



دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸، صفحات ۲۹۵-۳۱۰
 شناسه دیجیتال (DOI): 10.22044/JRAG.2019.7219.1206

وارون سازی شبه دوبعدی داده های الکترومغناطیسی هلی کوپتری حوزه فرکانس بر پایه روش اکام میرا شده

حسینعلی قاری^۱، بهروز اسکویی^{۲*}، مهرداد باستانی^۳ و حسن خیرالهی^۴

- ۱- دانشجوی دکتری، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
- ۲- دانشیار؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، تهران، ایران
- ۳- پژوهشگر (دکتری)، سازمان زمین شناسی سوئد، اوپسالا، سوئد
- ۴- دانشجوی دکتری؛ دانشکده مهندسی معدن و متالورژی، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، تهران، ایران
- ۵- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۷/۰۴/۱۱؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۱۱/۱۲

* نویسنده مسئول مکاتبات: boskooi@ut.ac.ir

واژگان کلیدی

چکیده

وارون سازی شبه دوبعدی با قیدهای جانبی و قائم از طریق روش اکام دوبعدی ($2D-DOInv$) برای داده های الکترومغناطیسی هلی کوپتری در حوزه فرکانس، حاصل از دو سیستم آرایش هم صفحه افقی، هم محور قائم و همچنین ترکیبی از هر دو آرایه، در محیط نرم افزار *MATLAB* در این مقاله ارائه شده است. در الگوریتم $2D-DOInv$ ، مساله وارون سازی علاوه بر قیدهایی در جهت قائم، با استفاده از قیدهای جانبی یا افقی نیز پایدار شده است. علاوه بر این اطمینان حاصل می شود که پارامترهای مدل در شرایط و ساختارهای زمین شناسی متفاوت در دو جهت افقی و قائم، با تعریف ضرایب اختیاری جانبی و قائم از طرف کاربر، به طور صحیح تغییر می کنند. در این طرح داده های تمام ایستگاهها به طور همزمان وارون سازی می گردند و متعاقباً مدل حاصل از تمام ایستگاهها نیز در یک مقطع دوبعدی در یک زمان بازیابی می شوند. از دیگر قابلیت های این طرح وارون سازی، اعمال قید عدم تساوی به عنوان اطلاعات اولیه برای پایداری بیشتر مساله می باشد. $2D-DOInv$ قادر است برای تسریع در فرآیند وارون سازی، از قابلیت پردازش موازی در کامپیوترهای حاوی چند پردازشگر استفاده کند. این طرح برای داده های حاصل از دو مدل مصنوعی با شبیه سازی شرایط واقعی زمین، ساختار دره مدفون و یک زمین دو لایه ای با رولایه به شدت ناهمگن، مورد آزمایش قرار گرفته است. نتایج نشان می دهد که الگوریتم $2D-DOInv$ با وجود عدم برازش بالاتر، اثرات نامطلوب دو و سه بعدی و همچنین اثر نوفه ای داده ها در مقاطع مقاومت ویژه الکتریکی را نسبت به روش معمولی اکام به طور موثر کاهش می دهد. همچنین با توجه به عدم وابستگی $2D-DOInv$ به مدل شروع، پایداری فرآیند وارون سازی و در نتیجه همگرایی سریع را در پی دارد. علاوه بر این، در مواردی که تغییرات جانبی ساختار زیر سطح زمین قابل توجه باشد (مانند رولایه ناهمگن موجود در مدل مصنوعی دوم)؛ می توان با انتخاب مقادیر پایین قید هموارساز در این محیطها از همواری بیش از حد مدل بازیابی شده جلوگیری کرد. در نهایت از الگوریتم مورد بحث به عنوان روشی مؤثر در وارون سازی داده های الکترومغناطیسی هلی کوپتری در حوزه فرکانس واقع در محدوده ای از بر گه کلاتهرشم در استان سمنان استفاده شده است. نتایج این فرآیند با نقشه زمین شناسی، تصاویر ماهواره ای و نتایج حاصل از داده های توموگرافی مقاومت ویژه الکتریکی مقایسه شده و صحت آنها تأیید شده است.

داده های الکترومغناطیسی حوزه فرکانس
 ساختار مقاومت ویژه
 روش اکام میرا شده
 وارون سازی شبه دوبعدی
 منطقه کلاتهرشم

۱- مقدمه

تولید نمی کنند (Huang and Fraser, 2001). از جمله روش های تصویربرداری سریع عبارتند از: روش سنگپیل (Sengpiel's Method) (Sengpiel, 1998)، روش مقاومت ویژه تفاضلی^۶ (Huang and Fraser, 1996) و تصویربرداری عمق-رسانایی^۷ (Huang and Rudd, 2008).

در حال حاضر رویکردهای وارون سازی یک بعدی نیز به یک استراتژی استاندارد در تفسیر کمی و البته سریع حجم وسیعی از داده های FHEM تبدیل شده اند و در بسیاری از موارد عملی مفید واقع شده اند. در این روش ها یکی از این دو فرض صادق است: زمین یک نیم-فضای همگن است؛ یا به گونه ای لایه بندی شده که رسانایی زیرسطحی در جهت افقی تغییر قابل توجهی ندارد. انواع روش های وارون سازی یک بعدی در محیط های مختلف مورد بررسی قرار گرفته اند و با موفقیت در تفسیر داده های FHEM اجرا شده اند (Beamish, 2002). این روش ها شامل روش های مارکوآرت^۸ (Huang and Fraser, 2003)، مارکوآرت-لونبرگ^۹ (Siemon et al. 2009b)، وارون سازی اکام^{۱۰} (Hodges and Bell, 2003; Shirzaditabar et al. 2011, Abedi et al., 2015)، وارون سازی S (Zhdanov, et al. 2002) و روش زهدی (Sattel, 2005)، می شوند. با اعمال الگوریتم های جستجوی کلی نگر^{۱۱}، مانند شبیه سازی بازپخت^{۱۲} (Yin and Hodges, 2007) و وارون سازی بیزین^{۱۳} (Minsley, 2011)، از کمینه های محلی^{۱۴} اجتناب شده است. البته با توجه به هزینه های محاسباتی زیاد، کاربرد این روش ها برای تفسیر داده های FHEM محدود شده است (Chang-Chun et al., 2015). در تمام موارد وارون سازی یک بعدی که تاکنون ذکر شده اند، هر ایستگاه اندازه گیری مستقل از سایر ایستگاه ها وارون سازی می شود که ID-SBS^{۱۵} نامیده می شوند.

در بیشتر مواردی که ساختارهای زمین شناسی تغییرات جانبی سریع در منطقه مورد بررسی نشان می دهند، ساختارهای دو و سه بعدی، اجرای وارون سازی ID-SBS با مشکلاتی مواجه می شوند. بنابراین برای حل این مسائل، مدل سازی های یک بعدی بهبود یافته اند و همچنین مدل سازی های دو و سه بعدی پیشنهاد شده اند (Sasaki, 2001; Yu, 2012). با این وجود، وارون سازی دو و سه بعدی مجموعه ی بزرگی از داده ها مستلزم بار محاسباتی بالایی خواهند بود؛ که با سیستم های معمول هنوز عملی نیست. مطالعات اخیر نشان می دهد که اگر محیط زمین شناسی شامل

در چند دهه اخیر پیشرفت های قابل ملاحظه ای در سیستم های الکترومغناطیس هوابرد^۱ رخ داده است. روند توسعه و تکامل روش های الکترومغناطیس هوابرد و تجهیزات تجاری در این زمینه توسط (Holladay and Lo (1997) و Legault (2015) به صورت مبسوط ارائه شده است. همچنین، یک لیست نسبتاً جامع از دستگاه های مرسوم الکترومغناطیس هلی کوپتری در حوزه فرکانس^۲ توسط Siemon (2009) گزارش شده است. از این روش ها معمولاً به عنوان یک رهیافت سریع به منظور تهیه نقشه های رسانایی الکتریکی نزدیک سطح زمین در مقیاس ناحیه ای نام برده می شود. علاوه بر این، هنگامی که در منطقه ای مورد مطالعه حمل و نقل زمینی امکان پذیر نباشد، روش های هوابرد مذکور یک روش مناسب محسوب می شوند (Yu, 2012). امروزه، برداشت های FHEM به طور گسترده برای اکتشاف مواد معدنی (Oldenburg et al., 1997; Vallée et al. 2011; references therein)، تشخیص جنگ افزارهای منفجر نشده^۳ (Doll et al. 2012)، ارزیابی منابع آب زیرزمینی (Smith et al. 2007; Siemon et al. 2009a; references therein)، بررسی های زمین شناسی برای اهداف زیست محیطی و مهندسی (Beamish, 2004; White and Beamish, 2014)، اندازه گیری ضخامت یخ در مناطق قطبی (Liu and Becker, 2012)، و پیش و بررسی زمین لغزش (Pfaffhuber et al. 1990; Nakazato and Konishi, 2005; Supper et al. 2013) کاربرد دارند.

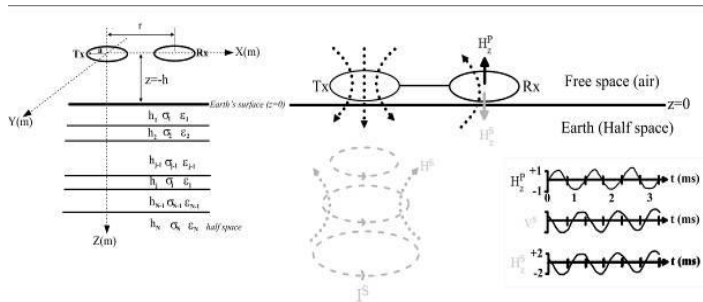
کاربردهای مذکور برای روش FHEM زمانی به لحاظ تجاری قابل اجرا هستند که یک الگوریتم نسبتاً سریع و در عین حال به اندازه ی کافی دقیق برای وارون سازی همزمان تعداد زیادی از ایستگاه های برداشت، به منظور ایجاد مدل تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی نزدیک سطح زمین، در دسترس باشد. اولین انتخاب برای تفسیر سریع داده های FHEM، روش های تبدیل رسانایی-عمق^۴ یا تصویربرداری سریع^۵ هستند؛ که داده را به طور مستقیم به مقاومت ویژه و عمق ظاهری تبدیل می کنند. از آنجایی که در این روش ها هیچ گونه برازش داده ای وجود ندارد، بنابراین الگوریتم بهینه سازی نیاز نیست و با صرف زمان بسیار کم، اطلاعات ارزشمندی بدست می آیند و همچنین نتایج این روش ها می تواند در طراحی مدل اولیه مورد نیاز برای وارون سازی به کار گرفته شود و شدت نایکتایی مساله را کاهش دهد (Chang-Chun et al. 2015). مزیت روش های تبدیل مستقیم این است که جواب یکتا دارند و عیب آنها این است که تصویر دقیقی از ساختارهای زیر زمین

6 Differential Resistivity Method
7 Conductivity-Depth Imaging (CDI)
8 Marquardt
9 Marquardt-Levenberg (ML)
10 Occam inversion
11 Global Searching Algorithms
12 Simulated annealing
13 Bayesian inversion
14 Local minimums
15 1D Sample By Sample inversion (1D-SBS)

1 Airborne electromagnetic (AEM)
2 Frequency-domain helicopter-borne electromagnetic (FHEM)
3 Unexploded ordnance (UXO)
4 Conductivity-Depth Transformations (CDT)
5 Rapid Imaging Methods

۲- مروری بر عملکرد سیستم‌های FHEM

سیستم‌های FHEM از چندین پیچیده فرستنده و گیرنده به طور همزمان استفاده می‌کنند. سیگنال فرستنده، میدان مغناطیسی اولیه، با جریان الکتریکی سینوسی گذرنده از پیچیده فرستنده در فرکانس‌های گسسته تولید می‌شود. این میدان مغناطیسی اولیه در حال نوسان باعث ایجاد جریان‌های گردابی زیر سطح زمین می‌شود. این جریان‌ها میدان مغناطیسی ثانویه را تولید می‌کنند، که به توزیع رسانایی الکتریکی زیر سطح زمین بستگی دارد. میدان مغناطیسی ثانویه اندازه‌گیری شده به وسیله پیچیده گیرنده بر میدان مغناطیسی اولیه تقسیم می‌شود و این نسبت به صورت "قسمت بر میلیون" بیان می‌شود (شکل ۱-الف).



