

وارون‌سازی توأمان دو بعدی زمان سیرهای موج لرزه‌ای S و مقاومت ویژه الکتریکی برای آشکارسازی ناهمگنی‌های نزدیک سطح

مصطفی یاری^۱، مجید نبی بیدهندی^{۲*}، ظاهر حسین شمالی^۳ و لقمان نمکی^۴

۱. دانشجوی دکتری، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۲. استاد، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۳. دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

۴. استادیار، دانشگاه آزاد اسلامی واحد سنندج، کردستان، ایران

(دریافت: ۹۶/۵/۱۰، پذیرش نهایی: ۹۶/۱۱/۱۷)

چکیده

در این مقاله برای تصویرسازی هم‌زمان مجموعه داده‌های لرزه شکست مرزی و مقاومت ویژه الکتریکی روش وارون‌سازی توأمان دو بعدی تکرار شونده انتخاب شده است. در این الگوریتم، تابع گرادیان‌های متقاطع به‌عنوان عامل پیونده دهنده ساختاری به مسئله وارون اضافه شده است. نتایج حاصل از وارون‌سازی توأمان داده‌های زمان سیر موج S (برشی) و مقاومت ویژه که در امتداد یک پروفیل برداشت شده‌اند، تشخیص دقیق مرز لایه‌های تشکیل شده از مواد نرم و سخت را برای ما آسان‌تر می‌کند و علاوه بر آن ارتباط ضعیف ساختاری که بین مدل‌های سرعت موج برشی و مقاومت ویژه وجود دارد را تقویت خواهد کرد. در مدل‌های بازسازی شده از الگوریتم توأمان می‌توان بسیاری از ناهمگنی‌های نزدیک سطح (از جمله زون‌های پر سرعت و کم‌سرعت) را که در مدل سرعتی حاصل از وارون‌سازی منفرد پدیدار نمی‌شوند آشکار کرد. این تکنیک جدید به‌طور موفقیت‌آمیزی بر روی داده‌های مصنوعی (به‌عنوان آزمون اعتبارسنجی) و همچنین بر روی داده‌های صحرایی که در سواحل جنوبی ایران اندازه‌گیری شده، اعمال شده است. با مقایسه نتایج حاصل از هر دو الگوریتم، مشاهده شد که مدل‌های به‌دست‌آمده از روش وارون‌سازی توأمان نسبت به مدل‌های حاصل از روش وارون‌سازی منفرد دارای تشابه ساختاری بهتری هستند؛ بنابراین، این انطباق ساختاری قابل ملاحظه، شناسایی ناهمگنی‌های کم‌سرعت و یا پرسرعت را راحت‌تر می‌کند.

واژه‌های کلیدی: وارون‌سازی توأمان، ناهمگنی نزدیک سطح، لرزه شکست مرزی، مقاومت ویژه، تابع گرادیان‌های متقاطع.

۱. مقدمه

همکاران، ۲۰۰۰). با این وجود، مدل نتیجه شده از «وارون‌سازی ترتیبی» (لاینز و همکاران، ۱۹۹۸) تا حد زیادی به سمت مدل اولیه منحرف می‌شود. در وارون‌سازی توأمان، با برازش هم‌زمان مجموعه داده‌های ترکیب شده از روش‌های ژئوفیزیکی مختلف می‌توان به نتایج بهتری دست یافت.

روش‌های مختلفی برای وارون‌سازی دو بعدی داده‌های ناهمسان وجود دارد که هر کدام از آنها قادرند تا اندازه‌ای مدل‌های ژئوفیزیکی را به‌درستی بازسازی کنند. این روش‌ها را می‌توان از لحاظ فلسفی به دو دسته تقسیم کرد: (۱) روش‌های وارون‌سازی که برای مرتبط ساختن ویژگی‌های ژئوفیزیکی مختلف زیر سطح از مشخصه‌های

نیاز روز افزون به شناسایی بهتر و دقیق‌تر ساختارهای نزدیک سطح زمین ما را به‌سوی برداشت هم‌زمان داده‌های لرزه‌ای و مقاومت ویژه الکتریکی هدایت می‌کند (اسکات و همکاران، ۲۰۰۰؛ مجو و همکاران، ۲۰۰۳؛ گارفالو و همکاران، ۲۰۱۵). با این حال، ممکن است که مدل‌های استخراج شده از روش وارون‌سازی دو بعدی منفرد از نظر ساختاری تطابق خوبی با همدیگر نداشته باشند. معمولاً عملیات وارون‌سازی دو بعدی به‌صورت جداگانه بر روی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی و لرزه شکست مرزی انجام می‌شود و نتایج به‌دست‌آمده از یک روش ژئوفیزیکی، به‌عنوان قید به فرمول‌بندی تابع هدف روش ژئوفیزیکی دیگر اضافه می‌شود (اسکات و

شده است. همچنین باید به این نکته اشاره کرد که این الگوریتم با روش‌های مختلف وارون‌سازی و انواع متفاوت داده ژئوفیزیکی سازگاری خوبی دارد.

در این مقاله، الگوریتم تصویرسازی‌ای مورد بحث و ارزیابی قرار می‌گیرد که روش‌های لرزه شکست مرزی و مقاومت ویژه را از نظر ساختاری به هم پیوند می‌زند. این الگوریتم جفت‌کننده ساختاری تحت شرایطی که روش-های ژئوفیزیکی به مواد زیر سطح حساس باشند می‌تواند با رفع موانعی که موجب تفسیر نادرست زیر سطح می‌شوند تصویری قابل قبول از مواد ناهمگن نزدیک سطح به ما ارائه کند. هدف نهایی ما از به‌کارگیری این تکنیک جدید، بررسی تشابهات ساختاری بین مدل‌های سرعت لرزه‌ای و مقاومت ویژه به منظور شناسایی هرچه بهتر ناهمگنی‌های کم‌سرعت و یا پر سرعت نزدیک سطح است. همچنین می‌توانیم کارایی این روش را در تحلیل رخساره و طبقه‌بندی سنگ‌شناسی تحلیل و ارزیابی کنیم. در این رهیافت نوین، نشان خواهیم داد که تفسیر الگوهای لیتولوژیکی و ساختاری نواحی کم‌عمق و نزدیک سطح، ساده‌تر از روش‌های وارون‌سازی منفرد مرسوم خواهد بود.

۲. وارون‌سازی توأمان با تابع گرادیان‌های متقاطع

الگوریتم‌های زیادی برای وارون‌سازی هم‌زمان داده‌های لرزه‌ای و مقاومت ویژه الکتریکی که در امتداد یک پروفیل برداشته شده‌اند، معرفی شده است (مانند، زلت و بارتون، ۱۹۹۸؛ پرز-فلورز و همکاران، ۲۰۰۱). گالاردو و مجو (۲۰۰۳) برای وارون‌سازی داده‌ها فرمول‌بندی جدیدی را ارائه کردند که در آن تابع گرادیان‌های متقاطع به‌عنوان قید به مسئله وارون اضافه می‌شود. این عامل پیوند دهنده، یک ارتباط ساختاری بین مدل‌های سرعت لرزه‌ای و مقاومت ویژه الکتریکی برقرار می‌کند. ضرب خارجی گرادیان‌ها به‌صورت زیر بیان می‌شود:

$$\vec{t}(x, y, z) = \nabla m_r(x, y, z) \times \nabla m_s(x, y, z) \quad (1)$$

در این رابطه $m_r(x, y, z)$ و $m_s(x, y, z)$ به ترتیب

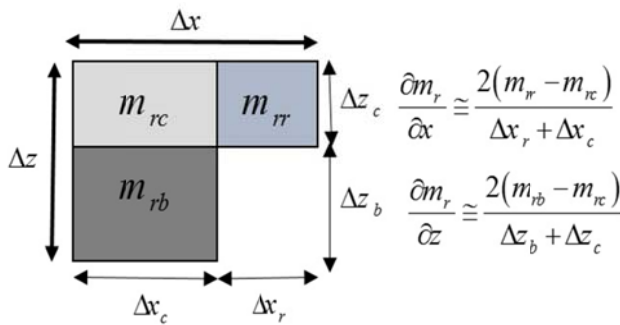
پتروفیزیکی یا هیدرولوژیکی استفاده می‌کنند (برگه و همکاران، ۲۰۰۰). برای مثال، در محیط‌های متخلخل، تخلخل و اشباع‌شدگی از آب یک ارتباط بین مدل سرعت لرزه‌ای و مقاومت ویژه را ایجاد خواهد کرد (تیلمن و استوکر، ۲۰۰۰؛ ژانگ و رویل، ۲۰۱۵). (۲) دسته دوم روش‌های وارون‌سازی هستند که از نشانگرهای ساختاری (به‌طور مثال، مرز لایه‌های زمین) به‌عنوان یک عامل مشترک بین مدل‌های ژئوفیزیکی استفاده می‌کنند (لاینز و همکاران، ۱۹۸۸؛ هابر و اولدنبرگ، ۱۹۹۷؛ موزل و همکاران، ۲۰۰۳؛ گالاردو و همکاران، ۲۰۰۳؛ ژو و همکاران، ۲۰۱۵). اگرچه در سال‌های اخیر، روش پتروفیزیکی بیشتر مورد توجه محققان قرار گرفته است. با این حال، در محیط‌هایی که از لحاظ زمین‌شناختی ناهمگن هستند، اعتبار و درستی مدل‌های حاصل از آن با شک و تردید همراه است، زیرا در این محیط‌ها رابطه ساده و مشخصی برای پیش‌بینی میزان تأثیر فاکتورهای مهمی مانند محتوای رس، شکل و ارتباط داخلی حفره‌ها بر اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیکی در شرایط واقعی وجود ندارد (کوزلوفسکایا، ۲۰۰۱). نگرانی‌ای که در استفاده از این روش وجود دارد این است که چگونه می‌توان در محیط‌های ناهمگن متخلخلی که بین سرعت و مقاومت ویژه ارتباط پتروفیزیکی خاصی برقرار نیست مدل را به‌درستی بازسازی کرد؟

