



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه مهندسی اکتشاف معدن و ژئوفیزیک

رساله دکتری

روشی بهبود یافته برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس

علیرضا عرب امیری

استاد راهنما

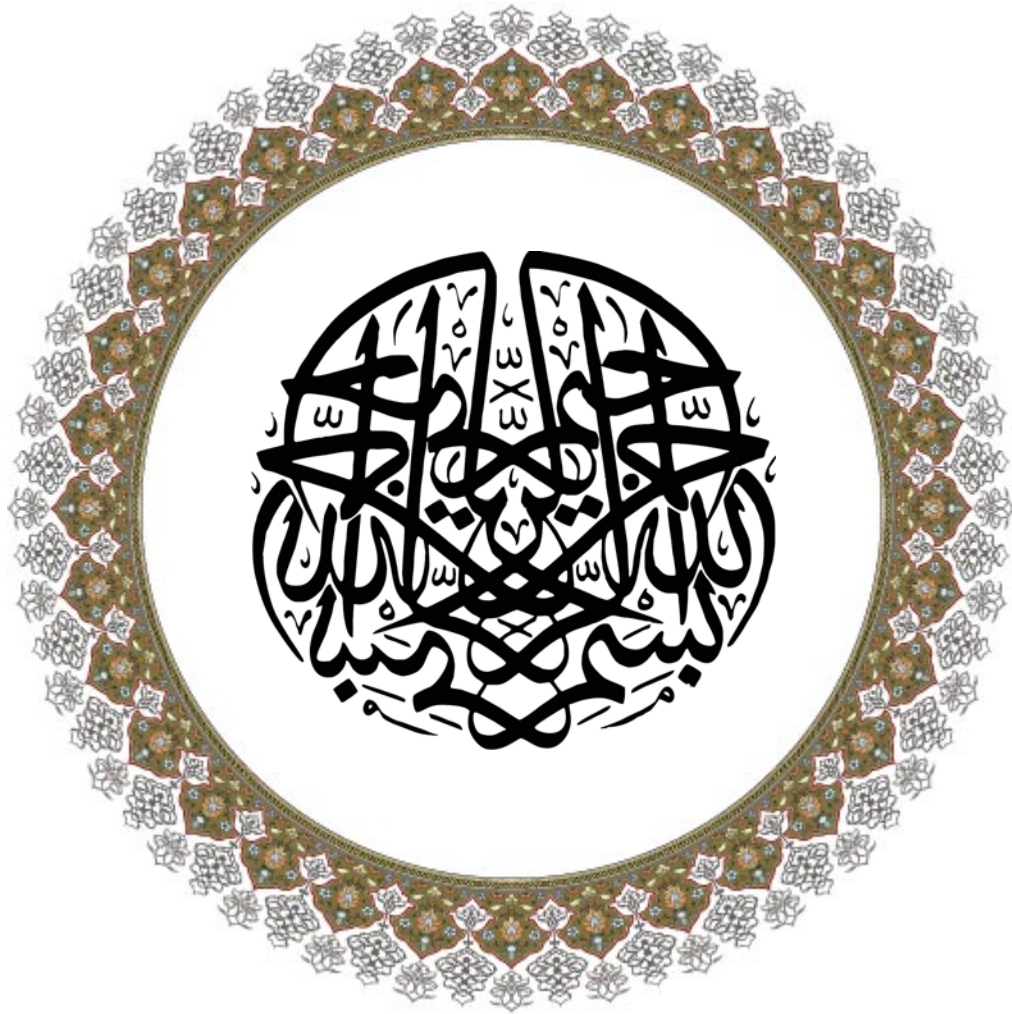
دکتر علی مرادزاده

دکتر نادر فتحیان پور

استاد مشاور

Dr. Bernhard Siemon

۱۳۸۸





دانشگاه صنعتی پتروشیمی

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه مهندسی اکتشاف معدن و ژئوفیزیک

رساله دکتری آقای علیرضا عرب امیری

تحت عنوان: روشی بهبود یافته برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری
حوزه فرکانس

در تاریخ ۱۳۸۸/۱۲/۲۰ توسط کمیته تخصصی زیر جهت اخذ مدرک دکتری مورد ارزیابی و با درجه
عالی مورد پذیرش قرار گرفت.

امضا	استاد مشاور	امضا	اساتید راهنما
	دکتر برنارد سیمون		دکتر علی مرادزاده
			دکتر نادر فتحیان پور

امضا	نماینده تحصیلات تکمیلی	امضا	اساتید داور
	دکتر رضا قوامی ریابی		دکتر بهروز اسکویی
			دکتر سعید میرزایی
			دکتر علیرضا احمدی فرد
			دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه مهندسی اکتشاف معدن و ژئوفیزیک

روشی بهبود یافته برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس

علیرضا عرب امیری

اساتید راهنما

دکتر علی مرادزاده

دکتر نادر فتحیان پور

استاد مشاور

Dr. Bernhard Siemon

رساله جهت اخذ درجه دکتري

۱۳۸۸

تقدیم بہ:

تامی آنان کہ از ایشان آموختم

پدر تلاشگر و مادر صبورم کہ کمتر توفیق خاکساری در گاہشان را یافتہ ام

برادران و خواہران دلسوزم

معلمان، اساتید، دوستان و دانشجویان پرتلاشم

ہمگام محنات سخت و دشوار، ہمسر مہربانم و محمد مہدی خوجہم

کہ با آگاہی بی نظیری مرا ہمراہ شدند.

چه شکر گویمت ای کارساز بنده نواز

در پی آنم که انسانهایی برگزیده را به واسطه بمرای و مساعدت ایشان در به ثمر نشستن این رساله پاس گویم؛ امید که در نگاه باری تعالی قدمی به ثمر آید.

از جناب آقای دکتر علی مرادزاده که در کسوت استاد راهنما و مدیریت دانشگاه در کمال صدق، باروگنی گشاده و صرف وقت زیاد، بهت بسیاری در به ثمر رسیدن این تحقیق بخرج دادند، خاضعاً سپاسگزارم؛ سلامت و توفیق ایشان در تمامی امور آرزوی من است. جناب آقای دکتر نادر قحانپور در جایگاه استاد راهنمای دوم این تحقیق نیز ساعی زیادی انجام دادند و به من در قبول راهنمایی منت نهادند؛ سلامتی ایشان مطلوب من است. از جناب آقای دکتر Bernhard Siemon استاد مشاور از انستیتو تحقیقاتی منابع طبیعی و علوم زمین کشور آلمان که در کمال متانت و صبر در انجام بخشهای مهمی از این تحقیق و حضور اینجانب در هانوفر و برلین بود بسیار ممنونم. دوست کرامت‌دارم آقای مهندس داود رجبی در بخش کدهای رایانه ای از پنج کلمه دریغ ننمودند؛ از ایشان و نیز دوست مشترکمان آقای مهندس علیرضا قلمی کمال سپاس را دارم.

اطلاعات و داده‌های واقعی این رساله با مساعدت مشوق بهیشتگی من جناب آقای مهندس محمد تقی کره‌ای ریاست محترم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و جناب آقای دکتر ابراهیم راسدو، بهکاران ایشان آقای دکتر حسینی تاج‌الدین، سرکار خانم مهندس مرگن علوی، آقایان مهندس مصطفی کنجیان، محمد رضا پورفرشچیان، حسین فردوسی، محمد رضا اخوان اقدم، غنیمتی و برادر مهربانم محمد حسین، کسب شد؛ قدردان یکایک ایشان، هستم.

در مدت حضور در آلمان، مهربان لطف دوستان زیادی بودم مثل آقایان پروفور Kumpel، دکتر VoB، Pielawa، meyer و خانمها دکتر Steuer و Kerner. از ایشان تشکر می‌کنم.

استاد و بهکاران بزرگوارم در دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک با دلوزی هر خطبه شرف این تحقیق را رصد می‌نمودند و دلوزانه در پی رفع مشکلات بودند، از ایشان سپاسگزارم و از آنها یاد می‌نمایم؛ آقایان دکتر ابوالقاسم کاسکار روحانی، دکتر فرامرز دولتی ارده‌جانی، دکتر ایرج پیروز، دکتر رضا قوامی ریایی، دکتر رضا خالو کاکلی، دکتر بهزاد تخم‌چی، دکتر حمید آقاجانی، دکتر منصور نیایی، خانم دکتر آرزو عابدی و آقای دکتر مهراد سلیمانی. بهکارانم آقای دکتر محمد رضا شجاعی از دانشکده فیزیک در آموزش مبانی الکترومغناطیس، آقای سید رضا موسوی از دانشکده ریاضی و آقای مهندس امیر معود جعفری از دانشکده عمران و معماری بهرامان من بودند، بهروزی ایشان را از خداوند متان خواهم نام.

مساعده‌های آقایان عباسی، حاج محمدی، مهندس میرزایی و خانم یعقوبی بهکاران حوزه ریاست دانشگاه و آقایان شاه‌حسینی، رجبی، کبیریان و حداد در دانشکده مهندسی معدن را برای امور اجرایی این تحقیق، به‌یچگاه فراموش نمی‌کنم.

از اساتید معزز و فرزندان آقایان دکتر بهروز اسکویی، دکتر سعید میرزایی، دکتر علیرضا احمدی فرد و دکتر ابوالقاسم کاسکار روحانی که به عنوان داوران این رساله، قبول زحمت نموده و با صرف وقت و برای بهبود آن، نکات ارزنده‌ای پیشنهاد نمودند، صمیمانه قدردانم.

علیرضا عرب امیری تأیید می‌نماید که مطالب مندرج در این رساله نتیجه تحقیقات خودش می‌باشد و در صورت استفاده از نتایج دیگران مرجع آن را ذکر نموده است.

کلیه حقوق مادی مترتب از نتایج مطالعات، آزمایشات و نوآوری ناشی از تحقیق موضوع این رساله متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد.

چکیده

روش الکترومغناطیسی هوابرد یکی از شاخه‌های مهم ژئوفیزیک اکتشافی است که در آن برداشت داده از بالای سطح زمین انجام می‌شود. سرعت بالا، پوشش وسیع، امکان اجرا در مناطق صعب‌العبور و هزینه مناسب، از ویژگی‌های آن است. روش‌های الکترومغناطیسی همانند روش‌های الکتریکی به هدایت یا مقاومت الکتریکی، ضریب گذردهی الکتریکی و تراوایی مغناطیسی زمین مورد مطالعه وابسته می‌باشند.

در این رساله هدف ارائه روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس است؛ طوری که ضمن برخورداری از دقت و سرعت مناسب، عاری از برخی نواقص روش‌های رایج باشد. با توجه به این که هر روش مدل‌سازی معکوس به برنامه‌ای پیشرو جهت محاسبه پاسخ مدل در نقاط و فرکانس‌های مورد نظر، به عنوان هسته اصلی نیاز دارد؛ قبل از تهیه الگوریتمی برای مدل‌سازی معکوس، ابتدا تلاش شد تا نقاط ضعف و قوت هر یک از روش‌های مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری شناسایی شوند و در نهایت با لحاظ نمودن مقاومت ویژه هوای ما بین سیستم ارسال و ثبت میدان الکترومغناطیس و زمین و انجام تغییراتی در معادلات مربوط به روش گویتاسارما-سینگ، روشی بهبود یافته برای مدل‌سازی پیشرو ارائه گردد. در ادامه با تهیه الگوریتم مربوطه، کدهای رایانه‌ای لازم در محیط نرم‌افزاری *Matlab* نوشته شد و سپس قابلیت، کارایی و سرعت محاسبه آن با لحاظ مدل‌های مختلف زمین لایه‌ای مورد آزمون قرار گرفت. نتایج حاصل نشان می‌دهند که روش ارائه شده از دقتی مناسب برای محاسبه برخورداری است.

در ادامه ضمن بررسی‌های لازم، سعی شد تا در مرحله اول عملکرد و نقاط ضعف روش‌های مطرح و رایج مدل‌سازی معکوس نظیر روش‌های دامنه، اپسیلون، سیمون ترکیبی، عمق مرکزی سنگپیل و نیلت-بوستیک مورد تجزیه و تحلیل قرار گیرند و سپس نسبت به توسعه و معرفی روش نوین مدل‌سازی معکوس که SUTHEM نام گرفت و از هسته پیشروی بهبود داده شده گویتاسارما-سینگ بهره می‌برد؛ اقدام گردد. پس از آن نسبت به تهیه الگوریتم و نگارش کدهای رایانه‌ای روش جدید معرفی شده و سایر روش‌های مورد نظر اقدام شد؛ تا از آنها جهت مقایسه نتایج محاسبات روش SUTHEM استفاده گردد. برای اعتبارسنجی تمامی این روش‌ها، از مدل‌های متعدد مصنوعی یک و دوبعدی و نیز همراه نوفه استفاده شد و در نهایت با استفاده از داده‌های واقعی الکترومغناطیس هلیکوپتری سیستم دیگم به همراه نتایج مطالعات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، مغناطیس هوابرد، معدنی و ... ناحیه اکتشافی باریکا، در استان کردستان، توانایی و قابلیت اجرایی روش جدید معکوس‌سازی سنجیده شد. نتایج مدل‌سازی معکوس روش توسعه داده شده که به صورت نقشه‌ها و مقاطع مقاومت ویژه ارائه شدند و مقایسه آنها با نتایج دیگر روش‌های رایج، که در بالا به آنها اشاره شد و همچنین دو روش (برنامه) تجاری سیمون و فوگرو در مقایسه با سایر اطلاعات اکتشافی، همگی توانمندی خوب و پایداری مناسب در حضور نوفه روش SUTHEM را در شناسایی و اکتشاف زون‌های رسانای مرتبط با مناطق خرد شده همراه با کانی‌سازی‌های احتمالی نشان دادند.

مقالات ژورنالی:

۱- علیرضا عرب امیری، علی مرادزاده، داود رجیبی، برنارد سیمون و نادر فتحیانپور، ۱۳۸۷. معرفی انتگرال بهبود یافته ماندری در مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هواپرد و مقایسه نتایج آن با انتگرال ماندری؛ فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران، آماده چاپ.

۲- علیرضا عرب امیری، علی مرادزاده، داود رجیبی، برنارد سیمون، نادر فتحیانپور، ۱۳۸۸. بررسی دقت مدل سازی پیشرو داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری در مدل سازی معکوس؛ فصلنامه علمی پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران، آماده چاپ.

3- Arab-Amiri, A.R., Moradzadeh, A., Rajabi, D., Siemon, B., and Fathianpour, N., 2008. Using integral Zonge method's on inverse modeling of HEM data, *International journal mining and environmental of Iran* (Submitted for publication).

مقالات کنفرانسی:

۱- داریوش شکری، علیرضا عرب امیری، ابوالقاسم کامکار روحانی، علی مرادزاده و محمد رضا اخوان اقدام، ۱۳۸۶. تعبیر و تفسیر و ارائه مقاطع رسانندگی - عمق داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس در منطقه کلاته رشم؛ بیست و ششمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

۲- ابوالقاسم کامکار روحانی؛ علی مرادزاده، علیرضا عرب امیری؛ علیرضا قطبی و داود رجیبی، ۱۳۸۷. ارائه یک الگوریتم مناسب در محاسبه مقاومت ویژه و عمق داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس؛ سیزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

3- Rajabi, D., Arab-Amiri, A. R., Kamkar-Rouhani, A., and Moradzadeh, A., 2009. Comparison between frequency- domain helicopter electromagnetic data inversion results based on numerical solution of fast hankel coefficients and Laplace's methods, *The 9th International Multidisciplinary Geo-Conference & EXPO SGEM 2009*, Albena, Bulgaria.

4- Arab-Amiri, A.R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N., Kamkar-Rouhani, A., and Rajabi, D., 2009. Inverse modeling of helicopter electromagnetic data using Siemon's method: a case study in Rabat town, Kurdistan province, IRAN, *The 9th International Multidisciplinary Geo-Conference & EXPO SGEM 2009*, Albena, Bulgaria.

5- Shokri, D., Arab-Amiri, A.R., Kamkar-Rouhani, A., and Moradzadeh, A., 2009. Interpretation of airborne electromagnetic and radiometric data: a case study, *The 9th International Multidisciplinary Geo-Conference & EXPO SGEM 2009*, Albena, Bulgaria.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
چکیده فارسی	
فهرست مطالب	ط
فهرست اشکال	م
فهرست جداول	ف
علائم و اختصارات	ص
فصل اول: مقدمه و اهداف و تبیین مسائل تحقیق	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- روش‌های محاسبه مقاومت‌ویژه از روی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری	۱۴
۳-۱- سابقه تحقیق مدل‌سازی مستقیم داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری	۱۶
۴-۱- ضرورت مطالعه حاضر و هدف تحقیق	۲۱
۵-۱- روش تحقیق	۲۴
۶-۱- ساختار پایان‌نامه	۲۵
فصل دوم: مبانی و برداشت روش‌های اکتشاف الکترومغناطیسی	۲۷
۱-۲- مقدمه	۲۸
۲-۲- مبانی فیزیکی روش‌های الکترومغناطیسی	۲۹
۱-۲-۲- تئوری مدار، القای متقابل و خودالقایی	۳۱
۲-۲-۲- عمق پوسته	۴۰
۳-۲- معادلات ماکسول در برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس	۴۱
۱-۳-۲- بررسی رفتار میدان‌های الکترومغناطیسی مربوط به یک دوقطبی مغناطیسی قائم	۴۲
۲-۳-۲- بررسی میدان‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری در زمین‌های لایه‌ای	۴۷
۳-۳-۲- روابط میان دامنه و فاز امواج الکترومغناطیس	۴۹
۴-۲- برداشت داده‌ها در روش الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس	۵۲
۱-۴-۲- سیستم (پرنده) الکترومغناطیس هلیکوپتری دیگرهم	۵۳
۵-۲- عمق اکتشاف	۶۰
۶-۲- جدایش سیم‌پیچ‌ها و نرمال‌سازی آنها	۶۳
فصل سوم : بررسی روش‌های حل معادله القاء الکترومغناطیس هلیکوپتری و ارائه روشی جدید برای مدل‌سازی پیشرو داده‌های آن	۶۶
۱-۳- مقدمه	۶۷
۲-۳- بررسی کیفی اثر سیستم‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری با زمین مورد مطالعه	۶۸
۱-۲-۳- مدل زمین لایه‌ای	۶۸
۲-۲-۳- رساناهای مدفون در زمین همگن	۷۰

۷۲	۳-۳- چگونگی مدل سازی داده های الکترومغناطیس هوابرد
۷۳	۳-۳-۱- تابع تبدیل برای یک میدان یکنواخت
۷۵	۳-۳-۲- تابع تبدیل برای یک میدان غیر یکنواخت
۷۵	الف- چشمه میدان تک فرکانس
۷۵	ب- چشمه میدان دوقطبی مغناطیسی
۷۶	۳-۴- محاسبه ضریب بازتاب
۷۶	۳-۴-۱- محاسبه ضریب بازتاب در حالت مدل زمین همگن
۷۸	۳-۴-۲- محاسبه ضریب بازتاب در حالت مدل زمین لایه ای
۷۹	۳-۵- روش های محاسبه انتگرال ماندری
۸۲	۳-۵-۱- تبدیل هنکل
۸۳	۳-۵-۲- محاسبه انتگرال ماندری به وسیله ضرایب هنکل با استفاده از روش گوپتاسارما- سینگ
۹۲	۳-۵-۳- ارائه روشی بهبود یافته برای مدل سازی پیشرو
۱۰۰	۳-۵-۴- روش اندرسون
۱۰۳	۳-۵-۵- روش لاپلاس

۱۰۸ فصل چهارم: بررسی روش های تفسیر داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس و ارائه روشی جدید برای مدل سازی معکوس آنها

۱۰۹	۴-۱- مقدمه
۱۰۹	۴-۲- روش های مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس
۱۱۱	۴-۲-۱- مدل سازی معکوس با فرایند تکرار محاسبات
۱۱۲	۴-۲-۲- مدل سازی معکوس با روش های تبدیل مستقیم داده ها
۱۱۳	۴-۲-۳- روش مقاطع فریزر
۱۱۳	الف- مدل نیم فضای همگن
۱۱۶	ب- مدل نیم فضای لایه کاذب
۱۱۹	۴-۲-۴- روش مقاطع سنگپیل
۱۲۵	۴-۲-۵- روش عمق مرکزی سیمون
۱۲۵	الف) مدل سازی معکوس به روش سنگپیل و عمق مرکزی سیمون
۱۲۵	ب) مدل سازی معکوس با کمک نمودارها و عمق مرکزی سیمون
۱۲۵	۱) مدل سازی با روش دامنه (a)
۱۲۷	۲) مدل سازی با روش اپسیلون (b)
۱۲۹	۳) مدل سازی با روش ترکیبی سیمون (c)
۱۳۲	۴-۲-۶- روش نیبلت- بوستیک
۱۳۴	الف) اسپلاین مکعبی
۱۴۰	۴-۳- معرفی روشی جدید (SUTHEM) برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری
۱۴۶	۴-۳-۱- بررسی نتایج مدل سازی معکوس داده های مصنوعی با روش SUTHEM و چند روش رایج دیگر
۱۵۷	۴-۳-۲- بررسی نتایج مربوط به مدل سازی معکوس داده های مصنوعی در حضور نوفه

۱۶۳ فصل پنجم: مدل سازی و تفسیر داده های صحرائی الکترومغناطیس هلیکوپتری

۱۶۴	۵-۱- مقدمه
۱۶۴	۵-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه های دسترسی

- ۱۶۶ ۳-۵- شرایط اقلیمی منطقه باریکا
- ۱۶۶ ۴-۵- پیشینه مطالعات انجام شده در منطقه آلود
- ۱۶۷ ۵-۵- زمین‌شناسی ناحیه‌ای و تکتونیک منطقه مورد مطالعه
- ۱۶۷ ۱-۵-۵- ریخت‌شناسی ناحیه
- ۱۶۸ ۲-۵-۵- چینه‌نگاری منطقه
- ۱۷۱ ۳-۵-۵- زمین‌شناسی ساختمانی و تکامل زمین‌ساختی منطقه
- ۱۷۱ ۴-۵-۵- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه
- ۱۷۶ ۶-۵- مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه باریکا
- ۱۷۹ ۷-۵- مطالعات ژئوفیزیک هوابرد در منطقه باریکا
- ۱۷۹ ۱-۷-۵- مشخصات دستگاه‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده
- ۱۷۹ ۲-۷-۵- مشخصات سیستم الکترومغناطیسی مورد استفاده
- ۱۸۲ ۸-۵- داده‌های مغناطیس‌سنجی محدوده باریکا
- ۱۸۵ ۹-۵- مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس محدوده باریکا
- ۱۸۶ ۱-۹-۵- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش سیمون ترکیبی در منطقه باریکا
- ۱۸۹ ۲-۹-۵- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش فوگرو در منطقه باریکا
- ۱۹۱ ۳-۹-۵- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش SUTHEM در منطقه باریکا
- ۱۹۴ ۱۰-۵- مقاطع مقاومت‌ویژه محدوده باریکا
- ۱۹۶ ۱-۱۰-۵- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L12860
- ۲۰۰ ۲-۱۰-۵- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L13010
- ۲۰۴ ۳-۱۰-۵- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L12920
- ۲۰۶ ۴-۱۰-۵- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L12930

۲۰۹ فصل ششم: نتیجه‌گیری و پیشنهادات

- ۲۱۰ ۱-۶- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری
- ۲۱۴ ۲-۶- پیشنهادات

۲۱۶ پیوست الف: پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش‌های دامنه، اپسیلون، سیمون ترکیبی (کد نگارنده) و نیبیل-بوستیک در منطقه باریکا

- ۲۱۷ ۱- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش دامنه در منطقه باریکا
- ۲۲۱ ۲- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش اپسیلون در منطقه باریکا
- ۲۲۵ ۳- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده) در منطقه باریکا
- ۲۲۹ ۴- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش نیبیل-بوستیک در منطقه باریکا

۲۳۳ پیوست ب: مقاطع مدل‌سازی معکوس مقاومت‌ویژه چهار پروفیل L12920 ، L13010 ، L12860 و L12930 باریکا با روش‌های دامنه و اپسیلون

- ۲۳۴ ۵- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L12860
- ۲۳۵ ۶- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L13010
- ۲۳۶ ۷- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L12920
- ۲۳۷ ۸- مقاطع مقاومت‌ویژه پروفیل L12930
- ۲۳۸ منابع فارسی

فهرست اشکال

صفحه	عنوان
۶	شکل ۱-۱: چگونگی انتشار و دریافت امواج الکترومغناطیس به وسیله سیم‌پیچ‌های فرستنده (Tx) و گیرنده (Rx) و بررسی پاسخ توده هادی مدفون به میدان اولیه
۱۰	شکل ۲-۱: شمایی از انتشار میدان‌های الکترومغناطیس در درون زمین و نحوه برداشت حوزه زمان
۳۰	شکل ۱-۲: پاسخ توده مدفون هادی به میدان اولیه الکترومغناطیس
۳۳	شکل ۲-۲: شمایی از دو سری حلقه هم‌محور قائم و هم‌صفحه افقی برای محاسبه القای متقابل در آنها
۳۸	شکل ۳-۲: شمایی از نحوه انتشار یک موج تخت و کاهش نمایی آن با عمق هنگام ورود به یک محیط رسانه
۴۳	شکل ۴-۲: شمایی از یک دوقطبی مغناطیسی واقع در ارتفاع h بالای سطح زمین، نقاط P_1 ، P_2 و P_3 سه نقطه مشاهده‌ای محتمل هستند
۴۸	شکل ۵-۲: شمایی از نحوه ارسال امواج الکترومغناطیس هوابرد به داخل یک زمین لایه‌ای و نمایش بخش‌های مختلف معادله انتگرالی (۴۱-۲) در آن
۵۰	شکل ۶-۲: قیاسی از مدار الکتریکی با یک سیستم الکترومغناطیس
۵۲	شکل ۷-۲: نمودار برداری نشان دهنده جابجایی فاز بین H_s و H_p
۵۴	شکل ۸-۲: برشی واقعی از پرندۀ دیگهم به منظور نشان دادن سیم‌پیچ‌های درون آن
۵۵	شکل ۹-۲: شمایی از تجهیزات درون پرندۀ دیگهم و نحوه چیدمان آنها
۵۷	شکل ۱۰-۲: شمایی از نحوه انتشار و دریافت امواج الکترومغناطیس و چگونگی اتصال پرندۀ دیگهم به هلیکوپتر و فاصله آن از هلیکوپتر و زمین در حین برداشت
۵۸	شکل ۱۱-۲: نمودار نسبت میدان کل به میدان اولیه در گیرنده برای یک نیم‌فضای همگن برای چهار آرایش مختلف سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده بر حسب عدد القا
۶۴	شکل ۱۲-۲: اثر فاصله سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده بر نسبت سیگنال به نوفه
۶۹	شکل ۱-۳: شمایی از فعل و انفعال امواج الکترومغناطیس هوایی در یک زمین همگن
۷۰	شکل ۲-۳: شمایی از شارش جریان گردابی در زمینی متشکل از لایه‌های رسانه و مقاوم در برداشت الکترومغناطیس هوابرد
۷۱	شکل ۳-۳: شمایی از جریان‌های گردابی و میدان ثانویه مربوطه در توده مدفون رسانه در برداشت الکترومغناطیس هوابرد
۷۸	شکل ۴-۳: نمایش زمین همگن در برداشت الکترومغناطیس هوایی
۷۸	شکل ۵-۳: نمایش زمین لایه‌ای در برداشت الکترومغناطیس هوایی
۸۷	شکل ۶-۳: الگوریتم محاسبه انتگرال ماندیری به روش گوپتاسارما-سینگ
۸۹	شکل ۷-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین همگن با مقاومت ویژه ۲۰۰ اهم‌متر با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ
۹۰	شکل ۸-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین دو لایه با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ
۹۱	شکل ۹-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین سه لایه با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ
۹۲	شکل ۱۰-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین چهار لایه با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ
۹۶	شکل ۱۱-۳: الگوریتم محاسبه انتگرال ماندیری به روش گوپتاسارما-سینگ بهبودیافته
۹۷	شکل ۱۲-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین همگن با مقاومت ویژه ۲۰۰ اهم متر با دو روش سیمون و گوپتا بهبودیافته
۹۸	شکل ۱۳-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین دو لایه با دو روش سیمون و گوپتا بهبودیافته
۹۹	شکل ۱۴-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین سه لایه با دو روش سیمون و گوپتا بهبودیافته
۱۰۰	شکل ۱۵-۳: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین چهار لایه با دو روش سیمون و گوپتا بهبود یافته
۱۰۲	شکل ۱۶-۳: الگوریتم محاسباتی مربوط به روش اندرسون برای حل انتگرال ماندیری
۱۰۷	شکل ۱۷-۳: الگوریتم محاسباتی مربوط به روش لاپلاس برای حل انتگرال ماندیری

- شکل ۴-۱: شمایی از فرآیند مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری
- شکل ۴-۲: پارامترهای قابل استفاده برای محاسبه مقاومت ویژه ظاهری
- شکل ۴-۳: شمایی از برداشت الکترومغناطیس هلیکوپتری بر اساس مدل نیم فضای همگن
- شکل ۴-۴: نمودار دامنه- ارتفاع برای مدل نیم فضای همگن برای فرکانس ۹۰۰ هرتز
- شکل ۴-۵: شمایی از برداشت الکترومغناطیس هلیکوپتری بر اساس مدل نیم فضای لایه کاذب
- شکل ۴-۶: نمودار دامنه- فاز برای مدل نیم فضای لایه کاذب برای فرکانس ۹۰۰ هرتز
- شکل ۴-۷: الگوریتم مربوط به روش مدل سازی معکوس عمق مرکزی سنگپیل
- شکل ۴-۸: نمودارهای مورد استفاده توسط سیمون در روش های مدل سازی دامنه، اپسیلون و ترکیبی
- شکل ۴-۹: الگوریتم روش مدل سازی معکوس دامنه
- شکل ۴-۱۰: الگوریتم روش مدل سازی معکوس اپسیلون
- شکل ۴-۱۱: الگوریتم روش مدل سازی معکوس ترکیبی سیمون
- شکل ۴-۱۲: شمایی فرضی از چند فرکانس و مقادیر مقاومت ویژه متناظر با آنها
- شکل ۴-۱۳: مراحل مختلف یافتن نقاط مجهول بین دو نقطه معلوم با روش اسپلین مکعبی
- شکل ۴-۱۴: شمایی از چگونگی رسیدن به منحنی تغییرات میان نقاط گسسته معلوم با روش اسپلین مکعبی
- شکل ۴-۱۵: شمایی از فرآیند مشتق گیری در فرآیند مدل سازی نیبلت- بوستیک
- شکل ۴-۱۶: الگوریتم روش مدل سازی معکوس نیبلت- بوستیک
- شکل ۴-۱۷: نمایش چگونگی رسیدن به رابطه عمق ظاهری در روش SUTHEM در یک مدل سه لایه ای
- شکل ۴-۱۸: الگوریتم مربوط به مدل سازی معکوس با روش SUTHEM
- شکل ۴-۱۹: نتایج مدل سازی معکوس مربوط به یک زمین سه لایه با دو روش سیمون و SUTHEM
- شکل ۴-۲۰: نتایج مدل سازی معکوس مربوط به یک زمین چهار لایه با دو روش سیمون و SUTHEM
- شکل ۴-۲۱: شمایی از مدل دوبعدی مصنوعی یک زمین لایه ای
- شکل ۴-۲۲: نحوه قرارگیری سیم پیچ های سیستم DIGHEM^{BGR}
- شکل ۴-۲۳: مقادیر حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیس فرکانس های برداشت داده های مدل شکل (۴-۲۱)
- شکل ۴-۲۴: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های شکل (۴-۲۱) با روش دامنه
- شکل ۴-۲۵: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های شکل (۴-۲۱) با روش اپسیلون
- شکل ۴-۲۶: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های شکل (۴-۲۱) با روش ترکیبی سیمون
- شکل ۴-۲۷: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های شکل (۴-۲۱) با روش نیبلت- بوستیک
- شکل ۴-۲۸: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های شکل (۴-۲۱) با روش SUTHEM
- شکل ۴-۲۹: پاسخ مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر به صورت مولفه های حقیقی و موهومی میدان ثانویه در فرکانس های مختلف بر حسب ppm، و مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر
- شکل ۴-۳۰: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس با روش دامنه، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر
- شکل ۴-۳۱: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس با روش اپسیلون، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر
- شکل ۴-۳۲: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس روش ترکیبی سیمون، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر
- شکل ۴-۳۳: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس با روش نیبلت- بوستیک، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر
- شکل ۴-۳۴: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس با روش SUTHEM، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر
- شکل ۵-۱: موقعیت تقریبی منطقه برداشت در کشور ایران و استان کردستان و راه های دسترسی به آن
- شکل ۵-۲: بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آلتوت به همراه خطوط پرواز برداشت ژئوفیزیک هوابرد

- شکل ۵-۳: نقشه زمین‌شناسی ساختمانی منطقه آلت
- شکل ۵-۴: کانسنگ باریت همراه با نوارهای پیریت که در امتداد برگ‌وارگی جهت یافته شده‌اند
- شکل ۵-۵: نمایی از رخنمون معدن باریت باریکا و موقعیت برخی از نمونه‌های طلا دار برداشت شده در آن
- شکل ۵-۶: حالات مختلف حضور طلا در کانسنگ
- شکل ۵-۷: کانسنگ باریت همراه با کانی‌سازی مس (مالاکیت و آزوریت)
- شکل ۵-۸: نمای زون برشی دگرسان شده (سریسیت-کوارتز) پیریت‌دار
- شکل ۵-۹: نمایی از زون برشی و موقعیت نمونه‌های طلا در ۸۰۰ متری شمال باریکا (بخش غربی)
- شکل ۵-۱۰: نقشه کنئوری آنالیز داده‌های طلا در منطقه باریکا به همراه خطوط پرواز برداشت ژئوفیزیک هوابرد
- شکل ۵-۱۱: نحوه قرارگیری سیم‌پیچ‌ها در داخل پرندۀ DIGHEM^{GSI}
- شکل ۵-۱۲: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ باریکا به همراه خطوط پرواز
- شکل ۵-۱۳: نقشه شدت کل میدان مغناطیسی محدوده باریکا به همراه خطوط پرواز
- شکل ۵-۱۴: نقشه مقاومت‌ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های ۵۵۹۴۰ هرتز (الف)، ۷۲۱۰ هرتز (ب) و ۸۷۷ هرتز (ج)، منطقه باریکا با استفاده از روش سیمون ترکیبی
- شکل ۵-۱۵: نقشه مقاومت‌ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های ۵۵۹۴۰ هرتز (الف)، ۷۲۱۰ هرتز (ب) و ۸۷۷ هرتز (ج)، منطقه باریکا با استفاده از روش فوگرو
- شکل ۵-۱۶: نقشه مقاومت‌ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های ۵۵۹۴۰ هرتز (الف)، ۷۲۱۰ هرتز (ب) و ۸۷۷ هرتز (ج)، منطقه باریکا با استفاده از روش SUTHEM
- شکل ۵-۱۷: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ آلت، ۱:۱۰۰۰۰ باریکا و خطوط پرواز انتخابی برای ترسیم مقاطع مقاومت‌ویژه
- شکل ۵-۱۸: (الف) مقطع مولفه‌های حقیقی و موهومی فرکانس‌های برداشت پروفیل L12860 ، (ب) مقطع مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، (ج) مقطع مدل‌سازی روش نیبلت-بوستیک، (د) مقطع مدل‌سازی روش SUTHEM و (ه) مقطع عرضی زمین‌شناسی
- شکل ۵-۱۹: (الف) مقطع مولفه‌های حقیقی و موهومی فرکانس‌های برداشت پروفیل L13010، (ب) مقطع مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، (ج) مقطع مدل‌سازی روش نیبلت-بوستیک، (د) مقطع مدل‌سازی روش SUTHEM و (ه) مقطع عرضی زمین‌شناسی
- شکل ۵-۲۰: (الف) مقطع مولفه‌های حقیقی و موهومی فرکانس‌های برداشت پروفیل L12920، (ب) مقطع مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، (ج) مقطع مدل‌سازی روش نیبلت-بوستیک و (د) مقطع مدل‌سازی روش SUTHEM
- شکل ۵-۲۱: (الف) مقطع مولفه‌های حقیقی و موهومی فرکانس‌های برداشت پروفیل L12930، (ب) مقطع مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، (ج) مقطع مدل‌سازی روش نیبلت-بوستیک و (د) مقطع مدل‌سازی روش SUTHEM
- شکل پ-۱: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش دامنه
- شکل پ-۲: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش دامنه
- شکل پ-۳: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش دامنه
- شکل پ-۴: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش اپسیلون
- شکل پ-۵: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش اپسیلون
- شکل پ-۶: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش اپسیلون
- شکل پ-۷: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده)
- شکل پ-۸: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده)
- شکل پ-۹: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده)
- شکل پ-۱۰: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش نیبلت-بوستیک
- شکل پ-۱۱: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش نیبلت-بوستیک
- شکل پ-۱۲: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش نیبلت-بوستیک
- شکل پ-۱۳، (الف) مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی روش دامنه پروفیل L12860 ، (ب) مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از روش مدل‌سازی اپسیلون

- ۲۳۵ شکل پ-۱۴، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L13010 ، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اپسیلون
- ۲۳۶ شکل پ-۱۵، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L12920 ، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اپسیلون
- ۲۳۷ شکل پ-۱۶، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L12930 ، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اپسیلون

فهرست جداول

صفحه	عنوان
۸۵	جدول ۱-۳: ضرایب وزنی مربوط به J_0 برای مقادیر $d = -8.38850000000$ و $s = 9.04226468670e-02$
۸۶	جدول ۲-۳: ضرایب وزنی مربوط به J_1 برای مقادیر $d = -7.91001919000$ و $s = 8.79671439570e-2$
۸۹	جدول ۳-۳: نتایج مدل سازی پیشرو (مولفه های حقیقی و موهومی میدان ثانویه) مربوط به یک زمین همگن با مقاومت ویژه 200 اهم متر با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ
۱۵۱	جدول ۱-۴: مقادیر حقیقی و موهومی فرکانس های برداشت مربوط به مدل شکل (۴-۲۱) با هسته پیشرو گوپتا بهبود یافته
۱۶۲	جدول ۲-۴: مقادیر مربوط به ریشه میانگین مربعات خطا حاصل از مدل های اشکال (۴-۳۰) تا (۴-۳۴)
۱۸۰	جدول ۱-۵: مشخصات سیستم های مورد استفاده در برداشت داده های هوا برد
۱۸۰	جدول ۲-۵: نوع آرایش و فرکانس سیم پیچ مورد استفاده در پرنده دیگهم $DIGHEM^{GSI}$

علائم و اختصارات

F	نیرو
I	شدت جریان
μ	تراوایی مغناطیسی
μ_0	تراوایی مغناطیسی خلاء (فضای آزاد)
Φ	شارمغناطیسی
emf	نیروی محرکه القایی
$\vec{E}$	بردار میدان الکتریکی
$\vec{B}$	بردار میدان مغناطیسی
ε	ضریب گذردهی الکتریکی
ε_0	ضریب گذردهی الکتریکی خلا (فضای آزاد)
ω	فرکانس زاویه‌ای
σ	رسانندگی (هدایت‌ویژه)
T	دوره تناوب (پریود)
β	عدد القاء
P	عمق پوسته
ρ	مقاومت‌ویژه
h_a	ارتفاع ظاهری
a	ارتفاع پرنده از زمین
A	دامنه
h	ارتفاع سیستم اندازه‌گیری از عمق محاسبه شده
R	مولفه حقیقی میدان ثانویه
Q	مولفه موهومی میدان ثانویه
φ	زاویه فاز
r	فاصله جدایش سیم‌پیچ‌های گیرنده و فرستنده
K	عدد موج نرمالیزه شده
S	رسانایی الکتریکی
H	میدان مغناطیسی
M	القای متقابل
$B_0=H_p$	میدان مغناطیسی اولیه
$B_s=H_s$	میدان مغناطیسی ثانویه
D	جابجایی الکتریکی
DI	عمق تجسس
d_a	عمق ظاهری

فصل اول

مقدمه، اهداف و تبیین مسائل تحقیق

با پیشرفت تکنولوژی، نیاز به منابع و مواد خام اولیه نیز فزونی می‌یابد. بخش عمده این مواد خام از دل زمین استخراج می‌شود. به عبارت دقیق‌تر منشا تمام مواد خام درون زمین است. اما با گذشت زمان مواد سهل‌الوصول سطحی اکتشاف شده و بخش عمده آن نیز به اتمام رسیده است. لذا امروزه تلاش برای دستیابی به منابع مدفون بسیار زیاد است. برای انجام این مهم دانش‌های فنی متعدد نیاز است. از میان علوم متعدد موجود، ژئوفیزیک یکی از ابزار مهم نیل به مواد زیرسطحی یا شناسایی ساختارهای زیرسطحی است. ژئوفیزیک علم مطالعه ویژگی‌های فیزیکی زمین و محیط اطراف آن با استفاده از ابزار و تجهیزات مناسب و روش‌های خاص است. این علم که در دو شاخه محض و کاربردی (اکتشافی) دنبال می‌شود، از زمان کشف (۱۶۰۰ میلادی) تا کنون، در پیشبرد علوم مختلف و شناسایی مواد معدنی، هیدروکربورها و آب کمک‌های شایان توجهی به بشریت داشته است. در بسیاری موارد، ژئوفیزیک به عنوان مهمترین و در مواردی تنها روش شناسایی ساختار زیرسطحی یا کانسار است. در سایر موارد نیز از آنجا که اهداف شناسایی در شرایط خاص زمین‌شناسی تشکیل شده‌اند، روش‌های ژئوفیزیکی گرچه از شناسایی مستقیم ناتوانند؛ اما به شکل موثری در تشخیص شرایط خاص زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه موفقند. طی نیم قرن اخیر ژئوفیزیک اکتشافی رشد بسیاری داشته، به گونه‌ای که امروزه جایگزین بخش قابل توجهی از فرآیند پر هزینه حفاری شده است. در گزارش منتشر شده توسط بخش دولتی منابع معدنی ایالت نوادا در ارتباط با هزینه‌های اکتشافی سال ۱۹۹۹ میلادی، ذکر شده که به طور متوسط ۵۰٪ بودجه اکتشافی در بخش حفاری هزینه شده است؛ حال آنکه هزینه مطالعات ژئوفیزیکی تنها ۳٪ بوده است. از سوی دیگر سهم اطلاعات ژئوفیزیکی که منجر به کشف ذخایر معدنی در همین دهه شده است، بالغ بر ۲۵٪ درصد کل بوده است که این موضوع

گوای اهمیت این مطالعات است [USGS, 2009].

در مطالعات ژئوفیزیکی عمده اهداف مورد مطالعه به وسیله یک روباره در زیر سطح زمین مدفون شده‌اند؛ کشف این اهداف به خواصی که آنها را از محیط اطرافشان متمایز می‌نماید، وابسته است. با توجه به نوع خاصیت فیزیکی اهداف مختلف، روش‌های متعدد ژئوفیزیکی نیز ابداع شده‌اند و شاخه‌های مختلف ژئوفیزیک اکتشافی شکل گرفته‌اند. به عنوان مثال روش‌های لرزه‌ای مبتنی بر خواص الاستیک (کشسانی) سنگها در محیط مورد مطالعه‌اند. روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی وابسته به خواص الکتریکی (هدایت و مقاومت الکتریکی) زمین مورد مطالعه‌اند. در روش‌های گرانی‌سنجی از خاصیت تمایز بین دانسیته مواد مختلف در شناسایی و تفکیک آنها استفاده می‌شود. در روش‌های مغناطیس‌سنجی خاصیت مغناطیس‌پذیری سنگ‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد و در روش‌های رادیومتری نیز این خاصیت رادیواکتیویته مواد است که مورد سنجش واقع می‌شود. به کمک روش‌های ژئوفیزیکی اطلاعاتی از ساختارهای زیرسطحی بدست می‌آید که از آنها می‌توان به طور مستقیم و غیرمستقیم در اکتشاف مواد معدنی، هیدروکربورها، آبهای زیرزمینی، مطالعات زمین‌گرمایی^۱ فعالیت‌های مهندسی و ژئوتکنیکی، باستان‌شناسی و زیست‌محیطی استفاده نمود. اهمیت این مطالعات به قدری است که امروزه سودای استفاده از این روش‌ها در شناسایی کرات دیگر نیز قوت یافته است [USGS, 2009].

روش‌های ژئوفیزیکی بسته به ابزار و تعاریف مربوطه، تئوری‌های حاکم بر آنها و نیز دامنه اجرایی ممکن است بر روی سطح زمین، در درون گمانه و چاه، در درون آب و یا از آسمان و فضا قابلیت اندازه‌گیری داشته باشند. به عنوان مثال این امکان وجود دارد تا برداشت‌های گرانی‌سنجی، مغناطیس‌سنجی، رادیومتری و الکترومغناطیس از بالای سطح زمین انجام شود، که از مزایای آن می‌توان به امکان بررسی‌های

1- Geothermal

گسترده در زمانی کوتاه، با هزینه کم، قابل اجرا در مناطق صعب‌العبور کوهستانی، باتلاقی و جنگل‌های انبوه اشاره نمود. ویژگی‌های قابل توجه برداشت‌های هوابرد^۱ از یکسو و قابلیت‌های با ارزش روش‌های الکترومغناطیس از سوی دیگر سبب شده است که روش‌های الکترومغناطیس هوابرد^۲ کاربرد روز افزونی در مطالعات ژئوفیزیکی داشته باشند. چون عمده مباحث این رساله در خصوص روش‌های برداشت الکترومغناطیس هوابرد است؛ در ادامه به معرفی روش الکترومغناطیس و به خصوص روش‌های الکترومغناطیس هوابرد اشاره می‌شود.

روش‌های الکترومغناطیسی از جمله روش‌های ژئوفیزیکی بسیار متنوع و کارا، سریع و نسبتاً کم‌هزینه به شمار می‌روند که به سرعت در حال توسعه می‌باشند. این روش‌ها در بین روش‌های ژئوفیزیکی (به استثنای روش مغناطیسی) بیشترین کاربرد را در اکتشاف مواد معدنی و بیشترین تنوع را در سیستم‌های برداشت دارند [Reynolds, 1997].

تاریخچه برداشت‌های الکترومغناطیس که در بدو امر به شکل برداشت‌های زمینی انجام می‌شد به دهه ۱۹۲۰ و کشورهای اسکانداوی، ایالات متحده آمریکا و کانادا باز می‌گردد. در آن زمان، این روش برای شناسایی ذخایر فلزی پایه‌ای که درون یک سنگ میزبان مقاوم واقع شده و با یک روباره نازک پوشیده شده بود؛ بکار گرفته شد [Nabighian, 1996].

در این روش‌ها، هدف بررسی و مطالعه رفتار زمین در مقابل انتشار امواج الکترومغناطیس می‌باشد. اساس روش الکترومغناطیس، ایجاد و ارسال یک میدان الکترومغناطیس (میدان اولیه^۳)

1 - Airborne surveys

2 - Airborne EM

3 - Primary field

به وسیله یک فرستنده^۱ به داخل زمین و دریافت و اندازه‌گیری میدان الکترومغناطیس ثانویه^۲ ناشی از آن توسط یک گیرنده^۳ است. بسته به نوع روش الکترومغناطیس، وضعیت قرارگیری و جدایش فرستنده و گیرنده^۴ نسبت به یکدیگر می‌تواند متفاوت باشد. معمولاً سیستم‌های فرستنده و گیرنده از سیم‌پیچ‌های با چندین دور سیم تشکیل می‌شوند. در نهایت مستقل از روش بکار رفته، توزیع مقاومت‌ویژه نسبت به عمق بدست خواهد آمد [Dobrin & Savit, 1988].

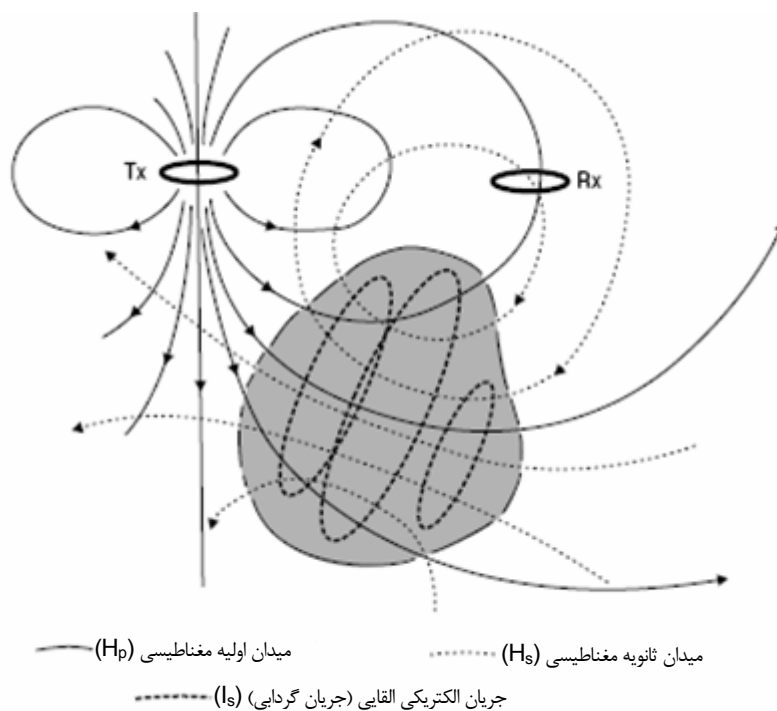
در تمامی این روش‌ها، فرستنده، گیرنده و توده هادی مدفون داخل زمین، در یک تعامل سه‌جانبه با میدان الکترومغناطیسی قرار دارند (شکل (۱-۱)). جریان‌های گردابی^۵ الکتریکی در داخل توده‌های هادی در نتیجه القای الکترومغناطیس به وجود می‌آیند. عموماً در این روش‌ها، منبع میدان‌های ثانویه از طریق القا در داخل زمین ایجاد می‌شود. در نهایت گیرنده، پاسخ القایی ثانویه همراه با میدان اولیه را دریافت می‌کند. چون القای جریان الکتریکی به وسیله مولفه مغناطیسی میدان الکترومغناطیس اولیه انجام می‌شود؛ لذا نیازی به تماس مستقیم فرستنده و گیرنده با زمین نیست. از این نظر اجرای آن خیلی سریع‌تر از روش‌های الکتریکی است [Nabighian, 1996].

منبع انتشار امواج الکترومغناطیس اولیه می‌تواند به صورت غیرفعال^۶ و با بهره‌گیری از سیگنال‌های طبیعی زمین (نظیر روش مگنتوتلوریک^۷) باشد؛ یا به صورت فعال^۸، در جایی که یک فرستنده مصنوعی در نزدیکی محل برداشت نصب می‌شود، انجام شوند. اشاره شد که دامنه اجرای این روش‌ها نیز زمین، هوا، دریا

1 - Transmitter
2 - Secondary EM Field
3 - Receiver
4 - T-R separation
5 - Eddy current
6 - Passive
7 - Magnetotelluric (MT)
8 - Active

و درون گمانه است. مبانی رفتار امواج الکترومغناطیس در محیط‌های مادی و غیر مادی به وسیله معادلات

ماکسول^۱ قابل توجیه است [Nabighian, 1996].



شکل ۱-۱: چگونگی انتشار و دریافت امواج الکترومغناطیس به وسیله سیم‌پیچ‌های فرستنده (Tx) و گیرنده (Rx) و بررسی پاسخ توده هادی مدفون به میدان اولیه [Grant and west, 1965]

دامنه کاربرد روش‌های الکترومغناطیس بسیار وسیع است. این کاربردها بسته به نوع

تجهیزات در دسترس متفاوت‌اند. برخی از اهم این کاربردها عبارتند از: اکتشاف مواد معدنی

[Strack et al, 1989], اکتشاف منابع زمین‌گرمایی [Harinarayana & Zlotnicki, 2006], مطالعه آب‌های

زیرزمینی [Sharma & Baranwal, 2005; Yin & Fraser, 2004], تهیه نقشه منابع آلاینده

1 - Maxwell's equations

[Pellerina & Barretta et al, 2006; Love et al, 2005] تهیه نقشه زمین‌های آلوده^۱]
 Sheard et al, Labson, 2003 Beamish & Klinck, 2006; مکان‌یابی محل‌های دفن زباله^۲]
 Maus et Coggon & Morrison, 1970] ردیابی زمین‌شناسی و گودال‌های مصنوعی [2005;
 [al, 1999; اکتشاف شیل‌های نفتی [Sheard et al, 2005; Cristall & Oldenburg, 2004]
 تعیین محل گسل، عمق‌سنجی بستر دریا^۳ [Yapar, 2006; Alumbaugh & Morrison, 1995]
 تهیه نقشه زمین‌شناسی [Huang & Fraser, 1996, 2002a & b and 2003; Fraser, 1978]
 نقشه‌برداری یخچال‌ها و مناطق همیشه منجمد^۴ [Forsberg et al, Liu & Becker, 1990]
 [2004; مکان‌یابی محل دفن مین و مهمات منفجر نشده^۵ (UXO) [Asten & Duncan, 2007;
 [Beard et al, 2004]

اما برداشت‌های الکترومغناطیس هوابرد ۳۰ سال پس از برداشت‌های زمینی (در دهه
 ۱۹۵۰) آغاز شد [Fountain, 2008]. جالب توجه آن که نخستین برداشت‌های ژئوفیزیک هوابرد
 نیز برداشت‌های الکترومغناطیس هوابرد بوده است. برداشت نخستین که اتفاقاً ناموفق هم بود؛ در
 سال ۱۹۴۷ و در نواحی با پوشش جنگلی و باتلاقی کانادا و به وسیله یک هلیکوپتر انجام شد. اما
 یکسال بعد یعنی در سال ۱۹۴۸، باز هم توسط محققین کانادایی و با پرواز هواپیما، اولین
 برداشت موفق الکترومغناطیس هوابرد انجام شد [Nabighian, 1996]. در این روش، سیستم

1 - Contaminated Land

2 - Landfill

3 - Bathymetry

4 - Permafrost

5 - Unexploded ordnance(UXO)

6 - Fixed- Wing plane

برداشت دو جزئی بود به این شکل که سیم‌پیچ فرستنده^۱ بر روی بدنه هواپیما قرار داشت و گیرنده با یک کابل از هواپیما آویزان شده بود. تا اوایل دهه ۱۹۶۰ تجهیزات الکترومغناطیس طوری ساخته شده بودند که ارسال و دریافت پاسخ به طور همزمان و در یک فرکانس صورت می‌گرفت (حوزه فرکانس^۲). اگرچه تلاش‌های چندی در دهه ۱۹۳۰ برای فرستادن پالس‌های گذرا و دریافت پاسخ زمین در زمان قطع جریان (حوزه زمان^۳) صورت گرفت؛ اما اولین کاربردهای موفق این تلاش‌ها تا سال ۱۹۵۹ به نتیجه نرسید. در این سال برداشت با هواپیما و در حوزه زمان با دستگاهی با نام INPUT و با موفقیت انجام شد [Fountain, 2008]. پس از آن، تکامل دستگاه‌های برداشت، روش‌های برداشت و ابزار پرنده مورد استفاده، آغاز شد. در سال ۱۹۶۸ محققین روسی برای نخستین بار از هلیکوپتر^۴ در برداشت‌های حوزه زمان استفاده نمودند [Nabighian, 1996]. هر چند در ادامه این سیر تغییر و تحول، بارها ابزار برداشت از هلیکوپتر به هواپیما تغییر نموده، اما آنچه تقریباً بعد از گذشت بیش از ۶۰ سال از اولین برداشت‌های الکترومغناطیس هواپرد تثبیت شده است؛ این است که به طور معمول هلیکوپتر ابزار رایج‌تر برداشت‌های حوزه فرکانس و هواپیما ابزار متداول‌تر برداشت‌های حوزه زمان شده است [Fountain, 2008]. در سال ۱۹۷۰ برای نخستین بار نسلی از ابزار برداشت (پرنده^۵) با نام دیگهم^۶ ابداع شد. این ابزار توسط هلیکوپتر حمل می‌شد و قابلیت برداشت در حوزه فرکانس را دارا بود. این دستگاه دو جزیی بود، بدین شکل که فرستنده امواج الکترومغناطیس درون یک

1 - Transmitter coil

2 - Frequency domain

3 - Time domain

4 - Helicopter

5 - Bird

6 - Dighem (Digital Helicopter Electromagnetic) مناسب‌تر است

استوانه و به صورت معلق با یک کابل از هلیکوپتر آویزان و گیرنده امواج نیز در درون استوانه‌ای دیگر و در فاصله‌ای نزدیکتر به زمین از هلیکوپتر با یک کابل آویزان می‌شد. تا کنون این پرنده چندین بار به روز رسانی شده و نسخه‌های متعدد آن با اقبال مواجه شده است. در سال ۱۹۸۲ نیز برای نخستین بار از سیستم برداشتی با نام Heli INPUT، بر روی یک هلیکوپتر استفاده شد. این سیستم برداشت حوزه زمانی از یک سیم‌پیچ بزرگ تشکیل شده بود که پیرامون هلیکوپتر نصب می‌شد. این سیستم برداشت را می‌توان نخستین سیستم با سیم‌پیچ با ابعاد بزرگ دانست [Fountain, 2008]. در سال ۲۰۰۱ سیستم برداشت حوزه زمان HoistEM ابداع شد. این سیستم که با هلیکوپتر حمل می‌شود عبارتست از یک حلقه^۱ دایره شکل با قطر بیش از ۲۴ متر، که متشکل از فرستنده و گیرنده امواج الکترومغناطیسی است و مجموعه آن با یک کابل از هلیکوپتر آویزان می‌شود. در سال ۲۰۰۲ نیز آخرین نسخه سیستم برداشت دیگهم با نام RESOLVE تولید و بکار گرفته شد. در این سیستم برداشت حوزه فرکانس، سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده امواج الکترومغناطیسی درون یک استوانه صلب به همراه تجهیزات دیگری نظیر مغناطیس‌سنج^۲ ارتفاع‌سنج^۳ و ... جاسازی شده‌اند و استوانه یکپارچه‌ای به قطر نیم متر و طول ۹ متر را تشکیل داده‌اند که برای انجام عملیات برداشت داده به وسیله یک کابل از هلیکوپتر آویخته می‌شود [Fountain, 2008].

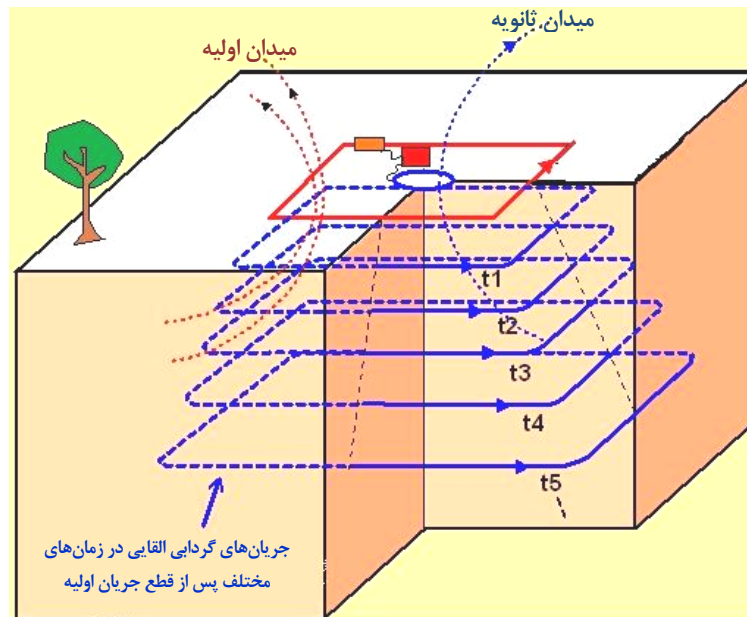
پس از بررسی تاریخچه مختصر تکامل سیستم‌های برداشت الکترومغناطیس هوابرد، به این نکته باید اشاره نمود که روش‌های الکترومغناطیس در نخستین تقسیم‌بندی فارغ از نحوه برداشت به دو گروه حوزه

1 - Loop
2 - Magnetometer
3 - Altimeter

زمان و حوزه فرکانس تقسیم می‌شوند.

در برداشت‌های حوزه زمان (TDEM)، اندازه‌گیری‌ها به صورت تابعی از زمان برداشت است. در این روش، مطالعه جریان الکتریکی القایی در داخل زمین مهم است. بدیهی است با گذر زمان جریان مذکور در اعماق بیشتری تولید می‌شود. این جریان متغیر یک میدان مغناطیسی در درون زمین تولید می‌کند. با اندازه‌گیری این میدان در بازه‌های زمانی^۱ (کانال‌های) متعدد، ویژگی‌های مواد زیرسطحی در اعماق مختلف قابل تشخیص است. شکل (۲-۱) شمایی از انتشار میدان‌های الکترومغناطیس در درون زمین و نحوه برداشت در حوزه زمان را نشان می‌دهد.

تاکنون سیستم‌های مختلفی به منظور برداشت داده‌های الکترومغناطیس در حوزه زمان ابداع شده است؛ که عمده اختلاف آنها در ابعاد سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده، نحوه و نسبت جریان ارسالی و تعداد کانال‌های اندازه‌گیری است؛ که در این تحقیق این روش‌ها مورد توجه نگارنده نمی‌باشند.



شکل ۲-۱: شمایی از انتشار میدان‌های الکترومغناطیس در درون زمین و نحوه برداشت حوزه زمان [www.theln21.hmg]

1 - Time interval

اما گروه دوم از روش‌های برداشت داده‌های الکترومغناطیس، برداشت در حوزه فرکانس (FDEM) است. در روش الکترومغناطیس حوزه فرکانس، اندازه‌گیری‌ها در یک یا چندین فرکانس مختلف انجام می‌شوند. در این روش بواسطه ارسال امواج الکترومغناطیس به وسیله یک یا چند سیم‌پیچ با فرکانس‌های مختلف به درون زمین، جریان‌های القایی ایجاد می‌شوند؛ که این جریان‌ها به نوبه خود سبب تشکیل میدان مغناطیسی القایی ثانویه در توده‌های زیرسطحی می‌شوند. در نهایت با ثبت مولفه‌های میدان‌های اولیه و ثانویه، شناسایی مواد زیرسطحی امکان‌پذیر است [Nabighian, 1996].

پس از اشاره مختصر به تقسیم‌بندی روش‌های برداشت الکترومغناطیسی، می‌توان به گروه‌بندی برداشت‌های هوابرد از منظر ابزار برداشت اشاره نمود. بر این اساس برداشت داده‌های الکترومغناطیس هوابرد به وسیله هواپیما و یا هلیکوپتر میسر است. لازم به ذکر این که در پاره‌ای موارد بخشی از تجهیزات برداشت هوابرد (سیم‌پیچ فرستنده امواج الکترومغناطیس) روی زمین قرار داده می‌شود و تنها سیم‌پیچ‌های گیرنده روی هلیکوپتر یا هواپیما نصب می‌شوند (برداشت نیمه هوابرد^۱). در برخی روش‌های برداشت هوابرد نیز از دو هواپیما استفاده می‌شود. لذا یک هواپیما فرستنده امواج را حمل می‌نماید و هواپیمای دوم گیرنده امواج را جابجا می‌نماید. البته در جدیدترین تحقیقات، از بالون نیز در برداشت‌های الکترومغناطیس هوابرد استفاده شده است [Fountain, 2008]. اما به دلیل ابعاد کوچکتر هلیکوپتر نسبت به هواپیما، قابلیت پرواز آن در ارتفاعات کمتر، امکان جستجوی بهتر ناهمواری‌های سطح زمین، قدرت تفکیک بیشتر اهداف، عملکرد مناسب‌تر در مناطق کم‌وسعت، ناهموار و مناطق مسکونی، توان مانور و جابجایی ساده‌تر

1 - Semi airborne

و امکان نشست و برخاست سریعتر، امروزه در برداشت‌های هوابرد خصوصاً در مناطق نه چندان وسیع و نیز مناطقی که به دلیل شرایط خاص اقلیمی یا محدودیت‌های مکانی و تجهیزات، امکان نشست و برخاست هواپیما وجود ندارد، بیشتر از هلیکوپتر همراه با پرنده حاوی سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده استفاده می‌شود [Fugro, 2003].

داده‌های الکترومغناطیس هوابرد اندازه‌گیری شده به صورت نسبت میدان‌های ثانویه به میدان اولیه برداشت می‌شوند. به علت کوچک بودن مقدار میدان ثانویه نسبت به میدان اولیه، این نسبت به صورت قسمت در میلیون^۱ و برای هر فرکانس برداشت به صورت مولفه‌های حقیقی (همفاز^۲) و موهومی (ناهمفاز^۳) ثبت می‌شوند. اما همین داده‌های خام پس از برداشت باید مورد بررسی و تجزیه و تحلیل قرار گرفته و آماده‌سازی‌های متعددی روی آنها انجام شود تا این داده‌ها آماده‌سازی شده، مدل‌سازی شوند و سپس نتایج حاصله تعبیر و تفسیر شوند. از طرفی داده‌های خام برداشتی حاوی مقادیری نوفه^۴ نیز می‌باشند. لازم به ذکر آن که به دلیل کوچک بودن سیگنال‌های دریافتی، اگر سطح نوفه بالا باشد، این سیگنال‌ها به راحتی در نوفه محو می‌شوند. به همین جهت دقت در برداشت، استفاده از ابزارهای دقیق و پردازش صحیح و آماده‌سازی داده‌ها به منظور افزایش نسبت سیگنال به نوفه ضروری است.

منابع نوفه در این برداشت‌ها متعدد است. این نوفه‌ها می‌تواند شامل نوفه‌های الکترونیکی به علت بهره‌گیری از تجهیزات متعدد الکترونیکی، نوفه ناشی از تکان یا انحراف پرنده، نوفه‌های مرتبط با عوارض ساخت بشر^۵ و ... باشد. خوشبختانه اغلب نوفه‌های اعمال شده به داده‌های خام با فیلتر کردن داده‌ها حذف

1 - Part per million (ppm)

2 - Real or In phase component

3 - Quadrature or Out Of phase component

4 - Noise

5 - Cultural Noise

یا تعدیل می‌شوند. هر چند حذف نوفه‌های با طول موج‌های بلندتر، کمی دشوارتر است. چرا که تشخیص و حذف این قبیل پاسخ‌ها از پاسخ زمین‌شناسی کمی دشوار است [Valleau, 2000]. اما دو نوع عمده نوفه‌های غیرزمین‌شناسی عبارتند از پیک‌های منفرد^۱ و نوفه دامنه کوتاه (فرکانس بلند). توجه به این نکته ضروری است که در صورت وجود پیک‌های منفرد، باید به سرعت آنها را از داده‌ها حذف نمود چرا که این نوفه‌ها با استفاده از فیلترهای پایین‌گذر^۲، هموار نمی‌شوند. حذف این نوفه‌ها به طور دستی، یا با استفاده از فیلترهای غیرخطی^۳ مثل فیلتر غیرخطی نودی^۴ (گره‌ای) و فیلترهای میانگین^۵ امکان‌پذیر است. در مرحله بعد یک فیلتر پایین‌گذر برای حذف نوفه‌های فرکانس بالا مورد استفاده قرار می‌گیرد [Valleau, 2000]. تصحیح دریافت^۶ (تصحیح سطح صفر^۷) تصحیح مهم دیگری است که لازم است در فرآیند پردازش و آماده‌سازی داده‌ها انجام شود. به علت تغییر دما هنگام برداشت داده‌ها، سطح پایه^۸ داده‌ها دریافت پیدا می‌کند. از آنجا که سیستم‌های برداشت هوابرد الکترومغناطیس حساسیت بسیار بالایی دارند؛ لذا در برخی موارد دامنه دریافت برداشت ممکن است بزرگتر از سطح نوفه سیستم و حتی بزرگتر از سطح سیگنال آن باشد. دریافت ممکن است به دو شکل خطی یا غیرخطی ظاهر شود. این پدیده مهم‌ترین منبع کاهنده کیفیت داده‌هاست. برای حذف دریافت حین فرآیند برداشت، ارتفاع پرواز به مقدار زیادی (۴۰۰ متر و بیشتر) افزایش می‌یابد. این عمل در ابتدا، انتها و احتمالاً در وسط هر خط پرواز انجام می‌شود. فرض بر آن است که در این ارتفاع زیاد هیچ پاسخی از منابع الکترومغناطیس زمینی دریافت نمی‌شود. لذا در این حالت

-
- 1 - Individual Spike
 - 2 - Low-Pass Filter
 - 3 - Nonlinear Filter
 - 4 - Naudy
 - 5 - Median Filter
 - 6 - Drift Correction
 - 7 - Zero Level Correction
 - 8 - Base Level

باید سیگنال میدان ثانویه الکترومغناطیس صفر باشد. در غیر اینصورت پردازشگر باید طی شرایط خاصی این دریافت را حذف نماید [Siemon, 2009a]. حال پس از طی فرآیندهای تصحیح، مدل سازی داده ها امکان پذیر است. اما پیش از ورود به بحث مدل سازی بد نیست بدانیم آنچه در نهایت به عنوان داده های ورودی برداشت های الکترومغناطیس هوابرد حوزه فرکانس ممکن است مورد استفاده قرار گیرد علاوه بر مقادیر حقیقی و موهومی نسبت میدان ثانویه به میدان اولیه الکترومغناطیس تمامی فرکانس های برداشت، ارتفاع پرنده از سطح زمین و مختصات نقاط برداشت است. حال قرار است این داده ها طی چند مرحله به صورت تصویر، نقشه و مقاطع عمقی ارائه شوند تا در مراحل بعدی تفسیر و پی جویی مورد استفاده قرار گیرند. برخی از مراحل آنالیز و محاسبه داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری شامل محاسبه مقاومت ویژه^۱، عمق ظاهری^۲، ترسیم مقاطع مقاومت ویژه- عمق^۳ و ... است [Siemon, 2009a].

۱-۲- روش های محاسبه مقاومت ویژه از روی داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری

برای تخمین مقاومت ویژه زمین با استفاده از داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری، روش های متنوعی وجود دارد. در نخستین طبقه بندی می توان این روش ها را به دو گروه محاسبه با استفاده از دیاگرام های فازی^۴ و روش های مدل سازی معکوس^۵ تقسیم نمود [Beard, 2000].

در روش های دیاگرام فازی با استفاده از مولفه های حقیقی و موهومی میدان الکترومغناطیس در هر فرکانس می توان فاز^۶ و دامنه^۷ را بدست آورد و سپس با داشتن پارامترهایی نظیر ارتفاع پرنده از سطح زمین

1 - Resistivity
2 - Apparent depth
3 - Resistivity-Depth Sections
4 - Phasor diagram
5 - Inverse modeling
6 - Phase
7 - Amplitude

و ... و به کمک دسته منحنی‌هایی خاص که دیاگرام فازی خوانده می‌شوند؛ مقادیر مقاومت‌ویژه و عمق

قرارگیری توده مدفون را تخمین زد [Huang & Fraser, 1996].

اما در روش‌های مدل‌سازی معکوس که امروزه و با توجه به بهره‌گیری از رایانه‌های پرسرعت رونق

ویژه‌ای یافته‌اند، به کمک دو الگوریتم مهم شامل روش‌های تبدیل سریع (مدل‌سازی مستقیم) و روش‌های

پیچیده تکرار محاسبات، تغییرات مقاومت‌ویژه و عمق قرارگیری توده‌های زیرسطحی مورد بررسی قرار

می‌گیرند [Fugro, 2003, Tølbøll, R.J., & Christensen, N.B., 2006]. روش‌های تبدیل دارای این

ویژگی هستند که نتیجه مدل‌سازی به یک جواب یکتا (پارامترهای خروجی) منتهی می‌شود. اما نقص کلی

این روش‌ها را می‌توان عدم قطعیت کامل نتایج حاصل عنوان نمود. حال آن که در تمامی روش‌های

مدل‌سازی با تکرار محاسبات، ابتدا لازم است یک مدل اولیه تعریف شود و برای انجام مراحل بعدی مورد

استفاده قرار گیرد. سپس با محاسبه پاسخ مدل با مدل‌سازی پیشرو^۱، عمل برازش بصورت تکراری و با

استفاده از روش کمترین مربعات انجام شود. در عمل به دلیل وجود نوفه در داده‌های صحرایی، نتیجه

مدل‌سازی معکوس یکتا نخواهد بود.

به عبارت دیگر در این روش‌ها می‌توان مدل‌های زیادی را بدست آورد که پاسخ آنها از انطباق

خوبی با داده‌های صحرایی برخوردار باشند، بنابراین مساله اصلی یافتن مناسب‌ترین مدل از بین مجموعه

مدل‌های حاصل است که با واقعیت‌های زمین‌شناسی سازگار باشد و با فیزیک روش و محدودیت‌های آن در

تطابق باشد. این مساله کار دشواری است که تنها با در دست داشتن اطلاعات جنبی دیگری مانند داده‌های

حفاری، ژئوشیمی و ... امکان‌پذیر خواهد بود. اما از مزایای روش‌های مدل‌سازی معکوس با تکرار محاسبات،

1 - Forward Modeling

می‌توان به قدرت تفکیک بالای پارامترهای خروجی در آنها اشاره نمود [Huang & Fraser, 2003].

در این تحقیق، روش مدل‌سازی مورد استفاده روش تبدیل مستقیم داده‌هاست. لذا در ادامه بحث

تنها به آن اشاره می‌شود.

۱-۳- سابقه تحقیق مدل‌سازی مستقیم داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری

همزمان با کاربردی شدن روش‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، تعبیر و تفسیر

داده‌های مربوط به این برداشت‌ها نیز مطرح شدند. نخستین روش‌های مربوط به این امر به سال ۱۹۶۷ بر

می‌گردد که برای نخستین بار فرسخت^۱ با استفاده از منحنی‌های خاص ابداعی، به محاسبه مقاومت‌ویژه و

عمق قرارگیری توده‌های زیرسطحی برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس پرداخت

[Frischnecht, 1967]. لازم به توضیح است که استفاده از منحنی‌های مذکور تنها امکان محاسبه

پارامترهای مرتبط با مدل‌های بسیار ساده را ممکن می‌ساخت. در این روش تعیین پارامترها در ارتباط

مستقیم با تجربه و تبحر کاربر است؛ لذا امکان ورود خطا در نتایج بالاست. دیگر این که در این زمان

نقشه‌های مقاومت‌سنجی^۲ به عنوان ابزار تعبیر و تفسیر نتایج برداشت مورد استفاده بودند و نتایج حاصل از

داده‌ها تنها به صورت یک پلان یا تصویر نشان داده می‌شدند.

بیش از یک دهه سپری شد تا این که انقلاب بزرگی در محاسبه و مدل‌سازی داده‌های

الکترومغناطیس هلیکوپتری رخ داد. در سال ۱۹۷۸ برای نخستین بار فریزر^۳ الگوریتمی با نام

الگوریتم مقاومت‌ویژه نیم‌فضای لایه کاذب^۴ (شبه لایه‌ای) را ارائه نمود [Fraser, 1978]. ناگفته

1 -Frischnecht

2 - Resistivity mapping

3 - Fraser

4 - Pseudo layer half- space

نماند که در همین سال فریزر الگوریتم نیم‌فضای همگن را نیز ابداع نمود. در این الگوریتم زمین مورد مطالعه همگن فرض شده است و در آن طی انجام محاسباتی با استفاده از ارتفاع اندازه‌گیری شده توسط پرنده و مقادیر دامنه میدان ثبت شده و به کمک روابط و جداولی که پیش از این توسط فرسخت ارائه شده بود؛ نمودارهایی برای محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های مختلف برداشت، بدست می‌آید. محاسبات مربوط به این الگوریتم ساده و اجرای آن بسیار سریع است. از سوی دیگر این الگوریتم تخمین کارآمد و نسبتاً دقیقی از مقاومت‌ویژه زمین ارائه می‌نماید. اگر فرض زمین همگن درست باشد، مقاومت‌ویژه ظاهری بدست آمده از این الگوریتم به مقاومت‌ویژه واقعی زمین بسیار نزدیک خواهد بود. هرچند زمین معمولاً دارای ساختاری غیر همگن و در بسیاری موارد لایه‌ای بوده و تغییرات منطقه‌ای مقاومت‌ویژه نیز در آن وجود دارد [Huang & Fraser, 2003].

یکی از مهمترین مشکلات در برداشت‌های هوابرد، مساله صحت اندازه‌گیری ارتفاع است. خطای اندازه‌گیری ارتفاع وقتی رخ می‌دهد که موانعی بر سر راه برداشت وجود داشته باشد. مثلاً پوشش گیاهی منطقه برداشت متراکم (مثل جنگل‌های انبوه) باشد؛ یا اینکه برداشت‌ها در مناطق شهری با ساختمان‌ها و تاسیسات متراکم انجام شود. در این صورت ارتفاع‌سنج گمان می‌کند که نوک درختان و سقف ساختمان‌ها و تاسیسات، سطح زمین است و ارتفاع نادرستی ثبت می‌شود. لذا با استفاده از این الگوریتم، مقادیر نادرستی از مقاومت‌ویژه ظاهری نسبت به مقادیر واقعی آن ثبت می‌شود؛ که نادرست است. دیگر این که در روش‌هایی که از مقادیر شدت دامنه و ارتفاع پرواز استفاده می‌کنند، مشکل از دست رفتن سیگنال‌های همفاز ضعیف مربوط به توده‌های عمیق وجود دارد [Fugro, 2003].

به منظور رهایی از مشکلات موجود در الگوریتم نیم‌فضای همگن، فریزر در همان سال ۱۹۷۸ الگوریتم نیم‌فضای لایه کاذب را ابداع نمود. علت این نام‌گذاری آن است که در این الگوریتم اختلاف بین ارتفاع ظاهری^۱ و ارتفاع واقعی، لایه کاذب نامیده می‌شود و نشان دهنده اختلاف بین زمین‌شناسی واقعی و مدل نیم‌فضای همگن است. این الگوریتم از فاز و دامنه به عنوان ورودی روش مدل‌سازی استفاده می‌کند و خروجی آن مقاومت‌ویژه ظاهری و ارتفاع ظاهری سیستم از سطح نیم‌فضای همگن است. برای استفاده از این الگوریتم در عمل با استفاده از مقادیر زاویه فاز و دامنه و به کمک روابط و جداولی که توسط فرشنخت ارائه شده است؛ نمودارهایی برای محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری و ارتفاع ظاهری مربوط به فرکانس‌های مختلف برداشت، بدست می‌آید. از مزایای مهم این الگوریتم علاوه بر عدم نیاز به ارتفاع پرنده از زمین، این است که زاویه فاز نسبت به سیگنال‌های اهداف رسانی عمیق (پاسخ‌های ضعیف) بیشترین حساسیت را دارد. حال آنکه در الگوریتم‌هایی نظیر الگوریتم نیم‌فضای همگن، که محاسبات آنها بر پایه ارتفاع و شدت دامنه قرار دارد، حساسیت کمتری نسبت اهداف عمیق‌تر وجود دارد [Huang & Fraser, 2003]. اما از معایب بزرگ این الگوریتم آن است که در شرایط وجود روباره‌رسانا، همبستگی زیادی بین ضخامت واقعی لایه‌رسانا و عمق محاسبه شده بوسیله این روش وجود ندارد [Fugro, 2003].

