



Imam Khomeini International University
Vol. 9, No. 1, Spring 2024



نشریه مهندسی منابع معدنی
Journal of Mineral Resources Engineering
(JMRE)

Research Paper

Time Domain Electromagnetic Data Modeling based on Zohdy's Technique

Rajabi D.¹, Mirzaie S.², Arab-Amiri A.^{3*}

1- Ph.D Student, ACECR-Research Institute of Applied Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

2- Professor, ACECR-Research Institute of Applied Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

3- Associate Professor, School of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 01 Feb. 2023

Accepted: 16 Aug. 2023

Abstract: The initial model, Jacobian matrix, Frechet derivatives, and digital look-up tables are essential components in most time-domain electromagnetic (TEM) data modeling methods in layered earth. Computations of these components in the modeling process are time-consuming as their determinations need to use iterative operations. Zohdy introduced an alternative method for the rapid inversion of direct current (DC) resistivity data obtained using the Wenner and Schlumberger electrode configurations. The methodology allows for the inclusion of a flexible number of layers, which are chosen in conjunction with the initial model based on the data-derived knowledge, and avoids large and iterative calculations of Jacobian matrix and Frechet derivatives. This paper presents an endeavor to enhance the outcomes of TEM data modeling or inversion utilizing the Zohdy's technique through the elimination of the look-up tables. In this study, various synthetic models of stratified geological formations are examined using the the above-mentioned methodology. The modeling findings demonstrate robustness even when 5% and 10% noise levels are entered into the dataset. Hence, this approach can be considered as a worthy method for TEM data inversion accompanying some levels of noise in the data.

Keywords: Electromagnetic (EM), Time-domain electromagnetic (TEM) modeling, Zohdy's technique.

How to cite this article

Rajabi, D., Mirzaie, S., and Arab-Amiri A. (2024). "Time domain electromagnetic data modeling based on Zohdy's technique". Journal of Mineral Resources Engineering, 9(1): 1-23.

DOI: [10.30479/JMRE.2023.18373.1625](https://doi.org/10.30479/JMRE.2023.18373.1625)

*Corresponding Author Email: alirezaarabamiri@shahroodut.ac.ir

COPYRIGHTS



©2024 by the authors. Published by Imam Khomeini International University.

This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution 4.0 International (CC BY 4.0) (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

INTRODUCTION

Most inversion strategies for layered-earth modeling require a guess for the initial model, Frechet derivatives, Jacobian matrix, and digital look-up tables that cause an increase in the time of calculations and inversion. Zohdy's technique is used for automatic inversion of the Schlumberger sounding curves based on the interpreted depths and resistivities of the layers in which the number of layers in the interpreted model is equal to the measured points on the sounding curve.

Since Zohdy's technique, which can also be used for modeling electromagnetic (EM) data, uses the acquired EM data to determine the initial model, no prior knowledge of the conductivity-depth of the survey area is required. The lookup tables are used to generate the initial model from the acquired data [1], and if these look-up tables are not available, deriving an initial model to start the inversion process based on the Zohdy's technique will be difficult. In this paper, the Zohdy's method, which has been applied only for the modeling of conductivity data, is extended for inversion of time-domain electromagnetic (TEM) data. Using this method, in addition to the elimination of the look-up tables, the accuracy of the results of TEM data modeling for several synthetic models is evaluated.

METHODS

The majority of time-domain electromagnetic (TEM) data modeling techniques in layered earth require the starting model, Jacobian matrix, Frechet derivatives, and digital look-up tables. Because iterative processes are required to determine these components, the modeling method involves time-consuming computations. This method eliminates complex and routine calculations of Jacobian matrix and Frechet derivatives. Zohdy's approach is carried out in two steps: (1) transforming the EM response into an apparent-conductivity-depth curve, and (2) adjusting layer thicknesses and conductivities. Figure 1 shows the inversion of synthetic data modeling using Zohdy's method by eliminating the look-up tables.

Figure (1A): The synthetic model of a layered earth

Figure (1B): TEM response of transient vertical magnetic field (vertical magnetic field or derivate vertical magnetic field) versus time

Figure (1C): Apparent conductivity-time transformation of (1B) derived from Fast Transform Inversion like methods by equations 1-3 [2,3]. (transforming the EM response into an apparent conductivity-time curve whitout any look-up tables)

$$\sigma_i^{app} = \left(\frac{2t_i}{\mu_0} \right) \left(\frac{\delta_i}{F\left(\frac{\hat{\delta}_i}{R}\right)} \right)^2 \quad (1)$$

or

$$\rho_a^L \left(\mu_0 \frac{\partial h_z(t)}{\partial t} \right) = \frac{u_0}{\pi t} \left[\frac{Z_1(r) \pi I_0}{60t \frac{\partial h_z(t)}{\partial t}} \right]^{2/3} \quad (2)$$

and

$$h_i = \sqrt{\frac{2t_i}{\mu_0 \sigma_i^{app}}} - \sqrt{\frac{2t_{i-1}}{\mu_0 \sigma_{i-1}^{app}}} \quad (3)$$

Figure (1D): Determination of apparent conductivity-apparent depth profile (Step 1)

Figure (1E): Adjustment of layer thicknesses (At first, layer conductivities held, all thicknesses are decreased simultaneously by a set fraction, e.g., of 5%. The new layer thicknesses are assessed by computing the EM response of the n -layered earth model and by calculating the RMS error of the model misfit.

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{Y_i^d - Y_i^c}{2n} \right)^2} \times 100 \quad (4)$$

Where:

Y_i^d and Y_i^c : are the observed and calculated EM responses, respectively,
 n : is sampling interval.

The layered-earth responses Y_i^c are computed following the derivations of Ward and Hohmann [4]. This step is repeated until the RMS error reaches a minimum). Figure 2A shows this step.

Figure (1F): The final conductivity-depth profile after adjustment of layer conductivities (The layer thicknesses are held and the conductivities are adjusted. An iterative scheme is used where layer conductivities are adjusted by the ratios of apparent conductivities determined from the observed and calculated EM data [3,5,6]:

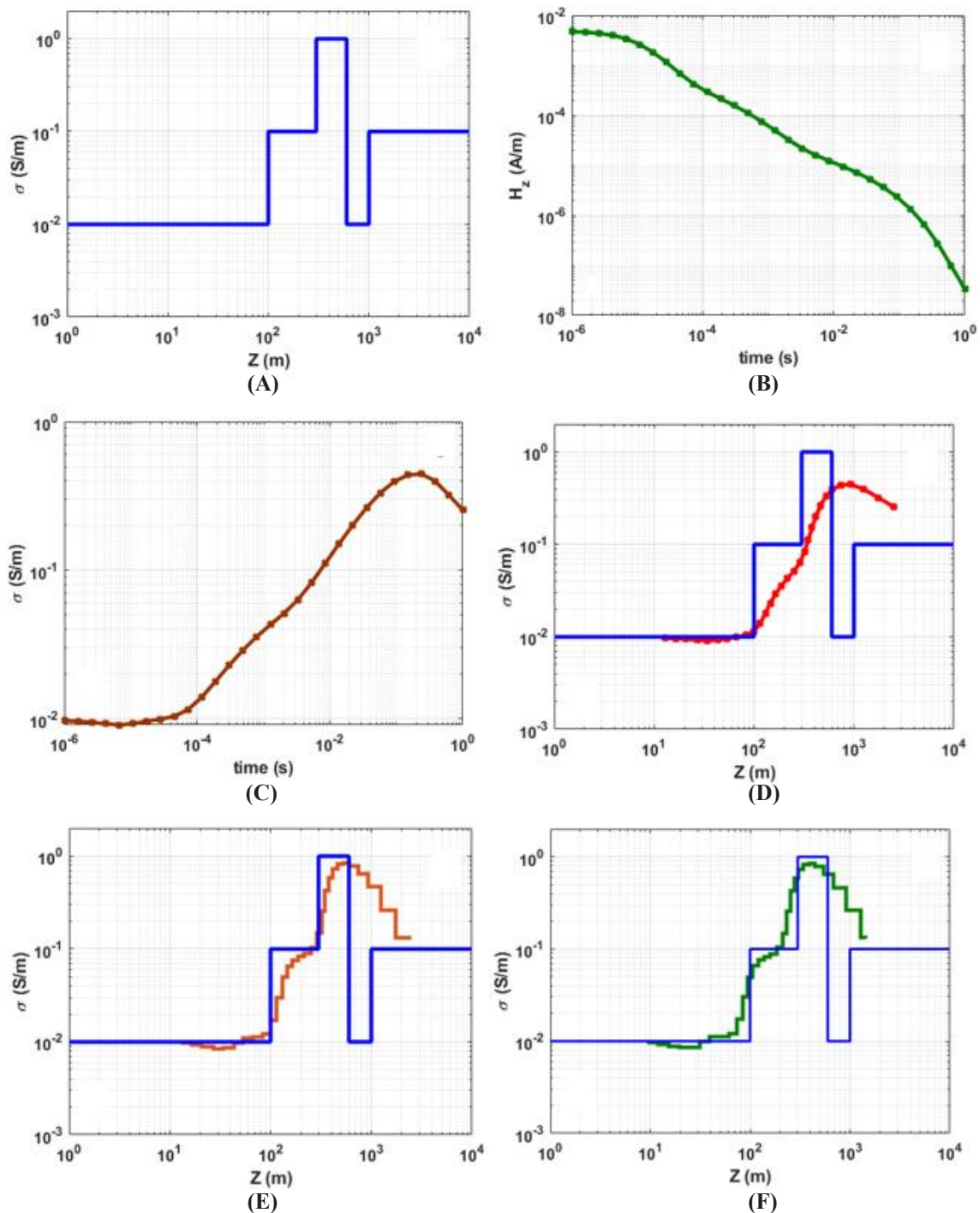


Figure 1. Conductivity-depth models derived by Zohdy's technique

$$\sigma_{i+1(new)}(j) = \sigma_{i(old)}(j) \times \frac{\sigma_{obs}^{app}(j)}{\sigma_{cal}^{app}(j)} \quad (5)$$

All layer conductivities are updated simultaneously, followed by the computation of Y_i^c until the updated RMS error reaches a minimum) [1]. Figure 2B shows this step.

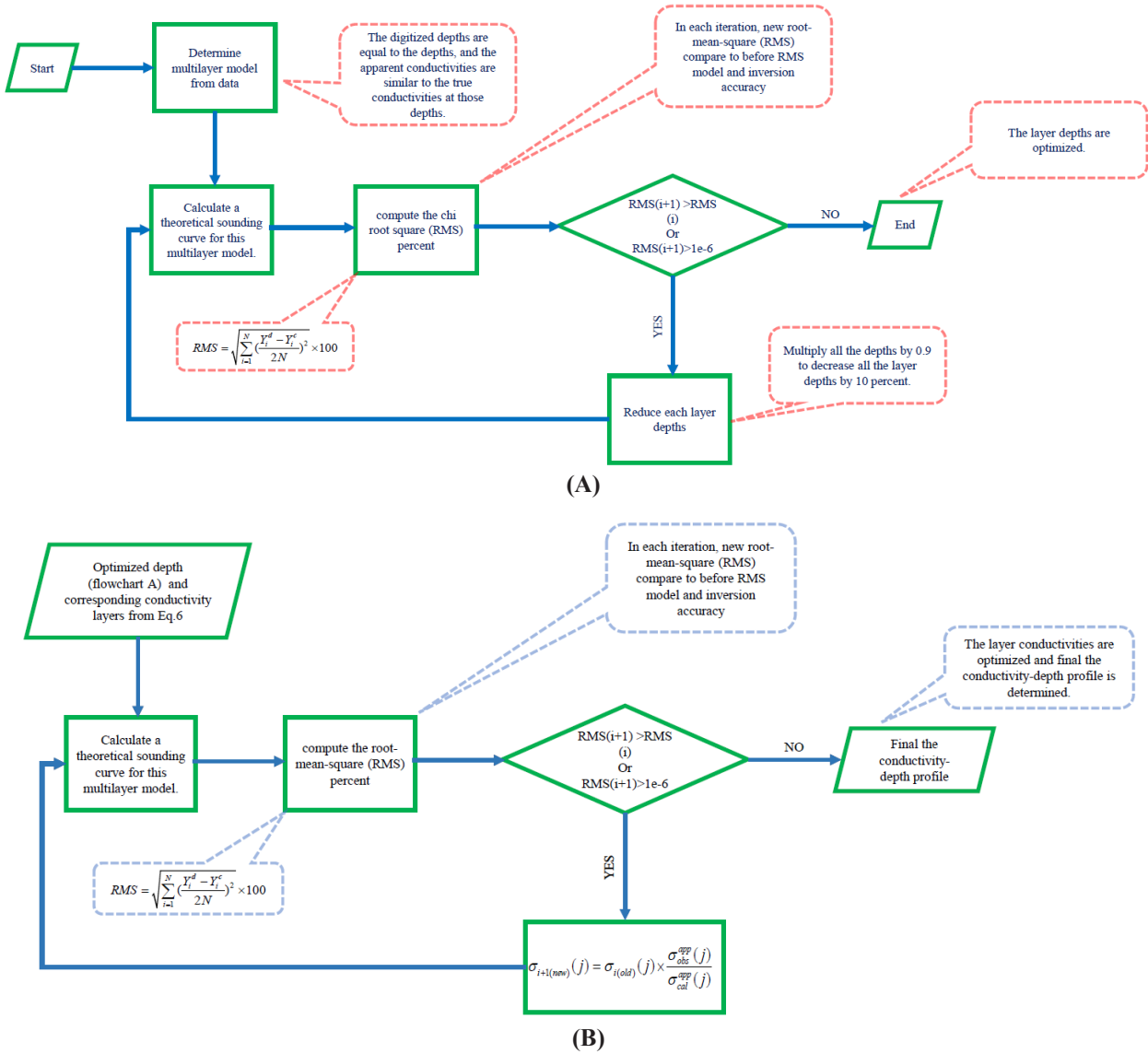


Figure 2. A: Adjustment of layer thicknesses and B: Adjustment of layer conductivities

CONCLUSIONS

In this study, Zohdy's technique is used for the rapid modeling or inversion of TEM data based on an initial model and through the elimination of the look-up tables. The obtained results of modeling for several synthetic models demonstrated that thin layers, especially conductive thin layers, can be detected. Although this technique is based on repetition of forward modeling, its results demonstrate robustness, even when the data are likely contaminated by noise. Considering the results obtained from various modeling cases, we can conclude that this technique can be used for modeling noisy TEM data and TEM data from a surveyed area where there is little information about the area.

