

تفسیر یک بُعدی داده‌های مگنتوتلوریک منطقه اینچه‌برون

احمدعلی بهروزمند^{۱*} و بهروز اسکوئی^۲

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد ژئوفیزیک، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۵۵۱، پذیرش نهایی: ۸۶۶۱۷)

چکیده

روش مگنتوتلوریک یکی از با اهمیت‌ترین فنون ژئوفیزیکی غیرفعال است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت‌ویژه الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند. عمق بررسی در این روش بسیار بیشتر از دیگر روش‌های الکترومغناطیسی است. این مقاله بررسی‌های مگنتوتلوریک منطقه اینچه‌برون (واقع در شمال استان گلستان) را برای بررسی چگونگی رسانایی الکتریکی لایه‌های زیرسطحی تا عمق ۱۳۰۰ متر در بر می‌گیرد. پس از بررسی نتایج حاصل از وارون‌سازی یک‌بعدی و تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک، دو لایه رسانا به ترتیب در اعماق ۹۵ تا ۱۹۰ متر و ۲۵۰ تا ۶۶۰ متر تشخیص داده شدند. این دولا به احتمالاً معرف لایه‌های حاوی آب شور و ترکیبات یددار هستند. برای تأیید صحت نتایج به دست آمده، مدل یک‌بعدی حاصل از داده‌های مگنتوتلوریک در مجاورت یک چاه نزدیک منطقه مورد بررسی، با نتایج حاصل از نگار چاه مقایسه شده است.

واژه‌های کلیدی: مگنتوتلوریک، اینچه‌برون، وارون‌سازی، مقاومت‌ویژه الکتریکی، رسانایی الکتریکی

۱ مقدمه

روش مگنتوتلوریک (MT) یک فن ژئوفیزیکی سطحی غیر فعال (passive) است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند. عمق بررسی روش MT بسیار بیشتر از دیگر روش‌های الکترومغناطیسی (EM) است. این روش را می‌توان برای کاوش‌های زیرسطحی از اعماق ده‌ها متر تا اعماق ده‌ها کیلومتر به کار برد (وزوف، ۱۹۹۱). مقاومت‌ویژه ساختارهای زمین‌شناسی به‌طور قابل توجهی بستگی به محتوای سیال، تخلخل، درجه شکستگی (degree of fracturing)، دما و هدایت‌ویژه کانی تشکیل‌دهنده دارد (کلر، ۱۹۸۹). لذا ساختارهای زمین‌شناسی بسته به جنس آنها، میزان و نوع سیالات و نیز تخلخل آنها دارای پاسخ‌های متفاوتی در مواجهه با میدان‌های الکترومغناطیسی زمین‌اند. هدف از بررسی‌های مگنتوتلوریک، تعیین مقاومت‌ویژه (یا هدایت

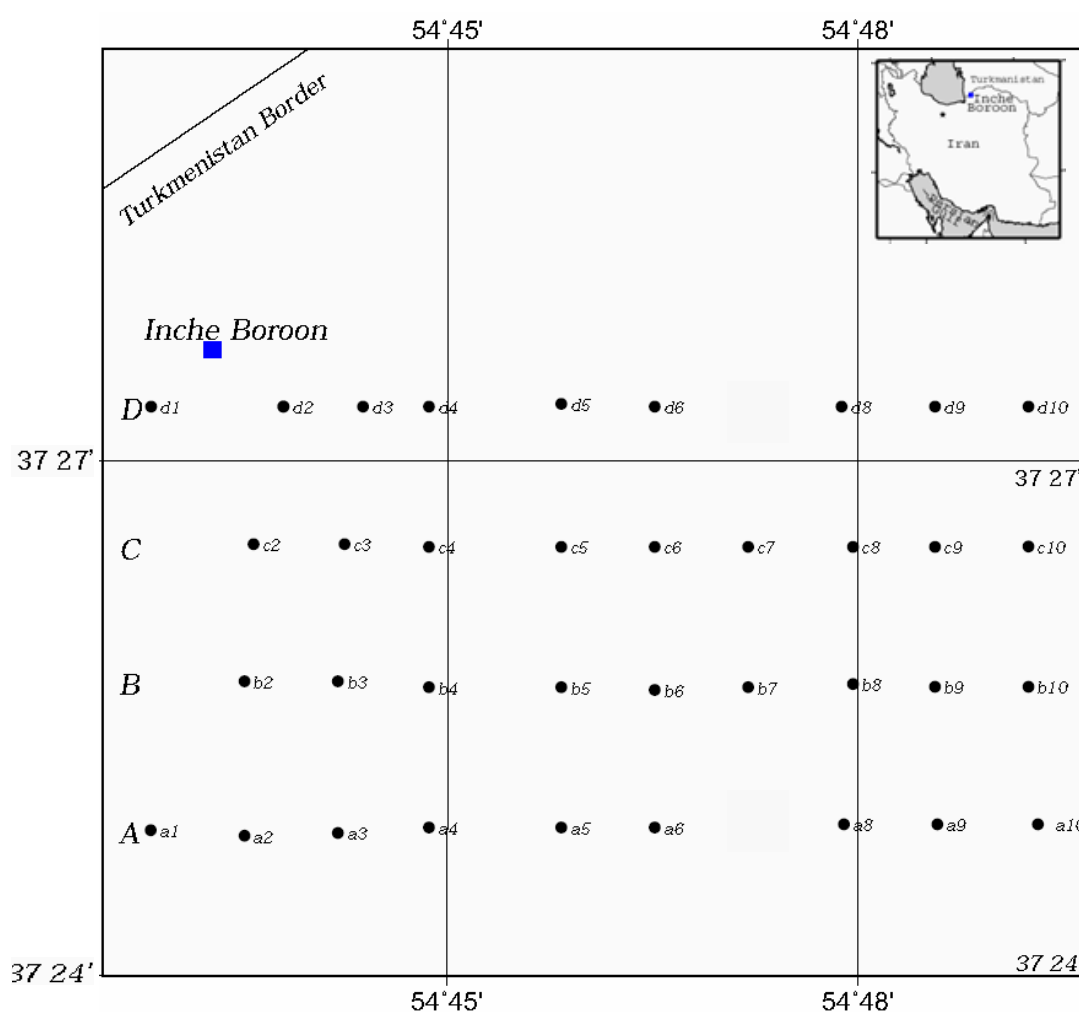
ویژه) ساختارهای زیرزمینی است. لایه‌های حاوی آب شور (به‌خصوص لایه‌های حاوی مواد معدنی، نظیر ید) از هدایت الکتریکی زیادی نسبت به محیط اطراف خود برخوردارند.