ده سال پس از ابداع الگوریتم نیم‌فضای لایه کاذب یعنی در سال ۱۹۸۸، سنگپیل^۲ الگوریتم توسعه یافته عمق مرکزی^۳ را ابداع نمود [Sengpiel, 1988]. در این روش که از مزایای الگوریتم نیم‌فضای لایه کاذب نیز استفاده شده است؛ چنانچه بازه فرکانس مورد استفاده وسیع باشد؛ تابع تعریف شده در مساله می‌تواند تقریب همواری از توزیع واقعی مقاومت‌ویژه زمین را نسبت به عمق نشان دهد. از ویژگی‌های بارز

1 - Apparent altitude

2 - Sengpiel

3 - Centroid depth

این روش علاوه بر سرعت بالا و عدم حساسیت نسبت به نویز موجود در داده‌های خام، عدم نیاز آن به حدس یک مدل اولیه برای فراهم نمودن مقطع تقریبی از تغییرات مقاومت‌ویژه در طول پروفیل مورد نظر می‌باشد. اما این روش از یک محدودیت جدی نیز رنج می‌برد و آن این است که در این روش اساساً عمق اکتشاف کمتر از مقدار واقعی اندازه‌گیری شده است [Huang & Fraser, 1996].

روند تغییر، تحول و بهبود در این مسیر ادامه یافت و در چندین مرکز تحقیقاتی دنیا موضوع پیگیری شد اما مهمترین و موثرترین این تغییرات به سوی فریزر و شاگرد ایشان هوانگ^۱ و نیز سنگپیل و همکار ایشان سیمون^۲ معطوف بود. به نوعی که ایشان تحقیقات را ادامه دادند و هر کدام تا حدودی به تصحیح نقاط ضعف مترتب بر روش‌های پیشین پرداختند.

هوانگ و فریزر در سال ۱۹۹۶ برای محاسبه مقاومت‌ویژه و عمق مربوطه از روی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، به تعریف پارامتر جدیدی با نام عمق موثر^۳ که خود تابعی از عمق پوسته و عمق ظاهری بود پرداختند [Huang & Fraser, 1996]. در عمل مقاومت‌ویژه از الگوریتم نیم‌فضای لایه کاذب محاسبه می‌شود و به دلیل آن که مقاومت‌ویژه با عمق تغییر می‌کند؛ لذا مقاومت‌ویژه ظاهری حاصل از مدل نیم‌فضا به عنوان یک میانگین غیرخطی از مقاومت‌ویژه‌های مواد بالاتر تا عمق موثر در نظر گرفته می‌شود و با روابط خاصی که ابداع شده است، مقادیر مقاومت‌ویژه و عمق‌های مربوطه محاسبه می‌شوند. به نظر می‌رسد دقت و عمق اکتشاف این روش نسبت به روش سنگپیل بیشتر باشد و رساناهای عمیق‌تر را بهتر می‌تواند آشکار سازد. همچنین در این روش با پردازش خاصی که بر روی داده‌ها انجام می‌شود؛ تاثیر

1 - Huang

2 - Siemon

3 - Effective depth

لایه‌های سطحی از نتایج حاصل از لایه‌های عمیق‌تر، حذف می‌شود. اما از معایب این روش می‌توان به حجم بسیار زیاد محاسبات لازم برای رسیدن به نتیجه و سرعت اندک آن اشاره نمود [Fugro, 2003].

سیمون نخستین بار در سال ۱۹۹۷ برای محاسبه عمق مرکزی، رابطه عمق مرکزی سنگپیل را بهبود بخشید و بدین طریق عمق اکتشاف را به گونه‌ای تصحیح نمود که از پارامتر ابداعی سنگپیل دقیق‌تر بود [Siemon, 1997].

در همین سال (۱۹۹۷)، سیمون با دیفرانسیل‌گیری فاز بر حسب فرکانس داده‌های الکترومغناطیس هوابرد حوزه فرکانس، به محاسبه مقاومت‌ویژه و عمق مربوطه پرداخت [Siemon, 1997]. اساس این روش به روش مگنتوتلوریک باز می‌گردد. هر چند به واسطه تفاوت‌های موجود میان این دو روش اعمال تغییرات زیادی برای کاربردی شدن آن لازم بوده است. از آنجا که در عمل از تبدیل نیبلت-بوستیک^۱ [Jones, 1983] برای استفاده از این روش استفاده شده است؛ لذا به این نام خوانده می‌شود [Siemon, 1997]. قابل توجه این که انجام دیفرانسیل‌گیری فاز نسبت به فرکانس، سبب حساسیت بیشتر در تعیین عمق می‌شود و این موضوع ضمن بررسی روابط مربوط به این روش و سایر روش‌های موجود به خوبی مشهود است. دیگر این که در این روش نیازی به ارتفاع پرنده (که معمولاً دقیق نیست) به عنوان داده ورودی نمی‌باشد [Siemon, 1997]. از معایب این روش می‌توان به نیاز آن به مدل اولیه به عنوان ورودی اشاره نمود.

1 - Niblett- Bostick

باز هم سیمون در سال ۱۹۹۷ روشی را با نام روش بهبود یافته سیمون ابداع نمود. به علت حساسیت بیشتر این روش در تباین عمقی مقاومت‌ویژه نسبت به روش قبلی سیمون، از آن به عنوان یک روش بهبودیافته یاد می‌شود [Siemon, 1997]. ایده اصلی برای اجرای این روش نیز از روش مگنتوتلوریگ گرفته شده است. در این روش برای محاسبه مقاومت‌ویژه از نسبت مولفه‌های حقیقی به موهومی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری و ارتفاع پرواز استفاده می‌شود. در نهایت با وجود آن که در این روش منحنی‌های تغییرات مقاومت‌ویژه نسبت به عمق دقیق‌تر از روش‌های معمول است؛ اما دو اشکال اساسی نیز در این روش وجود دارد. نخست آن که این روش بیش از حد به مقاومت‌ویژه لایه‌های همگن خیلی ضخیم عمقی تمایل دارد. دیگر اینکه به مقدار دقیق ارتفاع پرنده از زمین نیازمند است.

۴-۱- ضرورت مطالعه حاضر و هدف تحقیق

خوشبختانه چند سالی است که امکان انجام برداشت‌های الکترومغناطیس هوابرد در کشور ما نیز به عنوان تنها کشور خاورمیانه، با فراهم آمدن تجهیزات نوین برداشت هوابرد برای سه روش الکترومغناطیس، مغناطیس و رادیومتری فراهم شده است.

با توجه به جوان بودن بررسی‌های زمین‌شناسی در کشور، وسعت زیاد آن، تنوع بسیار مواد معدنی، لزوم انجام شتابان فعالیت‌های زیربنایی و بدلیل تنوع و قابلیت‌های مختلف برداشت‌های الکترومغناطیس هوابرد، اهمیت بکارگیری این روش‌ها هر روز بیش از پیش قابل درک است.

از سوی دیگر به منظور بهره‌مندی از نتایج برداشت‌های حجیم الکترومغناطیس هوابرد و با توجه به محدودیت‌های موجود در روش‌های متداول مدل‌سازی، که در بخش قبل به چند مورد آنها اشاره شد؛ لازم است روشی جدید و بهبودیافته برای مدل‌سازی داده‌های این روش ارائه شود. چرا که با بررسی نتایج حاصل

از روش‌های مختلف مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، به وضوح مشاهده می‌شود که متاسفانه تاکنون روشی که بتواند عمق قرارگیری لایه یا توده زیرسطحی و مقاومت‌ویژه مرتبط با آنرا بدرستی مشخص نماید؛ ابداع نشده و در روش‌های مدل‌سازی موجود در این مورد اختلاف زیادی وجود دارد. لذا در این حوزه محل تحقیق بیشتری برای رسیدن به نتایج دقیق‌تر وجود دارد.

با توجه به آنچه که پیرامون روش‌های مختلف مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس ذکر شد؛ چندین سوال اساسی زیر به ذهن می‌رسد که جای بررسی بیشتری دارد و در ادامه مطرح می‌شوند.

• آیا می‌توان با استفاده از روش‌های موجود معکوس‌سازی تبدیل مستقیم داده‌ها به یک مدل‌سازی مطمئن و کامل رسید؟

• آیا با ترکیب روابط مختلف موجود در روش‌های تبدیل مستقیم داده‌ها می‌توان به عمق و مقاومت‌ویژه واقعی نزدیک‌تر شد؟

• آیا امکان ارائه روشی جدید برای معکوس‌سازی تبدیل مستقیم داده‌ها وجود دارد؟

• در روش‌های مختلف معکوس‌سازی تبدیل مستقیم داده‌ها، عمق پوسته نقش مهمی در تشخیص عمق نفوذ دارد. آیا با تعریف، تغییر و تحلیل مجدد این پارامتر، می‌توان نتایج مدل‌سازی را بهبود بخشید؟

• آیا می‌توان به جای روش‌های موجود، از روش تبدیل سریع‌تری در انجام محاسبات برای مدل‌سازی حجم زیاد داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری استفاده نمود؟

بطور کلی اهداف اصلی تحقیق حاضر را می‌توان به شرح ذیل عنوان نمود:

(۱) قبل از معرفی هرگونه روش جدید مدل‌سازی و به دلیل عدم دسترسی به برنامه‌های رایانه‌ای لازم

برای انجام این مهم، سعی بر آنست تا در مرحله نخست با شناسایی کامل چند روش معتبر موجود، نسبت به تهیه الگوریتم و نگارش برنامه رایانه‌ای آنها اقدام گردد تا در مراحل بعدی از این برنامه‌های تهیه شده به منظور ارزیابی توانمندی‌های روش جدید معرفی شده در این پایان‌نامه استفاده شود.

۲) هدف دیگر مطالعه، ارائه روشی بهبودیافته در مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس است. چرا که بهبود نتایج در این بخش، به بهبود نتایج در مدل‌سازی معکوس خواهد انجامید.

۳) در ادامه هدف آن است تا روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس ارائه شود تا بتواند حداقل بخشی از مشکلات روش‌های موجود را برطرف سازد و علاوه بر آن عمق و مقاومت ویژه اهداف زیر سطحی را دقیق‌تر محاسبه نماید. در این میان استفاده از روش‌های معکوس با تکرار محاسبات چندان مورد توجه نیست؛ چرا که این روش‌ها علی‌رغم دقت بالا، به علت حجم بسیار زیاد اطلاعات برداشت، از انجام مدل‌سازی برای کل داده‌ها به طور همزمان ناتوانند و در عمل برای مدل‌سازی داده‌های قسمتی از یک خط پرواز استفاده می‌شوند. از سوی دیگر با وجود پیشرفت‌های قابل توجهی که در تجهیزات و امکانات برداشت پیش‌بینی شده؛ هنوز هم داده‌های برداشت شده حاوی نوفه بالایی هستند؛ که متأسفانه عمده روش‌های مدل‌سازی معکوس با تکرار محاسبات، در برابر داده‌های با نوفه حساسیت داشته و به یک جواب منحصر به فرد و قابل قبول نمی‌رسند. لذا سعی بر آنست تا از یک روش معکوس‌سازی بهبود یافته، با تبدیل مستقیم داده‌ها استفاده شود.

۴) یکی دیگر از اهداف این تحقیق، افزایش سرعت محاسبات در فرآیند معکوس‌سازی می‌باشد. تقریباً در تمامی روش‌های تبدیل مستقیم، به منظور تحلیل عددی تابع تبدیل، از روش هنکل سریع استفاده شده

است. حال تلاش بر آن است تا با تغییر در تعداد ضرایب مورد استفاده سرعت انجام محاسبات افزایش یابد.

۵-۱- روش تحقیق

برای انجام این تحقیق نخست با درک اصول و مبانی روش اکتشاف الکترومغناطیس، با تاکید بر روش‌های هوابرد و ضمن شناسایی روابط ریاضی و فیزیکی حاکم بر داده‌های اندازه‌گیری شده و پارامترهای مدل (زمین مورد مطالعه)، روش‌های مدل‌سازی پیشرو و معکوس مورد مطالعه قرار می‌گیرند. پس از آن، با ارائه مدل‌های مصنوعی که در تطابق با واقعیت‌های زمین‌شناسی باشند و با افزودن نوفه‌های تصادفی به بررسی عملکرد روش‌های مدل‌سازی پیشرو (به عنوان هسته مدل‌سازی معکوس) پرداخته و سعی خواهد شد تا ضمن شناسایی معایب روش‌های موجود، روشی بهبودیافته برای مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری معرفی شود. آنگاه توانمندی‌های آن با دیگر روش‌ها مورد مقایسه قرار گیرد. در گام بعدی با مطالعه روش‌های رایج مدل‌سازی معکوس علی‌الخصوص روش‌های مدل‌سازی با تبدیل مستقیم داده‌ها، سعی خواهد شد تا با تهیه الگوریتم‌ها، برنامه‌های مورد نیاز برای مدل‌سازی چند روش معتبر برای انجام مقایسات بعدی تهیه شوند.

پس از این مرحله و ضمن شناسایی نقاط ضعف و قوت روش‌های موجود، تلاش خواهد شد تا روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس تبدیل مستقیم ارائه شود که بتواند بخشی از نواقص و کاستی‌های روش‌های فوق‌الذکر را به منظور رسیدن به مدل‌های دقیق‌تری از ساختارهای زیرسطحی، مرتفع نماید.

در ادامه سعی خواهد شد تا با استفاده از داده‌های مصنوعی (تولید شده به کمک برنامه مدل‌سازی پیشرو بهبودیافته ابداعی) و داده‌های واقعی، عملکرد روش جدید مدل‌سازی معکوس مورد بررسی بیشتری قرار گیرد و نتایج آن با نتایج دیگر روش‌های موجود مدل‌سازی که کدهای آنها نیز توسط نگارنده تهیه

شدند و همچنین سایر برنامه‌های تجاری و تلفیق با دیگر اطلاعات اکتشافی مورد مقایسه قرار گیرند.

۱-۶- ساختار پایان‌نامه

از آنجا که هدف اصلی در این رساله ارائه روشی بهبودیافته برای مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس است، لذا در فصل اول ضمن اشاره‌ای مختصر به مباحث الکترومغناطیس، الکترومغناطیس هوابرد، روش‌های مدل‌سازی داده‌های مذکور و تاریخچه آن، مزایا و معایب این روش‌ها شناسایی و ضرورت‌ها و اهداف انجام این تحقیق تشریح شده‌اند.

در فصل دوم اصول فیزیکی مربوط به چگونگی ایجاد و انتشار میدان الکترومغناطیس همراه با معادلات مربوطه مورد بحث قرار خواهد گرفت. همچنین این معادلات برای سیستم‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، همراه با شرح چگونگی قرارگیری سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده برای حالات مختلف زمین بررسی خواهند شد.

در فصل سوم مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری مورد بحث قرار می‌گیرد. در این فصل چگونگی حل انتگرال القاء الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس با روش‌های متعددی تشریح خواهد شد. همچنین در ادامه روشی بهبود یافته برای مدل‌سازی پیشرو معرفی شده و نیز راهی برای حل سریع‌تر انتگرال فوق‌الذکر ارائه خواهد شد.

پس از آن و در فصل چهارم ضمن بررسی روش‌های مختلف مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، به مزایا و معایب این روش‌ها اشاره نموده و همچنین کدهای رایانه‌ای هر کدام از این روش‌ها برای استفاده‌های بعدی نوشته می‌شوند. در ادامه بحث با توجه به مزایا و معایب روش‌های موجود، ارائه روشی جدید و بهبودیافته که بخشی از مشکلات روش‌های فوق را برطرف

نماید مورد بررسی قرار می‌گیرد.

در فصل پنجم عملکرد روش معرفی شده برای مدل‌سازی معکوس با داده‌های واقعی الکترومغناطیس هلیکوپتری ناحیه باریکا که در غرب ایران و در استان کردستان واقع شده است؛ مورد آزمون قرار می‌گیرد و نتایج حاصل با داده‌های موجود زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، معدنی، دیگر داده‌های ژئوفیزیکی و همچنین نتایج دیگر روش‌های مدل‌سازی مورد مقایسه قرار خواهند گرفت.

در نهایت فصل ششم به نتیجه‌گیری از تحقیقات و یافته‌های حاصل از انجام این رساله اختصاص دارد و همراه با ارائه چند پیشنهاد برای تحقیق بیشتر، خاتمه می‌یابد.

فصل دوم

مبانی و برداشت روش‌های اکتشاف الکترومغناطیسی

اساس مطالعات روش‌های مختلف الکترومغناطیس بررسی رفتار زمین در مقابل انتشار امواج الکترومغناطیس می‌باشد. در تمامی این روش‌ها، فرستنده، گیرنده و توده هادی مدفون، در یک تعامل سه‌جانبه با میدان الکترومغناطیسی قرار دارند. جریان‌های الکتریکی در داخل توده‌های هادی در نتیجه القای الکترومغناطیس به وجود می‌آیند. عموماً در این روش‌ها، منبع میدان‌های ثانویه از طریق القا در داخل زمین ایجاد می‌شود و در نهایت گیرنده عمدتاً پاسخ القایی را دریافت می‌کند. از آنجا که القای جریان الکتریکی توسط مولفه مغناطیسی میدان الکترومغناطیس اولیه^۱ انجام می‌شود؛ لذا نیازی هم به تماس مستقیم فرستنده و گیرنده با زمین نیست. از این نظر اجرای آن خیلی سریع‌تر از روش‌های الکتریکی است [Nabighian, 1996].

منبع انتشار امواج الکترومغناطیس اولیه می‌تواند به صورت غیرفعال و با بهره‌گیری از سیگنال‌های طبیعی زمین (نظیر مگنتوتلوریک)؛ یا به صورت فعال، درجایی که یک فرستنده مصنوعی در نزدیکی محل برداشت نصب می‌شود، باشد. حوزه کاربری این روش‌ها نیز زمین، هوا، دریا و درون گمانه است [Nabighian, 1996].

در تمامی روش‌های الکترومغناطیس حوزه فرکانس، امواج الکترومغناطیسی (طبیعی یا مصنوعی) با فرکانس‌های مختلف از هوا، سطح زمین، درون گمانه‌ها یا داخل دریا به درون زمین ارسال می‌شود. آنگاه بر اساس قانون القا جریان‌های گردابی در توده‌های رسانای داخل زمین یا هر نقطه در درون زمین که دارای ناهمگنی الکتریکی باشد، ایجاد می‌شود؛ که در نهایت این فرآیند به تولید میدان‌های ثانویه قابل ثبت در دستگاه‌های گیرنده امواج الکترومغناطیسی ختم می‌شود.

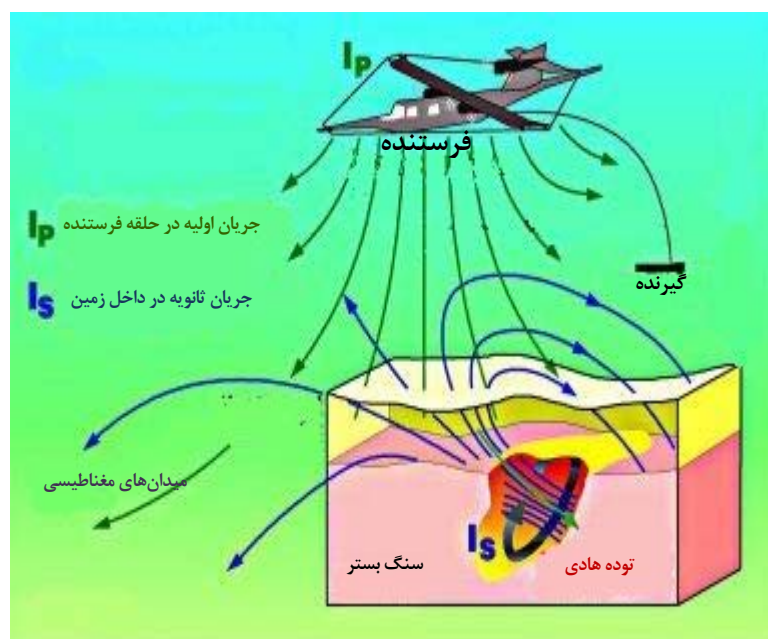
1 - Primary field

در عمل آنچه اندازه‌گیری می‌شود، بسته به نوع برداشت و روش تفسیر متفاوت است. به عنوان مثال در برخی از روش‌ها زاویه شیب بردار برآیند میدان ثانویه الکترومغناطیسی و میدان اولیه نسبت به سطح افق محاسبه شده آنگاه با رسم نمودارهای زاویه شیب به مطالعه محل قرارگیری آنومالی‌های مورد نظر و تعبیر و تفسیر کیفی و نیمه کمی نتایج حاصل می‌پردازند. در روش دیگری به جبران یا حذف میدان اولیه الکترومغناطیس در گیرنده پرداخته و تنها مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه ثبت می‌شوند. در برخی حالات نیز نسبت اندازه میدان ثانویه به میدان اولیه و نیز اختلاف فاز میدان ثانویه به اولیه اندازه‌گیری شده و به صورت نمودارهای متعددی برای تفسیرهای بعدی ارائه می‌شوند. اما آنچه مهم است این که در تمامی حالات، اصل بر انتشار میدان الکترومغناطیس به داخل زمین، القا جریان در درون توده‌های زیرسطحی و سپس شکل‌گیری میدان الکترومغناطیسی ثانویه و ثبت آن در گیرنده است. از این رو در نظر است اصول فیزیکی مربوط به چگونگی ایجاد و انتشار میدان الکترومغناطیس همراه با معادلات مربوطه مورد بحث قرار گیرد. به علاوه این که با توجه به موضوع رساله، روابط فوق‌الذکر برای سیستم‌های الکترومغناطیس هیلکوپتری حوزه فرکانس مورد استفاده همراه با شرح چگونگی قرارگیری سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده و فرکانس‌های مورد استفاده به منظور بنای ساختاری برای استفاده در فصول بعدی، به تفصیل برای حالات مختلف زمین مورد مطالعه مورد بحث قرار می‌گیرند.

۲-۲- مبانی فیزیکی روش‌های الکترومغناطیسی

اساس این روش‌ها، ایجاد و ارسال یک میدان الکترومغناطیس (میدان اولیه) به وسیله یک یا چند فرستنده به داخل زمین و دریافت و اندازه‌گیری میدان الکترومغناطیس ثانویه ناشی از آن توسط یک یا چند گیرنده است. بسته به نوع روش الکترومغناطیس، وضعیت قرارگیری و جدایش فرستنده و گیرنده نسبت به

یکدیگر می‌تواند متفاوت باشد. معمولاً سیستم‌های فرستنده و گیرنده از سیم‌پیچ‌های با چندین دور سیم تشکیل می‌شوند. در نهایت مستقل از روش بکار رفته، توزیع مقاومت ویژه نسبت به عمق بدست خواهد آمد [Dobrin & Savit, 1988]. شکل (۱-۲) نشانگر چگونگی ارسال میدان الکترومغناطیس به درون زمین و پاسخ توده مدفون هادی به میدان اولیه و نحوه تشکیل میدان ثانویه است.



شکل ۱-۲: پاسخ توده مدفون هادی به میدان اولیه الکترومغناطیس [After Spies, 2001]

به منظور فهم درستی از چگونگی انتشار، القا و تضعیف امواج الکترومغناطیس در درون زمین و هوا، لازم است بحث با معادلات ماکسول که نشانگر رفتار امواج الکترومغناطیس در محیط‌های مادی و غیر مادی است ادامه یابد؛ لذا در ادامه مختصری پیرامون چگونگی بدست آوردن و ارتباط بین این معادلات بحث خواهد شد.

۱-۲-۲- تئوری مدار، القای متقابل^۱ و خودالقایی^۲

آمپر^۱ نیروی بین دو حلقه حاوی جریان الکتریکی را به صورت رابطه (۱-۲) محاسبه نمود.

1 - Mutual inductance
2 - Self inductance

$$\vec{F}_{ab} = \frac{\mu_0}{4\pi} I_a I_b \oint_a \oint_b \frac{d\vec{\ell}_b \times (d\vec{\ell}_a \times \vec{r}_l)}{r^2} \quad (1-2)$$

که در آن، $d\vec{\ell}_a$ و $d\vec{\ell}_b$ به ترتیب المان‌های طولی حلقه‌های a و b ، r فاصله بین این دو المان، $\vec{r}_l$ بردار یکه در امتداد خط واصل بین این دو المان و μ_0 تراوایی مغناطیسی^۲ خلاء (فضای آزاد) است. حال اگر این نیرو، از طرف حلقه a بر حلقه b اعمال شود؛ رابطه (۱-۲) به صورت رابطه زیر بازنویسی می‌شود [Reitz et al, 1993]:

$$\vec{F}_{ab} = I_b \oint_b d\vec{\ell}_b \times \left[\frac{\mu_0}{4\pi} I_a \oint_a \frac{(d\vec{\ell}_a \times \vec{r}_l)}{r^2} \right] \quad (2-2)$$

عبارت داخل کروشه خاصیتی مربوط به حلقه a است؛ که با تاثیر بر حلقه b ، باعث وارد آمدن نیرویی بر آن می‌شود. می‌توان این عامل را به صورت یک میدان تعریف نمود. نیروی وارد بر المان جریان، از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$d\vec{F}_b = I_b d\vec{\ell}_b \times \vec{B} \quad (3-2)$$

میدان B توسط بیوساوار^۳ القای مغناطیسی^۴ نامیده شد؛ که برای یک توزیع حجمی، با

چگالی جریان $\vec{J}$ ، از رابطه (۴-۲) قابل محاسبه است [Reitz et al, 1993].

$$\vec{B} = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{\vec{J} \times \vec{r}_l}{r^2} dV \quad (4-2)$$

کرل $\vec{B}$ نیز برابر است با:

$$\nabla \times \vec{B} = \mu_0 \vec{J} \quad (5-2)$$

در این صورت این رابطه، فرم دیفرانسیلی قانون آمپر^۵ خوانده می‌شود. اما شار مغناطیسی (Φ)

1 - Ampere
2 - Magnetic Suseptibility
3 - Biot and Savart
4 - Magnetic induction
5 - Ampere's Law

گذرنده از حلقه دوم با انتگرال گیری از مولفه عمود بر سطح میدان مغناطیسی ($\vec{B}$) (عمود بر سطح گذرنده از حلقه دوم) و از رابطه (۶-۲) بدست می آید:

$$\Phi_2 = \oint_{S_2} \vec{B} \cdot d\vec{s} \quad (۶-۲)$$

میدان مغناطیسی متغیر با زمان نیز، ضمن عبور از حلقه، یک نیروی محرکه القایی (emf) که مقدار آن با نرخ تغییرات شار مغناطیسی گذرنده از حلقه متناسب است؛ ایجاد می نماید [Reitz et al, 1993]. پس:

$$emf = \oint \vec{E} \cdot d\vec{\ell} = -\frac{\partial \Phi}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial t} \oint_{S_2} \vec{B} \cdot d\vec{s} \quad (۷-۲)$$

در این رابطه، $\vec{E}$ بردار شدت میدان الکتریکی $d\vec{\ell}$ المان طول در امتداد مدار و t زمان است. اما بردار چگالی شار مغناطیسی گذرنده از حلقه دوم ($\vec{B}$) با جریان گذرنده از حلقه اول، متناسب است. پس می توان $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ را با استفاده از قاعده زنجیر^۱ (قاعده زنجیره ای مشتق) به صورت $\frac{d\Phi_2}{dI_1} \cdot \frac{dI_1}{dt}$ نوشت. برای هر مدار دلخواه، مقدار $\frac{d\Phi_2}{dI_1}$ ثابت و القای متقابل M_{12} بین حلقه اول و دوم خوانده می شود [Telford et al, 1990]. لذا:

$$M_{12} = \frac{\Phi}{I_2} = \int_{S_1} \frac{\vec{B}_2 \cdot d\vec{s}_1}{I_2} = \int_{S_1} \frac{\nabla \times \vec{A}_2 \cdot d\vec{s}_1}{I_2} = \oint_{C_1} \frac{\vec{A}_2 \cdot d\vec{l}_a}{I_2} \quad (۸-۲)$$

که در آن، S_1 یک سطح محدود بر روی سطح بسته C_1 است. حال می توان به کمک قانون بیوساوار،

به حالت کلی فرمول نیومن^۲ برای القای متقابل رسید:

$$M_{12} = \oint \frac{\vec{A}_2 \cdot d\vec{l}_a}{I_2} = \frac{\mu}{4\pi} \oint \oint \frac{d\vec{l}_a \cdot d\vec{l}_b}{r} = \frac{\mu}{4\pi} \oint \oint \frac{\cos \theta}{r} d\vec{l}_a \cdot d\vec{l}_b \quad (۹-۲)$$

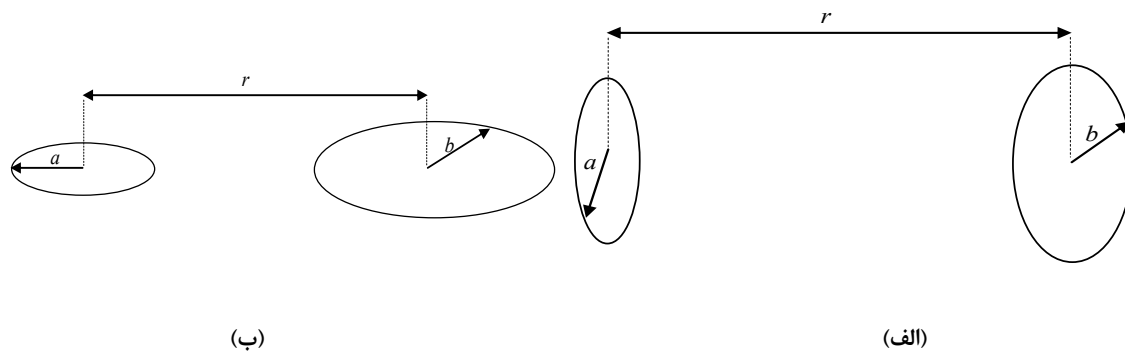
در این رابطه θ زاویه بین عناصر طول دو مدار است. حل این معادله در حالت کلی بسیار

1 - Chain rule
2 - Neumann formula

دشوار است؛ لذا در بسیاری موارد برای بدست آوردن پاسخ، لازم است انتگرال گیری عددی انجام شود. هر چند برای چند مدار با شکل و هندسه ساده، حل تحلیلی آن نیز ارائه شده است. به عنوان مثال برای دو حلقه دایره‌ای هم‌محور^۱ قائم با شعاع‌های a و b و با فاصله r از هم (شکل ۲-۲ الف)، مقدار القای متقابل برای وقتی که فاصله دو حلقه از یکدیگر بیش از ده برابر شعاع

هر یک از دو حلقه باشد، برابر است با [Telford et al, 1990]:

$$M = \frac{0.2\pi a^2 \pi b^2}{r^3} \approx \frac{2a^2 b^2}{r^3} \quad (۱۰-۲)$$



شکل ۲-۲: شمایی از دو سری حلقه هم‌محور قائم و هم‌صفحه افقی برای محاسبه القای متقابل در آنها
[After Telford et al, 1990]

همچنین برای برای دو حلقه دایره‌ای هم‌صفحه^۲ افقی با شعاع‌های a و b که فاصله مراکز آنها از یکدیگر r است (شکل ۲-۲ ب)، به شرط آنکه فاصله دو حلقه از یکدیگر خیلی بزرگتر

از شعاع هر کدام از حلقه‌ها باشد $r \gg a$ و $r \gg b$ ، داریم [Telford et al, 1990]:

$$M = -\frac{0.1\pi a^2 \pi b^2}{r^3} \approx -\frac{a^2 b^2}{r^3} \quad (۱۱-۲)$$

اما مقدار خودالقایی (L) در یک مدار نیز از رابطه زیر قابل محاسبه است [Telford et al, 1990]:

1 - Coaxial
2 - Coplanar

$$L = 0.2l[\ln(4l/r) - \chi] \quad (12-2)$$

در این رابطه l محیط مدار، r شعاع سیم مدار و χ ثابتی وابسته به شکل است که معمولاً دارای مقداری کمتر از ۳ است.

از سوی دیگر با استفاده از قضیه استوکس^۱ امکان رسیدن به شکل دیفرانسیلی قانون فاراده مطابق آنچه در رابطه زیر آمده است، وجود دارد [Reitz et al, 1993].

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad (13-2)$$

نکته درخور توجه اینکه، تئوری القای فاراده برای نشان دادن القای الکترومغناطیسی در فرکانس‌های کمتر از یک مگا هرتز و برای هادی‌های خوب معتبر است. چنانچه هدف اصلاح این رابطه برای بهره‌مندی از آن در سایر موارد باشد، لازم است اصلاحاتی در این رابطه اعمال شود که این مهم توسط ماکسول انجام شده است. ماکسول می‌گوید: نیروی محرکه‌القایی ثبت شده توسط فاراده، باید در همه محیط‌ها و از جمله در فضای آزاد^۲ (خلاء) نیز وجود داشته باشد. ضمن آن که این جریان بر نرخ تغییرات میدان الکتریکی نسبت به زمان نیز عمود است. به همین دلیل بردار جابجایی^۳ (D) تعریف شد که مقدار آن برای خلا از رابطه (۱۴-۲) بدست می‌آید:

$$D = \epsilon_0 \vec{E} \quad (14-2)$$

و مقدار آن در محیطی با ثابت دی‌الکتریک^۴ (C)، برابر است با:

$$D = C \epsilon_0 \vec{E} \quad (15-2)$$

1 - Stokes' Theorem

2 - Free space

3 - Displacement vector

4 - Dielectric constant

که در آنها، $\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12}$ ، ضریب گذردهی الکتریکی^۱ خلاء (فضای آزاد) نام دارد.

برای آن که جریان جابجایی^۲ $(\frac{\partial \vec{D}}{\partial t})$ ، نیز در قانون آمپر گنجانده شود، فرم تعمیم یافته قانون

آمپر به شکل رابطه زیر ارائه شد [Reitz et al, 1993].

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} = \vec{J} + \epsilon \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \quad (16-2)$$

حال امکان ارائه معادلات ماکسول در حوزه فرکانس، با وابستگی زمانی^۳ $(e^{i\omega t})$ و با شرط عدم

وجود بار حجمی؛ وجود دارد. لذا داریم:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + i\omega \vec{D} = (\sigma + i\omega \epsilon) \vec{E} \quad (\text{قانون آمپر}) \quad (17-2)$$

$$\nabla \times \vec{E} = -i\omega \mu \vec{H} \quad (\text{قانون فاراده}) \quad (18-2)$$

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad (\nabla \cdot \vec{H} = 0 \ \& \ \nabla \cdot \vec{E} = 0 \quad \text{if} \quad \mu = \text{cte}) \quad (19-2)$$

که در آنها، $\vec{H}$ شدت میدان مغناطیسی، $i = \sqrt{-1}$ مولفه مختلط، ω فرکانس زاویه‌ای^۴ و σ

رسانندگی است. حال با گرفتن کرل از طرفین قانون آمپر (رابطه ۱۷-۲) داریم:

$$\begin{aligned} \nabla \times \nabla \times \vec{H} &= \nabla \times (\vec{J} + i\omega \vec{D}) = (\sigma + i\omega \epsilon) \nabla \times \vec{E} \\ &= -i\omega \mu (\sigma + i\omega \epsilon) \vec{H} \\ &= (\omega^2 \mu \epsilon - i\omega \mu \sigma) \vec{H} \end{aligned} \quad (20-2)$$

از طرفی لاپلاسین یک تابع برداری بصورت گرادیان دیورژانس منهای کرل کرل آن بردار تعریف می‌شود؛

لذا داریم:

$$\nabla^2 \vec{H} = \nabla (\nabla \cdot \vec{H}) - \nabla \times \nabla \times \vec{H} \quad (21-2)$$

در رابطه (۱۹-۲) دیدیم که مقدار $\nabla \cdot \vec{H} = 0$ است؛ پس:

1 - permittivity
2 - Displacement current
3 - Time dependence
4 - Angular frequency

$$\nabla^2 \vec{H} + (\omega^2 \mu \varepsilon - i\omega \mu \sigma) \vec{H} = 0 \quad \text{یا} \quad \nabla^2 \vec{H} + \kappa^2 \vec{H} = 0 \quad (22-2)$$

این معادله، به معادله هلمهولتز^۱ معروف است و در آن پارامتر $\kappa = \omega^2 \mu \varepsilon - i\omega \mu \sigma$ ثابت پخش^۲ محیط نامیده می‌شود و مفهوم آن این است که، اگر دیورژانس و کرل یک بردار در کلیه نقاط فضا معلوم باشند؛ می‌توان این بردار را بطور کامل تعیین نمود. به عبارت دیگر، اگر منابع بوجود آورنده یک میدان معلوم باشند، آن میدان بطور کامل قابل محاسبه است [Telford et al, 1990].

قابل توجه این که در فرکانس‌های کمتر از یک مگاهرتز، مقادیر جریان‌های جابجایی اندک خواهد بود لذا می‌توان در این حالات از این جریان‌ها صرف‌نظر نمود. جالب‌تر آن که در اکتشافات ژئوفیزیکی بازه فرکانسی مورد استفاده نیز در بسیاری موارد کمتر از یک مگاهرتز است؛ لذا جریان‌های جابجایی قابل اغماض فرض می‌شوند. از سوی دیگر در محیط‌های خیلی مقاوم و با فرکانس‌های بالا؛ سهم جریان‌های رسانایی نیز قابل اغماض است و این مقدار برای خلاء که مقاومت‌ویژه آن بینهایت است؛ به صفر می‌رسد [Telford et al, 1990]. اما با توجه به قوانین آمپر و فاراده:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = i\omega \mu (\nabla \times \vec{H}) = i\omega \mu (\sigma E - i\varepsilon \omega E) \quad (23-2)$$

و با تعریف لاپلاسیان:

$$\nabla^2 \vec{E} = \nabla (\nabla \cdot \vec{E}) - \nabla \times \nabla \times \vec{E} \quad (24-2)$$

و نیز

$$\nabla (\nabla \cdot E) - \nabla^2 E = i\omega \mu (\sigma E - i\varepsilon \omega E) \quad (25-2)$$

1 - Helmholtz Equation
2 - Propagation constant

باز هم با استفاده از فرض رابطه (۲-۱۹)، $(\nabla \cdot \vec{E} = 0)$ داریم:

$$\nabla^2 \vec{E} + (\omega^2 \mu \epsilon - i \omega \mu \sigma) \vec{E} = 0 \quad \text{یا} \quad \nabla^2 \vec{E} + \kappa^2 \vec{E} = 0 \quad (2-26)$$

امواج در عبور از برخی محیط‌ها تضعیف می‌شوند؛ هرچند هنگام عبور از خلا این مساله رخ نمی‌دهد. بنابراین ماهیت امواج ارسالی از فرستنده واقع در بالای سطح زمین (نصب شده در داخل پرنده) در عبور از هوای آزاد نیز تغییر قابل توجهی تا رسیدن به زمین نمی‌کند و دچار تضعیف و تغییر نمی‌شود. از سوی دیگر به سادگی ثابت می‌شود که در سنگ‌های مقاوم، $\nabla^2 E \approx 0$ است. ضمن آن که امکان رسیدن به روابط مشابهی برای میدان الکتریکی نیز نظیر روابط میدان مغناطیسی وجود دارد. از آنجا فرض بر عدم وجود جریان‌های جابجایی است، لذا بخش حقیقی طرف راست معادله ناچیز فرض می‌شود؛ در نتیجه برای هوا و سنگ‌های مقاوم معادله هلمولتز به معادله لاپلاس تبدیل می‌شود [Telford et al, 1990] و داریم:

$$\nabla^2 E \approx 0 \quad \nabla^2 H \approx 0 \quad (2-27)$$

البته برای یک رسانای خوب قسمت موهومی روابط (۲-۲۲) و (۲-۲۶) مهم است، لذا داریم:

$$\nabla^2 E \approx \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \approx i \omega \mu \sigma E \quad \text{و} \quad \nabla^2 H \approx \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t} \approx i \omega \mu \sigma H \quad (2-28)$$

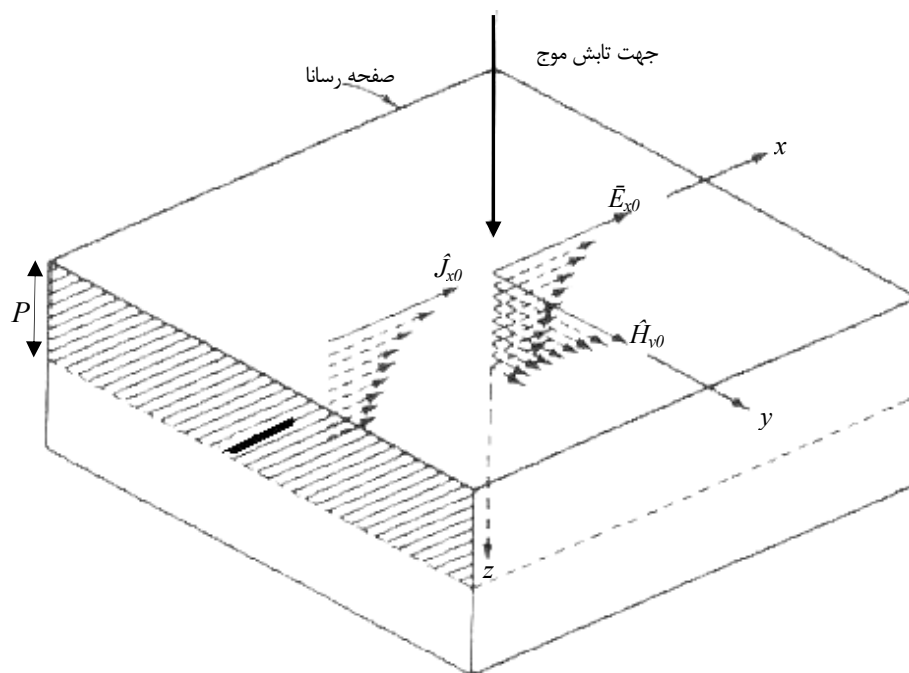
این روابط، معادلات پخش^۱ نامیده می‌شوند. حل آنها در حالت کلی بسیار دشوار است؛ هرچند به کمک روش‌های عددی می‌توان به پاسخی برای آنها دست یافت و نیز برای حالتی که موج تخت (صفحه‌ای) (موجی که میدان‌های الکترومغناطیس در صفحه xy پلاریزه می‌شوند) در راستای قائم منتشر می‌شود؛ راه‌حل تحلیلی برای آن وجود دارد [Telford et al, 1990]. به عنوان مثال می‌توان فرض نمود همانطور که در شکل (۲-۳) نشان داده شده است؛ میدان مغناطیسی تنها دارای یک مولفه در جهت y و

1 - Diffusion equation

میدان الکتریکی تنها دارای یک مولفه در جهت x باشد؛ تغییرات میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در

داخل زمین عبارتست از [Moradzadeh, 1998]:

$$\begin{aligned} A &= A_0 e^{-i(kz - \omega t)} = A_0 e^{-\alpha z} e^{i\omega t} e^{-i\alpha z} \\ &= A_0 e^{-\alpha z} e^{i(\omega t - \alpha z)} = A_0 e^{-\alpha z} \cos(\omega t - \alpha z) \end{aligned} \quad (29-2)$$



شکل ۳-۲: شمایی از نحوه انتشار یک موج تخت و کاهش نمایی آن با عمق هنگام ورود به یک محیط رسانا
[After Moradzadeh, 1998]

که در آن، A_0 مقادیر سطحی میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی، $\alpha = (\omega\mu\sigma/2)^{1/2}$ و

است. بخش دوم رابطه فوق $(\cos(\omega t - \alpha z))$ ، نشانگر تغییرات سینوسی میدان با عمق و زمان و

با یک اختلاف فاز است. ضمن آنکه $e^{-\alpha z}$ گویای آن است که موج به شکل نمایی نسبت به عمق

تضعیف می‌شود [Moradzadeh, 1998].

به‌طور کلی تضعیف به دو شکل صورت می‌گیرد؛ تضعیف هندسی^۱ و تضعیف فرکانسی (تضعیف

1 - Geometrical attenuation

الکتریکی^۱).

تضعیف هندسی وابسته به فاصله سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده نسبت به توده‌های زیرسطحی است. به عنوان مثال برای غالب سیستم‌های الکترومغناطیس هوابرد (AEM) (یک دو قطبی کوچک)، تضعیف هندسی میدان اولیه به عنوان تابعی از فاصله (r)، از فرمول شناخته شده اندازه میدان اولیه مغناطیسی به فرم رابطه زیر قابل استنتاج است [Peltoniemi, 1998]:

$$H_P = \frac{1}{4\pi} \left(-\frac{m}{r^3} + \frac{3(mr)r}{r^5} \right) \quad (30-2)$$

در این رابطه m گشتاور مغناطیسی دوقطبی فرستنده است. به سادگی قابل درک است که میزان تضعیف هندسی بر اساس فرمول فوق با عکس توان سوم فاصله متناسب است. از آنجا که تضعیف هندسی برای هر دو میدان اولیه و ثانویه رخ می‌دهد؛ لذا تضعیف کلی از عکس توان سوم به عکس توان ششم تغییر می‌کند. لازم به ذکر این که این تضعیف به اندازه و هندسه توده رسا نیز بستگی دارد [Peltoniemi, 1998].

۲-۲-۲- عمق پوسته^۲

به عنوان یک قاعده در محاسبه عمق نفوذ امواج الکترومغناطیس، عمق پوسته تعریف می‌شود. عمق پوسته مقدار نفوذی از امواج الکترومغناطیس به درون زمین است که دامنه موج آن به $\frac{1}{e}$ ($e = 2.71828$) مقدار اولیه‌اش در سطح زمین تضعیف شود؛ و این تضعیف همان تضعیف فرکانسی است

[Peltoniemi, 1998]. برای محاسبه عمق پوسته با توجه به رابطه (۲۹-۲) با فرض $z = l/\alpha$ داریم:

$$p = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (31-2)$$

1 - Electrical Attenuation
2 - Skin depth

در این رابطه p بر حسب متر، عمق پوسته نامیده می‌شود. در این رابطه با افزایش مقاومت ویژه زمین (ρ) (کاهش رسانندگی)، عمق پوسته افزایش می‌یابد. همچنین با افزایش فرکانس (بر حسب هرتز) میدان الکترومغناطیسی، عمق پوسته کاهش خواهد داشت. نکته قابل توجه اینکه، مقدار عمق پوسته می‌تواند در تخمین عمق اکتشاف^۱ برداشت‌های الکترومغناطیس مورد استفاده قرار گیرد. به عنوان مثال در یکی از روش‌های اکتشافی الکترومغناطیس با نام مگنتوتلوریک کنترل شده با فرکانس شنوایی^۲، رابطه عمق تجسس^۳ (DI) (عمقی که سیستم اکتشافی قادر به اکتشاف موثر آن است) و عمق پوسته به صورت رابطه (۳۲-۲) است [Nabighian, 1996]:

$$DI = \frac{p}{\sqrt{2}} = 356 \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (32-2)$$

حال که معادلات ماکسول، چگونگی انتشار و تضعیف امواج الکترومغناطیسی مطرح شدند؛ در ادامه این بحث، معادلات ماکسول حوزه فرکانس هلیکوپتری مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۲-۳- معادلات ماکسول در برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری^۴ حوزه فرکانس

معادلات ماکسول حوزه فرکانس آن گونه که در روابط (۲-۱۷) تا (۲-۱۹) آمده است، تنها برای شرایط همگن و در حالت فاقد چشمه جریان^۵ قابل استفاده‌اند. حال آنکه برای حالتی که چشمه جریان نیز وجود دارد، معادلات ماکسول ناهمگن جایگزین این معادلات می‌شوند و داریم:

$$\nabla \times \vec{H} - (\sigma + i\omega\epsilon)\vec{E} = \vec{J}_e^s \quad (33-2)$$

$$\nabla \times \vec{E} + i\omega\mu\vec{H} = -\vec{J}_m^s \quad (34-2)$$

1 - Depth of exploration

2 - Control source audio- Frequency magnetotelluric (CSAMT)

3 - Depth of investigation(DI)

4 - Helicopter electromagnetic (HEM)

5 - Source- free

که در آنها $\vec{J}_e^s$ و $\vec{J}_m^s$ به ترتیب جریان ناشی از منابع الکتریکی و مغناطیسی هستند. لازم به ذکر است که معادلات (۳۳-۲) و (۳۴-۲) برای مناطق همگن نامتناهی نیز به شرط آن که $\vec{J}_e^s$ و $\vec{J}_m^s$ به طور واضح مشخص شوند، قابل استفاده است. اما یک راه حل مفید برای حل سریع این معادلات، بیان توابع میدان الکترومغناطیس (H و E) بر حسب دو پتانسیل شلکونوف^۱ A و F می باشد. این دو تابع پتانسیل بر خلاف پارامترهای میدان الکترومغناطیس به موازات منابعشان می باشند. لذا به کمک آنها و با انجام عملیات مشتق گیری، به سهولت می توان به شناسایی و تفکیک H و E پرداخت [Nabighian, 1996]. حال برای یک زمین همگن و بر اساس اصل ترکیب منابع الکتریکی و مغناطیسی داریم:

$$\vec{E} = \vec{E}_m + \vec{E}_e \quad (۳۵-۲)$$

$$\vec{H} = \vec{H}_m + \vec{H}_e \quad (۳۶-۲)$$

که در آنها اولین جفت توابع برداری $[H_m, E_m]$ به منبع مغناطیسی اشاره دارد، حال آنکه $[H_e, E_e]$ دال بر وجود منبع الکتریکی است. در ادامه با استفاده از پتانسیل های شلکونوف می توان نوشت [Nabighian, 1996]:

$$\vec{E}_m \equiv -\nabla \times \vec{F} \quad (۳۷-۲)$$

$$\vec{H}_e \equiv \nabla \times \vec{A} \quad (۳۸-۲)$$

میدان های کل الکتریکی و مغناطیسی در روش الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس نیز با توجه به این که در آن تنها منبع مغناطیسی به خدمت گرفته می شود ($A=0$)، عبارتند از:

$$\vec{E} = -\nabla \times \vec{F} \quad (۳۹-۲)$$

1 - Schelkunoff potentials

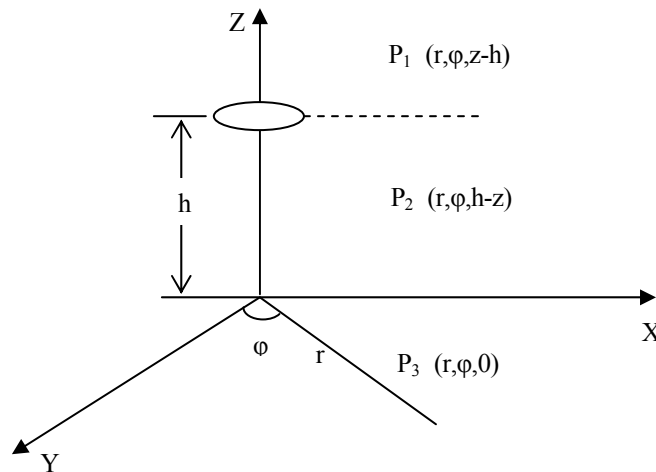
$$\vec{H} = -(\sigma + i\omega\epsilon)\vec{F} + \frac{1}{i\omega\mu}\nabla(\nabla\cdot\vec{F}) \quad (۴۰-۲)$$

حال در ادامه پاسخ‌های میدان‌های مغناطیسی منابع قائم (VMD) و افقی (HMD) مورد بحث قرار خواهند گرفت.

۲-۳-۱- بررسی رفتار میدان‌های الکترومغناطیسی مربوط به یک دوقطبی مغناطیسی قائم

یک دوقطبی مغناطیسی قائم (سیم‌پیچ افقی کوچک) حامل جریان متناوب که محور آن مطابق شکل (۴-۲)، در امتداد محور مختصاتی Z قرار گرفته و در ارتفاع h از سطح زمین واقع شده است، را در نظر می‌گیریم. ثابت انتشار امواج الکترومغناطیسی در محیط هوا را با $k_0 = \sqrt{i\omega\mu\sigma_0}$ نشان می‌دهیم. این ثابت برای زمین همگن نیز $k_1 = \sqrt{i\omega\mu\sigma_1}$ است [Patra & Mallick, 1980].

می‌دانیم میدان مغناطیسی اولیه از رابطه (۴۱-۲) و از حل بردار پتانسیل یک دوقطبی در راستای محور آن بدست می‌آید.



شکل ۴-۲: شمایی از یک دوقطبی مغناطیسی واقع در ارتفاع h بالای سطح زمین، نقاط P_1 ، P_2 و P_3 سه نقطه مشاهده‌ای محتمل هستند [Patra & Mallick, 1980]

$$F_z = m \frac{e^{-kr}}{r} \quad (۴۱-۲)$$

اما بردار پتانسیل میادین الکترومغناطیسی در راستای محور دوقطبی تنها دارای مؤلفه قائم است و تقارن شعاعی حاکم بر میدان نیز سبب می‌شود که رابطه $F_r = F_\phi = 0$ در آن صدق نماید؛ لذا مطابق رابطه (۴۲-۲)، بردار پتانسیل میادین الکترومغناطیسی در مختصات استوانه‌ای به یک معادله هلمهولتز تبدیل خواهد شد.

$$\frac{\partial^2 F_z}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial F_z}{\partial r} + \frac{\partial^2 F_z}{\partial z^2} = k^2 F_z \quad (42-2)$$

در این رابطه، F_z بردار پتانسیل میدان‌های الکترومغناطیسی است. این بردار نه تنها باید در معادله هلمهولتز فوق صدق نماید، بلکه باید شرایط مرزی را نیز ارضاء نماید. اما پیش از آن، به دلیل آن که در راستای محور دوقطبی تنها مؤلفه بردار پتانسیل میادین الکترومغناطیسی در راستای z واقع شده، لذا برای سهولت در نوشتار این اندیس از بردار پتانسیل F حذف می‌شود. حال با استفاده از روش جداسازی متغیرها و با فرض آن که پاسخ به شکل $F = R(r)Z(z)$ باشد؛ با

جایگزینی آن در معادله هلمهولتز (رابطه (۴۲-۲))، خواهیم داشت [Patra & Mallick, 1980]:

$$\frac{1}{R} \frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{rR} \frac{dR}{dr} = -\frac{1}{Z} \frac{d^2 Z}{dz^2} + k^2 = -\lambda^2 \quad (43-2)$$

در این صورت دو معادله به شکل روابط (۴۴-۲) و (۴۵-۲) برای توابع R و Z به دست

می‌آیند:

$$\frac{1}{Z} \frac{d^2 Z}{dz^2} = \lambda^2 + k^2 \quad (44-2)$$

$$\frac{1}{R} \frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{rR} \frac{dR}{dr} + \lambda^2 = 0 \quad (45-2)$$

که پاسخ معادله (۴۴-۲) به شکل $\exp(\pm z \sqrt{\lambda^2 + k^2})$ و پاسخ معادله (۴۵-۲) از نوع

توابع بسل مرتبه اول $J_0(\lambda r)$ و دوم $J_1(\lambda r)$ خواهد بود. به دلیل رفتار تابع بسل نوع دوم،

مقدار این تابع در $R=0$ که به سمت منهای بی نهایت میل می کند، جواب عمومی بردار پتانسیل

میدان مغناطیسی به شکل رابطه (۴۶-۲) خواهد بود:

$$F = \int_0^{\infty} [A(\lambda)e^{-z(\lambda^2+k^2)^{1/2}} + B(\lambda)e^{z(\lambda^2+k^2)^{1/2}}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (46-2)$$

اما با توجه به این که این میدان باید در بالای زمین (داخل هوا)، درون زمین و در فواصل بی نهایت

صفر گردد؛ لذا بردار پتانسیل در بالای سطح زمین (هوا) و درون زمین به شکل روابط زیر خواهند بود:

$$F_{(air)} = F_0 = m \frac{e^{-k_0 R}}{R} + \int_0^{\infty} A(\lambda) e^{-n_0 z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (47-2)$$

$$F_{(ground)} = F_1 = \int_0^{\infty} B(\lambda) e^{n_1 z} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (48-2)$$

که در آنها جمله اول رابطه (۴۷-۲) (بردار پتانسیل در محیط هوا)، معرف میدان اولیه است و

$n_1 = (\lambda^2 + k_1^2)^{1/2}$ و $n_0 = (\lambda^2 + k_0^2)^{1/2}$ هستند. ثابت های $A(\lambda)$ و $B(\lambda)$ نیز در شرایط مرزی $z=0$ ،

به صورت روابط بعدی تعیین می شوند [Patra & Mallick, 1980]:

$$i\omega\mu_0 \frac{\partial F_0}{\partial r} = i\omega\mu_1 \frac{\partial F_1}{\partial r} \quad (49-2)$$

و

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial F_0}{\partial r} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial F_1}{\partial r} \right) \quad (50-2)$$

$$\frac{\partial F_0}{\partial z} = \frac{\partial F_1}{\partial z} \quad (51-2)$$

و

$$\mu_0 F_0 = \mu_1 F_1 \quad (52-2)$$

در یک مدل زمین n لایه ای، معادله بردار پتانسیل الکترومغناطیسی برای هر یک از لایه ها به شکل

روابط زیر خواهد بود. ضمن آن که در مرزها نیز باید شرایط مرزی در $z=hi$ ارضاء گردد.

$$F(i) = \int_0^{\infty} [A_i e^{-z(\lambda^2 + k_i^2)^{1/2}} + B_i e^{z(\lambda^2 + k_i^2)^{1/2}}] J_0(\lambda r) d\lambda \quad (i = 1, 2, \dots, n-1) \quad (53-2)$$

$$\mu_i F^{(i)} = \mu_{i+1} F^{(i+1)} \quad (54-2)$$

$$\frac{\partial F^{(i)}}{\partial z} = \frac{\partial F^{(i+1)}}{\partial z} \quad (55-2)$$

$$F = C \left[\frac{1}{R} + \int_0^{\infty} [A(\lambda, h_i, \sigma_i, f) e^{-\lambda z} J_0(\lambda r) d\lambda] \right] \quad (56-2)$$

که در آن h_i ضخامت لایه نام، σ_i رسانندگی لایه نام و f فرکانس می باشد. حال اگر مطابق قرارداد

کوفود [Koefoed, 1972] و به این شکل عمل نماییم که در رابطه بازتاب A ، اندیس پیشوند اول بیانگر

نقطه اندازه گیری میدان در بالای سطح زمین و پسوند دوم شماره لایه های زیرسطحی باشند، آنگاه داریم:

$$A_{i-1,n} = \frac{n_{i-1,i} + A_{i,n} e^{-2h_i n_i}}{1 + n_{i-1,i} A_{i,n} e^{-2h_i n_i}} \quad (57-2)$$

و

$$A_{n,n} = 0 \quad (58-2)$$

که در آنها، $n_i = (\lambda^2 + k_1^2)^{1/2}$ ، $n_{i,j} = \frac{n_i - n_j}{n_i + n_j}$ و $k_i^2 = i\omega\mu\sigma_i$ هر چند برای مدل زمین همگن،

ثابت موجود به شکل $A_{0,1} = n_{0,1} = \frac{n_0 - n_1}{n_0 + n_1}$ ساده می شود. برای یک زمین دو لایه ای نیز داریم:

$$A_{0,2} = \frac{n_{0,1} + A_{1,2} e^{-2h_1 n_1}}{1 + n_{0,1} A_{1,2} e^{-2h_1 n_1}} \quad (59-2)$$

و نیز

$$A_{1,2} = n_{1,2} \quad (60-2)$$

لذا رابطه (59-2) خواهد شد:

$$A_{0,2} = \frac{\frac{n_0 - n_1}{n_0 + n_1} + \frac{n_1 - n_2}{n_1 + n_2} e^{-2h_1 n_1}}{1 + \frac{n_0 - n_1}{n_0 + n_1} \frac{n_1 - n_2}{n_1 + n_2} e^{-2h_1 n_1}} \quad (61-2)$$

اما با نگاهی به معادله حاکم بر بردار پتانسیل الکترومغناطیسی (۲-۵۶)، مقایسه آن با تبدیل فوریه توابع دوبعدی با تقارن شعاعی^۱ $f(r)$ در تبدیل فوریه رابطه (۲-۶۲) و نیز توجه به رابطه (۲-۶۳) تابع هنکل^۲، به وضوح می توان نتیجه گرفت که پاسخ میدان الکترومغناطیسی ناشی از یک دوقطبی قائم مغناطیسی در سیستم مختصات استوانه‌ای، از نوع توابع هنکل می باشد [Patra & Mallick, 1980].

$$F(K) = \frac{1}{2\pi} \iint f(r) e^{-ik \cdot r} dr = \frac{1}{2\pi} \int_{r=0}^{\infty} \int_{\theta=0}^{2\pi} f(r, \theta) e^{-ikr \cos(\theta)} r dr d\theta \quad (2-62)$$

و

$$F(K) = F(k) = \int_0^{\infty} f(r) J_0(kr) r dr \quad (2-63)$$

در این رابطه $F(k)$ تبدیل هنکل مرتبه صفر تابع $f(r)$ است. حال با توجه با این که از این نوع فرستنده‌های میدان در برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری نیز استفاده می شود، لذا در ادامه بحث به جزئیات تعیین پارامترهای پاسخ سیستم در زمین‌های لایه‌ای پرداخته می شود.

۲-۳-۲- بررسی میدان‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری در زمین‌های لایه‌ای

در حالتی که یک دوقطبی مغناطیسی قائم (VMD) در ارتفاع $z=-h$ بالای یک نیم‌فضای لایه‌ای افقی واقع شده باشد (شکل (۲-۵))، با کمک انتگرال هنکل، پتانسیل شلکونوف F از رابطه (۲-۶۴) قابل محاسبه خواهد بود [Nabighian, 1996]:

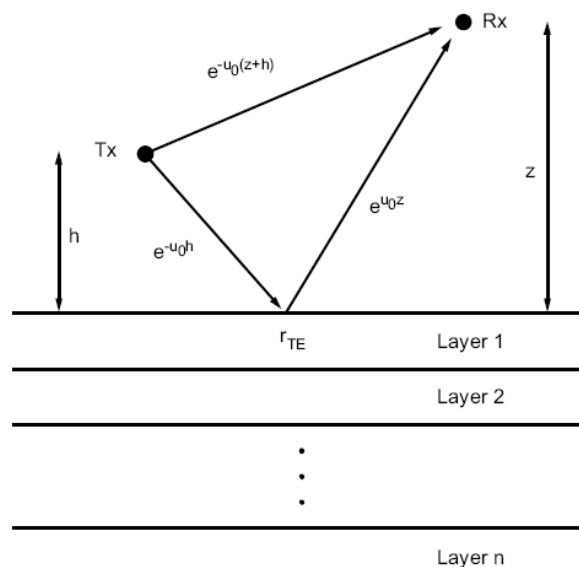
$$F(r, z) = \frac{(i\omega\mu_0)m}{4\pi} \int_0^{\infty} [e^{-u_0(z+h)} + R_0 e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda}{u_0} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (2-64)$$

در این رابطه، m گشتاور دوقطبی مغناطیسی، h ارتفاع منبع از سطح زمین، J_0 تابع بسل مرتبه صفر، r موقعیت مکانی و برابر $r = (x^2 + y^2)^{1/2}$ ، λ متغیر انتگرال و برابر $\lambda = (k_x^2 + k_y^2)^{1/2}$ ، u_0 پارامتر

1 - Circularly Symmetric
2 - Hankel function

تبدیل هنکل و برابر $u_0 = (\lambda^2 - k_0^2)^{1/2}$ ، عدد موج لایه بالایی مدل و R_0 ضریب بازتاب در نتیجه انعکاس از لایه پایینی به لایه‌های بالایی است. در شکل (۲-۵) دو بخش از معادله انتگرالی (۲-۶۴) برای یک مدل زمین n لایه‌ای نشان داده شده است.

پیشتر اشاره شد که در این معادله بخش اول $(e^{-u_0(z+h)})$ ، پاسخ دریافتی از فرستنده در عبور از هوا است. حال آنکه بخش دوم خود به دو قسمت یکی R_0 ضریب بازتاب که توصیف کننده تغییرات میدان الکترومغناطیسی در درون زمین است و قسمت بعد $(e^{u_0(z-h)})$ پاسخ ناشی از بازگشت میدان ارسالی از فرستنده (Tx) به سطح زمین و مقدار بازتاب آن در محل گیرنده (Rx)، می‌باشد.



شکل ۲-۵: شمایی از نحوه ارسال امواج الکترومغناطیس هواپرد به داخل یک زمین لایه‌ای و نمایش بخش‌های مختلف معادله انتگرالی (۲-۶۴) در آن [Tølbøll, 2007]

از آنجا در پرندۀ نوع دیگرهم از سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده هم‌صفحه افقی و هم‌محور قائم استفاده می‌شود؛ لذا در ادامه تنها این دو سیستم تشریح می‌شوند. میدان مغناطیسی قائم (H_z) از ترکیب روابط (۲-۴۰) و (۲-۶۴) بدست می‌آید:

$$H_z = \frac{m}{4\pi} \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + R_0 e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda^3}{u_0} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (۶۵-۲)$$

همچنین میدان مغناطیسی افقی که تنها دارای یک مولفه شعاعی است به شرح رابطه زیر می باشد:

$$H_r = \frac{m}{4\pi} \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} - R_0 e^{u_0(z-h)}] \lambda^2 J_1(\lambda r) d\lambda \quad (۶۶-۲)$$

که در آن J_l تابع بسل مرتبه اول است [Nabighian, 1996]. حال اگر یک دوقطبی مغناطیسی

افقی (HMD)، جایگزین دوقطبی مغناطیسی قائم حالت قبل شود؛ باز هم با کمک انتگرال هنکل می توان

پتانسیل شلکونوف F را به شرح زیر بیان نمود [Nabighian, 1996]:

$$F(r, z) = -\frac{(i\omega\mu_0)m}{4\pi} \frac{\partial}{\partial x} \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + R_0 e^{u_0(z-h)}] \frac{1}{\lambda} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (۶۷-۲)$$

همچنین با مشتق گیری از رابطه فوق، مولفه های میدان مغناطیسی در راستای محوره های مختصات

دکارتی عبارتند از:

$$H_x = -\frac{m}{4\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3} \right) \int_0^\infty [e^{-\lambda(z+h)} - R_0 e^{\lambda(z-h)}] \lambda J_1(\lambda r) d\lambda$$

$$- \frac{m}{4\pi} \frac{x^2}{r^2} \int_0^\infty [e^{-\lambda(z+h)} - R_0 e^{\lambda(z-h)}] \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda \quad (۶۸-۲)$$

$$H_y = \frac{m}{2\pi} \frac{xy}{r^3} \int_0^\infty [e^{-\lambda(z+h)} - R_0 e^{\lambda(z-h)}] \lambda J_1(\lambda r) d\lambda$$

$$- \frac{m}{4\pi} \frac{xy}{r^2} \int_0^\infty [e^{-\lambda(z+h)} - R_0 e^{\lambda(z-h)}] \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda \quad (۶۹-۲)$$

$$H_z = \frac{m}{4\pi} \frac{x}{r} \int_0^\infty [e^{-\lambda(z+h)} + R_0 e^{\lambda(z-h)}] \lambda^2 J_1(\lambda r) d\lambda \quad (۷۰-۲)$$

۲-۳-۳- روابط میان دامنه و فاز امواج الکترومغناطیس

بهترین روش برای توصیف پارامتر میدان مغناطیسی ثانویه، ملاحظه جفت شدگی بین

مدارهای با جریان متناوب است. سه سیم پیچ که هر کدام دارای یک مقاومت، القاء و ظرفیت

خازنی ناچیز هستند را در نظر بگیرید (شکل (۶-۲)). سیم پیچ اولی می تواند نشانگر منبع اولیه

(فرستنده)، دومی نشانگر توده هادی معادل زیرسطحی و سومی نشانگر آشکارساز (گیرنده) باشد.

میدان الکترومغناطیس اولیه در نزدیکی توده هادی (سیم پیچ ۲) در نتیجه وجود شار جریان (i_p)

در سیم پیچ اول عبارتست از [Telford et al, 1990]:

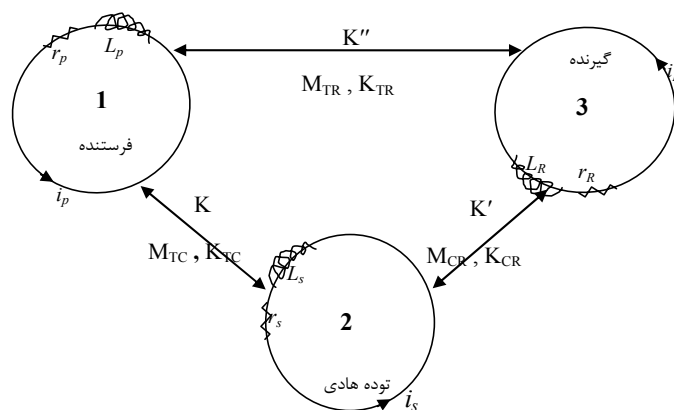
$$H_p = K.i_p = K.I_p \sin \omega t \quad (۷۱-۲)$$

که در آن K وابسته به هندسه سیستم، سطح و تعداد دور سیم بکار رفته در سیم پیچ ۱ و

تضعیف موج است. در نتیجه این میدان، یک نیروی الکتروموتوری با تاخیر $\pi/2$ نسبت به میدان

اولیه در سیم پیچ ۲ القا می شود. بنابراین:

$$\begin{aligned} emf_s &= -M \frac{di_p}{dt} = -\omega M I_p \cos \omega t \\ &= \omega M I_p \sin(\omega t - \pi / 2) = -i \omega M H_p / K \end{aligned} \quad (۷۲-۲)$$



شکل ۲-۶: قیاسی از مدار الکتریکی با یک سیستم الکترومغناطیس [After Telford et al, 1990]

که در آن $M=M_{TC}$ القای متقابل بین سیم پیچ ۱ و ۲ است. بنابراین شار جریان در سیم پیچ ۲

عبارتست از:

$$i_s = \frac{emf_s}{Z_s} = \frac{emf_s}{(r_s + i\omega L_s)} \quad (۷۳-۲)$$

که در آن امپدانس موثر توده هادی دارای مقاومت r_s و القاء L_s است. در نهایت نتیجه این جریان

تشکیل میدان ثانویه در گیرنده (سیمپیچ ۳) به فرم رابطه زیر است:

$$H_s = K' i_s = \frac{-K' i \omega M H_p}{K(r_s + i \omega L_s)} = \frac{-K' M H_p (i \omega r_s + \omega^2 L_s)}{K(r_s^2 + \omega^2 L_s^2)} = \frac{-K' M H_p (Q^2 + iQ)}{K L_s (1 + Q^2)} \quad (74-2)$$

که در آن K' ثابتی است همانند K و $Q = \omega L_s / r_s$ که شاخص شایستگی^۱ (پارامتر پاسخ)^۲ نامیده

می‌شود. میدان اولیه در محل گیرنده نیز عبارتست از:

$$H'_p = K'' i_p = K'' I_p \sin \omega t = K'' H_p / K \quad (75-2)$$

که در آن K'' همانند K و K' است. بنابراین اندازه نسبی این میدان‌ها در محل گیرنده عبارتست از:

$$\left| \frac{H_s}{H'_p} \right| = \frac{K' i_s}{K'' i_p} = \frac{K' M}{K'' L_s} \left\{ \frac{Q^4}{(1+Q^2)^2} + \frac{Q^2}{(1+Q^2)^2} \right\}^{1/2} = \frac{K' M}{K'' L_s} \frac{1}{(1+1/Q^2)^{1/2}} \quad (76-2)$$

از آنجا که نسبت $\frac{K' M}{K'' L_s}$ معمولاً خیلی کوچک است، لذا مقدار $\frac{H_s}{H'_p}$ نیز صرفنظر از اندازه Q خیلی

کوچک خواهد بود. اختلاف فاز بین میادین اولیه و ثانویه نیز برابر است با:

$$\theta_p - \theta_s = \left(\frac{\pi}{2} + \tan^{-1} \left(\frac{\omega L_s}{r_s} \right) \right) = \left(\frac{\pi}{2} + \varphi \right) \quad (77-2)$$

که در آن $\tan \varphi = \frac{\omega L_s}{r_s}$. تاخیر فاز $\pi/2$ به علت جفت‌شدگی القایی بین سیمپیچ ۱ و ۲ است؛ حال

آن که اختلاف فاز اضافه φ وابسته به پارامترهای توده هادی به عنوان یک مدار الکتریکی امکان‌پذیر است.

لذا داریم:

$$H_s = K' I_s \sin \{ \omega t - (\pi/2 + \varphi) \} = -K' I_s \cos(\omega t - \varphi) \quad (78-2)$$

جابجایی فاز به بهترین وجه از روی نمودار برداری نشان داده شده در شکل (۷-۲) قابل نمایش

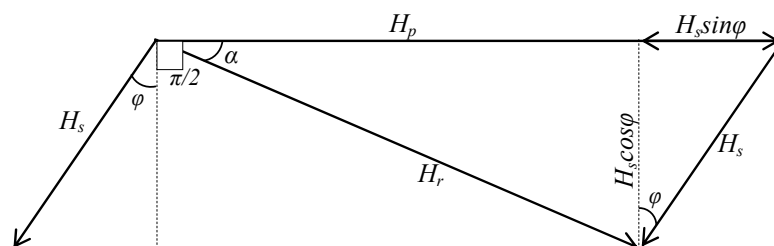
است. در این شکل اندازه H_s در مقایسه با اندازه H_p بزرگنمایی شده است. برآیند دو بردار H_s و H_p نیز بردار

H_r است، که در شکل نشان داده شده است. با توجه به این شکل و رابطه (۷۸-۲)، می‌توان مشاهده نمود

1 - Figure of merit

2 - Response parameter

که وقتی توده زیرسطحی بسیار هادی باشد، $Q = \omega L_s / r_s \rightarrow \infty$ و لذا $\varphi \rightarrow \pi/2$ و در این حالت فاز میدان ثانویه به اندازه π عقب‌تر از میدان اولیه خواهد بود. اما برای توده زیرسطحی بسیار مقاوم، $Q \rightarrow 0$ و $\varphi \rightarrow 0$ و در این شرایط فاز میدان ثانویه به اندازه $\pi/2$ از میدان اولیه عقب‌تر است. در حالت کلی اختلاف فاز میان H_s و H_p بین ۹۰ تا ۱۸۰ درجه است [Telford et al, 1990].



شکل ۲-۷: نمودار برداری نشان دهنده جابجایی فاز بین H_s و H_p [After Telford et al, 1990]

از آنجا که میدان ثانویه در حضور میدان اولیه اندازه‌گیری می‌شود، می‌توان نوشت:

$$\frac{emf_{CR}}{emf_{TR}} = -\frac{M_{CR}M_{TC}}{M_{TR}L_S} \left(\frac{Q^2 + iQ}{1 + Q^2} \right) \quad (2-99)$$

اما برای محاسبه نسبت فوق‌الذکر، دانستن مقادیر القای متقابل بین توده مدفون و گیرنده M_{CR} ، بین فرستنده و توده مدفون M_{TC} و بین فرستنده و گیرنده M_{TR} نیاز است. پیشتر اشاره شد که محاسبه این مقادیر به کمک انتگرال نیومن (رابطه (۲-۹)) میسر است و همانجا به این نکته نیز اشاره شد که حل انتگرال مذکور در حالت کلی دشوار و تنها برای اشکال ساده هندسی امکان‌پذیر است و محاسبات مربوط به سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی و هم‌محور قائم نیز انجام شد.

۲-۴- برداشت داده‌ها در روش الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس

مزایای متعدد برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس و بهره‌مندی این روش‌ها از یک بازه فرکانسی وسیع (سیستم‌های موجود فعلی دنیا امواجی را در بیش از پنج فرکانس مجزا در محدوده

۴۰۰ Hz تا ۱۴۰ kHz منتشر و اندازه‌گیری می‌کنند) به منظور دستیابی به اطلاعات عمق‌های مختلف زیرسطحی، سبب شده است تا این روش برداشت هوابرد توسعه کمی و کیفی زیادی داشته و مورد استقبال واقع شود. از آنجا که در مطالعه حاضر، ارائه روش‌هایی موثر برای مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس مدنظر است؛ لذا در ادامه بحث، سیستم هلیکوپتری دیگهم که در برداشت داده‌های واقعی منطقه مورد مطالعه در این رساله نیز از آن استفاده شده، تشریح می‌شود.

۲-۴-۱- سیستم (پرنده) الکترومغناطیس هلیکوپتری دیگهم

این سیستم ساخت شرکت فوگرو^۱، (یکی از بزرگترین و معتبرترین شرکت‌های ساخت تجهیزات الکترومغناطیس هوابرد) است که در حال حاضر یکی از کاربردی‌ترین نسخه‌های تولیدی آن (DIGHEM^V) نیز در کشورمان موجود و فعال است. در این سیستم به منظور ارسال و دریافت امواج الکترومغناطیس با فرکانس‌های مختلف و واکاوی اطلاعات مربوط به مواد زیرسطحی واقع در اعماق مختلف، پنج زوج سیم‌پیچ تعبیه شده است. این سیم‌پیچ‌ها نسبتاً کوچک بوده و قطری بین ۰/۵ متر (در پرنده دیگهم) تا ۱/۵ متر (در سایر پرنده‌ها) دارند. از آنجا که نحوه قرارگیری لایه‌ها و توده‌های زیرسطحی نیز متفاوت است، به همین دلیل دو نوع سیم‌پیچ یکی برای شناسایی لایه‌های افقی و دیگری برای شناسایی توده‌های شیبدار در این پرنده تعبیه شده است. نوع اول سیم‌پیچ‌های افقی هم‌صفحه^۲ (دوقطبی مغناطیسی قائم^۳ CP_z)، و نوع دوم سیم‌پیچ‌های هم‌محور قائم^۴ (دو قطبی مغناطیسی افقی^۵ CX_x)، هستند. از آنجا که حساسیت سیستم نسبت به رساناهایی که بزرگترین بعدشان عمود بر راستای میدان اولیه باشد، بیشینه است؛ لذا سیم‌پیچ‌های

1 - Fugro

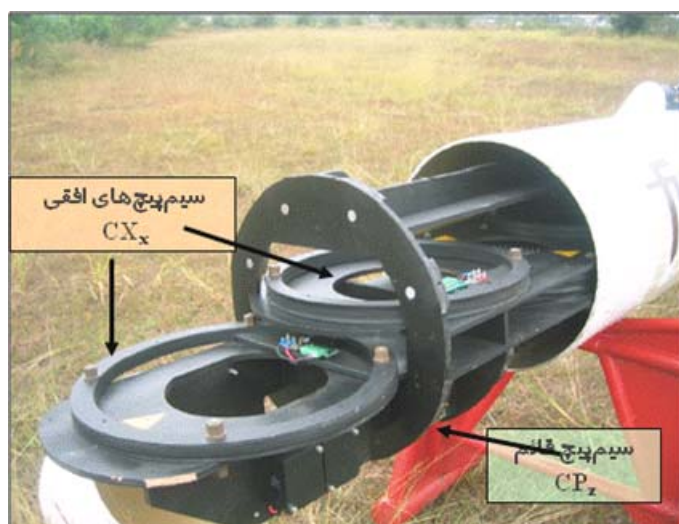
2 - Horizontal coplanar (HCP or CP_z)

3 - Vertical magnetic dipole (VMD)

4 - Vertical coaxial (VCX or CX_x)

5 - Horizontal magnetic dipole (HMD)

افقی هم‌صفحه (CP_z) نسبت به لایه‌ها و توده‌های رسانای افقی حساس‌ترند. از سوی دیگر به علت آن که میدان اولیه ناشی از سیم‌پیچ‌های هم‌محور قائم (CX_x)، وقتی که در بالای رسانا قرار دارند افقی است؛ لذا در این سیم‌پیچ‌ها بیشترین حساسیت مربوط به رساناهای شیب‌دار با شیب تند است [Fugro, 2003]. شکل (۸-۲) برشی عرضی از پرنده دیگهم را به منظور نشان دادن سیم‌پیچ‌های درون آن نشان می‌دهد.



