

## برآورد مقاومت ویژه لایه‌های سطحی زمین با استفاده از داده‌های الکترومغناطیسی

### هوا برد بر اساس مدل نیم فضا

فرزاد شیرزادی تبار<sup>۱\*</sup> و بهروز اسکویی<sup>۲</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

<sup>۲</sup> استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۷، ۱۰، ۶، پذیرش نهایی: ۹۰، ۷، ۱۹)

#### چکیده

بررسی‌های الکترومغناطیسی هوا برد به‌طور وسیعی برای به نقشه درآوردن اهداف زمین‌شناسی به کار می‌روند. کیفیت چنین نقشه‌هایی اگر داده‌های بسامدهای گوناگون استفاده شود بهتر خواهد بود. در اینجا مجموعه‌ای از داده‌های الکترومغناطیسی چند بسامدی به مجموعه‌ای از مقادیر مقاومت ویژه ظاهری و عمق مرکزی (عمقی که بیشترین تجمع جریان القایی حاصل از میدان اولیه در آنجا حضور دارد) تبدیل و به صورت منحنی‌های سونداژ رسم شده‌اند. این منحنی‌ها تصویری صاف از مقاومت ویژه عمودی به دست می‌دهند. در روش حاضر از یک تابع تبدیل  $C$  (یا عمق پوست تعمیم یافته) برای یک سامانه دوقطبی با فاصله سیم پیچ‌های کوچک در ارتفاع معین از سطح زمین استفاده شده است. ویژگی این تابع این است که برای یک زمین لایه‌ای یا از نظر مقاومت ویژه الکتریکی یکنواخت، قسمت حقیقی آن، عمق مرکزی، و قسمت موهومی آن مقاومت ویژه ظاهری را بر حسب توابعی از بسامد به دست می‌دهد. بنابراین با داشتن مقادیر مقاومت ویژه و عمق ظاهری برای بسامدهای گوناگون، می‌توان برآوردی از تغییرات مقاومت ویژه با عمق را بدون داشتن یک مدل اولیه به دست آورد. اعمال این روش روی داده‌های مصنوعی متفاوت نشان می‌دهد که این روش فقط وجود تغییرات مقاومت ویژه را مشخص می‌کند اما مقادیر آن را به درستی به دست نمی‌دهد. همچنین این روش روی داده‌های واقعی در منطقه کلاته رشم در جنوب شرقی سمنان اعمال شد و مقاطع به دست آمده نشان می‌دهند که این روش بیشتر برای کارهای شناسایی کاربرد دارد و روش دقیقی نیست.

واژه‌های کلیدی: الکترومغناطیس هوا برد، مدل سازی پیشرو، مدل نیم فضا، مقاومت ویژه ظاهری

## Approximate interpretation of Airborne Electromagnetic data using a half-space model

Shirzaditabar, F.<sup>1</sup> and Oskooi, B.<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Ph. D. Student of Geophysics, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

<sup>2</sup> Assistant Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 26 Dec 2008, Accepted: 11 Oct 2011)

#### Abstract

When an alternating electromagnetic field propagates through the ground, it induces electric currents in any conductor in its path. The strength of the induced currents mainly depends on the electrical resistivity of the conductor concerned and the frequency with which the primary field is alternating. Generally speaking, the currents are stronger for smaller resistivity and higher frequency.

Airborne Electromagnetic (AEM) surveys can be used extensively for mapping and interpretation of geological targets. If the data were available for many frequencies, the resolution of such maps will be better.

With modern AEM equipment, the secondary magnetic field of the current induced in

the ground is measured at a rate of ten readings per second and for several frequencies simultaneously. The large amount of data collected during a survey must be converted into a set of apparent resistivity and centroid depth values which will provide at least a rough picture of the vertical resistivity distribution at each sampling point. The centroid depth for each frequency is an estimate of the depth in the half-space at which there is maximum induced current flow. This is the depth for which there will be maximum sensitivity to resistivity variations.

Here we have used a complex transfer function  $c$  (or generalized skin depth) derived from data for the secondary magnetic field measured by a dipole system with a small coil spacing " $r$ " at a height " $h$ " above the ground. It is known that the data measured above layered ground with AEM systems which satisfy  $h \geq 3.3 r$ , can generally be interpreted in terms of an equivalent half-space.

The complex transfer function ' $c$ ' has useful properties: for a uniform or layered ground, the real part of  $c$  yields the 'centroid depth' ( $z^*$ ) and the imaginary part of  $c$  yields the apparent resistivity ( $\rho_a$ ) as a function of frequency. So, if the function  $\rho_a(z^*)$  is known over a broad frequency range, it yields a smoothed approximation of the true resistivity distribution  $\rho(z)$  without an initial model. The relations between  $\rho_a(z^*)$  and  $\rho(z)$  are studied for a number of multilayer models. We also examine the method on real data which are collected over Kalat-e-Reshm area in southeast of Semnan province. Results show that the method can determine the existence of conductive and resistive structures but it cannot deliver detailed information about subsurface structure. Thus, it is recommended to use this method as a reconnaissance method not an exact detailed method.

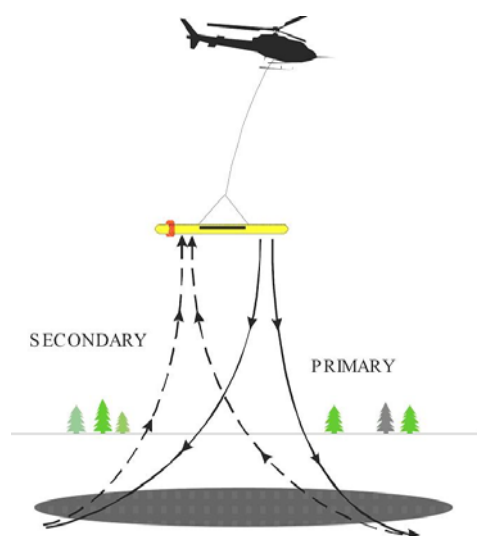
**Key words:** Airborne Electromagnetic, Forward modeling, Half-space model, Apparent resistivity

## ۱ مقدمه

زمینی و هوآبرد ساخته شده و به کار رفته است. شکل ۱ نمونه‌ای از روش برداشت داده‌های الکترومغناطیسی هوآبرد (Airborne Electromagnetic) را نشان می‌دهد. دستگاه‌های جدید اندازه‌گیری الکترومغناطیسی هوآبرد، میدان مغناطیسی ثانویه حاصل از القای جریان در لایه‌های زمین را با سرعت حدود ۱۰ داده در ثانیه و برای بسامدهای گوناگون به‌طور هم‌زمان اندازه‌گیری می‌کنند. در هر پرواز تعداد داده‌های زیادی برداشت می‌شود که باید به پارامترهایی تبدیل شوند که حداقل بتوانند توزیعی تقریبی از تغییرات مقاومت ویژه با عمق را در هر نقطه مشخص کنند. بنابراین یک الگوریتم سریع و آسان برای عملی شدن این کار لازم است.