REFERENCES

- [1] Sattel, D. (2005). “*Inverting airborne electromagnetic (AEM) data with Zohdy’s method*”. *Geophysics*, 70: G77-G85. DOI: 10.1190/1.1990217.
- [2] Nekut, A. G. (1987). “*Direct inversion of time-domain electromagnet data*”. *Geophysics*, 52: 1431-1435. DOI: 10.1190/1.1442256.
- [3] Xue, G., Li, X., Gelius, L. J., Qi, Z., Zhou, N., and Chen, W. (2015). “*A new apparent resistivity formula for in-loop fast sounding TEM theory and application*”. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 20(2): 107-118. DOI: org/10.2113/JEEG20.2.107.
- [4] Ward, S. H., and Hohmann, G. W. (1987). “*Electromagnetic theory for geophysical applications*”. In: Nabighian, M. N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, v. 1- Theory: SEG, 53-129. DOI: 10.1190/1.9781560802631.ch4.
- [5] Cao, H., Liu, Y., and Wang, K. P. (2013). “*Improved Magnetotelluric Zohdy-Oldenburg Direct Inversion, Mathematical Problems in Engineering*”. *Mathematical Problems in Engineering*, 2013: 174586. DOI: https://doi.org/10.1155/2013/174586.
- [6] Zohdy, A. A. R. (1989). “*A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves*”. *Geophysics*, 54: 245-253. DOI: 10.1190/1.1442648.



مدل سازی داده های الکترومغناطیسی حوزه زمان با روش زهدی

داود رجبی^۱، سعید میرزایی^۲، علیرضا عرب امیری^{۳*}

- ۱- دانشجوی دکترا، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
- ۲- استاد، پژوهشکده علوم پایه کاربردی جهاد دانشگاهی، دانشگاه شهید بهشتی، تهران
- ۳- دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود

پذیرش: ۱۴۰۲/۰۵/۲۵

دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۱۲

چکیده

روند روبه رشد برداشت های حوزه زمان نیاز این حوزه را به مطالعه در خصوص پردازش داده ها افزون ساخته است. با توجه به حجم بالای داده های برداشت شده دستیابی به تسریع در ارایه مدلی با دقت قابل قبول که در برابر نویز نتایج مناسبی را ارایه دهد، همواره مورد توجه پژوهشگران بوده است. پردازش داده های الکترومغناطیسی حوزه زمان برخلاف حوزه فرکانس، پیچیدگی های بسیاری دارد. اغلب روش های معکوس سازی در این حوزه نیازمند مدل اولیه، جداول دیجیتالی جستجو، محاسبات سنگین ماتریس ژاکوبین و یا مشتقات فریجت هستند. روش زهدی در ابتدا به عنوان یک روش کاربردی برای ارزیابی داده های مقاومت ویژه الکتریکی برداشت شده با استفاده از آرایه های الکترودی و نر و شلومبرژه معرفی شد که با تعیین مدل اولیه، بر اساس داده های برداشت شده مانع از محاسبات سنگین و تکرارپذیر ماتریس ژاکوبین و یا مشتقات فریجت می شود. نظر به توانایی روش زهدی در مدل سازی داده های مقاومت ویژه الکتریکی (رسانایی ویژه)، در این مقاله امکان استفاده از این روش در مدل سازی داده های الکترومغناطیسی حوزه زمان به وسیله مدل های مختلف مصنوعی بررسی شد. نتایج مدل سازی به کمک این روش، نشان می دهد علاوه بر بهبود نتایج نهایی، این روش پایداری خوبی را در برابر افزودن نویز ۵ و ۱۰ درصد به داده ها نشان می دهد که برای معکوس سازی داده هایی که نویز بالایی دارند مورد توجه و مطالعه بیشتری قرار می گیرد.

کلمات کلیدی

روش زهدی، روش تبدیل سریع، مدل سازی الکترومغناطیسی حوزه زمان.

استناد به این مقاله

رجبی، د.، میرزایی، س.، عرب امیری، ع.؛ ۱۴۰۳؛ "مدل سازی داده های الکترومغناطیسی حوزه زمان با روش زهدی". نشریه مهندسی منابع معدنی، دوره نهم، شماره ۱، ص ۱-۲۳.

DOI: 10.30479/JMRE.2023.18373.1625



۱- مقدمه

روش‌های الکترومغناطیسی^۱ از جمله روش‌های ژئوفیزیکی بسیار متنوع با کارایی بالا، سریع و تقریباً کم‌هزینه به شمار می‌روند. اساس روش الکترومغناطیسی، ایجاد و ارسال یک میدان اولیه الکترومغناطیسی به وسیله یک فرستنده به داخل زمین و دریافت و اندازه‌گیری میدان الکترومغناطیسی ثانویه به وسیله یک گیرنده است که بر اساس محاسبه پاسخ ساختارهای زیرسطحی زمین نسبت به انتشار میدان‌های الکترومغناطیسی می‌توان توزیع مقاومت ویژه نسبت به عمق را به دست آورد. محاسبه تئوریک پاسخ امواج الکترومغناطیسی حاصل از چشمه‌های موج اولیه متفاوت از زمین، یکی از راه‌های درک پیچیدگی توزیع امواج الکترومغناطیسی در زمین و نیز صحت‌سنجی تفسیرهای زمین‌شناسی مرتبط با مدل‌های به دست آمده از معکوس‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی در برداشت‌های صحرائی است.

اکتشافات انجام شده به وسیله این روش‌ها که از چشمه‌های اولیه متفاوت با منشا طبیعی و یا مصنوعی، به عنوان منبع تولید میدان اولیه استفاده می‌کنند در دو حوزه زمان و فرکانس انجام می‌پذیرد. چشمه‌های متفاوت الکترومغناطیسی شامل حلقه یا چشمه‌های خطی در ابعاد متفاوت هستند که عمده‌ترین چشمه‌های مورد استفاده در برداشت‌های ژئوفیزیکی بر اساس شکل و هندسه آنها به دسته‌های دوقطبی مغناطیسی قائم، دوقطبی مغناطیسی افقی، دوقطبی الکتریکی افقی و دوقطبی الکتریکی قائم تقسیم می‌شوند که از متداول‌ترین هندسه‌های برداشت می‌توان به حلقه‌های بزرگ افقی که جهت برداشت در مرکز، بیرون و هر نقطه دیگری استفاده می‌شوند، اشاره کرد.

مطالعات بسیاری در خصوص اکتشافات بر پایه الکترومغناطیسی گذرا مانند استفاده از روش الکترومغناطیسی حوزه زمان برای اکتشاف آب‌های زیرزمینی [۱]، استفاده از روش الکترومغناطیسی گذرا برای اکتشافات زغال‌سنگ [۲]، ارزیابی منابع آب‌های زیرزمینی در مناطق خشک و نیمه‌خشک و مناطق آتشفشانی بر پایه وارون‌سازی یک‌بعدی و محدودیت فضایی [۳]، نقشه‌برداری و تعیین حد مرز مناطق آب‌شور و آب شیرین در محیط‌های خشک با عمق نفوذ بالا [۴]، استفاده از روش حلقه مرکزی برای تشخیص لایه رسانای نازک مدفون در زیر روباره بسیار مقاوم [۵] و مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان می‌توان به تولید نرم‌افزار کدباز جهت مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی بر

اساس مشتق کامل میدان مغناطیسی برای تمام حالت‌های مختلف یک دوقطبی مغناطیسی [۶]، مدل‌سازی داده‌های دو و نیم بعدی داده‌های الکترومغناطیسی گذرا در ابعاد بزرگ بر پایه محاسبات ژاکوبین و المان محدود [۷] و سه‌بعدی الکترومغناطیسی مرکب بر پایه روش المان‌های محدود و حل مشتقات ژاکوبین جهت اکتشافات آب‌های زیرزمینی [۸]، استفاده از قید وارونگی جانبی جهت کاهش خطای نمونه‌برداری هوایی حوزه زمان جهت اکتشافات معدنی [۹]، استفاده از فیلترهای دیجیتال غیرخطی جهت کاهش نویز برداشت‌های الکترومغناطیسی گذرا در اکتشافات منابع عمیق و ساختارهای تکتونیکی [۱۰]، محاسبات سریع الگوریتم پیشرو جهت مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی بر پایه روش حداقل مربعات و مقایسه آن با نتایج فیلترهای دیجیتال [۱۱]، بررسی مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیسی گذرا و اثر عوامل مختلف بر روی نتایج مدل‌سازی معکوس [۱۲]، مدل‌سازی عمیق جهت داده‌های الکترومغناطیسی حلقه بزرگ افقی [۱۳]، مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان برای زمین‌های لایه‌ای [۱۴]، مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک بر پایه و روش زهدی و الدنبرگ [۱۵]، فواید و اشکالات استفاده از مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی بر پایه مقاومت ویژه ظاهری [۱۶]، مدل‌سازی یک‌بعدی سریع داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان [۱۷] و معکوس‌سازی داده‌های هوابرد حوزه زمان بر پایه تجزیه نقاط تکین [۱۸] اشاره کرد.

اغلب روش‌های معکوس‌سازی از روش تبدیلات رسانایی-عمق^۲ و معکوس‌سازی‌های زمین لایه‌ای^۳ استفاده می‌کنند. در این خصوص می‌توان به [۱۲، ۲۵-۱۹] اشاره کرد که در بیشتر این الگوریتم‌ها زمین به صورت یک‌بعدی و تبدیلات را به صورت همگن فرض می‌شود. اگرچه روش‌های تبدیلات رسانایی-عمق نسبت به روش‌های معکوس‌سازی زمین لایه‌ای سریع‌تر هستند؛ اما بیشتر تحت تاثیر موج‌های ناپایدار قرار گرفته و مدل الکترومغناطیسی را محدود نمی‌کنند [۲۶]. در سوی مقابل روش مدل‌سازی زمین لایه‌ای نیازمند حل ماتریس ژاکوبین و نیز تعداد زیادی روابط خطی و غیرخطی است که برای به حداقل رساندن تابع هدف، روش متداول تقریب کمترین مربعات سبب افزایش زمان مدل‌سازی می‌شود [۲۶].

نظر به گسترش روزافزون برداشت‌های حوزه زمان، به نظر می‌رسد مطالعات پایه‌ای جهت مدل‌سازی داده‌های EM

مختلف (پنجره یا کانال) اندازه‌گیری می‌کنند. در برداشت‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان به صورت گسترده از حلقه‌های افقی مسطح^۶ و یا مربعی شکل استفاده می‌کنند که این حلقه‌ها به عنوان یک منبع برای برداشت در مرکز، بیرون و هر نقطه دیگری استفاده می‌شوند [۲۸]. در این حالت داده‌های به دست آمده نسبت به جریان فرستنده و بهره تقویت‌کننده، نرمال شده و سیم‌پیچ گیرنده نتایج را بر اساس ولت بر آمپر مترمربع ($\frac{V}{Am^2}$) یا میکروولت بر آمپر مترمربع ($\frac{\mu V}{Am^2}$) ثبت می‌کند [۲۸].

برای فرمول‌نویسی پاسخ میدان الکترومغناطیسی حاصل از یک چشمه دوقطبی مغناطیسی افقی از یک زمین لایه‌ای در نقطه سنجش، غالباً از سیستم دکارتی استفاده می‌کنند که جهت مثبت Z در راستای عمق لایه‌ها به طرف پایین در نظر گرفته می‌شود. برای مدل‌سازی ساده‌تر فاکتور زمانی را به صورت هارمونیک $e^{i\omega t}$ و تراوایی مغناطیسی و الکتریکی را برابر با مقدار آن در فضای آزاد در نظر می‌گیرند. شکل ۱ هندسه زمین لایه‌ای و موقعیت یک چشمه را برای یک زمین چندلایه در سیستم مختصات دکارتی نشان می‌دهد.