۲ منطقه مورد مطالعه

در این تحقیق، مطالعات MT جهت بررسی نحوه رسانایی الکتریکی لایه‌های زیرسطحی تا عمق ۱۳۰۰ متر در منطقه اینچه‌برون (استان گلستان، ۸۰ کیلومتری شمال شهر گرگان) صورت گرفته است. این مطالعه با هدف بررسی منطقه از نظر لایه‌های رسانا که ممکن است حاوی آب شور و به احتمال زیاد ترکیبات یددار باشند، صورت گرفته است. برداشت داده‌ها در ۳۷ ایستگاه در امتداد ۴ پروفیل صورت گرفته است. فواصل ایستگاه‌ها از هم ۱ کیلومتر، فواصل پروفیل‌ها ۱/۵ کیلومتر و فواصل

عمق ۱۳۰۰ متر در نظر گرفته شده است). در این بررسی، نتایج حاصل از وارون‌سازی یک‌بعدی (ID inversion) و تفسیر (interpretation) داده‌های مگنتوتلوریک ارائه شده است، که لایه‌های دارای رسانایی الکتریکی زیاد به لایه‌های حاوی آب شور و ترکیبات یددار، نسبت داده می‌شوند.

الکترودهای پتانسیل در هر ایستگاه ۱۰۰ متر است (شکل ۱). در این راستا رسانایی الکتریکی (یا مقاومت ویژه الکتریکی) در محدوده تقریبی $9 \text{ km} \times 4/5 \text{ km}$ از سطح زمین تا عمق ۱۳۰۰ متر به نقشه در آمده است (از آنجا که حداکثر عمق برداشت داده‌ها در بعضی ایستگاه‌ها ۱۳۰۰ متر بوده است، به‌منظور در نظر گرفتن عمق مشترکی برای بررسی داده‌های همه جایگاه‌ها، بررسی تا



شکل ۱. نقشه موقعیت منطقه مورد بررسی مگنتوتلوریک در شمال استان گلستان، جنوب شهر مرزی اینچه برون.

۳ نظریه روش مگنتوتلوریک

روش MT از میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی طبیعی و متغیر با زمان (time-varying) در سطح زمین برای پی‌بردن به ساختار الکتریکی زمین که مرتبط با شرایط زمین‌شناسی، الکتریکی و زیرسطحی است استفاده می‌کند. روش MT را نخستین بار تیکونو (۱۹۵۰) و کاننارد (۱۹۵۳) ارائه کردند و بعد کانتول (۱۹۶۰) و وزوف (۱۹۷۲ و ۱۹۹۱) آن را توسعه دادند. اندازه‌گیری‌های مؤلفه‌های افقی میدان الکترومغناطیسی طبیعی برای ایجاد تانسور امپدانس مختلط Z ، به مثابه تابعی از بسامد به کار می‌رود:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (1)$$

که نشان‌دهنده تغییرات عمودی و جانبی هدایت ویژه الکتریکی زیرسطحی در جایگاه مورد مطالعه است. تانسور امپدانس اطلاعات خوبی در مورد بعدپذیری (dimensionality) و امتداد ساختارهای هادی فراهم می‌کند (اسکویی، ۲۰۰۶). مقاومت ویژه ظاهری، ρ_a و فاز، φ ، کمیت‌های مورد نظرند که از ماتریس امپدانس با استفاده از روابط زیر قابل محاسبه‌اند (اسکویی، ۲۰۰۶):

$$\rho_{ai} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_i|^2 \quad (2)$$

$$\varphi_i = \text{phase}(Z_i) \quad , \quad i = xx, xy, yx, yy, \text{DET} \quad (3)$$

μ_0 نفوذپذیری فضای آزاد و ω بسامد زاویه‌ای است. DET معرف داده‌های دترمینان (determinant data) است. سری‌های زمانی در بازه بسامد ۰/۰۰۱ - ۱۰۰۰ Hz اندازه‌گیری شده و از طیف بسامد این داده‌ها برای برآورد تانسور پاگیری (امپدانس) در حکم تابعی از بسامد استفاده می‌شود. دترمینان تانسور پاگیری که پاگیری مؤثر (effective impedance) نیز خوانده می‌شود، Z_{DET}

(پدرسن و اینگلز، ۲۰۰۵) به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$Z_{\text{DET}} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (4)$$

با استفاده از پاگیری مؤثر، مقاومت ویژه ظاهری دترمینان (determinant apparent receptivity) در نقش ورودی برای برنامه وارون‌سازی یک‌بعدی (پدرسن، ۲۰۰۴) محاسبه می‌شود. مزیت استفاده از داده دترمینان آن است که مقدار میانگینی از امپدانس برای همه جهت‌های جریان فراهم می‌کند. به علاوه تشخیص مد (مد TE: جریان به موازات امتداد یا مد TM: جریان عمود بر امتداد) مورد نیاز نیست. همچنین نیازی به تصحیحات جابه‌جایی ایستا (static shift) نیست و آنالیز بعد (dimensionality analysis) برای مدل‌های طبیعی یک‌بعدی (1D) و دوبعدی (2D) با استفاده از این داده‌ها به سادگی امکان‌پذیر است (اسکویی، ۲۰۰۶).

۴ تحلیل ابعادی داده‌ها (Dimensionality Analysis)

سویفت (۱۹۶۷) پارامتر چولگی (skew) را که از عضوهای ماتریس امپدانس برای تحلیل ابعادی داده‌ها قابل محاسبه است، به صورت زیر تعریف می‌کند:

$$S = \left| \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right| \quad (5)$$

هنگامی که مقدار این پارامتر برحسب بسامد مقدار کوچکی (نزدیک به صفر) باشد، ساختارهای زمین‌شناسی را می‌توان به صورت ساختارهای یک‌بعدی یا دوبعدی غیرآشفته (undistorted 1D and 2D structures) تعریف کرد. در غیر این صورت ساختارهای موجود یا به صورت ساختارهای یک‌بعدی و دوبعدی آشفته (distorted 1D and 2D structures) و یا به صورت ساختارهای سه‌بعدی تعریف می‌شوند (اسکویی و همکاران، ۲۰۰۵). تحلیل ابعادی داده‌های مگنتوتلوریک منطقه مورد بررسی نشان

لایه‌های زمین در محل جایگاه است. برای مثال مدل یک‌بعدی حاصل از وارون‌سازی داده‌های سایت C9 در شکل ۴ نشان داده شده است (لازم به ذکر است در این جایگاه به دلیل این که عمق لایه رسانای دوم از محدوده ۱۳۰۰ متر تجاوز کرده، در تهیه منحنی‌های عمق و ضخامت، اطلاعات مربوط به این لایه منظور نشده است و صرفاً لایه‌هایی که به طور کامل در این محدوده قرار گرفته‌اند، مدنظر است). همچنین برای تأیید فرض بُعد ساختار، فاکتور بُعد (swift's skew) مربوط به این جایگاه در شکل ۳-۵ نشان داده شده است (باید توجه داشت که مقدار زیاد چولگی در انتهای منحنی ممکن است بیانگر ساختار سه‌بعدی عمیق در سایت مورد نظر باشد). مدل‌های یک‌بعدی مربوط به همه جایگاه‌ها در شکل ۵ نشان داده شده‌اند.

