

# Application of Sharp Boundary and Tear Zone Inversions for Optimal Interpretation of Magnetotelluric Data in North-West Iran

Ghanbarifar, S.<sup>1</sup>  | Montahaei, M.<sup>1</sup>  

1. Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

Corresponding Author E-mail: [mmontaha@ut.ac.ir](mailto:mmontaha@ut.ac.ir)

(Received: 31 Jan 2023, Revised: 19 Aug 2023, Accepted: 26 Sep 2023, Published online: 5 May 2024)

## Summary

MT data inversion suffers from the non-uniqueness problem of its solution. The problem rises due to the non-linear relations between transfer functions and EM fields, employed in MT exploration, and also the limited number of imprecise data points. In most common MT inversion algorithms, this problem is solved by introducing the smoothest model constraint ( $\Phi_m$ ) to the inversion objective function:  $E(m) = \Phi d + \tau \Phi_m$

However, in situations where geological and previous geophysical data (ex. well-log and seismic data) confirm the presence of uniform subsurface structures detached by sharp boundaries, the implementation of the smoothest model constraint can lead to unrealistic geological results. In this study we investigate how the application of tear zone and sharp boundary inversions could improve the interpretation of MT data? For this purpose, four synthetic models were considered and their MT responses were calculated using a finite element forward modeling approach (Wannamaker et al 1986) and contaminated with noises. In the next step, they were employed as input data through smoothest model, tear zone and sharp boundary inversion procedures.

The results indicate that the incorporation of other geophysical data in the inversion starting model as tear zones and sharp boundaries, allows accurately measuring the space of the model parameters and obtaining more precise results. We applied a multi-site- multi-frequency approach of Mc-Neice and Jones (2001) for dimensionality and strike analysis as well as to separate and remove galvanic distortions (twist and shear angles) and contaminated impedance responses of the regional geoelectric structure. The method employs a least square approach to fit the measured data with a seven-parameter model describing strike direction and telluric distortion parameters. The results show a clear minimum in RMS for a strike angle of zero degree (figure 8). Shear angles lie predominantly within the range of  $[-45^\circ, 45^\circ]$  (left column in figure 9) and the observed twist angles fall mostly within the range of  $[-60^\circ, 40^\circ]$  (right column in figure 9). Then, we applied the smoothest model, tear zone, and sharp boundary inversions for data modeling and interpretation whose results are presented in the figures (10), (11) and (12), respectively. We can effectively derive three alternative classes of models from magnetotelluric (MT) data.

The results are consistent with the conceptual model presumed for a high enthalpy geothermal region. Unaltered surface rocks and porous Basalt exhibit a high resistive overburden underlain by relatively more conductive Paleozoic sediments. In deeper parts, a common signature of hydrothermal systems appears and resistivity increases beneath a highly conductive clay cap (feature C3). An oblique conduit (feature C2) dipping to the northwest of the Moil valley connects the surficial clay cap with a deep conductor (feature C1). The conduit (feature C2) is parallel to the prevalent direction of faults and fractures of the area and shows that the linear structures constitute pathways where convective fluid flow can take place. The absence of this feature beneath the profile P03 shows that the lateral extension of the geothermal reservoir is limited to the west of profile P03.

**Keywords:** Magnetotelluric, Inversion, Smoothest Model, Sharp Boundary, Tear Zone.

Cite this article: Ghanbarifar, S., & Montahaei, M. (2024). Application of Sharp Boundary and Tear Zone Inversions for Optimal Interpretation of Magnetotelluric Data in North-West Iran. *Journal of the Earth and Space Physics*, 50(1), 55-76. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.354168.1007495>

E-mail: (1) [saeed.ghanbarifar@ut.ac.ir](mailto:saeed.ghanbarifar@ut.ac.ir)



Publisher: University of Tehran Press.  
DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.354168.1007495>

Print ISSN: 2538-371X  
Online ISSN: 2538-3906

# استفاده از وارون‌سازی مرز تیز و نواحی شکاف برای تفسیر بهینه داده‌های مگنتوتلوریک در شمال غرب ایران

سعید قنبری فر<sup>۱</sup> | منصوره منتهایی<sup>۱</sup> ✉

۱. گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

رایانامه نویسنده مسئول: [mmontaha@ut.ac.ir](mailto:mmontaha@ut.ac.ir)

(دریافت: ۱۴۰۱/۱۱/۱۱، بازنگری: ۱۴۰۲/۵/۲۸، پذیرش نهایی: ۱۴۰۲/۷/۴، انتشار آنلاین: ۱۴۰۳/۲/۱۶)

## چکیده

وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک (MT) از نظر ریاضی یک مسئله غیرخطی و فرامعین است. اغلب الگوریتم‌ها به منظور رفع مشکل بدوضع بودن این مسئله از رویکرد تیخونوف استفاده کرده و بر مبنای یافتن هموارترین مدلی که بر داده‌ها برازش می‌یابد، پاسخ مسئله را تثبیت می‌سازند. اما در مواردی که سایر داده‌های ژئوفیزیکی (مثلاً داده‌های چاه‌پیمایی و لرزه‌نگاری) حاکی از وجود ساختارهای زیرسطحی تقریباً یکنواخت و مجزا با مرزهای تیز هستند، اعمال قید هموارترین مدل می‌تواند نتایجی ارائه دهد که از نظر زمین‌شناسی غیرواقعی هستند. هدف این تحقیق تعیین آن است که در چنین مواردی چگونه می‌توان با استفاده از نواحی شکاف در مدل آغازین وارون‌سازی و نیز انجام وارون‌سازی مرز تیز، نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک را ارتقاء بخشید. بدین منظور چهار مدل مصنوعی در نظر گرفته شده و پاسخ‌های مگنتوتلوریک آنها با استفاده از مدل‌سازی پیشرو المان‌های محدود تولید و با نطفه ترکیب شده‌اند. در گام بعد، مدل‌های حاصل از وارون‌سازی این داده‌ها با اعمال روش‌های هموارترین مدل، نواحی شکاف و مرز تیز باهم مقایسه شده‌اند. این نتایج نشان می‌دهند که در آمیختن اطلاعات حاصل از سایر روش‌ها در مدل اولیه وارون‌سازی، به صورت نواحی شکاف و مرزهای تیز، این امکان را فراهم می‌آورد که بتوان فضای پارامترهای مدل را به طور دقیق‌تر سنجید و نتایجی که به واقعیت نزدیک‌تر هستند به دست آورد. در پایان نحوه عملکرد این الگوریتم‌های مختلف بر مجموعه‌ای از داده‌های صحرایی که در امتداد سه پروفیل در شمال غرب ایران برداشت شده‌اند، ارزیابی شد و نتایج آنها با هم مقایسه شدند. مقایسه این نتایج نشان داد که علی‌رغم کاربرد روش‌های مختلف وارون‌سازی، ساختارهای اصلی بازیابی شده در مدل‌های وارون یکسان هستند. بنابراین حضور این ساختارها مستقل از روش وارون‌سازی بوده و صرفاً از روی داده‌ها بازیابی شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: مرز تیز، مگنتوتلوریک، ناحیه شکاف، وارون‌سازی، هموارترین مدل.

## ۱. مقدمه

باید معیار گزینشی را اتخاذ کرد که بر مبنای آن بتوان محدوده پاسخ‌های مسئله وارون را باریک‌تر کرد. بدین منظور در مسائل وارون MT که در آن تعداد پارامترهای فضای مدل به مراتب بیشتر از تعداد داده‌ها است، پاسخ‌های مسئله وارون با استفاده از یک عبارت تثبیت‌ساز (regularization term) مقید می‌شود. بدین ترتیب در طی فرایند وارون‌سازی عدم‌برازش داده‌ها و نیز یک ویژگی نامطلوب از فضای مدل که عموماً زبری مدل است به طور هم‌زمان کمینه می‌شوند. این رویکرد موجب می‌شود تا مقاومت ویژه الکتریکی در مدل وارون

مجموعه داده‌های MT صحرایی عموماً از تعداد معینی مقادیر داده‌های غیردقیق (به علت خطای دستگاه و خطای اندازه‌گیری) و آلوده به نطفه تشکیل می‌شوند. علاوه بر این درجه غیرخطی بودن مسئله وارون‌سازی این داده‌ها به علت پیچیدگی پدیده القای الکترومغناطیس، بسیار بالا است (چیو و جونز، ۲۰۱۲). این واقعیت‌ها موجب شده‌اند تا مسئله وارون MT یک مسئله به شدت بدر رفتار (ill-posed) محسوب شود که پاسخ‌های آن غیر یکتا هستند و به ازای یک عدم‌برازش مشخص، مدل‌های مختلفی را بتوان یافت که با داده‌ها به طور یکسان برازش دارند. در این صورت

استناد: قنبری فر، سعید و منتهایی، منصوره (۱۴۰۳). استفاده از وارون‌سازی مرز تیز و نواحی شکاف برای تفسیر بهینه داده‌های مگنتوتلوریک در شمال غرب ایران. *مجله فیزیک*

زمین و فضا، ۵۰(۱)، ۵۵-۷۶. DOI: <http://doi.org/10.22059/jesphys.2023.354168.1007495>

رایانامه: (۱) [saeed.ghanbarifar@ut.ac.ir](mailto:saeed.ghanbarifar@ut.ac.ir)



هموارترین مدل، نواحی شکاف و مرز تیز در وارون‌سازی پاسخ‌های MT آنها مقایسه می‌شوند. در پایان عملکرد این رویکردهای مختلف در مورد مجموعه‌ای از داده‌های صحرایی که در شمال‌غرب ایران برداشت شده‌اند، ارزیابی شده است.

## ۲. وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک

وارون‌سازی داده‌های ژئوفیزیکی مشتمل بر حل یک مسئله بهینه‌سازی به منظور یافتن پارامترهای فیزیکی ساختارهای زیرسطحی و برآورد مدل‌های یک‌بعدی، دوبعدی یا سه‌بعدی بر اساس داده‌های اندازه‌گیری شده است. در وارون‌سازی داده‌های MT مدل حاصل از کمینه‌سازی مجموع مربعات عدم‌برازش‌ها ( $\Phi_d$ ) در رابطه (۱)، غیریکتا است. علت این مشکل غیردقیق و آلوده به نوفه بودن داده‌ها و نیز تعداد محدود آنها است که منجر به بد رفتار بودن مسائل وارون MT می‌شود. در چنین مواردی با اندکی ملایم‌تر کردن معیار کمینه عدم‌برازش، مدل‌هایی با همواری بیشینه (smoothest model) جست‌وجو می‌شوند.

رویکرد استاندارد، قرار دادن قید همواری مدل ( $\Phi_m$ ) به‌عنوان عبارت تثبیت‌ساز در تابع هزینه مدل‌سازی (رابطه ۱) است (دگروت-هدلین و کانستبل، ۱۹۹۰؛ سیری‌پون‌واراپون و اگبرت، ۲۰۰۰؛ رودی و مکی، ۲۰۰۱):

$$E(m) = \Phi_d + \tau \Phi_m \quad (1)$$

در این رابطه  $\Phi_d$  جمله‌ای است که عدم‌برازش داده‌ها ( $d_i^{obs}$ ) و پاسخ‌های مدل ( $d_i^{cal}$ ) را می‌سنجد. تابع  $\Phi_m$  نیز برخی خواص نامطلوب فضای پارامترهای مدل (مثلاً زبری مدل که از نرم‌گرادیان یا لاپلاسیان پارامترهای مدل محاسبه می‌شود) را ارزیابی می‌کند (دگروت-هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴):

$$\begin{aligned} \Phi_d &= \sum_i \left( \frac{d_i^{obs} - d_i^{cal}}{\max(\hat{d}_i, \varepsilon d_i^{obs})} \right)^2 \\ \Phi_{1m} &= \int |\vec{\nabla}(\bar{m} - \bar{m}_0)|^2 dA \\ \Phi_{2m} &= \int |\vec{\nabla}^2(\bar{m} - \bar{m}_0)|^2 dA \end{aligned} \quad (2)$$

حاصل بین عوارض مختلف بازیابی شده، نرم و هموار تغییر کند (دگروت-هدلین و کانستبل، ۱۹۹۰؛ کاندانسیار، ۲۰۰۸).

نکته‌ای که باید در مورد مدل هموار حاصل بدان توجه داشت آن است که این پاسخ یک مدل ریاضی از واقعیت زیر سطح زمین در محدوده برداشت داده‌ها است و به‌علت نقص روش‌های عددی استفاده شده در طی خطی‌سازی مسئله وارون و تثبیت‌سازی پاسخ‌های آن نمی‌تواند واقعیت زیر سطح زمین را دقیقاً بازسازی کند. این مدل هموار در واقع پاسخ حدی برای مسئله وارون‌سازی MT است از این نظر که تعداد عوارض بازیابی شده در آن برای برازش با داده‌های اندازه‌گیری کمینه است (دگروت-هدلین و کانستبل، ۱۹۹۰؛ حقیقی و همکاران، ۲۰۱۸).

بنابراین در تفسیر مدل‌های هموار 2D باید به مدل‌های دیگر همخوان با داده‌ها نیز توجه داشت (شوالنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲). خصوصاً در مواردی که اطلاعات مکمل قبلی (زمین‌شناسی یا ژئوفیزیکی) نشان‌دهنده حضور واحدهای زمین‌شناسی بزرگ با هدایت ویژه الکتریکی یکنواخت هستند. در چنین مواردی این اطلاعات مکمل قبلی را می‌توان در فرایند وارون‌سازی داده‌های MT دخالت داد. بدین‌منظور با تنظیم مدل آغازین وارون‌سازی بر مبنای این اطلاعات و یا انجام تغییر در تابع هدف وارون‌سازی بر مبنای آنها به مدل‌های دیگری می‌توان دست یافت که هم‌زمان با داده‌های MT و اطلاعات مکمل همخوان هستند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹؛ شوالنبرگ و همکاران، ۲۰۰۲؛ دی-گروت‌هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴؛ مک-گری و همکاران، ۲۰۱۴).

در این مقاله محدودیت‌های موجود در نتایج وارون‌سازی هموارترین مدل بررسی شده و نشان داده می‌شود که چگونه با درآمیختن اطلاعات اولیه در طی فرایند وارون‌سازی می‌توان جست‌وجوی دقیق‌تری در فضای پارامترهای مدل انجام داد. بررسی‌های انجام‌شده با در نظر گرفتن مدل‌های مصنوعی از موقعیت‌های زمین‌شناسی واقعی شروع و نتایج حاصل از اعمال رویکردهای

لایه به صورت جانبی تغییر می‌کند، تقریب زده می‌شود. گسسته‌سازی فضای مدل نیز توسط مجموعه‌ای از گره‌های واقع بر مرز این لایه‌ها انجام می‌شود (دگروت-هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴). با فرض آن که زیرسطح زمین حاوی  $n_b$  لایه واقع بر یک نیم‌فضا است و  $n_n$  گره در امتداد مرز هر لایه موجود است، بردار پارامترهای مجهول در روش مدل‌سازی مرز تیز عبارت است از:

$$\vec{m} = [\log(\sigma_1), \log(\sigma_2), \dots, \log(\sigma_{n_b+1}), z_{11}, \dots, z_{1n_n}, \dots, z_{n_b n_n}]^t \quad (3)$$

در این رابطه  $Z_{ij}$  عمق کف ستون  $j$ ام واقع در لایه  $i$ ام و  $\sigma_i$  هدایت ویژه الکتریکی این لایه است. فرمول‌بندی فضای مدل بدین شکل حاوی  $(n_b+1) \times n_n$  پارامتر مجهول است که در طی فرایند وارون‌سازی از کمینه‌سازی تابع هزینه‌ای مشابه با رابطه ۱ تعیین می‌شوند. این پارامترها در فواصل بین گره‌ها از طریق درون‌یابی محاسبه می‌شوند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹؛ دگروت-هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴).

تابع زبری مدل ( $\Phi_m$ ) در این روش به شکل زیر تعریف می‌شود:

$$\Phi_m = \|\mathbf{S}\vec{m}\|, \mathbf{S} = \begin{bmatrix} \mathbf{S}_{\text{conductivity}} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{S}_{\text{depth}} \end{bmatrix} \quad (4)$$

به عبارت دیگر زبری مدل در این روش با توجه به دیفرانسیل هدایت ویژه الکتریکی لایه‌های مجاور ( $S_{\text{conductivity}}$ ) و نیز تغییرات جانبی عمق کف این لایه‌ها ( $S_{\text{depth}}$ ) محاسبه شده و در طی وارون‌سازی مرز تیز کمینه می‌شود (دگروت-هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴).

### ۳. مثال‌هایی از داده‌های مصنوعی

در این بخش، محدودیت‌های موجود در تفکیک‌پذیری مکانی وارون‌سازی هموارترین مدل برای چهار مدل مصنوعی بررسی شده است. در هر مورد پاسخ MT مدل (مقادیر مقاومت ویژه و فاز قطبش‌های TE و TM و نیز مقادیر حقیقی و موهومی داده‌های تیپر) در محل

در این رابطه  $\vec{m}, \vec{m}_0$  به ترتیب پارامترهای مدل آغازین و مدل نهایی،  $\tau$  پارامتر توازن است که وزن نسبی بین جملات  $\Phi_m$  و  $\Phi_d$  را کنترل می‌کند و  $(\epsilon, \hat{d}_i, d_i^{\text{obs}})$  نیز به ترتیب عبارت‌اند از داده اندازه‌گیری شده  $i$ ام، خطای مربوط به آن و مقدار کف خطا. پاسخی که از کمینه‌سازی این تابع هزینه حاصل می‌شود، مدل همواری (smooth model) است که طول بردار پارامترهای مدل بازایی شده در آن کمینه است.

### ۲-۱. وارون‌سازی‌های ناحیه شکاف و مرز تیز

مبنای مقیدسازی فضای مدل در روش وارون‌سازی هموار بر این فرض است که مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی در سرتاسر مدل بسیار هموار تغییر کرده و تغییرات مکانی تند و تیزی ندارند. این فرض، تفکیک‌پذیری نتایج حاصل از وارون‌سازی‌ها را محدود می‌کند و می‌تواند در مواردی که اطلاعات زمین‌شناسی و سایر روش‌های ژئوفیزیکی نشان‌دهنده وجود ساختارهای زیرسطحی ستبر با تباین‌های مقاومت ویژه بالا هستند، مدل‌هایی غلط و در تضاد با این اطلاعات ارائه دهد. در چنین شرایطی با در نظر گرفتن نواحی شکاف (tear zones)، نواحی که در آن فرض هموارترین مدل به‌طور محلی از بین می‌رود) یا انجام مدل‌سازی‌های مرز تیز (sharp boundary) می‌توان به نتایجی دست یافت که فاقد جزئیات غیرضروری بوده و به واقعیت نزدیک‌تر هستند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹؛ دگروت-هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴؛ مونتر و همکاران، ۲۰۱۰).

در وارون‌سازی ناحیه شکاف به‌منظور درآمیختن اطلاعات مکمل حاصل از مطالعات قبلی، فضای مدل بر اساس این اطلاعات به نواحی مختلف تقسیم شده و در هر یک از آنها تابع  $\Phi_m$  به‌طور مستقل از سایر نواحی کمینه می‌شود (مونتر و همکاران ۲۰۱۰؛ فاوتو و همکاران، ۲۰۰۸).

زیر سطح زمین در مدل‌سازی مرز تیز با یک مدل لایه‌ای که در آن ضخامت و مقاومت ویژه هر

تنظیم شده است.

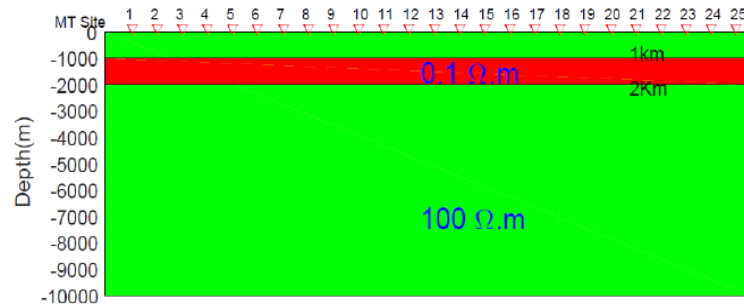
### ۱-۳. مثال مصنوعی یک

به‌عنوان اولین مثال نیم‌فضای  $\Omega m$  ۱۰۰ در نظر گرفته شده که درون آن لایه رسانایی (مقاومت ویژه  $\Omega m$  ۰/۱) در اعماق یک تا دو کیلومتری گسترش یافته است. پاسخ‌های MT این مدل در ۳۳ پرپود واقع در محدوده  $10^6-10^2$  ثانیه محاسبه شدند. وارون‌سازی هموارترین مدل از این پاسخ‌ها با مدل آغازین نیم‌فضای  $\Omega m$  ۱۰۰ انجام شد. در این مرحله آزمون‌های عددی مختلف با در نظر گرفتن مقادیر متفاوت پارامترهای وارون‌سازی انجام گرفت. نتایج این آزمون‌ها نشان دادند که مقدار بهینه برای پارامترهای  $\alpha$ ،  $\beta$  و نسبت  $H/V$  به ترتیب برابر با ۱۰، ۱/۷، ۲/۷ و  $500/500$  هستند. نتیجه وارون‌سازی هموارترین مدل (شکل ۱-ب) اگرچه توانسته سقف لایه رسانا را به خوبی بازیابی کند اما کف لایه رسانا در آن به خوبی بازیابی نشده است. این مشکل عموماً در نتایج وارون‌سازی داده‌های MT با روش هموارترین مدل به دو دلیل ایجاد می‌شود: (الف) پاسخ‌های MT بیشترین حساسیت را به پارامتر فیزیکی هدایت الکتریکی یک لایه (حاصل ضرب هدایت ویژه الکتریکی در ضخامت لایه، در این مثال S  $10^4 \times 10^4$ ) دارند و قادر به تمایز لایه‌هایی با هدایت الکتریکی یکسان و ضخامت‌های متفاوت نیستند (بدروسیان، ۲۰۰۷). (ب) قید هموارترین مدل در تابع هزینه وارون‌سازی، مانع از بازیابی گرادیان‌های شدید هدایت ویژه الکتریکی می‌شود.

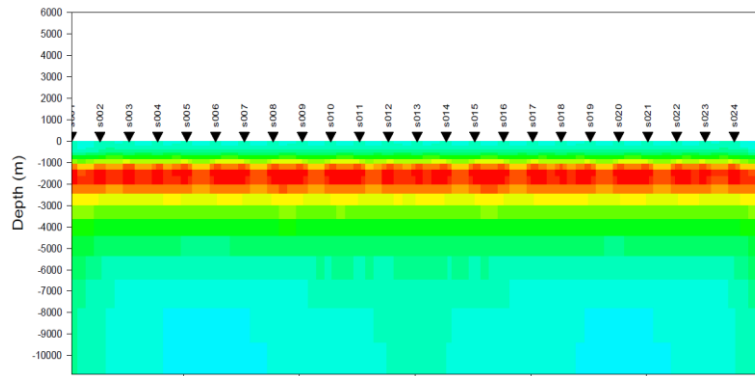
برای حل این مشکل از رویکرد نواحی شکاف استفاده شد و الگوریتم وارون‌سازی به‌نحوی تنظیم شد که قید هموارترین مدل برای یک ردیف از سلول‌ها در محدوده کف لایه رسانا اعمال نشود. نتیجه حاصل (شکل ۱-ج) نشان می‌دهد که این راهکار موجب شده کف لایه رسانا در عمق دو کیلومتری، به خوبی بازیابی شود.

ایستگاه‌ها با مدل‌سازی پیشرو المان‌های محدود (وانامیکر و همکاران، ۱۹۸۶) تولید، با پنج درصد نوفه گوسی ترکیب و به‌عنوان ورودی وارون‌سازی به کار برده شدند. در این مدل‌سازی‌های عددی برای شبیه‌سازی شرایط واقعی تری که در تحلیل و تفسیر داده‌های صحرائی با آن مواجه هستیم، شبکه استفاده شده برای گسسته‌سازی فضای مدل در دو مرحله تولید پاسخ مدل‌های مصنوعی و وارون‌سازی متفاوت بودند. همچنین در این دو مرحله الگوریتم‌های مدل‌ساز پیشرو متفاوتی به کارگیری شدند؛ برای تولید داده‌های مصنوعی از برنامه مدل‌ساز پیشرو مبتنی بر المان‌های محدود، تدوین شده توسط وانامیکر و همکاران (۱۹۸۶) استفاده شد. اما برای انجام محاسبات پیشرو موردنیاز در مدل‌سازی‌های وارون از برنامه تدوین شده توسط رودی و مکی (۲۰۰۱)، مبتنی بر الگوریتم دیفرانسیل محدود برای فرمول‌بندی شبکه‌ای معادلات ماکسول، استفاده شد. گسسته‌سازی متفاوت فضای پارامترهای مدل در مراحل تولید داده‌های مصنوعی و وارون‌سازی این داده‌ها و نیز کاربرد الگوریتم‌های متفاوت مدل‌سازی پیشرو در این دو مرحله باعث می‌شوند تا از سوگیری (bias) و یا هر نوع خطای سیستماتیک موجود در طی فرایند وارون‌سازی اجتناب شود (سریبون و اراپورن و آگرت، ۲۰۰۰).