الگوریتم مبتنی بر نشانگر ساختاری بر پایه قید گرادیان‌های متقاطع فرمول‌بندی می‌شود (گالاردو و مجو، ۲۰۰۳، ۲۰۰۴)، در سال‌های اخیر در تحقیقات کاربردی این قید هندسی مورد توجه پژوهشگران زیادی قرار گرفته است (گالاردو و همکاران، ۲۰۰۵؛ لاینز و همکاران، ۲۰۰۸؛ فرگوسو و گالاردو، ۲۰۰۹؛ هو و همکاران، ۲۰۰۹؛ دونچ و همکاران، ۲۰۱۰؛ نیومن و کامر، ۲۰۱۰؛ دونچ و همکاران، ۲۰۱۱؛ مولودسف و همکاران، ۲۰۱۳؛ بنینگتون و همکاران، ۲۰۱۵؛ وانگ و همکاران، ۲۰۱۷). در این مطالعات از این قید به‌عنوان یک ارتباط دهنده ساختاری برای تشخیص ناهمگنی‌های زمین‌شناسی مختلف استفاده

کردن تابع گرادیان‌های متقاطع به کار برده می‌شوند. پس از اضافه کردن عامل پیوند دهنده $t(m)$ به عنوان یک قید به مسئله وارون، تابع هدف کل را کمینه می‌کنیم (گالاردو و مجو، ۲۰۰۴):

$$\min \{ \Phi(m_r, m_s) = \left\| \begin{matrix} d_r - f_r(m_r) \\ d_s - f_s(m_s) \end{matrix} \right\|_{C_{dd}^{-1}}^2 + \left\| \alpha_r D m_r \right\|^2 + \left\| \alpha_s D m_s \right\|^2 + \left\| m_r - m_{Rr} \right\|^2 + \left\| m_s - m_{Rs} \right\|_{C_{Rr}^{-1}}^2 \quad (4)$$

subject to $t(m_r, m_s) = 0$. در این معادله، d بردار داده اندازه‌گیری شده را نشان می‌دهد (d_r لگاریتم مقاومت ویژه ظاهری و d_s زمان سیرهای لرزه‌ای)، $f_r(m_r)$ مقاومت ویژه ظاهری محاسبه شده و $f_s(m_s)$ زمان سیر محاسبه شده می‌باشد، C_{dd} ماتریس کوواریانس داده مشاهده شده است (فرض شده است که قطری باشد؛ یعنی، داده کاملاً غیر همبسته باشد). $m = [m_r : m_s]^T$ بردار پارامترهای مدل است. $t(m_r, m_s)$ گرادیان‌های متقاطع برای تمام سلول‌هایی است که مدل را می‌سازند. D ماتریس منظم‌سازی است، α_r و α_s پارامترهای منظم‌سازی هستند که سطح هموارسازی مورد نیاز در مدل‌ها را تعیین می‌کنند، و m_{Rr} و m_{Rs} پارامترهای مدل مرجع می‌باشند که ماتریس کوواریانس آنها C_{Rr} است (فرض شده قطری باشد). بالانویس -1 وارون یک ماتریس را نشان می‌دهد.



شکل ۱. شبکه دو بعدی مستطیلی که برای توصیف حالت گسسته تابع گرادیان‌های متقاطع و مشتقات آن استفاده می‌شود (گالاردو و مجو، ۲۰۰۳).

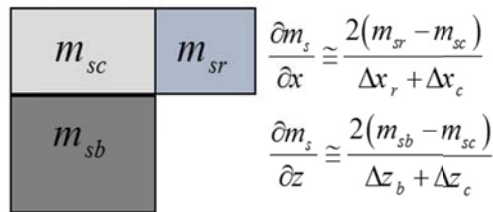
لگاریتم مقاومت ویژه و کندی موج S (برشی) هستند. در حالت دو بعدی مد نظر ما، مؤلفه x و z صفر خواهند شد و مؤلفه y تابع t به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\bar{t}(x, z) = \left(\frac{\partial m_r(x, z)}{\partial z} \right) \left(\frac{\partial m_s(x, z)}{\partial x} \right) - \left(\frac{\partial m_r(x, z)}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial m_s(x, z)}{\partial z} \right) \quad (2)$$

هنگامی که مقدار این تابع صفر شود تصاویر مدل‌ها از لحاظ ساختاری به طور کامل شبیه خواهند شد. صفر بودن این تابع ایجاب می‌کند که هر تغییر فضایی هم‌زمان در مدل‌های ژئوفیزیکی مختلف، مستقل از دامنه، باید در یک راستا رخ دهد. از لحاظ زمین‌شناسی این مطلب بدین معناست که اگر تغییرات خواص فیزیکی برای هر دو روش در یک امتداد باشد، آنگاه مرز لایه‌ها و سازندها از تصاویر به دست آمده قابل استنتاج خواهد بود. با استفاده از روش تفاضل پیشرو می‌توان رابطه (۲) را به شکل گسسته بازنویسی کرد (گالاردو و مجو، ۲۰۰۳).

$$t \cong \frac{4}{\Delta x \Delta z} (m_{rc}(m_{sb} - m_{sr}) + m_{rr}(m_{sc} - m_{sb}) + m_{rb}(m_{sr} - m_{sc})) \quad (3)$$

زیرنویس دوم c ، b و r در m_r یا m_s ، به ترتیب مرکز، پایین و سمت راست سلول را در یک شبکه دو بعدی ناهمگن نشان می‌دهد (شکل ۱). در این رابطه، Δx و Δz به ترتیب طول افقی و قائم سلول‌ها هستند که برای بهنجار



و

$$n_2 = \begin{bmatrix} T^{-1} C_{ddr}^{-1} \{d_r - f_r(m_{0r}) + A_r m_{0r}\} + C_{RRr}^{-1} m_{Rr} \\ T^{-1} C_{dds}^{-1} \{d_s - f_s(m_{0s}) + A_s m_{0s}\} + C_{RRs}^{-1} m_{Rs} \end{bmatrix} \quad (V)$$

ماتریس‌های معادلات نرمال برای مسائل تنظیم شده هستند و t_0 همان $t(m_{0r}, m_{0s})$ در معادله (۲) می‌باشد. A_r و A_s به ترتیب مشتق پاره‌ای f_r ، f_s و t نسبت به پارامترهای مدل هستند. عبارت اول در سمت راست معادله (۵) متناظر با حل حداقل مربعات تنظیم شده (اما به-طور ساختاری غیر مرتبط) است درحالی‌که عبارت دوم $N_1^{-1} B^T (BN_1^{-1} B^T)^{-1} [BN_1^{-1} n_2 - Bm_0 + t(m_0)]$ عامل پیوند ساختاری با استفاده از قید گرادیان‌های متقاطع است. باید به این نکته توجه داشت که N_1 ماتریسی معین مثبت باشد که این شرط با به‌کار بردن روش تنظیم تیخونوف مرتبه دوم تضمین خواهد شد (تیخونوف و آرسنین، ۱۹۷۷). C_{RRr} و C_{RRs} به ترتیب ماتریس‌های کوواریانس مدل‌های m_{Rr} و m_{Rs} می‌باشند. بالانویس T ترانهاده یک ماتریس را نشان می‌دهد.

در فرآیند حل مسئله وارون‌سازی توأمان به روش تکرار، برای رسیدن به یک حل بهینه یک مدل ابتدایی m_0 (ترجیحاً یک مدل هموار می‌باشد و لازم نیست حتماً همان مدل m_R باشد) را برای شروع انتخاب می‌کنیم که در هر تکرار مقدار آن تغییر می‌کند. پایداری و همگرایی الگوریتم از نکات مهمی هستند که در حل مسئله وارون باید به آنها توجه شود و هر دوی آنها به فاکتورهای منظم-سازی (α_r و α_s) و عبارت همگرایی λI وابسته هستند.

برای حل مسئله پیشرو مقاومت ویژه الکتریکی از روش ارائه شده توسط پرز-فلورز (۲۰۰۱) استفاده می‌شود. در این روش، معادلات پیشرو به صورت یک مسئله خطی بیان می‌شوند که اساس آن معادلات انتگرال غیرخطی برای مسائل وارون الکترومغناطیس می‌باشد (گومز-تروینو، ۱۹۸۷). باید به این نکته توجه داشت که در این روش، ماتریس ژاکوبین مستقل از پارامترهای مدل است، بنابراین کافی است تنها یک مرتبه این ماتریس محاسبه شود و در محاسبات بعدی به صورت تکرار شونده‌ای از آن استفاده کنیم. علی‌رغم تقریبی بودن پاسخ مدل‌ها در این تکنیک، به علت سرعت بالای محاسباتی، در وارون‌سازی توأمان از این روش استفاده می‌شود. در روش شکست مرزی برای محاسبه زمان سیرها از چشمه تا گیرنده از روش شبه خمش پرتو استفاده می‌شود (آم و تریر، ۱۹۸۷) که نسبت به روش خمش پرتو (جولیان و گوینز، ۱۹۷۷) سریع‌تر و دقیق‌تر می‌باشد. در این راهکار، ماتریس ژاکوبین که مقدار مسافت طی شده توسط پرتوها در هر سلول است به وسیله روش ردیابی پرتو با دقت بالایی محاسبه می‌شود. در ردیابی پرتو، از میدان زمان سیرهایی که در طول فرآیند مدل‌سازی پیشرو حاصل شده‌اند، استفاده می‌شود.

در وارون‌سازی حداقل مربعات تنظیم شده با تابع گرادیان‌های متقاطع، پس از خطی‌سازی تابع هدف و قید گرادیان‌های متقاطع، می‌توان معادله (۴) را با استفاده از روش ضرایب لاگرانژ حل کرد (گالاردو و مجو، ۲۰۰۴).

$$m = N_1^{-1} n_2 - N_1^{-1} B^T (BN_1^{-1} B^T)^{-1} (BN_1^{-1} n_2 - Bm_0 + t(m_0)). \quad (5)$$

که در اینجا،

$$N_1 = \begin{pmatrix} A_r^T C_{ddr}^{-1} A_r + \alpha_r^2 D^T D + \lambda I + C_{RRr}^{-1} & 0 \\ 0 & A_s^T C_{dds}^{-1} A_s + \alpha_s^2 D^T D + \lambda I + C_{RRs}^{-1} \end{pmatrix} \quad (6)$$

در این مدل، پارامترها به گونه‌ای انتخاب شده‌اند که سرعت و مقاومت ویژه جعبه مستطیلی نسبت به نیم‌فضای پیرامونشان دارای مقادیر بیشتری باشند. در ناحیه مورد بررسی، مدل را به سلول‌های مستطیلی با اندازه یکسان تقسیم می‌کنیم و در مرز زون‌ها ابعاد جانبی و قائم سلول‌ها را تا ۳۰۰ متر افزایش می‌دهیم که این ویژگی برای مدل‌سازی مقاومت ویژه ضروری می‌باشد.