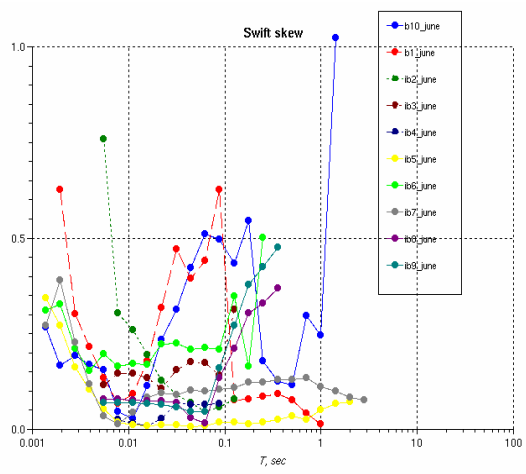
۶ تفسیر نتایج حاصل از وارون‌سازی یک‌بعدی

همان‌طور که گفته شد، مقاومت ویژه ظاهری و فاز محاسبه شده از دترمینان تانوسور پاگیری با استفاده از رهیافت پدرسن (۲۰۰۴) برگردان شده‌اند. از بررسی مقاطع مقاومت ویژه حقیقی (همانند شکل ۴) مربوط به جایگاه‌های اندازه‌گیری شده نتیجه می‌شود که به رغم رسانا بودن منطقه مورد بررسی، بین عمق ۱۰۰ متر تا ۱۳۰۰ متر دو لایه خیلی رسانا وجود دارند که با تفکیک این لایه‌ها (با استخراج عمق تا سطح لایه رسانای اول و دوم و تطبیق داده‌ها با محل جایگاه‌های اندازه‌گیری شده) نقشه‌های هم‌عمق و همچنین نقشه‌های هم‌ضخامت (با استفاده از داده‌های حاصل از وارون‌سازی یک‌بعدی) این دو لایه به دست آمده‌اند. نتایج در شکل ۶ تا ۹ نشان داده شده است. همان‌طور که از نمودارهای هم‌عمق پیداست، عمق سطح لایه‌های رسانای اول و دوم از سطح زمین، به ترتیب از ۹۵ تا ۱۹۰ متر و از ۲۵۰ تا ۶۶۰ متر برآورد می‌شود. ضخامت لایه اول از ۵ تا ۳۰ متر و ضخامت لایه دوم هم از ۱۰ تا ۱۲۰ متر قابل تشخیص است.

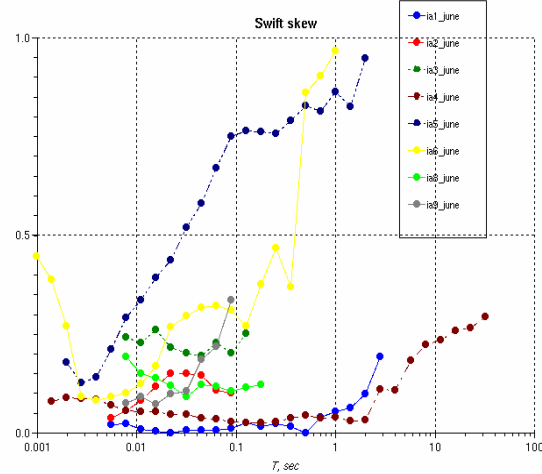
می‌دهد که حالت داده‌های یک‌بعدی و دوبعدی غیر آشفته صادق است (اگرچه پارامترهای چولگی در بعضی جایگاه‌ها از حد موردنظر فراتر رفته‌اند، ولی در کل، اکثر داده‌ها شرط موردنظر را برآورده می‌کنند. مقادیر بالای چولگی ممکن است ناشی از آنومالی‌های سه‌بعدی محلی باشند). شکل ۲ مقدار پارامتر skew را برای ایستگاه‌های اندازه‌گیری شده در امتداد ۴ پروفیل نشان می‌دهد. با توجه به نمودارهای شکل ۲ در بعضی جایگاه‌ها مثل C6، D2 و ... احتمالاً حالت آشفته حاصل از ساختارهای محلی سه‌بعدی روی داده‌ها تأثیر گذاشته و در نتیجه چولگی نسبتاً بالایی محاسبه شده است.

۵ وارون‌سازی یک‌بعدی (1D inversion)

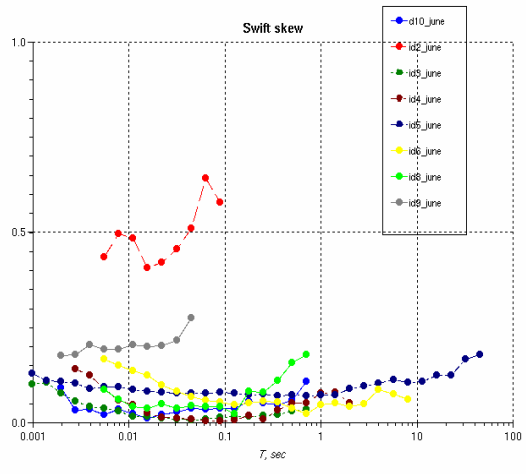
وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌های دترمینان با استفاده از رهیافت ارائه شده از سوی پدرسن (۲۰۰۴) صورت گرفته است. در این برنامه خطای میانگین مربعی کل (total mean-square error) مدل برآورد شده برای تعریف سطح برش (truncation level) استفاده می‌شود تا تعادل معقولی بین قدرت تفکیک و واریانس مدل به دست آید. این تعادل بیشتر با داده‌ها تعیین می‌شود و به فرضیات بیشتری به جز این که جملات گرایست (bias terms) باید به خوبی برآورد شوند، نیاز ندارد. داده‌های MT به صورت مقاومت ویژه ظاهری و فاز پاگیری (برحسب بسامد یا دوره تناوب) در حکم ورودی به برنامه برگردان پدرسن (۲۰۰۴) داده شده‌اند. برای مثال در شکل ۳ این داده‌ها برای ایستگاه C9 به ترتیب در شکل‌های (a) و (b) با رنگ آبی نشان داده شده‌اند. منحنی‌های سرخ رنگ، پاسخ مدل یک‌بعدی به دست آمده از وارون‌سازی داده‌هاست. نمایش این داده‌ها و پاسخ مدل در نمودار (برازش داده‌ها، data fit) نشان‌دهنده چگونگی تطبیق مدل به دست آمده با مدل واقعی زمین است. مدل یک‌بعدی حاصل از وارون‌سازی داده‌های هر جایگاه نشان‌دهنده تغییرات در رسانایی