وقتی که یک میدان الکترومغناطیسی متناوب، که با کابل یا سیم‌پیچ حامل جریان متناوب تولید شده است، درون زمین انتشار پیدا کند، در هر رسانایی که در مسیرش باشد جریان‌های الکتریکی القا می‌کند. شدت این جریان‌های القا شده به مقاومت ویژه جسم رسانا و بسامدی که میدان اولیه با آن تولید شده بستگی دارد. شدت این جریان‌ها برای مقاومت ویژه کمتر و بسامد زیاد، بیشتر است.

در هر نقطه در محدوده میدان الکترومغناطیسی، میدان الکتریکی و میدان مغناطیسی قابل اندازه‌گیری‌اند اما در روش الکترومغناطیسی هوآبرد معمولاً میدان مغناطیسی اندازه‌گیری می‌شود. دستگاه‌های متنوعی برای اندازه‌گیری میدان ثانویه به‌صورت



شکل ۱. نحوه برداشت داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد.

## ۲ محاسبه تبدیلات لازم برای استفاده از داده‌های

### الکترومغناطیسی هوابرد

در اینجا برای استفاده از روابط مربوط به داده‌های الکترومغناطیسی هوابرد، یک مدل زمینی یک‌بُعدی در نظر گرفته می‌شود و روابط برای یک سامانه با سیم‌پیچ‌های هم‌صفحه افقی (horizontal coplanar) بسط داده می‌شوند. شکل ۲ یک سامانه هم‌صفحه افقی را که روی یک مدل زمین یک‌بُعدی قرار گرفته است نشان می‌دهد. در این شکل زمین به  $M$  لایه افقی تقسیم شده که تا بی‌نهایت ادامه دارند و رسانایی (عکس مقاومت ویژه) در لایه  $i$ ام برابر  $\sigma_i$  است ( $\sigma_i = 1/\rho_i$ ). فاصله جدایی بین فرستنده و گیرنده و ضخامت لایه  $i$ ام است. موج الکترومغناطیسی از یک جریان الکتریکی متناوب که در فرستنده جاری است ایجاد می‌شود و هم به صورت مستقیم، با نام میدان اولیه، هم بعد از القای جریان در لایه‌های زمین، با عنوان میدان ثانویه، به گیرنده می‌رسد. ویت (Wait) در ۱۹۸۲، نسبت میدان مغناطیسی ثانویه به اولیه حاصل از سیم‌پیچ هم‌صفحه افقی روی زمین لایه‌ای را به صورت زیر عرضه کرده است:

روشی که در اینجا از آن استفاده شده بر پایه مفهومی است که اشموکر (Schmucker) در ۱۹۷۰ برای معکوس کردن داده‌های مگنتوتلوریک (زمین مغناطیسی) از آن استفاده کرد. این مفهوم براساس قسمت‌های حقیقی و موهومی یک تابع تبدیل مختلط  $C_0$  بنا شده است. وایدلت (Weidelt) در ۱۹۷۲ ثابت کرد که قسمت حقیقی تابع تبدیل  $C_0$  معادل با عمقی است که بیشتر جریان القایی حاصل از میدان اولیه در آنجا وجود دارد. این عمق به عمق مرکزی ( $z_0^*$ ) معروف است. همچنین از قسمت موهومی تابع تبدیل  $C_0$  می‌توان برای تعیین مقاومت ویژه محیط  $\rho_0^*$  در عمق مرکزی  $z_0^*$  استفاده کرد. در اندازه‌گیری روی یک زمین لایه‌ای و یا نیم‌فضا، تابع  $\rho_0^*(z_0^*)$  تقریبی از توزیع مقاومت ویژه واقعی بر حسب عمق به دست می‌دهد، مخصوصاً اگر لایه اول یک رسانای ضعیف باشد. این تابع تبدیل به صورت زیر داده شده است (وایدلت، ۱۹۷۲):

$$C_0 = \frac{\delta}{2} - i \frac{\delta}{2} \quad (1)$$

پس با محاسبه  $\delta$ ، می‌توانیم به مقاومت ویژه ظاهری و عمق مرکزی دست پیدا کنیم.

که

$$\bar{R}_0(\bar{\lambda}) = \frac{\bar{\lambda} - \sqrt{\bar{\lambda}^2 + 2j\left(\frac{h}{\delta}\right)^2}}{\bar{\lambda} + \sqrt{\bar{\lambda}^2 + 2j\left(\frac{h}{\delta}\right)^2}} \quad (5)$$

در این صورت  $F$  فقط تابعی از  $\left(\frac{h}{\delta}\right)$  خواهد بود؛ یعنی

$F = F\left(\frac{h}{\delta}\right)$ . پس اندازه دامنه نسبی میدان ثانویه،  $A$ ، تقریباً برابر است با:

$$A = \left| \frac{H_s}{H_p} \right| \approx \left(\frac{r}{h}\right)^3 \cdot A^* \quad \text{که} \quad A^* = |F| \quad (6)$$

همچنین در تقریب اول، نسبت فاز (phase ratio) برابر است با:

$$\varepsilon = \frac{\text{Im}|A|}{\text{Re}|A|} \approx \frac{\text{Im}|F|}{\text{Re}|F|} \quad (7)$$

$\varepsilon$  و  $A^*$  به فاصله بین سیم پیچ‌های گیرنده و فرستنده وابسته نیستند.

ماندری (Mundry) در ۱۹۸۴ روابط تقریبی زیر را برای به دست آوردن نسبت  $\frac{h}{\delta}$  و نیز دامنه  $A^*$  عرضه کرده است:

$$\frac{h}{\delta} \approx \varepsilon^{-1.23} \quad (8)$$

$$A^* \approx 0.065 \left(\frac{h}{\delta}\right)^{0.973 - 0.423 \log\left(\frac{h}{\delta}\right)} \quad (9)$$

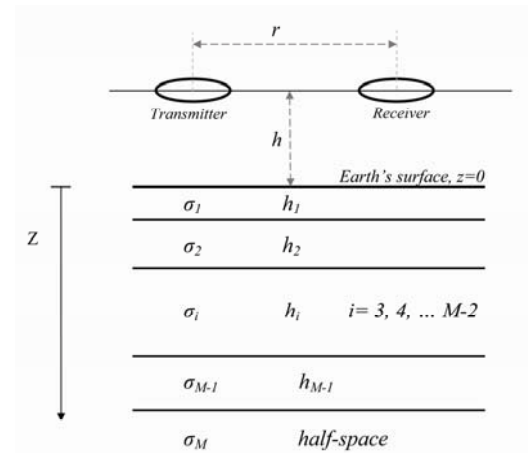
بنابراین با دانستن  $h$ ، عمق پوست  $\delta$  از نسبت  $\frac{h}{\delta}$  قابل محاسبه است و برای مقاومت ویژه هم از رابطه