شکل ۸-۲: برشی واقعی از پرنده دیگهم به منظور نشان دادن سیم‌پیچ‌های درون آن [After Fugro, 2003]

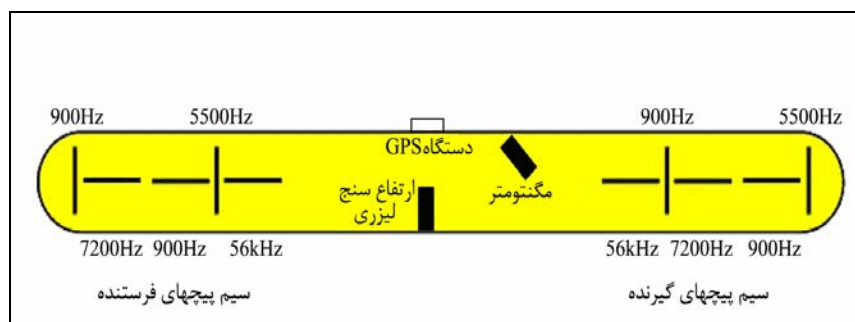
در درون پرنده دیگهم نسخه پنج ($DIGHEM^V$)، سه جفت سیم‌پیچ هم‌صفحه افقی با فرکانس‌های ۹۰۰ Hz و دو جفت سیم‌پیچ هم‌محور قائم با فرکانس‌های ۹۰۰ Hz و ۵۶۰۰ Hz، ۷۲۰۰ Hz، (یا ۳۸۰ Hz)، ۵۵۰۰ Hz قرار دارد. فاصله فرستنده و گیرنده برای تمامی جفت سیم‌پیچ‌های ذکر شده، برابر ۸ متر است؛ به جز سیم‌پیچ‌های ۵۶۰۰ Hz که فاصله آنها از یکدیگر برابر ۶/۳ متر است [Fugro, 2003].

در شکل (۹-۲) شمایی از تجهیزات درون پرنده دیگهم و نحوه چیدمان آنها نشان داده شده است. پرنده دیگهم یک استوانه آیرودینامیک از جنس مواد کامپوزیت پلاستیک به نام کولار^۱ است که بوسیله یک

1 - Kevlar

کابل به طول تقریبی ۳۰ تا ۴۰ متر از هلیکوپتر آویزان است (نگاه به شکل (۲-۱)). طول پرنده نه متر و قطر آن نیم متر است و وزنی بالغ بر ۲۷۵ کیلوگرم دارد [Siemon, 2008]. هنگام پرواز با این نوع پرنده سعی بر آن است تا فاصله پرنده نسبت به زمین بین ۳۰ تا ۴۰ متر حفظ شود و دلیل این امر افزایش دقت داده‌های برداشت است [Fugro, 2003]. همچنین به منظور پایدار ماندن جهت پرنده در راستای پرواز هلیکوپتر، چند پره به انتهای آن متصل می‌شود.

همان‌گونه که در شکل (۲-۹) قابل مشاهده است در درون پرنده علاوه بر سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده، تجهیزات دیگری نیز وجود دارند. به عنوان مثال یک دستگاه موقعیت‌یاب جغرافیایی^۱، که این دستگاه بر روی بدنه پرنده نصب شده و موقعیت مکانی نقاط برداشت را ثبت می‌کند. یک مغناطیس‌سنج^۲ به منظور اندازه‌گیری تغییرات میدان مغناطیسی زمین که برای نزدیکتر شدن به سطح زمین و افزایش قدرت تفکیک و حساسیت آن، در داخل پرنده نصب می‌شود و در پرنده‌های جدید از نوع مغناطیس‌سنج بخار سزیم است. ارتفاع‌سنج لیزری^۳ ابزار دیگری است که به منظور ثبت فاصله پرنده از سطح زمین بر روی پرنده دیگرهم نصب می‌شود.



شکل ۲-۹: شمایی از تجهیزات درون پرنده دیگرهم و نحوه چیدمان آنها [آتمدن، ۱۳۸۶]

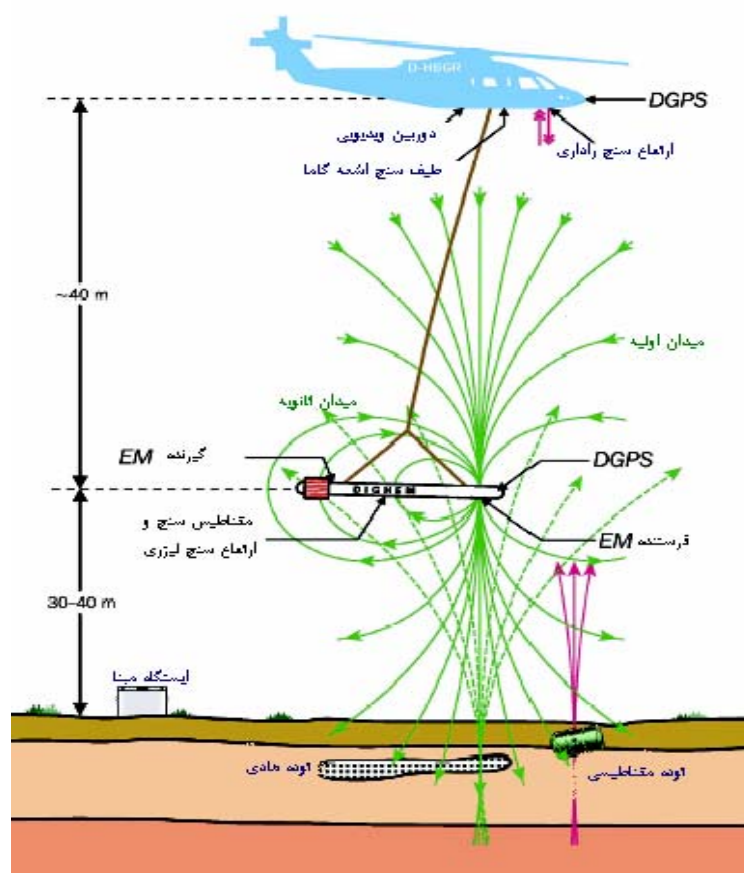
-
- 1 - Global positioning system (GPS)
 - 2 - Magnetometer
 - 3 - Laser altimeter

لازم به ذکر این که به منظور مطالعه و شناسایی اهداف لایه‌ای افقی، آبخانه‌ها و نیز بررسی آلودگی لایه‌های رسوبی، از پرنده‌های دیگری نظیر سیستم Resolve با پنج زوج سیم‌پیچ افقی و سیستم DIGHEM^{BGR} (مورد استفاده در انستیتو تحقیقات زمین‌شناسی و منابع طبیعی آلمان) با شش زوج سیم‌پیچ افقی که هر دو آنها نیز توسط شرکت فوگرو ساخته شده است، استفاده می‌شود.

بسته به سرعت پرواز که هنگام برداشت بین ۶۰ تا ۱۱۰ کیلومتر بر ساعت متغیر است، در هر ثانیه بین چهار تا ده نقطه که هر کدام بین پنج تا ده متر از یکدیگر فاصله دارند؛ برداشت می‌شوند. فاصله بین خطوط پرواز متغیر است و به اندازه اهداف مورد جستجو یا جزئیات مورد انتظار در آنها بستگی دارد. اما این فاصله بطور متوسط بین ۵۰ تا ۲۵۰ متر متغیر است [Fugro, 2003]. با این فرم برداشت در هر روز حجم زیادی داده الکترومغناطیس در فرکانس‌های مختلف علاوه بر داده‌های مغناطیس‌سنجی و رادیومتری تولید می‌شود که پردازش و مدل‌سازی این حجم زیاد داده نیازمند دقت بالادر انجام فرآیندهای مذکور است. همچنین باید توجه نمود که برداشت حجم بالایی داده اکتشافی در مدت زمانی بسیار کمتر از سایر روش‌های مشابه، سبب کاهش هزینه‌های اکتشافی می‌شود. در شکل (۲-۱۰) شمایی از برداشت و نحوه اتصال پرنده دیگهم به هلیکوپتر و فاصله آن از هلیکوپتر و زمین نشان داده شده است.

اشاره شد که در سیستم‌های نوین الکترومغناطیس هلیکوپتری سیگنال فرستنده (میدان مغناطیسی اولیه) به وسیله سیم‌پیچ‌های فرستنده و در چندین فرکانس مجزا با جریان‌های سینوسی تولید می‌شوند. از آنجا که میدان مغناطیسی اولیه بسیار نزدیک به یک میدان دوقطبی و در فاصله اندکی از سیم‌پیچ گیرنده واقع شده است؛ لذا می‌تواند یک میدان دوقطبی مغناطیسی واقع در مرکز سیم‌پیچ فرستنده فرض شود. به طوری که دارای محوری عمود بر سطح این سیم‌پیچ است. میدان مغناطیسی نوسانی اولیه باعث القای

جریان‌های گردابی در زیر سطح زمین می‌شود. این جریان‌ها نیز به نوبه خود یک میدان مغناطیسی ثانویه وابسته به توزیع رسانندگی مواد زیرسطحی را تولید می‌کنند، که به وسیله سیم‌پیچ گیرنده ثبت می‌شود. از آنجا که اندازه میدان ثانویه در مقایسه با میدان اولیه بسیار ناچیز است؛ لذا در عمل نسبت این دو به صورت قسمت در میلیون (ppm) بیان می‌شود.

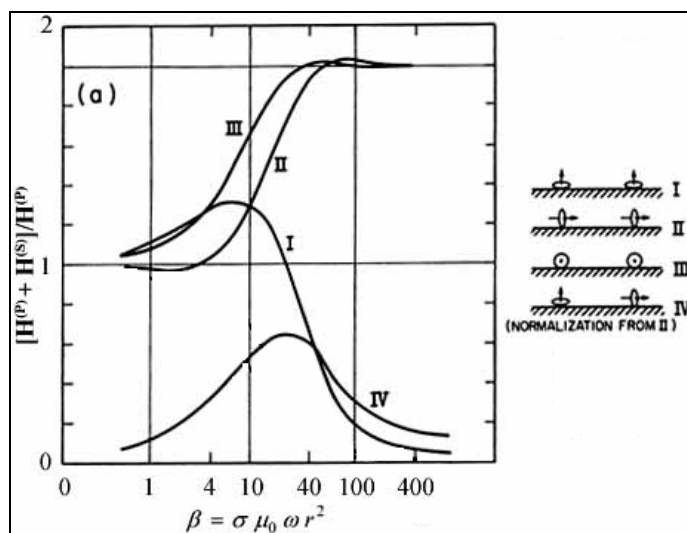


شکل ۲-۱۰: شمایی از نحوه انتشار و دریافت امواج الکترومغناطیس و چگونگی اتصال پرنده دیگهم به هلیکوپتر و فاصله آن از هلیکوپتر و زمین در حین برداشت [After Siemon, 2008]

علاوه بر آن بسته به خواص توده رسانای مدفون در زمین، اختلاف فازی بین میدان اولیه و میدان ثانویه نیز رخ می‌دهد و به همین جهت نسبت میدان ثانویه به میدان اولیه کمیتی مختلط است. لذا در برداشت‌های صحرایی مولفه‌های حقیقی و موهومی آن در فرکانس‌های مختلف اندازه‌گیری شده و همراه با دیگر مقادیر مثل ارتفاع پرواز، ارتفاع پرنده از زمین، فشار هوا، مقادیر مغناطیس‌شوندگی، مقادیر رادیومتری

و مختصات نقاط برداشت ثبت و ذخیره می‌شوند [Siemon, 2008].

یک میدان مغناطیسی متغیر با زمان، یک نیروی محرکه القایی در درون زمین ایجاد می‌کند. در این حالت فیزیک حاکم بر پاسخ زمین، بسیار شبیه یک رسانای منفرد است با این تفاوت که، در آن جریان به یک رسانای متناهی محدود نمی‌شود. چنانچه چشمه جریان روی سطح زمین قرار گیرد، می‌توان محیط انتشار را یک نیم‌فضا فرض نمود. برای یک زمین نیم‌فضای لایه‌ای^۱، می‌توان مولفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی در فاصله r از چشمه را به صورت تابعی از عدد القا^۲ ($\beta = \sigma \mu_0 \omega r^2$) رسم نمود. شکل (۲-۱۱) اندازه این میدان‌ها (شدت پاسخ) را بر حسب عدد القا و برای چهار آرایش فرستنده-گیرنده نشان می‌دهد. در این نمودارها شدت میدان به صورت نسبت میدان کل^۳ (میدان اولیه در محل گیرنده به علاوه میدان ثانویه) به میدان اولیه رسم شده است.



شکل ۲-۱۱: نمودار نسبت میدان کل به میدان اولیه در گیرنده برای یک نیم‌فضای همگن برای چهار آرایش مختلف

سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده بر حسب عدد القا [After Wait, 1955]

شدت و زاویه فاز میدان ثانویه در سیم‌پیچ‌های گیرنده به اندازه و رسانندگی توده رسانا بستگی دارد؛

1 - Layered half-space
2 - Induction number
3 - Total field

ضمن اینکه اندازه و تا حدودی زاویه فاز میدان، به جهت گیری نسبی و فاصله بین فرستنده با توده رسانا و توده رسانا با گیرنده نیز وابسته است. از این موضوع با نام جفت شدگی^۱ اجزا سیستم یاد می شود. جفت شدگی عبارت است از حاصل ضرب سطح رسانا (A_c)، در سینوس زاویه بین خطوط میدان با صفحه رسانا (یعنی $A_c \sin \beta$). بهترین جفت شدگی بین فرستنده و رسانا زمانی رخ می دهد که رسانا به فرستنده نزدیک بوده و زاویه میدان اولیه با صفحه رسانا ۹۰ درجه باشد؛ یا وقتی که فاصله توده رسانا با گیرنده کم و زاویه میدان ثانویه و گیرنده ۹۰ درجه باشد. در اثر جابجایی سیستم برداشت نسبت به توده رسانا، میزان جفت شدگی تغییر می کند. لذا شکل آنومالی بدست آمده، در تفسیر هندسه توده رسانا نقش مهمی ایفا می کند [Wait, 1955]. از سوی دیگر جفت شدگی القایی بین فرستنده با رسانا و رسانا با گیرنده، متناسب با ضریب القای متقابل است. از این پارامتر می توان در تعیین دامنه سیگنال های ارسالی از فرستنده و دریافتی در گیرنده استفاده نمود [Telford et al, 1990]. با توجه به شکل (۲-۱۱)، مشاهده می شود؛ مقدار پاسخ در سیم پیچ های هم صفحه افقی (I)، با افزایش عدد القا به آرامی افزایش و سپس به سمت صفر تنزل می یابد. در این هنگام مطابق قانون لنز^۲ جریان های القایی درون زمین با میدان اولیه مخالفت می کنند یعنی آنرا از زمین به بیرون می رانند. بنابراین در بازه فرکانس های بالا، میدان کاملاً افقی می شود؛ لذا مقدار مولفه عمودی میدان صفر می شود. بطور مشابه، همین اثر در سیم پیچ های هم محور قائم (II) و در محدوده اعداد القای بالا، باعث دو برابر شدن میدان اندازه گیری شده می شود [Fugro, 2003].

۲-۵- عمق اکتشاف

می دانیم چندین پارامتر در اندازه مقاومت ویژه لایه های زمین نقش دارند، که برخی از مهمترین آنها

1 - Coupling

2 - Lenz's law

عبارتند از کانی‌شناسی، میزان رطوبت، تخلخل، رسانایی الکتریکی آب درون منافذ سنگ، نوع چینه‌شناسی و نحوه لایه‌بندی.

از طرفی تراوایی یا خود پذیری مغناطیسی (μ)، پارامتری برای بیان میزان پذیرش یک جسم برای مغناطیسی شدن است. اندازه این پارامتر برای کانی مگنتیت بسیار زیاد و برای کوارتز بسیار اندک است. اثر تراوایی مغناطیسی در تمامی فرکانس‌های برداشت ثابت است. این پارامتر اغلب در داده‌های فرکانس پایین و در مناطقی که اثر رسانایی بواسطه عدد القایی اندک است، کمترین مقدار است. برای ردیابی این پارامتر در داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری باید گفت: این پارامتر به شکل یک مقدار منفی در مقدار مولفه همفاز میدان ثانویه رخنمایی می‌کند و در غالب موارد به شکل یک کاهش اندک در این مولفه ظاهر می‌شود؛ ضمن آن که تاثیر آن بر مقدار مولفه موهومی میدان ثانویه ناچیز است. به عبارت دیگر اثر تراوایی مغناطیسی با مشاهده مولفه حقیقی منفی قابل تشخیص است و در این حالت در تمامی فرکانس‌های برداشت این موضوع دیده می‌شود [Huang& Fraser, 2001].

اما ضریب گذردهی الکتریکی (ϵ)، پارامتری است برای بیان توانایی یک جسم در ذخیره سازی بار الکتریکی. به عنوان مثال ضریب گذردهی الکتریکی برای آب شور زیاد و برای نفت کم است. این ضریب وابسته به اندازه فرکانس است؛ به این معنی که با افزایش اندازه فرکانس، مقدار آن نیز افزوده می‌شود. اثر این پارامتر هنگامی که محیط عایق الکتریکی است و در فرکانس‌های بالا قابل مشاهده است. به طوری که در این شرایط اثر پارامتر به صورت کاهش مولفه حقیقی به کمتر از صفر و افزایش مولفه ناهمفاز (البته کمتر از اندازه کاهش مولفه حقیقی) خواهد بود. نکته قابل توجه دیگر آن که، خودنمایی پارامتر ضریب گذردهی الکتریکی نیز مانند پارامتر تراوایی مغناطیسی، بیشتر در زمین‌های بسیار مقاوم رخ می‌دهد

[Huang& Fraser, 2001].

حال ذکر این نکته ضروری است که هر سه پارامتر مقاومت ویژه الکتریکی، خود پذیری مغناطیسی و گذردهی الکتریکی در تعیین پاسخ اندازه گیری شده الکترومغناطیس برای رسیدن به یک نتیجه دقیق از خواص الکتریکی لایه های زمین، موثرند.

در روش های الکترومغناطیس هوابرد، ماکزیمم عمق نفوذ، عمقی است که در آن اثر یک توده رسانا به شکل یک ناهنجاری در پاسخ نهایی سیستم اندازه گیری قابل تشخیص است [Huang& Fraser, 2001]. در یک عمق خاص ممکن است سیگنال الکترومغناطیس به طور کامل بوسیله میانگین سطح نوفه^۱ (N) پوشیده شود. در عمل مینیمم تشخیص ناهنجاری مضرری از N خواهد بود ($A*N$). به طور معمول مقدار A برابر ۴ فرض می شود. لذا عمق نفوذ، عمقی تعریف می شود که در آن سطح سیگنال^۲ به کمتر از $4*N$ کاهش یابد. در نهایت نسبت سیگنال به نوفه نیز برابر با ۴ خواهد بود [Peltoniemi, 1998].

چندین فاکتور بر عمق نفوذ اثر گذارند، که برخی از آنها عبارتند از ابعاد و مشخصات سیستم الکترومغناطیس هوابرد مانند نحوه قرارگیری سیم پیچ های فرستنده و گیرنده نسبت به یکدیگر، فاصله جدایش سیم پیچ ها، فرکانس های برداشت، سطح سیگنال، سطح نوفه سیستم، برخی ویژگی های وابسته به توده های زیرسطحی نظیر هندسه، اندازه، محل قرارگیری و رسانایی توده، خصوصیات زمین شناسی سنگ میزبان و روباره [Peltoniemi, 1998].

گفته شد عمقی که جریان های گردابی القا شده در آن انتشار می یابند؛ به رسانندگی زمین و فرکانس امواج الکترومغناطیس سیستم برداشت وابسته است. در یک زمین همگن، محاسبه این عمق ساده و تقریباً

1- Average Noise Level
2 - Signal Level

نصف عمق پوسته است. این عمق می‌تواند به عنوان عمق بیشترین حساسیت سیستم و فرکانس مورد استفاده نیز تعریف شود. نکته قابل ذکر این که، تعیین عمق دقیقی که تغییرات رسانندگی در آن رخ می‌دهد؛ بسیار دشوار است [Fugro, 2003].

وقتی سنگ میزبان یک توده مدفون رسنا، خود دارای رسانندگی بالایی باشد؛ عمق اکتشاف کاهش می‌یابد. همچنین وقتی مقاومت ویژه توده میزبان بطور جانبی تغییر می‌کند؛ باعث تغییر پاسخ الکترومغناطیس در طول مجموعه داده‌ها شده و این موضوع می‌تواند اثر پاسخ کوچک رساناهای مدفون عمیق‌تر را نیز کمرنگ کرده یا بطور کامل محو نماید. یکی دیگر از موضوعاتی که می‌تواند بر عمق اکتشاف اثر بگذارد، فرضیاتی است که در روش‌های بکار رفته برای تفسیر داده‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. بدیهی است روش‌های پیشرفته‌تر و پیچیده‌تر می‌توانند میزان حساسیت را افزایش دهند.

وضعیت هندسی میدان مغناطیسی اولیه و ثانویه نیز بر عمق اکتشاف تاثیر دارد. در نقاط دور از فرستنده، شدت میدان اولیه تقریباً با توان سوم مسافت کاهش می‌یابد. برای یک رسانای کوچک شدت میدان ثانویه نیز با همین نرخ نسبت به مسافت کاسته می‌شود؛ اما این نرخ برای توده‌های رسانای بزرگ نسبت به رساناهای کوچک، کمتر است. در برداشت‌های اکتشافی با سیستم الکترومغناطیس هلیکوپتری، معمولاً رساناها در بهترین شرایط (توده میزبان بسیار مقاوم، توده هدف هادی و حجیم و بدون وجود تغییرات جانبی) تا عمق حداکثر ۱۶۰ متری قابل آشکارسازی می‌باشند؛ که این میزان محدوده حساسیت سیستم^۱ در شرایط ایده‌آل خوانده می‌شود [Fugro, 2003].

در مقایسه با برداشت هواپیما، در سیستم‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری، ارتفاع پایین و

1 - System sensitivity

سرعت اندک پرواز باعث افزایش دقت ثبت آنومالی ها و حساسیت بیشتر نسبت به توده های کم رسانا می شود. در سیستم های حوزه فرکانس یک گستره باریک فرکانسی می تواند نرخ بالای سیگنال به نویز را نسبت به یک سیستم حوزه زمان با گستره زمانی بزرگ، فراهم نماید.

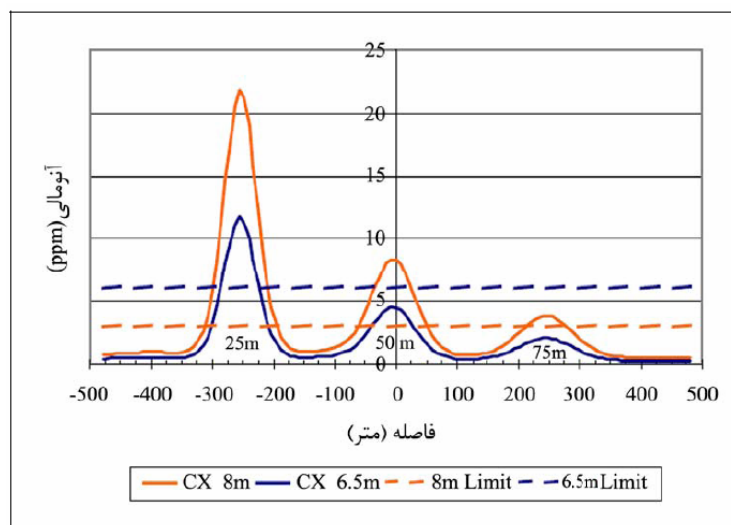
۲-۶- جدایش سیم پیچ ها^۱ و نرمال سازی آنها

جدایش سیم پیچ های فرستنده و گیرنده از یکدیگر تاثیرات پیچیده ای بر سطح نوفه ظاهری دستگاه و محدوده قابل اندازه گیری سیستم دارند. به طوری که اگر فاصله بین سیم پیچ های فرستنده و گیرنده خیلی کمتر از ارتفاع سیستم در بالای هدف باشد، در اثر تغییر این فاصله، شکل سیگنال اندازه گیری شده خیلی تغییر نخواهد کرد [Fugro, 2003].

رسیدن به پاسخ های دقیق مستلزم کاهش اثر میدان اولیه در گیرنده است. از آنجا که در برداشت های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، میدان ثانویه به صورت نسبتی از میدان اولیه اندازه گیری می شود؛ فاصله جدایش بین سیم پیچ های گیرنده و فرستنده، تاثیر زیادی بر نوفه و نیز پاسخ سیستم نسبت به توده های رسانای زیرسطحی دارد. بیشترین نوفه در سیستم های الکترومغناطیس هوابرد حوزه فرکانس، به دلیل تغییر در جفت شدگی بین فرستنده و گیرنده ایجاد می شود. چرا که این تغییر باعث ثبت بخشی از میدان اولیه در سیم پیچ گیرنده خواهد شد. از آنجا که شدت میدان اولیه با افزایش فاصله کاهش می یابد؛ افزایش جدایش سیم پیچ ها، به شدت باعث کاهش شدت میدان اولیه در محل گیرنده می شود. مثلاً تغییر فاصله بین سیم پیچ ها از ۶/۵ متر به ۸ متر سبب می شود که شدت میدان اولیه با ضریب $0.54 = \left(\frac{6.5}{8}\right)^3$ کاهش یابد و به همین نسبت باعث می شود تا نوفه مربوط به میدان اولیه نیز کم

1 - Coil separation

شود (شکل ۲-۱۲).



شکل ۲-۱۲: اثر فاصله سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده بر نسبت سیگنال به نوفه [تمدن، ۱۳۸۶]

در یک سیستم الکترومغناطیس هوابرد، شدت واقعی میدان ثانویه تابع شرایط زمین‌شناسی، شدت میدان اولیه و همچنین ارتفاع پرواز است. لذا با ثابت ماندن این عوامل، توده رسانا میدان ثانویه ثابتی تولید خواهد نمود.

در سیستم دیگرم با استفاده از چندین سیم‌پیچ با آرایش و فرکانس متفاوت و نزدیک به هم باعث تولید داده‌های مناسبی در تشخیص هندسه توده رسانای مدفون می‌شود. به عبارت دیگر، در این سیستم، سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی بیشترین حساسیت را به رسانایی زمین در حالت لایه‌ای دارند؛ لذا با ظرافت تغییرات رسانندگی را ثبت می‌نمایند. در عین حال این سیم‌پیچ‌ها، کمترین حساسیت را در تغییر جهت برداشت دارند. اما سیم‌پیچ‌های هم‌محور قائم پاسخ خوبی را برای رساناهای قائم، نظیر رگه‌های پرشیب سولفیدهای فلزی توده‌ای و قطعات رسانای مدفون و ساخت بشر ایجاد می‌کنند [Fugro, 2003].

مبانی روش‌های الکترومغناطیس و اندازه‌گیری الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس بحث شد؛

در فصل بعد چگونگی مدل سازی پیشرو داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری مورد بحث قرار می گیرد.

فصل سوم

**بررسی روش‌های حل معادله القاء الکترومغناطیس هلیکوپتری و
ارائه روشی جدید برای مدل‌سازی پیشرو داده‌های آن**

در این فصل مدل سازی پیشرو داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری مورد بحث قرار می گیرد. البته باید توجه داشت که می توان از روش های مورد اشاره و با اندکی تغییر در سایر برداشت های هواپرد نیز استفاده نمود.

امروزه با حضور تجهیزات مدرن برداشت داده های الکترومغناطیس هواپرد، بیش از پنج قرائت در ثانیه انجام می شود و این اندازه گیری بطور همزمان در افزون بر پنج فرکانس مختلف انجام می شود. لذا واضح است که حجم داده های مربوط به یک عملیات برداشت بسیار زیاد بوده و تبدیل این داده ها به پارامترهای قابل فهم فیزیکی نیز تنها با استفاده از الگوریتم های سریع و دقیق میسر خواهد بود. از جمله روش های دقیق و به روز برای انجام این مهم، روش های مدل سازی معکوس است که در عمل به مدل سازی پیشرو وابسته است. نکته مهم و درخور توجه این که هر چقدر نتایج حاصل از روش مدل سازی پیشرو دقیق باشد، نتایج مدل سازی معکوس مرتبط با آن نیز دقیق تر خواهد بود. پس می توان ادعا نمود که با بالا بردن دقت الگوریتم پیشرو می توان مناسب ترین روش مدل سازی معکوس را از میان روش های موجود انتخاب نمود.

در این فصل هدف بررسی چگونگی حل انتگرال القاء ماندری و ارائه روشی بهبود یافته برای مدل سازی پیشرو و همچنین ارائه راهی برای حل سریع تر انتگرال فوق الذکر است. پیش از آن نیز به بررسی کیفی اثر متقابل سیستم های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس با زمین مورد مطالعه می پردازیم.

۲-۳- بررسی کیفی اثر سیستم‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری با زمین مورد مطالعه

۲-۳-۱- مدل زمین لایه‌ای

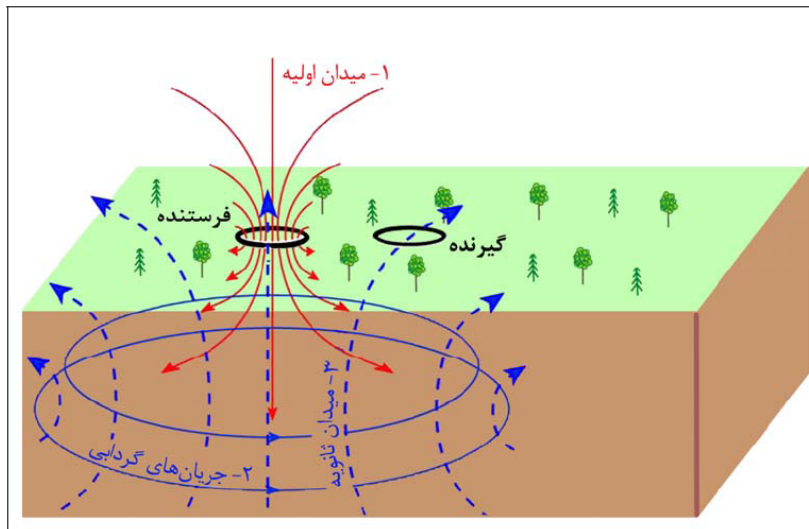
در سیستم‌های الکترومغناطیس هوابرد، مرسوم این است که زمین به صورت تعدادی لایه افقی در نظر گرفته می‌شود. اما ساده‌ترین مدل از این نوع، مدل زمین همگن است (نیم‌فضای همگن^۱) که در تمامی نقاط و جهات دارای خاصیت فیزیکی ثابتی است. برای یک فرستنده (Tx) دوقطبی مغناطیسی عمودی، خطوط میدان مغناطیسی از محور آن به سمت خارج منتشر می‌شوند (مانند شکل (۳-۱)). میدان مغناطیسی اولیه پس از نفوذ در زمین سبب ایجاد جریان‌های الکتریکی (جریان گردابی) به صورت حلقه‌های افقی می‌شود. این جریان‌های گردابی نیز باعث بوجود آمدن میدان مغناطیسی ثانویه (خطوط خط‌چین) می‌شوند که به وسیله گیرنده (Rx) دریافت می‌گردد. البته قطر حلقه‌های جریان القایی و عمق تمرکز آنها تابع رسانندگی زمین و فرکانس امواج الکترومغناطیسی است. برای زمین همگن، همانگونه که در شکل (۳-۱) نیز دیده می‌شود، جریان‌ها در سطوحی حلقوی و متقارن توزیع شده و در داخل زمین انتشار می‌یابند. عمق مراکز حلقه‌های جریان (که بیشترین چگالی جریان در آنجا وجود دارد) نیز از سطح زمین، تقریباً نصف عمق پوسته است [Fugro, 2003].

عمق حلقه مرکزی^۲ جریان برای هر فرکانس متفاوت است. این عمق معمولاً به عنوان عمق بیشترین حساسیت^۳ برای هر فرکانس در نظر گرفته می‌شود [Reid & Macnae, 1998]. با اینکه عمق شارش جریان در یک زمین همگن تقریباً قابل پیش‌بینی است؛ اما در یک زمین لایه‌ای متشکل از لایه‌های با رسانندگی ویژه متفاوت، این مساله بسیار پیچیده است.

1 - Homogeneous half space

2 - Depth of central loop

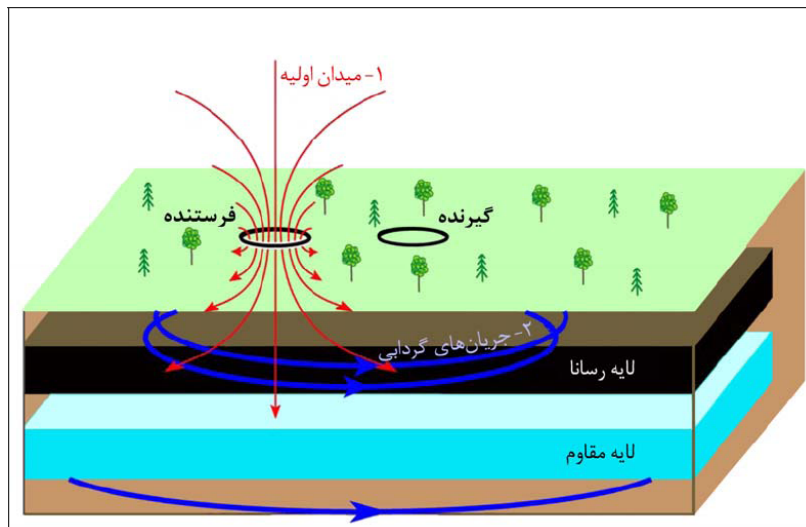
3 - Depth of maximum sensitivity



شکل ۳-۱: شمایی از فعل و انفعال امواج الکترومغناطیس هوایی در یک زمین همگن [تمدن، ۱۳۸۶]

با توجه به شکل (۳-۲) در یک زمین لایه‌ای، جریان‌های گردابی تمایل بیشتری به شارش و تمرکز در لایه‌های رسانا دارند و شارش جریان اندکی در لایه‌های مقاوم رخ می‌دهد. همین مساله شناسایی لایه‌های مقاوم با روش الکترومغناطیس هواپرد را مشکل می‌کند؛ مگر در مواردی که لایه مقاوم خیلی ضخیم باشد [Fugro, 2003].

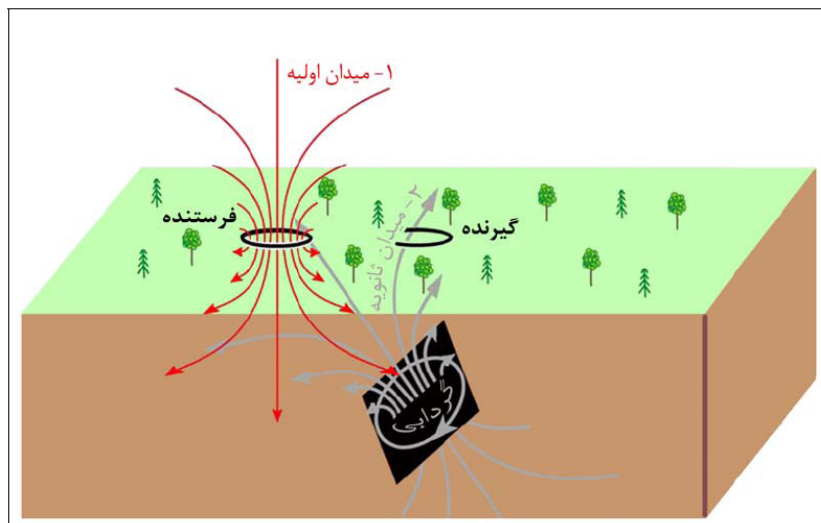
از آنجا که جریان‌های گردابی ناشی از فرکانس‌های بالا ممکن است در بالای لایه و جریان‌های ناشی از فرکانس‌های پایین در زیر لایه مقاوم انتشار یابند؛ با بهره‌مندی از روش الکترومغناطیس هلیکوپتری چند فرکانسی، می‌توان به تفسیر بهتری از لایه‌های زیرسطحی رسید. هر چند برای یک لایه بسیار رسانای ضخیم، ممکن است جریان‌های گردابی ناشی از تمامی فرکانس‌ها تنها در همین لایه شارش یابند.



شکل ۲-۳: شمایی از شارش جریان گردابی در زمینی متشکل از لایه‌های رسانا و مقاوم در برداشت الکترومغناطیس هوابرد [تمدن، ۱۳۸۶]

۳-۲-۲- رساناهای مدفون در زمین همگن

ساختارهای زمین‌شناسی رسانا یکی از معمول‌ترین اهداف در برداشت‌های الکترومغناطیس هوابرد هستند. این رساناها می‌توانند سولفیدهای فلزی متبلور یا زون‌های خرد شده اشباع از آب باشند. حال فرض بر وجود یک توده رسانای مدفون در یک زمین مقاوم مانند شکل (۳-۳) است. در این حالت می‌توان از جریان‌های گردابی القا شده در زمین صرف‌نظر نموده و توجه خود را به جریان‌های گردابی تولید شده به وسیله میدان اولیه در رسانای مدفون متمرکز نمود. میدان اولیه باعث القای یک جریان الکتریکی در جسم رسانا می‌شود. این جریان نیز باعث تشکیل یک میدان ثانویه قابل اندازه‌گیری در گیرنده می‌شود. شدت و زاویه فاز میدان ثانویه به اندازه و رسانندگی توده رسانا و جفت‌شدگی اجزا سیستم بستگی دارد. در اثر جابجایی سیستم برداشت نسبت به توده رسانا، میزان جفت‌شدگی تغییر می‌کند. لذا شکل آنومالی بدست آمده، در تفسیر هندسه توده رسانا نقش مهمی ایفا می‌کند.



شکل ۳-۳: شمایی از جریان‌های گردابی و میدان ثانویه مربوطه در توده مدفون رسانا در برداشت الکترومغناطیس هوابرد [تمدن، ۱۳۸۶]

اگر زمین نسبت به توده رسانا مقاوم‌تر باشد، پاسخ رسانا در کمیت اندازه‌گیری شده سهم بیشتری دارد؛ به طوری که می‌توان از پاسخ زمین صرف‌نظر کرد. اما اگر زمین رسانا باشد، برهم‌کنش پیچیده‌ای بین جریان شارش یافته در زمین و توده رسانا بوجود خواهد آمد. در این حالت یک پاسخ قوی از سوی زمین خصوصاً اگر در طول خط پرواز به مقدار قابل توجهی تغییر کند؛ می‌تواند پاسخ رسانا را بطور کامل محو نماید. اما اگر توده رسانا در راستای شارش جریان در داخل زمین گسترش یابد؛ تمام جریان از داخل توده رسانا عبور کرده و باعث افزایش اندازه آنومالی اندازه‌گیری شده در بالای زون رسانا می‌شود؛ که این پدیده کانالیزه‌شدن جریان^۱ خوانده می‌شود [Fugro, 2003].

از آنجا که توده رسانا یک جسم محلی^۲ (محدود) است، شدت پاسخ اندازه‌گیری شده وقتی سیستم اندازه‌گیری در راستای افق به آن نزدیک می‌شود، افزایش می‌یابد و با دور شدن از آن کاهش می‌یابد. این قله محلی در داده‌های الکترومغناطیس هوابرد، آنومالی توده رسانا خوانده می‌شود. بنابراین از نظر تئوری

1 - Current channeling
2 - Local

پاسخ مربوط به زمین لایه‌ای باید در همه جا یکسان باشد؛ اما در عمل در اثر تغییر شرایط زمین و تغییر مداوم ارتفاع پرواز در طول خط برداشت، تغییراتی در داده‌ها دیده می‌شود.

۳-۳- چگونگی مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هوابرد

نزدیکترین الگوریتم‌های مدل‌سازی به داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، الگوریتم‌های مرتبط با داده‌های مگنتوتلوریک است. از قدیمی‌ترین الگوریتم‌های محاسبه پاسخ پیشرو در این زمینه، الگوریتم ارائه شده توسط اشموکر^۱ [Schmucker, 1970] است که در ادامه بحث شرح داده می‌شود.

در این الگوریتم یک موج الکترومغناطیس پلاریزه در صفحه xy که جهت انتشار آن در راستای z است؛ در نظر گرفته می‌شود. در این صفحه تصویر بردار مغناطیسی H_0 ، که با محور x زاویه θ می‌سازد، در راستای محورهای x و y برابر است با [Telford et al, 1990]:

$$H_x = (H_0 \cos \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az) \quad (۱-۳)$$

$$H_y = (H_0 \sin \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az) \quad (۲-۳)$$

که در آنها $a = (\omega \mu \sigma / 2)^{1/2}$ است. همچنین از تعمیم قانون آمپر (رابطه (۲-۱۷)) داریم:

$$\begin{aligned} E_x &= \frac{1}{\sigma} (x \text{ component of } \nabla \times H) = \frac{1}{\sigma} \left(-\frac{\partial H_y}{\partial z} \right) \\ &= \sqrt{2} \frac{a}{\sigma} (H_0 \sin \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az + \frac{\pi}{4}) \end{aligned} \quad (۳-۳)$$

و نیز داریم:

$$E_y = \sqrt{2} \frac{a}{\sigma} (H_0 \cos \theta) e^{-az} \cos(\omega t - az + \frac{\pi}{4}) \quad (۴-۳)$$

1 - Schmucker

اما با استفاده از روابط (۱-۳) تا (۴-۳) و برای زمین همگن لایه‌ای رابطه زیر را خواهیم داشت:

$$\left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = 2 \left(\frac{a}{\sigma} \right)^2 = \omega \mu \rho \quad (۵-۳)$$

چنانچه σ رسانندگی ویژه در عمق تجسس DI باشد؛ با جایگزینی $\frac{1}{DI}$ بجای $\frac{\partial}{\partial z}$ و $\frac{2\pi}{T}$ بجای ω در

رابطه فوق داریم [Telford et al, 1990]:

$$DI \approx \frac{1}{\sigma} \left| \frac{H_y}{E_x} \right| \approx \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad (۶-۳)$$

و

$$\rho \approx \frac{T}{2\pi\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (۷-۳)$$

۳-۳-۱- تابع تبدیل برای یک میدان یکنواخت

ابتکار اشموکر آن بود که با استفاده از روابط پیشین و با توجه به ماهیت مختلط مؤلفه‌های میدان

الکترومغناطیس، تابع تبدیل^۱ (امپدانس زمین) مختلط (c_0) - که میدان‌های الکتریک و مغناطیس را به هم

مرتبط می‌سازد- را به شرح ذیل تعریف نمود [Sengpiel, 1988]:

$$c_0 = \frac{1}{i\mu_0 \omega} \frac{E_x}{H_y} \quad (۸-۳)$$

در رابطه فوق، E_x و H_y به ترتیب مؤلفه‌های متعامد میدان الکتریکی و مغناطیسی در سطح زمین

هستند. تابع تبدیل c_0 که در برخی منابع با علامت Z نیز نشان داده می‌شود؛ برای یک میدان اولیه

یکنواخت^۲ و در نیم‌فضای لایه‌ای به کمک یک الگوریتم ریاضی دقیق، به سرعت قابل محاسبه است.

ویدلت^۳ [Weidelt, 1972] با توجه به روابط (۵-۳) و (۶-۳)، نتیجه گرفت که، مولفه

1 - Transfer function
2 - Uniform primary field
3 - Weidelt

حقیقی (Re) تابع تبدیل (c_0) یا تابع پاسخ^۱ (که دارای بعد طول می باشد) برابر با عمق z_0^* (عمق تمرکز جریان همفازی که بوسیله یک چشمه میدان یکنواخت^۲، القاء شده است) است. مولفه موهومی (Im) آن نیز می تواند مقاومت ویژه متوسط (ρ_0^*) مرتبط با عمق (z_0^*) تعریف شود. حال اگر این تابع تبدیل برای چندین فرکانس معلوم باشد، به سهولت و با کمک روابط ذیل می توان مقاطع مقاومت ویژه- عمق پروفیل های برداشت را تهیه نمود.

$$\rho_0^* = 2\mu_0\omega (\text{Im } c_0)^2 \quad (9-3)$$

$$z_0^* = \text{Re } c_0 \quad (10-3)$$

چنانچه اندازه گیری در یک نیم فضای لایه ای که لایه اول هم رسانای ضعیفی است؛ انجام شود، تابع $\rho_0^*(z_0^*)$ تقریب مناسبی از توزیع عمقی مقاومت ویژه خواهد بود [Schmucker, 1970]. جالب تر آن که چون در برداشت های هوا برد لایه اول یعنی فاصله بین پرند و زمین، لایه هوا (با رسانایی بسیار ناچیز) است؛ بنابراین این روش در برداشت های هوا برد به خوبی قابل استفاده است.

اما تفاوت عمده برداشت های الکترومغناطیس هوا برد با برداشت های مگنتوتلوریک آن است که در روش مگنتوتلوریک میدان اولیه یکنواخت است؛ در صورتی که در برداشت های هوا برد چنین نیست. لذا به ناچار باید تابع تبدیل فوق الذکر را برای میدان های غیر یکنواخت اصلاح نموده و آنگاه آن را بکار برد.

1 - Response function
2 - Uniform source field

۳-۳-۲- تابع تبدیل برای یک میدان غیر یکنواخت

الف- چشمه میدان تک فرکانس

چشمه میدان تک فرکانسی را که می‌تواند با یک عدد موج^۱ بیان شود؛ در نظر می‌گیریم:

$$\lambda = \frac{2\pi}{L} \quad (۱۱-۳)$$

در این رابطه، L طول موج فضایی^۲ چشمه میدان است؛ پس تابع تبدیل (C_λ) برای یک نیم‌فضای

همگن عبارتست از [Schmucker, 1970]:

$$c_\lambda = \left[\lambda^2 + \left(\frac{1+i}{p} \right)^2 \right]^{-\frac{1}{2}} \quad (۱۲-۳)$$

در این رابطه p عمق پوسته نیم‌فضاست ($p = \frac{1}{a} = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}}$). اما تابع تبدیل c_λ را می‌توان به

عنوان "عمق پوسته تعمیم یافته"^۳ برای چشمه میدانی با عدد موج λ در نظر گرفت. برای یک میدان

یکنواخت ($\lambda=0$)، تابع انتقال عبارتست از [Sengpiel, 1988]:

$$c_0 = \frac{p}{2} - i \frac{p}{2} \quad (۱۳-۳)$$

ب- چشمه میدان دوقطبی مغناطیسی

از آنجا که در برداشت‌های الکترومغناطیس هواورد فاصله جدایش فرستنده و گیرنده

نسبت به ارتفاع پرواز ناچیز است؛ لذا می‌توان فرستنده یا گیرنده را به صورت دوقطبی

مغناطیسی نوسان کننده^۴ در نظر گرفت (این فرض در ادامه باعث سهولت در حل معادلات

مربوطه خواهد شد) [Fraser, 1972]. لذا با این فرض، مولفه‌های میدان حاصل به صورت یک

طیف پیوسته از طول موج‌ها قابل تعریف است [Sengpiel, 1988]. اگر میدان مغناطیسی ثانویه

1 - Wavenumber

2 - Spatial wavelength

3 - Generalized skin depth

4 - Oscillating magnetic dipole

نرمالیزه شده در محل سیم‌پیچ گیرنده با Z نشان داده شود؛ با فرض:

$$h \geq 3.3r \quad (۱۴-۳)$$

که در آن r فاصله جدایش سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده و h ارتفاع پرنده از سطح زمین است.

حال بر اساس رابطه زیر که به نام رابطه ماندری نیز معروف است، داریم [Mundry, 1984]:

$$Z \cong G_j \left(\frac{r}{h}\right)^3 \int_0^\infty k^2 R_1 e^{-2k} dk \quad (۱۵-۳)$$

در این رابطه، $k=\lambda h$ و G_j فاکتوری است که به نحوه قرارگیری سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده

بستگی دارد. این فاکتور برای سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی $j=1$ ، $G_1=1$ ، برای سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه

عمودی $j=2$ ، $G_2=1/2$ و برای سیم‌پیچ‌های هم‌محور قائم $j=3$ ، $G_3=-1/4$ است. در فصل قبل اشاره شد

که R_1 ضریب بازتاب نام دارد و پارامتری است مختلط که از دو جزء حقیقی و موهومی وابسته به

پارامترهای زمین، تشکیل شده است.

۴-۳- محاسبه ضریب بازتاب

از آنجا که محاسبه این ضریب در دو حالت مدل زمین همگن و مدل زمین لایه‌ای متفاوت است؛ لذا

در ادامه به این موضوع اشاره می‌شود.

۴-۳-۱- محاسبه ضریب بازتاب در حالت مدل زمین همگن

چون پارامترهای مورد نیاز در برنامه‌نویسی مربوط به این ضریب مهم و اساسی است لذا مدل زمین

همگن مورد استفاده برای بدست آوردن روابط ذیل، مطابق شکل (۴-۳) است؛ و داریم:

$$R_1 = \frac{\nu - k}{\nu + k} \quad (۱۶-۳-الف)$$

که در آن :

$$\nu = \sqrt{k^2 + i 2\delta^2} \quad (3-16\text{ب})$$

$$k = \lambda h = 2\pi \frac{h}{L} \quad (3-16\text{ج})$$

$$\delta = \frac{h}{p} \quad (3-16\text{د})$$

در این روابط پارامتر K عدد موج نرمالیزه شده^۱، L طول موج و δ پارامتر فاصله^۲ است

[Sengpiel, 1988]. با استفاده از روابط (۳-۱۲) و (۳-۱۶) داریم:

$$\nu = \frac{h}{c_\lambda} \quad (3-17)$$

چنانچه C_k به شکل رابطه زیر تعریف شود:

$$C_k = \frac{1}{\nu} = \frac{c_\lambda}{h} \quad (3-18)$$

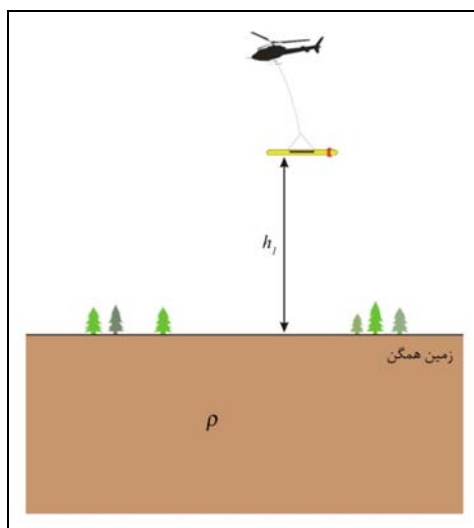
با بهره‌گیری از معادله (۳-۱۶ - الف) خواهیم داشت:

$$R_1 = \frac{1 - k C_k}{1 + k C_k} \quad (3-19)$$

که در نهایت با استفاده از روابط (۳-۱۵) و (۳-۱۹)، مولفه‌های طیفی تابع تبدیل نرمالیزه شده (C_k),

با مولفه‌های میدان ثانویه (Z) مرتبط می‌شوند.

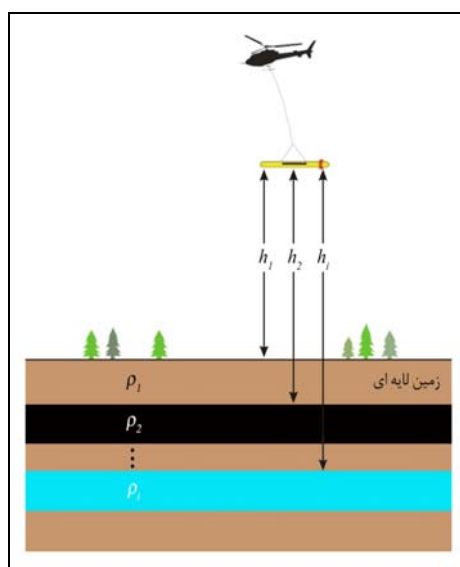
1 - Normalized wavenumber
2 - Distance parameter



شکل ۳-۴: نمایش زمین همگن در برداشت الکترومغناطیس هوایی [تمدن، ۱۳۸۶]

۳-۴-۲- محاسبه ضریب بازتاب در حالت مدل زمین لایه‌ای

برخلاف مدل زمین همگن، در حالت زمین لایه‌ای پارامترهای مساله به صورت چندین مقاومت‌ویژه و چندین فاصله پرنده تا سطح فوقانی هر لایه (h_i و ρ_i) مطابق آنچه که در شکل (۳-۵) نشان داده شده است؛ تعریف می‌شوند.



شکل ۳-۵: نمایش زمین لایه‌ای در برداشت الکترومغناطیس هوایی [تمدن، ۱۳۸۶]

در این شرایط ضریب بازتاب (R_1) از طریق روابط بازگشتی زیر قابل محاسبه است^۱

۱ - برای اثبات روابط این بخش می‌توان به کتاب Zhdanov, M. S., 2002, Geophysical inverse theory and regularization problems: Elsevier مراجعه نمود.

[Mundry, 1984]:

$$R_{n-1} = K_{n-1} \quad (\text{الف-۲۰-۳})$$

$$R_{i-1} = \frac{K_{i-1} + R_i \cdot u_i}{1 + K_{i-1} \cdot R_i \cdot u_i} \quad (i = n-1, n-2, \dots, 2) \quad (\text{ب-۲۰-۳})$$

که در آن :

$$u_i = \exp(-2h_i v_i) \quad (\text{ج-۲۰-۳})$$

$$v_i = \left[\lambda^2 + \frac{i\omega\mu_0}{\rho_i} \right]^{1/2} \quad (\text{د-۲۰-۳})$$

رابطه (د-۲۰-۳) همان رابطه (ب-۱۶-۳) است و تنها در این شکل برای i لایه بازنویسی شده است.

$$K_{i-1} = \frac{v_{i-1} - v_i}{v_{i-1} + v_i} \quad (\text{ه-۲۰-۳})$$

در این صورت ضریب بازتاب (R_1) برای زمین لایه‌ای نیز قابل محاسبه است. حال پس از آشنایی با

چگونگی محاسبه ضریب بازتاب، بحث پیشین که محاسبه انتگرال القاء الکترومغناطیس (انتگرال ماندری)

(رابطه (۱۵-۳)) بود؛ ادامه می‌یابد.

۳-۵- روش‌های محاسبه انتگرال ماندری

یکی از مهمترین مشکلات در فرآیند مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هوابرد حل انتگرال

ماندری است. از آنجا که انتگرال فوق‌الذکر بر اساس روش‌های متداول انتگرال‌گیری قابل حل نیست؛ لذا

لازم است از روش‌های حل عددی نظیر روش ضرایب هنکل [Johansen & Sorensen, 1979]، روش

لاپلاس [Sengpiel & Siemon, 1998]، روش بسط تابع بسل [Ward & Hohmann, 1988] و ... استفاده

شود. حل انتگرال فوق‌الذکر با روش‌های یاد شده توسط افراد معدودی مورد بررسی قرار گرفته است و در

عمده موارد تنها خلاصه نتایج را در منابع منتشره می‌توان بررسی نمود. با این همه در ادامه این مبحث

سعی بر بررسی و ارائه چند روش حل انتگرال ماندری است. هدف از انجام این مهم بررسی مزایا و معایب آنها و نیز معرفی روش‌های جدیدتر و دقیق‌تر است. لازم به ذکر است که برخی از آنها برای اولین بار در تحلیل انتگرال ماندری بکار گرفته شده‌اند.

پیش از این که پیرامون روش ضرایب هنکل بحث شود؛ شرح مختصری از روش بسط تابع بسل در حل انتگرال ماندری آورده می‌شود. در این روش تابع بسل بر اساس ضرایب بسط بسل بازنویسی می‌شود. با آن که این روش یکی از راه‌های ساده در حل تابع بسل است؛ اما از آنجا که برنامه‌های رایانه‌ای قادر به تشخیص تعداد جملات مورد نیاز برای بسط تابع بسل نیستند؛ لذا در صورتی که بسط تابع بسل را نوشته و فرایند انتگرال‌گیری انجام شود، به سهولت قابل مشاهده است که پاسخ انتگرال ماندری هنگامی که تعداد جملات تابع به بیش از هفت می‌رسد، بی‌معنی است. لذا محاسبات مربوطه با خطای زیادی همراه خواهد بود. ممکن است این سوال مطرح شود که آیا این مشکل ناشی از انتگرال ماندری است؛ یا ناشی از عدم تعیین مناسب تعداد جملات در محاسبه انتگرال مذکور؟

می‌دانیم وجود تابع بسل سبب می‌شود تا انتگرال مربوطه در جملات بالا به سمت یک مقدار معین میل نموده و همگرا گردد. از این رو گرچه در جملات اولیه با مقادیر بزرگ تابع بسل مواجه‌ایم؛ اما این مقادیر در جملات بالاتر تضعیف شده و تابع مذکور همگرا می‌شود [Abramowitz & Stegun, 1972].

نکته قابل توجه این که، وقتی برای حل این انتگرال از زبان‌های برنامه‌نویسی استفاده می‌شود؛ تقریباً در تمامی این زبان‌ها ضروری است تمام جملات به صورت آنی محاسبه گردند؛ در غیر این صورت انتگرال فاقد پاسخ اعلام می‌گردد. البته در نرم‌افزارهایی که مختص محاسبات

ریاضی تولید شده‌اند (مانند نرم‌افزار مطلب^۱)، تدابیری برای حل این مشکل اندیشیده شده است. همین محدودیت سبب شد تا در این تحقیق برای محاسبه انتگرال ماندیری از روش بسط تابع بسل استفاده نشود و روش حل ضرایب هنکل بکار گرفته شود.

برای این مهم، در قدم اول تلاش شد تا تمامی مقالاتی که در آنها به تشریح روش حل به وسیله ضرایب سریع هنکل پرداخته شده نظیر اندرسن^۲ [Anderson, 1982]، کریستنسن^۳ [Christensen, 1990]، دس و گاوش^۴ [Das & Ghosh, 1974]، یوهانسون و سورنسن^۵ [Johansen & Sorensen, 1979]، کوفود^۶ [Koefoed, 1972] و محسن و حشیش^۷ [Mohsen & Hashish, 1994] بررسی شوند. به رغم تعدد مقالات موجود در این زمینه، متأسفانه در غالب آنها یا ضرایب هنکل ارائه نشده‌اند و یا بطور ناقص ارائه شده‌اند. از طرفی برخی از مقالات که ضرایب را به طور کامل آورده‌اند [Ghosh, 1971a; Chave, 1983]، از بیان روش حل آن و نحوه دستیابی به تابع کرنل^۸ (هسته) اجتناب نموده و تنها به بیان نتایج روش مورد اشاره در مقاله و مقایسه آن با سایر روش‌های موجود بسنده کرده‌اند. پس دستیابی به یک مرجع که هم لیست کامل ضرایب و هم روش دستیابی به تابع کرنل در آن به طور کامل بیان شده باشد؛ ضروری است. از آنجا که در مقاله گوپتاسارما-سینگ [Guptasarma & Singh, 1997] تمامی موارد فوق ارائه شده است، لذا با استفاده از آن محاسبه انتگرال ماندیری انجام شد. در ادامه بحث پیش از پرداختن به روش حل انتگرال ماندیری به وسیله ضرایب هنکل، مختصری پیرامون تبدیل هنکل بحث خواهد شد.

1 - Matlab
 2 - Anderson
 3 - Christensen
 4 - Das and Ghosh
 5 - Johansen and Sorensen
 6 - Koefoed
 7 - Mohsen and Hashish
 8 - Kernel Function

۳-۵-۱- تبدیل هنکل

می‌دانیم این تبدیل به شکل رابطه $f(r) = \int_0^\infty k(\lambda) J_n(\lambda r) d\lambda$ است؛ که در آن λ متغیر انتگرال، r موقعیت مکانی، $K(\lambda)$ تابع کرنل انتگرال و $J_n(\lambda r)$ تابع بسل می‌باشد. برای مدت‌های مدیدی محاسبه انتگرال‌های تابع بسل یا تبدیل هنکل برای مقادیر بزرگ r مسکوت مانده بود. به طوری که این مساله به مانعی بزرگ در بکارگیری مؤثر این رابطه که در بسیاری از رشته‌های علوم و مهندسی کاربرد دارد، به شمار می‌آمد. از آنجایی که سرعت نوسان تابع نوسانگر J_n بسیار زیاد است؛ بنابراین نمونه‌برداری k باید با چگالی بالایی انجام می‌شد که این مهم بدون در اختیار داشتن رایانه‌های بسیار سریع عملاً ناممکن بود. از سوی دیگر چنانچه تغییرات تابع $f(k)$ کند باشد، امکان انتخاب بازه نمونه‌برداری به شکل لگاریتمی وجود دارد و در این صورت روش تبدیل هنکل سریع، زمان محاسبات را چندین برابر کاهش خواهد داد.

اشاره شد که برای محاسبه انتگرال هنکل روش‌های عددی متعددی وجود دارد و در تمامی این روش‌ها، حل تابع هنکل (مقدار زیر انتگرال) بر پایه ضرایبی به عنوان فیلتر یا ضرایب وزنی، استوار است. هر چه این ضرایب دقیقتر انتخاب شوند و تعدادشان بیشتر باشد، روش مربوطه دقیق‌تر خواهد بود. حال آن که با کاهش تعداد ضرایب، روش حل سریع‌تر خواهد شد. باید توجه داشت این ضرایب بر اساس حل انتگرال‌های معینی تعیین می‌شوند.

۳-۵-۲- محاسبه انتگرال ماندیری به وسیله ضرایب هنکل با استفاده از روش گوپتاسارما-سینگ

در این بخش تمامی تلاش آن است تا با استفاده از تابع کرنل و ضرایب وزنی ابداعی گوپتا سارما-سینگ، انتگرال ماندیری حل شود. در نخستین گام می توان این انتگرال را مطابق رابطه زیر به شکل جمعی از چند تابع با ضرایب وزنی ثابت در نظر گرفت [Guptasarma & Singh, 1997].

$$f(r) = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^n k(\lambda_i) W_i \quad (21-3)$$

در این رابطه $K(\lambda_i)$ بیانگر توابعی معین است که مقادیر آنها بر اساس λ های مختلف تغییر می کند. از طرفی W_i نیز ضرایب وزنی است؛ که برای مقادیر مختلف i متفاوت است. این ضرایب با استفاده از روش های فیلتر دیجیتال محاسبه می شوند و نحوه محاسبه آنها گزارش نشده است. برای بیان توابع $(K(\lambda_i))$ ، متغیر λ به صورت زیر تعریف می شود:

$$\lambda_i = \left(\frac{1}{r}\right) \times 10^{[d+(i-1)s]} \quad (22-3)$$

که در آن d و s مقادیری ثابت و معلوم هستند که بر اساس تعداد ضرایب مورد استفاده در حل عددی انتگرال، مشخص می شوند. حال باید ضرایب وزنی و تابع کرنل درون انتگرال تعیین شود. اما برای جلوگیری از اطاله بحث سعی بر آنست تا پیش از توضیح کامل روش گوپتاسارما-سینگ، شباهت تابع میدان القاء الکترومغناطیس هوابرد حوزه فرکانس هلیکوپتری به تابع تبدیل هنکل بررسی شود. بر اساس انتگرال ماندیری داریم^۱:

$$f(r) = \frac{4}{M} \int_0^\infty \lambda^2 e^{-2\lambda} R_1 J_n(\lambda r) d\lambda \quad (23-3)$$

در این رابطه، ضریب M برابر است با $\frac{4}{G_i} \left(\frac{h}{r}\right)^3$. در این مرحله لازم است تابع فوق به فرم قابل استفاده در رابطه گوپتاسارما-سینگ (۲۱-۳) درآید. بدین منظور با توجه به رابطه ارائه شده برای R_1 در

1- برای بررسی اثبات این رابطه، مقاله [Sengpiel, 1988] راهنمای مناسبی است.

مقاله سنگپیل می توان چنین نوشت [Sengpiel,1988]:

$$f(a) = \frac{4}{M} \int_0^\infty \lambda^2 e^{-2\lambda} R_1 J_n(\lambda a) d\lambda \quad (24-3)$$

$$R_1 = \frac{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} - \lambda}{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} + \lambda} \Rightarrow f(a) = \frac{4}{M} \int_0^\infty \lambda^2 e^{-2\lambda} \frac{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} - \lambda}{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} + \lambda} J_n(\lambda a) d\lambda$$

با لحاظ $a = \frac{r}{h}$ ، داریم:

$$f\left(\frac{r}{h}\right) = G_i \left(\frac{r}{h}\right)^3 \int_0^\infty \lambda^2 e^{-2\lambda} \frac{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} - \lambda}{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} + \lambda} J_n\left(\lambda \frac{r}{h}\right) d\lambda \quad (25-3)$$

و نیز داریم:

$$\lambda_i = (h/r) \times 10^{[d+(i-1)s]} \quad (26-3)$$

$$K(\lambda_i) = G_i \left(\frac{r}{h}\right)^3 \lambda^2 e^{-2\lambda} \frac{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} - \lambda}{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} + \lambda} \quad (27-3)$$

می دانیم مقدار $G_i \left(\frac{r}{h}\right)^3$ ثابت است؛ لذا رابطه کرنل به شکل زیر ساده تر می شود:

$$K(\lambda_i) = \lambda^2 e^{-2\lambda} \frac{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} - \lambda}{\sqrt{\lambda^2 + 2i\delta^2} + \lambda} \quad (28-3)$$

در نهایت با استفاده از رابطه گوپتاسارما-سینگ داریم:

$$f(r/h) = (h/r) \sum_{i=1}^n k(\lambda_i) W_i \quad (29-3)$$

در این رابطه با در نظر گرفتن مقادیر متغیر ارتفاع پرواز (h) ، نسبتی از عمق پوسته $(\delta=h/p)$ ، متغیر

λ_i تابع کرنل $K(\lambda_i)$ و ضرایب وزنی W_i ، مقدار انتگرال ماندیری برای مقادیر مختلف ارتفاع پرواز و اعماق

مختلف پوسته که در حقیقت نشانگر مقاومت ویژه های متفاوت نیز می باشد؛ به دست می آید. لازم به ذکر

این که تعداد ضرایب وزنی مورد استفاده در روش گوپتاسارما-سینگ برای J_0 (تابع بسل مرتبه صفر) برابر

۶۱ و ۱۲۰ عدد و برای J_1 (تابع بسل مرتبه اول) برابر ۴۷ و ۱۴۰ عدد است؛ که در انجام این تحقیق برای

افزایش دقت محاسبات از ۱۲۰ نقطه (مطابق جدول (۱-۳)) برای J_0 و ۱۴۰ نقطه (مطابق جدول (۲-۳))

برای J_I استفاده شد.

برای محاسبه انتگرال ماندیری با ضرایب هنکل به روش گوپتاسارما-سینگ، الگوریتم مربوطه نیز

مطابق شکل (۳-۶) تهیه شد. سپس با توجه به این الگوریتم، برنامه رایانه‌ای مربوط به این محاسبات نیز

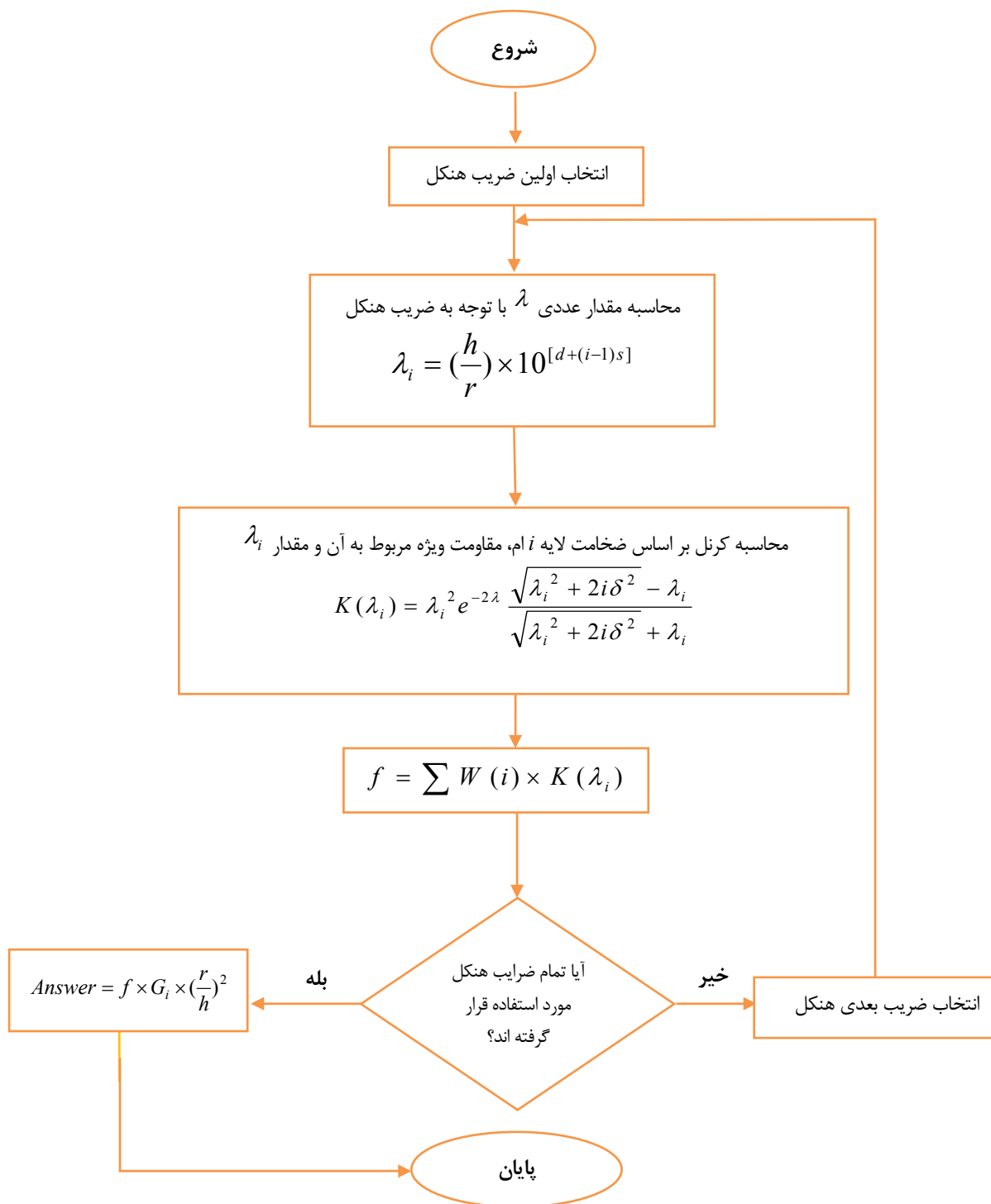
نوشته شد.

جدول ۳-۱: ضرایب وزنی مربوط به J_0 برای مقادیر $d = -8.38850000000$ و $s = 9.04226468670 \times 10^{-2}$
[Guptasarma & Singh, 1997]

9.62801E-07	-5.02069E-06	1.25269E-05	-0.303214416	0.011830497	0.000973421	-1.99324E-05
2.29149E-05	-2.04738E-05	1.49952E-05	0.100032385	0.027112478	0.002238602	-9.37503E-06
5.20157E-06	-2.6294E-06	1.26551E-06	0.07436549	0.061208405	0.00514763	-5.73156E-07
2.76281E-07	-1.09964E-07	7.38038E-08	0.002125876	0.127267746	0.146676028	-9.31615E-09
3.87247E-08	2.10303E-08	4.10557E-08	7.31024E-05	0.152383205	0.017921915	4.13078E-08
5.68829E-08	6.59544E-08	8.40812E-08	1.04471E-07	-0.297674373	0.040886484	1.01533E-07
1.26437E-07	1.54734E-07	1.91219E-07	-0.154078468	-0.494117404	0.09007809	2.35009E-07
2.8975E-07	3.56551E-07	4.39299E-07	0.426273267	-0.027850843	0.162254277	5.40795E-07
6.66136E-07	8.20175E-07	1.01016E-06	-0.190111691	-0.000981987	0.000444993	1.24385E-06
1.53187E-06	1.88634E-06	2.32307E-06	-0.004697987	-2.40058E-05	0.0623097	2.86068E-06
3.52293E-06	4.33828E-06	5.34254E-06	-0.000189984	0.009610646	0.101214136	6.57906E-06
8.10199E-06	9.97723E-06	1.22867E-05	-1.12364E-06	0.022052791	0.074514695	1.51306E-05
1.86329E-05	2.29457E-05	2.8257E-05	-0.002443891	0.050107436	0.000790483	3.47974E-05
4.28521E-05	5.27705E-05	6.49857E-05	0.007935413	0.107940155	0.001817942	8.0027E-05
9.85515E-05	0.000121362	0.000149455	0.392604879	0.168045766	0.004180621	0.000184046
0.00022665	0.000279107	0.000343717	0.010999206	0.007804801	0.033321436	0.000423267
0.000521251	0.000641886	0.003394713	0.002756875	0.001198774	0.001476186	0.014564752
			0.006339182			

جدول ۳-۲: ضرایب وزنی مربوط به J_I برای مقادیر $d = -7.91001919000$ و $s = 8.79671439570e-2$
[Guptasarma & Singh, 1997]

-6.7667E-14	3.39808E-13	-7.43412E-13	8.93613E-13	-5.47342E-13	2.53559E-08	-4.53719E-11
-5.8492E-14	5.20781E-13	-6.92656E-13	6.88908E-13	-6.39911E-13	-1.51569E-08	3.52544E-10
5.82099E-13	-4.84913E-13	3.54684E-13	-2.10855E-13	1.00453E-13	-1.40667E-05	0.222321982
5.5845E-15	-5.67207E-14	1.09108E-13	-6.04068E-14	8.84512E-14	-1.05847E-07	4.33454E-12
8.38072E-14	1.44352E-13	1.23648E-13	2.94276E-13	3.39966E-13	2.6751E-05	4.95377E-11
6.17025E-13	8.2531E-13	1.32561E-12	1.9095E-12	2.93458E-12	3.61028E-07	3.75597E-10
6.55863E-12	9.78325E-12	1.47126E-11	2.2024E-11	3.30577E-11	-5.0774E-05	3.67784E-07
7.43048E-11	1.11401E-10	1.67053E-10	2.5047E-10	5.63165E-10	6.48058E-08	4.1802E-06
8.44458E-10	1.26622E-09	1.89867E-09	2.84694E-09	4.26886E-09	3.53667E-09	4.75093E-05
6.40104E-09	9.59798E-09	1.43919E-08	2.15799E-08	3.23585E-08	4.32436E-08	0.000539658
4.85195E-08	7.27539E-08	1.0909E-07	1.63578E-07	2.45275E-07	-3.75639E-06	0.001816504
5.5147E-07	8.26916E-07	1.23991E-06	1.85922E-06	2.78778E-06	7.33364E-06	0.063921137
6.26794E-06	9.39859E-06	1.40925E-05	2.11312E-05	3.16846E-05	-5.37558E-08	0.23238005
7.12355E-05	0.000106811	0.000160147	0.000240111	0.000359981	-1.81287E-08	0.317192841
0.000808925	0.001212341	0.006091356	0.002720685	0.004072747	-7.10898E-09	0.007570444
0.0090994	0.013566071	0.020169255	0.02985348	0.04390607	1.20228E-08	9.67201E-05
0.091676395	0.128368795	0.17324192	0.219830379	0.251193131	-7.53457E-08	1.86344E-06
0.11712108	-0.117252913	-0.352148529	-0.271162871	0.291134747	-8.7162E-07	-8.33742E-08
-0.49307568	0.311223092	-0.136044123	0.051214126	-0.01908063	8.31066E-08	-3.37263E-08
-0.00325433	0.001497747	-0.00072457	0.000362793	-0.000185908	6.67633E-08	-1.36031E-09



شکل ۳-۶: الگوریتم محاسبه انتگرال ماندیری به روش گوپتاسارما-سینگ

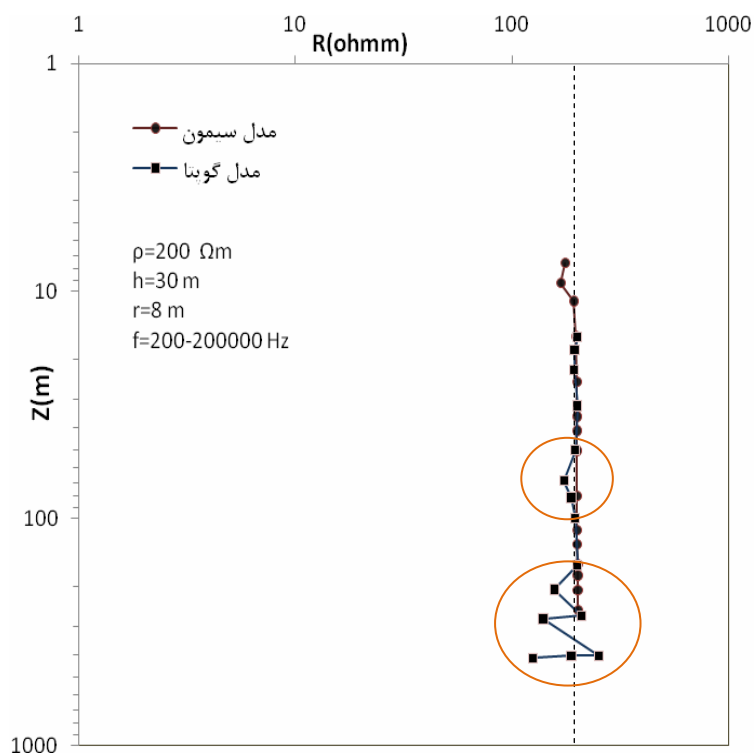
حال به منظور بررسی نتایج حاصل از انجام محاسبات مربوط به روش گوپتاسارما-سینگ، از میان مثال‌های متعدد، نتایج چهار مورد مدل‌سازی نشان داده شده است. همچنین به منظور بررسی میزان صحت محاسبات مربوطه، از نتایج حاصل از روش سیمون [Siemon, 2001] که در محاسبه انتگرال ماندیری با ضرایب هنکل، از روش اندرسون استفاده می‌کند و در ادامه همین فصل مورد اشاره قرار می‌گیرد، استفاده شده است. لازم به ذکر آن که برای رسیدن به نتایج روش سیمون نیز الگوریتم روش مذکور تهیه و کدهای لازم نگاشته شد؛ چرا که محاسبات مربوط به این روش نیز در اختیار نبود.

در جدول (۳-۳) نتایج مدل‌سازی پیشرو (مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه) مربوط به یک زمین همگن با مقاومت ویژه ۲۰۰ اهم‌متر که بوسیله پانزده فرکانس مختلف در بازه ۲۰۰ Hz تا ۲۰۰ KHz، با فرض برداشت به وسیله سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی با فاصله فرستنده و گیرنده برابر ۸ متر و ارتفاع پرواز ۳۰ متر، آمده است. مقایسه نتایج مذکور به این شکل دشوار است، لذا در ادامه با اعمال مدل‌سازی معکوس بر روی همه نتایج و ارائه آنها به شکل منحنی‌های عمقی مقاومت‌ویژه (شکل (۳-۷))، سعی در سهولت مقایسه فرآیند مدل‌سازی پیشرو است. لازم به ذکر این که در ادامه این فصل نیز همین روند دنبال شده است.

نتایج بدست آمده در شکل (۳-۷) حاکی از آن است که، بر خلاف مدل‌سازی سیمون که در غالب نقاط روند عمقی و مقاومت‌ویژه قابل قبولی نشان می‌دهد، اما متأسفانه روش گوپتاسارما-سینگ چنین نیست و در چندین فرکانس برداشت، خصوصاً فرکانس‌های پایین، دچار نوسانات شدیدی در ارائه مقاومت‌ویژه و عمق شده است. از این رو می‌توان گفت این روش از ارائه روند حاکم بر این مدل ناتوان است.

