس تغییرات ابعاد و توزیع رسانندگی زمین را نشان میدهد. || Z | z | Z | z به ترتیب مؤلفه های اصلی تانسور امپدانس را برای مد TE و مد TM نشان میدهند (Vozzof, 1991).

	Dimensionality		
	1-D	2-D	3-D
tensor components	$Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ $Z_{xy} = -Z_{yx}$	$\begin{aligned} Z_{xx} &= -Z_{yy} \\ Z_{xy} &\neq -Z_{yx} \end{aligned}$	$Z_{xx} \neq -Z_{yy} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx}$
impedance tensor Z	$\begin{pmatrix} 0 & Z_n \\ -Z_n & 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} 0 & Z_{\parallel} \\ Z_{\perp} & 0 \end{pmatrix}$	$\begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}$

تفسیر دادههای MT ساختارهای دو بعدی بر اساس این مفهوم پایه گذاری شده است که میدانهای اندازه گیری شده را به مدهای TE و TM مجزا می کند. بنابراین در پردازش دادهها ابتدا باید امتداد ژئوالکتریکی تعیین گردد و دادهها در جهت سیستم مختصات به دست آمده، چرخیده شوند. یکی از روشهای تعیین امتداد ژئوالکتریکی تجزیه تانسوری است، که تانسور امپدانس را در مختصاتهای مختلف تجزیه و تحلیل می کند و مسیری که مقادیر بیشینه و کمینه تر کیبهای مختلف زنا را می دهد، پیدا می کند (Telford et al., 1990; Kaufman and Keller, 1981). در تجزیه و تحلیل تانسوری، تانسور امپدانس اندازه گیری شده با استفاده از تانسور چرخش زیر:

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}$$
(٣٧-٢)

حول زاویه heta+ (ساعتگرد) چرخیده و تانسور امپدانس نهایی Z' زیرحاصل میشود، بنابراین:

$$Z' = \begin{pmatrix} Z'_{xx} & Z'_{xy} \\ Z'_{yx} & Z'_{yy} \end{pmatrix} = R \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{pmatrix} R^{T} = R Z_{2D} R^{T}$$
(YA-Y)

 R^{T} ترانهاده R است. از چندین روش متفاوت برای یافتن زاویه چرخش θ_0 بین جهت اندازه گیری شده R^{T} و امتداد استفاده می شود. روش سویفت (۱۹۶۷) به شکل گسترده ای به کار برده می شود و زاویه امتداد θ_0 را به وسیله یافتن مقدار بیشینه رابطه زیر در هر فرکانس به دست می آورد:

$$\left|Z_{xy}'(\theta_0)\right|^2 + \left|Z_{yx}'(\theta_0)\right|^2 \tag{49-7}$$

و پاسخ زیر بدست می آید: (Vozoff, 1972)

$$4\theta_{0} = \tan^{-1} \left(\frac{\left[\left(Z_{xx} - Z_{yy} \right) \left(Z_{xy} - Z_{yx} \right)^{*} + \left(Z_{xx} - Z_{yy} \right)^{*} \left(Z_{xy} + Z_{yx} \right) \right]}{\left| Z_{xx} - Z_{yy} \right|^{2} - \left| Z_{xy} + Z_{yx} \right|^{2}} \right)$$
(F-T)

که $|Z_{xy}|^2$ را بیشینه و $|Z_{yy}|^2 = |Z_{xx}|^2 + |Z_{yy}|^2$ را کمینه می کند. علامت * در رابطه بالا نمایانگر مزدوج مختلط است.

MT آنالیز ابعادی دادههای MT

یکی از مهمترین بخشهای تحلیلی تفسیر دادههای MT، تعیین ابعاد مناسب دادهها برای ساختارهای زیرسطحی میباشد. اینکه دادهها در کدام فرکانسها و در کدام سونداژها به صورت یک بعدی، دو بعدی و یا سه بعدی میباشند و در صورت دوبعدی بودن آیا جهتهای امتداد در سراسر یک باند فرکانسی برای یک گروه از سونداژهای همسایه ثابت است یا خیر؟ چنین تحلیلی در یک چارچوب آماری بحث میشود. اگر کیفیت دادهها خیلی ضعیف باشد (برآورد خطای بزرگ) بنابراین ممکن است سادهترین مدل منطبق، یک بعدی و یا حتی یک نیم فضای یکنواخت باشد. در مقابل،

¹ - Swift

مشاهدات نیاز است. روشهای اولیه آنالیز ابعادی MT در طول سالهای ۱۹۶۰ و ۱۹۶۰برمبنای خواص چرخشی ناشی از اندازه مؤلفههای تانسور پاسخ گسترش یافتند، در حالی که روشهای نوین از اواسط ۱۹۸۰ براساس استفاده از خواص چرخشی فازهایشان توسعه داده شدند. در زیر به شرح مختصر چند مورد از این روشها که قرار است در تحلیل دادهها استفاده شوند، پرداخته میشود. ۲-۷-۲ - پارامتر چولگی^۱

رسانایی الکتریکی زمین ممکن است در همه جهات تغییر کند بهطوری که تحلیل یک بعدی و دو بعدی تقریباً ناکارآمد باشند. برای یک ساختار سه بعدی هیچ قانون معینی وجود ندارد که توابع تبدیل از آنها پیروی کنند، اگرچه تجربه عمومی وجود دارد که عناصر غیرقطری تانسور امپدانس تقریباً در همه موارد در اولین و سومین ربع در صفحه مختلط قرار می گیرند. بنابراین، مطالعه این که زمین مورد کاوش دارای چه ویژگیهایی از نظر ابعاد سازند میباشد، از اهمیت ویژهای برخوردار است. یک مقیاس بسیار مفید از سهبعدی بودن پارامتر چولگی (اسکیو) است (1991, 1971, I and Pederson). سویفت⁷ بهصورت زیر تعریف می کند: (Swift, 1967)

$$S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right|$$
(F1-T)

باید توجه داشت که چولگی نسبت به چرخش ناورداست^۳، یعنی به سیستم مختصات اندازه گیری بستگی ندارد. هنگامی که مقدار S برحسب فرکانس مقدار کوچکی باشد (کوچکتر از ۰/۲) ساختارهای زمینشناسی میتوانند به صورت ساختارهای یک بعدی یا دو بعدی غیرآشفته^۴ تعریف شوند. درغیر این صورت ساختارهای موجود یا به صورت ساختارهای یک بعدی ودو بعدی آشفته و یا به صورت ساختارهای سه بعدی تعریف می شوند. ناوردایی دیگر تانسور امپدانس، امپدانس متوسط است:

¹ Skew

³ - Rotation Invariant

² - Swift

⁴ - Undistorted 1D and 2D Structures

$$Z_{ave} = 0.5 (Z_{xy} - Z_{yx})$$
 (47-7)

از ناورداییهای دیگر تانسور امپدانس، دترمینان تانسور امپدانس است؛ که امپدانس موثر نیز خوانده می شود: (Li and Pederson, 1991)

$$Z_{eff} = \left| Z_{xx} Z_{yy} - Z_{xy} Z_{yx} \right|^{1/2}$$
(FT-T)

مزیت استفاده از داده دترمینان این است که مقدار میانگینی از امپدانس برای همه جهتهای جریان فراهم می کند. به علاوه تشخیص مد نیاز نمی باشد، همچنین نیازی به تصحیحات جابجایی ایستا نبوده و تحلیل بعدپذیری برای مدل های یک بعدی و دو بعدی با استفاده از این داده ها به سادگی امکان پذیر می باشد.

۲-۷-۲ بیضیوارگی

دومین پارامتر اندازه گیری ابعادی که در اواخر ۱۹۶۰ معرفی شد (Word et al., 1970)، کمیت بیضیوار گی^۲ میباشد؛ که به شکل زیر نشان داده می شود:

$$ellipticity (\theta) = \frac{\left| z_{xx}(\theta) - z_{yy}(\theta) \right|}{\left| z_{xy}(\theta) + z_{yx}(\theta) \right|}$$
(۴۴-۲)

این کمیت نسبتی از محور کوچک بیضی امپدانس تقسیم بر محور اصلی آن میباشد. بیضویت، شکل توزیع یکسانی همچون چولگی دارد. بیضویت یک تابع از زاویه دوران است، و برای یک پاسخ یک بعدی بدون خطا، تعریف نشده است، بهطوری که بدون در نظر گرفتن زاویه، صورت و مخرج کسر هر دو صفر میباشند. بیضویت برای یک زمین دو بعدی زمانی صفر خواهد بود که θ در جهت امتداد است. بنابراین، بیضویت بهعنوان هر دو شاخص جهتی و ابعادی استفاده میشود. بیضویت حساسیت بالایی نسبت به نوفه دارد بهویژه در حضور نوفه نسبتاً زیاد و بدون در نظر گرفتن ابعاد، توزیع بیضویت مقادیر بسیار زیادی را نشان میدهد.

¹ - Effective Impedance

² Ellipticity

۲-۷-۳ نمودارهای قطبی

سومین ابزار تحلیل ابعادی (و جهتی) که از گذشته تا به حال بسیار مورد استفاده قرار گرفته است، نمودارهای قطبی میباشند و از اشکال دورانی ناشی از اندازههای مؤلفههای تانسور قطری و غیر قطری از طریق رسم $|(\Theta)_{xx}|$ $e|(\Theta)_{xy}|$ در نظر گرفته میشود، به طوریکه Θ با اندازه ۳۶۰ چرخیده شده (البته چرخش فقط ۹۰ درجه به علت تقارن کافی است). این نمودارها، نمودارهای قطبی نامیده میشوند و یا به صورت محاورهای نمودار بادامی نیز نامیده میشود. همچنین نمودارهای قطبی به عنوان تابعی از مشاهدات آماری که به عنوان تقریب زننده پارامترهای مبتنی بر اندازه از نظر ابعادی و جهتی هستند، استفاده میشود (1977).

برای پاسخ بدون خطای یک زمین یک بعدی، $|(\Theta)|_{Z_{xx}}(\Theta)|$ در همه زوایا صفر است و $|(\Theta)|_{Z_{xy}}|_{Z_{xy}}$ کامل را نشان می دهد (شکل ۲–۵–الف). برای یک زمین صرفاً دو بعدی، $|(\Theta)|_{Z_{xy}}|_{Z_{xy}}|_{Z_{xy}}$ یک شکل بیضیوار را برای ناهمسانگردی کم تا متوسط بین Z_{xy} و Z_{yx} توصیف می کند، اما برای ناهمسانگردی بالاتر یک شکل بادامی را نشان می دهد (از اینرو این گونه نامیده شد) . بخش قطری $|(\Theta)|_{X_{xy}}|_{Z_{xy}}$ یک شکل بادامی را نشان می دهد (از اینرو این گونه نامیده شد) . بخش قطری $|(\Theta)|_{X_{xy}}|_{Z_{xy}}$ شبدر چهار برگی را با صفرهایی در جهت امتداد و عمود بر امتداد، که $|(\Theta)|_{X_{xy}}$ به حداقل و حداکثر می رسید را نشان می دهد (شکل ۲–۵–ب).

برای یک زمین سه بعدی تقارن از بین میرود (بهجز در مواردی که داده مربوط به یک سونداژ بر روی یک نقطه از تقارن هندسی باشد) و بهویژه مؤلفه قطری ا(θ)XxX|، در زوایایی که مؤلفه غیر قطری ا(θ)Zxy به حداکثر و حداقل میرسد؛ در چهار نقطه اصلی °۹۰ از هم جدا، صفرها را نشان نمیدهد (شکل ۲-۵-ج). باتوجه به وجود نوفه، با اینحال، ممکن است شکل فوق یک زمین دو بعدی با امتداد ژئوالکتریکی تقریبی °۲۰- (یا °۲۰+) تفسیر شود.

آشفتگیهای گالوانیکی بر روی نمودارهای قطبی تأثیر زیادی دارند، این اثرات از سطح کم تا متوسط آشفتگی کاملاً مشخص است. (شکل ۲–۵–د) نمودارهای قطبی را برای تانسور پاسخ 3D/2D نمایش میدهد. در این حالت نمودار قطبی بسیار نزدیک به دو بعدی است، با یک شکل بادامی (گلبرگی) آشکار برای مؤلفه غیر قطری و یک مؤلفه قطری که شکل نزدیک به یک شبدر چهاربرگ است. بنابراین یک نتیجه گیری اشتباه ممکن، این است که تانسور از زمین دو بعدی با امتداد °۴۵ ارائه شده باشد.

در نتیجه، هر سه ابزار ابعادی ذکر شده که مبتنی بر دامنه مؤلفههای تانسور امپدانس میباشند، به شدت به وسیله نوفه و یا آشفتگیهای ناشی از ناهمگنی های سطحی تحت تأثیر قرار می گیرند و از این رو هیچ کدام قابل اعتماد نیستند (Moradzadeh, 1988; Berdichevsky & Dmitriev, 1988;



شکل ۲-۵ نمودارهای دوران اندازه امپدانس (نمودارهای بادامزمینی) برای موارد مصنوعی (الف) یک بعدی، (ب) دوبعدی، (ج) سه بعدی و (د) برای 3D/2D. در همه موارد، دایره نازک ارائه دهنده دایره واحد برای مورد یک بعدی است، منحنی توپر ضخیم تر ارائه دهنده مؤلفه امپدانس غیر قطری است (Jones, 2012).

۲-۸- تابع تبدیل مغناطیسی

رابطه بین مؤلفههای عمودی و افقی میدانهای مغناطیسی در هر فرکانس بهصورت زیر است:

(Moradzadeh, 1998)

$$H_{z} = T_{zx}(\omega)H_{x}(\omega) + T_{zy}(\omega)H_{y}(\omega)$$
(* Δ -Y)

که در آن T_{zx} و T_{zx} توابع تبدیل مغناطیسی یا همان تیپر ^۱ میباشند؛ که توابع مختلط فرکانسی هستند و نسبت به تغییرات جانبی رسانندگی خیلی حساس هستند. بردارهای القایی تابع تیپر به دو صورت حقیقی و موهومی تجزیه میشوند. جزء حقیقی بردار القایی تمایل دارد که از مقدار رسانایی بالا به سمت رسانایی کمتر جهتگیری کند. در یک زمین دو بعدی، مؤلفههای قائم میدان مغناطیسی حاصل از قطبش TE قادرند که نشانگر تغییرات جانبی رسانندگی محیط باشند. واضح است که در حالت قطبش مد MT مؤلفه قائم میدان مغناطیسی صفر است و از اینرو برای حالت قطبش ET رابطه (۲–۴۵) بهشکل زیر ساده میشود (Berdichevsky and Dmitriev, 2010).

$$H_z = T_{zy}H_y$$
 (۴۶-۲)
همچنین مؤلفه میدان مغناطیسی عمودی یک مقیاس ساختاری خوب میباشد. از آنجایی که تیپر یک
بردار مختلط است، پارکینسون نشان داد که با درنظر گرفتن مؤلفههای تیپر در دو حالت حقیقی و
موهومی میتوان خواص مورد مطالعه را از دادههای زمین مورد نظر بهدست آورد. مؤلفههای حقیقی و
موهومی بردارهای پارکینسون بهصورت زیر تعریف میشوند:

$$\vec{P} = \operatorname{Re}(A\hat{x} + B\hat{y}) \tag{(fV-Y)}$$

$$\vec{Q} = \operatorname{Im}(A\hat{x} + B\hat{y})$$
 -Y

(۴۸

این بردارها میتوانند جهت تعیین ساختارهای سهبعدی (3D) استفاده شوند. A و B مؤلفههای مختلط بردار تیپر (همان T_{zx} و T_{zx} و \hat{x} بردارهای واحد در راستای x و y هستند. قسمت حقیقی بردار پارکینسون به سمت خارج ناحیه رسانا اشاره دارد (Li & Pederson, 1991). این خود عاملی جهت شناسایی چرخش میباشد.

¹ Tipper

MT نحوه برداشت دادههای MT

هر سونداژ اندازه گیری MT شامل سنسورهای میدان الکتریکی و مغناطیسی میباشد؛ دستگاه مختصاتی که در هر سونداژ MT بنا نهاده میشود، دارای سه محور x، y و z است که محور x جهت شمال، محور y جهت شرق و محور z به سمت پایین در نظر گرفته میشوند. میدان مغناطیسی بهطور برداری با اندازه گیری هر سه مؤلفه در امتداد سه محور مختصاتی، اندازه گیری میشود. این مؤلفه ها به وسیله سیم پیچهای القایی یا مغناطیس سنج (SQUID تعیین می شوند.



شكل ۲-۶: طرح شماتيك از يك سونداژ MT (Nabighian & Macnae, 1991).

طرحهای گوناگونی از مغناطیسسنجهای سیم پیچ القایی وجود دارد. اما در حقیقت همه آنها شامل یک مغزه با نفوذپذیری مغناطیسی بالا که توسط سیم مسی سیم پیچی شده است، میباشند. معمولاً مغناطیسسنجهای SQUID بهویژه در فرکانسهای پایین حساستر میباشند. البته هر یک از این سنسورها دارای مزایا و معایبی هستند. سیمپیچهای القایی، بزرگ و سنگین بوده درصورتیکه مغناطیسسنجهای SQUID آسانتر نصب و حمل میشوند. به دلیل اینکه هر سه مؤلفه داخل یک

¹ Superconducting Quantum Interference Devices

وسیله طراحی شده است؛ اما این مغناطیسسنج به دلیل نیاز به هلیم مایع لازم است که در دمای مناسبی حفظ شده و در مناطقی که فراهم کردن چنین شرایطی سخت میباشد، دچار مشکل می شوند. میدان الکتریکی با اندازه گیری اختلاف پتانسیل بین یک جفت الکترود زمینی در هر یک از راستاهای x و y به دست می آید. برای جلو گیری از حضور چشمه نوفه دار ناشی از تماس الکترودها با زمین بهتر است که از الکترودهای غیر قابل قطبش استفاده شود (Nabighian & Macnae, 1991).

دقت در بهدست آوردن نتایج صحیح در برداشت صحرایی MT بسیار مهمتر از سایر روشهای الکترومغناطیس میباشد؛ زیرا در این روش میدانها بسیار کوچک میباشند. انتخاب سونداژ و نصب گیرنده^۱ دو فاکتور مهم در تعیین کیفیت دادهها است. در انتخاب محل سونداژها حتی الامکان باید از چشمههای نوفه که باعث انحراف میدانهای مغناطیسی و یا الکتریکی میشوند، دوری کرد. میزان تأثیر چشمههای فعال متفاوت است. مثلاً خطوط راهآهن، خطوط لوله و فنسهای فلزی حداقل ۱کیلومتر، ترافیک و وسایل نقلیه ۱۰۰ متر، دوری از اشیا ساکن ۱۰۰متر میباشد. سیمپیچهای القایی حتیالامکان باید از ریشه درختان دور باشند، لازم است الکترودها تا جاییکه ممکن است چند روز و ترجیحاً یک روز قبل از استفاده نصب شوند و اضافه کردن آب هم میتواند به کاهش مقاومت کمک کند. در جایی که مقاومت بهطور قابل ملاحظهای بالاست؛ از نصب چند الکترود بهطور موازی استفاده میشود.

MT عوامل منحرف کننده دادههای MT

اثرات تودههای سه بعدی روی میدان MT به سه دسته تقسیم میشوند: ۱- انحراف جریان عمودی،۲-انحراف ناشی از جریان افقی و۳- القای سطحی، انحراف جریان همچنین جریان کاناله نیز نامیده میشود (شکل ۲-۷). شکل (۲-۸) اثر عرضی یک توده دو بعدی قرار گرفته در یک نیمفضای یکنواخت را نشان میدهد. در این شکل مقاومتویژه ظاهری بر حسب فرکانس برای عرضهای (۱۰) مختلف توده رسم شده است. برای ساختار یک بعدی ∞→س میباشد. کاهش مقاومتویژه در فرکانسهای پایین هنگامیکه توده باریکتر میشود، قابل ملاحظه است و نشان میدهد که چگونه رساناهای محلی کوچک میتوانند جابجایی ایستایی مهمی را ایجاد کنند. لازم به ذکر است که انحرافات جریان، تنها در تودههای سه بعدی رخ میدهد (شکل ۲–۷).



Mabighian & Macnae,) شکل ۲-۷: شارش جریان به واسطه حضور رسانای سه بعدی در یک سنگ میزبان مقاومتر (۱۹۹۱ - ۱۹۹۹).

ناهمگنیهای زیرسطحی در مقیاس کوچک بسیار مهم میباشند زیرا منجر به ظاهر شدن بی-هنجاریهای اصلی در عمق کمتر و یا بیشتر میشوند که این موضوع بستگی به مقاومتویژه توده زیرسطحی دارد. این پدیده مستقل از فرکانس بوده و ناشی از میدان الکتریکی افقی E است که در عبور از عرض ناهمگنی جانبی، ناپیوسته میباشد.



شکل ۲−۸: اثر انحراف جریان عمودی روی مقاومتویژه ظاهری برای E عمودی در یک مدل دو بعدی. W عرض توده رسانا است (Nabighian & Macnae, 1991).