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu_0}} \quad \text{داریم:}$$

$$\rho_0^* = \frac{\omega\mu_0\delta^2}{2} \quad (10)$$

از طرف دیگر با توجه به رابطه (۱) می توان نوشت:

$$z_0^* = \frac{\delta}{2} \quad (11)$$



شکل ۲. هندسه سامانه هم صفحه افقی. سیم پیچ‌های فرستنده و گیرنده در ارتفاع  $h$  از سطح یک زمین یک‌بُعدی قرار گرفته‌اند.

$$\frac{H_s}{H_p} = -r^3 \int_0^\infty R_0(\lambda) e^{-\lambda(2h)} J_0(\lambda r) \lambda^2 d\lambda \quad (2)$$

که در اینجا  $H_s$  میدان ثانویه،  $H_p$  میدان اولیه،  $h$  ارتفاع سامانه گیرنده-فرستنده از سطح زمین،  $r$  فاصله بین سیم پیچ‌ها،  $J_0$  تابع بسل نوع اول مرتبه صفر و  $R_0(\lambda)$  ضریب بازگشتی موج الکترومغناطیسی از یک زمین لایه‌ای است که به صورت زیر بیان می شود:

$$R_0(\lambda) = \frac{N_0 - Y_1}{N_0 + Y_1} \quad (3)$$

که  $N_0$  هدایت ظاهری (admittance) ذاتی برای هوای آزاد و  $Y_1$  هدایت ظاهری کلی روی سطح است. سنگپیل در ۱۹۸۸ ثابت کرد که داده‌های الکترومغناطیسی اندازه گیری شده روی زمین لایه‌ای با سامانه‌های هوا برد الکترومغناطیسی را، به شرطی که  $h \geq \frac{3}{3} r$  باشد، می توان بر اساس یک نیم فضای معادل تفسیر کرد. اگر  $h \geq \frac{3}{3} r$  باشد می توان نوشت  $J_0(\lambda r) \approx 1$ . حال با تغییر  $\bar{\lambda} \rightarrow \lambda h$ ، روابط (۲) و (۳) به صورت زیر نوشته می شوند:

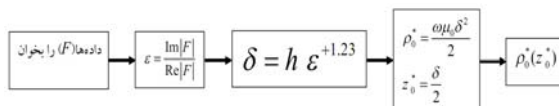
$$\frac{H_s}{H_p} \approx \left(\frac{r}{h}\right)^3 \cdot F \quad (4)$$

$$F = -\int_0^\infty \bar{\lambda}^2 \bar{R}_0(\bar{\lambda}) e^{-2\bar{\lambda}} d\bar{\lambda} \quad \text{که}$$

روی مدل‌های مصنوعی بررسی می‌کنیم. ابتدا از رابطه ۷، برای هر یک از مدل‌های مورد نظر در بسامدهای ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۴۰۰، ۸۰۰، ۱۶۰۰، ۳۲۰۰، ۶۴۰۰، ۱۲۸۰۰، ۲۵۶۰۰، ۵۱۲۰۰ هرگز داده مصنوعی می‌سازیم و در ادامه، این داده‌ها را با روابط به دست آمده بر اساس مدل نیم‌فضا، به توزیع مقاوت ویژه برحسب عمق تبدیل می‌کنیم و توضیحاتی به دست می‌دهیم. با توجه به اینکه هر یک از بسامدها به عمق خاصی مربوط می‌شوند، هر چه تعداد بسامدها بیشتر باشد، مدل صاف‌تری به دست می‌آید. در همه مدل‌ها فاصله پیچه گیرنده و فرستنده ( $r$ ) برابر ۸ متر و ارتفاع سامانه گیرنده-فرستنده از سطح ( $h$ ) برابر ۳۰ متر در نظر گرفته شده است تا شرط  $r \geq 3/3 h$  برای صحت روابط رعایت شده باشد. همچنین ضخامت لایه‌ها با افزایش عمق افزایش پیدا کرده است، به این علت که پاسخ الکترومغناطیسی لایه‌ها در اعماق بیشتر، کمتر می‌شود.

در شکل ۳-الف، یک مدل دو لایه بررسی شده است که لایه بالایی با ضخامت ۵۰ متر دارای مقاوت ویژه ۲۰ اهم متر و لایه پایینی نیم‌فضایی با مقاوت ویژه ۴۰ اهم متر است. می‌توان مشاهده کرد که مقدار مقاوت ویژه در سطح، نزدیک به واقعیت برآورد شده است و هر چه به مرز نزدیک می‌شویم به مقدار آن افزوده می‌شود. در عمق بیشتر هم مقدار مقاوت ویژه برآورد شده، به مقدار واقعی نزدیک‌تر می‌شود. شکل ۳-ب هم شرایط ۳-الف را دارد، با این تفاوت که در آن، لایه بالایی مقاوت ویژه ۴۰ و لایه پایینی مقاوت ویژه ۲۰ اهم متر دارد. در این مدل هم نتایج به دست آمده با مدل اولیه مشابهت دارند. همچنین تجمع دایره‌ها در لایه اول، که نمایانگر مقاوت ویژه برحسب عمق برای بسامدهای زیاد هستند، نشان می‌دهد که اثرات میدان مغناطیسی تولید شده در فرستنده در این بسامدها، به لایه دوم نرسیده است.

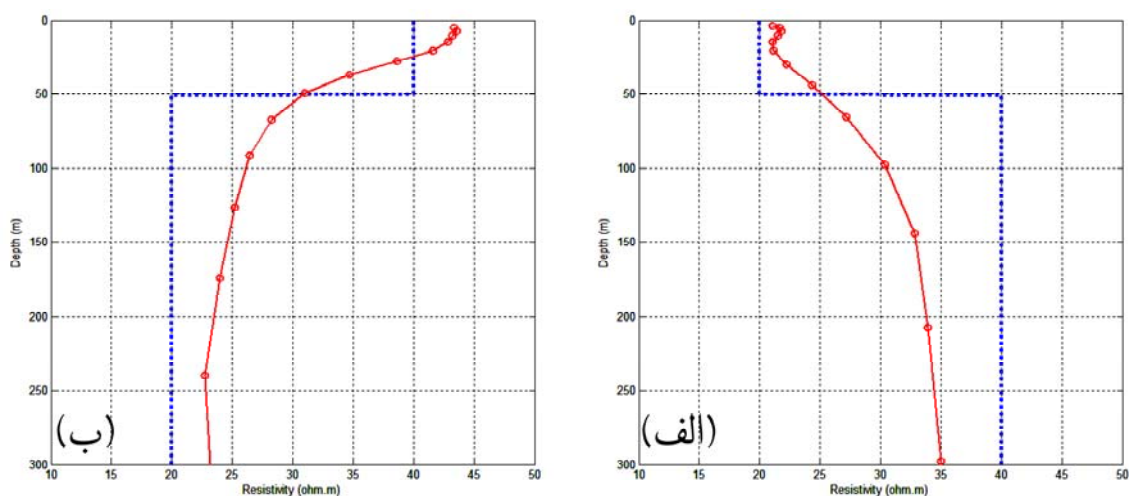
حال با داشتن داده‌های الکترومغناطیسی در بسامدهای گوناگون، می‌توان مقادیر مقاوت ویژه و عمق مرکزی را محاسبه کرد و در هر بسامد، مقاوت ویژه را به عمق مرکزی مربوط به آن اختصاص داد. به طور کلی می‌توان الگوریتم گردش کار را در هر بسامد به صورت زیر نشان داد:



در نهایت می‌توان با رسم مقادیر  $\rho_0^*(z_0^*)$  در هر نقطه برداشت، تصویری از تغییرات رسانایی، یا عکس آن مقاوت ویژه، با عمق به دست آورد. اگر این کار به طور پیوسته برای داده‌های برداشت شده از یک نیم‌رخ صورت گیرد، می‌توان مقطعی از تغییرات رسانایی با عمق را در آن نیم‌رخ مشخص کرد.

**۳ بررسی محاسبات روی مدل‌های مصنوعی گوناگون**  
 بهترین و دقیق‌ترین روش برای پی‌بردن به ساختار زیرسطحی استفاده از روش‌های معکوس‌سازی داده‌ها است. در این روش‌ها با داشتن مدل پیشرو، بازسازی داده‌ها آتقدر ادامه پیدا می‌کند که اختلاف بین داده‌های مشاهده شده و داده‌های ساخته شده از مدل پیشرو به حد قابل قبولی برسد. در این صورت پارامترهای مدلی که چنین داده‌هایی تولید کرده‌اند در حکم پارامترهای تعیین‌کننده ساختار زیرسطحی در نظر گرفته می‌شوند. کاربرد این روش به این علت که روابط مدل پیشرو پیچیده و تعداد تکرارها زیاد است، زمان زیادی لازم دارد. از طرفی در روش هوآبرد، در هر پرواز تعداد داده‌های زیادی برداشت می‌شود که تبدیل این داده‌ها به پارامترهای مدل، کار بسیار وقت‌گیری است. از این رو از الگوریتم‌های سریع بر اساس مدل نیم‌فضا، حداقل برای به دست آوردن ساختار زیرسطحی تقریبی، استفاده می‌شود.

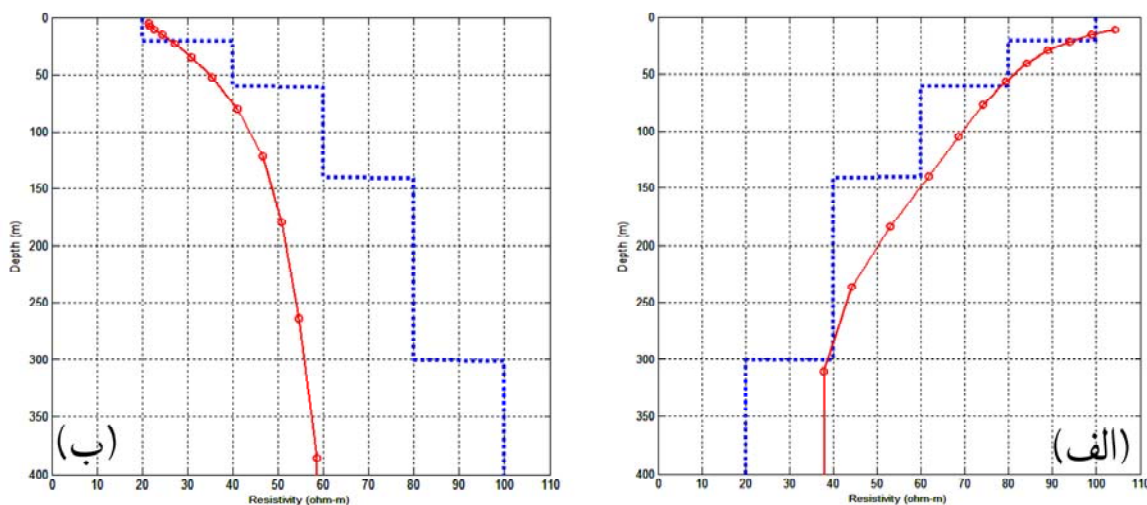
در این بخش صحت محاسبات ذکر شده در بالا را



شکل ۳. (الف) مدل زمین دو لایه (نقطه‌چین) که لایه بالایی رساناتر است و (ب) مدل زمین دو لایه (نقطه‌چین) که لایه بالایی مقاوم‌تر است و پاسخ الگوریتم داده شده به داده‌های تولید شده از این مدل‌ها (خط ممتد). دایره‌های مشخص شده نمایانگر عمق‌های مرکزی برای هر بسامد است.

این است که نتایج به دست آمده در شکل ۴-الف به مدل مصنوعی نزدیک‌تر است. علت این امر دو چیز است؛ یکی اینکه جریان الکتریکی القایی تمایل به شارش در لایه‌های با مقاومت ویژه کمتر دارد و دوم اینکه شدت سیگنال‌های الکترومغناطیسی با افزایش فاصله از فرستنده کاهش می‌یابد. از طرفی در لایه آخر که در عمق ۳۰۰ متری قرار دارد، مقاومت ویژه حالت ثابتی به خود گرفته که دلیل آن میرا شدن امواج الکترومغناطیسی در لایه‌های بالاتر است.

حال فرض می‌کنیم که تغییرات مقاومت ویژه با عمق به صورت پیوسته کمتر یا بیشتر شود. شکل ۴ این وضعیت را نشان می‌دهد. در شکل ۴-الف مقدار مقاومت ویژه لایه‌ها با افزایش عمق کمتر شده است و منحنی به دست آمده هم این کاهش مقاومت ویژه با عمق را نشان می‌دهد. در شکل ۴-ب، بر خلاف شکل ۴-الف مقاومت ویژه لایه‌ها با افزایش عمق افزایش یافته است و منحنی مقاومت ویژه به دست آمده از مدل نیم‌فضا باز هم افزایش مقدار مقاومت ویژه با عمق را تشخیص داده است. اما نکته مهم

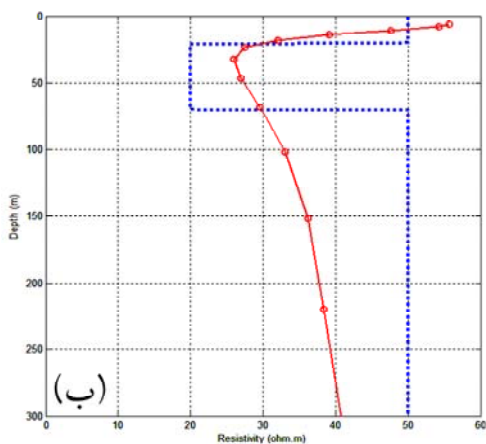


شکل ۴. مقاومت ویژه به طور پیوسته در (الف) کم و در (ب) زیاد می‌شود. خط‌چین‌ها مدل‌های اصلی و خطوط ممتد مدل‌های به دست آمده هستند.

به عمق برویم مقدار مقاومت ویژه به مقدار واقعی در آن عمق نزدیک تر می‌شود. به هر حال، هر چند که مقدار مقاومت ویژه به درستی برآورد نشده است، اما هر دوی این منحنی‌ها وجود سه لایه را آشکار می‌کنند.

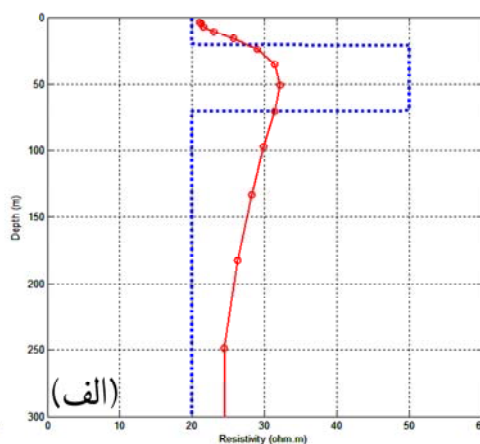
شکل ۶ هم مدل‌هایی را نشان می‌دهد که در آنها مقاومت ویژه لایه‌ها با عمق تغییر کرده است. در این شکل هم مقاومت ویژه لایه سوم که ضخامت ۶۰ متر دارد به درستی برآورد نشده اما برآورد مقاومت ویژه دیگر لایه‌ها به واقعیت نزدیک است.

شکل ۷ تأثیر لایه رسانا بر عمق نفوذ موج الکترومغناطیسی را نشان می‌دهد. این شکل مانند شکل ۶-ب است که مقادیر مقاومت ویژه لایه سوم و لایه چهارم در آن برابر هستند. در عمق ۶۰۰ متری در شکل ۶-ب، مقاومت ویژه نزدیک ۱۰۰ اهم متر است در حالی که شکل ۷ مقاومت ویژه ۹۰ اهم متر را نشان می‌دهد. مقاومت ویژه سومین لایه هم به مقدار اصلی نزدیک تر شده است. بنابراین هرچه ضخامت لایه رسانا بیشتر باشد، پاسخ الکترومغناطیسی آن بیشتر می‌شود. از سوی دیگر چون مقاومت ویژه لایه چهارم در مدل شکل ۷ به اندازه ۲۰ اهم متر کمتر شده است، میرایی سیگنال‌های الکترومغناطیسی بیشتر و همین امر باعث بیشتر منحرف شدن مقدار مقاومت ویژه در لایه آخر شده است.

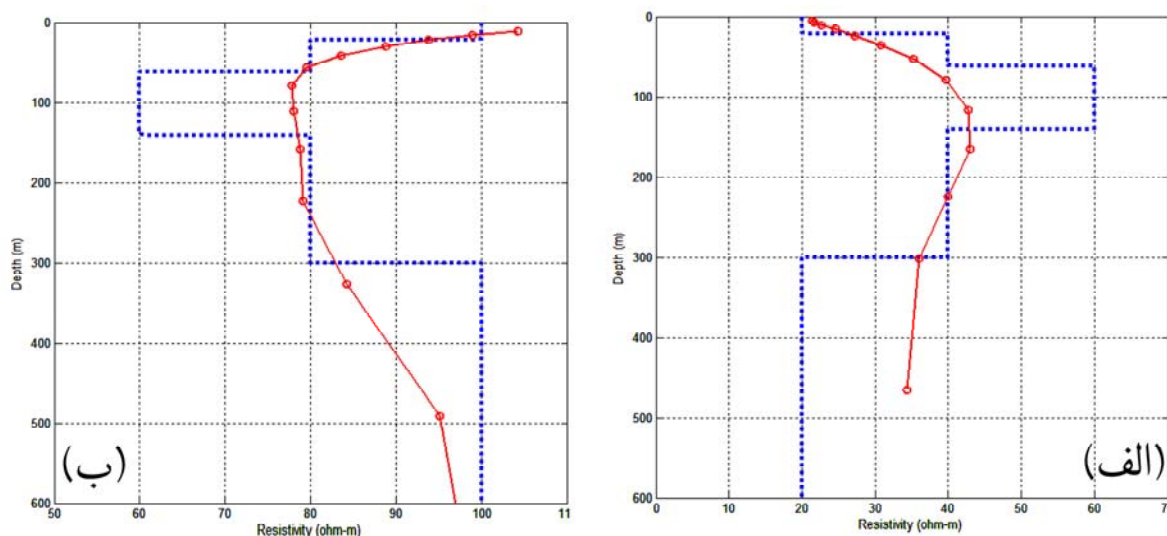


شکل ۵-الف، مدلی سه لایه را نشان می‌دهد که در آن لایه با ضخامت ۲۰ متر و مقاومت ویژه ۲۰ اهم متر روی لایه‌ای با ضخامت ۵۰ متر و مقاومت ویژه ۵۰ اهم متر، روی نیم فضای ۲۰ اهم متری قرار گرفته‌اند. مقادیر مقاومت ویژه به دست آمده در لایه‌های اول و سوم بهتر از لایه دوم برآورد شده است؛ به این دلیل که جریان‌های الکتریکی بیشتر تمایل دارند که در محیط‌های رساناتر شارش پیدا کنند. از طرفی هم می‌توان مشاهده کرد که با وجود اینکه مقادیر مقاومت ویژه لایه اول و سوم در مدل مصنوعی یکسان هستند، مقاومت ویژه لایه اول بهتر از لایه سوم بازیابی شده است چرا که لایه‌های بالایی نوعی اثر پوششی دارند، یعنی قسمت بیشتری از جریان القایی در آنها شارش پیدا می‌کند. بنابراین هرچه به عمق می‌رویم از شدت موج الکترومغناطیسی کاسته می‌شود. در هر صورت وجود لایه‌ای با مقاومت ویژه بیشتر در بین دو لایه دیگر مشخص است.