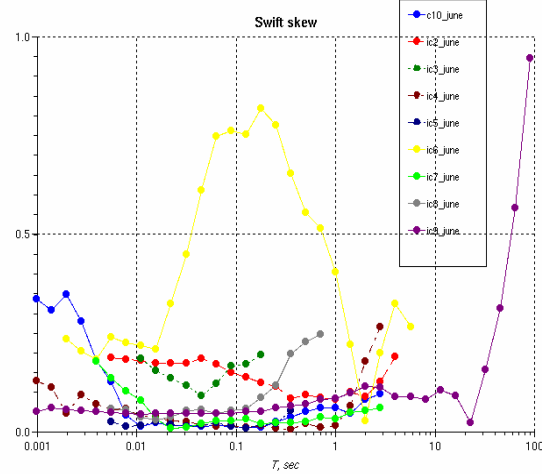
b



a

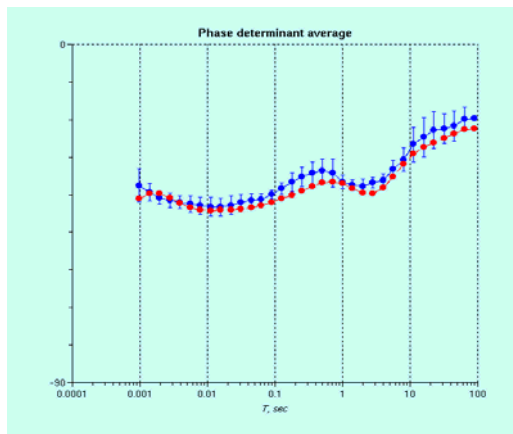


d

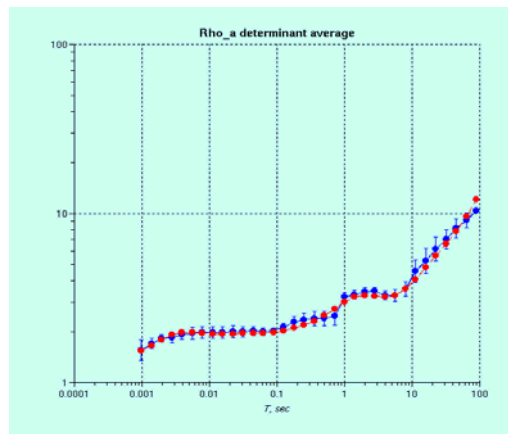


c

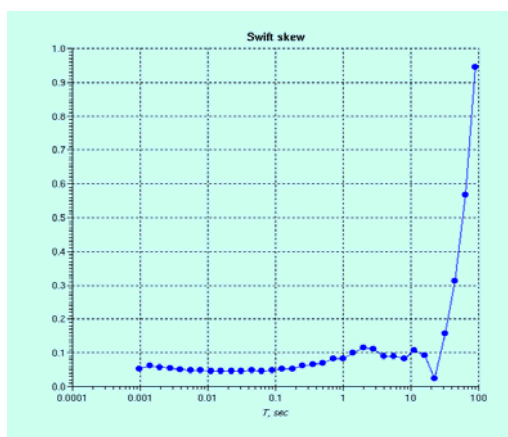
شکل ۲. مقادیر swift's skew برای جایگاه‌های مستقر در امتداد ۴ پروفیل.