جدول ۳-۳: نتایج مدل سازی پیشرو (مولفه های حقیقی و موهومی میدان ثانویه) مربوط به یک زمین همگن با مقاومت ویژه ۲۰۰ اهم متر با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ

فرکانس (هرتز)	روش سیمون		روش گوپتاسارما-سینگ	
	مقادیر حقیقی	مقادیر موهومی	مقادیر حقیقی	مقادیر موهومی
200	1.53	14.73	1.38	13.3
300	2.66	21.49	2.4	19.4
400	3.92	28.01	3.53	25.29
500	5.27	34.31	4.75	30.98
750	8.97	49.33	8.09	44.54
1000	13	63.49	11.71	57.34
2000	30.86	114.11	27.82	103.08
5000	90.03	232.97	81.19	210.53
7500	140.08	310.46	126.34	280.63
10000	189.06	375.73	170.55	339.72
20000	369.77	565.62	333.76	511.79
50000	791.4	852.47	714.95	772.44
100000	1272.77	1036.45	1152.14	941.82
150000	1617.73	1038.87	1469.62	1006.98
200000	1899.08	1124.19	1770.82	1036.98

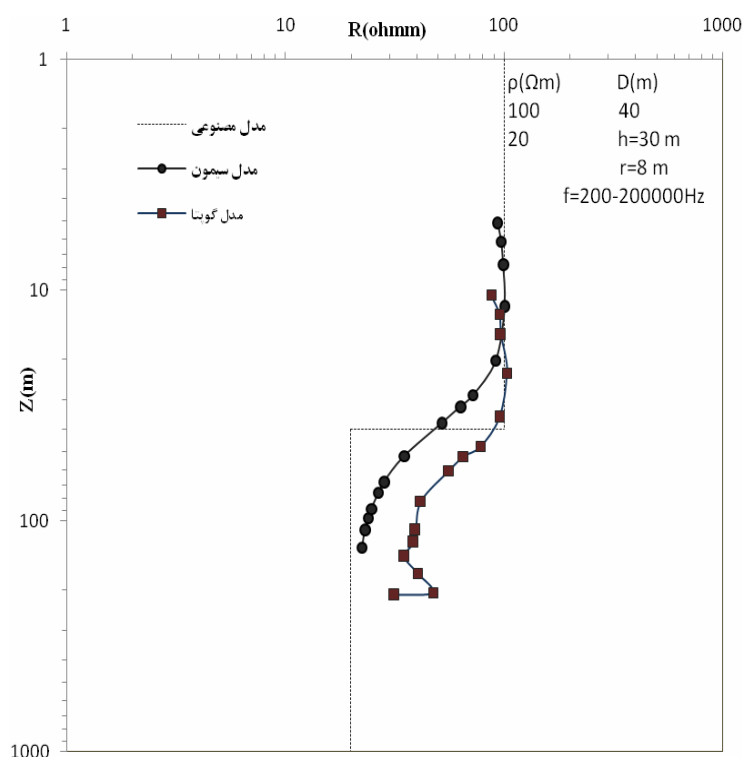


شکل ۳-۷: نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین همگن با مقاومت ویژه ۲۰۰ اهم متر با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ

در شکل (۳-۸) نیز نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین دو لایه با همان فرضیات برداشت داده ها در

مثال قبلی نشان داده شده است. نتایج حاصل از روش گوپتاسارما-سینگ در این مثال نیز اصلاً خوشایند

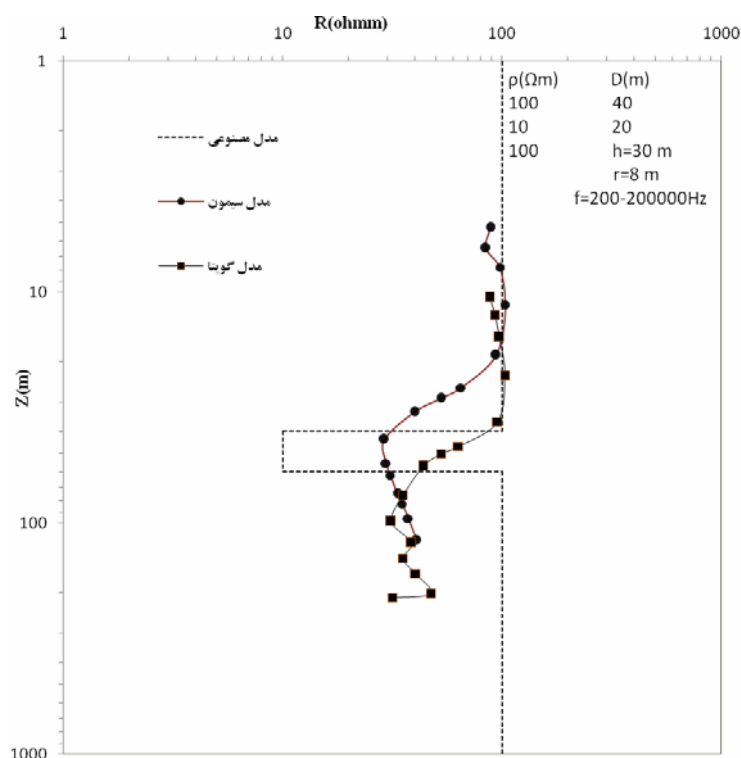
نیست. خصوصاً در شناسایی مقاومت ویژه و عمق قرارگیری لایه دوم که متاسفانه از تشخیص حدود آن نیز عاجز بوده است. اما در روش سیمون، تشخیص تغییرات مقاومت ویژه و عمق قرارگیری هر دو لایه تا حد قابل قبولی درست انجام شده است.



شکل ۳-۸: نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین دو لایه با دو روش سیمون و گویا-سارما-سینگ

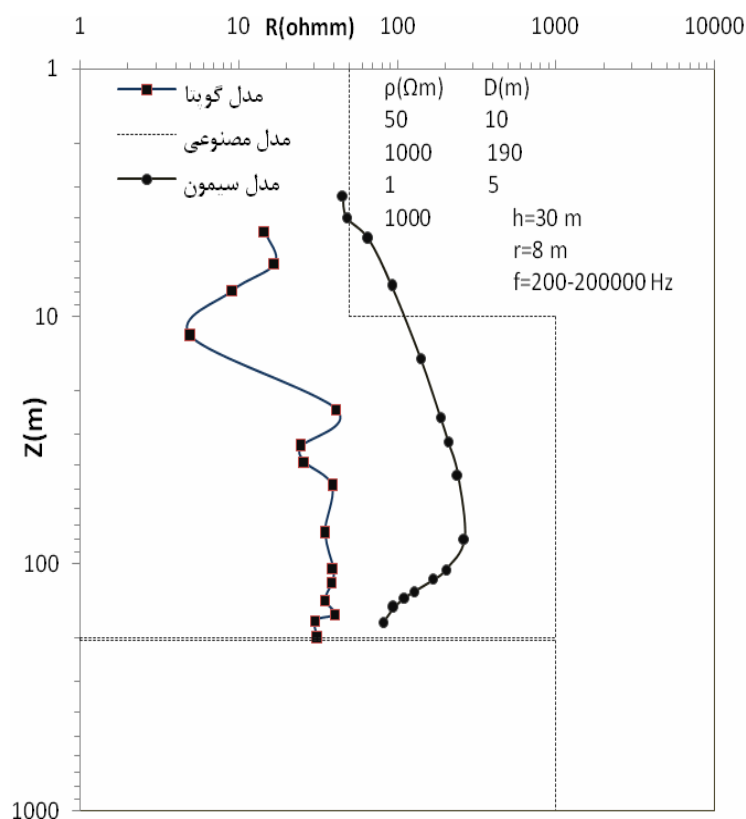
اما در شکل (۳-۹) نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین سه لایه با همان فرضیات دو مثال قبل در برداشت داده ها، نشان داده شده است. همانگونه که در این شکل دیده می شود، متاسفانه نتایج حاصل از روش گویا-سارما-سینگ در این حالت به نتایجی شبیه به یک مدل دو لایه نزدیک تر است تا یک مدل سه لایه. هر چند در این روش مقاومت ویژه و عمق قرارگیری لایه اول تا حد زیادی مشخص شده است؛ اما درباره لایه های دوم و سوم هرگز چنین نیست. از سوی دیگر در روش سیمون، شناسایی مشخصات مقاومت ویژه و عمق لایه اول و دوم تا حد زیادی درست نشان داده شده است؛ هر چند این روش نیز در

شناسایی لایه سوم ضعف داشته است.



شکل ۳-۹: نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین سه لایه با دو روش سیمون و گوبتا-سارما-سینگ

در شکل (۳-۱۰) نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین چهار لایه [Sengpiel & Siemon, 2000] با همان فرضیات برداشت داده ها در مثال های قبلی نشان داده شده است. همانگونه که در این شکل دیده می شود، متأسفانه نتایج حاصل از روش گوبتا-سارما-سینگ امیدوارکننده نیست. به طوری که نتایج حاصل حتی روند حاکم بر تغییرات مقاومت ویژه و ضخامت لایه های زیرسطحی را به درستی نشان نمی دهد. در صورتی که در روش سیمون توانسته است روند تغییرات مقاومت ویژه لایه های مختلف را تا حد قابل قبولی به درستی نشان دهد.



شکل ۳-۱۰: نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین چهار لایه با دو روش سیمون و گوپتاسارما-سینگ

۳-۵-۳- ارائه روشی بهبود یافته برای مدل سازی پیشرو

پس از بررسی نتایج حاصل از حل انتگرال ماندیری با روش گوپتاسارما-سینگ، عدم کارایی این روش در مدل سازی به وضوح قابل مشاهده است. بررسی های صورت گرفته توسط نگارنده روی علل عدم موفقیت این روش مدل سازی، نشان می دهد که مقاومت ویژه هوا در فرمولاسیون مربوطه منظور نشده است؛ و این مساله به خصوص برای فرکانس های بیشتر از 100 KHz یک اشکال اساسی است. از این رو لازم است در ارائه فرمول های مربوط اصلاحاتی انجام شود؛ که در ادامه بحث به بسط بیشتر موضوع و روش پیشنهادی برای رفع آن و نیز نتایج حاصل اشاره می شود.

یک راه حل برای رفع معضل موجود، اعمال تغییراتی در معادله القاء الکترومغناطیس مطابق روشی

است که سیمون در پیش گرفته است [Siemon, 2008]. برای انجام این مهم در رابطه معمول انتگرال

ماندری به جای k ضریب $\alpha_0 h$ قرار داده می‌شود و پارامتر α_0 مطابق رابطه (۳-۳۰) تعریف می‌شود.

$$\alpha_0 = \sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \epsilon_0 \mu_0 + i \omega \mu_0 / \rho_0} \quad (3-30)$$

که در آن، $\epsilon_0 = 8.8542 * 10^{-12}$ ضریب گذردهی الکتریکی $\epsilon_0 = 8.8542$ خلاء (فضای

آزاد) و $\rho_0 \gg 10^{10} \Omega m$ مقاومت ویژه هواست. قابل توجه این که در فرکانس‌های برداشت

کمتر از 100 KHz ، معمولاً بخش حقیقی میدان ثانویه خیلی کوچکتر از بخش موهومی آن است. بنابراین

در این حالات می‌توان با تخمین خوبی α_0 را برابر با λ در نظر گرفت. لذا معادله اولیه ماندری و

اصلاح شده آن معادل یکدیگر خواهند شد؛ که در ادامه همین بحث به آن اشاره خواهد شد. اما اگر فرکانس

برداشت بالاتر از 100 KHz گردد، لازم است مقاومت ویژه هوا نیز در روابط مربوطه لحاظ گردد؛ چرا که با

قرار دادن مقدار به جای ϵ_0 ، μ_0 و f داریم:

$$\text{if } f < 10^5 \text{ Hz} \rightarrow \omega^2 \epsilon_0 \mu_0 < \frac{4\pi^2 10^{10}}{9 \times 10^{16}} < \frac{1}{10^5} \quad (3-31)$$

$$\text{if } f > 10^5 \text{ Hz} \rightarrow \omega^2 \epsilon_0 \mu_0 > \frac{4\pi^2 10^{10}}{9 \times 10^{16}} > \frac{1}{10^5}$$

به سادگی قابل درک است که در فرکانس‌های کمتر از 100 KHz هرتز می‌توان از این جمله

صرفنظر نمود؛ اما در فرکانس‌های بالاتر خیر. چرا که در رابطه تابع نمایی چون ضریب توان تابع نمایی

منفی است؛ مقادیر بسیار کم آن نیز می‌تواند منشا اثرات بزرگی در نتایج حاصل باشد.

با رجوع مجدد به تابع هنکل $(f(r) = \int_0^\infty k(\lambda) J_n(\lambda r) d\lambda)$ و بر اساس روش

گوپتاسارما-سینگ که در آن، $f(r) = \frac{1}{r} \sum_{i=1}^n k(\lambda_i) W_i$ و $\lambda_i = (\frac{h}{r}) \times 10^{[d+(i-1)s]}$ است، در این

جا نیز لازم است ضرایب وزنی و تابع کرنل $(k(\lambda_i))$ درون انتگرال تعیین شوند؛ که با توجه به

تعریف پارامتر α_0

و اصلاح رابطه ماندی داریم:

$$f(r) = r^3 \int_0^\infty R_1(f, \lambda, \rho(z), \varepsilon(z), \mu(z)) \frac{\lambda^3}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (32-3)$$

$$\frac{1}{r} \sum_{i=1}^n k(\lambda_i) W_i = r^3 \int_0^\infty R_1(f, \lambda, \rho(z), \varepsilon(z), \mu(z)) \frac{\lambda^3}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (33-3)$$

$$\sum_{i=1}^n k(\lambda_i) W_i = r^4 \int_0^\infty R_1(f, \lambda, \rho(z), \varepsilon(z), \mu(z)) \frac{\lambda^3}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (34-3)$$

$$k(\lambda_i) = r^4 \times R_1(f, \lambda, \rho(z), \varepsilon(z), \mu(z)) \frac{\lambda^3}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} \quad (35-3)$$

در نهایت با توجه به آنچه پیشتر نیز در خصوص روش گوپتاسارما-سینگ طرح شد، با معلوم بودن

ضرایب وزنی (W_i)، تابع کرنل و مقادیر (λ_i) جدید، می توان مقدار انتگرال اصلاح شده (3-32) را مشخص

نمود. که در این صورت برای یک زمین همگن داریم:

$$R_1 = \frac{Y_1 - Y_0}{Y_1 + Y_0} \quad (36-3)$$

$$Y_0 = \frac{\alpha_0}{i\omega\mu_0} \quad (37-3)$$

و برای زمین لایه ای:

$$Y_n = \hat{Y}_n \frac{Y_{n+1} + \hat{Y}_n \cdot \tanh(u_n d_n)}{\hat{Y}_n + Y_{n+1} \cdot \tanh(u_n d_n)} \quad n = 1, 2, \dots, N-1$$

$$\hat{Y}_n = \frac{u_n}{i\omega\mu_0\mu_n} \quad (38-3)$$

$$u_n = \sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_n \mu_0 \mu_n + i\omega\mu_0\mu_n / \rho_n}$$

$$Y_N = \hat{Y}_N = \frac{u_n}{i\omega\mu_0\mu_n} \quad (39-3)$$

$$\alpha_N = i\omega\mu_0\mu_n \hat{Y}_N \quad \text{و} \quad B_N = i\omega\mu_0\mu_n Y_n \quad (40-3)$$

$$R_1 = \frac{B_1 / \mu_1 - \alpha_0}{B_1 / \mu_1 + \alpha_0} = \frac{B_1 - \alpha_0 \mu_1}{B_1 + \alpha_0 \mu_1} \quad (41-3)$$

$$B_n = \alpha_n \frac{B_{n+1} + \alpha_n \cdot \tanh(\alpha_n d_n)}{\alpha_n + B_{n+1} \cdot \tanh(\alpha_n d_n)} \quad n = 1, 2, \dots, N-1 \quad (42-3)$$

$$\alpha_n = u_n = \sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_n \mu_0 \mu_n + i\omega\mu_0\mu_n / \rho_n} \quad (43-3)$$

$$B_N = \alpha_N = \sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_n \mu_0 \mu_n + i \omega \mu_0 \mu_n / \rho_N} \quad (44-3)$$

که در آنها μ_n تراوایی مغناطیسی لایه n ام و ε_n ضریب گذردهی الکتریکی لایه n ام است. به عنوان مثال

ضرایب فوق‌الذکر برای نیم‌فضای همگن به صورت زیر قابل محاسبه است:

$$R_1 = \frac{Y_1 - Y_0}{Y_1 + Y_0} = \frac{B_1 - \alpha_0 \mu_1}{B_1 + \alpha_0 \mu_1} = \frac{\alpha_1 - \alpha_0 \mu_1}{\alpha_1 + \alpha_0 \mu_1} \quad (45-3)$$

$$= \frac{\sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_1 \mu_0 \mu_1 + i \omega \mu_0 \mu_1 / \rho_1} - \alpha_0 \mu_1}{\sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_1 \mu_0 \mu_1 + i \omega \mu_0 \mu_1 / \rho_1} + \alpha_0 \mu_1}$$

که اگر $\mu_l = 1$ و $\varepsilon_l = 1$ فرض شوند؛ داریم:

$$R_1 = \frac{\sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \mu_0 + i \omega \mu_0 / \rho_1} - \alpha_0}{\sqrt{\lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \mu_0 + i \omega \mu_0 / \rho_1} + \alpha_0} \quad (46-3)$$

حال با در اختیار داشتن مقادیر فوق می‌توان انتگرال اولیه (۳-۳۲) را محاسبه نمود. اما پیش از این و

بر اساس رابطه (۳-۱۶) ذکر شد که $k = \lambda h = 2\pi \frac{h}{L}$. حال برای حالتی که فرکانس کمتر از 10^5 Hz

باشد؛ داریم:

$$\alpha_0 = \lambda \quad (47-3)$$

و باز هم برای فرکانس کمتر از 10^5 Hz می‌توان چنین نتیجه گرفت:

$$\alpha_n = \lambda^2 + i \omega \mu_0 / \rho_n \quad (48-3)$$

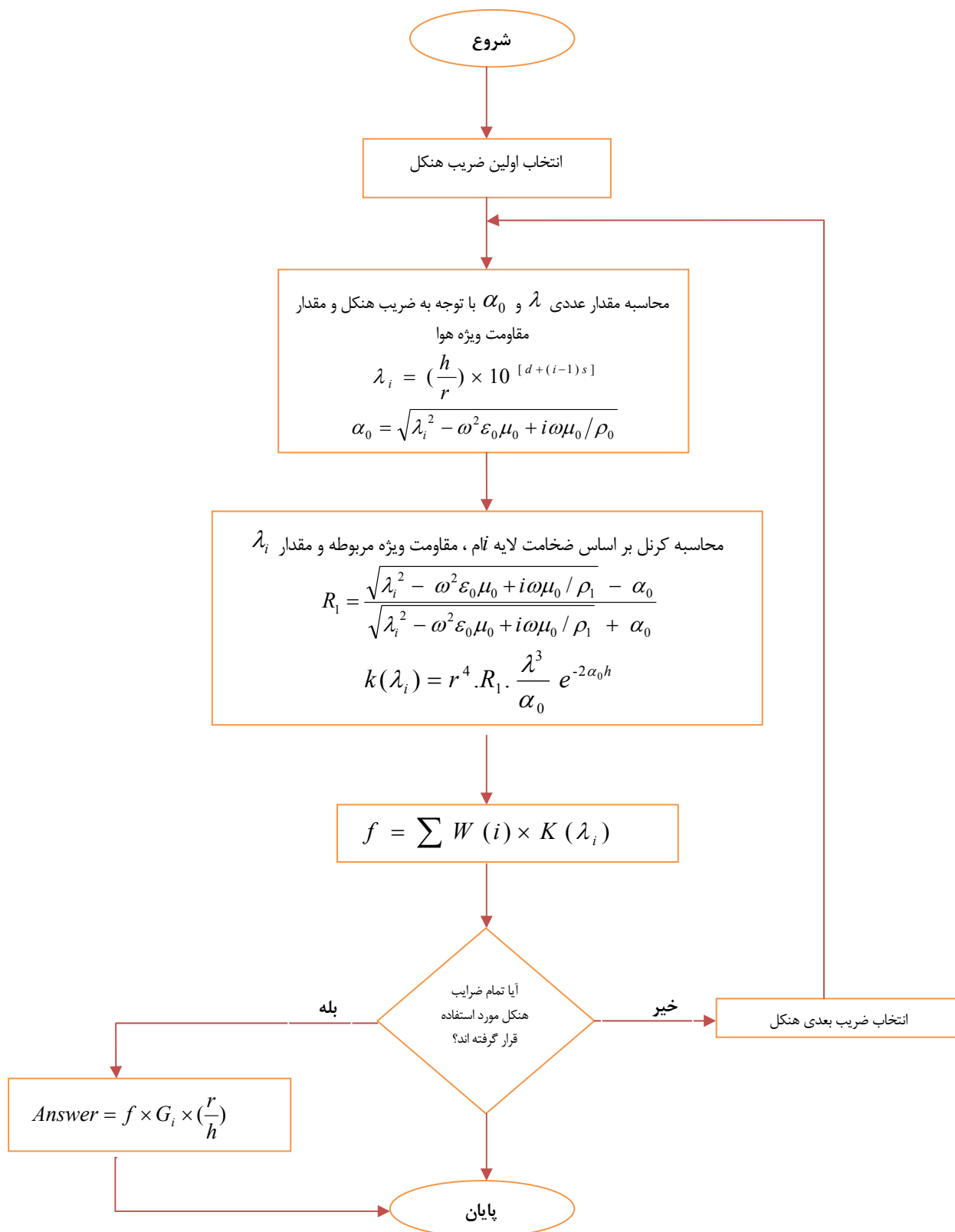
که در این صورت، عدم استفاده از مقاومت‌ویژه هوا تاثیر چندانی در پاسخ‌ها نخواهد داشت. هر چند

باز هم بهتر است در پاسخ‌های نهایی این مقاومت‌ویژه نیز در نظر گرفته شود. در شکل (۳-۱۱) الگوریتم

محاسبات روش گوپتاسارما بهبودیافته برای مدل‌سازی پیشرو نشان داده شده است. پس از تهیه الگوریتم

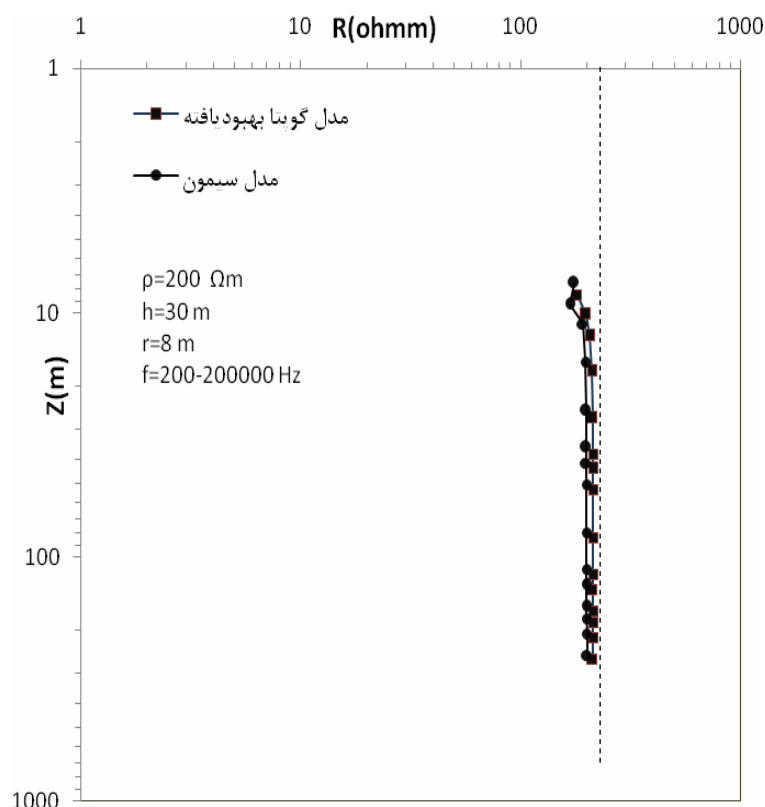
مربوطه، کد رایانه‌ای آن نیز نوشته شد و نتایج حاصل از اعمال تغییر در روش معمول گوپتاسارما-سینگ

بر روی مدل‌های قبلی (اشکال (۷-۳) تا (۱۰-۳)) مورد بررسی قرار گرفت.



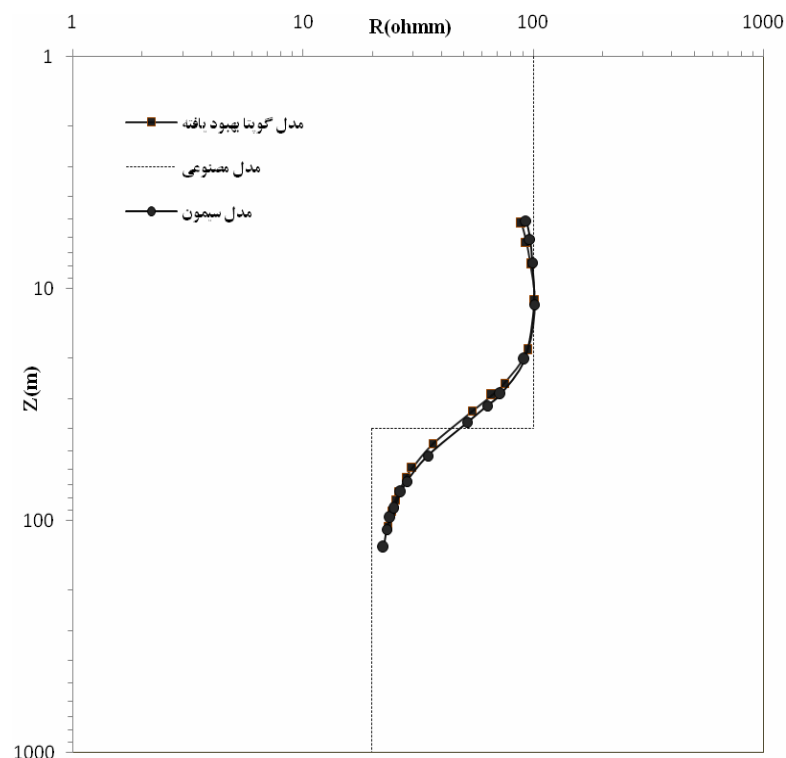
شکل ۳-۱: الگوریتم محاسبه انتگرال ماندیری به روش گوپتاسارما-سینگ بهبودیافته

برای مدل زمین همگن، نتایج حاصل در شکل (۳-۱۲) نمایش داده شده است. همانگونه که در این شکل مشاهده می‌شود نتایج حاصل از مدل‌سازی با روش گویتا-سارما-سینک بهبودیافته نسبت به حالت قبل (شکل (۳-۷)) بسیار بهتر شده است و حتی در محاسبه مقاومت‌ویژه نسبت به روش سیمون نیز نتایج بهتری نشان می‌دهد و به طور جزئی در عمق نفوذ نیز از این روش پیشی گرفته است.



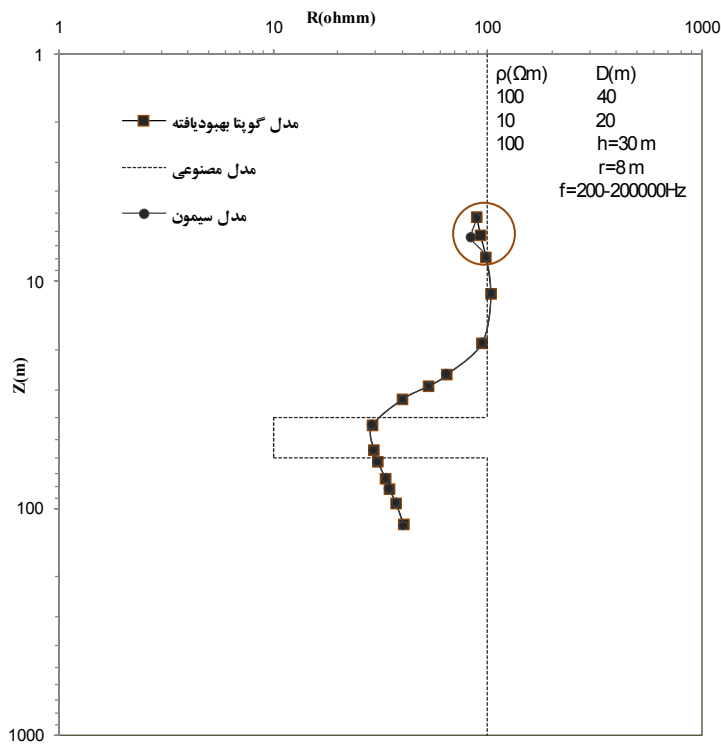
شکل ۳-۱۲: نتایج مدل‌سازی مربوط به یک زمین همگن با مقاومت‌ویژه ۲۰۰ اهم متر با دو روش سیمون و گویتا-سارما-سینک

اما برای مدل زمین دو لایه، نتایج حاصل در شکل (۳-۱۳) نمایش داده شده است. همانگونه که دیده می‌شود، نتایج حاصل از مدل‌سازی با روش گویتا-سارما-سینک بهبودیافته نسبت به حالت قبل (شکل (۳-۸)) بهبود قابل ملاحظه‌ای نشان می‌دهد و انطباق بالایی با نتایج روش سیمون دارد.



شکل ۳-۱۳: نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین دو لایه با دو روش سیمون و گویتا بهبود یافته

در شکل (۳-۱۴) نیز نتایج حاصل از مدل سازی با روش گویتاسارما-سینک بهبود یافته و سیمون برای مدل زمین سه لایه ای نمایش داده شده است. بر اساس آنچه که در این شکل قابل مشاهده است، نتایج حاصل از مدل سازی با روش گویتا بهبود یافته نسبت به حالت قبل (شکل (۳-۹)) بهبود قابل ملاحظه ای نشان می دهد و انطباق بالایی با نتایج روش سیمون دارد. هر چند در یکی دو فرکانس خیلی زیاد (لایه اول)، حتی به مقاومت ویژه مناسب تری نسبت به روش سیمون نیز رسیده است.

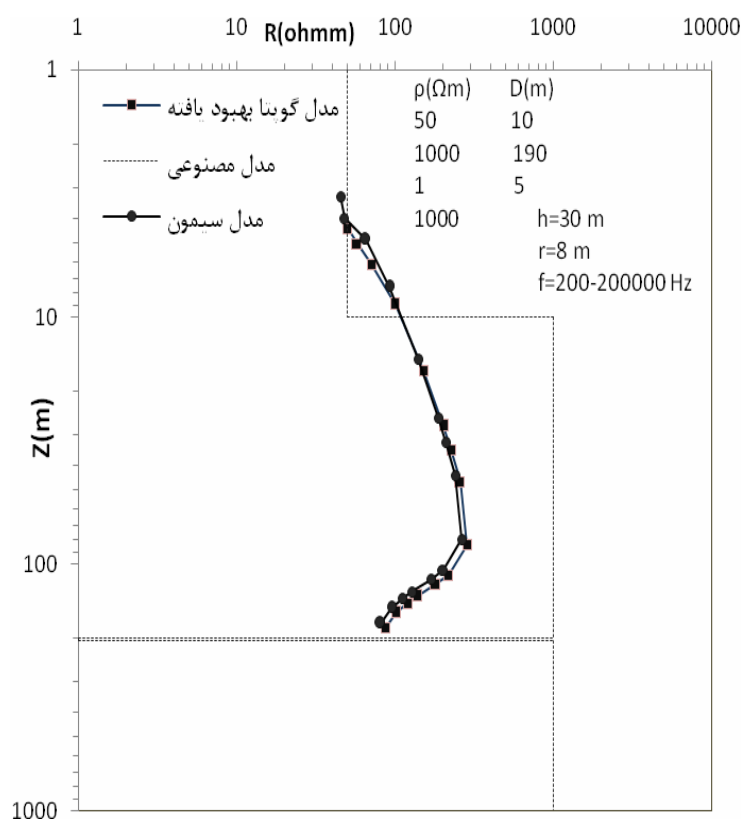


شکل ۳-۱۴: نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین سه لایه با دو روش سیمون و گویتا بهبود یافته

نتایج مربوط به مدل زمین چهار لایه نیز در شکل (۳-۱۵) نشان داده شده است. ضمن مقایسه این نتایج با شکل (۳-۱۰)، بهبود محسوس نتایج با بکارگیری پارامتر α_0 در روش گویتا، به وضوح قابل تایید است. همچنین در روش گویتا بهبود یافته، مقادیر مقاومت ویژه خصوصاً برای لایه های عمیق تر نسبت به روش سیمون، اندکی به واقعیت نزدیکتر شده اند.

حال که مزایای اعمال پارامتر α_0 مشخص شد؛ در ادامه بحث به ارائه روش های حل انتگرال ماندیری

با استفاده از روش اندرسون و نیز روش لاپلاس می پردازیم.



شکل ۳-۱۵: نتایج مدل سازی مربوط به به یک زمین چهار لایه با دو روش سیمون و گویتا بهبود یافته

۳-۵-۴- روش اندرسون

در روش اندرسون (روشی که سیمون در محاسبات مربوط به حل انتگرال ماندیری از آن استفاده می نماید) نیز برای حل انتگرال ماندیری ضرایب عددی (وزنی) نیاز است. ضمن این که در این روش تابع کرنل نیز با روش گویتاسارما-سینگ متفاوت است. در این روش می توان رابطه هنکل را به صورت زیر معرفی نمود:

$$g(r) = \int_0^{\infty} \lambda \cdot f(\lambda) \cdot J_n(\lambda r) d\lambda \quad n > -1 \quad (49-3)$$

که بر اساس روش اندرسون خواهیم داشت [Siemon, 2008]:

$$g(r) = \frac{1}{r} \sum_{j=j_1}^{j_2} f(\lambda_j) H_0(j) \quad (50-3)$$

$$\lambda_j = \frac{1}{r_0} 10^{(j-j_0)/m} \quad r_0 > 0 \quad (51-3)$$

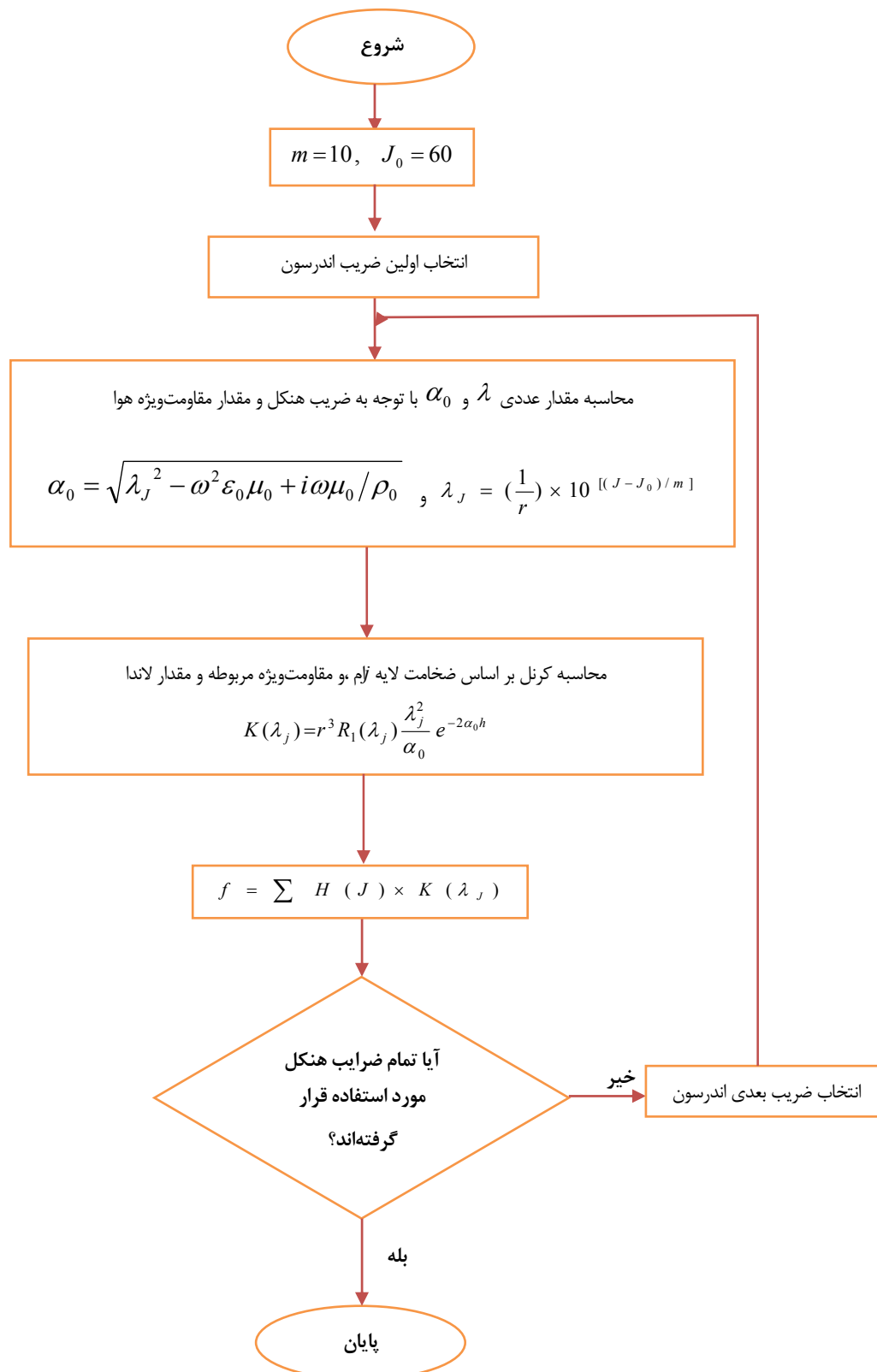
که در آن مقدار $J_0=60$ ، $J_1=1$ و $J_2=100$ می‌باشد. در روابط فوق، مقادیر $H_0(j)$ بیانگر ضرایب وزنی هنکل روش اندرسون است؛ که فرمول بدست آوردن این ضرایب نیز همانند روش گوپتاسارما-سینگ گزارش نشده است. ضمن آن که مقدار m نیز ثابت و برابر ۱۰ فرض می‌شود. همچنین، $f(\lambda_j)$ همان تابع کرنل است که با توجه به رابطه انتگرال القاء میدان الکترومغناطیس و با تعریف رابطه $\alpha_0 = \sqrt{\lambda_j^2 - \omega^2 \epsilon_0 \mu_0 + i \omega \mu_0 / \rho_0}$ ، می‌توان این تابع را به صورت زیر بیان نمود [Siemon, 2008]:

$$f(\lambda_j) = r^3 R_1(\lambda_j) \frac{\lambda_j^2}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} \quad (52-3)$$

در نهایت مقدار Z به سهولت از طریق رابطه زیر قابل محاسبه است:

$$Z = \frac{r^2}{r_0} \sum_{j=j_1}^{j_2} R_1(\lambda_j) \frac{\lambda_j^2}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} H_0(j) \quad (53-3)$$

در شکل (۳-۱۶) الگوریتم محاسباتی انتگرال ماندری با روش اندرسون نشان داده شده است. به منظور بررسی نتایج مربوط به این روش با روش گوپتاسارما-سینگ و گوپتا بهبودیافته، نگارنده نیاز به تهیه کد رایانه‌ای این روش داشت؛ لذا برای انجام این محاسبات کد مربوطه نیز نوشته شد. در نهایت توجه به این نکته نیز ضروری است که، روش اندرسون نسبت به روش گوپتاسارما-سینگ از تعداد ضرایب کمتری در محاسبه مقدار Z استفاده می‌کند؛ لذا سرعت محاسباتی آن از روش گوپتاسارما-سینگ بیشتر است.



شکل ۳-۱۶: الگوریتم محاسباتی مربوط به روش اندرسون برای حل انتگرال ماندیری

همان طور که قبلاً اشاره شد، در برخی موارد روش گوپتاسارما-سینگ بهبودیافته به دلیل دقت محاسباتی بالاتر، به نتایج بهتری نسبت به روش اندرسون می‌رسد که این موضوع در مثال‌های آمده در شکل‌های (۳-۱۲) تا (۳-۱۵) قابل بررسی است. چرا که پیشتر نیز اشاره شد که در مدل‌سازی با روش سیمون، حل انتگرال ماندیری با استفاده از روش اندرسون انجام می‌شود.

۳-۵-۵- روش لاپلاس

یکی از روش‌های مفید در حل انتگرال ماندیری روش حل لاپلاس است. در این روش کافیت انتگرال مربوطه را به فرم لاپلاسین درآورده، سپس از طریق معکوس لاپلاس آن را حل نماییم. این روش بسیار سریع است. چون برای رسیدن به جواب و همگرایی نسبت به روش‌های هنکل به تعداد جملات کمتری از تابع بسل نیاز دارد. نتایج برخی تحقیقات سرعت حل با روش لاپلاس را تا ده برابر بیشتر از روش‌های حل ضرایب هنکل عنوان کرده‌اند [Fugro, 2003]. هر چند باید دانست که نگارش کد مربوط به این روش در یک محیط برنامه‌نویسی مستقل، خیلی دشوارتر از روش‌های تبدیل هنکل است. در روش حل عددی لاپلاس ابتدا ضرایب وزنی براساس رابطه زیر تعیین می‌شوند [Abramowitz & Stegun, 1972]:

$$w_i = \frac{x_i}{(N_L + 1) \cdot L_{N_L+1}^2(x_i)} \quad (۳-۵۴)$$

در این رابطه w_i ضریب وزنی، x_i شماره ضریب تابع لاگرانژ، L تابع لاگرانژ و N_L مضربی از ۱۰ است.

برای حل با روش لاپلاس می‌توان نوشت:

$$\int_0^{\infty} f(k) \cdot e^{-k} dk = \sum_{i=1}^{N_L} w_i \cdot f(x_i) \quad (۳-۵۵)$$

حال لازم است تابع مختلط میدان القاء الکترومغناطیس به صورت رابطه‌ای به فرم رابطه بالا درآید.

برای این منظور کافی است یک تغییر متغیر به شکل زیر انجام دهیم [Siemon, 2008]:

$$k = c \lambda \Rightarrow dk = c d\lambda \quad (56-3)$$

حال با تقسیم تابع مختلط میدان الکترومغناطیس به مقدار e^{-k} ، داریم:

$$Z = r^3 \int_0^\infty R_1(k) \frac{(k/c)^3}{c \alpha_0} e^{(k-2\alpha_0 h)} e^{-k} J_0(rk/c) dk \quad (57-3)$$

با عنایت به رابطه (55-3) و رابطه فوق داریم:

$$f(k) = R_1(k) \frac{(k/c)^3}{c \alpha_0} e^{(k-2\alpha_0 h)} J_0(rk/c) \quad (58-3)$$

که بر اساس تعریف تابع بسل، ضرایب مربوطه به فرم رابطه ذیل خواهند بود

[Abramowitz & Stegun, 1972]

$$J_0(rk/c) = \sum_{j=0}^{\infty} \frac{(-rk/c)^2 / 4)^j}{(j!)^2} = 1 - \frac{(rk/c)^2}{4} + \frac{(rk/c)^4}{64} - \dots \quad (59-3)$$

حال با معین نمودن ضرایب $R_1(k)$ و توجه به این که $rk/c < 1$ است؛ می‌توان نوشت [Siemon, 2008]:

$$R_1 = \frac{B_1 / \mu_1 - k/c}{B_1 / \mu_1 + k/c} = \frac{c B_1 - \mu_1 k}{c B_1 + \mu_1 k} \quad (60-3)$$

$$B_n = \alpha_n \frac{B_{n+1} + \alpha_n \cdot \tanh(\alpha_n d_n)}{\alpha_n + B_{n+1} \cdot \tanh(\alpha_n d_n)} \quad n = 1, 2, \dots, N-1 \quad (61-3)$$

$$\begin{aligned} \alpha_n &= \sqrt{\frac{k^2}{c^2} - \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_n \mu_0 \mu_n + i \omega \mu_0 \mu_n / \rho_n} \\ &= \frac{1}{c} \sqrt{k^2 - c^2 \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_n \mu_0 \mu_n + i 2 \delta_n^2} \end{aligned} \quad (62-3)$$

$$B_N = \alpha_N = \frac{1}{c} \sqrt{k^2 - c^2 \omega^2 \varepsilon_0 \varepsilon_n \mu_0 \mu_n + i 2 \delta_N^2 \mu_n} \quad (63-3)$$

$$\alpha_n = \frac{1}{c} \sqrt{k^2 + i 2 \delta_n^2} \quad \delta_n = \frac{c}{p_n} \quad p = \sqrt{\frac{2 \rho_n}{\omega \mu_0}} \quad (64-3)$$

به عنوان نمونه برای یک زمین همگن داریم:

$$B_1 = \alpha_1 = \frac{1}{c} \sqrt{k^2 + i 2 \delta^2} \quad (65-3)$$

با قرار دادن مقدار فوق در رابطه مربوط به ضریب بازتاب (R_1) خواهیم داشت:

$$R_1 = \frac{\sqrt{k^2 + i2\delta^2} - k}{\sqrt{k^2 + i2\delta^2} + k} \quad (66-3)$$

در نهایت با معین بودن مقدار ضریب بازتاب (R_1)، می توان تابع مختلط میدان الکترومغناطیس را به فرم زیر تعریف نمود:

$$Z = r^3 \cdot \sum_{i=1}^{N_L} w_i R_1(k_i) \frac{(k_i/c)^3}{c \alpha_0} e^{(k_i - 2\alpha_0 h)} \cdot J_0\left(\frac{r k_i}{c}\right) \quad (67-3)$$

که مقدار α_0 نیز در آن به صورت زیر بیان می شود [Siemon, 2008]:

$$\alpha_0 = \sqrt{\left(\frac{k_i}{c}\right)^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \mu_0 + \frac{i\omega\mu_0}{\rho_0}} = \sqrt{\left(\frac{k_i}{c}\right)^2 - \left(\frac{\omega}{c_0}\right)^2 + \frac{i\omega\mu_0}{\rho_0}} \quad (68-3)$$

که در آن $c_0 = (1/\varepsilon_0\mu_0)^{1/2}$ است. حال اگر در رابطه تابع میدان الکترومغناطیس $c=h$ فرض شود، در نهایت خواهیم داشت:

$$Z = \left(\frac{r}{h}\right)^3 \int_0^\infty \frac{\sqrt{k^2 + i2\delta^2} - k}{\sqrt{k^2 + i2\delta^2} + k} k^2 e^{-2k} J_0\left(\frac{r}{h}k\right) dk \quad (69-3)$$

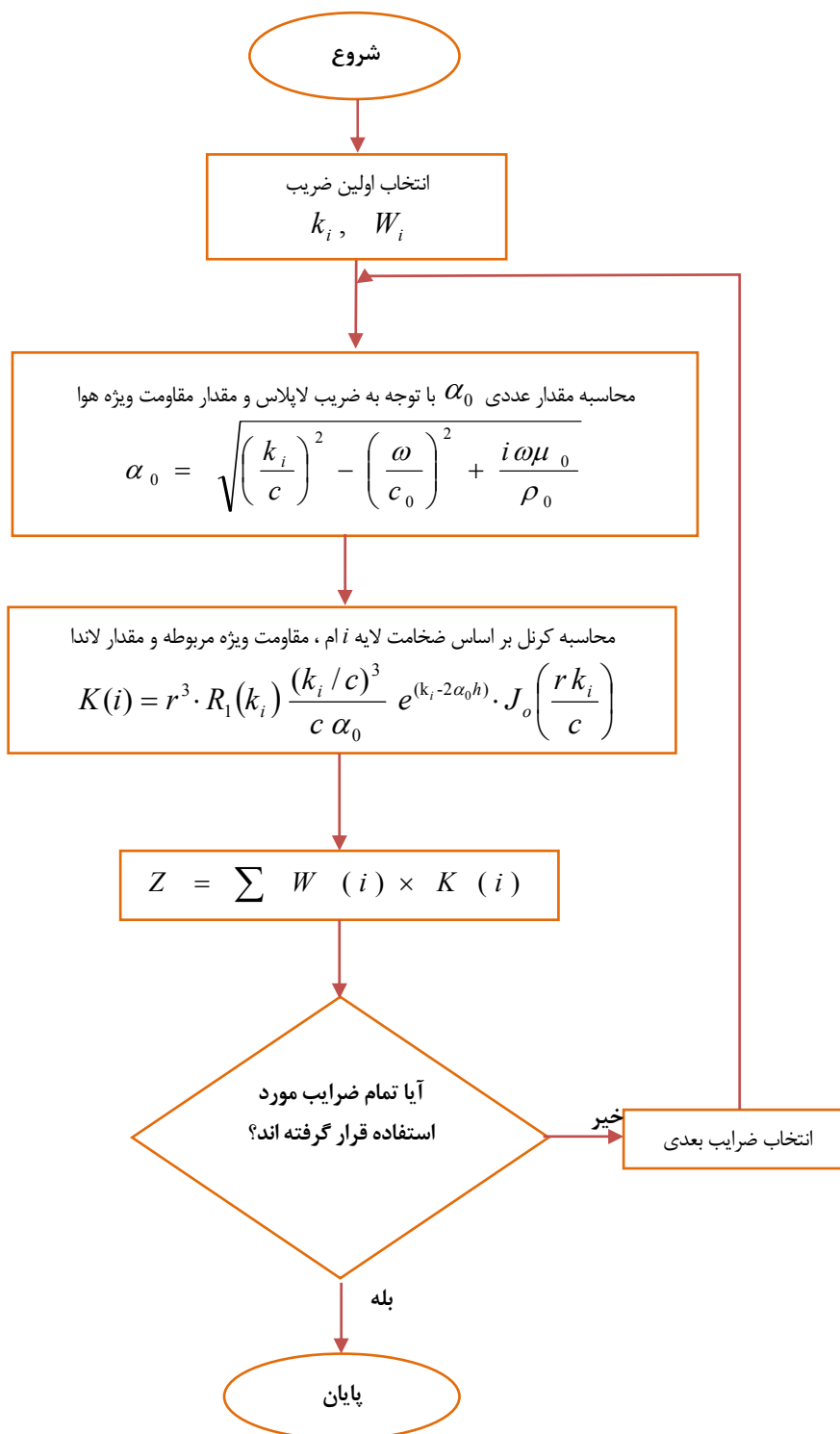
که با توجه به ضرایب وزنی تبدیل لاپلاس و با توجه به رابطه محاسبه عددی مقدار مختلط داریم:

$$Z = \left(\frac{r}{h}\right)^3 \cdot \sum_{i=1}^{N_L} w_i R_1(k_i) k_i^2 e^{-k_i} J_0(k_i r/h) \quad (70-3)$$

به منظور سهولت در درک روش محاسباتی لاپلاس، نگارنده در شکل (۳-۱۷) الگوریتم محاسباتی

مربوط به این روش را نشان داده است. همچنین به منظور بررسی نتایج مربوط به این روش، نیاز به تهیه کد رایانه ای آن بود، لذا برای انجام این محاسبات کد مربوطه نیز نوشته شد. در نهایت این که علی رغم سرعت بالاتر این روش نسبت به دو روش گویتاسارما بهبودیافته و اندرسون، اما به دلیل بهره مندی از تعداد ضریب کمتر، نتایج آن نسبت به دو روش مذکور خطای بیشتری دارد؛ که برای جلوگیری از طولانی شدن بحث، از ارائه این نتایج خودداری شد.

پس از ارائه و تجزیه و تحلیل روش‌های متعدد حل انتگرال ماندیری به عنوان گامی اساسی در مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری، در فصل بعد با روش‌های رایج مدل‌سازی معکوس داده‌های مذکور آشنا شده، مزایا و معایب آنها را بررسی نموده و روشی جدید برای انجام مدل‌سازی معکوس این داده‌ها معرفی می‌نماید.



شکل ۳-۱۷: الگوریتم محاسباتی مربوط به روش لاپلاس برای حل انتگرال ماندری

فصل چهارم

**بررسی روش‌های تفسیر داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری
حوزه فرکانس و ارائه روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس آنها**

اولین قدم در ارزیابی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری، محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری است. پیش از این اشاره شد که در هر فرکانس، امواج الکترومغناطیس نفوذی به داخل زمین یک جریان گردابی رو به پایین تولید می‌نماید و داده‌های برداشت شده مربوطه مقاومت‌ویژه ظاهری عمق خاصی از زمین را نتیجه می‌دهند. قابل ذکر آن که از همین ویژگی مهم در اندازه‌گیری تغییرات مقاومت نسبت به عمق استفاده می‌شود. البته باید توجه نمود که میدان ثانویه اندازه‌گیری شده برای یک زمین همگن، مقاومت‌ویژه زمین را نتیجه می‌دهد ولی در عمل بدلیل ناهمگنی زمین، آنچه بررسی می‌شود مقاومت‌ویژه ظاهری است [Huang & Fraser, 1996].

در فصل قبل روش‌های محاسبه انتگرال القاء الکترومغناطیس مختلط بررسی شد. در این فصل در پی آنیم تا ضمن بررسی روش‌های مختلف مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس و فهمی درست از مزایا و معایب موجود هر یک از این روش‌ها نسبت به تهیه الگوریتم و کدهای رایانه‌ای آنها برای استفاده در مراحل بعدی اقدام گردد. پس از آن با در نظر گرفتن مزایا و معایب احتمالی روش‌های موجود، روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس داده‌های روش الکترومغناطیس هلیکوپتری طوری ارائه می‌شود تا بخشی از نقیصه‌های موجود در روش‌های قبلی را بهبود بخشد.

۴-۲- روش‌های مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس

در هر برداشت الکترومغناطیس هلیکوپتری پارامترهای زیر اندازه‌گیری می‌شوند:

✓ اطلاعات مربوط به فرکانس‌های برداشت شامل تعداد فرکانس‌ها و مقدار آنها، فاصله پیچ‌ها و نوع

پیچ‌ها

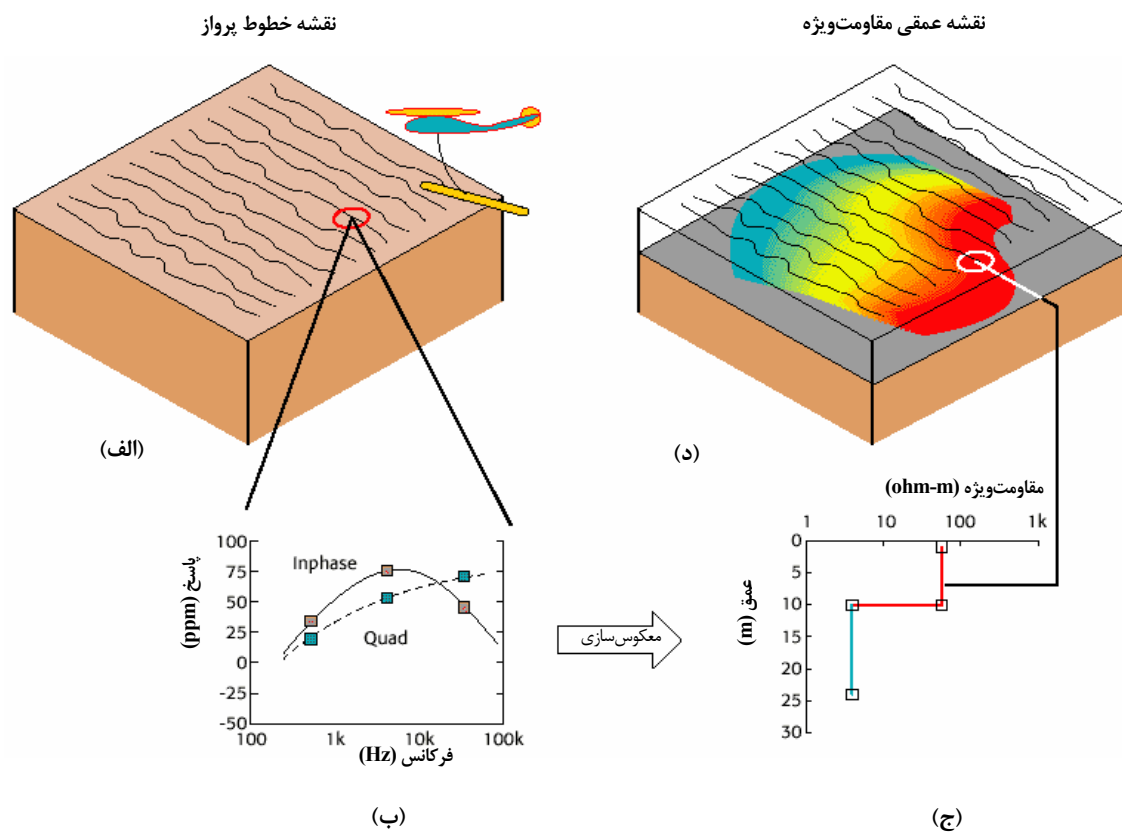
✓ اطلاعات مربوط به ایستگاه‌های برداشت شامل مختصات ایستگاه‌ها، تعداد ایستگاه‌ها و فاصله میان آنها

✓ اطلاعات مربوط به ارتفاع ابزار برداشت شامل ارتفاع هلیکوپتر و پرندۀ از سطح زمین

✓ اطلاعات مربوط به مقادیر برداشت شامل اندازه میدان‌های مغناطیسی اولیه و ثانویه

پس از محاسبه میدان مغناطیسی مختلط ثانویه (مدل‌سازی پیشرو) و با انجام مدل‌سازی معکوس

می‌توان مقاومت‌ویژه زمین و عمق وقوع آن را تعیین نمود (شکل ۴-۱).

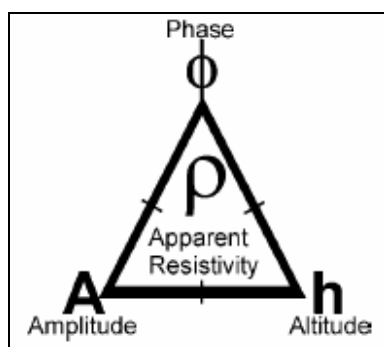


شکل ۴-۱: شمایی از فرآیند مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری، الف: نقشه خطوط پرواز، ب: مقادیر همفاز و ناهمفاز نسبت میدان ثانویه به میدان اولیه برای فرکانس‌های برداشت، ج: مقادیر مقاومت‌ویژه در برابر عمق حاصل از فرآیند معکوس‌سازی، د: نقشه مقاومت‌ویژه عمقی [After britishcolumbia, 2008]

محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری از روی داده‌های الکترومغناطیس هواپرد، با استفاده از دو پارامتر از سه

پارامتر ممکن، به عنوان ورودی الگوریتم، امکان‌پذیر است. همانگونه که در شکل (۴-۲) قابل ملاحظه است،

این پارامترها شامل زاویه فاز سیگنال^۱، دامنه سیگنال^۲ و ارتفاع سیستم می‌باشند. این که کدام دو پارامتر را به عنوان ورودی سیستم انتخاب نماییم، تفاوت چندانی نخواهد داشت؛ چرا که خروجی و نتیجه مدل‌سازی، پارامتر مقاومت‌ویژه ظاهری و صورت ظاهری پارامتر سوم خواهد بود.



شکل ۴-۲: پارامترهای قابل استفاده برای محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری [Fugro, 2003]

تاکنون الگوریتم‌های متعددی برای دستیابی به این مهم ارائه شده که عبارتند از: روش‌های تقریبی سریع و روش‌های دقیق و زمان بر [Fugro, 2003]. در ادامه با ارائه روش‌های مختلف مدل‌سازی، فواید و کاستی‌ها هر کدام از این روش‌ها مورد بررسی قرار خواهد گرفت. روش‌های تفسیر داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری در اولین قدم به دو بخش تقسیم می‌شوند:

۴-۲-۱- مدل‌سازی معکوس با فرایند تکرار محاسبات

در تمامی این روش‌ها ابتدا یک مدل اولیه با پارامترهای فیزیک مشخص تعریف شده و سپس به کمک روش‌های مدل‌سازی پیشرو، جواب این مدل تهیه شده و با داده‌های مشاهده‌ای مقایسه شده، در صورت نیاز پارامترهای مدل اولیه بازنگری شده و با تکرار فرآیند محاسبه، پاسخ بدست می‌آید. لازم به ذکر این که فرآیند مدل‌سازی تا جایی ادامه پیدا می‌کند که خطای مدل‌سازی کمینه گردد. به عبارت ساده‌تر،

1 - Phase angle
2 - Signal amplitude

پاسخ مدل سازی برازش خوبی با داده های مشاهده ای پیدا کند.

در عمل به دلیل آلودگی داده های صحرایی به نوفه، تعداد مجهولات مساله از معلومات بیشتر خواهد شد، لذا این موضوع باعث عدم یکتایی در پاسخ مدل سازی معکوس خواهد شد. به عبارت ساده تر، پاسخ تعداد زیادی از مدل ها با داده های صحرایی، انطباق مناسبی دارد. اما هدف برگزیدن یک مدل مناسب (دارای بالاترین تطابق فیزیکی و زمین شناسی) از بین مدل های حاصله است. در صورت وجود اطلاعات جانبی دیگر مانند داده های حفاری، ژئوشیمی، داده های سایر روش های ژئوفیزیکی یا لحاظ فرضیاتی یا لحاظ قیودی خاص برای حل مسئله و با انجام مدل سازی معکوس مقید، می توان پاسخ ها را محدودتر نمود [Siemon, 2008]. از سوی دیگر انجام فرآیند مدل سازی با این روش ها وقت گیر و در پاره ای موارد نظیر مدل سازی داده های الکترومغناطیس هوا برد، به دلیل حجم بسیار زیاد داده ها برای تمام داده های برداشت شده در یک منطقه غیر ممکن است. اما از ویژگی های روش های مدل سازی معکوس با تکرار محاسبات، می توان به قدرت تفکیک بالای پارامترهای خروجی در آنها اشاره نمود [Huang & Fraser, 2003].

۴-۲-۲- مدل سازی معکوس با روش های تبدیل مستقیم داده ها

یکی از مهمترین ویژگی های روش های تبدیل مستقیم این است که نتیجه مدل سازی برای پارامترهای خروجی یکتاست. چرا که در این روش ها پس از مدل سازی پیشرو و رسیدن به مناسب ترین پارامترهای لازم برای مدل سازی معکوس، فرآیند مدل سازی تنها بر روی همان نتایج ادامه یافته و به یک پاسخ یکتا می رسد. اما نقص کلی این روش ها را می توان عدم قطعیت نتایج حاصل عنوان نمود.

چون هدف عمده این رساله معرفی روشی جدید برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس

هلیکوپتری با روش‌های تبدیل مستقیم داده‌هاست؛ لذا در ادامه، پیرامون این روش‌ها بحث می‌شود.

۴-۲-۳- روش مقاطع فریزر

فریزر در سال ۱۹۷۸ از دو مدل در به نقشه در آوردن مقاومت‌ویژه ظاهری در برابر تغییرات عمق استفاده نمود [Fraser, 1978]. این دو مدل شامل مدل نیم‌فضای همگن و مدل نیم‌فضای لایه کاذب می‌باشد که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرند.

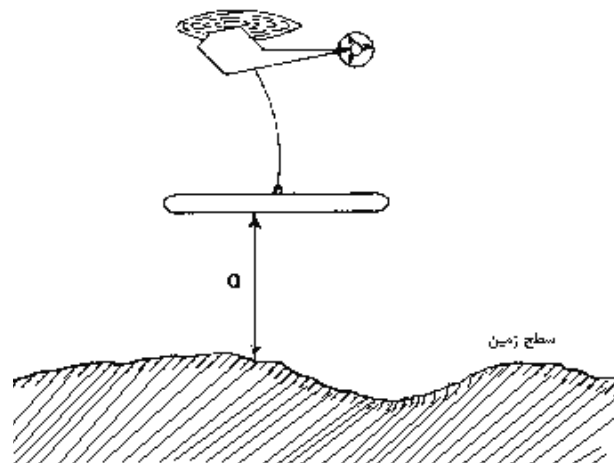
الف- مدل نیم‌فضای همگن

در این الگوریتم برای محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری در برابر عمق، شدت دامنه و ارتفاع^۱ مورد نیاز است. به عبارت ساده تر داریم:

$$\rho_a = f(A, a) \quad (۴-۱)$$

که در آن ρ_a مقاومت‌ویژه ظاهری، A دامنه سیگنال دریافتی در گیرنده و a ارتفاع پرنده از زمین

است مطابق شکل (۴-۳) است.



شکل ۴-۳: شمایی از برداشت الکترومغناطیس هلیکوپتری بر اساس مدل نیم‌فضای همگن [After Fraser, 1978]

1 - Amplitude-Altitude

پیشتر اشاره شد که در عمل معمولاً نسبت میدان ثانویه به میدان اولیه (Z) در گیرنده، ثبت می‌شود. این مقدار مختلط است و دارای یک مولفه همفاز یا حقیقی (R) و یک مولفه ناهمفاز یا موهومی (Q) است؛ یعنی داریم:

$$Z = R + iQ \quad (۲-۴)$$

اندازه دامنه (A) بر حسب ppm نیز برابر است با :

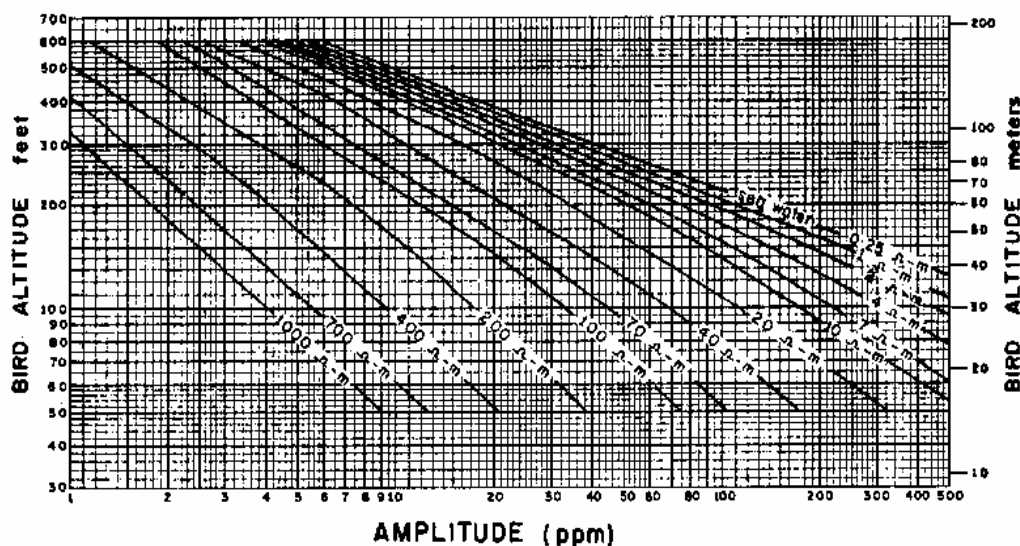
$$A = [R^2 + Q^2]^{\frac{1}{2}} \quad (۳-۴)$$

حال با استفاده از ارتفاع اندازه‌گیری شده توسط پرنده و مقادیر دامنه (A) و به کمک جدولی که توسط فرشنخت^۱ [Frischnecht, 1967] ارائه شده است نمودارهایی برای محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های مختلف بدست می‌آید. به بیان دیگر در این الگوریتم، دامنه پاسخ الکترومغناطیس مربوط به بیشینه جفت‌شدگی سیم‌پیچ گیرنده و ارتفاع پرنده به عنوان ورودی و مقاومت‌ویژه ظاهری به عنوان خروجی مطرح هستند. در شکل (۴-۴) نمونه‌ای از این نمودارها برای فرکانس ۹۰۰ هرتز، نشان داده شده است [Fraser, 1978].

محاسبات مربوط به الگوریتم نیم‌فضای همگن نسبتاً ساده و اجرای آنها سریع است. از سوی دیگر این الگوریتم تخمین کارآمد و نسبتاً دقیقی از مقاومت‌ویژه زمین ارائه می‌نماید. در عمل، هر چقدر زمین مورد مطالعه به حالت همگن نزدیکتر باشد، مقاومت‌ویژه ظاهری بدست آمده از الگوریتم نیم‌فضای همگن به مقاومت‌ویژه واقعی زمین نزدیکتر خواهد بود؛ هر چند زمین بطور معمول دارای ساختاری لایه‌ای بوده و انحراف مقاومت‌ویژه محاسباتی حاصل از این روش در

1 - Frischnecht

مقایسه با مقدار واقعی آن زیاد است [Huang & Fraser, 2003].



شکل ۴-۴: نمودار دامنه-ارتفاع برای مدل نیم‌فضای همگن برای فرکانس ۹۰۰ هرتز [Fraser, 1978]

یکی از مهمترین مشکلات در برداشت‌های هوابرد، مساله صحت اندازه‌گیری ارتفاع پرنده است. خطا در این اندازه‌گیری وقتی رخ می‌دهد که به عنوان مثال پوشش گیاهی منطقه برداشت متراکم (مثل جنگل‌های انبوه) باشد و یا این که برداشت‌ها در مناطق شهری با تراکم ساختمان‌ها و تاسیسات انجام شود. در این صورت ارتفاع‌سنج (لیزری) گمان می‌کند که نوک درختان و سقف ساختمان‌ها و تاسیسات، سطح زمین است و ارتفاع نادرستی ثبت می‌شود. لذا با استفاده از این الگوریتم، در نهایت ممکن است مقادیر بالاتری از مقاومت‌ویژه ظاهری نسبت به مقادیر واقعی آن ثبت شود.

به دلیل ضعف‌های موجود در این الگوریتم، از اوایل دهه ۱۹۹۰ تمامی شرکت‌های بزرگ ژئوفیزیک هوابرد، روش دقیق‌تر الگوریتم لایه کاذب^۱ (شبه لایه‌ای) را مبنای محاسبات خود قرار دادند [Fugro, 2003].

1 - Pseudo layer

ب- مدل نیم‌فضای لایه کاذب

علت نام گذاری این الگوریتم آن است که اختلاف بین ارتفاع ظاهری^۱ (h_a) و ارتفاع واقعی (h)، لایه کاذب با ضخامت d_a نامیده می‌شود و نشان دهنده اختلاف بین زمین‌شناسی واقعی و مدل نیم‌فضای همگن است. توجه به شکل (۴-۵)، برای درک بهتری از این الگوریتم توصیه می‌شود. این الگوریتم از فاز (φ) و دامنه (A) به عنوان ورودی سیستم استفاده می‌کند و خروجی آن مقاومت‌ویژه ظاهری (ρ_a) و ارتفاع ظاهری سیستم (h_a)، از سطح نیم‌فضای همگن است. به عبارت دیگر داریم:

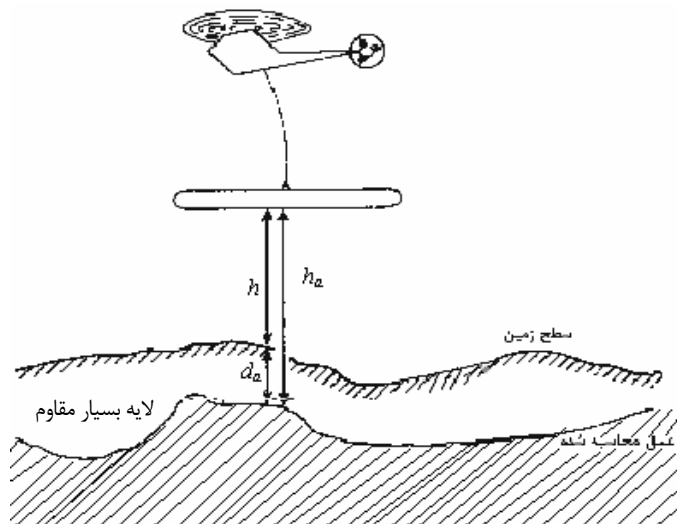
$$\rho_a = f(A, \varphi) \quad (4-4)$$

از سوی دیگر:

$$\tan \varphi = \frac{Q}{R} \Rightarrow \varphi = \tan^{-1} \left(\frac{Q}{R} \right) \quad (4-5)$$

همچنین:

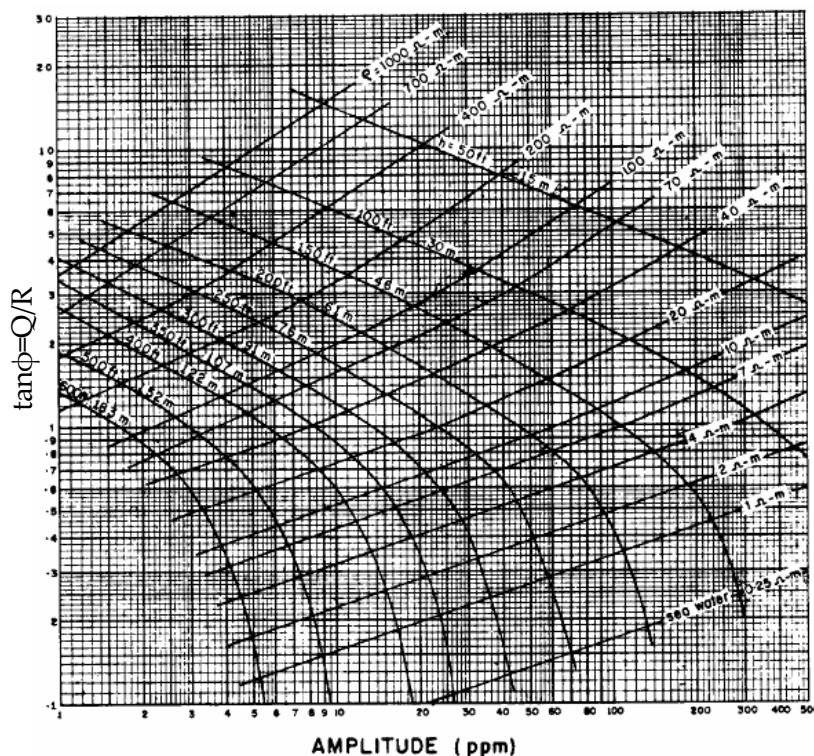
$$h_a = f(A, \varphi, h) \quad (4-6)$$



شکل ۴-۵: شمایی از برداشت الکترومغناطیس هلیکوپتری بر اساس مدل نیم‌فضای لایه کاذب [After Fraser, 1978]

1 - Apparent altitude

در عمل با استفاده از مقادیر زاویه فاز، دامنه میدان ثانویه و به کمک روابط و جداولی که توسط فرشنخت [Frischnecht, 1967] ارائه شده، نمودارهایی برای محاسبه مقاومت ویژه ظاهری و ارتفاع ظاهری مربوط به فرکانس‌های مختلف برداشت، به دست می‌آید. به بیان دیگر، ورودی‌های این الگوریتم، دامنه و فاز پاسخ الکترومغناطیس مربوط به بیشینه جفت‌شدگی سیم‌پیچ گیرنده و خروجی‌های آن مقاومت ویژه ظاهری و ارتفاع ظاهری می‌باشد. شکل (۴-۶) نمونه‌ای از این نمودارها که مربوط به فرکانس ۹۰۰ هرتز است، را نشان می‌دهد. از آنجا که در این الگوریتم، زاویه فاز نسبت به سیگنال‌های رسیده از توده‌های رسانای مدفون در اعماق زیاد (پاسخ‌های ضعیف‌تر) بیشترین مقدار است؛ لذا امروزه بهره‌مندی از این الگوریتم رواج زیادی دارد [Fugro, 2003].



شکل ۴-۶: نمودار دامنه-فاز برای مدل نیم‌فضای لایه کاذب برای فرکانس ۹۰۰ هرتز [Fraser, 1978]

لازم به ذکر است که الگوریتم‌هایی که پایه محاسبات آنها (ورودی‌های الگوریتم) ارتفاع و دامنه است

(مانند الگوریتم نیم‌فضای همگن)، حساسیت کمتری نسبت به توده‌های مدفون رسانی عمقی دارند. زیرا در آنها پاسخ مولفه هم‌فاز رسانی عمیق نسبت به پاسخ مولفه ناهم‌فاز سنگ در برگیرنده، ضعیف‌تر است و همین امر باعث کمتر شدن نقش توده عمیق می‌شود.

نکته قابل توجه دیگر این که، در الگوریتم نیم‌فضای لایه کاذب علاوه بر محاسبه مقاومت‌ویژه ظاهری، ارتفاع ظاهری نیز به دست می‌آید که ممکن است با مقدار اندازه‌گیری شده بوسیله ارتفاع‌سنج و حتی ارتفاع واقعی سیستم برابر نباشد. بنابراین در این حالات معمولاً ارتفاع اندازه‌گیری شده از ارتفاع ظاهری محاسبه شده کم می‌شود و عمق ظاهری¹ (d_a) محاسبه می‌شود. گاهی نیز ممکن است به علت پوشش گیاهی یا تاسیسات و ساختمان‌ها، ارتفاع اندازه‌گیری شده بوسیله ارتفاع‌سنج، خیلی کوچک باشد، که در این حالت ارتفاع محاسبه شده از ارتفاع اندازه‌گیری شده بزرگتر خواهد شد و در این حالات عمق ظاهری مثبت خواهد شد. این مطلب نشانگر آنست که فاصله زمین نسبت به سیستم، دورتر از آن است که ارتفاع‌سنج نشان می‌دهد. لازم به ذکر این که حتی وقتی که ارتفاع‌سنج ارتفاع صحیح را نیز نشان می‌دهد، باز هم اگر ساختار زمین ناهمگن باشد عمق ظاهری می‌تواند صفر نشود [Fraser, 1978].

به منظور درک بهتر موضوع، یک مدل لایه‌ای از زمین که تنها متشکل از یک لایه نازک بسیار مقاوم روباره (مثل ماسه) و یک لایه رسانا (مثل رس) است را در نظر می‌گیریم. در این حالت، عمده پاسخ رسیده به سیستم سهم لایه رسی است و ماسه سهم ناچیزی بر روی نتایج دارد. لذا در این موارد باید ارتفاع ظاهری بزرگتر از ارتفاع اندازه‌گیری شده باشد. به عبارت دیگر عمق ظاهری مثبت خواهد بود. اما اگر روباره خیلی نازک و رساناتر از لایه زیرین باشد، در این حالت این لایه تاثیر اندکی بر سیگنال کلی دریافتی در

1 - Apparent depth

گیرنده داشته و مقاومت ویژه ظاهری اندازه گیری شده به مقاومت ویژه نیم فضا نزدیکتر خواهد بود [Fraser, 1978]. البته در این حالت، روباره سیگنال حاصل را تقویت نموده و باعث خواهد شد تا فاصله سیستم از نیم فضا کمتر از مقدار واقعی ثبت شود و لذا عمق ظاهری منفی خواهد شد. ظهور این مقدار منفی بدلیل بروز خطا نیست، بلکه به این علت است که سیگنال برداشت شده قوی تر از آن است که بتواند تنها توسط یک نیم فضای همگن با مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده تولید شود. بنابراین در این حالت برای تفسیر به تجربه بالایی برای تشخیص وجود لایه نازک رسانا نیاز است. اما در شرایطی که با وجود یک روباره رسانا عمق ظاهری منفی بدست آمده است، نمی توان به ضخامت واقعی لایه رسانا رسید. در این حالت الگوریتم فوق الذکر فاقد اعتبار است و باید از روش های دیگری برای محاسبه ضخامت استفاده نمود [Fugro, 2003].

