

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

سعید قنبری فر، دانشجوی کارشناسی ارشد، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

Saeid Ghanbarifar, email: saeed.ghanabrifar@ut.ac.ir

منصوره منتهاهی، استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران

Mansoure Montahaei, email: mmontaha@ut.ac.ir

چکیده:

وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک (MT) از نظر ریاضی یک مسئله غیرخطی و **فرومعیّن** 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 (مثلا 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 ارتقا بخشید.** بدین منظور چهار مدل مصنوعی در نظر گرفته شده و پاسخ‌های مگنتوتلوریک آنها با استفاده از مدل‌سازی پیشرو المان‌های محدود تولید و با نوفه 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 صحرائی که در امتداد سه پروفیل در شمال غرب ایران برداشت شده‌اند، ارزیابی گردید 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.

کلید واژه: مرز تیز، مگنتوتلوریک، ناحیه شکاف، وارون‌سازی، هموارترین مدل

۱. مقدمه:

مجموعه داده‌های MT صحرائی عموماً از تعداد معینی مقادیر داده‌های غیردقیق (به علت خطای دستگاه و خطای اندازه‌گیری) و آلوده به نوفه تشکیل شده‌اند. 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 به‌شدت بدرفتار (ill-posed) محسوب شود که پاسخ‌های آن غیر یکتا هستند و به‌ازاء یک عدم برازش مشخص، مدل‌های مختلفی را بتوان یافت که با داده‌ها به‌طور یکسان برازش دارند. در این صورت 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 می‌گردد. بدین ترتیب در طی فرآیند وارون‌سازی عدم برازش داده‌ها و نیز یک ویژگی نامطلوب از فضای مدل که عموماً زبری مدل است به‌طور هم‌زمان کمینه می‌شوند. این رویکرد موجب می‌شود تا مقاومت ویژه الکتریکی در مدل وارون 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؛ لایق‌حقیقی و دیگران، ۲۰۱۸).

بنابراین در تفسیر مدل‌های هموار 2D باید به مدل‌های دیگر همخوان با داده‌ها نیز توجه داشت (شوالنبرگ و دیگران، 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 فرآیند وارون‌سازی داده‌های MT دخالت داد. بدین منظور 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 دیگران، 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 فرآیند وارون‌سازی می‌توان جستجوی دقیقتری در فضای پارامترهای مدل انجام داد. بررسی‌های انجام شده با در نظر گرفتن مدل‌های مصنوعی از موقعیت‌های زمین‌شناسی واقعی شروع و نتایج حاصل از اعمال رویکردهای 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 شمال غرب ایران برداشت شده‌اند، ارزیابی شده است.

۲. وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک

۵۲ وارونسازی داده‌های ژئوفیزیکی مشتمل بر حل یک مسئله بهینه‌سازی به منظور یافتن پارامترهای فیزیکی ساختارهای زیرسطحی و
 ۵۳ برآورد مدل‌های یک‌بعدی، دوبعدی یا سه‌بعدی براساس داده‌های اندازه‌گیری شده است. در وارونسازی داده‌های MT مدل حاصل از
 ۵۴ کمینه‌سازی مجموع مربعات عدم‌برآزش‌ها (Φ_d در رابطه (۱))، غیریکتا است. علت این مشکل غیردقیق و آلوده به نوفه بودن داده‌ها و
 ۵۵ نیز تعداد محدود آنهاست که منجر به بد رفتا بودن مسائل وارون MT می‌شود. در چنین مواردی با اندکی ملایم‌تر کردن معیار کمینه
 ۵۶ عدم‌برآزش، مدل‌هایی با همواری بیشینه (smoothest model) جستجو می‌شوند.

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

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

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

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

۶۳ در این رابطه \bar{m} ، \bar{m}_0 به ترتیب پارامترهای مدل آغازین و مدل نهایی، τ پارامتر توازن است که وزن نسبی بین جملات Φ_d و Φ_m را
 ۶۴ کنترل می‌کند و ($\varepsilon, \hat{d}_i, d_i^{obs}$) نیز به ترتیب عبارتند از داده اندازه‌گیری شده i ام، خطای مربوط به آن و مقدار کف خطا. پاسخی که از
 ۶۵ کمینه‌سازی این تابع هزینه حاصل می‌شود، مدل همواری (smooth model) است که طول بردار پارامترهای مدل بازیابی شده در آن
 ۶۶ کمینه است.

۲-۱ وارون‌سازی‌های ناحیه شکاف و مرز تیز

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

۷۵ در وارون سازی ناحیه شکاف به منظور در آمیختن اطلاعات مکمل حاصل از مطالعات قبلی، فضای مدل براساس این اطلاعات به نواحی
 ۷۶ مختلف تقسیم شده و در هریک از آنها تابعک (Φ_m) به طور مستقل از سایر نواحی کمینه می شود (مونتر و همکاران ۲۰۱۰؛ فاوتو و
 ۷۷ همکاران، ۲۰۰۷).

۷۸ زیر سطح زمین در مدل سازی مرز تیز با یک مدل لایه ای که در آن ضخامت و مقاومت ویژه هر لایه به صورت جانبی تغییر می کند،
 ۷۹ تقریب زده می شود. گسسته سازی فضای مدل نیز توسط مجموعه ای از گره های واقع بر مرز این لایه ها انجام می شود (دگروت-هدلین و
 ۸۰ کانستبل، ۲۰۰۴). با فرض آنکه زیر سطح زمین حاوی n_b لایه واقع بر یک نیم فضا است و n_n گره در امتداد مرز هر لایه موجود است،
 ۸۱ بردار پارامترهای مجهول در روش مدل سازی مرز تیز عبارت است از:

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

۸۲ در این رابطه z_{ij} عمق کف ستون زام واقع در لایه i ام و σ_i هدایت ویژه الکتریکی این لایه است. فرمول بندی فضای مدل بدین شکل
 ۸۳ حاوی $(n_b+1)+n_b \times n_n$ پارامتر مجهول است که در طی فرآیند وارون سازی از کمینه سازی تابع هزینه ای مشابه با رابطه (۱) تعیین می شوند.
 ۸۴ این پارامترها در فواصل بین گره ها از طریق درون یابی محاسبه می شوند (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹؛ دگروت-هدلین و کانستبل،
 ۸۵ ۲۰۰۴).

۸۶ تابعک زبری مدل (Φ_m) در این روش به شکل زیر تعریف می شود:

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

۸۷ به عبارت دیگر زبری مدل در این روش با توجه به دیفرانسیل هدایت ویژه الکتریکی لایه های مجاور $(S_{conductivity})$ و نیز تغییرات جانبی
 ۸۸ عمق کف این لایه ها (S_{depth}) محاسبه شده و در طی وارون سازی مرز تیز کمینه می شود (دگروت-هدلین و کانستبل، ۲۰۰۴).

۳. مثال هایی از داده های مصنوعی

۹۰ در این بخش، محدودیت های موجود در تفکیک پذیری مکانی وارون سازی هموارترین مدل برای چهار مدل مصنوعی بررسی شده
 ۹۱ است. در هر مورد پاسخ MT مدل (مقادیر مقاومت ویژه و فاز قطبش های TE و TM و نیز مقادیر حقیقی و موهومی داده های تیپر) در
 ۹۲ محل ایستگاه ها با مدل سازی پیشرو المان های محدود (وانامیکر و همکاران، ۱۹۸۶) تولید، با پنج درصد نوفه گوسی ترکیب و به عنوان
 ۹۳ ورودی وارون سازی به کار برده شدند. در این مدل سازی های عددی برای شبیه سازی شرایط واقعی تری که در تحلیل و تفسیر داده های
 ۹۴ صحرائی با آن مواجه هستیم، شبکه استفاده شده برای گسسته سازی فضای مدل در دو مرحله تولید پاسخ مدل های مصنوعی و
 ۹۵ وارون سازی متفاوت بودند. همچنین در این دو مرحله الگوریتم های مدل ساز پیشرو متفاوتی به کارگیری شدند؛ برای تولید داده های
 ۹۶ مصنوعی از برنامه مدل ساز پیشرو مبتنی بر المان های محدود، تدوین شده توسط وانامیکر و همکاران (۱۹۸۶) استفاده شد. اما برای انجام
 ۹۷ محاسبات پیشرو مورد نیاز در مدل سازی های وارون از برنامه تدوین شده توسط رودی و مکی (۲۰۰۱)، مبتنی بر الگوریتم دیفرانسیل
 ۹۸ محدود برای فرمول بندی شبکه ای معادلات ماکسول، استفاده شد. گسسته سازی متفاوت فضای پارامترهای مدل در مراحل تولید

- ۹۹ داده‌های مصنوعی و وارون‌سازی این داده‌ها و نیز کاربرد الگوریتم‌های متفاوت مدل‌سازی پیشرو در این دو مرحله باعث می‌شوند تا از
- ۱۰۰ سوگیری (bias) و یا هر نوع خطای سیستماتیک موجود در طی فرآیند وارون‌سازی اجتناب شود (سریپون و اراپورن و آگبرت، ۲۰۰۰).
- ۱۰۱ در این وارون‌سازی‌ها از الگوریتم گرادین‌های مزدوج غیرخطی (NLCC) توسعه یافته در نرم‌افزار (رودی و مکی، ۲۰۰۱) winglink
- ۱۰۲ استفاده شده است. ضریب لاگرائز (τ)، ضرایب وزنی که زبری افقی و قائم (به ترتیب α و β) پارامترهای مدل را کنترل می‌کنند و نیز
- ۱۰۳ کمینه ابعاد بلوک‌ها در راستای افقی و قائم (نسبت H/V) که برای محاسبه ضرایب وزنی به کار می‌روند، با انجام آزمایش‌های
- ۱۰۴ عددی و ترسیم نمودارهای منحنی L (L-curves)، تعیین شده‌اند. در همه این مدل‌سازی‌ها مقدار یک درصد برای کف خطای
- ۱۰۵ داده‌های مقاومت ویژه و فاز و نیز مقدار یک صدم به عنوان کف خطای تیپر، تنظیم شده است.

مقاله قبل از انتشار
روید استادی نشده

مثال مصنوعی یک

- ۱۰۶
- ۱۰۷ به عنوان اولین مثال نیم فضای $100 \Omega m$ در نظر گرفته شده که درون آن لایه رسانایی (مقاومت ویژه $0.1 \Omega m$) در اعماق یک تا دو
- ۱۰۸ کیلومتری گسترش یافته است. پاسخ های MT این مدل در ۳۳ پرپود واقع در محدوده $10^6 - 10^{-2}$ ثانیه محاسبه شدند. وارون سازی
- ۱۰۹ هموارترین مدل از این پاسخ ها با مدل آغازین نیم فضای $100 \Omega m$ انجام شد. در این مرحله **آزمون های عددی مختلف با در نظر گرفتن**
- ۱۱۰ **مقادیر متفاوت پارامترهای وارون سازی انجام گرفت. نتایج این آزمون ها نشان دادند که مقدار بهینه برای پارامترهای τ ، α ، β و نسبت**
- ۱۱۱ **H/V به ترتیب برابر با 10 ، $1/7$ ، $2/7$ و $500/500$ هستند. نتیجه وارون سازی هموارترین مدل (شکل ۱-ب) اگرچه توانسته سقف لایه**
- ۱۱۲ **رسانا را به خوبی بازیابی کند اما کف لایه رسانا در آن به خوبی بازیابی نشده است. این مشکل عموماً در نتایج وارون سازی داده های MT**
- ۱۱۳ **با روش هموارترین مدل به دو دلیل ایجاد می شود: (الف) پاسخ های MT بیشترین حساسیت را به پارامتر فیزیکی هدایت الکتریکی یک**
- ۱۱۴ **لایه (حاصل ضرب هدایت ویژه الکتریکی در ضخامت لایه، در این مثال 1000×10) دارند و قادر به تمایز لایه هایی با هدایت**
- ۱۱۵ **الکتریکی یکسان و ضخامت های متفاوت نیستند (بدروسیان، ۲۰۰۷). (ب) قید هموارترین مدل در تابع هزینه وارون سازی، مانع از بازیابی**
- ۱۱۶ **گرادیان های شدید هدایت ویژه الکتریکی می شود.**
- ۱۱۷ برای حل این مشکل از رویکرد نواحی شکاف استفاده شد و الگوریتم وارون سازی به نحوی تنظیم شد که قید هموارترین مدل برای یک
- ۱۱۸ ردیف از سلول ها در محدوده کف لایه رسانا اعمال نشود. نتیجه حاصل (شکل ۱-ج) نشان می دهد که این راهکار موجب شده کف
- ۱۱۹ لایه رسانا در عمق دو کیلومتری، به خوبی بازیابی شود.

