

استفاده از تبدیل مستقیم داده‌های الکترومغناطیس هوابرد در حوزه بسامد، به منظور بهبود

نتایج معکوس سازی به روش تجزیه مقادیر تکین

ابوالفضل اسدیان^۱، علی مرادزاده^{۲*}، علیرضا عرب‌امیری^۳، علی نجاتی کلاته^۳ و داود رجبی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، ایران

^۲ استاد، دانشکده معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، ایران

^۴ دانش‌آموخته کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، ایران

(دریافت: ۹۲/۷/۲۳، پذیرش نهایی: ۹۳/۷/۱)

چکیده

برداشت‌های الکترومغناطیس بالگردی حوزه بسامد به علت سرعت و قدرت تفکیک زیاد نسبت به دیگر روش‌های هوابرد (به واسطه ارتفاع پایین و مانورپذیری زیاد بالگرد) در زمره روش‌های پرکاربرد در تصویرسازی مقاومت ویژه هوابرد محسوب می‌شوند. اغلب تفسیر و مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هوایی به دو روش کلی تبدیل مستقیم و روش‌های تکرار محاسبات صورت می‌گیرد. در روش‌های تبدیل مستقیم، از تبدیل مستقیم داده‌های الکترومغناطیسی برای یک مدل کلی مثل یک نیم‌فضا در به‌دست آوردن مدل تقریبی استفاده می‌شود درحالی‌که در روش تکرار محاسبات، معکوس‌سازی دقیق داده‌ها با انتخاب مدل اولیه مناسب صورت می‌گیرد. روش تجزیه مقادیر تکین یکی از روش‌های تکرار محاسبات است که با وجود توانمندی‌های قابل توجه تاکنون در کشورمان برای مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیس هوابرد مورد استفاده قرار نگرفته است. به همین علت در این تحقیق در نظر است تا با برنامه‌های نوشته شده در محیط برنامه‌نویسی مت‌لب اثر مدل‌های اولیه گوناگون روی دقت نتایج مدل‌سازی این روش در یک فرایند تکراری روش لوبرگ-مارکوارت مورد بررسی قرار گیرد. نتایج مدل‌سازی‌های داده‌های مصنوعی و واقعی نشان می‌دهد که در صورت نداشتن اطلاعات اولیه از مدل مورد بررسی، روش تجزیه مقادیر تکین ممکن است نتایج نامطلوبی تولید کند. این اثر می‌تواند ناشی از نزدیک نبودن مدل اولیه به مدل واقعی باشد که موجب برازش نشدن زیاد بین داده‌های واقعی و پاسخ مدل و در نتیجه همگرا نشدن فرایند معکوس‌سازی شود. همچنین نتایج مطالعه نشان می‌دهد که استفاده از مدل‌های مقاومت ویژه حاصل از روش‌های عمق مرکزی سیمون و سنگییل به عنوان مدل اولیه می‌تواند نتایج مطلوب‌تری در معکوس‌سازی‌های داده‌های الکترومغناطیس بالگردی به کمک روش تجزیه مقادیر تکین نسبت به دیگر روش‌های تبدیل مستقیم، به‌دست دهد.

واژه‌های کلیدی: الکترومغناطیس بالگردی، روش تبدیل مستقیم، روش‌های تکرار محاسبات، تجزیه مقادیر تکین، روش عمق مرکزی

Improving the results of singular value decomposition inversion using direct transformation of frequency-domain HEM data

Asadian, A.¹, Moradzadeh, A.², Arabamiri, A.³, Nejatikelateh, A.³ and Rajabi, D.⁴

¹M.Sc. Student in Geophysics, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University, Iran

²Professor, School of Mining, College of Engineering, University of Tehran, Iran

³Assistant Professor, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University, Iran

⁴Postgraduate of Geophysics, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University, Iran

(Received: 15 Oct 2013, Accepted: 23 Sep 2014)

Summary

Helicopter-borne electromagnetic (HEM) is a fast and high resolution airborne electromagnetic (AEM) method that is frequently used for imaging of the subsurface

E-mail: a_moradzadeh@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

resistivity structures. This is a versatile and cost effective method, frequently has used in mineral and groundwater exploration and various environmental problems. Modern frequency-domain HEM systems utilize small electromagnetic, magnetic, Global Positioning System (GPS) and laser altimeter sensors which are encapsulated in a “bird”, a cigar-shaped 9 m long tube, which is kept at about 30–40 m above the ground level. Separation between the rigidly mounted transmitter and receiver coils typically lies between 4 and 8 m. The modern HEM systems use a multi-frequency devices operating at 4–6 frequencies, ranging from 200 Hz to 200 kHz. In this method, a sinusoidal current flow through the transmitter coil generates a primary magnetic field at a frequency that is very close to a dipole field at some distance from the transmitter coil. The primary oscillating magnetic field induces eddy currents in the subsurface of the Earth. These currents, in turn, generate a secondary magnetic field, which is related to the Earth resistivity distribution. The receiver coils measure the induced secondary magnetic field with respect to the primary magnetic in parts per million (ppm). Due to the induction process of the Electromagnetic (EM) field, there is a small phase shift between the primary and secondary fields. In practice, the transmitter coil is horizontal (VMD: vertical magnetic dipole) or vertical (HMD: horizontal magnetic dipole) and the receiver coil is oriented in a maximally coupled position, resulting in horizontal coplanar (HCP), vertical coplanar (VCP), or vertical coaxial (VCA) coil systems.

The final results of the frequency domain HEM data are normally presented in the form of resistivity maps in various frequency or depth levels or as resistivity depth sections along the survey lines for interpretation. The vertical resistivity sections are constructed by concatenating the resistivity models for every measuring point along a survey line. Several methods have been developed to prepare these resistivity maps or depth sections. Many techniques have been developed to model the measured HEM data during the recent 35 years. They are classified into two general groups: (1) direct transform of the data into a generalized model such as a half-space, and (2) inversion of the data to a specific model such as a layered Earth, for which a starting model is used, followed by iterative fitting of the data in the least-squares sense.

In the direct transformation approaches (e.g. Sengpiel (1988) and Siemon (2001) centroid depth method), upon the calculation of the centroid depth and apparent resistivity values for each frequency, a vertical pseudo-section of the resistivity is created by concatenating the resistivity-depth ($\rho_a(z^*)$) curve (smooth model) for each point of a survey line. In these schemes an approximate resistivity model is quickly acquired without a need of a starting or initial resistivity model. In the iterative inversion methods, however, the EM data are modeled inversely using a starting model to get a precise resistivity model. The final outputs of these inversion techniques are highly dependent on the correct selection of the starting model. One of the most effective and accurate methods is the layered earth inversion using the Levenberg-Marquardt (LM) technique based on the singular value decomposition (SVD). Despite the high capability of this inversion technique, it has not been used for modeling of the HEM data in Iran. Because of this reason, this paper aims to verify the accuracy of the final inversion results of the HEM data using various choice of a starting model. Here the required inversion computer codes were developed in the Matlab software. This inversion routine was tested on noise-free and noise-contaminated synthetic data of layered and 3-D models. The obtained results indicate that the final resolved model is in a great accordance with the true model in each case. In addition a set of real HEM data, in south parts of Damghan city in Semnan Province, has finally been inverted with this program, and its results have been compared with those obtained with the direct transformation methods. Results show that the SVD inversion may go to the wrong path when there is not a good starting model. Results also indicate that if the Sengpiel or Siemon

centroid depth resistivity models are used as the starting model of the SVD inversion, the final resistivity models would be superior to the final resistivity models obtained by the starting models, yielded by the other direct transformation methods.

Keywords: HEM, Direct transform modeling, Iterative computation methods, Centroid depth method, SVD inversion

۱ مقدمه

سونداژ یا مقاطع مقاومت ویژه شد. به‌طور کلی دو روش تبدیل مستقیم و تکرار محاسبات برای تفسیر و مدل‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی هوایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. در روش‌های تبدیل مستقیم مانند عمق مرکزی سنگپیل (۱۹۸۸)، عمق مرکزی سیمون (سیمون، ۲۰۰۱) و پارامتر دیفرانسیلی هوانگ و فریزر (۱۹۹۶)، مدل‌سازی تقریبی به کمک تبدیل مستقیم داده‌ها برای یک مدل کلی مثل یک نیم‌فضا به‌طور سریع صورت می‌گیرد. این در حالی است که در روش‌های معکوس‌سازی با تکرار محاسبات مانند روش اکام (کانستیل و همکاران، ۱۹۸۷) و روش تجزیه مقادیر تکین (singular value decomposition; SVD) (هوانگ و پالاک، ۱۹۹۱؛ هوانگ و فریزر، ۲۰۰۳)، مدل‌سازی به‌نسبت دقیق و با استفاده از یک مدل اولیه عملی می‌شود. مزیت روش‌های تبدیل مستقیم این است که جوابی یکتا و غیرقابل تغییر از پارامترهای مدل به‌دست می‌دهند. اما عیب آنها این است که پارامتر حاصل تصویری ضعیف از زمین‌شناسی تولید می‌کنند (فریزر، ۱۹۷۸؛ هوانگ و فریزر، ۲۰۰۱). در مقابل روش‌های معکوس‌سازی بر پایه محاسبات تکراری هرچند به کندی صورت می‌گیرند اما تصاویر و مقاطعی به‌دست می‌دهند که دارای تفکیک بسیار زیادی نسبت به روش‌های مستقیم است ولی در این روش‌ها نتیجه مدل‌سازی شدیداً به مدل اولیه بستگی دارد (فارکواریسون و همکاران، ۲۰۰۳؛ هوانگ و فریزر، ۲۰۰۳). این مسئله به علت این است که برای معکوس‌سازی در این روش‌ها از روش گرادین پایه استفاده می‌شود، لذا انتخاب نشدن مدل

روش الکترومغناطیس بالگردی (HEM) حوزه بسامد، که یکی از روش‌های الکترومغناطیسی هوابرد (AEM) است، روشی سریع و با قدرت تفکیک پذیری زیاد است که در اکتشاف منابع معدنی، اکتشاف آب زیر زمینی و حل مسائل زیست‌محیطی به وفور از آن استفاده می‌شود. علاوه بر این از این روش در ارزیابی سریع ویژگی‌های زمین‌شناختی یک منطقه وسیع نیز استفاده می‌شود. در دستگاه‌های نوین چندبسامدی HEM از مجموعه‌ای از گیرنده‌های کوچک الکترومغناطیسی همراه با مغناطیس سنج، ارتفاع‌سنج لیزری و GPS که همگی آنها داخل محفظه لوله‌ای شکل به طول ۹ متر به نام پرنده؛ و معمولاً در ارتفاع ۳۰ تا ۴۰ متری از سطح زمین قرار می‌گیرد، استفاده می‌شود. در این دستگاه‌های جدید فاصله بین پیچ‌های فرستنده و گیرنده الکترومغناطیسی معمولاً از ۴ تا ۸ متر تغییر می‌کند و داده‌ها در ۴ تا ۶ بسامد (از ۲۰۰ تا ۲۰۰۰۰۰ هرتز) اندازه‌گیری می‌شود (عرب امیری و همکاران، ۲۰۱۰؛ شیرزادی و اسکویی، ۱۳۹۰). در روش‌های HEM توزیع مقاومت ویژه عمقی با تحلیل میدان‌های الکترومغناطیس در بسامدهای مورد استفاده به‌دست می‌آید. لذا در نخستین گام تفسیر داده‌های الکترومغناطیس، تعیین مقاومت ویژه و تغییرات عمقی آن مورد نیاز است. در دهه ۱۹۷۰ این محاسبات اغلب به نمودارهای فازور محدود می‌شد. پس از آن ماندری (۱۹۸۴)، الگوریتمی را به‌منظور بهبود محاسبات عددی عرضه کرد. این الگوریتم منجر به پدید آمدن روش‌های متنوع محاسباتی برای مدل‌سازی معکوس (inversion) داده‌های الکترومغناطیس هوایی به منظور رسم منحنی‌های

اولیه مناسب ممکن است باعث ناهمگرایی یا کمینه‌سازی واقعی شود و بنابر این جواب به دست آمده معقول نخواهد بود.

یکی از روش‌های متداول معکوس‌سازی با تکرار محاسبات، روش لایه‌های گسسته یا تجزیه مقادیر تکین (فوگرو، ۲۰۰۳) است. در این روش، زمین به صورت مدلی متشکل از لایه‌های افقی در نظر گرفته می‌شود که هر لایه مقاومت ویژه و ضخامت متفاوتی دارد و پارامترهای مدل‌سازی، مقاومت ویژه و ضخامت لایه‌ها هستند که به صورت هم‌زمان تغییر می‌کنند. در این روش معکوس‌سازی، ابتدا یک مدل اولیه از سوی کاربر عرضه می‌شود و با استفاده از مدل‌سازی پیشرو (forward modeling) داده‌های متناظر با این مدل تولید و اختلاف بین این داده‌ها و داده‌های برداشت شده اصلی با کمترین خطای ممکن (RMS error) بررسی می‌شود (فرشخت، ۱۹۶۷). سپس با استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین، مدل اولیه اصلاح و مدل ثانویه تولید می‌شود. این روند تا جایی که اختلاف داده‌های حاصل از مدل و داده‌های برداشت شده به یک آستانه قابل قبول برسد، تکرار می‌شود. لازم به ذکر است که در اصلاح مدل در هر تکرار از روش تجزیه مقادیر تکین استفاده می‌شود. مهم‌ترین مزیت بررسی صورت گرفته نسبت به بعضی از روش‌های معکوس‌سازی، مقاوم بودن آن در مقابل نوفه است که با حذف مقادیر کوچک منفرد در روش پیش گفته صورت می‌گیرد. بدین ترتیب از ایجاد ساختارهای ناخواسته در مدل به دست آمده از معکوس‌سازی جلوگیری می‌شود و لذا پایداری در فرایند معکوس‌سازی ایجاد می‌شود. مهم‌ترین اشکال این روش وابستگی شدید آن به مدل اولیه مناسب است. از این رو چنانچه مدل اولیه بسیار دور از مدل حقیقی باشد برنامه دچار واگرایی می‌شود و پاسخ قابل قبولی نخواهد داد (مجو، ۱۹۹۴). بنابراین با استفاده از مدل اولیه مناسب می‌توان به همگرایی معکوس‌سازی غیرخطی به کار رفته کمک کرد.

در این مقاله در نظر است تا با انتخاب مدل‌های اولیه گوناگون که از تبدیل مستقیم داده‌های اندازه‌گیری شده حاصل می‌شوند و همچنین تهیه الگوریتم و برنامه‌های رایانه‌ای لازم دقت نتایج حاصل از معکوس‌سازی با روش تجزیه مقادیر تکین بهبود یابد.

۲ مدل‌سازی پیشرو داده‌های الکترو مغناطیس هوایی برای نیل به معکوس‌سازی دقیق به منظور تهیه نقشه‌های مقاومت ویژه، تهیه مدل‌های اولیه مناسب برای یک برنامه پیشرو ضرورت دارد. از آنجا که در روش تکرار محاسبات، مقادیر هر مدل تصحیح می‌شود و محاسبات به صورت پی‌درپی با نتیجه نهایی مورد ارزیابی قرار می‌گیرد، نیاز به نگارش برنامه‌ای پیشرو دقیق و مطلوب است. تهیه نشدن یک برنامه پیشرو دقیق سبب پاسخ‌های ناهنجار خواهد شد. از آنجا که در روش معکوس‌سازی باروش تجزیه مقادیر تکین مثل اغلب روش‌های معکوس‌سازی به صورت پیوسته به برنامه پیشرو برای محاسبات مدل جدید رجوع می‌شود، لذا لازم است با دقت بیشتری به تهیه این مهم پرداخته شود (اسدیان و همکاران، ۲۰۱۴).

در دستگاه‌های برداشت حوزه بسامد، سیم‌پیچ‌های فرستنده و گیرنده با فاصله معین و اغلب به صورت افقی یا عمودی درون پرند قرار می‌گیرند. از آنجا که فاصله بین فرستنده و گیرنده در مقایسه با ارتفاع پرند از زمین زیاد نیست، می‌توان این مجموعه را به صورت یک دوقطبی مغناطیسی در نظر گرفت. براساس تحقیقات فریشنخت (۱۹۶۷)، ماندری (۱۹۸۴)، وارد و هومن (۱۹۸۷) پاسخ میدان الکترومغناطیسی دریافت شده در یک گیرنده (نسبت میدان مغناطیسی ثانویه به میدان اولیه مغناطیسی ارسال)، برای یک دستگاه فرستنده و گیرنده هم‌صفحه افقی در یک زمین لایه‌ای، از رابطه (۱) به دست می‌آید (سیمون و همکاران، ۲۰۰۹):

به منحنی‌های فازوری برای تعیین مقاومت ویژه اولیه است. از این رو با معرفی پارامترهای ذکر شده در زیر رابطه (۱) و مشخص بودن مقدار مقاومت ویژه ظاهری اولیه می‌توان مقدار عمق مرکزی سنگپیل (Z^*) را با توجه به رابطه (۲) به دست آورد (سنگپیل، ۱۹۸۸).

$$Z_{ppm} = \text{Re}(Z) + i \text{Im}(Z) \quad (۲)$$

$$d_a = D_a - h,$$

$$z^* = d_a + \text{Re}(C),$$

$$\text{Re}(C) = \text{Re} \left(\frac{D_a \sqrt{(k_r^2 + \sqrt{k_r^4 + 4\delta^4})/2}}{\sqrt{k_r^4 + 4\delta^4}} \right)$$

$$\delta = \frac{D_a}{\sqrt{2\rho_a / \omega\mu_0}}$$

$$\delta = \frac{D_a}{\sqrt{2\rho_a / \omega\mu_0}}, k_r = \frac{\delta}{\sqrt[4]{\frac{1}{(1-B)^2} \left(\frac{1}{(1-B)^2} - 1 \right)}}$$

$$B = \frac{4\text{Re}(Z)}{(r/h)^3},$$

که در آن، Re و Im به ترتیب بخش حقیقی (هم‌فاز) و بخش موهومی (ناهم‌فاز) میدان اندازه‌گیری شده، h و D_a به ترتیب ارتفاع اندازه‌گیری شده با دستگاه هوایی و ارتفاع ظاهری محاسبه شده، Γ فاصله افقی حلقه و یا پیچه‌های فرستنده و گیرنده الکترومغناطیسی و d_a پارامتر عمق ظاهری در مدل نیم‌فضای کاذب (pseudo layer model) هستند. با محاسبه عمق مرکزی از رابطه (۲) و به دست آوردن مقاومت ویژه در بسامدهای گوناگون، می‌توان نمودار تغییرات مقاومت ویژه ظاهری برحسب عمق مرکزی ($\rho_a(z^*)$) را در نقاط متفاوت روی یک نیم‌رخ برداشت به دست آورد و نتیجه را به صورت یک شبه‌مقطع مقاومت ویژه ظاهری نشان داد. پس از سال‌ها بهره‌مندی از روش عمق مرکزی سنگپیل و مشخص شدن مزایا و معایب آن، سیمون (۲۰۰۱) با ابداع چندین روش مدل‌سازی به یکی از مناسب‌ترین روش‌ها در محاسبه عمق نیز دست یافت که از آن با عنوان روش عمق مرکزی سیمون یاد می‌شود.

$$Z(r)[ppm] = \frac{H_s}{H_p} = R + \quad (۱)$$

$$iQ = r^3 \int_0^\infty R_0(\omega, \lambda, \rho, t) \frac{\lambda^3}{\alpha_0} e^{-2\alpha_0 h} J_0(\lambda r) d\lambda$$

که در آن، Z میدان مغناطیسی مختلط نرمال شده برحسب ppm (Part Per Million)، H_p و H_s میدان ثانویه و اولیه مغناطیسی، R و Q مولفه‌های هم‌فاز و ناهم‌فاز Z ، h ارتفاع پرندۀ از سطح زمین، r فاصله فرستنده و گیرنده، λ متغیر انتگرال و J_0 تابع بسل نوع اول از مرتبه صفر، i عدد موهومی و ω بسامد زاویه‌ای است. همچنین $\alpha_0 = \lambda^2 - \omega^2 \varepsilon_0 \mu_0 + \rho_0$ است که در آن ρ_0 ، μ_0 و ε_0 به ترتیب مقاومت ویژه، تراوایی مغناطیسی و گذردهی الکتریکی فضای آزاد است. در نهایت R_0 ضریب بازگشت از سطح زمین است که به مقاومت ویژه ρ ، ضخامت t و همچنین ω بسامد برداشت وابسته است. از آنجا که تاکنون هیچ روش تحلیلی برای حل این انتگرال عرضه نشده است، برای حل آن از روش‌های عددی نظیر حل عددی لاپلاس و ضرایب سریع هنکل (fast Hankel) استفاده می‌شود. در مطالعه حاضر از روش تبدیلات هنکل سریع گوپتا سارما و سینگ (۱۹۹۷) با ۱۲۰ عدد ضرایب فیلتر برای مدل‌سازی پیشرو استفاده شده است.

۳ روش‌های تبدیل مستقیم

در سال‌های گذشته، برای به دست آوردن مدل اولیه معکوس‌سازی از نمودارهای فازوری استفاده می‌شد (فریزر، ۱۹۷۸)، در ادامه سنگپیل (۱۹۸۸) روشی را برای دستیابی به عمق مرکزی (centroid depth) با استفاده از روش تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک (Magnetotelluric, MT) عرضه کرد. در این روش یک مقطع مقاومت ویژه-عمق در صورتی که مقدار مقاومت ویژه ظاهری برای هر بسامد به صورت یک عمق جداگانه رسم شود می‌تواند تصویری کیفی از مدل را به دست دهد. این عمق را می‌توان شبیه به عمق حاصل از سامانه جریان‌های هم‌فاز در روش MT توصیف کرد. برای تعیین عمق مرکزی سنگپیل، نیاز

می توان پارامتر ارتفاع ظاهری را به روش سیمون با توجه به رابطه (۳) به صورت زیر محاسبه کرد:

$$h_a = r \left(\frac{A'}{A} \right)^{1/3} \equiv D_a \quad (3)$$

با معلوم بودن ارتفاع ظاهری می توان عمق مرکزی سیمون (z_s^*) را از رابطه (۴) معین کرد.

$$z_s^* = d_a + \frac{p_a}{2} = (D_a - h) + \frac{p_a}{2} \quad (4)$$

با به دست آوردن رابطه فوق برای بسامدهای متفاوت و همانند روش سنگییل می توان نمودار تغییرات $\rho(Z_p^*)_a$ را در محل های گوناگون مشخص و بدین وسیله شبه مقطع مقاومت ویژه مورد نظر را به سرعت تعیین کرد.

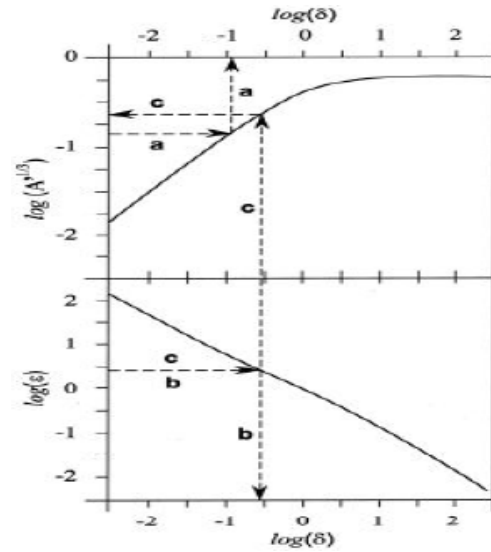
۴ استفاده از روش تجزیه مقادیر تکین در معکوس سازی

همان طور که می دانیم هدف از مدل سازی معکوس رسیدن از فضای داده ها به فضای پارامترهای مدل است. برای حصول به این مهم روش های متعددی نظیر، روش اکام، روش گسسته و روش تجزیه مقادیر تکین وجود دارد. در روش تجزیه مقادیر تکین همانند سایر روش ها با در نظر گرفتن یک مدل اولیه در حکم ورودی به بهبود مدل عرضه شده پرداخته می شود. در این روش ارتباط بین داده ها و پارامترهای مدل به صورت زیر بیان می شود.

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}(\mathbf{m}) \quad (5)$$

که در آن، $\mathbf{d} = (d_1, d_2, d_3, \dots, d_N)^T$ بردار داده ها که شامل مولفه های حقیقی و موهومی اندازه گیری شده در بسامدهای متفاوت است، $\mathbf{m} = (m_1, m_2, m_3, \dots, m_M)^T$ بردار پارامترهای مدل که شامل مقاومت ویژه و ضخامت های لایه های گوناگون، T نماد ترانهاد و F همان رابطه پیشرو است. در معکوس سازی داده ها به دنبال کمینه کردن یک تابع هدف هستیم که این تابع به صورت رابطه (۶) در نظر گرفته می شود.

$$\varphi = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N e_i^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(d_i - F(m_i)) / \sigma_i]^2 \quad (6)$$



شکل ۱. نمودار تعیین مقاومت ویژه و عمق ظاهری به روش: (a) اندازه دامنه، (b) نسبت فاز و (c) روش سیمون.

در شکل ۱ نحوه محاسبه مقدار مقاومت ویژه و ارتفاع پرواز ظاهری به سه روش متفاوت آورده شده است. در روش نخست (a) که روش دامنه نامیده می شود با مشخص کردن اندازه دامنه میدان الکترومغناطیس ثانویه نرمال شده $(A) = \sqrt{R^2 + Q^2}$ و تعیین $\log(A^{1/3}) = \log(A^{1/3}) / (r/h)$ می توان مقدار $\log(\delta)$ را تعیین کرد و با توجه به مشخص شدن آن مقدار مقاومت ویژه را به دست آورد.

در روش دوم (b) مقدار نسبت فاز $\log(\epsilon = Q/R)$ برای مقادیر مولفه های هم فاز و ناهم فاز حاصل از برداشت محاسبه می شود. از سوی دیگر بر این اساس امکان تعیین مقدار پارامتر $\log(\delta)$ نیز بر اساس نمودار فازوری رسم شده وجود دارد که با مشخص شدن این پارامتر، $(\delta = h/p)$ که در آن p عمق پوست است، مقدار مقاومت ویژه به راحتی قابل اندازه گیری است. در روش سوم (c) که روش سیمون یا روش عمق مرکزی سیمون (۲۰۰۱) نامیده می شود، ابتدا مقدار مقاومت ویژه از روش نسبت فاز محاسبه می شود.

سپس با معین بودن $\log(\delta)$ و بر اساس نمودار مربوط به روش دامنه می توان $\log(A^{1/3})$ را به دست آورد. در انتها

اثر زیادی روی مقدار Δm دارد. لذا برای پایدارسازی روش معکوس‌سازی و برای جلوگیری از واگرایی مسئله و با استفاده از الگوریتم لوبرگ-مارکوارت (فارکوارسن و الدنبرگ، ۲۰۰۴؛ هوانگ و فریزر، ۲۰۰۳) رابطه (۱۱) به صورت زیر تغییر می‌یابد.

$$\Delta \mathbf{m} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda} (\mathbf{\Lambda}^2 + \beta \mathbf{I})^{-1} \mathbf{U}^T \Delta \mathbf{d} \quad (12)$$

در رابطه فوق β فاکتور میرایی (damping factor) برای جلوگیری از واگرایی مسئله و \mathbf{I} نیز ماتریس واحد است. در پایان با به دست آمدن $\Delta \mathbf{m}$ در هر تکرار (مثلاً تکرار $k+1$)، مدل عرضه شده از رابطه (۱۳) بهبود می‌یابد و این مقدار در حکم مدل ثانویه برای تکرار بعدی (یعنی تکرار k) در نظر گرفته می‌شود. این روند تا جایی که تابع هدف به مقدار مطلوب ما کمینه شود ادامه می‌یابد.

$$\mathbf{m}^{k+1} = \mathbf{m}^k + \Delta \mathbf{m} \quad (13)$$

۵ مدل‌سازی

به منظور مقایسه و بررسی دقیق، مدل‌سازی‌های صورت پذیرفته روی یک زمین لایه‌ای با سیم پیچ‌های هم‌صفحه افقی (horizontal-coplanar, HCP) در پنج بسامد ۱۸۲۰، ۳۸۷، ۸۲۲۵، ۴۱۵۵۰ و ۱۳۳۲۰۰ هرتز و فاصله جدایش پیچه‌ای ۸ متر و ارتفاع پرواز ۳۰ متر عملی شد. نتایج مدل‌سازی مصنوعی به منظور یافتن پاسخ مولفه‌های هم‌فاز و ناهم‌فاز میدان ثانویه با استفاده از برنامه پیشرو نگارش یافته و با حل انتگرال ماندری با استفاده از ضرایب سریع هنگل به روش گوپتاسارما و سینگ (۱۹۹۷) به دست آمده است (اسدیان و همکاران، ۲۰۱۴). پاسخ مدل برای فواصل یک متری تهیه شده است.

۱-۵ زمین همگن

در شکل ۲ فرض بر استفاده از یک مدل زمین همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم‌متر است. در شکل ۳ نیز به ترتیب مدل

که در آن σ_i خطای انحراف میانگین مربوط به داده $\mathbf{I}^A \mathbf{m}$ و N تعداد داده‌ها است. از آنجا که رابطه پیشرو $(F(\mathbf{m}_i))$ بیان شده به شدت غیر خطی است لذا لازم است به بسط تیلور آن حول مدل اولیه \mathbf{m}^0 پرداخته شود (مجو، ۱۹۹۴). در این صورت با چشم‌پوشی از مشتق‌های مرتبه دوم و بالاتر، رابطه (۷) به دست خواهد آمد.

$$\Delta \mathbf{d} = \mathbf{J} \cdot \Delta \mathbf{m} \quad (7)$$

در رابطه بالا $\Delta \mathbf{d}$ بردار اختلاف بین داده برداشت شده و داده تولید شده از مدل اولیه (پاسخ مدل)، $\Delta \mathbf{m}$ بردار اختلاف بین مدل اولیه و مدل ثانویه و \mathbf{J} ماتریس ژاکوبی یا ماتریس حساسیت است که با رابطه (۸) به دست می‌آید:

$$J_{ij} = \left. \frac{\partial F_i(\mathbf{m})}{\partial m_j} \right|_{m_k}, \quad i=1,2,3,\dots,M \quad j=1,2,\dots,N \quad (8)$$

و چنانچه \mathbf{J} یک ماتریس غیر تکین باشد حل کمترین مربعات اختلاف پارامتر مدل (بهبود مدل) را به صورت زیر به دست می‌دهد (مجو، ۱۹۹۴):

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{J}^T \mathbf{J})^{-1} \mathbf{J}^T \cdot \Delta \mathbf{d} \quad (9)$$

چنانچه ماتریس ژاکوبی (\mathbf{J}) غیر تکین باشد جای‌گذاری آن در رابطه (۹) باعث واگرایی الگوریتم می‌شود. به منظور رفع این مشکل، از روش تجزیه مقادیر تکین (SVD) ماتریس \mathbf{J} استفاده می‌شود. از این رو طبق رابطه (۱۰) خواهیم داشت:

$$\mathbf{J} = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T \quad (10)$$

که در آن \mathbf{U} ماتریس ویژه بردارهای فضای داده‌ها، \mathbf{V} ماتریس حاوی ویژه بردارهای فضای پارامترها و $\mathbf{\Lambda}$ ماتریس قطری حاوی مقادیر تکین (λ_i) ماتریس \mathbf{J} است (هوانگ و فریزر، ۲۰۰۳). با جای‌گذاری رابطه (۱۰) در رابطه (۹) رابطه زیر حاصل می‌شود:

$$\Delta \mathbf{m} = \mathbf{V} \mathbf{\Lambda}^{-1} \mathbf{U}^T \Delta \mathbf{d} \quad (11)$$

که در آن، درایه‌های (عناصر) ماتریس $\mathbf{\Lambda}^{-1}$ برابر $1/\lambda_i$ است. ملاحظه می‌شود که یک مقداری کوچک از مقدار تکین

بررسی قرار گرفت و مدل‌های نهایی موجود در شکل ۴ به دست آمد. پس از به دست آمدن پاسخ مدل، مقدار خطای میانگین آن نسبت به مدل اولیه مورد بررسی قرار گرفت. همان‌طور که در جدول ۲ مشخص است میزان خطای میانگین در همه روش‌ها تقریباً مشابه است و از این لحاظ نمی‌توان روشی را بر دیگری برتری داد.

با توجه به مدل‌های دوبعدی حاصل از معکوس‌سازی (شکل ۴) ملاحظه می‌شود که همه روش‌ها نتایج به نسبت یکسانی را به دست داده‌اند. از این رو برای انتخاب یک روش مشخص به منظور تولید مدل اولیه در این حالت، نمی‌توان چندان به مقایسه خطای روش‌های تبدیل مستقیم در مورد مدل‌های زمین همگن اعتماد کرد.

جدول ۱. میانگین خطای حاصل از روش‌های تبدیل مستقیم.

روش	میانگین خطای برازش نشدن
دامنه	۶۶/۱۹۴۴
نسبت فاز	۵۲/۸۶۹۳
عمق مرکزی سنگپیل	۵۰/۱۷۱۷
عمق مرکزی سیمون	۵۰/۴۶۲۵

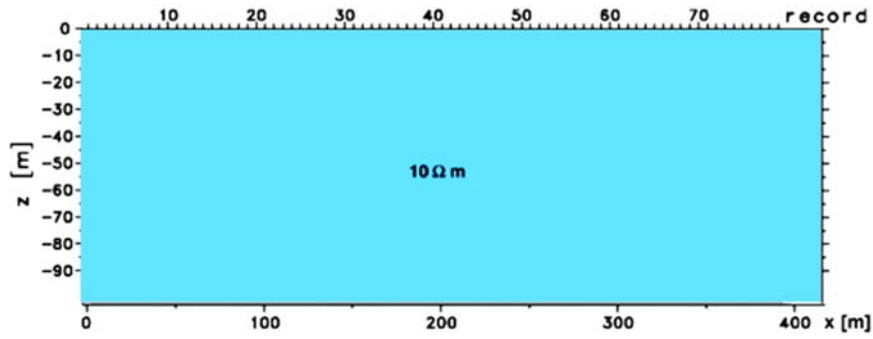
جدول ۲. میانگین خطای حاصل از معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین، با استفاده از مدل‌های اولیه حاصل از روش‌های تبدیل مستقیم.

مدل اولیه	میانگین خطای برازش نشدن مدل حاصل از معکوس‌سازی SVD
دامنه	۲۹/۷۳۴۸
نسبت فاز	۲۹/۹۰۴۵
عمق مرکزی سنگپیل	۳۰/۱۳۷۷
عمق مرکزی سیمون	۲۹/۹۸۴۴

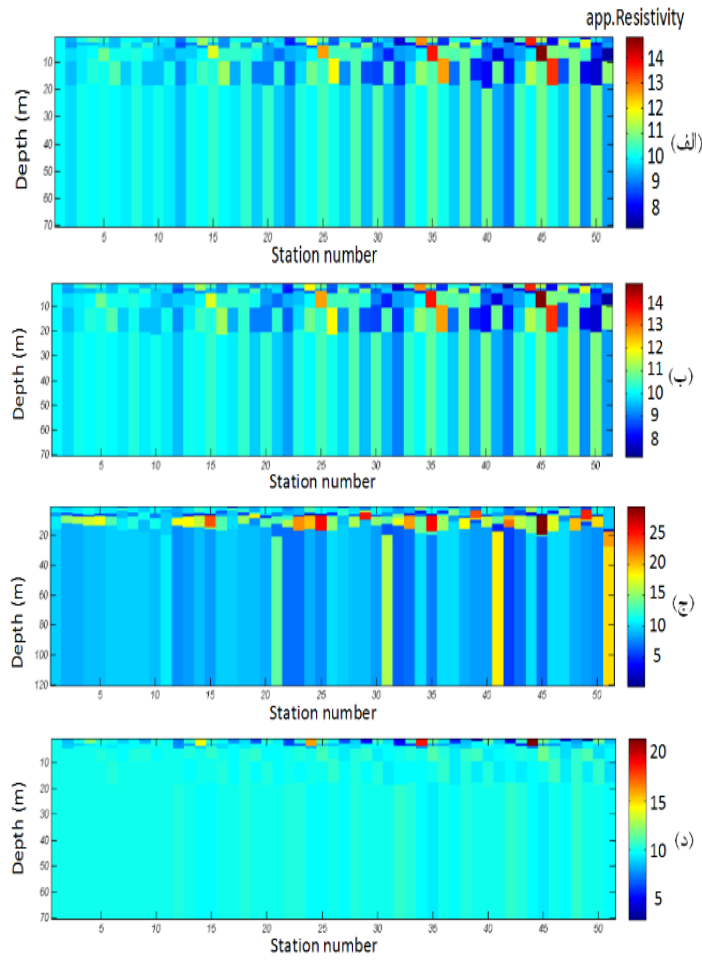
حاصل از روش‌های تبدیل مستقیم؛ دامنه، نسبت فاز، عمق مرکزی سنگپیل و عمق مرکزی سیمون آورده شده است. لازم به ذکر است که در همه این مقاطع، سونداژ واقع در مختصات صفر (اولین نقطه سمت چپ مقاطع) عاری از نوفه و نشانگر مقاومت ویژه ۱۰ اهم متر است. با حرکت به سمت راست، ابتدا در ۱۰ نقطه نخست (از مبدأ تا مختصات ۱۰) یک درصد، در ۱۰ نقطه دوم (از ۱۰ تا مختصات ۲۰) دو درصد، در ۱۰ نقطه سوم (از ۲۰ تا مختصات ۳۰) سه درصد، در ۱۰ نقطه چهارم (از ۳۰ تا مختصات ۴۰) چهار درصد و در ۱۰ نقطه پنجم (از ۴۰ تا مختصات ۵۰) پنج درصد نوفه به طور تصادفی به داده‌های اصلی اضافه شده است. در همه مقاطع شکل ۳، ستون رنگی معرف مقاومت ویژه است. در هر مرحله سعی شده است تا نتایج حاصل از مدل‌سازی پیشرو (داده‌های مصنوعی) و نتایج حاصل از روش‌های تبدیل مستقیم، مورد مقایسه قرار گیرد و مقدار خطای حاصل از پردازش کل و میانگین خطاها در نتایج آورده شود.

در جدول ۱، میانگین خطای برازش نشدن برای روش‌های متفاوت تبدیل مستقیم آورده شده است. همان‌طور که مشخص است، مقدار میانگین خطا در روش دامنه از بقیه روش‌ها بیشتر است. از این رو شاید در نگاه اول چنین به نظر رسد که این روش در معکوس‌سازی نهایی بهتر است در حکم مدل اولیه مورد استفاده قرار نگیرد. اما با نگاه به شکل ۳ که مقاطع حاصل از روش‌های مستقیم را نشان می‌دهد به وضوح مشخص است که رنگ غالب در روش دامنه، بسیار نزدیک به روش فاز و حتی سایر روش‌های مستقیم است. از این رو لازم است این مدل نیز گرچه دارای خطای میانگین بیشتری نسبت به سایر مدل‌ها است، در معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین در حکم مدل اولیه در نظر گرفته شود.

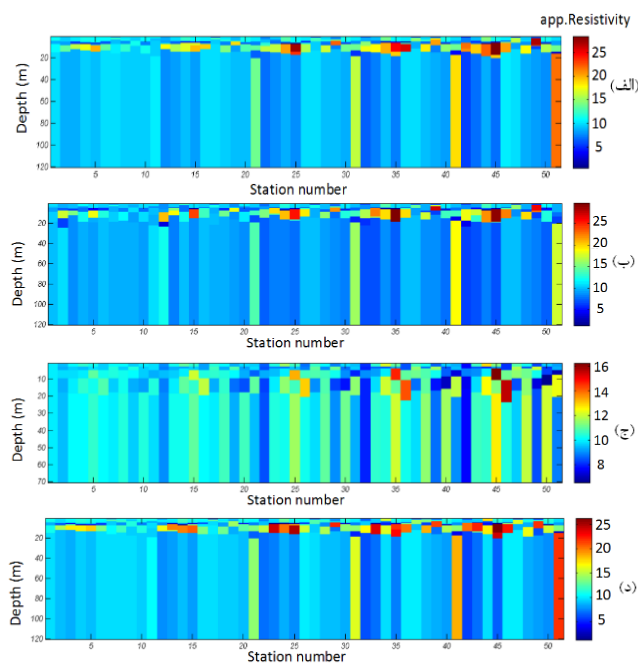
با توجه به مدل‌های اولیه، فرایند معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین بر اساس چهار مدل اولیه شکل ۳ مورد



شکل ۲. مدل همگن با مقاومت ویژه ۱۰ اهم‌متر.



شکل ۳. مدل حاصل از روش‌های تبدیل مستقیم؛ (الف) عمق مرکزی سیمون، (ب) عمق مرکزی سنگپیل، (ج) روش نسبت فاز و (د) دامنه. (مقاومت ویژه برحسب اهم‌متر).



شکل ۴. نتایج حاصل از معکوس سازی به روش تجزیه نقاط تکین با استفاده از مدل های اولیه حاصل از روش تبدیل مستقیم، (الف) عمق مرکزی سیمون، (ب) عمق مرکزی سنگپیل، (ج) روش نسبت فاز، و (د) دامنه. (مقاومت ویژه برحسب اهم متر).

مقادیر تکین براساس چهار مدل اولیه فوق مورد بررسی قرار گرفت و نتایج آن در شکل ۷ آورده شده است. پس از به دست آمدن پاسخ مدل حاصل، مقدار خطای میانگین آن نسبت به مدل اولیه مورد بررسی قرار گرفت. همان طور که در جدول ۴ مشخص است، میزان خطای میانگین مدل حاصل از روش های عمق مرکزی سیمون و سنگپیل بسیار کمتر از روش دامنه و روش نسبت فاز است.

جدول ۳. میانگین خطای برازش حاصل از روش های تبدیل مستقیم.

روش	میانگین خطای برازش نشدن
دامنه	۴۳/۱۵۰۸
نسبت فاز	۱۷۵/۲۳۹۲
عمق مرکزی سنگپیل	۹۹/۲۹۷
عمق مرکزی سیمون	۶۳/۷۴۲۳

۲-۵ زمین چهار لایه

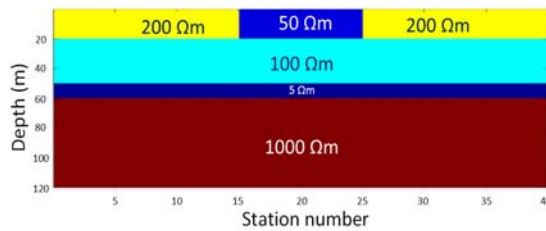
در این قسمت برای ارزیابی بهتر توانایی روش های گوناگون تبدیل مستقیم، به مدل سازی مدلی چهار لایه مطابق شکل ۵ پرداخته شده است. همان طور که در جدول ۳ مشخص است، در این حالت خطای میانگین نتایج حاصل از روش دامنه از سایر روش ها کمتر است. علاوه بر آن اختلاف فاحشی بین روش نسبت فاز با سایر روش ها وجود دارد، به گونه ای که مقدار خطای روش نسبت فاز حدود دو برابر روش عمق مرکزی و حدود چهار برابر روش دامنه است.

با نگاهی به مقاطع دو بُعدی شکل ۶ نیز می توان متوجه شد اگرچه محل شکل مکعب ۵۰ اهم متری، تقریباً در همه روش ها مشخص شده است اما روش دامنه محل آن را بهتر از بقیه روش ها نشان داده است؛ گرچه در این حالت نیز عمق توده مرکزی به خوبی مشخص نشده است. همانند حالت قبل، فرایند معکوس سازی به روش تجزیه

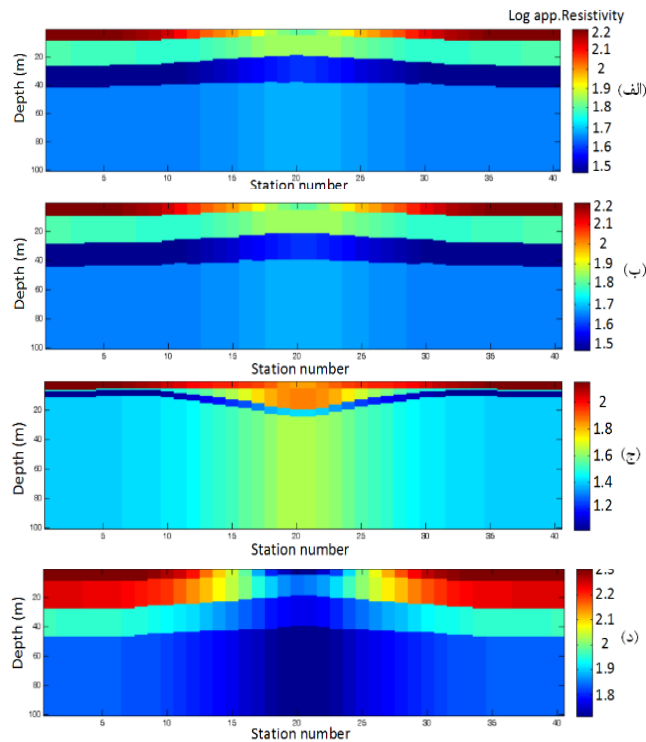
جدول ۴. میانگین خطای برازش نشدن حاصل از معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین، با استفاده از مدل‌های اولیه روش‌های تبدیل مستقیم.

مدل اولیه	میانگین خطای برازش نشدن
دامنه	۹/۰۸۰۸
نسبت فاز	۲۹/۵۶۴۶
عمق مرکزی سنگپیل	۱/۷۴۹۷
عمق مرکزی سیمون	۱/۶۱۵۳

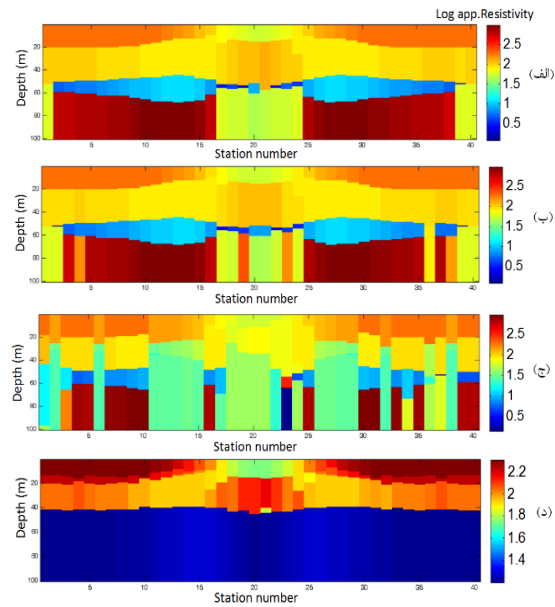
با توجه به این موضوع و با توجه به مقاطع شکل ۷ که نتایج حاصل از معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین با مدل‌های اولیه پیش گفته است، می‌توان نتیجه گرفت که مدل حاصل از معکوس‌سازی با به‌کارگیری مدل اولیه روش‌های عمق‌های مرکزی نتیجه مطلوب تری را به دست می‌دهد. لذا پیشنهاد می‌شود برای دست یافتن به نتایج مورد اعتمادتر، از معکوس‌سازی روش‌های عمق‌های مرکزی سیمون و سنگپیل در ساخت مدل اولیه استفاده شود.



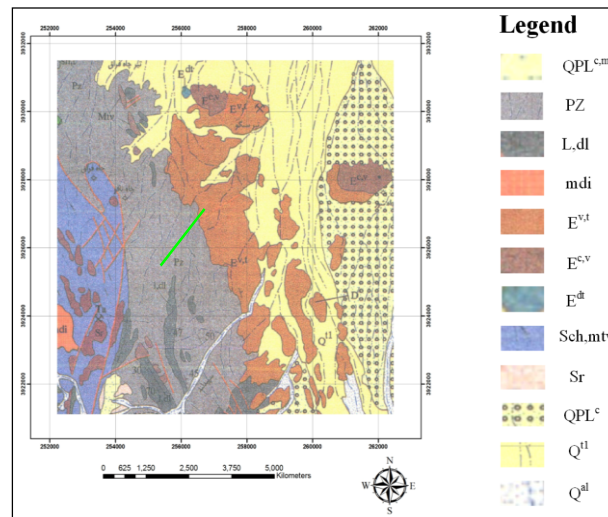
شکل ۵. مدل چهارلایه با یک توده مربعی در بخش مرکزی.



شکل ۶. مدل‌های حاصل از روش‌های تبدیل مستقیم: (الف) عمق مرکزی سیمون، (ب) عمق مرکزی سنگپیل، (ج) نسبت فاز و (د) دامنه. (مقاومت ویژه برحسب اهم‌متر).



شکل ۷. نتایج حاصل از معکوس سازی به روش تجزیه مقادیر تکین با استفاده از مدل های اولیه حاصل از روش تبدیل مستقیم: (الف) عمق مرکزی سیمون، (ب) عمق مرکزی سنگپیل، (ج) روش نسبت فاز، (د) دامنه. (مقاومت ویژه برحسب اهم متر).



شکل ۸. نقشه زمین شناسی منطقه کلاته رشم دامغان همراه با بخشی از خط پرواز L30710 برای برداشت هوایی داده های ژئوفیزیکی (خط سبز رنگ).

۳-۵ مدل زمین واقعی

در مدل سازی واقعی از داده های برداشت شده منطقه کلاته رشم دامغان استفاده شد. این منطقه در استان سمنان و حدود ۱۲۰ کیلومتری جنوب دامغان واقع شده است. منطقه مورد

بررسی جزئی از زون ساختاری ایران مرکزی است، این زون که محل قدیمی ترین قاره ایران است، در دوران پالئوزوئیک و اوایل مزوزوئیک خاصیت پلاتفرمی داشته است ولی در اواخر دوران مزوزوئیک و سنوزوئیک تبدیل

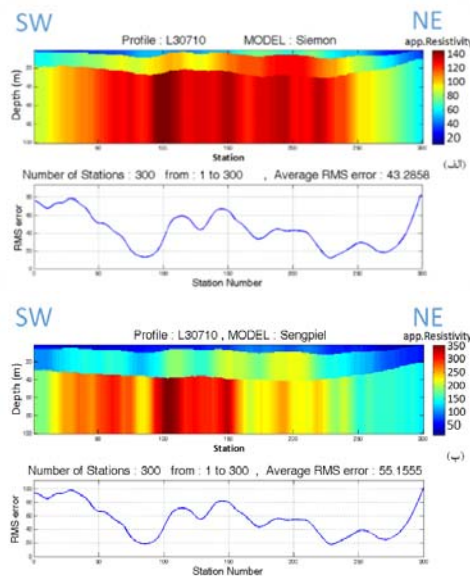
استفاده شد که محل آن در شکل ۸ مشخص شده است. نتیجه حاصل از مدل‌سازی داده‌های این خط به روش‌های تقریبی سیمون و سنگپیل در شکل ۹ آمده است. همان‌طور که اشاره شد از این مقاطع می‌توان به عنوان مدل اولیه معکوس‌سازی روش لونیبرگ-مارکوارت با استفاده از تجزیه مقادیر تکین استفاده کرد. از آنجا که داده‌ها در سه بسامد برداشت شده‌اند، نتیجه حاصل از روش‌های تقریبی سیمون و سنگپیل مطابق شکل ۹ یک زمین سه‌لایه است که در کل، از سطح به عمق به مقاومت ویژه لایه‌ها اضافه می‌شود. میانگین خطای RMS در ۳۰۰ ایستگاه مورد بررسی در خط پروازی برای روش سیمون ۴۳/۲۸ درصد و برای روش سنگپیل ۵۵/۱۵ درصد شده است.

به‌طور کلی یک حد مطلوب و قابل قبول خطای RMS برای داده‌های با کیفیت متفاوت، یکسان نیست. اما معمولاً برای داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد، خطای RMS کمتر از ۱۰ درصد را قابل قبول در نظر می‌گیرند (سیمون و همکاران، ۲۰۰۹). بدین ترتیب می‌توان گفت که هر دوی این روش‌ها در برازش داده‌ها بسیار ناموفق عمل کرده‌اند و در واقع داده‌های حاصل از مدل عرضه شده فاصله زیادی با داده‌های برداشت شده دارند. همان‌طور که از شکل ۱۰ مشخص است، نتیجه حاصل از معکوس‌سازی به روش لونیبرگ-مارکوارت با استفاده از تجزیه مقادیر تکین، مقدار خطای RMS را برای هر دو مدل اولیه حاصل از روش‌های سیمون و سنگپیل به میزان چشمگیری کاهش داده است. در این روش معکوس‌سازی با استفاده از نتایج روش سیمون در حکم مدل اولیه، مدلی با خطای RMS میانگین ۲/۷۲ درصد حاصل شده است که نتیجه‌ای کاملاً قابل قبول و رضایت‌بخش است. این روند معکوس‌سازی با استفاده از مدل اولیه روش سنگپیل حتی با بهبود بیشتری در خطای برازش، همراه است. به‌طوری که معکوس‌سازی داده‌ها به کمک مدل اولیه حاصل از روش سنگپیل مدلی با خطای RMS میانگین ۱/۸۲ درصد را که برای داده‌های

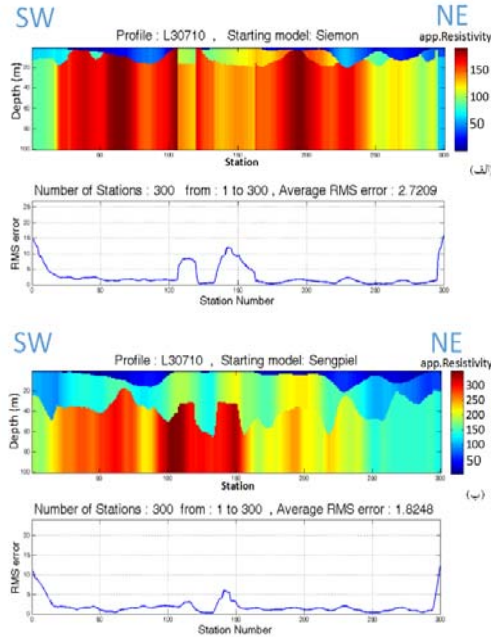
به زون بسیار فعالی شده است. این زون در تشریحی شاهد فعالیت ماگمایی بسیار گسترده‌ای بوده است که حاصل آن در منطقه طرود کمر بند آتشفشانی نفوذی طرود-چاه شیرین را با طول حدود ۱۰۰ و پهنای بیش از ۱۰ کیلومتر با روند شمال شرق-جنوب غرب (به موازات گسل‌های طرود وانجیلو) در حاشیه شمالی کویر مرکزی ایران تشکیل می‌دهد (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ۱۳۸۳). شکل ۸ نقشه زمین‌شناسی محدوده را نشان می‌دهد. برداشت داده‌های مغناطیسی، الکترومغناطیسی و تابش‌سنجی هوابرد این منطقه از سوی سازمان زمین‌شناسی در سال ۱۳۸۳ عملی شده است. فاصله خطوط اصلی ۴۰۰ متر و فاصله خطوط کنترلی حدود ۴ تا ۶ برابر فاصله خطوط اصلی انتخاب شد. سرعت پرواز بالگرد حین برداشت داده‌ها حدود ۶۰ کیلومتر بر ساعت بوده است که البته با توجه به شرایط جوی و همچنین توپوگرافی گاهی تغییراتی داشته است. از آنجا که با این سرعت در هر ثانیه یک داده برداشت می‌شود، می‌توان فاصله بین دو داده متوالی را حدود ۱/۵ متر در نظر گرفت. طراحی اولیه برای ارتفاع قائم پرنده از سطح زمین حدود ۳۰ تا ۴۵ متر در نظر گرفته شده بود که البته در عمل در مناطق با توپوگرافی شدید این ارتفاع به ۸۰ متر نیز رسیده است و سبب کاهش کیفیت داده‌ها در این موارد شده است. پرنده استفاده شده از نوع دیگهم (DIGHEM) متعلق به شرکت فوگرو است. این پرنده با یک کابل ۳۰ متری از بالگرد آویزان شده است. در این دستگاه از پیچه‌های افقی هم‌صفحه در سه بسامد ۸۲۷، ۴۹۲۰ و ۳۳۰۰۰ هرتز و از پیچه‌های عمودی در بسامدهای ۹۲۷ و ۴۴۹۰ هرتز که فاصله گیرنده و فرستنده در هر بسامد ۶/۴ متر است، استفاده شده است. از آنجا که برداشت‌های هوایی اغلب با خطا مواجه‌اند و برای شروع عملیات معکوس‌سازی داده‌ها نیازمند تصحیحات گوناگون به خصوص تصحیح ارتفاع هستیم، لذا برای به دست آوردن نتیجه مطلوب، از خط پروازی L30710 در این تحقیق

میدانی بسیار ایده آل است نتیجه می دهد. در هر دوی این مدل ها، ضخامت لایه رویی در طول نیم رخ از کمتر از ۱ متر تا ۲۰ متر و مقاومت ویژه آن نیز عموماً بین ۳۰ تا ۶۰ اهم متر در تغییر است. با این حال پارامترهای لایه دوم در دو مدل نهایی بسیار متفاوت است. همان طور که در شکل ۱۰-الف مشخص است، ضخامت لایه دوم عموماً کمتر از ۲۰ متر است و حتی در برخی ایستگاه ها به نزدیک صفر می رسد و در واقع مدل به مدلی دو لایه نزدیک می شود. در این مدل مقاومت ویژه لایه دوم در طول نیم رخ از ۴۰ تا ۱۵۰ اهم متر تغییر می کند. اما در مدل شکل ۱۰-ب مشاهده می شود که ضخامت لایه دوم به ندرت به کمتر از ۵ متر می رسد و حتی در برخی ایستگاه ها به ۶۰ متر نیز نزدیک می شود. در این مدل مقاومت ویژه لایه دوم از ۶۰ تا ۲۲۰ اهم متر متغیر است. در مورد مقاومت ویژه لایه سوم نیز با وجود روند مشابه در افت و خیز این پارامتر در طول نیم رخ، مقدار این پارامتر در دو مدل متفاوت است. با توجه به شکل ۱۰-الف مقدار این پارامتر از ۶۰ تا ۲۰۰ اهم متر تغییر می کند؛ اما در مدل شکل ۱۰-ب

مقدار آن از ۱۵۰ تا ۳۵۰ اهم متر متغیر است. با وجود تفاوت های ذکر شده، روند تغییرات مقاومت ویژه در سه لایه در طول نیم رخ در هر دو مدل مشابه است. چنانچه معیار اساسی ما برای انتخاب مدل نهایی میزان خطای برازش نشدن باشد، مدل آورده شده در شکل ۱۰-ب بهترین انتخاب خواهد بود. لیکن با توجه به اینکه در مدل سازی، اغلب با مسائل فرامعین (underdetermined) روبه رو هستیم، از لحاظ نظری می توان مدل های زیادی با خطای برازش نشدن قابل قبول یافت. مشکل یکتا نبودن مشکل اساسی این گونه مسائل است. بنابراین نگاه مطلق به خطای RMS نمی تواند گزینه مناسبی برای انتخاب مدل نهایی باشد. در واقع چه بسا بتوان مدل های اولیه متفاوتی یافت که منجر به مدلی نهایی با خطای RMS کمتری شوند. همان گونه که بیان شد، تنها گزینه مفسر برای محدود کردن مدل های ممکن در حکم پاسخ نهایی، استفاده از اطلاعات جانبی از قبیل اطلاعات گمانه ها، دیگر روش های ژئوفیزیکی صورت گرفته در منطقه و هر گونه اطلاعات اضافی در مورد زمین شناسی منطقه مورد نظر است.



شکل ۹. مدل های حاصل از روش های تبدیل مستقیم داده های HEM نیم رخ L30710. (الف) روش سیمون و (ب) روش سنگپیل. (مقاومت ویژه برحسب اهم متر).



شکل ۱۰. نتیجه معکوس‌سازی داده‌های HEM نیم‌رخ L30710 به روش لونبرگ-مارکواردت با استفاده از مدل اولیه حاصل از روش تبدیل مستقیم. (الف) با استفاده از مدل اولیه حاصل از روش سیمون و (ب) با استفاده از مدل اولیه حاصل از روش سنگپیل. (مقاومت ویژه برحسب اهم‌متر).

۶ نتیجه‌گیری

می‌توانند گزینه‌های مناسبی برای انتخاب مدل اولیه در معکوس‌سازی داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد به روش تجزیه مقادیر تکین باشند. از سوی دیگر باید توجه شود که خطای کم مدل‌سازی، به‌خودی‌خود نمی‌تواند معیار مناسبی برای انتخاب مدل نهایی باشد بلکه باید از اطلاعات حفاری‌های عمقی و یا دیگر داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی منطقه موردنظر برای محدود کردن پاسخ‌های ممکن استفاده کرد.

تشکر و قدردانی

داده‌های الکترومغناطیسی هوایی مورد استفاده در این کار تحقیقی از سوی بخش ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین‌شناسی و خدمات اکتشافی کشور در اختیار قرار گرفت. از این‌رو جا دارد تا از مساعدت و همکاری مسئولان و کارشناسان این بخش صمیمانه تشکر و قدردانی شود.

در این تحقیق با تهیه الگوریتم و برنامه‌های رایانه‌ای لازم چگونگی بهبود مدل‌سازی معکوس داده‌های الکترومغناطیس بالگردی و تاثیر مدل اولیه در فرایند معکوس‌سازی به روش تجزیه مقادیر تکین مورد بررسی قرار گرفت و مشخص شد که در صورت به‌کار نگرفتن مدل اولیه مناسب، نتایج حاصل از مدل‌سازی معکوس به‌کمک روش موردنظر به‌هیچ‌وجه قابل اعتماد نیست. بررسی‌های صورت گرفته در این تحقیق نشان می‌دهد که برای تعیین صحت و مقایسه یک روش مشخص به‌منظور تولید مدل اولیه، نمی‌توان به مدل‌های زمین همگن چندان اعتماد کرد و به همین علت باید از مدل‌های پیچیده‌تری مثل مدل‌های حاصل از تبدیل مستقیم استفاده کرد. نتایج معکوس‌سازی داده‌های مصنوعی و واقعی الکترومغناطیسی هوایی استفاده شده نشان می‌دهد که روش‌های تقریبی و سریع عمق مرکزی سیمون و سنگپیل

- short course, .Fugro Airborne Surveys Inc.
- Guptasarma, D. and Singh, B., 1997, New digital linear filters for Hankel J_0 and J_1 transforms, *Geophysical Prospecting*, **45**, 745-762.
- Huang, H. and Fraser, D. C., 1996, the differential parameter method for multi frequency 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**, 148-157.
- Huang, H. and Fraser, D. C., 2003, Inversion of helicopter electromagnetic data to a magnetic conductive layered earth, *Geophysics*, **68**, 1211-1223.
- Huang, H. and Palacky, G. J., 1991. Damped least squares inversion of time domain airborne EM data based on singular value decomposition, *Geophysical Prospecting*, **39**(6), 827-844.
- Meju, M. A., 1994, *Geophysical data analysis: understanding inverse problem theory and practice*, Society of Exploration Geophysicists Course Notes Series. SEG Publishers, Tulsa, Oklahoma, **6**, 296pp.
- Mundry, E., 1984, On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case, *Geophysical Prospecting*, **32**, 336-346.
- Sengpiel, K. P., 1988, Approximate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground, *Geophysical Prospecting*, **36**, 446-459.
- Siemon, B., 2001, Improved and new resistivity-depth profiles for helicopter electromagnetic data, *Journal of Applied Geophysics*, **46**, 65-76.
- Siemon, B., Auken, E. and Christiansen, A. V., 2009, Laterally constrained inversion of helicopter-borne frequency-domain electromagnetic data, *Journal of Applied Geophysics*, **67**(3), 259-268.
- Ward, S. H. and Hohmann, G. W., 1987, Electromagnetic theory for geophysical applications, In: Nabighian, M.N. (Ed.), *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics— Theory, Investigations in Geophysics No. 3*. Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, **1**, 131-133.
- مراجع
- سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۸۳، گزارش برداشت ژئوفیزیک هوایی در منطقه طرود معلمان.
- شیرزادی تبار، ف.، و اسکویی، ب.، ۱۳۹۰، معکوس سازی یک بُعدی داده های الکترومغناطیسی هوابرد با استفاده از روش اکام برای به دست آوردن رسانایی لایه ها، م. فیزیک زمین و فضا، **۳۷**(۳)، ۴۷-۵۸.
- Arab Amiri, A. R., Moradzadeh, A., Fathianpour, N. and Siemon, B., 2010, Inverse modeling of HEM data using a new inversion algorithm, *J Mining Environ*, **1**, 9-20.
- Asadian, A., Moradzadeh, A., Arab Amiri, A.R., Nejati Kalateh, A., Rajabi, D., 2014, Calculation of One-dimensional Forward Modelling of Helicopterborne Electromagnetic Data and a Sensitivity Matrix Using Fast Hankel Transforms, *International Journal of Mining & Geo-Engineering*, **48**(1), 1-9.
- Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G., 1987, Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, **52**(3), 289-300.
- Farquharson, C. G., Oldenburg, D. W. and Routh, P. S., 2003, Simultaneous 1D inversion of loop-loop electromagnetic data for magnetic susceptibility and electrical conductivity, *Geophysics*, **68**, 1857-1869.
- Farquharson, C. G. and Oldenburg, D. W., 2004, A comparison of automatic techniques for estimating the regularization parameter in non-linear inverse problems, *Geophysical Journal International*, **156**(3), 411-425.
- Fraser, D. C., 1978, Resistivity mapping with an airborne multicoil electromagnetic system, *Geophysics*, **43**(1), 144-172.
- Frischknecht, F. C., 1967, Fields about an oscillating magnetic dipole over the two-layer earth, *Quart., Colorado School of Mines*, **62**(1), 326 pp.
- Fugro, 2003, Airborne electromagnetic surveys