در این مطالعه، آرایه‌ای که برای ثبت داده از مدل مصنوعی مورد استفاده قرار گرفته است آرایه دوقطبی-دوقطبی می‌باشد که محدوده داده‌برداری آن از ۰ تا ۱۸۰ متر تغییر خواهد کرد. از آنجا که در روش وارون‌سازی توأمان برای رسیدن به جواب مطلوب پوشش کامل داده در همه نقاط ضروری می‌باشد. بنابراین، طول پروفیل نمونه‌برداری را بیشتر از زون مورد مطالعه انتخاب می‌کنیم. در این آرایه فاصله دو سر الکترودها (a)، ۲۰ متر و فاصله جدایش (na)، از ۲۰ تا ۱۶۰ متر متغیر می‌باشد. در طی فرآیند وارون‌سازی داده‌های مقاومت ویژه الکتریکی، برای محاسبه پاسخ مدل از روش انتگرالی (پرز-فلورز، ۲۰۰۱) استفاده می‌شود. ما می‌توانیم با استفاده از روش‌های پیشرو، پاسخ مدل لرزه‌ای محاسبه شده و زمان سیرهای مربوط به موج برشی را به دست آوریم. آرایش چشمه و گیرنده در برداشته‌های مستقیم و معکوس در امتداد یک پروفیل می‌باشند که محدوده داده‌برداری آن از ۰ تا ۱۶۰ متر خواهد بود. در این پروفیل فاصله بین ژئوفون‌ها ۵ متر و فاصله بین چشمه‌های لرزه‌ای ۴۰ متر می‌باشد. مسیر پرتوها که ساخته شده از امواج مستقیم، شکسته شده تحت زاویه بحرانی و پراشیده می‌باشد در شکل ۳ به تصویر کشیده شده است. در مرحله نخست، فرآیند وارون‌سازی داده‌های لرزه شکست مرزی و مقاومت ویژه الکتریکی به‌طور هم‌زمان و بدون استفاده از قید گرادیان‌های متقاطع انجام می‌شود پس از آن عملیات وارون‌سازی با گنجاندن قید هندسی در تابع هدف صورت می‌گیرد. پارامترهای منظم‌سازی و فاکتور میرایی برای هر دو حالت توأمان و منفرد به‌طور یکسان در نظر گرفته می‌شود.

هدف اصلی ما در منظم‌سازی، پایداری جواب‌ها و دوری از مینیمم محلی است. علاوه بر این، باید این نکته را مد نظر قرار دهیم که قید گرادیان‌های متقاطع در معادله (۵) به میزان همگرایی مدل وابسته است به‌طوری‌که با نزدیک شدن پارامترهای مدل به سمت یک حل پایدار، تابع ساختاری نیز به‌سوی صفر میل خواهد کرد. ما در ابتدا، پارامتر میرایی λ را ثابت فرض می‌کنیم و با آزمون و خطا و محاسبه خطای باقیمانده بهترین مقدار برای α_r و α_s را حدس می‌زنیم. پس از مشخص کردن پارامترهای منظم‌سازی، با ثابت نگه داشتن این فاکتورها، مقادیر فاکتور میرایی را تغییر می‌دهیم و حل‌های تکرار شونده را برای یک محدوده از λ به دست خواهیم آورد. با افزایش این پارامتر برازش داده و تطابق ساختاری بین مدل‌ها دست‌خوش تغییر خواهد شد و بهترین جواب زمانی رخ خواهد داد که به‌ازای یک λ خاص ما کمترین خطای باقیمانده را داشته باشیم.

برای بررسی تغییرات تابع عدم انطباق در هر تکرار، مقادیر خطای میانگین مربعات (RMS) داده برازش داده شده به‌صورت زیر محاسبه می‌کنیم:

$$rms_r = \sqrt{[d_r - f_r(m_r)]^T C_{dr}^{-1} [d_r - f_r(m_r)]}, \quad (8)$$

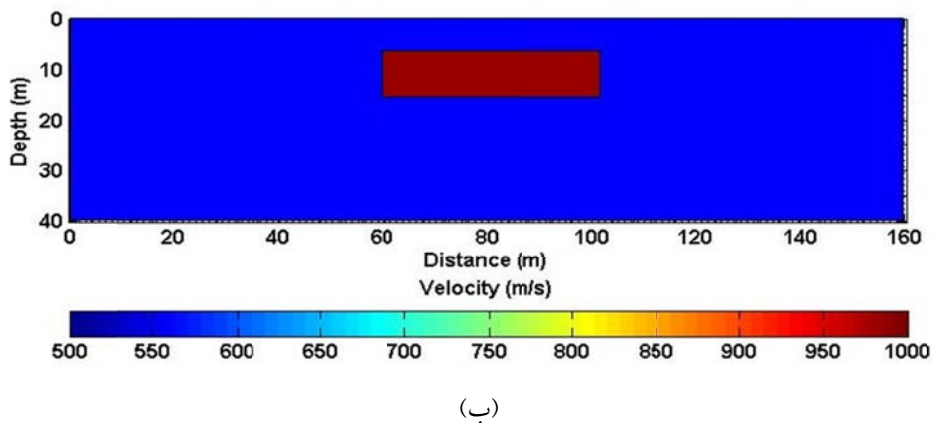
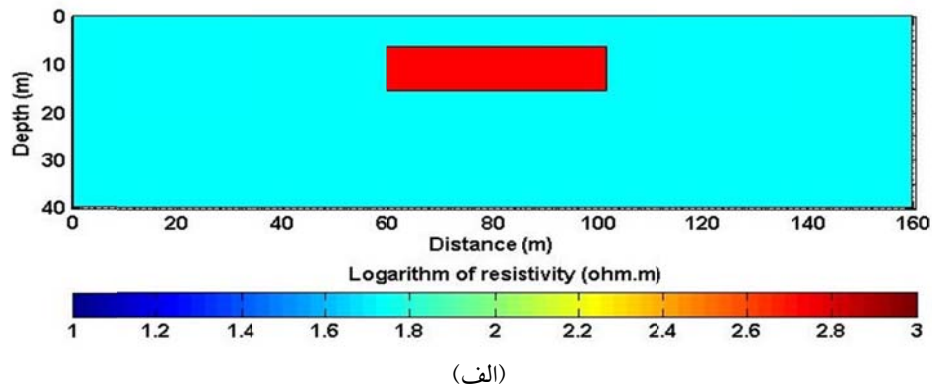
$$rms_s = \sqrt{[d_s - f_s(m_s)]^T C_{ds}^{-1} [d_s - f_s(m_s)]}, \quad (9)$$

۳. داده مصنوعی

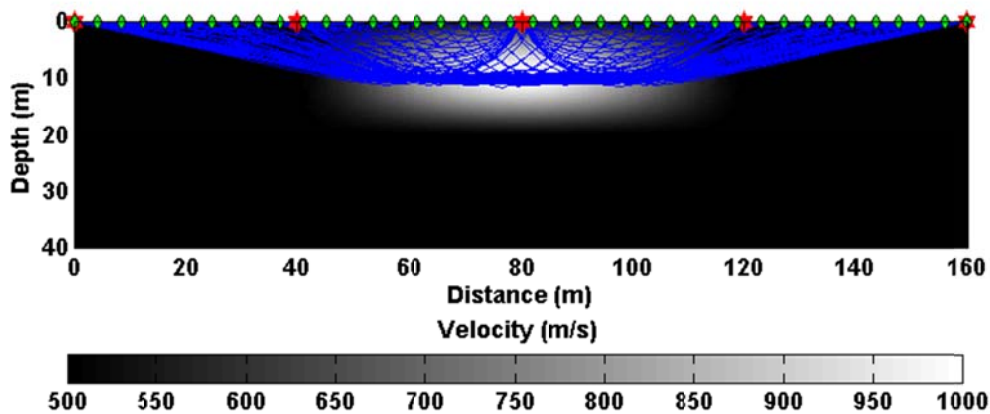
قبل از اجرای الگوریتم وارون‌سازی، نیاز است که با اعمال الگوریتم مدل‌سازی پیشرو بر روی مدل‌های سرعت لرزه‌ای و مقاومت ویژه، داده تست را برای استفاده در مسئله وارون دو بعدی محاسبه کنیم. مدل مصنوعی ساده ما، شامل یک جعبه مستطیلی است که در یک محیط با سرعت و مقاومت ویژه ثابت قرار گرفته است (شکل ۲). مقادیر پارامترهای مدل دو بعدی به شکل زیر در نظر گرفته می‌شوند:

$$\text{Half - space } \rho = 100 \text{ ohm m, } V_s = 500 \text{ m/s}, \quad (10)$$

$$\text{Rectangular box } \rho = 1000 \text{ ohm m, } V_s = 1000 \text{ m/s}, \quad (11)$$



شکل ۲. مدل مصنوعی متشکل از یک مستطیل در میان یک نیم فضا با سرعت و مقاومت ویژه ثابت. (الف) مدل مقاومت ویژه. (ب) مدل سرعت لرزه‌ای.



شکل ۳. مسیر پرتوها از چشمه‌ها تا گیرنده‌ها، همان‌طور که می‌بینیم پوششی از پرتو در قسمت پایینی مستطیل نخواهیم داشت. محل چشمه‌ها با ستاره‌های قرمز رنگ و محل گیرنده‌ها با لوزی‌های سبز رنگ مشخص شده است.