۱۲۰

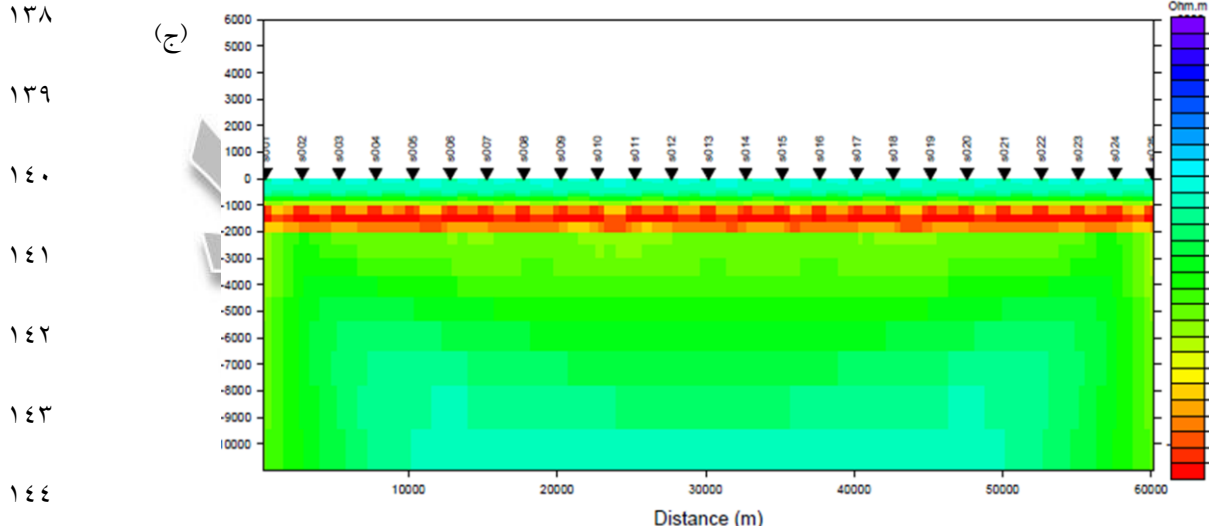
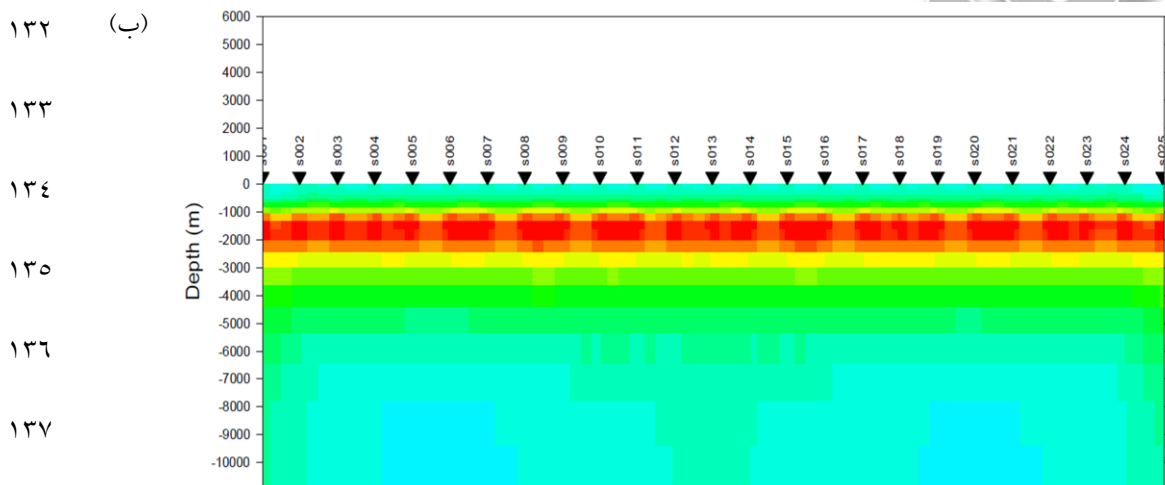
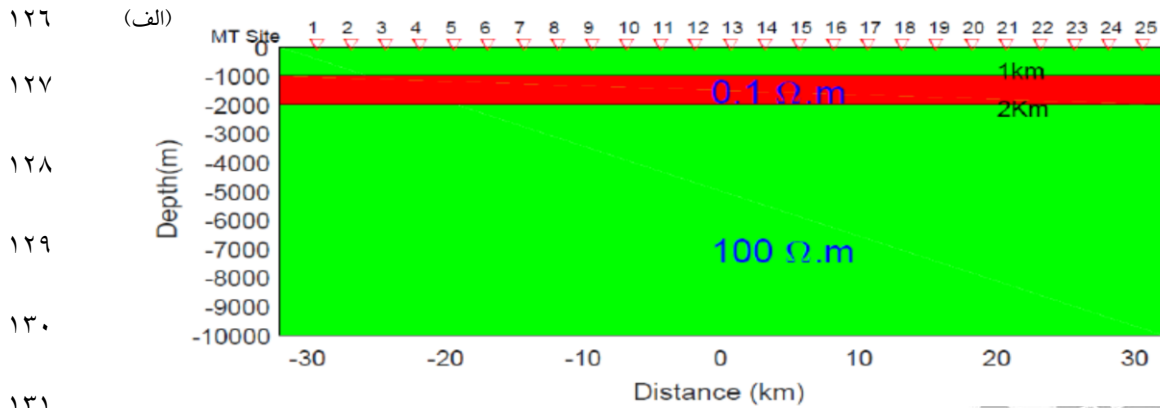
۱۲۱

۱۲۲

۱۲۳

۱۲۴

۱۲۵



۱۴۵ 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.

۱۴۷

مثال مصنوعی دو

۱۴۸

۱۴۹ در مدل دوم بلوک رسانای $0.1 \Omega\text{m}$ بر فراز یک لایه رسانای $0.1 \Omega\text{m}$ واقع شده و کل مجموعه در یک نیم فضای $100 \Omega\text{m}$ قرار
۱۵۰ گرفته است (شکل ۲- الف). مدل سازی های عددی، مقادیر بهینه 10 ، $2/5$ ، $2/5$ و $500/500$ را به ترتیب برای پارامترهای τ ، α ، β و
۱۵۱ نسبت H/V نتیجه داده اند. روش وارون سازی هموارترین مدل نتوانسته کف توده رسانا و نیز گسترش عمقی لایه رسانا را به خوبی باز یابی
۱۵۲ کند. همچنین در محدوده زیرین توده رسانا، لایه به اعماق بیشتر منتقل شده است (شکل ۲- ب). علت این پدیده اثر غربالگری امواج
۱۵۳ EM مورد استفاده در روش MT است. به عبارت دیگر قدرت تفکیک این امواج برای شناسایی ساختارهای عمیق در حضور
۱۵۴ ناهنجاری های رسانای سطحی، کاهش یافته و بالعکس در حضور ناهنجاری های مقاوم سطحی افزایش می یابد (بدروسیان، ۲۰۰۷). برای
۱۵۵ حل این مشکل نیز از رویکرد نواحی شکاف استفاده شد و در مدل آغازین وارون سازی، قید همواری بیشینه مدل در دو ناحیه: کف
۱۵۶ توده رسانا و دیگری در سقف لایه رسانا، حذف گردید. نتیجه حاصل (شکل ۲- ج) نشان می دهد که کف توده رسانا به خوبی باز یابی
۱۵۷ شده و در مورد لایه رسانا چگونگی گسترش عمقی آن به جز در قسمت های میانی بهبود یافته است.

۱۵۸

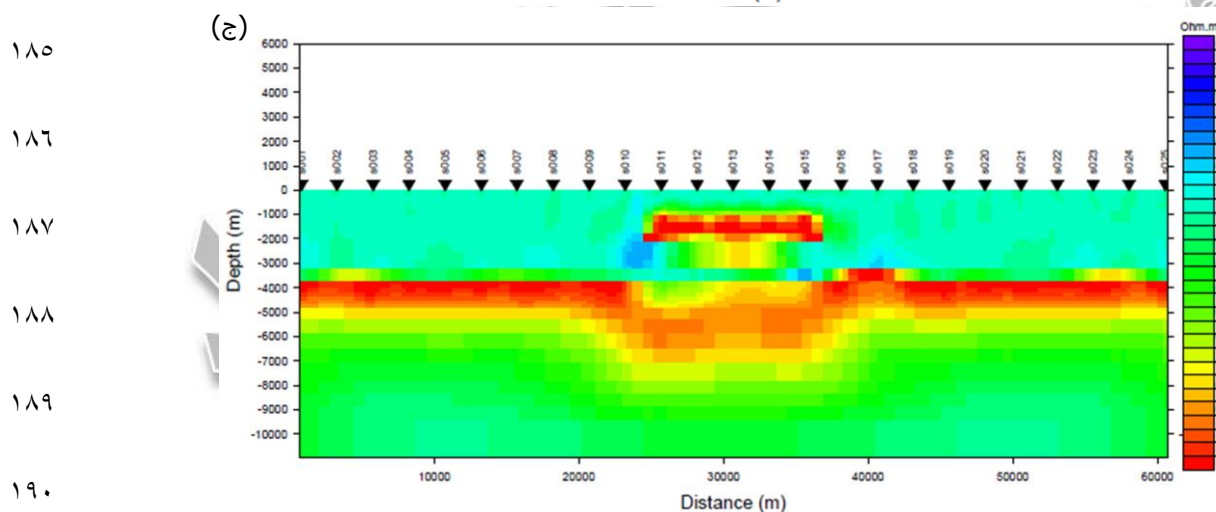
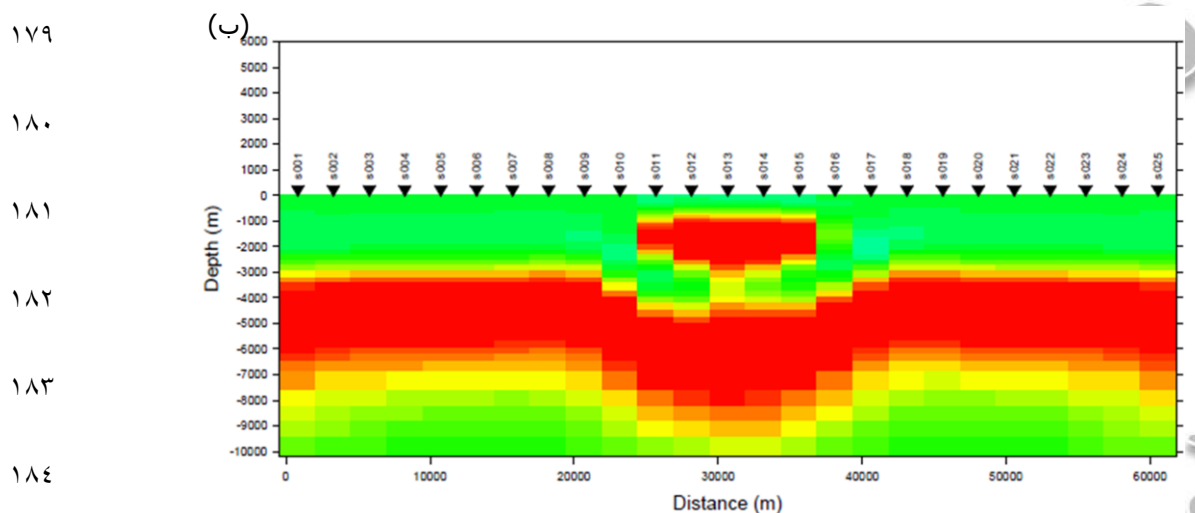
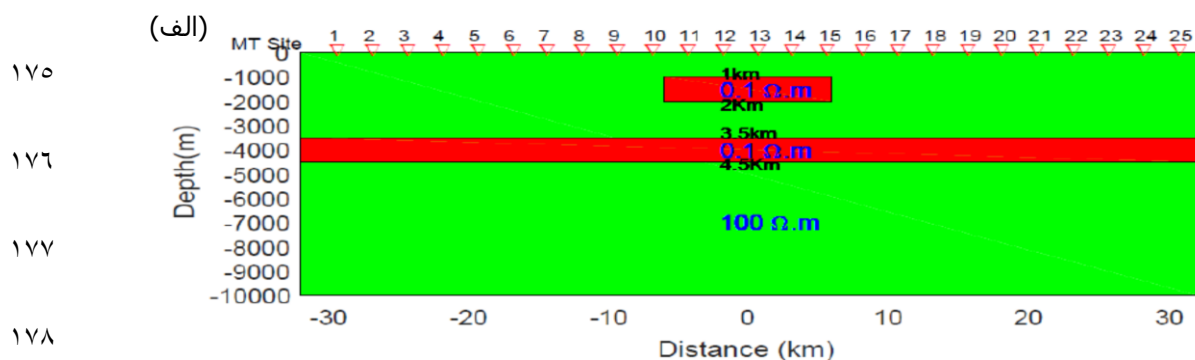
مثال مصنوعی سه