هاگمن و وارد^۷ نشان دادند حل تحلیلی میدان مغناطیسی و پاسخ ولتاژ یا مشتق میدان مغناطیسی در مرکز یک حلقه افقی برای یک نیم فضای همگن با رسانایی σ از رابطه‌های ۱ و ۲ به دست می‌آید [۲۹]:

$$h_z(t) = \frac{I}{\theta^2 a^3} \left[\left(\frac{\theta^2 a^2}{2} - \frac{3}{4} \right) \text{erf}(\theta a) + \frac{3\theta a}{2\sqrt{\pi}} e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (1)$$

$$v(t) = \frac{mI}{\sigma a^3} \left[3\text{erf}(\theta a) - \frac{2\theta a}{\sqrt{\pi}} (3 + 2\theta^2 a^2) e^{-\theta^2 a^2} \right] \quad (2)$$

که در این روابط:

m: ممان فرستنده

a: شعاع حلقه‌ی فرستنده که جریان نوسانی $Ie^{i\omega t}$ در آن

جاری است

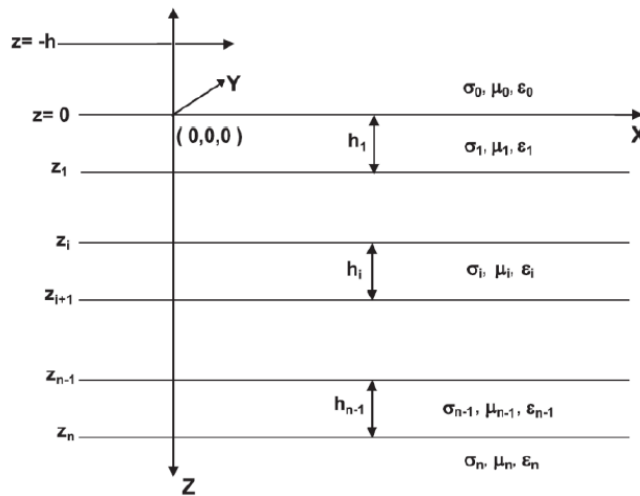
erf: تابع خطا

μ_0 : نفوذپذیری مغناطیسی خلاء است که مقدار آن در محاسبات $4\pi \times 10^{-7} H.m^{-1}$ در نظر گرفته شده و $\theta^2 = \frac{\mu_0 \sigma}{4t}$ است که در صورت لایه‌ای بودن زمین مورد مطالعه، پاسخ میدان مغناطیسی قائم و پاسخ ولتاژ حاصل از یک فرستنده حلقه‌ای به صورت روابط ۳ تا ۶ به دست می‌آید [۳۰]:

حوزه زمان به سبب پیچیدگی و محاسبات طولانی‌تر نسبت به حوزه فرکانس کمتر در کشور ما مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است و این مطالعه سرآغازی بر مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی گذرا است. از سوی دیگر وجود ماتریس ژاکوبین در معکوس‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی سبب افزایش زمان و میزان محاسبات و در برخی موارد سبب واگرایی می‌شود و نتیجه مطلوبی را آرایه نمی‌دهد. مدت‌هاست روش معکوس‌سازی اکام^۴ یک روش مفید در مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی است. این روش برای معکوس‌سازی از ماتریس ژاکوبین استفاده می‌کند و محاسبات آن نسبتاً طولانی و زمان‌بر است، بر این اساس روش زهدی به عنوان یک روش جایگزین و سریع برای مدل‌سازی در این حوزه معرفی شد [۲۷]. روش زهدی یک روش معکوس‌سازی پیشرو است که پیش‌تر برای مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه فرکانس مورد مطالعه قرار گرفته است [۲۶]، اما در حوزه زمان تاکنون مطالعه بنیادین جهت مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی گذرا در داخل کشور انجام نشده است. در این روش تولید مدل اولیه رقمی به وسیله داده‌های برداشت شده انجام می‌گیرد که این مدل اولیه با استفاده از جداول جستجوی خودکار برای هر روش برداشت مشخص می‌شود [۲۶] و در صورت عدم دسترسی به این جداول استخراج مدل اولیه رقمی شده جهت شروع فرآیند معکوس‌سازی بر پایه روش زهدی دشوار است. در این مقاله برای نخستین بار سعی شده است تا با استفاده از تکنیک روش تبدیل مستقیم ضمن حذف جداول جستجوی خودکار، ماتریس ژاکوبین و تکینگی آن و مشتقات فریجت^۵، مدل اولیه رقمی شده از داده‌های برداشت شده تولید و سپس بر پایه روش زهدی به بهبود نتایج مدل‌سازی معکوس پرداخته شود. برای بررسی صحت روند معکوس‌سازی از مدل‌های مصنوعی متنوعی استفاده شده است تا در هر زمینه نقاط قوت و ضعف این روش مورد بررسی قرار گیرد. از آنجا که داده‌های برداشت شده شامل نویزهای بسیاری است، با افزودن نویز گاوسی ۵ و ۱۰ درصد به داده‌های برداشت شده میزان دقت این روش در حل مسایل مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان مورد ارزیابی قرار گرفت.

۲- مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیسی

بیشتر سیستم‌های برداشت داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان مقدار میدان مغناطیسی قائم $h_z(t)$ و پاسخ ولتاژ $v(t)$ را حاصل از یک دوقطبی افقی در بازه‌های زمانی



شکل ۱: هندسه زمین لایه‌ای، موقعیت چشمه دوقطبی برای زمین لایه‌ای [۲۹]

I : جریان فرستنده

J_1 : تابع بسط

$k_n = \sqrt{-j\omega\mu_0\sigma_n}$: معرف عدد موج برای n امین لایه و امپدانس ورودی است که برای هر لایه از رابطه بازگشتی ۸ به دست می‌آید [۳۱]:

$$Z^n = Z_n \frac{Z^{n+1} + Z_n \tanh(u_n h_n)}{Z_n + Z^{n+1} \tanh(u_n h_n)} \quad (۸)$$

مقدار Z_n (امپدانس لایه n ام) به کمک رابطه $Z_n = -j\omega\mu_0 / u_n$ تعیین می‌شود که این مقدار برای لایه آخر زیر 50 کیلوهرتز، از جریان‌های جابه‌جایی می‌توان صرف‌نظر کرد؛ در این روابط از این اثر صرف‌نظر شده و مقدار گذردهی مغناطیسی و الکتریکی ثابت و برابر با گذردهی خلاء در نظر گرفته شده است [۳۱].

۲-۱- معکوس‌سازی داده‌ها به وسیله جداول جستجوی خودکار

ستل^۸ با استفاده از جداول جستجوی خودکار^۹ به مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان پرداخت. در شکل ۲، روند مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد حوزه زمان نشان داده شده است. نمودار ۲-الف مقادیر محاسبه شده میدان مغناطیسی نسبت به رسانایی ظاهری برای ۲۰ کانال را نشان می‌دهد. داده‌های این نمودار جدول جستجو نامیده می‌شوند. نمودار ۲-ب پاسخ میدان مغناطیسی قائم به دست آمده نسبت

$$h_z(t) = -\frac{2}{\pi} \int_0^\infty \frac{\text{Im}[H_z(\omega, \sigma, h)]}{\omega} \cos(\omega t) d\omega \quad (۳)$$

یا

$$h_z(t) = h_z(0) - \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \frac{\text{Re}[H_z(\omega, \sigma, h)]}{\omega} \sin(\omega t) d\omega \quad (۴)$$

$$\frac{\partial h_z(t)}{\partial t} = -\frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Re}[H_z(\omega, \sigma, h)] \cos(\omega t) d\omega \quad (۵)$$

یا

$$\frac{\partial h_z(t)}{\partial t} = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Im}[H_z(\omega, \sigma, h)] \sin(\omega t) d\omega \quad (۶)$$

که در این روابط:

σ : بردار رسانایی لایه‌ها بر حسب زیمنس بر متر

ω : فرکانس زاویه‌ای بر حسب رادیان بر ثانیه

h : بردار ضخامت لایه‌ها

$h_z(0)$: مقدار اولیه میدان مغناطیسی در زمان صفر

$\frac{\partial h_z(t)}{\partial t}$: (مشتق میدان الکترومغناطیسی نسبت به زمان)

پاسخ ولتاژ را نشان می‌دهد [۳۱].

از طرفی $\text{Re}[H_z(\omega, \sigma, h)]$ و $\text{Im}[H_z(\omega, \sigma, h)]$ به

ترتیب بخش حقیقی و موهومی پاسخ مختلط فرکانسی میدان مغناطیسی قائم حاصل از یک زمین لایه‌ای است که از رابطه ۷ به دست می‌آید:

$$H_z(\omega, \sigma, h) = aI \int_0^\infty \frac{1}{u_0} \left(\frac{Z^1}{Z^1 + Z_0} \right) J_1(\lambda a) \lambda^2 d\lambda \quad (۷)$$

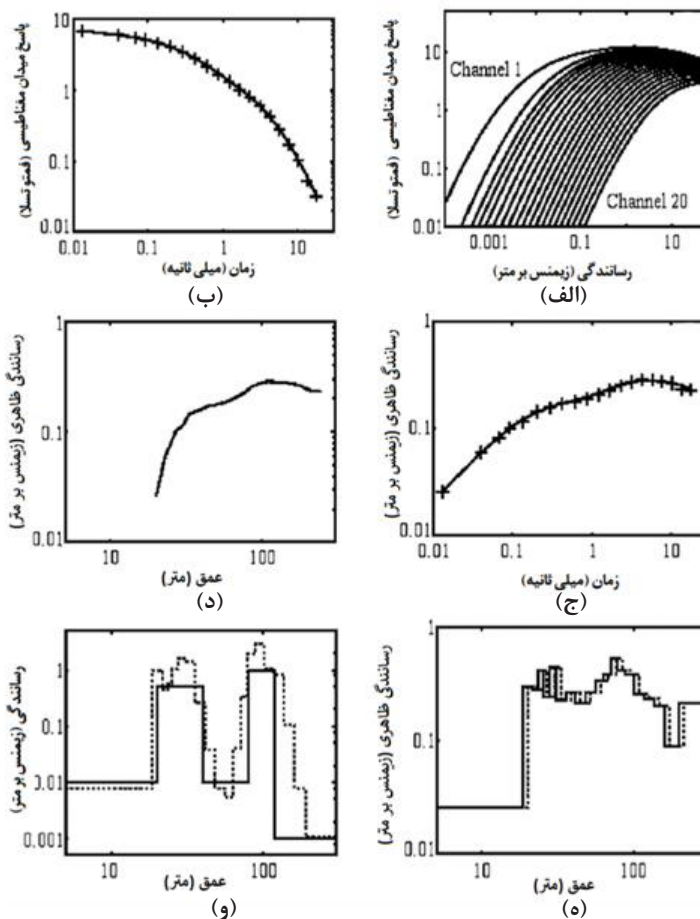
که در آن:

$$u_n = \sqrt{(\lambda^2 - k_n^2)}$$

جدول جستجوی خودکار هستیم که بر اساس شعاع و نوع حلقه فرستنده و مدل همگن متفاوت است.

باتوجه به روند صورت گرفته در شکل ۲، در معکوس سازی بر پایه زهدی، لازم است که نقاط نمونه برداری شده از منحنی صحرایی، لایه های زمین را به وجود آورند. این لایه بندی باتوجه به جداول جستجوی خودکار مشخص می شوند تا مدل لایه بندی شده به طور مستقیم از یک منحنی سونداژ نمونه برداری به دست آید [۲۶]. در این حالت نیازی به حدس مدل اولیه در مورد تعداد، ضخامت و مقاومت ویژه لایه ها وجود ندارد [۳۲]. برای حذف جداول جستجوی خودکار و مشخص کردن منحنی رسانایی ظاهری - عمق ظاهری در برداشت الکترومغناطیسی حوزه زمان از روش تبدیل سریع نیکوت^۱ [۳۳] یا ژو و همکاران [۳۴] استفاده شد.

به زمان را نشان می دهد. باتوجه به مشخص بودن پاسخ میدان مغناطیسی قائم می توان از طریق جدول جستجوی خودکار مقدار رسانایی ظاهری را در هر کانال مشخص و در پایان نمودار ۲-ج را بر اساس تغییرات رسانایی ظاهری نسبت به زمان به دست آورد. با مشخص شدن مقادیر رسانایی ظاهری برای هر زمان، مقدار ضخامت ظاهری هر لایه را نیز قابل دسترس و به وسیله مقادیر به دست آمده منحنی رسانایی ظاهری - عمق ظاهری را مطابق نمودار ۲-د رسم کرد. با مشخص شدن نمودار ۲-د که مانند پروفیل مقاومت ویژه ظاهری - عمق ظاهری در آرایش شلومبرژه است می توان با به کار بردن روش زهدی به تصحیح عمق ویژه و رسانایی ویژه مطابق شکل های ۲-ه و ۲-و پرداخت و مدل نهایی را به دست آورد. لازم به ذکر است برای انجام صحیح این روش نیازمند



شکل ۲: روند مدل سازی داده های الکترومغناطیسی هواپرد حوزه زمان به روش زهدی با استفاده از جدول جستجوی خودکار: الف) مقادیر محاسبه شده میدان مغناطیسی نسبت به رسانایی برای ۲۰ کانال، ب) پاسخ میدان مغناطیسی به دست آمده نسبت به زمان، ج) تغییرات رسانایی ظاهری نسبت به زمان، د) تعیین منحنی رسانایی ظاهری - عمق، ه) تصحیح عمق ویژه ظاهری به روش زهدی، و) تصحیح رسانایی ویژه ظاهری به روش زهدی و مشخص کردن مدل معکوس نهایی [۲۶]

۲-۲- رسم منحنی سونداژ

$$\frac{\partial h_z(t)}{\partial t} = \frac{I_0 \rho_1}{\mu_0 a^3} \left[Z_0 + Z_1(1 - \varphi(u)) + Z_2 \sqrt{\frac{2}{\pi}} u e^{-u^2/2} + \dots \right. \\ \left. Z_3 \sqrt{\frac{2}{\pi}} u^3 e^{-u^2/2} \right] \quad (13)$$

$$\rho_a^t(\mu_0 \frac{\partial h_z(t)}{\partial t}) = \frac{u_0}{\pi t} \left[\frac{Z_1(r) \pi I_0}{60t \frac{\partial h_z(t)}{\partial t}} \right]^{2/3} \quad (14)$$

که در این روابط:

$$u = a \sqrt{\frac{\mu_0}{2\rho_1 t}}$$

$$\varphi(u) = \sqrt{\frac{2}{\pi}} \int_0^u e^{-t^2/2} dt$$

$Z_0 = 2.989677401, Z_1 = -2.989677395, Z_2 = -2.98967875$ و مقدار $Z_4 = -0.995519472$ در برداشت‌های صورت گرفته در مرکز حلقه است [۳۴]. بر همین اساس می‌توان عمق هر لایه را به صورت رابطه ۱۵ مشخص کرد [۲۶]:

$$h(t) = \sqrt{\frac{2t}{2\mu_0 \sigma_a}} \quad (15)$$

از نتایج حاصل از پاسخ تبدیل‌های سریع می‌توان جهت تبدیل داده‌های برداشت شده به منحنی رسانایی ظاهری- عمق ظاهری استفاده کرد.