b

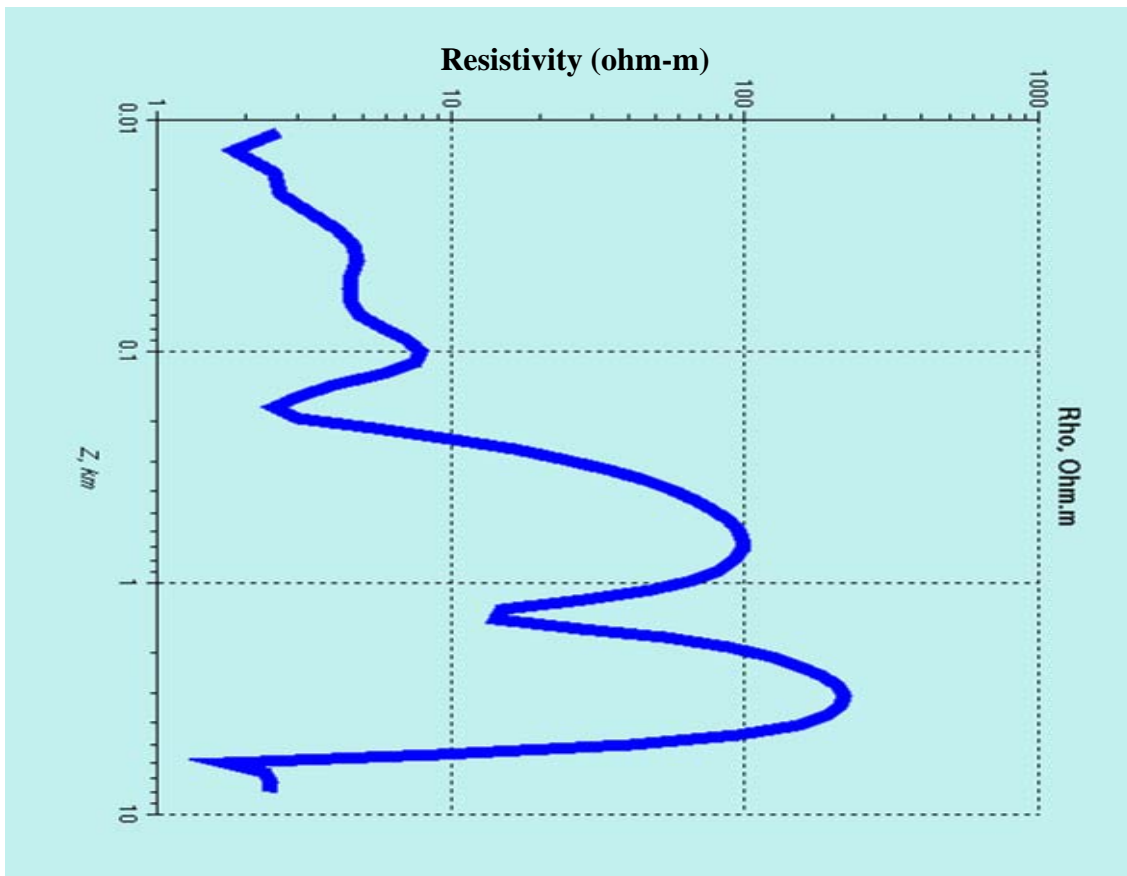


a

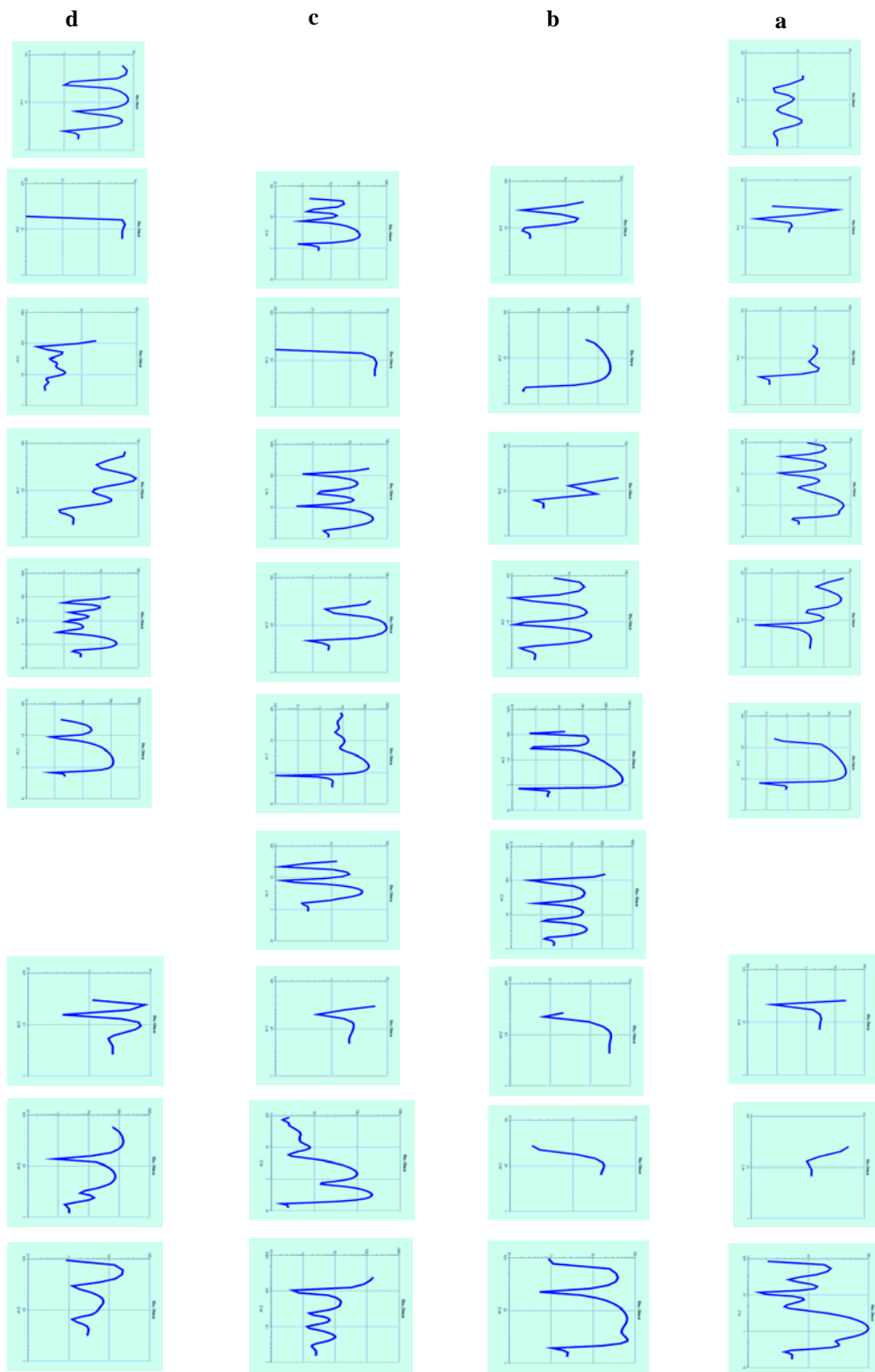


c

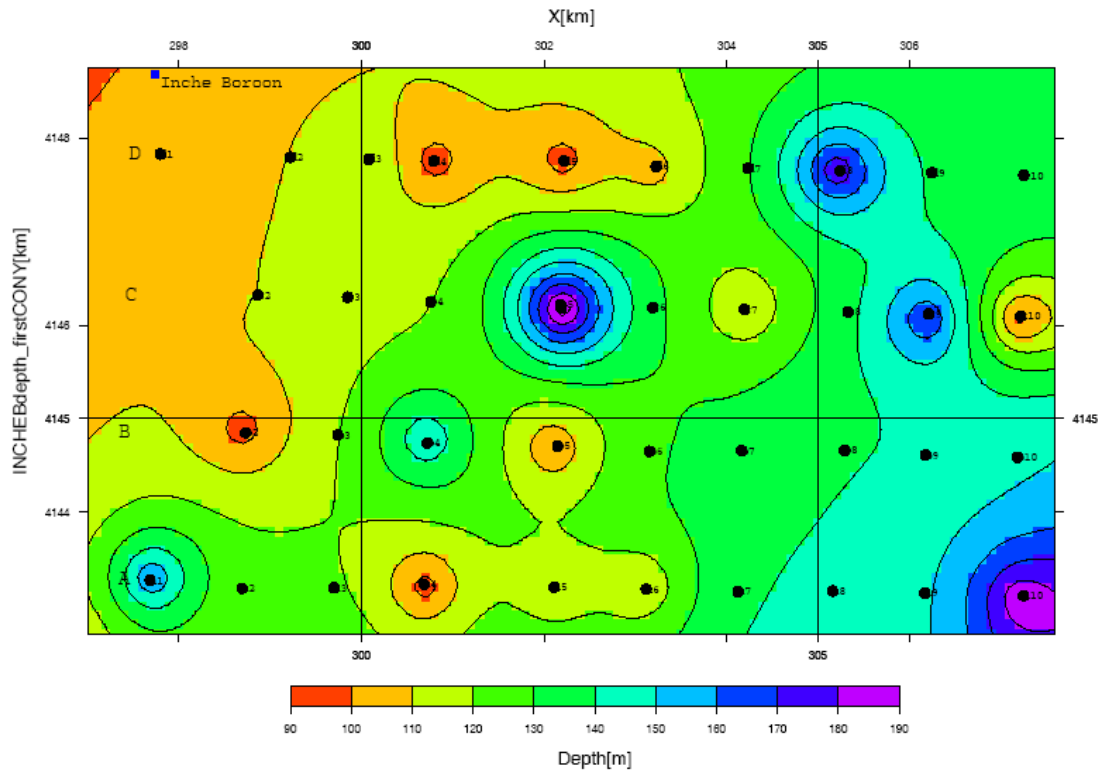
شکل ۳. منحنی داده‌ها برای جایگاه C9: a: مقاومت ویژه ظاهری، b: فاز، c: skew.