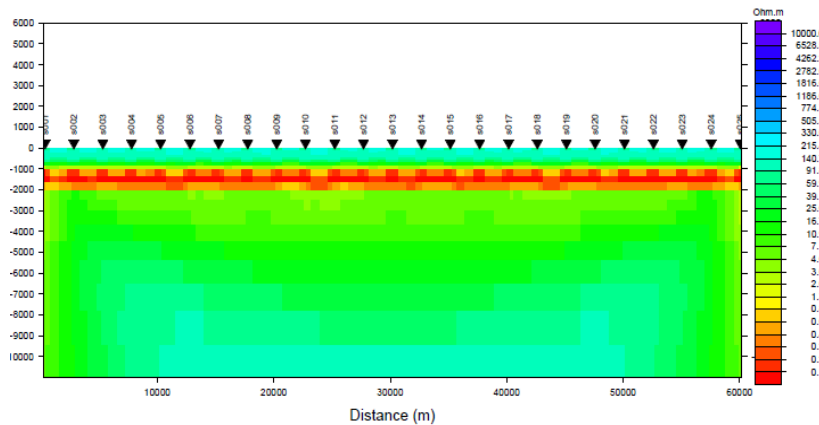
در این وارون‌سازی‌ها از الگوریتم گرادیان‌های مزدوج غیرخطی (NLCCG) توسعه یافته در نرم‌افزار (رودی و مکی، ۲۰۰۱) winglink استفاده شده است. ضریب لاگرانژ ( $t$ )، ضرایب وزنی که زبری افقی و قائم (به ترتیب  $\alpha$  و  $\beta$ ) پارامترهای مدل را کنترل می‌کنند و نیز کمینه ابعاد بلوک‌ها در راستای افقی و قائم (نسبت  $H/V$ ) که برای محاسبه ضرایب وزنی به کار می‌روند، با انجام آزمایش‌های عددی و ترسیم نمودارهای منحنی L ( $L$ -curves)، تعیین شده‌اند. در همه این مدل‌سازی‌ها مقدار یک درصد برای کف خطای داده‌های مقاومت ویژه و فاز و نیز مقدار یک صدم به‌عنوان کف خطای تپیر،



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۱. بررسی یک مدل مصنوعی، معرف محدودیت‌هایی که در تفکیک‌پذیری نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های MT وجود دارد. (الف) مدل مقاومت‌ویژه‌ای که برای تولید داده‌های MT استفاده شده است. (ب) نتیجه حاصل از وارون‌سازی هموارترین مدل برای این داده‌ها وقتی مدل آغازین یک نیم‌فضای  $100 \Omega m$  بوده است. (ج) مدل حاصل از وارون‌سازی این داده‌ها با مدل آغازین نیم‌فضای  $100 \Omega m$  حاوی یک ناحیه شکاف در کف لایه.

### ۲-۳. مثال مصنوعی دو

در مدل دوم بلوک رسانای  $0.1 \Omega m$  بر فراز یک لایه رسانای  $0.1 \Omega m$  واقع شده و کل مجموعه در یک نیم‌فضای  $100 \Omega m$  قرار گرفته است (شکل ۲-الف). مدل‌سازی‌های عددی، مقادیر بهینه ۱۰،  $2/5$ ،  $2/5$  و  $500/500$  را به ترتیب برای پارامترهای  $\tau$ ،  $\alpha$ ،  $\beta$  و نسبت H/V نتیجه داده‌اند. روش وارون‌سازی هموارترین مدل نتوانسته کف توده رسانا و نیز گسترش عمقی لایه رسانا را

به‌خوبی بازایی کند. همچنین در محدوده زیرین توده رسانا، لایه به اعماق بیشتر منتقل شده است (شکل ۲-ب). علت این پدیده اثر غربال‌گری امواج EM مورد استفاده در روش MT است. به عبارت دیگر قدرت تفکیک این امواج برای شناسایی ساختارهای عمیق در حضور ناهنجاری‌های رسانای سطحی، کاهش یافته و بالعکس در حضور ناهنجاری‌های مقاوم سطحی افزایش می‌یابد (بدروسیان، ۲۰۰۷). برای حل این مشکل نیز از رویکرد

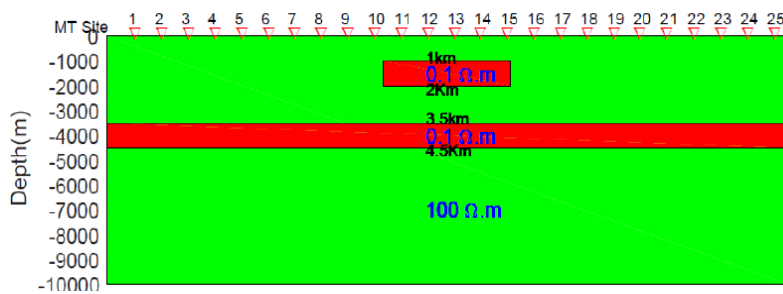
بسیار ضعیفی از آن ثبت شده است (بیشترین مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری که در شبه مقاطع داده‌های MT دیده می‌شود،  $8 \Omega m$  است (شکل ۴-ب)).

این داده‌ها با پنج درصد نوفه گوسی ترکیب و وارون‌سازی هموارترین مدل برای این داده‌ها انجام گرفت. در این مرحله مدل‌سازی‌های عددی نشان دادند که مقدار بهینه برای پارامترهای  $\alpha$ ،  $\beta$  و نسبت  $H/V$  به ترتیب برابر با ۱، ۱ و  $500/500$  هستند. اگرچه خطای عدم‌برازش حاصل از این وارون‌سازی مقدار مطلوبی ( $RMS=1/14$ ) است اما مدل حاصل (شکل ۳-ب) شباهتی به ساختار ژئوالکتریک مولد داده‌ها (شکل ۳-الف) ندارد. علت میدان‌های الکترومغناطیس فرکانس پایینی است که در برداشت‌های MT اندازه‌گیری می‌شوند. این میدان‌های پخش‌شونده درون رسانا به سرعت میرا می‌شوند و برای ترسیم مرز گرادیان‌های شدید هدایت ویژه الکتریکی، ایده‌آل نیستند. در چنین شرایطی بهتر است از اطلاعات اولیه زمین‌شناسی و نیز دیگر داده‌های ژئوفیزیکی برای تنظیم و اجرای "وارون‌سازی مرز تیز" استفاده کرد (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹).

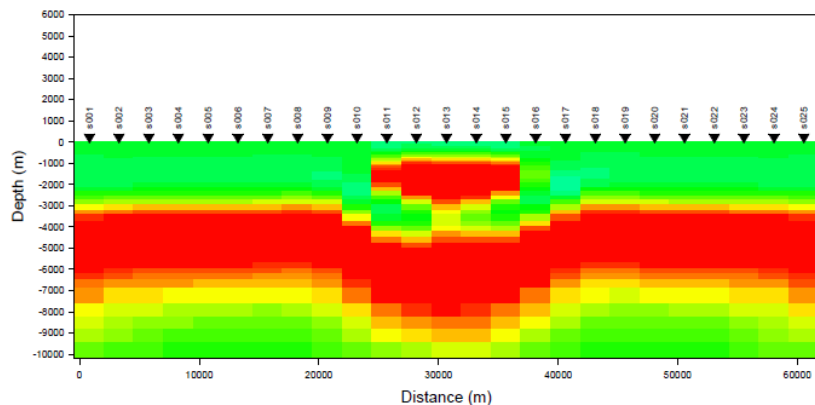
نواحی شکاف استفاده شد و در مدل آغازین وارون‌سازی، قید همواری بیشینه مدل در دو ناحیه: کف توده رسانا و دیگری در سقف لایه رسانا، حذف شد. نتیجه حاصل (شکل ۲-ج) نشان می‌دهد که کف توده رسانا به‌خوبی بازیابی شده و در مورد لایه رسانا چگونگی گسترش عمقی آن به جز در قسمت‌های میانی بهبود یافته است.

۳-۳. مثال مصنوعی سه

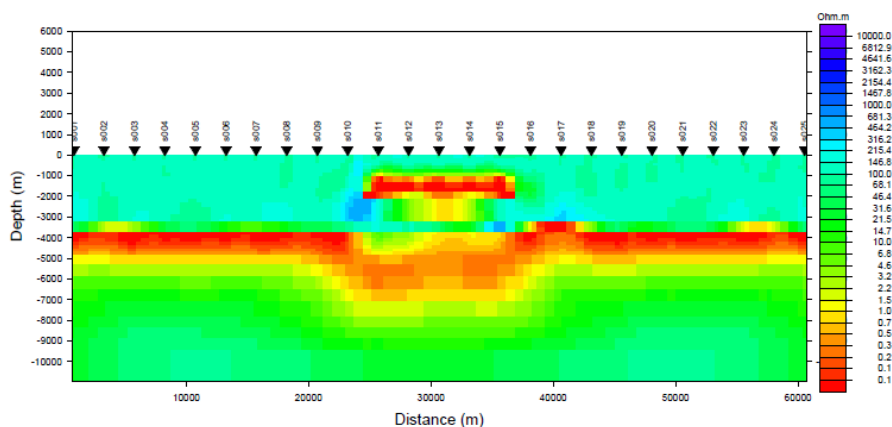
مثال سوم توده حجیم و مقاوم  $300 \Omega m$  است که در یک نیم‌فضای رسانای  $3 \Omega m$  قرار گرفته (شکل ۳-الف) و می‌تواند معرف ساختار نمکین خشکی باشد که گوه شکل است و درون رسوبات رسانا واقع شده است. از نظر محیط پیرامون امکان انحلال این توده نمک وجود نداشته و هدایت ویژه الکتریکی پایینی دارد. داده‌های MT در سی پرود بین  $0/17$  تا  $170$  ثانیه با استفاده از مدل‌سازی پیشرو المان‌های محدود (وانامیکر و همکاران، ۲۰۰۶) تولید شده‌اند. شبه‌مقاطع مربوط به توابع پاسخ مختلف MT در شکل ۴ نمایش داده شده‌اند. از آنجا که در این مدل یک ناهنجاری الکتریکی مقاوم توسط محیطی رسانا احاطه شده، اثر القای الکترومغناطیس آن ناچیز و پاسخ‌های MT



(الف)

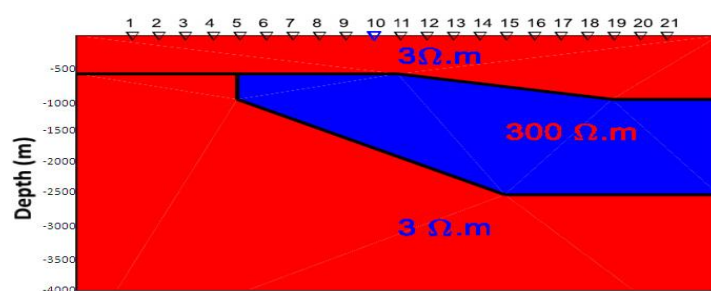


(ب)

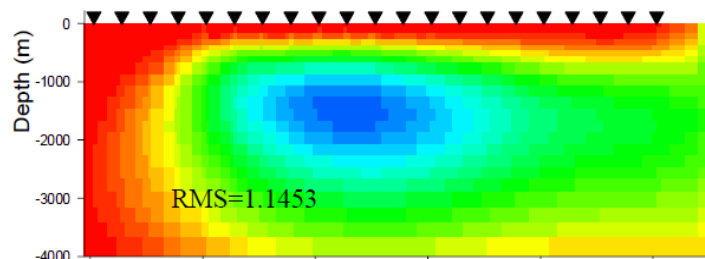


(ج)

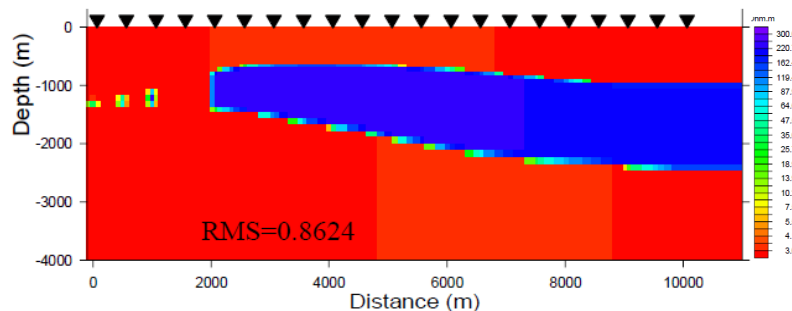
شکل ۲. بررسی یک مدل مصنوعی، معرف محدودیت‌هایی که در تفکیک‌پذیری نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های MT وجود دارد. (الف) مدل مقاومت‌ویژه‌ای که برای تولید داده‌های MT استفاده شده است. (ب) نتیجه حاصل از وارون‌سازی هموارترین مدل برای این داده‌ها وقتی مدل آغازین یک نیم‌فضای  $100 \Omega m$  بوده است. (ج) مدل حاصل از وارون‌سازی این داده‌ها با مدل آغازین نیم‌فضای  $100 \Omega m$  حاوی نواحی شکاف در کف توده و نیز سقف لایه رسانا.



(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۳. بررسی یک مدل مصنوعی، معرف محدودیت‌هایی که در تفکیک‌پذیری نتایج وارون‌سازی هموار داده‌های MT وجود دارد. (الف) مدل مقاومت‌ویژه‌ای که برای تولید داده‌های MT استفاده شده است. (ب) نتیجه حاصل از وارون‌سازی هموارترین مدل برای این داده‌ها وقتی مدل آغازین یک نیم‌فضای  $100 \Omega m$  بوده است. (ج) مدل حاصل از وارون‌سازی مرز تیز برای این داده‌ها. توضیحات بیشتر راجع به پارامترهای مختلف مدل‌سازی در متن آمده است.



الف)، اعمال وارون‌سازی مرز تیز توانسته عوارض مقاومت‌ویژه الکتریکی که به مدل واقعی نزدیک هستند را بازیابی کند.

#### ۴-۳. مثال مصنوعی چهار

آخرین مدل مصنوعی که بررسی می‌شود، مثالی از یک سیستم زمین گرمایی هیدروترمال است (شکل ۵). این مدل از یک رولایه  $100 \Omega m$  (حاوی سنگ‌های رسوبی) واقع بر کلاهیک رسانایی ( $\rho=2\Omega m$ ) تشکیل شده که در زیر آن لایه مقاومی معرف توده نفوذی آتشفشانی (به‌عنوان منبع حرارت سیستم هیدروترمال) قرار گرفته است. کلاهیک رسانا در واقع پوش سنگ رسوبی نفوذناپذیر حاوی کانی‌های اسمکتایت (smectite) و ایلیت (illite) است که در نتیجه واکنش طولانی مدت سنگ‌ها با سیالات هیدروترمال در یک حوضه زمین گرمایی تشکیل می‌شود. مقاومت‌ویژه الکتریکی لایه مقاوم از مقدار  $80 \Omega m$  در کناره‌ها شروع و به  $460 \Omega m$  در مرکز مدل می‌رسد. این لایه‌ها بر روی یک پی سنگ  $80 \Omega m$  قرار گرفته و در نهایت مدل به یک نیم‌فضای  $30 \Omega m$  خاتمه می‌یابد.

شبه‌مقاطع پاسخ‌های MT حاصل از این مدل در شکل ۶ نمایش داده شده‌اند. حضور لایه رسانا در بالای منبع حرارت باعث شده تا پاسخ بسیار ضعیفی از این توده مقاوم مشاهده شود، طوری که بیشترین مقاومت‌ویژه ظاهری ثبت شده در این ایستگاه‌ها  $\rho_{TE} = 118.1 \Omega m$  است. وارون‌سازی هموارترین مدل برای این داده‌ها با مدل آغازین نیم‌فضای همگن  $100 \Omega m$  انجام و نتیجه آن در شکل ۵-ب ارائه شده است. در این مرحله مدل‌سازی‌های عددی نشان دادند که مقدار بهینه برای پارامترهای  $\alpha$ ،  $\beta$  و نسبت  $H/V$  به ترتیب برابر با ۱، ۲، و ۱.۲ و ۵۰۰/۵۰۰ هستند. اگرچه خطای عدم‌برازش حاصل از این وارون‌سازی مقدار مطلوبی است ( $RMS=1/62$ ) اما در مدل نهایی که در شکل ۵-ب ارائه شده، دو مشکل اصلی مشاهده می‌شود: اولاً عمق مربوط به فصل مشترک کلاهیک رسانا و لایه مقاوم زیر آن (معرف منبع حرارت در سیستم هیدروترمال) با دقت بازیابی نشده است. ثانیاً پی سنگ

مدل آغازین وارون‌سازی در مدل‌سازی هموار عموماً یک نیم‌فضای همگن است ( $m_0$  در رابطه ۲). اما در وارون‌سازی مرز تیز برای آن که بتوان مشتقات ماتریس ژاکوبین (عملگر S در رابطه ۴) را محاسبه کرد، مدل آغازین باید یک محیط لایه‌ای باشد. استفاده از مدل لایه‌ای که بهترین برازش را با داده‌ها دارد یا استفاده از نتایج مدل‌سازی هموار 2D به‌عنوان راهکارهای مختلف برای تنظیم مشخصات این مدل آغازین پیشنهاد شده‌اند (دگروت-هدلین و کانسبتل، ۲۰۰۴). در ادامه وارون‌سازی‌های مرز تیز با مدل آغازینی مرکب از سه لایه که مشخصات آنها برگرفته از نتیجه وارون‌سازی هموار 2D (شکل ۳-ب) است، انجام شده است. مشخصات این مدل لایه‌ای (عمق کف لایه‌ها و مقاومت‌ویژه آنها) در جدول ۱ آمده است. محل گره‌هایی که پارامترهای مجهول وارون‌سازی مرز تیز هستند، در محل گره‌های مش استفاده شده در وارون‌سازی‌ها تنظیم شده است. نتایج مدل‌سازی‌های عددی نشان دادند که انتخاب نامناسب مقادیر مقاومت‌ویژه الکتریکی در مدل آغازین وارون‌سازی مرز تیز موجب می‌شود تا فرایند وارون‌سازی بسیار کند همگرا شود اما نتیجه نهایی تغییرات چشم‌گیری در عوارض بازیابی شده در مدل‌ها نشان نمی‌دهد (قنبری فر، ۱۳۹۹).

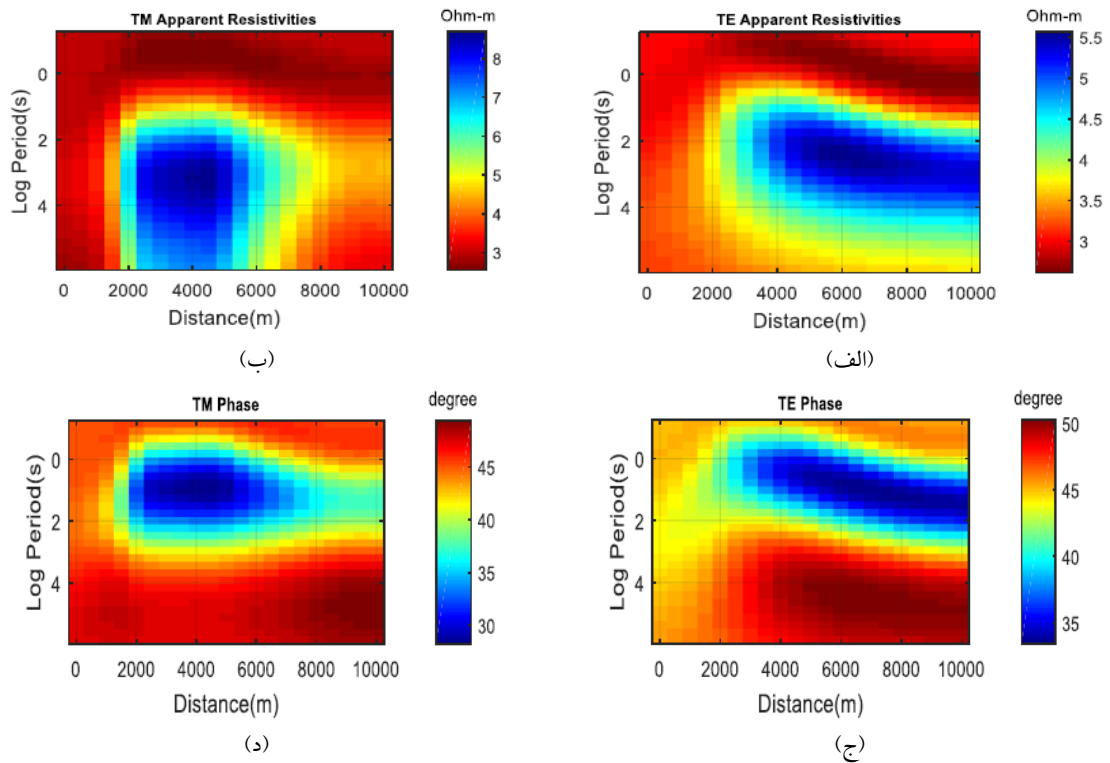
برای اجتناب از پاسخ‌هایی که کمینه محلی تابع هزینه وارون‌سازی هستند، وارون‌سازی در چند مرحله انجام می‌شود و مقدار عدم‌برازش هدف (که در این نوع وارون‌سازی توسط کاربر تعیین می‌شود) به تدریج پایین می‌آید. نتیجه وارون‌سازی هر مرحله، مدل آغازین وارون‌سازی مرحله بعد است. نتیجه نهایی حاصل از این روش در شکل ۳-ج نمایش داده شده است. این شکل نشان می‌دهد که اگرچه قطع‌شدگی توده مقاوم در سمت چپ مدل دقیقاً در مکان موردنظر انجام نشده، اما مقادیر مقاومت‌ویژه و مرزهای توده، خصوصاً شیب سقف و کف آن به‌طور مطلوبی بازیابی شده‌اند. مقایسه شکل ۳-ب و ۳-ج نشان می‌دهد که علی‌رغم نقص روش وارون‌سازی هموارترین مدل در بازیابی مدل مصنوعی اولیه (شکل ۳-

الکتریکی در لایه مقاوم (توده نفوذی آتشفشانی معرف منبع حرارت سیستم هیدروترمال) به خوبی بازیابی نشده است.

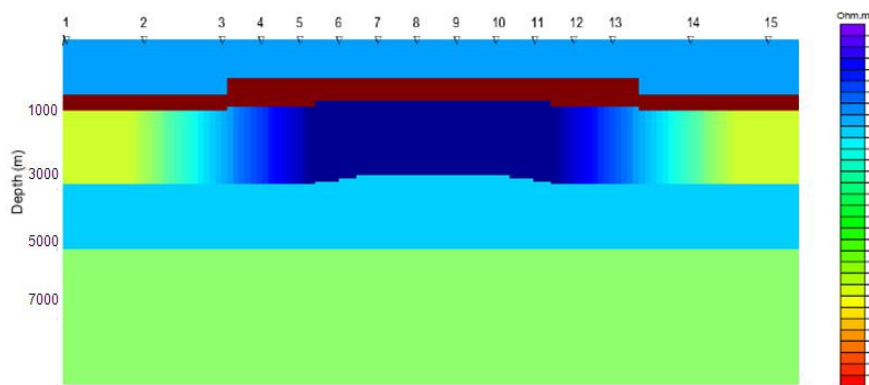
جدول ۱. مدل آغازین وارون‌سازی مرز واضح برای مدل سوم.

عمق مرز لایه‌ها [m]	مقاومت ویژه الکتریکی [ $\Omega\text{m}$ ]
۱۱۰۰	۱/۳
۲۶۰۰	۳/۲
نیم‌فضا	۱/۶

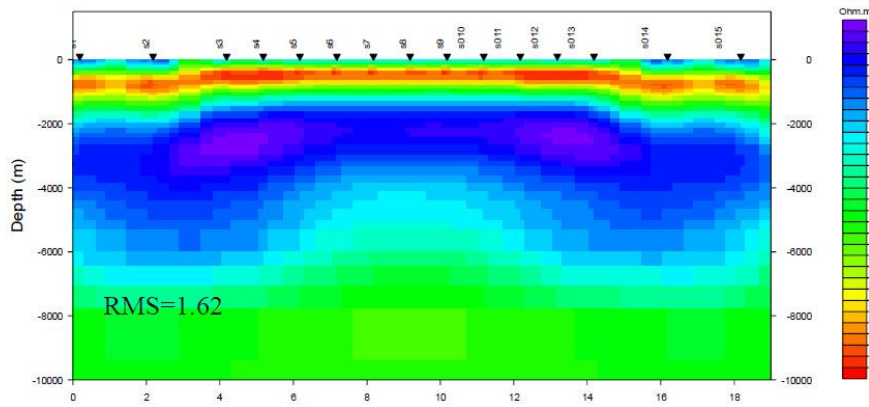
$80 \Omega\text{m}$  زیر این لایه مقاوم از آن تفکیک نشده است. در ادامه وارون‌سازی مرز تیز از این داده‌ها با در نظر گرفتن مدل آغازین یک‌بعدی که مشخصات آن در جدول ۲ آمده است، انجام گرفت. این مشخصات برگرفته از مدل هموار (شکل ۵-ب) هستند. نتیجه حاصل (شکل ۵-ج) نشان می‌دهد که الگوریتم وارون‌سازی مرز تیز توانسته عمق سقف و کف لایه‌های مختلف را با دقت خوبی بازیابی کند. اگرچه تغییرات جانبی مقاومت ویژه



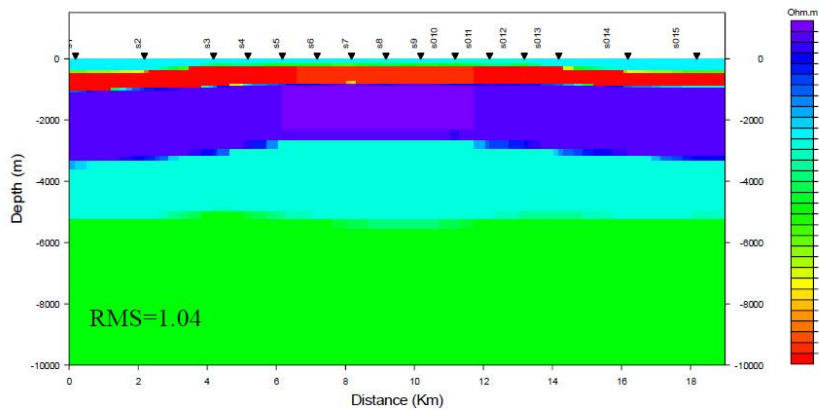
شکل ۴. شبه مقطع پاسخ‌های MT محاسبه شده برای مدل ۳ (الف). مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی قطبش‌های TE (الف)، TM (ب) و نیز مقادیر فاز قطبش‌های TE (ج) و TM (د).