۴-۲-۴- روش مقاطع سنگپیل

سنگپیل با استفاده از الگوریتم ارائه شده توسط اشموکر [Schmucker, 1970] در مدل سازی معکوس داده های مگنتوتلوریک، روش مهمی برای مدل سازی داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس ارائه نمود. همانطور که قبلاً نیز اشاره شد، در برداشت های هوا برد هلیکوپتری داریم:

$$Z = R + iQ \quad (۷-۴)$$

با توجه به روابط (۳-۲۰ب) و (۳-۲۰ج) و از آنجا که u یک عدد حقیقی و R_l ضریب بازتاب لایه ها عددی مختلط است، پس رابطه (۳-۱۵) به صورت زیر قابل بازنویسی است [Sengpiel, 1988]:

$$Z \cong \frac{4}{M} \int_0^\infty (\text{Re } R_l + i \text{Im } R_l) k^2 e^{-2k} dk \quad (۴-۸-الف)$$

پیشتر در فصل دوم نیز اشاره شد که در این رابطه:

$$M = \frac{4}{G_j} \left(\frac{h}{r} \right)^3 \quad \text{و} \quad G_j = \begin{cases} HCP \xrightarrow{j=1} G_1 = 1 \\ VCP \xrightarrow{j=2} G_2 = 1/2 \\ VCX \xrightarrow{j=3} G_3 = -1/4 \end{cases} \quad (4-8-ب)$$

به کمک روابط مربوط به محاسبه مقدار متوسط انتگرال‌ها می‌توان رابطه (4-8-الف) را برای

مولفه‌های حقیقی (R) و موهومی (Q)، به شکل زیر بازنویسی نمود [Sengpiel, 1988]:

$$R = \frac{4}{M} \operatorname{Re} R_1(k_r) \int_0^\infty k^2 e^{-2k} dk = \frac{1}{M} \operatorname{Re} R_1(k_r) \quad (4-9-الف)$$

$$Q = \frac{4}{M} \operatorname{Im} R_1(k_i) \int_0^\infty k^2 e^{-2k} dk = \frac{1}{M} \operatorname{Im} R_1(k_i) \quad (4-9-ب)$$

در این روابط، K_r و K_i میانگین و مجهول برای K می‌باشند. به دلیل آن که تابع باقی‌مانده زیر

انتگرال در بازه تعریف شده تغییر علامت نمی‌دهد و عبارت پشت انتگرال نیز تابعی پیوسته است، اجرای

فرایند فوق مجاز است. حال رابطه زیر را تعریف می‌کنیم [Sengpiel, 1988]:

$$\nu = u + iw \quad (4-10)$$

چنانچه رابطه (4-10) را در رابطه (3-15) جایگذاری نمائیم، پس از مرتب‌سازی داریم:

$$\operatorname{Re} R_1 = \frac{w^2}{u(\bar{k} + u)} \quad (4-11-الف)$$

$$\operatorname{Im} R_1 = \frac{w\bar{k}}{u(\bar{k} + u)} \quad (4-11-ب)$$

که در آنها:

$$u = \sqrt{\frac{l + \bar{k}^2}{2}} \quad (4-11-ج)$$

$$w = \sqrt{\frac{l - \bar{k}^2}{2}} \quad (4-11-د)$$

$$l = \sqrt{\bar{k}^4 + 4\delta^4} \quad (4-11-ه)$$

در روابط فوق، $\bar{k}$ می‌تواند K_r یا K_i ثبت شود [Sengpiel, 1988]. در ادامه با استفاده از

روابط (۴-۹-الف) و (۴-۱۱-الف)، راه‌حلی ساده برای محاسبه پارامتر K_r (جزء حقیقی میدان

منتشره) ارائه می‌شود:

$$k_r = \delta^4 \sqrt{\frac{1}{B(B-1)}} \quad (۴-۱۲-الف)$$

که در آن:

$$B = \frac{1}{(1-MR)^2} \quad \text{برای } (MR < 1) \quad (۴-۱۲-ب)$$

در این حالت مقدار فاکتور MR برابر است با:

$$MR = 4 \operatorname{Re} \left(\int_0^\infty k^2 R_1 e^{-2k} dk \right) \quad (۴-۱۲-ج)$$

از آنجایی که مقادیر R (مولفه حقیقی میدان اندازه‌گیری شده) و M معلوم است؛ مقدار K_r قابل

محاسبه است. از دیگر سوی، با استفاده از روابط (۳-۱۸)، (۴-۱۰) و (۴-۱۱) می‌توان مقدار $Re C$ را به

دست آورد [Sengpiel, 1988]:

$$\operatorname{Re} C = \frac{u(k_r)}{l(k_r)} \quad (۴-۱۳)$$

که با بهره‌گیری از آن، مقدار عمق مرکزی z^* نیز قابل محاسبه است.

$$z^* = h \operatorname{Re} C \quad (۴-۱۴)$$

حال محاسبه مقاومت‌ویژه با کمک رابطه (۴-۱۲-الف) امکان‌پذیر است. لذا با توجه به مقادیر

برداشت شده و مقایسه آن با مقدار محاسبه شده، می‌توان بهترین تطابق میان مدلی که این مقدار حقیقی را

می‌دهد بدست آورد. آنگاه مقدار مقاومت‌ویژه مربوطه را به عنوان مقاومت‌ویژه لایه برداشت در نظر گرفت.

نکته قابل توجه این که، این روش تنها مقدار حقیقی میدان اندازه‌گیری شده را مورد بررسی قرار می‌دهد و

از مقدار موهومی میدان، حتی به عنوان پارامتری در بررسی صحت نتایج نیز استفاده نمی‌کند.

برای محاسبه عمق نفوذ در روش سنگپیل نیز فرآیند بعد دنبال می‌شود. چنانچه داده‌ها برای یک زمین لایه‌ای برداشت شوند، می‌توان این داده‌ها را بر اساس پارامترهای یک نیم‌فضای معادل محاسبه نمود. در این شرایط ابتدا پارامترهای زیر تعریف می‌شوند:

- فاصله ظاهری^۱ (h_a)، که عبارتست از فاصله سیستم اندازه‌گیری تا سطح نیم‌فضای معادل.

- مقاومت ویژه ظاهری (ρ_a)، که عبارتست از مقاومت ویژه نیم‌فضای معادل.

اما برای تبدیل فاصله ظاهری به عمق مرکزی در روش سنگپیل از روابط (۳-۱۶-د) و (۴-۸-ب) استفاده می‌شود. البته پیش از آن باید ارتفاع h با h_a و مقاومت ویژه نیم‌فضا ρ ، با ρ_a جایگزین شوند؛ در این صورت داریم [Sengpiel, 1988]:

$$\delta_a = \frac{h_a}{p_a} \quad (۴-۱۵-الف)$$

$$p_a = \sqrt{\frac{\rho_a}{\pi f \mu_0}} \quad (۴-۱۵-ب)$$

$$M = \frac{4}{G_j} \left(\frac{h_a}{r} \right)^3 \quad (۴-۱۵-ج)$$

در این روابط P_a عمق پوسته ظاهری خوانده می‌شود. حال اگر در رابطه (۴-۱۲-الف) نیز بجای δ

پارامتر δ_a را قرار دهیم؛ خواهیم داشت:

$$k_r = \delta_a^4 \sqrt[4]{\frac{1}{B(B-1)}} \quad (۴-۱۶)$$

در نهایت ReC نیز از رابطه (۴-۱۳) محاسبه می‌شود که با قرار دادن آن در رابطه (۴-۱۴) خواهیم داشت:

$$z_c^* = h_a ReC \quad (۴-۱۷)$$

در این رابطه عمق مرکزی (z_c^*) از سطح نیم‌فضای معادل محاسبه شده است، اما به دلیل آن که

1 - Apparent distance

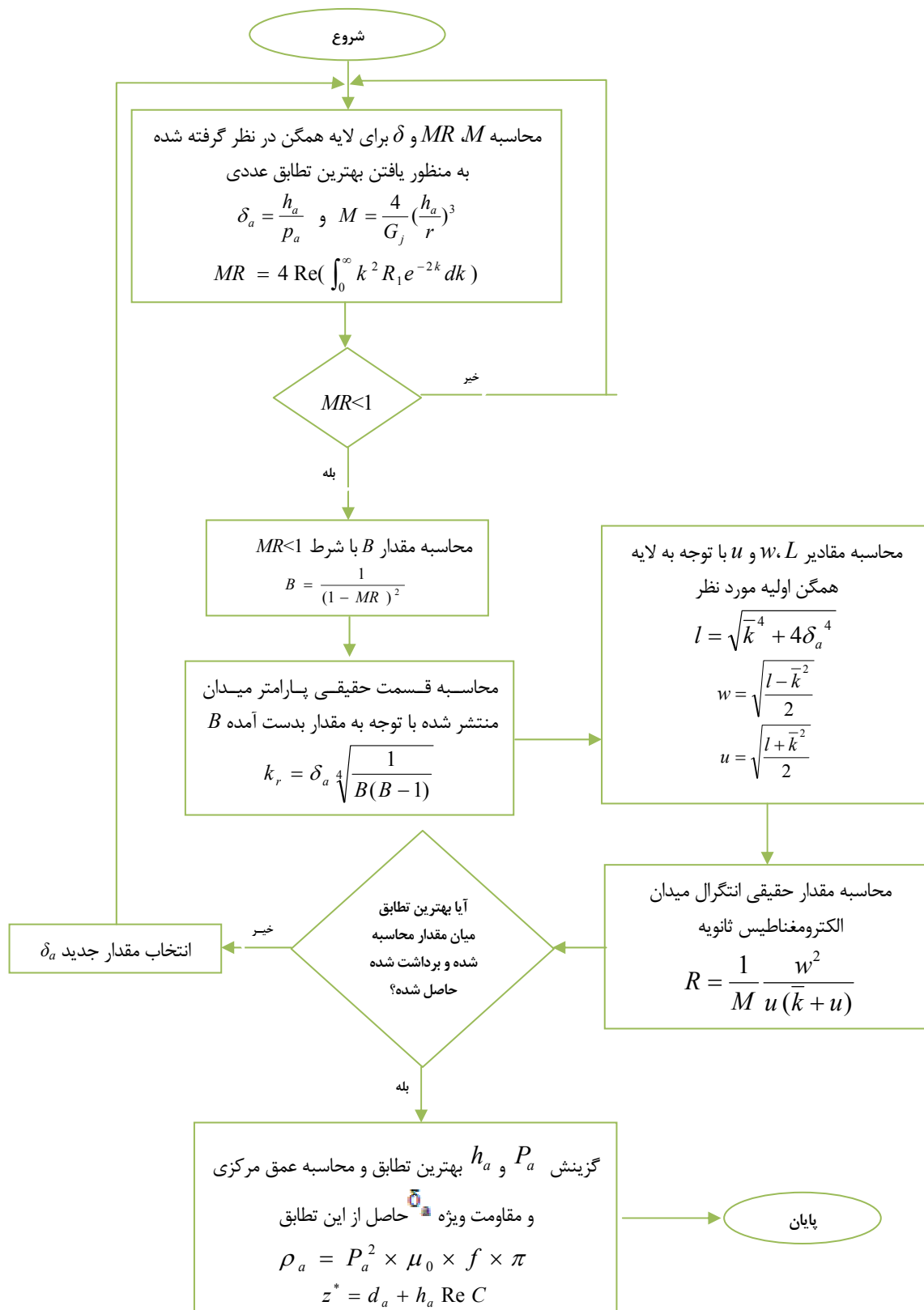
فرض بر عدم شارش جریان در بالای نیم‌فضای معادل است، لذا محاسبه عمق مرکزی از سطح واقعی زمین با استفاده از رابطه بعد میسر خواهد بود [Sengpiel, 1988].

$$z^* = d_a + z_c^* = d_a + h_a \operatorname{Re} C \quad (18-4)$$

در این رابطه عمق ظاهری برابر $d_a = h_a - h$ است که می‌تواند مثبت، صفر و حتی منفی باشد و h نیز ارتفاع سیستم اندازه‌گیری از سطح زمین است.

از ویژگی‌های مهم روش سنگپیل علاوه بر سرعت بالا و عدم حساسیت نسبت به نوفه موجود در داده‌های خام، عدم نیاز آن به حدس یک مدل اولیه و ارائه یک ایده تقریبی از تغییرات مقاومت‌ویژه به کاربر می‌باشد. اما روش سنگپیل دارای معایبی است که برخی از آنها عبارتند از این که، در این روش بخش موهومی میدان الکترومغناطیس در محاسبات و حتی به عنوان پارامتری جهت مقایسه نتایج لحاظ نمی‌شود. لذا امکان رسیدن به مقدار نزدیک به واقع مقاومت‌ویژه در این روش کم می‌شود. کاستی دیگر این که اگر زمین مورد بررسی بسیار رسانا باشد؛ پاسخ‌های حاصل از مدل‌سازی با این روش بسیار دور از انتظار خواهند بود، و در نهایت این که عمق اکتشاف در این روش کمتر از مقدار واقعی اندازه‌گیری شده است که این مهم با مقایسه روابط ارائه شده مشابه برای روش‌هایی که در ادامه بحث مطرح می‌شوند به سهولت قابل استنتاج است.

از آنجا که برای مقایسه نتایج حاصل از مدل‌سازی این روش با سایر روش‌های موجود و نیز روش جدید ابداعی نیاز به تهیه الگوریتم مربوطه است لذا با تهیه الگوریتم این روش کدهای آن برای اجرای مدل سازی در نرم‌افزار مطلب نگاشته شد. الگوریتم تهیه شده در شکل (۷-۴) آمده است.



شکل ۴-۷: الگوریتم مربوط به روش مدل سازی معکوس عمق مرکزی سنگپیل

پس از سال‌ها بهره‌مندی از روش عمق مرکزی سنگپیل و مشخص شدن مزایا و معایب مربوط به این روش، سیمون با ابداع چندین روش مدل‌سازی به یکی از مناسب‌ترین روش‌ها در محاسبه عمق نیز دست یافت، که از آن به عنوان روش عمق مرکزی سیمون یاد می‌شود [Fugro, 2003]. البته پیش از حصول به روش نهایی سیمون چندین روش دیگر را نیز معرفی نمود که در ادامه بحث به این روش‌ها اشاره می‌شود.

الف) مدل‌سازی معکوس به روش سنگپیل و عمق مرکزی سیمون

در این بخش، مدل‌سازی داده‌ها به روش سنگپیل انجام می‌شود و مقدار مقاومت‌ویژه از این طریق بدست می‌آید. اما عمق نفوذ بر اساس آنچه سیمون بدان رسیده است؛ از رابطه زیر محاسبه می‌شود. این رابطه عمق مرکزی سیمون نامیده می‌شود [Siemon, 2001]:

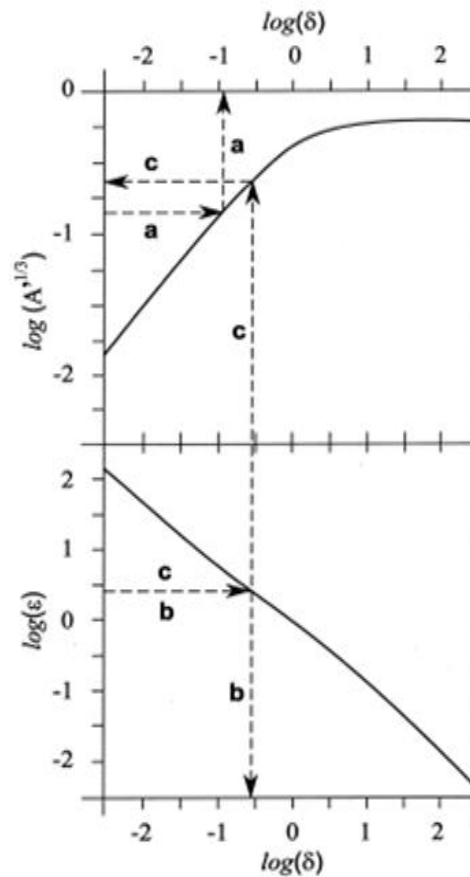
$$z_s^* = d_a + \frac{P_a}{2} = (h_a - h) + \frac{P_a}{2} \quad (۱۹-۴)$$

ب) مدل‌سازی معکوس با کمک نمودارها و عمق مرکزی سیمون

سیمون با ترسیم نمودار تغییرات $\log(A'^{1/3} = (R^2 + Q^2)^{1/6})$ یا $\log(\varepsilon = \frac{Q}{R}) = \log(\tan \varphi)$ در برابر $\log(\delta = \frac{h}{p})$ مطابق شکل (۴-۸)، سه روش جالب برای مدل‌سازی مقادیر مقاومت‌ویژه ارائه نمود، که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

۱) مدل‌سازی با روش دامنه (a)

برای درک این روش بهتر است در شکل (۴-۸)، خط‌چین‌های a دنبال شوند. اما در عمل در این روش نخست با داشتن دامنه میدان ثانویه، مقدار $\log(A'^{1/3})$ تعیین می‌شود. بر این اساس داریم [Siemon, 2001]:



شکل ۴-۸: نمودارهای مورد استفاده توسط سیمون در روش‌های مدل‌سازی دامنه، اپسیلون و ترکیبی [Siemon, 2001]

$$(A^{1/3} = A^{1/3} / \gamma) \quad A^{1/3} = (R^2 + Q^2)^{1/6} \quad \gamma = \frac{r}{h} \quad (4-20)$$

حال نمودار تغییرات $\log(A^{1/3})$ بر حسب تغییرات $\log(\delta)$ را برای چندین مدل اولیه و ارتفاع

پروازهای مختلف و نیز برای مقاومت‌ویژه‌های متفاوت ترسیم می‌نماییم (نمودار بخش بالایی شکل (۴-۸)).

از آنجا که $\log(A^{1/3})$ معلوم است، پس می‌توان مقدار $\log(\delta)$ را از روی نمودار مشخص نمود. سپس با

توجه به مقدار $\log(\delta)$ بدست آمده، می‌توان مقدار مقاومت‌ویژه زمین را به شرح زیر محاسبه نمود:

$$\log(\delta) = C \Rightarrow$$

$$\delta = \frac{h}{p} = 10^C \Rightarrow$$

$$10^C = \frac{h}{\sqrt{\frac{2\rho}{\mu\omega}}} \Rightarrow$$

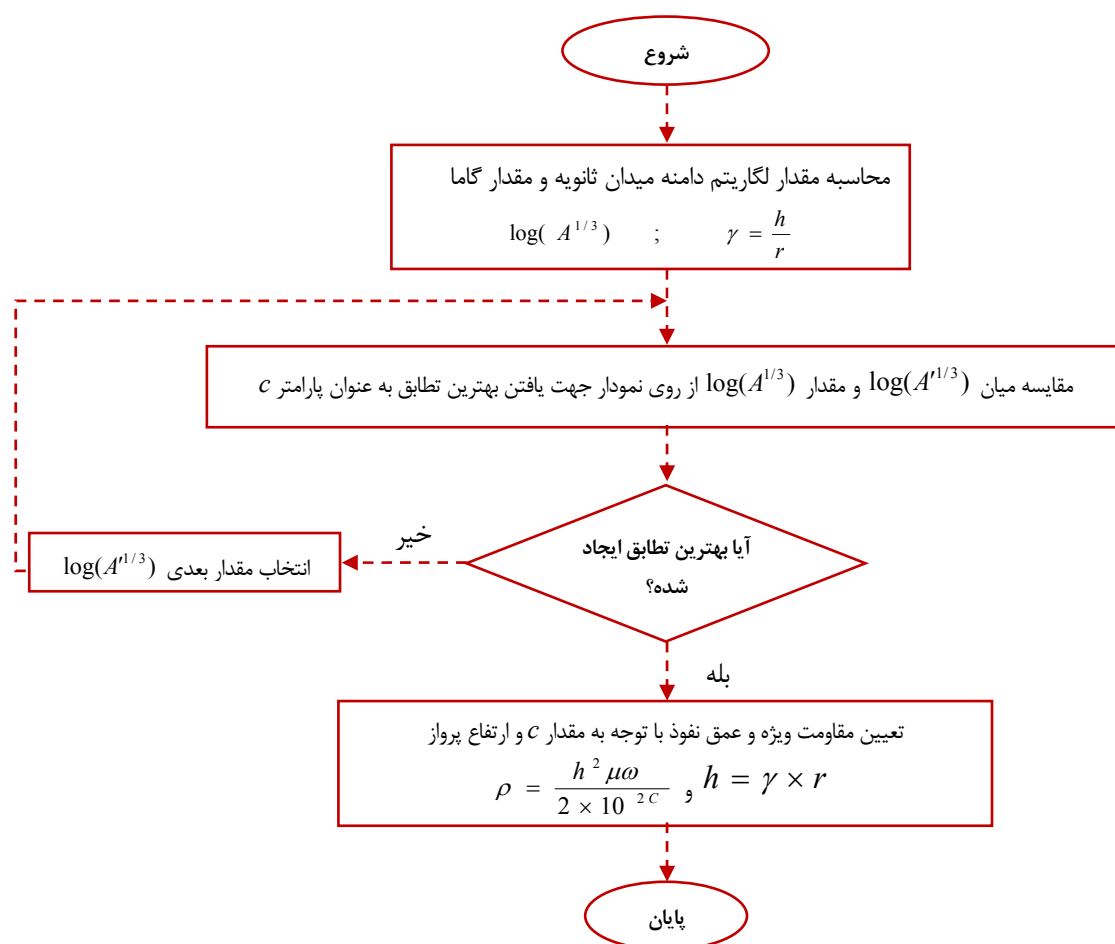
$$10^{2C} = \frac{h^2 \mu \omega}{2\rho} \Rightarrow$$

$$\rho = \frac{h^2 \mu \omega}{2 \times 10^{2C}}$$

(۲۱-۴)

در مورد این روش نیز نگارنده الگوریتم مربوطه را بازنویسی نموده و کد رایانه‌ای مربوطه را با نرم‌افزار

مطلب نوشته است، که در شکل (۹-۴) الگوریتم مربوطه نشان داده شده است.



شکل ۹-۴: الگوریتم روش مدل‌سازی معکوس دامنه

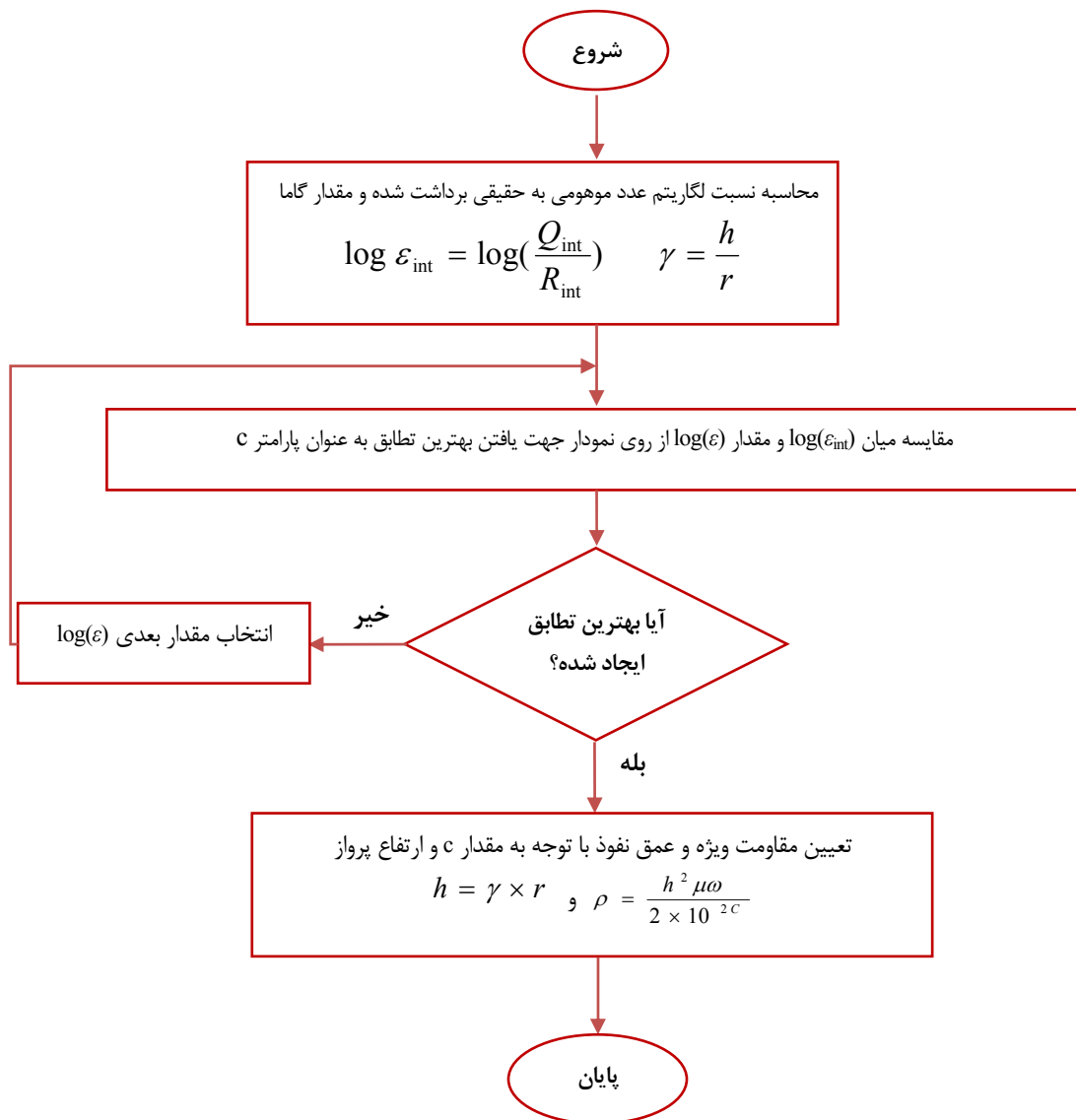
۲) مدل‌سازی با روش اپسیلون (b)

برای فهم این روش نیز بهتر است در شکل (۸-۴)، خط‌چین‌های b دنبال شوند. در این روش ابتدا

نسبت مقادیر موهومی به حقیقی میدان برداشت شده را محاسبه می‌نماییم و لگاریتم این مقادیر را به صورت $\log(\varepsilon)$ روی محور قائم شکل مزبور علامت زده و سپس خط‌چین‌های b را ادامه می‌دهیم تا نمودار را قطع نماید. حال تصویر این نقطه تقاطع روی محور افقی، نمودار $\log(\delta)$ را نتیجه می‌دهد. سرانجام با معلوم بودن مقادیر $\log(\varepsilon)$ داریم:

$$\log(\varepsilon) = \log\left(\frac{Q_{int}}{R_{int}}\right) \quad (۲۲-۴)$$

حال می‌توان مقدار $\log(\delta)$ را بدست آورد. در رابطه فوق اندیس int ، بیانگر مقادیری است که از برداشت بدست آمده است. پس از این مرحله باز هم مراحل ذکر شده در رابطه (۴-۲۱) را دنبال نموده و همانگونه که ملاحظه می‌شود، در انتهای محاسبات مربوطه مقدار مقاومت ویژه بدست می‌آید. برای این روش نیز الگوریتم مربوطه بازنویسی شده و کد رایانه‌ای مربوطه با نرم‌افزار مطلب نوشته شد، که در شکل (۴-۱۰) الگوریتم مربوطه نمایش داده شده است.



شکل ۴-۱۰: الگوریتم روش مدل سازی معکوس اپسیلون

۳) مدل سازی با روش ترکیبی سیمون (c)

برای درک این روش بهتر است در شکل (۴-۸) خط چین های C دنبال شوند. ذکر این نکته نیز لازم است که این روش ترکیبی از دو روش دامنه و اپسیلون است. در عمل نخست مقدار $\log(\varepsilon)$ برای مقادیر معلوم حاصل از برداشت محاسبه می شود. از سوی دیگر بر این اساس امکان تعیین مقدار پارامتر $\log(\delta)$ نیز وجود دارد. حال با مشخص شدن مقدار این کمیت و مطابق آنچه که برای دو روش پیشین گفته شد، امکان محاسبه پارامتر مقاومت ویژه فراهم است. با معین بودن $\log(\delta)$ و بر اساس نمودار مربوط به آن می توان

$\log(A'^{1/3})$ را نیز بدست آورد. سپس با توجه به مقادیر بدست آمده، پارامتر ارتفاع ظاهری را نیز محاسبه

نمود که رابطه مربوط به این پارامتر عبارتست از:

$$h_a = r\left(\frac{A'}{A}\right)^{1/3} \equiv D_a \quad (23-4)$$

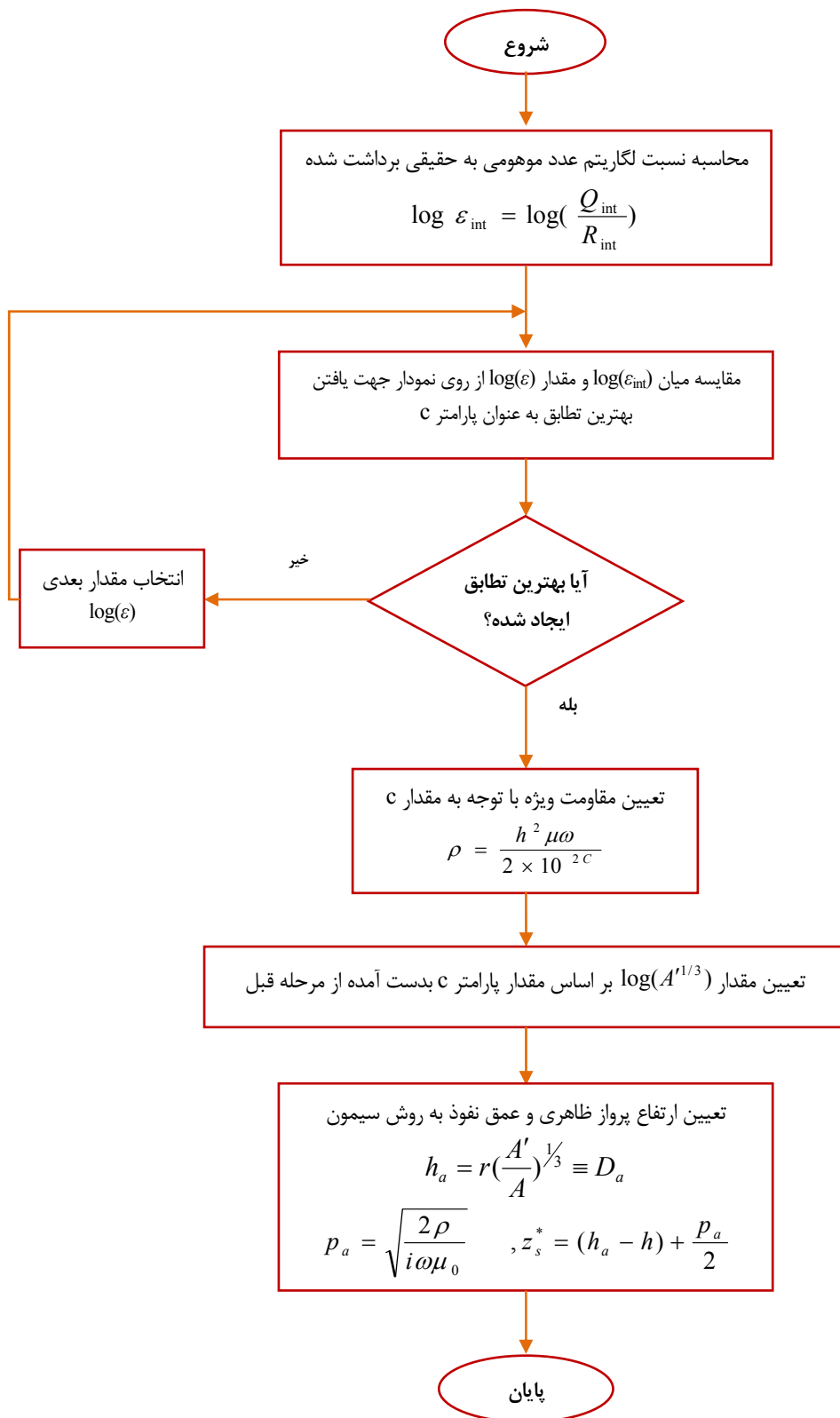
حال با معلوم بودن پارامتر D_a و با توجه به روابط اشاره شده در مبحث الگوریتم نیم‌فضای لایه

کاذب، محاسبه عمق ظاهری برای محاسبه عمق مرکزی سیمون (رابطه ۴-۱۹) که نسبت به عمق مرکزی

سنگپیل نیز بهبود یافته‌تر است، امکان‌پذیر خواهد شد. باز هم برای این روش الگوریتم مربوطه بازنویسی شد

و کد رایانه‌ای مربوطه نیز در نرم‌افزار مطلب نوشته شد، که در شکل (۴-۱۱) الگوریتم مربوطه نشان داده

شده است.



شکل ۴-۱۱: الگوریتم روش مدل سازی معکوس ترکیبی سیمون

لازم است اشاره شود که در دو روش دامنه و اپسیلون، پارامتر ارتفاع پرنده از سطح زمین یکی از ورودی‌های الگوریتم است. می‌دانیم ثبت مقدار دقیق این پارامتر به دلیل وجود ناهمواری، پوشش گیاهی انبوه، تاسیسات و ساختمان‌ها، دشوار و بعضاً غیرممکن است و نتیجه نهایی، کاهش دقت محاسبه مقاومت‌ویژه و عمق مربوطه است. لذا امروزه بهره‌گیری از الگوریتم‌هایی که از پارامتر ارتفاع پرواز به عنوان ورودی استفاده می‌کنند (الگوریتم نیم‌فضای همگن) چندان مرسوم نیست. اما خوشبختانه الگوریتم روش سوم (روش C)، روش نیم‌فضای لایه کاذب است. در این الگوریتم پارامتر ارتفاع پرواز از سطح زمین، ورودی الگوریتم نیست و این پارامتر به عنوان خروجی قابل محاسبه است. در نهایت واضح است که اگر زمین مورد مطالعه همگن و فاقد پستی و بلندی باشد، نتیجه هر سه الگوریتم یکسان خواهد بود. اما یکی از مناسب‌ترین پاسخ‌ها برای زمین غیرهمگن و لایه‌ای با بهره‌مندی از الگوریتم روش سوم حاصل خواهد شد. هر چند نگارنده بر این اعتقاد است که امکان بهبود نتایج این روش نیز وجود دارد که در ادامه بحث به آن اشاره خواهد شد.

۴-۲-۶- روش نیبلت-بوستیک

این روش که روش دیفرانسیل‌گیری نسبت به فرکانس نیز خوانده می‌شود، نخستین بار توسط سیمون در سال ۱۹۹۷ ارائه شد [Siemon, 2001]. اساساً این روش در اندازه‌گیری‌های مگنتوتلوریک مورد استفاده دارد. قابل توجه اینکه فاز مگنتوتلوریک با فاز اندازه‌گیری شده در برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری ($\varphi_\varepsilon = \arctan(\varepsilon)$)، $\varepsilon = \frac{Q}{R}$ دقیقاً برابر نیست. مثلاً برای یک مدل نیم‌فضای همگن، گستره فاز الکترومغناطیس هلیکوپتری بین صفر تا ۹۰ درجه متغیر است، حال آنکه فاز مگنتوتلوریک برای مدل نیم‌فضای همگن همواره ثابت و برابر ۴۵ درجه است [Siemon, 2001]. لذا در برداشت‌های الکترومغناطیس

هلیکوپتری باید به دنبال یک پارامتر جدید متناظر با فاز مگنتوتلوریک بود. ویدلت^۱ برای تحلیل داده‌های

مگنتوتلوریک با دیفرانسیل‌گیری از لگاریتم مقاومت‌ویژه ظاهری (ρ_a) نسبت به لگاریتم فرکانس (f)، یک

فاز تقریبی تعریف نمود [Weidelt, 1972, Nabighian, 1996]:

$$\varphi_a(f) \approx \frac{\pi}{4} \left(1 + \frac{d \log \rho_a(f)}{d \log f} \right) \approx \frac{\pi}{4} \left(1 + \frac{f}{\rho_a(f)} \frac{d \rho_a(f)}{df} \right) \quad (24-4)$$

که در آن φ_a ، فاز ظاهری نامیده می‌شود و نباید با فاز الکترومغناطیس هلیکوپتری (φ_e) اشتباه

شود. حال با استفاده از تبدیل نیبلت-بوستیک [Jones, 1983] یک مقاومت‌ویژه ظاهری جدید (ρ_{NB})

حاصل می‌شود:

$$\rho_{NB} = \rho_a \frac{1 + m(f)}{1 - m(f)} \quad (25-4)$$

در رابطه فوق ($m(f)$)، گرادیان منحنی مقاومت‌ویژه ظاهری بر حسب فرکانس در یک

مقیاس لگاریتمی-لگاریتمی است، یعنی:

$$m(f) = \frac{d \log(\rho_a)}{d \log(f)} = \frac{f}{\rho_a} \frac{d \rho_a}{df} = m' \left(\frac{m' + c}{1 + c} \right) \quad (26-4)$$

در این رابطه $m' = -\frac{f}{\rho_a} \frac{d \rho_a}{df} = 1 - \frac{4}{\pi} \varphi_a$ و $c = 3 \log(5)$ است که بطور تجربی از محاسبات

مدل‌سازی بدست آمده است [Sengpiel & Siemon, 2000]. همچنین عمق مرکزی وابسته به آن برابر

است با:

$$Z_{NB}^* = d_a + \frac{p_a}{\sqrt{2}} \quad (27-4)$$

همانگونه که از رابطه فوق پیداست منحنی سونداژ روش نیبلت-بوستیک از عمق نفوذ بیشتری

نسبت به سایر روش‌هایی که پیش از این مطرح شدند، برخوردار است. دیگر این که در این روش نیازی به

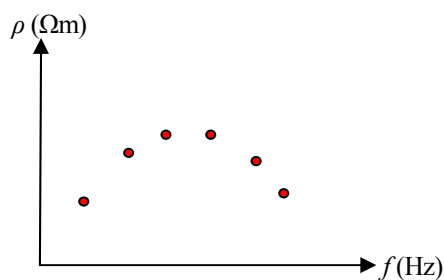
1 - Weidelt

ارتفاع پرنده از زمین (که معمولاً دقیق نیست) به عنوان داده ورودی نیست [Siemon, 2001].

در ادامه بحث بر آنیم تا نحوه دستیابی به نتایج این روش را بطور خیلی ساده تشریح نماییم. در این روش به یک مدل اولیه نیاز است. این مدل اولیه می‌تواند همان پاسخ بدست آمده از روش سیمون ترکیبی باشد. پیش از مدل‌سازی لازم است منحنی تغییرات مقاومت‌ویژه نسبت به فرکانس ترسیم شود. یک راه مطمئن برای نیل به این هدف، ترسیم منحنی مربوطه با استفاده از روش اسپیلاین^۱ است. پیش از تشریح ادامه روش نیبلت-بوستیک، روش اسپیلاین مکعبی به اختصار معرفی می‌گردد.

الف) اسپیلاین مکعبی^۲

در روش‌های مرسوم الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس، اندازه‌گیری‌ها در حداکثر پنج یا شش فرکانس انجام می‌شود و البته این مقادیر به شکل یک تابع گسسته می‌باشند. ضمن آن که هر فرکانس نیز در تناظر با یک مقاومت‌ویژه منحصر بفرد است. هرچند ممکن است در پاره‌ای از موارد این مقادیر بسیار نزدیک به هم باشند. در شکل (۴-۱۲) شمایی فرضی از چند فرکانس و مقادیر مقاومت‌ویژه متناظر با آنها ارائه شده است.

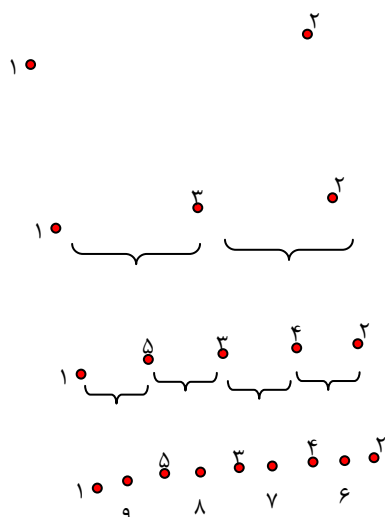


شکل ۴-۱۲: شمایی فرضی از چند فرکانس و مقادیر مقاومت‌ویژه متناظر با آنها

1 - Spline
2 - cubic spline

حال باید برای انجام برخی محاسبات، مشتق مقاومت‌ویژه نسبت به فرکانس را در چندین نقطه محاسبه نماییم. برای انجام این مهم نخست لازم است روند تغییرات گسسته موجود به شکل پیوسته درآید تا بر اساس تعریف مشتق، امکان ثبت تغییرات برای یک یا چند نقطه خاص میسر گردد. برای انجام این کار روش‌های متعددی وجود دارد که یکی از مناسب‌ترین آنها روش اسپلین است. در این روش با استفاده از میانگین‌گیری درجه سه، می‌توان مختصات نقاط میانی بین دو نقطه مجاور هم را محاسبه نمود. ضمن آن که در این روش تلاش بر آنست تا با نشان دادن روند حاکم بر نمودار، بهترین برازش با نقاط معلوم نیز حاصل شود. واضح است که هر چه فاصله میان نقاط مجاور کمتر باشد، پاسخ نهایی بهتر خواهد بود. هر چند با افزایش این نقاط از سرعت انجام محاسبات کاسته خواهد شد.

در ادامه شرح مختصر روش اسپلین مکعبی آمده است. تصور نمایید قرار است با روش اسپلین نقاط میانی بین دو نقطه معلوم ۱ و ۲ (شکل ۴-۱۳) را بیابیم. این فرآیند مطابق آنچه در این شکل نشان داده شده، قابل اجراست.



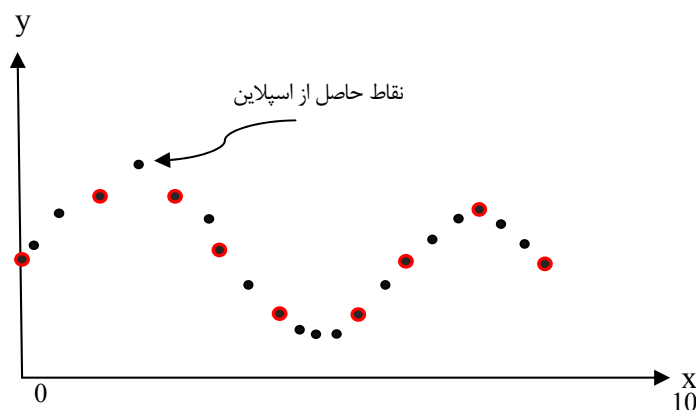
شکل ۴-۱۳: مراحل مختلف یافتن نقاط مجهول بین دو نقطه معلوم با روش اسپلین مکعبی

واضح است که هر چقدر فاصله نقاط انتخابی کوتاه‌تر باشد، به پاسخ مناسب‌تری خواهیم رسید و

البته با افزایش تعداد نقاط از سرعت انجام محاسبات کاسته خواهد شد. لذا برای کدنویسی این روش مراحل

ذیل دنبال می‌شود (شکل ۴-۱۴):

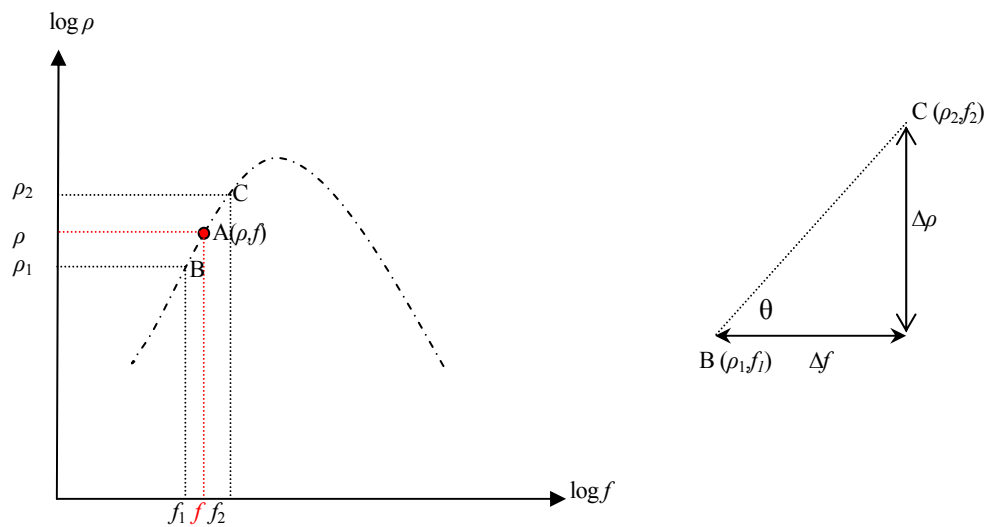
- گستره تغییرات افقی نقاط تعیین می‌شود. مثلاً $x=0:10$ (نقاط قرمز رنگ).
- نقاط گسسته روی نمودار تعیین می‌شوند.
- میزان تقسیم‌بندی بین دو نقطه مجاور نیز تعیین می‌شوند. مثلاً $xx=0:0.25:10$ یعنی فاصله بین دو نقطه مجاور با x بین ۰ تا ۱۰ به اندازه‌های 0.25 تقسیم‌بندی شود.
- بهترین برازش منحنی بین نقاط تعیین شده (گسسته) با نقاط حاصل از درونیایی (اسپلاین مکعبی) انجام می‌شود $yy=spline(x,y,xx)$ (نقاط سیاه رنگ).



شکل ۴-۱۴: شمایی از چگونگی رسیدن به منحنی تغییرات میان نقاط گسسته معلوم با روش اسپلاین مکعبی

پس از رسم منحنی مربوطه، می‌توان به مشتق‌گیری در نقاط مجاور نقاط معلوم پرداخت

(شکل ۴-۱۵).



شکل ۴-۱۵: شمایی از فرآیند مشتق‌گیری در فرآیند مدل‌سازی نیپلت-بوستیک

در این روش لازم است مشتق‌گیری در مقیاس لگاریتم-لگاریتم انجام شود. لذا مشتق

مقاومت‌ویژه نسبت به فرکانس خواهد شد:

$$\frac{\Delta \rho}{\Delta f} = \left(\frac{\log \rho_2 - \log \rho_1}{\log f_2 - \log f_1} \right) \quad (27-4)$$

$$\frac{d\rho}{df} = \left(\frac{\log \rho_2 - \log \rho_1}{\log f_2 - \log f_1} \right) \quad (28-4)$$

که در آن f و ρ فرکانس و مقاومت‌ویژه مقادیر معلوم (اندازه‌گیری شده) و ρ_1 و ρ_2 مقادیر بدست

آمده در همسایگی ρ می‌باشند، که از مقادیر متناظر با f_1 و f_2 بدست می‌آیند. همچنین داریم:

$$\rho_2 = \rho + \varepsilon \quad (29-4)$$

$$\rho_1 = \rho - \varepsilon \quad (30-4)$$

و نیز f_1 و f_2 مقادیر بدست آمده در همسایگی f و به قرار زیر می‌باشند:

$$f_2 = f + \varepsilon \quad (31-4)$$

$$f_1 = f - \varepsilon \quad (32-4)$$

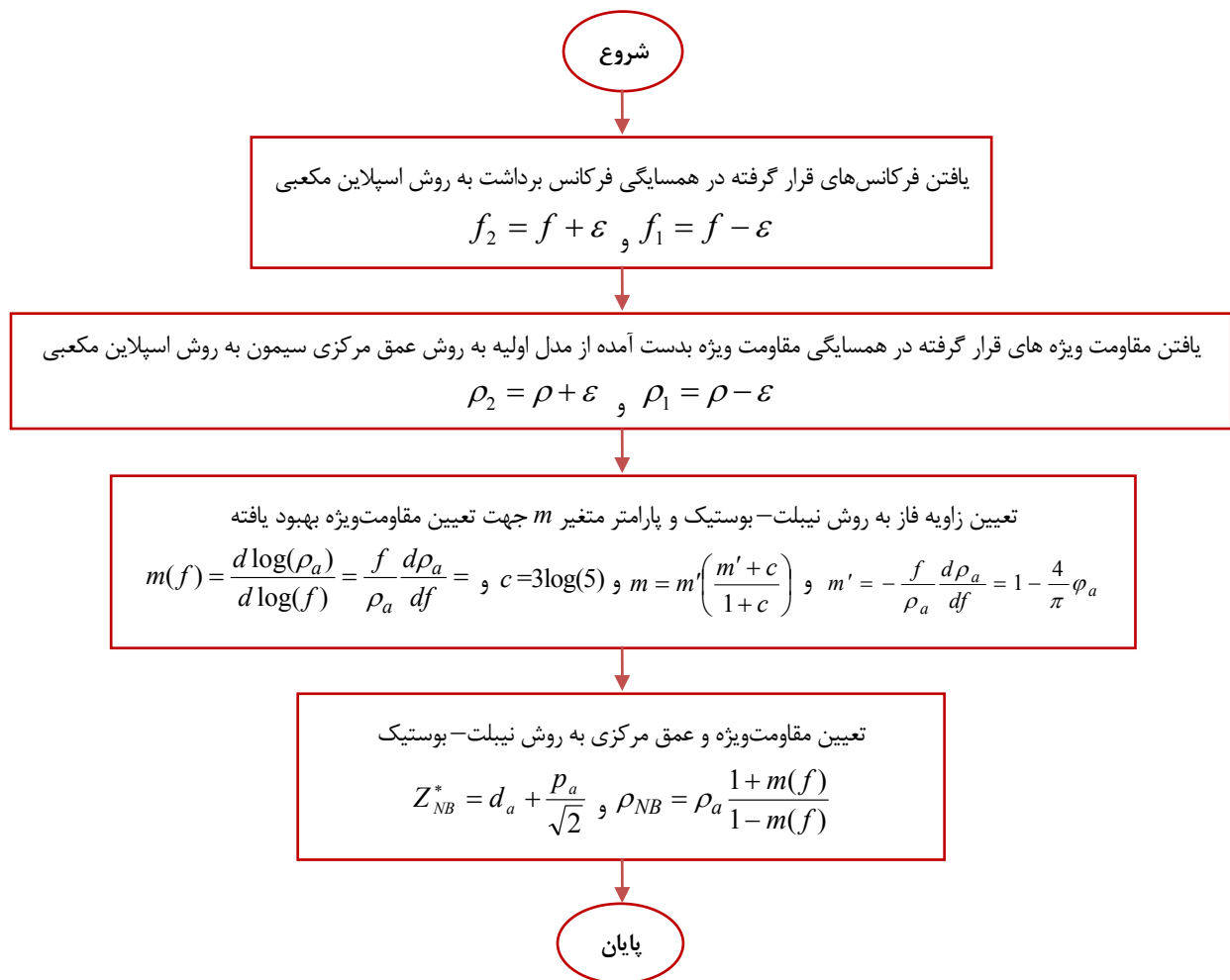
حال با مشخص شدن $\frac{d\rho}{df}$ می توان پارامتر φ را به شکل زیر تعیین نمود:

$$\varphi \cong \frac{\pi}{4} \left[1 + \frac{f}{\rho} \left(\frac{\log \rho_2 - \log \rho_1}{\log f_2 - \log f_1} \right) \right] \quad (۳۳-۴)$$

همانگونه که مشهود است این رابطه همان رابطه (۲۴-۴) است. لذا ادامه محاسبات بر اساس آنچه

ذکر شد، پیگیری می شود. برای انجام محاسبات مربوط به روش نیبلت-بوستیک الگوریتم مربوطه تهیه شد

(شکل (۴-۱۶)) و کد رایانه ای آن نیز در محیط نرم افزاری مطلب نوشته شد و مورد استفاده قرار گرفت.



شکل ۴-۱۶: الگوریتم روش مدل سازی معکوس نیبلت-بوستیک

توجه به این نکته ضروری است که هر چه مقاومت ویژه اولیه بهتر تعیین شود، نتیجه حاصل از روش

نیبلت-بوستیک، دقیق تر خواهد بود. حداقل تعداد فرکانس مورد نیاز در این روش، دو فرکانس است. از آنجا

که در عمل برداشت‌ها مربوط به پنج فرکانس مختلف است، لذا با این روش و در بهترین حالت، می‌توان چهار مقاومت‌ویژه را تعیین نمود. از سوی دیگر از آنجا که تعداد فرکانس‌های برداشت اندک است؛ لذا فرآیند اسپلین‌گیری مکعبی هم به خوبی انجام نمی‌شود؛ خصوصاً هنگامی که مقادیر بدست آمده با یکدیگر تفاوت فاصله‌ای زیادی داشته باشند. بنابراین با این تعداد اندک فرکانس، در عمده موارد ترجیح بر استفاده از روش سیمون و عمق مرکزی آن است.

۳-۴- معرفی روشی جدید (SUTHEM)^۱ برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری

پس از بررسی روش های متعدد و رایج معکوس سازی داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری و بررسی مزایا و معایب هر کدام، به نظر نگارنده امکان ارائه یک روش جدید در محاسبه مقاومت ویژه ظاهری داده های مذکور به نحوی که برخی از معایب روش های گذشته را مرتفع نموده و باعث بهبود نتایج نیز شود، وجود دارد. نام این روش که در ادامه مورد بحث و بررسی قرار می گیرد، برگرفته از مخفف عنوان دانشگاه صنعتی شاهرود و عنوان روش های الکترومغناطیس هلیکوپتری، SUTHEM انتخاب شد.

در روش مگنتوتلوریک، پیش از مدل سازی داده ها، بایستی به گونه ای اثر شیفست استاتیکی^۲ (جابجایی ایستایی) را در منحنی سونداژ مقاومت ویژه در برابر فرکانس حذف نمود [Moradzadeh, 1998 & Nabighian, 1996]. برای این منظور تا کنون روش های متعددی ابداع شده، که یکی از آنها فیلتری است که توسط زونگ ارائه شده است [Nabighian, 1996]. زونگ با ابداع این فیلتر و ترکیب آن با داده های فاز عاری از ایستایی^۳ توانست به داده های مقاومت ویژه اصلاح شده ایستایی^۴ (ρ_c) دست یابد. در ادامه معادله زونگ در تصحیح ایستایی آمده است:

$$\rho_c = \rho_N \exp \left[-\frac{4}{\pi} \int_{f_H}^{f_L} \left(\phi - \frac{\pi}{4} \right) d \ln f \right] \quad (35-4)$$

که در آن ρ_N ثابت انتگرال گیری (متعادل کننده یا نرمال کننده)، f_L ، کمترین فرکانس اندازه گیری، f_H ، بیشترین فرکانس و ϕ اختلاف فاز است [Nabighian, 1996].

حال در تحقیق حاضر برای اولین بار در نظر است از معادله فوق با اعمال تغییراتی در محاسبه مقاومت ویژه ظاهری داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس استفاده شود. برای اجرای این

1 - Shahrood University of Technology - Helicopter Electromagnetic Method

2 - Static shift

3 - Static-free

4 - Static-corrected

روش به یک مدل اولیه نیاز است. این مدل اولیه می‌تواند از روشی مانند روش سیمون ترکیبی بدست آید. البته برای رسیدن به مقادیر مقاومت ویژه نهایی، از هسته پیشرو روش گویتا به‌دو یافته که در فصل قبل توضیح داده شد، استفاده می‌شود. لذا فرض آن است که از روش سیمون ترکیبی مقدار مقاومت ویژه ظاهری

ρ_N بدست می‌آید؛ پس داریم: $\rho_N = \rho_s$. حال رابطه (۴-۳۵) به شکل رابطه زیر تصحیح می‌شود:

$$\rho_Z = \rho_s \exp \left[-\frac{4}{\pi} \int_{f_H}^{f_L} \left(\varphi - \frac{\pi}{4} \right) d \ln f \right] \quad (۴-۳۶)$$

که در این معادله، ρ_Z مقاومت ویژه ظاهری زونگ، ρ_s مقاومت ویژه ظاهری حاصل از روش سیمون و φ فاز داده‌هاست. از آنجا که مقدار φ با هر فرکانس و در هر ایستگاه تغییر می‌کند؛ لذا داریم: $\tan \varphi = \frac{Q}{R}$

که در آن، Q مولفه موهومی و R مولفه حقیقی میدان است. حال باید توجه داشت که برای یک نقطه معین، مقدار φ همواره در طول محاسبه ثابت است. مثلاً برای نقطه اول و فرکانس نخست داریم $\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{Q_1}{R_1} \right)$. حال رابطه (۴-۳۶) به فرم رابطه (۴-۳۷) تبدیل می‌شود:

$$\rho_{SUT} = \rho_s \exp \left[-\frac{4}{\pi} \left(\tan^{-1} \left(\frac{Q}{R} \right) - \frac{\pi}{4} \right) \int_{f_H}^{f_L} d \ln f \right] \quad (۴-۳۷)$$

همچنین می‌توان نوشت:

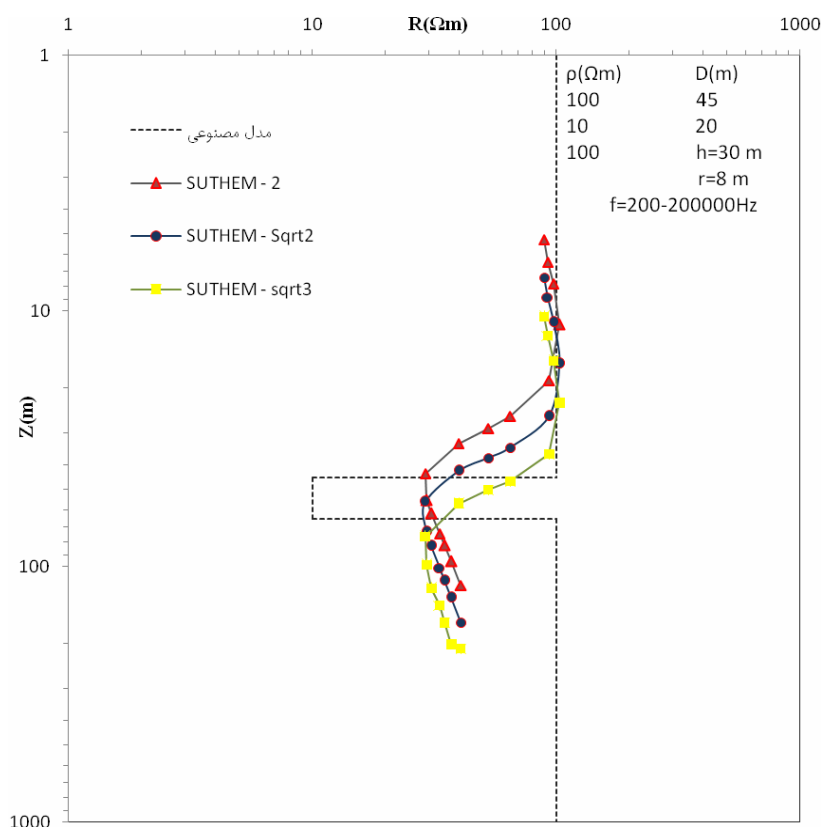
$$\int_{f_H}^{f_L} d \ln f = \ln f \quad (۴-۳۸)$$

از آنجا که در عمل و در برداشت‌های هلیکوپتری بازه فرکانسی بسیار بزرگ است؛ از این رو برای هر فرکانس برداشت (f)، کران‌های بالا (f_2) و پایین (f_1) انتگرال فوق به شکل همسایگی‌های بالا و پایین فرکانس برداشت تعریف می‌شوند. بنابراین مقدار ρ_{SUT} عبارتست از:

$$\rho_{SUT} = \rho_s \exp \left[-\frac{4}{\pi} \left(\tan^{-1} \left(\frac{Q}{R} \right) - \frac{\pi}{4} \right) (\ln f_1 - \ln f_2) \right] \quad (۴-۳۹)$$

اما برای مدل‌سازی معکوس دو پارامتر مقاومت ویژه ظاهری و عمق ظاهری لازم است. برای تعیین

عمق ظاهری با انجام بررسی‌های متعدد بر روی مدل‌های متنوع و داده‌های مصنوعی با استفاده از روش سعی و خطا مناسب‌ترین عمق محاسبه شد. به منظور جلوگیری از طولانی شدن بحث در این خصوص تنها به ارائه یک مثال برای انجام این مهم اکتفا شد. این مدل که یک زمین سه لایه‌ای است، در شکل (۴-۱۷) نمایش داده شده است.



شکل ۴-۱۷: نمایش چگونگی رسیدن به رابطه عمق ظاهری در روش SUTHEM در یک مدل سه لایه‌ای

همانگونه که در این شکل قابل مشاهده است، محاسبه عمق با استفاده از رابطه

$(Z_{SUT}^* = d_a + \frac{p_a}{2})$ ، شبیه رابطه سیمون ترکیبی (خط‌های دارای مثلث‌های قرمز رنگ در شکل (۴-۱۷))،

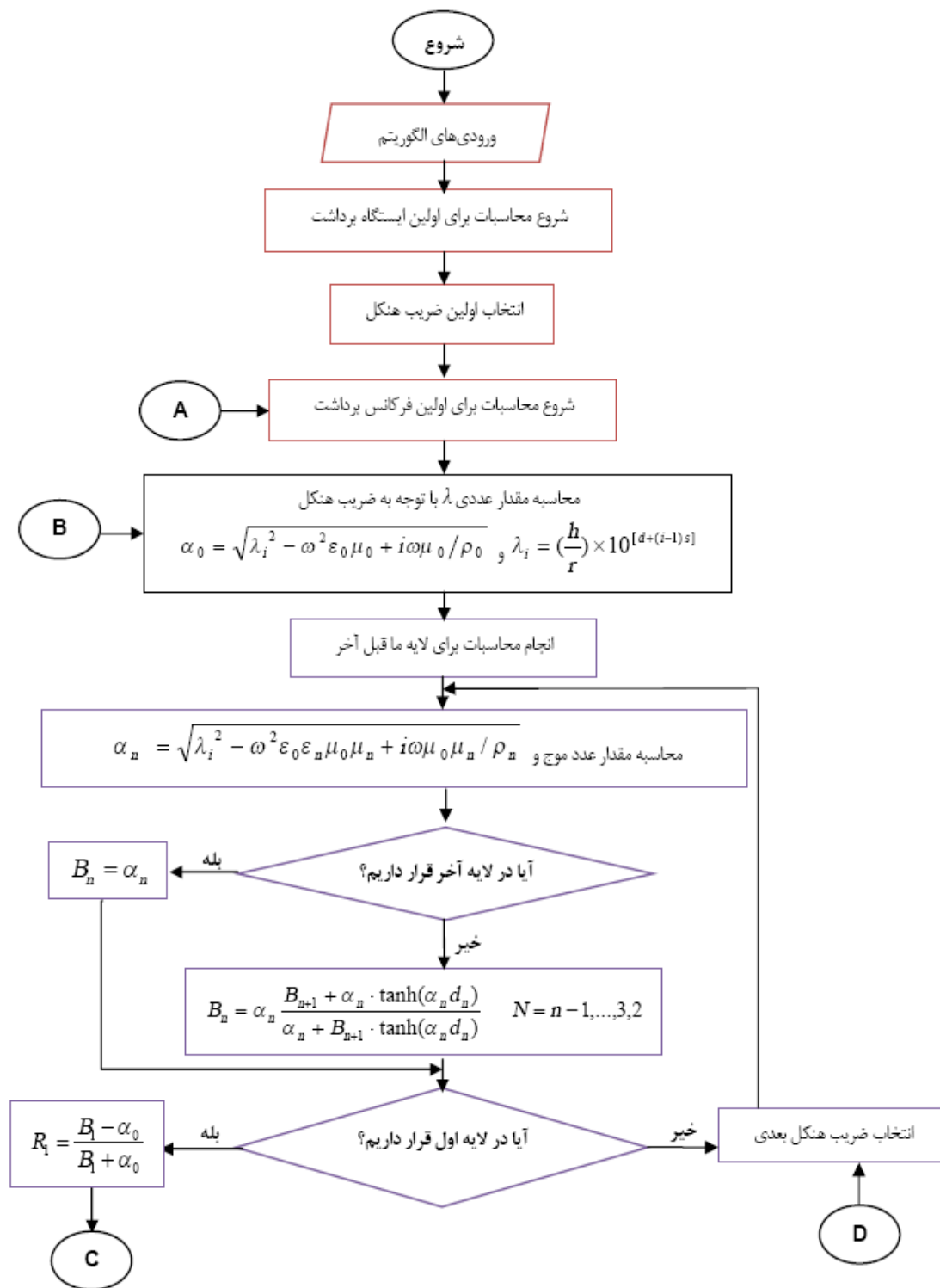
همچنین با استفاده از رابطه $(Z_{SUT}^* = d_a + \frac{p_a}{\sqrt{3}})$ ، شبیه رابطه منگ-هو [Meng & Hu, 2006]

(خط‌های دارای مربع‌های زرد رنگ در شکل (۴-۱۷)) و نیز رابطه $(Z_{SUT}^* = d_a + \frac{p_a}{\sqrt{2}})$ ، شبیه رابطه

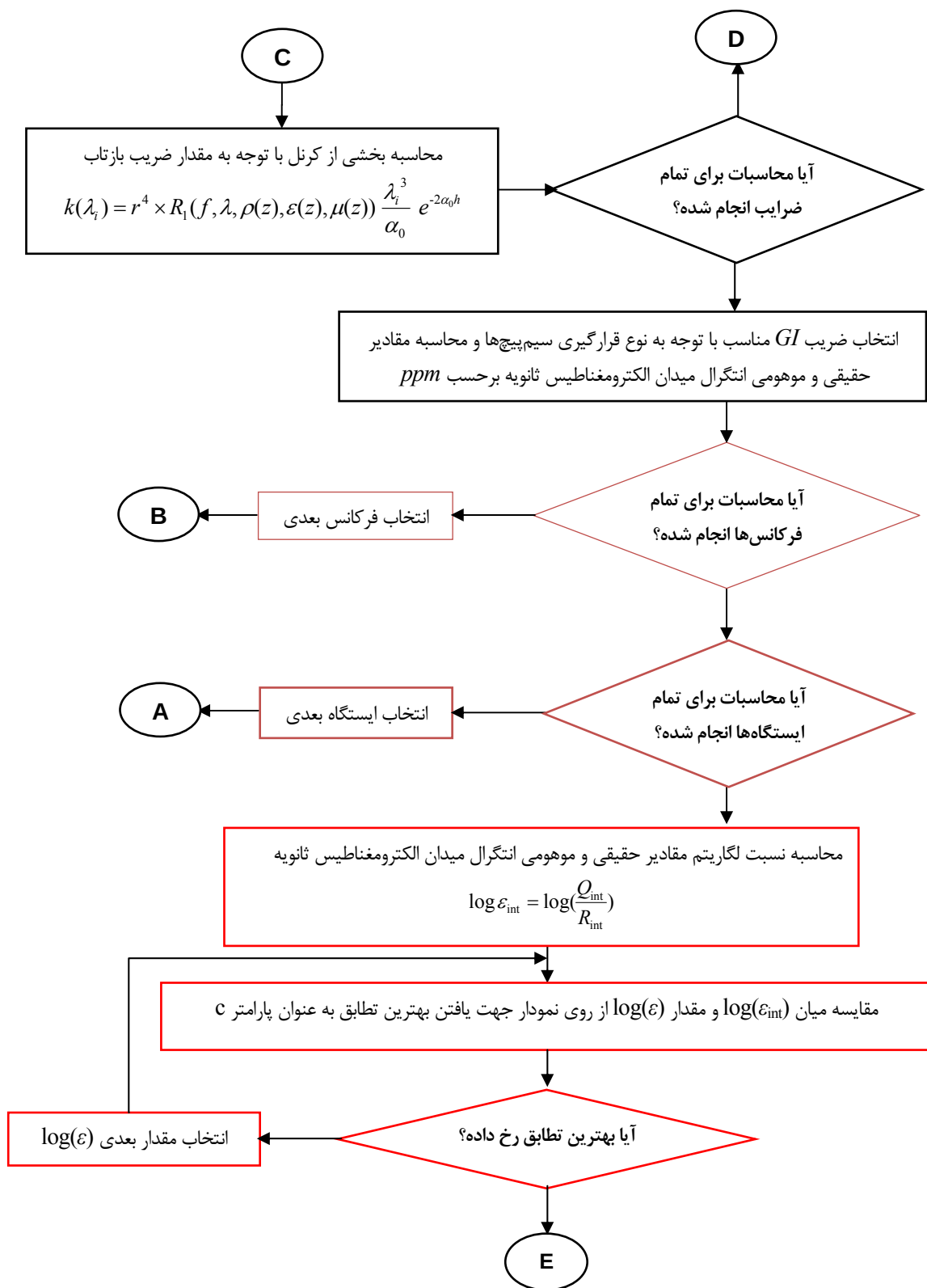
نیبلت- پوستیک (خط‌های دارای دوایر سیاه رنگ در شکل (۴-۱۷))، انجام شد که در نهایت با توجه به نتایج به دست آمده از تغییر مقاومت ویژه متناسب با عمق، مناسب‌ترین فرمول برای محاسبه عمق ظاهری در روش SUTHEM مطابق رابطه (۴-۴۰) بدست آمد. البته ذکر این نکته نیز ضروری است که این موضوع در مدل‌های متعدد دیگری نیز به همین شکل تکرار شد.

$$Z_{SUT}^* = d_a + \frac{p_a}{\sqrt{2}} \quad (۴-۴۰)$$

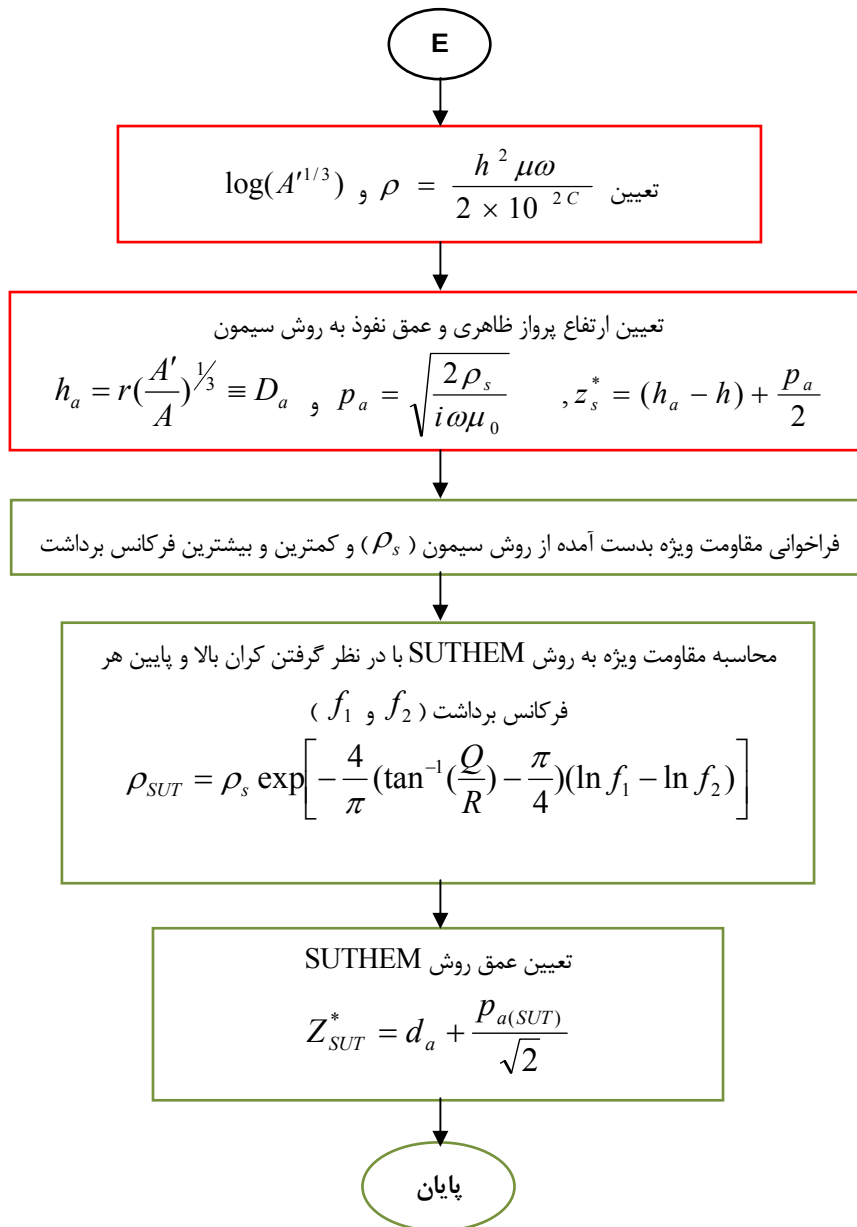
اما روش SUTHEM همانند آنچه سیمون [Siemon, 2001] تعریف نموده، در زمره روش‌های بهبود یافته قرار می‌گیرد. بهبود یافته به این دلیل که منحنی سونداژ حاصل از این روش نسبت به روش‌های معمول موجود دارای حساسیت بیشتری نسبت به تغییرات عمقی و مقاومت ویژه است. این بهبود، محصول استفاده از انتگرال مقاومت ویژه نسبت به فرکانس و با استفاده از عمق ظاهری است. شکل (۴-۱۸) الگوریتم مربوط به مدل‌سازی معکوس با روش SUTHEM را نشان می‌دهد. برای انجام محاسبات لازم کد مربوط به این روش نیز در نرم‌افزار مطلب نوشته و برای بررسی نتایج به خدمت گرفته شد.



شکل ۴-۱۸: الگوریتم مربوط به مدل‌سازی معکوس با روش SUTHEM



ادامه شکل ۴-۱۸

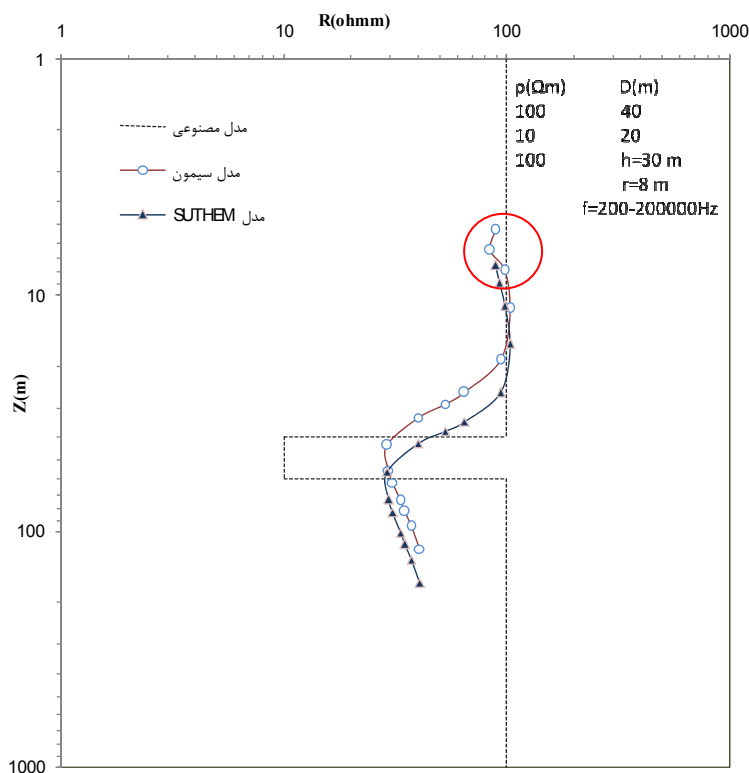


ادامه شکل ۴-۱۸

۴-۳-۱- بررسی نتایج مدل سازی معکوس داده های مصنوعی با روش SUTHEM و چند روش رایج دیگر

پیش از این پیرامون روش های متعدد مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس و نحوه کارکرد و فرمول های مرتبط با آنها بحث شد. در این بخش با ارائه نتایج مدل سازی های مختلف بر روی چند سری داده مصنوعی مربوط به مدل های یک و دوبعدی، مزایا و محدودیت های مربوط به این روش ها بررسی می شوند.

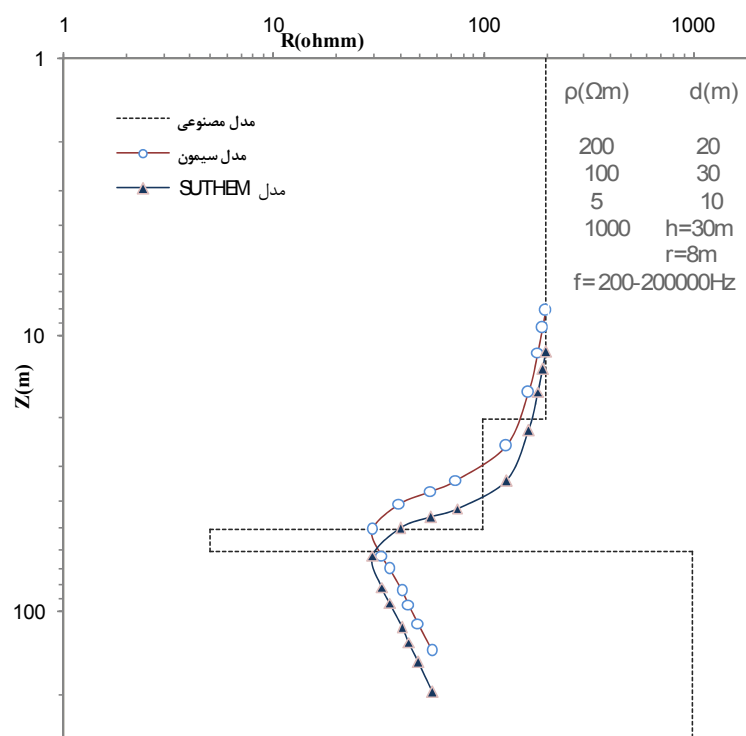
در شکل (۴-۱۹) نتایج مربوط به مدل سازی معکوس سیمون و SUTHEM برای یک زمین سه لایه با فرض برداشت به وسیله سیم پیچ های هم صفحه افقی با فاصله فرستنده و گیرنده برابر ۸ متر و ارتفاع پرواز ۳۰ متر و با پانزده فرکانس مختلف در بازه 200 Hz تا 200 KHz آمده است. نتایج بدست آمده حاکی از آن است که هر دو روش روند عمقی و مقاومت ویژه قابل قبولی نشان می دهند، هر چند هیچ کدام به طور کامل به مدل اولیه نرسیده اند. البته عمق نفوذ در روش SUTHEM بیشتر از روش سیمون بوده و در فرکانس های بالا نیز دقیق تر از روش سیمون عمل نموده است (نگاه به محل مشخص شده با دایره در روی شکل (۴-۱۹)).



شکل ۴-۱۹: نتایج مدل سازی معکوس مربوط به یک زمین سه لایه با دو روش سیمون و SUTHEM

در شکل (۴-۲۰) نیز نتایج مدل سازی مربوط به یک زمین چهار لایه با همان فرضیات برداشت داده ها در مثال قبلی نشان داده شده است. نتایج حاصل در این مثال نیز همانند مثال قبلی گویای آن است

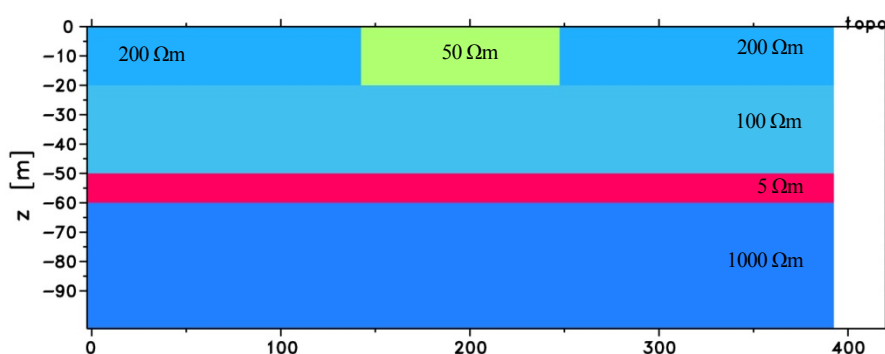
که روش SUTHEM در نفوذ به اعماق موفق تر از روش سیمون عمل نموده است. البته ذکر این نکته نیز ضروری است که هیچکدام از این دو روش در شناسایی مقاومت ویژه و عمق لایه دوم اقبالی نداشته‌اند. در مورد لایه سوم نیز علی‌رغم شناسایی این لایه و تشخیص عمق قرارگیری آن، هر چند روش SUTHEM در محل لایه بهتر از روش سیمون عمل نموده اما هر دو این روش‌ها از تشخیص میزان دقیق پارامتر مقاومت ویژه ناتوان بوده‌اند.