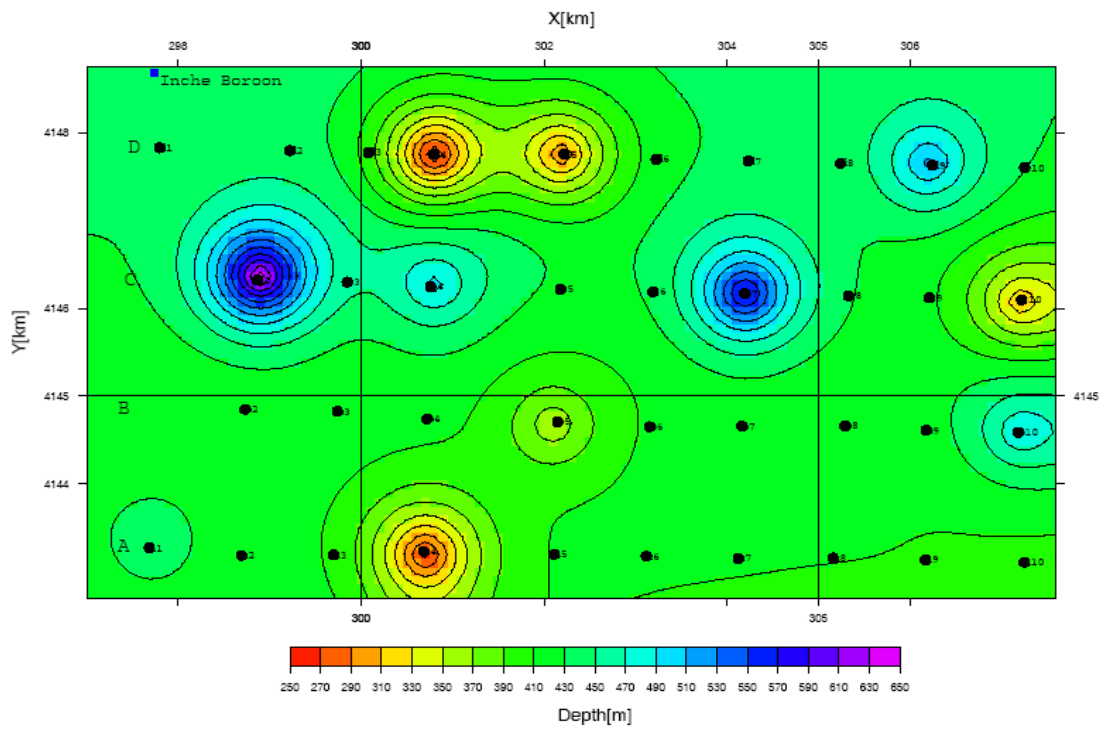
شکل ۴. مدل یک‌بعدی حاصل از وارون‌سازی داده‌های سایت C9.



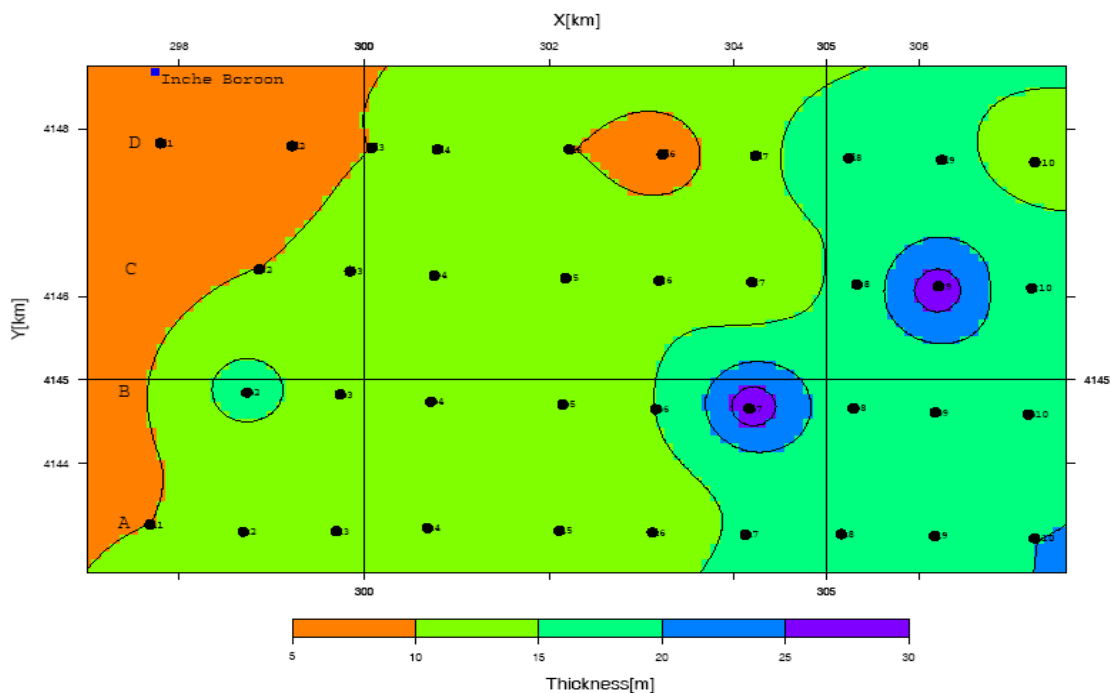
شکل ۵. مدل‌های یک‌بعدی مربوط به جایگاه‌های مستقر در امتداد ۴ پروفیل.