۱۵۹ مثال سوم توده حجیم و مقاوم $300 \Omega\text{m}$ است که در یک نیم فضای رسانای $3 \Omega\text{m}$ قرار گرفته (شکل ۳- الف) و می تواند معرف ساختار
۱۶۰ نمکین خشکی باشد که گوه شکل است و درون رسوبات رسانا واقع شده است. از نظر محیط پیرامون امکان انحلال این توده نمک
۱۶۱ وجود نداشته و هدایت ویژه الکتریکی پایینی دارد. داده های MT در سی پرپود بین 0.17 تا 170 ثانیه با استفاده از مدل سازی پیشرو
۱۶۲ المان های محدود (وانامیکر و همکاران، ۲۰۰۶) تولید شده اند. شبه مقاطع مربوط به توابع پاسخ مختلف MT در شکل ۴ نمایش داده
۱۶۳ شده اند. از آنجا که در این مدل یک ناهنجاری الکتریکی مقاوم توسط محیطی رسانا احاطه شده، اثر القای الکترومغناطیس آن ناچیز و
۱۶۴ پاسخ های MT بسیار ضعیفی از آن ثبت شده است (بیشترین مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری که در شبه مقاطع داده های MT دیده
۱۶۵ می شود، $8 \Omega\text{m}$ است (شکل ۴- ب)).

۱۶۶ این داده ها با پنج درصد نوفه گوسی ترکیب و وارون سازی هموارترین مدل برای این داده ها انجام گرفت. در این مرحله مدل سازی های
۱۶۷ عددی نشان دادند که مقدار بهینه برای پارامترهای τ ، α ، β و نسبت H/V به ترتیب برابر با 1 ، 1 ، 300 و $500/500$ هستند. اگرچه خطای
۱۶۸ عدم برازش حاصل از این وارون سازی مقدار مطلوبی ($RMS=1.14$) است اما مدل حاصل (شکل ۳- ب) شباهتی به ساختار
۱۶۹ ژئوالکتریک مولد داده ها (شکل ۳- الف) ندارد. علت میدان های الکترومغناطیس فرکانس پایینی است که در برداشت های MT
۱۷۰ اندازه گیری می شوند. این میدان های پخش شونده درون رسانا به سرعت میرا می شوند و برای ترسیم مرز گرادیان های شدید هدایت ویژه
۱۷۱ الکتریکی، ایده آل نیستند. در چنین شرایطی بهتر است از اطلاعات اولیه زمین شناسی و نیز دیگر داده های ژئوفیزیکی برای تنظیم و
۱۷۲ اجرای "وارون سازی مرز تیز" استفاده کرد (اسمیت و همکاران، ۱۹۹۹).

۱۷۳

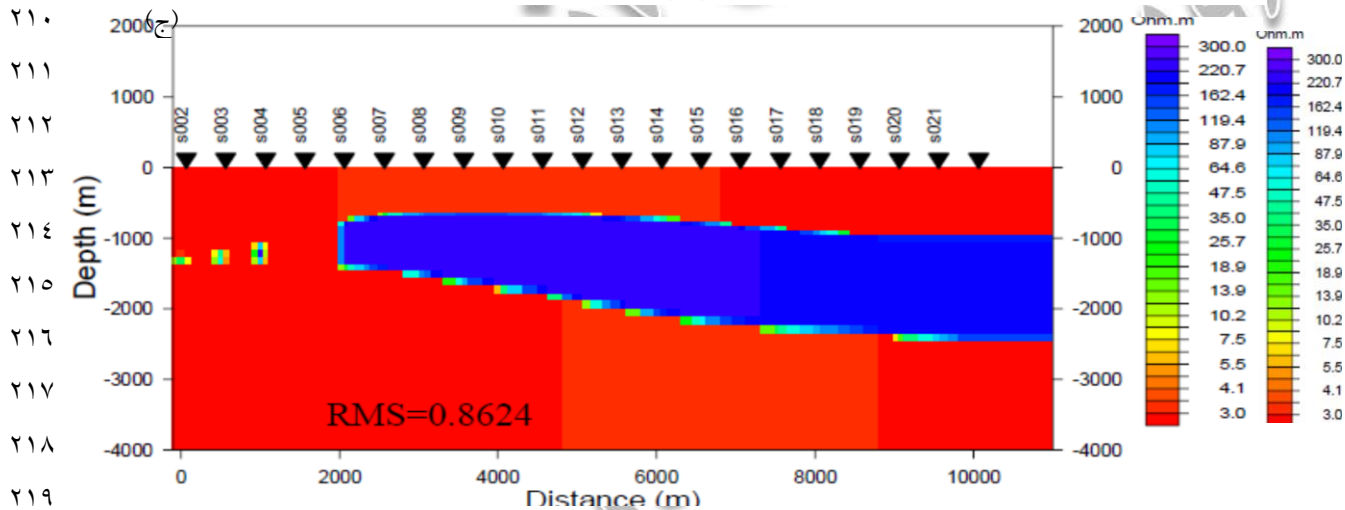
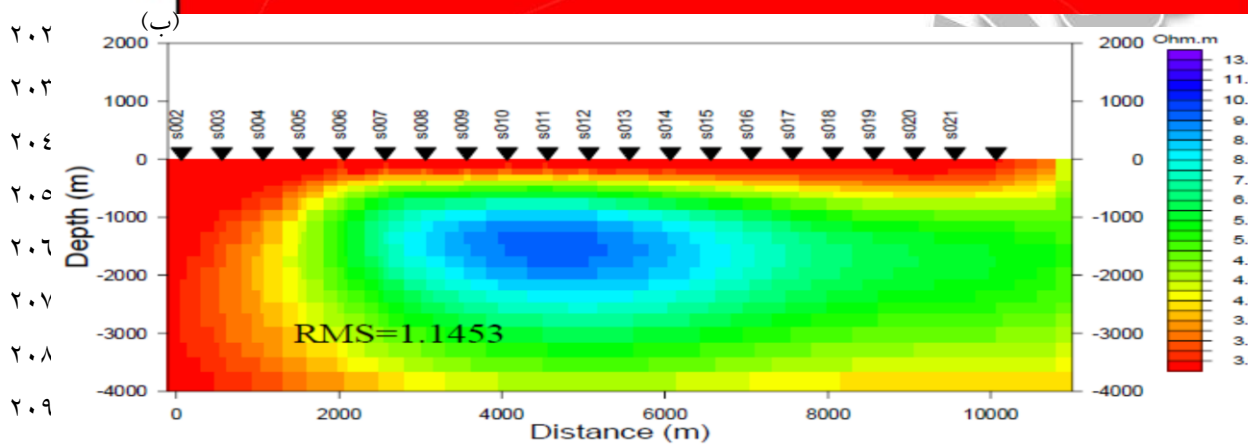
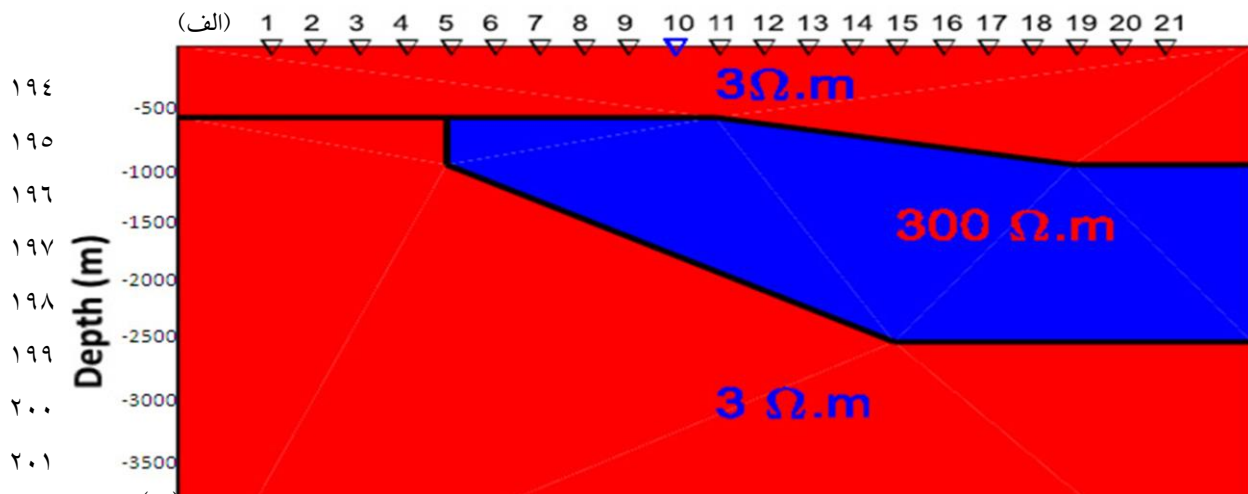
۱۷۴



۱۹۱ شکل ۲ - بررسی یک مدل مصنوعی، معرف محدودیت‌هایی که در تفکیک پذیری نتایج حاصل از وارونسازی داده‌های MT وجود دارد. (الف)

۱۹۲ مدل مقاومت ویژه‌ای که برای تولید داده‌های MT استفاده شده است. (ب) نتیجه حاصل از وارونسازی هموارترین مدل برای این داده‌ها وقتی مدل آغازین یک نیم فضای $100 \Omega M$ بوده است. (ج) مدل حاصل از وارونسازی این داده‌ها با مدل آغازین نیم فضای $100 \Omega M$ حاوی نواحی شکاف در کف توده و نیز سقف لایه رسانا.

۱۹۳



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

۲۲۴ مدل آغازین وارون سازی در مدل سازی هموار عموماً یک نیم فضای همگن است (m_0 در رابطه ۲). اما در وارون سازی مرز تیز برای
 ۲۲۵ آنکه بتوان مشتقات ماتریس ژاکوبین (عملگر S در رابطه ۴) را محاسبه کرد، مدل آغازین باید یک محیط لایه ای باشد. استفاده از مدل
 ۲۲۶ لایه ای که بهترین برازش را با داده ها دارد یا استفاده از نتایج مدل سازی هموار 2D به عنوان راهکارهای مختلف برای تنظیم مشخصات
 ۲۲۷ این مدل آغازین پیشنهاد شده اند (دگروت و کانستبل، ۲۰۰۴). در ادامه وارون سازی های مرز تیز با مدل آغازینی مرکب از سه لایه که
 ۲۲۸ مشخصات آنها برگرفته از نتیجه وارون سازی هموار 2D (شکل ۳-ب) است، انجام شده است. مشخصات این مدل لایه ای (عمق کف
 ۲۲۹ لایه ها و مقاومت ویژه آنها) در جدول ۱ آمده است. محل گره هایی که پارامترهای مجهول وارون سازی مرز تیز هستند، در محل
 ۲۳۰ گره های مش استفاده شده در وارون سازی ها تنظیم شده است. نتایج مدل سازی های عددی نشان دادند که انتخاب نامناسب مقادیر
 ۲۳۱ مقاومت ویژه الکتریکی در مدل آغازین وارون سازی مرز تیز موجب می شود تا فرآیند وارون سازی بسیار کند همگرا شود اما نتیجه
 ۲۳۲ نهایی تغییرات چشمگیری در عوارض بازیابی شده در مدل ها نشان نمی دهد (قنبری فر ۱۳۹۹).