شکل ۴-۲۰: نتایج مدل‌سازی معکوس مربوط به یک زمین چهار لایه با دو روش سیمون و SUTHEM

اما از آنجا که تمامی روش‌های مورد اشاره در این بخش از روش‌های رایج مورد استفاده در برداشت داده‌های واقعی هستند، لذا امکان انحراف زیاد نتایج آنها در غالب موارد اندک است. بنابراین در ادامه بحث از چند مدل دوبعدی استفاده شده است، تا اندک اختلافات نیز شناسایی شوند و از این رهیافت، یکی از مناسب‌ترین روش‌ها معرفی شود. از سوی دیگر، برای آن که

امکان بررسی و مقایسه تمامی روش‌های مورد نظر با هم فراهم شود، سعی شده برای همه روش‌ها از مثال‌های یکسان مورد استفاده توسط دیگر محققین [Siemon et al, 2009b; Hodges & Siemon, 2008] استفاده شود، تا در صورت نیاز به بررسی بیشتر امکان دسترسی به منابع آن وجود داشته باشند (شکل (۴-۲۱)). علاوه بر آن سعی شده است تا با وارد نمودن پدیده‌های خاص زمین‌شناسی نظیر گسل یا لایه هادی نازک واقع در عمق زیاد در مدل، امکان تحلیل توانمندی روش‌های مورد اشاره در حالات خاص نیز فراهم شود. برای انجام این مهم ابتدا پاسخ مدل مورد نظر در فرکانس‌های مختلف با استفاده از برنامه تهیه شده به روش گویتا بهبودیافته محاسبه و سپس این داده‌ها با روش‌های اپسیلون، دامنه، سیمون، نیبلت- بوستیک و SUTHEM و به کمک برنامه‌هایی که نگارنده نوشته است، مورد مدل‌سازی معکوس قرار گرفته و نتایج حاصل بررسی و تجزیه و تحلیل شده است.

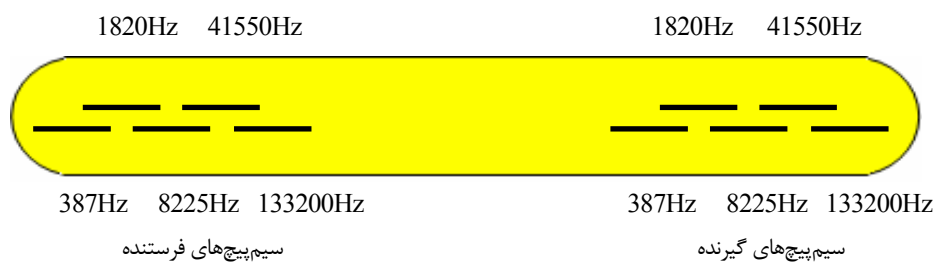


شکل ۴-۲۱: شمایی از مدل دوبعدی مصنوعی یک زمین لایه‌ای [Siemon et al, 2009b; Hodges & Siemon, 2008]

در شکل (۴-۲۱) که در آن ساختار زمین از سطح تا عمق صد متری به تصویر کشیده شده است، یک توده محلی با مقاومت ویژه ۵۰ اهم‌متر و خیلی متمایز از توده‌های طرفین خود از سطح تا عمق ۲۰ متری قرار دارد. مرزهای قائم این توده می‌تواند نشانگر یک گسل باشد. از سوی دیگر یک لایه افقی با

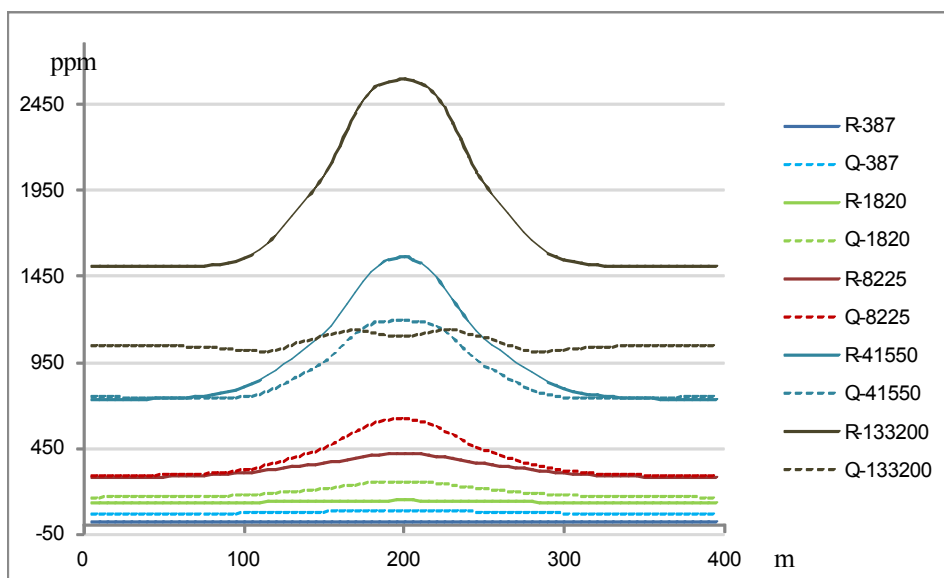
ضخامت ۱۰ متر و با مقاومت ویژه اندک (۵ اهم متر) در عمق ۵۰ متری زمین پیش‌بینی شده است. این لایه نیز می‌تواند نشانگر وجود یک سفره آب زیرزمینی خیلی شور یا یک توده نفوذی هم شیب (سیل) مینرالیزه باشد.

فرض بر آن است که برداشت در پنج فرکانس (۳۸۷ هرتز، ۱۸۲۰ هرتز، ۸۲۲۵ هرتز، ۴۱۵۵۰ هرتز و ۱۳۳۲۰۰ هرتز) با سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی (پرنده سیستم دیگهم انستیتو تحقیقات علوم زمین آلمان BGR) (شکل ۴-۲۲) با فواصل جدایش پیچه‌ای ۸ متر و ارتفاع پرواز ۳۰ متری از سطح زمین انجام شده است [Siemon et al, 2009b].



شکل ۴-۲۲: نحوه قرارگیری سیم‌پیچ‌های سیستم DIGHEM^{BGR} [Fugro, 2003]

در شکل (۴-۲۳) مقادیر حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیس مربوط به فرکانس‌های برداشت ارائه شده است. در جدول (۴-۱) نیز این مقادیر با توجه به موقعیت هر کدام نمایش داده شده است.



شکل ۴-۲۳: مقادیر حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیس فرکانس‌های برداشت داده‌های مدل شکل (۴-۲۱)

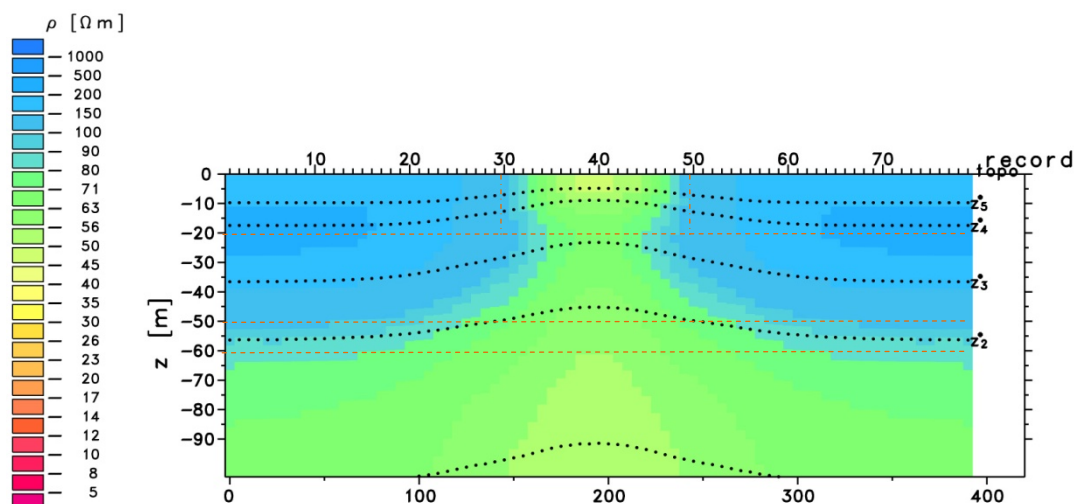
جدول ۴-۱: مقادیر حقیقی و موهومی فرکانس‌های برداشت مربوط به مدل شکل (۴-۲۱) با هسته پیشرو گویتا بهبودیافته

X	R-387	Q-387	R-1820	Q-1820	R-8225	Q-8225	R-41550	Q-41550	R-133200	Q-133200
5	21.8	68.36	129.11	164.36	280.43	291.46	734.67	747.39	1505.9	1046.78
10	21.82	68.41	129.2	164.46	280.6	291.55	734.81	747.2	1505.94	1046.75
15	21.84	68.46	129.31	164.56	280.83	291.66	734.97	746.99	1505.9	1046.78
20	21.86	68.52	129.46	164.65	281.15	291.79	735.18	746.76	1505.79	1046.86
25	21.88	68.59	129.61	164.76	281.53	291.96	735.47	746.49	1505.9	1046.78
30	21.91	68.67	129.75	164.94	281.95	292.17	735.87	746.16	1506.42	1046.36
35	21.94	68.76	129.91	165.16	282.43	292.46	736.37	745.79	1506.9	1045.78
40	21.96	68.86	130.15	165.4	283.02	292.86	737	745.38	1506.94	1045.24
45	21.99	68.98	130.41	165.66	283.73	293.36	737.87	744.89	1506.9	1044.78
50	22.02	69.11	130.66	165.96	284.55	293.97	739.08	744.29	1507.21	1044.36
55	22.06	69.26	130.91	166.36	285.53	294.76	740.67	743.59	1507.9	1043.78
60	22.09	69.43	131.19	166.9	286.72	295.78	742.69	742.8	1508.87	1042.89
65	22.13	69.63	131.51	167.56	288.13	297.06	745.37	741.99	1509.9	1041.78
70	22.17	69.86	131.88	168.3	289.79	298.64	748.96	741.22	1510.95	1040.52
75	22.21	70.13	132.31	169.16	291.73	300.66	753.67	740.59	1512.9	1038.78
80	22.25	70.44	132.79	170.2	293.99	303.27	759.75	740.22	1516.6	1036.22
85	22.3	70.79	133.31	171.46	296.63	306.56	767.57	740.39	1521.9	1032.78
90	22.34	71.2	133.85	172.96	299.7	310.61	777.56	741.44	1528.81	1028.54
95	22.39	71.67	134.41	174.76	303.23	315.66	790.17	743.79	1538.9	1023.78
100	22.44	72.21	134.99	176.92	307.22	321.93	805.81	747.97	1553.94	1018.93
105	22.5	72.83	135.61	179.46	311.73	329.56	824.87	754.79	1574.9	1014.78
110	22.55	73.53	136.29	182.37	316.79	338.67	847.6	765.05	1602.72	1012.31
115	22.6	74.32	137.01	185.66	322.33	349.36	873.87	779.29	1638.9	1012.78
120	22.65	75.18	137.77	189.33	328.23	361.62	903.33	797.8	1684.35	1017.53
125	22.7	76.09	138.51	193.26	334.33	375.06	935.07	819.99	1736.9	1027.78
130	22.74	77.02	139.18	197.32	340.45	389.19	968.05	844.8	1793.41	1043.63
135	22.78	77.95	139.81	201.36	346.43	403.46	1001.37	870.09	1849.9	1060.78
140	22.82	78.84	140.42	205.28	352.18	417.56	1034.74	894.36	1904.02	1075.01
145	22.85	79.74	141.01	209.26	357.83	432.26	1070.37	919.79	1960.9	1086.78
150	22.88	80.71	141.56	213.54	363.57	448.65	1111.15	949.34	2027.01	1097.76
155	22.91	81.8	142.11	218.46	369.73	467.96	1160.37	985.59	2106.9	1109.78
160	22.94	83.07	142.69	224.26	376.61	490.92	1220.02	1029.34	2201.7	1123.37
165	22.98	84.44	143.31	230.56	384.13	516.06	1286.37	1074.69	2300.9	1133.78
170	23.02	85.82	143.97	236.87	392.08	541.36	1354.14	1114.9	2392.21	1136.29
175	23.05	87.12	144.61	242.76	399.93	564.86	1417.37	1146.69	2467.9	1131.78
180	23.08	88.24	145.15	247.83	407.12	584.82	1470.75	1168.41	2523.11	1122.75
185	23.11	89.13	145.61	251.86	413.13	600.46	1512.37	1181.69	2559.9	1112.78
190	23.13	89.75	145.98	254.69	417.52	611.34	1541.34	1188.83	2581.99	1105.14
195	23.14	90.1	146.21	256.26	420.03	617.36	1557.37	1191.69	2592.9	1100.78
200	23.14	90.17	146.25	256.56	420.51	618.5	1560.38	1191.77	2595.34	1099.99
205	23.14	89.95	146.11	255.56	418.93	614.76	1550.37	1189.69	2588.9	1102.78
210	23.12	89.45	145.83	253.27	415.36	606.14	1527.37	1185.21	2572.05	1108.95
215	23.1	88.68	145.41	249.76	410.03	592.66	1491.37	1175.69	2541.9	1117.78
220	23.07	87.66	144.84	245.12	403.28	574.5	1442.73	1158.14	2495.23	1127.76
225	23.03	86.43	144.21	239.56	395.63	552.36	1383.37	1130.69	2428.9	1134.78

ادامه جدول ۴-۱

X	R-387	Q-387	R-1820	Q-1820	R-8225	Q-8225	R-41550	Q-41550	R-133200	Q-133200
230	22.99	85.06	143.6	233.34	387.63	527.35	1316.43	1092.87	2342.16	1134.92
235	22.96	83.65	143.01	226.96	379.83	501.66	1248.37	1048.69	2243.9	1127.78
240	22.93	82.33	142.4	220.93	372.69	477.53	1185.64	1003.39	2145.28	1114.71
245	22.9	81.15	141.81	215.56	366.23	456.36	1131.37	962.69	2056.9	1100.78
250	22.87	80.14	141.26	211.01	360.36	438.86	1086.88	930.67	1986	1090.16
255	22.83	79.23	140.71	206.96	354.73	423.76	1049.37	904.39	1926.9	1079.78
260	22.8	78.34	140.14	203.02	349.02	409.52	1015.34	879.78	1871.77	1065.97
265	22.76	77.44	139.51	199.06	343.13	395.46	982.57	855.29	1816.9	1049.78
270	22.72	76.51	138.82	195.03	337.04	381.31	949.7	830.53	1760.83	1033.64
275	22.67	75.59	138.11	191.06	330.93	367.56	917.47	807.19	1706.9	1020.78
280	22.62	74.71	137.41	187.31	324.98	354.83	887.07	787.17	1659.06	1013.8
285	22.57	73.89	136.71	183.86	319.33	343.46	859.37	771.09	1618.9	1011.78
290	22.52	73.15	136	180.76	314.09	333.65	835.03	759.13	1587.08	1013.11
295	22.47	72.49	135.31	178.06	309.33	325.36	814.27	750.79	1562.9	1016.78
300	22.42	71.91	134.69	175.79	305.09	318.48	797.11	745.42	1545.25	1021.81
305	22.37	71.41	134.11	173.86	301.33	312.86	783.17	742.29	1532.9	1026.78
310	22.32	70.97	133.54	172.18	298.01	308.36	771.99	740.71	1524.55	1030.59
315	22.27	70.59	133.01	170.76	295.13	304.76	763.17	740.19	1518.9	1033.78
320	22.23	70.26	132.54	169.61	292.7	301.86	756.34	740.34	1514.8	1037
325	22.19	69.98	132.11	168.66	290.63	299.56	751.07	740.89	1511.9	1039.78
330	22.15	69.73	131.69	167.85	288.84	297.76	746.99	741.61	1510	1041.58
335	22.11	69.52	131.31	167.16	287.33	296.36	743.87	742.39	1508.9	1042.78
340	22.07	69.34	130.99	166.61	286.08	295.25	741.52	743.16	1508.33	1043.85
345	22.04	69.18	130.71	166.16	285.03	294.36	739.77	743.89	1507.9	1044.78
350	22.01	69.04	130.45	165.78	284.12	293.63	738.46	744.58	1507.32	1045.46
355	21.98	68.91	130.21	165.46	283.33	293.06	737.47	745.19	1506.9	1045.78
360	21.95	68.8	130	165.18	282.67	292.66	736.68	745.69	1506.91	1045.74
365	21.92	68.71	129.81	164.96	282.13	292.36	736.07	746.09	1506.9	1045.78
370	21.89	68.63	129.65	164.79	281.69	292.09	735.61	746.42	1506.42	1046.26
375	21.87	68.55	129.51	164.66	281.33	291.86	735.27	746.69	1505.9	1046.78
380	21.85	68.49	129.4	164.55	281.01	291.69	735.04	746.91	1505.79	1046.89
385	21.83	68.43	129.31	164.46	280.73	291.56	734.87	747.09	1505.9	1046.78
390	21.81	68.38	129.21	164.4	280.51	291.45	734.72	747.25	1505.94	1046.74
395	21.79	68.34	129.11	164.36	280.33	291.36	734.57	747.39	1505.9	1046.78

در شکل (۴-۲۴) نتیجه مدل سازی معکوس داده های مصنوعی تولید شده با استفاده از روش دامنه نشان داده شده است. همچنین برای مقایسه، مدل مصنوعی به صورت نقطه چین های نارنجی رنگ در شکل آمده است، ضمن آن که منحنی های خط چین مشکی نیز معرف عمق های تخمین زده شده با روش مدل سازی دامنه است. همانگونه که مشاهده می شود نتایج مدل سازی مربوطه بسیار هموار است. با این روش محل توده سطحی با مقاومت ویژه ۵۰ اهم متر تا حد زیادی مشخص شده است. ضمن آن که مقدار مقاومت ویژه این توده تا حد زیادی درست تشخیص داده شده است. همچنین حداکثر عمق قرارگیری آن نیز به میزان قابل توجهی درست است. اما این روش از شناسایی لایه واقع در اعماق ۵۰ تا ۶۰ متری زمین با مقاومت ویژه ۵ اهم متر عاجز مانده است و به دلیل همواری زیاد، از تشخیص درست مقاومت ویژه لایه مقاوم واقع در اعماق بیش از ۶۰ متر نیز ناتوان بوده است.

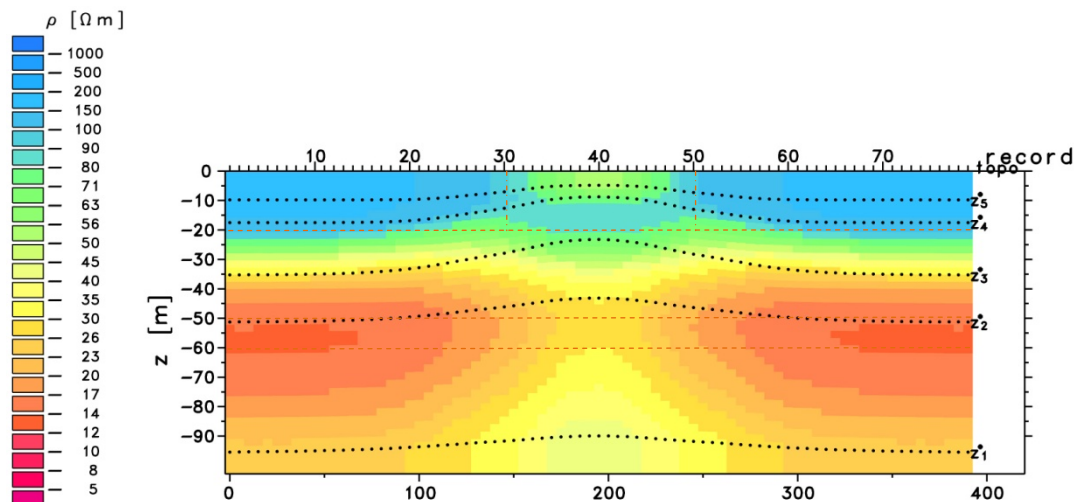


شکل ۴-۲۴: مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس دوبعدی داده‌های شکل (۴-۲۱) با روش دامنه، نقاط خط‌چین نارنجی معرف مدل مصنوعی اصلی و منحنی‌های خط‌چین مشکی معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی است

در شکل (۴-۲۵) نتیجه مدل‌سازی معکوس با استفاده از روش اِپسیلون نشان داده شده است. در این شکل نیز، مدل مصنوعی اصلی به صورت نقطه‌چین‌های نارنجی رنگ برای مقایسه آورده شده است. همچنین منحنی‌های خط‌چین مشکی معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی اِپسیلون است. شواهد گویای آن است که در این روش تا حد زیادی محل قرارگیری توده سطحی دارای مقاومت‌ویژه ۵۰ اهم‌متری مشخص شده است. هر چند گستره طولی آن کمتر از مقدار واقعی شناسایی شده است. نکته قابل توجه دیگر آن که مقاومت‌ویژه این توده نیز به مقدار واقعی آن خیلی نزدیک است. اما عمق شناسایی شده برای آن کمتر از مقدار واقعی است.

دو توده واقع در طرفین این توده نیز از لحاظ عمق قرارگیری و مقاومت‌ویژه تا حد زیادی درست تشخیص داده شده‌اند. در این روش لایه هادی واقع در اعماق ۵۰ تا ۶۰ متری و به خصوص در طرفین مدل، تا حد قابل توجهی شناسایی شده است، هر چند گستره بسیار وسیع‌تری نسبت به مدل به مقاومت‌ویژه این لایه اختصاص یافته است. لذا این امر سبب شده است تا لایه مقاوم‌تر واقع در اعماق بیش

از ۶۰ متر از لایه فوق‌الذکر قابل تفکیک نباشد. نکته دیگر این که عمق شناسایی (Z^*_1)، در این روش نسبت به روش دامنه کمتر است.

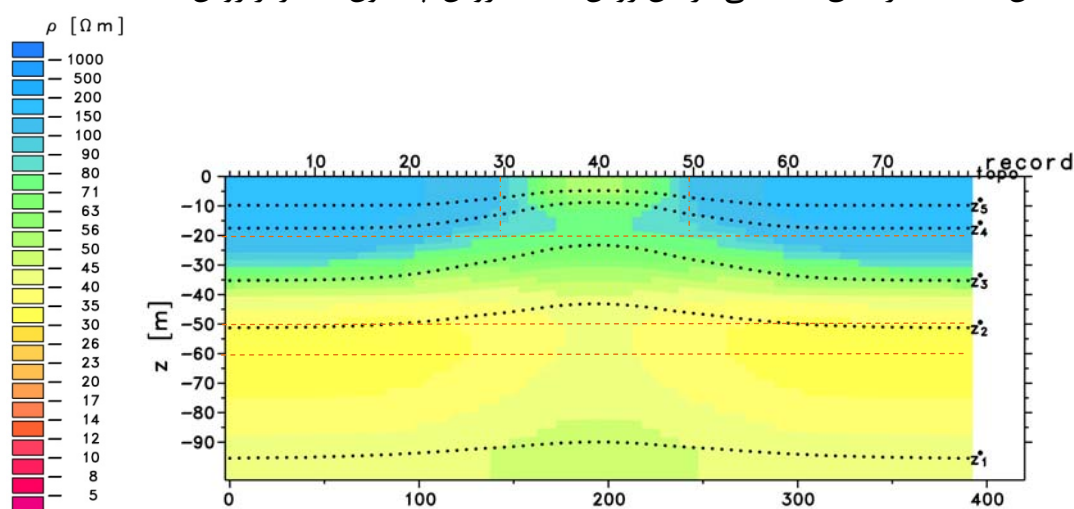


شکل ۴-۲۵: مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس دوبعدی داده‌های شکل (۴-۲۱) با روش اپسیلون، نقاط خط‌چین نارنجی معرف مدل مصنوعی اصلی و منحنی‌های خط‌چین مشکی معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی است

در شکل (۴-۲۶) نتیجه مدل‌سازی معکوس با استفاده از روش ترکیبی سیمون نشان داده شده است. باز هم در این شکل برای مقایسه، مدل مصنوعی اصلی به صورت نقطه‌چین‌های نارنجی رنگ نشان داده شده است. همچنین منحنی‌های خط‌چین مشکی، که معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی ترکیبی سیمون است. آنچه مشاهده می‌شود دلیل بر آن است که در این روش نیز تا حد قابل قبولی محل قرارگیری توده سطحی دارای مقاومت‌ویژه ۵۰ اهم‌متری مشخص شده است. هر چند گستره طولی این توده کمتر از مقدار واقعی آن شناسایی شده است، اما عمق شناسایی شده برای آن به مقدار واقعی بسیار نزدیک است. نکته قابل توجه دیگر آن که مقاومت‌ویژه این توده نیز به مقدار واقعی آن نزدیک است.

دو توده واقع در طرفین این توده نیز از لحاظ عمق قرارگیری و مقاومت‌ویژه به مقدار واقعی خود

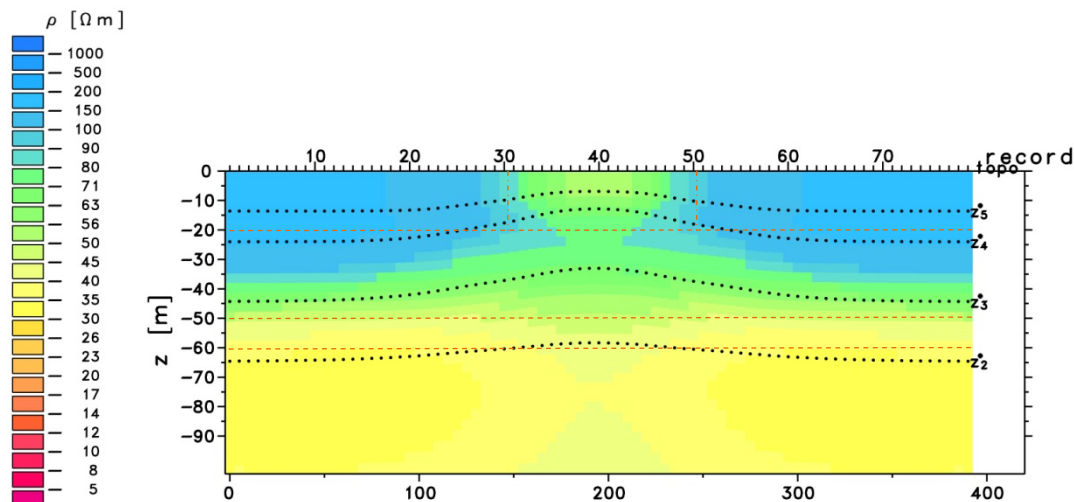
خیلی نزدیک شده‌اند، هر چند ضخامت آنها اندکی بیش از مقدار واقعی است. در این روش هاله‌ای از وجود لایه هادی واقع در اعماق ۵۰ تا ۶۰ متری شناسایی شده است؛ و البته گستره ضخامت آن بسیار وسیع‌تر از مقدار واقعی لایه مزبور است. نکته مهم دیگر این که لایه مقاوم واقع در اعماق بیش از ۶۰ متر، خیلی متمایز از لایه فوق‌الذکر نیست. ضمن آن که عمق قرارگیری آن نیز چندان مناسب تشخیص داده نشده است. در نهایت این که حداکثر عمق شناسایی در این روش همانند روش اپسیلون، کمتر از روش دامنه است.



شکل ۴-۲۶: مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس دوبعدی داده‌های شکل (۴-۲۱) با روش ترکیبی سیمون، نقاط خط‌چین نارنجی معرف مدل مصنوعی اصلی و منحنی‌های خط‌چین مشکی معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی است

در شکل (۴-۲۷) نتیجه مدل‌سازی با استفاده از روش نیبلت-بوستیک نشان داده شده است. در این شکل نیز برای مقایسه، مدل مصنوعی اصلی به صورت نقطه‌چین‌های نارنجی رنگ نشان داده شده است و نیز منحنی‌های خط‌چین مشکی که معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی نیبلت-بوستیک است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود، توده سطحی با مقاومت‌ویژه ۵۰ اهم‌متر به لحاظ ضخامت، مرز جدایش و عمق قرارگیری بهتر از دو روش دامنه و اپسیلون مشخص شده است. دو توده طرفین آن نیز تا حد زیادی مدل شده‌اند. همچنین لایه هادی نازک واقع در عمق ۵۰ تا ۶۰ متری نیز بالاتر

از موقعیت واقعی خود نشان داده شده است. در نهایت این که وجود توده سطحی ۵۰ اهمی در این روش نیز سبب اختلالاتی در نشان دادن لایه آخر با مقاومت ویژه ۱۰۰۰ اهمتر شده است.



شکل ۴-۲۷: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی معکوس دوبعدی داده های شکل (۴-۲۱) با روش نیپلت- بوستیک، نقاط خط چین نارنجی معرف مدل مصنوعی اصلی و منحنی های خط چین مشکی معرف عمق های تخمین زده شده با روش مدل سازی است

در شکل (۴-۲۸) نتیجه مدل سازی معکوس با استفاده از روش SUTHEM نشان داده شده است.

در این شکل همانند چند شکل پیشین، مدل مصنوعی اصلی به صورت نقطه چین های نارنجی رنگ و به

منظور مقایسه ترسیم شده است. ضمن آن که منحنی های خط چین مشکی نیز معرف عمق های تخمین

زده شده با روش مدل سازی SUTHEM است. همانگونه که در این شکل مشاهده می شود؛ با این روش نیز

همانند روش نیپلت- بوستیک، توده سطحی با مقاومت ویژه ۵۰ اهمتر به لحاظ ضخامت، مرز جدایش و

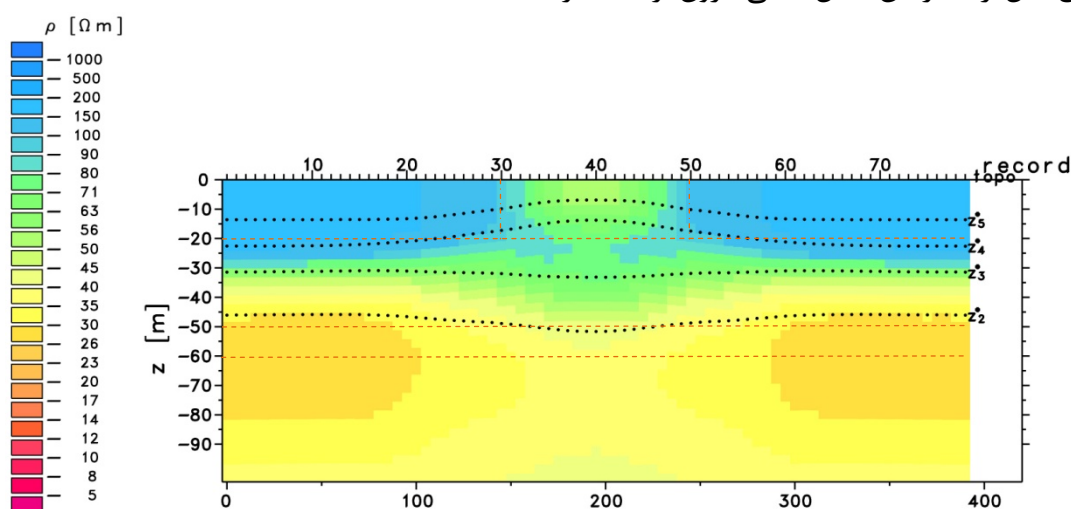
عمق قرارگیری به نحو قابل قبولی مشخص شده است. دو توده طرفین آن نیز به خوبی و بسیار دقیق تر از

چهار روش پیشین مدل شده اند. البته تمایز میان این دو توده با مقاومت ویژه ۲۰۰ اهمتر و لایه زیرین آن

با مقاومت ویژه ۱۰۰ اهمتر خیلی زیاد نیست اما با کمی دقت امکان تفکیک و جدایش وجود دارد. نکته

دیگر تشخیص لایه نازک هادی، هر چند در این شیوه مدل سازی، محل قرارگیری آن بالاتر از محل اصلی و

مقاومت ویژه آن بیشتر از مقدار واقعی معرفی شده است. شناسایی دقیق مقاومت ویژه لایه تحتانی نیز علی‌رغم تشخیص مناسب مکان قرارگیری آن، به خوبی انجام نشده است؛ هرچند تغییر رنگ در طرفین مقطع حاکی از تغییر ساختار مواد زیرسطحی است. در نهایت این که عمق نفوذ در این روش مدل‌سازی بیش از تمامی روش‌های فوق‌الذکر است، به نحوی که این عمق برای کمترین فرکانس، بیش از حداکثر عمق قابل ارائه در این شکل، یعنی افزون بر صد متر است.

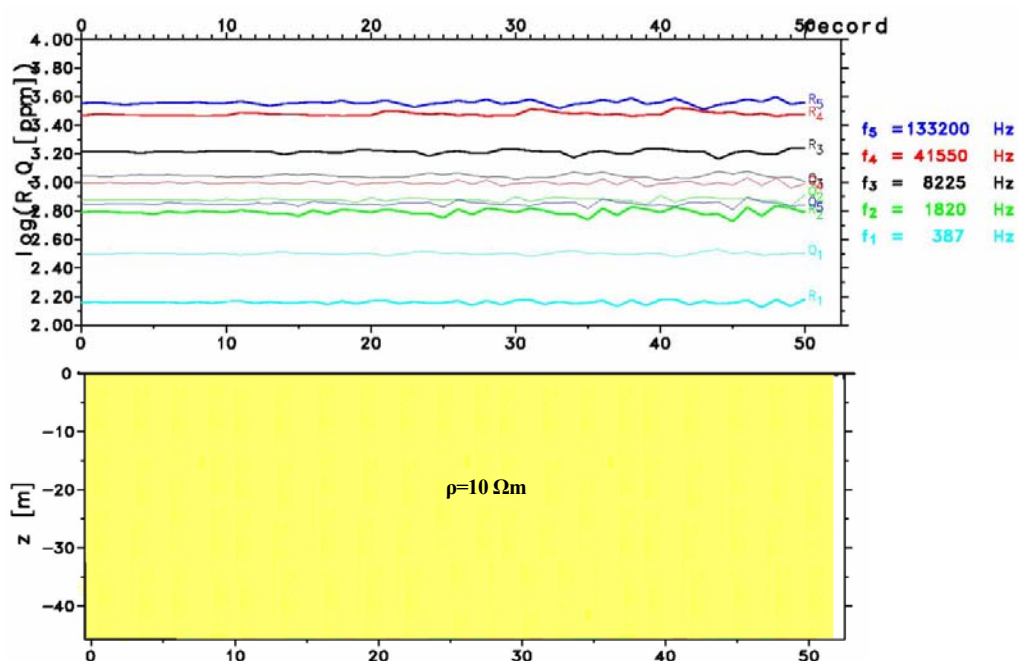


شکل ۴-۲۸: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی معکوس دوبعدی داده‌های شکل (۴-۲۱) با روش SUTHEM، نقاط خط‌چین نارنجی معرف مدل مصنوعی اصلی و منحنی‌های خط‌چین مشکی معرف عمق‌های تخمین زده شده با روش مدل‌سازی است

۴-۳-۲- بررسی نتایج مربوط به مدل‌سازی معکوس داده‌های مصنوعی در حضور نوفه

از آنجا که داده‌های واقعی حاوی مقادیر (درصدهای متفاوتی) نوفه است، از این رو برای شبیه‌سازی بهتر داده‌های واقعی، مقادیر مختلفی نوفه به داده‌های مصنوعی تولیدی اضافه می‌شود، تا عملکرد روش جدید و دیگر روش‌های مدل‌سازی معکوس در این گونه شرایط مورد ارزیابی بیشتری قرار گیرند. لذا در ادامه این بخش با افزودن یک تا پنج درصد نوفه تصادفی به داده‌های اولیه و مدل‌سازی داده‌های حاصل، سعی بر بررسی میزان پایداری هر کدام از روش‌های فوق‌الذکر در شرایطی مشابه شرایط واقعی است. چرا که در شرایط واقعی همواره مقادیری نوفه جزء لاینفک داده‌های برداشت است.

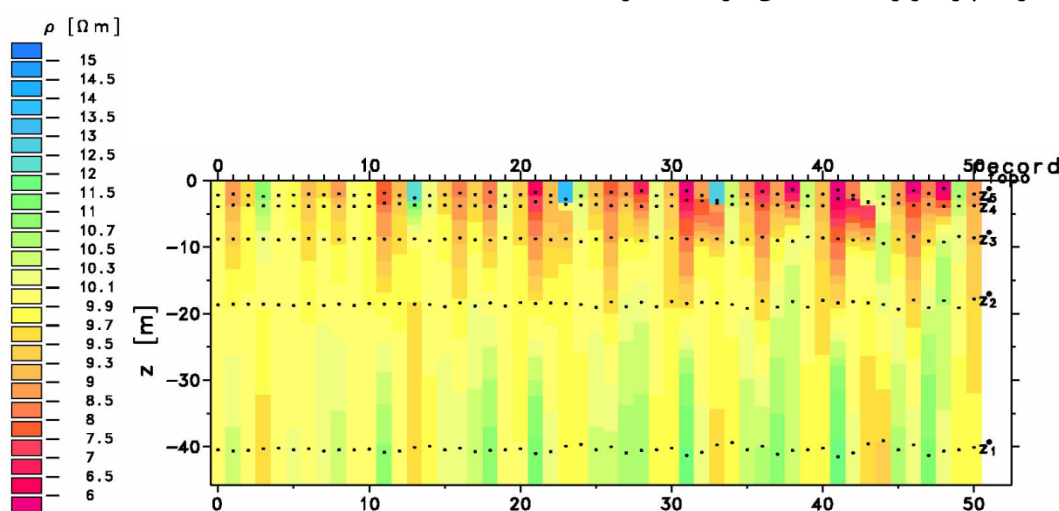
در این مثال فرض بر استفاده از یک مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر است. برداشت با همان سیستم پنج فرکانسی با پیچ‌های هم‌صفحه افقی (دیگهم انستیتو تحقیقات علوم زمین آلمان BGR) با فواصل جدایش پیچ‌های ۸ متر و ارتفاع پرواز ۳۰ متری از زمین، انجام شده است. شکل (۴-۲۹) نمایانگر مقادیر مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه فرکانس‌های مختلف برداشت می‌باشد که با برنامه پیشرو گوپتا بهبودیافته تهیه شده است. همچنین پاسخ مدل برای نقاطی با فواصل یک متر از یکدیگر تهیه شده است.



شکل ۴-۲۹: بالا: پاسخ مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر به صورت مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه در فرکانس‌های مختلف بر حسب ppm، پایین: مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر

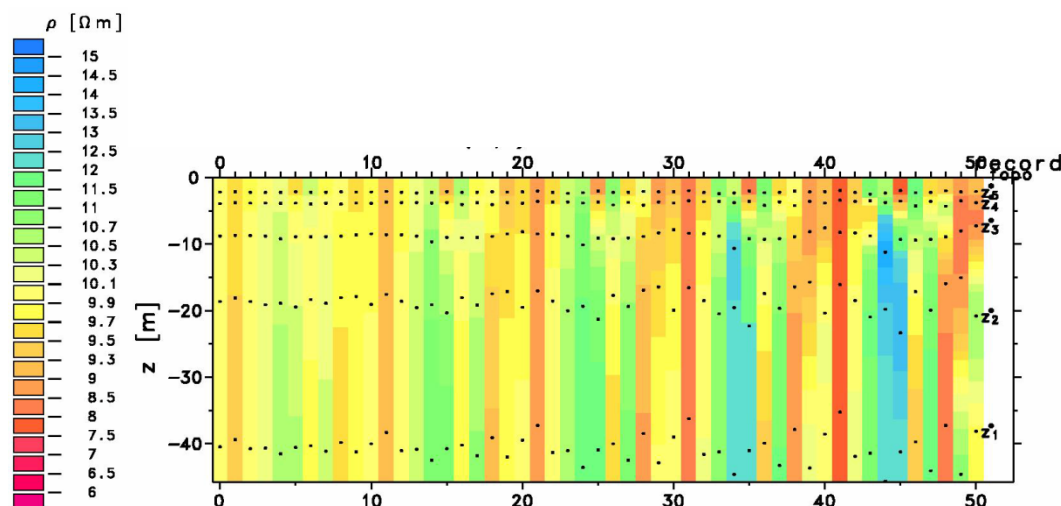
در شکل‌های (۴-۳۰) تا (۴-۳۴) نیز به ترتیب مقاطع حاصل از مدل‌سازی معکوس با روش دامنه، اپسیلون، ترکیبی سیمون، نیلت-بوستیک و SUTHEM ارائه شده است. لازم به ذکر این که در تمامی این اشکال، سونداژ واقع در مختصات صفر (اولین نقطه سمت چپ مقاطع) عاری از نوفه و نشانگر مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر است. با حرکت به سمت راست مدل، ابتدا در ده نقطه نخست (از مبدا تا مختصات ۱۰) یک

درصد نوفه، سپس در ده نقطه بعدی (مختصات ۱۰ تا ۲۰) دو درصد نوفه، آنگاه در ده نقطه سوم (مختصات ۲۰ تا ۳۰) سه درصد نوفه، در ده نقطه چهارم (مختصات ۳۰ تا ۴۰) چهار درصد و در نهایت در ده نقطه انتهای (مختصات ۴۰ تا ۵۰) پنج درصد نوفه تصادفی به داده‌ها افزوده شده است. در تمامی مقاطع مربوط به این مثال، ستون رنگی انتخاب شده (رنگ متناظر با هر مقاومت ویژه)، یکسان است. رنگ متناظر با مقاومت ویژه ۱۰ اهم‌متر، زرد در نظر گرفته شده است (رنگ مربوط به سونداز مبدا پروفیل). بنابراین با یک نگاه سریع به این مقاطع، به سهولت و سرعت، میزان پایداری آنها در برابر نوفه قابل تشخیص است. بدین معنی که هر چقدر رنگ غالب یک مقطع به رنگ زرد نزدیکتر باشد، بیانگر آن است که انحراف نتایج حاصل از مدل‌سازی مورد استفاده در آن مقطع، از مقادیر واقعی کمتر است و این یعنی این که این روش در برابر نوفه پایداری است. به عکس یک مقطع الوان و با رنگ‌های متنوع، حکایت از ناپایداری و تاثیرپذیری روش مربوطه در مواجهه با نوفه دارد. همچنین به منظور بررسی کمی میزان انحراف هر کدام از این روش‌های مدل‌سازی، پارامتر ریشه میانگین مربعات^۱ نیز محاسبه شد.

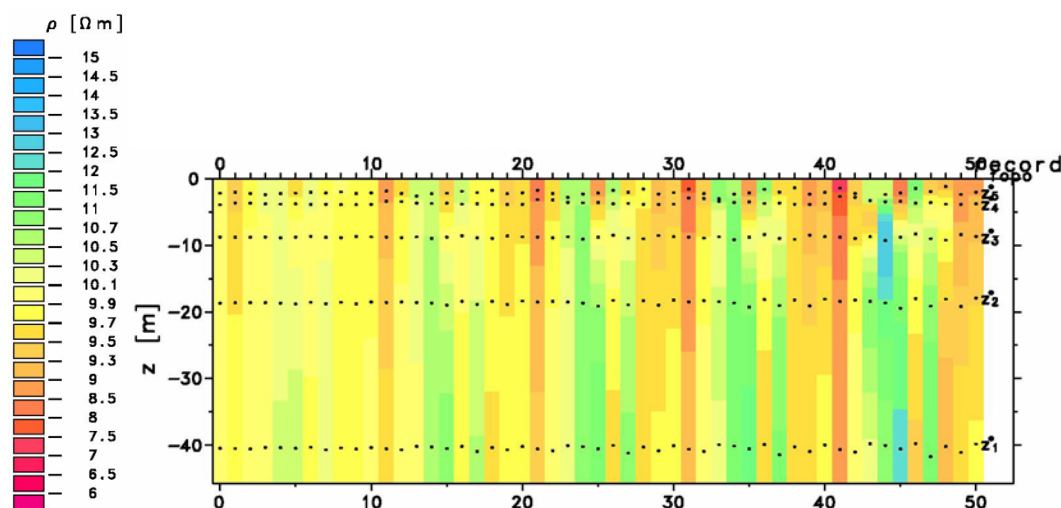


شکل ۴-۳: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل‌سازی معکوس با روش دامنه، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده‌های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم‌متر. نقطه چین مشکی معرف عمق تخمین زده شده مدل‌سازی است.

1 - Root Mean Square (RMS)



شکل ۳-۴: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس با روش اِپسیلون، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر. نقطه چین مشکی معرف عمق تخمین زده شده مدل سازی است.



شکل ۳-۴: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس روش ترکیبی سیمون، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر. نقطه چین مشکی معرف عمق تخمین زده شده مدل سازی است.

همانگونه که در این اشکال مشاهده می شود، می توان دریافت که از بین پنج روش فوق الذکر، به طور

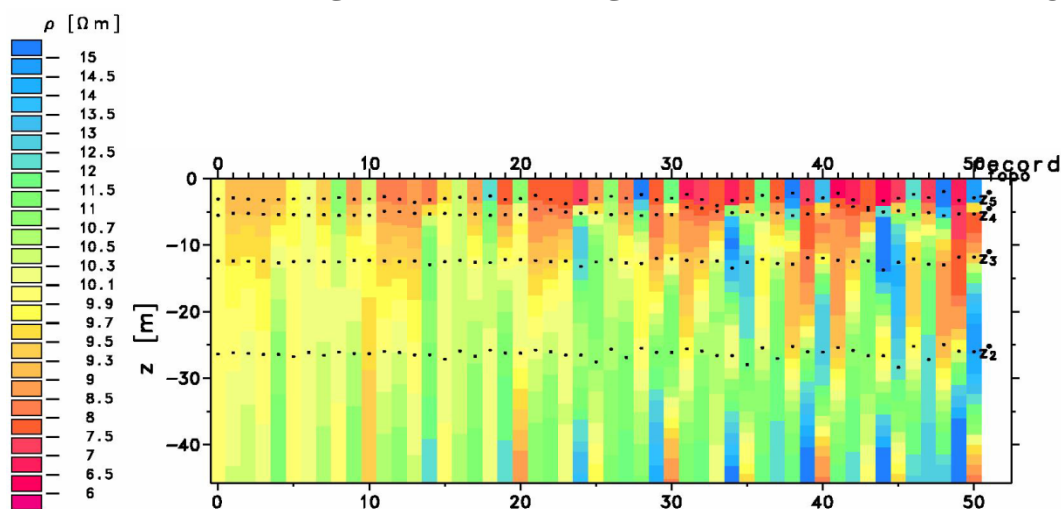
نسبی روش نیلوت-بوستیک ناپایدارترین روش در برابر نوفه و روش SUTHEM پایدارترین آنهاست. البته

اختلاف میان روش سیمون و SUTHEM ناچیز است. هر چند این اختلاف موجود است و به سهولت قابل

تشخیص می باشد. نکته مهم دیگر این که میزان انحراف از مقادیر واقعی (در این مثال، ۱۰ اهم متر) نیز در

روش SUTHEM نسبت به سه روش دیگر، از همه کمتر است.

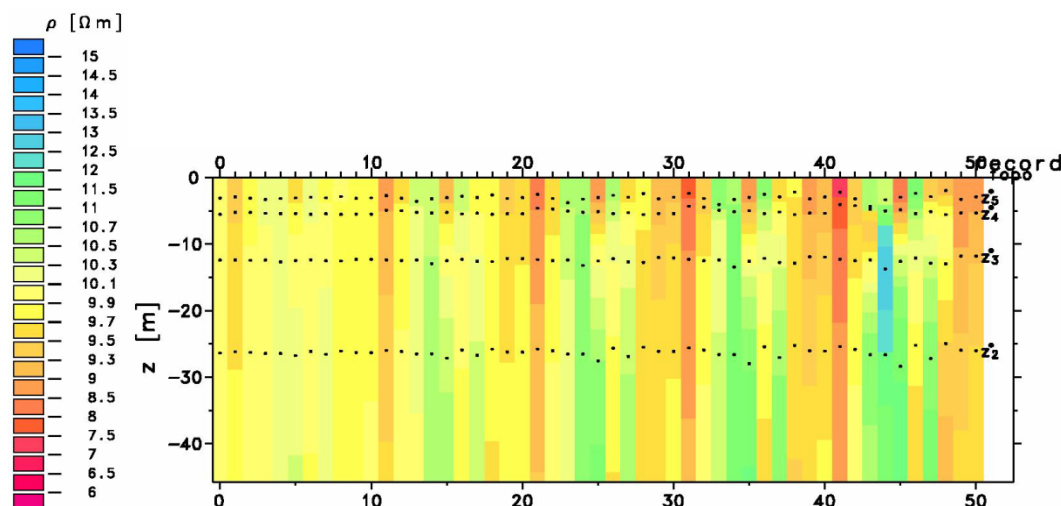
این موضوع نیز با گرایش مقاطع مختلف به سمت رنگ‌های طیف آبی (حداکثر مقاومت‌ویژه) و طیف صورتی (حداقل مقاومت‌ویژه) قابل تشخیص است. به عبارت ساده‌تر، با این که انحراف از مقادیر واقعی در مقطع مدل‌سازی با روش SUTHEM دیده می‌شود؛ اما این انحراف خیلی زیاد نیست.



شکل ۴-۳: مقطع مقاومت‌ویژه دوبعدی حاصل از مدل‌سازی معکوس با روش نیبلت-بوستیک، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده‌های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت‌ویژه ۱۰ اهم‌متر. نقطه چین مشکی معرف عمق تخمین زده شده مدل‌سازی است.

به طوری که در عمده نقاط، مقطع مربوط به مدل‌سازی معکوس SUTHEM (شکل ۴-۳)، تنها به رنگ‌های سبز مایل به زرد یا نارنجی مایل به زرد محدود شده است. حال آنکه در مقاطع مقاومت‌ویژه حاصل از سایر روش‌ها، این انحراف گاه حتی در حد بیشینه و کمینه مقادیر مقاومت‌ویژه نیز قابل رویت است. این مساله حکایت از ناپایداری زیاد یا حساسیت بالای این روش‌های مدل‌سازی در مواجهه با نوفه است.

از طرف دیگر مقادیر پارامتر ریشه میانگین مربعات در هر کدام از این روش‌ها به شرح جدول (۴-۲) محاسبه شده است. همان گونه که در این جدول نیز قابل مشاهده است، بیشترین انحراف از مقادیر واقعی، مربوط به روش نیبلت-بوستیک و کمترین مقدار، از آن روش SUTHEM است.



شکل ۴-۳: مقطع مقاومت ویژه دوبعدی حاصل از مدل سازی معکوس با روش SUTHEM، با اعمال ۱ تا ۵ درصد نوفه تصادفی روی داده های حاصل از مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر. نقطه چین مشکی معرف عمق تخمین زده شده مدل سازی است.

جدول ۴-۲: مقادیر مربوط به ریشه میانگین مربعات حاصل از مدل های اشکال (۴-۳۰) تا (۴-۳۴)

نام روش	مقدار RMS
دامنه	۱,۷۲۸۹
اپسیلون	۱,۳۵۸۳
ترکیبی سیمون	۱,۰۷۷۶
نیپلت-بوستیک	۳,۳۷۱۳
SUTHEM	۱,۰۷۷۵

آنچه به عنوان نتیجه این بخش می توان ذکر نمود این که، روش SUTHEM یک روش سریع، قابل اعتماد و ساده در مدل سازی حجم بسیار زیاد داده است. به نحوی که این روش بسیار ساده تر و سریع از روش های مشابه نظیر روش نیپلت-بوستیک است. به علاوه این که این روش در مواجهه با نوفه نیز نسبت به روش های مشابه و رایج مدل سازی پایدارتر بوده و نتایج بهتری را نشان می دهد که البته باید با بررسی های بیشتر و به خصوص با مدل سازی روی داده های صحرایی واقعی مورد مطالعه و سنجش دقیق تر قرار گیرد. این موضوع در فصل بعدی مورد بحث قرار خواهد گرفت.

فصل پنجم

مدل سازی و تفسیر داده‌های صحرایی الکترومغناطیس هلیکوپتری

هدف از ارائه مطالب این فصل این است که قابلیت‌های روش‌های مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس و خصوصاً روش توسعه داده شده در این کار تحقیقی (SUTHEM) را در مدل‌سازی و تفسیر داده‌های واقعی مورد بررسی دقیق‌تری قرار دهیم. البته برای انجام این مهم از سایر روش‌های مدل‌سازی به کار گرفته شده در برنامه‌های تجاری، اطلاعات زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی نیز برای بررسی‌های بیشتر و مقایسه نتایج استفاده خواهد شد.

در این فصل ضمن معرفی ناحیه باریکا، یکی از مناطق مستعد معدنکاری در کشورمان که در غرب ایران و در استان کردستان واقع شده است؛ به ارائه نتایج مدل‌سازی معکوس داده‌های واقعی ژئوفیزیک هواپرد پرداخته و در ادامه نتایج حاصل همراه با اطلاعات زمین‌شناسی و نتایج دیگر روش‌های اکتشافی مورد تفسیر قرار می‌گیرند.

منطقه باریکا در برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آلود قرار دارد. این برگه جزئی از زون اکتشافی مریوان-مهاباد است و از دیدگاه زمین‌ساختی، در امتداد زون سنندج-سیرجان واقع شده است. با توجه به بررسی‌های صحرایی و نتایج مطالعات آزمایشگاهی، مجموعه پتانسیل‌های معدنی موجود در برگه آلود شامل کانی‌زایی‌های احتمالی طلا، نقره، فلزات پایه (سرب، روی و مس)، آهن، باریت، پیروفلیت، سیلیس، گرافیت، لاتریت و سنگ‌های ساختمانی است، که بخشی از این منابع در منطقه باریکا واقع شده است.

۵-۲- موقعیت جغرافیایی منطقه و راه‌های دسترسی

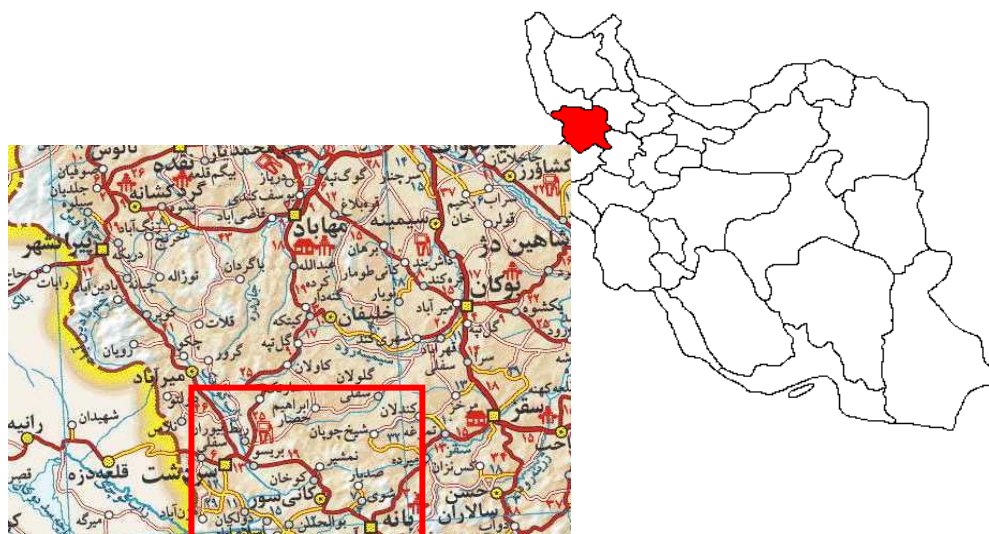
منطقه مورد مطالعه در برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلود در غرب کشور ایران جای دارد. این برگه بخش‌هایی از دو استان آذربایجان غربی و کردستان را در بر می‌گیرد. مناطق مختلف منطقه آلود

شامل کانی‌سیب، شوی، شهرک ربط و سرتکه است. شهرستان‌های سردشت (واقع در شمال غربی برگه آلوت) و بانه (واقع در جنوب شرقی برگه آلوت) نزدیک‌ترین شهرستان‌ها به منطقه باریکا هستند. باریکا در موقعیت جغرافیایی با طول‌های $45^{\circ}, 30'$ تا $45^{\circ}, 45'$ و عرض‌های $36^{\circ}, 00'$ تا $36^{\circ}, 15'$ واقع شده است [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

راه‌های ارتباطی اصلی دسترسی به منطقه برداشت نیز از میان انتخاب‌های متعدد موجود عبارتند از:

- جاده بانه- سردشت که در بخش غربی منطقه واقع است و از شهرک ربط گذشته و به سمت سردشت ادامه می‌یابد.

جاده سردشت- مهاباد که در شمال غرب منطقه واقع است و از شهرک ربط گذشته و به سمت مهاباد ادامه می‌یابد. پس از طی ۱۵ کیلومتر از شهرستان سردشت به شهرک ربط می‌رسیم. از شهرک ربط یک جاده خاکی به سمت شرق منشعب می‌شود که پس از طی ۱۴ کیلومتر از این جاده، به روستای باریکا منتهی می‌شود [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲]. شکل (۵-۱) موقعیت تقریبی منطقه و راه‌های دسترسی به آن را نشان می‌دهد.



شکل ۵-۱: موقعیت تقریبی منطقه برداشت در کشور ایران و استان کردستان و راه‌های دسترسی به آن

۵-۳- شرایط اقلیمی منطقه باریکا

منطقه مورد مطالعه از دیدگاه اقلیمی و آب و هوایی عمدتاً سرد و مرطوب است. البته در بخش‌های جنوبی آن آب و هوای معتدل و مرطوب نیز وجود دارد. متوسط بارش سالیانه حدود ۸۵۰ میلیمتر است. بیشینه درجه حرارت در تابستان ۳۸ درجه سانتیگراد بالای صفر و کمینه آن در زمستان ۲۵ درجه زیر صفر است. میانگین ارتفاع در منطقه حدود ۱۴۰۰ متر است و بلندترین قله آن در کوه ترخان واقع شده که ارتفاعی برابر ۲۲۹۶ متر دارد [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲]

به علت بارش مناسب برف در زمستان، چشمه‌های فراوانی در سرتاسر منطقه یافت می‌شود. البته توپوگرافی کوهستانی و فقدان زمین‌های مناسب کشاورزی، مانع از گسترش و رونق این آبادی‌هاست. شغل اصلی ساکنان روستاهای منطقه، نخست دامپروری و در درجه دوم کشاورزی است. سطح منطقه را پوشش جنگلی تُنک پوشانیده است. چندین رودخانه نیز در منطقه جاری است که مهمترین آنها رودخانه کلاس است [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

۵-۴- پیشینه مطالعات انجام شده در منطقه آلوت

مطالعات زمین‌شناسی و معدنی چندانی در این برکه انجام نگرفته است و اطلاعات موجود منحصر به چند گزارش و نقشه می‌باشد، که متأسفانه عمده مطالعات تکمیلی نیز محرمانه و غیر قابل دسترس است. مهمترین این مطالعات به شرح زیر است:

- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش مهاباد [افتخارنژاد، ۱۹۷۳].

- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه آلوت [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

- گزارش اکتشافات ژئوشیمیایی سیستماتیک در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلوت [حسنی‌پاک، ۱۳۷۸].

- پروژه اکتشاف طلای آلوت، گزارش مطالعات ژئوشیمیائی در محدوده طلا دار آلوت [هندی، ۱۳۸۲].
- پروژه اکتشاف طلای آلوت، گزارش اکتشافات لیتوژئوشیمیائی [هندی، ۱۳۸۳].
- بررسی‌های دورسنجی در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلوت [خیری، ۱۳۸۰].
- گزارش پردازش و تفسیر اطلاعات مغناطیس‌هوایی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلوت [هاشمی، ۱۳۸۰].
- نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ برگه‌های کان‌سیب، سرتکه، شهرک ربط و شوی تهیه شده توسط سازمان جغرافیایی ارتش جمهوری اسلامی ایران.

- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ منطقه باریکا [محجل، ۱۳۸۳].

۵-۵- زمین‌شناسی ناحیه‌ای و تکتونیک منطقه مورد مطالعه

از آنجا که از میان اطلاعات زمین‌شناسی ناحیه مورد مطالعه، تنها نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ آلوت (شکل ۵-۲) منتشر شده است و سایر اطلاعات با مقیاس کوچک‌تر چاپ نشده یا امکان ارائه آنها به واسطه حقوق مترتب بر آن وجود ندارد؛ لذا مرجع عمده زمین‌شناسی در این رساله اطلاعات مرتبط با نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آلوت است.

۵-۵-۱- ریخت‌شناسی ناحیه

در این برگه به جز واحدهای سخت آهکی و ماسه‌سنگی، دیگر واحدها، ساختاری (ریختاری) همسان را به نمایش می‌گذارند. دره‌هایی که در نتیجه حفر رودخانه‌ها پدید آمده‌اند، تابع فرسایش ناشی از جریان آب، شرایط تکتونیکی و عملکرد گسل‌ها هستند. از طرفی واحدهای آهکی یا ماسه‌سنگی پالئوزوئیک و پرکامبرین مانند سازندهای باروت، لالون، میلا و آهک‌های پرمین همگی صخره‌ساز هستند و عمدتاً در ارتفاعات واقع شده‌اند. آرایش آبراهه‌ها در گذر از گستره‌های شیستی پرکامبرین و فیلیت‌های کرتاسه که

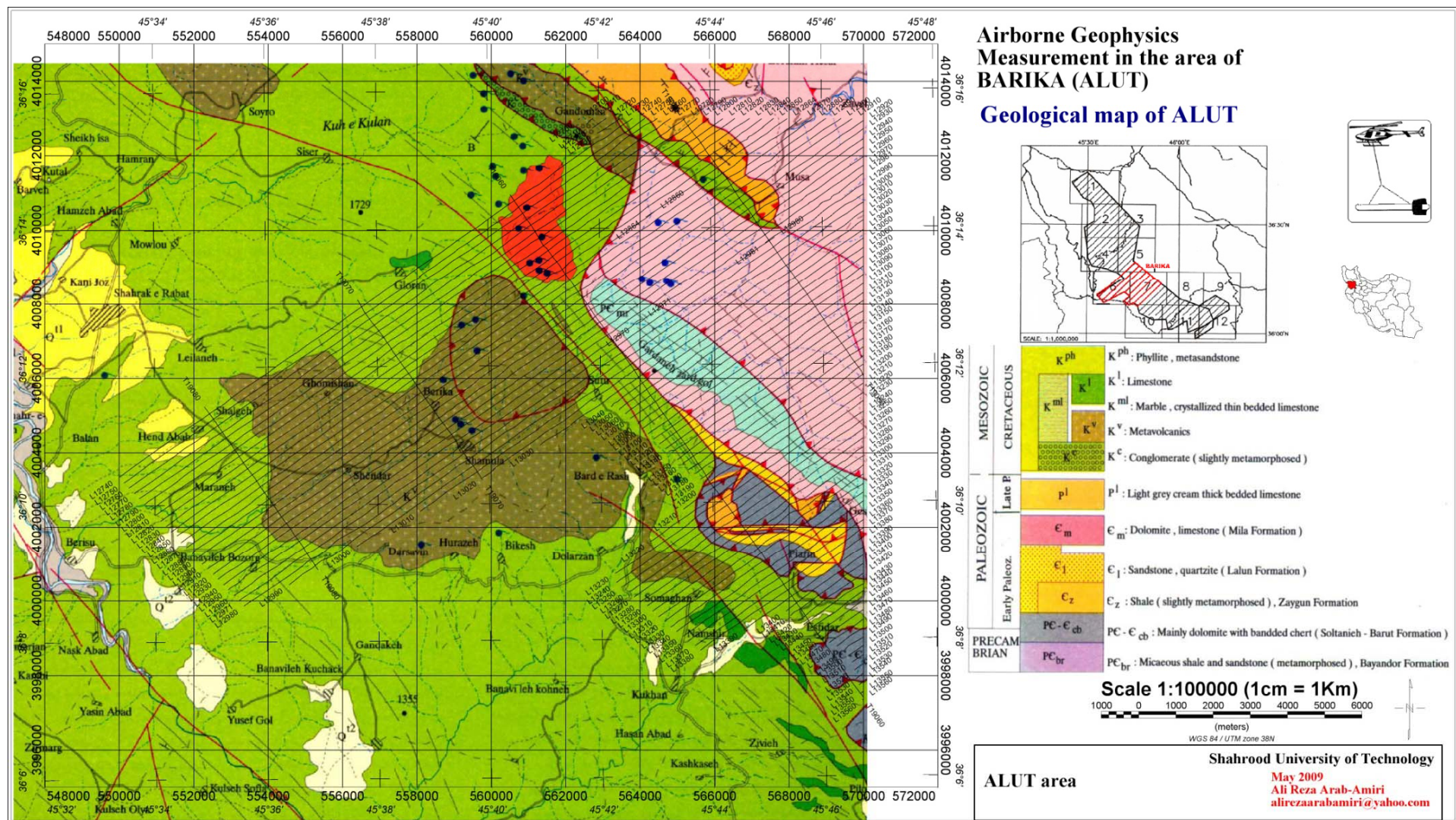
عمده رخنمون آنها به صورت سنگی است، حالتی دندریتی دارند. حال آنکه در محل سازندهای سخت مانند آهک‌ها و دولومیت‌های پالئوزوئیک و یا کرتاسه، این آبراهه‌ها به شدت تابع نیروهای تکتونیکی هستند. لذا بیشترشان به صورت عمود بر این طبقات آنها را قطع کرده و به سوی ارتفاعات پایین‌تر سرازیر شده‌اند [مجله، ۱۳۸۳].

۵-۵-۲- چینه‌نگاری منطقه

در این بخش به منظور آشنایی با واحدهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه، در ادامه صرفاً واحدهایی که در شکل (۵-۲) قابل مشاهده است؛ مورد بحث بیشتر قرار می‌گیرند:

✓ واحد PI: در منطقه آلت، پرمین از آهک تشکیل می‌شود. اصولاً گسترش آهک‌های پرمین در منطقه مذکور عمدتاً در نواحی مرکزی و به سمت شمال غرب و با ظاهری ستیغ‌ساز و خشن است. همبری پایینی آن با واحدهای قدیمی‌تر (پرکامبرین و پالئوزوئیک) به صورت گسله و از نوع راندگی است و به صورت هم‌شیب با لایه‌های زیرین دیده می‌شود و بیشترین ضخامت آن در نواحی مرکزی است [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

✓ واحد K^v : با سن کرتاسه، شامل لاتی‌اندزیت و آندزیت، تراکی‌آندزیت، لاتی‌آندزیت کوارتزار و سنگ‌های بازیک اسپیلیتی شده است. تاثیر فرآیند دگرگونی بر آنها بسیار آشکار است و گسترش کانی‌های ثانویه نظیر اپیدوت، کلریت و سریسیت در آن به خوبی قابل مشاهده است. دارای بافت پورفیریستیک است. کانی‌های فرعی موجود در آن علاوه بر کوارتز شامل آپاتیت، اسفن و کربنات می‌باشد.



شکل ۵-۲: بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آلت [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲]، به همراه خطوط پرواز برداشت ژئوفیزیک هواپرد

گاه فراوانی کانی‌های سربیسیت، مسکویت و کلریت که بیانگر دگرگونی است، تا حدی است که ماهیت آندزیتی سنگ را تغییر داده و به صورت یک سنگ کاملاً دگرگون رخنمایی می‌کند. لازم به ذکر این که منطقه باریکا نیز از همین واحد سنگی پوشیده شده است.

✓ واحد K^{ph} : ضخیم‌ترین و گسترده‌ترین ردیف رسوبی کرتاسه در این منطقه است. بیشترین گسترش را در حوالی باریکا و شهرک ربط دارد. ضخامت آن بیش از ۱۵۰۰ متر است. این واحد حاصل دگرگونی دینامیکی است. دگرگونی سنگ مادر شیلی تا فیلیت متوقف شده است. هر چند در برخی مناطق و در مجاورت توده‌های نفوذی، این دگرگونی به درجه بالاتری رسیده و میکاشیست نیز محصول این دگرگونی است. در این واحد کانی فلدسپات که در نتیجه دگرگونی به صورت چشمی درآمده و به سربیسیت و کانی‌های رسی و حتی مسکویت تجزیه شده؛ بر دیگر کانی‌ها غلبه دارد. همچنین پس از فلدسپات، این کوارتز است که بیشترین فراوانی را دارد [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

✓ واحد K^{ml} : با سن کرتاسه، باز هم یک واحد ستیغ‌ساز است و عمدتاً در مناطق بسیار مرتفع دیده می‌شود. از مرمر، آهک با تبلور مجدد و به ندرت شیست تشکیل شده است. درجه دگرگونی در این واحد بسیار متغیر و از مرمر سفید نازک لایه تا آهک‌های ضخیم متبلور و نامتبلور در آن دیده می‌شود [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

✓ جوان‌ترین طبقات رسوبی در منطقه نیز انباشت‌های کواترنری Q_1^t و Q_2^t هستند. واحد Q_1^t متشکل از طبقات آواری عهد حاضر است. واحد Q_2^t نیز بخش‌های به نسبت فرو افتاده‌ای است که درون دره‌ها را پوشانده و منطبق با مناطق پوشیده از خاک‌های مساعد برای کشاورزی است [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

۵-۳- زمین‌شناسی ساختمانی و تکامل زمین‌ساختی منطقه

روند عمومی ساختارهای منطقه آلود، N140 است و سیستم حاکم بر منطقه از نوع برشی-رانندگی است. منطقه آلود از دیدگاه زمین‌ساختی در ۴ زون A, B, C, D قابل تفکیک است. شکل (۵-۳) نشانگر نقشه زمین‌شناسی ساختمانی منطقه آلود است.

- زون A در جنوب غرب شهرک ربط واقع شده و دارای پوسته اولترامافیک اقیانوسی است. این زون روندی شمال‌غربی- جنوب‌شرقی دارد. در این زون گسله‌ها از نوع رانندگی شیب لغز معکوس با مؤلفه امتداد لغز راستگرد و با روند شمال‌غربی- جنوب‌شرقی هستند. گفته می‌شود پوسته اقیانوسی واقع در منطقه شهرک ربط نیز ناشی از یک ریف‌ت باریک درون قاره‌ای از نوع دریای سرخ در مزوزوئیک است [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

- زون B شامل مجموعه کرتاسه است؛ که در آن ساختارها ساده‌تر و گسله‌ها عمدتاً معکوس و راست لغزند [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

- زون C شامل واحدهای پرکامبرین و پالئوزوئیک است که بر روی واحدهای کرتاسه رانده شده‌اند و دارای شیب به سوی شمال می‌باشند. بیشترین شدت دگرشکلی در منطقه نیز در همین زون دیده می‌شود [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

- زون D یک زون یکنواخت است و غالباً متشکل از شیل‌های پرکامبرین است که مانند زون B با دگرشکلی کمتر و ساختمانی ساده‌تر قابل تمیز است [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲].

۵-۴- زمین‌شناسی اقتصادی منطقه

بررسی‌های صحرایی انجام شده توسط کارشناسان سازمان زمین‌شناسی و نتایج مطالعات آزمایشگاهی، مجموعه پتانسیل‌های معدنی موجود در منطقه آلود را شامل رخدادهایی از طلا، نقره، فلزات

پایه (سرب، روی و مس)، آهن، باریت، سیلیس، گرافیت، لاتریت و سنگ‌های ساختمانی معرفی کرده است.



شکل ۵-۳: نقشه زمین‌شناسی ساختمانی منطقه آلود [عمرانی و خبازنیا، ۱۳۸۲]

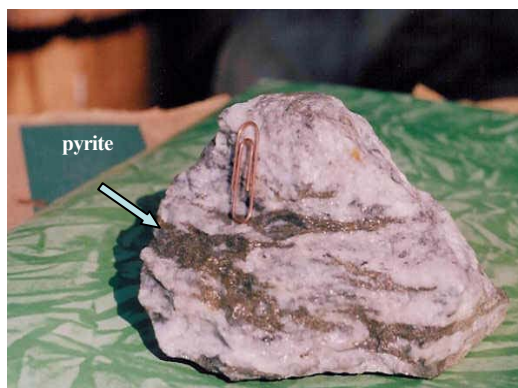
تاکنون سه نوع پتانسیل کانی‌سازی طلا در برگه آلود شناسایی شده است؛ که این سه پتانسیل

شامل:

- کانه‌زائی طلای مرتبط با پهنه‌های برشی^۱ در محدوده‌های میرگه نقشینه، شیخ‌چوپان [احسنی‌پاک، ۱۳۷۸] و خاور روستای گله (هر سه این محدوده‌ها در خارج از کادر نقشه زمین‌شناسی ارائه شده برای منطقه مورد مطالعه قرار دارند (شکل (۵-۲)).
- کانه‌زائی طلا از نوع سولفید توده‌ای غنی از طلا در محدوده باریکا [یارمحمدی، ۱۳۸۵ و ۱۳۸۴].
- کانه‌زائی طلا از نوع رگه‌ای پلی‌متال در شمال غرب روستای شوی.

1 - Shear Zones

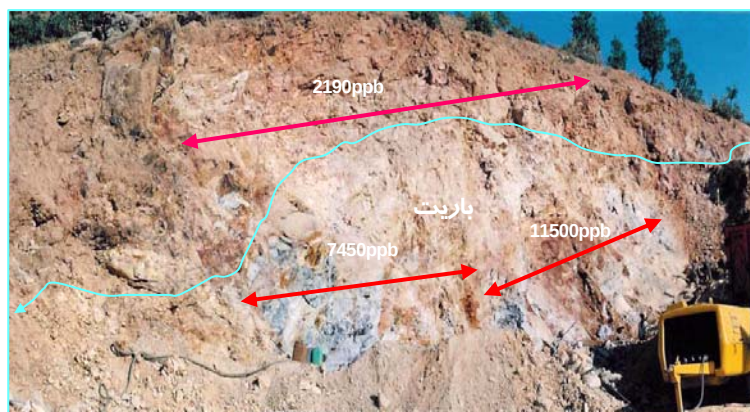
در منطقه باریکا نیز وجود طلا بعنوان نمونه‌ای از کانه‌زائی سولفید توده‌ای با میزبان ولکانیکی غنی از طلا^۱ مطرح است [یارمحمدی، ۱۳۸۵ و ۱۳۸۴]، که البته بعداز تشکیل دچار دگرگونی و دگرشکلی شده است. واحد اصلی میزبان کانه‌زائی طلا در این محدوده یک متاولکانیک با سن کرتاسه (K^v) است، که در حد رخساره شیست سبز دگرگون شده است. این واحد میزبان کانه‌زائی سولفید توده‌ای (عمدتاً شامل پیریت با مقادیر اندکی اسفالریت، گالن و استینیت) و باریت می‌باشد که در اثر عملکرد یک پهنه برشی با روند شمال-شمال غربی و جنوب-جنوب شرقی در طول بالغ بر ۵ کیلومتر و پهنای حداکثر ۸۰۰ متر تشکیل شده است [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]. سنگ‌های در برگیرنده این پهنه همراه با کانه‌زائی سولفید توده‌ای کاملاً دگرسان شده و بطور گسترده با برگ‌وارگی^۲ میلونیتی و رخداد انواع دگرسانی سیلیسی، سولفیدی، آرژیلی و هوازدگی لیمونیتی همراه شده‌اند (در شکل (۴-۵) یک کانسنگ باریتی نشان داده شده که بوسیله یک سری رگچه سولفیدی موازی با راستای برگ‌وارگی عمومی قطع شده است). همچنین کانه‌زائی سولفید توده‌ای در قسمت فوقانی به کانه‌زائی باریت تبدیل می‌شود که در بخش جنوبی پهنه برشی رخنمون دارد.



شکل ۴-۵: کانسنگ باریت همراه با نوارهای پیریت که در امتداد برگ‌وارگی جهت یافته شده‌اند [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]

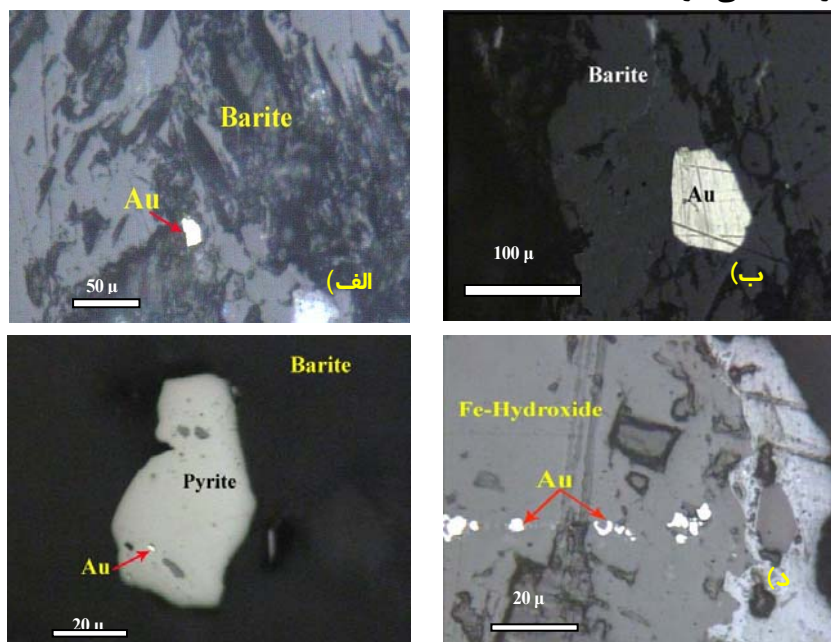
1 - Gold rich volcanic massive sulfide (Gold Rich VMS)
2 - Foliation

لازم به ذکر این که کانسنگ باریتی در باریکا طولی بالغ بر ۲۰۰ متر و ضخامت بین ۱ تا ۱۵ متر رخنمون داشته است که بخش قابل توجهی از آن استخراج شده است (شکل ۵-۵) [تاج‌الدین، ۱۳۸۸].



شکل ۵-۵: نمایی از رخنمون معدن باریت باریکا و موقعیت برخی از نمونه‌های طلا دار برداشت شده در آن [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]

طلا در کانسنگ باریتی اغلب بصورت آزاد و یا بصورت انکلوزیون‌های بسیار کوچک در پیریت مشاهده می‌شود (شکل ۵-۶) [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]. ضمن آن که به همراه آن اسفالریت، گالن، استیبینیت و تتراندریت نیز دیده می‌شود.



شکل ۵-۶: حالات مختلف حضور طلا در کانسنگ، الف و ب) طلا بصورت آزاد در داخل باریت، ج) طلا بصورت انکلوزیون بسیار ریز (کوچکتر از ۵ میکرون) در داخل پیریت اکسیده موجود در باریت، د) طلا بصورت آزاد در داخل زون اکسیدی (غنی از لیمونیت و گوتیت با بافت شبکه‌ای) [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]

لازم به ذکر این که در بخش‌های محدودی از کانسنگ باریت علاوه بر پیریت، آغشتگی به

کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت نیز قابل مشاهده است (شکل ۵-۷) [تاج‌الدین، ۱۳۸۸].



شکل ۵-۷: کانسنگ باریت همراه با کانی‌سازی مس (مالاکیت و آزوریت) [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]

اما نوع دیگری از تمرکز طلا در باریکا، کانه‌سازی طلا در زون‌های سریسیست-کوارتز پیریت‌دار و

لیمونیتی شده است (شکل ۵-۸). واضح‌ترین شکل این کانی‌سازی، در ۸۰۰ متری شمال روستای باریکا

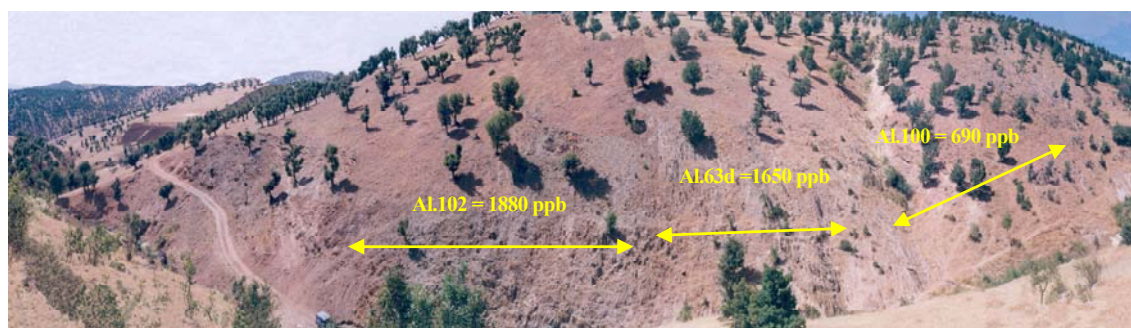
قابل مشاهده است. در این موقعیت، عریض‌ترین بخش پهنه برشی باریکا به پهنای حدود ۹۰۰ متر و با

برگ‌وارگی غالب در راستای $N(10^{\circ} - 20^{\circ})W$ و شیب $60^{\circ} - 70^{\circ}E$ رخنمون دارد [تاج‌الدین، ۱۳۸۸].



شکل ۵-۸: نمای زون برشی دگرسان شده (سریسیست-کوارتز) پیریت‌دار [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]

در این پهنه همراه با برشی شدن، گستره‌ای از انواع دگرسانی سیریسیت-کوارتز پیریت‌دار، آرژیلی و لیمونیتی مشاهده می‌شود. در بخش شرقی این زون و در عرض حدود ۳۰۰ متری از بخش‌های سیریسیت-کوارتز پیریت‌دار و لیمونیتی شده مجموعاً پنج نمونه به صورت لب‌پری برداشت شده (شکل ۵-۹) که مقدار طلا در آنها ۴۳۰ تا ۲۰۰۰ میلی گرم بر تن اندازه‌گیری شده است [تاج‌الدین، ۱۳۸۸].



شکل ۵-۹: نمایی از زون برشی و موقعیت نمونه‌های طلا در ۸۰۰ متری شمال باریکا [تاج‌الدین، ۱۳۸۸]

در محدوده معدن باریکا علاوه بر طلا تمرکز قابل ملاحظه‌ای از نقره (تا ۸۳۰ گرم بر تن)، سرب (حداکثر ۰/۲۵ درصد)، روی (حداکثر ۰/۱۷ درصد) و مس (حداکثر ۹۲۲ گرم در تن) نیز در سنگ‌های دگرسان شده میزبان، اندازه‌گیری شده است [تاج‌الدین، ۱۳۸۸].

۵-۶- مطالعات ژئوشیمیایی در منطقه باریکا

در راستای پی‌جویی موادمعدنی در برگه آلود، مطالعات ژئوشیمیایی با بررسی و نمونه‌برداری آبراهه‌ای و در برخی موارد نمونه‌برداری از جوامع سنگی انجام شده است. عمده این مطالعات به سال‌های ۱۳۷۸ و پس از آن باز می‌گردد. پس از مطالعات مربوطه و شناسایی مناطق امیدبخش علاوه بر کنترل و بررسی این نواحی، واحدهای سنگی موجود با دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی مورد مطالعه کلی قرار گرفته و

احتمال کانه‌زایی در واحدهای لیتولوژیکی رخنمون یافته در محدوده بررسی شده است. علاوه بر آن، در این بررسی احتمال حضور موادمعدنی در ارتباط با زون‌های دگرسانی، گسل‌ها، پهنه‌های برشی و نیز حواشی توده‌های نفوذی نیز مورد مطالعه قرار گرفته است. متأسفانه تمامی تلاش برای در اختیار گرفتن نتایج این مطالعات بی‌نتیجه ماند. چرا که گزارش‌های موجود عمدتاً محرمانه تلقی می‌شوند. در نهایت آنچه در ادامه مشاهده می‌نمایید؛ نتایج حاصل از آنالیز داده‌های طلا در منطقه باریکاست. قابل توجه است که این نقشه (شکل ۵-۱۰) بدون اعمال هرگونه آماده‌سازی داده‌ها یا استفاده از فیلتری خاص ترسیم شده است. این نقشه وجود آنومالی طلا در منطقه باریکا را نشان می‌دهد که این موضوع با نتایج مطالعات زمین‌شناسی در منطقه و زون‌های خرد شده و نتایج نمونه‌برداری شده در تطابق خوبی است.

۵-۷- مطالعات ژئوفیزیک هوابرد در منطقه باریکا

این مطالعات به درخواست سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و توسط شرکت فوگرو با انجام ۹۴۷۱ کیلومتر پرواز خطی در منطقه آلود انجام شده است. پروازها از ۱۷ سپتامبر ۲۰۰۴ (شهریورماه ۱۳۸۵) تا ۳۰ نوامبر همان سال ادامه یافت. هدف از انجام این مطالعات تهیه نقشه زمین‌شناسی و شناسایی ساختارهای زیرسطحی و نیز آنومالی‌های معدنی عنوان شده بود. طی این مطالعات داده‌های الکترومغناطیس، مغناطیس و رادیومتری برداشت شد. پرواز در منطقه با آزیموت 235° فاصله خطوط پرواز ۲۰۰ متر و نیز فاصله خطوط کنترلی 5000^1 متر انجام شده است. پرنده برداشت الکترومغناطیس از نوع دیگهم، به همراه یک مغناطیس‌سنج بخار سزیم، ارتفاع‌سنج، دوربین ویدیویی و سیستم موقعیت‌یاب جهانی بود. برداشت رادیومتری نیز با اندازه‌گیری پتاسیم، رادیوم و توریم و با دستگاه سنجنده نصب شده در داخل هلیکوپتر انجام شد. هلیکوپتر برداشت از نوع AS350B3 با سرعت متوسط ۸۵ کیلومتر بر ساعت و ارتفاع متوسط پرنده از سطح زمین ۳۰ متر بوده است [Garrie, 2006].

۵-۷-۱- مشخصات دستگاه‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده

به منظور آگاهی از تجهیزات مورد استفاده در برداشت منطقه آلود، مشخصات این تجهیزات در جدول (۵-۱) آمده است.

۵-۷-۲- مشخصات سیستم الکترومغناطیسی مورد استفاده

پرنده مورد استفاده در این برداشت از نوع دیگهم با طول تقریبی نه متر و قطر بیش از نیم متر با پنج جفت سیم‌پیچ فرستنده و گیرنده به شرح و مشخصات جدول (۵-۲) است.

جدول ۵-۱: مشخصات سیستم‌های مورد استفاده در برداشت داده‌های هوابرد [Garrie, 2006]

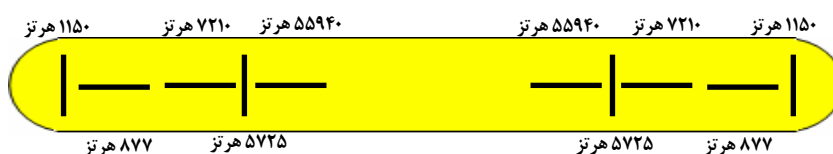
نام دستگاه	مدل و شرکت سازنده
مغناطیس سنج هوابرد (Mag bird)	Scintrex CS2 & AM102
مغناطیس سنج ایستگاه مبنا (Base mag)	Geometrics G822
سیستم الکترومغناطیس (EM bird)	Frequency Domain System (DIGHEM)
اسپکترومتر رادیومتری (Spectrometer)	Exploranium GR-820
GPS ایستگاه مبنا (Base GPS)	Ashtech Z-Surveyor & Marconi Allstar OEM, CMT-1200
GPS هوابرد (Flight GPS)	Ashtech Glonass GG24

جدول ۵-۲: نوع آرایش و فرکانس سیم‌پیچ مورد استفاده در پرندۀ DIGHEM^{GSI} [Garrie, 2006]

نوع آرایش سیم‌پیچ	فرکانس	فاصله جدایش (متر)
هم‌صفحه افقی (HCP)	۸۷۷ هرتز	۸
هم‌محور قائم (VCX)	۱۱۵۰ هرتز	۸
هم‌محور قائم (VCX)	۵۷۲۵ هرتز	۸
هم‌صفحه افقی (HCP)	۷۲۱۰ هرتز	۸
هم‌صفحه افقی (HCP)	۵۵۹۴۰ هرتز	۶/۳

در شکل (۵-۱۱) شمایی از مجموعه سیم‌پیچ‌ها و نحوه قرارگیری آنها در داخل پرندۀ

DIGHEM^{GSI} نشان داده شده است.



شکل ۵-۱۱: نحوه قرارگیری سیم‌پیچ‌ها در داخل پرندۀ DIGHEM^{GSI}

به منظور بررسی کلی پیرامون نحوه قرارگیری خطوط پرواز و ساختارهای زمین‌شناسی موجود در

منطقه باریکا، در شکل (۵-۱۲) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ باریکا [محجل، ۱۳۸۳] که نشان دهنده

جزئیات بیشتری از منطقه مورد مطالعه است، نشان داده شده است.

۵-۸- داده‌های مغناطیس‌سنجی محدوده باریکا

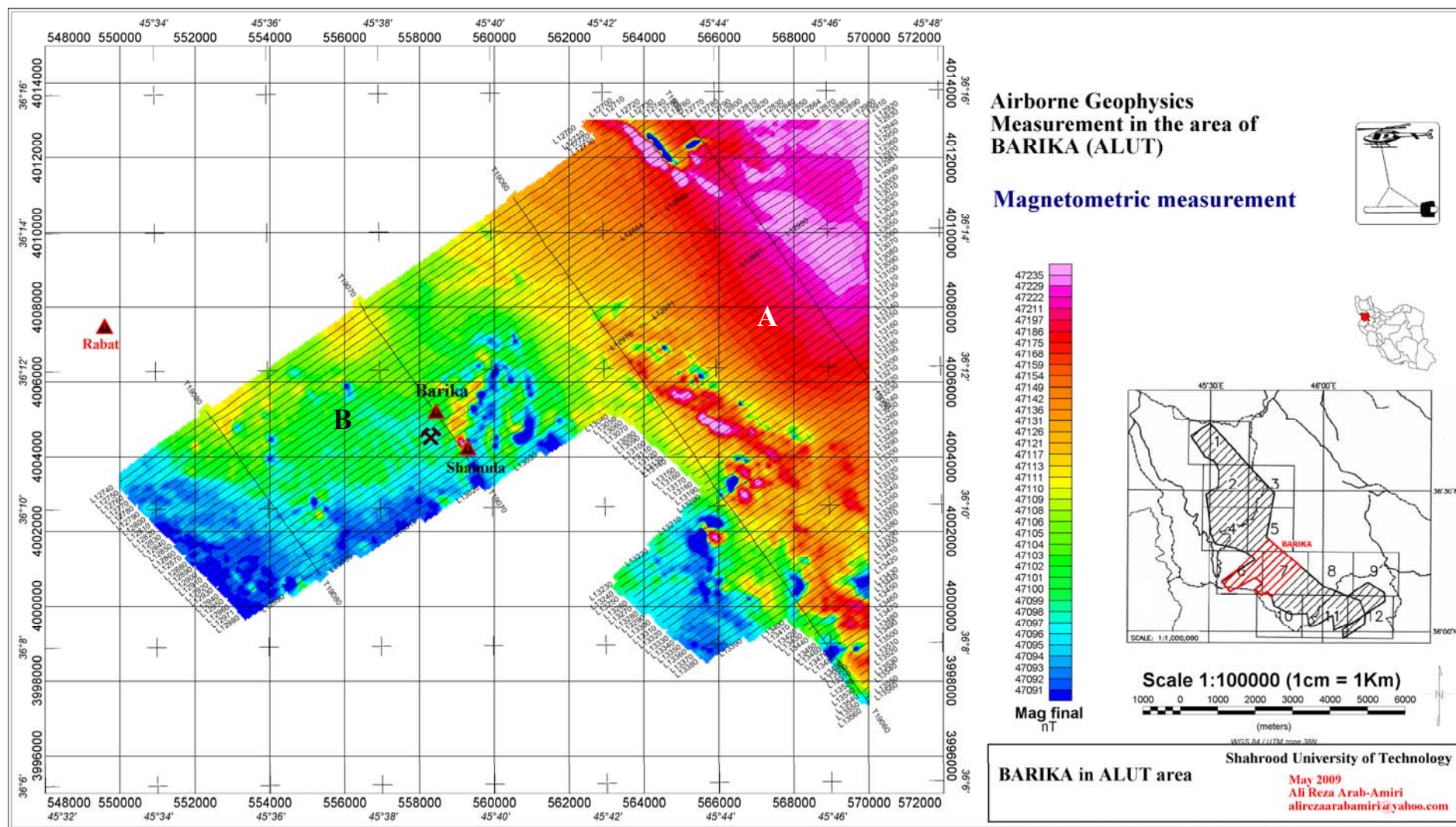
داده‌های مغناطیس‌هوابرد منطقه پس از برداشت، توسط کارشناسان مربوطه مورد بازنگری و تصحیح قرار گرفته و به این وسیله اثرات مربوط به چشمه‌های نویز و اثراتی غیر از پوسته تا حد زیادی حذف شده است. همچنین با استفاده از فیلترهای متعدد اثر میدان ژئومغناطیس ناحیه‌ای با استفاده از فیلتر میدان مرجع ژئومغناطیسی بین المللی^۱ حذف شده است. ضمن آنکه اثرات تغییر میدان خارجی زمین نیز با کمک داده‌های حاصل از ایستگاه مبنای زمینی از داده‌های برداشت گرفته شده است. در نهایت با استفاده از نتایج برداشت خطوط کنترلی، ترازسازی^۲ داده‌ها نیز انجام شده است. در ادامه این بحث تنها از داده‌های تصحیح شده مغناطیس‌هوابرد منطقه استفاده خواهیم نمود.

شکل (۵-۱۳) نمایانگر نقشه شدت میدان کل مغناطیسی در محدوده باریکا می‌باشد. با نگاهی به این شکل مشاهده می‌شود که اولاً شدت میدان کل مغناطیسی بین ۴۷۰۹۰ تا ۴۷۲۳۵ نانوتسلا متغیر است. ثانیاً با توجه به نقشه زمین‌شناسی (شکل (۵-۲)) و نقشه زمین‌شناسی ساختاری (شکل (۵-۳))، بخش‌های شرقی و شمال شرقی منطقه برداشت (زون A) دارای شدت میدان کل مغناطیسی بالاتری نسبت به بخش‌های جنوبی و جنوب غربی (زون B) هستند. البته با مراجعه به نقشه زمین‌شناسی منطقه مشاهده می‌شود که زون A غالباً از سنگ‌های دگرگونی نظیر شیست، فیلیت، اسلیت، متاریولیت و ایگنیمبریت پوشیده شده است؛ حال آن که زون B عمدتاً پوشیده از سنگ‌های رسوبی مثل سنگ آهک، ماسه سنگ‌های کرتاسه است. علاوه بر آن در منتهی‌الیه جنوب غرب منطقه نیز شدت میدان کل مغناطیسی

1 - International geomagnetic reference field (IGRF)

2 - Levelling

کمترین مقدار را نشان می‌دهد؛ که احتمالاً مرتبط با یک زون خرد شده و گسله است.



شکل ۵-۱۳: نقشه شدت میدان کل مغناطیسی محدوده باریکا به همراه خطوط پرواز

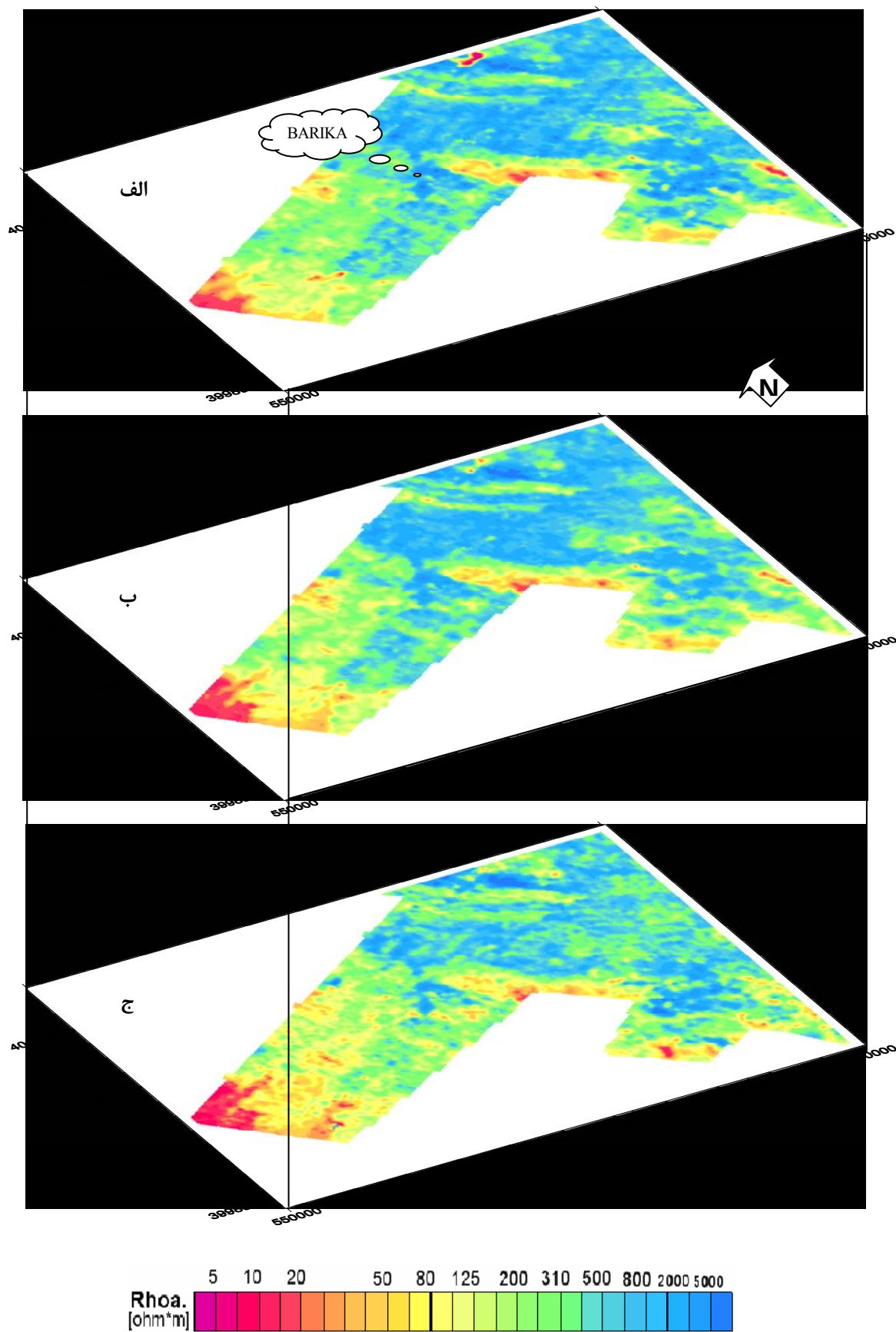
۵-۹- مدل سازی داده های الکترومغناطیس محدوده باریکا

در این بخش ضمن ارائه داده های الکترومغناطیس برداشت شده در منطقه باریکا، به تجزیه و تحلیل این داده ها و مطالعه ارتباط آنها با نتایج حاصل از بررسی های زمین شناسی و ژئوشیمیایی می پردازیم. برداشت، پردازش و تصحیح داده های ژئوفیزیک هوا برد برداشت شده در منطقه مورد مطالعه، توسط کارشناسان برداشت و تیم پردازش فوگرو انجام شده است، لذا نگارنده از داده های تصحیح شده در ترسیم مدل های مختلف استفاده نموده است. نگارش کدهای مربوط به مدل سازی های مختلف با استفاده از نرم افزار مطلب توسط نگارنده انجام پذیرفته، سپس نتایج مدل سازی های انجام شده در بانک اطلاعات نرم افزار Geosoft ذخیره و با فرمت یکسان به تصویر کشیده شده است. در ادامه به منظور پرهیز از طولانی شدن بحث، فقط به ارائه و مقایسه نقشه های مقاومت ویژه ظاهری مرتبط با داده های برداشت شده با سیم پیچ های هم صفحه افقی به روش های تجاری سیمون ترکیبی (با برنامه سیمون [Siemon, 2001]) و فوگرو [Garrie, 2006] اشاره شده و در پی آن برای ارزیابی و بررسی توانمندی روش جدید SUTHEM، نقشه های مقاومت ویژه تهیه شده توسط این روش ارائه و با نقشه های تهیه شده به وسیله روش های فوق الذکر و دیگر روش ها نظیر دامنه، اپسیلون و نیبلت-بوستیک که الگوریتم و کدهای مربوط به آنها نیز توسط نگارنده نوشته شده و نقشه های آنها در پیوست الف آمده، مقایسه می شوند. لازم به یادآوری است که در تمامی اشکال و نقشه های ارائه شده در این بخش از یک ستون رنگ یکسان استفاده شده تا امکان مقایسه و نتیجه گیری با سهولت و سرعت بیشتری فراهم گردد.

۵-۹-۱- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش سیمون ترکیبی در منطقه باریکا

در این قسمت نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های الکترومغناطیس در منطقه باریکا با استفاده از نرم‌افزار شخصی سیمون (تجاری BGR) که بر اساس روش سیمون ترکیبی [Siemon, 2001] نگاشته شده؛ ارائه می‌شوند. شکل (۵-۱۴) نشان دهنده نقشه‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش فوق‌الذکر است، که با استفاده از داده‌های سه سیم‌پیچ هم‌صفحه افقی با فرکانس‌های ۸۷۷، ۷۲۱۰ و ۵۵۹۴۰ هرتز برداشت شده‌اند. به منظور درک آسان‌تر موضوع، پلان‌های مربوط به فرکانس‌های بالاتر (عمق نفوذ کمتر) در قسمت بالای شکل و پلان‌های مربوط به فرکانس‌های کمتر (عمق نفوذ بیشتر) در قسمت‌های پایین شکل جای گرفته‌اند. همان‌گونه که مشاهده می‌شود برخی از توده‌های زیرسطحی، عمیق و ریشه‌دار و عده‌ای سطحی و بدون ریشه‌اند. به عنوان مثال در قسمت جنوب‌غرب منطقه که با رنگ قرمز مشخص شده است، یک توده وسیع دارای مقاومت‌ویژه پایین دیده می‌شود که اثر این توده در هر سه شکل (قسمت‌های سطحی و عمیق) قابل مشاهده است. در صورتی که در قسمت شمال‌شرق (گوشه سمت راست شکل) وجود یک توده قرمز رنگ در اشکال ب و ج قابل مشاهده است، حال آن که در بخش الف اثری از آن نیست و این موضوع نشانگر مدفون بودن این توده هادی است که به وسیله روباره مقاوم‌تر پوشیده شده است. با مراجعه به نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه برداشت (شکل‌های ۵-۲ و ۵-۱۲)، مشاهده می‌شود که روند کلی حاکم بر ساختارهای زمین‌شناسی منطقه شمال‌غربی - جنوب‌شرقی است، که این موضوع به وضوح در شکل (۵-۱۴) نیز دیده می‌شود. اما زون کانی‌سازی باریکا نیز در یک محدوده نسبتاً هادی قرار دارد؛ که این موضوع نیز با توجه به اطلاعات زمین‌شناسی منطقه که در بخش‌های قبلی درباره آن بحث شد و وجود کانی‌هایی نظیر پیریت و زون به شدت خرد شده در این منطقه؛ قابل توجیه است. در نهایت این که به نظر می‌رسد زون باریکا عمقی و ریشه‌ای باشد؛ چرا که تغییرات مقاومت‌ویژه مربوط به آن در نقشه‌های الف و ب خوب

نمایان است و به طرف پایین اثر آن محو می شود. بنابراین می توان گفت که از سطح تا عمق نسبتاً متوسط قرار می گیرد.



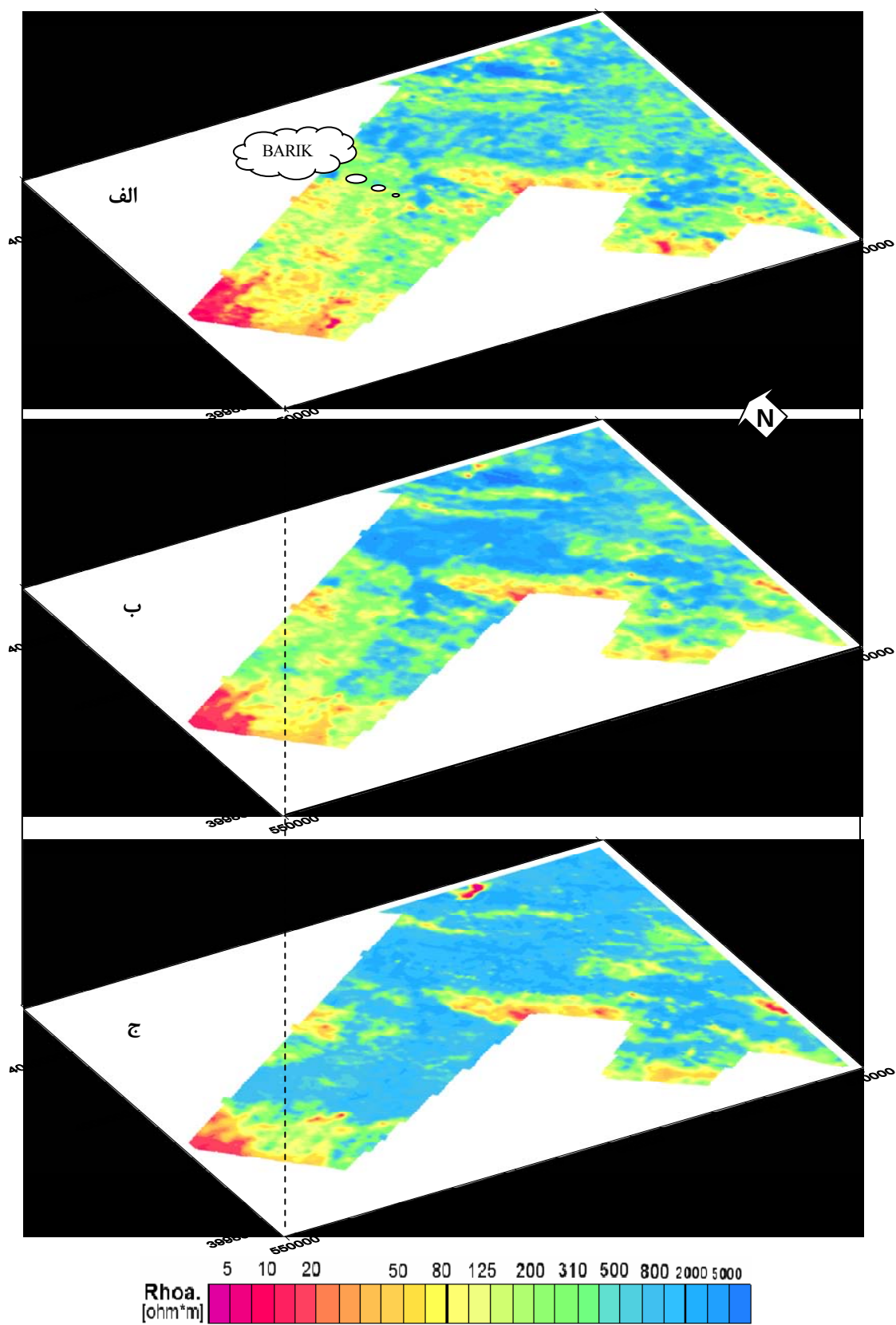
شکل ۵-۱۴: نقشه مقاومت ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های ۵۵۹۴۰ هرتز (الف)، ۷۲۱۰ هرتز (ب) و ۸۷۷ هرتز (ج)، منطقه باریکا با استفاده از روش سیمون ترکیبی

۵-۹-۲- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش فوگرو در منطقه باریکا

در این قسمت نیز نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های الکترومغناطیس منطقه باریکا که با استفاده از نرم‌افزار فوگرو تهیه شده و اطلاعاتی پیرامون نحوه عملکرد و تئوری آن در دست نیست؛ آمده است. تنها نکته‌ای که کارشناسان شرکت مزبور درباره این کد بیان می‌نمایند این است که کد مربوطه بر اساس الگوریتم نیم‌فضای لایه کاذب و با روش عمق مرکزی سینگیل نگاشته شده است [Garrie, 2006].

شکل (۵-۱۵) نشان دهنده نقشه‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش فوق‌الذکر است، که با استفاده از داده‌های سه سیم‌پیچ هم‌صفحه افقی با فرکانس‌های ۸۷۷، ۷۲۱۰ و ۵۵۹۴۰ هرتز برداشت شده‌اند.

در این شکل نیز همانند شکل قبل پلان‌های مربوط به فرکانس‌های بالاتر (عمق نفوذ کمتر) در قسمت بالای شکل و پلان‌های مربوط به فرکانس‌های کمتر (عمق نفوذ بیشتر)، در قسمت‌های پایین شکل قرار گرفته‌اند. با نگاهی به این تصاویر، مشاهده می‌شود که هم‌خوانی بالایی در نتایج مربوط به روش سیمون ترکیبی و روش فوگرو وجود دارد. تقریباً تمامی ساختارهای شناسایی شده در روش سیمون ترکیبی، در این روش نیز قابل مشاهده است. در این شکل روند کلی حاکم بر ساختارهای زمین‌شناسی منطقه نیز شمال غربی- جنوب شرقی است؛ که با اطلاعات زمین‌شناسی در تطابق خوبی است. ضمن آن که در این روش نیز منطقه باریکا که حاوی کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت و کالکوپیریت و در زونی به شدت خرد شده می‌باشد، به صورت یک محدوده نسبتاً هادی تا عمق نسبتاً زیاد (نقشه‌های الف و ب) قابل تفکیک است.



شکل ۵-۱۵: نقشه مقاومت ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های ۵۵۹۴۰ هرتز (الف)، ۷۲۱۰ هرتز (ب) و ۸۷۷ هرتز (ج)، منطقه باریکا با استفاده از روش فوگرو

۵-۹-۳- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش SUTHEM در منطقه باریکا

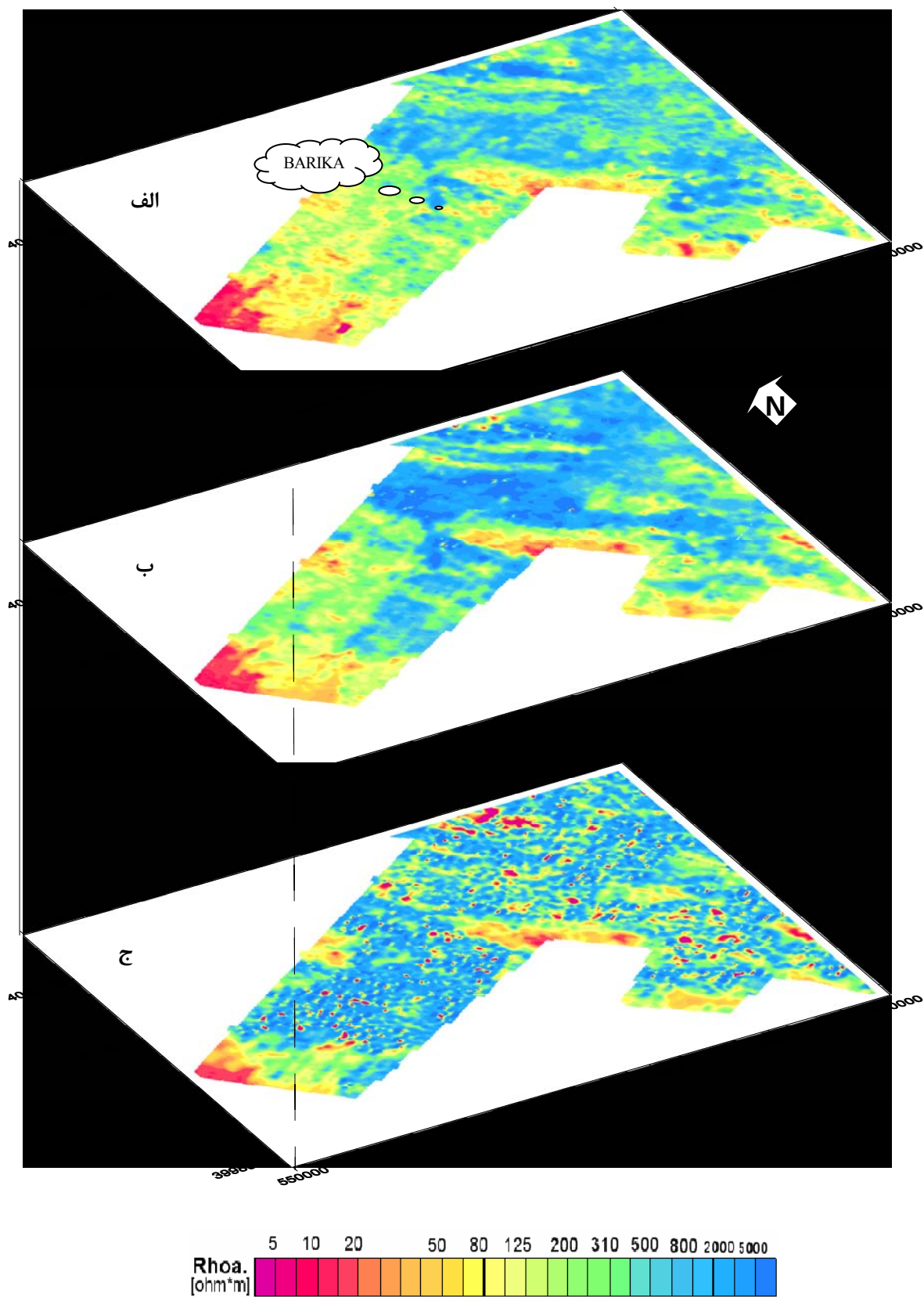
در این قسمت نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی در منطقه باریکا که با فرکانس‌های ۸۷۷، ۷۲۱۰ و ۵۵۹۴۰ هرتز برداشت شده‌اند، به وسیله روش توسعه داده شده SUTHEM که الگوریتم و کد آن توسط نگارنده نوشته شده و در بخش (۳-۴) پیرامون تئوری آن بحث شد، ارائه می‌شود.

در شکل (۵-۱۶) نتایج مربوط به این روش در قالب نقشه‌های مقاومت‌ویژه ظاهری ارائه شده است. نگاه اجمالی به این نقشه‌ها حاکی از هم‌خوانی بالای این اشکال با اشکال مربوط به روش سیمون ترکیبی و روش فوگرو - به عنوان دو روش تجاری و مورد قبول متخصصین این حوزه - است؛ که این موضوع صحت محاسبات مربوط به این روش را تایید می‌نماید. تقریباً تمامی ساختارهای شناسایی شده در روش‌های پیشین در این روش نیز قابل شناسایی هستند. روند حاکم بر ساختارهای زمین‌شناسی منطقه نیز با این روش همان روند شمال غربی - جنوب شرقی شناسایی شده است. ضمن آن که در این روش نیز منطقه باریکا که حاوی کانی‌های سولفیدی نظیر پیریت و کالکوپیریت است و زونی به شدت خرد شده می‌باشد، به صورت یک محدوده نسبتاً هادی قابل شناسایی است. در نهایت این که به نظر می‌رسد این روش از قابلیت‌های لازم برای تعبیر و تفسیر برخوردار است. با نگاه به نقشه (ج) و مقایسه آن با دیگر نقشه‌های مشابه در دو روش تجاری اشاره شده، به نظر می‌رسد که در عمق بیشتر، قدرت تفکیک این روش در شناسایی توده‌های آنومالی کوچک مجاور هم بهتر باشد.

پس از آن که در این بخش نقشه‌های پلان مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های برداشت ترسیم و تفسیر شد؛ در ادامه به بررسی چند خط پرواز که دارای ویژگی خاصی هستند، پرداخته و تغییرات عمقی مقاومت‌ویژه در این خطوط به شکل مقاطع عمقی مقاومت‌ویژه بررسی خواهند

شد، تا بیش از پیش قابلیت‌های روش SUTHEM در مقایسه با روش‌های دیگر مدل‌سازی

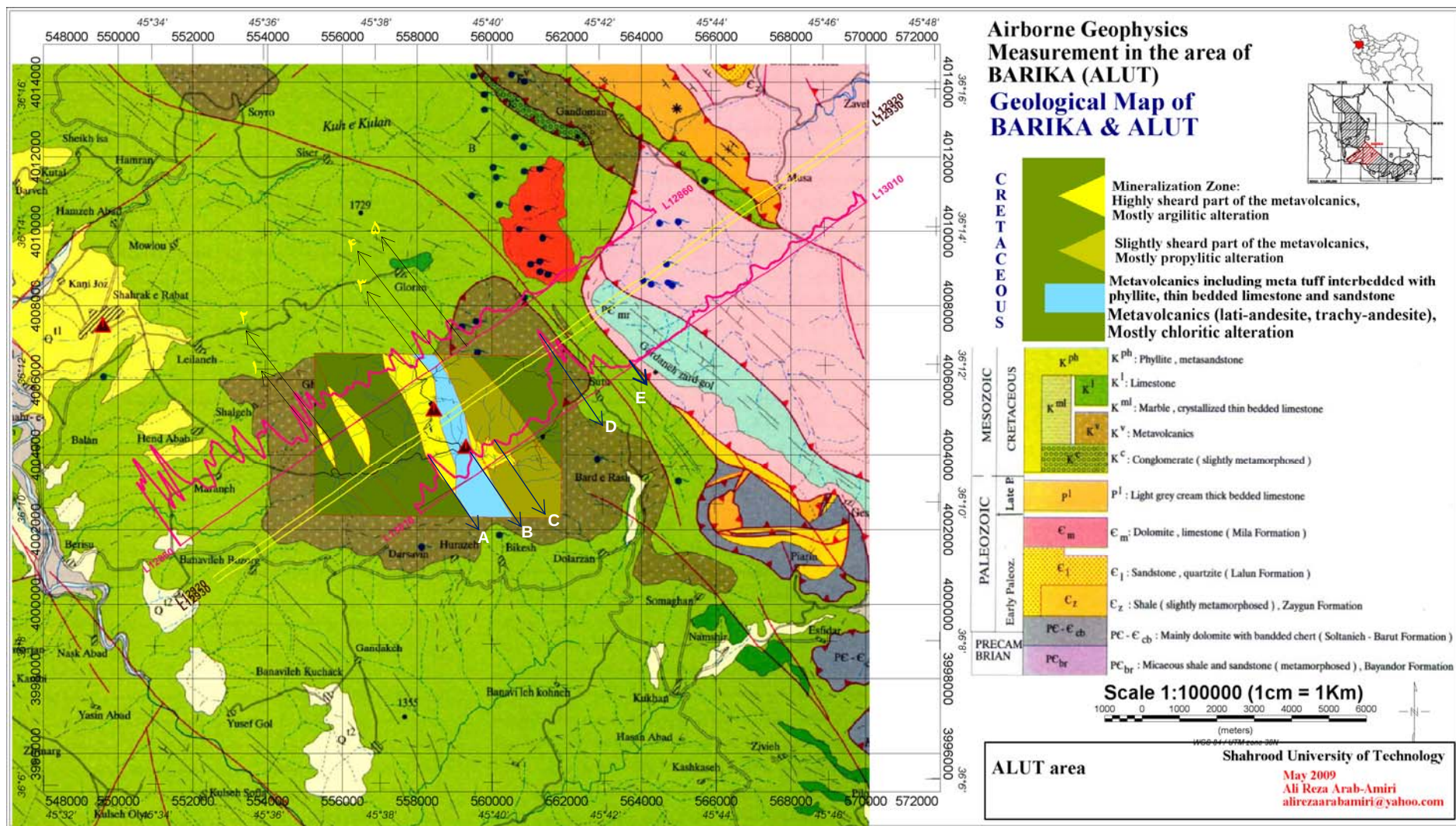
معکوس، مورد ارزیابی قرار گیرد.



شکل ۵-۱۶: نقشه مقاومت ویژه ظاهری مربوط به فرکانس‌های ۵۵۹۴۰ هرتز (الف)، ۷۲۱۰ هرتز (ب) و ۸۷۷ هرتز (ج)، منطقه باریکا با استفاده از روش SUTHEM

۵-۱۰- مقاطع مقاومت ویژه محدوده باریکا

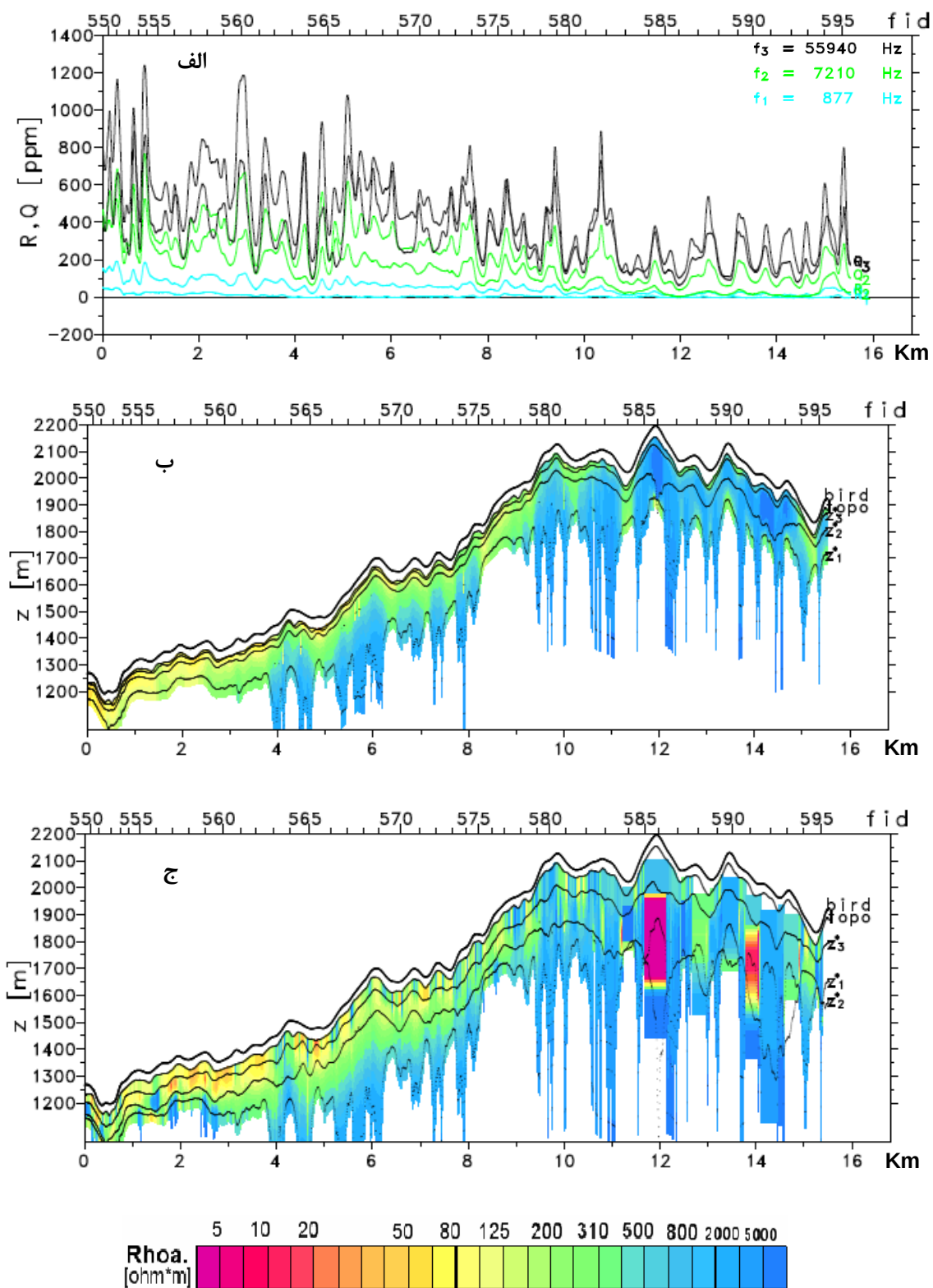
مقاطع مقاومت ویژه نمایشگر تخمین همواری از توزیع مقاومت ویژه واقعی زیر سطحی در امتداد پروفیل مورد نظر می باشند. به طور کلی امکان ارائه مقاطع مقاومت ویژه مربوط به تمام فرکانس های برداشت وجود دارد؛ اما بطور معمول تنها مقاطع مربوط به سیم پیچ های هم صفحه افقی نمایش داده می شوند؛ چرا که نتایج اطلاعات مربوط به سیم پیچ های هم محور قائم تنها در شناسایی و نمایش ساختارهای شیب دار قابل استفاده اند. در این بخش سعی بر آن است تا از میان مقاطع مقاومت ویژه مربوط به روش های مختلف مدل سازی که در این رساله مورد بررسی قرار گرفته و تعداد آنها در هر روش ۹۴ مقطع (به تعداد خطوط پرواز) است؛ تنها به ارائه چند مورد اکتفا شود؛ چرا که ارائه تمامی مقاطع از حوصله این بحث خارج است. لذا در ادامه این بخش به ارائه چهار مقطع که امکان مقایسه نتایج آنها با اطلاعات زمین شناسی و معدنی منطقه وجود دارد، بسنده می شود. از این چهار مقطع، مقاطع L12860 و L13010 به ترتیب تقریباً منطبق بر مقاطع عرضی AB و CD نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ باریکا هستند. از طرفی مقاطع L12920 و L12930 نیز از مرزهای بالایی و پایینی معدن باریت باریکا می گذرند. لازم به ذکر این که در تمامی مقاطع ارائه شده در این بخش نیز به منظور سهولت تجزیه و تحلیل و مقایسه نتایج مربوط به روش های مختلف، ستون رنگی انتخاب شده یکسان و همانند ستون رنگی انتخابی برای نقشه های مقاومت ویژه ارائه شده در بخش پیشین است. از طرفی به منظور پرهیز از طولانی شدن بحث در این قسمت نیز تنها نتایج مربوط به روش های سیمون ترکیبی، نیبلت- بوستیک و SUTHEM ارائه می شوند. هر چند نتایج مربوط به سایر روش های دامنه و اپسیلون در پیوست ب نشان داده شده است. در شکل (۵-۱۷) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ آلوت به همراه نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ باریکا و نیز خطوط پروازی که در ادامه مقاطع مقاومت ویژه آنها ارائه خواهد شد؛ نمایش داده شده است.



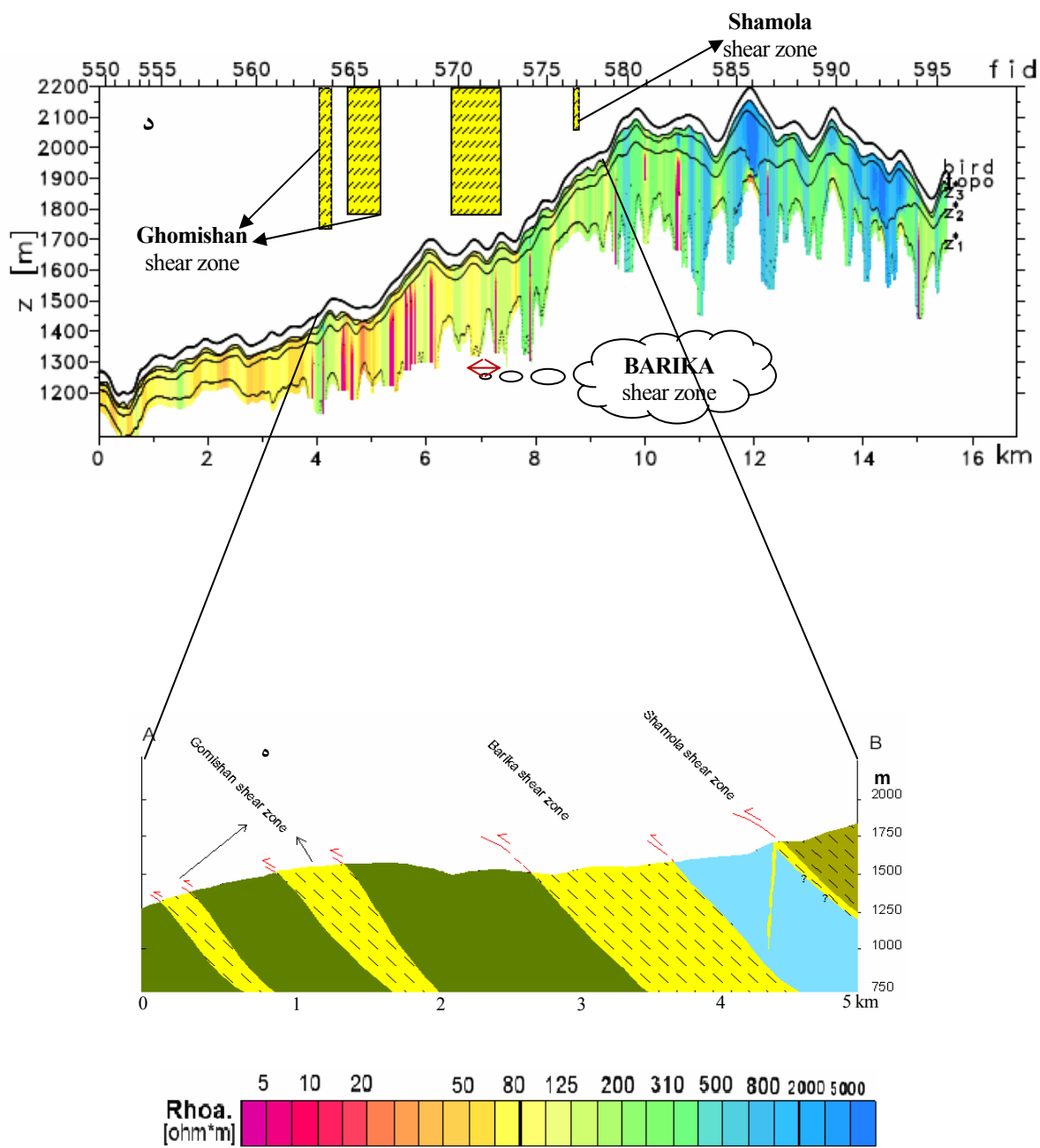
شکل ۵-۱۷: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آلوت، باریکا و خطوط پرواز انتخابی برای ترسیم مقاطع مقاومت‌ویژه، دو خط پرواز زرد رنگ از بالا و پایین معدن باریکا عبور می‌کنند. در صورتی که دو خط بنفش رنگ تقریباً منطبق بر مقاطع عرضی زمین‌شناسی نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ هستند. منحنی‌های بالای این دو خط نیز مقادیر حقیقی میدان ثانویه الکترومغناطیس فرکانس ۷۲۱۰ هرتز را نشان می‌دهند

این خط پرواز تقریباً منطبق بر مقطع عرضی AB زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ باریکاست. البته توجه داریم که طول خط پرواز خیلی بیشتر از طول مقطع زمین شناسی است. هدف از ارائه نتایج مربوط به مدل سازی این پروفیل، بیان انطباق بالای رخدادهای زمین شناسی این بخش با نتایج برداشت های الکترومغناطیس هلیکوپتری می باشد. از سوی دیگر دلیل انتخاب مقاطع مدل سازی معکوس با روش سیمون ترکیبی در کنار دو روش نیبلت- بوستیک و SUTHEM آن است که برای ارزیابی روش جدید توسعه یافته، به روش سیمون که به عنوان یک روش رایج و تجاری در پروژه های اجرایی سرتاسر دنیا مورد استفاده قرار می گیرد و نتایج حاصل از بکارگیری این روش مورد قبول متخصصین این حوزه است، نیاز است. در شکل (۵-۱۸-الف) نمودار تغییرات مولفه های حقیقی و موهومی میدان ثانویه نرمالیزه شده در فرکانس های برداشت، در شکل (۵-۱۸-ب) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه با روش سیمون ترکیبی، در شکل (۵-۱۸-ج) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه حاصل از روش نیبلت- بوستیک، در شکل (۵-۱۸-د) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه حاصل از روش SUTHEM و در شکل (۵-۱۸-ه) مقطع عرضی زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ که تقریباً منطبق بر این خط پرواز است، نمایش داده شده است. از طرفی همان گونه که در شکل (۵-۱۷) قابل مشاهده است، مقادیر حقیقی میدان ثانویه الکترومغناطیس مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز نیز ترسیم شده است. با توجه به منحنی مربوط به این مقادیر، تشخیص لایه های مختلف زمین شناسی و نیز تغییرات ساختمانی نظیر لایه بندی و گسل خوردگی به سهولت و با دقت بالایی امکان پذیر است؛ به طوری که حتی امکان تعیین مرز لایه ها در بخش هایی که خارج از محدوده نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰ واقع شده و در نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نیز ثبت نشده است؛ با دقت بسیار بالایی قابل انجام است. برای بررسی موضوع می توان به نقاط ۱، ۲، ۳، ۴ و ۵ نشان گذاری شده در شکل (۵-۵)

۱۷) اشاره نمود. ضمن آن که هم‌خوانی بسیار بالای مقطع زمین‌شناسی با مقاطع مدل‌سازی الکترومغناطیس نیز به خوبی نشان داده شده است. به عنوان مثال چنانچه در شکل (۵-۱۸-ه) دیده می‌شود، محل گسل‌های موجود در منطقه به خوبی و بسیار دقیق شناسایی شده، نکته دیگر آن که در مقطع مقاومت‌ویژه مربوط به مدل‌سازی معکوس روش SUTHEM (شکل ۵-۱۸-د)، کاهش مقاومت‌ویژه در محل زون‌های خرد شده‌ای مانند زون باریکا، شمو لا و قمیشان به سهولت قابل درک است. که این موضوع در تطابق خوبی با اطلاعات زمین‌شناسی که پیشتر به آن اشاره شد و به وجود زون‌های آرژیلی و لیمونیتی در این منطقه اشاره داشت، نیز می‌باشد. لذا در این مثال نتایج روش مدل‌سازی SUTHEM توانسته است نسبت به دو روش دیگر محل زون‌های برشی و خرد شده را بهتر مدل نماید. هر چند این مساله در مقاطع مدل‌سازی سیمون ترکیبی و تا حدی نیبلت-بوستیک نیز دیده می‌شود. البته ذکر این نکته نیز ضروری است که مقطع نیبلت-بوستیک در مقابل نوفه بسیار آسیب‌پذیر ظاهر شده، به طوری که در چندین مورد مقادیر بسیار بالاتر یا کمتر از مقادیر مناطق اطراف را به عنوان مقاومت‌ویژه ارائه نموده و این مقادیر به شکل مستطیل‌هایی در مقطع مربوط به این مدل قابل رویت است. در نهایت آن که، عمق نفوذ مقطع SUTHEM در عمده موارد بالاتر از مقطع سیمون بوده است.



شکل ۵-۱۸: الف) نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیسی نرمالیزه در فرکانس‌های برداشت پروفیل L12860، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، ج) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل‌سازی نیپلت-بوستیک

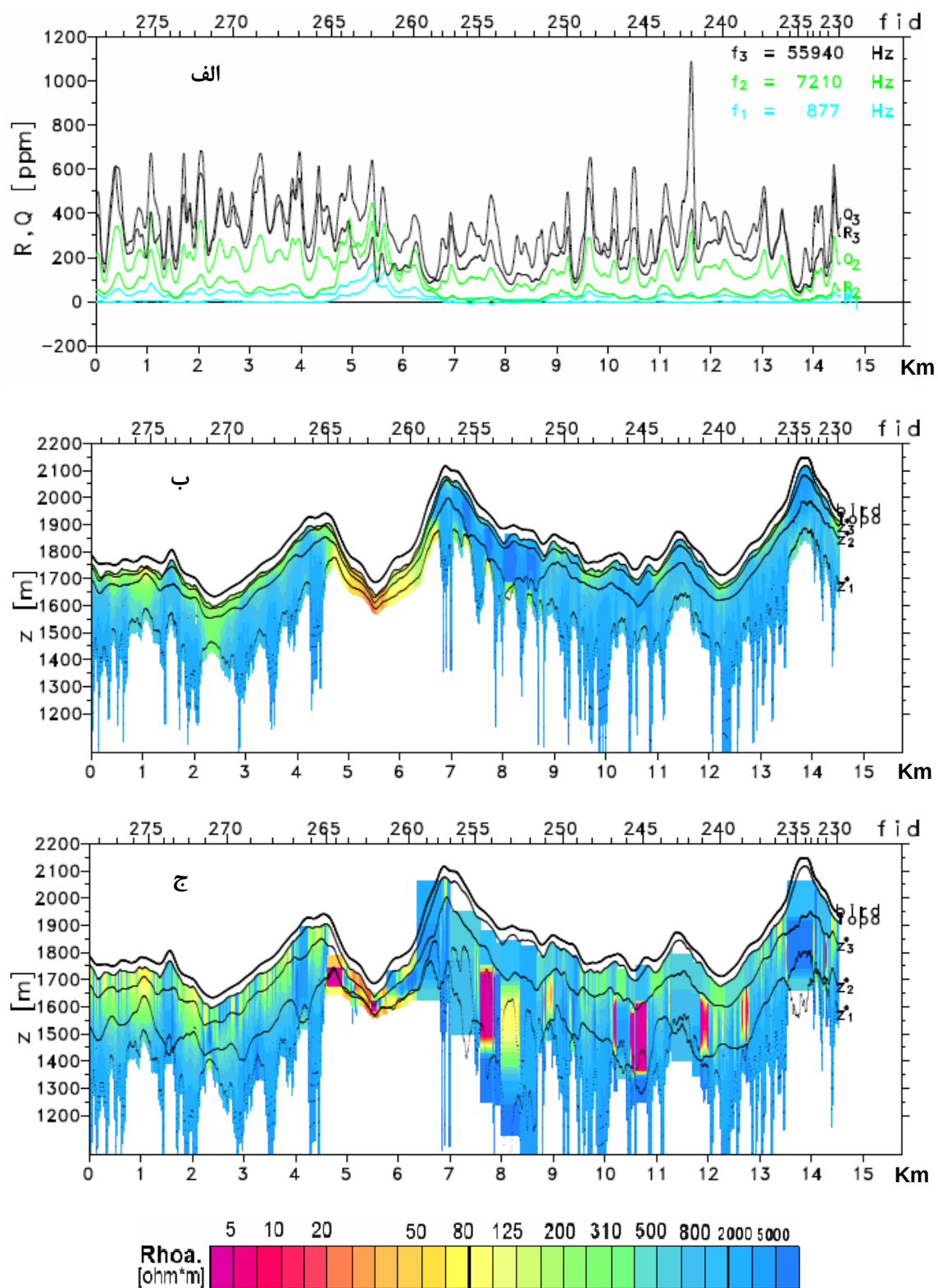


ادامه شکل ۵-۱۸: د) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی با روش SUTHEM و ه) مقطع عرضی زمین شناسی AB

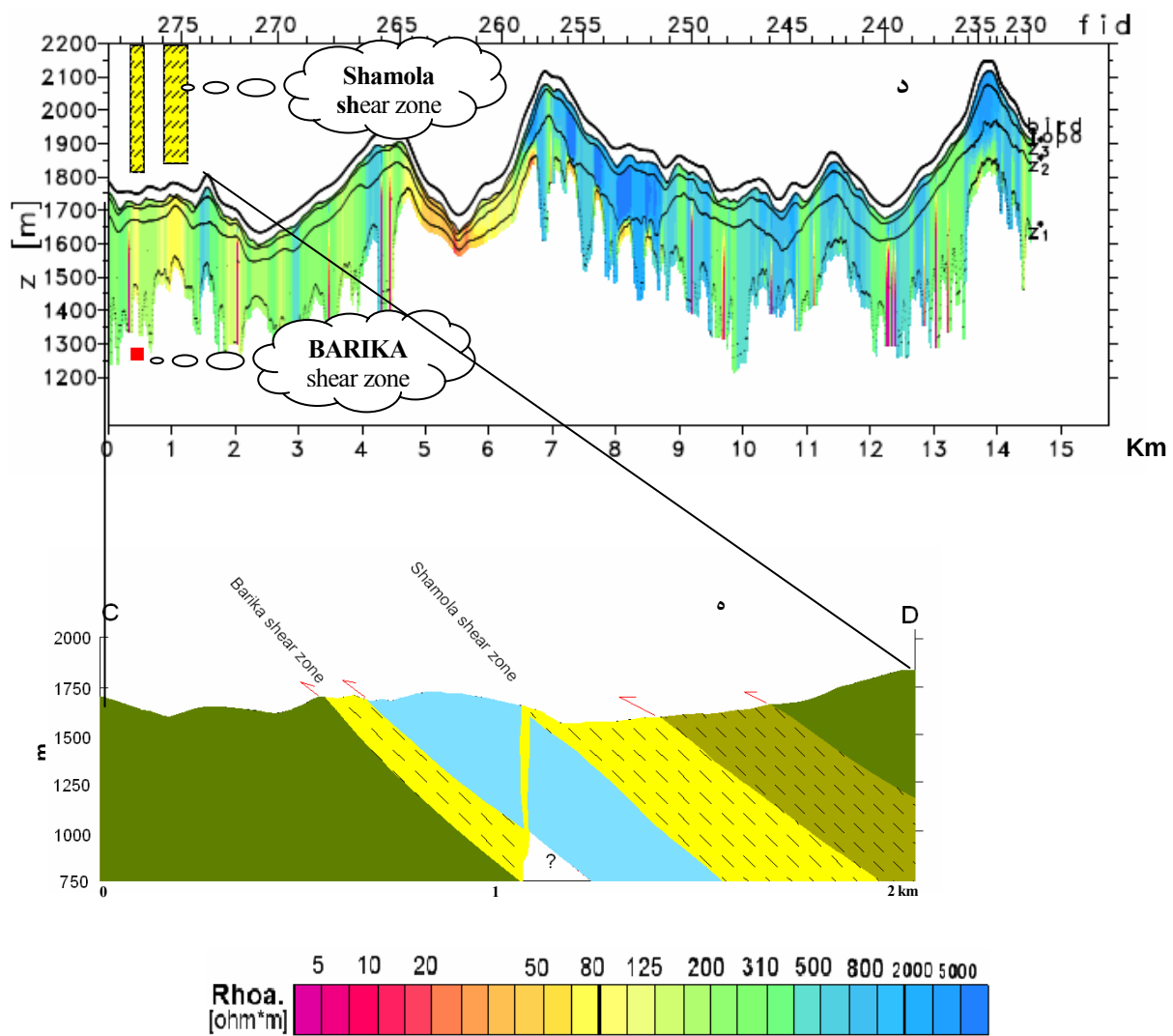
این خط پرواز تقریباً منطبق بر مقطع عرضی CD زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ باریکاست. هدف از ارائه نتایج مربوط به مدل‌سازی این پروفیل نیز بررسی میزان انطباق رخدادهای زمین‌شناسی با نتایج مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری است. در شکل (۵-۱۹-الف) نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان الکترومغناطیس ثانویه نرمالایز شده در فرکانس‌های برداشت، در شکل (۵-۱۹-ب) مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی با روش سیمون ترکیبی، در شکل (۵-۱۹-ج) مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی با روش نیبلت-بوستیک، در شکل (۵-۱۹-د) مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از مدل‌سازی با روش SUTHEM و در شکل (۵-۱۹-ه) مقطع عرضی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ که تقریباً منطبق بر این خط پرواز است، نمایش داده شده است. از طرفی همان‌گونه که در شکل (۵-۱۷) قابل مشاهده است، مقادیر حقیقی میدان ثانویه الکترومغناطیس مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز این خط پرواز نیز ترسیم شده است. با توجه به منحنی مربوط به این مقادیر، به سهولت در می‌یابیم که امکان تشخیص لایه‌های مختلف زمین‌شناسی، لایه‌بندی و گسل‌خوردگی در این مقطع با دقت بالایی امکان‌پذیر است. برای بررسی بیشتر موضوع بد نیست به نقاط نشان‌گذاری شده A، B، C، D و E در شکل (۵-۱۷) اشاره شود. در تمامی این نقاط همراه با تغییر مقادیر مربوط به داده‌های الکترومغناطیس هوابرد، تغییرات ساختاری زمین‌شناسی نیز قابل مشاهده است. از مقایسه مقطع مدل‌سازی مقاومت‌ویژه با روش SUTHEM و مقطع زمین‌شناسی شکل (۵-۱۹-ه) به خوبی امکان شناسایی زون خرد شده باریکا و شمو لا به شکل محدوده‌های با مقاومت‌ویژه پایین دیده می‌شود. در همین شکل امکان تعیین محل گسل‌های موجود در منطقه نیز میسر است. مساله مهم دیگری که باید به آن توجه نمود این که: در مقاطع مدل‌سازی سیمون ترکیبی و نیبلت-بوستیک نیز محدوده‌های مشابه روش SUTHEM دیده می‌شوند؛ هر چند در چندین محل در مقطع

نیبلت- بوستیک وجود نوفه و ناپایداری بالای این روش در مواجهه با آن سبب وقوع مشکلاتی در تعیین

مقادیر دقیق مقاومت ویژه مربوطه شده است.

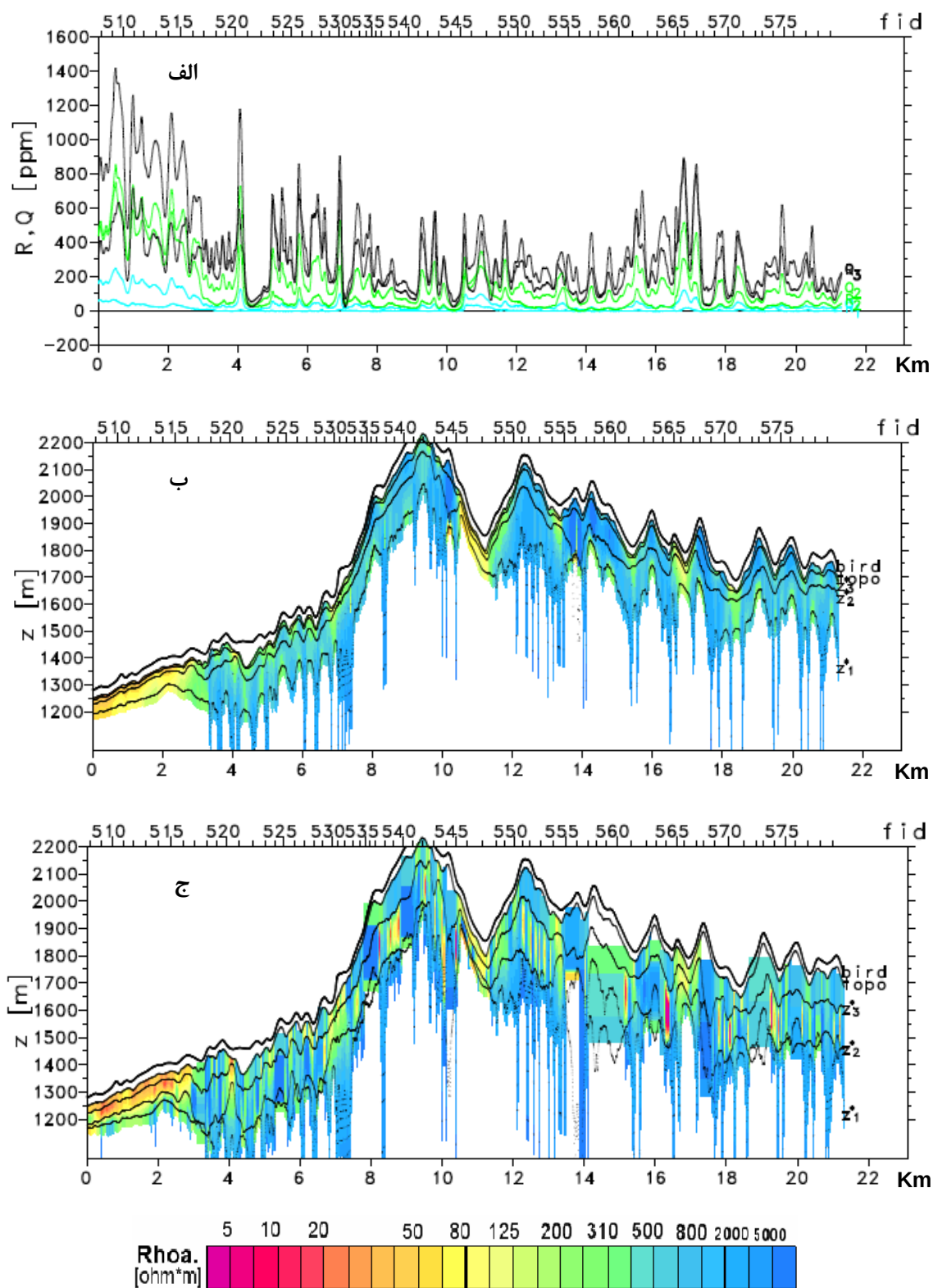


شکل ۵-۱۹: (الف) نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیسی نرمالیزه در فرکانس‌های برداشت پروفیل L13010، (ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، (ج) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل‌سازی نیپل-بوستیک

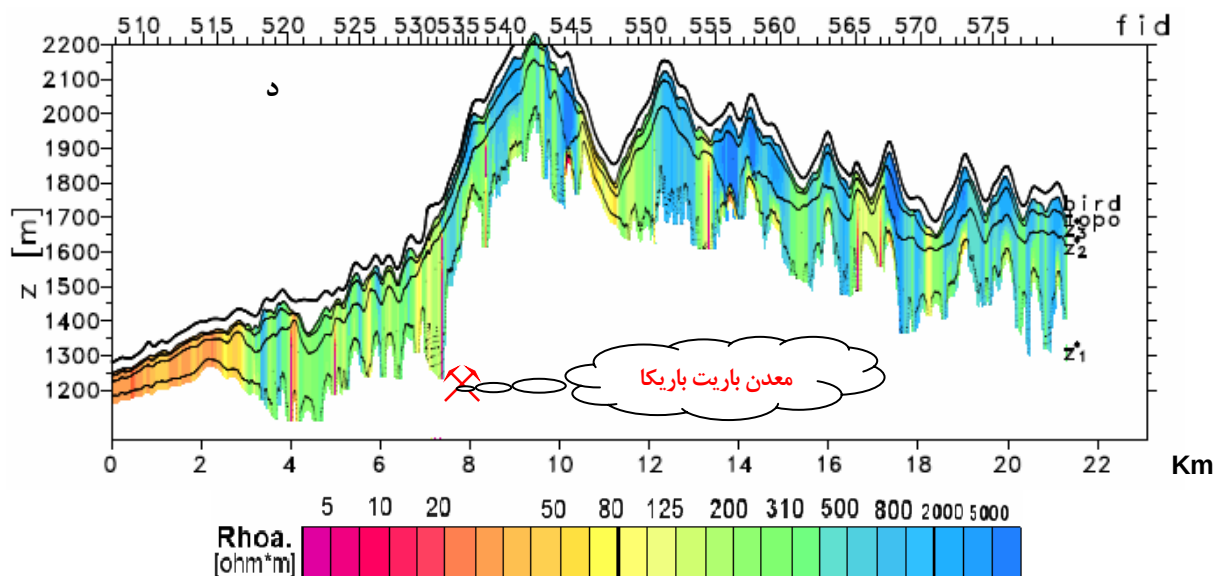


ادامه شکل ۵-۱۹: د) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی با روش SUTHEM و ، ه) مقطع عرضی زمین شناسی CD

این خط پرواز از بالای محدوده معدن باریت باریکا می‌گذرد. در شکل (۵-۲۰-الف) نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه نرمالایز شده در فرکانس‌های برداشت، در شکل (۵-۲۰-ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی با روش سیمون ترکیبی، در شکل (۵-۲۰-ج) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی با روش نیبلت-بوستیک و در شکل (۵-۲۰-د) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی با روش SUTHEM نمایش داده شده است. مقاطع هر سه روش مدل‌سازی الکترومغناطیس این خط پرواز به نتایج مشابهی رسیده‌اند. هر چند روش نیبلت-بوستیک باز هم در برابر نوفه ناپایدارتر از دو روش دیگر ظاهر شده است. محل معدن باریت باریکا که در بخش زمین‌شناسی پیرامون ویژگی‌های آن بحث شد با مقاومت ویژه کمتر به دلیل خرد شدگی زیاد و وجود کانی‌های سولفیدی فلزی نظیر پیریت و کالکوپیریت و حتی الکتروم، از مناطق اطرافش به خوبی قابل شناسایی است. مقایسه مقطع مدل‌سازی روش SUTHEM و روش سیمون ترکیبی به عنوان یک روش شناخته شده تجاری، به تشابه بالای نتایج آنها اشاره دارد.



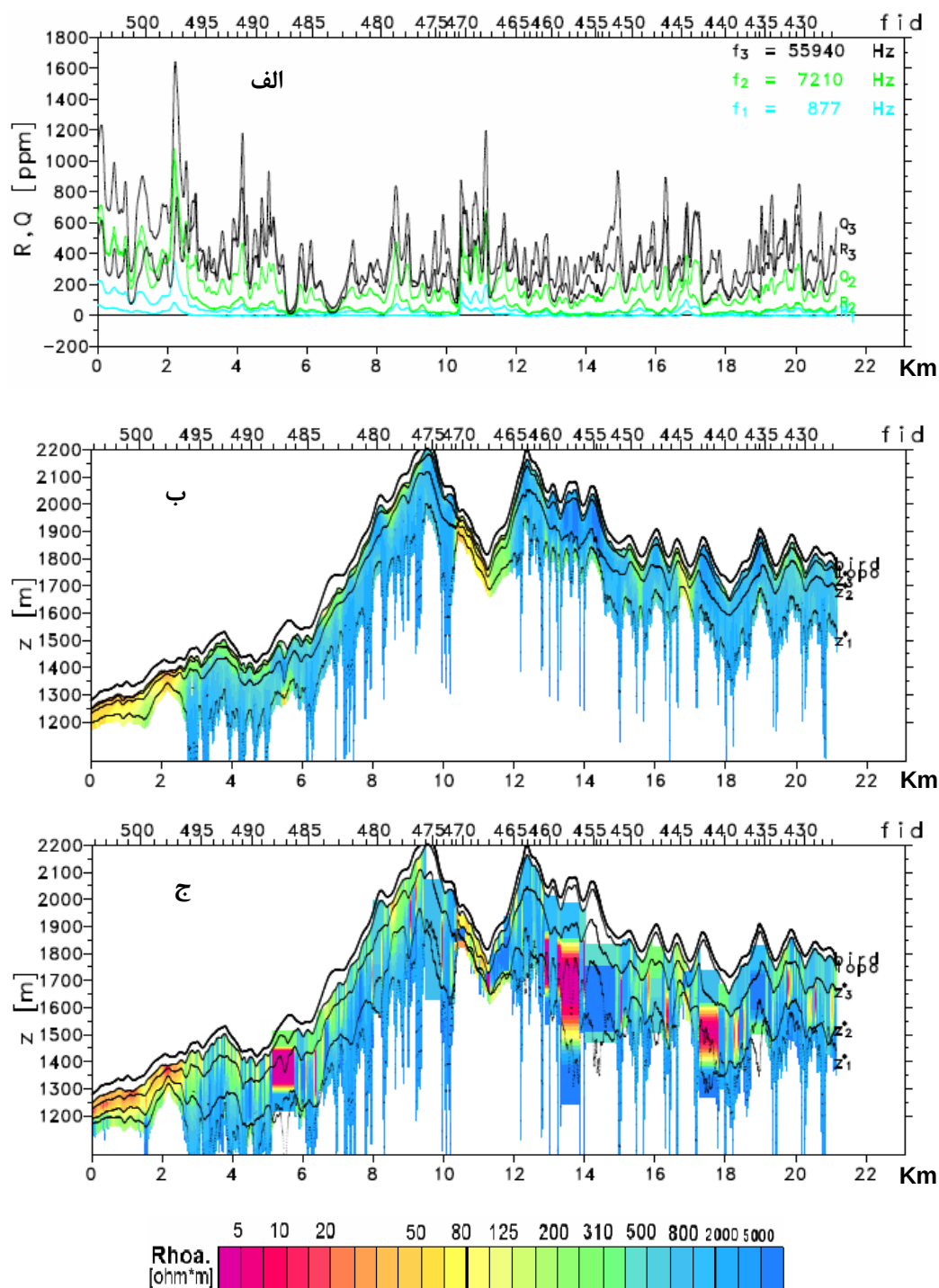
شکل ۵-۲۰: الف) نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیسی نرمالیزه در فرکانس‌های برداشت پروفیل L12920، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، ج) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل‌سازی نیپل-بوستیک



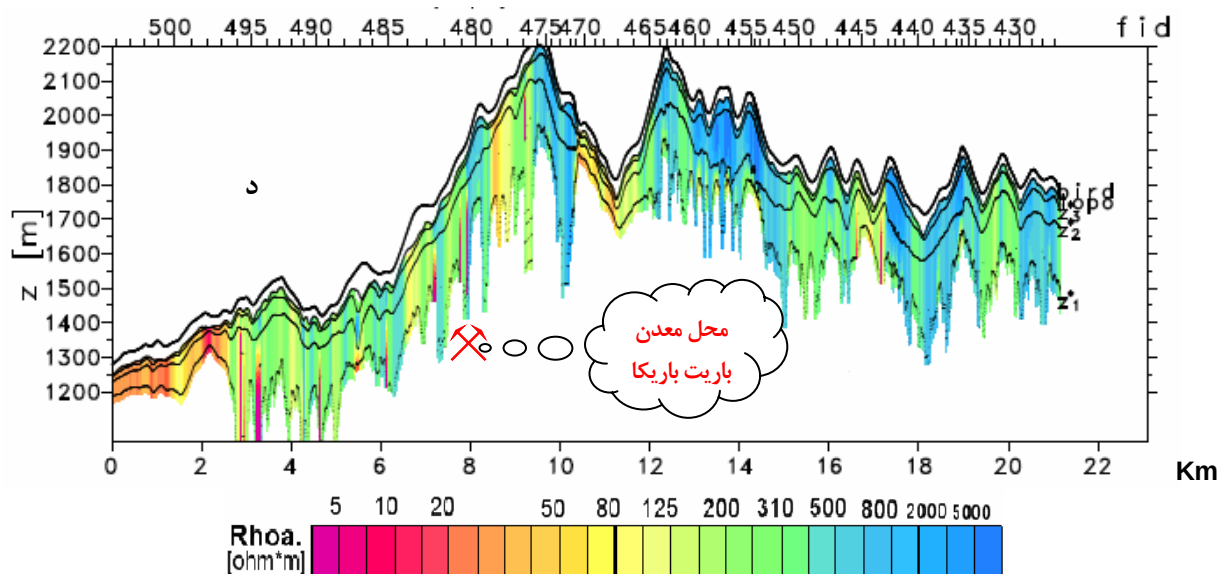
ادامه شکل ۵-۲۰: د) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی با روش SUTHEM

۵-۱۰-۴- مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12930

این خط پرواز از محدوده پایینی معدن باریت باریکا می‌گذرد. در شکل (۵-۲۱-الف) نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه نرمالایز شده در فرکانس‌های برداشت، در شکل (۵-۲۱-ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی با روش سیمون ترکیبی، در شکل (۵-۲۱-ج) مقطع مقاومت ویژه مدل سازی با روش نیبلت-بوستیک و در شکل (۵-۲۱-د) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی با روش SUTHEM نمایش داده شده است. در این اشکال نیز مقاطع هر سه روش مدل سازی الکترومغناطیس به نتایج نسبتاً مشابهی رسیده‌اند. البته مقطع روش نیبلت-بوستیک باز هم در برابر نوفه ضعیف عمل نموده است. در این مقاطع نیز محل معدن باریت باریکا با مقاومت ویژه کمتر نسبت به نواحی اطرافش قابل شناسایی است. نکته مهم دیگر آن که هم مقطع عمقی روش SUTHEM و هم مقاطع دو روش دیگر با پلان‌های مقاومت ویژه تهیه شده برای این منطقه (بخش (۵-۹-۱) تا (۵-۹-۳)) در تطابق کامل‌اند. هر چند در مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش SUTHEM، ناحیه کانی سازی شده و خرد شده باریکا بهتر از دو روش دیگر نشان داده شده است.



شکل ۵- ۲۱: نمودار تغییرات مولفه‌های حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیسی نرمالیزه در فرکانس‌های برداشت پروفیل L12930، (ب) مقطع مقاومت ویژه با مدل‌سازی روش سیمون ترکیبی، (ج) مقطع مقاومت ویژه با مدل‌سازی با روش نیلت-بوستیک



ادامه شکل ۵- ۲۱: د) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی با روش SUTHEM

آنچه به عنوان نتیجه این می توان ذکر نمود این که، روش SUTHEM یک روش سریع، نسبتاً قابل اعتماد و ساده در مدل سازی داده های واقعی است. به نحوی که این روش توانسته است در عمده موارد مطروحه در این فصل و در کنار روش های تجاری و رایج به نتایجی قابل قبول و در برخی موارد نزدیکتر به واقعیات برسد.