فصل سوم:

مبانی تئوری روش تجزیه تانسورى

۳–۱– مقدمه

در برداشت دادههای MT وجود ناهمگنیهای سطحی که اغلب به صورت تودههای محلی سه بعدی(3D) میباشند، اثر نامطلوبی را در تفسیر ساختارهای عمیق (بیهنجاریهای منطقهای) حاصل از برداشت-های MT به وجود میآورند. در سونداژزنی اثر این ناهمگنیها به صورت جابجایی ایستای سونداژ مقاومت ویژه به سمت بالا یا پایین (بسته به مقاومت ویژه تودههای محلی سه بعدی) میباشد. اگر چنانچه اثرات آنها به گونهای اصلاح و یا تعدیل نشوند، تفسیر دادههای MT برای اکتشاف ساختارها و یا اهداف اصلی منطقهای منجر به نتایج گمراه کننده میشود. از این رو لازم است که اثرات آشفتگیهای گالوانیکی و جابجایی ایستا به گونه ای حذف و یا حداقل تعدیل شوند، که به این منظور روشهای مختلفی مورد استفاده قرار می گیرند (۱۹۸3, 2003). از آنجایی که در این مطالعه از روشهای تجزیهی تانسوری گروم و بیلی (۱۹۸۹) و روش اسمیت (۱۹۹۷) برای تحلیل تفسیر دادههای MT استفاده

۳-۲- روش گروم و بیلی

تفسیر دادههای MT نیازمند تشخیص ابعاد و جهت بیهنجاری میباشد. بدین منظور با استفاده از روش های مناسب اثر تودههای سطحی را بر دادهها باید کاهش داد. در روش گروم و بیلی (۱۹۸۹) ابتدا تانسور امپدانس به دو بخش حقیقی و موهومی تجزیه شده و به صورت آماری برای اثبات فرض وجود آشفتگیهای گالوانیکی استفاده میشود. روش تجزیهی تانسوری از دهه ۱۹۹۰ در تفسیر دادههای MT به ابزار مهمی برای کاهش اثرات آشفتگی ناهمگنیهای محلی سطحی تبدیل شد. هدف از این کار، مهمی برای کاهش اثرات آشفتگیهای معاون کره می از دهه ۱۹۹۰ در تفسیر دادههای MT به ابزار مهمی برای کاهش اثرات آشفتگی ناهمگنیهای محلی سطحی تبدیل شد. هدف از این کار، جذف اثر ساختارهای محلی کم عمق و ناهمگنیهای رسانای نزدیک سطح زمین میباشد و در مشخص حذف اثر ساختارهای محلی کم عمق و ناهمگنیهای رسانای نزدیک سطح زمین میباشد و در مشخص کردن امتداد تودههای عمیق نقش مهمی دارد. بیثباتی ذاتی در امتداد بیهنجاریهای اصلی علاوه بر انکیکپذیری ضعیف، منجر به بیثباتی روش تجزیهای نیز شده است که بر مبنای چرخش تانسور بر تفکیکپذیری ضعیف، منجر به بیثباتی روش تجزیهای نیز شده است که بر مبنای چرخش تانسور اسور نیز شده است که بر مبنای چرخش تانسور امپدانس میباشد، (۲۹۹۵, ۱۹۹8, ۱۹۶۹; Zhang et al., ۱۹۶2; Zhang et al., 1987; Smith, 1995;

۳–۲–۱– اثر ناهمگنیهای سطحی

اثر آشفتگیهای گالوانیکی به دو بخش حقیقی و موهومی تبدیل میشود، این دو بخش به صورت جداییناپذیر با روشهای پیچیدهتری در ارتباط هستند. در روش گروم و بیلی، بخش حقیقی آشفتگی گالوانیکی با دو پارامتر برش^۱ و پیچش^۲ مشخص میشود. مفهوم آشفتگی گالوانیکی غیر القایی میدان الکتریکی به وسیله یک توده سطحی سه بعدی برای اولین بار توسط لارسن ارائه شد (, 1975, Larsen, 1975) را1977). نحوه قرارگیری تودههای محلی سه بعدی روی یک توده عمیق سه بعدی و همچنین تودههای سه بعدی (3D) بر روی یک بی هنجاری منطقه ای دو بعدی (2D) در شکل (۳–۱) به صورت شماتیک نشان داده شده است (Richard et al., 1984).



شکل ۳-۱: یک ساختار زیرسطحی را نشان میدهد. توده منطقهای سه و دو بعدی زیر ناهمگنیهای سطحی که غالباً سهبعدی میباشند، قرار دارد. این ناهمگنیهای محلی باعث آشفته شدن تانسور امپدانس میشوند (,Richard et al. 1984).

۳-۲-۲ مدل آشفته

برای نشان دادن یک مدل آشفته، فرض می شود زمین دارای یک ساختار دوبعدی منطقهای رسانا و یک تودهی سهبعدی کوچک سطحی است. در یک ساختار دوبعدی در جهت محورهای مختصات، میدان Dmitrive & Berdichevsky,) الکتریکی er و میدان مغناطیسی hr به صورت زیر به هم مربوط می شوند: (() 1979)

¹ Shear

² Twist

$$e_r = z_{2D}h_r = \begin{pmatrix} 0 & a \\ -b & 0 \end{pmatrix}h_r \tag{1-7}$$

که در آن a وb عناصر امپدانس یک ساختار دوبعدی منطقهای را نشان میدهند. e و h میدانهای اندازه گیری شده میباشند که تحت تأثیر تغییرات محلی قرار گرفته است. میدان الکتریکی e به شدت تحت تأثیر بارهای الکتریکی ذخیره شده در یک رسانای سطحی قرار می گیرد که قادر است تغییرات به وجود آمده در شیب و مرزها را نشان دهد؛ ولی میدان مغناطیسی h به همان شدت میدان الکتریکی e تحت تأثیر این بارها قرار نخواهد گرفت. بنابراین برای سادگی کار h= hr در نظر گرفته می شود. به عبارت دیگر با استفاده از یک تانسور آشفته کننده ی e و مربوط می شود (Bahr, 1988):

$$e = C e_r = \begin{pmatrix} C_1 & C_2 \\ C_3 & C_4 \end{pmatrix}$$
(Y-Y)

درصورت نبود آشفتگیهای گالوانیکی تانسور آشفتگی C به تانسوری با عناصر معلوم کاهش مییابد. از آنجایی که ساختار آشفته کننده ضعیف فرض شده، تمام عناصر ماتریس C حقیقی در نظر گرفته می-شوند.

برای فهم مفهوم آشفتگی گالوانیکی مثال آورده شده در شکل(۲-۳) در نظر گرفته میشودکه در آن یک روباره با رسانندگی متوسط (قسمت خالدار) روی یک لایه مقاوم (منطقه سفید رنگ) قرار می گیرد. در داخل بخش مرکزی روباره، یک زون بیضی شکل بسیار رسانا (مثلاً یک مرداب یا یک زون باتلاقی) با رنگ سیاه قرار دارد. اندازه گیری در مرکز مرداب انجام می شود.

جریان تلوریک منطقهای ابتدا با زاویهی Θ_t پیچش می *ک*ند. مطابق شکل (۳–۲)، کشیدگی قسمت مردابی (بخش رسانا) منجر به ناهمسانگردی (آنیزوتروپی) نسبت به محورهای اصلی و موازی و عمود بر جهت a میشود (شکل ۳–۲). در این حالت ارتباط بین میدان الکتریکی اندازه گیری شده و میدان الکتریکی ناحیهای با رابطه زیر مشخص میشود (Groom and Bailey, 1989): $e = C e_r = Q A Q^T T e_r$

که C به طور کامل در آن:

 $C = \begin{pmatrix} \cos \theta_{a} & -\sin \theta_{a} \\ \sin \theta_{a} & \cos \theta_{a} \end{pmatrix} \begin{bmatrix} \lambda_{1} & 0 \\ 0 & \lambda \end{bmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta_{a} & \sin \theta_{a} \\ -\sin \theta_{a} & \cos \theta_{a} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos \theta_{i} & \sin \theta_{i} \\ \sin \theta_{i} & \cos \theta_{i} \end{pmatrix}$ (۴-۳) alter vertices of the second states of the second states



شکل ۳-۲: مدلی که سه نوع آشفتگی را طبق تجزیه گروم-بیلی نشان میدهد. منظقه اندازه گیری شده به رنگ مشکی در مرکز نشان داده شده است که بسیار رسانا میباشد. منطقه سفید بسیار مقاوم بوده و منطقهای که به شکل خالدار است منطقه متوسط را نشان میدهد. بیضی رسانایی که در مرکز مشاهده میشود مسئولیت آنیزوتروپی را بر عهده دارد(Groom and Bailey, 1989).

همانطور که مشخص است، چهار پارامتر حقیقی Θ_{t} ، Θ_{t} و λ_{τ} مجهول میباشند و هیچیک از آنها به مورت منحصر به فرد از معادله زیر به دست نخواهند آمد:

$$e = Z_m . h \tag{d-m}$$

که در آن Z_m تانسور امپدانس اندازه گیری شده میباشد؛ که با ساختارهای دو بعدی منطقهای (Z_{2D}) به

$$Z_m = C Z_{2D} \tag{9-7}$$

یا اینکه در سیستم محورهای اندازه گیری دادهها، رابطه فوق به صورت:

صورت زیر ارتباط دارد:

¹ Twist

² Swamp

$$Z_m = RCZ_{2D}R^T$$
 (۲-۲)
است که در آن C تانسور آشفته ساز' و R ماتریس چرخش میباشد؛ که تانسور امیدانس را در جهت
محورهای مختصات میچرخاند.
پارامترهای مجهول در این معادله: شامل نه پارامتر ۱) زاویه ی چرخش موجود در ماتریس R⁺ ۲) چهار
عنصر تانسور آشفته ۳) دو امیدانس مختلط اصلی میباشد. برای آشنایی بیشتر با این مبحث به پیوست
(الف) مراجعه شود.
 $T -T - T - تجزیه ی تانسور امیدانس
چنانچه تجزیههای اشاره شده (الف-۶) تانسور آشفتگی ؛ جایگزین معادله (۳-۶) شوند ؛ نتیجه به صورت
زیر حاصل میشود:
 $Z_m = g RT S A Z_2 R^T$
(V-۲)
 $R A g c _{2} Icغام شوند ؛ برای به دست آوردن Z'_2 ، معادله ی بالا به صورت زیر نوشته میشود:
 $Z_m = RT S Z_2 R^T$
(V-۲)
 $Z_m C T - X - Z_2 R^T$
(V-۲)
 $Z_m = 2 RT S A Z_2 R^T$
(V-۲)
 $Z_m = RT S Z_2 R^T$
(V-۲)
 $Z_m = 0 (RT S A - Z_2 R^T)$
(V-۲)
 $Z_m = RT S Z_2 R^T$
(V-۲)
(P-1)
(P-2)
(P-2)
(P-2)
(P-3) شوند ؛ برای به دست آوردن Z'_2 ، معادله ی بالا به صورت زیر نوشته میشود:
(P-3) مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-3) مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-4) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-5) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-5) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-5) تجزیه مورد نظر را تشکیل می دهد ؛
(P-5) تخریک را کار کار در دی در آن (P-7) بخش های حقیقی و موهومی امیدانس اصلی فرعی d (یا
(P-5) محاسبه این بادامت هار : تانسه امیدانس ایندانه گری شده ؛ آنما باید صاح آیا داده ها می تانس.
(P-5) محاسبه این بادامت هاری : تانسه امیدانس اصلی (P) زموت یا زاویه ای امیدانس اصلی (P) زاویه برش (P-5) می باشند.
(P-5) محاسبه این بادامت هاز تانسه امیدانس اصلی (P) زمونه یا تازویه برش (P-5) زاویه برش (P-5) می باشد.
(P-5) می باشد.$$

برای محاسبه این پارامترها از تانسور امپدانس اندازه کیری شده٬ آنها باید صراحتا با دادهها ی تانسور امپدانس با ضرب تجزیه تانسوری مربوط شوند. اطلاعات واقعی $Z_{\,m}$ بهصورت مرسوم بهوسیله خلاصه ضرایب تجزیه a_i نشان داده میشوند٬ جایی که:

 $Z_{n} = RCZ_{n}R^{T}$

¹ Distortion tensor

$$Z_m = \frac{1}{2} (\alpha_0 I + \alpha_1 \Sigma_1 + \alpha_2 \Sigma_2 + \alpha_3 \Sigma_3)$$
(9-Y)

و:

$$\alpha_0 = Z_{xx} + Z_{yy} \tag{1.-7}$$

$$\alpha_1 = Z_{xy} + Z_{yx} \tag{11-7}$$

$$\alpha_2 = Z_{yx} - Z_{xy} \tag{11-1}$$

$$\alpha_3 = Z_{xx} - Z_{yy} \tag{17-7}$$

چنانچه تجزیه به دست آمده در معادله (۸–۸) ضرب شود، مجموعه معادلات غیر خطی زیر بعد از یکسری عملیات جبری حاصل میشوند (Groom & Bailey, 1989):

$$\alpha_0 = t \,\sigma + e \,\delta \tag{4}$$

$$\alpha_1 = (\delta - et \,\sigma) \cos \theta - (t \,\delta + e \,\sigma) \sin \theta \qquad (-1)^{\ell} - 1^{\ell}$$

$$\alpha_2 = -\sigma + et \,\delta \tag{5.16-7}$$

$$\alpha_3 = -(t\,\delta + e\,\sigma)\cos\theta - (\delta - et\,\delta)\sin\theta \qquad (3-1\%-\%)$$

برای راحتی تعاریف بالا σ و δ را به صورت زیر درنظر می گیریم:

$$\sigma = a + b \tag{10-T}$$

 $\delta = a - b \tag{10-T}$

ابهام ۹۰ درجه در زاویه θ میتواند به وسیله گذاشتن یک قرارداد مبنی بر استفاده از یکی از حالتهای |b|<|a|>|b| که در آن a مقاومت ظاهری اصلی می باشد و θ زاویه آزیموت میدان های الکتریکی مربوط به آن است و یا اینکه این آزیموت بین ۰ تا ۹۰ درجه قرار دارد برطرف شود. حالت دوم در اینجا استفاده شده است.

در واقع یک تجزیه منحصر بهفرد (۳–۱۴) برای تانسور امپدانس استفاده شده وجود دارد چنانچه اگر مدل فیزیکی برای تانسور امپدانس درست بوده و هیچ نوفهای وجود نداشته باشد. بهصورت عملی دادههای تجربی که با نوفه و یا انحراف از مدل فیزیکی همراه باشند، هیچگاه قادر نیستند با تجزیه فرض شده دقیقاً منطبق شوند. در این حالت باید پاسخ این ۸ معادله حقیقی (۳–۱۴) بهوسیله روش برازش کمترین مربعات٬ برای ۷ پارامتر تجزیه به دست اورده شود. این موضوع نیازمند دادههای خوب می باشد. در روشهای مرسوم برازش فقط ۵ پارامتر ٬ از ثبات بیشتری نسبت به خطای موجود در دادهها برخوردار مى باشد (Moradzadeh, 2016).

۳-۳- تعمیم تجزیه تانسوری گروم-بیلی در حالت سونداژهای متعدد و چند فرکانسی در این حالت مدل به صورت 3D/2D فرض شده است و به منظور بهبود تعیین امتداد بی هنجاری منطقهای که هدف مطالعه میباشد، تمامی دادهها به صورت همزمان آنالیز میشوند. در بسط روش S imes N imes S سونداژ مگنتوتلوریک با N فرکانس به صورت (S imes N imes S تجزیه تانسوری گروم-بیلی، دادههای S داده) با $S \times N = S \times (N \times 4 + 2) + 1$ مقدار مجهول برازش داده می شوند؛ که در آن $S \times N = S \times (N \times 4 + 2) + 1$ امپدانسهای مختلط منطقهای (A وB) $\cdot 2 \times S$ نشانگر آشفتگی تلوریکی (پیچش t برش e)و Θ یک امتداد واحد منطقهای میباشند. پارامترهای آشفتگی پیچش و برش وابسته به سونداژهای برداشت و همچنین مستقل از فرکانس میباشند. با فرض بر این که تمامی دادهها مستقل باشند، مدل درنظر گرفته شده 1-(2-4 imes N) imes S درجه آزادی دارد. برای حالت یک سونداژی٬ مدل توسعه یافته معادل روش گروم-بیلی است که در آن پارامترهای امتداد، برش و پیچش مستقل از فرکانس فرض شوند، گرچه جوابها به طریق متفاوتی حاصل می شوند.

یارامترهای مدل در حالت توسعه یافته با کمینه کردن یک تابع عدم برازش بر مبنای دادههای اندازه-گیری شده و پاسخ مدل حاصل می شود. روش کمینه نمودن به دنبال یک راه حل برای حل همزمان معادلات غیر خطی (۴ معادله حقیقی و ۴ معادله موهومی برای هر یک از S imes N تانسور S imes N imes Sامیدانس) از معادله (۳–۱۴) می باشد، تا بتواند مجموعهای از دادهها را توصیف کند. هنجار کردن تابع

¹ Misfit function ² Normalized

هدف، با واریانس دادهها بهمنظور کاهش مشکلاتی که بهوسیله فرکانس، خطاهای تجربی وابسته به موقعیت و وابستگی فرکانسی اندازه امپدانس به وجود میآید، صورت می گیرد.

تا بع هدف فرض شده برای حالت توسعه یافته به صورت زیر درنظر گرفته می شود: (& McNeice) (Jones, 2001)

$$\gamma^{2}(a) = \sum_{K=1}^{SN} \left(\sum_{i=0}^{3} \left[\frac{\operatorname{Re}(\alpha_{i}^{obs}) - \operatorname{Re}(\alpha_{i}^{model}(a))}{\sigma_{\alpha_{i}}} \right]^{2} + \sum_{i=0}^{3} \left[\frac{\operatorname{Im}(\alpha_{i}^{obs}) - \operatorname{Im}(\alpha_{i}^{model}(a))}{\sigma_{\alpha_{i}}} \right]^{2} \right)$$
(19-37)

که در آن σ انحراف از معیار خلاصه ضرایب است که از معادلات (۳–۱۰) تا (۳–۱۴) به دست میآید. کمینه کردن تابع هدف به وسیله یک مجموعه الگوریتم عددی^۱ NAG انجام میشود. این الگوریتم مکرراً به راه حلهای امتحانی تامین شده توسط کاربر به وسیله کمینهسازی درجه دوم تقریبی تابع هدف بهبود میدهد. عملیات تکرار تا وقتی که گرادیان تابع هدف نسبت به همه پارامترها صفر شود و یا تا هنگامیکه که یک تکرار موفقیتآمیز، تغییراتی در تخمین پارامترها ایجاد کند (به صورتیکه نتیجه همگرا باشد) ادامه پیدا میکند.

$$\gamma^{2}(\boldsymbol{a}) = \gamma^{2}(\boldsymbol{P}) + \sum_{i} \frac{\partial \gamma^{2}}{\partial a_{i}} a_{i} + \frac{1}{2} \sum_{i,j} \frac{\partial^{2} \gamma^{2}}{\partial a_{i} \partial a_{j}} a_{i} a_{j} + \dots$$

$$\approx c + \boldsymbol{J}.\mathbf{a} + \frac{1}{2} \mathbf{a}.\boldsymbol{H}.\mathbf{a}$$
(1Y-\mathcal{Y})

که در آن a پارامتری است که با عمل کمینه سازی به دست آمده است c مقدار تابع هدف برای پارامتر آزمایشی مجموعه P می باشد و J و H گرادیان (ژاکوبین) و هسین ٔ تابع هدف راه حل آزمایشی هستند.