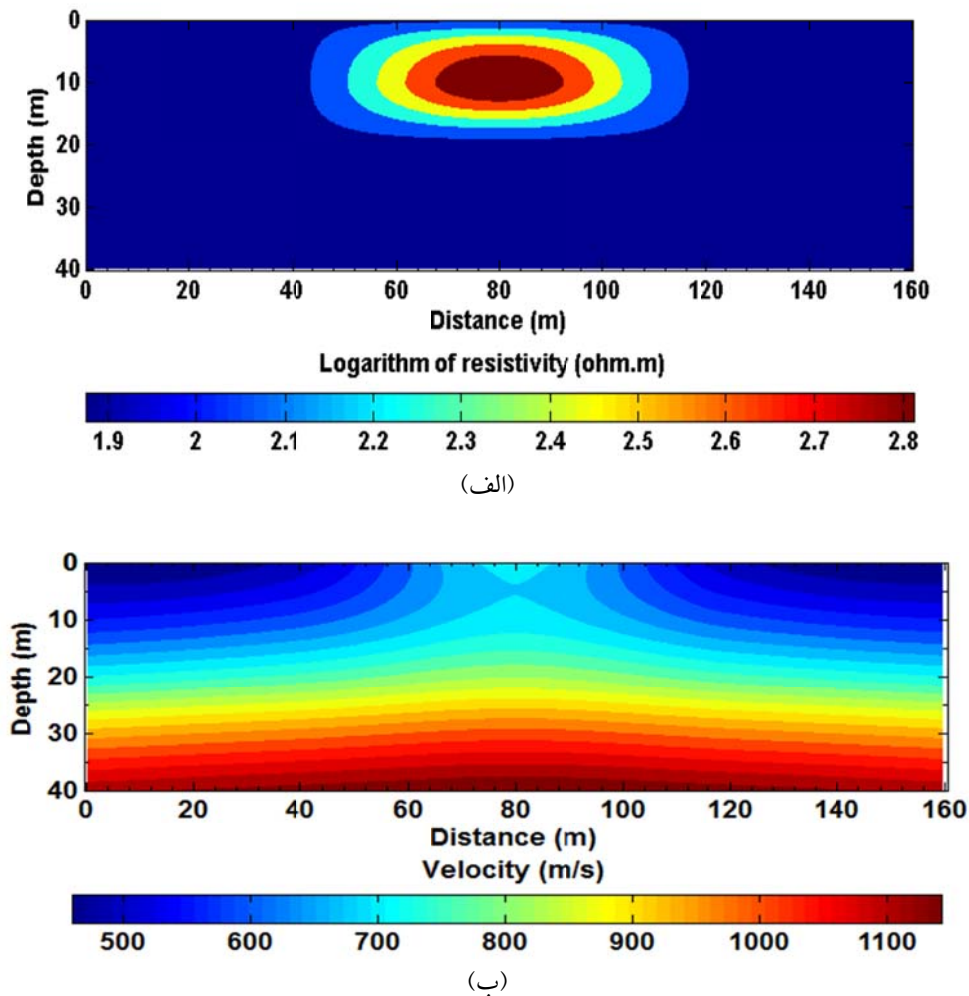
۴. وارون‌سازی منفرد داده‌های مصنوعی

قبل از انجام عملیات وارون‌سازی منفرد داده‌های مصنوعی بدون نوفه، در ابتدا برای ساختن ماتریس‌های کوواریانس داده از انحراف معیار یکنواخت ۱٪ برای مقاومت ویژه

ظاهری و ۰/۱ میلی ثانیه برای زمان سیرها استفاده می‌شود و در ادامه با محاسبه خطای باقیمانده RMS، مناسب‌ترین پارامترهای منظم‌سازی و فاکتور میرایی را به دست خواهیم آورد که در اینجا، $\alpha_r = 0.00001$ و

زیادی قابل شناسایی است. در روش لرزه‌ای (شکل ۴-ب)، با توجه به نمونه‌برداری دقیق قسمت بالایی مستطیل، مرز فوقانی آن به‌خوبی بازسازی خواهد شد، با این حال، به علت پوشش ضعیف داده لرزه‌ای در پایین و کناره‌های جعبه مستطیلی، تشخیص مرز آن با نیم‌فضای پیرامونش امکان‌پذیر نمی‌باشد. علاوه بر این، باید به این نکته توجه داشت که در مدل سرعتی و مقاومت ویژه به علت استفاده از روش منظم‌سازی مرتبه دوم و درونیابی پارامترهای مدل، اعوجاج‌هایی را در پایین و حاشیه‌های تصاویر خواهیم داشت.

$\alpha_s = 0.9$ پارامترهای منظم‌سازی و $\lambda = 15$ فاکتور میرایی بهینه‌ای هستند که برای فرآیند وارون‌سازی انتخاب می‌شوند. در شکل ۴ مدل‌های حاصل از وارون‌سازی دو بعدی داده‌های لرزه شکست مرزی و مقاومت ویژه الکتریکی به نمایش گذاشته شده‌اند. در روش مقاومت ویژه الکتریکی به علت پوشش خوب داده در تمام نواحی مدل، مرز تمام قسمت‌های آنومالی می‌تواند به‌خوبی آشکار شود. همان‌طور که در شکل ۴-الف مشاهده می‌کنیم در تصویر مقاومت ویژه به‌دست آمده از وارون‌سازی منفرد، قسمت تحتانی و دیواره‌های جانبی جعبه تا حد

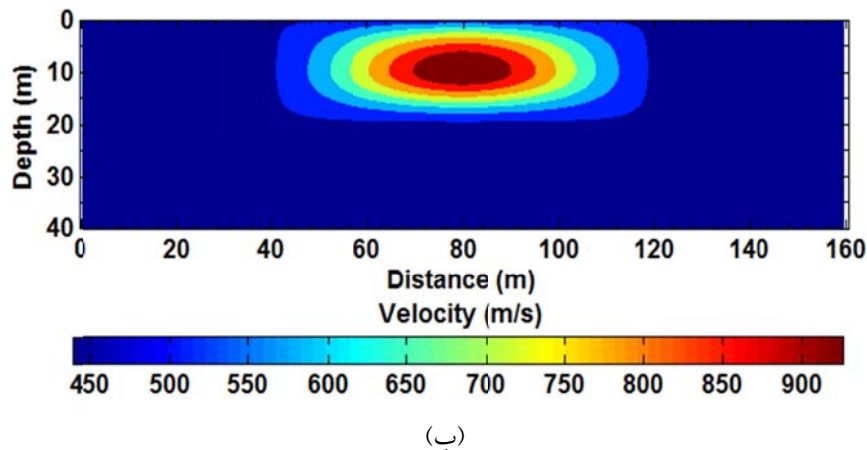
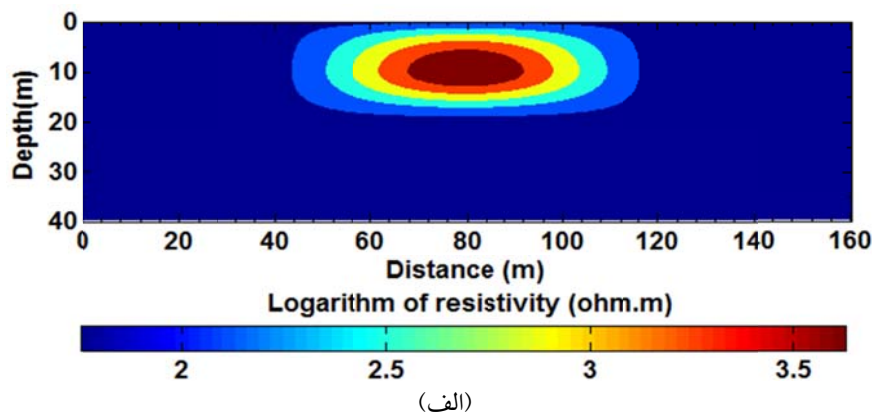


شکل ۴. تصاویر بازسازی شده از الگوریتم وارون‌سازی منفرد مرسوم برای نمونه مدل مستطیلی بدون نوفه. الف) مدل مقاومت ویژه. ب) مدل سرعت لرزه‌ای.

۵. وارون‌سازی توأمان داده‌های مصنوعی

پس از پیاده‌سازی الگوریتم وارون‌سازی منفرد، داده‌های مصنوعی بدون نوفه به‌طور توأمان وارون خواهند شد. برای ارزیابی عملکرد این الگوریتم، از همان پارامترها و فاکتورهایی ($\alpha_r, \alpha_p, \lambda$) استفاده می‌شود که در روش وارون‌سازی منفرد به‌کار گرفته شد. در شکل‌های ۵-الف و ۵-ب به ترتیب مدل مقاومت ویژه و مدل سرعت لرزه‌ای نهایی به‌دست آمده از وارون‌سازی توأمان به تصویر کشیده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در تصویر مقاومت ویژه و مرز تمام قسمت‌های آنومالی از جمله سطح پایینی و کناره‌های آن به‌خوبی آشکار شده است و علاوه بر آن، مقدار مقاومت ویژه زون ناهمگن با مقدار واقعی آن مطابقت زیادی دارد. تنها در لبه‌های کناری جعبه مستطیلی اعوجاج‌های کمی خواهیم داشت که دلیل آن می‌تواند مدل لرزه‌ای باشد که در فرآیند وارون‌سازی

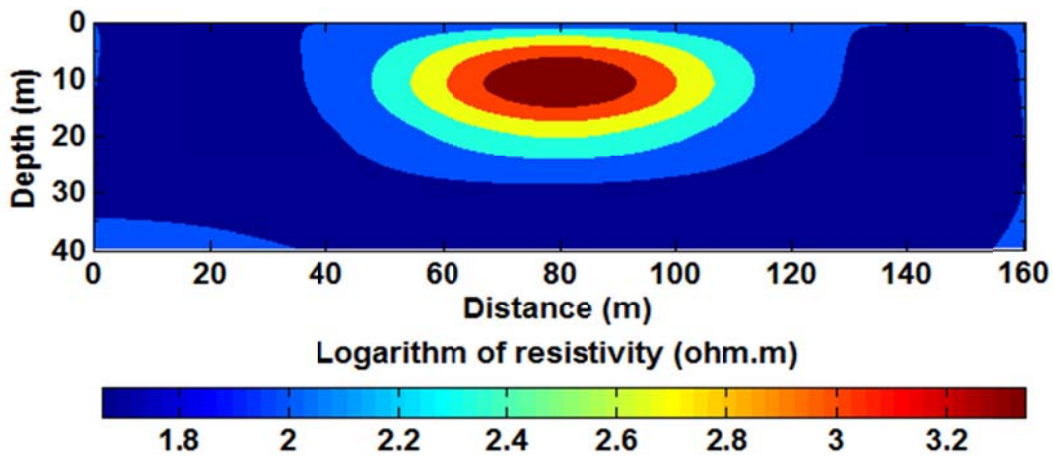
توأمان مدل مقاومت ویژه را تحت تأثیر قرار می‌دهد. مرز ساختار مستطیلی و مقادیر سرعت آن در مدل لرزه‌ای حاصل از وارون‌سازی توأمان نسبت به وارون‌سازی منفرد به‌طور قابل ملاحظه‌ای بازسازی شده است. با دخالت دادن مدل مقاومت ویژه به‌وسیله قید گرادیان‌های متقاطع، لبه پایینی و حاشیه‌های کناری زون پر سرعت در مدل سرعتی به‌خوبی نمایان می‌شود و می‌توان به‌آسانی به وجود آنومالی مستطیلی در نزدیک سطح پی برد. علاوه بر این، مقادیر سرعت لرزه‌ای در جعبه مستطیلی نسبت به مدل‌های حاصل از وارون‌سازی منفرد به مقادیر واقعی نزدیک‌تر هستند. با مقایسه تصاویر حاصل از هر دو الگوریتم وارون‌سازی می‌توان به این نکته پی برد که در وارون‌سازی توأمان نسبت به روش وارون‌سازی منفرد مرسوم، تشابه ساختاری بین مدل‌ها تا حد قابل توجهی تقویت خواهد شد.