۲-۳- روش معکوس‌سازی زهدی

روش زهدی یک روش تکرار، برای تفسیر اتوماتیک منحنی‌های سونداژ شلومبرژه بر اساس به دست آوردن عمق‌ها و مقاومت ویژه‌های تفسیر شده از فاصله‌های الکترودی جابه‌جا شده و میانگین مقاومت‌های ویژه ظاهری است [۲۶]. در این روش نیازی به حدس مدل اولیه برای تعداد لایه‌ها، ضخامت آنها و مقاومت ویژه آنها نیست. تعداد لایه‌ها در مدل تفسیر شده برابر با تعداد نقاط اندازه‌گیری شده بر روی منحنی سونداژ است [۳۲].

در روش زهدی، مطالعه بر روی منحنی‌های سونداژی و نر و شلومبرژه برای محیطی با لایه‌بندی افقی، لایه‌های همگن و همسانگرد و بدون در نظر گرفتن تعداد لایه‌ها و توزیع مقاومت ویژه انجام شده است که فرض‌های زیر در این معکوس‌سازی در نظر گرفته می‌شوند:

۱- مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده همواره مثبت است.

۲- شکل منحنی سونداژ متناسب با شکل منحنی رسانایی

روش‌های تبدیل سریع یکی از روش‌های مناسب برای ساخت مدل اولیه است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به روش تبدیل سریع نیکوت [۳۳]، ژو و همکاران [۳۴] و ژو و همکاران [۳۵] اشاره کرد. نیکوت نشان داد در صورتی که شعاع حلقه فرستنده حامل جریان I را R در نظر بگیریم، هنگامی که زمان قطع جریان در لحظه صفر باشد، پاسخ میدان الکترومغناطیسی را می‌توان با توجه به روش تصویری از رابطه ۹ به دست آورد [۳۳]:

$$\frac{h(t)}{h_0(t=0)} = \frac{R^2}{(R^2 + D(t)^2)^{3/2}} \quad (9)$$

که در آن:

$h_0 = \frac{\mu_0 I}{2R}$ و $D(t)$: تصویر منبع میدان در عمق D است. برای یک زمین همگن با رسانایی ثابت σ عمق پخش از رابطه ۱۰ به دست می‌آید که معادل عمق پوسته در روش‌های فرانسی است [۳۳]:

$$\delta = \sqrt{\frac{2t}{\mu_0 \sigma}} \quad (10)$$

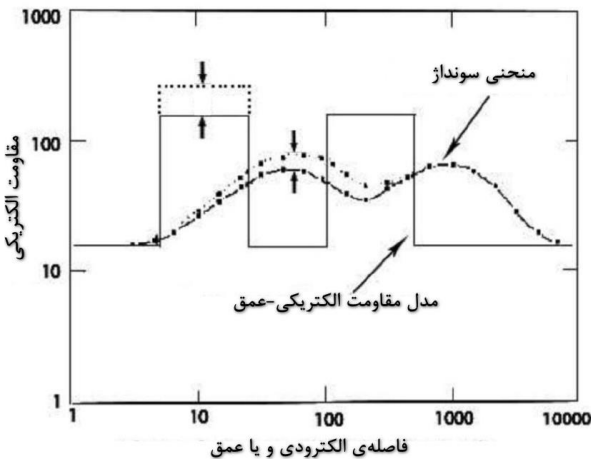
از طرفی با در نظر گرفتن $D = 2\delta$ می‌توان به وسیله یک ضریب تخمین مناسب، رسانایی ظاهری را از رابطه ۱۱ به دست آورد [۳۳]:

$$\sigma_i^{app} = \left(\frac{2t_i}{\mu_0} \right) \left(\frac{\delta_i}{F(\frac{\delta_i}{R})} \right)^2 \quad (11)$$

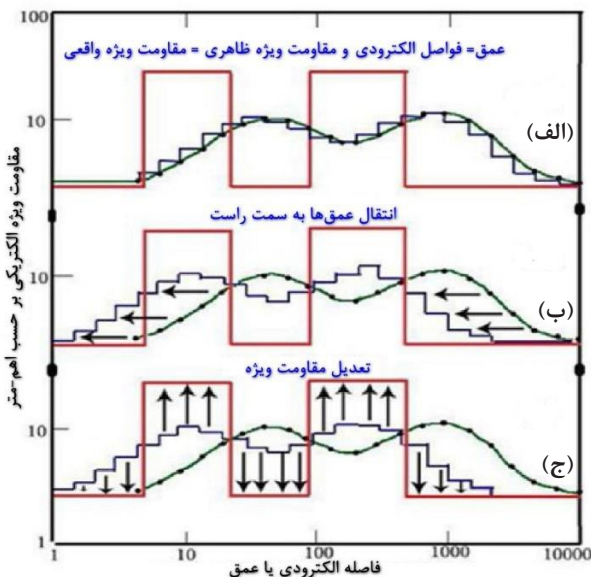
در این حالت مقدار فاکتور تصحیح F برای $1 \ll \frac{\delta}{R}$ برابر $\frac{1}{\sqrt{2}}$ و برای $1 \gg \frac{\delta}{R}$ برابر 1.05 در نظر گرفته می‌شود [۳۳]. از این رو برای هر زمان مشخص می‌توان رسانایی ظاهری را از رابطه ۱۱ و به کمک آن ضخامت ظاهری هر لایه را از رابطه ۱۲ به دست آورد [۳۳]:

$$h_i = \sqrt{\frac{2t_i}{\mu_0 \sigma_i^{app}}} - \sqrt{\frac{2t_{i-1}}{\mu_0 \sigma_{i-1}^{app}}} \quad (12)$$

بر همین اساس ژو^{۱۲} و همکارانش نشان دادند اگر مقدار پاسخ ولتاژ یک زمین لایه‌ای به صورت رابطه ۱۳ تعیین شود، مقدار مقاومت ویژه یک زمین لایه‌ای در کانال‌های انتهایی می‌تواند به صورت رابطه ۱۴ مشخص شود:



شکل ۳: ارتباط میان منحنی سونداژ حاصل از فواصل الکترودی مختلف بر روی یک زمین پنج لایه با روش شلومبرژه [۳۲]



شکل ۴: مراحل اصلی در روش تفسیر خودکار زهدی: الف) عمق لایه‌ها برابر با فاصله الکترودی و مقاومت ویژه (رسانایی ویژه) ظاهری برابر مقاومت ویژه (رسانایی ویژه) واقعی است، ب) انتقال منحنی سونداژ به سمت چپ برای هم‌فاز کردن آن با منحنی مقاومت ویژه (رسانایی ویژه) - عمق، ج) تعدیل دامنه مقاومت ویژه (رسانایی ویژه) ظاهری با توجه به مقاومت ویژه (رسانایی ویژه) واقعی [۳۲]

تعیین مقدار مناسب برای انتقال افقی عمق‌ها و اصلاح و تعدیل عمودی رسانایی (مقاومت ویژه) بدون دانش اولیه از توزیع عمقی رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی، اساس روش زهدی است [۲۷].

(مقاومت ویژه) - عمق واقعی است به طوری که اگر رسانایی (مقاومت ویژه) با افزایش عمق افزایش (کاهش) یابد، رسانایی (مقاومت ویژه) با افزایش فاصله الکترودی، افزایش (کاهش) می‌یابد.

۳- بیشترین تغییر در رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری در فاصله الکترودی رخ می‌دهد که بزرگتر از عمقی است که همین تغییر به طور متناظر در رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی وجود دارد. این یعنی منحنی رسانایی (مقاومت ویژه) - عمق خارج از فاز است و همیشه به سمت راست منحنی رسانایی (مقاومت ویژه) - عمق جابه‌جایی دارد.

۴- دامنه منحنی سونداژ همیشه کمتر از بیشینه مقدار و بیشتر از کمینه مقدار رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی است. رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری در فاصله الکترودی بسیار کوچک، نسبت به ضخامت لایه اول، یا بسیار بزرگ، نسبت به عمق لایه بی‌نهایت آخر، به طور مجانبی به ترتیب به رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی لایه اول و لایه آخر نزدیک می‌شود.

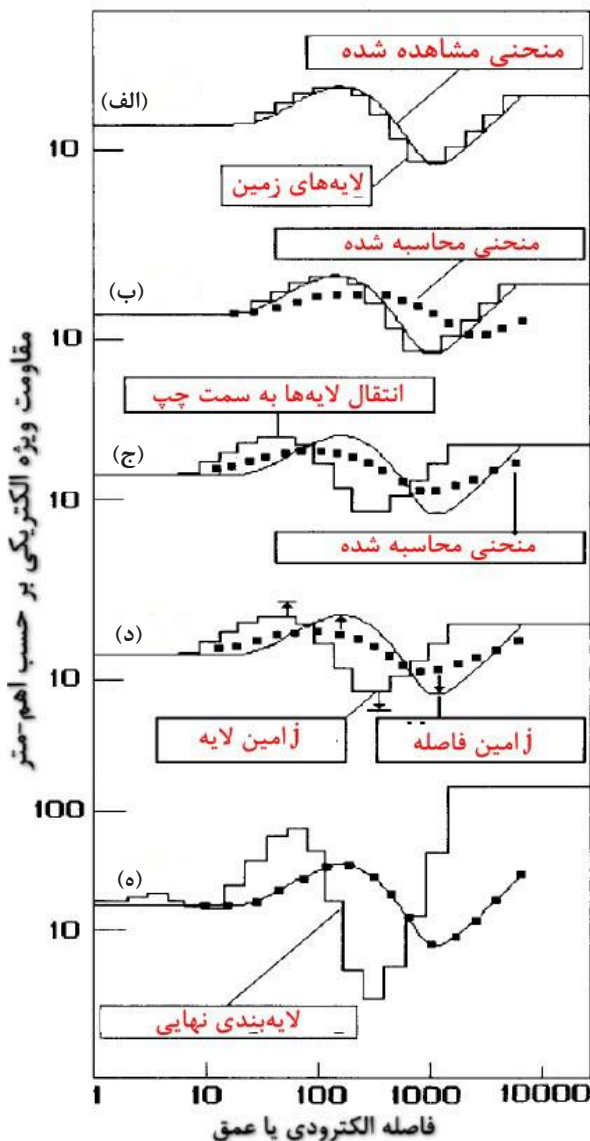
۵- در مدل چندلایه، تغییر رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی یک لایه ضخیم، سبب تغییر رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری در طول ناحیه متناظر در منحنی سونداژ می‌شود. علاوه بر این بیشینه تغییر در رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی به طور تقریبی برابر با تغییر خالص در رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری است [۲۸] موارد بیان شده را می‌توان در شکل ۳ مشاهده کرد.

برخی مفسران باتوجه به نتایج قسمت‌های ۱ و ۲ فرض کرده‌اند که فاصله الکترودی همان عمق کاوش و رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری تقریباً همان رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی است، اما نتایج قسمت‌های ۳، ۴ و ۵ نشان می‌دهد که برای یک تفسیر صحیح بهتر است مراحل زیر مطابق شکل ۴ انجام شود [۲۷].

الف) فاصله الکترودی به درستی عمق لایه‌های مختلف را تخمین نمی‌زند (شکل ۴-الف)، از این رو عمق‌های فرض شده باید برای هم‌فاز کردن لایه‌های فرض شده با منحنی رسانایی (مقاومت ویژه) - عمق مطابق شکل ۴-ب به سمت چپ جابه‌جا شود.

ب) رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری به درستی رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی را تخمین نمی‌زند؛ از این رو رسانایی (مقاومت ویژه) فرض شده برای تقریب دامنه رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی باید تنظیم یا اصلاح شود (شکل ۴-ج).

ج) با استفاده از خاصیت بیان شده در شماره ۵، می‌توان عمل اصلاح را در منحنی سونداژ انجام داد.



شکل ۵: منحنی نشان‌دهنده تفسیر تکراری زهدی برای یک منحنی با لایه‌بندی ناشناخته؛ الف) لایه‌بندی به دست آمده از منحنی سونداژ، ب) محاسبه منحنی سونداژ متناظر با الف، ج) انتقال بهینه لایه‌بندی برای کمینه کردن خطا میان منحنی محاسبه و مشاهده شده، د) تنظیم مقاومت ویژه لایه‌ها، ه) لایه‌بندی نهایی پس از چندین بار تکرار با منحنی مشاهده و محاسبه شده [۳۲]

۷- تکرار مراحل ۲ تا ۶ تا زمانی که کمترین درصد خطا به دست آید.

مقدار کمینه خطا وقتی آشکار می‌شود که خطا با انتقال زیاد به سمت چپ افزایش یابد (شکل ۵-ج)، از سوی دیگر برای سرعت بخشیدن به فرآیند مدل‌سازی می‌توان از مقادیر کوچک‌تر فواصل الکترودی آغاز کرد [۳۲].

از آنجا که روش زهدی نوعی مدل‌سازی بر اساس مدل‌سازی پیشرو است، مدل‌های بسیاری وجود دارند که می‌توانند داده‌های واقعی را با خطای کم برازش کنند. برای سرعت بخشیدن به محاسبات در ابتدا لازم است که به دیجیتالی کردن منحنی سونداژ پرداخته شود. در این حالت لازم است فرضیات زیر در نظر گرفته شود [۳۲]:

- ۱- فرض می‌شود که فواصل الکترودی دیجیتالی شده برابر با عمق لایه‌ها و مقدار مقاومت ویژه ظاهری برابر با مقاومت ویژه در آن فواصل الکترودی است.
- ۲- تعداد لایه‌های مدل برابر با تعداد نقاط رقمی شده در منحنی برداشت شده است.
- ۳- رسانایی (مقاومت ویژه) واقعی مدل با رسانایی (مقاومت ویژه) ظاهری برابر است.

۲-۳-۱- محاسبه عمق

به سبب آنکه در عمل منحنی عمق-مقاومت ویژه حقیقی مشخص نیست، برای محاسبه میزان جابه‌جایی به چپ و تصحیح عمق سونداژها لازم است ضروری است موارد تکرارپذیر زیر انجام شود [۳۲]:

- ۱- اختلاف عمق‌های نمونه‌برداری شده برابر با ضخامت و مقاومت ویژه واقعی برابر با مقاومت ویژه ظاهری در آن عمق‌ها است (شکل ۵-الف).
- ۲- منحنی سونداژ تئوری برای این مدل چندلایه به وسیله مدل‌سازی پیشرو محاسبه می‌شود (شکل ۵-ب).
- ۳- درصد خطا^{۱۳} از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{\rho}_{oj} - \bar{\rho}_{ej})^2}{N}} \times 100 \quad (16)$$

که در آن:

$\bar{\rho}_{oj}$: مقاومت ویژه ظاهری زام

$\bar{\rho}_{ej}$: مقاومت ویژه محاسبه شده زام

N: تعداد نقاط مقاومت ویژه ظاهری دیجیتالی شده است.

۴- ضریب تمام عمق‌ها در عدد ۰٫۹ برای کاهش ۱۰ درصدی عمق لایه‌ها صورت می‌پذیرد.

۵- مراحل ۲ و ۳ برای یافتن درصد خطای جدید انجام می‌شود.

۶- مقایسه درصد خطای جدید با درصد خطای قبلی می‌شود.

۲-۳-۲- محاسبه مقاومت ویژه

با داشتن منحنی سونداژ تئوری با استفاده از انتقال مقاومت ویژه‌های ظاهری و عمق‌ها، باید مقادیر مقاومت ویژه را برای به دست آوردن بهترین برازش بین منحنی‌های سونداژ محاسبه و مشاهده شده تنظیم کرد. در این حالت لازم است فرآیند تکرارپذیری به صورت زیر انجام شود [۳۲]:

۱- در هر فاصله الکترودی دیجیتال شده بر روی منحنی‌های سونداژ مشاهده‌ای و محاسبه‌ای، مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده باید به مقاومت ویژه مشاهده شده نزدیک شود (شکل ۵-۵). از این‌رو مقدار مقاومت ویژه لایه با استفاده از تکرار زیر به دست خواهد آمد:

$$\rho_{i+1} = \rho_i(j) \times \bar{\rho}_o(j) / \bar{\rho}_c(j) \quad (17)$$

که در آن:

i: شماره تکرار

j: فاصله الکترودی زام و لایه زام

$\rho_i(j)$: مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده در فاصله

الکترودی زام برای تکرار i ام

$\bar{\rho}_o(j)$: مقاومت ویژه ظاهری مشاهده شده در فاصله

الکترودی زام

$\rho_i(j)$: مقاومت ویژه لایه زام برای تکرار i ام است.

۲- منحنی سونداژ جدید با استفاده از مقاومت ویژه لایه

تنظیم شده به دست می‌آید.

۳- درصد خطای جدید با استفاده از مدل پیشرو محاسبه و مقدار آن با درصد خطای قبلی مقایسه می‌شود.

۴- تکرار مراحل ۱ تا ۳ تا وقتی که منحنی مشاهده‌ای با منحنی محاسبه‌ای برازش خوبی تشکیل و یا شرایط دیگری برای پایان دادن به فرآیند تکرار ایجاد شود [۳۲].

در پایان لایه‌بندی نهایی (شکل ۵-۵) مشخص می‌شود. البته باید توجه داشت، فرآیند تکرار در صورت ایجاد یکی از حالت‌های زیر پایان می‌پذیرد:

- حداقل خطا (کمتر از ۲ درصد برای داده‌های صحرائی) رخ دهد.

- کندی در بهبود بهتر فرآیند برازش (کمتر از ۵ درصد کاهش در درصد خطا)

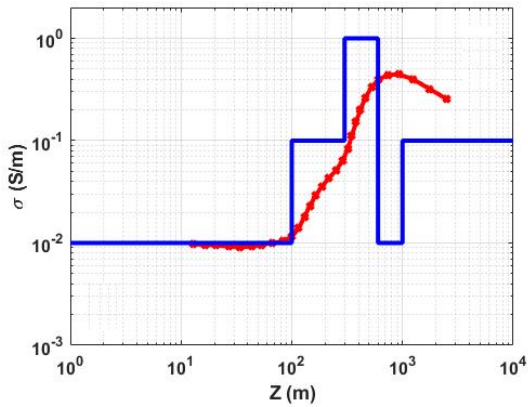
- تعداد تکرارها پایان یابد (بیشترین تعداد تکرار ۳۰ مرتبه).

- درصد خطا به جای کاهش، افزایش یابد [۳۲].

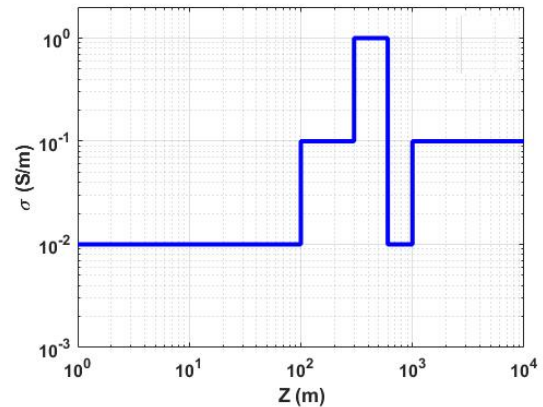
۲-۴- مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی

برای به دست آوردن منحنی سونداژ در مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان به روش زهدی لازم است از جداول جستجوی خودکار بهره‌گیریم [۲۶]. در این مطالعه سعی شد تا با استفاده از تبدیل سریع منحنی سونداژ را مشخص و استفاده از جداول جستجو حذف شود. از این‌رو مطابق روند زیر به مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان پرداخته شد. برای این منظور برای یافتن پاسخ میدان مغناطیسی قائم و پاسخ ولتاژ حاصل از یک چشمه دوقطبی مغناطیسی افقی از یک زمین لایه‌ای، در ابتدا به وسیله برنامه نگارش یافته در محیط نرم‌افزار متلب، مقدار حقیقی و موهومی پاسخ مختلط فرکانسی میدان مغناطیسی قائم به وسیله رابطه ۷ با به کار بردن ضرایب فیلترهای دیجیتال گوپتاسارما^{۱۴} و سینگ^{۱۵} محاسبه و با مشخص شدن پاسخ این انتگرال حل عددی انتگرال‌های روابط ۳ تا ۶ برای حصول پاسخ میدان مغناطیسی قائم و پاسخ ولتاژ حاصل از یک چشمه دوقطبی به وسیله روش فیلترهای دیجیتال [۳۷] و با استفاده از ضرایب سینوس و کسینوس کی^{۱۶} [۳۸] برای مدل‌های مصنوعی مختلف به دست آورده شد. شکل ۶ روند محاسبات معکوس‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان به روش زهدی بدون استفاده از جداول جستجوی خودکار را نشان می‌دهد. در شکل ۶-الف مدلی از یک زمین لایه‌ای نشان داده شده است. در شکل ۶-ب پاسخ میدان مغناطیسی قائم نسبت به زمان به وسیله الگوریتم پیشرو نشان داده شده است. این پاسخ همان داده‌های برداشت شده در حالت واقعی است که به وسیله الگوریتم پیشرو الکترومغناطیسی گذرا به دست می‌آید. در مرحله سوم که در شکل ۶-ج مشخص است، منحنی سونداژ رسانایی ظاهری (مقاومت ویژه ظاهری) نسبت به زمان به وسیله رابطه‌های ۱۱ یا ۱۴ مشخص و رسم می‌گردد. با مشخص شدن این نمودار، می‌توان مقدار عمق محاسباتی را با رابطه ۱۲ یا ۱۵ به دست آورد و منحنی رسانایی (مقاومت ویژه)- عمق را مطابق شکل ۶-د رسم کرد.

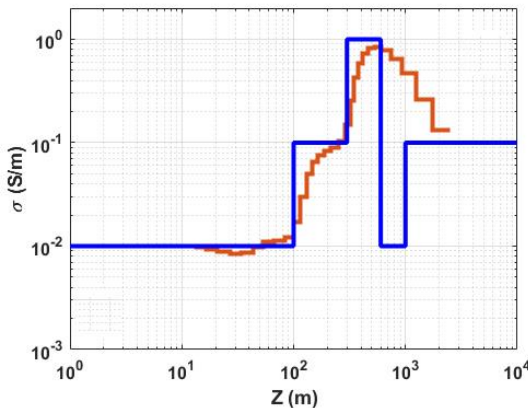
پس از مشخص شدن این بخش که معادل شکل ۵-ب است لازم است به بهینه‌سازی منحنی سونداژ محاسبه شده بپردازیم. تغییرات در روش زهدی بر پایه برازش داده‌های حاصل از مدل زمین با داده‌های مشاهده شده (اندازه‌گیری شده) بنا شده است. بدین ترتیب که با در نظر گرفتن مدل اولیه، مدل‌سازی پیشرو انجام شده و اختلاف بین داده‌های



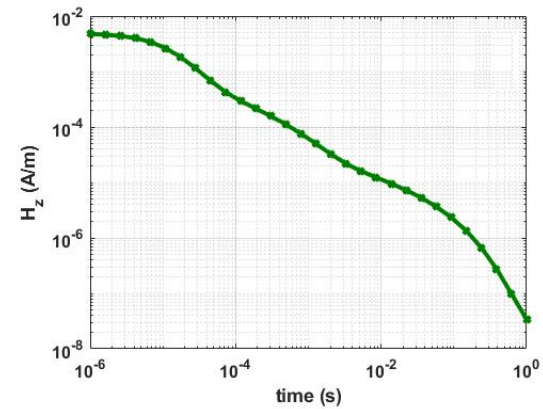
(د): تعیین منحنی رسانایی ظاهری - عمق ظاهری



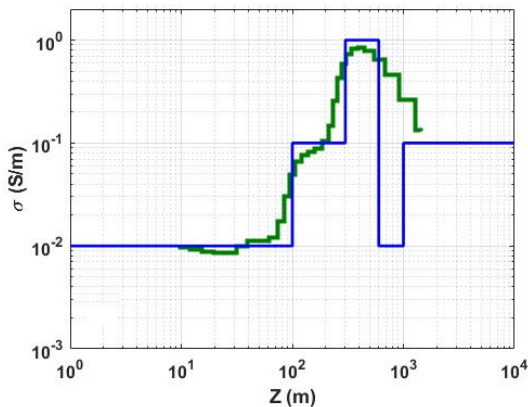
(الف): مدل اولیه یک زمین لایه‌ای



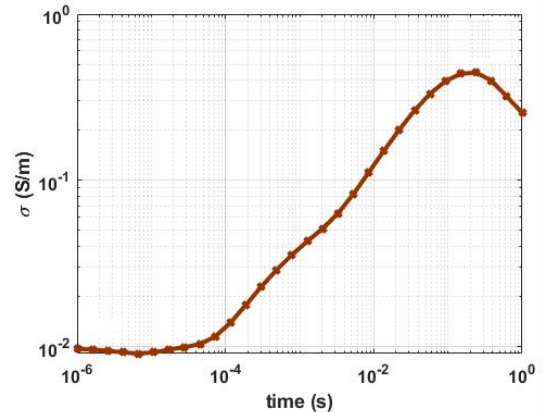
(ه): تصحیح عمق ویژه ظاهری به روش زهدی



(ب): پاسخ میدان مغناطیسی قائم مدل اولیه نسبت به زمان



(و): تصحیح رسانایی ظاهری به روش زهدی



(ج): منحنی تغییرات رسانایی ظاهری نسبت به زمان

شکل ۶: روند معکوس‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی حوزه زمان به روش زهدی بدون استفاده از جداول جستجوی خودکار؛ الف) مدل یک زمین چندلایه مصنوعی، ب) پاسخ میدان مغناطیسی قائم حاصل از مدل اولیه نسبت به زمان (این منحنی توسط الگوریتم مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترومغناطیسی گذرا به دست می‌آید)، ج) منحنی تغییرات رسانایی ظاهری نسبت به زمان (این منحنی به وسیله نتایج حاصل از الگوریتم‌های تبدیل سریع به دست می‌آید)، د) منحنی محاسبه شده رسانایی ظاهری - عمق ظاهری (این منحنی نتیجه معکوس‌سازی اولیه با استفاده از الگوریتم‌های تبدیل سریع می‌باشد)، ه) تصحیح عمق ویژه ظاهری به روش زهدی (در این مرحله داده‌های رقمی شده با فرض ثابت بودن رسانایی ویژه به سمت چپ منتقل می‌شوند تا بهترین برازش در محاسبات پیشرو مشخص شود. در این مرحله عمق لایه‌ها تصحیح می‌گردد)، و) تصحیح رسانایی ظاهری به روش زهدی (با مشخص شدن مقدار عمق تصحیح شده، مقدار عمق ظاهری ثابت و رسانایی ویژه تغییر داده می‌شود تا بهترین برازش مشخص و مدل نهایی به دست آید).

برنامه ارایه شده توسط نیلسن^{۱۷} و باومگارتنر^{۱۸} [۳۹] استفاده شد. در تمام مدل‌ها بازه زمانی نمونه‌برداری صفر تا ۱۰۰۰ میلی‌ثانیه و اندازه‌گیری در ۳۰ کانال انجام گردید. مدل‌های زمین لایه‌ای به صورت زیر انتخاب شدند که در جدول ۱ مشخصات آنها را مشاهده می‌کنید:

۱- در مدل اول یک زمین دولایه با روباره رسانا در نظر گرفته شد تا اثرات مربوط به این روش در شناسایی لایه مقاوم ضخیم بررسی شود. در این مدل شعاع حلقه نسبت به ضخامت لایه اول کمتر است.

۲- در مدل دوم یک زمین سه‌لایه که لایه میانی بسیار رسانا است به عنوان مدل در نظر گرفته شد تا مشخص شود این روش در تشخیص عمق و شناسایی لایه رسانا چقدر می‌تواند مفید باشد. از سوی دیگر اثر لایه رسانا بر روی نتایج لایه‌های پایین‌تر در این مدل ارزیابی و در این حالت شعاع حلقه برداشت بیشتر از ضخامت لایه اول در نظر گرفته شد.

۳- در مدل سوم یک زمین پنج لایه با یک لایه نازک (نسبت به لایه‌های پیرامون خود) بسیار رسانا بررسی شد تا دقت این روش در شناسایی لایه‌های نازک و تفکیک لایه‌بندی‌ها بهتر مشخص شود. در این مدل شعاع حلقه فرستنده کمتر از ضخامت تک‌تک لایه‌ها در نظر گرفته شد تا اثر شعاع حلقه فرستنده بر روی نتایج مدل‌سازی نیز بررسی شود.

۴- در آخرین مدل‌سازی به بررسی دقت این روش در شناسایی لایه‌ها، میزان عمق نفوذ و تفکیک لایه‌های میانی رسانا در حضور نویز ۵ و ۱۰ درصد پرداخته شد. در این حالت شعاع حلقه فرستنده با شعاع لایه اول یکسان و نسبت به سایر

جدول ۱: مشخصات مدل‌های مختلف زمین لایه‌ای

| مدل | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ |
|------------|----------|----------|----------|----------|
| σ_1 | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰۱ |
| d_1 | ۵۰۰ | ۵۰ | ۱۰۰ | ۱۰۰ |
| σ_2 | ۰٫۰۰۱ | ۱۰ | ۰٫۱ | ۰٫۱۰ |
| d_2 | ∞ | ۲۰۰ | ۲۰۰ | ۲۰۰ |
| σ_3 | | ۰٫۰۱ | ۱ | ۱٫۰ |
| d_3 | | ∞ | ۱۰۰ | ۳۰۰ |
| σ_4 | | | ۰٫۱ | ۰٫۰۱ |
| d_4 | | | ۲۰۰ | ۴۰۰ |
| σ_5 | | | ۰٫۰۱ | ۰٫۰۰۱ |
| d_5 | | | ∞ | ∞ |
| a | ۲۰۰ | ۲۰۰ | ۵۰ | ۱۰۰ |

حاصل از این مدل با داده‌های مشاهده شده در زمان‌های مشخص محاسبه می‌شود و این روند تا حصول کمترین برازش (برقراری یکی از شرط‌های توقف) ادامه می‌یابد. در مرحله بعد ضخامت لایه‌ها در هر تکرار به اندازه ۵ تا ۱۰ درصد کاهش می‌یابد (هرچه این مقدار افزایش یابد مدل‌سازی سریع‌تر و دقت پایین‌تر می‌آید) و در حالی که رسانایی لایه‌ها ثابت است دوباره مدل‌سازی پیشرو انجام شده و اختلاف داده‌ها با رابطه ۱۸ محاسبه می‌شود و این تکرار تا زمانی که کمترین اختلاف به دست آید، ادامه می‌یابد.

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^n \left(\frac{Y_i^d - Y_i^c}{2n} \right)^2} \times 100 \quad (18)$$

که در آن:

Y_i^c و Y_i^d : به ترتیب بیانگر پاسخ میدان مغناطیسی محاسبه و مشاهده شده (اندازه‌گیری شده)
 n : تعداد بازه نمونه‌برداری است.

پس از این مرحله نمودار شکل ۶-۵ به دست می‌آید. پس از بهینه شدن مقدار ضخامت ظاهری، مقدار ضخامت لایه‌ها ثابت در نظر گرفته شده و سپس رسانایی لایه‌ها مطابق رابطه ۱۹ تغییر داده می‌شود:

$$\sigma_{i+1(new)}(j) = \sigma_{i(old)}(j) \times \frac{\sigma_{obs}^{app}(j)}{\sigma_{cal}^{app}(j)} \quad (19)$$

این تغییر به صورت خودکار انجام شده و در هر مرحله مقادیر رسانایی به‌روزرسانی می‌شود. همچنین رسانایی هر یک از لایه‌های مدل متغیر در هر تکرار زیاد و یا کم می‌شود. بعد از هر تکرار مجدداً مدل‌سازی پیشرو انجام شده و اختلاف داده‌ها محاسبه می‌شود و این عملیات آن‌قدر ادامه می‌یابد تا کمترین اختلاف بین داده‌های محاسبه و داده‌های مشاهده شده به دست آید. میانگین تعداد تکرارها غالباً بین دو تا ۳۰ تکرار است. در این صورت مدلی نهایی نماینده‌ای از لایه‌های زیر سطحی خواهد شد. این مدل در شکل ۶-۵ نشان داده شده است. الگوریتم این بخش را می‌توانید در ضمیمه ۱ مشاهده کنید.

۳- مدل‌سازی پاسخ میدان الکترومغناطیسی حاصل از زمین لایه‌ای در حوزه زمان

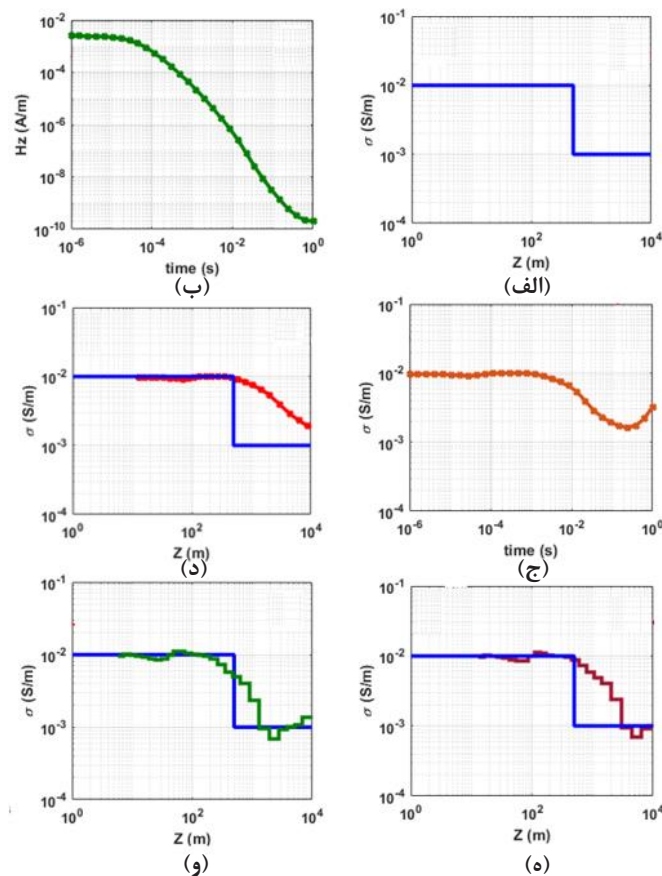
برای صحت‌سنجی نتایج مدل‌سازی زمین لایه‌ای، در این مطالعه چند مدل مصنوعی را مورد بررسی قرار دادیم. برای صحت‌سنجی نتایج حاصل از برنامه پیشرو نگارش یافته از نتایج

لایه‌ها کمتر در نظر گرفته شد.

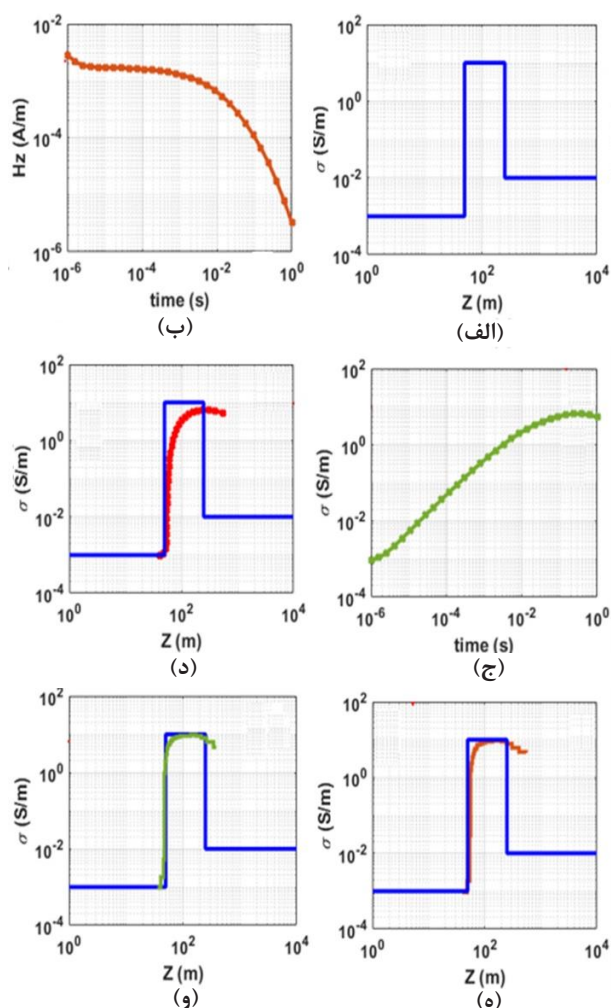
نتایج مدل مصنوعی اول از جدول ۱ حاصل از یک زمین دولایه در شکل ۷ نشان داده شده است. در این مدل لایه اول دارای ضخامت ۵۰۰ متر و رسانایی ۰/۰۱ زیمنس بر متر بوده و رسانایی لایه دوم که مقاوم‌تر است، ۰/۰۰۱ زیمنس بر متر در نظر گرفته شده است. فرستنده حلقه‌ای دایره‌ای شکل به شعاع ۲۰۰ متر و برداشت‌ها در مرکز حلقه انجام می‌شود. مطابق آنچه در روش انجام مدل‌سازی بیان شد، در شکل ۷-د نتایج حاصل از تبدیل مستقیم به روش نیکوت [۳۳] و در شکل ۷-و نتیجه نهایی به روش معکوس‌سازی زهدی نشان داده شده است که اختلاف میدان مغناطیسی قائم در مدل‌سازی پیشرو میان مدل نهایی و مدل اولیه کمتر از 6×10^{-5} تسلا است. هر دولایه به خوبی مشخص و تفکیک شده‌اند. وجود لایه رسانای ضخیم مانع از عبور جریان‌های الکترومغناطیسی به داخل لایه دوم و شناسایی دقیق آن شده اگرچه تفکیک لایه‌ها مشخص و شکل نهایی مشخص‌کننده یک محیط دولایه با روبراه رسانا است، اما همچنان مشکل شناسایی لایه‌ها در زیر یک روبراه

ضخیم رسانا وجود دارد.

در شکل ۸ نتایج مدل‌سازی مدل دوم جدول ۱ نشان داده شده است. در این مدل لایه وسط نسبت به لایه‌های پیرامون خود رسانایی بسیار بالاتری دارد. همان گونه که در روند معکوس‌سازی نشان داده شده است، در شکل ۸-و تنها شناسایی لایه دوم بهتر از روش تبدیل مستقیم یا همان داده‌های محاسبه شده اولیه بوده است. در مدل نهایی لایه اول و دوم به خوبی شناسایی شده‌اند، اما لایه سوم به درستی مشخص نشده است که ممکن است به دلیل میرا شدن موج ارسال شده به وسیله فرستنده در اعماق بالا باشد. از سوی دیگر وجود لایه میانی با رسانایی بالا مانع نفوذ موج به لایه‌های پایینی شده و موج گذرا در این لایه محصور شده؛ از این رو لایه سوم به روش تبدیل مستقیم و روش زهدی شناسایی نشده است، بنابراین می‌توان گفت علی‌رغم استفاده از پیچیده بزرگ لایه رسانا مانع از نفوذ امواج الکترومغناطیسی به عمق شده است و همچنان این مشکل در شناسایی لایه سوم (لایه زیرین لایه رسانا) وجود دارد.



شکل ۷: روند معکوس‌سازی داده‌های حوزه زمان به روش زهدی برای یک مدل دولایه با روبراه ضخیم رسانا

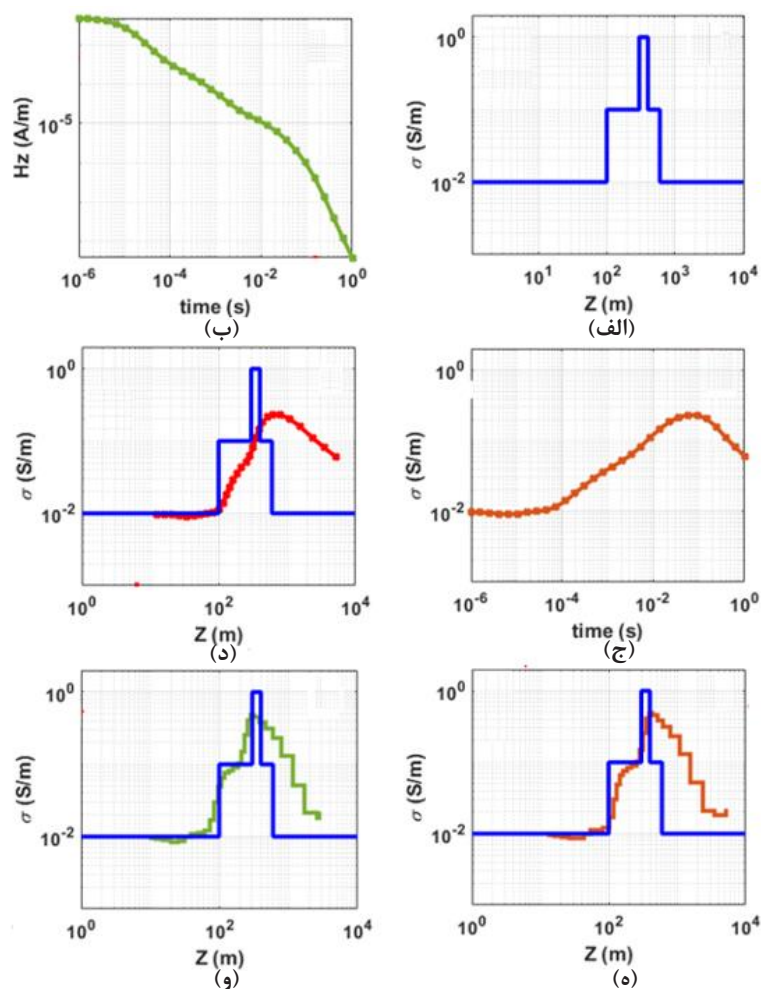


شکل ۸: روند معکوس سازی داده های حوزه زمان به روش زهدی (برای یک مدل سه لایه، لایه رسانا در میان دو لایه مقاوم قرار دارد).

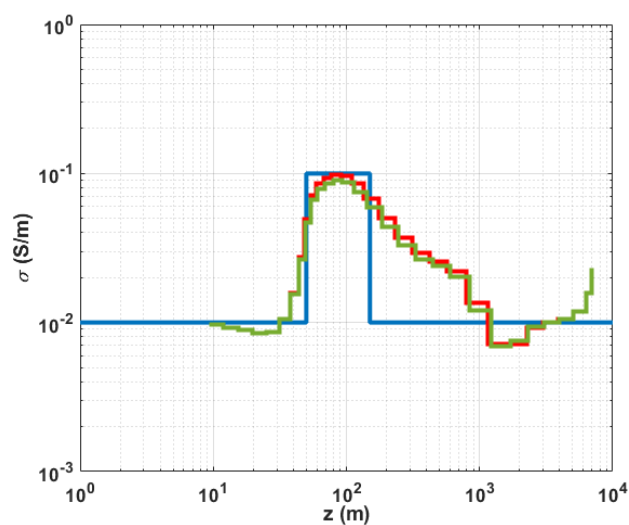
درصد تراوایی بالاتری دارد (جدول ۲)، در نظر گرفته شد که نتایج مدل سازی آن در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در این مدل سازی، در گام نخست از الگوریتم پیشرو برای به دست آوردن پاسخ کامل میدان الکترومغناطیسی قائم و سپس از روش مدل سازی زهدی (مطابق آنچه بیان شد) برای به دست آوردن نتیجه نهایی استفاده شد. باید توجه داشت که برای این منظور از آنجا که روش زهدی یک روش معکوس سازی پیشرو است، در الگوریتم پیشرو اثر جابه جایی در نظر گرفته نشده است. با توجه به نتایج به دست آمده با و بدون اثر جابه جایی مشاهده می شود. این روش در شناسایی لایه ها (به ویژه دو لایه اول) به خوبی عمل کرده است و اثر جابه جایی چندان بر نتیجه نهایی تأثیری نداشته است. از سوی دیگر تطابق میان نتایج در کانال های اولیه و نهایی مشهود است ولی در کانال میانی فاصله میان نتایج دیده می شود.

نتایج سومین مدل سازی، مدل پنج لایه جدول ۱ با یک لایه نازک در شکل ۹ نشان داده شده است. در این مدل شعاع حلقه فرستنده ۵۰ متر در نظر گرفته شده که از ضخامت تک تک لایه ها کمتر است. با توجه به نتایج به دست آمده در مدل سازی اولیه، مشاهده می شود که لایه رسانا به درستی مشخص نشده است. با استفاده از مدل سازی به روش زهدی این لایه بهتر مشخص شده است که در شکل ۹-و نتیجه نهایی مشاهده می شود. باین حال می توان گفت که لایه نازک تر رسانا به طور کامل باز یابی نشده است چرا که وجود لایه رسانا سبب میرا شدن سریع تر موج شده است، بنابراین با این روش احتمال شناسایی لایه نازک (لایه ای که نسبت به نواحی اطراف آن ضخامت کمتری دارد) دچار اشکال است.

با هدف دقت میزان معکوس سازی در تراوایی مغناطیسی زمین مدلی سه لایه که در آن لایه میانی نسبت به خلاء ۱۰



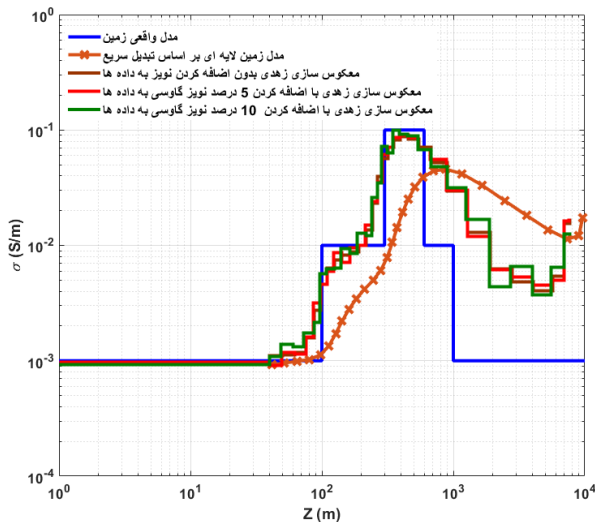
شکل ۹: روند معکوس‌سازی داده‌های حوزه زمان به روش زهدی برای یک مدل پنج‌لایه با هدف شناسایی لایه رسانای نازک



شکل ۱۰: روند معکوس‌سازی داده‌های حوزه زمان به روش زهدی برای یک زمین سه لایه با تراوایی بالاتر لایه میانی - معکوس‌سازی بر اساس داده‌های مدل پیشرو کامل و در نظر گرفتن جریان جابه‌جایی (منحنی قرمز رنگ)، معکوس‌سازی بر اساس داده‌های مدل سازی پیشرو کامل در غیاب جریان جابه‌جایی (منحنی سبز رنگ)

جدول ۲: مدل زمین لایه ای با تراوایی مغناطیسی متفاوت لایه میانی

| σ_1 | d_1 | σ_2 | d_2 | σ_3 | d_3 | μ_1 | μ_2 | μ_3 | a |
|------------|-------|------------|-------|------------|----------|---------|---------|---------|-----|
| ۰٫۱ | ۵۰ | ۰٫۱ | ۱۰۰ | ۰٫۱ | ∞ | ۱ | ۱٫۱ | ۱ | ۱۰۰ |



شکل ۱۱: مقایسه نتایج معکوس سازی یک زمین ۵ لایه با اعمال نویزهای ۵ و ۱۰ درصد گاوسی به داده های مصنوعی

رسانایی بالا سبب تضعیف قدرت موج شده و سبب می شود که موج در این روباره ها میرا شده و نتایج به دست آمده دقت کافی را نداشته باشند. روش زهدی اگرچه یک روش بر پایه تکرار مدل سازی پیشرو است، اما در برابر نویزهای احتمالی می تواند نتایج نسبتاً پایداری را ارائه کند. این مهم با افزودن نویزهای احتمالی ۵ تا ۱۰ درصدی به داده ها بررسی شد. نتایج مربوط به مدل سازی داده های همراه با نوفه نشان می دهد می توان از این روش برای مدل سازی داده های الکترومغناطیسی حوزه زمان همراه با نوفه و یا در مدل سازی داده هایی که اطلاعات کمی از منطقه مورد مطالعه وجود دارد، استفاده کرد.

۵- مراجع

- [1] Sattel, D., and Kgotlhang, L. (2004). "Groundwater exploration with AEM in the Boteti area, Botswana". *Exploration Geophysics*, 35: 147-156. DOI: 10.1071/EG04147.
- [2] Lu, K., Zhou, J., Li, X., Fan, Y. N., Qi, Z., and Cao, H. (2022). "3D large-scale transient electromagnetic modeling using a Shift-and-Invert Krylov subspace method". *Journal of Applied Geophysics*, 198: 104573-104573. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2022.104573.

در شکل ۱۱ به بررسی دقت روش مورد استفاده در این مقاله برای مدل سازی داده های آغشته به نویز، پرداخته شده است. در این مدل ۵ لایه به مقادیر به دست آمده از مدل سازی پیشرو ۵ و ۱۰ درصد نویز گاوسی اضافه شده است. با توجه به نتایج به دست آمده در معکوس سازی داده ها مشاهده می شود که در روش تبدیل مستقیم علی رغم حذف نویز در شناسایی داده های نتیجه مطلوبی را ارائه نمی کند. در صورتی که مدل سازی بر پایه روش زهدی نتایج بهتری را ارائه می دهد. لازم به ذکر است در حالت آغستگی به نویز ۵ درصد، تغییر خاصی میان مدل نهایی مشاهده نمی شود و با افزایش نویز به ۱۰ درصد نتایج اندکی تغییر می کند. از سوی دیگر اگرچه وجود لایه رسانا سبب کم شدن قدرت تفکیک در لایه بندی ها شده است، اما باز هم تغییرات رسانایی نسبتاً مشخص است. لازم به ذکر است از آنجا که در کانال های انتهایی نمی توان چندان به نتایج به دست آمده اعتبار بخشید، بهتر است نتایج این کانال ها از نتایج نهایی حذف و در تفسیر در نظر گرفته نشوند. از طرفی در این مدل لایه رسانا نسبتاً خوب شناسایی شده است که یکی از دلایل آن بالاتر بودن شعاع حلقه فرستنده نسبت به ضخامت لایه ها بوده است. به نظر می رسد بالا بودن شعاع حلقه فرستنده سبب شناسایی بهتر لایه ها می شود.

۴- نتیجه گیری

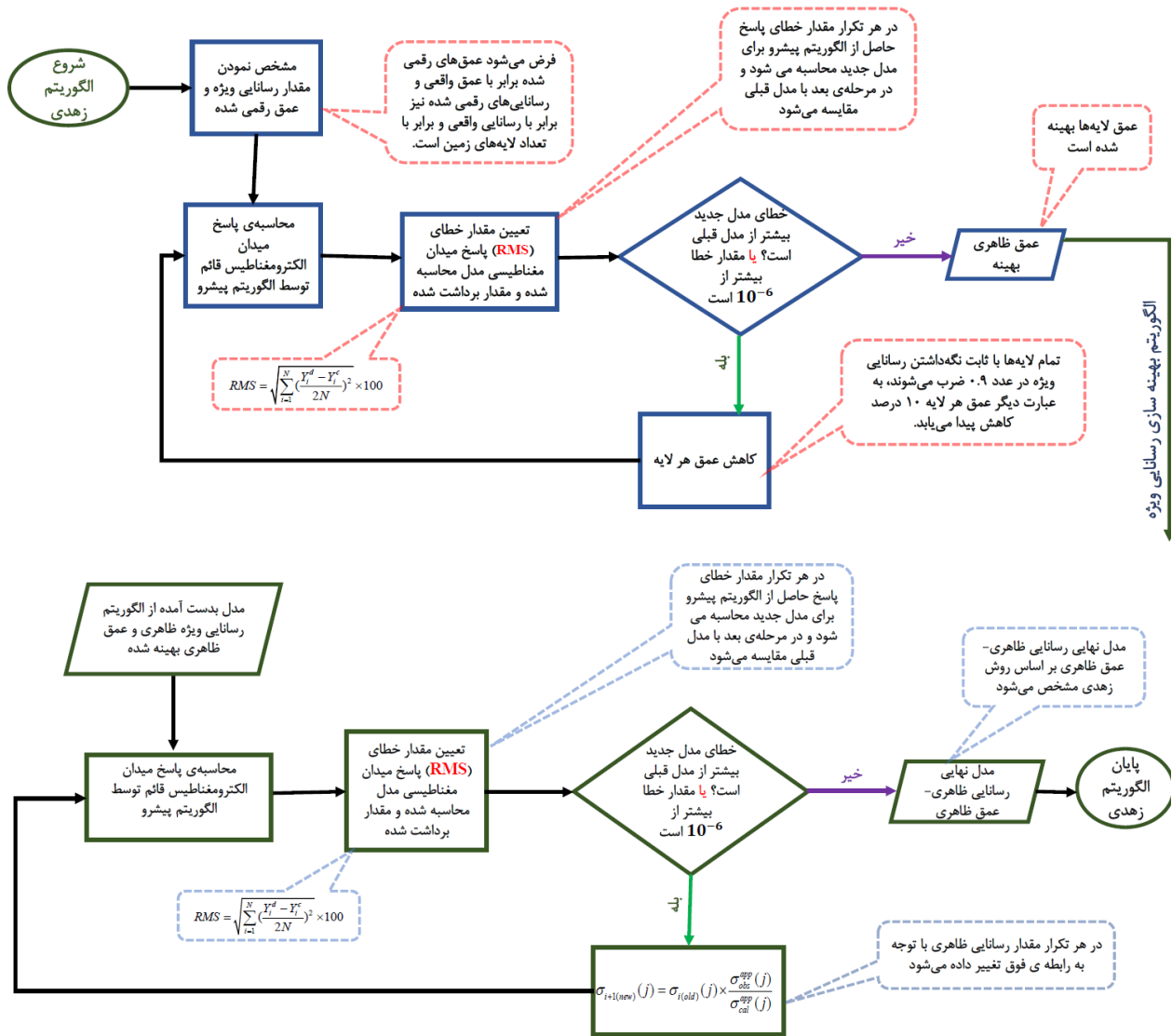
در این مطالعه از روش زهدی برای مدل سازی داده های الکترومغناطیسی حوزه زمان بدون استفاده از جدول جستجوی خودکار استفاده شد. برای این منظور مدل های مصنوعی متنوعی برای بررسی نتایج این روش مورد استفاده قرار گرفت. در ابتدا برای دیجیتال سازی داده ها از روش تبدیل سریع نیکوت و ژو و همکارانش استفاده شد. استفاده از این روش نشان داد بدون نیاز به مدل اولیه مشخص می توان برای بازیابی مقادیر رسانایی و ضخامت زمین های لایه ای نتایج مطلوبی به دست آورد. مشکل شناسایی لایه های نازک به ویژه لایه های رسانای نازک در این معکوس سازی نیز وجود دارد. وجود روباره ها یا لایه هایی با

- [13] Singh, N. P., Utsugi, M., and Kagiya, T. (2009). "TEM response of a large loop source over a homogeneous earth model: A generalized expression for arbitrary source-receiver offsets". *International Journal of Geophysics 7 Pure and Applied Geophysics*, 166(12): 2037-2058. DOI: 10.1007/s00024-009-0532-z.
- [14] Aji Hapsoro, C., Srigutomo, W., Purqon, A., and Warsa. (2019). "3-D Modeling of Layered Earth Structure in the Geothermal Systems Using Time Domain Electromagnetics (TDEM) Method". *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 318(1): 012015. DOI: <https://doi.org/10.1088/1755-1315/318/1/012015>.
- [15] Cao, H., Liu, Y., and Wang, K. P. (2013). "Improved Magnetotelluric Zohdy-Oldenburg Direct Inversion, Mathematical Problems in Engineering". *Mathematical Problems in Engineering*, 2013: 174586. DOI: <https://doi.org/10.1155/2013/174586>.
- [16] Spies, B. R., and Eggers, D. E. (1986). "The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods". *Geophysics*, 51: 1462-1471. DOI: 10.1190/1.1442194.
- [17] Christiansen, A. V., Auken, E., Kirkegaard, C., Schamper, C., and Vignoli, G. (2016). "An efficient hybrid scheme for fast and accurate inversion of airborne transient electromagnetic data". *Exploration Geophysics*, 47(4): 323-330. DOI: 10.1071/EG14121.
- [18] Huang, H., and Palacky, G. J. (1991). "Damped least-squares inversion of time-domain airborne EM data based on singular value decomposition". *Geophysical Prospecting*, 39(6): 827-844. DOI: 10.1111/j.1365-2478.1991.tb00346.x.
- [19] Lane, R., Green, A., Golding, C., Owers, M., Pik, P., Plunkett, C., Sattel, D., and Thorn, B. (2000). "An example of 3D conductivity mapping using the TEMPEST AEM system". *Exploration Geophysics*, 31: 162-172. DOI: 10.1071/EG00162.
- [20] Leeming, P., Moehadu, M., Nikiel-Tshabangu, B., and Sarma, D. (2001). "An integrated approach with DIGHEMV to groundwater exploration -Tsabong, Botswana". 15th Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts, 1-4. DOI: 10.1071/ASEG2001ab069.
- [21] Qi, Z., Zhang, Y., Li, X., and Li, H. (2022). "S-Inversion of electrical source semi-airborne TEM data to determine the electric interface underground". *Journal of Applied Geophysics*, 204: 104744-104744. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2022.104744.
- [22] Schaa, R., and Fullagar, P. K. (2012). "Vertical and horizontal resistive limit formulas for a rectangular-loop source on a conductive half-space". *Geophysics*, 77: 1857-1869. DOI: 10.1190/1.1635038.
- [3] Amato, F., Pace, F., Vergnano, A., and Comina, C. (2021). "TDEM prospections for inland groundwater exploration in semiarid climate, Island of Fogo, Cape Verde". *Journal of Applied Geophysics*, 184: 104242-42.
- [4] El-Kaliouby, H. (2020). "Mapping sea water intrusion in coastal area using time-domain electromagnetic method with different loop dimensions". *Journal of Applied Geophysics*, 175: 103963-103963. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2020.103963.
- [5] Mohanty, I., Nagendran, R., Bisht, L., Thanikai Arasu, A. V., Baskaran, R., Kumar, B. V. L., and Verma, M. B. (2022). "Development of SQUID based TDEM system and its utilization for field survey at Tumallapalle, Andhra Pradesh, India". *Journal of Applied Geophysics*, 204: 104746-104746. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2022.104746.
- [6] Liu, R., Liu, J., Wang, J., Liu, Z., and Guo, R. (2020). "1D EM response modeling with arbitrary source-receiver geometry based on vector potential and its implementation in Matlab". *Geophysics*, 1-47. DOI: 10.1190/geo2019-0224.1.
- [7] Xiao, L., Gianluca, F., Bo, Z., Auken, E., and Christiansen, A. V. (2022). "Fast 2.5D and 3D Inversion of transient electromagnetic surveys using the octree-based finite element method". *Geophysics*, 87(4): 1JA-WB79. DOI: 10.1190/GEO2021-0402.1.
- [8] Tang, W., Li, Y., Swidinsky, A., and Liu, J. (2015). "Three-dimensional controlled-source electromagnetic modelling with a well casing as a grounded source: a hybrid method of moments and finite element scheme". *Geophysical Prospecting*, 63(6): 1491-1507. DOI: 10.1111/1362478.12330.
- [9] Zhang, J., Huang, C., Feng, B., and Shi, Y. (2022). "Inversion of airborne transient electromagnetic data based on reference point lateral constraint". *Journal of Applied Geophysics*, 202: 104675-104675. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2022.104675.
- [10] Feng, B., Zhang, J.-f., Li, D., and Bai, Y. (2020). "Resistivity-depth imaging with the airborne transient electromagnetic method based on an artificial neural network". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 25(3): 355-368. DOI: 10.32389/JEEG19-087.
- [11] Parise, M. (2011). "Fast computation of the forward solution in controlled-source electromagnetic sounding problems". *Progress in Electromagnetics Research*, 111: 119-139. DOI: 10.2528/PIER10101409.
- [12] Farquharson, C. G., Oldenburg, D. W., and Routh, P. S. (2003). "Simultaneous 1D inversion of loop-loop electromagnetic data for both magnetic susceptibility and electrical conductivity". *Geophysics*, 68: 1857-1869. DOI: 10.1190/1.1635038.

- 20(2): 107-118. DOI: doi.org/10.2113/JEEG20.2.107.
- [35] Xue, G. Q., Yan, S., and Zhou, N. N. (2011). "Theoretical study on the errors caused by dipole hypothesis of large-loop TEM response". *Diqiu Wuli Xuebao*, 54(9): 2389-2396. DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.09.022.
- [36] Zhao, Y.-w., Zhu, Z.-q., Lu, G.-y., and Han, B. (2018). "The optimal digital filters of sine and cosine transforms for geophysical transient electromagnetic method". *Journal of Applied Geophysics*, 150: 267-277. DOI: 10.1016/j.jappgeo.2018.01.008.
- [37] Guptasarma, D., and Singh, B. (1997). "New digital linear filters for Hankel J_0 and J_1 transforms". *Geophysical Prospecting*, 45(5): 745-762. DOI: org/10.1046/j.1365-2478.1997.500292.x.
- [38] Key, K. (2012). "Is the fast Hankel transform faster than quadrature?". *Geophysics*, 77(3): F21-F30. DOI: doi.org/10.1190/geo2011-0237.1.
- [39] Ingeman-Nielsen, T., and Baumgartner, F. (2006). "CR1Dmod: A Matlab program to model 1D complex resistivity effects in electrical and electromagnetic surveys". *Computers & Geosciences*, 32(9): 1411-1419. DOI: 10.1016/j.cageo.2006.01.001.
- [23] Krivochieva, S., and Chouteau, M. (2002). "Whole-space modeling of a layered earth in time-domain electromagnetic measurements". *Journal of Applied Geophysics*, 50(4): 375-391. DOI: https://doi.org/10.1016/S0926-9851(02)00164-7.
- [24] Sattel, D., Lane, R., Pears, G., Smith, R., and Vrbancich, J. (2004). "Novel ways to process and model GEOTEM data". 17th Conference and Exhibition, Australian Society of Exploration Geophysicists, Extended Abstracts. DOI: 10.1071/ASEG2004ab127.
- [25] Smith, R. S., Lee, T. J., Annan, P. A., and Connell, M. D. (2005). "Approximate apparent conductance (or conductivity) from the realizable moments of the impulse response". *Geophysics*, 70: G29-G32. DOI: 10.1190/1.1852776.
- [26] Sattel, D. (2005). "Inverting airborne electromagnetic (AEM) data with Zohdy's method". *Geophysics*, 70: G77-G85. DOI: 10.1190/1.1990217.
- [۲۷] شیرزادی تبار، ف.، کارزانی، ص.؛ ۱۳۹۵؛ "به کارگیری روش زهدی در تفسیر داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد حوزه فرکانس". سی و پنجمین گردهمایی ملی علوم زمین.
- [28] Tiwari, A. K., Maurya, S. P., and Singh, N. P. (2018). "TEM response of a large loop source over the multilayer earth models". *International Journal of Geophysics*, 2018: 9891548. DOI: doi.org/10.1155/2018/9891548.
- [29] Ward, S. H., and Hohmann, G. W. (1987). "Electromagnetic theory for geophysical applications". In: Nabighian, M. N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, v. 1- Theory: SEG, 53-129. DOI: 10.1190/1.9781560802631.ch4.
- [30] Spies, B. R. (1989). "Depth of investigation in electromagnetic sounding methods". *Geophysics*, 54: 872-888. DOI: 10.1190/1.1442716.
- [31] Wait, J. R. (1987). "Electromagnetic wave theory". John Wiley & sons.
- [32] Zohdy, A. A. R. (1989). "A new method for the automatic interpretation of Schlumberger and Wenner sounding curves". *Geophysics*, 54: 245-253. DOI: 10.1190/1.1442648.
- [33] Nekut, A. G. (1987). "Direct inversion of time-domain electromagnetic data". *Geophysics*, 52: 1431-1435. DOI: 10.1190/1.1442256.
- [34] Xue, G., Li, X., Gelius, L. J., Qi, Z., Zhou, N., and Chen, W. (2015). "A new apparent resistivity formula for in-loop fast sounding TEM theory and application". *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*,

¹ Electromagnetic (EM)² Conductivity-Depth Transformations (CDT)³ Layered-Earth Inversions (LEI)⁴ Occam⁵ Frechet⁶ Horizontal Circular Loop (HCP)⁷ Hohmman and Ward⁸ Sattel⁹ Digital Look_Up Table¹⁰ Nekut¹¹ Correction Factor¹² Xue¹³ RMS¹⁴ Guptasarma¹⁵ Singh¹⁶ Key¹⁷ Nielsen¹⁸ Baumgartner

ضمیمه



ضمیمه ۱: الگوریتم تصحیح عمق ظاهری و رسانایی ویژه ظاهری به روش زهدی