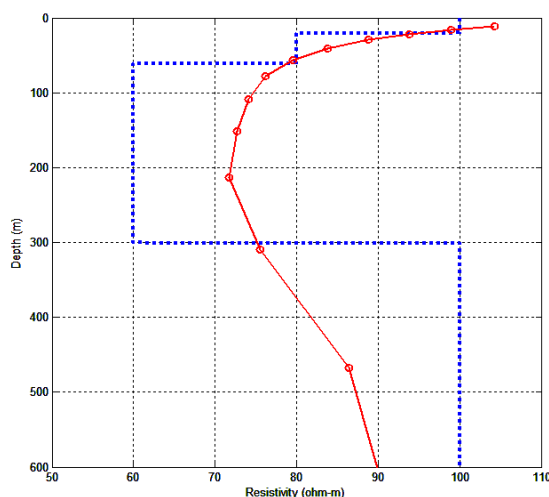
شکل ۵-ب هم مانند شکل ۵-الف، یک زمین سه لایه را نشان می‌دهد با این تفاوت که لایه دوم مقاومت ویژه ۲۰، و لایه‌های اول و سوم مقاومت ویژه ۵۰ اهم متر دارند. منحنی مقاومت ویژه به دست آمده نشان می‌دهد که مقدار مقاومت ویژه لایه دوم به دلیل تجمع جریان‌های بیشتر در آن، نزدیک به واقعیت برآورد شده است. هرچه



شکل ۵. (الف) مدل زمین سه لایه (نقطه‌چین) که لایه وسطی مقاوم‌تر است و (ب) مدل زمین سه لایه (نقطه‌چین) که لایه وسطی رساناتر است، به همراه پاسخ الگوریتم داده شده به داده‌های تولید شده از این مدل (خط ممتد). دایره‌های مشخص شده نمایانگر عمق‌های مرکزی برای هر بسامد است.



شکل ۶. مدل‌هایی که مقاومت ویژه در آنها با عمق افزایش و کاهش می‌یابد و برعکس.



شکل ۷. شکل (۶-ب) برای زمانی که لایه چهارم هم مقاومت ویژه لایه سوم را دارد.

#### ۴ مثال صحرائی

هدف ما در اینجا تبدیل داده‌های واقعی الکترومغناطیسی هواپرد به مقاطع مقاومت ویژه است. برای این منظور از داده‌های الکترومغناطیسی هواپرد که توسط سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور در منطقه کلاته رشم در جنوب شرقی سمنان برداشت شده‌اند استفاده می‌کنیم. دستگاه برداشت داده‌ها پنج بسامدی است که سه تا از این بسامدها، ۹۲۷، ۴۹۲۰ و ۳۳۰۰۰ هرتز، مربوط به سامانه هم صفحه افقی هستند.

در منطقه مورد بررسی، که نقشه زمین‌شناسی آن در شکل ۸ نشان داده شده، یک رخ‌نمون مشخص به شکل کمان از جنس آندزیت پورفیری مشاهده می‌شود که قسمتی از آن در اثر فرسایش خرد شده و قسمت‌هایی از آن با آبرفت پوشیده شده است. در قسمت بالا و درست چسبیده به این کمان، ساختار دیگری از جنس مارن به رنگ سبز تا کرم، ماسه‌سنگ، شیل و توف قرار دارد و می‌توان گفت مقداری از آبرفت‌هایی که کمان را پوشانده‌اند از همین ساختار هستند. هردوی این ساختارها

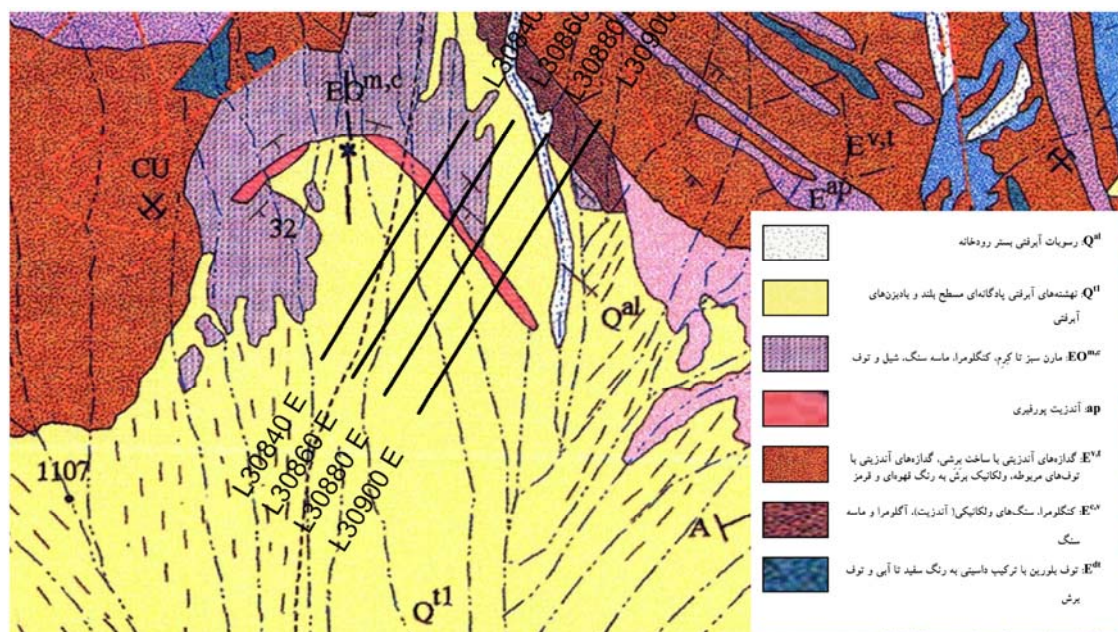


آبرفت‌ها به شکل نهشته‌های آبرفتی پادگانه‌ای مسطح بلند و بادبزن‌های آبرفتی در روی کمان و در قسمت جنوبی آن جمع شده‌اند. پس می‌توان گفت که منطقه مورد بررسی پوشیده از آبرفت‌هایی شامل واحدهای تخریبی بالادست از جنس ماسه‌سنگ، توف، کنگلومرا، واحدهای تخریبی آندزیتی و آتشفشانی و همچنین مارن و شیل است.

برداشت داده‌های هواپرد روی چندین خط در همین منطقه صورت گرفته است که در اینجا چهار خط با فاصله ۴۰۰ متری انتخاب شده است. مسیر این چهار خط روی نقشه زمین‌شناسی مشخص است.

شکل ۹ مقاطع به‌دست آمده از تبدیل داده‌های الکترومغناطیسی هواپرد روی چهار خط انتخاب شده را نشان می‌دهد. مقطع به‌دست آمده از خط شماره L30840، به‌طور واضح وجود یک ناحیه با مقاومت ویژه زیاد را تقریباً در مرکز نشان می‌دهد که این ناحیه رسانا در مقطع به‌دست آمده از خط شماره L30860، هم در مرکز قرار گرفته و هم عمق آن بیشتر شده است.

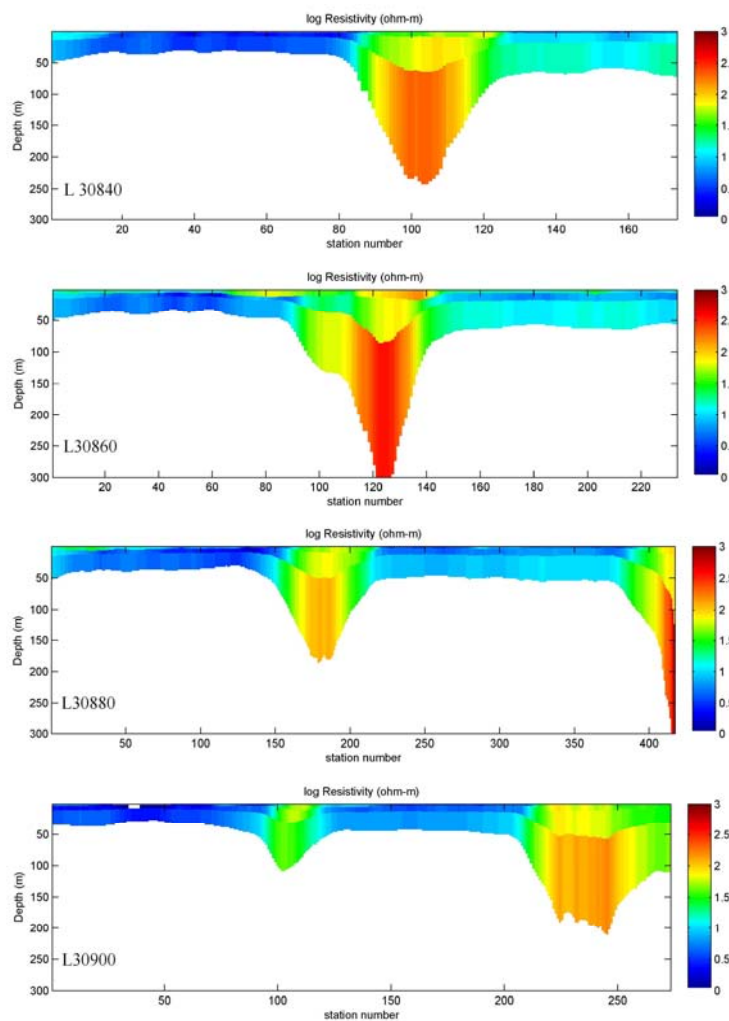
مربوط به دوره ترشیاری‌اند. این منطقه دارای توپوگرافی آرام است و از جنوب به شمال ارتفاع از سطح دریا به آرامی زیاد می‌شود. بنابراین بدیهی است که آبرفت‌های منطقه از جنس ساختارهای شمالی‌تر که در ارتفاع بالاتری قرار دارند باشد. اصلی‌ترین منشأ این آبرفت‌ها ساختاری شامل کلریت اپیدوت-شیسست، میکاشیسست و کوارتزیت با رگه‌های سفید کوارتزی مربوط به دوره پالئوزویک و در شمال منطقه و همچنین ساختاری با توف‌های بلورین داسیتی سفید تا آبی و توف‌های برشی مربوط به دوره سنوزویک است. این آبرفت‌ها در مسیر خود از ساختارهای گدازه‌ای آندزیتی درشت بلور و یا با ساخت برشی همراه با توف‌های مربوط به رنگ قهوه‌ای یا سرخ عبور می‌کنند و قسمتی از سنگ‌ها و خاک‌های این مناطق را با خود حمل می‌کنند. در بخش شمال شرقی هم آبرفت‌هایی با جنس توف، ماسه‌سنگ، کنگلومرا، شیسست، میکاشیسست، گدازه‌های آندزیت بازالتی، سنگ‌های اولترابازیک و مرمر که از ساختارهای متاولکانیک دوره پالئوزویک عبور می‌کنند، قرار دارند. در نهایت این



شکل ۸. نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاته رشم، خطوط پرواز که از داده‌های آنها استفاده شده روی نقشه مشخص شده‌اند (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ منطقه کلاته رشم، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور).

L30900، عمق ناحیه مقاوم اول بسیار کم شده ولی ناحیه مقاوم دوم در سمت راست مقطع، بهتر مشخص شده است. مقایسه خطوط پرواز روی نقشه زمین شناسی و مقاطع مقاومت ویژه نشان می دهند که توده کمائی شکل از جنس آندزیت پورفیری و با مقاومت ویژه زیاد، پهن تر از آن چیزی است که در سطح زمین بیرون زدگی دارد. احتمالاً وجود آبرفت ها باعث پوشیده شدن قسمتهایی از این توده، مخصوصاً در قسمت های درونی کمان، شده است. همچنین عمق به دست آمده در مناطقی با مقاومت ویژه کم که با آبرفت پوشیده شده اند به حدود ۵۰ متر محدود شده است که این نشانگر کم شدن عمق نفوذ سیگنال های الکترومغناطیسی در این مناطق است.

این ناحیه مقاوم در هر دوی این مقاطع، همچنان که از نقشه زمین شناسی بر می آید، مربوط به وجود کمان از جنس آندزیت پورفیری است که مقاومت ویژه زیادی دارد و همچنین سمت چپ این مقطع، که از جنس آبرفت است، دارای مقاومت ویژه الکتریکی کمتری نسبت به سمت راست آن، شامل توف، کنگلومرا، ماسه سنگ و شیل، است. در مقطع خط شماره L30880، این ناحیه مقاوم، هم به چپ متمایل شده و هم عمق آن کمتر شده است. از طرف دیگر در همین مقطع در انتهای سمت راست، ناحیه مقاوم دیگری تشخیص داده شده است که مربوط به آبرفتهایی از جنس گدازه های آندزیت- بازالتی، شیست، مرمر و کوارتزیت است. در مقطع خط شماره



شکل ۹. مقاطع به دست آمده از تبدیل داده های الکترومغناطیس هواگرد به مقاومت ویژه و عمق.

## ۵ بحث

این لایه را برآورد کند. از طرفی در لایه دوم به علت رساناتر بودن، مقاومت ویژه نسبتاً بهتر مشخص می‌شود. چنین مدل‌هایی در شکل ۳ نشان داده شده‌اند.

حال اگر با افزایش عمق مقاومت ویژه لایه‌ها کمتر شود، میدان مغناطیسی به لایه‌های پایین‌تر نفوذ می‌کند و در هر لایه جریانی الکتریکی القا می‌شود که می‌تواند میدان مغناطیسی قابل ملاحظه‌ای را پدید آورد که منجر به تشخیص بهتر آن لایه شود. برعکس اگر مقاومت ویژه با عمق افزایش پیدا کند آن‌گاه برآورد مقاومت ویژه واقعی از روی داده‌های به‌دست آمده بسیار مشکل خواهد بود (شکل ۴).

نکته مهم دیگر این است که جریان القایی در هر لایه، نه تنها به مقاومت ویژه، یا عکس آن رسانایی آن لایه بلکه به ضخامت آن نیز بستگی دارد. بر این اساس، واضح است که هرچه ضخامت لایه بیشتر باشد میزان جریان القایی در آن بیشتر خواهد بود. بنابراین اگر ضخامت لایه‌ای به اندازه کافی بزرگ باشد، آن لایه با بررسی‌های الکترومغناطیسی قابل تشخیص خواهد بود. این مطلب از مقایسه شکل ۶-ب با شکل ۷ قابل مشاهده است.

مطلب مهم دیگر تعداد و مقدار بسامدهای مورد استفاده است. در اینجا ما از ۱۳ بسامد استفاده کرده‌ایم که محدوده بزرگی را در بر می‌گیرد و نتایجی که به‌دست آمده یک مدل صاف از تغییرات مقاومت ویژه را نشان داده است. اما در عمل چنین دستگامی برای اندازه‌گیری هم‌زمان در ۱۳ بسامد وجود ندارد. آنچه در عمل صورت می‌گیرد اندازه‌گیری در حداکثر ۵ بسامد است. این ۵ بسامد ممکن است در حالت نظری بتوانند با این روش یک زمین سه لایه را مدل‌سازی کنند اما در عمل با شکست مواجه می‌شوند. همان‌طور که به نظر می‌رسد در شکل ۶-الف حتی با ۱۳ بسامد نتوانسته‌ایم لایه‌های دوم و چهارم را تشخیص دهیم.

فرایندی که در یک اندازه‌گیری الکترومغناطیسی هوآبرد روی می‌دهد یک فرایند فیزیکی منطقی است. تغییرات میدان مغناطیسی حاصل از یک پیچه جریان متناوب (فرستنده) باعث القای جریان الکتریکی متناوب در توده‌های زیرسطحی می‌شود که مقدار این جریان به مقاومت ویژه این توده‌ها بستگی دارد. در ادامه این جریان القایی متناوب هم باعث ایجاد یک میدان مغناطیسی ثانویه می‌شود که این میدان ثانویه، به همراه میدان اولیه، در محل گیرنده اندازه‌گیری می‌شود. حال اگر فرض کنیم که پیچه فرستنده، مثلاً جریان ۱۰ آمپر را در زمین القا کرده باشد، و اگر یک زمین سه لایه فرض کنیم که در لایه اول آن ۶ آمپر و در لایه دوم حداکثر ۴ آمپر جریان القا شده باشد، بنابر اصل بقای انرژی، در لایه سوم هیچ جریانی نخواهیم داشت. پس می‌توانیم بگوییم که عمقی که جریان‌های الکتریکی القایی در آنجا ایجاد می‌شوند، محدود است. از سوی دیگر، با توجه به اینکه در اینجا زمین را برای هر بسامد به صورت نیم‌فضا در نظر گرفته‌ایم، می‌توانیم بگوییم که مقاومت ویژه به‌دست آمده در هر بسامد، یک مقاومت ویژه متوسط است. چون جریان‌ها در هر لایه به صورت افقی شارش پیدا می‌کنند می‌توان هر لایه را به صورت یک مقاومت الکتریکی در نظر گرفت که در مجموع، این لایه‌ها به صورت مقاومت‌های موازی عمل می‌کنند و یک مقاومت متوسط به‌دست می‌دهند.

حال فرض کنید یک لایه رسانا روی یک لایه مقاوم قرار گیرد. در این صورت جریان‌های القا شده در لایه رسانا بیشتر از لایه مقاوم خواهد بود و واضح است که تبدیل داده‌های حاصل از چنین مدلی نتیجه درستی برای مقاومت ویژه و عمق لایه مقاوم به‌دست نمی‌دهد. اما اگر حالت برعکس این مدل را در نظر بگیریم که لایه دوم رساناتر است، هرچند که در لایه اول هم جریان القا می‌شود اما این جریان نمی‌تواند به درستی مقاومت ویژه

## ۶ نتیجه گیری

در این تحقیق، یک زمین سه بُعدی با ساختارهای پیچیده به صورت یک نیم فضا فرض شده است که از یک طرف باعث ساده شدن محاسبات و از طرف دیگر باعث از دست رفتن بعضی اطلاعات می شود. از جمله این اطلاعات قدرت تفکیک ساختارهای موجود در زمین است، طوری که مقادیر مقاومت ویژه برآورد شده مقادیری متوسط هستند. مقادیر مقاومت ویژه به دست آمده از داده های مصنوعی این مطلب را تأیید می کنند. از سوی دیگر در همه مدل های مصنوعی ساختارهای نزدیک سطح بهتر از ساختارهای عمقی تر شناسایی شده اند که اولاً نشانگر اُفت شدت سیگنال های الکترومغناطیسی در عبور از لایه های زمین است و ثانیاً بیان می کند که پاسخ های به دست آمده در لایه سطحی، برای هر دوی داده های مصنوعی و واقعی، قابل اعتمادتر هستند. به هر حال در همه مدل های مصنوعی، وجود تغییرات مقاومت ویژه مشخص شده است؛ هر چند که این مقادیر برآورد شده با مقادیر واقعی اختلاف زیادی دارند. اعمال این روش روی داده های واقعی هم، به خوبی وجود نواحی و ساختارهای با مقاومت ویژه زیاد را نشان می دهد؛ با این حال، در واقع فقط مقاومت ویژه لایه اول قابل اعتماد است. از طرف دیگر، از مقاطع به دست آمده می توان دریافت که هر جا مقاومت ویژه بیشتر شده است، توانسته ایم تا عمق بیشتری را به نقشه درآوریم که این دلیلی بر آن است که عمق نفوذ امواج الکترومغناطیسی با افزایش مقاومت ویژه افزایش می یابد.

در نهایت می توان گفت که استفاده از مدل نیم فضا در الکترومغناطیس هوا برد، مدل هایی را به دست می دهد که بیشتر برای تشخیص تغییرات مقاومت ویژه به کار می رود و نه مقدار دقیق آن. به تعبیر دیگر، بهتر است از این نتایج برای کارهای شناسایی استفاده شود و نه برای کارهای اکتشافی دقیق.

## تشکر و قدردانی

نگارندگان بدین وسیله از مدیریت بخش ژئوفیزیک هوایی سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور و نیز کارمندان این بخش به خاطر در اختیار قرار دادن داده های الکترومغناطیس هوا برد و اطلاعات زمین شناسی سپاس گذاری می کنند.

## منابع

- Mundry, E., 1984, On the interpretation of airborne electromagnetic data for the two-layer case, *Geophys. Prosp.*, **32**, 336-346.
- Schmucker, U, 1970, Anomalies of geomagnetic variations in the southwestern United States, *Bulletin of the Scripps, Institution of Oceanography* 13. University of California.
- Sengpiel, K. P., 1988, Approximate inversion of airborne EM data from a multi-layered ground, *Geophys. Prosp.*, **36**, 446-459.
- Wait, J. R., 1982, *Geo-Electromagnetism*, Academic Press.
- Weidelt, P. 1972, The inverse problem of geomagnetic induction, *Zeitschrift fur Geophysik*, **38**, 257-289.