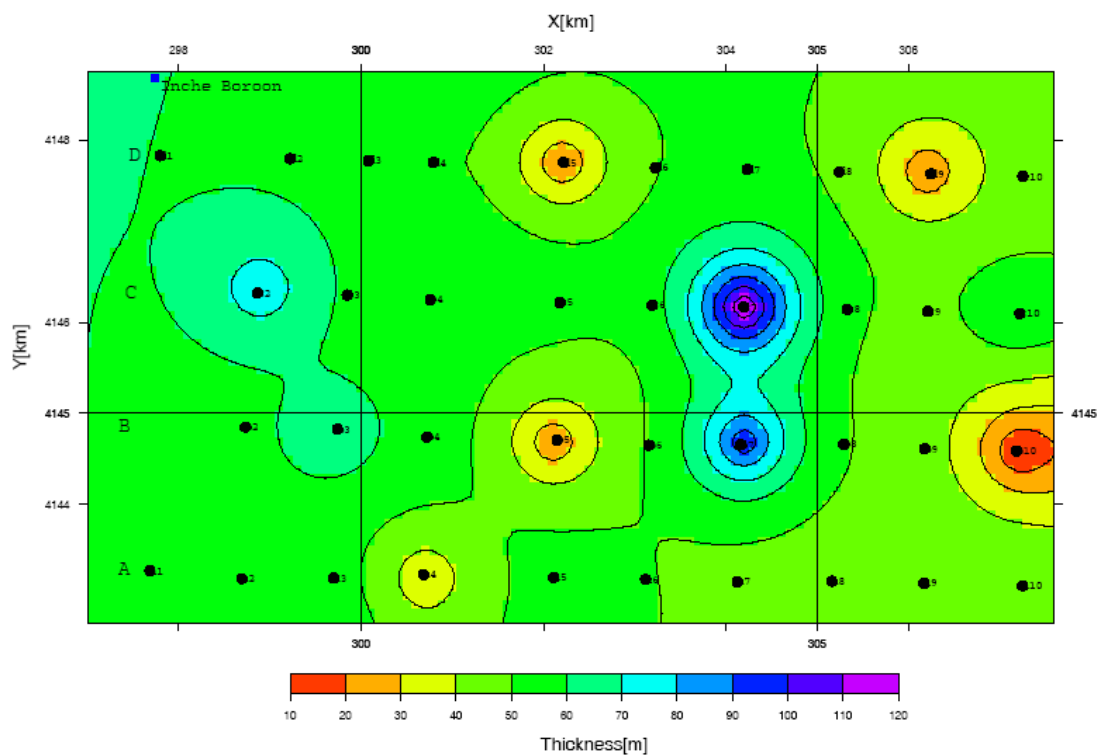
شکل ۶. عمق تا سطح فوقانی لایهٔ رسانای اول.



شکل ۷. عمق تا سطح فوقانی لایهٔ رسانای دوم.

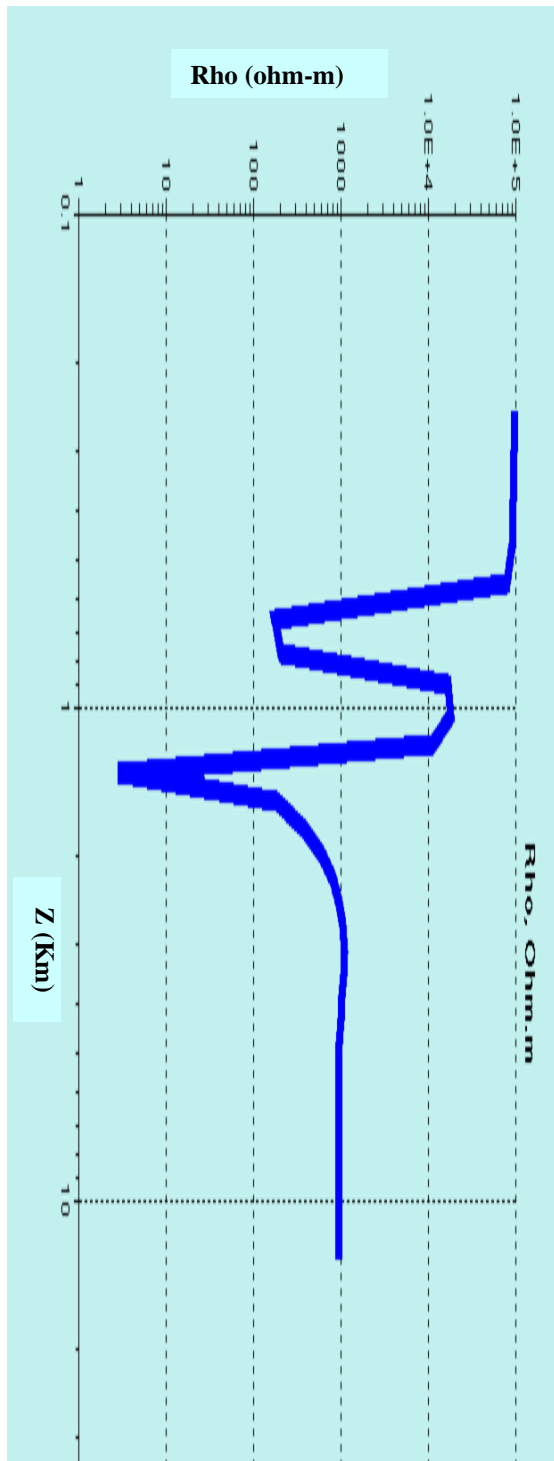


شکل ۸. ضخامت لایه رسنای اول.



شکل ۹. ضخامت لایه رسنای دوم.