شکل ۱: الف): شیوه عملکرد سیستم الکترومغناطیس حوزه فرکانس و پاسخ مغناطیسی حاصل از یک نیم‌فضای همگن (Wait, 1982). H^p , Rx, Tx. ب): ترتیب فرستنده، گیرنده، میدان مغناطیسی اولیه، میدان مغناطیسی ثانویه و جریان‌های گردابی القا شده می‌باشند. قسمت پایین نیز شکل موج میدان مغناطیسی اولیه، میدان مغناطیسی ثانویه و جریان‌های گردابی القا شده را نشان می‌دهد. ب): هندسه آرایش HCP در برداشت‌های FHEM. فاصله بین فرستنده و گیرنده، h ارتفاع دستگاه برداشت از سطح زمین، σ_i و ρ_i به ترتیب مقادیر رسانایی الکتریکی، گذردهی الکتریکی و ضخامت هر یک از لایه‌های زیرسطحی هستند. گذردهی در این پژوهش برابر گذردهی الکتریکی خلأ در نظر گرفته شده است (Zhang et al., 2000).

در اغلب سیستم‌های FHEM از آرایش HCP و VCA برای تشخیص تباین رسانایی الکتریکی در زمین استفاده می‌شود. سیستم‌های HCP و VCA بیشترین جفت‌شدگی را به ترتیب با ناهنجاری‌های افقی و قائم دارند (Walker, 1999). به طور معمول ۴-۶ فرکانس در سیستم‌های FHEM مدرن استفاده می‌شود. برای مطالعه جزئیات اصول اولیه می‌توان به (Frischknecht et al., 1991) و (Palacky and West, 2009) مراجعه کرد. سیستم Aerodot، محفظه استوانه‌ای به نام پرند را شامل می‌شود که به وسیله یک کابل ۴۰ متری از یک هلی‌کوپتر آویزان می‌شود. پرند در ارتفاع h ۳۰ متر بالاتر از سطح زمین یدک کشیده می‌شود. این سیستم از آرایش HCP با فرکانس‌های ۸۷۵، ۴۹۲۰ و ۳۳۰۰۰ هرتز و آرایش VCA با فرکانس‌های ۹۲۷ و ۴۴۹۰ هرتز تشکیل شده است. فاصله فرستنده-گیرنده در تمام فرکانس‌ها ۶/۴ متر می‌باشد. در تمام مدل‌سازی‌های این تحقیق از این سیستم استفاده شده است.

ساختارهای سه بعدی با تباین مقاومت ویژه‌ی ملایم باشد؛ رویکردهای وارون‌سازی یک بعدی بهبود یافته معتبر است. به عنوان مثال، به منظور افزایش همواری در جهت خط پرواز در محیط‌های رسوبی، وارون‌سازی مقید شده به صورت جانبی^۱ با تعریف مدل لایه‌ای با استفاده از روش مارکوآرت-لونبرگ پیشنهاد و اجرا شده است (Siemon et al., 2009; Christensen et al., 2010). در روش ID-LCI تمام ایستگاه‌ها با در نظر گرفتن قید جانبی به طور همزمان وارون‌سازی می‌گردند. قید جانبی می‌تواند به عنوان اطلاعات اولیه از زمین‌شناسی منطقه در نظر گرفته شود. بسته به تغییرات جانبی زیر سطح، مقدار قید باید کوچکتر یا بزرگتر انتخاب شود (Auken and Christiansen, 2004). از آنجایی‌که روش مارکوآرت-لونبرگ به یک مدل شروع مناسب به شدت وابسته است و فرض می‌کند همیشه تغییرات در جهت قائم شدید است، پس وارون‌سازی با تعریف مدل هموار با استفاده از روش اکام مطرح می‌گردد. البته روش اکام یک بعدی فقط قید همواری قائم^۲ اعمال می‌کند و تغییرات جانبی پارامتر فیزیکی را بی قید و بند رها می‌کند. سپس دو بعدی را برای وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک مطرح کرد. هدف اصلی در این پژوهش ارائه نوعی وارون‌سازی شبه دو بعدی بهبود یافته است که با در نظر گرفتن تغییرات در دو بعد و اعمال قیدهای جانبی و قائم، تمام ایستگاه‌های داده‌های FHEM را همزمان وارون‌سازی می‌کند و در نهایت یک مقطع دو بعدی قائم به اندازه کافی هموار، تقریباً واقعی از نظر زمین‌شناسی و مستقل از مدل شروع برای مفسر فراهم می‌کند. روش پیشنهادی این تحقیق، نوعی وارون‌سازی 2D Occam بهبود یافته است که وارون‌سازی اکام دو بعدی میرا شده^۳ نامیده می‌شود.

کد 2D-DOInv قادر به وارون‌سازی داده‌های حاصل از دو سیستم آرایش هم‌صفحه افقی^۴ و هم‌محور قائم^۵ و همچنین وارون‌سازی توأمان^۶ هر دو سیستم می‌باشد. در پژوهش حاضر برای پایداری بیشتر مساله، از قید عدم تساوی^۷ به عنوان اطلاعات اولیه استفاده شده است. 2D-DOInv از پیشرفت‌های اخیر در سرعت محاسبات بهره می‌برد و قادر است برای سرعت بخشیدن به فرآیند وارون‌سازی، از عملیات پردازش موازی^۸ در رایانه‌های دارای چند پردازشگر^۹ استفاده کند. در نهایت، برای اثبات کارایی کد 2D-DOInv نتایج آزمایش‌های عددی روی مثال‌های مصنوعی آغشته به نوفه و نمونه‌ی واقعی ارائه می‌شود. لازم به ذکر است که تمامی مراحل فرایند مذکور در محیط MATLAB انجام شده است.

1 Laterally constrained inversion (LCI)
2 Vertically constrained
3 2D damped Occam inversion (2D-DOInv)
4 Horizontal coplanar (HCP) coil configuration
5 Vertical coaxial (VCA) coil configuration
6 Joint inversion
7 Inequality constraints
8 Parallel processing or parallel computing
9 Multi-core CPUs

۳- مدل سازی داده‌های FHEM

۳-۱- روش مدل سازی پیشرو یک بعدی

معادلات میدان مغناطیسی تولید شده به وسیله دو قطبی مغناطیسی در حال نوسان بالای یک نیم فضا، از حالت شبه-ایستای^۱ قوانین ماکسول و فارادی تشکیل می‌گردد. برای یک مدل زمین لایه‌ای مانند شکل ۱-ب، میدان مغناطیسی که در زیر زمین انتشار می‌یابد، با قانون فارادی توصیف می‌شود:

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (1)$$

جایی که $\nabla \times$ عملگر کرل، E شدت میدان الکتریکی (Vm^{-1})، μ نفوذپذیری مغناطیسی (Hm^{-1})، $\frac{\partial H}{\partial t}$ شدت میدان مغناطیسی (Am^{-1})^۱ متغیر با زمان (t) است. از آنجایی که فاصله فرستنده-گیرنده در مقایسه با شعاع آنها به قدر کافی بزرگ هست، می‌توان فرستنده را به صورت یک دو قطبی مغناطیسی قائم یا افقی تقریب زد. بنابراین، با نادیده گرفتن جریان‌های جابجایی، مولفه قائم میدان مغناطیسی برای منبع دو قطبی مغناطیسی قائم (H_{VMD}) و مولفه افقی میدان مغناطیسی برای منبع دو قطبی مغناطیسی افقی (H_{HMD}) در ارتفاع $h(m)$ به صورت معادلات ساده:

$$H_{VMD} = \frac{m}{4\pi} \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \frac{\lambda^3}{u_0} J_0(\lambda r) d\lambda \quad (2)$$

$$H_{HMD} = -\frac{m}{4\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{2x^2}{r^3} \right) \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \lambda J_1(\lambda r) d\lambda - \frac{m}{4\pi} \left(\frac{x^2}{r^2} \right) \int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda \quad (3)$$

$$\int_0^\infty [e^{-u_0(z+h)} + r_{TE} e^{u_0(z-h)}] \lambda^2 J_0(\lambda r) d\lambda$$

بیان می‌شود، که

$$u_i = \sqrt{\lambda^2 - k_i^2} \quad (4)$$

$$k_i^2 = \omega^2 \mu_i \varepsilon_i - j\omega \mu_i \sigma_i \quad (5)$$

در این معادلات، m گشتاور فرستنده، r فاصله بین پیچ فرستنده و گیرنده، h ارتفاع فرستنده از سطح زمین، z ارتفاع گیرنده از سطح

زمین، x فاصله بین پیچ فرستنده و گیرنده در جهت x ، λ عدد موج افقی، ω فرکانس زاویه‌ای، k_i عدد موج، i رسانایی الکتریکی، μ_i نفوذپذیری مغناطیسی، ε_i گذردهی الکتریکی لایه i ام و J_0 و J_1 توابع بسل نوع اول از مرتبه صفر و اول هستند. r_{TE} ضریب بازتاب مختلط است؛ که با استفاده از رابطه (۶) محاسبه می‌شود (Ward and Hohmann, 1987; Singh and Mogi, 2010):

$$r_{TE} = \frac{Y_0 - \hat{Y}_1}{Y_0 + \hat{Y}_1} \quad (6)$$

$$Y_0 = \frac{u_0}{j\omega\mu_0} \quad (\text{ادمیتانس ذاتی فضای آزاد}) \quad (7)$$

زیرنویس i در فرمول‌های (۴) و (۵) مربوط به شماره لایه می‌باشد که $i=0$ مانند u_0 و Y_0 و μ_0 مربوط به فضای آزاد، در اینجا هوا، است. \hat{Y}_1 نیز ادمیتانس سطحی ($z=0$) می‌باشد که از طریق رابطه بازگشتی (۸) حاصل می‌شود (Ward and Hohmann, 1987; Singh and Mogi, 2010):

$$Y_i = Y_i \frac{Y_{i+1} + Y_i \tanh(u_i h_i)}{Y_i + Y_{i+1} \tanh(u_i h_i)} \quad (8)$$

جایی که h_i ضخامت لایه i ام است. مقادیر Y_i در هر لایه از طریق رابطه (۹) داده شده است:

$$Y_0 = \frac{u_i}{j\omega\mu_i} \quad (9)$$

همان‌طور که قبلاً ذکر شد، داده‌های FHEM معمولاً به صورت قسمت در میلیون میدان اولیه برای تعدادی فرکانس گسسته گزارش می‌شوند، H_{obs} ، بنابراین می‌توانند به صورت رابطه (۱۰) بیان شوند:

$$H_{obs} = \frac{H^T - H^P}{H^P} \times 10^6 = \frac{H^S}{H^P} \times 10^6 \quad (10)$$

جایی که H^T میدان مغناطیسی کل یعنی H_{VMD} یا H_{HMD} که از روابط (۲) و (۳) حاصل می‌شوند، و H^P میدان مغناطیسی فضای آزاد می‌باشد که به صورت میدان اولیه بیان می‌شود. H^S نیز میدان مغناطیسی ثانویه تعریف می‌شود.