(الف)

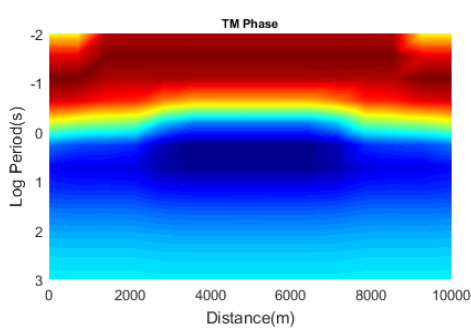


(ب)

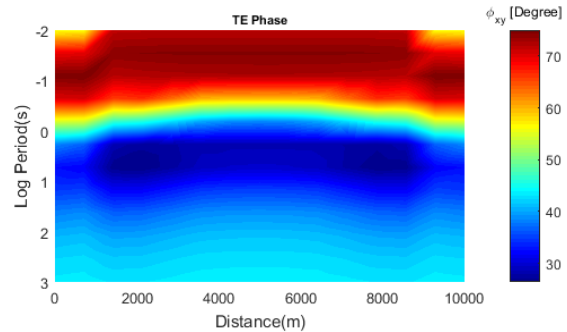


(ج)

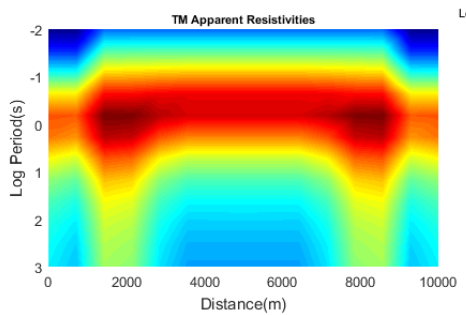
شکل ۵. (الف) ساختار مقاومت ویژه الکتریکی 2D معرف یک ناحیه هیدروترمال. (ب) مدل حاصل از وارون‌سازی هموار از داده‌های مدل (الف). (ج) مدل حاصل از وارون‌سازی مرز تیز از داده‌های مدل (الف).



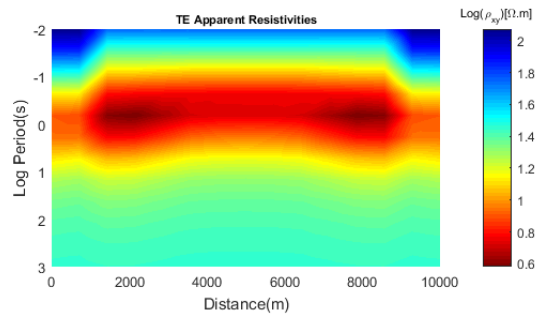
(ب)



(الف)



(د)



(ج)

شکل ۶. شبه مقطع پاسخ‌های MT محاسبه شده برای مدل ۵ (الف). مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی قطبش‌های TE (الف)، TM (ب) و نیز مقادیر فاز قطبش‌های TE (ج) و TM (د).

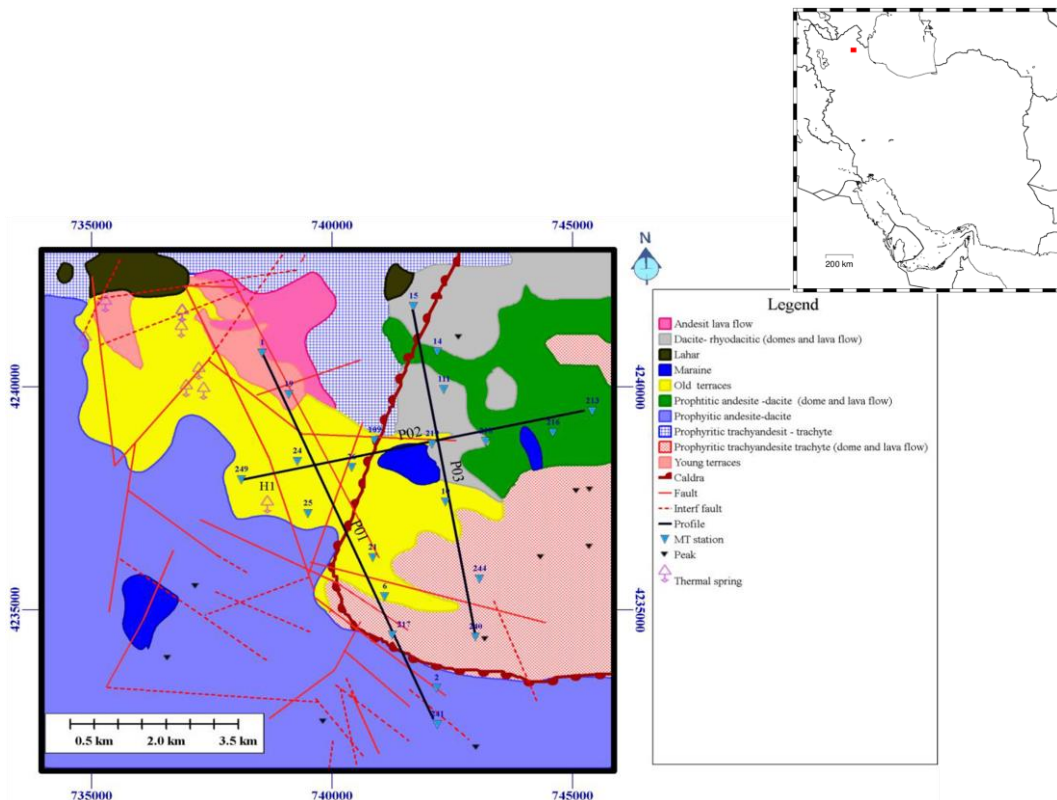
جدول ۲. مشخصات مدل آغازین وارونسازی مرز تیز (برگرفته از نتیجه وارونسازی هموارترین مدل).

عمق مرز لایه‌ها [m]	مقاومت ویژه الکتریکی [ $\Omega m$ ]
۵۰۰	۶۵
۱۰۳۰	۲/۲
۳۲۲۵	۴۴۵
۵۸۰۰	۷۳
نیم‌فضا	۲

منطقه شمال-غرب سبلان بررسی می‌شود. این داده‌ها در محدوده پریودی ۱۲۰۰-۰/۰۰۳ sec برداشت شده‌اند. شکل (۷) نقشه زمین‌شناسی شمال‌غرب سبلان، موقعیت پروفیل‌ها و ایستگاه‌های برداشت داده‌های MT را نشان می‌دهد.

۴. مثالی از داده‌های صحرایی

مدل‌های مصنوعی بررسی شده در بخش قبل نقاط قوت و محدودیت‌های استفاده از الگوریتم‌های مختلف را نشان دادند. در ادامه به‌عنوان یک مثال واقعی داده‌های MT برداشت‌شده در امتداد سه پروفیل واقع در دره موئیل در



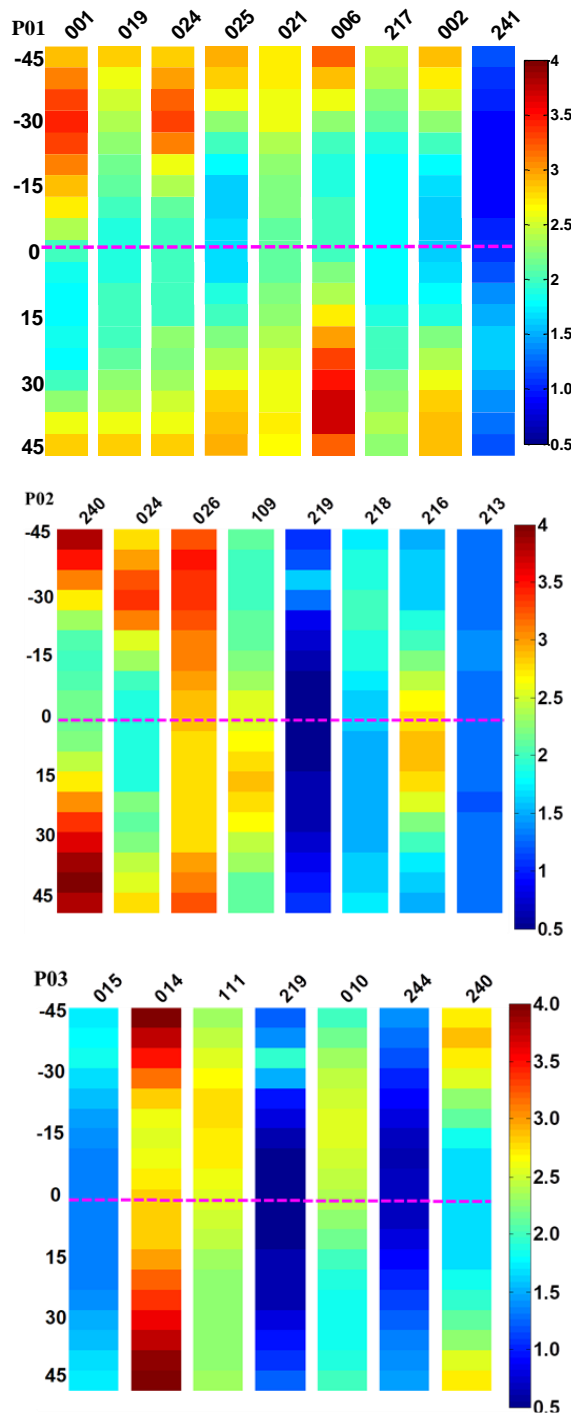
شکل ۷. موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین‌شناسی از منطقه سبلان در استان اردبیل. چگونگی توزیع ایستگاه‌های برداشت داده‌های MT در شکل آمده است.

ارزیابی کرده و این اثرات را از روی داده‌ها حذف کند. این روش مدل برهم‌نهاد 3D/2D (مرکب از ناهمگنی‌های محلی 3D واقع بر یک ساختار منطقه‌ای 2D) را به‌عنوان مدل اعوجاجی داده‌های MT در نظر گرفته و این مدل را توسط هفت پارامتر (زوایای اعوجاج برش و

تحلیل بعدیت و روند ساختار ژئوالکتریکی منطقه با استفاده از روش تجزیه تانسور امپدانس GB توسعه‌یافته توسط (گروم و بیلی، ۱۹۸۹؛ مکینس و جونز، ۲۰۰۱) انجام گرفته است. این روش همچنین قادر است سطح اثرات اعوجاج گالوانی آلوده‌کننده داده‌های MT را

ساختار منطقه به صورت آماری توسط معیار جذر میانگین مربعات بهنجار شده (nrms: normalized root mean square) ارزیابی می‌شود. مقادیر بالای این کمیت نشان می‌دهد که داده‌های اندازه‌گیری شده را نمی‌توان مربوط به یک ساختار منطقه‌ای 2D در نظر گرفت.

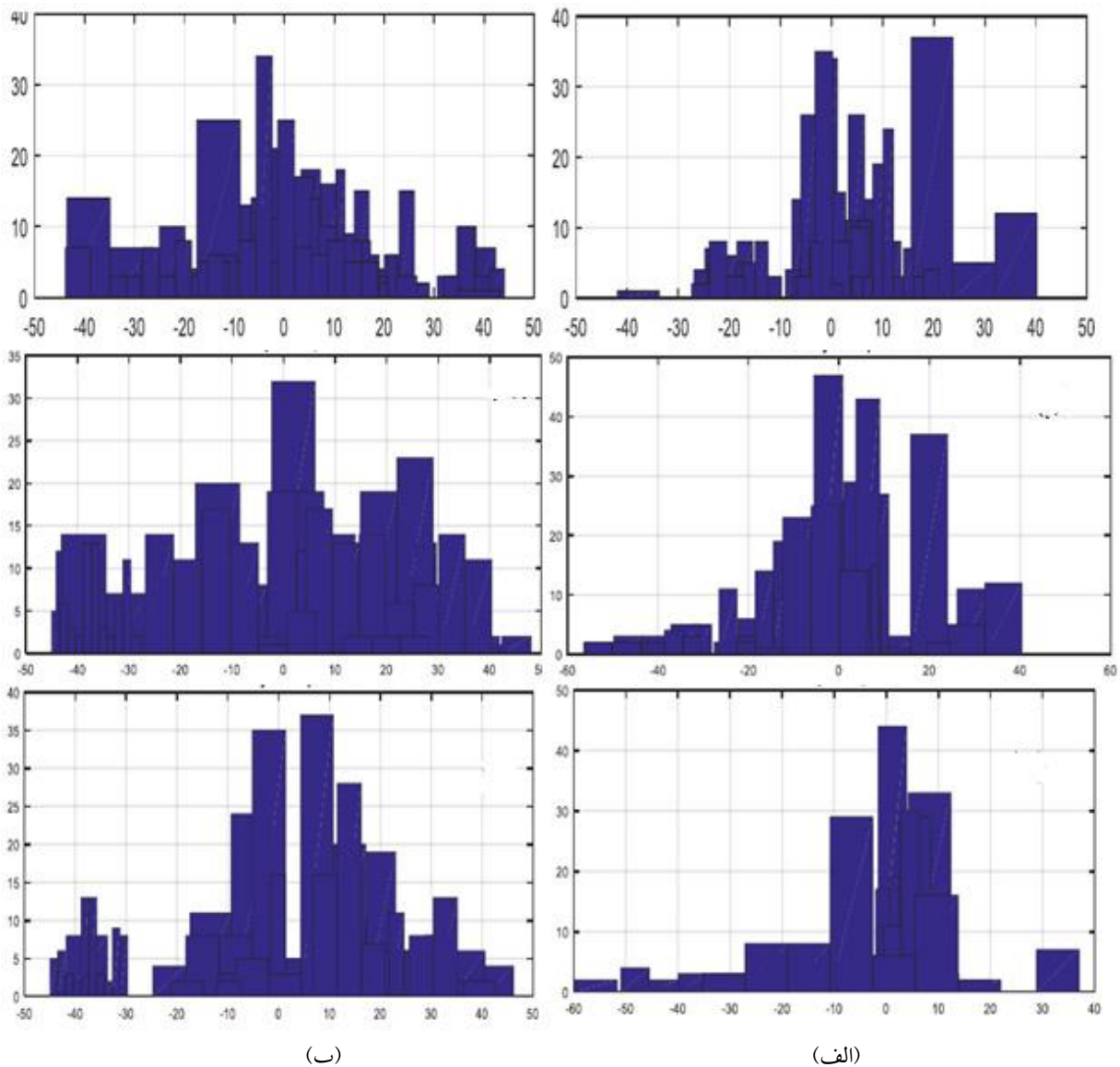
پیچش، روند ساختار و امپدانس‌های مختلط منطقه‌ای) مشخصه‌بندی می‌کند. سپس با کاربرد رویکرد آماری کمترین مربعات وزن داده شده این مدل را بر داده‌هایی که در چند ایستگاه و در یک محدوده پریودی خاص اندازه‌گیری شده‌اند، برازش می‌دهد. در این شیوه مدل‌سازی اثرات اعوجاجی، اعتبار فرض دوبعدی بودن



شکل ۸. عدم برازش حاصل از اعمال روش تجزیه تانسور امپدانس GB برای ایستگاه‌های مختلف واقع بر سه پروفیل P01، P02 و P03 با فرض مقادیر مختلف بین  $[-45^\circ, 45^\circ]$  برای روند ساختار منطقه.

مختلف این پروفیل‌ها به‌ازاء روند ساختار منطقه‌ای صفر درجه حاصل شده است. بنابراین ساختار ژئوالکتریک 2D که روند آن همراستا با دستگاه مختصات برداشت داده‌ها است به‌عنوان ساختار منطقه‌ای در نظر گرفته شد. هیستوگرام‌های شکل ۹ سطح بالای پارامترهای اعوجاجی آلوده کننده داده‌ها را نشان می‌دهند که به‌منظور اجتناب از تفسیرهای غلط قبل از وارون‌سازی از اندازه‌گیری‌ها حذف شدند.

ابتدا فرضیات مختلف در مورد روند ساختار منطقه را ارزیابی کردیم. بدین‌منظور در طی برازش مدل GB بر داده‌ها در سرتاسر محدوده پریودی هر ایستگاه، روند ساختار منطقه را مقدار ثابتی بین  $45^\circ$  تا  $45^\circ$  قرار داده و سایر پارامترهای مدل محاسبه شدند. مقدار عدم‌برازش این مدل‌سازی‌ها در هر ایستگاه و به‌ازاء مقادیر روند مختلف در شکل ۸ آمده است. طبق این نتایج مقدار کمینه عدم‌برازش ایستگاه‌های



شکل ۹. پارامترهای اعوجاج گالوانی (پیچش (الف) و برش (ب)) که داده‌های پروفیل‌های P01, P02, P03 را آلوده کرده و قبل از مدل‌سازی از داده‌ها حذف شده‌اند. محور افق در این نمودارها معرف مقادیر زاویه پیچش و برش و نیز محور قائم تعداد نقاط داده است.

## ۴-۱. مدل‌سازی وارون

پس از تعیین راستای روند ساختار ژئوالکتریک منطقه، حذف اثرات اعوجاجی و بازیابی قطبش‌های متعامد TE و TM داده‌های امیدانسی، وارون‌سازی هموارترین مدل از این داده‌ها با استفاده از الگوریتم گرادیان‌های مزدوج غیرخطی (رودی و مکی، ۲۰۰۱) انجام گرفته است. ابتدا با انجام مدل‌سازی‌های متعدد از داده‌های فاز مد TM (که عمدتاً مصون از اثرات اعوجاج گالوانی و ساختارهای 3D هستند) و رصد تبادلی که بین مقادیر تابعک‌های همواری مدل ( $\Phi_m$ ) و عدم‌برازش داده‌ها ( $\Phi_d$ ) وجود دارد، مقدار بهینه ضریب لاگرانژ ( $\tau$ )، ضرایب وزنی  $\alpha$ ,  $\beta$  و نسبت مقادیر کمینه پهنا به کمینه ضخامت هر سلول ( $H_0/V_0$ ) به‌ترتیبی که در جدول ۳ آمده است برای هر پروفیل تنظیم شدند.

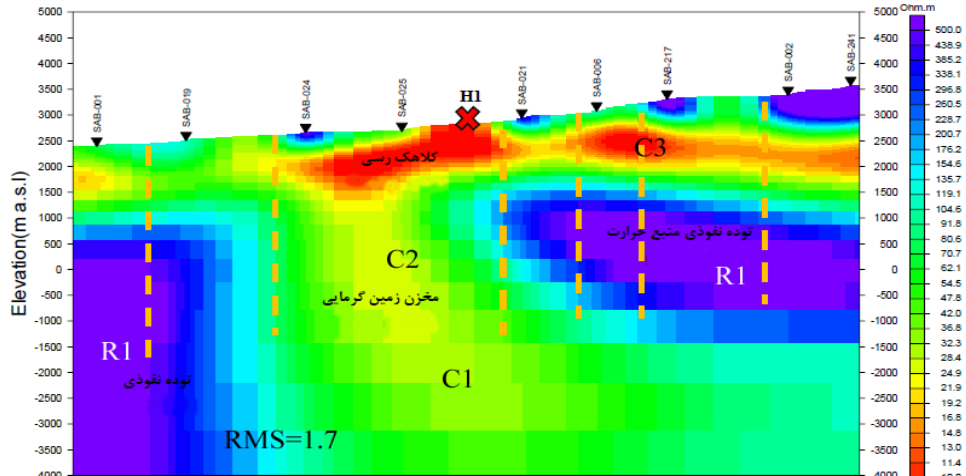
با در نظر گرفتن نیم‌فضای همگن با مقاومت ویژه  $100 \Omega m$  به‌عنوان مدل آغازین، وارون‌سازی هموارترین مدل مربوط به داده‌های سه پروفیل P01, P02, P03 انجام شدند و نتایج حاصل در شکل ۱۰ ارائه شده‌اند. این مدل‌ها نمونه ایده‌آلی منطبق با مدل مفهومی از یک سیستم زمین‌گرمایی هیدروترمال (مونتر، ۲۰۱۴) را نشان می‌دهند. ساختار مقاوم ( $R_1$ ) توده نفوذی ماگمایی

است که منبع گرمایی سیستم زمین‌گرمایی محسوب می‌شود. ساختارهای رسنای  $C_1$  و  $C_2$  سیستم آب زیرزمینی را شکل می‌دهند که نقل و انتقال و گاهاً ذخیره‌سازی گرما را انجام داده و معرف مخزن سیستم زمین‌گرمایی است. ساختار رسنای  $C_3$  کلاهیگ رسی است که به‌عنوان یک ساختار نفوذناپذیر کل سیستم زمین‌گرمایی را محصور کرده است. در ادامه برای ارزیابی مدل‌های متنوع دیگر همخوان با داده‌ها، وارون‌سازی‌های ناحیه شکاف و مرز تیز از این داده‌ها انجام گرفت.

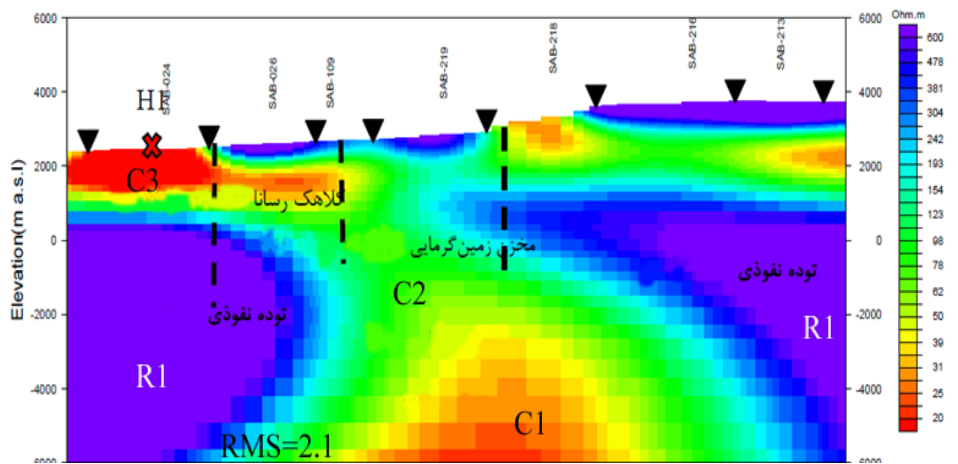
نتایج حاصل از وارون‌سازی‌های هموارترین مدل (شکل ۱۰)، ساختار مقاوم الکتریکی  $R_1$  را نشان می‌دهد که سقف آن در زیر پروفیل‌های P01, P02 به‌ترتیب در اعماق +200, +250 m.a.s.l قرار گرفته‌اند. در زیر پروفیل P03 شاهد گسترش این ساختار مقاوم تا سطح زمین هستیم. به‌منظور ارزیابی میزان پایداری ساختار  $R_1$  بازیابی شده در این مدل‌ها، وارون‌سازی ناحیه شکاف انجام گرفت تا تعیین شود آیا با اتخاذ رویکرد متفاوت در وارون‌سازی داده‌ها، ساختار مقاوم  $R_1$  مجدداً بازیابی خواهد شد؟

جدول ۳. پارامترهای وزندهی الگوریتم وارون‌سازی و داده‌های مختلف MT، تعداد تکرارها و خطای عدم‌برازش حاصل از وارون‌سازی داده‌های سه پروفیل P01, P02, P03

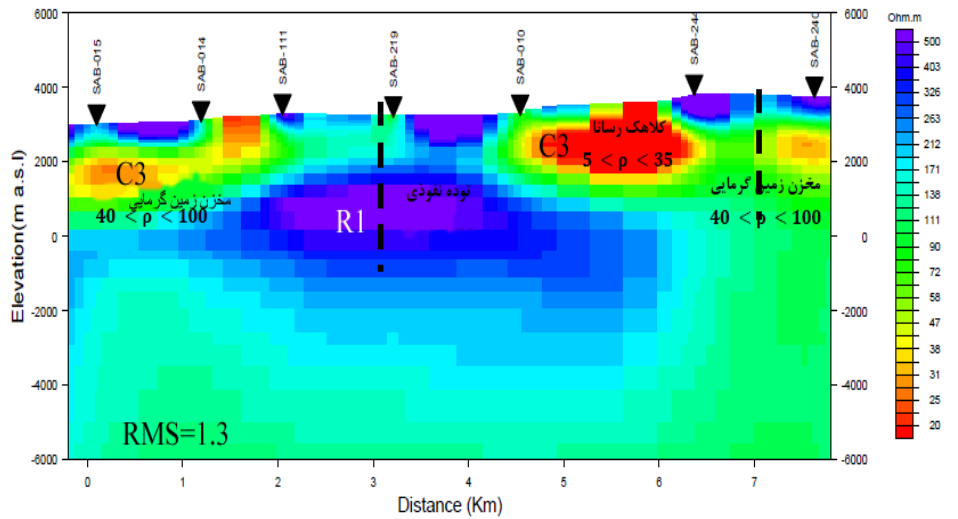
کف خطا (%)				$\chi^2_{red}$	RMS	$H_0/V_0$	$\beta$	$\alpha$	$\tau$	$\frac{\sigma_{\tau}}{\tau}$
TE		TM								
فاز	مقاومت ویژه	فاز	مقاومت ویژه							
۵	۲۰	۵	۲۰	۱۲۰	۱/۷	۲۰۰/۲۰۰	۱	۲/۳	۵	P01
۷	۲۰	۷	۲۰	۱۰۰	۲/۱	۱۵۰/۱۵۰	۰/۲	۱	۳	P02
۷	۲۰	۷	۲۰	۱۰۰	۱/۳	۳۰۰/۳۰۰	۰/۸	۰/۶	۲	P03



(الف)



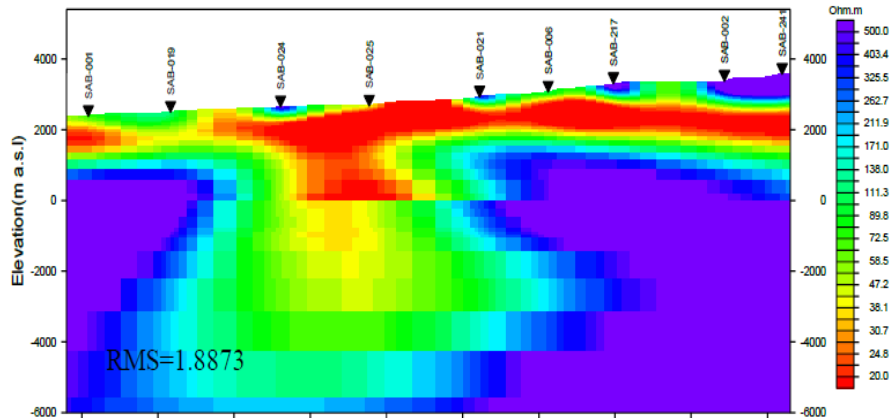
(ب)



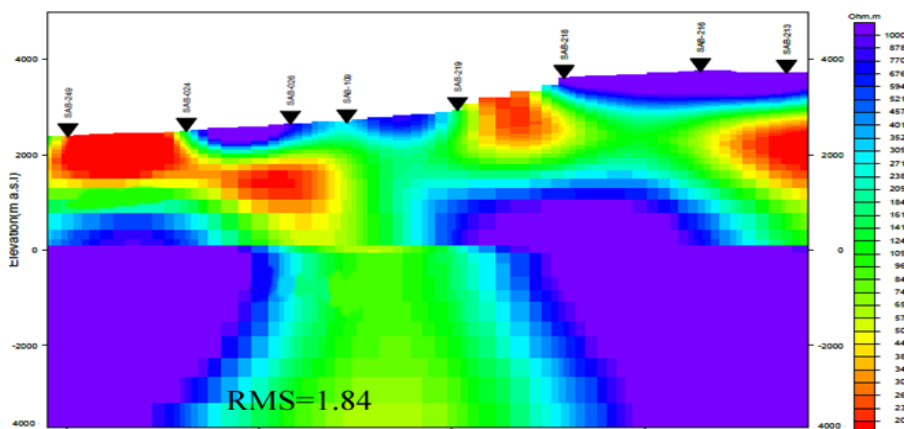
(ج)

شکل ۱۰. نتیجه وارون‌سازی هموارترین مدل برای سه پروفیل P01 (الف)، P02 (ب)، P03 (ج). خط‌چین‌ها محل تقاطع گسل‌ها نمایش داده شده در شکل ۷، با امتداد پروفیل‌ها هستند. علامت × محل چشمه آبگرم موجود در منطقه را نشان می‌دهد.

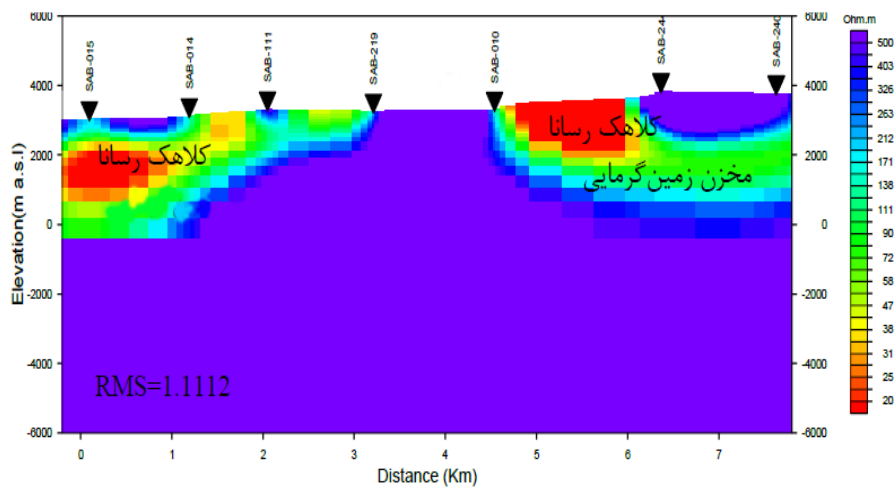




(الف)



(ب)



(ج)

شکل ۱۱. نتیجه وارون‌سازی ناحیه شکاف برای سه پروفیل (الف) P01، (ب) P02، (ج) P03.

عمقی زیاد ساختار  $R_1$  تا سطح زمین، سقف این ساختار مقاوم در عمق  $-250 \text{ m. a.s.l}$  در نظر گرفته شد. مدل‌های آغازین وارون‌سازی در این اعماق به دو قسمت تقسیم شدند. به نواحی بالای این اعماق نیم‌فضای همگنی با مقاومت ویژه الکتریکی  $100 \Omega\text{m}$  نسبت داده شد و نواحی

در مدل آغازین وارون‌سازی‌های ناحیه شکاف با توجه به مدل‌های هموار شکل ۱۰ سطح فوقانی سنگ‌های آتشفشانی مقاوم در زیر پروفیل‌های P01، P02 به ترتیب در اعماق  $+200 \text{ m. asl}$  +250 تنظیم شدند. در زیر پروفیل P03 به منظور ارزیابی تکرارپذیری بودن گسترش

است اما مقاومت ویژه الکتریکی لایه رسانای C3 در این مدل‌ها تغییرات جانبی کمتری دارد و مرز تیزی که بین این کلاهدک رسی و مخزن زمین‌گرمایی زیر آن وجود دارد با دقت بالاتری بازیابی شده است. در مورد پروفیل‌های P01 و P02 مخزن زمین‌گرمایی بازیابی شده در زیر کلاهدک رسی تا قسمت‌های عمیق مدل گسترش یافته است. این در حالی است که در مورد پروفیل P03 گسترش عمقی این لایه محدودتر است.

علی‌رغم رویکردهای متفاوت استفاده شده در وارون‌سازی‌های هموارترین مدل و ناحیه شکاف، عوارض رسنا و مقاوم بازیابی شده در قسمت‌های عمیق مدل‌های حاصل برای پروفیل‌های P01 و P02 ناهمواری جانبی بیشتری نسبت به مدل حاصل برای پروفیل P03 نشان می‌دهند (شکل ۱۰ و ۱۱). بنابراین رساناهای C1 و C2 عوارضی ثابت در نتایج این وارون‌سازی‌ها هستند و لحاظ کردن آنها در تفسیرهای انجام شده از این داده‌ها ضروری است.

#### ۲-۴. تفسیر نتایج وارون‌سازی

نتایج حاصل از این مدل‌سازی‌ها در انطباق با مدل مفهومی است که برای حوزه زمین‌گرمایی شمال غرب سیلان ارائه شده است (سیدرحیمی‌نیارک و همکاران، ۲۰۱۷) و می‌توان آنها را توسط سه ناحیه رسانای متمایز توصیف کرد؛ توده رسانای C1 که در قسمت‌های عمیق ( $>2\text{km}$ ) مدل‌های (۱۰-الف و ب) قرار دارد و می‌توان آن را ناشی از توده ماگمایی در نظر گرفت که متأثر از جدایش‌های گسلی و تراوش بارش‌های جوی به اعماق زمین، این ناحیه رسنا را شکل داده است. رسانای C2 را می‌توان آبراهه موری به سمت شمال غرب در نظر گرفت که رسانای عمیق C1 را به لایه سطحی رسانای C3 متصل می‌کند. شیب این آبراهه منطبق با روند غالب گسل‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی اصلی این منطقه (حاصل از تحلیل عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای SPOT، سیدرحیمی‌نیارک و همکاران، ۲۰۱۷) به سمت شمال غرب دره موئیل است. رساناهای C1 و C2 سیستم

زیر این اعماق با نیم‌فضای  $1000 \Omega\text{m}$  (معرف بستر این حوزه که از نظر الکتریکی مقاوم است) جایگزین شدند. به‌علاوه این بسترهای مقاوم الکتریکی به‌عنوان ناحیه شکاف، در مدل آغازین وارون‌سازی تنظیم شدند (به عبارت دیگر الگوریتم وارن‌ساز در این نواحی از اعمال تابعک همواری  $\Phi_m$  صرف‌نظر می‌کند). در طی وارون‌سازی ناحیه شکاف، مقادیر کف خطا و ضرایب وزنی الگوریتم وارون‌سازی به‌صورت یکسان با مقادیر استفاده شده در وارون‌سازی هموارترین مدل تنظیم شدند. شکل ۱۱ نتایج حاصل از وارون‌سازی ناحیه شکاف مربوط به پروفیل‌های مختلف را نشان می‌دهد. مقدار عدم‌برازش حاصل برای این مدل‌ها به آنچه که از وارون‌سازی هموارترین مدل به دست آمده (شکل ۱۰) نزدیک است. قسمت فوقانی این مدل‌ها بسیار شبیه با نتایج هموارترین مدل است. به‌عبارت دیگر شکل کلی، موقعیت و هدایت‌ویژه الکتریکی لایه رسانای C3 در این مدل‌ها یکسان است. به‌علاوه در قسمت‌های عمیق‌تر مدل‌های حاصل برای پروفیل‌های P01 و P02 (شکل ۱۱-الف و ب)، رسانای عمیق C1 و آبراهه رسانای C2 مجدداً در حال بازیابی هستند در حالی که همچنان اثری از این رساناها در زیر پروفیل P03 وجود ندارد (شکل ۱۱-ج).

پارامتربندی فضای مدل در وارون‌سازی مرز تیز کاملاً متفاوت با وارون‌سازی هموارترین مدل و ناحیه شکاف است (رابطه ۲) و مدل آغازین در این وارون‌سازی‌ها، مدلی یک‌بعدی است. مشخصات مربوط به مدل‌های آغازین وارون‌سازی مرز تیز برای داده‌های سه پروفیل P01, P02, P03 (عمق مرز این لایه‌ها و مقاومت‌ویژه الکتریکی آنها) در (جدول ۴) آمده است. این مقادیر بر اساس عوارض بازیابی شده در مدل‌های هموار (شکل‌های ۱۰ الف تا ج) تنظیم شده‌اند. وارون‌سازی مرز تیز با این مدل‌های آغازین شروع و نتایج حاصل از اعمال این الگوریتم در شکل ۱۲ آمده است. در مقایسه با نتایج حاصل از سایر روش‌های وارون‌سازی (شکل ۱۰ و ۱۱) اگرچه عدم‌برازش داده‌ها و پاسخ‌های مدل افزایش یافته

به مقادیر پایین‌تر این پارامتر در اعماق بیشتر حکایت از تغییر رژیم دگرسانی‌ها از آرژیلیک (محدوده دمایی  $70-150^{\circ}\text{C}$ ) به پروپلیتیک (محدوده دمایی  $230-250^{\circ}\text{C}$ ) دارد که نهایتاً منجر به محصولات دگرسانی با هدایت ویژه‌های الکتریکی متفاوت شده‌اند (مونتر، ۲۰۱۴). ساختارهای الکتریکی مقاومی ( $\rho > 300\Omega\text{m}$ ) که در اعماق پایین این مدل مشاهده می‌شوند (ساختار R1) را به توده نفوذی ماگمایی می‌توان نسبت داد که در این سیستم زمین‌گرمایی منبع حرارت هستند (بوگی و همکاران، ۲۰۰۰). این ارتباط بین دما و محصولات دگرسانی با هدایت ویژه الکتریکی مختلف در شمال‌غرب حوزه زمین‌گرمایی سبلان از مقایسه مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از داده‌های MT (شکل ۱۰) و مقطع توزیع حرارت حاصل از نگاره‌های حرارتی چاه‌های اکتشافی منطقه (سیدرحیمی‌نیارک و همکاران، ۲۰۱۷) تأیید می‌شود.

آب زیرزمینی را شکل داده‌اند که نقل و انتقال و گاهاً ذخیره‌سازی حرارت را انجام داده و مخزن سیستم زمین‌گرمایی محسوب می‌شود (مونتر، ۲۰۱۴) لایه رسانای  $C_3$  در واقع ساختار نفوذناپذیری است که سیستم زمین‌گرمایی را محصور کرده و به‌عنوان کلاهک رسی رسانا عارضه مشترک در همه سیستم‌های زمین‌گرمایی هیدروترمال با محتوی حرارتی بالا می‌باشد (مونتر، ۲۰۱۴). این لایه رسانا اگرچه در زیر پروفیل P01 به‌صورت تقریباً پیوسته بازیابی شده اما در زیر پروفیل‌های P02 و P03 به‌علت عملکرد گسل‌ها در این نواحی (محل تقریبی آنها در شکل ۱۰-ب و ۱۰-ج آمده‌است) پیوسته نیست. رسانایی الکتریکی بالای این لایه به‌علت درصد بالای خاک رسی اسمکتیت است که در نتیجه دگرسانی‌های هیدروترمال آرژیلیک به موازات مسیر جریان سیالات ژئوترمال تشکیل شده است. گذار از هدایت ویژه‌های الکتریکی بالای محدوده کلاهک رسی

جدول ۴. مشخصات مدل‌های لایه‌ای استفاده‌شده برای انجام وارون‌سازی مرز تیز از داده‌های پروفیل‌های P01, P02, P03.

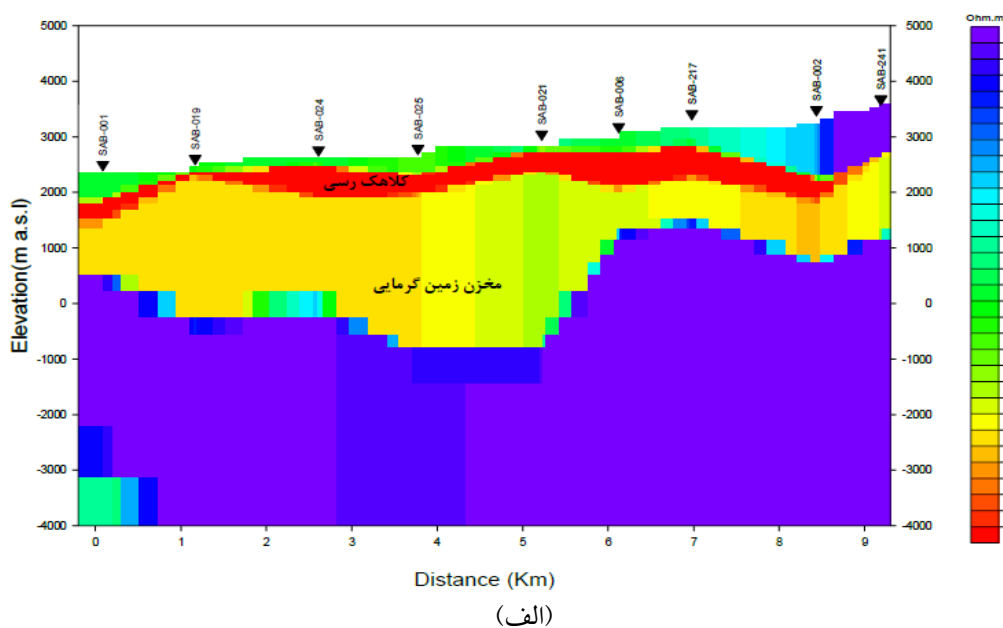
مقاومت ویژه الکتریکی [ $\Omega\text{m}$ ]	P01	تراز مرز لایه [m a. s. l]
۲۰۰		۲۲۰۳
۷		۱۴۰۵
۲۰		-۱۰۰۰
۶۰۰		-۴۶۶۳
۲۰۰		-۱۴۱۵
۱۰۰		نیم‌فضا
مقاومت ویژه الکتریکی [ $\Omega\text{m}$ ]	P02	تراز مرز لایه [m a. s. l]
۱۰۰		۱۸۰۴
۱۵		۶۰۰
۳۰		-۲۰۰۰
۵۰۰		-۴۵۹۸
۸۰		-۸۳۱۴
۱۰۰		نیم‌فضا
مقاومت ویژه الکتریکی [ $\Omega\text{m}$ ]	P03	تراز مرز لایه [m a. s. l]
۲۰۰		۲۲۰۳
۷		۱۴۰۵
۲۰		-۱۰۰۰
۶۰۰		-۴۶۶۳
۲۰۰		-۹۴۱۵
۱۰۰		نیم‌فضا

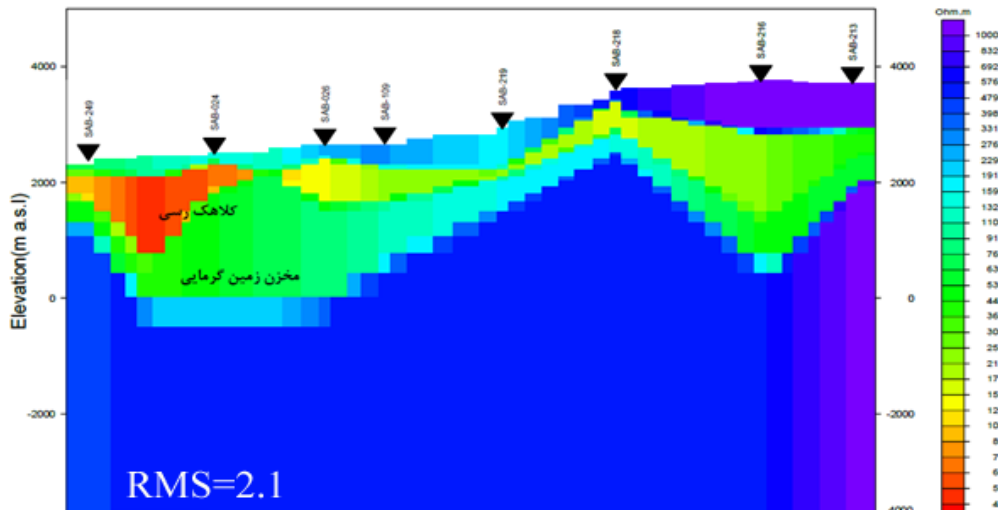
گرا دیان‌های مکانی شدید، قادر به تفکیک این فصل مشترک‌ها نیست. در چنین مواردی با درآمیختن اطلاعات اولیه حاصل از سایر روش‌ها در مدل آغازین وارون‌سازی و انجام وارون‌سازی‌های مرز تیز و ناحیه شکاف می‌توان مکان قرارگیری فصل مشترک لایه‌ها را به‌خوبی بازیابی کرد. در ادامه یک مجموعه داده صحرایی ثبت شده در ۲۲ ایستگاه واقع بر سه پروفیل که در دره موئیل (شمال‌غرب سبلان) قرار دارند، بررسی و مدل‌سازی شدند. تحلیل بعدیت این داده‌ها نشان داد که می‌توان فرض 2D بودن ساختار منطقه‌ای را برای مدل‌سازی این داده‌ها به‌کار برد. همچنین راستای صفر درجه به‌عنوان روند ساختار ژئوالکتریک منطقه ارزیابی شد. اعمال رویکردهای مختلف وارون‌سازی هموارترین مدل، ناحیه شکاف و مرز تیز بر این داده‌های صحرایی، مدل‌های مقاومت‌ویژه الکتریکی منطبق بر ساختار ژئوالکتریک مورد انتظار در یک محدوده زمین‌گرمایی هیدروترمال را نتیجه دادند. مقایسه این مدل‌ها نشان داد که علی‌رغم کاربرد روش‌های مختلف، ساختارهای اصلی بازیابی‌شده در نتایج وارون‌سازی‌ها یکسان هستند. بنابراین حضور این ساختارها مستقل از روش وارون‌سازی بوده و صرفاً از روی داده‌ها بازیابی شده‌اند.

عدم حضور رساناهای  $C_1$  و  $C_2$  در زیر پروفیل P03 به‌علت آن است که سازندها در این محدوده از سبلان کمتر دچار گسلش و شکستگی شده (بوگی و همکاران، ۲۰۰۰) و به‌علاوه گستردگی عمقی گسل‌ها محدود بوده است. بنابراین شرایط برای شکل‌گیری آبراه‌ای که چرخش سیالات ژئوترمال را فراهم کرده و مخزن زمین‌گرمایی را شکل دهد صرفاً در غرب پروفیل P03 وجود دارد.

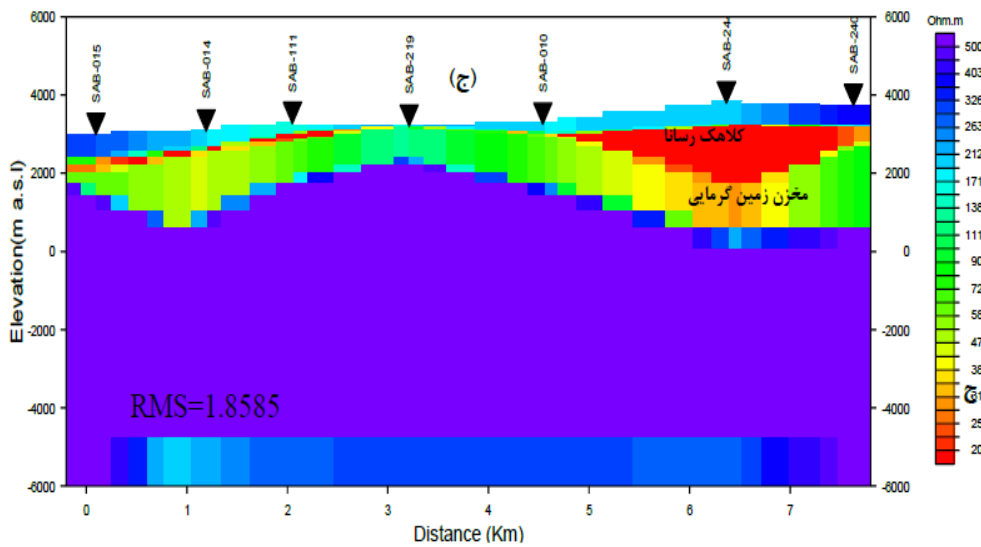
#### ۴. نتیجه‌گیری

در این تحقیق نتایج وارون‌سازی پاسخ‌های MT درمورد چهار مدل مصنوعی و نیز یک مجموعه داده صحرایی بررسی شدند. بدین‌منظور سه رویکرد هموارترین مدل، ناحیه شکاف و مرز تیز برای وارون‌سازی داده‌ها استفاده شد. تفاوت این رویکردها در چگونگی تنظیم تابعک تثبیت‌ساز ( $\Phi_m$ ) موجود در تابع هزینه وارون‌سازی (رابطه ۱) است. نتایج مدل‌سازی‌های مصنوعی نشان دادند که رویکرد کلاسیک هموارترین مدل اگرچه قادر است در غیاب هرگونه اطلاعات اولیه پاسخ‌هایی ارائه دهد که عدم‌برآزش مطلوبی با داده‌ها دارند، اما این الگوریتم در موقعیت‌هایی که تقابل هدایت ویژه الکتریکی بین ساختارها بالا است، به علت اجتناب از





(ب)



(ج)

شکل ۱۲. نتیجه وارون‌سازی مرز زیر برای سه پروفیل P01 (الف)، P02 (ب)، P03 (ج).

وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. به‌راهنمایی منصوره منتهایی و بهروز اسکویی. تهران: دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک.

- Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and processes. *Surveys in geophysics*, 28, 121-167.
- Bogie, I., Cartwright, A. J., Khosrawi, K., Talebi, B., & Sahabi, F. (2000). The Meshkin Shahr geothermal prospect, Iran. In *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku, Japan* (pp. 997-1002).
- Candansayar, M. E. (2008). Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with consecutive use of conjugate gradient and least-squares solution with singular value decomposition algorithms. *Geophysical*

## مراجع

- قنبری فرد، س. (۱۳۹۹). تنظیم بهینه پارامترهای مختلف الگوریتم گرادینان مزدوج غیر خطی برای *Prospecting*, 56(1), 141-157.
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (Eds.). (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- deGroot-Hedlin, C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.
- de Groot-Hedlin, C., & Constable, S. (2004). Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts. *Geophysics*, 69(1), 78-86.
- Favetto, A., Pomposiello, C., de Luchi, M. G. L., & Booker, J. (2008). 2D Magnetotelluric

- interpretation of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane–Río de la Plata suture, in central Argentina. *Tectonophysics*, 459(1-4), 54-65.
- Haghighi, T. L., Montahaei, M., & Oskooi, B. (2018). MT data inversion and sensitivity analysis to image electrical structure of Zagros collision zone. *Journal of Applied Geophysics*, 148, 23-32.
- McGary, R. S., Evans, R. L., Wannamaker, P. E., Elsenbeck, J., & Rondenay, S. (2014). Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, 511(7509), 338-340.
- McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.
- Munoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in geophysics*, 35, 101-122.
- Muñoz, G., Ritter, O., & Moeck, I. (2010). A target-oriented magnetotelluric inversion approach for characterizing the low enthalpy Groß Schönebeck geothermal reservoir. *Geophysical Journal International*, 183(3), 1199-1215.
- Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- Schwalenberg, K., Rath, V., & Haak, V. (2002). Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 150(3), 673-686.
- Seyedrahimi-Niaraq, M., Doulati Ardejani, F., Noorollahi, Y., & Porkhial, S. (2017). Development of an updated geothermal reservoir conceptual model for NW Sabalan geothermal field, Iran. *Geothermal Energy*, 5, 1-22.
- Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791-803.
- Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E., & Morrison, F. (1999). Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data. *Geophysical Prospecting*, 47(4), 469-486.
- Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., & Rijo, L. (1986). Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements. *Geophysics*, 51(11), 2131-2144.