¹ Numerical Algorithm Group

² Hessian

اگر تقریب خوب باشد، الگوریتم میتواند با کمینهسازی گرادیان تقریب از جواب آزمایشی P به مقدار
حداقل مسته برسد.
گرادیان معادله (۳–۱۷) به سادگی و به صورت زیر محاسبه میشود:

$$\nabla \gamma^2 \approx H \, a + J$$
(۱۸–۳)
amin (۱۸–۳)
 $\nabla \gamma^2 \approx H \, a + J$
(۱۸–۳)
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1))$
 $(1-(1$

$$\gamma_i(a) = \frac{\alpha_i^{obs} - \alpha_i^{\text{model}}(a)}{\sigma_{\alpha_i}} \qquad i = 1, 2, \dots, S \times N \times 8 \qquad (\Upsilon \Upsilon - \Upsilon)$$

بهاین صورت تابع هدف به صورت زیر در میآید:

$$\gamma^{2}(\alpha) = \sum_{I=1}^{SN \, 8} \left[\gamma_{i}(\alpha) \right]^{2} \tag{(YT-T)}$$

با گرفتن مشتق اول معادله (۳–۲۲)، بردار ژاکوبین خلاصه ضرایب به صورت یک ماتریس

$$\left[S \times (N \times 4 + 2) + 1\right] \times \left[S \times (N \times 8 + 2)\right]$$
که به وسیله معادله زیر داده شده است، تبدیل می شود:
 $\frac{\partial \gamma_i(a)}{\partial a_j} = \frac{-1}{\sigma_{\alpha_i}} \frac{\partial \alpha_i^{\text{model}}(a)}{\partial a_j}$
(۲۴–۳)
 $i = 1, 2, ..., S \times N \times 8$
 $j = 1, 2, ..., S \times (N \times 4 + 2) + 1$
ژاکوبین (شیب) تابع هدف، یک عنصر برداری از $[1 + (2 + 2 \times N) \times S]$ مؤلفه مجموعه مشتقات جزئی
 $[2 \times N \times S]$ زیر تابع (۴ معادله حقیقی و۴ معادله موهومی برای هر یک از تانسورهای مدل) است که
با استفاده از معادلات (۳–۲۳) و (۳–۲۲) به شکل زیر به دست می آیند:

$$\frac{\partial \gamma^2(a)}{\partial a_i} = 2 \sum_{j=1}^{S \times N \times 8} \gamma_j \frac{\partial \gamma_j(a)}{\partial a_i} \qquad i = 1, 2, \dots, S \times (N \times 4 + 2) + 1 \qquad (\Upsilon \Delta - \Upsilon)$$

از معادله فوق مشتق مرتبه دوم گرفته میشود تا H تابع هدف به دست آید. بدین شکل یک ماتریس [S × (N × 4+2)+1]×[S × (N × 4+2)+1] از مشتق مرتبه دوم حاصل میشود:

$$\frac{\partial^{2} \gamma^{2}}{\partial a_{i} \partial a_{j}} = 2 \sum_{K=1}^{SN \, 8} \frac{1}{\sigma_{\alpha_{k}}^{2}} \left[\frac{\partial \alpha_{k}^{\text{model}}}{\partial a_{i}} \frac{\partial \alpha_{k}^{\text{model}}(a)}{\partial a_{j}} + \left[\alpha_{k}^{obs} - \alpha_{k}^{\text{model}}(a) \right] \frac{\partial^{2} \alpha_{k}^{\text{model}}(a)}{\partial a_{i} \partial a_{j}} \right] \tag{YP-T}$$

با استفاده از معادله (۳-۲۴) تقریب H بهصورت زیر نوشته می شود:

$$\frac{\partial^2 \gamma^2(a)}{\partial a_i \partial a_j} \approx 2 \sum_{K=1}^{SN \, 8} \frac{\partial \gamma_k(a)}{\partial a_i} \frac{\partial \gamma_k(a)}{\partial a_j} \tag{YV-W}$$

$$i, j = 1, 2, ..., S(N 4 + 2) + 1$$

پس برای کمینه کردن ابتدا فقط نیاز است که معادله (۳–۲۳) و (۳–۲۴) محاسبه شود، و پس از آن هر کدام از توابع هدف، شیب و H تقریبی بهدست خواهند آمد. با فرض اینکه پارامترهای مدل محاسبهای و مشاهدهای، و هر دو پارامترها (مدل و مشاهده شده) مراری توزیع گوسی باشند، توزیع این تابع به صورت کای اسکور (²%) است و میتوان از آن بهعنوان معیاری خوب جهت برازش پاسخ مدل با دادهها استفاده نمود.

۳-۴- روش اسمیت

این روش یک پارامتر بسیار ساده از ماتریس آشفتگی را ارائه میدهد؛ که بهصورت مستقیم میتوان چرخش میدانهای الکتریکی را محاسبه کرد. در حقیقت پارامتری که توسط بار ارائه شد (Bahr, 1988) معادل پارامترهای روش گروم-بیلی میباشد. این روش برای دادههای ایدهآل، در جاییکه خطاها در عناصر امپدانس اندازه گیری شده مستقل فرض شده است، کاربردی میباشد. به علاوه، برآورد پارامترهای منحصر به فرد دلالت بر این دارد که هر امپدانس اندازه گیری شده با یک ماتریس کلی آشفتگی سه بعدی برازش میشود و میتواند به همان اندازه با یک ماتریس آشفتگی دو بعدی که توسط ژانگ ارائه شد (Zhang et al., 1987)

ماتریسهای آشفتگی برای نشان دادن میدانهای الکتریکی که به وسیله ناهمگنیهای نزدیک سطح زمین ایجاد شدهاند، استفاده میشوند. در استفاده از این ماتریس، میدان الکتریکی آشفته بهعنوان تابع مقدار میدان الکتریکی نوشته میشود. این میدانهای الکتریکی ثانویه بهعنوان میدان الکتریکی منطقهای یا غیر آشفته در نظر گرفته میشوند (E^r). در برخی موارد، میدان مغناطیسی ممکن است در فرکانس-

های بالاتر تحت تأثیر آشفتگی قرار گیرد (Groom & Bailey, 1989; Chave & Smith, 1994). تا زمانیکه ماتریسهای آشفتگی تأثیرشان را بهمیزان کافی بر روی دادهها نشان دهند، مفید بوده و میتوان آشفتگیها را حذف نمود. به اینصورت دادهها با یک مدل سادهتر مطابقت داده شده و تفسیر میشوند (مثلاً با یک مدل دو بعدی). سادهترین مدل آشفتگی متناسب با ساختار خیلی کوچک باعث تجمع میدان الکتریکی در طول مرزهای رسانندگی (یا شیب) میشوند. این عوارض یک میدان گالوانیکی (شبه ایستا یا DC) ایجاد میکنند که با ⁸E نشان داده میشود. این جریانهای کانالی^۱ تأثیرگذار در ناهمگنی رسانا و یا در ناهمگنیهای مقاوم ایجاد میشوند. تجمع عوارض الکتریکی نسبت به میدان الکتریکی منطقهای (^T) نشان داده میشوند. تجمع عوارض الکتریکی نسبت به میدان

¹ Channels currents

الکتریکی گالوانیکی با توجه به تجمع عوارض، زمانیکه یک میدان منطقهای قوی E_x^r در جهت x وجود داشته باشد، بهعنوان یک ماتریس ستونی (E^g(E_x^r) در دو جهت افقی نوشته میشود (Smith, 1995):

$$E^{s}(E_{x}^{r}) = \binom{a}{b} \cdot E_{x}^{r}$$
(YA-Y)

a و b اعداد حقیقی و ضرایب تناسب مستقل از فرکانس میباشند. مؤلفههای میدان الکتریکی نرمال زیر سطح زمین (بهعنوان مثال عمودی) ناچیز است. برای میدان منطقهای در جهت y، مجموعه عوارض و میدان گالوانیکی متفاوت خواهند بود و به صورت زیر در نظر گرفته می شود:

$$E^{g}(E_{y}^{r}) = \binom{c}{d} \cdot E_{y}^{r}$$
(Y9-Y)

c و d اعداد ثابت متفاوتی هستند. البته یک میدان الکتریکی منطقهای E^r در هر جهت دیگر میتواند به صورت مجموع عناصر در جهت x و y نوشته شود و دراین صورت میدان گالوانیکی متناظر به صورت زیرنشان داده می شود:

$$\begin{pmatrix} E_x^g \\ E_y^g \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} a & c \\ b & d \end{bmatrix} \begin{pmatrix} E_x^r \\ E_y^r \end{pmatrix}$$
 ($\mathbf{\tilde{r}} \cdot -\mathbf{\tilde{r}}$)

در اندازه گیری میدان الکتریکی، یکی از اقدامات اندازه گیری میدان الکتریکی آشفته می باشد، E^m -حاصل جمع میدانهای الکتریکی گالوانیکی و منطقهای بوده و می توان آن را به صورت زیر نوشت:

$$\begin{pmatrix} E_x^m \\ E_y^m \end{pmatrix} = \begin{bmatrix} 1+a & c \\ b & 1+d \end{bmatrix} \begin{pmatrix} E_x^r \\ E_y^r \end{pmatrix} = D \cdot E^r$$
 (71-7)

ماتریس D به عنوان ماتریس آشفته شناخته می شود. پارامتری کردن D بر حسب a, b, a و b یکی از ساده ترین و نزدیک ترین تشابهات است که توسط لارسن ارائه شده است (Larsen, 1977). اهمیت فیزیکی این پارامترها در معادلهی (۳–۳۱) به صورت واضح نشان داده شده است. هنگامیکه میدان الکتریکی منطقه ای در امتداد محور x باشد $E^{(m)}(E_x, 0)^T = (E_x, 0)^T$ می باشد. بنابراین ((1+a) و b میدان الکتریکی اندازه گیری شده به صورت $E^{(m)}(E_x) = E^{(m)}(E_x)$

مقادیر ساده مؤلفههای میدان الکتریکی آشفته برای یک واحد میدان الکتریکی منطقهای در جهت
$$x$$
 میباشند. به طور مشابه، هنگامیکه میدان الکتریکی منطقهای در جهت محور y باشد با مقدار E_y نشان
داده شده و میدان الکتریکی اندازه گیری شده به صورت $(c, (1+d)^T E_y) = m$ است. کمیتهای c و
1+d مقادیر عناصر E^m برای یک واحد میدان الکتریکی منطقهای در امتداد y میباشند.
نوع دیگری از پارامتری کردن D که تقریباً ساده تر است، به صورت زیر نشان داده می شود (Smith, 2)

$$D = \begin{bmatrix} g_x \begin{pmatrix} \cos \beta_x \\ \sin \beta_x \end{pmatrix} & g_y \begin{pmatrix} -\sin \beta_y \\ \cos \beta_y \end{pmatrix} \end{bmatrix}$$
(77-7)

درحقیقت، پارامترهای متناظر D که در بالا نشان داده شد، توسط بار (Bahr, 1988) ساخته شده است. g_x کمیت بهره مقدار میدان الکتریکی منطقهای در جهت محور x (E_x) و β_x مقدار چرخش میدان الکتریکی در جهت عقربههای ساعت میباشد. بهطور مشابه، g_y بهره E_y چرخیده شده است. برای فهم بهتر این روش براساس پارامترهای معادله (۳–۳۲) ابتدا میتوان متوسط چرخش میدانهای الکتریکی

را بهصورت
$$\frac{(\beta_x - \beta_y)}{2} \equiv \frac{(\beta_x - \beta_y)}{2}$$
 و تفاضل چرخش را به صورت $\frac{(\beta_x - \beta_y)}{2}$ بهدست آورد و با
Smith, استفاده از این تعاریف و به کارگیری کمی مثلثات میتوان معادله (۳–۳۲) را بهصورت زیر نوشت (

$$D = \begin{bmatrix} \cos \beta_{av} & -\sin \beta_{av} \\ \sin \beta_{av} & \cos \beta_{av} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \beta_{dif} & \sin \beta_{dif} \\ \sin \beta_{dif} & \cos \beta_{dif} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} g_x & 0 \\ 0 & g_y \end{bmatrix}$$
(TT-T)

با تعاریف بیشتر برای متوسط بهره به صورت $\frac{(g_x + g_y)}{2} \equiv \frac{(g_x + g_y)}{2}$ و فاکتور مشتق بهره به صورت

یر بیان کرد:
$$s = \frac{(g_x - g_y)}{(g_x + g_y)}$$
 د میتوان معادله (۳–۳۳) را به صورت زیر بیان کرد:

$$D = \begin{bmatrix} 1 & -\tan \beta_{av} \\ \tan \beta_{av} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & \tan \beta_{dif} \\ \tan \beta_{dif} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{bmatrix} g_{av} \cdot \cos \beta_{av} \cdot \cos \beta_{dif}$$
(°°F-°°)

¹ Gain

D در تمام سیستمهای مختصاتی متقارن بوده و بهصورت زیر نوشته میشود:

$$D = \begin{bmatrix} 1+a & b \\ b & 1+d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\alpha_s & -\sin\alpha_s \\ \sin\alpha_s & \cos\alpha_s \end{bmatrix} \begin{bmatrix} g_1 & 0 \\ 0 & g_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos\alpha_s & \sin\alpha_s \\ -\sin\alpha_s & \cos\alpha_s \end{bmatrix}$$
(°\Delta-\vec{v})

که در آن α_s زاویه از محور x نسبت به مختصات امتداد توده سطحی، g_1 و g_2 مقادیر ویژه D بوده وحقیقی میباشند. میتوان این مقادیر را با حل معادله مشخصه D به دست آورده و به صورت زیر نوشت:

$$g_{\frac{3}{2} - \frac{1}{2}} = 1 + \frac{(a+b)}{2} \pm \left[b^2 + \frac{(a-d)^2}{4} \right]$$
(3.77)

نظر به اینکه g₁≤g₂ است و بردار (cosa_s, sina_s) جهت را در جاییکه بهره کمترین مقدار را میگیرد (کسب میکند) به ما میدهد، g₁، جهت امتداد بیهنجاریهای سطحی میباشد (°+9). چنانچه:

$$D.(\cos\alpha_s, \sin\alpha_s)^T = g_1.(\cos\alpha_s, \sin\alpha_s)^T$$
(\mathcal{V}-\mathcal{V})

$$\alpha_s = -\tan^{-1} \frac{1 + a - g_1}{b} \tag{(\% - \%)}$$

آنیزوتزوپی سطحی (ss) بهصورت نسبت زیر نشان داده میشود:

$$s_{s} = \frac{g_{2} - g_{1}}{g_{2} + g_{1}} \tag{(29-7)}$$

ژانگ و همکارانش دریافتند که g_1 و g_2 باید مثبت باشند (Zhang et al., 1987). این موضوع دلالت بر این دارد که $1>S\geq 0$ بوده و امتداد اصلی α_s و آنیزوتروپی S_s یک تک فاکتور ناشناخته از یک ماتریس آشفته دو بعدی را مشخص میکند، میانگین بهره به صورت زیر میباشد:

$$g_{s \text{ av}} = \frac{(g_1 + g_2)}{2} \tag{(f - T)}$$

انتخاب این که کدام یک از تجزیههای ارائه شده برای D استفاده شود، بر اساس این میباشد که کدام یک از پارامترها قابل بازیابی (به دست آوردن) هستند. متاسفانه، بازیابی g_x ، g_y ، g و g_{av} نیازمند اطلاعات بیشتری نسبت به آنچه که در تانسور امپدانس اندازه گیری شده وجود دارد، میباشد. این امر به این معناست که ۵ ۵ ۵ c ۰ b و b در تجزیه (۳–۳۱) به طور کلی قابل بازیابی نیست. تجزیه های (۳–۳۲) و (۳–۳۲) و (۳–۳۵) پارامترها را تقریباً با یک شیوه یکسان به یک بخش قابل بازیابی و یک بخش غیر قابل ترمیم تقسیم می کند. فرم تجزیه (۳–۳۲) تطبیق ماتریس های آشفتگی با تانسورهای امپدانس را منحصراً ساده کرده است.

نخست تخمینهای بهینه برای پارامترهای تجزیه از معادله (۳–۳۲) به دست میآیند و به سادگی به تخمینهای بهینه تجزیه تانسوری گروم-بیلی و همچنین به تخمینهای آشفتگی دو بعدی که توسط ژانگ و همکاران (۱۹۸۷) ارائه شده، تبدیل میشوند. ثانیاً این کار امکان برآورد مناسب از امتداد بیهنجاری سطحی را نیز میدهد.

۳-۵- اثر جابجایی ایستا

یکی از مسائلی که در سونداژهای MT مشکل ایجاد می کند، آشفتگیها و ناهمگنیهای میدان الکتریکی به دلیل تغییرات عرضی در مقاومت ویژه ساختارهای الکتریکی نزدیک سطح می باشد. در سونداژزنی اثر آنها به صورت جابجایی ایستای سونداژ مقاومت ویژه به سمت بالا یا پایین (بسته به مقاومت ویژه تودههای محلی سه بعدی) می باشد. اگر چنانچه اثرات آنها به گونه ای حذف و یا تعدیل نشوند، تفسیر دادههای MT برای اکتشاف ساختارها و بی هنجاریهای اصلی ناحیه ای ممکن است منجر به نتایج گمراه کننده شود (شکل ۳–۳). از اینرو لازم است که اثرات جابجایی ایستا مورد بررسی قرار گیرند (Jiracek, 1990).



به دلیل اینکه در روش گروم-بیلی، g جابجایی ایستا را نشان میدهد و چون با انیزوتروپی ادغام میشود، نمیتوان جابجایی ایستا را با این روش تصحیح نمود. بدینمنظور از روش دیگری برای اصلاح جابجایی ایستا استفاده میشود. از آنجایی که در جابجایی ایستا فقط میدانهای الکتریکی تحت تأثیر قرار میگیرند، در این تحقیق از دادههای سونداژ الکترومغناطیس حوزه زمان (TDEM or TEM) استفاده میشود که تقریباً روش کارآمدی است. برای آشنایی با این روش میتوان به منابع مختلفی منجمله (Telford et al., 1990; Christiansen et al., 2006)

¹ Time Domain Electromagnetic / Transient Electromagnetic

فصل چهارم: زمینشناسی منطقه، ارائه دادههای مگنتوتلوریک و تحليل ابعادى آنها
۴–۱– مقدمه

در این فصل ضمن شرح موقعیت جغرافیایی، در مورد حوضه رسوبی، ساختار زمینشناسی و سازندهای منطقه مورد مطالعه نیز بحث می شود. در ادامه فصل به ارائه داده های مگنتوتلوریک گچساران و پروفیل-های موجود پرداخته می شود. در انتهای فصل ابعاد ساختارهای زیر سطحی منطقه قبل از مدل سازی به وسیله کمیت چولگی و بیضی وارگی و همچنین نمودارهای قطبی مورد بررسی قرار خواهند گرفت. بدین ترتیب با مشخص شدن بعد ساختارهای زیر سطحی و امکان و تشخیص وجود آشفتگی های گالوانیکی، مناسب ترین روش برای کاهش اثرات آشفتگی و همچنین مدل سازی برای شناسایی هرچه بهتر

۲-۴-موقعیت جغرافیایی و آب و هوای منطقه

محدوده مورد مطالعه در شهرستان گچساران و در جنوب غربی استان کهکیلویه و بویر احمد قرار دارد. مرکز این شهرستان،شهر دوگنبدان است و در زمانهای قبل جزو استان خوزستان بوده است. این شهرستان در جنوب غربی استان کهکیلویه و بویراحمد واقع گردیده و ۶۸۳/۴ کیلومتر مربع مساحت دارد و از شمال به شهرستان کهکیلوی، از جنوب به شهرستان گناوه (استان بوشهر) از شرق و شمال شرقی به شهرستان ممسنی(استان فارس) و از غرب به شهرستان بهبهان (استان خوزستان) محدود میباشد (شکل۴–۱).



شکل ۴-۱: موقعیت منطقه گچساران و راههای دسترسی آن (موسسه گیتاشناسی، ۱۳۹۲)

گچساران در منطقه گرمسیر و قشلاقی واقع شده است و دارای دو نوع آب و هوای معتدل و خشک در نیمه شرقی و گرمسیری خشک در نیمه غربی میباشد. رودخانه زهره مهم ترین رود این شهرستان است که در حدود ۲۰ کیلومتری جنوب دوگنبدان جاری است. رودخانه باشت که از خامی و دره تنگ شیر سرچشمه می گیرد. رودخانه خربل یکی دیگر از رودخانههای شهرستان است که در جنوب شرقی دو-گنبدان جاری است و پس از طی مسافتی به رودخانه زهره می پیوندد. همچنین ناحیه گچساران در منتهی الیه مناطق نفت خیز ایران قرار گرفته است و به دلیل دارا بودن منابع غنی نفت فراوان ، مهم ترین مرکز استخراج و بهره برداری نفت کشور به شمار می رود (نریمانی ، ۱۳۸۸).

۴-۳- زمینساخت و زمینشناسی میدان و منطقه مورد مطالعه

میدان نفتی سولابدر در ۵۵ کیلومتری شمال شرقی خلیج فارس، در ناحیه دزفول جنوبی و در جنوب غربی میدان بیبی حکیمه با فاصله بسیار کمی از آن قرار گرفته است. ساختار این میدان به صورت یک تاقدیس است که شیب یالهای شمالی و جنوبی آن بهترتیب ۲۴ و ۱۷ درجه بوده و طول و عرض تاقدیس در افق آسماری بهترتیب ۳۲ و ۸ کیلومتر و در افق کژدمی معادل ۲۴ و ۶/۵ کیلومتری قابل اندازه گیری است. نقشه های ژئوفیزیکی در افق های آسماری و کژدمی موجود میباشند و نقشه هم تراز در افق بنگستان به طریق تصویر نمودن نقشه کژدمی برای این میدان تهیه گردیده است. اطلاعات لرزه نگاری در بخش غربی بسیار ضعیف بوده و خطوط منحنی های هم تراز از دقت کافی بر خوردار نمی-باشند.

از چهار حلقه چاه حفاری شده تنها چاه شماره ۳ آماده بهرهبرداری است که با عمق نهایی ۳۶۷۴ متر حفاری در سازند سورمه تکمیل گردید. حفاری چاه شماره ۴ تا سازند گچساران ادامه یافت. بر اساس آزمایشات انجام شده به نظر میرسد که مخازن آسماری و بنگستان در میدان سولابدرتماماً آبخیز میباشند. تنها در چاه شماره ۱ آثار ضعیفی از نفت سنگین در سازند آسماری مشاهده گردید که بررسیهای انجام شده در این زمینه کافی نبوده، لذا از کمیت آن اطلاعات دقیقی در دست نیست (سوهانی، ۱۳۶۹).

قسمت اعظم سازند آسماری از سنگهای کربناته تشکیل شده است، سازندهای ایلام و سروک از سنگهای آهکی، آهکهای دولومیتی و رسی تشکیل شده است. دولومیت در سازندهای ایلام و سروک توسعه چندانی نیافته است.

طول تاقدیس سولابدر در افق آسماری حدود۳۲ کیلومتر و عرض آن در حدود ۸ کیلومتر میباشد. ساختار تاقدیس نامتقارن بوده و دو گسل سراسری به موازات یالهای شمالی و جنوبی میدان وجود دارد؛ که تاقدیس سولابدر را از میادین اطراف جدا میکند. گسل شمالی که در همان جهت ساختار یعنی شمال غرب-جنوب شرق عمل نموده، باعث قطع منحنی ۹۰۰- متری شده است و سبب جدایی میادین چهار بیشه و چلینگر از میدان سولابدر گردیده است.

گسل رورانده تحتانی نیز باعث جدایی تاقدیس سولابدر از میادین شاپور و بیبی حکیمه شده است، به طوری که میادین چهاربیشه و چلینگر در افق پایین تری قرار گرفتهاند. گسلهای فوق الذکر ساختار سولابدر را نسبت به ساختارهای مجاور بالا آورده و ایجاد ساختمان هورست^۱ نموده است. منتهیالیه شرقی تاقدیس سولابدر به وسیله یک گسل نرمال از میدان رودک جدا شده است. طول تاقدیس در افق کژدمی حدود ۲۴کیلومتر و عرض آن ۶/۵ کیلومتر بوده که مقدار بستگی قائم در افقهای آسماری و کژدمی به دلیل کامل نبودن منحنیها مشخص نمیباشد (سوهانی، ۱۳۶۹). **۴–۴– چینه شناسی و سنگ شناسی منطقه**

در منطقه مورد مطالعه سازندهای آغاجاری، میشان، گچساران، آسماری، ایلام، سروک و کژدمی وجود دارندکه بهترتیب سن (از جدید به قدیم) آنها را آورده و بهشرح مختصری از آنها پرداخته میشود. ۴-۴-۱- سازند آغاجاری

این سازند شامل ماسهسنگ آهکی قهوهای و مارن و ماسهسنگ قرمز رنگ است. حد پایینی این سازند به سازند میشان ختم میشود.

۴-۴-۲- سازند میشان

بیرونزدگیهای این سازند مشابه سایر سازندهای گروه فارس در فرودیواره گسل پیشانی کوهستان است. این سازند شامل مارن خاکستری و آهکهای فسیلدار زرد تا کرم رنگ است. حد پایینی این سازند به سازند گچساران و حد بالایی آن به سازند آغاجاری ختم میشود (Motiei, 1994). در ناحیه مطالعه این سازند، آهکی زرد رنگ با میان لایههای مارنی- شیلی مشاهده میشود (نریمانی، ۱۳۸۸). **۲-۴-۴ سازند گچساران**

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

۴-۴-۴ سازند آسماری

متوسط ضخامت سازند برابر با ۵۱۲ متر میباشد و از سنگهای کربناته و انیدریت تشکیل شده است که حدود ۸۵ درصد از کل سازند شامل سنگهای آهکی ودولومیت و آهکهای دولومیتی و ۱۵ درصد بقیه از پلمهسنگ و انیدریت تشکیل یافته است. فواصل عمقی ۳۷۱ الی ۵۱۸ متری اکثراً از سنگهای آهکی با بافت اُوئولیتیک^۱ تشکیل شده است^۱ قلوههای انیدریت و همچنین ذرات ماسه وقطعات فسیل در زمینه سنگ دیده میشوند^۱ دولومیتها که از عمق ۵۱۸ متری شروع شده اند؛ کاملاً متبلور بوده و از بلورهای دانه ریز تا متوسط تشکیل شده و اغلب انیدریتی میباشند. در عمق ۶۰۱ متری عموماً دولومیتهای قهوهای رنگ با بلورهای دانه متوسط تا درشت دیده میشوند. فسیلهای موجود در سنگ-های آهکی اعماق ۸۳۲ الی ۸۹۸متری در سازند آسماری توسعه زیادی یافته اند. سنگهای آهکی انتهای سازند در فواصل ۸۶۳ الی ۸۹۴ متری اغلب به رنگ قهوهای تیره بوده و از بلورهای خیلی ریز تشکیل شده که اغلب آنها پلمهای بوده و بیتومین دار میباشد. سازند آسماری در این ناحیه میوسن تا الیگوسن تخمین زده میشود (سوهانی^۱ ۳۶۹).

۴–۴–۵– سازند ایلام

این سازند به وسیلهی تغییر خواص سنگشناسی از سازندهای دیگر متمایز گردیده، که کلاً شامل سنگ های آهکی و پلمه سنگ میباشد. سنگهای آهکی به رنگهای خرمایی، خاکستری و قهوهای میباشند . از بلورهای دانهریز تشکیل یافته و اغلب دوباره متبلور شدهاند، شکستگیهای موجود توسط بلورهای کلسیت پر شده است. پلمه سنگهای تشکیل دهنده این سازند به رنگهای قهوهای تیره تا خاکستری دیده میشود و اغلب آنها بیتومه و پیریتی هستند، سن این سازند کرتاسه بالائی تخمین زده میشود. سنگهای انتهای سازند ایلام دولومیتی و اغلب بیتومینه و پلمهای هستند (سوهانی، ۱۳۶۹).

۴-۴-۶- سازند سروک

این سازند عمدتاً از سنگهای آهکی و لایههای نازک پلمهسنگی تشکیل شده است. سنگهای آهکی دانه ریز و دولومیتی بوده و اغلب سخت میباشند و بلورها بیشتر دوباره متبلور گشتهاند، فسیل و قطعات فسیلی به فراوانی دیده میشود. در انتهای سازند سنگهای آهکی قهوهای روشن و کاملاً متبلور شده که اغلب با چرت همراه هستند به چشم میخورند. ضخامت این سازند در این ناحیه حدوداً بین ۴۰۰ تا ۴۵۰ مترو سن آن کرتاسه بالائی تا میانی تخمین زده میشود (سوهانی، ۱۳۶۹).

۴-۴-۷- سارند کژدمی

قسمت اعظم آن از لایههای نازک سنگ آهک تشکیل شده است، این پلمهسنگها به رنگ قهوهای تیره تا سبز بوده و بهشدت بیتومینه و پیریتی میباشند. بعضی از اوقات ذرات ماسه در زمینه سنگ دیده میشوند.

سنگهای آهکی به رنگ قهوهای بوده و از دانههای خیلی ریز تشکیل یافتهاند. سن این سازند کرتاسه میانی و ضخامت تقریبی آن در این ناحیه بین ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر تخمین زده می شود (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۶۹). شکل (۴–۲) مقطع زمین شناسی در نزدیکی پروفیل MT مربوطه را نشان می دهد.



شكل ۴-۲: مقطع زمين شناسي تاقديس سولابدر (Crichton, 1963)

MT موقعیت پروفیل MT

با توجه به اینکه قبل از برداشت دادههای MT، عملیات لرزه نگاری دو بعدی در منطقه مورد مطالعه صورت گرفت و اکثر مقاطع لرزهای در منطقه موردنظر به دلیل سرعت بالای امواج لرزهای در سازند گچساران، دارای کیفیت نامطلوبی می باشند و همین امر تفسیر زمین شناسی تحت الارضی را با مشکلات و حدسیات فراوان روبرو کرده است. از طرفی تباین بالای مقاومت ویژه الکتریکی بین سازند گچساران به عنوان پوش سنگ و سازند آسماری به عنوان سنگ مخزن، دلیل عمده برداشت دادههای MT است.

در این تحقیق دادههای MT منطقه گچساران که توسط پیمانکاران چینی در سال ۱۳۹۰ با آرایه پروفیلزنی الکترومغناطیس (EMAP) برداشت شده، استفاده گردیده است و از دادههای برداشت شده موجود، دادههای پروفیل ۸۸۲۱ توسط مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران در قالب یک پروژه صنعتی در اختیار قرار گرفت. دادههای اخذشده به صورت دادههای پردازش شده ۲(EDI) هستند؛ که در بازه فرکانسی ۰/۰۰۰۵ تا ۳۲۰ هرتز (Hz) برداشت شدهاند.

موقعیت پروفیل برداشت شده مگنتوتلوریک روی نقشه زمینشناسی منطقه در شکل (۴–۳) قابل مشاهده است. همچنین با استناد به نقشه زمینشناسی، امتداد ساختارهای زمینشناسی این منطقه تقریباً بهصورت شمال غربی-جنوب شرقی است و موازی با روند ساختارهای رشته کوه زاگرس و چین خوردگیهای آن میباشد. فاصله عرضی پروفیلهای MT موجود در این منطقه نسبت به یکدیگر ۳ کیلومتر میباشد، که عمود بر ساختارهای زمینشناسی مورد نظر برداشت شدهاند، همچنین طول پروفیل مورد نظر نیز حدود ۱۲ کیلومتر است.

¹ Electromagnetic Array profiling.

² Electronic Data Interchange



MT شکل ۴-۳: بخشی از تصویر زمین شناسی منطقه مورد مطالعه همراه با نمایش سازندها و موقعیت پروفیل برداشت MT و موقعیت چاه های منطقه (شرکت ملی نفت ایران، ۱۳۶۹).

تعداد سونداژهایMT در پروفیل فوق نیز، ۶۰ سونداژ با فاصله ۲۰۰ متر از یکدیگر میباشد و برداشت دادهها در هر سونداژ بهصورت پنج مؤلفهای (Ex, Ey, Hx, Hy, Hz) انجام شدهاست. علاوه بر آن برداشت دادههای سونداژهای TEM نیز با فاصله سونداژی ۴۰۰ متر نسبت به یکدیگر و به صورت یک در میان در بین سونداژهای MT، صورت گرفته است؛ که این دادهها جهت بررسی ناهمگنیهای سطحی و تصحیح جابجایی ایستای دادههای مگنتوتلوریک، مورد استفاده قرار می گیرد.

۴-۶- بررسی کمیتهای موثر در تحلیل ابعادی ساختارهای زیرسطحی

پس از پردازش دادهها، تانسورهای طیفی مربوط به هر کدام از فرکانسهای برداشت در هر سونداژ حاصل میشود، که این تانسورها جهت به دست آوردن مؤلفههای تانسور امپدانس استفاده میشود. با ترکیب مؤلفههای تانسور امپدانس در حالت های مختلف با یکدیگر، پارامترهایی بهدست خواهد آمد که در راستای درک صحیح از ساختار زمین شناسی منطقه مورد مطالعه، کمک شایانی می کند (هاشمی، ۱۳۹۱). در این بخش ابعاد ساختارهای زیرسطحی به کمک تعدادی از روشهای اشاره شده در فصل دوم، بررسی شده است. به دلیل تعداد زیاد سونداژهای MT در اینجا صرفاً ۵ سونداژ به عنوان نمونه در امتداد پروفیل موردنظر انتخاب شد. محل انتخاب این سونداژها به گونهای بوده است تا تمام پروفیل را



در برگیرد. همانطور که در شکل (۴-۴) مشاهده می شود محل ۵ سونداژ مورد نظر روی پروفیل مشخص

شده است.

۴-۶-۱- چولگی

همانطور که در فصل دوم اشاره شد، پارامتر چولگی (اسکیو) مطابق رابطه (۲–۴۱) یک مقدار ریاضی است که برابر نسبت تریس^۱ (جمع مؤلفههای قطر اصلی امپدانس) به آنتیتریس (جمع مؤلفههای غیر قطری امپدانس) تانسور امپدانس MT در هر فرکانس به دست میآید. این پارامتراندازه گیری ابعادی مبتنی بر دامنههای تانسور پاسخ است. تریس و آنتیتریس ناشی از یک تانسور امپدانس، ناوردای دورانی هستند، بنابراین نسبتشان یعنی چولگی نیز ناوردای دورانی^۲ می-باشد. اگر چولگی کمتر از ۳/۰ باشد، تصور میشود که دادههای MT میتوانند به شکل یکبعدی یا دوبعدی تفسیر شوند و اگر مقدار آن از ۳/۰ تجاوز کند محدوده مورد نظر باید به صورت سه بعدی بررسی شود (Moradzadeh, 1998). شکل (۴–۵) نمودار مقادیر چولگی دادههای MT مربوط به

¹Trace ² Rotationary invariant

۵ سونداژ پروفیل ۸۸۲۱ را به صورت تابعی از پریود (T=1/f) اندازه گیری شده نشان میدهد (نمودارهای تعدادی از سونداژهای اطراف نیز در پیوست-ب ارائه شده است). همانگونه که در شکل مشاهده میشود مقدار چولگی برای سونداژ ۱۰۱ در پریودهای پایین (کمتر از ۰/۰۲۵ ثانیه) کمتر از ۳/۰می باشد که نشان دهنده دو بعدی بودن ساختارها در عمق کم است، این مقدار در پریودهای بالا بیشتر از ۲/۳ است که یک ساختار سهبعدی را نشان میدهد. در سونداژهای اطراف نیر همین روند ادامه دارد. در سونداژ ۱۱۸ مقدار چولگی در پریودهای کم بیشتر از ۲/۳ میباشدو همانطور که مشاهده می شود این روند تا پریود ۱۴/۲۸ ثانیه ادامه دارد ولی برای مقادیر بیش از این پریود، یعنی اعماق بیشتر، این مقدار کمتر از ۰/۳ می شود که نشان دهنده این است که ساختارهای سطحی سه بعدی روی ساختار ناحیهای دو بعدی قرار دارند. در سونداژ ۱۳۳ این پارامتر تقریباً در تمام فرکانسها از ۰/۳ تجاوز میکند که نشان دهنده سه بعدی بودن ساختار در تمام عمقها میباشد. برای سونداژ ۱۴۸ این پارامتر در تقریباً تمام پریودها کمتر از ۳/۰ است که نشان دهنده دو بعدی بودن ساختار در تمام پریودها میباشد. در سونداژ ۱۶۸ نیز این روند بههمان شکل وجود دارد؛ که دو بعدی بودن ساختار را تاکید میکند. البته همانطور که اشاره شد عدم توافق بر روی کران بالای مقدار چولگی برای ساختارهای سه بعدی وجود دارد (Moradzadeh, 1998). به همین دلیل نمی توان صرفاً به مقدار پارامتر چولگی که بسیار متاثر از نوفههای اندازهگیری نیز می باشد برای آنالیز ابعادی اکتفا کرد.

۴-۶-۲- بیضیوارگی

کمیت بیضی وارگی همانند کمیّت چولگی برای ساختارهای یک بعدی و دو بعدی مقداری برابر صفر و یا نزدیک به صفر دارد و به همین دلیل معیار مناسبی برای تشخیص ابعاد اهداف زیرسطحی مورد مطالعه میباشد. در شکل (۴–۵) نمودارهای بیضیوارگی مربوط به ۵ سونداژ از پروفیل مورد نظر آورده شده است (نمودارهای مربوط به تعدادی از سونداژهای اطراف نیز در پیوست– ب آورده شده است). همانطور که در شکل مشاهده میشود،کمیت بیضیوارگی در تمام پریودها و در تمام سونداژها مقداری بیشتر از ۲/۳ دارد؛ که بر دو و سه بعدی بودن ساختارها در تمام پریودها دلالت می کند. مقادیر زیاد این پارامتر در سونداژها را نیز میتوان ناشی از ناهمگنیهای سطحی موجود در منطقه نیز درنظر گرفت.



پروفیل ۸۸۲۱

۴-۶-۳ نمودارهای قطبی تانسور امپدانس

این کمیت همانگونه که در فصل دوم توضیح داده شد، یک فاکتور کیفی برای آنالیز تعیین بعد ساختارهای زیرسطحی میباشد. تحلیل انجام شده بر اساس نمودارهای قطبی کلیه سونداژها می-باشد و شکلهای ((۴–۶)) تا (۴–۱۰) نمودارهای قطبی تانسور امپدانس مربوط به ۵ سونداژ تعیین شده در امتداد پروفیل ۸۸۲۱ را بهعنوان نمونه نشان میدهند. همانطور که در شکل (۴–۶) مربوط به سونداژ ۱۰۱ مشاهده میشود، در فرکانسهای بالا تا ۱/۵ هرتز، دادهها تقریباً یک ساختار دو بعدی را نشان میدهد و هرچه بهسمت عمق میرویم ساختار شکل سه بعدی بعدی به خود میگیرد. در سونداژ ۱۱۱ که در شکل (۴–۲) مشاهده میشود، در همه فرکانسها ظاهراً ساختار به صورت سه بعدی مشاهده میشود. در سونداژ ۱۳۳ (شکل ۴–۸) در فرکانسها ظاهراً ساختار به صورت سه بعدی مشاهده میشود. در سونداژ ۱۳۳ (شکل ۴–۸) در فرکانسهای بالا (بیشتر از ترکیبی از ساختار دو بعدی است؛ که هر چه به سمت عمق (فرکانسهای کمتر) پیش میرویم ترکیبی از ساختارهای دو بعدی و سه بعدی همراه با اعوجاجات گالوانیکی شدید مشاهده میشود. در سونداژ ۱۴۸ (شکل ۴–۹) در فرکانسهای بالا تا حدود فرکانس مای کمتر) پیش میرویم میباشد و از آن پس ساختار دو بعدی و سه بعدی است. در سونداژ ۱۶۳ (۲۰ میرز میباشد و از آن پس ساختار دو بعدی و سه بعدی است. در سونداژ ۱۶۳ میر از ساختار یک بعدی میباشد و از آن پس ساختار دو بعدی و سه بعدی است. در سونداژ ۲۰۱۷ میر تر ساختار تر یا در میکل (۴–





شکل۴-۷: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس سونداژ ۱۱۸ از پروفیل ۸۸۲۱



شکل۴-۹: نمودارهای قطبی تانسور امپدانس سونداژ ۱۴۸ از پروفیل ۸۸۲۱



با بررسی دادههای مگنتوتلوریک منطقه گچساران و همچنین محاسبه پارامترهای بیضیوارگی، چولگی و باتوجه به نمودارهای قطبی مشخص گردید که مقادیر پارامترهای فوق اکثراً سه بعدی بودن ساختارها را در سطح و عمدتاً دو بعدی و بعضاً سه بعدی بودن آنها را در عمق نشان میدهد. همین امر وجود آشفتگیهای گالوانیکی به واسطه قرارگیری ناهمگنیهای الکتریکی سطحی سه بعدی روی اهداف عمیق دو بعدی و یا مدل 3D/2D را تا حدود زیادی تأیید میکند؛ که در فصل بعدی به آن پرداخته میشود.

فصل پنجم: حدف اثر آشفتگیهای گالوانیکی از روی دادههای مگنتوتلوريک

۵–۱– مقدمه

هدف این فصل پردازش دادههای MT و تجزبه تانسوری آنها برای بهدست آوردن امتداد بیهنجاری اصلی و مؤلفه های صحیح تانسور امپدانس است. بدین صورت نتایج بهدست آمده از روشهای تجزیه تانسوری با یکدیگر مقایسه میشود تا بتوان نتیجه یکپارچهای را برای آنها بهدست آورد. همانطور که در فصل قبلی ذکر شد دادههای مگنتوتلوریک مورد استفاده مربوط به پروفیل ۸۸۲۱ منطقه گچساران که شامل ۶۰ سونداژ است که در بازهی پریودی۸۵۲۱۲۵ تا ۱۸۱۸/ ثانیه قرار دارند. برای تجزیهی DAT. مونداژ است که در بازهی پریودی۱۸۱۸۲ تا تا ۱۸۱۸/ ثانیه قرار دارند. برای تجزیهی تانسوری گروم-بیلی ابتدا فرمت دادههای IEDI خام توسط کد IOI2 (Wight, 1987) به فرمت . DAT. تبدیل شدند، سپس بهوسیلهی کد BDI خام توسط کد IOI2 (Wight, 1987) به فرمت . تانسوری گروم-بیلی ابتدا فرمت دادههای IST دام توسط کد IOI2 (IST) (IST) به فرمت . معامل از آنها با نتایج بهدست آمده از روش تجزیهی تانسوری اسمیت مقایسه میشود. در نهایت با تهیه نمودارهای فاز و مقاومت ویژه ظاهری از روی میلفه های اصلی تانسور تجزیه شده امیدانس و تحلیل آنها،اثرات جابجایی ایستا روی مقاومتویژه هر یک از سونداژها به کمک دادههای ITEM تصحیح می-شوند.

۵–۲– آنالیز امتداد

تجزیه و تحلیل زاویه امتداد بهمنظور نشاندادن بهترین تطابق زاویه امتداد ساختارهای عمیق دوبعدی برای تجزیه و تحلیل ابعادی دادههای MT صورت می گیرد. نتایج زوایای امتداد از طریق تجزیه تانسور امپدانس انجام میشود. این کار توسط روش گروم و بیلی (Groom and Bailey., 1989) معرفی و برنامه کامپیوتری و توسعه آن توسط جونز و مکنیس (McNeice & Jones, 2001) انجام گرفت. در این روش تجزیهی تانسور امپدانس، پارامترهای بهدست آمده که زاویه آزیموت امتداد (θ)، پیچش ، برش، مقاومتویژه ظاهری و فاز (در مدهای TT و MT) میباشند مورد ارزیابی و تفسیر قرار خواهند گرفت. همانطور که در فصل سوم اشاره شد، تجزیه تانسوری برای حذف اثرات آشفتگیهای گالوانیکی به کار میرود. در روشهای تجزیه تانسوری اهداف منطقهای عمیق دوبعدی فرض میشود و چون در بیشتر موارد دادههای MT به صورت دقیق عمود بر ساختار زمین شناسی منطقه برداشت نمی شوند. از اینرو ابتدا زاویه امتداد به کمک دادههای تانسور امپدانس مشخص گردد.

باید توجه داشت که اگر دادههای مگنتوتلوریک یک بعدی باشند به صورت تئوری به چرخش غیر حساس می باشند، زیرا عناصر قطر اصلی تانسور امپدانس برای هر زاویه چرخش صفر می باشد. با این اوصاف زاویه امتداد می تواند برای تجزیه دوبعدی به منظور حذف اثرات گالوانیکی استفاده شود. به طور مشابه آنالیز زاویه امتداد برای بررسی ابعاد داده ها نیز به کار می رود. در این پایان نامه زاویه امتداد برای هر سونداژ MT به طور جداگانه نشان داده می شود. از آنجایی که سونداژها با فاصله ۲۰۰ متر در نزدیکی یکدیگر می باشند، زوایای امتداد تقریباً شبیه به هم پیش بینی می شود.

در روش تجزیه گروم- بیلی مدل مربوط به ساختارهای زیرزمینی به صورت 3D/2D (یعنی وجود توده سه بعدی مربوط به ناهمگنیهای سطحی روی اهداف عمیق دوبعدی) فرض می شود. به همین جهت تابع عدم برازش^۱ بین تانسور امپدانس مشاهدهای و نتایج به دست آمده از روش تجزیه گروم-بیلی به صورت خطای جذر میانگین مربعات^۲ (RMS) ارزیابی می گردد. برای نشان دادن بهترین تطابق زاویه امتداد، خطای RMS پایین همبستگی خوبی را بین تانسور امپدانس مشاهدهای و نتایج به دست آمده برای تجزیه نشان می دهد که این امر دوبعدی ساختار دادهها را در عمقهای زیاد نشان می دهد. در این پایان نامه تحلیل دادهها با استفاده از کد Strike پس از انجام یک سری اقدامات اولیه حهت نیل به هدف مطابق شکل (۵–۱) بر حسب تجربیات قبلی (Kannaujiya & Israil, 2012; Block,2013) به دو

² Root Mean Squares



۵-۲-۱- آنالیز امتداد در چند بازه فرکانسی مشخص

کد Strike در حالت مستقل از فرکانس به دو صورت در این مطالعه مورد استفاده قرار گرفته است. ابتدا دادهها مطابق تجربیات قبلی (Block, 2013) به ۵ بازه فرکانسی تقسیم شد و این برنامه قدم به قدم ابتدا برای بازه اول٬ بازه ی دوم و الی آخر بهطور جداگانه اجرا شد. نتایج حاصل برای ۵ سونداژ نمونه در جداول (۵–۱) تا (۵–۵) آورده شده است.

۱/ ثانیه		
سونداژ MT	آزيموت (°)	متوسط خطای RMS
۱۰۱	۱۸/۷	•/۴۲۶۴۴۳
۱۱۸	_٩	•/41•140
١٣٣	- \ • /۶۸	•/۵۴۵۴۱۸
۱۴۸	-77/•V	•/785744
188	۵/۶	•/٢٣٨٣۴٨

جدول ۵-۱: زاویه آزیموت در حالت مستقل ازفرکانس و خطای RMS متوسط به دست آمده در بازه پریودی ۲۰۰۱ تا

جدول ۵-۲: زاویه آزیموت و خطای RMS متوسط به دست آمده در حالت مستقل ازفرکانس در بازه پریودی ۰/۱ تا ۲

ثانيه		
سونداژ MT	آزيموت (°)	متوسط خطای RMS
۱۰۱	-17/•۴	•/۵• ١۶٨٢
١١٨	۸۲	• 7E-7/78
۱۳۳	-۱۸/۹	•/TN&TV
۱۴۸	۶۸/۴۶	•/۶٩·١·٨
187	-٨/٣۶	•/42•249

جدول ۵-۳: زاویه آزیموت در حالت مستقل ازفرکانس و خطای RMS متوسط به دست آمده در بازه پریودی ۲ تا ۲۰

<i>ناي</i> ه		
سونداژ MT	آزيموت (°)	متوسط خطای RMS
۱۰۱	-19/84	·/۵۷۷۷۷۱۲
۱۱۸	١/٢	•/2418•8
۱۳۳	-۱۸/۹	•/TN&TV•
۱۴۸	-λ/۴	١/٢٠٩٠١۶
187	۶/۷۸	١/٧٣٩۶٠۵

ثانيه

جدول ۵-۴: زاویه آزیموت در حالت مستقل ازفرکانس و خطای RMS متوسط به دست آمده در بازه پریودی ۲۰ تا

۰ ۰ ۱ تانیه		
سونداژ MT	آزيموت (°)	متوسط خطای RMS
۱۰۱	- ٣ •/٨۶	•/۵۸٧۶٩۵
١١٨	-٣/٢۴	+/99 % 18V
١٣٣	-٣/٠٩	1/881829
۱۴۸	-19/•A	1/588897
188	١۶	+/8318+0

م ناث ۲ م

سونداژ MT	آزیموت (°)	متوسط خطای RMS
٨٨٢١١٠١	-44/•1	•/ ۲۲ • ۲ • ٩٧
۸۸۲۱۱۱۸	-47/0+	1/180788
***	4/44	•/۶۷۳۶۳۸۵
۸۸۲۱۱۴۸	- ۱۳/۸۸	•/983114
۸۸۲۱ <i>۱۶</i> ۳	-74/88	۰ <i>/۶۶</i> ۰۳۳۹۱

جدول ۵–۵: زاویه آزیموت در حالت مستقل ازفرکانس و خطای RMS متوسط به دست آمده در بازه پریودی ۲۰۰ تا بعداد

همانطور که در نتایج بهدست آمده مشاهده میشود، در پریودهای کوتاه بین ۲۰۰۱ تا ۲ ثانیه مقدار خطای RMS کم بوده، همچنین اختلاف بین زوایای نشان داده شده نیز کم میباشد؛ که این موضوع میتواند بیانگر آن باشد که دادهها غیر حساس به چرخش میباشند و بدین ترتیب ساختار زیر سطحی یک بعدی است. در پریودهای بین بازه ۲ تا ۲۰ ثانیه، مقدار خطای RMS بهطور نسبی بالا بوده و هیچ جهت امتداد مشترکی را نمیتوان برای تمام سونداژهای مورد نظر پیدا نمود. این مسئله ممکن است بخاطر حضور تودههای محلی سه بعدی در عمق کم باشد. در بازه پریودی ۲۰ تا ۲۰۰۰ همانطور که مشاهده میشود، این ناهمگنیها بهمیزان کمتری بر روی پریودهای بعدی تأثیر میگذارند. این بازه پریودی یک اولویت را برای زاویه امتداد خاص نشان میدهد که متوسط آن حدوداً °10 – تا °۳۰ – است. با توجه به زمینشناسی منطقه (شکل۴ – ۳) ، روند ساختارهای زمینشناسی شمال غرب – جنوب شرق بازه پریودی وسیع ذکر شده که مبین عمق متوسط تا زیاد است؛ ساختار زیرسطحی دو بعدی میباشد. بازه پریودی وسیع ذکر شده که مبین عمق متوسط تا زیاد است؛ ساختار زیرسطحی دو بعدی میباشد. این موضوع در تطابق نسبتاً خوبی با نتایج حاصل از مطالعات تحلیل ابعادی در فصل ۴ است.

MFSS آنالیز امتداد در حالت مستقل از فرکانس

در این حالت تجزیه تانسور امپدانس مگنتوتلوریک با استفاده از کد Strike برای حالت مستقل از فرکانس یک سونداژ میباشد^{(،} که به آن حالت تحلیل چند فرکانسی یک سونداژی هم میگویند. در این روش دادههای تمام فرکانسهای هر سونداژ به صورت جداگانه مورد ارزیابی قرار می گیرد و بهترین زاویه امتداد

¹ Multi frequency single site

بر پایه متوسط خطای RMS بهدست میآید (در حالیکه RMS برای هر فرکانس متفاوت است). نتایج بهدست آمده با این روش برای ۵ سونداژ مورد نظر در جدول (۵-۶) آورده شده است. علاوه بر آن نتایج حاصل برای آزیموت، برش و پیچش در تمام فرکانسها برای تمامی سونداژهای پروفیل مورد نظر به صورت نمودار در شکلهای (۵-۲) ، (۵-۳) ، (۵-۴) و (۵-۴) قابل مشاهده است.

جدول ۵-۶: نتایج تجزیه تانسوری هر سونداژ به صورت مستقل از فرکانس که با بهترین زاویه امتداد مطابقت داده شده است. این جدول بهترین تطابق آزیموت برای هر سونداژ را بر اساس متوسط خطای RMS نشان می دهد.

سونداژ MT	زاویه آزیموت([°])	متوسط خطای RMS
۱۰۱	-۲۸/۴	۱/۵۱۵۵
١١٨	۲/۰۸	۱/۵۰۳۳
۱۳۳	-78/94	T/T9FV
۱۴۸	-17/•7	١/۶٨٧۶
188	-٧/ ١٣	١/١٣٢۵



شکل ۵-۲: نمودار مربوط به زوایای آزیموت بهدست آمده در حالت مستقل از فرکانس در تمامی فرکانسها مربوط به ۳۰ سونداژ MT



شکل ۵-۳: نمودار مربوط به زوایای برش به دست آمده در حالت مستقل از فرکانس در تمامی فرکانس ها مربوط به ۳۰ سونداژ MT



شکل ۵–۴: نمودار مربوط به زوایای پیجش بهدست آمده در حالت مستقل از فرکانس در تمامی فرکانسها مربوط به ۶۰ سونداژMT.

همانطور که در شکل (۵–۲) مشاهده میشود, برای حدود ۸ سونداژ (در سمت چپ و راست پروفیل) آزیموت به دست آمده بین ۶۰ تا ۸۰ درجه میباشد و از آنجایی که زوایای به دست آمده °۹۰ ابهام دارند، میتوان گفت زاویه آزیموت در این سونداژها حدوداً °۲۰– میباشد؛ که با توجه به ساختار زمین-شناسی منطقه نتایج به دست آمده حدود تقریبی درستی را به ما میدهند. برای بقیه ۵۲ سونداژ پروفیل مورد نظر نیز زاویه امتدا حدوداً بین ۱۵– تا ۲۰– درجه است که با نتایج به دست آمده در حالت چند بازه فرکانسی (پریودی) قبلی مطابقت خوبی دارد. در شکل (۵–۳) میتوان دید که مقدار زوایه برش برای سونداژهای میانی پروفیل از ۳۰– تا ۳۰ درجه پراکندگی دارد که این موضوع خود دلیلی بر شدت زیاد ناهمگنیهای سطحی سه بعدی بر دادههای برداشت شده میباشد. این در حالی است که مقدار زاویه برش برای بقیه سونداژها بطور متوسط ۱۰– درجه بوده و اثرات کمتر آشفتگی دادهها را می رساند. همچنین همانطور که در شکل (۵–۴) قابل مشاهده است، در سونداژهای میانی پروفیل، پارامتر آشفتگی پیچش مقداری پراکنده است که این امر خود نشانگر آن است که آشفتگی گالوانیکی در قسمت میانی پروفیل به نسبت بقیه جاها، که متوسط زاویه پیچش در آنها صفر درجه است، بیشتر اثر گذاشته است.

همانطور که قبلاً اشاره شد، درساختارهای دوبعدی، میدانهای الکترومغناطیس به دومد جداگانه تقسیم می شوند (تجزیه می شوند). بنابراین بعد از تجزیه تانسور امپدانس، دادههای هر سونداژ در دو مد TE و TM حاصل و ارائه می شود. در این قسمت دادههای مقاومتویژه ظاهری و فاز امپدانس مربوط به هر یک از سونداژهای نمونه در شکلهای (۵–۵) تا (۵–۹) بعد از تجزیه تانسوری گروم-بیلی آمده است.



شکل ۵–۵: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۰۱ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری گروم-بیلی (۳ Rho a و ۲۵ Rho به ترتیب داده های مد TE و مد TM را نشان میدهند).



شکل ۵-۶: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۱۸ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری گروم-بیلی (Rho b و Rho a به ترتیب دادههای مد TE و مد TM را نشان میدهند).



شکل ۵-۷: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۳۳ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری گروم-بیلی (Rho a و Rho a به ترتیب دادههای مد TE و مد TM را نشان میدهند).



شکل ۵–۸: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۴۸ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری گروم-بیلی (Rho a و Rho a به ترتیب دادههای مد TE و مد TM را نشان میدهند).



شکل ۵-۹: نمودار مقاومتویژه و فاز مربوط به سونداژ ۱۶۳ پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری گروم-بیلی (Rho a و Rho a به ترتیب دادههای مد TE و مد TM را نشان میدهند).

همانطوری که شکلهای (۵–۸) و (۵–۹) نشان میدهند، برای هر سونداژ پاسخها یک مقدار قابل توجهی را برای پریودهای میانی نشان میدهند؛ که اکثر آنها احتمالاً بهوسیله یک ناهمگنی رسانای محلی به وجود آمدهاند. بهاستثنای پریودهایی که تحت تأثیر این ناهمگنیها قرار گرفتهاند، پریودهای کمتر از ۱۱/۱ ثانیه در هر سونداژ همپوشانی خوبی در مدهای TE و TM را نشان میدهند. به دنبال استدلال استدلال اسپرات و همکاران (Srpatt et al., 2009) مبنی بر اینکه دادههای تجزیه شده میتوانند بهعنوان دادههای یک بعدی رفتار کنند، هنگامی که حداکثر تفاضل فاز آنها کمتر از ۱۰ برای یک بازه گسترده پریودی باش. فلذا همپوشانی خوب بین مدهای TE و TT نشاندهنده حضور ساختار رسانای یک بعدی اعماق کم تا متوسط است. این همپوشانی در دو مد قطبش برای مقاومت ظاهری سونداژ ۱۰۱ و ۱۳۳ و ۲۳ نشاندهنده حضور ساختار رسانای یک بعدی اعماق در پریودی اش. فلذا همپوشانی خوب بین مدهای TE و TT نشاندهنده حضور ساختار رسانای یک بعدی اعماق در پریودهای کم تا متوسط است. این همپوشانی در دو مد قطبش برای مقاومت ظاهری سونداژ ۱۰۱ ۱۰۸۰ و ۱۳۳ در پریودهای کم دیده نمیشود، که این امر با توجه به یکسانی دادههای فاز هر دو مد قطبش، نشان دهنده این است که دادهها بهوسیله جابجایی ایستا تحت تأثیر قرار گرفتهاند؛ که اثرات آنها در ادامه دهنده این است که دادهها بهوسیله جابجایی ایستا محت تأثیر قرار گرفتهاند؛ که اثرات آنها در ادامه تصحیح خواهد شد. برای پریودهای طولانیتر، دادههای مدهای TE و TT با یکدیگر همپوشانی ندارند، دهنده این است که دادهها بهوسیله جابجایی ایستا تحت تأثیر قرار گرفتهاند؛ که اثرات آنها در ادامه تصحیح خواهد شد. برای پریودهای طولانیتر، دادههای مدهای TE و TT با یکدیگر همپوشانی ندارند، که نشانده نده یک گذار به یک ساختار دوبعدی است.

۵-۳- روش تجزیه تانسوری اسمیت

در حالت دیگر، تجزیه تانسوری بر روی دادههای مگنتوتلوریک با استفاده از روش اسمیت انجام گرفت. این روش تجزیه تانسوری به کمک نزم افزار WinGlink (Geosystem, 2003) صورت گرفت. نتایح حاصل از این روش تجزیه تانسوری به صورت نمودارهای مقاومت ویژه و فاز در شکلهای(۵–۱۰) تا (۵-۱۴) برای سونداژهای نمونه روی پروفیل MT نشان داده شده است.





مد TE، منحنی قرمز مد TM).



شکل ۵–۱۴: منحنی مقاومتویژه مربوط به سونداژ ۱۶۳ از پروفیل ۸۸۲۱ بعد از تجزیه تانسوری اسمیت (منحنی آبی مد TE، منحنی قرمز مد TM).

با مقایسه نمودارهای فاز و مقاومتویژه در دو حالت تجزیه تانسوری روش گروم-بیلی (شکلهای ۵–۵ تا ۵–۹) و روش تجزیه اسمیت (شکلهای ۵–۱۰ تا ۵–۱۴)، همانطور که قابل مشاهده است نمودارهای مربوط در هر دو حالت برای این ۵ سونداژ تقریباً روند یکسانی را نشان میدهند. در سونداژهای ۱۰۱، ۱۱۸ و ۱۳۳ در پریودهای ابتدایی نمودار مقاومتویژه در هر دو حالت به صورت موازی بوده که این خود نشان دهنده وجود اثر جابجایی ایستا در سطح میباشد.

۵-۴- جابجایی ایستا

نقطه ضعف روش MT این است که ناهمگنیهای موجود در لایههای بالایی (واقع در اعماق کم)، تانسور امپدانس و مقاومتویژهی ظاهری را بهشدت آشفته میکنند، که بخشی عمده از اثرات آنها به استثنای حابجایی ایستا با تجزیه تانسوری تصحیح می شوند. جابهجایی ایستا بهعلت وجود ناهمگنیهای سطحی الکتریکی و یا بهعلت وجود توپوگرافی ایجاد میشود. دلیل ایجاد این پدیده، ناپیوستگی میدان الکتریکی افقی بههنگام عبور از ناهمگنیهای جانبی است. این آشفتگیها دارای طبیعت گالوانیکی هستند و روی کل بازه فرکانسی ادامه مییابند و جابهجایی ایستای مقاومتویژه ظاهری را ایجاد میکند. برای تصحیح این پدیده از دادههای MET اندازه گیری شده هر سونداژ استفاده میشود.

TEM مدلسازی دادههای TEM

برای انجام مدلسازی دادههای TEM نرمافزار WinGlinK مورد استفاده قرار گرفت. به این ترتیب که ابتدا مدلسازی هموار یکبعدی اوکام^۱ برای تمامی سونداژهای TEM پروفیل مورد نظر انجام شد و پس از آن شبه مقاطع مقاومتویژه بر حسب عمق برای دادههای طول پروفیل رسم گردید. در شکل (۵–۱۵) نتایج مدلسازی هموار اوکام دادههای TEM پروفیل ۸۸۲۱ مشاهده می شود.



شکل۵–۱۵: نتایج مدلسازی یک بعدی هموار اوکام دادههای TEM در طول پروفیل ۸۸۲۱

باتوجه به اینکه مدلسازی دادههای TEM تا عمق حدود ۴۰۰ متری را نشان میدهد که البته این عمق بسیار تقریبی است و فقط یک دید اولیه از توزیع مقاومتویژه در اعماق کم را حاصل میکند و میتوان ناهمگنیهای سطحی را تا حدودی شناسایی نمود. در مقطع فوق مناطقی با مقاومتویژه بسیار کم و زیاد به صورت تناوبی در عمق تا حدود ۲۰۰ متری مشاهده میشودکه به ترتیب باعث تمرکز و واگرایی میدان الکتریکی در زیر زمین میشوند. تودههای با مقاومتویژه کم و زیاد به ترتیب میتوانند معرف لنزهای رسی و قلوه سنگهای موجود در رسوبات منطقه باشند. بنابراین این عوامل، بعلاوه توپوگرافی مسیر باعث ایجاد اعوجاجات گالوانیکی منطقه و جابجایی مقاومتویژه الکتریکی سونداژهای MT می-باشند که باید اصلاح شوند.

¹ Occam 1D inversion

-β-4-4 مقاومتویژه ظاهری (ρa) و فاز

بر اساس آنچه که در فصل دوم ذکر شد، مقاومتویژهی ظاهری به طور مستقیم از رابطه (۲-۳۳) محاسبه می اساس آنچه که در فصل دوم ذکر شد، مقاومتویژهی ظاهری به طور مستقیم از رابطه (۲-۳۳) می اساس می شود. این کمیت یکی از مهم ترین پارامترها در تفسیر داده های مگنتوتلوریک می باشد که بر اساس مؤلفه های اصلی تانسور امپدانس منطقه ای حاصل از تحزیه تانسوری در فرکانسهای مورد نظر قابل محاسبه است. با کمک این مقادیر، مقاومت ویژه در راستای محور X و Y (مد TE و مد TM) قابل محاسبه است.

با در نظر گرفتن اینکه مؤلفههای تانسور امپدانس از اعداد مختلط تشکیل یافته است، اندازهی فاز آنها به ازای هر کدام از فرکانسهای اندازه گیری شده از این اعداد مختلط استخراج شده و تغییرات آن بر حسب فرکانس (یا پریود) برای هر سونداژ قابل رسم میباشد. همچنین از آنجایی که کمیت فاز تحت تأثیر ناهمگنیهای نزدیک سطح قرار نمی گیرد، بهاین ترتیب میتوان به کمک آنها اطلاعات دقیق تری در مورد ساختارهای زیرسطحی و توزیع مقاومتویژه به دست آورد. در شکل های (۵–۱۰) تا (۵–۱۴) منحنیهای مقاومتویژه ظاهری و فاز مد TE و مد TT (دو مؤلفه YX و YX) برای پنج سونداژ نمونه بعد از تجزیه تانسوری قبل از تصحیح جابجایی ایستا، قابل مشاهده می باشند.

منحنیهای فوق بهوسیلهی روش هموارسازی ⁺D جهت افزایش کیفیت دادهها اصلاح گریده است (Parker, 1980).

با توجه به روند منحنیهای مقاومتویژه در سونداژهای نشان داده شده در شکل های (۵–۱۰) تا (۵– ۱۴) که مربوط به پنج سونداژ با فاصله ی نسبتاً زیاد از هم میباشند، می توان مشاهده کرد که فقط در نقاط ابتدایی (یعنی پریودهای پایین با عمق کم) منحنیهای TT و TT روی یکدیگر منطبق هستند و این نشان دهندهی آن است که اکثر ساختارهای عمیق (ساختارهای منطقهای) در پریودهای بزرگ غیر یکبعدی میباشند.

MT تصحیح جابجایی ایستای دادههای MT

برای تصحیح جابجایی ایستا، نمودارهای مقاومتویژه مدهای TE و TM برای سونداژهایی که دادههای TEM TEM TEM آنها برداشت شده است، در فرکانسهای بالا (پریودهای کم) با نمودار مقاومتویژه حاصل از روش TEM TEM تطابق داده می شود به طوریکه با جابجایی قائم نمودارهای مقاومتویژه دو مد TE و TM رابدون تغییر در روند نمودار) به سمت نمودار حاصل از روش TEM و ایجاد بهترین تطابق بین نمودارهای فوق، تصحیح جابجایی ایستا صورت می گیرد. این کار در نرمافزار WinGLinK و روی دادههای مقاومت و ویژه حاصل از روش حصی و یو TE و TEM و ایجاد بهترین تطابق بین نمودارهای مقاومت و ویژه حاصل از روش TEM و ایجاد بهترین تطابق بین نمودارهای فوق، تصحیح جابجایی ایستا صورت می گیرد. این کار در نرمافزار WinGLinK و روی دادههای مقاومت ویژه حاصل از ویژه حاصل از تجزیه تابعایی ایستا صورت می گیرد. این کار در نرمافزار TIM و روی داده می می مقاومت ویژه حاصل از ویژه حاصل از تجزیه تابعای و TEM و روی دادههای مقاومت و ویژه حاصل از موان ایستا صورت می گیرد. این کار در نرمافزار TIM و روی داده و وی داده می مقاومت و ویژه حاصل از تجزیه تانسوری (به روش اسمیت) انجام شده است.

در شکل(۵–۱۶) نمودارهای مقاومتویژه و فاز دادههای MT قبل و بعد از تصحیح جابجایی ایستا برای سونداژ ۱۳۳از پروفیل ۸۸۲۱ به عنوان نمونه نشان داده شده است. مقدار ضرایب جابجایی ایستا برای نمودار

مقاومتویژه مد TE و نمودار مقاومتویژه مد TM در سونداژهای مختلف دارای مقادیر متفاوتی است که این امر ناشی از تأثیرات متفاوت آشفتگی گالوانیکی بر روی دادههای MT میباشد. مقادیر ضرایب جابجایی ایستا برای تمامی سونداژهای پروفیل مذکور در جدول (ج-۱) پیوست آمده است. همچنین عدم تأثیر پذیری این ناهمگنیها بر روی دادههای فاز قبل و بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا درشکل (۵-۱۶) نشان داده شده است. برای تمام سونداژهای MT دیگر پروفیل ۱۸۸۱ عملیات جابجایی ایستا به کمک دادههای TEM به همین صورت انجام گرفت.



شکل۵–۱۶: نمودارهای مقاومتویژه و فاز دادههای مگنتوتلوریک برای سونداژ ۱۳۳ از پروفیل ۸۸۲۱ (منحنی سبز نمودار TEM و منحنیهای آبی برای مد TE و قرمز برای مد TM) برای حالت قبل (الف) و بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا (ب)

تحلیل ابعادی منطقه مشخص نمود که ساختارهای منطقه در عمق غالباً دو بعدی و یا بعضاً سه بعدی با تأثیرات سهبعدی ناهمگنیهای سطحی میباشند. از آنجایی که مد TM توانایی بالاتری در شناسایی ساختارهای سهبعدی دارد و همچنین بیشترین تأثیر را از ناهمگنیهای سطحی میپذیرد (Wannamaker et al.,1984) ، از اینرو در اینجا برای مقایسه و تحلیل، شبه مقاطع داده های مقاومت-ویژه و فاز مد TM پروفیل ۸۸۲۱ انتخاب شد. این شبه مقاطع در دو حالت قبل از انجام اصلاحات مربوط به آشفتگیهای گالوانیکی ناشی از توده های سطحی و همچنین بعد از انجام این تصحیحات با روش تجزیه تانسوری و استفاده از دادههای روش TEM انجام شد. در شکلهای (۵–۱۷)و (۵–۱۸) شبه مقطع حاصل شده در این دو حالت قابل مشاهده است. همان طور که در شکل (۵–۱۷) مشاهده می شود در محدوده ابتدایی و انتهایی پروفیل ، تغییرات مقاومت ویژه به صورت نواری تقریباً عمودی می باشد ، در صورتی که فاز به صورت لایه ای تغییر می کند و با تغییرات داده های مقاومت ویژه تطابق ندارد. این امر به دلیل حضور توده های مقاوم و رسانای سطحی و عدم تأثیر پذیری فاز از ناهمگنی های سطحی است. همچینین هر چه به سمت وسط پروفیل پیش می رویم در قسمت هایی مشاهده می شود که مقاومت ویژه بسیار کاهش یافته است؛ در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها افزایش پیدا کند در صورتیکه چنین اتفاقی نمی افته است؛ در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها افزایش پیدا کند در صورتیکه چنین اتفاقی نمی افته است؛ در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها افزایش پیدا کند در صورتیکه چنین اتفاقی نمی افته است ، در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها افزایش پیدا کند در صورتیکه چنین اتفاقی نمی افته است ، در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها افزایش پیدا کند در صورتیکه چنین اتفاقی نمی افته است ، در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها افزایش پیدا کند در صورتیکه چنین اتفاقی نمی افته است ، در اینجا انتظار داریم که فاز برای این قسمت ها مقاومت ویژه و از نشان می دهد. فلذا نیاز مبرم به تصحیح اثرات ناهمگنی های سطحی و جابجایی ایستا بر روی تمام داده های مقاومت ویژه و فاز داده های مقاومت ویژه و فاز مد TM بعد از دیده می شود. این بدان معنی است که داده های مقاومت ویژه را تا حدود زیادی تأیید می کند.



شکل ۵–۱۷: شبه مقاطع مقاومتویژه و فاز مشاهدهای خط برداشت ۸۸۲۱ برای مد TM قبل از انجام تجزیه تانسوری اسمیت وتصحیح جابجایی ایستا



شکل ۵–۱۸: شبه مقاطع مقاومتویژه و فاز مشاهدهای خط برداشت ۸۸۲۱ برای مد TM بعد از انجام تجزیه تانسوری وتصحیح جابجایی ایستا
فصل ششم: مدل سازی دادههای مگنتوتلوريک

۶–۱– مقدمه

پس از اعمال تصحیح جابجایی ایستا با استفاده از روش TEM و همچنین کاهش اثرات گالوانیکی با استفاده از روش بسط داده شده ی گروم-بیلی و اسمیت، داده های تصحیح شده MT منطقه مورد نظر با روش گرادیان مزدوج غیر خطی به صورت یک و دو بعدی مدل سازی می شوند. بنا به دلایل فنی و یک سری محدودیت ها برای مدل سازی تنها از نتایج حاصل از تجزیه تانسوری اسمیت استفاده شد. برای این کار ابتدا مدل های یک بعدی از داده های MT تهیه شده است و سپس با استفاده از مدل سازی وارون هموار دوبعدی داده های مقاومت ویژه و فاز MT با استفاده از نرمافزار WinGLink (Geosystem, 2003) مدل خواهند شد؛ تا اطلاعات جامعتری از وضعیت قرار گیری، گسترش جانبی و عمقی ساختارهای زیر سطحی به دست می آید.

۶–۲– وارونسازی یکبعدی دادههای مگنتوتلوریک

الگوریتم وارونسازی او کام (Constable et al., 1987) مدل همواری را نتیجه میدهد. قبل از مدل-سازی، دادهها با استفاده از روش ⁺D پار کر (Parker, 1980) هموارسازی شدند⁴ تا بهترین برازش در حین وارونسازی بر دادههای مشاهدهای انجام شود و نوساناتی که به علت نوفه روی دادهها وجود دارند کاهش یابد و بدین وسیله خطای وارونسازی کمینه گردد. پایه و اساس روش وارونسازی هموار او کام به این صورت است که مدلهایی که مطابقتی با دادههای اندازه گیری شده ندارند و پارامترهای نامعینی که تغییرات شدیدی ایجاد می کنند در مجموعه ی پاسخ ها وارد نشوند. درنتیجه انتظار می رود که نواحی دارای مقاومتویژه بالا و مقاومتویژه پایین از مدل هموار، معرف مدل واقعی زمین باشند. از دیگر فواید وارونسازی هموار این است که این روش یک مدل خاص با مشخصات انتخاب شده ایجاد می کند و نتیجه آن به حدسهای اولیه و احتمالات برنامه کامپیوتری بستگی دارد (1987). مدلسازی یکبعدی هموار اوکام دادههای مد متوسط (میانگین^۱) تمام سونداژهای پروفیل ۸۸۲۱ به کمک نرم افزار WinGlink تهیه شد و نتیجه آن به همراه نتایج مدلسازی پارامتری و تبدیل عمق بوستیک برای دادههای سونداژ ۱۳۳ و ۱۴۸همراه با دادههای مشاهدهای مقاومتویژه و فاز و پاسخ حاصل از مدلسازیها به عنوان نمونه در شکلهای (۶–۱) و (۶–۲) آمده است. علاوه بر آن برای خلاصه سازی^۱ نتایج وارونسازی هموار یک بعدی دادهها به صورت مقطع عرضی مقاومتویژه برای تمام سونداژهای طول پروفیل ۸۸۲۱ در شکل (۶–۳) نشان داده شده است.



شکل ۶-۱: مدل یکبعدی هموار اوکام برای دادههای مد میانگین(خط صورتی)، مدل پارامتری (خط سبز) و مدل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و پاپههای مشاهدهای مقاومتویژه و فاز (نقاط قرمز). نتایج مدلسازی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۱۳۳

¹ Z_{av} or Invariant (average) mode



شکل ۶–۲: مدل یکبعدی هموار اوکام برای دادههای مد میانگین(خط صورتی)٬ مدل پارامتری (خط سبز) و مدل عمق بوستیک (خط آبی) در سمت راست و پاپههای مشاهدهای مقاومتویژه و فاز (نقاط قرمز). نتایج مدلسازی هموار اوکام (خط صورتی) و نتایج پارامتری (خط سبز) در سمت چپ برای سونداژ ۱۴۸



شکل۶-۳: نتیجه مدلسازی یکبعدی هموار اوکام (مد میانگین) برای دادههای MT برای پروفیل ۸۸۲۱

با توجه به نتایج مدلسازی پروفیل مورد نظر، میتوان مشاهده کرد که فقط در سونداژهای ابتدایی و انتهایی پروفیل مورد نظر بهدلیل عدم وجود ساختارهای سهبعدی، ساختار لایهای زیرسطحی قابل مشاهده است و همچنین یک توده با مقاومتویژه بالاتر بین سونداژهای ۱۱۶۶تا ۱۲۰ بهچشم میخورد. وجود این توده و تباین آن با توده رسانای کنار خود، میتواند بهدلیل وجود تاقدیس سولابدر باشد. علاوه بر آن در بین سونداژ های ۱۰۷ تا ۱۲۲ و همچنین سونداژهای ۱۳۸ تا ۱۵۳ ساختارهای زمین بهصورت لایهای نیست، که دلیل این امر را میتوان به خاطر وجودساختارهای دو بعدی و یا سهبعدی در عمق دانست که بههمین دلیل مدلسازی یک بعدی در شناسایی این ساختارها عاجز هستند. بنابراین جهت تشخیص ساختارهای زیرسطحی منطقه نیاز به مدلسازی دوبعدی میباشد. در ادامه به شرح مدلسازی دوبعدی پرداخته میشود.

۶–۳–مدلسازی دوبعدی وارون هموار

در این مطالعه برای وارونسازی هموار دوبعدی دادههای مگنتوتلوریک از الگوریتم گرادیان مزدوج غیرخطی استفاده می گردد، فلذا برای فهم مسأله به شرح مختصر آن پرداخته می شود. در مدل سازی غیر خطی با استفاده از خطی سازی مسأله و حل تکراری آن تلاش می شود تا مسأله معکوس (وارون) حل شود. برای این کار، تابع پیشرو با استفاده از دو جمله اول بسط تیلور حول مدل تکرار قبل تقریب زده می شود. به این گونه روش ها، روش گوس – نیوتون یا روش های وارون سازی مستقیم نیز می گویند. ساخت ماتریس حساسیت دراین گونه مسائل باعث افزایش چندین برابری حجم محاسبات نسبت به محاسبات پیشرو می شود(2001, 2001)

در این روش که توسط رودی و مکی (۲۰۰۱) توسعه داده شده است، ابتدا با استفاده از تئوری منظم-سازی تیخونوف و ارسنین (۱۹۹۷) تابع هدف مسأله وارون به صورت زیر نوشته می شود.

$$\Psi = (d - F(m)^T V^{-1} (d - F(m)) + \tau m^T L^T Lm$$
(1-9)

که در آن d بردار دادههای مشاهدهای F عملگر مدلسازی پیشرو و m بردار پارامترهای مدل میباشند. ماتریس مثبت V شامل خطا بوده و نقش ماتریس وزنی دادهها را بازی می کند. همچنین ماتریس L یک عملگر ساده خطی میباشد و τ پارامتر منظمسازی میباشد که عددی بزرگتر از صفر است. درنهایت همواری مدل وارون حاصل میتواند با تغییر در مقادیر پارامتر منظمسازی τ کنترل شود. همچنین برای ارزیابی نیکویی برازش دادههای اندازه گیری شده (دادههای مشاهدهای) مقاومتویژه و فاز MT با پاسخ محاسبه شده از مدل وارون، میتوان از خطای ریشه میانگین مربعات (RMS) استفاده کرد که برای دادههای مقاومتویژه و فاز N سونداژ و M فرکانس بهصورت زیر محاسبه میشود (Xiao,2004)

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^{M} \sum_{i=1}^{N} \frac{(\rho_{ij}^{data} - \rho_{ij}^{res})^2}{e_{ij}^{r^2}} + \frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^{M} \sum_{i=1}^{N} \frac{(\Phi_{ij}^{data} - \Phi_{ij}^{res})^2}{e_{ij}^{p^2}}}$$
(7-9)

که در آن ^e^p و e^p بهترتیب خطای استاندارد (خطای کف) دادههای اندازه گیری شده مقاومتویژه و فاز هستند.

اگر مقدار تابع عدم برازش RMS خیلی بزرگتر از خطای استاندارد مقاومتویژه و فاز باشد، بیانگر این است که مدل ارائه شده برازش خوبی با داده MT ندارند.

۸۸۲۱ – مدلسازی دو بعدی دادههای MT پروفیل ۸۸۲۱

با توجه به نتایج آنالیز ابعادی که ساختارهای منطقه را دو تا سه بعدی متاثر از ناهمگنیهای سه بعدی تشخیص داد، پیشنهاد می گردد که مد TM در مدلسازی دادهها استفاده شود، زیرا با توجه به مطالعات بردیچوسکی و همکاران (۱۹۹۸) و وانامیکر و همکاران (۱۹۸۴)، پاسخ مد TM نسبت به اثرات ساختارهای مقاوم سه بعدی پایدارتر است و این مد توانایی بیشتری در به تصویر کشیدن ساختارهای سه بعدی دارد (شکل ۶–۴).



شکل۶-۴: نتایج مدلسازی وارون دو بعدی هموارحاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی دادههای مد TM پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری اسمیت و تصحیح جابجایی ایستا با دادههای TEM (خطچین سفید گسل احتمالی را نشان میدهد) (RMS=۶/۷۵).

نتایج وارونسازی دو بعدی هموار توام^۱ (ادغام) مد TE و TM حاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی برای دو حالت که در هر دو تجزیه تانسوری انجام شده؛ ولی برای حالت اول (شکل ۶–۵) از دادههای TEM برای تصحیح جابجایی ایستا استفاده نشده و به جای آن پارامتر جابجایی ایستا در حین وارونسازی به عنوان پارامتری آزاد انتخاب شد. در حالت دوم (شکل ۶–۶) نتایج وارونسازی دوبعدی هموار پس از جابجایی ایستا با دادههای TEM آمده است.



شکل۶–۵: نتایج مدلسازی وارون دوبعدی حاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی توام داده های دو مد TE و TM پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری اسمیت و لحاظ جابجایی ایستا به عنوان پارامتری آزاد در مدلسازی

.(RMS= $\lambda/\Upsilon\Upsilon$)

¹ Joint TE & TM modes data



شکل۶-۶: نتایج مدل سازی وارون دو بعدی هموار حاصل از الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی توام دادههای دو مد TE و MS=۷/۹۶۳) و TEM پروفیل ۸۸۲۱ بعد از انجام تجزیه تانسوری اسمیت و تصحیح جابجایی ایستا با دادههای TEM (RMS=۷/۹۶۳)

۶-۴- تفسیر نتایج مدلسازی دادههای مگنتوتلوریک

در این بخش اطلاعات بهدست آمده از مدلسازی پروفیل ۸۸۲۱ به روشهای مختلف با دادههای زمین-شناسی منطقه مورد مطالعه مقایسه میشوند. لازم به ذکر است که قبل از انجام تصحیحات مذکور، عملیات تجزیه تانسوری اسمیت بر روی این دادهها انجام شده است. بدین ترتیب مدلسازیهای انجام گرفته مورد ارزیابی قرار خواهند گرفت. از آنجایی که اطلاعات عمقی مستقلی از وضعیت ساختارهای زیرسطحی منطقه موجود نمییاشد، فلذا قضاوت اینکه نتایج مدلسازیها تا چه حدی درست است کاری مشکل است. نزدیکترین چاههای مشخص شده (شکل۴-۲) در فاصله زیادی از پروفیل مورد مطالعه قرار دارند، نمیتوان برای اعتبارسنجی اطلاعات بهدست آمده از آنها استفاده نمود. از اینرو تفسیر نتایج مدلسازیها با توجه به اطلاعات زمینشناسی صورت می گیرد. نتایج به دست آمده از ادغام دو منطقه نداشتند (شکلهای ۶-۵ و ۶-۶). فلذا دادههای مد MT به دلیل تشخیص دقیقتر ساختارهای منطقه نداشتند (شکلهای ۶-۵ و ۶-۶). فلذا دادههای مد MT به دلیل تشخیص دقیقتر ساختارهای

در همه مدلهای به دست آمده، ساختارهای آغاجاری و میشان به صورت لایههایی با مقاومت ویژه کم در سطح دیده میشوند. با توجه به مقادیر مقاومتویژه پایین سازندهای آغاجاری و میشان انتظار میرود که در نتایج مدلسازیهای بهدست آمده، بعد از سازندهای آسماری و بنگستان (با مقاومتویژه بالا) ، مقاومتویژه به دلیل وجود سازندهای کم مقاومت تر کاهش یابد. این کاهش مقاومت را تنها می توان در نتایج حاصل از مدلسازی هموار مد TM (شکل ۶–۵) دید. با توجه به مقطع زمین شناسی در شکل (۴– ۲) سازندهای میشان، گچساران وآسماری از سطح به عمق دیده می شوند. با توجه به مقادیر مقاومتویژه هر سازند بهترتیب سازندهای موجود در شکل (۶–۴) تأیید می شود. سازند آسماری که سنگ مخزن مورد نظر در منطقه است و بر اساس اطلاعات چاهنگاری چاههای منطقه، باید مقاومتویژهای بین ۵۰ تا ۱۵۰ اهم متر را همراه با نوساناتی داشته باشد (البرزیان، ۱۳۹۴). با توجه به مدلسازی (شکل ۶-۴) عمق بخش فوقانی آن در بخشهای میانی پروفیل ۱۰۰۰ و در بخشهای کناری ۲۸۰۰ متر تغییر می کند. علاوه بر آن به نظر می رسد که یک گسل پنهان (خطچین سفید نشان داده شده در شکل ۶-۴) در این منطقه وجود داشته باشد که باعث روراندگی، برگشته شدن و جابجایی سازندها در بخش سمت راست نسبت به سازندهای موجود سمت چپ باشند. گسل به دست آمده در قسمت انتهایی پروفیل با گسل به دست آمده در پروفیل ۸۸۱۰ مگنتوتلوریک (البرزیان، ۱۳۹۴) مطابقت داده شد. اگرچه که فاصله پروفیلهای مورد نظر زیاد (بیش از ۵ کیلومتر) است، ولی در قسمت انتهایی پروفیل ۸۸۱۰ نیز این گسل تشخیص داده شده است.

با توجه به عدم وجود مدارک مستدل عمقی (بهعنوان مثال حفاری و یا اطلاعات زمینشناسی عمیق) این تفاسیر مقدماتی بوده فلذا نمی توان براساس آنها نتیجه قطعی گرفت.



۷-۱- نتيجه گيرى:

نتایج بهدست آمده از پایاننامه انجام شده به شرح زیر می باشد:

- باتوجه به مدلسازیهای یکبعدی و دوبعدی حاصل شده در دو حالت قبل و بعد از تصحیحات آشفتگیهای گالوانیکی مشخص گردید که ناهمگنیهای سطحی به صورت مستقیم روی مقادیر مقاومت ویژه و عمق داده ها تأثیر گذار است و عدم تصحیح آن ها به نوعی مدل سازی های یکبعدی و دوبعدی و تفسیر و نتایج حاصل از آنها را کاملا تغییر می دهد و از حالت واقعی زمین دور خواهد کرد. از این رو می توان گفت که اعمال عملیات تجزیه تانسوری و تصحیح جابجایی ایستا در داده های مگنتو تلوریک از اهمیت بسیار بالایی بر خور دار است و باید قبل از انجام هر گونه مدل سازی روی داده ها این تصحیحات صورت گیرد.
- با توجه به آنالیز ابعادی و تجزیه تحلیل تانسوری صورت گرفته ساختارها در عمق کم غالباً بصورت لایهای (یک بعدی) بوده که داخل خودشان تودههای ناهمگن سه بعدی کوچک مقاوم و رسانا را دربردارند.
- نتایج حاصل نشان میدهند که ناهمگنیهای سطحی در بخشهای میانی پروفیل نسبت به بخشهای
 کناری آن اثرات بیشتری بر دادههای سونداژهای مگنتوتلوریک دارند. هچنین نتایج این مطالعه نشان
 داد که چگونه روشهای تجزیه تانسوری گروم-بیلی و اسمیت توانستهاند عمده اثرات آشفتگی
 گالوانیکی روی دادهها را اصلاح نمایند.
- نتایج حاصل از تجزیه تانسوری نشان داده است که ساختارهای عمیق منطقهای غالباً بصورت دوبعدی با امتداد تقریبی ۱۵ تا ۲۰ درجه به سمت شمال غرب (۳%N15-20%) و بعضاً به صورت سه بعدی میباشند. از اینرو تفسیر مدل منظور در روش گروم-بیلی و اسمیت (3D/2D) میتواند با اطمینان نسبتاً خوبی برای تحلیل و تفسیر داده ها استفاده شود.
- نتایج حاصل نشان میدهند که استفاده از دادههای سونداژ روش TEM پس از انجام عملیات تجزیه
 تانسوری به وسیله روش اسمیت از قابلیت بیشتر و بهتری برای تصحیح جابجایی ایستا روی داده های

مقاومتویژه MT نسبت به روش مدلسازی عددی، فرض پارامتر آزاد پارامتر جابجایی ایستا، برخوردارند.

- نتایج مدلسازیهای صورت گرفته نشان میدهد که نتایج وارونسازی دوبعدی دادههای مد TM از انطباق بهتری با پروفیل زمین شناسی منطقه برخوردار است.
- نتایج وارون سازی نشان میدهند که سازندهای منطقه احتمالاً به دلیل گسل خوردگی دچار روراندگی شده طوری که ساختار تاقدیسی در بخش راست مدل بصورت برگشته در آمده و توسط گسل موجود در بخش انتهایی از سمت چپ پروفیل جدا شده است.
- وارونسازی انجام گرفته نشان میدهد که عمق بخش فوقانی سازند آسماری که از لحاظ نفتی اهمیت
 دارند در بخش های میانی در عمق ۱۰۰۰ متری و در بخش های کناری در عمق ۲۸۰۰ متری قرار
 دارد.
 - ۲-۷- پیشنهادات
- به دلیل عدم وجود اطلاعات کافی و مناسب زمین شناسی منطقه، پیشنهاد می گردد که از روش های تجزیه تانسوری استفاده شده برای تحلیل دیگر داده های مناطق غربی این پروفیل که در آنجا اطلاعات حفاری وجود دارند استفاده شده و نتایج تفسیر ها با اطلاعات حاصل از حفاری های موجود مقایسه شوند.
- پیشنهاد می شود که از روش های دیگر برای کاهش اثر جابجایی ایستا استفاده شده و نتایج آن
 با روش های به کار گرفته شده در در این مطالعه مقایسه شود.
- از آنجایی که نتایج به دست آمده از کد Strike در نرمافزار WinGLink قابل مدل سازی نمی باشد؛
 اذا برای به دست آوردن نتایج بهتر می توان از روش های دیگر تجزیه تانسوری برای تفسیر و
 درک بهتر ساختارهای زمین شناسی منطقه استفاده نمود.

منابع

- البرزیان. ش، (۱۳۹۴). مدلسازی معکوس مرزهای تیز (شارپ باندری) دادههای مگنتوتلوریک
 جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربونی منطقه گچساران. پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده
 مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک،دانشگاه صنعتی شاهرود.
- اسکوئی، ب.، محمدی، ب.، میرزایی، محمود.، (۱۳۹۳)، "بررسی مخزن زمین گرمایی منطقه محلات استان مرکزی با استفاده از برگردان یک بعدی و دو بعدی دادههای مگنتوتلوریک"، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۸ ، شماره ۸ ، صفحات ۱۰ تا ۲۵.
- حمزهلویی.، (۱۳۹۳)، "ارائه مدل ژئوفیزیکی برای منابع زمین گرمایی غرب و جنوب سبلان با
 استفاده دادههای مگنتوتلوریک"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خوجملی، آ.، (۱۳۹۰)، پایاننامه کارشناسیارشد: " ارائه مدل مفهومی منابع زمین گرمایی مشکین شهر با استفاده از نتایج مدل سازی داده های مگنتوتلوریک و تلفیق آن با داده های هیدرو-ژئوشیمی، زمین شناسی و حفاری"، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- خوجملی، ۱.، مرادزاده، ع.، دولتی اردهجانی، ف.، پرخیال، س.، رحمانی، م.، (۱۳۹۴)، "ارزیابی تعیین بُعد ساختارهای ژئوالکتریک زیرسطحی و مدلسازی وارون یک و دو بعدی
 دادههای مگنتوتلوریک منطقه زمین گرمایی شمال غرب سبلان "، مجله ژئوفیزیک ایران، جلد
 ۹ ، شماره ۳ ، صفحات ۳۰-۴۴.
 - سوهانی ،ج. (۱۳۶۹) "گزارش زمین شناسی (پ-۴۱۶۸) (شرکت ملی نفت ایران ، واحد مدیریت اکتشاف) با عنوان: مطالعه مقدماتی زمین شناسی مخازن آسماری و بنگستان میدان سولابدر".
- فیلبندی کشکولی.م، (۱۳۹۴). مطالعه نتایج وارونسازی دوبعدی دادههای مگنتوتلوریک توسط برنامههای اوکام و گرادین مزدوج غیر خطی بر روی دادههای مصنوعی و انجام یک مطالعه

موردی. پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

- قائدرحمتی، ر.، مرادزاده، ع.، فتحیانپور، ن.، لی، س.، (۱۳۹۴)، "بهبود وارونسازی دو بعدی
 دادههای مگنتوتلوریک با استفاده از روشهای خودکار انتخاب پارامترمنظمسازی"، مجله
 ژئوفیزیک ایران، جلد ۹ ، شماره ۱ ، صفحات ۳۰–۴۵.
- مرادزاده، ع.، (۱۳۹۳). گزارش برداشت، پردازش و تحلیل دادههای MT سه منطقه نیر، شمال
 سبلان و گیوی، دانشگاه صنعتی شاهرود و سازمان انرژیهای نو.
- مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ۱۳۸۱. گزارش طرح زمین گرمایی بوشلی، ارائه شده به بخش
 انرژیهای نو، سازمان انرژی اتمی ایران.
- نریمانی، ح.، (۱۳۸۸). پایاننامه کارشناسی ارشد: تحلیل هندسی جنبشی چینهای ناحیه
 دوگنبدان. زاگرس چینخورده-رانده ،دانشگاه تربیت مدرس، تهران.
- واحد تهیه، طراحی و کارتوگرافی انتشارات ایران شناسی، (۱۳۹۲)، اطلس جاده ایران، انتشارات ایران شناسی.
- هاشمی. ن، (۱۳۹۱). وارونسازی دادههای مگنتوتلوریک جهت اکتشاف ساختارهای هیدروکربونی کپه داَغ. پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک،دانشگاه صنعتی شاهرود.
 - Bahr, K., (1988), "Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion", *Geophysics*, 62, 119-127.
 - Bahr, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1-2), 24-38.
 - Berdichevsky, M.N., Dmitriev, V.I., (1976), "Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves, in Geoelectric and geothermal studies", 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", *Geophysics*, 133, 585-606.
- Berdichevsky, M., 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., & Dmitriev, V. I. (2010). *Models and methods of magnetotellurics*. Springer Science & Business Media.
- Bibby, H. M., Caldwell, T. G., & Brown, C. (2005). Determinable and nondeterminable parameters of galvanic distortion in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, *163*(3), 915-930.
- Block, M. D. (2013). An alternative method for estimating the porosity and the permeability of (potential) geothermal reservoirs using magnetotelluric data; A case study of the Sherwood Sandstone Group in the Lough Neagh Basin, Northern Ireland.
- Booker, J. R. (2014). The magnetotelluric phase tensor: a critical review. *Surveys in Geophysics*, *35*(1), 7-40.
- Bostick Jr, F. X. (1986). Electromagnetic array profiling (EMAP). In SEG Technical Program Expanded Abstracts 1986 (pp. 60-61). Society of Exploration Geophysicists.
- Cai, J. T., Chen, X. B., & Zhao, G. Z. (2010). Refined techniques for data processing and two-dimensional inversion in magnetotelluric I: Tensor decomposition and dimensionality analysis. *Diqiu Wuli Xuebao*, 53(10), 2516-2526.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, *18*(3), 605-635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, *158*(2), 457-469.
- Cantwell, T., (1960), PhD. Thesis: "Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals", *MIT University, United States of America.*
- Chakridi, R., Chouteau, M., & Mareschal, M. (1992). A simple technique for analysing and partly removing galvanic distortion from the magnetotelluric

impedance tensor: application to Abitibi and Kapuskasing data (Canada). *Geophysical journal international*, *108*(3), 917-929.

- Chave, A. D., & Jones, A. G. (1997). Electric and magnetic field galvanic distortion decomposition of BC87 data. In *J. Geomag. Geoelectr*.
- Chave, A. D., & Smith, J. T. (1994). On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4669-4682.
- Chouteau, M., & Bouchard, K. (1988). Two-dimensional terrain correction in magnetotelluric surveys. *Geophysics*, 53(6), 854-862.
- Christiansen, A.V., Auken, E., and Sorensen, K., (2006), "The transient electromagnetic method", Springer Berlin Heidelberg, 179-225.
- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Crichton, J. G, 1963. Structural section through Sulabdar and proposed location. Iranian oil operating companies.
- Dmitriev, V. I., & Berdichevsky, M. N. (1979). The fundamental model of magnetotelluric sounding. *Proceedings of the IEEE*, 67(7), 1034-1044.
- Dobrin .M. B. .Savit .C. H. .1988 .introduction to geophysical prospection . McGraw-Hill .Inc. .868.
- Eggers, D. E. (1982). An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysics*, 47(8), 1204-1214.
- Eisel, M., & Bahr, K. (1993). Electrical Anisotropy in the Lower Crust of British Columbia: an Interpretation of a Magnetotelluric Profile after Tensor Decomposition. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 45(9), 1115-1126.
- EDC (Energy Development Corporation), 2008. 2007 MT Survey of NW Sabalan Geothermal Project. Report submitted to SUNA, 19 pp
- FEDC (Energy Development Corporation), 2010. 2009 MT Survey at NW Sabalan Geothermal Project, NW Iran. Report submitted to SUNA, 33 pp
- Filtech Energy Drilling Corporation- FEDCO, 2008. Updated interpretation of the magnetotelluric surveys in the North West of Sabalan geothermal field, Iran. Report submitted to SUNA Renewable Energy of Iran, 12 pp.

- Gamble, T. D., Goubau, W. M., Miracky, R., & Clarke, J. (1982). Magnetotelluric regional strike. *Geophysics*, 47(6), 932-937.
- Geosystem SRL., (2003), "A guide to using WinGLink", ver.2. 1. 1.
- Ghaedrahmati, R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N., Lee, S. K., & Porkhial, S. (2013). 3-D inversion of MT data from the Sabalan geothermal field, Ardabil, Iran. *Journal of Applied Geophysics*, 93, 12-24.
- Groom, R. W., & Bailey, R. C. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2), 1913-1925.
- Harinarayana, T., Hutton, V. R. S., & Jones, P. C. (1993). Lateral variations of conductivity structure across Southern Scotland and Northern England. *Physics* of the earth and planetary interiors, 81(1-4), 25-41.
- Jiracek, G. R., Reddig, R. P., & Kojima, R. K. (1989). Application of the Rayleigh-FFT technique to magnetotelluric modeling and correction. *Physics of the earth and planetary interiors*, 53(3-4), 365-375.
- Jiracek, G. R. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, *11*(2-3), 163-203.
- Jones, A. G., & Dumas, I. (1993). Electromagnetic images of a volcanic zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 81(1), 289-314.
- Jones, A. G. (2012). Distortion decomposition of the magnetotelluric impedance tensors from a one-dimensional anisotropic Earth. *Geophysical Journal International*, 189(1), 268-284.
- Kannaujiya, S., & Israil, M., 2012 Determination of Geoelectric Strike and 2D inversion of Magnetotelluric Data from Himalayan Region: 9th Biennial International Conference and Exposition on Petroleum Geophysics, P-008, Hyderabad, India.
- Kaufman, A.A., Keller, G.V., (1981), "The magnetotelluric sounding method". Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, 595.
- Khojamli, A., Moradzadeh, A., Ardejani, F. D., & Porkhial, S. (2012, September). An assessment of the geoelectric dimensionality of subsurface structures and modelling of the Magnetotelluric data of Northwest Sabalan geothermal area. In *Istanbul 2012-International Geophysical Conference and Oil & Gas*

Exhibition (pp. 1-4). Society of Exploration Geophysicists and The Chamber of Geophysical Engineers of Turkey.

- KM (Kingston Morrison CO), 1999. Sabalan Geothermal Project, Stage 1 -Surface Exploration. VOLUME 1, Report on Geophysical Survey. 2505-RPT-GE-016.
- Larsen, J. C. (1975). Low Frequency (0.1–6.0 cpd) Electromagnetic Study of Deep Mantle Electrical Conductivity beneath the Hawaiian Islands. *Geophysical Journal International*, 43(1), 17-46.
- Larsen, J. C. (1977). Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica Hungarica*, *12*, 183-186.
- LaTorraca, G. A., Madden, T. R., & Korringa, J. (1986). An analysis of the magnetotelluric impedance for three-dimensional conductivity structures. *Geophysics*, 51(9), 1819-1829.
- Li, Y., Yu, P., Zhang, L., Wang, J., & Wu, J. (2010). An improved approach on distortion decomposition of magnetotelluric impedance tensor. In *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2010* (pp. 824-827). Society of Exploration Geophysicists.
- Li, X., & Pedersen, L. B. (1991). The electromagnetic response of an azimuthally anisotropic half-space. *Geophysics*, *56*(9), 1462-1473.
- Lilley, F. E. M. (1995). Strike direction: obtained from basic models for 3D magnetotelluric data. *Three-dimensional electromagnetics*, 359-369.
- Lilley, F. E. M. (1998). Magnetotelluric tensor decomposition: Part I, Theory for a basic procedure. *Geophysics*, *63*(6), 1885-1897.
- Lilley, F. E. M. (2012). Magnetotelluric tensor decomposition: insights from linear algebra and Mohr diagrams. *InTech Open Science*, 81-106.
- McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.
- Moradzadeh, A., (1998), PhD. Thesis: "Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using magnetotelluric (MT)", Flinders university of South Australia.

- Moradzadeh, A. (2003). Static shift appraisal and its correction in magnetotelluric) MT (surveys. In *The 21st symposium on geosciences. Tehran, Iran.*
- Moradzadeh, A., 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, 59-65.
- Moradzadeh, A. (2016). A simple form of MT impedance tensor analysis to simplify its decomposition to remove the effects of near surface small scale 3-D conductivity structures. *Iranian Journal of Geophysics*, 9 (5), 40-56.
- Morrison, K. (1999). Sabalan geothermal project stage 2—preparation for drilling. *Report submitted to SUNA*.
- Morrison, K. (1998). Due diligence report: resource assessment for the proposed development of the Mokai geothermal field. *Report to Westpac Banking*, 2208.
- Motiei, H., (1994), "Stratigraphy of Zagros. Geological survey of Iran publications". (In Farsi).
- Nabighian, M. N., & Macnae, J. C. (1991). Time domain electromagnetic prospecting methods. *Electromagnetic methods in applied geophysics*, 2(part A), 427-509.
- 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.
- Ranganayaki, R. P. (1984). An interpretive analysis of magnetotelluric data. *Geophysics*, 49(10), 1730-1748.
- Reddy, I. K., & Rankin, D. (1972). On the interpretation of magnetotelluric data in the plains of Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences*, *9*(5), 514-527.
- 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.
- Richards, M. L., Schumucker, U., & Steveling, E. (1982). Entzerrung der Impedanzkurven vin magnetotellurischen Messungen in der Schwabischen Alb.

In *Protokollban zum Kolloquium*. Electromagnetische Tiefenforschung Neustadt/Weinstr.

- Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- Rostoker, G., (1979), "Geomagnetic micropulsations", *Comic Phys*, 4, 211-311.
- Sasaki, Y. (1989). Two-dimensional joint inversion of magnetotelluric and dipoledipole resistivity data. *Geophysics*, *54*(2), 254-262.
- Smith, J. T. (1995). Understanding telluric distortion matrices. *Geophysical Journal International*, *122*(1), 219-226.
- Smith, J. T. (1997). Estimating galvanic-distortion magnetic fields in magnetotellurics. *Geophysical Journal International*, *130*(1), 65-72.
- Spitz, S. (1985). The magnetotelluric impedance tensor properties with respect to rotations. *Geophysics*, *50*(10), 1610-1617.
- Spratt, J. E., Jones, A. G., Nelson, K. D., Unsworth, M. J., & INDEPTH MT Team. (2005). Crustal structure of the India–Asia collision zone, southern Tibet, from INDEPTH MT investigations. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1), 227-237.
- Sternberg, B.K., Buller, P.L., Kisabeth, J.L. and E., M., 1982. Electrical methods for hydrocarbon exploration II. Magnetotelluric method. *Unconventional methods in exploration for petroleum and natural gas III*, 202-230. Dallas.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., & Pellerin, L. (1988). Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53(11), 1459-1468.
- Swift, C.M., Jr. (1967), PhD. thesis: "A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern united states", Mass. Inst. Tech., Princeton University, United States of America.
- Takalu, M., Oskooi, B., & Porkhial, S. The determination of boundaries of layers and geothermal bodies using 2D inversion of magnetotelluric (MT) data, in Sabalan area.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., (1990), "Applied Geophysics", Cambridge University Press, 770.

- Tikhonov, A.N., (1965), "Mathematical basis of the theory of magnetotelluric soundings", USSR Comput. Math. Phys., 3, 207-211.
- Tikonov, A.N. (1950), "On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust", *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, 73(2), 295–297.
- Torres-Verdin, C., & Bostick Jr, F. X. (1990). Properties of EMAP in twodimensional environments. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 1990 (pp. 520-523). Society of Exploration Geophysicists.
- Tournerie, B., Chouteau, M., & Marcotte, D. (2004, October). Estimation and removal of the MT static shift effect using geostatistical methods. In *17th International Workshop on Electromagnetic Induction in the Earth*.
- Unsworth, M., (2005), "New developments in conventional hydrocarbon exploration with electromagnetic methods", Canadian Society of Exploration Geophysicists Recorder, 34-38.
- Verdín, C. T. (1985). *Implications of the Born approximation for the magnetotelluric problem in three-dimensional environments.*
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, *37*(1), 98-141.
- Vozoff, K., (1991), the magnetotelluric method in: "Electromagnetic Methods in Applied Geophysics", Nabighian, M.N., (Ed.), Society of Exploration Geophysics, 641-707.
- Wannamaker, P. E., Hohmann, G. W., & Ward, S. H. (1984). Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths. *Geophysics*, 49(9), 1517-1533.
- Watts, M.D., Alexandros, S., Eleni, K., and Mackie, R., (2002), "Magnetotelluric applied to sub-thrust petroleum exploration in Northern Greece", Work package report to European Commission Research Directorate-General.
- Watts, M.D., Pince, A., (1998), "Petroleum exploration in over thrust area using magnetotelluric and seismic data", SEG expanded abstract, New Orleans.
- Wight, D. E. (1987). Society of Exploration Geophysicists MT/EMAP Data Interchange Standard.

- Word, D. R., Smith, H. W., & Bostick Jr, F. X. (1970). AN INVESTIGATION OF THE MAGNETOTELLURIC TENSOR IMPEDANCE METHOD (No. TR-82). TEXAS UNIV AUSTIN ELECTRONICS RESEARCH CENTER.
- Xiao, W., (2004), MSc Thesis: "Magnetotelluric exploration in the Rocky Mountain Foothills", University of Alberta, Edmonton, Canada.
- Yee, E., & Paulson, K. V. (1987). The canonical decomposition and its relationship to other forms of magnetotelluric impedance tensor analysis. *JOURNAL OF GEOPHYSICS-ZEITSCHRIFT FUR GEOPHYSIK*, 61(3), 173-189.
- Zhang, P., Roberts, R. G., & Pedersen, L. B. (1987). Magnetotelluric strike rules. *Geophysics*, 52(3), 267-278.

پيوست (الف)

جزئیات روش تجزیه تانسوری گروم-بیلی

در این پیوست جزئیات بیشتر مربوط به روش تجزیه تانسوری گروم و بیلی ارائه می شود. با بسط تانسور آشفته ی C با روش اسپیتز ^۱(۱۹۸۵) و با بهره گیری ماتریس پائولی^۲ داریم (& Groom Bailey, 1989):

- $I = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{pmatrix} \tag{1-identified}$
- $\Sigma_1 = \begin{pmatrix} 0 & 1 \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \tag{1-1}$

$$\Sigma_2 = \begin{pmatrix} 0 & -1 \\ 1 & 0 \end{pmatrix} \tag{7-1}$$

$$\Sigma_3 = \begin{pmatrix} 1 & 0 \\ 0 & -1 \end{pmatrix} \tag{4-1}$$

هر ماتریس درجه دو، مانند M میتواند حاصل جمع ماتریس های ذکر شده را نشان دهد: (افر ۵) میتواند حاصل جمع ماتریس مای خرج مرا نشان دهد:

$$M = \alpha_0 I + \alpha_1 \underline{\lambda}_1 + \alpha_2 \underline{\lambda}_2 + \alpha_3 \underline{\lambda}_3 \tag{(a-a)}$$

$$T = N_2 (I + t \sum_2) \tag{V-1}$$

$$S = N_1 (I + e \sum_1) \tag{A-ill}$$

$$A = N_3(I + s \sum_3) \tag{14}$$

در معادلات فوق N_i فاکتور هنجارکننده^۴ میباشد و بهصورت زیر تعریف میشود:

ماتریس آشفتگی C بهصورت زیر نشان داده می شود:

¹ Spitz

² Pauli

³ Site gaint

⁴ Normalize

$$N_1 = \frac{1}{\sqrt{1 + e^2}} \tag{1}$$

$$N_2 = \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \tag{11-1}$$

$$N_3 = \frac{1}{\sqrt{1+s^2}} \tag{17-1}$$

هدف از این هنجارسازی این است تا اطمینان حاصل شود که عناصر S ·T و A درطول هر محاسبه محدود باقی خواهند ماند(منحصر بهفرد باشند).

تانسور آنیروتروپی یا جداکننده^۱ بهصورت زیر تعریف می شود و عملکرد آن مطابق شکل (الف-۱) می-باشد:

$$A = N_{3}(I + s \sum_{3}) = N_{3} \begin{pmatrix} 1+s & 0 \\ 0 & 1-s \end{pmatrix}$$
(1)



شکل الف-۱: تانسور آنیزوتروپی باعث کشیدگی دو مؤلفهی میدان الکتریکی با ضرایب متفاوت می شود و درواقع به آنیزوتروپی موجود در تانسور امپدانس اصلی یا منطقهای اضافه می کند. زیرا در همان امتداد محورهای بی هنجاری اصلی است. مطابق شکل، مشاهده می کنیم که جهت میدان های الکتریکی عوض نمی شود؛ شکل (a) مجموعهای از بردارهای واحد مربوط به حالت قبل از به کارگیری این تانسور و شکل (b) مجموعهای از بردارهای واحد مربوط به بعد از واحد مربوط به حالت قبل از به کارگیری این تانسور و شکل (b) مجموعهای از بردارهای واحد مربوط به بعد از تانسور برش در زیر نشان داده شده است و عملکرد آن مطابق شکل (الف-۲) است:



شکل الف-۲: تانسور برش، آنیزوتروپی را در امتداد محورهایی غیر از امتداد محورهای بی هنجاری اصلی گسترش می-
دهد. اثر این تانسور برروی مجموعهای ازبردارهای میدان الکتریکی در قسمت b شکل دیده می شود (& Groom
Bailey, 1989.
باتوجه به این شکل، حداکثر تغییرات زاویه ای برای بردارهایی که در امتداد با محورهای بی هنجاری
اصلی هستند اتفاق می افتند. اثر این تانسور را معمولاً به صورت زاویه ی برش و به شکل ه
$$\Phi$$
 نشان می دهند.
به جای 2^{2} ، 2^{2} برای تحلیل انتخاب می شود. مطابق شکل فوق یک بردار روی محور بها در جهت
به جای تازی یا تعریف انتخاب می شود. مطابق شکل فوق یک بردار روی محور بها در جهت
عقربه های ساعت با زاویه ی $e^{-1}e$ و یک بردار در طول محور لا در خلاف جهت عقربه های ساعت با
همان زاویه می چرخد که زاویه ی برش نامیده می شود.
(الف-۱۵)

$$T = N_2(I + t \sum_2) = N_2 \begin{pmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{pmatrix}$$
(1)

¹ shear

۱۲.

معادلهی فوق شبیه یک معادلهی تانسور امپدانس دو بعدی ایده آل میباشد که دارای عناصر قطر اصلی مساوی صفر است.

اگر آشفتگی تلوریکی حقیقتاً مستقل از فرکانس باشد ادغام g A و ر Z_{2D} منحنی مؤلفههای اصلی مقاومت ظاهری و فاز را تغییر نخواهد داد و میتوان آنها را به درستی به جز برای اثر جابجایی ایستا تعیین نمود. به علاوه ادغام ضمنی g A و Z_{2D} در روشهای مرسوم همچنین باعث ادغام تلویحی T و S در Z_{2D} معدی به علاوه و ادغام خام خان را به عنی Z_{2D} در روشهای مرسوم و آنرا از حالت دوبعدی ایده آل همچنین خارج Z_{2D} میکند.

هیچ تضمینی وجود ندارد که نتایج حاصل شده از معادلهی C= g S A T وجود داشته باشند حتی اگر e·t ،g s A T وجود داشته باشند.

باقیمانده ی این بخش برای اثبات این است که برای تمام تانسورهای آشفتگی معقول کیک فاکتور گیری منتخص به فرد مطابق رابطه (الف-۶) وجود دارد. اگر فرایند فاکتور گیری C را در هم ضرب کنیم آنگاه داریم:

$$C = \frac{g}{\sqrt{(1+e^2)(1+t^2)(1+s^2)}} \times \begin{pmatrix} (1+s)(1-te) & (1-s)(e-t) \\ (1+s)(e+t) & (1-s)(1+te) \end{pmatrix}$$
(14)

در جایی که آشفتگی ضعیف است (e۰t و s کمتر از یک باشند) معادله یفوق خلاصه شده و به صورت تر بر تقریبی نوشته می شود. در این حالت توان های ۲ و ۳ از e۰ t و s به صفر نزدیک شده و C به صورت زیر نوشته می شود:

$$C = \begin{pmatrix} c_1 & c_2 \\ c_3 & c_4 \end{pmatrix} \approx g \begin{pmatrix} 1+s & e-t \\ e+t & 1-s \end{pmatrix}$$
(Y • -idea)

از چنین حالتی پارامترهای فاکتورگیری بهسادگی به کمک روابط زیر بهدست میآید:

$$s \approx \frac{c_1 - c_4}{c_1 + c_4}$$
 (۲۱–الف–۲۲)

$$g \approx \frac{c_1 + c_4}{2} \tag{11}$$

$$e \approx \frac{c_2 + c_3}{c_1 + c_4}$$
 (۲۳–الف-۲۳)

$$t \approx \frac{c_3 - c_2}{c_1 + c_4} \tag{14}$$

$$C = g' \begin{pmatrix} (1+s)(1-te) & (1-s)(e-t) \\ (1+s)(e+t) & (1-s)(1+te) \end{pmatrix}$$
(Ya-ultication of the second secon

که در آن _۶ شامل فاکتورهای هنجار کننده میباشد، با پیشفرض اینکه C بهفرمهای زیر نمیباشد:

$$C = \begin{pmatrix} c_1 & 0 \\ c_3 & 0 \end{pmatrix}$$
(19-10)

$$C = \begin{pmatrix} 0 & c_2 \\ 0 & c_4 \end{pmatrix}$$
(YV-U)

برای چنین موارد غیر قابل قبولی هیچ تجزیهی مناسبی وجود ندارد. اگر این دست موارد مستثنی شده باشند، معادلهی (الف-۱۹) اشاره بر این دارد که $t \neq \pm s$ و اگر $c_4 \neq 0$ آنگاه:

$$\gamma = \frac{c_2}{c_4} = \frac{e - t}{1 + te} \tag{YA-like}$$

و اگر $c_1 \neq 0$ باشد:

$$\beta = \frac{c_3}{c_1} = \frac{e+t}{1-et} \tag{19-10}$$

در مواردی که $c_1 = 0$ یا $c_4 = 0$ باشد، دو پاسخ ساده داریم. اگر $\beta_1 = \gamma_2$ آنگاه فقط یک پاسخ وجود دارد :t = 0

$$g = \frac{c_1 + c_2}{2}$$
 , $e = \gamma = \beta$, $S = \frac{c_1 - c_2}{2g}$ ($\forall \cdot \cdot \forall \rangle$)

و همچنین اگر $eta_{-eta}=-eta_{-eta}$ باشد تنها پاسخ موجود e=0 است و خواهیم داشت:

$$t = -\gamma = \beta$$
 , $g = \frac{c_1 + c_4}{2g}$, $s = \frac{c_1 - c_4}{2g}$ (1)

به هر جهت، اگر $\beta \neq \gamma \in \gamma = \gamma$ و $\beta = \gamma \neq \gamma$ باشد، آنگاه از معادلات (الف-۲۸ \Box الف-۲۹) نتیجه می شود که e و t برآورد معادلات درجه دوم زیر هستند:

$$(\gamma + \beta)e^{2} + 2e(1 - \gamma\beta) - (\beta + \gamma) = 0 \tag{77-16}$$

$$(\gamma - \beta)t^{2} - 2t(1 + \gamma\beta) - (\gamma - \beta) = 0$$
(TT-ilia)

که نیازمند به راه حلهای واقعیاند:

$$t = \frac{(\gamma\beta + 1) \pm \sqrt{(1 + \gamma^2)(1 + \beta^2)}}{\gamma - \beta} \tag{14}$$

$$e = \frac{(\gamma\beta - 1) \pm \sqrt{(1 + \gamma^2)(1 + \beta^2)}}{\gamma + \beta}$$
(٣Δ-الف-٢

پاسخی که برای t با ریشهی مربعات مثبت تعریف شده بهعنوان ⁺t در نظر گرفته میشود، در حالیکه ⁻tپاسخ جایگزینی را تعریف میکند و بهطور مشابه برای e باید توجه داشت که:

$$t^{+}t^{-} = -1$$
 (16)

$$e^+e^- = -1$$
 (الف-۲۷)

دو مجموعه پاسخ بهصورت (e1,t1)=(e⁺,t⁻) و (e2,t2)=(e⁻,t⁺) به دست مر آیند.

بهسادگی میتوان نشان داد وقتی که 1-=β٬ آنگاه 1±= t و وقتی که 1=β٬ آنگاه 1±= e میباشند. بهجز این موارد٬ دو جفت پاسخ وجود دارد. در یک پاسخ 1<|e| و در دیگری 1>|e| است. بهطور مشابه t یک پاسخ بزرگتر از یک دارد و در دیگری اندازه t کوچکتر از یک میباشد.

برای اینکه معادله پاسخ ویژهای داشته باشد، میتوان نشان داد اگر (g, t, e, s) یک جواب باشد، پس (g, t, e, s) یک جواب باشد، پس $-e^{-1}$, $-e^{-1}$, $-e^{-1}$, $-e^{-1}$, s^{-1}) نیز یک جواب است، این دو پاسخ همیشه نمیتوانند به صورت پاسخهای آشفتگی در دو حالت کوچک (t,e|<1) و بزرگ (t,e|>1) از یکدیگر جدا شوند.

ولی اگر $\beta\gamma$ در محدوده ی $1 \ge |\beta\gamma| \ge 0$ باشد ، پس t و e به صورت $|t_2| < t_1|$ و $|t_2| < t_2| < t_2|$ می باشند. در این حالت یک پاسخ آشفتگی کوچک وجود دارد که از پاسخ بزرگ تر تمیز داده می شود. اگر $1 < |\beta\gamma|$ باشد، آنگاه پاسخها از نوع ترکیب شده ی مرکب می باشند؛ که در حالت ذکر شده یک پاسخ وجود دارد که در آن تانسور برش کوچک و تانسور پیچش مقداری بزرگ تر دارد و در دیگری تانسور پیچش کوچک و تانسور برش بزرگ است، اما فقط یکی از آنها می تواند به صورت قابل قبول مورد استفاده قرار بگیرد و آن هم 1 برش بزرگ است، اما فقط یکی از آنها می تواند به صورت قابل قبول مورد استفاده قرار بگیرد و آن هم 1 این برش بزرگ است، اما فقط یکی از آنها می تواند به صورت قابل قبول مورد استفاده قرار بگیرد و آن هم 1 بیشتر از 40 درجه مفهومی ندارد. این موضوع باعث محدود شدن پاسخ هنگامیکه تانسور برش بزرگی کمتر از یک دارد خواهد شد، که یک پاسخ منحصر به فرد را برای فاکتورهای تولید شده تعریف می کند.

¹ Small ² Large اکنون برای تکمیل اثبات منحصر بهفرد بودن، فقط نیازمند این هستیم که تانسور برش و بهرهی سونداژ بهصورت یکتا از تانسور آشفتگی بهدست آورده شوند. برای بهدست آوردن فاکتورهای آنیزتروپی یک تانسور آشفتگی شناخته شده، به کمک معادلهی (الف-۲۵) خواهیم داشت:

$$\frac{1+s}{1-s} = \left(\frac{1+te}{1-te}\right)\frac{c_1}{c_4} \tag{(WA-1)}$$

اگر $t
e
e ext{if} t
e ext{if} 0$ اگر $t
e ext{if} t
e ext{if} t$ اگر $t
e ext{if} t$

$$s_1 = \frac{(c_1 - c_4) + e_1 t_1 (c_1 + c_4)}{(c_1 + c_4) + e_1 t_1 (c_1 + c_4)} \tag{(29)}$$

و:

$$s_2 = \frac{1}{s_1}$$
 (۴۰-الف-۴۰)

T بهوسیلهی $^{-1}T^{-1}$ انجام می شود. معکوس K بهوسیلهی $^{-1}T^{-1}$ انجام می شود. معکوس C مهمیشه موجود است چون دترمینانش به صورت $^{2}+1$ است که در آن t حقیقی است. معکوس C وجود دارد اگر $1 \pm z = e$ باشد. (این مورد به صورت جدا قابل فهم است) ماتریس حاصل شده gA قطری می باشد و مجموع عناصر قطری به صورت زیر نشان داده می شوند:

$$2g'_{i} = \frac{1}{(1 - e_{i}^{2})(1 + t_{i}^{2})} [c_{1}(1 + e_{i}t_{i}) - c_{2}(e_{i} + t_{i}) - c_{s}(e_{i} - t_{i}) + c_{4}(1 - t_{i}e_{i})]$$
((1)

بهطور خلاصه، در این حالت دو پاسخ وجود دارد. برای تجزیهی هر تانسورآشفتگی محتمل فیزیکی، فقط لازم است اندازهی فیزیکی یکی از آنها را درک کنیم. هرچند، بررسی تأثیرات کانالیزه شدن با اینگونه فاکتورگیری ممکن است مفید واقع شود، یک روش صریح و روشن برای هنجار کردن تانسور آشفتگی C بهخودی خود هدف اولیه نمی باشد.

پيوست (ب)

نمودارهای چولگی و بیضیوارگی در محل ۵ سونداژ مگنتوتلوریک


پيوست (ج)

جدول ضرایب جابجایی ایستا در ۶۰ سونداژ MT

شماره سونداژ	جابجایی در مد TE	جابجایی در مد TM
1+1	४/१८९	١
۱۰۳	۲/۴۵۲	۰/۶۸۴
۱۰۷	١	•/۴٧۶
1+9	١	١
111	١	١
١١٣	٠/•٩١	۰/۰۹۴
110	١	١
11¥	۲/۱۸۶	۲/۷۳۵
119	١/٣٠٣	•/٧۴۶
١٢١	۴/۳۸۵	٨/١٩٩
١٢٣	•/۶٨•	•/985
120	٨٣/۶۶٠	٩/۵٨٠
١٢٧	•/YQ1	۰/۲۵۵
١٢٩	۳۸/۰۴۱	۰/۴۰۸
١٣١	16./141	१/९९४
١٣٣	•/Y 1 ۵	•/441
130	۰/۳۴۵	+/AQV
١٣٧	•/488	٣/٢٣۴
١٣٩	7/87	371174
141	•/۴٩٣	•/۵۵۵
١۴٣	•/\YA	٠/١٠٩
140	•/941	•/۵۵۶
147	١	١
149	•/٣٣۵	•/Y&V
101	•/• ٧۶	٠/• ٩٢
۱۵۳	٠/۴١	• /٣٣٢
100	۲/۶۳۰	•/۵۱١

جدول ج-۱:مقادیر ضرایب جابجایی ایستا در دو مد TE و TMدر ۶۰ سونداژ MT پروفیل ۸۸۲۱

۱۵۷	۲/۶۰	١/٨٣
۱۵۹	١/٨٢	١/٧٤۵
181	۰/۷۸۵	•/808
188	١	١

Abstract:

Magnetotellurics (MT) is one of the natural source electromagnetic (EM) methods that is used for subsurface exploration. It uses natural EM field to map the variations of subsurface electrical resistivity. The presence of shallow three dimensional (3D) near subsurface heterogeneities is common in sedimentary basins, thus the elimination or reduction of their distortion effects on MT data is essential for exploration of deep hydrocarbon bearing structures. The main purpose of this study is to find the correct strike of deep 2D regional structures and to extract their principle components of MT impedance tensor by using of the Groom-Bailey and Smith MT tensor decomposition techniques for one profile of the Gachsaran MT data. The effect of static shift on the MT data was then corrected by TEM sounding data. Furthermore, different methods of 1D and 2D smooth inversion have been used on corrected data to better delineation of subsurface targets. The obtained results show that the structure of shallow depth is mostly 1D and layered form that contain a set of resistive and conductive 3D body of varying size. The results also indicate that the data of the middle of profile are more affected by surficial heterogeneities than those data on each side of profile. It was shown that how tensor decomposition, modelling and TEM data are able to correct most of these distortion effects on MT data. The results also indicate that the deep structures of the region are mainly 2D with general strike of N15-20°W and somewhat maybe 3D. The inverse modelling of data show that the top part of Asmari formation which is important for hydrocarbon, locates at depth of 1000 meters in the middle section where it goes to a depth of 2800 meters in each sides of profile. Moreover, a deep seated fault was found at the end of profile that causes structures separation and overturning of the anticlinal structure on the right section of the area.

Keywords: MT data, surficial inhomogeneity, Groom-Bailey tensor decomposition, Smith decomposition, static shift effects, Asmari formation.



Shahrood University of Technology Faculty of Mining, Petroleum & Geophysics Engineering

The reduction of galvanic distortion and static shift effects on modelling

and interpretation of Magnetotelluric data using impedance tensor

decomposition

By: Sepideh Samimian

Supervisors:

Dr. Ali Moradzadeh Dr. Ali Nejati Kalateh

Advisor: Eng. Shahab Ghomi

January 2017