در این سیستم مختصات راست‌دست، z به سمت پایین مثبت و x در راستای برداشت است. معادله (۳) به طور خاص برای یک دو قطبی مغناطیسی در جهت محور x جهت یافته است (Ward and Hohmann, 1987):

1 Quasi-static

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

W_m ماتریس منظم‌سازی مدل^۳ می‌باشد و γ ضریب تعادل بین اثرات Q_m و Q_d را برقرار می‌نماید.

حال باید معادله $\nabla U(m) = 0$ حل شود. از آنجا که $F(m)$ در ژئوالکترومغناطیس غیرخطی است، معادله $U(m)$ با استفاده از بسط تیلور خطی‌سازی می‌شود و به صورت تکراری حل می‌شود (deGroot-Hedlin and Constable, 1990; Key, 2009). پس از خطی‌سازی حول یک مدل اولیه m_k بر اساس فرایند تکراری مذکور، مدل به روز شده (Updated model)، m_{k+1} در تکرار جدید طی فرایند زیر حاصل می‌گردد (Siripunvaraporn and Egbert, 2000):

$$\Delta m = (J_k^T W_d^T W_d J_k + \gamma W_m^T W_m)^{-1} \times [-J_k^T W_d^T W_d (d_{obs} - F(m_k)) - J_k (m_{k+1} - m_k) - \gamma W_m^T W_m (m_k - m_{ref})] \quad (15)$$

که Δm اندازه گام، J ماتریس ژاکوبین یا ماتریس مشتقات جزئی $F(m)$ نسبت به پارامترهای مدل است. عبارات $(\cdot)^T$ و $(\cdot)^{-1}$ به ترتیب ترانهاده و معکوس ماتریس داخل پرانتز را نشان می‌دهند. حال برای پایداری بیشتر مساله در هر تکرار، می‌توان همانند روش LM جمله βI را به طرف راست معادله (۱۵) اضافه کرد:

$$\Delta m = (J_k^T W_d^T W_d J_k + \gamma W_m^T W_m + \beta I)^{-1} \times [-J_k^T W_d^T W_d (d_{obs} - F(m_k)) - J_k (m_{k+1} - m_k) - \gamma W_m^T W_m (m_k - m_{ref})] \quad (16)$$

$$W_m^T W_m = \|\alpha_x \partial_x + \alpha_z \partial_z\|_2^2 \quad (17)$$

که ضریب β اختلاف بین مدل جدید، m_{k+1} و مدل قبلی، m_k را محدود می‌کند. I ماتریس همانی، α وزن همواری و ∂ ماتریس تفاضلی مرتبه اول در نظر گرفته می‌شود و زیرنویس‌های x و z اشاره به هموارسازی در جهت به ترتیب افقی و قائم دارد. ماتریس $W_m^T W_m$ معادل با ماتریس هموارساز دوبعدی، مطابق شکل ۲ عمل می‌کند (deGroot-Hedlin and Constable, 1990). همچنین می‌توان گفت که ضریب γ به منظور حفظ تعادل بین عدم برازش داده‌ها و زبری مدل استفاده می‌شود.

حال برای محدود کردن اندازه گام، Δm ، به عبارت دیگر جلوگیری از پرش‌های ناگهانی و اطمینان از تنزل تابع هدف، می‌توان با استفاده از پارامتر کنترلی λ مدل را در هر مرحله به صورت زیر تعیین کرد:

$$m_{k+1} = m_k + \lambda \Delta m \quad (18)$$

بنابراین در نهایت مدل به روز شده در مرحله جدید، m_{k+1} به دست می‌آید.

به طور کلی روش وارون‌سازی اکام شامل دو فاز است (deGroot-Hedlin and Constable, 1990; Siripunvaraporn and Egbert,

۲-۳- روش وارون‌سازی شبه‌دوبعدی (2D-DOInv)

وارون‌سازی داده‌های $FHEM$ یک مساله بدطرح^۱ است؛ به این معنی که عدم اطمینان‌های کوچک در داده‌ها ممکن است باعث عدم اطمینان بزرگ در جواب نهایی شود؛ که اغلب نایکتا است. برای رفع این مشکل در این بخش، الگوریتم $2D-DOInv$ پیشنهاد می‌شود. در الگوریتم $2D-DOInv$ سعی شده است که ساده‌ترین و در نتیجه هموارترین مدل منطبق با واقعیت زمین ارائه شود و در عین حال میزان عدم برازش داده‌ها نیز متناسب با یک مقدار پیش‌فرض مطلوب می‌باشد. برای این منظور زمین به M لایه با ضخامت ثابت گسسته‌سازی شده است؛ که ضخامت هر لایه نسبت به لایه‌ای با عمق کمتر، با یک ضریب افزایش می‌یابد. آخرین لایه نیم فضا است (Zhang et al., 2000). در این روش تنها مقاومت ویژه لایه‌ها در طول فرایند وارون‌سازی تغییر می‌کنند و قیود هموارساز بر آنها اعمال می‌گردند.

در این جا رهیافت کوچک‌ترین مدل^۲ به دنبال به حداقل رساندن تابع $U(m)$ هدف موجود در رابطه (۱۱) می‌باشد:

$$U(m) = Q_d(m) + \gamma Q_m(m) \quad (11)$$

$$Q_d(m) = \|W_d d_{obs} - W_d F(m)\|_2^2 \quad (12)$$

$$Q_m(m) = \|W_m (m - m_{ref})\|_2^2 \quad (13)$$

Q_m و Q_d به ترتیب اندازه‌ای، نرم ۲، از عدم برازش داده‌ها و مدل هستند که در آن بردار پارامترهای مدل است. عبارت $\|\cdot\|_2$ نرم دوم را نشان می‌دهد. کد $2D-DOInv$ همچنین قید عدم تساوی را شامل می‌شود. به عبارت دیگر مرزهای بالا و پایین بر روی بردار پارامترهای فیزیکی مدل اعمال شده است؛ در این صورت در طول فرایند وارون‌سازی، به روز رسانی‌های مدل محدود می‌گردند و نتایج غیرواقعی سرکوب می‌شوند (Kim and Kim, 2011). با استفاده از تبدیل موجود در رابطه (۱۴) بردار پارامترهای مدل در الگوریتم وارون‌سازی حاضر به دست می‌آید:

$$m = \log 10 \left(\frac{\sigma - \sigma_{min}}{\sigma_{max} - \sigma} \right) \quad (14)$$

در حالی که σ_{max} و σ_{min} به ترتیب مرزهای پایینی و بالایی مقادیر رسانایی الکتریکی زیرسطحی هستند.

بردار پارامترهای مدل مرجع به صورت m_{ref} بردار داده‌های مشاهده‌ای و بردار پاسخ مدل پیشرو به ترتیب به صورت d_{obs} و $F(m)$ تعریف می‌شوند. $W_d = \text{diag}(1/s)$ ماتریس وزنی داده‌ها است؛ که در آن، s بردار انحراف استاندارد برای هر کدام از مؤلفه‌های بردار d_{obs} است؛

1 Ill-posed problem
2 Minimum-model approach

3 Model regularization matrix

تکرارها قطع می شوند: ۱) تعداد تکرارهای تعریف شده توسط کاربر به اتمام برسد، ۲) نرم دوم اندازه گام به اندازه کافی کوچک است، ۳) $\|m_{k+1} - m_k\|_2 \leq (\text{minstep-size})$ ریشه متوسط مربعات خطا

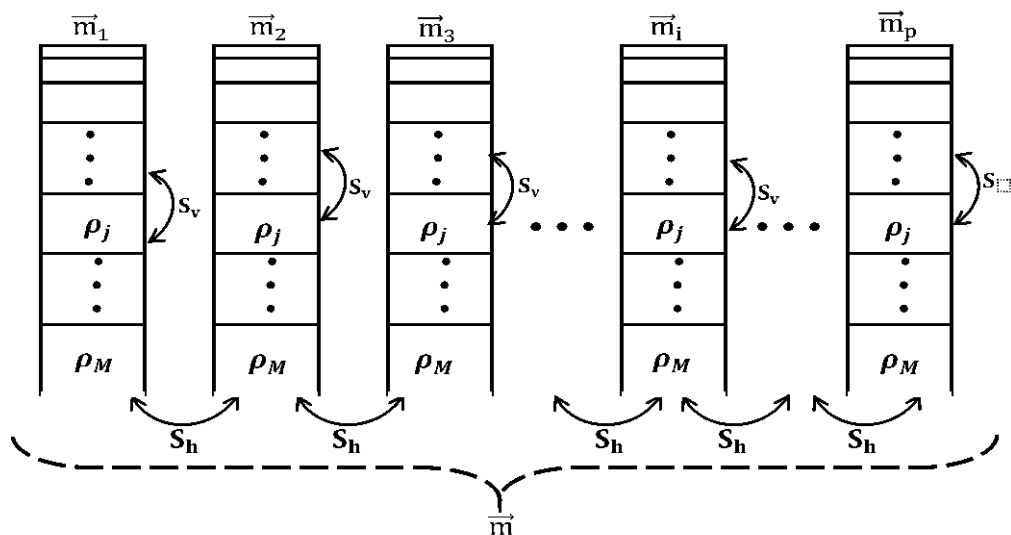
$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N \left(\frac{d_{obs}^n - F^n(m)}{s^n} \right)^2}{N}}$$

شده است. N تعداد داده های مشاهده ای می باشد.

در کد 2D-DOInv، کاربر می تواند تعداد پردازشگرها را در طول فرایند وارون سازی مشخص کند و از این طریق از حداکثر تعداد پردازنده های موجود در سیستم رایانه خود بهره برد و سرعت پردازش را به میزان قابل توجهی افزایش دهد. این قابلیت به ویژه در برداشتهای بزرگ مقیاس FHEM نمود بارزتری پیدا می کند.

2000؛ فاز I: معادله (۱۸) برای مجموعه ای از مقادیر γ حل می شود و مقدار عدم برازش $Q_d(m_{k+1}(\gamma))$ برای هر γ با حل مساله پیشرو ارزیابی می شود. γ باید به گونه ای انتخاب شود که شرط $Q_d^* = Q_d$ برآورده شود. معمولاً در تکرارهای آغازین، برای کل γ های محتمل $Q_d^* \ll Q_d$ است. روند Occam به این ترتیب است که مدلی با حداقل عدم برازش به عنوان مبنا برای تکرار بعدی انتخاب می شود. این فرایند تا زمانی ادامه می یابد که عدم برازش به سطح مطلوب برسد. هنگامی که عدم برازش به سطح مورد نظر می رسد، فاز II با نگر داشتن Q_d در سطح مورد نظر آغاز می شود. البته در این فاز با تغییر γ ، جستجوی مدلی با کوچکترین نرم مدنظر می باشد.

هنگامی که بهینه سازی آغاز می شود، مدل وارون سازی شده در هر تکرار به روز می شود؛ تا یک معیار توقف یا شرایط همگرایی رسیده باشد. در الگوریتم 2D-DOInv، هنگامی که یکی از شرایط زیر حاصل شود،



شکل ۲: ارتباط بین ایستگاه ها و همچنین لایه های مختلف در الگوریتم 2D-ODInv نمایش داده شده است. m_i مدل یک بعدی برای زمین زیر ایستگاه I است. مقاومت ویژه های هر لایه بین ایستگاه های مجاور با S_h به یکدیگر مقید شده اند. مقاومت ویژه های هر ایستگاه نیز در بین لایه ها با S_v به یکدیگر مقید شده اند (Santos, 2004).

متر و با مقاومت ویژه متوسط ۴۰ اهمتری پوشیده شده است. این دره را محیطی از جنس ماسه میوسن با مقاومت ویژه متوسط بالای ۸۰ اهم-متر احاطه کرده است.

برای شبیه سازی اثر یک لایه فوقانی ناهمگن واقعی (لایه اول شکل ۴-الف)، (Auken et al. (2008) پیشنهاد می دهند؛ که مقاومت ویژه موجود در این رولایه با استفاده از توزیع گاوسی لگاریتم مقدار مقاومت ویژه میانگین لایه محاسبه شود. همان طور که در شکل ۴-الف نمایش داده شده است، میانگین توزیع گاوسی در سمت چپ ۴۰ اهم متر و در سمت راست ۴۰۰ اهم متر است. این مدل برای اثبات قابلیت های الگوریتم وارون سازی 2D-DOInv مدل مناسبی به نظر می رسد. در این قسمت فقط از آرایش HCP سیستم Aerodat، ذکر شده در بخش

۴- اجرای الگوریتم 2D-ODInv

۴-۱- داده های FHEM حاصل از مدل مصنوعی اول

برای انجام اولین مدل سازی، مقطع زمین شناسی در شکل ۳ با سنگ-شناسی مشخص به مدلی از ساختار دوبعدی مقاومت ویژه الکتریکی در شکل ۴-الف تبدیل شده است (Jørgensen et al. 2003). طبق مقاله Jørgensen et al. (2003)، پیکره اصلی این مدل دره ای به صورت نیم فضای همگن است؛ که یال های آن با شیب ۲۶ درجه به سمت پایین به کف دره در عمق ۱۵۰ متر می رسد. دره با رس دریاچه ای^۱ با مقاومت ویژه متوسط ۲۰ اهم متر پر شده است و با یخرفت رس به ضخامت ۳۰

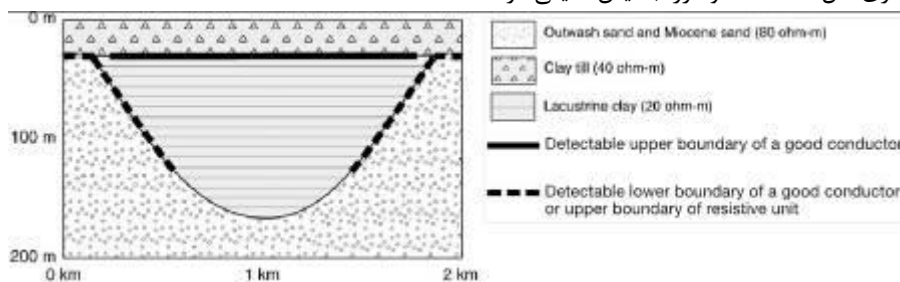
1 Glaciolacustrine clay

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

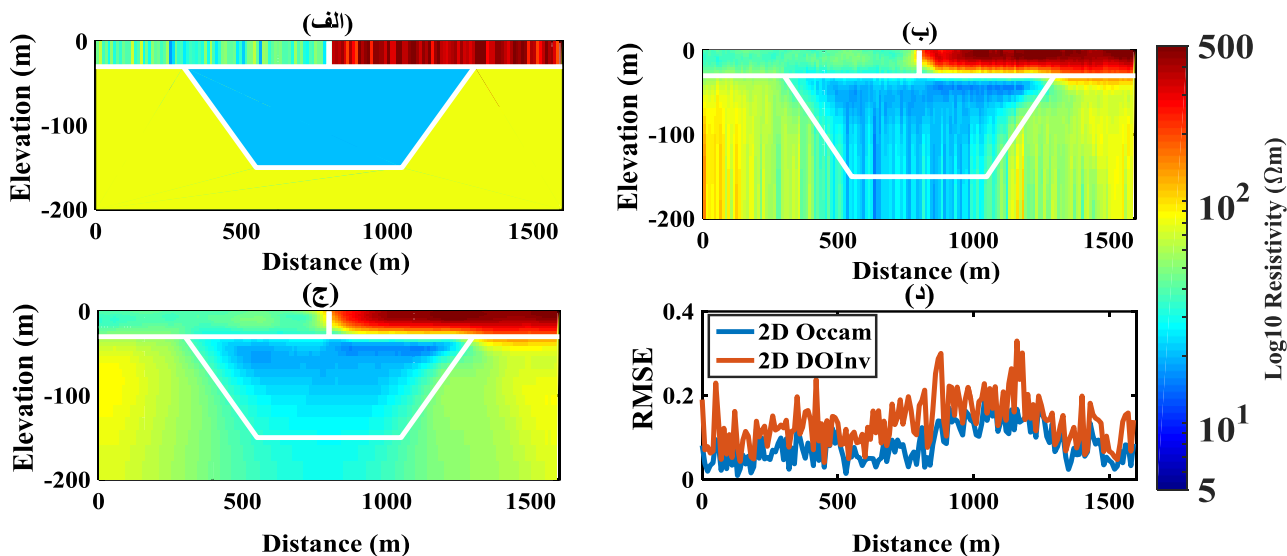
هر دو مقطع نشان می‌دهد، البته با نشانه‌ای از اثرات دوبعدی در مقطع *ID-Occam* همراه می‌شود. در لبه‌های دره، لایه‌ی پایینی با مقاومت ویژه‌ی بالاتر خوب بازیابی شده است؛ اما در قسمت مرکزی، عمق‌های بزرگتر از ۱۵۰ متر، لایه‌ی پایینی در روش *ID-Occam* نمی‌تواند حل شود. در واقع، تفاوت بارز دو مقطع، قدرت تفکیک عمق دره است. قید جانبی، اطلاعات مربوط به مرزها و مقاومت ویژه لایه را به درستی درک کرده و فرایند بازیابی اعماق بالاتر مدل، جایی که اطلاعات محدودی از عمق پایینی دره موجود است، را بهبود بخشیده است. تفاوت قابل توجه دیگری که بین مقاطع مقاومت ویژه الکتریکی مشاهده می‌گردد این است که با حضور قید جانبی، نوفه موجود در داده‌ها به نتایج وارون‌سازی انتقال نمی‌یابند. این نوفه‌ها در شکل ۴-ب به وضوح خود را نشان می‌دهند.

مقدمه، برای شبیه‌سازی برداشت داده استفاده شده است. پاسخ‌های این مدل مصنوعی با نوفه گاوسی با انحراف معیار ۱ درصد مقدار هر داده، آلوده شده‌اند. مدل شروع برای وارون‌سازی، یک مدل همگن ۳۰ لایه با عمق ۲۰۰ متر و مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم‌متر در نظر گرفته می‌شود.

نتایج وارون‌سازی داده‌های حاصل از این مدل مصنوعی در شکل ۴-ب و ۴-ج نمایش داده شده است. مقطع قائم حاصل از چسباندن بی‌قید مدل بازیابی شده‌ی حاصل از داده‌های هر ایستگاه به یکدیگر، اجرای اکام معمولی یک بعدی، و مقطع حاصل از *2D-DOInv* به ترتیب در شکل ۴-ب و ۴-ج ارائه گردیده است. لایه بالایی در هر دو مقطع به خوبی حل شده است و با میانگین مقاومت ویژه‌ی لایه اول مدل اصلی همخوانی دارد. تغییرات مقاومت ویژه در بخش مرکزی این لایه نیز در دو طرح وارون‌سازی حل شده است و مرز جدایش دقیقی در



شکل ۳: مقطع زمین‌شناسی برای طراحی مدل مصنوعی اول (Jørgensen et al., 2003).



شکل ۴: وارون‌سازی داده‌های FHEM آلوده به نوفه حاصل از مدل مصنوعی شکل ۳: الف) مدل دوبعدی اصلی. مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون‌سازی داده‌های مدل ارائه شده در قسمت (الف) از طریق (ب) *ID-Occam*، (ج) *2D-DOInv* و (د) نمودار مقادیر RMSE داده‌ها.

حاصل از یک مدل دوبعدی (شکل ۵-الف)، بررسی شده است. این مدل شامل دو لایه می‌باشد؛ که لایه اول شامل پنج جسم رسانای مستطیلی با ابعاد ۲۰×۲۰ متر و مقاومت ویژه ۲۰ اهم‌متر در یک زمینه ۱۰۰ اهم-متری است که یک رولایه ناهمگن با تغییرات جانبی مقاومت ویژه را شبیه‌سازی می‌کنند. این روند در زمین‌هایی با ساختار کریستالی هوازده، همانند یک ساختار گرانیتی هوازده (Sasaki and Meju, 2006)،

با این حال، طبق شکل ۴-د، با افزایش میزان همواری مدل بازیابی شده، نرم اختلاف داده مشاهده‌ای و محاسبه‌ای افزایش می‌یابد، اما مقادیر عدم برازش برای تمام مقاطع تقریباً درون بازه ۰ تا ۱ می‌باشد؛ که نشان از بازسازی قابل قبول داده‌ها دارد.

۴-۲- داده‌های FHEM حاصل از مدل مصنوعی دوم

در این بخش، نتیجه اعمال الگوریتم *2D-DOInv* بر روی داده‌های

قاری و همکاران، وارون سازی شبه دوبعدی داده های الکترومغناطیس هلی کوپتری حوزه فرکانس بر پایه روش اکام میرا شده، صفحات ۲۹۵-۳۱۰.

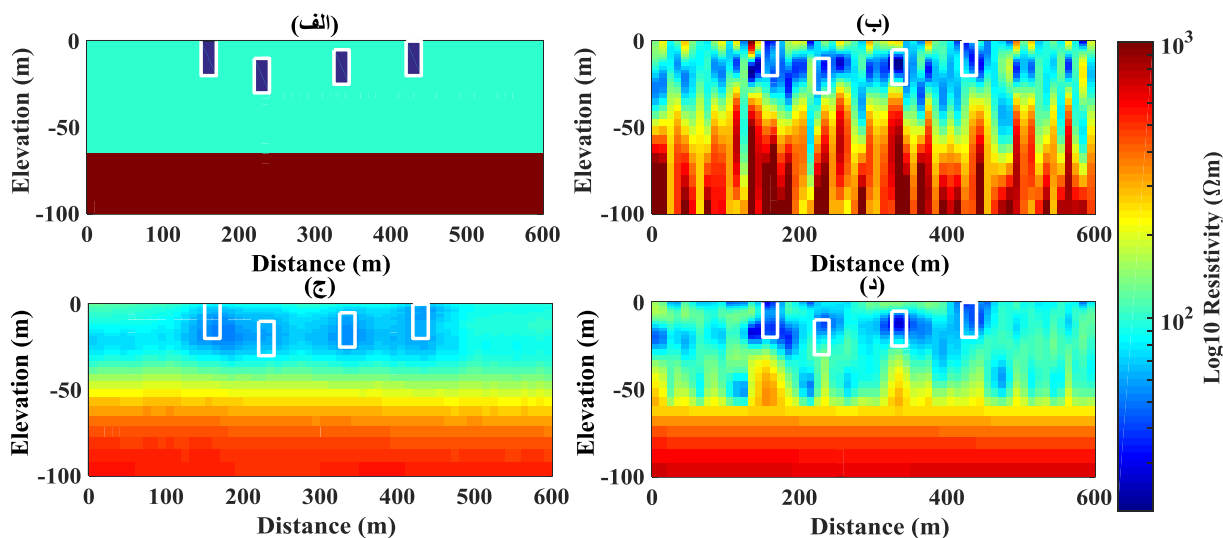
جسم را به صورت نواری رسانا باز می گرداند؛ که به طور دقیق قابل تفکیک نیستند. بنابراین در مقطع سوم (شکل ۵-د)، قید جانبی فقط از عمق ۶۰ متر به بعد اعمال گردیده است. این مدل نسبت به مقاطع دیگر به مدل اصلی شباهت بیشتری دارد.