۲۳۳ برای اجتناب از پاسخ هایی که کمینه محلی تابع هزینه وارون سازی هستند، وارون سازی در چند مرحله انجام می شود و مقدار عدم
 ۲۳۴ برازش هدف (که در این نوع وارون سازی توسط کاربر تعیین می شود) به تدریج پایین می آید. نتیجه وارون سازی هر مرحله، مدل
 ۲۳۵ آغازین وارون سازی مرحله بعد است. نتیجه نهایی حاصل از این روش در شکل (۳-ج) نمایش داده شده است. این شکل نشان می دهد
 ۲۳۶ که اگرچه قطع شدگی توده مقاوم در سمت چپ مدل دقیقاً در مکان مورد نظر انجام نشده، اما مقادیر مقاومت ویژه و مرزهای توده،
 ۲۳۷ خصوصاً شیب سقف و کف آن به طور مطلوبی بازیابی شده اند. مقایسه شکل های (۳-ب) و (۳-ج) نشان می دهد که علیرغم نقص روش
 ۲۳۸ وارون سازی هموارترین مدل در بازیابی مدل مصنوعی اولیه (شکل ۳-الف)، اعمال وارون سازی مرز تیز توانسته عوارض مقاومت ویژه
 ۲۳۹ الکتریکی که به مدل واقعی نزدیک هستند را بازیابی کند.

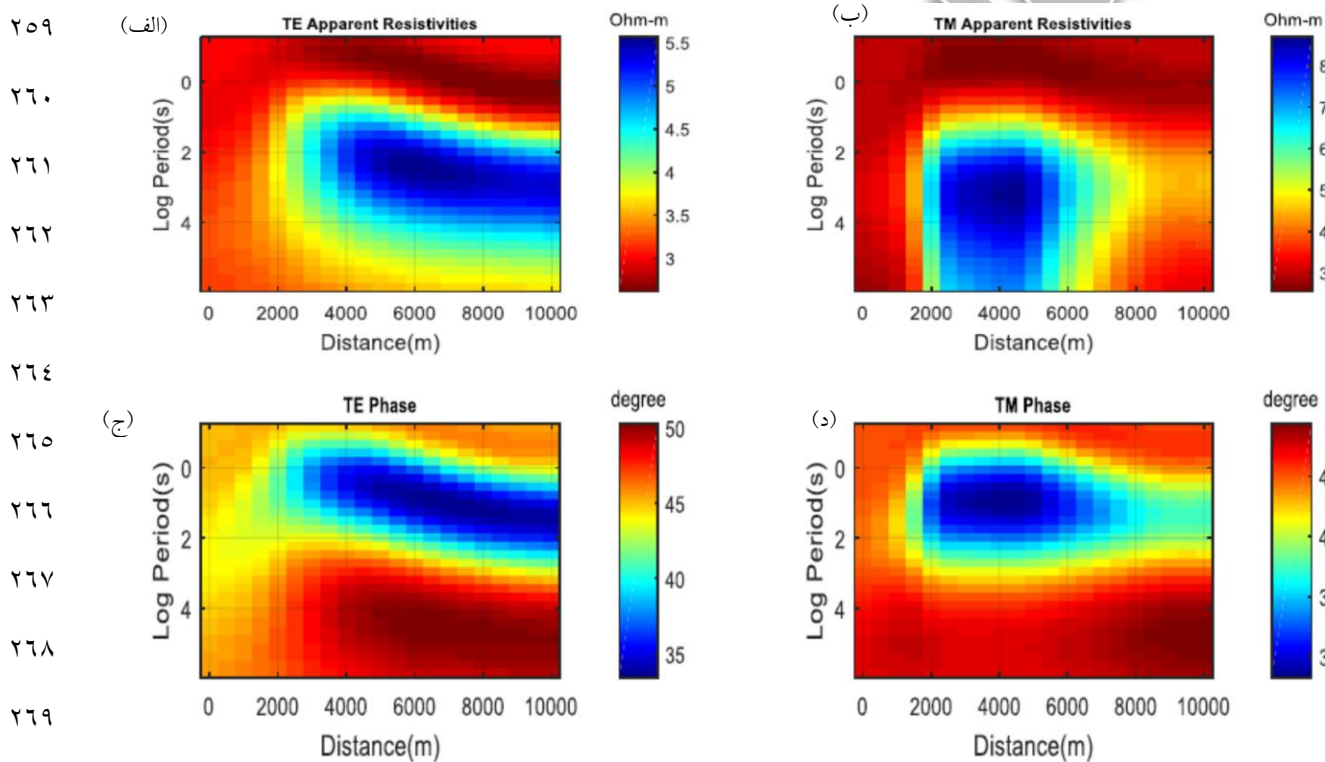
مثال مصنوعی چهار

۲۴۰
 ۲۴۱ آخرین مدل مصنوعی که بررسی می شود، مثالی از یک سیستم زمین گرمایی هیدروترمال است (شکل ۵). این مدل از یک رولایه 100
 ۲۴۲ Ωm (حاوی سنگ های رسوبی) واقع بر کلاهک رسنایی ($\rho=2\Omega m$) تشکیل شده که در زیر آن لایه مقاومی معرف توده نفوذی
 ۲۴۳ آتشفشانی (به عنوان منبع حرارت سیستم هیدروترمال) قرار گرفته است. کلاهک رسنا در واقع پوش سنگ رسوبی نفوذناپذیر حاوی
 ۲۴۴ کانی های اسمکتایت (smectite) و ایلیت (illite) است که در نتیجه واکنش طولانی مدت سنگ ها با سیالات هیدروترمال در یک
 ۲۴۵ حوضه زمین گرمایی تشکیل می شود. مقاومت ویژه الکتریکی لایه مقاوم از مقدار $80 \Omega m$ در کناره ها شروع و به $460 \Omega m$ در مرکز
 ۲۴۶ مدل می رسد. این لایه ها بر روی یک پی سنگ $80 \Omega m$ قرار گرفته و در نهایت مدل به یک نیم فضای $30 \Omega m$ خاتمه می یابد.

۲۴۷ شبه مقاطع پاسخ های MT حاصل از این مدل در شکل ۶ نمایش داده شده اند. حضور لایه رسنا در بالای منبع حرارت باعث شده تا پاسخ
 ۲۴۸ بسیار ضعیفی از این توده مقاوم مشاهده شود، طوریکه بیشترین مقاومت ویژه ظاهری ثبت شده در این ایستگاهها $\rho_{TE} = 118.1 \Omega m$
 ۲۴۹ است. وارون سازی هموارترین مدل برای این داده ها با مدل آغازین نیم فضای همگن $100 \Omega m$ انجام و نتیجه آن در شکل (۵-ب) ارائه
 ۲۵۰ شده است. در این مرحله مدل سازی های عددی نشان دادند که مقدار بهینه برای پارامترهای α ، τ و β نسبت H/V به ترتیب برابر با ۱، ۲،
 ۲۵۱ ۱، ۲ و ۵۰۰/۵۰۰ هستند. اگرچه خطای عدم برازش حاصل از این وارون سازی مقدار مطلوبی است ($RMS=1.62$) اما در مدل نهایی

۲۵۲ 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
 ۲۵۳ (معرف منبع حرارت در سیستم هیدروترمال) با دقت بازیابی نشده است. ثانیاً پی‌سنگ $80 \Omega m$ زیر این لایه مقاوم از آن تفکیک
 ۲۵۴ نشده است. در ادامه وارون‌سازی مرز تیز از این داده‌ها با در نظر گرفتن مدل آغازین یک‌بعدی که مشخصات آن در جدول (۲) آمده
 ۲۵۵ است، انجام گرفت. این مشخصات برگرفته از مدل هموار (شکل ۵-ب) هستند. نتیجه حاصل (شکل ۵-ج) نشان می‌دهد که الگوریتم
 ۲۵۶ وارون‌سازی مرز تیز توانسته عمق سقف و کف لایه‌های مختلف را با دقت خوبی بازیابی کند. اگرچه تغییرات جانبی مقاومت ویژه
 ۲۵۷ الکتریکی در لایه مقاوم (توده نفوذی آتشفشانی معرف منبع حرارت سیستم هیدروترمال) به خوبی بازیابی نشده است.

۲۵۸



۲۶۰

۲۶۱ شکل ۴- شبه‌مقطع پاسخ‌های MT محاسبه شده برای مدل ۳ (الف).

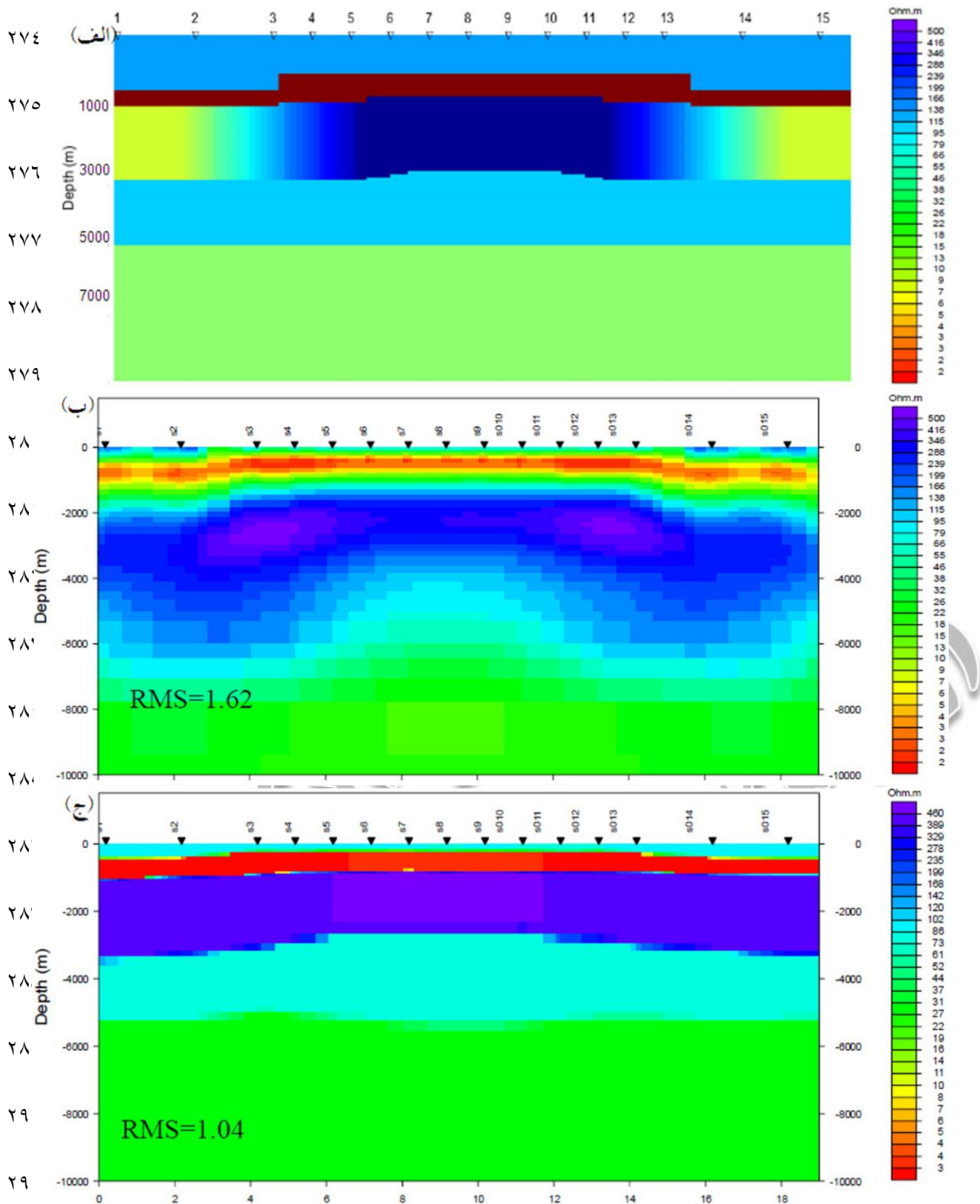
۲۶۲

۲۶۳ جدول ۱- مدل آغازین وارون‌سازی مرز واضح برای مدل سوم

عمق مرز لایه‌ها [m]	مقاومت ویژه الکتریکی [Ωm]
۱۱۰۰	۱/۳
۲۶۰۰	۳/۲
نیم‌فضا	۱/۶

۲۶۴

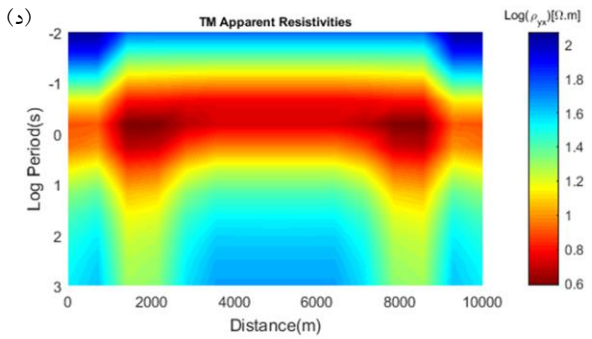
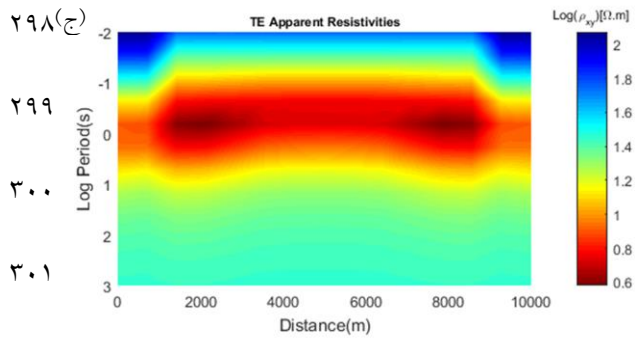
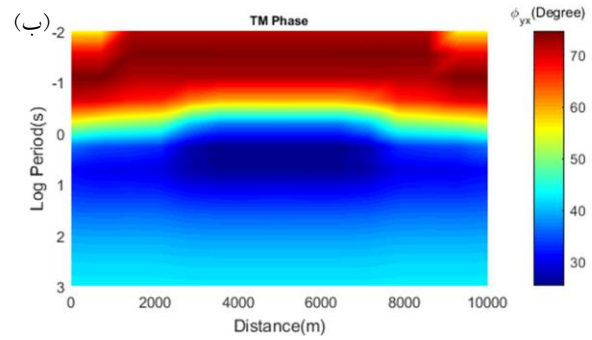
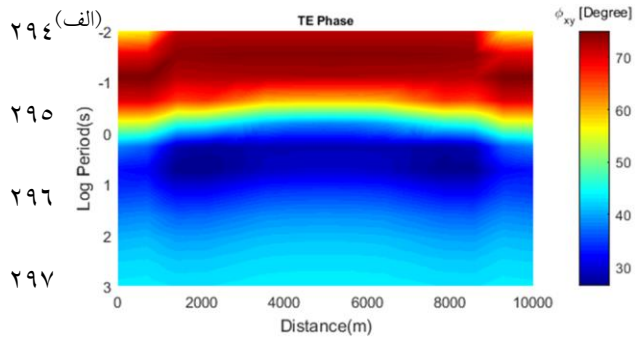
۲۶۵



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).

۲۹۲

۲۹۳



۳۰۲ شکل ۶- شبه مقطع پاسخهای MT محاسبه شده برای مدل ۵ (الف).

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

عمق مرز لایه ها [m]

۵۰۰

۱۰۳۰

۳۲۲۵

۵۸۰۰

نیم فضا

مقاومت ویژه الکتریکی [Ωm]

۶۵

۲/۲

۴۴۵

۷۳

۲

۳۰۴

۴. مثالی از داده‌های صحرائی

۳۰۵
 ۳۰۶ مدل‌های مصنوعی بررسی شده در بخش قبل نقاط قوت و محدودیت‌های استفاده از الگوریتم‌های مختلف را نشان دادند. در ادامه
 ۳۰۷ به‌عنوان یک مثال واقعی داده‌های MT برداشت شده در امتداد سه پروفیل واقع در دره موئیل در منطقه شمال-غرب سبلان بررسی
 ۳۰۸ می‌شود. این داده‌ها در محدوده پریودی 0.003-1200 sec برداشت شده‌اند. شکل (۷) نقشه زمین‌شناسی شمال‌غرب سبلان، موقعیت
 ۳۰۹ پروفیل‌ها و ایستگاه‌های برداشت داده‌های MT را نشان می‌دهد.

۳۱۰

۳۱۱

۳۱۲

۳۱۳

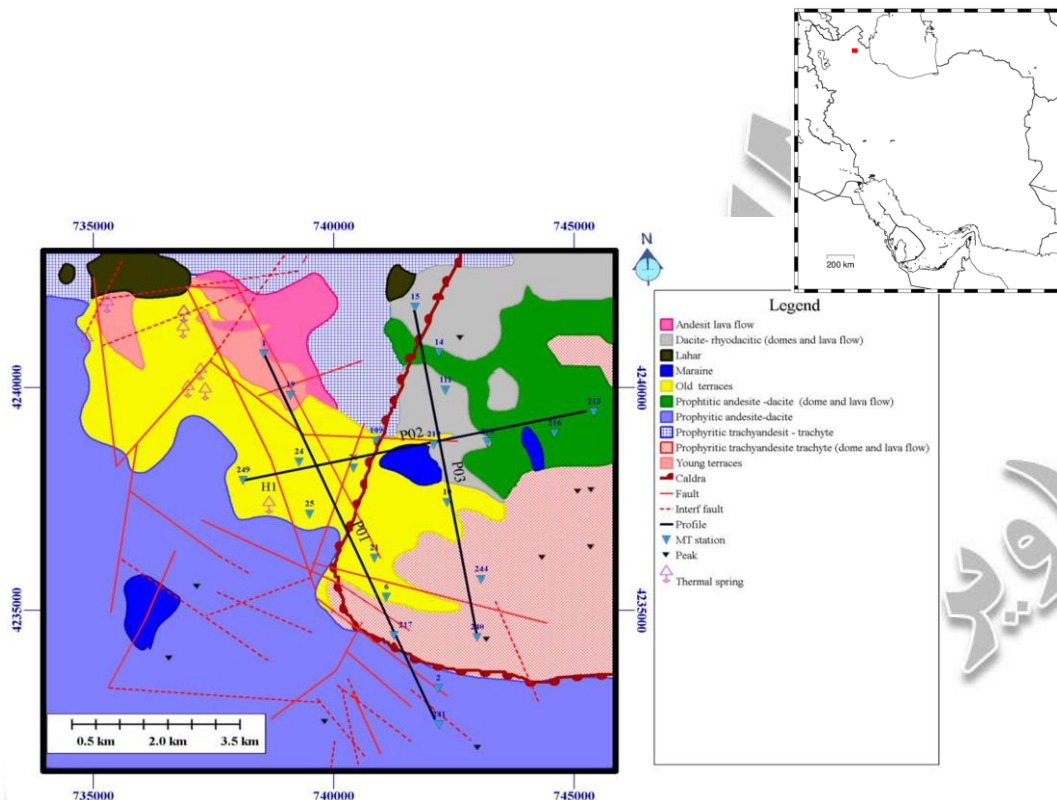
۳۱۴

۳۱۵

۳۱۶

۳۱۷

۳۱۸

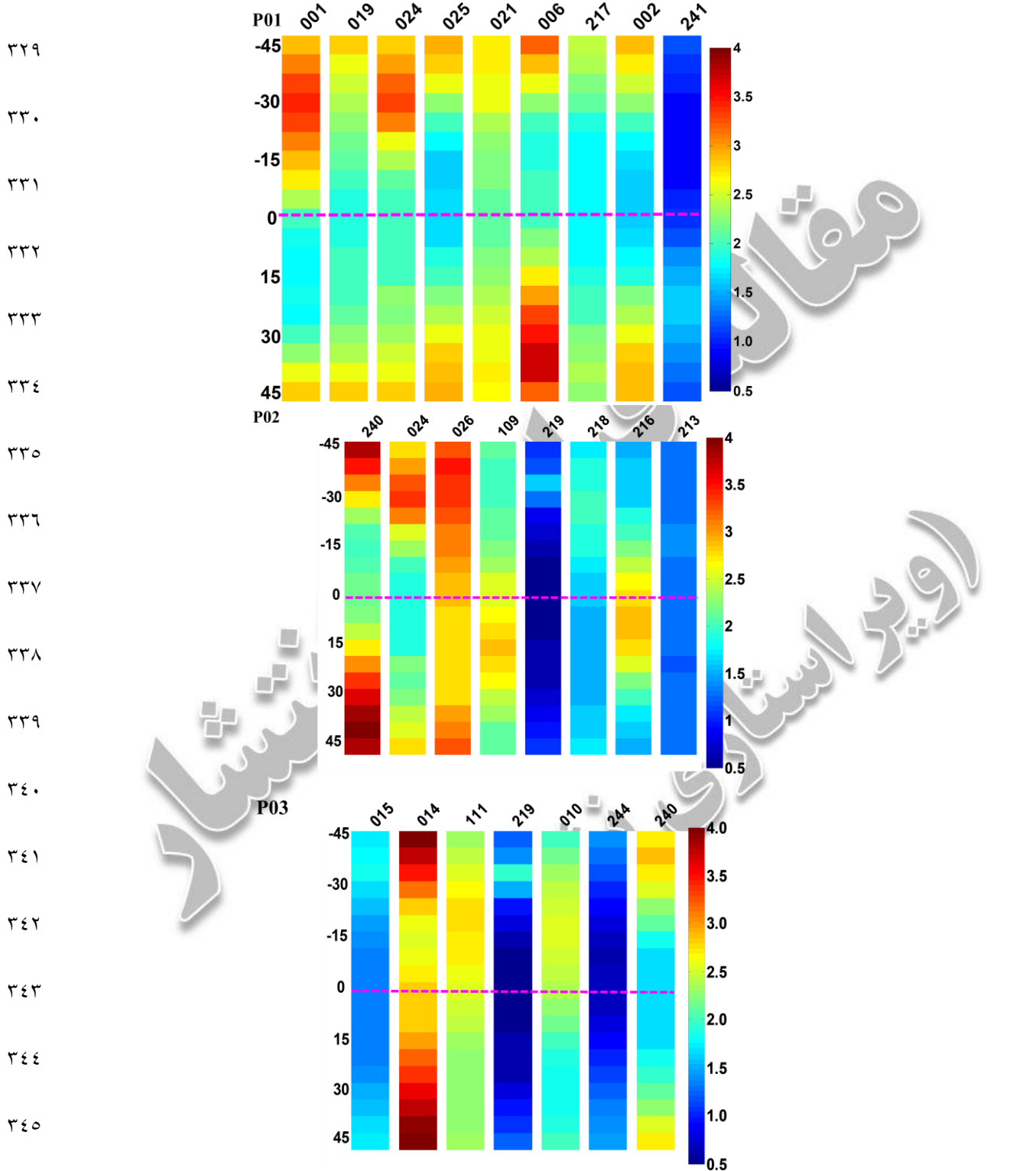


۳۱۹ شکل (۷) موقعیت جغرافیایی و نقشه زمین‌شناسی از منطقه سبلان در استان اردبیل. چگونگی توزیع ایستگاه‌های برداشت داده‌های MT در شکل آمده است.

۳۲۰ تحلیل بعدیت و روند ساختار ژئوالکتریکی منطقه با استفاده از روش تجزیه تانسور امیدانس GB توسعه‌یافته توسط (گروم و بیلی،
 ۳۲۱ ۱۹۸۹؛ مکنیس و جونز، ۲۰۰۱) انجام گرفته است. این روش همچنین قادر است اثرات اعوجاج گالوانی آلوده کننده داده‌های
 ۳۲۲ MT را ارزیابی کرده و این اثرات را از روی داده‌ها حذف کند. این روش مدل برهم‌نهاد 3D/2D (مرکب از ناهمگنی‌های محلی 3D
 ۳۲۳ واقع بر یک ساختار منطقه‌ای 2D) را به‌عنوان مدل اعوجاجی داده‌های MT در نظر گرفته و این مدل را توسط هفت پارامتر (زوایای
 ۳۲۴ اعوجاج برش و پیچش، روند ساختار و امیدانس‌های مختلط منطقه‌ای) مشخصه‌بندی می‌کند. سپس با کاربرد رویکرد آماری کمترین
 ۳۲۵ مربعات وزن داده‌شده این مدل را بر داده‌هایی که در چند ایستگاه و در یک محدوده پریودی خاص اندازه‌گیری شده‌اند، برازش
 ۳۲۶ می‌دهد. در این شیوه مدل‌سازی اثرات اعوجاجی، اعتبار فرض دوبعدی بودن ساختار منطقه به‌صورت آماری توسط معیار **جذر میانگین**

۳۲۷ مربعات بهنجار شده (nrms: normalized root mean square) ارزیابی می‌شود. مقادیر بالای این کمیت نشان می‌دهد که داده‌های

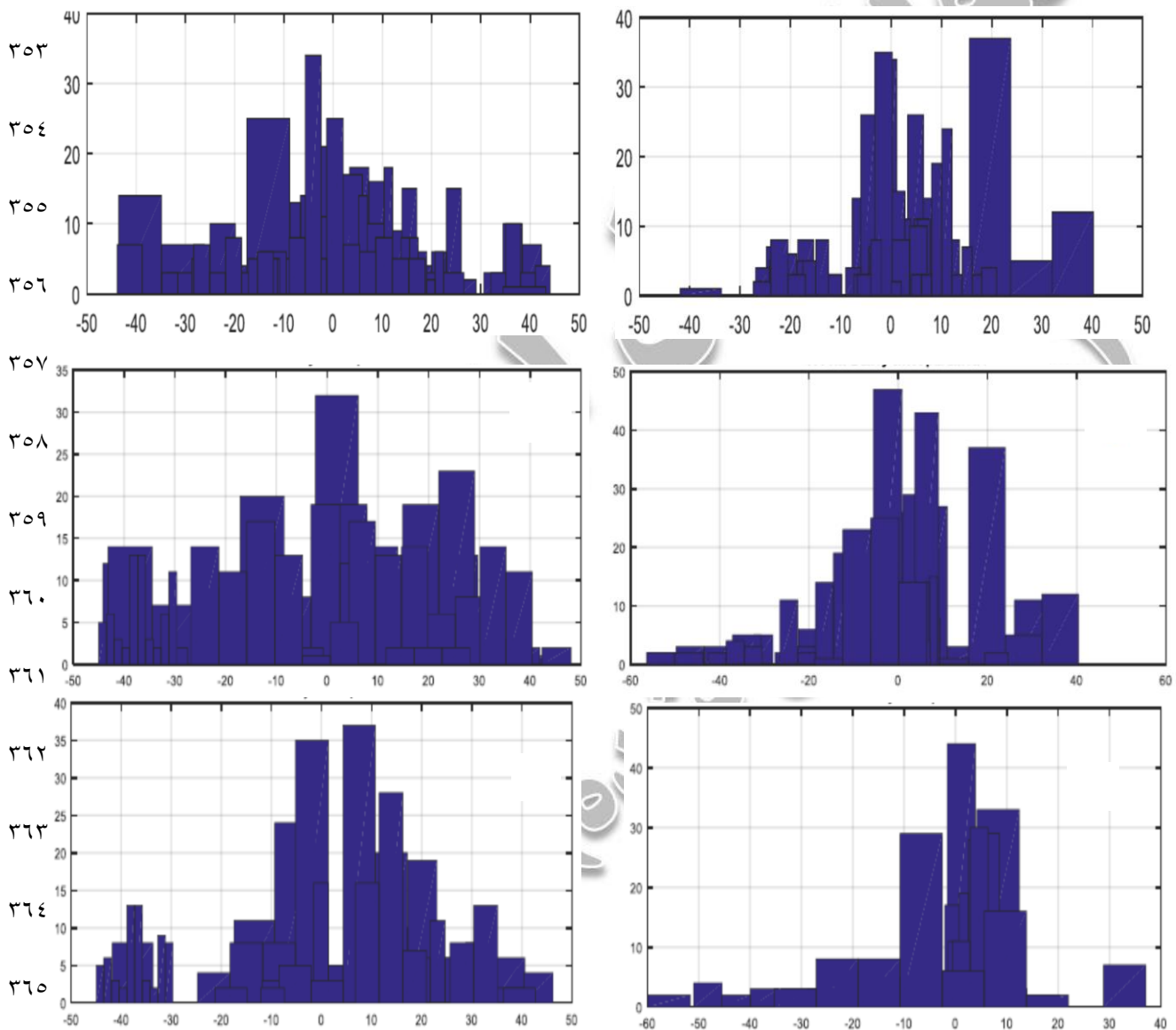
۳۲۸ اندازه‌گیری شده را نمی‌توان مربوط به یک ساختار منطقه‌ای 2D در نظر گرفت.



شکل ۸- عدم برازش حاصل از اعمال روش تجزیه تانسور امیدانس 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.

۳۴۶ ابتدا فرضیات مختلف در مورد روند ساختار منطقه را ارزیابی کردیم. بدین منظور در طی برازش مدل GB بر داده‌ها در سرتاسر
 ۳۴۷ محدوده پریودی هر ایستگاه، روند ساختار منطقه را مقدار ثابتی بین 45° تا 45° قرار داده و سایر پارامترهای مدل محاسبه شدند. مقدار
 ۳۴۸ عدم برازش این مدل‌سازی‌ها در هر ایستگاه و به ازاء مقادیر **روند** مختلف در شکل (۸) آمده است. طبق این نتایج مقدار کمینه عدم
 ۳۴۹ برازش ایستگاه‌های مختلف این پروفیل‌ها به‌ازاء روند ساختار منطقه‌ای صفر درجه حاصل شده است. بنابراین ساختار ژئوالکتریک 2D
 ۳۵۰ که روند آن همراستا با دستگاه مختصات برداشت داده‌ها است به‌عنوان ساختار منطقه‌ای در نظر گرفته شد. هیستوگرام‌های شکل (۹)
 ۳۵۱ سطح بالای پارامترهای **اعوجاجی** آلوده کننده داده‌ها را نشان می‌دهند که به‌منظور اجتناب از تفسیرهای غلط قبل از وارون‌سازی از
 ۳۵۲ اندازه‌گیری‌ها حذف شدند.



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

۱،۴- مدل سازی وارون

۳۶۷

۳۶۸ پس از تعیین راستای روند ساختار ژئوالکتریک منطقه، حذف اثرات اعوجاجی و بازیابی قطبش‌های متعامد TE و TM داده‌های
 ۳۶۹ **امپدانس**، وارون‌سازی هموارترین مدل از این داده‌ها با استفاده از الگوریتم گرادیان‌های مزدوج غیرخطی (رودی و مکی، ۲۰۰۱) انجام
 ۳۷۰ گرفته است. ابتدا با انجام مدل‌سازی‌های متعدد از داده‌های فاز مد TM (که عمدتاً مصون از اثرات اعوجاج گالوانی و ساختارهای 3D
 ۳۷۱ هستند) و رصد تبدلی که بین مقادیر تابعک‌های همواری مدل (Φ_m) و عدم برازش داده‌ها (Φ_d) وجود دارد، مقدار بهینه ضریب
 ۳۷۲ لاگرانژ (τ)، ضرایب وزنی α , β و نسبت مقادیر کمینه پهنا به کمینه ضخامت هر سلول (H_0/V_0) به ترتیبی که در جدول ۳ آمده است
 ۳۷۳ برای هر پروفیل تنظیم شدند.

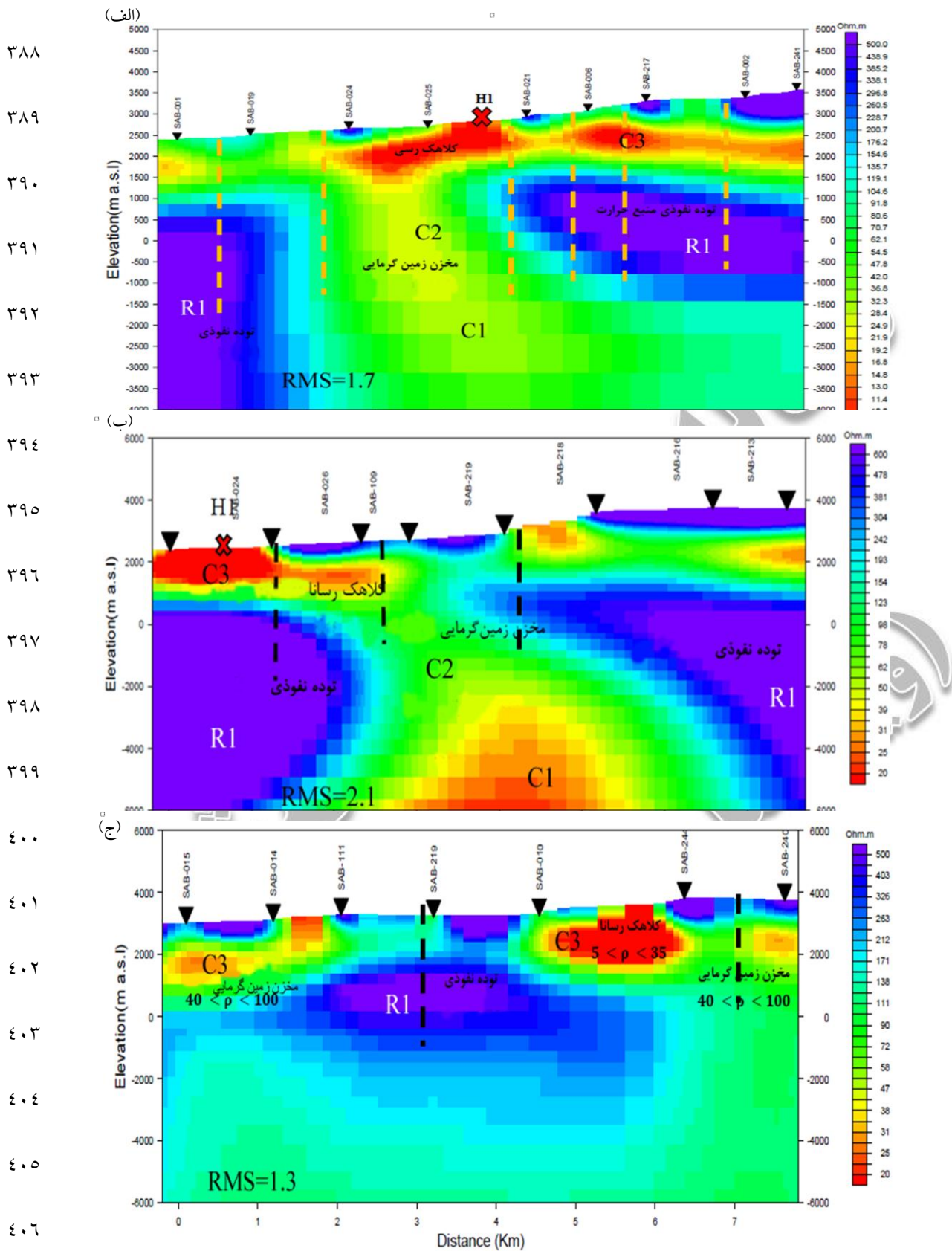
۳۷۴ جدول ۳. پارامترهای وزن‌دهی الگوریتم وارون‌سازی و داده‌های مختلف MT، تعداد تکرارها و خطای عدم برازش حاصل از وارون‌سازی داده‌های سه پروفیل
 ۳۷۵ P01, P02, P03

کف خطا (%)				تعداد تکرار	RMS	H_0/V_0	β	α	τ	پروفیل
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

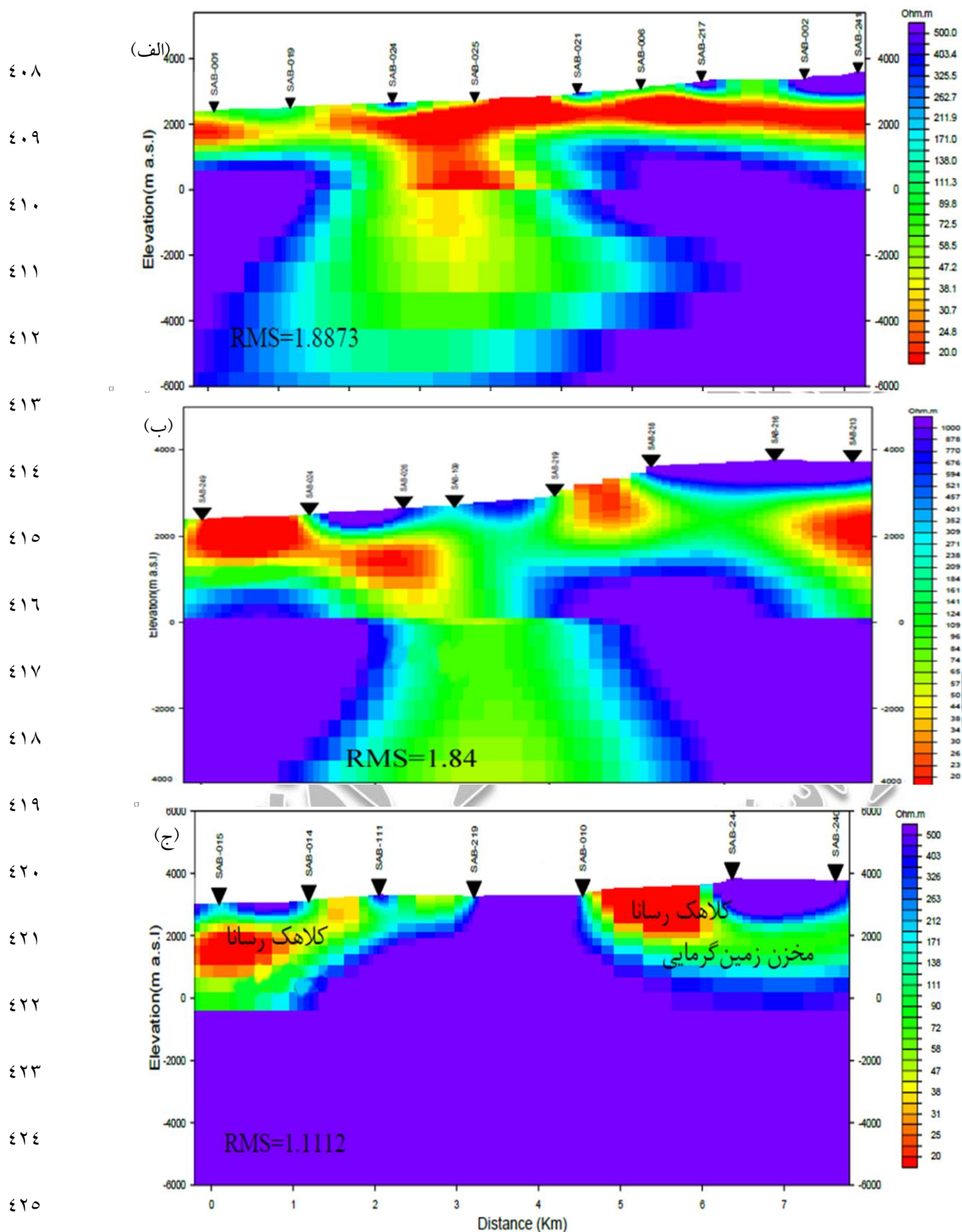
۳۷۶

۳۷۷ با در نظر گرفتن نیم‌فضای همگن با مقاومت ویژه $100 \Omega m$ به‌عنوان مدل آغازین، وارون‌سازی هموارترین مدل مربوط به داده‌های سه
 ۳۷۸ پروفیل P01, P02, P03 انجام شدند و نتایج حاصل در شکل ۱۰ ارائه شده‌اند. این مدل‌ها نمونه ایده‌آلی منطبق با مدل مفهومی از یک
 ۳۷۹ سیستم زمین گرمایی هیدروترمال (مونتر، ۲۰۱۴) را نشان می‌دهند. ساختار مقاوم (R_1) توده نفوذی ماگمایی است که منبع حرارتی
 ۳۸۰ سیستم زمین گرمایی محسوب می‌شود. ساختارهای رسانای C_1 و C_2 سیستم آب زیرزمینی را شکل می‌دهند که نقل و انتقال و گاهاً
 ۳۸۱ ذخیره‌سازی حرارت را انجام داده و معرف مخزن سیستم زمین گرمایی است. ساختار رسانای C_3 کلاهیک رسی است که به‌عنوان یک
 ۳۸۲ ساختار نفوذناپذیر کل سیستم زمین گرمایی را محصور کرده است. در ادامه برای ارزیابی مدل‌های متنوع دیگر همخوان با داده‌ها،
 ۳۸۳ وارون‌سازی‌های ناحیه شکاف و مرز تیز از این داده‌ها انجام گرفت.

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



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



شکل ۱۱- نتیجه وارون سازی ناحیه شکاف برای سه پروفیل P01 (الف)، P02 (ب)، P03 (ج)

۴۲۸ در مدل آغازین وارون‌سازی‌های ناحیه شکاف با توجه به مدل‌های هموار شکل ۱۰ سطح فوقانی سنگ‌های آتشفشانی مقاوم در زیر
 ۴۲۹ پروفیل‌های P01, P02 به ترتیب در اعماق +250 +200 m. asl تنظیم شدند. در زیر پروفیل P03 به منظور ارزیابی تکرار پذیر بودن
 ۴۳۰ گسترش عمقی زیاد ساختار R₁ تا سطح زمین، سقف این ساختار مقاوم در عمق 250 m. a.s.l- در نظر گرفته شد. مدل‌های آغازین
 ۴۳۱ وارون‌سازی در این اعماق به دو قسمت تقسیم شدند. به نواحی بالای این اعماق نیم‌فضای همگنی با مقاومت ویژه الکتریکی 100 Ωm
 ۴۳۲ نسبت داده شد و نواحی زیر این اعماق با نیم‌فضای 1000 Ωm (معرف بستر این حوزه که از نظر الکتریکی مقاوم است) جایگزین
 ۴۳۳ شدند. به‌علاوه این بسترهای مقاوم الکتریکی به‌عنوان ناحیه شکاف، در مدل آغازین وارون‌سازی تنظیم شدند (به عبارت دیگر الگوریتم
 ۴۳۴ وارن‌ساز در این نواحی از اعمال تابع همواری Φ_m صرف‌نظر می‌کند). در طی وارون‌سازی ناحیه شکاف، مقادیر کف خطا و ضرایب
 ۴۳۵ وزنی الگوریتم وارون‌سازی به‌صورت یکسان با مقادیر استفاده شده در وارون‌سازی هموارترین مدل تنظیم شدند. شکل (۱۱) نتایج
 ۴۳۶ حاصل از وارون‌سازی ناحیه شکاف مربوط به پروفیل‌های مختلف را نشان می‌دهد. مقدار عدم برازش حاصل برای این مدل‌ها به آنچه
 ۴۳۷ که از وارون‌سازی هموارترین مدل به دست آمده (شکل ۱۰) نزدیک است. قسمت فوقانی این مدل‌ها بسیار شبیه با نتایج هموارترین
 ۴۳۸ مدل است. به‌عبارت دیگر شکل کلی، موقعیت و هدایت ویژه الکتریکی لایه رسانای C₃ در این مدل‌ها یکسان است. به‌علاوه در
 ۴۳۹ قسمت‌های عمیق‌تر مدل‌های حاصل برای پروفیل‌های P01 و P02 (شکل‌های ۱۱ الف-ب)، رسانای عمیق C₁ و آبراهه رسانای C₂
 ۴۴۰ مجدداً در حال بازیابی هستند در حالیکه همچنان اثری از این رساناها در زیر پروفیل P03 وجود ندارد (شکل ۱۱ ج).
 ۴۴۱ پارامتربندی فضای مدل در وارون‌سازی مرز تیز کاملاً متفاوت با وارون‌سازی هموارترین مدل و ناحیه شکاف است (رابطه ۲) و مدل
 ۴۴۲ آغازین در این وارون‌سازی‌ها، مدلی یک‌بعدی است. مشخصات مربوط به مدل‌های آغازین وارون‌سازی مرز تیز برای داده‌های سه
 ۴۴۳ پروفیل P01, P02, P03 (عمق مرز این لایه‌ها و مقاومت ویژه الکتریکی آنها) در (جدول ۴) آمده است. این مقادیر براساس عوارض
 ۴۴۴ بازیابی شده در مدل‌های هموار (شکل‌های ۱۰ الف-ج) تنظیم شده‌اند. وارون‌سازی مرز تیز با این مدل‌های آغازین شروع و نتایج
 ۴۴۵ حاصل از اعمال این الگوریتم در شکل (۱۲) آمده است. در مقایسه با نتایج حاصل از سایر روش‌های وارون‌سازی (شکل‌های ۱۰ و ۱۱)
 ۴۴۶ اگرچه عدم برازش داده‌ها و پاسخ‌های مدل افزایش یافته است اما مقاومت ویژه الکتریکی لایه رسانای C₃ در این مدل‌ها تغییرات جانبی
 ۴۴۷ کمتری دارد و مرز تیزی که بین این کلاهیک رسی و مخزن زمین‌گرمایی زیر آن وجود دارد با دقت بالاتری بازیابی شده است. در
 ۴۴۸ مورد پروفیل‌های P01 و P02 مخزن زمین‌گرمایی بازیابی شده در زیر کلاهیک رسی تا قسمت‌های عمیق مدل گسترش یافته است. این
 ۴۴۹ در حالی است که در مورد پروفیل P03 گسترش عمقی این لایه محدودتر است.
 ۴۵۰ علیرغم رویکردهای متفاوت استفاده شده در وارون‌سازی‌های هموارترین مدل و ناحیه شکاف، عوارض رسانا و مقاوم بازیابی شده در
 ۴۵۱ قسمت‌های عمیق مدل‌های حاصل برای پروفیل‌های P01 و P02 ناهمواری جانبی بیشتری نسبت به مدل حاصل برای پروفیل P03 نشان
 ۴۵۲ می‌دهند (شکل‌های ۱۰ و ۱۱). بنابراین رساناهای C₁ و C₂ عوارضی ثابت در نتایج این وارون‌سازی‌ها هستند و لحاظ کردن آنها در
 ۴۵۳ تفسیرهای انجام شده از این داده‌ها ضروری است.
 ۴۵۴

تراز مرز لایه [m a. s. l]	P01	مقاومت ویژه الکتریکی [Ωm]
۲۲۰۳		۲۰۰
۱۴۰۵		۷
-۱۰۰۰		۲۰
-۴۶۶۳		۶۰۰
-۱۴۱۵		۲۰۰
نیم فضا		۱۰۰
تراز مرز لایه [m a. s. l]	P02	مقاومت ویژه الکتریکی [Ωm]
۱۸۰۴		۱۰۰
۶۰۰		۱۵
-۲۰۰۰		۳۰
-۴۵۹۸		۵۰۰
-۸۳۱۴		۸۰
نیم فضا		۱۰۰
تراز مرز لایه [m a. s. l]	P03	مقاومت ویژه الکتریکی [Ωm]
۲۲۰۳		۲۰۰
۱۴۰۵		۷
-۱۰۰۰		۲۰
-۴۶۶۳		۶۰۰
-۹۴۱۵		۲۰۰
نیم فضا		۱۰۰

۴۵۵ جدول ۴. مشخصات مدل‌های لایه‌ای استفاده شده برای انجام وارون‌سازی مرز نیز از داده‌های پروفیل‌های P01, P02, P03

۴۵۶ ۲،۴- تفسیر نتایج وارون‌سازی

۴۵۷ نتایج حاصل از این مدل‌سازی‌ها در انطباق با مدل مفهومی است که برای حوزه زمین‌گرایی شمال غرب سیلان ارائه شده است
 ۴۵۸ (سیدرحیمی نیارک و همکاران، ۲۰۱۷) و می‌توان آنها را توسط سه ناحیه رسانای متمایز توصیف کرد؛ توده رسانای C_1 که در
 ۴۵۹ قسمت‌های عمیق ($2km >$) مدل‌های (۱۰ الف و ب) قرار دارد و می‌توان آن را ناشی از توده ماگمایی در نظر گرفت که متأثر از
 ۴۶۰ جدایش‌های گسلی و تراوش بارش‌های جوی به اعماق زمین، این ناحیه رسانا را شکل داده است. رسانای C_2 را می‌توان آبراهه موربی
 ۴۶۱ به سمت شمال غرب در نظر گرفت که رسانای عمیق C_1 را به لایه سطحی رسانای C_3 متصل می‌کند. شیب این آبراهه منطبق با روند
 ۴۶۲ غالب گسل‌ها و ساختارهای زمین‌شناسی اصلی این منطقه (حاصل از تحلیل عکس‌های هوایی و تصاویر ماهواره‌ای SPOT،
 ۴۶۳ (سیدرحیمی نیارک و همکاران، ۲۰۱۷) به سمت شمال غرب دره موئیل است. رساناهای C_1 و C_2 سیستم آب زیرزمینی را شکل داده‌اند
 ۴۶۴ که نقل و انتقال و گاهاً ذخیره‌سازی حرارت را انجام داده و مخزن سیستم زمین‌گرایی محسوب می‌شود (مونتر، ۲۰۱۴) لایه رسانای C_3

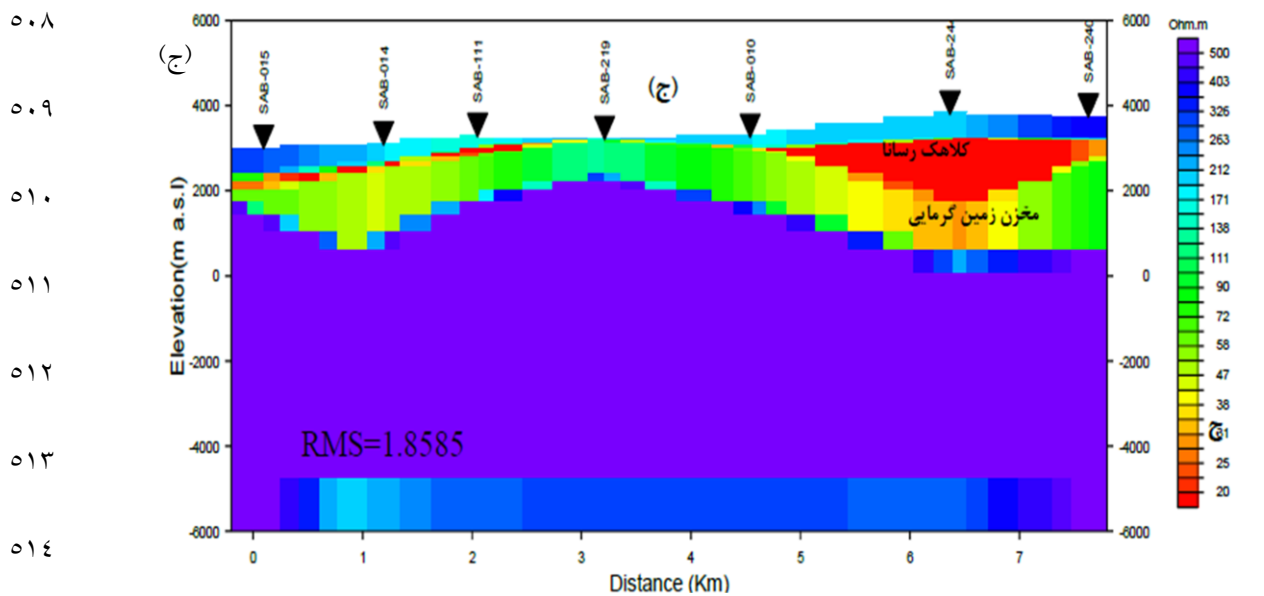
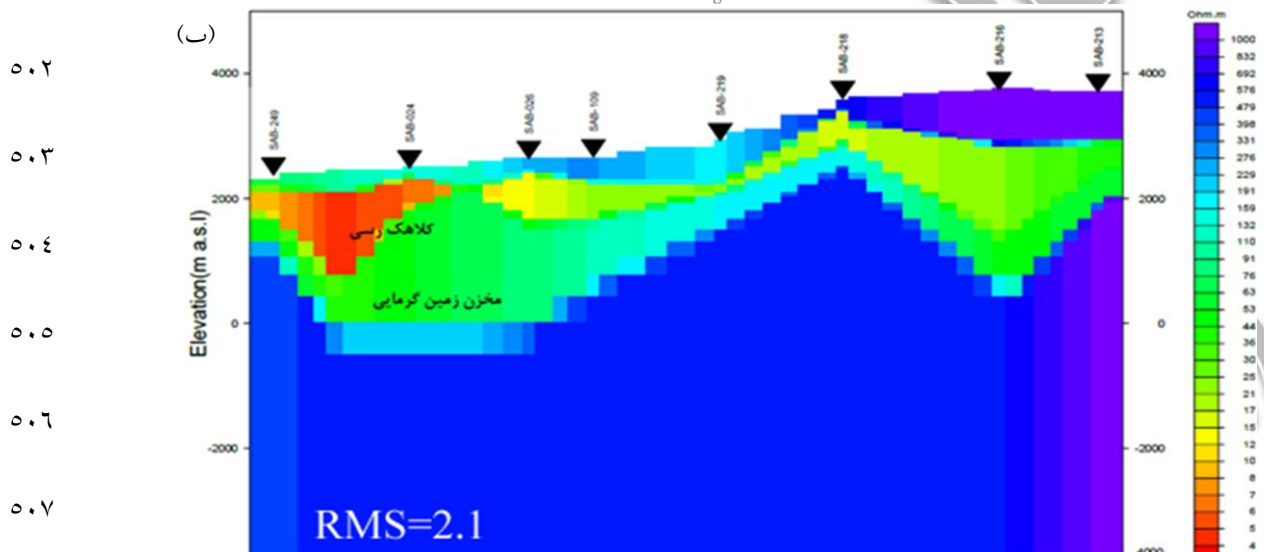
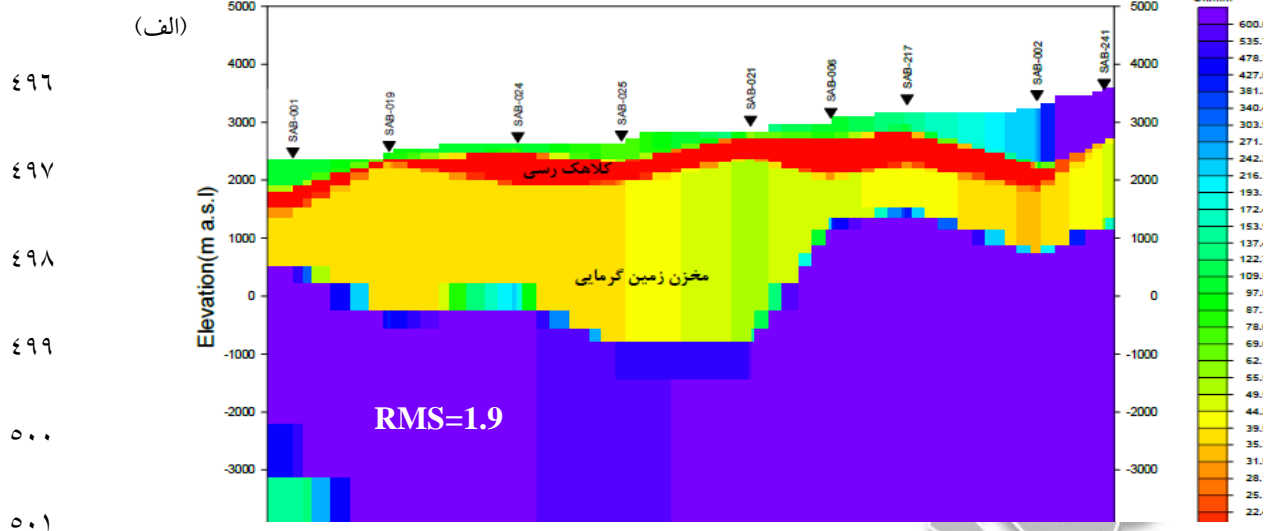
کاربرد روش‌های مختلف، ساختارهای اصلی بازیابی شده در نتایج وارون‌سازی‌ها یکسان هستند. بنابراین حضور این ساختارها مستقل از روش وارون‌سازی بوده و صرفاً از روی داده‌ها بازیابی شده‌اند.

۴۹۳

۴۹۴

۴۹۵

مقاله قبل از انتشار
روید استادی نشده



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

- ۵۱۶
- ۵۱۷ - قنبری فرد، سعید (۱۳۹۹). تنظیم بهینه پارامترهای مختلف الگوریتم گرادیان مزدوج غیر خطی برای وارونسازی داده‌های
- ۵۱۸ مگنتوتلوریک. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. به‌راهنمایی منصوره منتهایی و بهروز اسکویی. تهران: دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک
- ۵۱۹ Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state,
- ۵۲۰ and processes. *Surveys in geophysics*, 28, 121-167.
- ۵۲۱ Bogie, I., Cartwright, A. J., Khosrawi, K., Talebi, B., & Sahabi, F. (2000). The Meshkin Shahr
- ۵۲۲ geothermal prospect, Iran. In *Proceedings of the World Geothermal Congress 2000, Kyushu-Tohoku,*
- ۵۲۳ *Japan* (pp. 997-1002).
- ۵۲۴ Candansayar, M. E. (2008). Two-dimensional inversion of magnetotelluric data with consecutive use of
- ۵۲۵ conjugate gradient and least-squares solution with singular value decomposition algorithms. *Geophysical*
- ۵۲۶ *Prospecting*, 56(1), 141-157.
- ۵۲۷ Chave, A. D., & Jones, A. G. (Eds.). (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice.*
- ۵۲۸ Cambridge University Press.
- ۵۲۹ deGroot-Hedlin, C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional
- ۵۳۰ models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.
- ۵۳۱ de Groot-Hedlin, C., & Constable, S. (2004). Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with
- ۵۳۲ sharp resistivity contrasts. *Geophysics*, 69(1), 78-86.
- ۵۳۳ Favetto, A., Pomposiello, C., de Luchi, M. G. L., & Booker, J. (2008). 2D Magnetotelluric interpretation
- ۵۳۴ of the crust electrical resistivity across the Pampean terrane-Río de la Plata suture, in central Argentina.
- ۵۳۵ *Tectonophysics*, 459(1-4), 54-65.
- ۵۳۶ Haghighi, T. L., Montahaei, M., & Oskooi, B. (2018). MT data inversion and sensitivity analysis to image
- ۵۳۷ electrical structure of Zagros collision zone. *Journal of Applied Geophysics*, 148, 23-32.
- ۵۳۸ McGary, R. S., Evans, R. L., Wannamaker, P. E., Elsenbeck, J., & Rondenay, S. (2014). Pathway from
- ۵۳۹ subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, 511(7509), 338-340.
- ۵۴۰ McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of
- ۵۴۱ magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.
- ۵۴۲ Munoz, G. (2014). Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in*
- ۵۴۳ *geophysics*, 35, 101-122.
- ۵۴۴ Muñoz, G., Ritter, O., & Moeck, I. (2010). A target-oriented magnetotelluric inversion approach for
- ۵۴۵ characterizing the low enthalpy Groß Schönebeck geothermal reservoir. *Geophysical Journal*
- ۵۴۶ *International*, 183(3), 1199-1215.
- ۵۴۷ Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric
- ۵۴۸ inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- ۵۴۹ Schwalenberg, K., Rath, V., & Haak, V. (2002). Sensitivity studies applied to a two-dimensional
- ۵۵۰ resistivity model from the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 150(3), 673-686.
- ۵۵۱ Seyedrahimi-Niaraq, M., Doulati Ardejani, F., Noorollahi, Y., & Porkhial, S. (2017). Development of an
- ۵۵۲ updated geothermal reservoir conceptual model for NW Sabalan geothermal field, Iran. *Geothermal*
- ۵۵۳ *Energy*, 5, 1-22.
- ۵۵۴ Siripunvaraporn, W., & Egbert, G. (2000). An efficient data-subspace inversion method for 2-D
- ۵۵۵ magnetotelluric data. *Geophysics*, 65(3), 791-803.
- ۵۵۶ Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E., & Morrison, F. (1999). Sharp boundary inversion of 2D
- ۵۵۷ magnetotelluric data. *Geophysical Prospecting*, 47(4), 469-486.

۵۵۸ Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., & Rijo, L. (1986). Two-dimensional topographic responses in
۵۵۹ magnetotellurics modeled using finite elements. *Geophysics*, 51(11), 2131-2144.

۵۶۰

۵۶۱

۵۶۲

۵۶۳

۵۶۴

مقاله قبلی از انتشار
روید استادی نشده