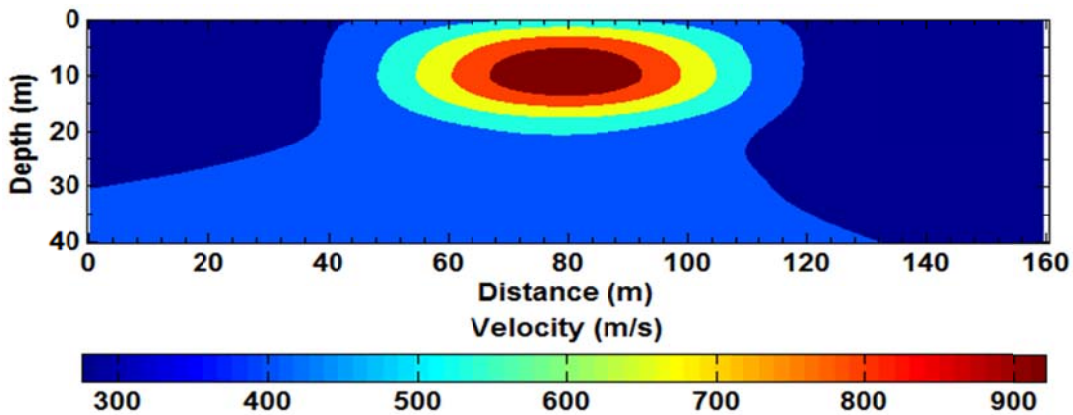
شکل ۵. تصاویر بازسازی شده از الگوریتم وارون‌سازی توأمان دو بعدی برای نمونه مدل مستطیلی بدون نوفه. الف) مدل مقاومت ویژه. ب) مدل سرعت لرزه‌ای.

است. همان‌گونه که در این شکل مشاهده می‌شود، نوفه تصادفی باعث به وجود آمدن اغتشاشات جزئی در نتایج حاصل از وارون‌سازی توأمان خواهد شد. با مقایسه این تصاویر با نتایج به‌دست‌آمده از وارون‌سازی توأمان داده‌های بدون نوفه می‌توان نتیجه گرفت که این الگوریتم تا حد زیادی در برابر نوفه تصادفی مقاوم و پایدار است و هنوز هم بین مدل‌های مقاومت ویژه و سرعت لرزه‌ای شباهت ساختاری قابل ملاحظه‌ای وجود دارد.

به‌منظور بررسی تأثیر نوفه تصادفی بر مدل‌های حاصل از وارون‌سازی توأمان، در ابتدا به داده‌های مقاومت ویژه و لرزه‌ای مصنوعی به میزان ۵ درصد نوفه اضافه می‌شود و پس از آن ماتریس‌های کوواریانس داده بر اساس این مقدار نوفه ساخته می‌شوند. برای حالت با نوفه، پارامترهای منظم‌سازی $\alpha_s = 2.1$ و $\alpha_r = 0.001$ و $\lambda = 40$ فاکتور میرایی بهینه‌ای هستند که برای عملیات وارون‌سازی انتخاب می‌شوند. نتایج وارون‌سازی توأمان در شکل ۶ نمایش داده شده



(الف)



(ب)

شکل ۶. تصاویر بازسازی شده از الگوریتم وارون‌سازی توأمان دو بعدی برای نمونه مدل مستطیلی با نوفه تصادفی ۵ درصد. (الف) مدل مقاومت ویژه. (ب) مدل سرعت لرزه‌ای.

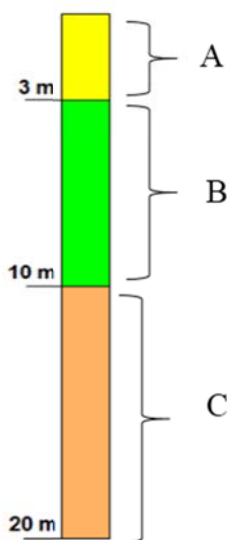
۶. وارون‌سازی منفرد و توأمان داده‌های واقعی

داده واقعی زمان سیر موج برشی و مقاومت ویژه الکتریکی در امتداد یک پروفیل به طول ۳۰۰ متر در جنوب ایران برداشت شده است که ما برای عملیات وارون‌سازی قسمتی از داده‌ها به طول ۸۰ متر را انتخاب می‌کنیم. به دلیل استفاده از دستگاه لرزه‌نگار ۲۴ کاناله و فاصله کم گیرنده‌ها در برداشت لرزه‌ای عمق ناحیه مورد ارزیابی کمتر از ۲۰ متر خواهد بود. با بهره‌گیری از اطلاعات زمین‌شناسی، گمانه‌های حفاری شده و سونداژهای الکتریکی می‌توان ساختار لایه‌ای رسوبات آبرفتی منطقه مطالعه شده را مورد تحلیل و تفسیر قرار داد. در شکل ۷ اطلاعات مربوط به یک گمانه، شامل جنس لایه‌ها و ضخامت آنها در یک مقطع ستونی نشان داده شده است. با توجه به اطلاعات به دست آمده می‌توان سایت مورد بررسی را از لحاظ زمین‌شناختی به سه لایه تقریباً مجزا تقسیم کرد:

الف) لایه سطحی که از خاک دستی و ماسه‌ی هوازده تشکیل شده است، (ب) لایه میانی که متشکل از شن‌های متخلخل با درصد متفاوتی از رس است و (ج) لایه زیرین که از رس با ناهمگنی‌هایی از ماسه متراکم تشکیل شده است. به علت نزدیکی ناحیه مورد مطالعه به دریا، سطح ایستابی آب بین عمق ۴ تا ۶ متر متغیر است. وجود این آب در میان نهشته‌های رسوبی متخلخل موجب کاهش قابل توجه مقاومت ویژه و سرعت موج برشی می‌شود. علاوه بر آن، وجود رس در میان لایه‌های شنی می‌تواند سبب کاهش مقاومت ویژه و سرعت موج برشی شود.

آرایه‌ای که برای برداشت داده مقاومت ویژه الکتریکی مورد استفاده قرار گرفته است آرایه دو بعدی و نر-شلمبرگره است. در این آرایه فاصله دو سر الکترودهای پتانسیل (a)، ۳ متر و فاصله جدایش (na)، از ۳ تا ۵۰ متر متغیر می‌باشد. داده لرزه‌ای شامل مجموعه‌ای از برداشت‌های مستقیم و معکوس در امتداد یک پروفیل است که در این پروفیل فاصله بین ژئوفون‌ها ۲/۵ متر و فاصله بین چشمه‌های لرزه‌ای ۲۰ متر می‌باشد. با توجه به

این هندسه برداشت، تعداد نقاط اندازه‌گیری داده (m) برای روش مقاومت ویژه الکتریکی عدد ۱۵۵ و برای روش لرزه شکست مرزی عدد ۱۶۰ می‌باشد. از طرفی با توجه به عمق کم ساختار مورد مطالعه و همچنین ناهمگنی موضعی آن، می‌توان مدل زیر سطحی را به تعداد محدودی سلول تقسیم کرد. لازم به ذکر است که این انتخاب محدود پارامترها، موجب بالا رفتن سرعت محاسبات در وارون‌سازی توأمان که فرآیندی بسیار زمان-براست خواهد شد. در این مطالعه تعداد پارامتری که برای وارون‌سازی توأمان هر دو روش ژئوفیزیکی انتخاب شده است، ۶۴ پارامتر (n) است. از آنجا که آنومالی مورد بررسی فاصله کمی با سطح زمین دارد، اندازه سلول‌های نزدیک به سطح در راستای عمق، کوچک‌تر از اندازه سلول‌های نواحی عمیق در نظر گرفته شده است.

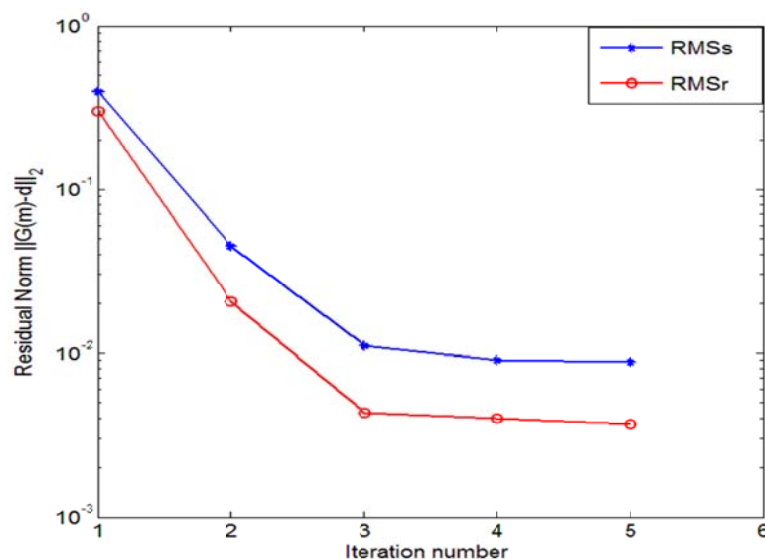


شکل ۷. اطلاعات لاگ حفاری برای گمانه مورد نظر، این اطلاعات وجود سه لایه رسوبی را تأیید می‌کند. A: ماسه هوازده، B: رس حاوی شن متخلخل، C: رس حاوی ماسه متراکم.