بنابراین با اجرای کد 2D-DOInv علاوه بر بازیابی یک محیط دولایه با نوفه کمتر و با مقاومت ویژه های واقعی، وارون سازی اجسام رسانای داخل لایه ی اول با قدرت تفکیک بالاتری صورت پذیرفته است. البته همان طور که انتظار می رود، هنوز اثر نوفه در مقطع سوم به طور کامل حذف نشده است.

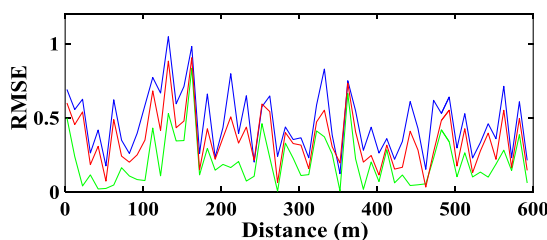
طبق شکل ۶، در این مدل سازی نیز مقادیر عدم برازش برای تمام مقاطع تقریباً درون بازه ۰ تا ۱ می باشد و این به معنی عملکرد مناسب الگوریتم مورد بحث می باشد.

حال برای اثبات توانایی الگوریتم ارائه شده در این تحقیق، مقطع مقاومت ویژه حاصل از وارون سازی داده های بدون نوفه، که به وسیله مدل مصنوعی در شکل ۷-الف ایجاد شده اند، به همراه نمودار عدم برازش داده ها در شکل ۷-ب قابل مشاهده است.

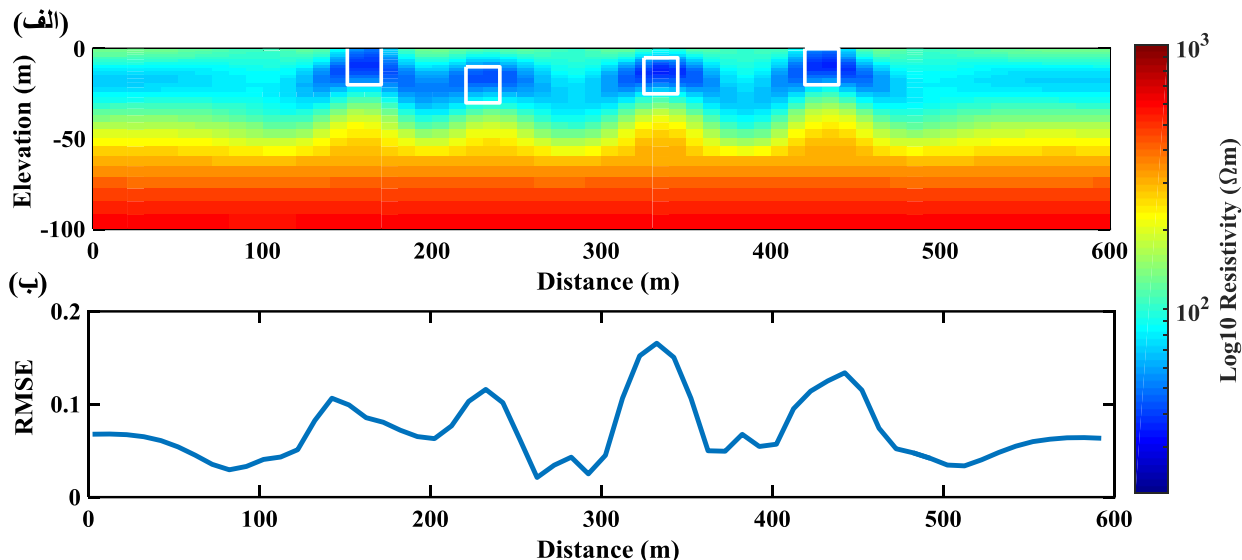
بسیار اتفاق می افتد. لایه دوم یک نیم فضای همگن با مقاومت ویژه ۱۰۰۰ اهم متر در حکم سنگ بستر است (Sasaki and Meju, 2006). این قسمت از تحقیق حاضر، تنها از آرایش VCA متعلق به سیستم Aerodat مذکور در بخش ۲ برای تولید داده بهره می برد. برای اثبات کارآمدی الگوریتم 2D-DOInv، پاسخ های این مدل مصنوعی به نوفه گاوسی با انحراف معیار نسبتاً بالای ۵ درصد مقدار هر داده آلوده شده اند. یک نیم فضای همگن ۳۰ لایه با مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم متر تا عمق ۱۰۰ متری به عنوان مدل شروع برای وارون سازی انتخاب شده است. در این قسمت، داده ها ابتدا با استفاده از 1D-Occam وارون سازی شده اند (شکل ۵-ب). این مقطع مقاومت ویژه، منجر به تفسیر یک محیط دو لایه ای بسیار ناهمگن و با تباین بسیار پایین شده است. همانطور که مشاهده می گردد، این وارون سازی یک بعدی به شدت تحت تاثیر نوفه مصنوعی اضافه شده قرار گرفته است. در مقطع دوم (شکل ۵-ج) تحت تاثیر قید جانبی در سرتاسر مدل، مقاومت ویژه دو لایه نسبتاً خوب بازیابی شده اند و محیطی عاری از نوفه نشان می دهند. بنابراین بهبود مدل وارون شده نسبت به مقطع اول (شکل ۵-ب) کاملاً مشهود است. البته در لایه اول از یک طرف تغییرات جانبی بسیار شدید است و از طرف دیگر قید جانبی این تغییرات را هموار می کند؛ بنابراین کل ۴



شکل ۵: وارون سازی داده های FHEM آلوده به نوفه حاصل از مدل مصنوعی دوم: الف) مدل دوبعدی اصلی. مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون سازی داده های مدل ارائه شده در قسمت الف) از طریق، ب) 1D-Occam، ج) 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی در سرتاسر مدل و د) 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی در لایه دوم مدل.



شکل ۶: نمودار مقادیر RMSE داده ها برای وارون سازی داده های حاصل از مدل ارائه شده در شکل ۵-الف) از طریق، 1D-Occam (سبز رنگ)، 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی در سرتاسر مدل (آبی رنگ) و 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی در لایه دوم مدل (قرمز رنگ).



شکل ۷: وارون‌سازی داده‌های FHEM بدون نوفه حاصل از مدل مصنوعی موجود در شکل (۵-الف). مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون‌سازی داده‌های مدل ارائه شده در قسمت (۵-الف) از طریق، الف) 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی در لایه دوم مدل، ب) نمودار مقادیر RMSE داده‌ها.

شروع نیم‌فضای همگن ۱۰۰ اهم‌متری صورت گرفته است. بر اساس ژانگ و همکاران (۲۰۰۰) ضخامت لایه‌ها با افزایش عمق به صورت لگاریتمی افزایش می‌یابد. یک نوفه تصادفی گوسی با انحراف معیار استاندارد ۰.۱٪ مقدار هر داده، به عنوان مقدار خطای همان داده در نظر گرفته شده است.

مقاطع قائم ژئوفیزیکی موجود در شکل ۹ یک دایک قائم با مقاومت ویژه الکتریکی بالاتر از محیط اطراف خود را در وسط مقطع نشان می‌دهند؛ که در آن مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی از نزدیک سطح زمین روند افزایشی دارد. تصویر ماهواره‌ای موجود در شکل ۱۱ نشان می‌دهد که اکثر قسمت‌های سطح زمین که بر محل خط پرواز L30840 منطبق است، از جمله قسمت بالایی دایک مقاوم موجود در مقطع مقاومت ویژه الکتریکی موجود در شکل ۹، از آبرفت با مقاومت ویژه الکتریکی پایین پوشیده شده است. البته در مشاهدات موجود در گزارش سازمان زمین‌شناسی (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳) به این رسوبات نیز اشاره شده است. بنابراین در عمق‌های کمتر که به سطح زمین نزدیک‌تر هستند؛ مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی پایین می‌باشند و با افزایش عمق این مقادیر مقاومت ویژه به تدریج روند افزایشی می‌یابند.

مقطع قائم مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون‌سازی داده‌های ERT پروفیل P3 در شکل ۱۲ نمایش داده شده است. بر روی مقطع مقاومت ویژه‌ی این پروفیل نیز همانند مقطع حاصل از داده‌های FHEM، یک ساختار با مقاومت ویژه الکتریکی نسبتاً بالا با شیبی به سمت جنوب غرب به وسیله دو ساختار دارای مقاومت ویژه نسبتاً پایین احاطه شده است. همچنین در این مقطع نیز آثاری از مقاومت ویژه بالا در نزدیکی سطح زمین دیده می‌شود؛ که این عارضه‌های مقاوم سطحی

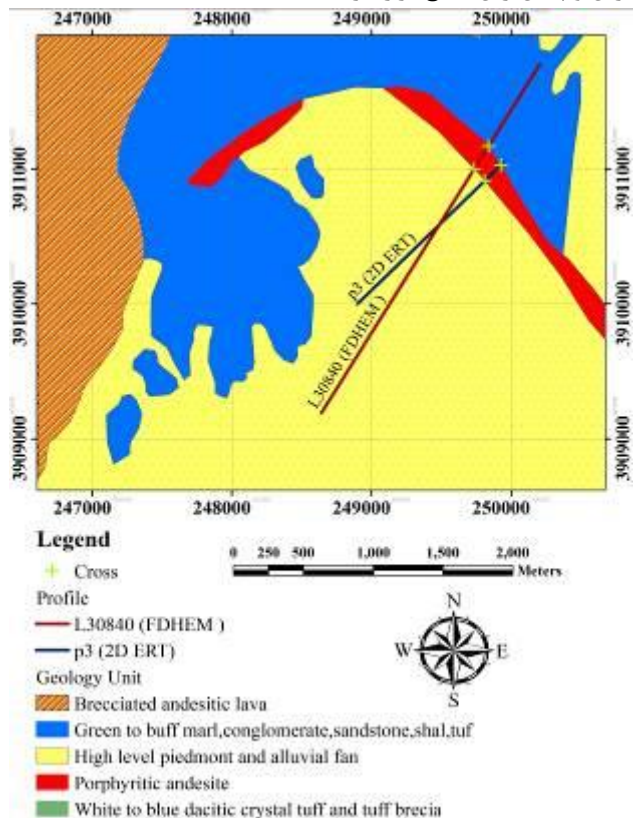
۴-۳- داده‌های FHEM واقعی

در این بخش داده‌های خط پرواز L30840 در جهت شمال‌شرق-جنوب-غرب بر فراز محدوده‌ی کوچکی از منطقه کلاته‌رشم با استفاده از کد وارون‌سازی 2D-DOInv شده است.

هدف از این بررسی، ارزیابی الگوریتم 2D-DOInv در مسائل کاربردی می‌باشد؛ بنابراین از داده‌های واقعی خط پرواز L30840 در پنج بسامد ۸۷۵، ۴۹۲۰، ۳۳۰۰۰، ۹۲۷ و ۴۴۹۰ (آرایش VCA)، که از طریق بخش ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در سال ۱۳۸۳ برداشت گردیده، استفاده شده است. در این پروژه، پرنده‌ی Aerodat مذکور در بخش ۲ بکار رفته است. نقشه زمین‌شناسی محدوده‌ی مورد نظر، که در جنوب دامغان قرار دارد، به همراه موقعیت خط پرواز L30840 و پروفیل P3 از برداشت‌های توموگرافی مقاومت ویژه الکتریکی در شکل ۸ نشان داده شده است؛ که از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته رشم برگرفته شده است (جعفریان، ۱۳۷۴). ساختمان شاخص در این منطقه یک ناحیه کم‌انرژی از جنس آندزیت پورفیری می‌باشد؛ که طبق نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم، در سطح زمین برون‌زد دارد و زمین‌شناسان معتقدند احتمالاً به صورت یک توده نفوذی است که از بین شکستگی‌ها تا بالا نفوذ کرده است. به‌علاوه این ساختار از یک طرف با آبرفت‌هایی از مناطق بالادستی از جنس مارن، کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل و توف و از طرف دیگر با رسوبات کواترنری احاطه شده است (جعفریان، ۱۳۷۴، شیرزادی‌تبار و همکاران، ۱۳۹۰).

شکل ۹-الف تا ۹-د نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های این خط را با استفاده از برنامه 2D-DOInv نمایش می‌دهد. فرایند وارون‌سازی داده‌های واقعی با استفاده از مدل ۳۰ لایه تا عمق ۲۰۰ متری با مدل

قاری و همکاران، وارون سازی شبه دوبعدی داده های الکترومغناطیس هلی کوپتری حوزه فرکانس بر پایه روش اکام میرا شده، صفحات ۲۹۵-۳۱۰. در بالاترین و پایین ترین سطح قرار دارند.



شکل ۸: نقشه زمین شناسی محدوده مورد بررسی به همراه خط پرواز خط پرواز L30840 (جعفریان، ۱۳۷۴).

۵- نتیجه گیری

در این مطالعه طرح وارون سازی اکام دوبعدی میرا شده برای داده های الکترومغناطیس هلی کوپتری در حوزه فرکانس توسعه داده شده است. با استفاده از این الگوریتم، ساختار شبه دوبعدی قابل اطمینانی برای بررسی مقاومت ویژه الکتریکی لایه های زیرسطحی در انواع محیطها با شرایط زمین شناسی متفاوت بازیابی می شود. این طرح وارون سازی با اعمال قید هموارساز در دو راستای جانبی و قائم با قابلیت تنظیم شدت این قیود، اثرات دو و سه بعدی و همچنین نوفه های محیطی را تا حدی کاهش داده است. مثال مصنوعی اول یک ساختار دره ای شکل مدفون زیر رسوبات را شبیه سازی می کند؛ که این ساختار در بسیاری از نقاط جهان دارای منابع آب زیرزمینی قابل توجهی هستند و یا می توانند با ذخایر معدنی مرتبط باشند. مثال دوم نیز یک زمین دو لایه ای رسوبی با لایه فوقانی ناهمگن است. الگوریتم $2D-DOInv$ باعث بهبود نتایج وارون سازی یک بعدی این محیط های رسوبی همانند دیگر ساختار شبه-لایه ای می شود. حتی با وجود رولایه ناهمگن، نوفه زمین شناسی و وجود نوفه اضافه در داده ها، این الگوریتم مقاطع قائم مقاومت ویژه الکتریکی تقریباً یکتایی را نزدیک به مدل اصلی بدون نوفه تولید می کند. با این حال، ساختارهای غیر لایه ای زمین، مانند لایه اول موجود در مدل مصنوعی دوم که شامل قطعات رسانا می باشد، ممکن است به وسیله قید

در مقاطع حاصل از داده های $FHEM$ ، مقاومت ویژه کمتری از خود نشان می دهند. دلیل این امر این است که روش ERT توانایی بهتری در تشخیص ساختارهای مقاوم در سطح زمین دارد که با نتایج Yi and $Sasaki$ (2015) همخوانی دارد. از طرف دیگر با ارتفاع گرفتن سنسور برداشت از سطح زمین در روش $FHEM$ ، عارضه های سطحی دارای سیگنالی با فرکانس بالا به تدریج حذف خواهند شد و قدرت تفکیک روش های هوابرد نسبت به زمینی کاهش خواهد یافت (Fraser and Hodges, 2007). بر روی مقطع مقاومت ویژه پروفیل $P3$ در شکل ۱۲، مقاومت ویژه الکتریکی در محل آندزیت پورفیری به صورت ناپیوسته افزایش یافته است که این ناپیوستگی ها به دلیل رخنمون کم این سنگ می باشد. البته مطابق شکل ۹، فقط بخش ناچیزی از کمان آندزیت پورفیری با حاشیه دایک مقاوم موجود در مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از داده های $FHEM$ انطباق می یابد؛ این پدیده نیز نشان می دهد که تشخیص ساختارهای مقاوم در سطح زمین توسط روش ERT بهبود یافته اند. ساختار دایک موجود در مقاطع مقاومت ویژه (شکل ۹ و ۱۲) طبق نقشه زمین شناسی (شکل ۸) زیر رسوبات تحکیم نیافته ی کواترنری مدفون شده است. همچنین با مقایسه نقشه زمین شناسی و مقاطع مقاومت ویژه الکتریکی، نتیجه می شود که بخش رسانا (بخش شمال شرق دایک احتمالی) و رساناتر (بخش جنوب غرب دایک مذکور) مقاطع به ترتیب مرتبط با رسوبات سخت (جنس مارن، کنگلومرا، ماسه-سنگ، شیل و توف) و رسوبات سست کواترنری هستند.

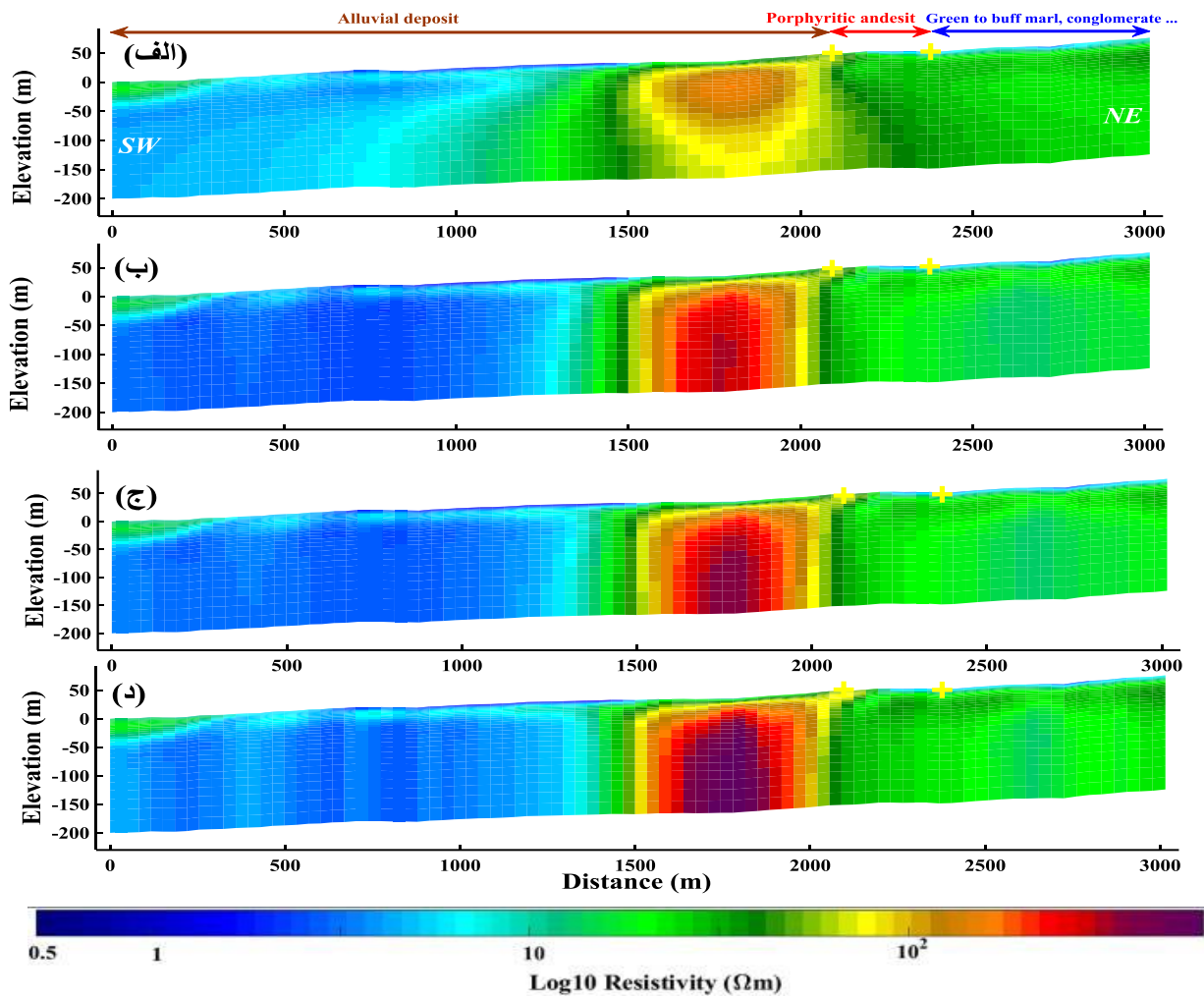
در شکل ۹ چهار مقطع وجود دارد که از الف تا د به ترتیب شدت قید جانبی کاهش می یابد، به گونه ای که در شکل ۹-د اثر قید جانبی حذف شده است. با مقایسه مقاطع می توان دریافت که با کاهش اثر قید جانبی مقادیر مقاومت ویژه الکتریکی مرتبط با این جسم مقاوم افزایش می یابد و همانند مدل مصنوعی اول کف این جسم قابل بازیابی نمی باشد. با دقت می توان مشاهده کرد که تمام مقاطع به استثنای مقطع موجود در شکل ۹-الف، عمق دایک را خارج از مقیاس عمقی شکل (بالای ۲۰۰ متر) تفسیر می کنند، اما مقطع شکل ۹-الف کف دایک مقاوم را حدود ۱۳۰ متر برمی گرداند. علاوه بر این، مشاهده می گردد؛ که قسمت آبی رنگ سمت جنوب غرب با کاهش شدت این قید رساناتر می گردد و قسمت سبز رنگ شمال شرق با کاهش شدت قید یک توده با رسنایی بیشتر را در خود جای داده است. پس با تجربه حاصل از وارون سازی شبه دوبعدی داده های واقعی می توان اثر قیود هموارساز را درک کرد و لزوم استفاده از آن ها را اثبات کرد. حال این که آیا این عمق واقعی دایک مذکور هست، روند این ساختار منطبق بر کدام یک از نتایج است و همچنین تعیین جنس این ساختار مقاوم نیاز به اطلاعات تکمیلی خصوصاً حفاری احساس می شود.

مقادیر $RMSE$ در شکل ۱۰ در تمام موارد در بازه ی ۰ تا ۱ قرار دارند، که نشان می دهد که داده ها درون خطای مشاهده ای برآزش شده اند. علاوه بر این، مطابق مدل های مصنوعی، در این جا نیز مقادیر $RMSE$ مرتبط با داده های حاصل از مقطع شکل ۹-الف و ۹-د به ترتیب

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

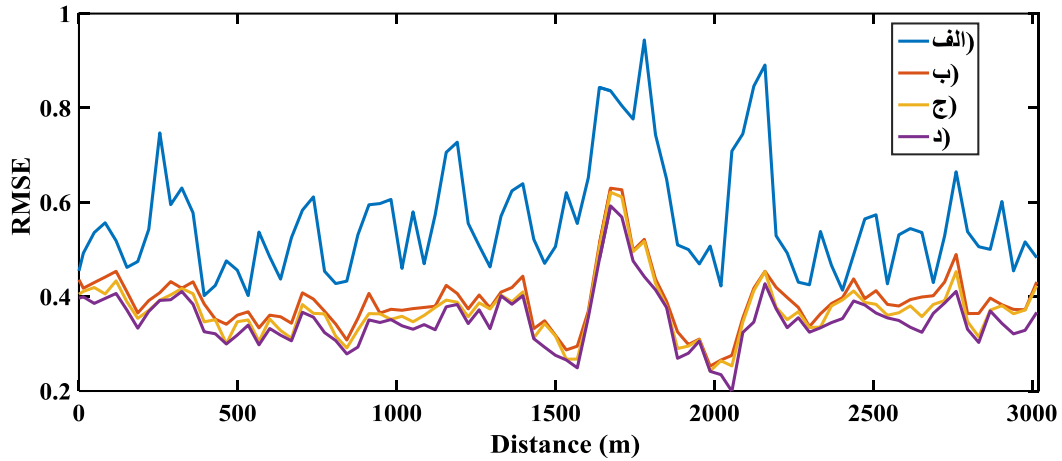
ERT نیز فقط بخش کوچکی از این واحد را در سطح زمین با مقاومت ویژه بالاتر از محیط اطرف نمایش می‌دهد. علاوه بر واحدهای موجود در نقشه زمین‌شناسی، مقاطع ژئوفیزیکی حاصل از FHEM و ERT ساختار جدیدی با مقاومت ویژه متوسط بالای ۱۰۰ اهم‌متر را زیر رسوبات کواترنری معرفی می‌کند؛ که بسیار فراتر از مقادیر اطراف خود نشان داده شده است. این محدوده احتمالاً دنباله واحد آندزیت پورفیری موجود در نقشه زمین‌شناسی است؛ که در زیر رسوبات دفن شده است. به طور کلی می‌توان عنوان کرد که قید جانبی تباین آن پارامترهایی از مدل که ضعیف حل شده‌اند را بهبود می‌بخشد، زیرا از طریق اعمال قید جانبی، فرض پیوستگی اطلاعات زمین‌شناسی بین ایستگاه‌ها را در سرتاسر مدل انتشار می‌دهد. لازم به ذکر است که عدم قدرت تفکیک کافی در تمام مدل‌های وارون زمین‌شناسی نیز ظاهراً مقاومتی در این محدوده دارد. این امر به این دلیل است که مطابق تصاویر ماهواره‌ای، بخش‌های زیادی از واحد آندزیتی که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم با رنگ قرمز رسم شده‌اند؛ پوشیده از آبرفت هستند. البته مقطع مقاومت ویژه حاصل از داده‌های

جانبی بیش از حد هموار شوند. حال اگر هدف کشف این اجسام مجزا باشد، بهتر است این قید در لایه بالا بسیار ضعیف انتخاب شود؛ زیرا 2D-DOInv هنوز هم می‌تواند بهبود نتایج وارون‌سازی را ارائه دهد. در نهایت طرح وارون‌سازی 2D-DOInv با شدت‌های متفاوتی از قید جانبی بر روی داده‌های واقعی محدوده کوچکی از برگه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم اجرا شده است. با پیروی از مدل‌های مصنوعی و تکیه بر اولین مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون‌سازی داده‌های FHEM چنین استدلال می‌شود که رسوبات کواترنری دارای مقاومت ویژه الکتریکی متوسط کمتر از ۵ اهم‌متر، سازند واقع در شمال شرق خط پرواز شامل مارن، کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل دارای مقاومت متوسط کمتر از ۵۰ اهم‌متر می‌باشد و در محل واحد آندزیت پورفیری موجود بر روی نقشه زمین‌شناسی نیز ظاهراً مقاومتی در این محدوده دارد. این امر به این دلیل است که مطابق تصاویر ماهواره‌ای، بخش‌های زیادی از واحد آندزیتی که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کلاته‌رشم با رنگ قرمز رسم شده‌اند؛ پوشیده از آبرفت هستند. البته مقطع مقاومت ویژه حاصل از داده‌های

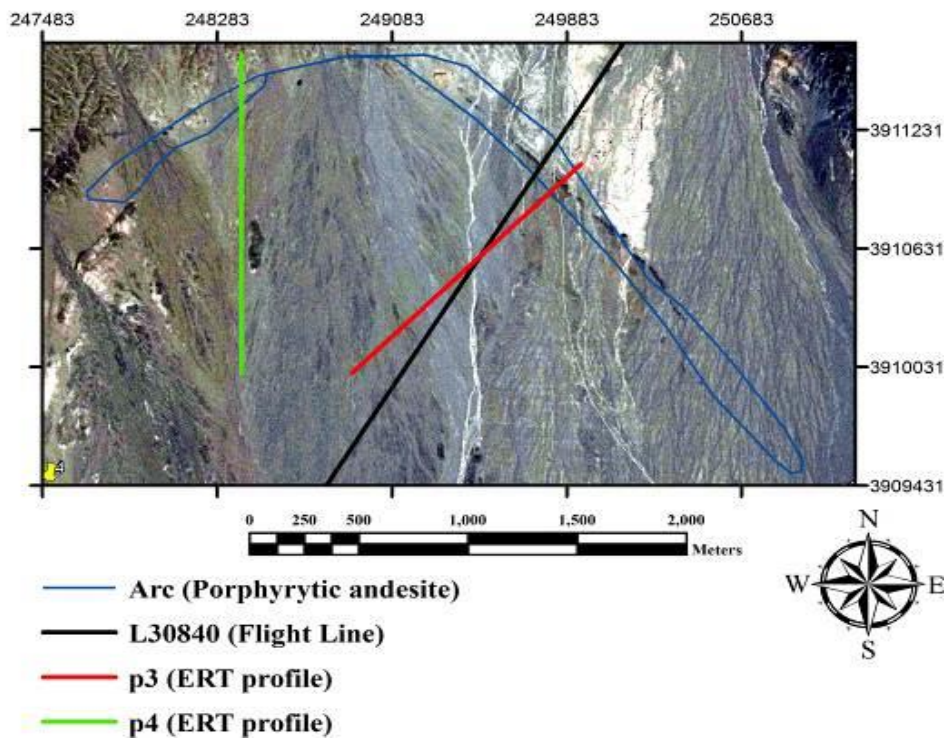


شکل ۹: وارون‌سازی داده‌های FHEM خط پرواز L30840: مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون‌سازی داده‌ها از طریق، الف) 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی با شدت بالا و ب) 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی با شدت متوسط، ج) 2D-DOInv، البته با اعمال قید جانبی با شدت ضعیف و د) 1D-Occam.

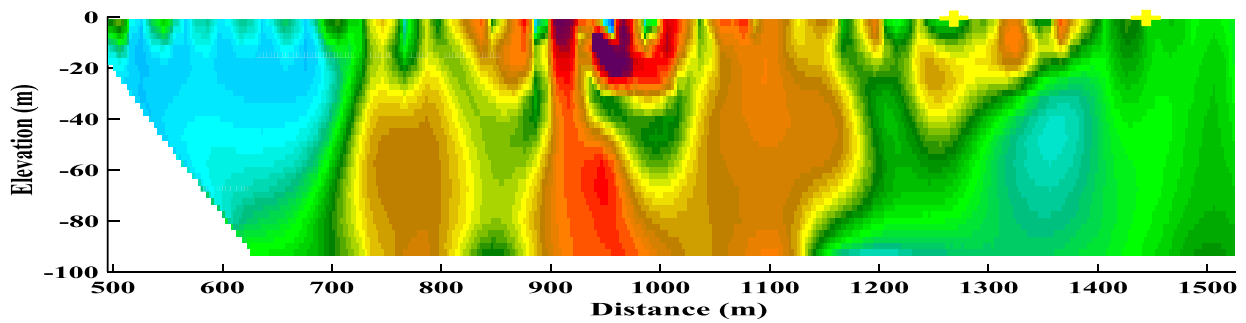
قاری و همکاران، وارون‌سازی شبه‌دوبعدی داده‌های الکترومغناطیس هلی‌کوپتری حوزه فرکانس بر پایه روش اکام میرا شده، صفحات ۲۹۵-۳۱۰.



شکل ۱۰: نمودار مقادیر RMSE حاصل از وارون‌سازی داده‌های محدوده کوچکی از برگه کلاته‌رشم مطابق با مقاطع موجود در شکل (۹-الف) تا (۹-د).



شکل ۱۱: تصویر ماهواره‌ای محدود آندزیت پورفیری کمان شکل.



شکل ۱۲: مقطع مقاومت ویژه الکتریکی حاصل از وارون‌سازی داده‌های ERT پروفیل P3.

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

Frischknecht, F.C., Labson, V.F., Spies, B.R., Anderson, W.L., 1991, profiling methods using small sources. In: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*, Society of Exploration Geophysics, 2, 105–270.

Hodges, G. and Bell, R.S., 2003, Practical inversions for helicopter electromagnetic data, 15th Annual Symposium on the Application of Geophysics to Environmental and Engineering Problems (SAGEEP), Proceedings, 45-58.

Holladay, S. and Lo, B., 1997, Airborne frequency-domain EM—Review and preview, In Proceedings of Exploration, 97, 505-514.

Huang, H., and Fraser, D. C., 1996, The differential parameter method for multifrequency airborne resistivity mapping, *Geophysics*, 61(1), 100-109.

Huang, H. and Fraser, D.C., 2001, Mapping of the resistivity, susceptibility, and permittivity of the earth using a helicopter-borne electromagnetic system, *Geophysics*, 66(1), 148-157.

Huang, H., and Fraser, D. C., 2003, Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic conductive layered earth, *Geophysics*, 68(4), 1211-1223.

Huang, H., and Rudd, J., 2008, Conductivity-depth imaging of helicopter-borne TEM data based on a pseudolayer half-space model, *Geophysics*, 73(3), F115-F120.

Jørgensen, F., Sandersen, P.B. and Auken, E., 2003, Imaging buried Quaternary valleys using the transient electromagnetic method, *Journal of Applied Geophysics*, 53(4), 199-213

Key, K., 2009, 1D inversion of multicomponent, multifrequency marine CSEM data: Methodology and synthetic studies for resolving thin resistive layers, *Geophysics*, 74(2), F9-F20.

Kim, H.J., Kim, Y., 2011, A unified transformation function for lower and upper bounding constraints on model parameters in electrical and electromagnetic inversion, *J. Geophys. Eng.* 8(1), 21–26.

Legault, J.M., 2015, Airborne electromagnetic systems State of the art and future directions, *CSEG Recorder*, 40(06), 38-49.

Liu, G. and Becker, A., 1990, Two-dimensional mapping of sea-ice keels with airborne electromagnetics, *Geophysics*, 55(2), 239-248.

Minsley, B. J., 2011, A trans-dimensional Bayesian Markov chain Monte Carlo algorithm for model assessment using frequency-domain electromagnetic data, *Geophysical Journal International*, 187(1), 252-272.

Nakazato, H. and Konishi, N., 2005, Subsurface structure exploration of wide landslide area by aerial electromagnetic exploration. *Landslides*, 2(2), 165-169.

Oldenburg, D.W., Li, Y. and Ellis, R.G., 1997, Inversion of geophysical data over a copper gold porphyry deposit: A case history for Mt. Milligan, *Geophysics*, 62 (5), 1419-1431.

۶- سپاس‌گزاری

از همکاری گروه‌های ژئوفیزیک هوابرد ژئوفیزیک زمینی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور به دلیل در اختیار قرار دادن داده‌های ژئوفیزیکی صمیمانه سپاسگزاری می‌گردد.

۷- منابع

جعفریان، م.ب.، ۱۳۷۴، نقشه زمین‌شناسی کلاته-رشم، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳، گزارش برداشت ژئوفیزیک هوایی در منطقه طرود معلمان.

شیرزادی‌تبار، ف.، اسکویی، ب. و باستانی، م.، ۱۳۹۰، بررسی اثر متغیرهای موثر در پاسخ فرایند وارون سازی داده های الکترومغناطیس هوابرد در حوزه بسامد، *مجله ژئوفیزیک ایران*، ۵ (۲)، ۳۸-۵۰.

Abedi, M., Norouzi, G.H., Fathianpour, N. and Gholami, A., 2015, Geological structure imaging from airborne electromagnetic and magnetic data, a case study in Kalat-e-Reshm area, Iran, *Arabian Journal of Geosciences*, 8(1), 425-435.

Auken, E., Christiansen, A.V., 2004, Layered and laterally constrained 2D inversion of resistivity data, *Geophysics*, 69(3), 752–761.

Auken, E., Christiansen, A.V., Jacobsen, L.H. and Sørensen, K.I., 2008, A resolution study of buried valleys using laterally constrained inversion of TEM data, *Journal of Applied Geophysics*, 65(1), 10-20.

Beamish, D., 2002, An assessment of inversion methods for AEM data applied to environmental studies, *Journal of Applied Geophysics*, 51(2), 75-96.

Beamish, D., 2004, 3D modelling of near-surface, environmental effects on AEM data, *Journal of applied geophysics*, 56(4), 263-280.

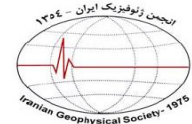
Chang-Chun, Y., Xiu-Yan, R., Yun-He, L., Yan-Fu, Q., Chang-Kai, Q. & Jing, C., 2015, Review on airborne electromagnetic inverse theory and applications, *Geophysics*, 80(4), W17-W31.

Christensen, N.B., Fitzpatrick, A. and Munday, T., 2010, Fast approximate 1D inversion of frequency domain electromagnetic data, *Near Surface Geophysics*, 8(1), 1-15.

deGroot-Hedlin, C., and Constable, S., 1990, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.

Doll, W.E., Gamey, T.J., Bell, D.T., Beard, L.P., Sheehan, J.R., Norton, J., Holladay, J.S. and Lee, J.L., 2012, Historical development and performance of airborne magnetic and electromagnetic systems for mapping and detection of unexploded ordnance, *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 17(1), 1-17.

- Smith, B.D., Grauch, V.J.S., McCafferty, A.E., Smith, D.V., Rodriguez, B.R., Pool, D.R., Deszcz-Pan, M. and Labson, V.F., 2007, Airborne electromagnetic and magnetic surveys for ground-water resources: a decade of study by the US Geological Survey, In Proceedings of Exploration, 7, 895-899.
- Supper, R., Baron, I., Ottowitz, D., Motschka, K., Gruber, S., Winkler, E., Jochum, B. and Römer, A., 2013, Airborne geophysical mapping as an innovative methodology for landslide investigation: evaluation of results from the Gschliefgraben landslide, Austria. Natural Hazards and Earth System Sciences, 1(3), 3313-3328.
- Vallée, M.A., Smith, R.S. and Keating, P., 2011, Metalliferous mining geophysics—State of the art after a decade in the new millennium, Geophysics, 76 (4), W31-W50.
- Wait, J.R., 1982, Geo-Electromagnetism. 1982, Academic, San Diego, CA.
- Walker, S. E., 2012, Inversion of EM data to recover 1-D conductivity and a geometric survey parameter, Master Thesis, University of British Columbia.
- Ward, S.H., Hohmann, G.W., 1987, Electromagnetic theory for geophysical applications, In: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 131-311.
- White, J.C. and Beamish, D., 2014, A lithological assessment of the resistivity data acquired during the airborne geophysical survey of Anglesey, North Wales, Proceedings of the Geologists' Association, 125(2), 170-181.
- Yi, M.J. and Sasaki, Y., 2015, 2-D and 3-D joint inversion of loop-loop electromagnetic and electrical data for resistivity and magnetic susceptibility, Geophysical Journal International, 203(2), 1085-1095.
- Yin, C., and Hodges, G., 2007, Simulated annealing for airborne EM inversion, Geophysics, 72(4), F189-F195.
- Yu, W.W., 2012, Inversion of airborne electromagnetic data in 2.5D, MSc dissertation, University of British Columbia.
- Zhang, Z., Routh, P. S., Oldenburg, D. W., Alumbaugh, D. L., and Newman, G. A., 2000, Reconstruction of 1-D conductivity from dual-loop EM data, Geophysics, 65(2), 492-501.
- Zhdanov, M. S., Pavlov, D. A., and Ellis, R. G., 2002, Localized S-inversion of time-domain electromagnetic data, Geophysics, 67(4), 1115-112.
- Palacky, G.J., West, G.F., 1991, Airborne electromagnetic methods. In: Nabighian, M.N. (Ed.), Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, 2, 811-879.
- Pfaffhuber, A., Hendricks, S., and Kivstedal, Y., 2012, Progressing from 1D to 2D and 3D near surface airborne electromagnetic mapping with multisensor, airborne sea-ice explorer, Geophysics, 77(4), 1-9.
- Santos, F. A. M., 2004, 1-D laterally constrained inversion of EM34 profiling data, Journal of Applied Geophysics, 56(2), 123-134.
- Sasaki, Y., 2001, Full 3-D inversion of electromagnetic data on PC, Journal of Applied Geophysics, 46(1), 45-54, 2001.
- Sasaki, Y. and Meju, M.A., 2006, A multidimensional horizontal-loop controlled-source electromagnetic inversion method and its use to characterize heterogeneity in aquiferous fractured crystalline rocks, Geophysical Journal International, 166(1), 59-66.
- Sattel, D., 2005, Inverting airborne electromagnetic (AEM) data with Zohdy's method, Geophysics, 70(4), G77-G85.
- Sengpiel, K.P., 1988, Approximate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground, Geophys. Prosp., 36(4), 446-459.
- Shirzaditabar, F., Bastani, M., and Oskooi, B., 2011, Imaging a 3D geological structure from HEM, airborne magnetic and ground ERT data in Kalat-e-Reshm area, Iran, Journal of Applied Geophysics, 75(3), 513-522.
- Siemon, B., 2009, Electromagnetic methods—frequency domain: airborne techniques. In: Kirsch, R. (Ed.), Groundwater Geophysics—A Tool for Hydrogeology, Springer, Berlin, 155-170.
- Siemon, B., Christiansen, A.V. and Auken, E., 2009a, A review of helicopter-borne electromagnetic methods for groundwater exploration, Near Surface Geophysics, 7(5-6), 629-646.
- Siemon, B., Auken, E. and Christiansen, A.V., 2009b, Laterally constrained inversion of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data, Journal of Applied Geophysics, 67(3), 259-268.
- Singh, N.P. and Mogi, T., 2010, EMDPLER: A F77 program for modeling the EM response of dipolar sources over the non-magnetic layer earth models, Computers & Geosciences, 36(4), 430-440.
- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2000, An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data, Geophysics, 65(3), 791-803.



Pseudo 2D inversion of frequency-domain helicopter-borne electromagnetic data based on damped Occam's inversion (2D-DOInv) method

Hosseinali Ghari^{1,2}, Behrooz Oskooi^{1*}, Mehrdad Bastani^{3,4} and Hasan Kheyrollahi^{5,6}

1- Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

2- Department of Mining and Metallurgical Engineering, Yazd University, Yazd, Iran.

3- Geological Survey of Sweden (SGU), Uppsala, Sweden.

4- Department of Earth Sciences, Uppsala University, Villavägen 16, SE-75236 Uppsala, Sweden

5- Department of Mining and Metallurgical Engineering, Amirkabir University of Technology, Tehran, Iran.

6- Airborne Geophysics Group, Department of Geomatics, Geological Survey of Iran (GSI), Tehran, Iran.

Received: 2 July 2018; Accepted: 1 February 2019

Corresponding author: boskooi@ut.ac.ir

Keywords:

Damped Occam's inversion
FDHEM data
Kalat-e-Reshm area
Pseudo 2D inversion
Resistivity structure
Semnan
2D-DOInv

Extended Abstract

Summary

In this paper, we examine the applicability of a pseudo two-dimensional (2D) inversion technique, called 2D-DOInv, on a layered earth model, to a frequency-domain helicopter-borne electromagnetic (FDHEM) dataset. In this scheme, a one-dimensional (1D) inversion is modified with 2D Occam's smoothness constraints between 1D models of adjacent sites in addition to the vertical smoothing. By incorporating the vertical and horizontal weighting factors in the regularization matrix, we obtain more stable solution and geologically more realistic results. Unlike 1D Occam's inversion, in the 2D-

DOInv algorithm, the data of all stations along a flight line are simultaneously inverted by minimizing a common objective function. In this inversion algorithm, we are able to incorporate the inequality constraints. The inversion scheme can be parallelized using multiple processors in a single computer. To validate the algorithm, we consider synthetic responses generated over known 2D targets, a buried valley structure and a two-layer earth containing heterogeneous overburden. In comparison to the 1D Occam's inversion, the 2D-DOInv algorithm estimates pseudo 2D cross section of subsurface resistivity structure, and efficiently reduces the effects of the multidimensional modeling cost and data noise. Finally, this inversion is applied on the real data in Kalat-e-Reshm area of Semnan Province, Iran. The resulting inverted parameters using the proposed algorithm correspond reasonably close to the known geology and to the results from electrical resistivity tomography (ERT) data inversion.

Introduction

The FDHEM applications are industrially feasible, as long as there is a fairly fast algorithm, yet accurate enough for inversion of a tremendous amount of survey data to model near surface resistivity variations. Currently, the only way to invert such large amounts of data in the field is by utilizing a 1D approximation. The 1D inversion often leads to a series of stitched 1D models that can be misleading, since real data inherently consist information about more than one dimension. Unfortunately, multidimensional modelling has been limited by the computational expense. In this paper, we present a 2D smooth regularized inversion based on a 1D forward modelling with a particular pair of regularization coefficients that simultaneously guarantees the stability and best-fit criteria. All data and 1D models along a flight line are inverted together, giving pseudo 2D sections of the subsurface.

Methodology and Approaches

Here, the forward modeling routine is based on the 1D assumption in which the thicknesses of layers are fixed and increase logarithmically with depth. To implement the inversion procedure of 2D-DOInv, the 2D model is discretized with M by N blocks of constant resistivity, where the parameter vector is of length M , the data vector is of length N . In this inversion, the model regularization function is improved to smooth the resistivity model by incorporating separate vertical and horizontal smoothing factors in the regularization matrix R . To further stabilize the inverse problem, we

introduce the inequality constraint using the transformation of the model parameter vector. The algorithm can parallelize computations using multiple processors on the same computer to make the inversion scheme very large scale and quick. 1D and 2D damped Occam's inversions, which are developed in MATLAB environment, are first applied on the synthetic data sets obtained from two 2D models. Compared to the 1D damped Occam's inversion, 2D-DOInv recovers fairly accurate 2D synthetic models from noisy data. Finally, the 2D-DOInv approach is applied on the field data.

Results and Conclusions

In this paper, we have developed a pseudo 2D inversion in MATLAB environment. This inversion technique, named 2D-DOInv, is used to invert FDHEM data. 2D constrained inversion of both synthetic and field data certainly improves the 1D Occam's inversion results of quasi-layered earth structures, although the misfit is higher. Even in case of noisy data, we can filter out the influence of the noise using our smooth regularized inversion technique, and enhance the resolution of the subsurface resistivity images. Thus, this technique can suppress both the measurements and the processes errors. For non-layered earth structures, e.g. the two-layer model comprising of a heterogeneous overburden that is common in weathered crystalline terrains; however, the reconstructed 2D pseudo section will be blurred as a result of excessive horizontal smoothing. Through this method in which the horizontal constraint is chosen to be relatively weak in the top layer, 2D-DOInv still improves the inversion results and mitigates 2D/3D effects. The example of measured data sets from a DIGHEM survey carried out over Kalat-e-Reshm area demonstrates the capabilities of the algorithm reasonably. We can see reasonable correlations between the pseudo 2D resistivity models from FDHEM data inversion and ERT 2D resistivity models.