1D model



	Geological Structure	Resistivity description
0	Clay_Sand group 1 (Neo Caspian formation Holocene)	Medium resistivity مقاومت متوسط
	آهک انولیتی	مقاومت زیاد
122	Oelitic section Ancient Caspian Pleistocen	Medium resistivity مقاومت متوسط
125	آهک انولیتی	مقاومت زیاد
222	Clay Sand group 2 Khazar formation Pleistocen	High resistivity مقاومت زیاد
225	Baku formation	مقاومت زیاد
310	Upper Asheron formation Pliocene	High resistivity مقاومت زیاد
430	Lower Apsheron formation Pliocene	Low resistivity
670	سیلت، رس و ماسه سنگ دانه ریز	مقاومت کم
840	سفره آب شور تحت فشار	
850	Akhggl formation Pliocen	High resistivity مقاومت زیاد
910	Tuff section Pliocen	High resistivity مقاومت زیاد
960	Papery shale	High resistivity مقاومت زیاد
1025	Brown Bed	Moderate resistivity مقاومت متوسط
1550	Chelecken formation Pliocene	Moderate resistivity مقاومت متوسط
1850	Sarnatian formation	Increasing resistivity افزایش مقاومت
1850	Sarnatian formation	Increasing resistivity افزایش مقاومت
2050	Conglomerate section	Increasing resistivity افزایش مقاومت
2200	Shale	Decreasing resistivity کاهش مقاومت
2250	آهک	Increasing resistivity افزایش مقاومت
2400	شیل و سیلت	Decreasing resistivity کاهش مقاومت

شکل ۱۰. مقایسه منحنی مدل یک بُعدی با اطلاعات ساختار زمین شناسی منطقه.

اکتشافی است. چرا که در چنین محیط‌هایی قادر به نفوذ تا اعماق زیاد است. مدل مقاومت ویژه به دست آمده بیانگر حضور دو لایه بسیار رسانا در منطقه است که با توجه به هدف مورد بررسی، این لایه‌ها احتمالاً به لایه‌های حاوی آب شور (و در برگیرنده کانی ید) نسبت داده می‌شوند (البته در بعضی جایگاه‌ها فقط یک لایه در محدوده مورد بررسی تشخیص داده شده است، ولی با یک نگاه کلی به مدل‌های مربوط به همه جایگاه‌ها، دو لایه در نظر گرفته می‌شود). این دو لایه به ترتیب در عمق‌های حدود ۹۵ تا ۱۹۰ متر و ۲۵۰ تا ۶۶۰ متر و با ضخامت‌های تا ۳۰ متر برای لایه اول و برای لایه دوم تا ۱۲۰ متر برآورد می‌شوند.

تشکر و قدردانی

بخشی از بودجه این پژوهش از محل اعتبارات پژوهشی دانشگاه تهران تأمین شده است که بدین وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران قدردانی می‌شود. همچنین از بخش ژئومغناطیس مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران به‌خاطر در اختیار گذاشتن بخشی از تجهیزات صحرائی تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

- Cagniard, L., 1953, Basic theory of the manetotelluric method in geophysical prospecting. *Geophysics*, **8**, 605-635.
- Cantwell, T., 1960, Detection and analysis of low frequency manetotelluric signal. Ph.D. thesis. *Geology and Geophysics*, Massachusetts Institute of technology.
- Keller, G. V., 1989, Electrical properties, in Carmichael, R.S., ed., *Practical handbook of physical properties of rocks and minerals*: Boca Raton, Florida, CRC Press, 359-427.
- Oskooi, B., 2006. 1D interpretation of the Magnetotelluric data from Travale Geothermal Field in Italy. *J. Earth and Space Phys*, Vol. **32**, No. 2.
- Oskooi, B., Pedersen, L. B., Smirnov, M., Knutur, A., Eysteinnsson, H., Manzella, A., and the DGP Working Group., 2005., The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic

۷ مقایسه اطلاعات چاه با نتایج وارون‌سازی یک‌بعدی

داده‌های MT

به‌منظور تأیید نتایج به دست آمده از وارون‌سازی یک‌بعدی، داده‌های MT در مجاورت یک چاه دارای نگار حفاری که حدود ۳۰ کیلومتری جنوب غربی منطقه مورد مطالعه واقع شده است و حفاری نیز تا عمق ۲۴۰۰ متر صورت گرفته، برداشت شده است (شایان ذکر است که اطلاعات نگار چاه با توجه به گزارش دستی افراد مستقر در محل چاه مستند شده است. به‌علاوه، لایه‌های عمیق با مقاومت ویژه کم در نگار چاه احتمالاً به دلیل نازک بودن یا به عبارتی کوچک بودن نسبت ضخامت به عمق در مدل ارائه شده دیده نشده‌اند). با توجه به اطلاعات حاصل از نگار چاه، قسمت‌های فوقانی زمین در محل چاه عمدتاً شامل سنگ آهک و ماسه سنگ (با مقاومت الکتریکی زیاد) است. در عمق ۶۷۰ تا ۸۴۰ متر یک لایه رسانا شامل سفره آب شور تحت فشار تشخیص داده شده است و بعد از آن هم لایه‌های مقاوم (شامل توف، شیل، کنگلومرا و سنگ آهک) تکرار می‌شوند. لایه دوم رسانای حاصل از مدل یک‌بعدی را می‌توان به لایه مشخص شده در عمق ۱۵۵۰-۱۰۲۵ متری نسبت داد. طرح شماتیکی از نگار چاه به همراه مقطع مقاومت ویژه داده‌های MT در محل چاه در شکل ۱۰ برای مقایسه آسان‌تر نتایج به دست آمده با اطلاعات چاه نشان داده شده است.

۸ نتیجه‌گیری

مدل یک‌بعدی داده‌های MT در طول پروفیل‌های مورد بررسی، به‌طور قابل ملاحظه‌ای دلالت بر رسانایی قابل توجه رولایه در منطقه مورد بررسی دارد (این مطلب با مطالعه اجمالی روش سونداژزنی مقاومت ویژه الکتریکی در منطقه نیز ثابت شده است). همین نکته بیانگر مزیت روش MT در مقایسه با دیگر روش‌های الکترومغناطیسی

- anomaly in the South West United States. Ph.D. Thesis, M. I. T., Cambridge, Mass.
- Tikonov, A. N., 1950, On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. Dokl. Akad. Nauk Rus., **73**, 281-285.
- Vozoff, K., 1972, The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins: Geophysics, **37**, 98-141.
- Vozoff, K., 1991, the magnetotelluric method, in Nabighian, M.N., ed., Electromagnetic methods in applied geophysics: Tulsa, Oklahoma, Soc. Explor. Geophysicists, Vol. 2, pt. B, p. 641-711.
- Ridge deduced from MT data in SW Iceland. // Phys Earth Planet Int. 2005 (150), s. 183-195.
- Pedersen, L. B., 2004, Determination of the regularization level of truncated singular-value decomposition inversion: The case of 1D inversion of MT data Geophys. prospect, **52**, 261-270.
- Pedersen, L. B., Engels, M., 2005, Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinate of the impedance tensor. Geophysics, **70**, G33-G41.
- Swift, C. M. 1967, A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity