

Research article

DOI: 10.22034/IJME.2025.2043452.2025

OPEN ACCESS

Fast Occam Inversion of Magnetotelluric Data for Imaging Salt Diapirs in the Nasrabad Region, Kashan

Mohammad Filbandi Kashkuli¹, Abolghasem Kamkar^{2*}, Alireza Arabamiri³, Hakim Esmaceli Oghaz⁴

¹PhD Student, Department of Mining Exploration, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

²Professor, Department of Oil Exploration, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³Associate Professor, Department of Mining Exploration, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

⁴Development and Gas Engineering Company, Tehran, Iran

Article info	Abstract
<p>Received: 15 October 2024 Revised: 2 March 2025 Accepted: 13 April 2025</p> <p>Keywords</p> <p>Magnetotellurics Fast Occam Inversion Inversion Diapir Nasrabad</p> <p>*corresponding author Abolghasem Kamkar kamkar@shahroodut.ac.ir</p>	<p>The magnetotelluric (MT) method is a passive geophysical technique used to investigate subsurface electrical resistivity structures. The distribution of electrical resistivity is among the most reliable methods for detecting vertical and horizontal subsurface variations, particularly for imaging salt diapirs. This study examines the application of the fast Occam inversion method to invert synthetic MT data generated from the Nasrabad region salt diapirs using adaptive finite element modeling. Subsequently, this inversion method has been applied to a real MT data profile from the Nasrabad region. A synthetic model, developed based on an available geological cross-section, was used to generate MT data. The synthetic MT data were then inverted using the fast Occam method. The inversion results demonstrated the effectiveness of this method in accurately recovering the surrounding formations and delineating the diapiric boundaries. For real data modeling, dimensionality and strike direction analysis were conducted using the phase tensor approach, revealing a predominantly two-dimensional structure with a N30W strike direction. Inversions were performed in TE+TM mode, successfully imaging diapirs 4 and 5. Comparisons between the fast Occam inversion and Gauss-Newton methods confirmed the robustness and reliability of the performed modeling.</p>

How to cite this article

Filbandi Kashkuli, M., Kamkar, A., Arabamiri, A., Esmaceli Oghaz, H., 2025, Fast Occam Inversion of Magnetotelluric Data for Imaging Salt Diapirs in the Nasrabad Region, Kashan. Journal of Mining Engineering, 20(1): 62-78. (in Persian with English Abstract)

<https://doi.org/10.22034/IJME.2025.2043452.2025>



©2025 The author(s). Published by [Iranian Society of Mining Engineering](#).

This is an open access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY 4.0), which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, as long as the original authors and source are cited. No permission is required from the authors or the publishers.

EXTENDED ABSTRACT

1. Introduction

Various geophysical methods play different roles in subsurface exploration, from initial prospecting to drilling. Potential field methods, such as gravity and magnetics, are commonly used for early-stage exploration, whereas seismic methods are employed in the final stages before and during drilling. Gravity methods help to delineate the geometry of salt diapirs based on density contrasts between the salt and overlying formations. However, inherent ambiguities exist in gravity interpretations. Magnetic surveys, though less frequently applied to salt diapir imaging, can identify the diapiric structures based on their low magnetic susceptibility. Nonetheless, like gravity methods, magnetic surveys face interpretation challenges due to their inherent non-uniqueness. Reflection seismic techniques provide high-resolution images of the diapir morphology, including their roof, body, and internal structures. However, they are often limited in resolving steep vertical features such as the diapir walls.

Electromagnetic methods, particularly MT, bridge the gap between potential field and seismic methods by providing subsurface resistivity images from shallow to deep depths. Since salt diapirs contain high-resistivity dry salts and are often capped by conductive sedimentary formations, the MT method is highly effective in characterizing diapirs and their associated geological structures.

Stable and rapid two-dimensional inversion algorithms for MT data have been developed since the late 1980s. The Occam inversion method was introduced by de Groot-Hedlin and Constable (1990) to generate smooth resistivity models. Smith and Booker (1991) later developed the rapid relaxation inversion method, while Siripunvaraporn and Egbert (2000) introduced a data-space Occam inversion approach to reduce computational costs. Rodi and Mackie (2002) proposed a nonlinear conjugate gradient inversion algorithm that requires less memory and computational time. These traditional approaches typically use rectangular grids for forward modeling, which can create challenges when incorporating rough topography and complex structures. A solution to these issues is the use of unstructured meshes with the adaptive finite element method, as demonstrated by Key (2016). The fast Occam method, integrated into the MARE2DEM code (Key, 2016), employs adaptive finite elements for forward modeling and is 15% faster than conventional Occam inversion.

This study aims to assess the effectiveness of the fast Occam inversion in imaging salt diapirs in the Nasrabad region. A synthetic model was generated based on an existing geological cross-section (Moradi et al., 2019). Forward modeling was performed using adaptive finite elements, and the synthetic MT data were subsequently inverted using the fast Occam inversion. The validated inversion method was then applied to real MT data from the Nasrabad region to image diapirs 4 and 5.

2. Methodology

2.1. Magnetotelluric Fundamentals

The MT method is a frequency-domain electromagnetic technique that utilizes naturally occurring electromagnetic fields to probe subsurface resistivity variations. The relationship between measured electric and magnetic field components is expressed using the impedance tensor. Apparent resistivity and phase responses provide insights into subsurface conductivity structures. The governing equations and derivations for MT impedance, apparent resistivity, and phase are well-documented in the literature (Telford et al., 1990; Vozoff, 1991; Chave et al., 2012).

2.2. Fast Occam Inversion

Fast Occam inversion aims to minimize the following objective function:

$$U = \|Rm\|^2 + \|P(m - m^*)\|^2 + \mu^{-1} \|W(d - f(m))\|^2 \quad (1)$$

Where R represents the roughness operator, m is the model parameter vector, P is the weighting matrix, μ is the Lagrange multiplier, and W accounts for data uncertainties. Unlike conventional

Occam inversion, the fast Occam inversion introduces an efficient stopping criterion, reducing computational time by approximately 15% while maintaining solution stability (Key, 2016).

3. Results and Discussion

3.1. Synthetic Model Validation

A synthetic model based on geological data from the Nasrabad region (Moradi et al., 2019) was used to generate MT responses of 49 stations. The data were contaminated with 5% Gaussian noise before inversion. Fast Occam inversion successfully retrieved the main diapiric structures and surrounding formations, demonstrating its robustness. The performed sensitivity analysis confirmed reliable inversion results.

3.2. Real Data Inversion

Real MT data were collected from a profile in the Nasrabad region using Phoenix Geophysics MTU-V5-2000 equipment. Apparent resistivity and phase data were analyzed using the phase tensor method, revealing a dominantly two-dimensional structure with an N30W strike direction. Inversions were conducted in TE+TM mode. The final resistivity model successfully delineated diapirs 4 and 5, validating the fast Occam inversion capability in imaging real geological structures.

4. Conclusion

Fast Occam inversion proved to be a reliable and computationally efficient method for MT data inversion. Its application to both synthetic and real data from the Nasrabad region successfully imaged salt diapirs and associated geological formations. The inversion results corroborated the effectiveness of this approach in reducing computational time while maintaining high model fidelity. The study highlights the influence of tectonic activity, particularly faulting, in diapir formation. The fast Occam inversion method can be a valuable tool for salt diapir exploration, particularly in hydrocarbon and gas storage assessments.

5. Acknowledgments: The authors express gratitude to Engineering Development & Gas Company for providing MT data and to Kerry Key for making the MARE2DEM code available.

6. References

- [1] de Groot-Hedlin, C., and Constable, S., 1990, Occam's Inversion to Generate Smooth, Two-Dimensional Models from Magnetotelluric Data. *Geophysics*, 55, 1613-1624.
- [2] Smith, J.T., Booker, J.R., 1991, Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.* 96, 3905–3922.
- [3] Siripunvaraporn, W., Egbert, G., 2000, An efficient data-subspace inversion method for 2D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65, 791–803.
- [4] Rodi, W., and Mackie, R.L., 2002, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D Magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66, 174–187.
- [5] Key, K., 2016, MARE2DEM: a 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, 207(1), 571–588.
- [6] Moradi, M., Oskooi, B., Pushkarev, P., Esmaeili Oghaz, H., 2019, Cooperative inversion of magnetotelluric and seismic data on Shurab diapirs in Central Iran. *Environ Earth Sci*, 78, 341.
- [7] Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E., 1990, *Applied geophysics*: Cambridge University Press.
- [8] Vozoff, K., 1991, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*: Society of Exploration Geophys.
- [9] Chave, A. D., Jones, A. G., Mackie, R., and Rodi, W., 2012, *the magnetotelluric method*: Cambridge University Press.



OPEN ACCESS

DOI: 10.22034/IJME.2025.2043452.2025

مقاله پژوهشی

وارون سازی داده‌های مگنتوتلوریک با روش اُکام سریع در به تصویر کشیدن دیاپیرهای نمکی منطقه نصر آباد کاشان

محمد فیلبندی کشکولی^{۱*}، ابوالقاسم کامکار روحانی^{۲*}، علیرضا عرب امیری^۳، حکیم اسماعیلی اوغاز^۴

^۱ دانشجوی دکتری، گروه اکتشاف معدن، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ آستاد، گروه اکتشاف نفت، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳ دانشیار، گروه اکتشاف معدن، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۴ شرکت مهندسی توسعه و گاز، تهران، ایران

چکیده	اطلاعات مقاله
روش مگنتوتلوریک یکی از روش‌های الکترومغناطیسی در حوزه فرکانس است. این روش به صورت ژئوفیزیک سطحی غیرفعال است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند. چگونگی توزیع مقاومت ویژه الکتریکی، از بهترین و قابل اعتمادترین روش‌های شناسایی تغییرات عمودی و افقی در لایه‌های زیرسطحی است که می‌توان با مدل‌سازی یک، دو و سه بعدی داده‌های مگنتوتلوریک، به این مهم دست یافت. در این مطالعه ابتدا روش اُکام سریع را در وارون‌سازی داده‌های مصنوعی مگنتوتلوریک که برای دیاپیرهای نمکی منطقه نصر آباد به روش اجزا محدود تطبیقی تولید شده است؛ مورد بررسی قرار می‌گیرد؛ سپس این روش بر روی یکی از نیمرخ‌های داده‌های مگنتوتلوریک منطقه نصر آباد اعمال می‌شود. بدین منظور برای مدل مصنوعی، ابتدا یک مدل اولیه مطابق با مقطع زمین‌شناسی موجود تهیه شده و با استفاده از روش اجزا محدود تطبیقی داده‌های مگنتوتلوریک مصنوعی تولید شده است و در مرحله بعد وارون‌سازی داده‌های تولید شده با روش اُکام سریع انجام گرفته است. وارون‌سازی با استفاده از روش اُکام سریع نشان داد که این روش در بازبازی سازندهای اطراف دیاپیرها و همچنین مرز دیاپیرها و سازندهای اطراف آن به خوبی عمل می‌کند و روش بسیار قابل اعتمادی است. برای مدل‌سازی داده‌های واقعی منطقه نصر آباد، ابتدا تعیین بعد و جهت استرایک به روش تانسور فاز انجام شد. تعیین بعد داده‌ها نشان داد که ساختار زیرسطحی کاملاً دو بعدی است و همچنین جهت استرایک در جهت N30W مشخص شد. وارون‌سازی داده‌ها با روش اُکام سریع و در مد TE+TM انجام شد. نتایج حاصل از وارون‌سازی به خوبی توانست دیاپیرهای شماره ۴ و ۵ را آشکار کند. به علاوه برای مقایسه دقیق مدل‌های حاصل از وارون‌سازی به روش اُکام سریع با مدل‌های حاصل از روش گوس-نیوتون مقایسه شد. نتایج حاصل از این مقایسه نشان داد که مدل‌سازی انجام شده، روش قوی است.	<p>تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۷/۲۴</p> <p>تاریخ بازنگری: ۱۴۰۳/۱۲/۱۲</p> <p>تاریخ پذیرش: ۱۴۰۴/۰۱/۲۴</p> <p>واژه‌های کلیدی مگنتوتلوریک اُکام سریع وارون‌سازی دیاپیر نصر آباد</p> <p>*نویسنده مسئول ابوالقاسم کامکار kamkar@shahroodut.ac.ir</p>

استناد به این مقاله:

فیلبندی کشکولی، محمد؛ کامکار، ابوالقاسم؛ عرب امیری، علیرضا؛ اسماعیلی اوغاز؛ ۱۴۰۴. وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک با روش اُکام سریع در به تصویر کشیدن دیاپیرهای نمکی منطقه نصرآباد. نشریه مهندسی معدن، ۲۰(۱): ۶۲-۷۸. <https://doi.org/10.22034/ijme.2025.2043452.2025>

۱- مقدمه

هر یک از روش‌های ژئوفیزیکی نقش متفاوتی در اکتشاف اولیه تا حفاری دارند. روش‌های میدان پتانسیل (گرانی و مغناطیس) برای قدم‌های اول اکتشاف به کار برده می‌شوند، در حالی که روش‌های لرزه‌ای در قدم‌های نهایی و قبل از حفاری و یا زمان در حفاری مورد استفاده قرار می‌گیرند. روش گرانی‌سنجی، هندسه توده دیاپیر را با توجه به مقادیر متفاوت گرانی سنگ‌های دیاپیری (نمکی) و روباره آن (آواری و کربناته) مشخص می‌کند (ژاک و همکاران، ۲۰۰۳). این روش با توجه به ابهام ذاتی آن تفسیرهای متفاوتی در پی دارد. روش‌های مغناطیسی کمتر در به تصویر کشیدن دیاپیرهای نمکی مورد استفاده قرار گرفته است. اگرچه برداشت‌های مغناطیسی بسیار حساس به محققان اجازه می‌دهد دیاپیرهای نمکی و لبه‌های آن را با توجه به مقدار مغناطیسی کم آن‌ها مشخص کنند (الزوی و تنبرینک، ۲۰۰۱؛ پیرسون، ۲۰۰۶). این روش نیز همانند روش گرانی از نظر مشخص کردن شکل و اندازه ساختارهای نمکی دارای ابهام است. روش لرزه‌نگاری بازتابی این دو محدودیت را ندارد. این روش یک تصویر با جزئیات بسیار زیاد از سقف، بدنه، روباره و همچنین ساختار داخلی دیاپیرها فراهم می‌کند (روان و وندولت، ۲۰۰۶؛ استیوارت، ۲۰۰۶). اگرچه این روش تصویری واضح از هندسه کل بدنه دیاپیر نمکی و سنگ‌های دربرگیرنده‌اش ارائه می‌کند ولی به خوبی نمی‌تواند محدوده عمودی مانند دیواره نمک را مشخص کند (مالینوسکی و همکاران، ۲۰۰۷).

استفاده از روش‌های الکترومغناطیس و به ویژه روش مگنتوتلوریک که قابلیت به تصویر کشیدن ساختارهای زیرسطحی از عمق بسیار کم تا عمق بسیار زیاد را دارد، می‌تواند شکاف بین روش‌های میدان پتانسیل و لرزه‌نگاری را پر کند. روش مگنتوتلوریک، یک تصویر از توزیع مقاومت‌های ویژه الکتریکی ساختارهای زیرسطحی ارائه می‌دهد. از آنجا که دیاپیرها به وسیله نمک (در صورت خشک بودن مقاومت ویژه الکتریکی بالایی دارند) و روباره‌ها به وسیله سنگ‌های رسوبی متخلخل تشکیل می‌شوند، روش مگنتوتلوریک بسیار مناسب برای اکتشاف ساختارهای دیاپیر نمکی، ویژگی‌های هندسی آن‌ها و همچنین مشخص کردن روباره و سنگ‌های زیرین آن است.

روش‌های پایدار و سریع برای وارون‌سازی دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک از اواخر سال ۱۹۸۰ میلادی به بعد توسعه داده شد. دی‌گروت هدلین و کانستیل (۱۹۹۰) روش آکام را برای

وارون‌سازی دو بعدی داده‌های مگنتوتلوریک معرفی کردند. در این روش وارون‌سازی به دنبال یافتن مدل همواری از ساختارهای زیرسطحی است. اسمیت و بوکر (۱۹۹۱) روش وارون‌سازی واهلشی سریع را برای وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک توسعه دادند. سیرپیون و اراپورن و اگبرت (۲۰۰۰) روشی را برای وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک بر پایه روش آکام توسعه دادند. در این روش وارون‌سازی در فضای داده است و بدین سبب حجم محاسبات به طرز چشم‌گیری کاهش پیدا می‌کند. رودی و مکی (۲۰۰۲) روشی بر پایه الگوریتم گرادیان مزدوج غیرخطی را برای وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک توسعه دادند. این روش نسبت به روش‌های دیگر نیاز به حافظه دستیابی تصادفی کمتر و زمان اجرای بسیار کمتری است. تمام روش‌های یاد شده تاکنون از شبکه‌بندی مستطیلی برای مدل پیشرو استفاده می‌کنند. گنجاندن توپوگرافی در شبکه‌بندی مستطیلی شکل، می‌تواند یک چالش بزرگ باشد. به عنوان مثال، گسسته‌سازی در مقیاس ریز مورد نیاز برای گنجاندن توپوگرافی در ناحیه مرکزی یک مدل منجر به ردیف‌ها و ستون‌های نازک سلول می‌شود که به طور جانبی و عمودی در کل دامنه گسترش می‌یابد که اغلب منجر به سلول‌های بسیار کشیده می‌شود. در نتیجه این کار یک شبکه متراکم ایجاد می‌شود که حافظه بسیار بیشتر و زمان طولانی‌تری برای اجرا نیاز دارد (کی، ۲۰۱۶). یک راه حل شناخته شده برای مشکلات گسسته‌سازی استفاده از شبکه‌بندی بدون ساختار از اجزا مثلثی است که می‌تواند به راحتی با ویژگی‌های مدل بسیار پیچیده مانند توپوگرافی و ساختارهای مورب مطابقت داشته باشد. کی (۲۰۱۶) روش آکام سریع را برای وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک معرفی کرد. این روش در مقایسه با روش آکام معمولی از روش اجزا محدود تطبیقی برای مدل‌سازی پیشرو استفاده می‌کند و در مطالعات انجام شده ۱۵ درصد سریعتر از آن است (کی، ۲۰۱۶؛ کی و اوال، ۲۰۱۱). در این مقاله، ابتدا برای ارزیابی روش آکام سریع در به تصویر کشیدن دیاپیرهای نمکی نصرآباد، یک مدل مصنوعی با استفاده از مقطع زمین‌شناسی موجود (مرادی و همکاران، ۲۰۱۹) تهیه می‌شود و با استفاده از روش اجزا محدود تطبیقی عملیات پیشرو بر روی مدل اعمال و داده‌های مگنتوتلوریک در محل هر ایستگاه تولید می‌شود. سپس داده‌های موجود با استفاده از یک مدل اولیه با نیم‌فضای همگن و روش آکام سریع مورد وارون‌سازی قرار می‌گیرد. با ارزیابی انجام شده، روش آکام سریع بر روی داده‌های واقعی واقع بر یک

iz مولفه‌های تانسور امپدانس

ω فرکانس زاویه‌ای

μ_0 ضریب نفوذپذیری مغناطیسی هوای آزاد

۳- روش آکام سریع

در این مطالعه از روش آکام سریع برای حل مساله وارون استفاده شده است. این روش در کد MARE2DEM (کی، ۲۰۱۶) گنجانده شده است. روش آکام سریع به دنبال کمینه کردن تابع هدف، U ، به شکل رابطه ۵ است:

$$U = \|Rm\|^2 + \|P(m - m^*)\|^2 + \mu^{-1} \|W(d - f(m))\|^2 \quad (5)$$

که در آن:

R عملگر زبری (Roughness)

m پارامتر مدل

P ماتریس وزنی قطری

m^* مدل فرضی prejudice

μ ضریب لاگرانژ

W ماتریس قطری عدم قطعیت داده‌ها

d بردار داده‌ها

$f(m)$ پاسخ مدل پیشرو

اولین عبارت از سمت چپ ناهمواری مدل، عبارت دوم انحراف مدل و عبارت سوم انطباق بین پاسخ مدل در بردار داده‌ها به وسیله عدم قطعیت را محاسبه می‌کند. روش آکام معمولی (کانستبل و همکاران، ۱۹۸۷) خطی کردن تابع را با مدل اولیه m_k و کمینه کردن تابع به صورت تکراری زیر انجام می‌دهد (رابطه ۶):

(۶)

$$m_{k+1} = [\mu(R^T R + P^T P) + (WJ_k)^T WJ_k]^{-1} \times [(WJ_k)^T Wd + \mu P^T P m_k]$$

در این رابطه بردار تصحیح شده داده \hat{d} به شکل رابطه ۷ است:

$$\hat{d} = d - F(m_k) + J_k m_k \quad (7)$$

ماتریس ژاکوبین J از رابطه ۸ محاسبه می‌شود:

(۸)

نمیرخ با تعداد ایستگاه برای به تصویر کشیدن دیاپیرهای ۴ و ۵ منطقه نصرآباد اعمال می‌شود. همچنین ویژگی‌های تکتونیک در راستای این نمیرخ نیز بررسی می‌شود.

۲- پایه روش مگنتوتلوریک

روش مگنتوتلوریک یکی از روش‌های غیرفعال و در حوزه فرکانس از روش الکترومغناطیس است. این روش همانند سایر روش‌های الکترومغناطیس از روابط ماکسول برای مطالعه رفتار میدان‌های الکترومغناطیس استفاده می‌کند. منابع طبیعی مورد استفاده در روش مگنتوتلوریک شامل فعل و انفعالات پیچیده بین طوفان‌های خورشیدی، مگنتوسفر، یونسفر و فعالیت‌های جوی است. در روش مگنتوتلوریک، سیگنال فرکانس‌هایی که به وسیله طوفان‌های خورشیدی تامین می‌شود بین ۰.۰۰۰۰۱ تا ۱ هرتز است و بازه فرکانسی ۱ تا ۱۰۰۰۰ هرتز به وسیله فعالیت‌های جوی مانند رعد و برق تامین می‌شود (تلفورد و همکاران، ۱۹۹۰؛ ووزوف، ۱۹۹۱؛ بردیچوسکی و دیمیتریف، ۲۰۰۸؛ چیو و همکاران، ۲۰۱۲). رابطه بین مولفه‌های اندازه‌گیری شده میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی به وسیله پارامتری به نام امپدانس است که به صورت رابطه ۱ نمایش داده می‌شود (کانیارد، ۱۹۵۳؛ بردیچوسکی و دیمیتریف، ۲۰۰۸):

(۱)

$$\begin{bmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{bmatrix}$$

در ساختارهای یک بعدی امپدانس به شکل رابطه ۲ است:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} \quad (2)$$

که در آن:

x و y به ترتیب نشان‌دهنده جهت شمال و شرق

E_x و E_y میدان‌های الکتریکی

H_x و H_y میدان‌های مغناطیسی

ω فرکانس زاویه‌ای ($\omega = 2\pi f$)

مقاومت‌ویژه و فاز از دامنه و فاز تانسور امپدانس بدست می‌آیند. مقاومت‌ویژه ظاهری با استفاده از رابطه ۳ بدست می‌آید:

$$\rho_{a,ij} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (3)$$

مقدار فاز نیز با استفاده از رابطه ۴ محاسبه می‌شود:

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctan \frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \quad (4)$$

که در این روابط:

برازش خطای کمتر با موفقیت انجام نشود، یک گام برای کاهش مرتبه مدل و جستجوی خطی دوباره مدل به شکل رابطه ۹ انجام می‌گیرد:

$$m'_{k+1} = \alpha m_{k+1} + (1 - \alpha)m_k \quad (9)$$

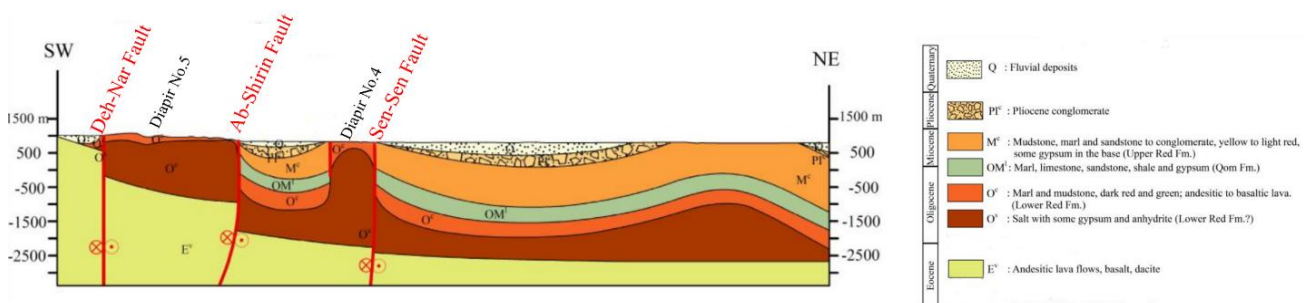
در ابتدا گام α برابر یک در نظر گرفته می‌شود و در هر مرحله که جستجوی خطی نتواند مدل مناسب‌تری پیدا کند، مقدار آن نصف می‌شود. هنگامی که مدلی با عدم برازش خطای کمتر یا مساوی با عدم برازش خطای مورد نظر پیدا شود، فاز دو الگوریتم آکام آغاز می‌شود، جایی که الگوریتم مدلی را در عدم برازش خطای هدف جستجو می‌کند که بیشترین مقدار ضریب لاگرانژ و در نتیجه کمترین زبری مدل را دارد (کی، ۲۰۱۶).

۴- تولید داده‌های مصنوعی مگنتوتلوریک

برای تولید داده‌های مگنتوتلوریک از مقطع زمین‌شناسی (شکل ۱) تهیه شده در منطقه نصرآباد کاشان استفاده شده است (مرادی و همکاران، ۲۰۱۹). مقادیر مقاومت‌ویژه اختصاص داده شده به هر سازند در جدول ۱ مشاهده می‌شود (مرادی و همکاران، ۲۰۱۹).

$$J_{ij} = \frac{\partial \mathcal{F}_i(m_k)}{\partial m_j} = \frac{\partial \mathcal{F}_i(m_k)}{\partial \log_{10} \rho_j} = - \frac{\ln 10}{\rho_j} \frac{\partial \mathcal{F}_i(m_k)}{\partial m \sigma_j}$$

فاز یک از الگوریتم آکام معمولی شامل یک جستجوی خطی است که به دنبال مقداری از μ (برای پیدا کردن ضریب بهینه برای μ از اصل اختلاف استفاده می‌شود) است که مدل m_{k+1} را با کمترین عدم برازش خطا^۱ داده‌ها تولید کند که حداقل در ابتدا بسیار بزرگتر از عدم برازش مطلوب است. در الگوریتم معمولی آکام این جستجو با استفاده از روش مقطع- طلایی جستجو^۲ انجام می‌گیرد که مقدار کمینه را با استفاده از روش برنت (پرس و همکاران، ۲۰۰۳) پیدا می‌کند. در بهترین حالت ممکن زمانی که مقدار کمینه بلافاصله پیدا می‌شود، الگوریتم به تعدادی مدل پیشرو برای ارزیابی آن نیاز دارد. در نقطه مقابل، الگوریتم آکام سریع بدین صورت است که اگر در هر مرحله از جستجوی کمینه ضریب لاگرانژ، مدلی با عدم برازش خطای کمتر از مقدار اولیه عدم برازش خطا پیدا شد؛ وارون‌سازی متوقف شده و در غیر اینصورت وارون‌سازی به همان شیوه الگوریتم معمولی آکام ادامه پیدا می‌کند. از طریق آزمون و خطا این مقدار برای وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک ۱۵ درصد در نظر گرفته می‌شود (کی، ۲۰۱۶). در هر دو الگوریتم آکام معمولی و سریع، اگر جستجوی کمینه برای مدلی با عدم



شکل ۱. مقطع زمین‌شناسی استفاده شده برای تولید مدل مصنوعی. گسل‌ها و دیاپیرهای نمکی بر روی مقطع نشان داده شده‌اند. (مرادی و همکاران، ۲۰۱۹)

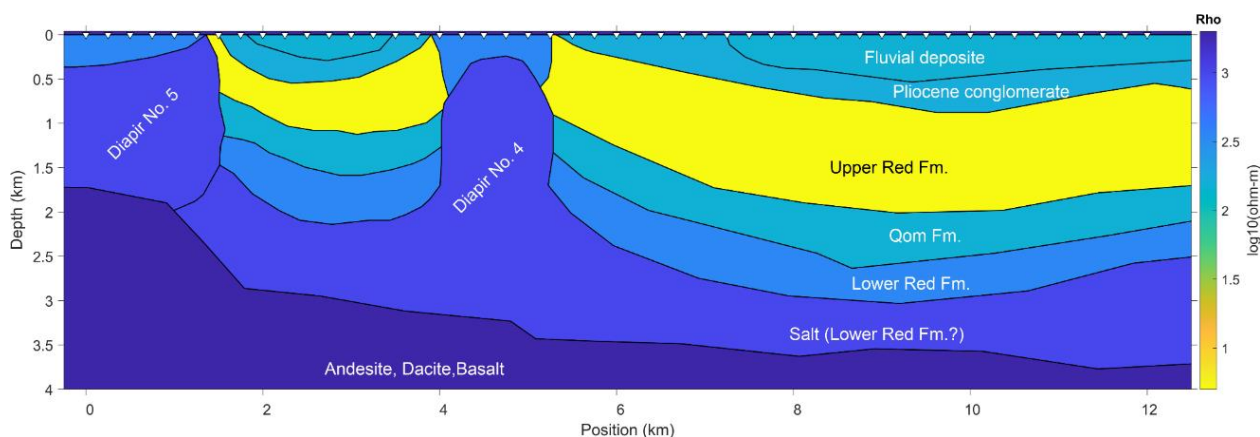
جدول ۱. مقادیر مقاومت‌ویژه و محتویات هر کدام از واحدها و سازندهای منطقه نصرآباد کاشان (مرادی و همکاران، ۲۰۱۹)

سازند/واحد	محتویات	مقدار مقاومت‌ویژه(اهم‌متر)
رسوبات عهد حاضر	پادگانه آبرفتی، رسوبات سطحی، ماسه و تلماسه ماسه‌ای	۱۱۰
کنگلومرای پلیوسن	کنگلومرا نسبتاً سفت شده خاکستری، کنگلومرای خاکستری روشن سفت	۱۵۰
قرمز بالایی	گل‌سنگ قرمز تا زرد، مارن و ماسه‌سنگ	۰٫۵ تا ۲۰
قم	مارن، سنگ‌آهک، ماسه سنگ، شیل و ژئیس	۱۰ تا ۱۰۰
قرمز پایینی	ماسه سنگ قرمز و سبز، مارن ژئیس‌دار، مادستون	۶۰ تا ۲۰۰
قرمز پایینی؟	نمک با مقداری ژئیس و انیدریت	۲۵۰۰ تا ۵۰۰۰
آندزیت، داسیت، بازالت	گدازه‌های آندزیتی، لایه‌هایی از آهک نومولیتی، ایگنمبریت، ریولیت، داسیت، بازالت، سیلت‌استون توف دار	۵۰۰۰ تا ۷۰۰۰

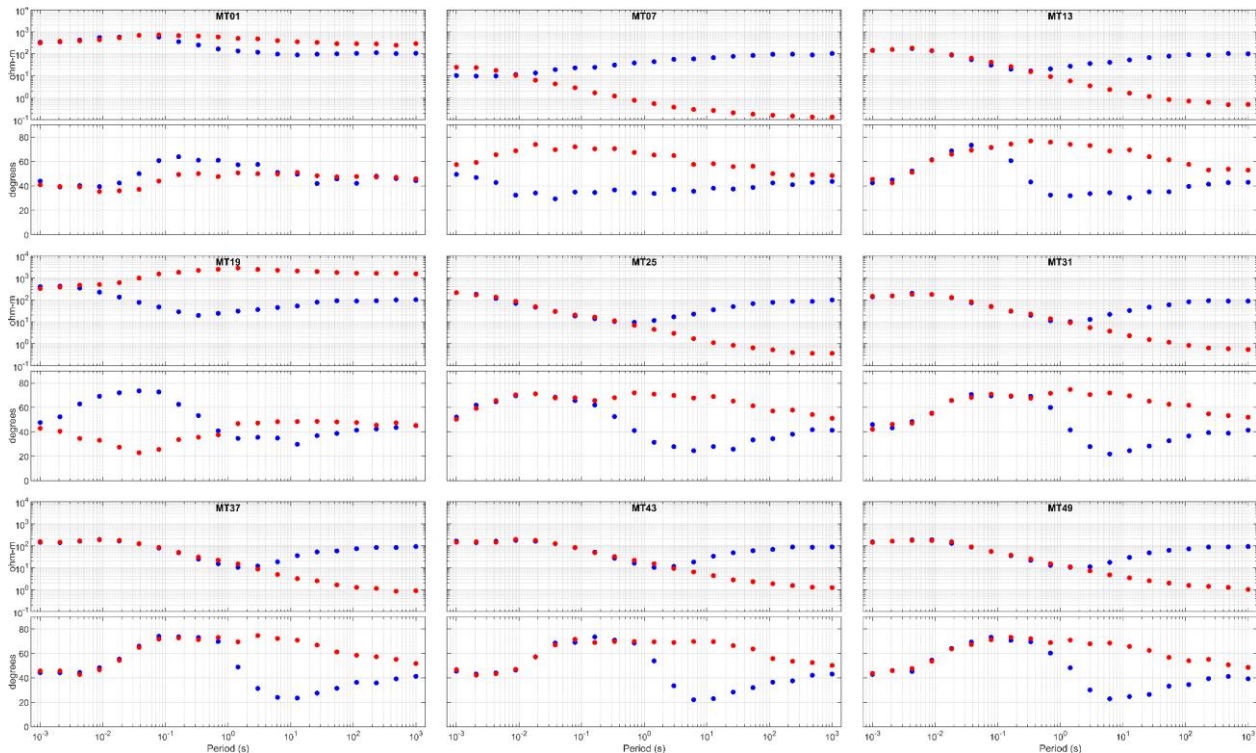
شده است. عملیات فوروارد با استفاده از روش اجزا محدود تطبیقی بر روی مدل در نظر گرفته شده، اعمال می‌شود و بعد از آن برای ورودی وارون‌سازی مقدار ۵ درصد نویز با روش گوسین نیز به داده‌ها اضافه می‌شود. شکل ۳ داده‌های تولید شده در ۹ ایستگاه به تفکیک دو مد TE و TM و داده‌های مقاومت‌ویژه و فاز را نشان می‌دهد.

شکل ۲ مدل مقاومت‌ویژه به کار گرفته شده برای تولید داده‌های مگنتوتلوریک را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۲ دیده می‌شود، برای تولید داده‌های مصنوعی مگنتوتلوریک، ۴۹ ایستگاه با فاصله بین ایستگاهی ۲۵۰ متر در نظر گرفته شده است. تعداد ۲۰ دوره تناوب بین ۰/۰۰۱ تا ۱۰۰۰ ثانیه برای هر ایستگاه نیز در نظر گرفته شده است.

در شکل ۲ برای لایه هوا مقاومت ویژه ۱۰۱۲ اهم‌متر و ضخامت لایه هوا در این مدل برابر ۱۰۰ کیلومتر در نظر گرفته



شکل ۲- مدل در نظر گرفته شده برای تولید داده‌های مگنتوتلوریک. ایستگاه‌های مگنتوتلوریک با مثلث سفید مشخص شده‌اند. مقدار بزرگنمایی عمودی برابر ۱ است.

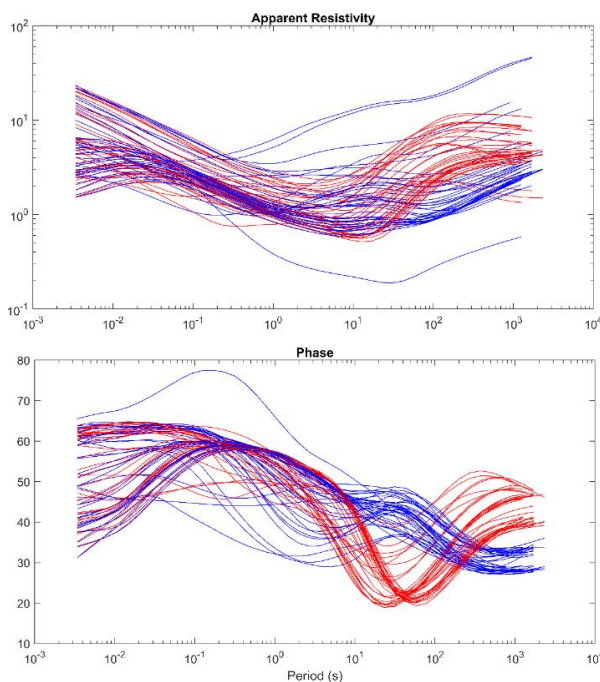


شکل ۳- داده‌های مگنتوتلوریک تولید شده در محل ۹ ایستگاه به تفکیک دو مد TM (دایره‌های قرمز) و مد TE (دایره‌های آبی)

۵- داده‌های واقعی مگنتوتلوریک

داده‌های مگنتوتلوریک این مطالعه در محدوده فرکانسی ۰.۰۰۰۴۶۴ تا ۲۹۳ هرتز و با استفاده از دستگاه MTU-V5-2000 شرکت فونیکس ژئوفیزیک جمع‌آوری شده است. برای اندازه‌گیری میدان الکتریکی از الکترودهای Pb/PbCl₂ و برای ثبت میدان مغناطیسی از کویل‌های MTC-50 استفاده شده است. فاصله بین الکترودهای ثبت میدان الکتریکی متغیر بوده و در این پژوهش، برای دستیابی به کیفیت داده بهینه، فاصله ۱۰۰ متری انتخاب شده است. این الکترودها در عمق چند ده سانتی‌متری در زمین دفن شده و برای حفظ تماس موثر با خاک، از بنتونیت برای نگهداری رطوبت استفاده شده است. فاصله بین ایستگاه‌های برداشت ۲۰۰ تا ۵۵۰ متر است. پردازش داده‌ها با استفاده از نرم‌افزارهای توسعه‌یافته توسط شرکت نورشوژت ژئوفیزیک انجام شده است.

شکل ۴ مقادیر مقاومت ویژه و فاز را برای تمامی ایستگاه‌های برداشت شده در امتداد نیمرخ مورد مطالعه نشان می‌دهد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، مقاومت ویژه ظاهری در این نیمرخ بین ۰/۶ تا ۷۰ اهم‌متر متغیر است و مقادیر فاز نیز در بازه ۲۰ تا ۸۰ درجه تغییر می‌کند.



شکل ۴- مقادیر مقاومت ویژه ظاهری و فاز برای تمامی

ایستگاه‌های نیمرخ مورد مطالعه. خطوط آبی مقادیر مقاومت ویژه

ظاهری و فاز برای مد TE و خطوط قرمز برای مد TM است

۱-۵- آنالیز تعیین ابعاد

پیش از انجام وارون‌سازی، ارزیابی ابعاد ساختار زیرسطحی با روشی مناسب امری ضروری است. یکی از روش‌های کارآمد

تمامی بازه‌های زمانی، مقدار β بین $\pm 4^\circ$ قرار دارد که بیانگر ماهیت عمدتاً دوبعدی ساختار مورد بررسی است.

۵-۲- تعیین جهت روند

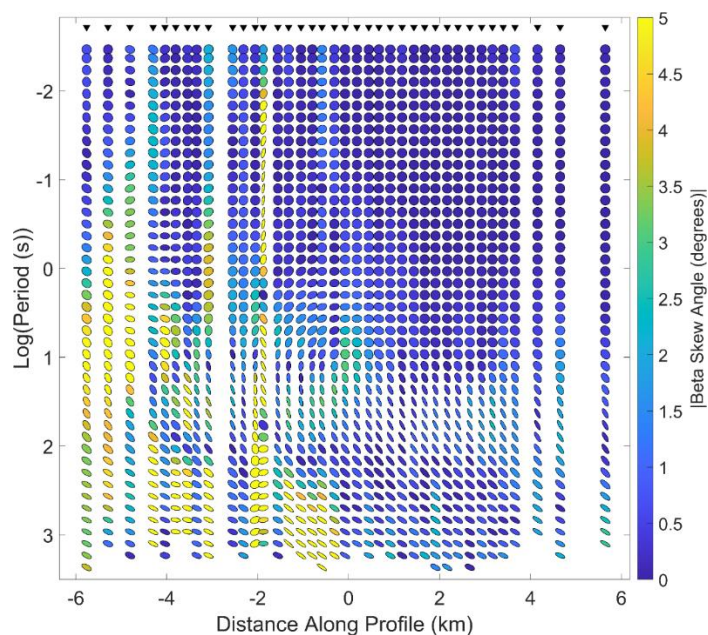
شکل ۶ جهت روند نیمرخ مورد مطالعه را نمایش می‌دهد. برای تعیین این جهت، از کد منبع باز MTPy (کریگر و پیکوک، ۲۰۱۴) استفاده شده است.

همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، در بازه زمانی کمتر از ۱۰ ثانیه نمی‌توان جهت مشخصی برای روند در نظر گرفت. این امر به دلیل محدود بودن محدوده نمونه‌برداری میدان‌های الکترومغناطیسی در این بازه زمانی رخ می‌دهد که باعث تأثیرپذیری بیشتر این میدان‌ها از ساختارهای مقیاس کوچک محلی می‌شود. در مقابل، در بازه زمانی ۱۰ تا ۱۰۰ ثانیه روند اصلی به‌طور منظم قابل تخمین بوده و در این محدوده، جهت روند N30W تعیین شده است

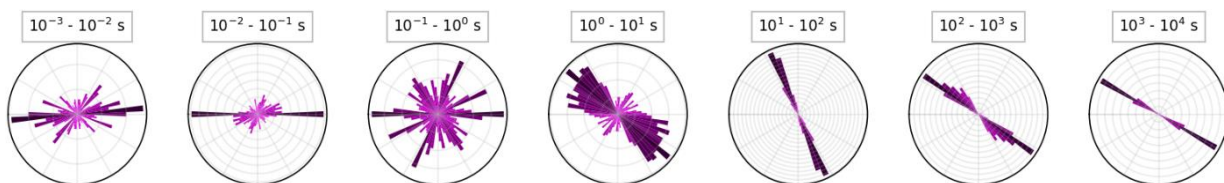
که تحت تأثیر اغتشاشات گالوانیکی قرار نمی‌گیرد، روش تانسور فاز است. این روش بر پایه بیضی فاز و سه پارامتر حداکثر فاز (φ_{\max})، حداقل فاز (φ_{\min}) و زاویه β تعریف می‌شود. این پارامترها به ترتیب معرف محور بزرگ و کوچک بیضی و همچنین چرخش آن نسبت به محور اندازه‌گیری‌اند (کالدول و همکاران، ۲۰۰۵).