روش مدل سازی SUTHEM در شناسایی زون های برشی و کانی سازی آنچنان که از اطلاعات موجود زمین شناسی، ژئوشیمیایی و مغناطیس هوابرد برمی آید، تا حد زیادی درست عمل نموده است.

فصل ششم

نتیجه‌گیری و پیشنهادات

۶-۱- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در مطالعه حاضر چندین روش مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس مورد بررسی و تحلیل واقع شدند. از آنجا که حجم داده‌های برداشتی در این روش بسیار بالاست و حضور نوفه نیز در داده‌های مربوطه خیلی جدی است، لذا روش‌هایی که در اسرع وقت و با بالاترین دقت شرایط رسیدن به هدف را فراهم نمایند، مورد نظر بوده‌اند. فلذا عمده اهداف تحقیق حاضر به شرح زیر تدوین شده بودند.

۵) یکی از اهداف اصلی این تحقیق ارائه روشی بهبود یافته (بهبود در تعیین مقاومت‌ویژه و عمق قرارگیری لایه‌های زیرسطحی) برای مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس بود. اما پیش از انجام این مهم و معرفی هرگونه روش جدید مدل‌سازی، لازم بود نقاط ضعف و قوت و نحوه انجام محاسبات روش‌های رایج مدل‌سازی معکوس به طور کامل شناسایی و مشخص شوند. لذا در مرحله نخست بررسی‌های لازم روی چندین روش معتبر و رایج مدل‌سازی انجام شد و آنگاه الگوریتم این روش‌ها تهیه و کدهای رایانه‌ای مربوط به تک‌تک آنها در محیط نرم افزاری *Matlab* نگاشته شد. در این بین فرصتی هم فراهم شد تا نتایج مربوط به کدهای نوشته شده با کدهایی که توسط برخی متخصصین حرفه‌ای تهیه شده، مقایسه گردد. در کلیه موارد پس از اطمینان از صحت تمامی نتایج مرحله بعدی تحقیق شروع می‌شد.

۶) هدف دیگر مطالعه، ارائه روشی بهبودیافته در مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس بود. چرا که بهبود نتایج در این بخش، به بهبود نتایج مدل‌سازی معکوس خواهد انجامید. البته لازم به ذکر است که این موضوع در بدو امر از اهداف اصلی تحقیق نبود؛ اما در مسیر مدل‌سازی معکوس ناگزیر به انجام مدل‌سازی پیشرو شدیم.

برای رسیدن به این هدف، عمده روش‌های حل انتگرال ماندری به عنوان گام نخست انجام

مدل‌سازی پیشرو مورد ارزیابی قرار گرفتند. الگوریتم گوپتاسارما-سینگ به عنوان یکی از این روش‌ها بررسی شد و در ادامه با تهیه الگوریتم محاسباتی آن کدهای رایانه‌ای مربوطه نیز نوشته شد. نتایج مدل‌سازی‌های صورت گرفته با این روش و مقایسه آن با دیگر روش‌ها عدم کارایی این روش را در محاسبه پاسخ صحیح مدل‌ها نشان داد. به همین جهت علل این عدم کارایی بررسی و مشخص گشت که عدم توجه به مقاومت‌ویژه هوا در فرمولاسیون مدل‌سازی به خصوص برای فرکانس‌های بیش از 100 KHz یک اشکال اساسی است. این نقیصه با تعریف پارامتر α_0 و لحاظ آن در الگوریتم مدل‌سازی تا حد زیادی حل شده و نتایج حاصل به میزان قابل توجهی بهبود یافت. لذا این روش به نام روش گوپتاسارما-سینگ بهبود یافته معرفی شد. در ادامه بحث، الگوریتم روش‌های اندرسون و لاپلاس نیز به عنوان دو روش دیگر در حل انتگرال ماندیری تهیه و کدهای هر کدام تهیه شد. نتایج مطالعات نشان داد که سرعت محاسبات در روش اندرسون نسبت به روش گوپتاسارما-سینگ اندکی بیشتر است و این امر به دلیل استفاده از تعداد ضرایب کمتر در انجام محاسبات نسبت به روش گوپتاسارما-سینگ است. از طرفی با کاهش تعداد ضرایب از دقت محاسبات نیز کاسته می‌شود. لذا از نظر دقت می‌توان روش گوپتاسارما-سینگ را اندکی دقیق‌تر از روش اندرسون دانست. اما سرعت محاسبات در روش لاپلاس حتی بیش از روش اندرسون است. زیرا تعداد ضرایب در آن به بیش از دو سوم تعداد ضرایب گوپتاسارما-سینگ کاهش یافته و بالتبع دقت آن کمتر از روش گوپتاسارما-سینگ است. نکته مهم دیگر این که با لحاظ نمودن مقاومت‌ویژه هوا (پارامتر α_0) در حل هر دو روش اندرسون و لاپلاس نتایج حاصله به میزان قابل توجهی بهبود یافت.

(۷) از اهداف اصلی موضوع تحقیق ارائه روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس بوده است تا علاوه بر دارا بودن قابلیت‌های روش‌های رایج مدل‌سازی برخی از

نواقص مربوط را نداشته باشد و نیز عمق و مقاومت ویژه اهداف زیر سطحی را دقیق تر محاسبه نماید. برای این منظور ابتدا با مطالعه و شناسایی روش های معمول مدل سازی معکوس مثل روش عمق مرکزی سنگپیل، دامنه، اپسیلون، سیمون، نیلت-بوستیک و بررسی نقاط قوت و ضعف آنها الگوریتم محاسباتی لازم تهیه و برنامه های رایانه ای مربوط به هریک از آنها تهیه شد. سپس قابلیت برنامه های تهیه شده با طرح مدل های متعدد یک و دوبعدی مصنوعی مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. پس از آن به منظور ارزیابی دقیق تر پایداری این روش ها در مدل سازی داده های حاوی نوفه و نزدیک تر شدن به شرایط داده های واقعی، با افزودن مقادیر متنابهی نوفه به داده های مصنوعی، عملکرد این روش ها مورد شناسایی دوباره قرار گرفت. نتایج نشان می دهند که هر یک از این روش ها نقاط قوت و ضعف خاص خودشان را دارند و به طور کلی قادر به شناسایی ساختارهای زیر سطحی با دقت قابل قبولی می باشند ولی از این میان روش های سیمون و نیلت-بوستیک از دقت مناسب تری نسبت به دیگر روش ها برخوردار می باشند. علاوه بر آن مشخص گشت که پایداری روش سیمون در مقابل نوفه بالاترین و روش نیلت-بوستیک کمترین مقدار برای کسب نتایج بهتر است.

در ادامه بحث، با الهام از فیلتر زونگ که نقش حذف اثر شیفست استاتیکی داده های مگنتوتلوریک را به عهده دارد؛ روشی جدید با نام SUTHEM برای مدل سازی معکوس داده های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس با هسته مدل سازی پیشروی بهبود یافته گوپتاسارما-سینگ ابداع شد. با تهیه الگوریتم محاسباتی و نوشتن برنامه های رایانه ای در محیط نرم افزار *Matlab* امکان محاسبه مقاومت ویژه و ضخامت (عمق) لایه های زیر سطحی با دقت مناسب و عمق نفوذ بیشتر نسبت به دیگر روش های اشاره شده فراهم شد. روش SUTHEM بر اساس تعریف سیمون [Siemon, 2001]، در زمره روش های بهبود

یافته قرار گرفت. چرا که منحنی تهیه شده سونداژ مقاومت ویژه در مقابل عمق نسبت به روش‌های معمول موجود دارای حساسیت بیشتری نسبت به تغییرات عمقی و مقاومت ویژه است. این بهبود، محصول استفاده از انتگرال مقاومت ویژه نسبت به فرکانس و با استفاده از عمق ظاهری است.

برای ارزیابی دقت و قابلیت‌های روش جدید معرفی شده برای مدل‌سازی معکوس از داده‌های مصنوعی با و بدون نوفه مربوط به یک سری از مدل‌های یک و دو بعدی استفاده شد و نتایج مدل‌سازی‌ها با دیگر روش‌های مدل‌سازی که نگارنده کدهای رایانه‌ای آنها را تهیه نموده است مقایسه شد. نتایج حاصل از مدل‌سازی‌های صورت گرفته گویای برتری نسبی روش جدید SUTHEM نسبت به دیگر روش‌های مورد مقایسه بود. البته توجه به این نکته ضروری است که هر چند با افزودن نوفه تصادفی به داده‌های مصنوعی، اندکی به شرایط داده‌های واقعی نزدیک خواهیم شد، اما ماهیت داده‌های واقعی بسیار متفاوت‌تر با داده‌های مصنوعی حاوی نوفه است. لذا در ادامه تحقیق و به منظور بررسی عملکرد این روش در مواجهه با داده‌های واقعی، داده‌های اکتشافی الکترومغناطیس هوایی هلیکوپتری منطقه باریکا در غرب کشور ایران و در استان کردستان مورد آزمون قرار گرفت. نتایج مدل‌سازی الکترومغناطیس با روش SUTHEM و مقایسه آن با نتایج مدل‌سازی روش‌های تجاری فوگرو، سیمون ترکیبی و نیز داده‌های موجود زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی، مغناطیس هوابرد و اطلاعات معدنی حاکی از عملکرد مثبت این روش در کنار نتایج دیگر روش‌های مدل‌سازی مورد مقایسه بود. نتایج نشان می‌دهد که روش مدل‌سازی ارائه شده در شناسایی ساختارهای زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه نظیر مرز لایه‌ها، گسل‌ها، شکستگی‌ها و زون‌های خرد شده بسیار مطلوب عمل می‌کند و علاوه بر آن به دلیل حجم زیاد اطلاعات تولیدی نسبت به برداشت‌های مرسوم برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی، اطلاعاتی کامل‌تر برای ترسیم این نقشه‌ها نیز فراهم می‌سازد.

با توجه به موارد فوق با معرفی روش‌های بهبود یافته برای مدل‌سازی پیشرو و همچنین ارائه روش نوین SUTHEM جهت مدل‌سازی معکوس برای تعیین دقیق‌تر مقادیر مقاومت‌ویژه و عمق لایه‌ها و توده‌های زیر سطحی امکان تهیه دقیق‌تر نقشه‌ها و مقاطع عمقی مقاومت‌ویژه به کمک برداشت‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس فراهم شده است بنابراین گمان می‌رود نگارنده توانسته است تا حدود زیادی به اهداف ترسیم شده در تحقیق حاضر دست یابد. مع‌الوصف موارد زیر برای تکمیل مطالعات پیشنهاد می‌شود.

۶-۲- پیشنهادات

- اگر چه در این تحقیق با استفاده از ضرایب و هسته گویتاسارما-سینگ و لحاظ نمودن مقدار مقاومت‌ویژه هوا و استفاده از پارامتر α_0 اصلاح و بهبود قابل توجهی در محاسبه مقادیر حقیقی و موهومی میدان ثانویه الکترومغناطیس رخ داد؛ اما تعداد بیشتر ضرایب این روش نسبت به روش لاپلاس، باعث کاستن سرعت محاسبات می‌شود. لذا پیشنهاد می‌شود از روشی جدید در حل انتگرال ماندری استفاده شود؛ یا این که از شیوه‌ای استفاده شود که ضمن افزایش دقت محاسباتی این روش، سرعت بالای انجام محاسبات نیز حفظ شود.

- در این تحقیق، یکی از عمده تلاش‌های نگارنده در انجام مدل‌سازی پیشرو، پرهیز از رسیدن به نقاط تکین برای فرکانس‌های بسیار بالای برداشت بود. هر چند این نوع فرکانس‌ها در مطالعات اکتشاف مواد معدنی کاربرد چندانی ندارند، اما در برخی موارد ممکن است در شناسایی لایه‌های نزدیک به سطح زمین نظیر مطالعات اکتشافی آب‌های زیرزمینی، بررسی‌های زیست‌محیطی، مطالعات مهندسی و ... از آنها

استفاده شود. لذا پیشنهاد می‌شود در ادامه این تحقیق از روش‌های دقیق‌تری در حل انتگرال ماندیری

استفاده شود، تا از رسیدن به نقاط تکین در فرکانس‌های بسیار زیاد جلوگیری شود.

- با وجود ارائه روشی جدید برای مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس هلیکوپتری حوزه فرکانس در این تحقیق و نیز مزایای موجود در آن، هنوز نقایصی نیز باقی مانده که نیاز به اصلاح دارند. از جمله این نقایص می‌توان به عدم تعیین مقادیر واقعی مقاومت‌ویژه، خصوصاً برای مدل‌های زمین لایه‌ای را ذکر نمود. از این نظر این مساله نیاز به بررسی بیشتری دارد؛ که رفع آن برای مطالعات آتی پیشنهاد می‌شود.

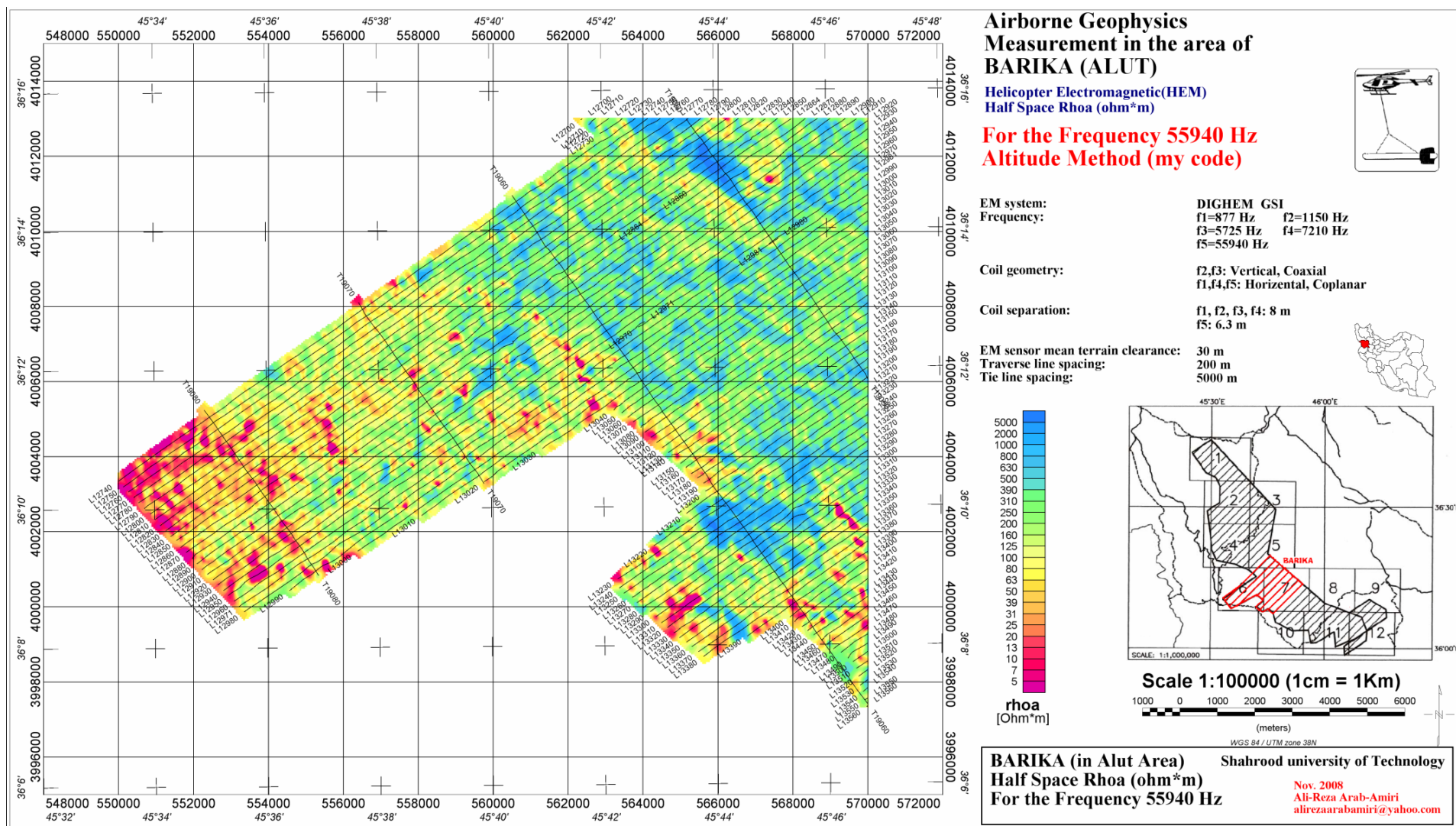
- هر چند در این تحقیق تلاش شد تا با استفاده از مثال‌ها و مدل‌های متعدد یک و دوبعدی مصنوعی، افزودن نوفه به داده‌های مصنوعی و در نهایت بهره‌مندی از داده‌های واقعی اکتشافی، عملکرد روش SUTHEM و پایداری آن در شرایط مختلف بررسی شود؛ اما متأسفانه امکان کنترل دقیق‌تر این موضوع با استفاده از نتایج حفاری، به دلیل عدم دسترسی به این داده‌ها فراهم نشد. لذا پیشنهاد می‌شود در تحقیقات آینده از این روش برای مدل‌سازی داده‌های ناحیه‌ای که دارای اطلاعات حفاری نیز باشد، استفاده شود؛ تا نقاط ضعف و قوت این روش بهتر نمایان گردد.

پیوست الف

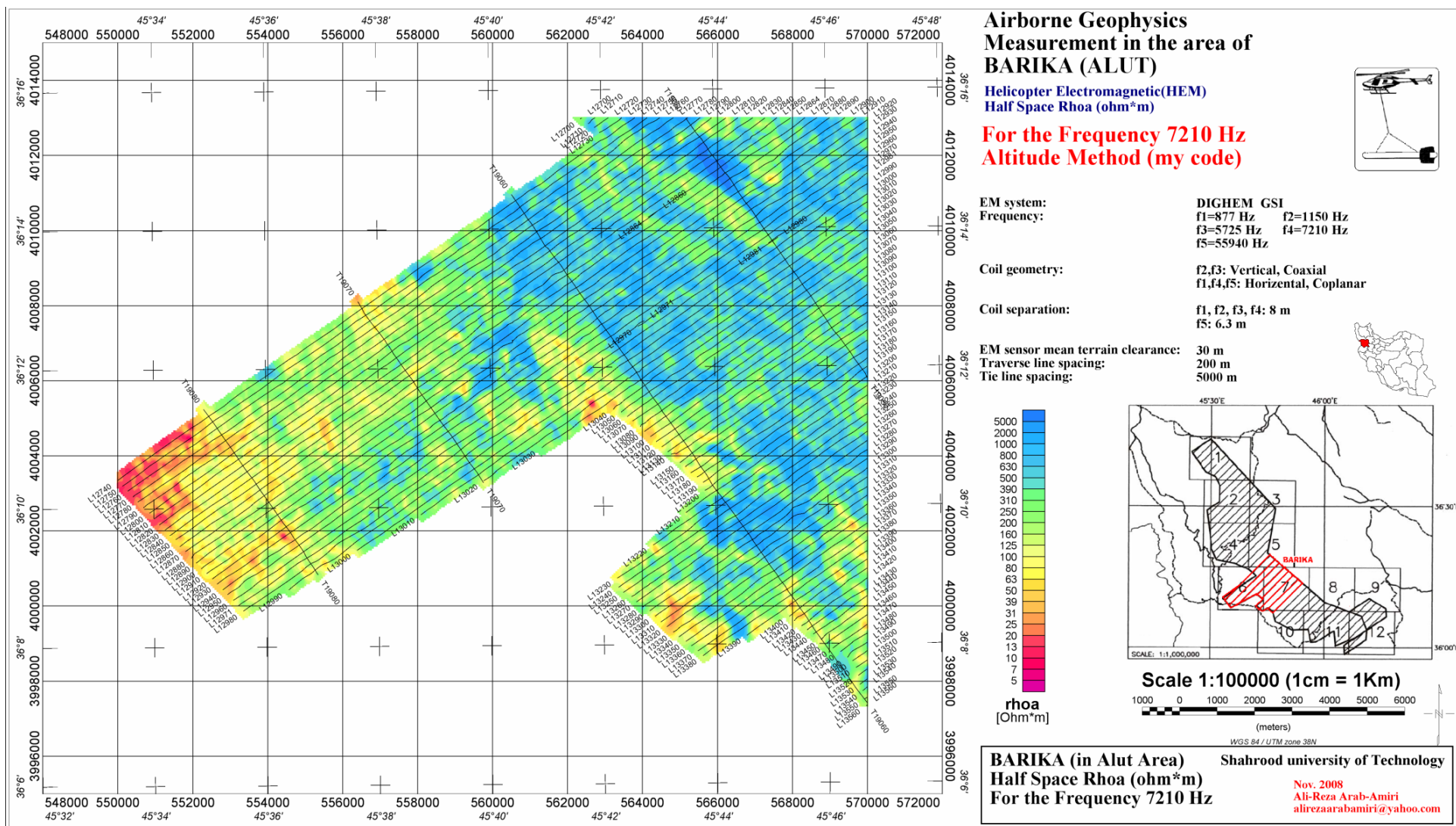
**پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش‌های دامنه، اپسیلون، سیمون
ترکیبی (کد نگارنده) و نیلت – بوستیک در منطقه باریکا**

پ-۱- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش دامنه در منطقه باریکا

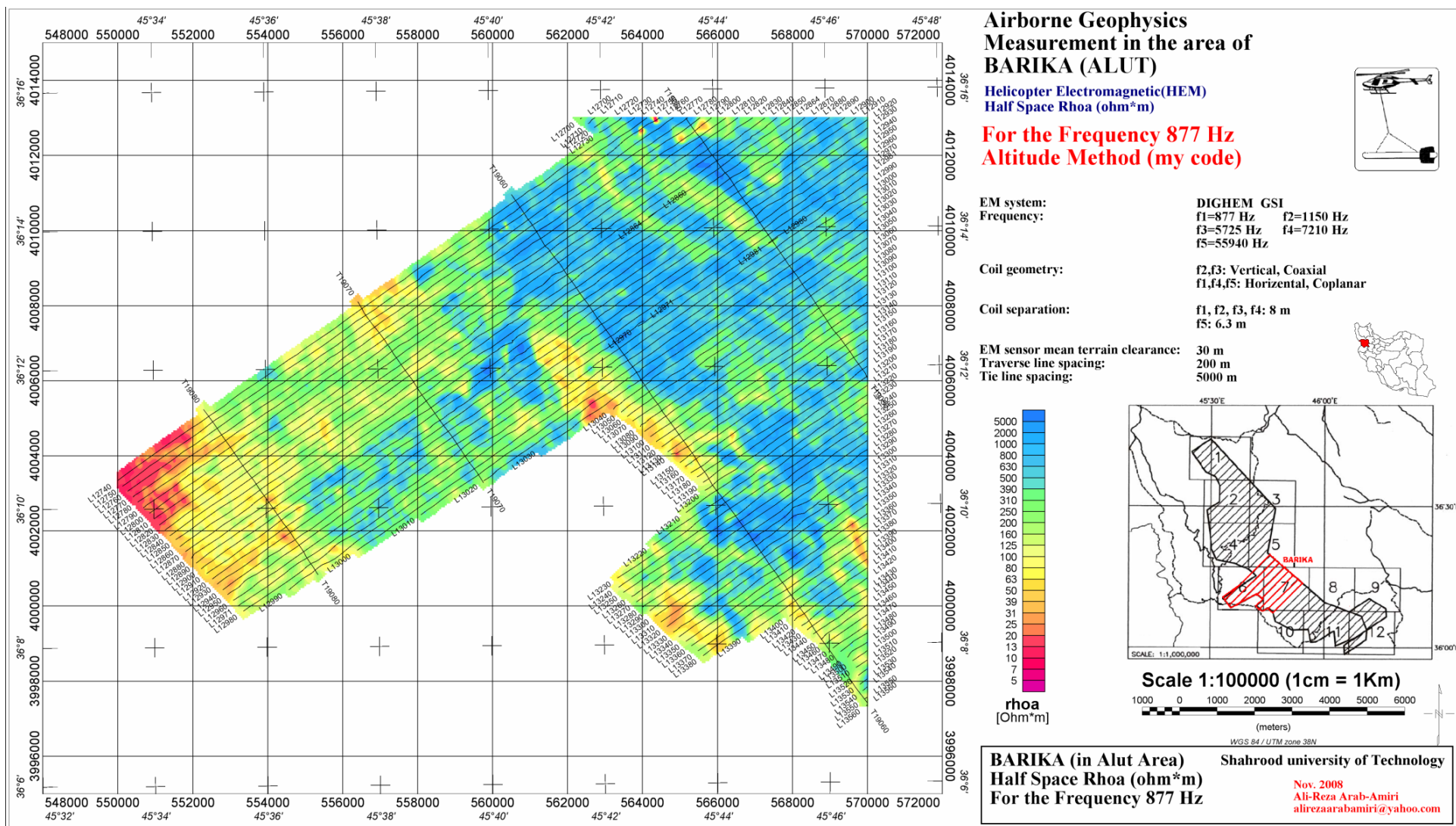
در این قسمت نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های سه سیم‌پیچ هم‌صفحه و با استفاده از الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، که در بخش (۴-۲-۵) پیرامون تئوری آن بحث شد، ارائه می‌شود. در شکل (پ-۱) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز نشان داده شده است. در شکل (پ-۲) نیز نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز آمده است و در نهایت در شکل (پ-۳) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز ارائه شده است.



شکل پ-۱: نقشه مقاومت ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش دامنه



شکل پ-۲: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش دامنه



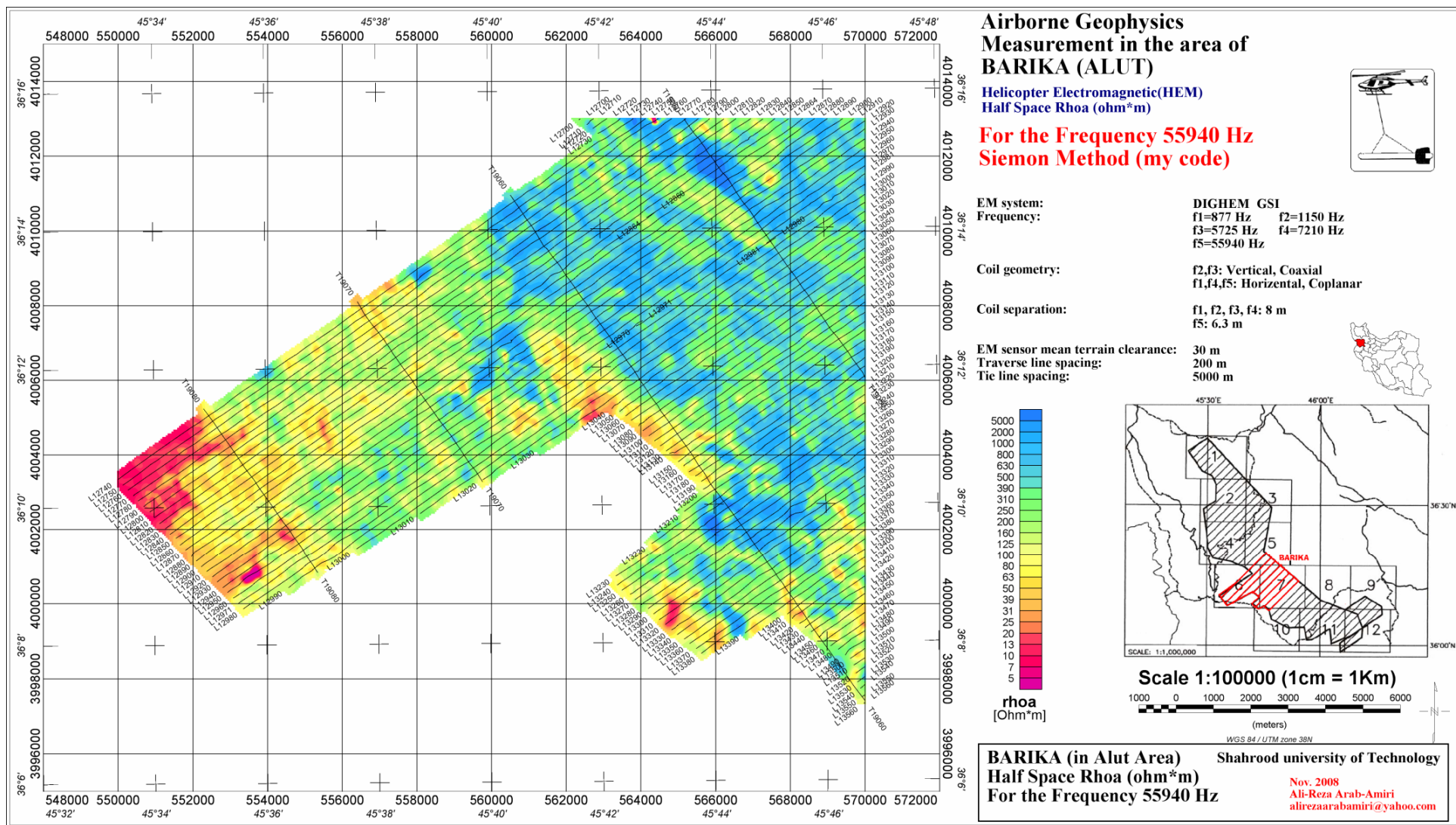
شکل پ-۳: نقشه مقاومت ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش دامنه

پ-۲- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش اپسیلون در منطقه باریکا

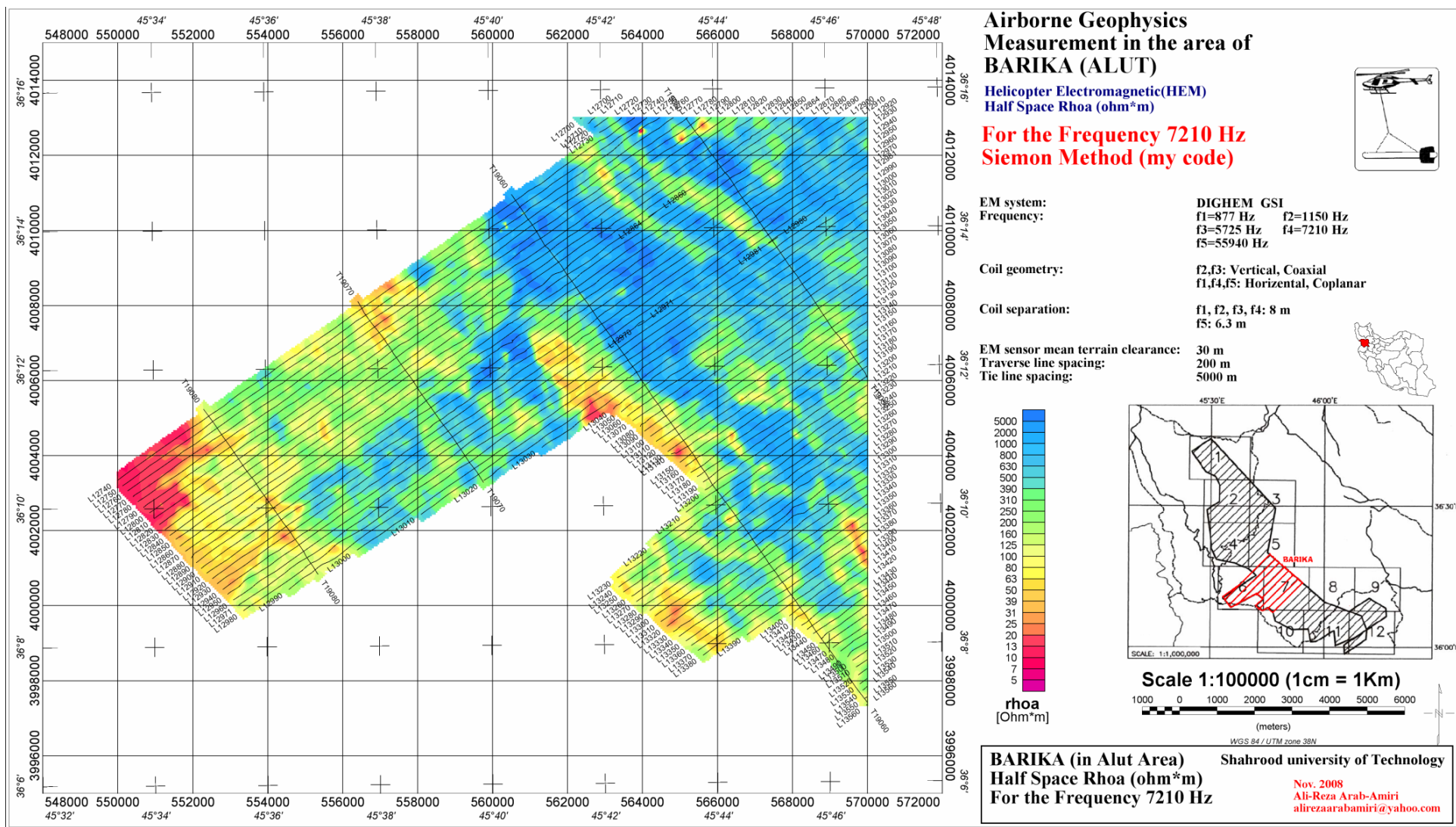
در این قسمت نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های سه سیم‌پیچ هم‌صفحه با استفاده از روش اپسیلون با استفاده از الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، که در بخش (۴-۲-۵) پیرامون تئوری آن بحث شد، ارائه شده است. در شکل (پ-۴) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز نشان داده شده است. در شکل (پ-۵) نیز نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز آمده است و در نهایت در شکل (پ-۶) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز ارائه شده است.

پ-۳- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده) در منطقه باریکا

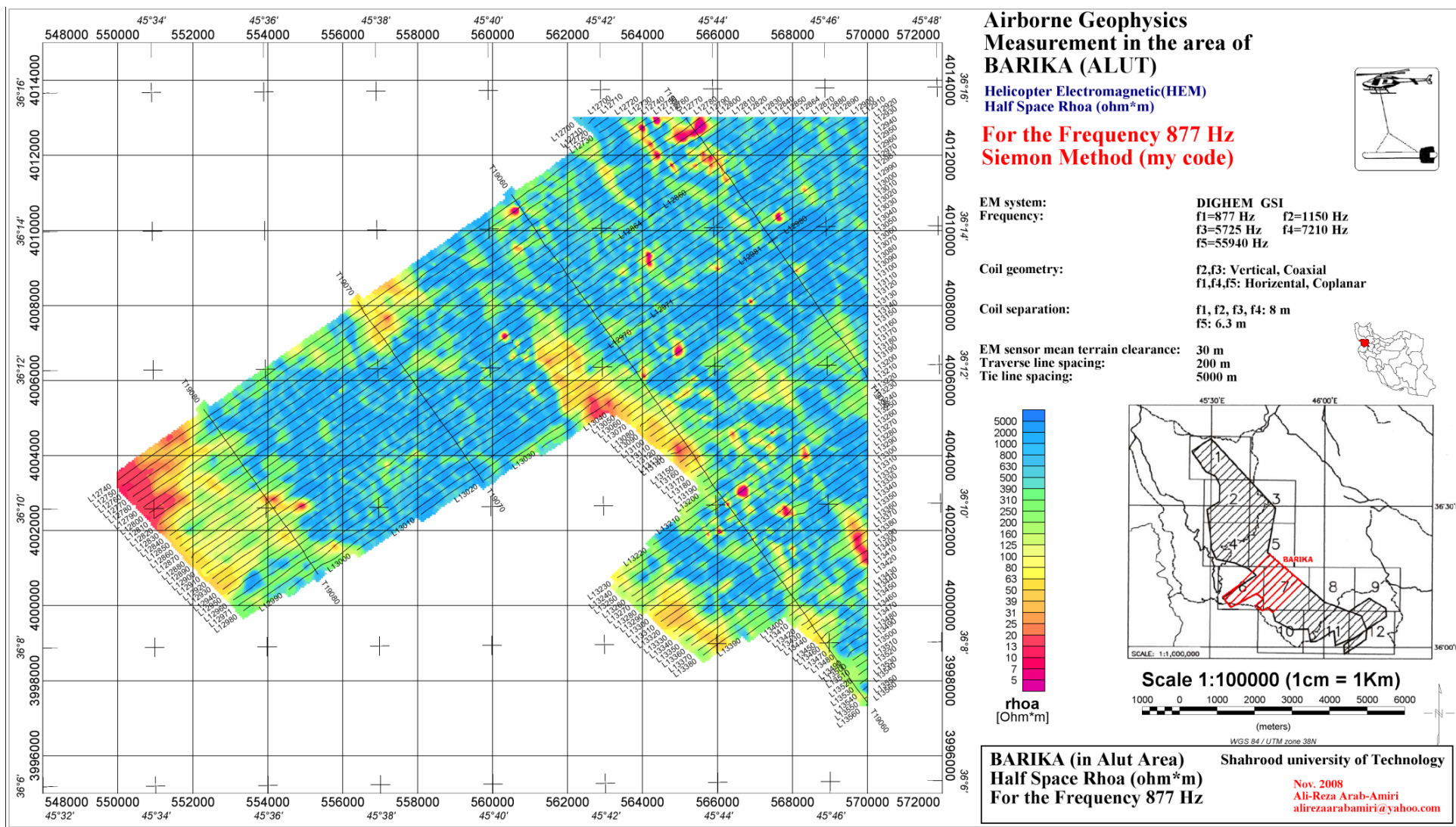
در این قسمت به ارائه نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های سه سیم‌پیچ هم‌صفحه با استفاده از روش ترکیبی سیمون که الگوریتم و کد آن توسط نگارنده نوشته شده و در بخش (۴-۲-۵) پیرامون تئوری آن بحث شد، می‌پردازیم. در شکل (پ-۷) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز نشان داده شده است. در شکل (پ-۸) نیز نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز آمده است و در نهایت در شکل (پ-۹) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز ارائه شده است.



شکل پ-۷: نقشه مقاومت ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش ترکیبی سیمن (کد نگارنده)



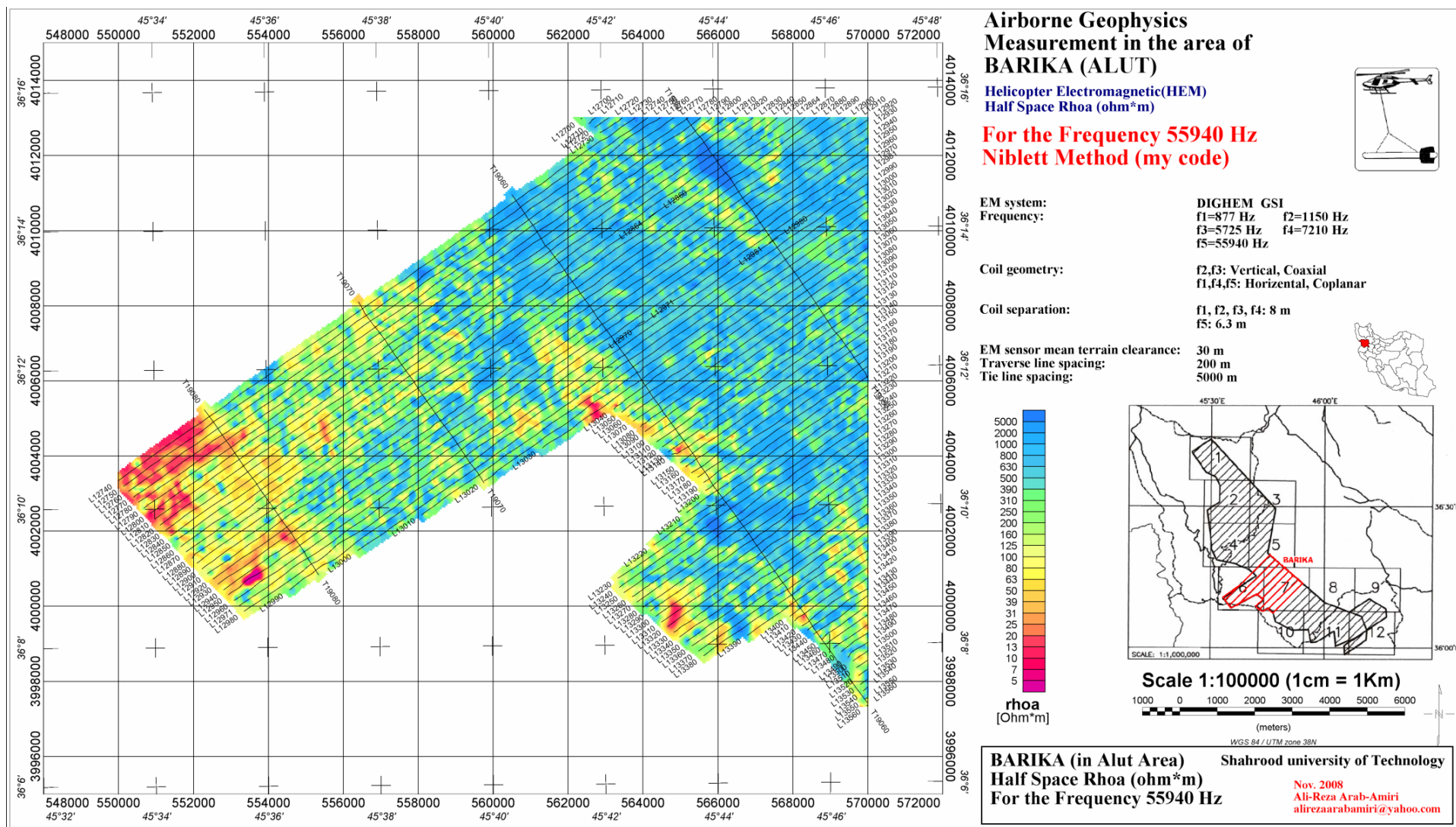
شکل پ-۸: نقشه مقاومت ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده)



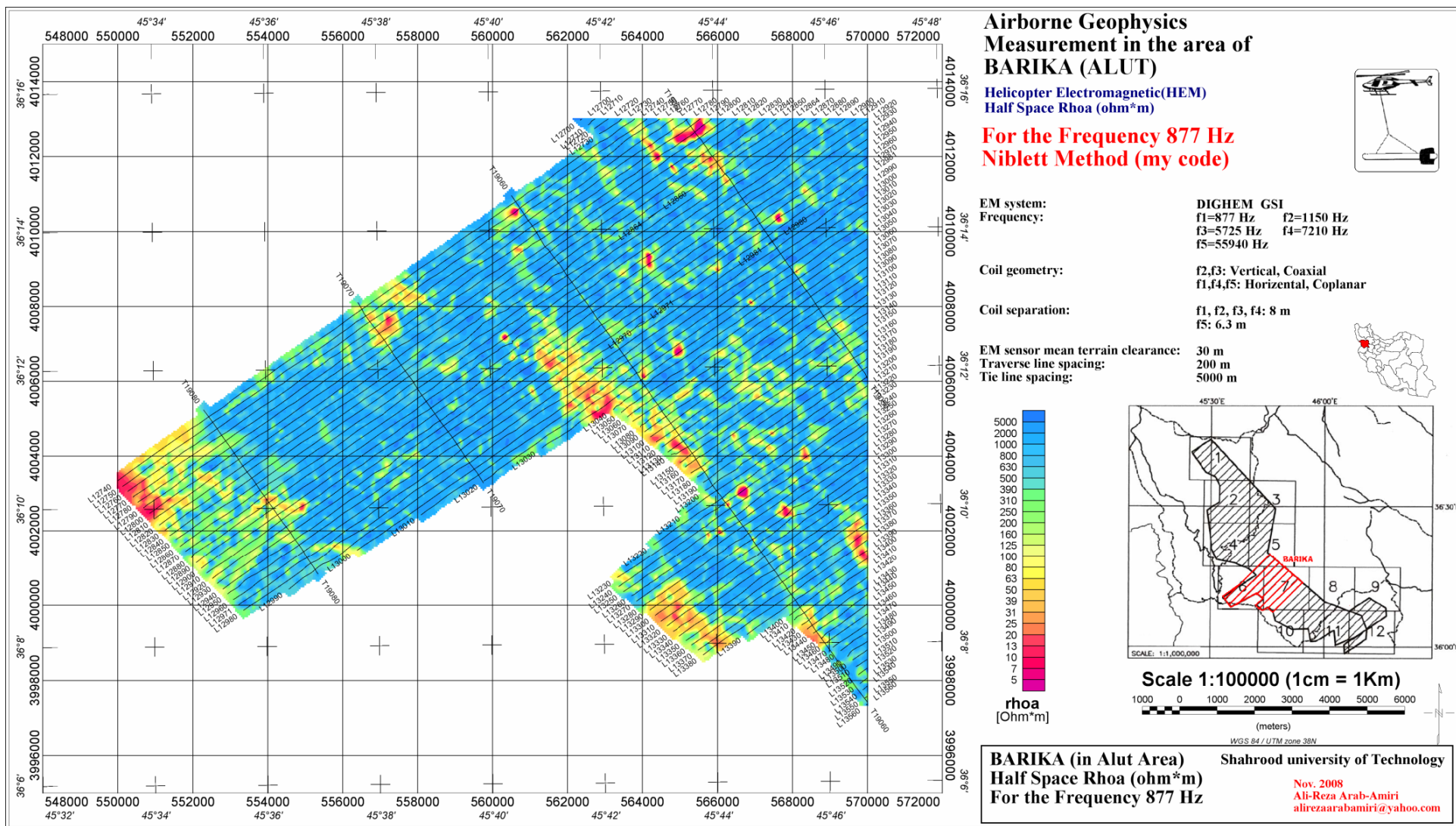
شکل پ-۹: نقشه مقاومت ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش ترکیبی سیمون (کد نگارنده)

پ-۴- پلان‌های مقاومت‌ویژه ظاهری روش نیبلت- بوستیک در منطقه باریکا

در این قسمت نتایج مربوط به مقاومت‌ویژه ظاهری داده‌های سه سیم‌پیچ هم‌صفحه با استفاده از روش نیبلت- بوستیک و با بکارگیری الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، که در بخش (۴-۲-۶) پیرامون تئوری آن بحث شد، ارائه می‌شود. در شکل (پ-۱۰) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز نشان داده شده است. در شکل (پ-۱۱) نیز نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۷۲۱۰ هرتز آمده است و در نهایت در شکل (پ-۱۲) نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز ارائه شده است.



شکل پ- ۱۰: نقشه مقاومت ویژه مربوط به فرکانس ۵۵۹۴۰ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش نیبلت- بوستیک



شکل پ-۱۲: نقشه مقاومت‌ویژه مربوط به فرکانس ۸۷۷ هرتز منطقه باریکا با استفاده از روش نیبلت-بوستیک

پیوست ب

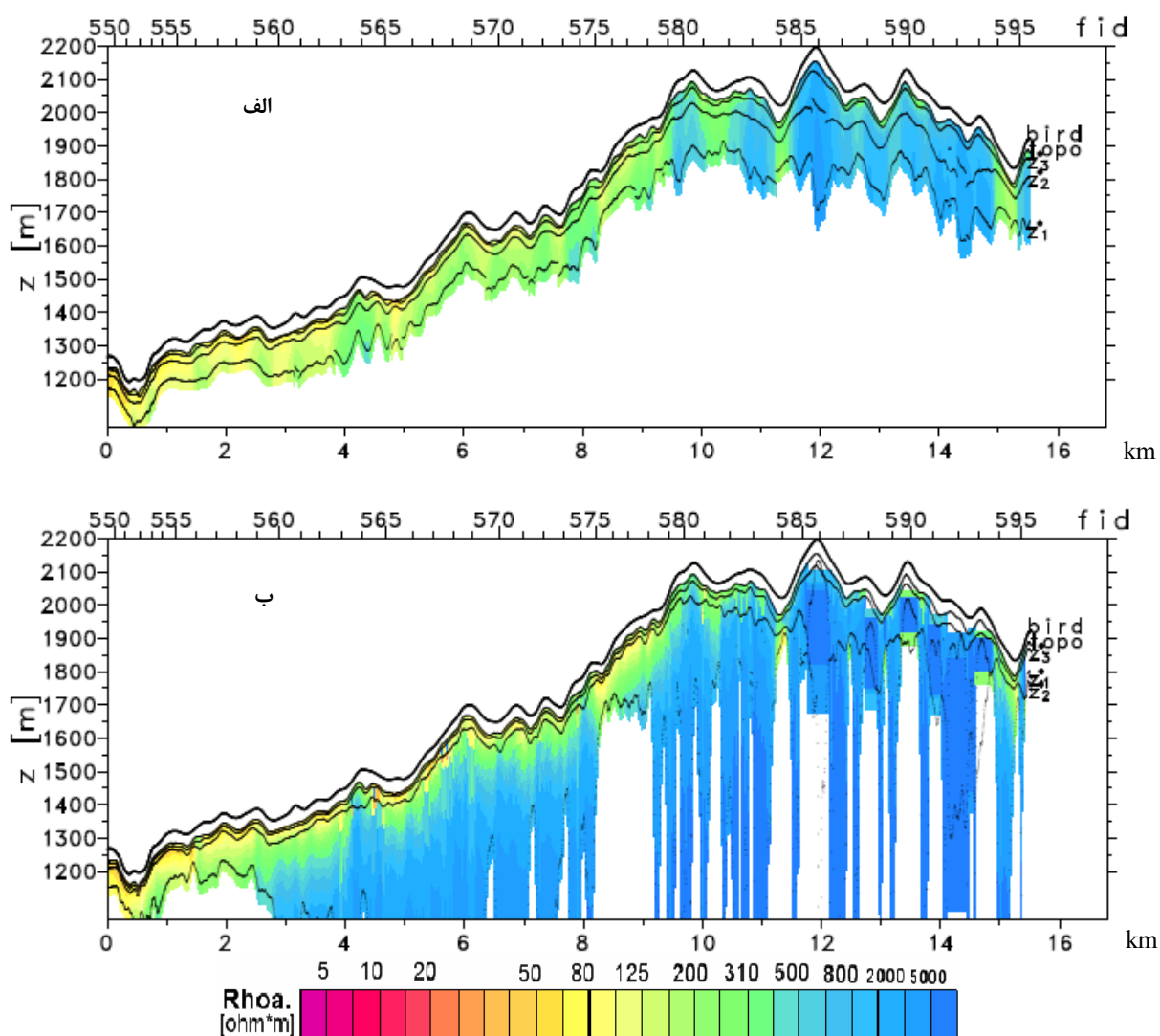
مقاطع مدل سازی معکوس مقاومت ویژه چهار پروفیل L12860 ،

L13010 ، L12920 و L12930 باریکا با

روش های دامنه و اسیلون

پ-۵- مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12860

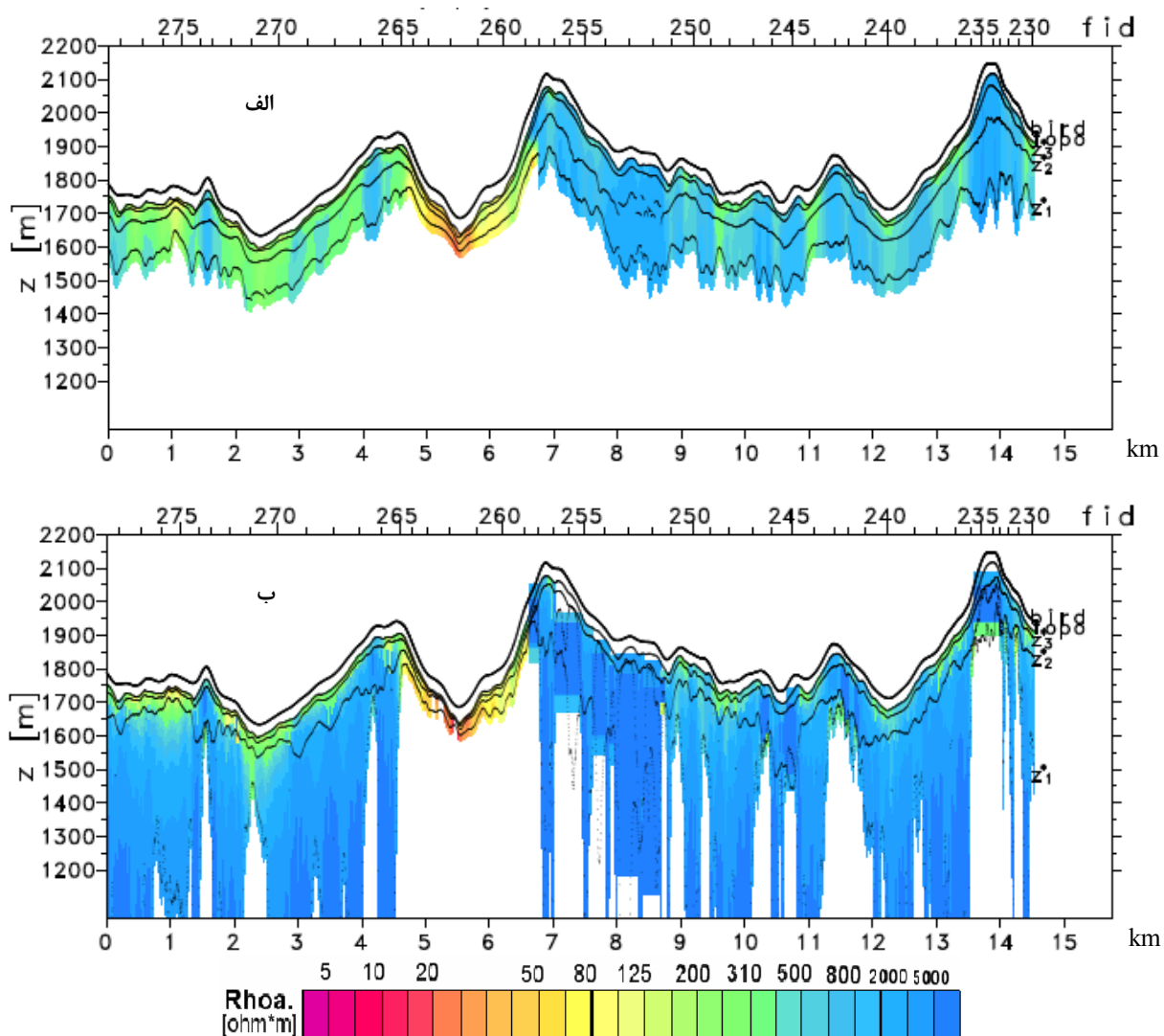
در این قسمت نتایج مربوط به مدل سازی مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12860 روش دامنه و اِپسیلون و با استفاده از الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، ارائه می شود. در شکل (پ-۱۳- الف) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه با روش دامنه و در شکل (پ-۱۳- ب) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه حاصل از روش اِپسیلون نشان داده شده است.



شکل پ-۱۳، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L12860، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اِپسیلون

پ-۶- مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L13010

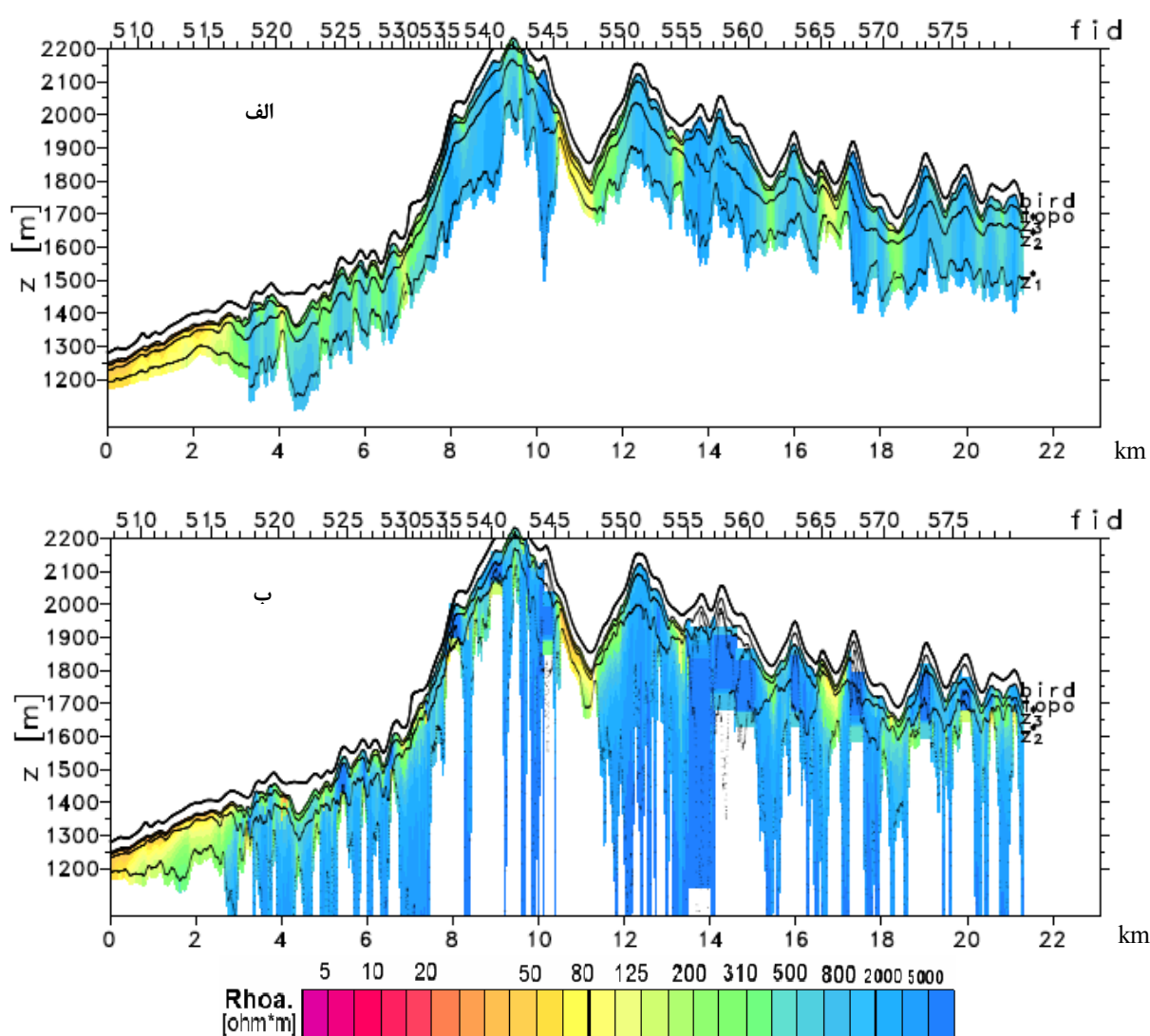
در این قسمت نتایج مربوط به مدل سازی مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L13010 روش دامنه و اپسیلون و با استفاده از الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، ارائه می شود. در شکل (پ-۱۴-الف) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه با روش دامنه و در شکل (پ-۱۴-ب) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه حاصل از روش اپسیلون نشان داده شده است.



شکل پ-۱۴، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L13010، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اپسیلون

پ-۷- مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12920

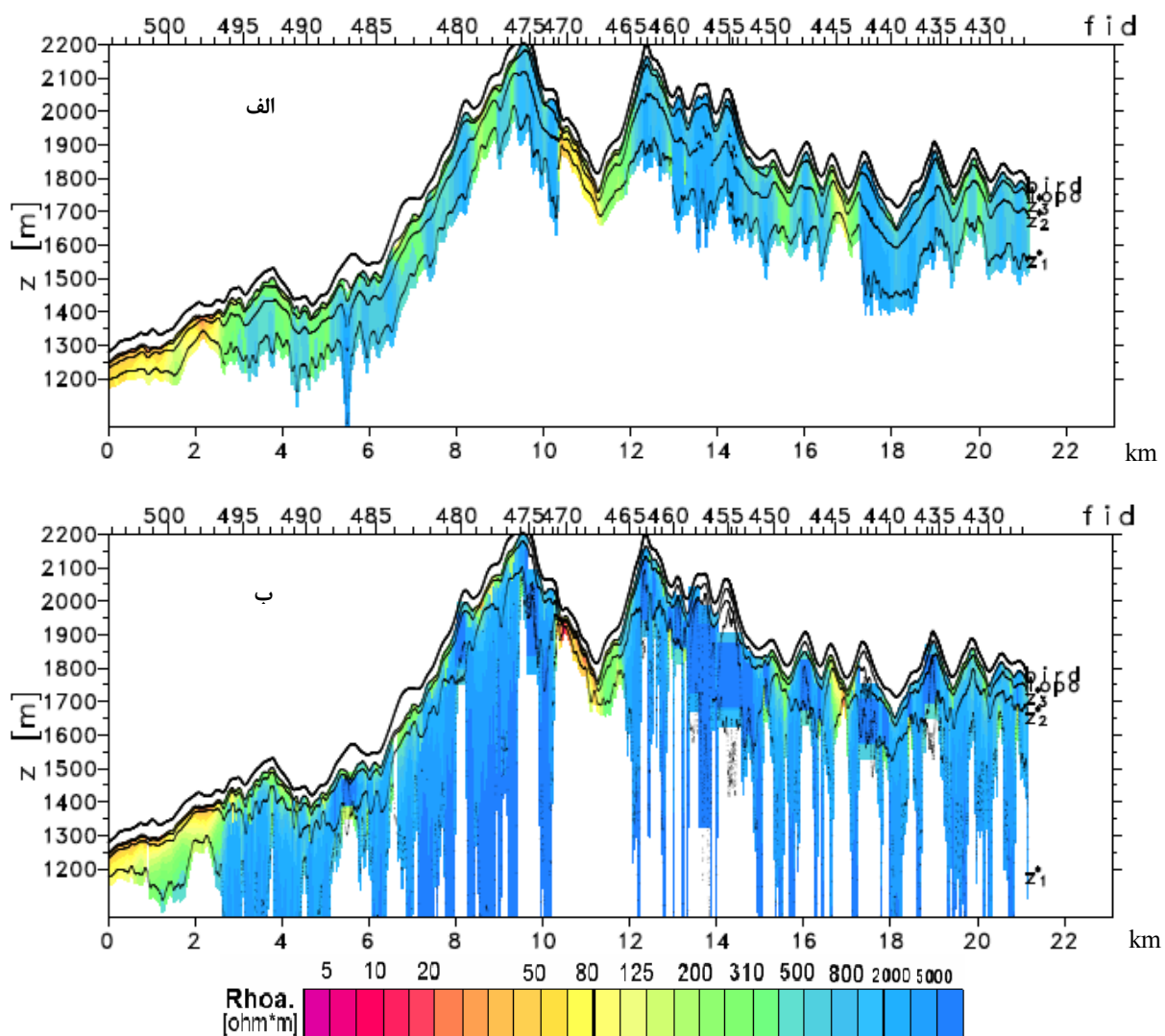
در این قسمت نتایج مربوط به مدل سازی مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12920 روش دامنه و اپسیلون و با استفاده از الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، ارائه می شود. در شکل (پ-۱۵- الف) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه با روش دامنه و در شکل (پ-۱۵- ب) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه حاصل از روش اپسیلون نشان داده شده است.



شکل پ-۱۵، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L12920، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اپسیلون

پ-۸- مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12930

در این قسمت نتایج مربوط به مدل سازی مقاطع مقاومت ویژه پروفیل L12930 روش دامنه و اپسیلون و با استفاده از الگوریتم و کد نگاشته شده توسط نگارنده، ارائه می شود. در شکل (پ-۱۶- الف) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه با روش دامنه و در شکل (پ-۱۶- ب) مقطع مدل سازی مقاومت ویژه حاصل از روش اپسیلون نشان داده شده است.



شکل پ-۱۶، الف) مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل سازی روش دامنه پروفیل L12930، ب) مقطع مقاومت ویژه حاصل از روش مدل سازی اپسیلون

افتخارنژاد، ج، ۱۳۷۳. "نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش مهاباد"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

تاج‌الدین، ح.ع، ۱۳۸۸. "کنترل و معرفی محدوده‌های امیدبخش معدنی در ورقه ۱:۱۰۰,۰۰۰ آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران، منتشر نشده.

تمدن، ب، ۱۳۸۶. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد ژئوفیزیک، "مدل‌سازی پیشرو و معکوس داده‌های اکتشافی الکترومغناطیس هوایی (روش دیگهم)"، دانشکده مهندسی معدن و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران.

حسنی‌پاک، ع.ا، ۱۳۷۸. "گزارش اکتشافات ژئوشیمیائی سیستماتیک در محدوده برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

خیری، ف، ۱۳۸۰. "بررسی‌های دورسنجی در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

عمرانی، ج. و خبازنیا، ع.ر، ۱۳۸۲. "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

محل، م، ۱۳۸۳. "گزارش نقشه زمین‌شناسی و ساختاری منطقه مطالعاتی پروژه آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

هاشمی، ا، ۱۳۸۰. "گزارش پردازش و تفسیر اطلاعات مغناطیس‌سنجی هوایی در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

هندی، ر، ۱۳۸۲. "پروژه اکتشاف طلای آلت، گزارش مطالعات ژئوشیمیائی در محدوده طلا دار آلت"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

هندی، ر، ۱۳۸۳. "پروژه اکتشاف طلای آلت، گزارش اکتشافات لیتوژئوشیمیائی"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

یارمحمدی، ع، ۱۳۸۴. "رخداد طلای باریکا: کانه‌زائی ماسیو سولفید ولکانوژنیک غنی از طلا در ایران"،

بیست و چهارمین گردهمائی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.
یارمحمدی، ع.، ۱۳۸۵. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی، ساخت، بافت و وزن طلا، نقره،
فلزات پایه و باریت در محدوده معدنی باریکا شرق سردشت"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس،
تهران، ایران.

- Abramowitz, M., Stegun, I.A., 1972. "Handbook of Mathematical Functions". Dover, NewYork, 1046 pp.
- Fugro Co., 2003. "Airborne electromagnetic surveys short course", Fugro Airborne Surveys Inc.
- Alumbaugh, D.L., and Morrison, H.F., 1995. "Theoretical and practical considerations for cross well electromagnetic tomography assuming a cylindrical geometry", *Geophysics*, **60**, 846–870.
- Anderson, W.L., 1982. "Fast Hankel Transforms Using Related and Lagged Convolutions", *ACM Transactions on Mathematical Software (TOMS)*, **8**, 344-368.
- Asten, M.W., and Duncan, A.C., 2007. "Fast approximate EM induction modeling of metallic and UXO targets using a permeable prism", *Journal of Applied Geophysics*, **61**, 235-242.
- Barretta, B., Heinsona, G., Hatch, M., and Telfer, A., 2006. "River sediment salt-load detection using a water-borne transient electromagnetic system", *Journal of Applied Geophysics*, **58**, 29– 44.
- Beamish, D., and Klinck, B., 2006. "Hydrochemical characterization of a coal mine plume detected by an airborne geophysical survey", *Geofluids*, **6**, 82–92.
- Beard, L.P., 2000. "Comparison of methods for estimating earth resistivity from airborne electromagnetic measurements", *Journal of Applied Geophysics*, **45**, 239–259.
- Beard, L.P., Doll, W.E., Holladay, J.S., Gamey, T.J., and Lee, J.L.C., and Bell, D.T., 2004. "Field tests of an experimental helicopter time-domain electromagnetic system for unexploded ordnance detection", *Geophysics*, **69**, 664–673.
- Britishcolombia, 2008. <http://www.eos.ubc.ca/research/ubcgif/>
- Chave, A.D., 1983. "Numerical integration of related HTs by quadrature and continued fraction expansion", *Geophysics*, **48** 1671–1686.
- Christensen, N.B., 1990. "Optimized fast Hankel transform filters". *Geophysical Prospecting*, **38**, 545– 568.
- Coggon, J. H., and Morrison H. F., 1970. "Electromagnetic investigation of the sea floor", *Geophysics*, **35**, 476-489,
- Cristall, J., Farquharson, C., and Oldenburg, D., 2004. "Inversion of Airborne Electromagnetic data: Applied to Oil Sands Exploration", *American Geophysical Union*, spring meeting, USA.
- Das, U.C., and Ghosh, D.P., 1974. "The determination of filter coefficients for the

- computation of standard curves for dipole resistivity sounding over layered earth by linear digital filtering”, *Geophysical Prospecting*, **22**, 765-780.
- Dobrin, M.B., and Savit, C.H., 1988. “An Introduction to Geophysical Prospecting”, 868 pp., McGraw-Hill, Inc.
- Forsberg, R., Hvidegaard, S.M., Keller, K., Haas, C., Pfaffling, A., and Lieser, J., 2004. “Sea-ice thickness from airborne measurements – a comparison of laser altimetry and EM thickness measurements”, *Geophysical Research Abstracts*, **6**.
- Fountain, D., 2008. “60 years of airborne EM – focus on the last decade”, AEM2008– 5th International Conference on Airborne Electromagnetics Haikko Manor, Finland.
- Fraser, D.C., 1972. “A new multicoil aerial electromagnetic prospecting system”, *Geophysics*, **37**, 518-537.
- Fraser, D.C., 1978. “Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system”, *Geophysics*, **43**, 144-172.
- Frischnecht, F.C., 1967. “Fields about an oscillating magnetic dipole over a two-layer earth, an application to ground and airborne electromagnetic surveys”; Quart. Colorado School of Mines, **62**, 326.
- Garrie, D.G., 2006. “Dighem survey for geological survey of Iran, Alut area, kordestan, Islamic republic of Iran”, Fugro Airborne Surveys Corp., Mississauga, Ontario, Canada.
- “The application of linear filter theory to the direct interpretation of .Ghosh, D.P., 1971a geoelectrical resistivity sounding measurements”, *Geophysical Prospecting*, **19**, 192-217.
- Grant, F.S., and West, G.F., 1965. “Interpretation Theory in Applied Geophysics”, McGraw-Hill, New York, 584 pp.
- Guptasarma, D., and singh, B., 1997. “New Digital Linear Filters for Hankel J0 and J1 Transforms”, *Geophysical Prospecting*, **45**, 745–762.
- Harinarayana, T., and Zlotnicki, J., 2006. “Electrical and electromagnetic studies in geothermal active regions”, *Journal of Applied Geophysics*, **58**, 263-264
- Hodges, G., and Siemon, B., 2008. “Comparative analysis of one-dimensional inversions of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data”, AEM2008– 5th International Conference on Airborne Electromagnetics Haikko Manor, Finland.
- <http://www.theln21.hmg>
- <http://www.usgs.gov>
- Huang, H., and Fraser, D.C., 1996. “The differential parameter method for multifrequency airborne resistivity mapping”, *Geophysics*, **61**, 100–109.

- Huang, H., and Fraser, D.C., 2001. "Mapping of the resistivity, susceptibility, and permittivity of the Earth using a helicopter-borne electromagnetic system", *Geophysics*, **66**, 148–157.
- Huang, H., and Fraser, D.C., 2002a. "The use of quad-quad resistivity in helicopter electromagnetic mapping", *Geophysics*, **67**, 459–467.
- Huang, H., and Fraser, D.C., 2002b. "Dielectric permittivity and resistivity mapping using high-frequency, helicopter-borne EM data", *Geophysics*, **67**, 727–738.
- Huang, H., and Fraser, D.C., 2003. "Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic conductive layered earth", *Geophysics*, **68**, 1211–1223.
- Johansen, H.K., and Sorensen, K., 1979. "Fast Hankel transforms", *Geophysical Prospecting*, **27**, 876–901.
- Jones, A.G., 1983. "On the equivalence of the "Niblett" and "Bostick" transformations in the magnetotelluric method", *Geophysics*, **53**, 72–73.
- Koefoed, O., 1972. "A Note on the Linear Filter Method of Interpreting Resistivity Sounding Data", *Geophysical Prospecting*, **20**, 403–405.
- Love, E., Hammack, R., Harbert, W., Sams, J., Veloski, G., and Ackman, T., 2005. "Using airborne thermal infrared imagery and helicopter EM conductivity to locate mine pools and discharges in the Kettle Creek watershed, north-central Pennsylvania", *Geophysics*, **70**, B73–B81.
- Liu, G., and Becker, A., 1990. "Two-dimensional mapping of sea-ice keel with airborne electromagnetic", *Geophysics*, **55**, 239–248.
- Maus, S., Rottgerz, K.P.S., Siemon, B., and Tordiffe, E.A.W., 1999. "Variogram analysis of helicopter magnetic data to identify paleochannels of the Omaruru River, Namibia", *Geophysics*, **64**, 785–794.
- Meng, Q., and Hu, P., 2006. "Frequency-domain Airborne Electromagnetic Approximate Inversion and application", *SEG Annual Meeting, New Orleans, USA*.
- Mohsen, A.A., and Hashish, E.A., 1994. "The fast Hankel transform". *Geophysical Prospecting*, **42**, 131–139.
- Moradzadeh, A., 1998. "Electrical imaging of the Adelaide geosyncline using magnetotellurics (MT)", *PhD. Thesis*, Flinders University of south Australia.
- Moradzadeh, A., 2003. "Static shift appraisal and its correction in magnetotelluric (MT) surveys", 21st symposium on geosciences, geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Mundry, E., 1984. "On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer

- case”, *Geophysical Prospecting*, **32**, 336-346.
- Nabighian, M.N., 1996. “Electromagnetic Methods in Applied Geophysics- Applications, Part A and Part B”, Society of Exploration Geophysics.
- “Essai de filtrage non-linéaire appliqué aux profils Naudy, H., and Dreyer, H., 1968. aéromagnétiques”, *Geophysical Prospecting*, **16**, 171-178.
- Patra, H.P., and Mallick, K., 1980. “Geosounding Principles”, 2 Time-varying Geoelectric Sounding, Elsevier, 449 pp.
- Peltoniemi, M., 1998. “Depth of penetration of frequency-domain airborne electromagnetics in resistive terrains”, *Exploration. Geophysics*, **29**, 12-15.
- Pellerina, L., and Labson, V.F., 2003. “An empirical approach to inversion of an unconventional helicopter electromagnetic dataset”, *Journal of Applied Geophysics*, **53**, 49–61.
- Reitz, J.R., Milford, F.J., and Christy, R.W., 1993. “Foundations of Electromagnetic Theory”, Addison-Wesley Publishing Company, 630 pp.
- Reynolds, J.M., 1997. “An Introduction to Applied and Environmental Geophysics”. John Wiley and sons, 796 pp.
- Schmucker, U., 1970. “Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States”, *Bull Scripps Inst. Oceanography*, Univ. Calif. 13: 165 pp.
- Sengpiel, K.P., 1988. “Approximate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground”, *Geophysical Prospecting*, **36**, 446-459.
- Sengpiel, K.P., and Siemon, B., 2000. “Advanced inversion methods for airborne electromagnetic exploration”, *Geophysics*, **65**, 1983-1992.
- Sharma, S.P., and Baranwal, V.C., 2005. “Delineation of groundwater-bearing fracture zones in a hard rock area integrating very low frequency electromagnetic and resistivity data”, *Journal of Applied Geophysics*, **57**, 155– 166.
- Sheard, S.N., Ritchie, T.J., Cheristoferson, K.R., and Brand, E., 2005. “Mining, environmental, petroleum, and engineering industry applications of electromagnetic techniques in geophysics”, *Surveys in Geophysics*, **26**, 653-669.
- Smith, J.T., Morrison, H.F., Doolittle, L.R., and Tseng, H.W., 2006. “Multi-transmitter multi-receiver null coupled systems for inductive detection and characterization of metallic objects”, *Journal of Applied Geophysics*, **61**, 227-234.
- Spies, B.R., 2001. “Australian Developments in Airborne Electromagnetics - From Minerals to Dryland Salinity”, *ASTE Focus* No. 119.

- LOTEM data processing for Strack, K.M., Hanstein, T. H., and Eilenz, H. N., 1989. “*Physics of the Earth and Planetary Interior*, **53**, areas with high cultural noise levels 261-269.
- Siemon, B., 1997. “Verbesserte Algorithmen zur Bestimmung von Sondierungskurven in der Hubschrauberelektromagnetik”, Forschungsbericht. BGR Report, Archives No. 115920, Hannover.
- Siemon, B., 2008. “Niveauanpassung von HEM-Daten”, Federal Institute for Geosciences and Natural Resources (BGR), Hannover, Germany.
- Siemon, B., 2009a. “Levelling of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data”, *Journal of Applied Geophysics*, **67**, 206-218.
- Siemon, B., Auken, E., and Christiansen, A.V., 2009b. “Laterally constrained inversion of frequency-domain helicopter-borne electromagnetic data”, *Journal of Applied Geophysics*, **67**, 259-268.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., 1990. “Applied Geophysics”. Cambridge University Press.
- Tølbøll, R.J., and Christensen, N.B., 2006. “Robust 1D inversion and analysis of helicopter electromagnetic (HEM) data”, *Geophysics*, **71**, 53-62.
- Tølbøll, R.J., 2007. “The application of frequency-domain helicopter-borne electromagnetic methods to hydrogeological investigations in Denmark”, *PhD. Thesis*, University of Aarhus, Denmark.
- Valleau, N., 2000, “HEM data processing – a practical overview”, *Exploration Geophysics*, **31**, 584–594.
- Wait, J.R., 1955. “Mutual electromagnetic coupling of loops over a homogeneous ground”, *Geophysics*, **20**, 630–637.
- Ward S.H., and Hohmann, G.W., 1988. “Electromagnetic theory for geophysical applications”. In: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*. Volume I, *Investigations in Geophysics*, vol. 3. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, pp. 130–311.
- Weidelt, p., 1972. “The Inverse Problem of Geomagnetic Induction”, *Zeitschrift für Geophysik*, **8**, 257–290.
- Yapar, A., 2006. “A regularized Newton method for one-dimensional profile inversion of a lossy cylinder”, *Int. J. Electron. Commun*, **60**, 590–595.
- Yin, C., and Fraser, D.C., 2004. “The effect of the electrical anisotropy on the response of

helicopter- borne frequency- domain electromagnetic systems”, *Geophysical Prospecting*,
52, 399-416.

.Zhdanov, M.S., 2002. “Geophysical inverse theory and regularization problems”, Elsevier

Abstract

Airborne electromagnetic (AEM) method is considered as an important electromagnetic geophysical method that is used in the airborne survey. This method is characterized by high speed, extensive coverage, cost-effective and performance capabilities for implementation in severe topographical relief. AEM methods similar to electrical techniques depend on some parameters including resistivity, electrical permittivity and magnetic permeability of the earth. This thesis aims to develop a novel inverse modeling approach for helicopter electromagnetic (HEM) data in the frequency domain, so that to improve some limitations of the conventional inverse modeling techniques. As prerequisite of inverse modeling HEM data, a forward modeling core was first developed to determine the required response of the assumed models with considering the weakness and advantages of usual forward modeling algorithms. To achieve the goal by incorporating the resistivity of air in Guptasarma-Singh forward algorithm a few limitation of this method has been removed and an improved version of this algorithm has been developed to compute model response at the required points and frequencies. The required computer codes related to the improved Guptasarma-Singh forward modeling algorithm was provided in the Matlab software and its capabilities are then assessed for several artificial layered earth models. The results show that the proposed method increased the accuracy of the modeling outputs for all cases.

Following that, the performance and weakness of various existence inversion techniques such as Amplitude, Epsilon, Siemon, Sengpiel centroid depth and Niblett-Bostick were evaluated. A new inverse modeling method called SUTHEM was then developed and its required computer codes prepared. This proposed inversion method incorporates the improved Guptasarma-Singh forward core introduced in the previous stage. A wide variety of 1-D and 2-D artificial models with and without the noise together with the real Dighem HEM data associated with the Barika area, in the Kurdistan province, northwest of Iran, were used in order to validate the proposed inversion modeling procedure. Geological, geochemical, airborne magnetic and mining data were also used for further evaluation of the resulted models and their interpretation. The results obtained using SUTHEM method was finally compared as the resistivity maps and resistivity-depth sections with the commercial methods developed by Siemon (BGR-Germany) and Fugro Company; describing the stability of the proposed inversion method against the real data contaminated with noise. Furthermore, it was found that the obtained models are capable enough to identify the conductive zones related to the possible sheared mineralization zones.



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

An improved method for inverse modeling of frequency domain helicopter electromagnetic data

Ali Reza Arab-Amiri

Supervisors:

**Dr. Ali Moradzadeh
Dr. Nader Fathianpour**

Advisor:

Dr. Bernhard Siemon

March 2010