پیش از اعمال الگوریتم‌های وارون‌سازی بر روی داده‌های واقعی، لازم است که ماتریس کوواریانس و پارامترهای منظم‌سازی تخمین زده شوند. از آنجا که ماتریس کوواریانس، حاوی سطح نوفه داده‌ها می‌باشد برای داشتن یک تخمین درست از مقدار سطح نوفه در داده‌های

صحرائی از روش ارائه شده توسط وان ویجک و همکاران (۱۹۹۸) استفاده می‌شود. در این روش از واریانس بردار باقیمانده داده‌ها برای تخمین σ^2 و ماتریس کوواریانس استفاده می‌شود. با محاسبه خطای باقیمانده RMS و چندین بار آزمون و خطا، مناسب‌ترین پارامترهای منظم‌سازی و فاکتور میرایی را به دست خواهیم آورد که در اینجا، $\alpha_r = 0.0005$ و $\alpha_s = 1.3$ پارامترهای منظم‌سازی و $\lambda = 20$ فاکتور میرایی بهینه‌ای هستند که برای هر دو الگوریتم منفرد و توأمان انتخاب می‌شوند. در وارون‌سازی توأمان به ازای این مقادیر، خطای RMS برای هر دو روش مقاومت ویژه و لرزه‌ای روندی کاهشی خواهد داشت و از تکرار ۴ به بعد آهنگ تغییرات تقریباً ثابت است (شکل ۸). با این حال ممکن است که به ازای کمترین مقدار RMS، با مشکل overfitting در نتایج وارون‌سازی مواجه شد؛ بنابراین لازم است که از معیاری دیگر برای توقف الگوریتم استفاده شود. از آنجا که خطای برازش داده‌ها در حد نوفه تخمین زده شده است، در این مقاله از آزمون کای دو (χ^2) به عنوان معیاری برای توقف فرآیند وارون‌سازی استفاده شده است (استر و همکاران، ۲۰۱۳). در جدول ۱ مقادیر χ^2 ، درجه آزادی

نسبت به منفرد کمتر است.



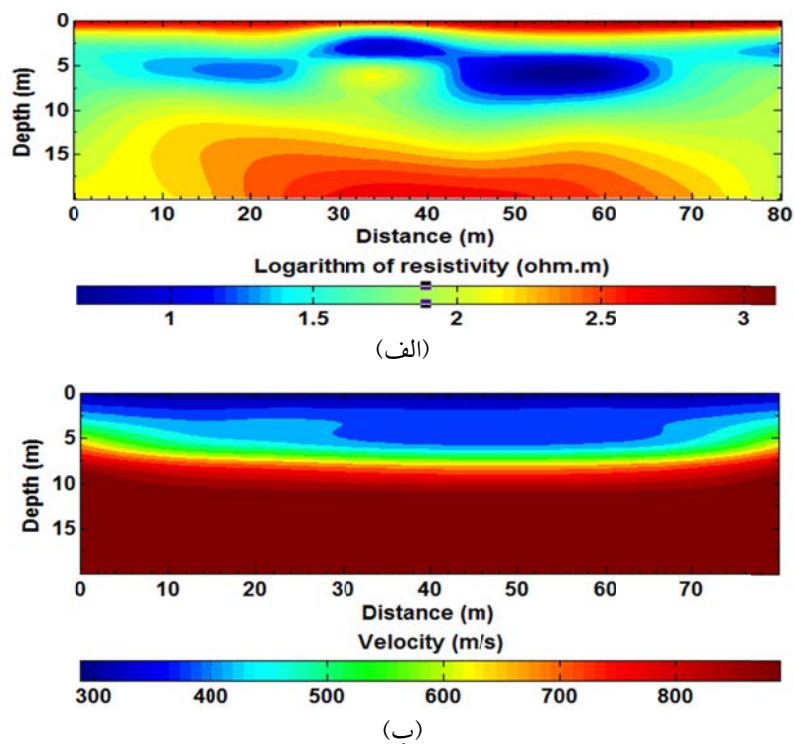
شکل ۸. مقادیر خطای RMS در هر تکرار برای وارون‌سازی توأمان دو بعدی داده‌های صحرائی موج لرزه‌ای S (علامت ستاره) و مقاومت ویژه الکتریکی (علامت دایره).

جدول ۱. فهرست شاخص‌های مورد نیاز برای مقایسه عملکرد الگوریتم وارون‌سازی توأمان نسبت به وارون‌سازی منفرد برای داده‌های صحرایی.

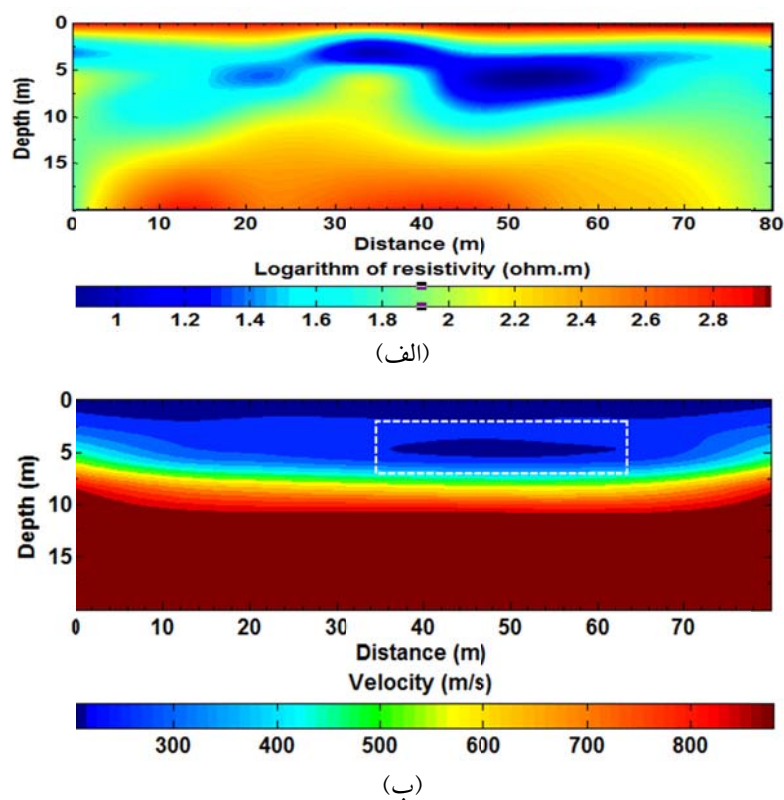
مرتبه بزرگی بازه اطمینان ۹۵٪	RMS	p -value	ν	χ^2	نوع وارون‌سازی
-۱	۰/۰۰۳۸	۰/۲۲	۹۱	۱۰۴	وارون‌سازی منفرد داده‌های مقاومت ویژه
-۲	۰/۰۰۲۵	۰/۲۵	۹۱	۱۰۲	وارون‌سازی توأمان داده‌های مقاومت ویژه
-۴	۰/۰۰۸۷	۰/۱۵	۹۶	۱۱۳	وارون‌سازی منفرد داده‌های لرزه‌ای
-۵	۰/۰۰۶۳	۰/۲۱	۹۶	۱۰۴	وارون‌سازی توأمان داده‌های لرزه‌ای

دانست: ۱- وجود مقدار قابل توجهی رس در محیط‌های همگن آبرفتی که موجب کاهش سرعت موج برشی خواهد شد، ۲- وجود آب در شن متخلخل که آن نیز باعث کاهش سرعت موج S می‌شود. باید به این نکته توجه داشت که این انطباق ساختاری از منظر زمین‌شناسی نیز قابل توجیه است و هیچ‌کدام از روش‌های ژئوفیزیکی ساختاری غیر واقعی را بر دیگری تحمیل نمی‌کند. پس از انجام عملیات وارون‌سازی، پاسخ مدل‌ها محاسبه می‌شود. همان‌طور که در شکل ۱۱ مشاهده می‌کنیم بعد از پنج تکرار، بهترین برازش را در بین داده‌های صحرایی و پاسخ مدل‌های نهایی حاصل از وارون‌سازی توأمان خواهیم داشت. لازم به ذکر است که برای تأیید نتایج و راستی‌آزمایی الگوریتم وارون‌سازی توأمان، از بین سونداژهای متعدد اندازه‌گیری شده، در این تصویر تنها فیت‌شدگی داده‌های چهار سونداژ الکتریکی مورد بررسی قرار گرفته است.

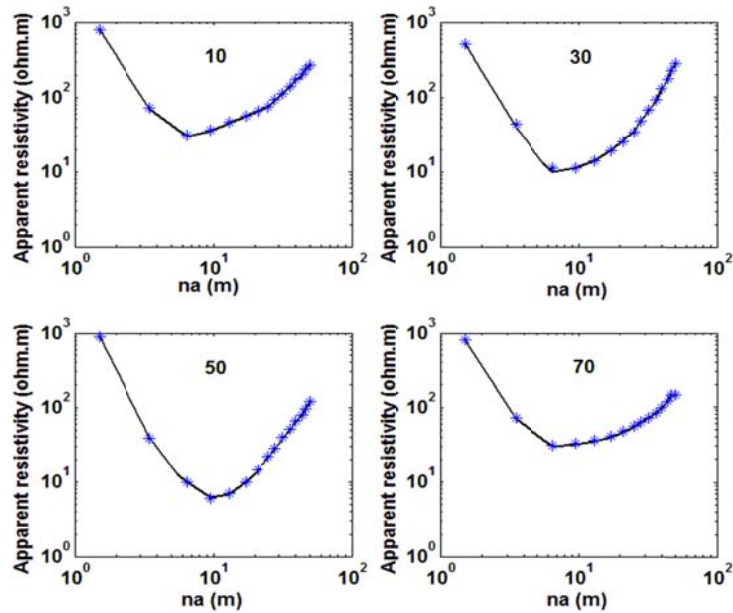
شکل ۹ مدل‌های سرعت لرزه‌ای و مقاومت ویژه نهایی حاصل از وارون‌سازی منفرد را نشان می‌دهد و شکل ۱۰ مدل‌های استخراج شده از وارون‌سازی توأمان را به تصویر می‌کشد. لازم به ذکر است که برای مقایسه هرچه بهتر این نتایج، پارامترهای منظم‌سازی و میرایی برای هر دو روش وارون‌سازی یکسان در نظر گرفته شده است. با مقایسه این تصاویر، متوجه خواهیم شد که تشابه ساختاری بین مدل‌های لرزه‌ای و مقاومت ویژه حاصل از وارون‌سازی توأمان نسبت به وارون‌سازی منفرد بیشتر است که این تطابق هندسی ما را در تفسیر بهتر ناهمگنی‌های نزدیک سطح مانند زون‌های پر سرعت و لایه‌های پنهان کم‌سرعت کمک می‌کند. همان‌طور که در شکل ۱۰-ب مشاهده می‌شود یک لایه کم‌سرعت در فاصله ۴۰ تا ۶۰ متری از ابتدای پروفیل و در عمق ۴ تا ۵ متری با مستطیل سفید رنگ مشخص شده است. این ناهمگنی سرعتی را می‌توان به پدیده‌های زیر مرتبط



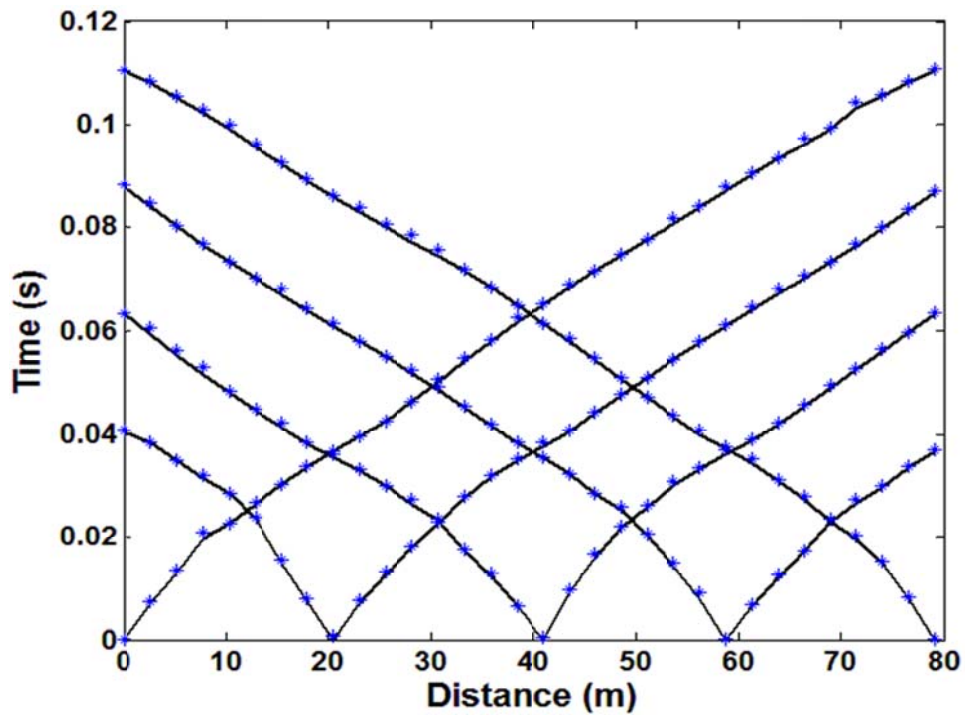
شکل ۹. مدل‌های ساخته شده از الگوریتم وارون‌سازی منفرد دو بعدی برای داده واقعی. الف) مدل مقاومت ویژه. ب) مدل سرعت لرزه‌ای.



شکل ۱۰. تصاویر بازسازی شده از الگوریتم وارون‌سازی توأمان دو بعدی برای داده واقعی. الف) مدل مقاومت ویژه. ب) مدل سرعت لرزه‌ای. مستطیل سفید رنگ، وجود یک ناهمگنی کم‌سرعت را در مدل لرزه‌ای نشان می‌دهد.



(الف)

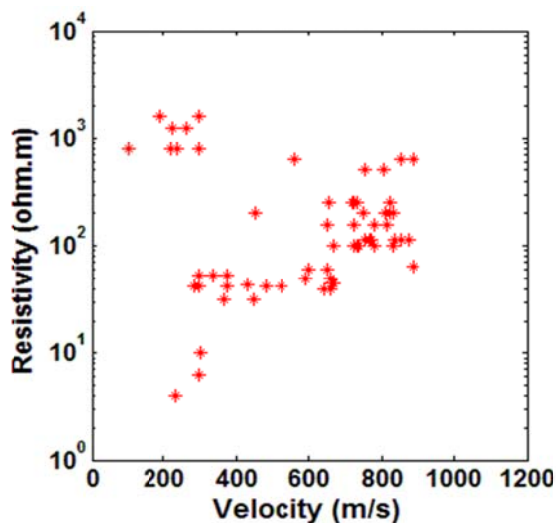


(ب)

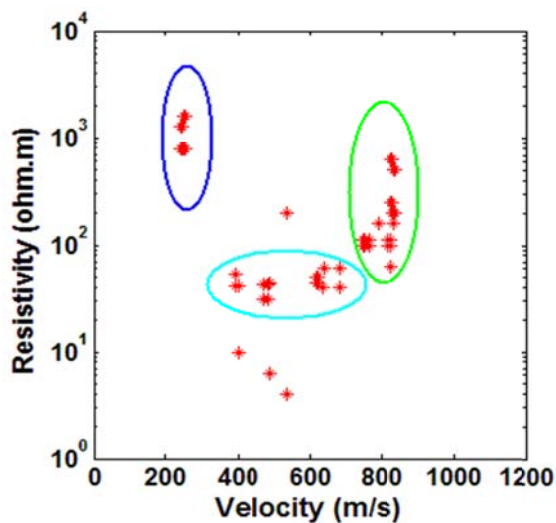
شکل ۱۱. برازش بین داده واقعی و پاسخ مدل‌های مقاومت ویژه و سرعتی که از روش وارون‌سازی توأمان به دست آمده‌اند. الف) داده مقاومت ویژه ظاهری. از بین سونداژهای مختلف، چهار سونداژ با فاصله‌های یکسان انتخاب شده است. در قسمت بالای هر تصویر محل سونداژها در امتداد پروفیل داده-بردار نشان داده شده است. ب) اولین زمان-رسیدها برای داده لرزه‌ای. در هر دو تصویر علامت‌های ستاره داده واقعی و خطوط پُر پاسخ‌های محاسبه شده از مدل‌های حاصل از وارون‌سازی توأمان نشان می‌دهند.

سطحی باشد که متشکل از ماسه نرم هوازده (ماسه بادی) با تخلخل بالاست؛ (ب) نقاط درون بیضی فیروزه‌ای رنگ، زون میانی با مقاومت ویژه کم و سرعت برشی نسبتاً کم را نشان می‌دهند. این زون از رسوبات شن‌دار تشکیل شده است که در میان این شن‌های متخلخل درصد متغیری از رس وجود دارد. محدوده این ناحیه از عمق ۳ تا حدود ۱۰ متر می‌باشد؛ و (ج) نقاط قرار گرفته در بیضی سبز رنگ متناظر با قسمت زیرین مقطع ما با عمق بیشتر از ۱۰ متر است در این ناحیه به علت وجود ناهمگنی‌های ماسه‌ای با تراکم زیاد (سخت) در میان نهشته‌های رسی، سرعت و مقاومت ویژه بالاتر از زون میانی است. روند U شکل سرعت-مقاومت ویژه در تصویر تهیه شده از وارون‌سازی توأمان می‌تواند ناشی از وجود رس و آب در لایه میانی مقطع مورد مطالعه باشد. با توجه با تفاسیر ذکر شده و مقایسه آن با دیگر نتایج پتروفیزیکی می‌توان گفت وارون‌سازی توأمان شناسایی مواد نزدیک سطح با ساختار پیچیده را آسان‌تر می‌کند و علاوه بر آن، مرز مواد نرم با سخت به راحتی تشخیص داده می‌شود.

برای نشان دادن ارتباط متقابل سرعت-مقاومت ویژه در مدل‌های بازسازی شده از فرآیند وارون‌سازی، ما مقادیر این دو ویژگی فیزیکی را برای همه سلول‌ها ترسیم می‌کنیم (شکل ۱۲). با توجه به همبستگی خوب نقاط در ترسیم پراکنده (شکل ۱۲-الف) می‌توان به وجود یک ارتباط ساختاری بین مدل‌های لرزه‌ای و مقاومت ویژه حاصل از وارون‌سازی توأمان پی برد و این تصویر می‌تواند ما را در تفسیر و تقسیم‌بندی هرچه بهتر ناهمگنی‌های نزدیک سطح یاری دهد. در شکل ۱۲-ب نقاط از روند خاصی تبعیت نمی‌کنند و پخش‌شدگی آنها بیشتر است این عدم انسجام بین نقاط، می‌تواند بیانگر این باشد که مدل‌های به‌دست آمده از وارون‌سازی منفرد دارای ویژگی ساختاری مشترکی نیستند و در نتیجه تحلیل و تفسیر آنها برای درک درست آنومالی‌های زیر سطحی کارآمد نخواهد بود. توجه کنید: (الف) در شکل ۱۲-الف نقاط واقع در بیضی آبی رنگ نشان‌دهنده‌ی زون‌هایی با عمق کمتر از ۳ متر است که دارای سرعت کم و مقاومت ویژه بالا هستند که از لحاظ لیتوژیکی می‌تواند متناظر با لایه



(ب)



(الف)

شکل ۱۲. ارتباط متقابل بین مدل‌های سرعت لرزه‌ای و مقاومت ویژه به‌دست آمده از وارون‌سازی (الف) توأمان (ب) منفرد. هر علامت ستاره نمایانگر یک سلول در مدل دو بعدی است.

۷. نتیجه گیری

روش وارون‌سازی منفرد، مشاهده شد که این رهیافت برای شناسایی آنومالی‌های نزدیک سطح (شامل زون‌های پر سرعت و کم‌سرعت) نسبت به روش وارون‌سازی منفرد توانمندتر است. این مطالعه همچنین این پیشنهاد را می‌دهد که بر اساس روندهای سرعت-مقاومت ویژه حاصل از روش توآمان می‌توان مواد سخت و نرم را به آسانی از هم تفکیک کرد. در پایان باید به این نکته توجه داشت که در نواحی‌ای که داده‌برداری برای هرکدام از روش‌های ژئوفیزیکی به درستی انجام نگرفته است نمی‌توان به نتایج استخراج شده از این روش وارون‌سازی اعتماد کرد و تصاویر در این نواحی دارای اعوجاج‌های شدیدی می‌باشند.