زاویه β معیاری برای سنجش عدم تقارن ناشی از ساختارهای سه‌بعدی در زیرسطح محسوب می‌شود (بوکر، ۲۰۱۳). بر اساس مطالعه چیبو و جونز (2012)، مقدار $\pm 4^\circ$ برای پارامتر β به عنوان محدوده‌ای برای محیطی با سطح نویز کم تا متوسط در نظر گرفته شده است.

شکل ۵ مقادیر β را به صورت شبه‌مقطع نسبت به دوره زمانی برای داده‌های نیمرخ مورد مطالعه نمایش می‌دهد. مقدار زاویه β در محدوده $\pm 4^\circ$ نشان‌دهنده ساختارهای یک‌بعدی یا دوبعدی است، در حالی که مقادیر $|\beta| > 4^\circ$ بیانگر ساختارهای سه‌بعدی محسوب می‌شود. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در



شکل ۵- مقادیر زاویه β برای تمامی ایستگاه‌های در طول نیمرخ مورد نظر



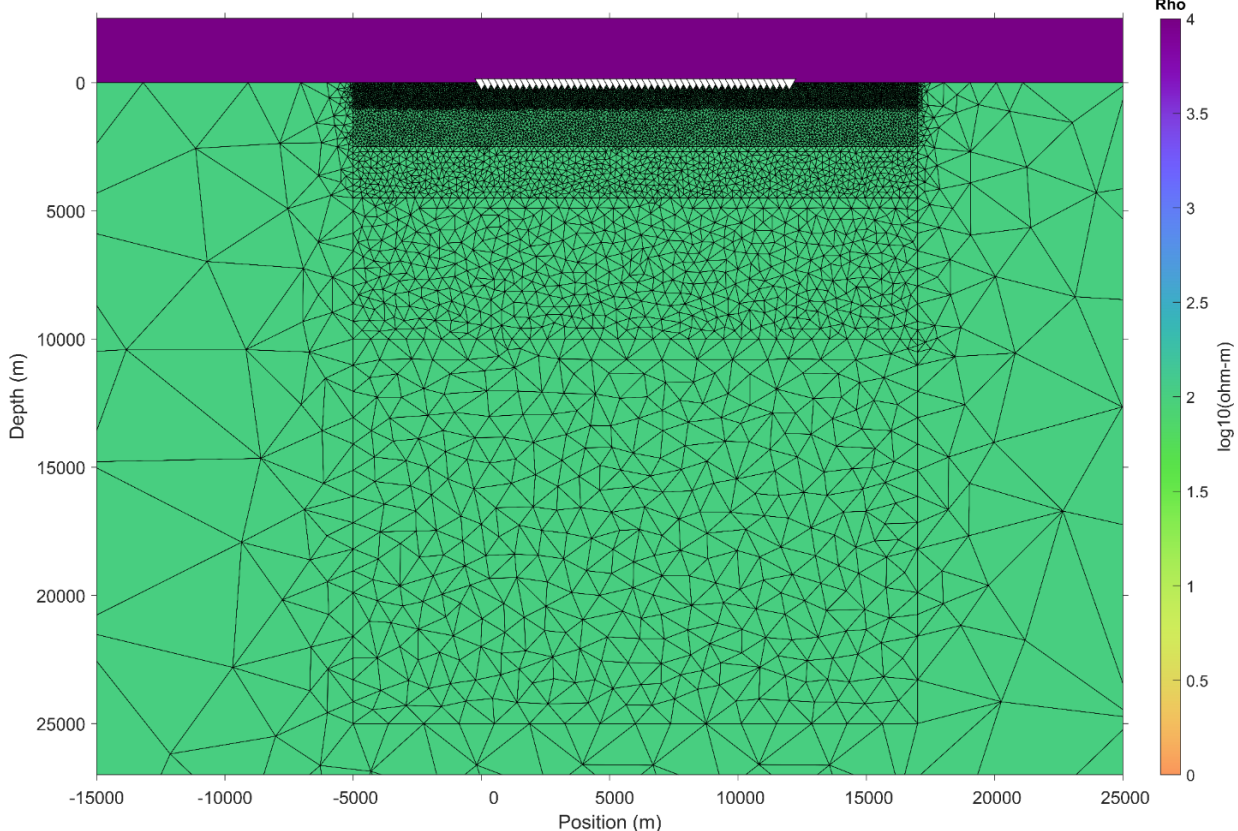
شکل ۶- نمودار گل‌سرخ‌ی زوایای روند در بازه‌های زمانی مختلف برای ساختار زیرسطحی با اعمال روش تانسور فاز. نکته‌ای که باید در نظر داشت این است که تعداد دایره‌های موجود در هر نمودار گل‌سرخ‌ی نشان‌دهنده ۱۰ برابر تعداد دفعاتی است که جهت روند برای آن بازه اندازه‌گیری شده است.

۶- وارون‌سازی دوبعدی ۶-۱- مدل مصنوعی

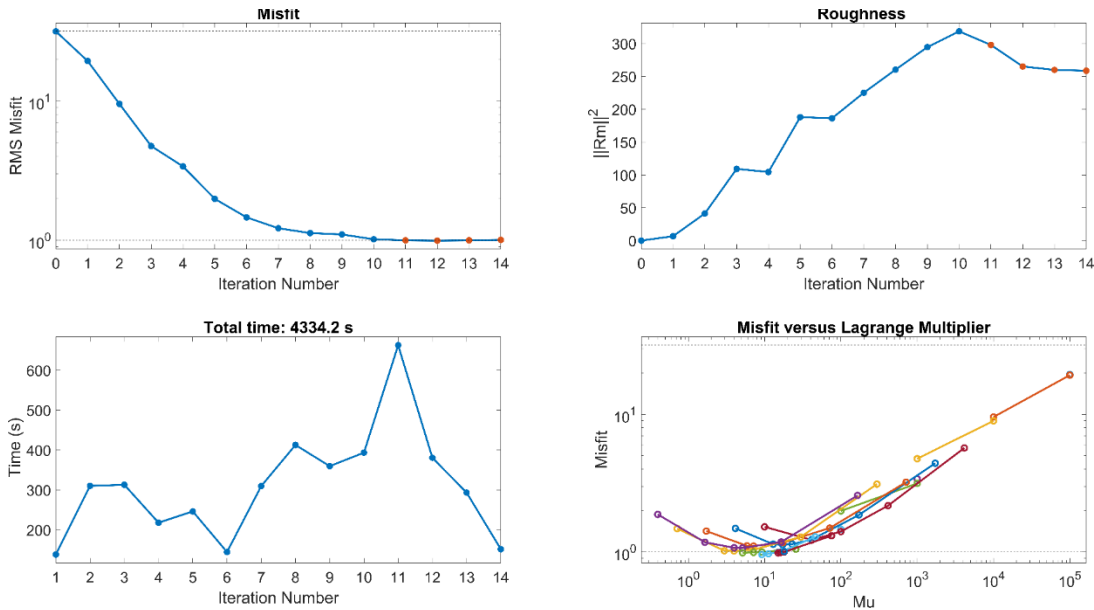
برای اعمال وارون‌سازی بر روی داده‌های تولید شده ابتدا یک مدل اولیه نیم-فضای همگن و مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم‌متر که شبکه‌بندی به صورت مثلثی و با فاصله‌های ۷۵، ۱۵۰، ۳۰۰، ۶۰۰ و ۱۲۰۰ متر به ترتیب برای عمق‌های تا ۱۰۰۰۰، ۲۵۰۰، ۴۵۰۰ و ۱۰۰۰۰ متر انجام شده است، طراحی می‌شود (شکل ۷). این طراحی بر اساس فاصله بین ایستگاهی داده‌های مگنتوتلوریک و برابر یک سوم فاصله بین ایستگاهی برای لایه اول و دو برابر شدن آن برای لایه‌های بعدی انجام گرفته است. انتخاب مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم‌متر با توجه به عملیات‌های مختلف پیشرو با مقاومت‌های ویژه ۱، ۱۰، ۱۰۰ و ۱۰۰۰ اهم‌متر بوده است. برای مدل‌سازی بهینه از آخرین و اولین ایستگاه به مقدار ۵۰۰۰ متر مش‌بندی ادامه داشته است. تعداد پارامترهای مدل برابر با ۲۱۱۴۶ و تعداد داده‌ها برابر با ۳۹۲۰ است. پارامترهای وارون‌سازی در نظر گرفته شده شامل مقدار اولیه

ضریب لاگرانژ برابر ۵، ضریب وزنی برای جهت‌های Y و Z به ترتیب برابر ۳ و ۱ (انتخاب این ضرایب بر اساس سعی و خطا و انجام وارون‌سازی‌های مختلف بوده است)، روش گرادیان به عنوان روش جریمه‌زبری^۱ و حداکثر تعداد تکرار وارون‌سازی برابر با ۱۰۰ است. وارون‌سازی بر روی سیستمی با ۱۶ هسته پردازشی^۲ و مقدار RAM برابر با ۱۲۸ گیگا بایت انجام شده است. وارون‌سازی پس از ۱۵ تکرار و با مقدار عدم برازش خطای ۱/۰۰۰۸ به اتمام رسید. زمان انجام وارون‌سازی برابر با ۴۳۳۴/۲ ثانیه بوده است. شکل ۸ جزئیات مربوط به هر تکرار را برای وارون‌سازی نمایش می‌دهد. همان‌طور که از شکل ۸ مشخص است، فاز اول وارون‌سازی تا تکرار ۱۲ و فاز دوم از تکرار ۱۲ تا ۱۵ بوده است.

شکل ۹ شبه مقاطع مربوط به داده‌های مقاومت ویژه و فاز مدهای TE و TM قبل و بعد از مدل‌سازی را نشان می‌دهد. همان‌طور که در این شکل مشاهده می‌شود، وارون‌سازی پاسخ بسیار مناسبی برای داده‌های تولید شده داشته است.

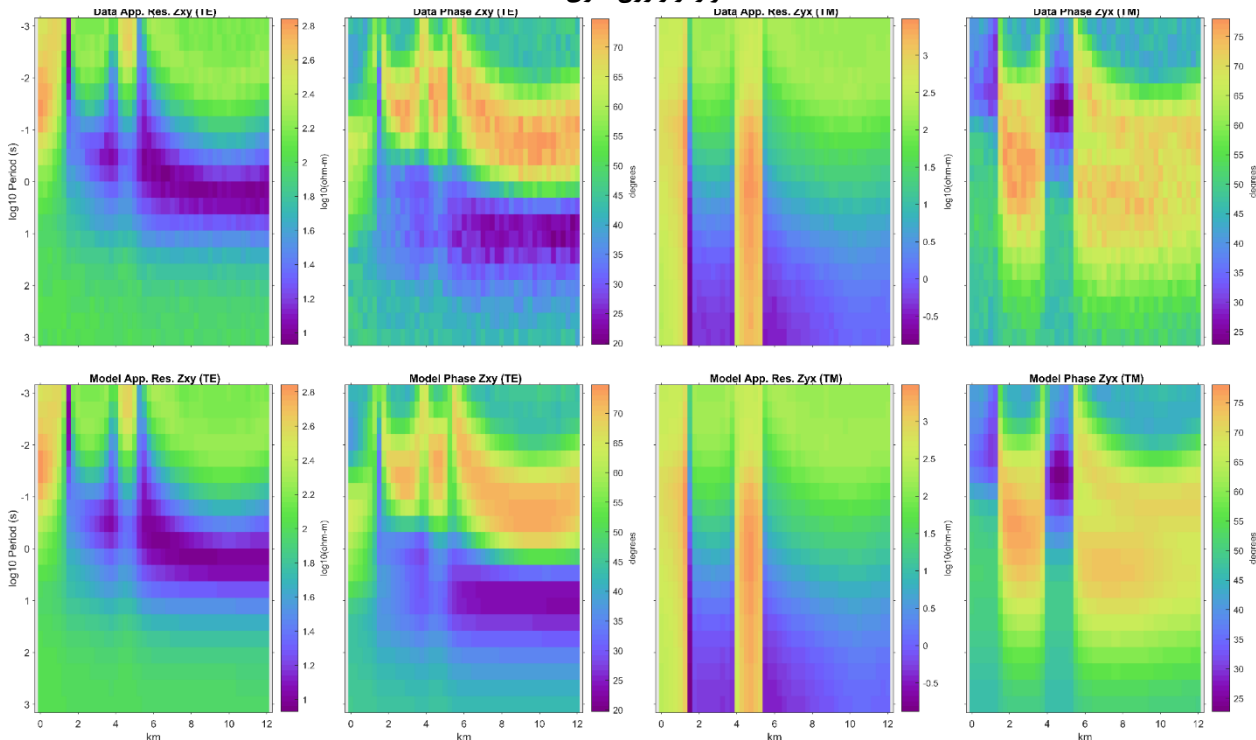


شکل ۷- مدل اولیه در نظر گرفته شده برای وارون‌سازی مدل مصنوعی. یک نیم‌فضای همگن با مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم‌متر انتخاب شده است. ایستگاه‌های مگنتوتلوریک با مثلث سفید مشخص شده‌اند. مقدار بزرگنمایی عمودی برابر ۱ است.



شکل ۸- جزییات وارون‌سازی با روش آکام سریع برای مدل مصنوعی. الف: مقدار عدم برازش خطا در هر تکرار وارون‌سازی. ب: مقدار زبری مدل برای هر تکرار از وارون‌سازی. پ: زمان صرف شده برای هر تکرار از مراحل وارون‌سازی. ت: مقدار عدم برازش خطا و ضریب لاگرانژ برای هر

تکرار از وارون‌سازی



شکل ۹- شبه مقاطع مربوط به داده‌های مقاومت ویژه و فاز مدهای TE و TM برای مدل مصنوعی قبل و بعد از مدل‌سازی. سطر اول داده‌های

مشاهده شده و سطر دوم داده‌های مدل شده را نشان می‌دهد

۲-۶- داده‌های واقعی مگنتوتلوریک

بر اساس تحلیل داده‌ها در قسمت‌های پیشین، داده‌های ۳۰ دوره در بازه ۰/۰۳۹ تا ۹۰ ثانیه برای وارون‌سازی استفاده شد. با توجه به توپوگرافی حداقلی در سراسر منطقه (در بازه ۳۰ تا ۵۰ متر)، توپوگرافی در مدل لحاظ نشد. یک مدل اولیه با یک

نیم‌فضای همگن در نظر گرفته شد. برای انتخاب مقدار مقاومت ویژه مدل اولیه، مدل مستقیم با مقادیر مختلفی برای مدل اولیه (به عنوان مثال، از ۰/۱ تا ۱۰۰۰ اهم‌متر) انجام شد که کمترین مقدار عدم برازش خطا مربوط به مدلی بود که مقاومت ویژه اولیه آن ۱ اهم‌متر بود.

را مدل کند و پاسخ بدست آمده می‌تواند پاسخ مورد اعتمادی باشد. البته باید در نظر داشت که مدل‌سازی به روش اُکام یک مدل‌سازی هموار است و هدف آن به حداقل رساندن پیچیدگی و زبری مدل و یافتن یک مدل هموار است که داده‌ها را در محدوده یک آستانه از پیش تعریف شده و قابل قبول برازش کند، نه اینکه داده‌ها (و نویز) را تا حد امکان به خوبی برازش دهد.

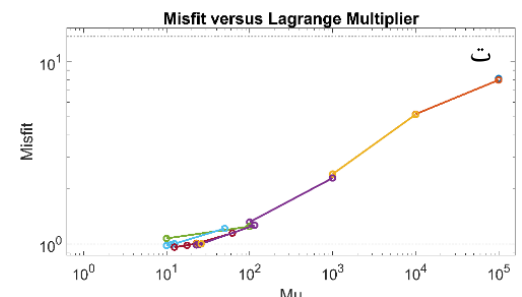
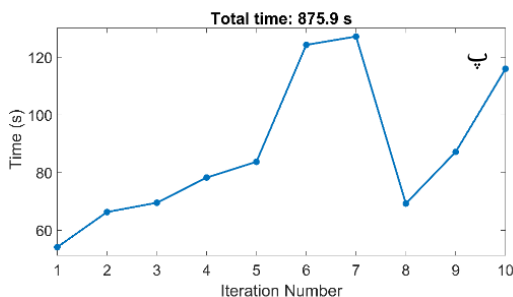
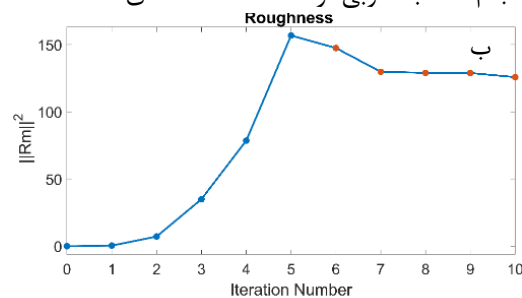
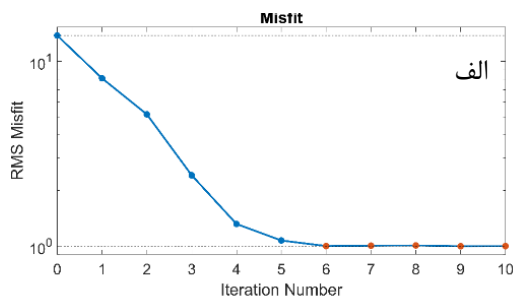
۷- تفسیر نتایج

۷-۱- داده‌های مصنوعی

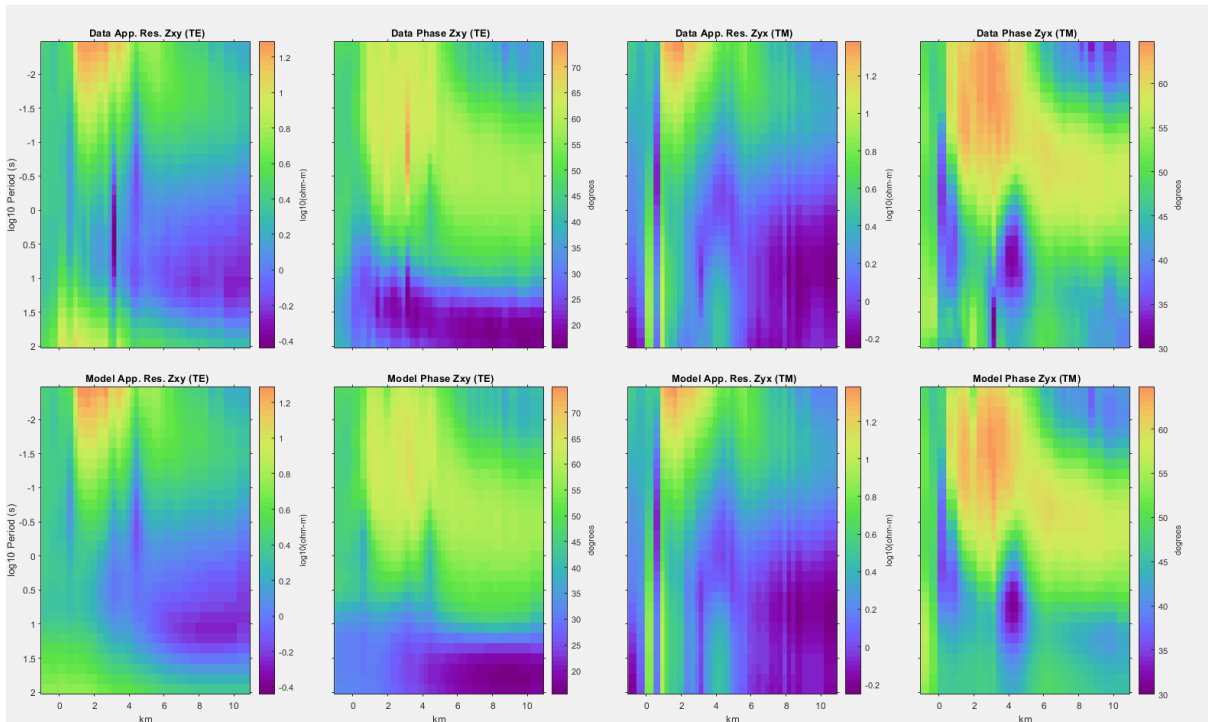
در مطالعه دیپیرهای نمکی به روش مگنتوتلوریک برای ذخیره‌سازی گاز طبیعی یکی از اهداف اساسی مشخص کردن مرزهای دیپیرها از واحدها و سازندهای روباره است. شکل ۱۲ مقطع بدست آمده از تکرار آخر وارون‌سازی همراه با مرزهای در نظر گرفته برای مدل تولیدکننده داده‌های مگنتوتلوریک را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۱۲ مشاهده می‌شود، وارون‌سازی به خوبی توانسته است توده دیپیرهای شماره ۴ و ۵ را با توالی لایه‌های روباره آن بازیابی کند.

مش‌بندی مدل اولیه مانند مدل مصنوعی بوده و تنها مقدار مقاومت ویژه اولیه آن متفاوت است. مقدار ۵ درصد خطا بر روی داده‌ها برای وارون‌سازی اعمال شد. این ۵ درصد برابر ۱/۴۳ درجه برای فاز و ۲/۵ درصد خطای نسبی برای مقادیر امپدانس است. وارون‌سازی برای مد $TE+TM$ انجام شد. در مرحله اولیه وارون‌سازی، الگوریتم وارون‌سازی پس از ۷ تکرار به همگرایی رسید. در این مرحله، مقدار عدم برازش خطا از ۱۳۷۹۸ به ۱/۰۰۵ کاهش یافت. در مرحله بعدی که به عنوان مرحله هموارسازی است، الگوریتم وارون‌سازی برای ۴ تکرار دیگر اجرا شد و در حالی که مقدار خطای RMS ثابت ماند، میزان زبری مدل کاهش یافت. شکل ۱۰ جزئیات وارون‌سازی برای مد $TE+TM$ را نشان می‌دهد. زمان انجام وارون‌سازی برابر با ۸۷۵/۹ ثانیه بوده است.

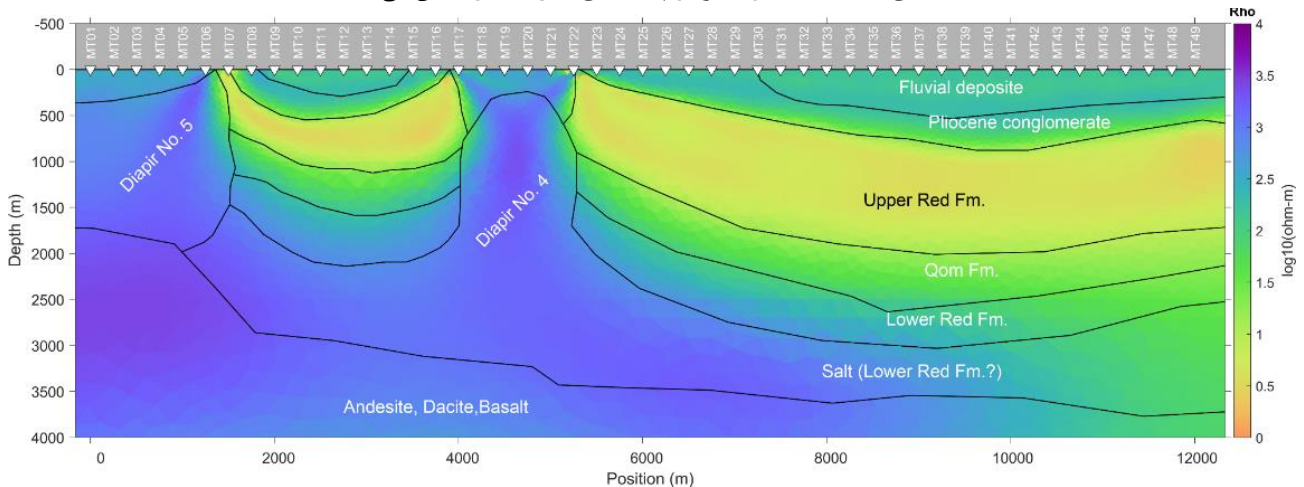
شکل ۱۱ شبه مقاطع مربوط به داده‌های مقاومت ویژه و فاز مدهای TE و TM قبل و بعد از مدل‌سازی را نشان می‌دهد. وارون‌سازی انجام شده به خوبی توانسته است داده‌های مشاهده



شکل ۱۰- جزئیات وارون‌سازی برای داده‌های واقعی مگنتوتلوریک مد $TE+TM$. الف: مقدار عدم برازش خطا در هر تکرار وارون‌سازی، ب: مقدار زبری مدل برای هر تکرار از وارون‌سازی، پ: زمان صرف شده برای هر تکرار از مراحل وارون‌سازی، ت: مقدار عدم برازش خطا و ضریب لاگرانژ برای هر تکرار از وارون‌سازی



شکل ۱۱- شبه مقاطع مربوط به داده‌های مقاومت ویژه و فاز مدهای TE و TM برای مدل مصنوعی قبل و بعد از مدل‌سازی. سطر اول داده‌های مشاهده شده و سطر دوم داده‌های مدل شده را نشان می‌دهد

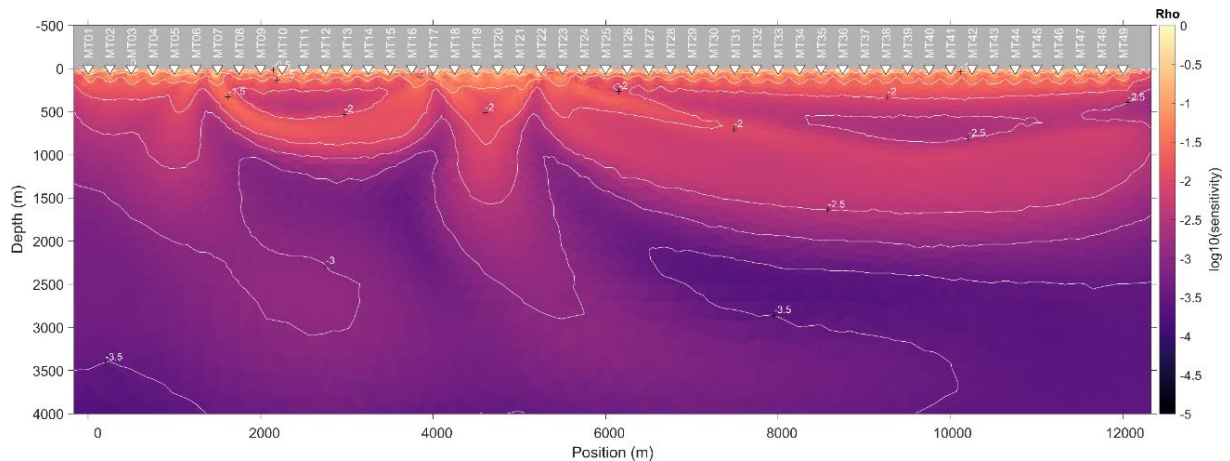


شکل ۱۲- مقطع نهایی از وارون‌سازی به روش آکام سریع برای داده‌های مصنوعی مگنتوتلوریک تولید شده برای دیاپیرهای ۴ و ۵ منطقه نصرآباد. خطوط سیاه لایه‌های مختلف برای مدل مصنوعی را نشان می‌دهد. مقدار بزرگنمایی عمودی برابر ۱ است.

وارون‌سازی است. مقدار قابل پذیرش برای حساسیت در مطالعات دوبعدی 10^{-4} است (شوالنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲؛ نعیف و همکاران، ۲۰۱۶؛ کی، ۲۰۱۶).

برای اطمینان از نتایج وارون‌سازی آنالیز تحلیل حساسیت^۱ مدل با استفاده از روش معرفی شده توسط شوالنبرگ و همکاران (۲۰۰۲) انجام شد. حساسیت‌های مدل، مشتقات جزئی میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در محل هر گیرنده با توجه به پارامترهای رسانایی مدل نهایی حاصل از

^۱Sensitivity analysis-



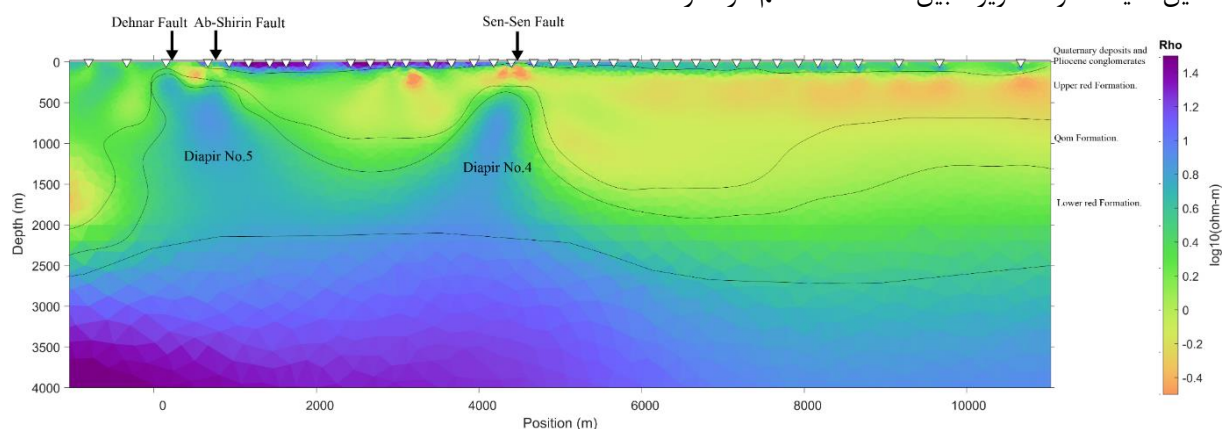
شکل ۱۳- مقطع مقادیر حساسیت بدست آمده از تکرار آخر وارون‌سازی برای مدل مصنوعی. مقدار بزرگنمایی عمودی برابر ۱ است

۷-۲- داده‌های واقعی

شکل ۱۲ مقطع حاصل از تکرار آخر وارون‌سازی را برای داده‌های واقعی یکی از نیمرخ‌های مگنتوتلوریک در نصرآباد را نشان می‌دهد.

به طور عمومی در مقطع نهایی از وارون‌سازی یک لایه با ضخامت ۵۰ تا ۱۰۰ متر با مقاومت ویژه بین ۱ تا ۱۰۰ اهم‌متر در نزدیک سطح زمین مشاهده می‌شود. این لایه مربوط به رسوبات کواترنری و کنگلومراهای پلیوسن است. بعد از این لایه یک لایه با ضخامت متفاوت و مقاومت ویژه بسیار پایین مشاهده می‌شود. ضخامت این لایه از ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر تغییر می‌کند. این لایه مربوط به سازند قرمز بالای است. پایین‌تر از این لایه، یک لایه با مقاومت ویژه ۱ تا ۱۳ اهم‌متر دیده می‌شود که ضخامتی بین ۵۰ تا ۸۰۰ متری دارد که مربوط به سازند قم است. لایه پایین‌تر از این لایه، لایه مربوط به سازند قرمز پایینی است. این لایه مقاومت ویژه بین ۸ تا ۲۳ اهم‌متر دارد.

دیاپیرهای شماره ۴ و ۵ به خوبی در این لایه مشاهده می‌شوند. همانطور که در مقطع نهایی حاصل از وارون‌سازی نیز دیده می‌شود، گسل‌ها عامل اصلی به وجود آمدن دیاپیرها است. چنان که گسل‌های دهنار و آب شیرین عامل به وجود آورنده دیاپیر شماره ۵ و گسل سن-سن عامل اصلی به وجود آورنده دیاپیر شماره ۴ است. همچنین در امتداد این نیمرخ، دیاپیرها نتوانسته‌اند به سطح زمین راه یابند و رخنمون داشته باشند. برای اطمینان از وارون‌سازی انجام شده مانند مدل مصنوعی ما آنالیز حساسیت با روش معرفی شده توسط شوالنبرگ و همکاران (۲۰۰۲) برای داده‌های واقعی نیز شد. شکل ۱۳ کانتورهای حاصل از تحلیل حساسیت را نشان می‌دهد که بر روی مقطع نهایی به دست آمده از فرآیند وارون‌سازی اعمال شده‌اند. با توجه به اینکه مقدار قابل پذیرش برای حساسیت در مطالعات دوبعدی 10^{-4} است؛ مقطع نهایی بدست آمده از مدل‌سازی تا عمق مورد کاوش در این مطالعه دارای اعتبار است.



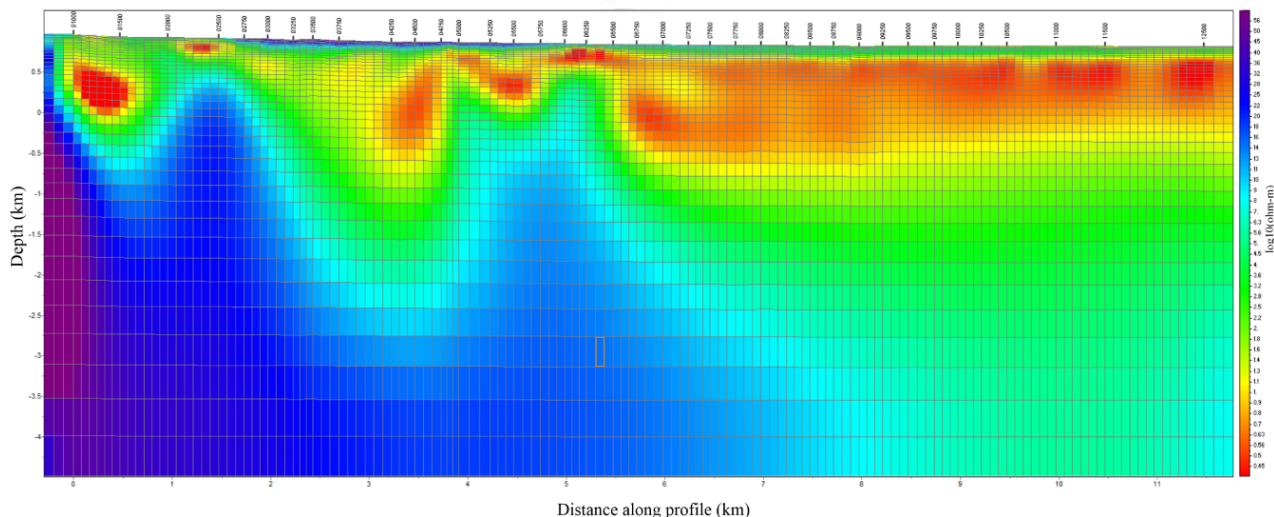
شکل ۱۴. مقطع نهایی از وارون‌سازی به روش آکام سریع برای داده‌های واقعی مگنتوتلوریک. گسل‌های سن-سن، دهنار و آب شیرین در مقطع نشان داده شده‌اند. همچنین دیاپیرهای شماره ۴ و ۵ نیز مشخص شده‌اند. مقدار بزرگنمایی عمودی برابر ۱ است

۸- مقایسه مدل‌سازی روش اُکام سریع و گوس-

نیوتون

برای ارزیابی مدل‌سازی انجام گرفته با روش اُکام سریع، نتایج حاصل از آن با نتایج حاصل از مدل‌سازی با روش گوس- نیوتون مقایسه شد. شکل ۱۴ نتایج حاصل از وارون‌سازی به

روش گوس- نیوتون را نشان می‌دهد. مدل‌سازی با روش یاد شده مطابقت بسیار خوبی با مدل‌سازی با روش اُکام سریع دارد. تطابق بدست آمده نشان می‌دهد که وارون‌سازی قوی^۱ انجام شده است.



شکل ۱۴- مدل‌سازی داده‌های واقعی مگنتوتلوریک با روش گوس- نیوتون

۹- نتیجه‌گیری

در وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک، استفاده از روش وارون‌سازی که هم بتواند مدل بسیار دقیقی از ساختار زیرسطحی داشته باشد، هم زمان وارون‌سازی را به شکل قابل توجهی کاهش دهد، بسیار ضروری است. در این مطالعه ابتدا روش وارون‌سازی اُکام سریع برای وارون‌سازی داده‌های مصنوعی تولید شده به روش اجزا محدود تطبیقی برای دیاپیرهای شماره ۴ و ۵ منطقه نصرآباد کاشان به کار گرفته شد. نتایج حاصل از وارون‌سازی به این روش نشان داد که این روش، به خوبی قادر به بازیابی توده‌های دیاپیرهای نمکی و لایه‌های روباره آن است.

توجه به مدل‌سازی انجام شده، عوامل تکتونیکی و به ویژه گسل خوردگی عامل ایجاد دیاپیرها در امتداد این نیمرخ‌ها تشخیص داده شد.

۱۰- تعارض منافع

هیچ‌گونه تعارض منافی توسط نویسندگان بیان نشد.

۱۱- قدردانی

نویسندگان مراتب قدردانی خود را از شرکت مهندسی توسعه و گاز برای ارائه داده‌های MT و از Kerry Key برای در دسترس قرار دادن کد MARE2DEM ابراز می‌دارند.

۱۲- منابع

Al-Zoubi, A. and Ten Brink, U.S., 2001, Salt diapirs in the Dead Sea basin and their relationship to Quaternary extensional tectonics. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 779-797.

Berdichevsky, M. N., and Dmitriev, V. I., 2008, *Models and methods of magnetotellurics*: Springer Berlin Heidelberg.

Booker, J. R. (2013). *The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review*. *Surveys in Geophysics*, 35(1), 7-40.

زمان وارون‌سازی با توجه به تعداد پارامترهای مدل و داده، زمان بسیار مناسبی نسبت به روش اُکام معمولی و سایر روش‌هایی که از شبکه‌بندی مثلی استفاده می‌کنند؛ بود. با توجه به نتایج بدست آمده از وارون‌سازی مدل مصنوعی، وارون‌سازی اُکام سریع بر روی یک نیمرخ داده‌های واقعی مگنتوتلوریک در منطقه نصرآباد کاشان اعمال شد. مدل‌سازی حاصل از داده‌های واقعی به خوبی قادر به تصویر کشیدن دیاپیرهای شماره ۴ و ۵ در امتداد این نیمرخ شد. همچنین با

and salt domes and basement structural interpretation enhance prospectiveness for upper Jurassic and lower Cretaceous gas exploration in the Sabine Uplift Area of Texas and Louisiana: Example from Black Lake Gasfield Area, Natchitoches Parish, Louisiana. SEG Expanded Abstracts, 25.

Press, W.H., Teukolsky, S.A., Vetterling, W.T. & Flannery, B.P., 2003, Numerical Recipes in Fortran 77, Vol. 1, Cambridge Univ. Press.

Rodi, W., and Mackie, R.L., 2002, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D Magnetotelluric inversion. Geophysics. V. 66, pp. 174-187.

Rowan, M.G., and Vendeville, B.C., 2006, Foldbelts with early salt withdrawal and diapirism: Physical model and examples from northern Gulf of Mexico and the Flinders Ranges, Australia. Marine and Petroleum Geology, 23, 871-891.

Schwalenberg, K., Rath, V., and Haak, V., 2002, Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the Central Andes, Geophysical Journal International, 150(3), 673-686.

Siripunvaraporn, W., Egbert, G., 2000, An efficient data-subspace inversion method for 2D magnetotelluric data. Geophysics, 65, 791-803.

Smith, J.T., Booker, J.R., 1991, Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data. J. Geophys. Res. 96, 3905-3922.

Stewart, S.A., 2006, Implications of passive salt diapir kinematics for reservoir segmentation by radial and concentric faults. Marine and Petroleum Geology, 23, 843-853.

Telford, W. M., Geldart, L. P., and Sheriff, R. E., 1990, Applied geophysics: Cambridge University Press.

Vozoff, K., 1991, Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Society of Exploration Geophys

Cagniard, I., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting: geophysics, 18, 605-635.

Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. Geophysical Journal International, 158(2), 457-469.

Chave, A. D., Jones, A. G., Mackie, R., and Rodi, W., 2012, The magnetotelluric method: Cambridge University Press.

Constable, S. C., Parker, R. L. and Constable, C. G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. Geophysics. V. 52, No. 3, pp. 289-300.

De Groot-Hedlin, C., and Constable, S., 1990, Occam's Inversion to Generate Smooth, Two-Dimensional Models from Magnetotelluric Data. Geophysics, 55, 1613-1624.

Jacques, J.M., Parsons, M.E., Price, A.D., and Schwartz, D.M., 2003, Improving geologic understanding with gravity and magnetic data: Examples from Gabon, Nigeria and the Gulf of Mexico. First Break, 21, 57-62.

Key, K., 2016, MARE2DEM: a 2-D inversion code for controlled-source electromagnetic and magnetotelluric data. Geophysical Journal International. 207(1), 571-588.

Key, K., J. Owall., 2011, A parallel goal-oriented adaptive finite element method for 2.5-D electromagnetic modelling. Geophysical Journal International, 186(1), 137-154.

Krieger, L., & Peacock, J. R. (2014). MTPy: A Python toolbox for magnetotellurics. Computers & Geosciences, 72, 167-175.

Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., 2007, Effective sub-Zechstein salt imaging using low-frequency seismics Results of the GRUNDY 2003 experiment across the Variscan front in the Polish Basin. Tectonophysics, 439, 89-106.

Moradi, M., Oskooi, B., Pushkarev, P., Esmaeili Oghaz, h., 2019, Cooperative inversion of magnetotelluric and seismic data on Shurab diapirs in Central Iran. Environ Earth Sci, 78, 341.

Naif, S., Key, K., Constable, S., Evans, R.L., 2013, Melt-rich channel observed at the lithosphere-asthenosphere boundary. Nature, 495, 356-359.

Pearson, W.C., 2006, Identification of magnetic anomalies from basement, intrasedimentary faults