مراجع

- Aster, R., Borchers, B. and Thurber, C., 2013, Parameter Estimation and Inverse Problems (Academic Press Inc.).
- Berge, P. A., Berryman, J. G., Bertete-Aguirre, H., Bonner, P., Roberts, J. J. and Wildenschild, D., 2000, Joint inversion of geophysical data for site characterization and restoration monitoring. LLNL Rep. UCRL-ID-128343, Proj. 55411, Lawrence Livermore Natl. Lab., Livermore, Calif.
- Bennington, N. L., Zhang, H., Thurber, C. H. and Bedrosian, P. A., 2015, Joint inversion of seismic and magnetotelluric data in the Parkfield region of California using the normalized cross-gradient constraint. *Pure and Applied Geophysics*, 172(5), 1033-1052.
- Doetsch, J., Linde, N. and Binley, A., 2011, Structural joint inversion of timelapse crosshole ERT and GPR traveltimes. *Geophysical Research Letters*, 37(6), L24404.
- Doetsch, J., Linde, N., Coscia, I., Greenhalgh, S. A. and Green, A. G., 2010, Zonation for 3D aquifer characterization based on joint inversions of multimethod crosshole geophysical data. *Geophysics*, 75(6), G53-G64.
- Fregoso, E. and Gallardo, L. A., 2009, Cross gradients joint 3D inversion with applications to gravity and magnetic data. *Geophysics*, 74(4), L31-L42.
- Gallardo, L. A. and Meju, M. A., 2003, Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, 30, 1658.
- Gallardo, L. A. and Meju, M. A., 2004, Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross gradients constraints. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 109, B03311.
- Gallardo-Delgado, L. A., Perez-Flores, M. A. and Gomez-Trevino, E., 2003, A versatile algorithm for joint 3-D inversion of gravity and magnetic data, *Geophysics*, 68, 949-959.
- Gallardo, L. A., Meju, M. A. and Perez-Flores, M. A., 2005, A quadratic programming approach for joint image reconstruction: mathematical and geophysical examples. *Inverse Problems*, 21, 435-452.
- Garofalo, F., Sauvin, G., Socco, L. V. and Lecomte, I., 2015, Joint inversion of seismic and electric data applied to 2D media. *Geophysics*, 80(4), EN93-EN104.
- Gomez-Trevino, E., 1987, Nonlinear integral equations for electromagnetic inverse problems. *Geophysics*, 52, 1297-1302.
- Haber, E. and Oldenburg, D. W., 1997, Joint inversion: a structural approach. *Inverse Problems*, 13, 63-77.
- Hu, W. Y., Abubakar, A. and Habashy, T. M., 2009, Joint electromagnetic and seismic inversion using structural constraints. *Geophysics*, 74, R99-R10.
- Kozlovskaya, E., 2001, Theory and application of joint interpretation of multimethod geophysical data, Ph.D. dissertation, Univ. of Oulu, Oulu, Finland.
- Julian, B. R. and Gubbins, D., 1977, Three-

- dimensional seismic ray tracing, *J. Geophys.*, 43, 95–113.
- Linde, N., Tryggvason, A. Peterson, J. E. and Hubbard, S. S., 2008, Joint inversion of crosshole radar and seismic traveltimes acquired at the South Oyster Bacterial Transport Site. *Geophysics*, 73, G29–G37.
- Lines, L. R., Schultz, A. K. and Treitel, S., 1988, Cooperative inversion of geophysical data. *Geophysics*, 53, 8–20.
- Meju, M. A., Gallardo, L. A. and Mohamed, A. K. 2003, Evidence for correlation of electrical resistivity and seismic velocity in heterogeneous near-surface materials. *Geophys. Res. Lett.*, 30(7), 1373.
- Molodtsov, D. M., Troyan, V. N., Roslov, Y. V. and Zerilli, A., 2013, Joint inversion of seismic traveltimes and magnetotelluric data with a directed structural constraint. *Geophysical Prospecting*, 61(6), 1218-1228.
- Musil, M., Maurer, H. R. and Green, A. G., 2003, Discrete tomography and joint inversion for loosely connected or unconnected physical properties: Application to crosshole seismic and georadar data sets. *Geophys. J. Int.*, 153, 389–402.
- Newman, G. A. and M. Commer, 2010, Joint electromagnetic-seismic inverse modeling for matched data resolution. Presented at the EGM International Workshop.
- Perez-Flores, M. A., Mendez-Delgado, S. and Gomez-Trevino, E., 2001, Imaging low-frequency and DC electromagnetic fields using a simple linear approximation. *Geophysics*, 66, 1067–1081.
- Scott, J. B. T., Barker, R. D. and Peacock, S., 2000, Combined seismic refraction and electrical imaging. paper presented at 6th Meeting of Environmental and Engineering Geophysics, Environ. and Eng. Geophys. Soc., Bochum, Germany.
- Tikhonov, A. N. and Arsenin, V. Y., 1977, *Solutions of Ill-Posed Problems* (John Wiley and Sons, New York).
- Tillmann, A. and T. Stocker, 2000, A new approach for the joint inversion of seismic and geoelectric data. paper presented at 63rd EAGE Conference and Technical Exhibition, Eur. Assoc. of Geosci. And Eng., Amsterdam.
- Um, J. and Thurber, C., 1987, A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 972–986.
- Van Wijk, K., Scales, J. A., Navidi, W. and Roy-Chowdhury, K., 1998, Estimating data uncertainties for least squares optimization. in *Annual Project Review*, vol. CWP 283, Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Wang, K. P., Tan, H. D. and Wang, T., 2017, 2D joint inversion of CSAMT and magnetic data based on cross-gradient theory. *Applied Geophysics*, 14(2), 279-290.
- Zelt, C. A. and Barton, P. J., 1998, Three-dimensional seismic refraction tomography: A comparison of two methods applied to data from the Faeroe Basin. *J. Geophys. Res.*, 103, 7187–7210.
- Zhang, J. and Revil, A., 2015, 2D joint inversion of geophysical data using petrophysical clustering and facies deformation. *Geophysics*, 80(5), M69-M88.
- Zhou, J., Meng, X., Guo, L. and Zhang, S., 2015, Three-dimensional cross-gradient joint inversion of gravity and normalized magnetic source strength data in the presence of remanent magnetization. *Journal of Applied Geophysics*, 119, 51-60.

Joint two-dimensional electrical resistivity and seismic S-wave travel times inversion to characterize near-surface heterogeneities

Yari, M.¹, Nabi-Bidhendi, M.^{2*}, Shomali, Z. H.³ and Namaki, L.⁴

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

2. Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

3. Associate Professor, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Islamic Azad University Sanandaj Branch, Kordestan, Iran

(Received: 1 Aug 2017, Accepted: 6 Feb 2018)

Summary

Establishing the precise relationship between electrical resistivity and seismic shear (S) wave velocity in heterogeneous near-surface materials is a fundamental problem in geophysics and can complement petrophysical measurements for improved subsurface characterization. The relevant data from two-dimensional (2-D) electrical resistivity and seismic refraction investigations of the near-surface have jointly been inverted leading to accurate models. Nevertheless, Joint 2-D resistivity-velocity inversion is a difficult task since there is no established analytical relationship between resistivity and velocity. There are different approaches to 2-D joint inversion of disparate data with varying degrees of success. These can be classified into (1) petrophysical approach and (2) structural (or geometrical) approach. The petrophysical approach are based on the fact that for some specific geological environments, multiple geophysical parameters can be correlated via physical or empirical relationships. In the structural approach, both methods of geophysical are sensing the same underlying geology which in turn structurally controls the distribution of petrophysical properties. In this paper, we select the structural approach and posit that petrophysical information may be derived from the resultant models. When there is no special analytical relationship between the physical properties that have been extracted by different geophysical methods, we can estimate the models that there are good structural agreement between the physical properties, by means of joint inversion techniques. Gallardo and Meju (2003) by introducing cross-gradients function that is defined in the form the cross product of the gradients, estimated the structural resemblances between the resulting images from joint inversion. The cross-gradients function is incorporated as a constraint in a nonlinear least squares problem formulation, which is solved using the Lagrange multiplier method. When the value of this function is zero, images of models will completely be similar in structure. Being zero of this function requires that the simultaneous spatial changes of different geophysical models, independent of the amplitude, should be collinear. In term of geology this means that if the changes of the physical properties for both methods are collinear then can characterize boundaries of layers and structures using the images obtained from structure-coupled inversion.

For the DC resistivity, forward problem is used by the procedure given by Perez-Flores *et al.* (2001). In this approach, the resistivity forward calculation is stated as a linear problem, which is based on the nonlinear integral equations for electromagnetic inverse problems of Gomez-Trevino (1987). The resistivity response of the model using the forward codes of Perez-Flores is approximated because of its computational speed of this approach we have employed it in the two dimensional joint inversion procedure. For estimating the first-arrival times from source to receiver, we adopt the approach of pseudo-bending technique (Um and Thurber, 1987). Compared to the earlier bending methods (Julian and Gubbins, 1977), the pseudo-bending technique is much rigorous and faster. For a cell with constant velocity, the Jacobian matrix is simply the length of the linear segment of the ray in the cell in transit, which is calculated impressively by ray tracing through the field of travel times that are generated during the forward modeling process.

Incorporating auxiliary factors such as, Levenberg-Marquardt (LM) stabilization factor and smoothness constraints in the inverse problem assures convergence and stability of solutions much more and can resolve the nonuniqueness that has been taken place because of data error. Joint two-dimensional (2-D) inversion scheme is used to a test data sample (to validate inversion technique) and also to a field data set that has been recorded along a profile. The obtained results from this method is compared with the conventional separate inversion results and we conclude from this comparison that the joint inversion scheme is more powerful than the traditional separate inversion in illustrating the structural similarities between seismic velocity and resistivity models. As a result, this gained structural conformity of the cross-gradients inversion models can help us in better characterization of heterogeneous near-surface materials.

Key words: Joint inversion, near-surface heterogeneity, seismic refraction, resistivity, cross-gradients.

*Corresponding author:

mnbhendi@ut.ac.ir