

تفسیر دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک برای پی‌جویی ذخایر عمیق آب‌های شور حاوی ید در منطقه شمال آق‌قلا، دشت گلستان

بهروز اسکویی^{۱*}، سبحان محبوبی^۲، حسین پرنیان^۳، رابعه صداقت^۳ و محمدرضا سپهوند^۴

۱. دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

۲. کارشناس ارشد ژئوفیزیک، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی و فناوری پیشرفته کرمان، ایران

۳. کارشناس ارشد ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران

۴. استادیار، گروه ژئوفیزیک، دانشگاه تحصیلات تکمیلی و فناوری پیشرفته کرمان، ایران

(دریافت: ۹۴/۶/۱۶، پذیرش نهایی: ۹۶/۳/۲)

چکیده

برداشت‌های مگنتوتلوریک در بازه فرکانسی وسیعی در شمال دشت گلستان به منظور تشخیص چگونگی رسانایی لایه‌های زمین و با هدف بررسی پتانسیل منطقه از لحاظ وجود لایه‌های رسانای الکتریکی که بیانگر وجود ساختارهای آب شور حاوی ید هستند، در پاییز سال ۱۳۹۳ صورت گرفته است. در این تحقیق مؤلفه‌های میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در طول دو پروفیل با فاصله ۱۵۰۰ متر و در ۱۰ ایستگاه با فاصله ۹۰۰ متر اندازه‌گیری شده است. متعاقباً پردازش یک‌بعدی و دوبعدی داده‌های این منطقه با استفاده از کد اسمیرنف انجام شده است. در این تحقیق داده‌های مقاومت ویژه و فاز امپدانس با استفاده از الگوریتم ریوک وارون‌سازی شده است. داده‌های مگنتوتلوریک برای دو پروفیل مربوطه در مد دترمینان برای دو مدل اولیه همگن و ناهمگن وارون‌سازی شده است. از مد DET یا همان دترمینان داده‌ها در حکم ورودی برای وارون‌سازی داده‌ها برای تفسیر نهایی استفاده شد که میانگینی از همه جهت‌های جریان فراهم کرده و همچنین مستقل از جهت امتداد الکترومغناطیسی است. نتایج بیانگر وجود لایه‌هایی بسیار رسانا حاوی آب شور در اعماق بیش از ۴۵۰ متر در امتداد بعضی از پروفیل‌هاست.

واژه‌های کلیدی: رسانایی، گلستان، مقاومت ویژه، مگنتوتلوریک، وارون‌سازی، ید.

۱. مقدمه

می‌شود. این امواج بسامدهایی در پهنای 10^{-4} تا 10^3 هرتر دارند و از فعالیت‌های ناشی از وقوع آذرخش در مقیاس جهانی و نوسانات مغناطیس سپهری سرچشمه می‌گیرند (وزوف، ۱۹۹۱). این سیگنال‌های الکترومغناطیسی در جو به مانند امواج رادیویی منتقل می‌شوند اما در زمین پخش و به سرعت با عمق میرا می‌شوند. در طول دهه‌های ۱۹۷۰ و ۱۹۸۰ مگنتوتلوریک در حکم یک وسیله شناسایی که می‌توانست تغییرات در ضخامت حوزه‌های رسوبی را به تصویر بکشد، استفاده شد. آنالیز داده‌ها در آن زمان محدود به مدل‌سازی پیشرو و معکوس یک‌بعدی بود که برای مناطقی با ساختار زمین‌شناسی پیچیده قابل اعتماد نبود. در سال‌های اخیر توانایی این روش در آشکارسازی زمین‌شناسی کاملاً بهبود یافته است. این امر با پیشرفت در وسایل اندازه‌گیری و وارون‌سازی و تفسیر دوبعدی آن محقق شده است.

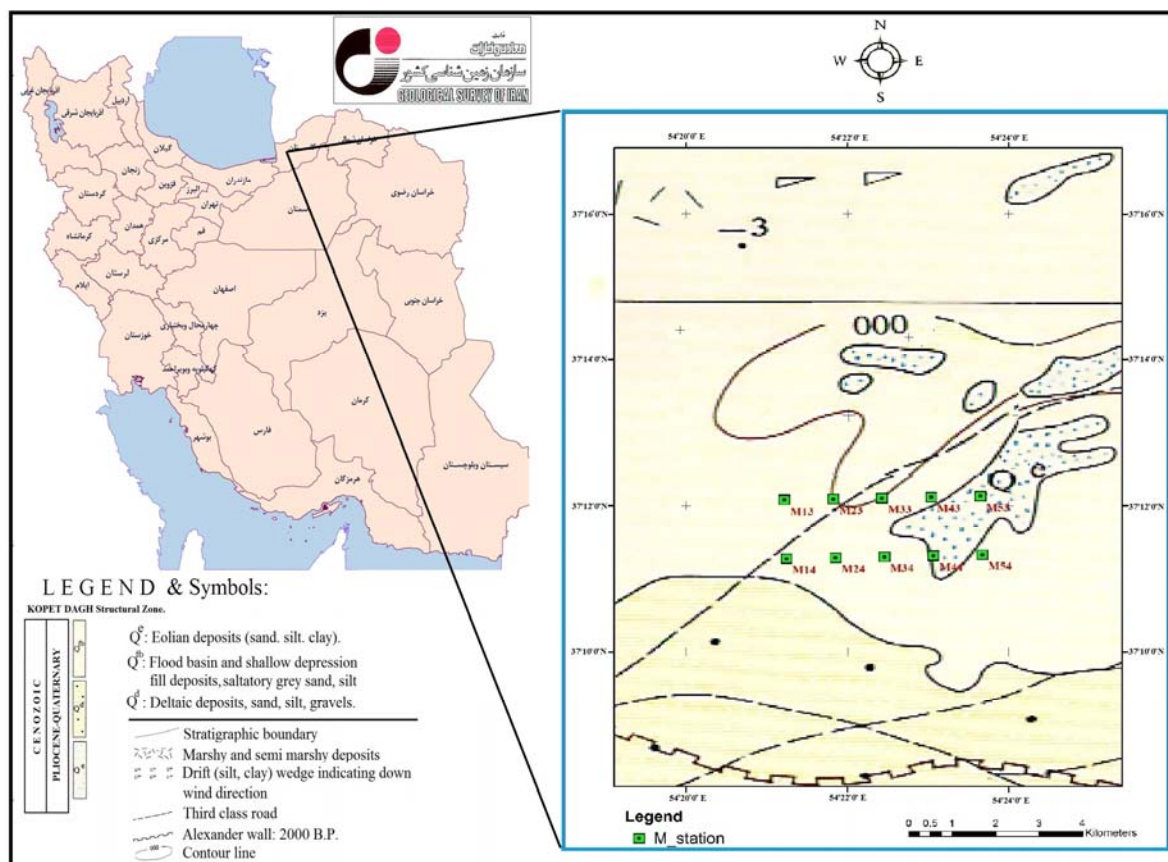
روش مگنتوتلوریک (Magnetotelluric, MT) یک روش ژئوفیزیکی سطحی غیرفعال (Passive) است که از میدان‌های الکترومغناطیسی طبیعی زمین برای بررسی ساختار مقاومت ویژه الکتریکی زیرسطحی استفاده می‌کند. این روش را می‌توان در کاوش‌های زیرسطحی از ده‌ها متر تا اعماق ده‌ها کیلومتر به کار برد (وزوف، ۱۹۹۱). در فصل مشترک‌های افقی و عمودی جداکننده دو محیط با خواص الکتریکی متفاوت، روش‌های الکترومغناطیسی را برای شناسایی عوارض زمین‌شناسی و ساختارهای زیرسطحی به کار می‌برند. در این روش امواج الکترومغناطیسی با توجه به بسامد و نیز مقاومت ویژه الکتریکی لایه‌ها، اطلاعاتی از اعماق زمین به دست می‌دهند. عمق بررسی در روش مگنتوتلوریک خیلی بیشتر از دیگر روش‌های الکترومغناطیسی است. در روش مگنتوتلوریک از امواج الکترومغناطیسی با بسامد کم برای آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی استفاده

مرز شمالی دشت می گذرد. رودها و مسیل های کوچکی نیز که زهکش دشت اند و همچنین دریاچه های متعددی با آب لب شور نظیر آلاگل و دانشمند در این محدوده قرار دارند. رودخانه اترک در مواقع سیلابی این دریاچه ها را به هم پیوند می دهد و زمین های باتلاقی اطراف را می پوشاند. در قسمت شرقی محدوده ارتفاعات کپه داغ قرار گرفته که حداکثر ارتفاع آن طبق گزارش های قبلی حدود ۱۰۰۰ متر و حداقل آن نزدیک به صفر است. محدوده مورد نظر که قسمتی از حوضه رسوبی کپه داغ است در اثر آخرین فازهای چین خوردگی آلبی و فرسایش پی آمد آن، سیمای فعلی را به خود گرفته است. ریخت شناسی منطقه در مراحل جوانی بوده و توپوگرافی آن رابطه مستقیمی با ساختمان های زمین شناسی دارد. به طوری که تاقدیس ها عمدتاً ارتفاعات و کوه ها را ساخته و ناودیس ها نیز اغلب دشت های میان کوهی را تشکیل داده اند.

در این مقاله نتیجه پردازش (Processing)، وارون سازی (Inversion) و تفسیر (Interpretation) داده های MT حاصل از تحقیقات ژئوفیزیکی به روش مگنتوتلوریک در منطقه آورده شده است. این نتایج به صورت نقشه های دوبعدی از لایه های رسانا و همچنین مقاطع مقاومت ویژه حقیقی حاصل از وارون سازی دوبعدی داده ها (در امتداد هر پروفیل) آورده شده اند.

۲. زمین شناسی منطقه

محدوده مورد مطالعه در قسمت شمال غربی استان گلستان و در شمال شهرستان آق قلا و در منطقه صوفیکم واقع شده است (شکل ۱). از شمال به بخش اترک و مرز ایران و جمهوری ترکمنستان، از شرق به دریاچه نمک و ارتفاعات شمال غرب گنبد کاووس، از غرب به بندر ترکمن، گمیشان و دریای مازندران و از جنوب به دشت گنبد کاووس و گرگان محدود می شود. رودخانه اصلی این محدوده اترک است که از



شکل ۱. نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی (سازمان زمین شناسی).

مغناطیسی را به مؤلفه‌های افقی میدان الکتریکی مرتبط می‌کند، می‌توان پارامترهای مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس را به منظور تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک استخراج کرد. تحلیل تانسور امپدانس، دیدی از درجه ناهمگنی در محیط و توزیع میدان MT در ارتباط با ناهمگنی فراهم می‌کند که همین امر اجازه تعیین ساختارهای زمین‌شناسی و محاسبه اندازه و امتداد آن‌ها را می‌دهد (ووزوف، ۱۹۹۱):

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = Z \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (1)$$

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (2)$$

که در آن، Z امپدانس ظاهری را در یک ایستگاه اندازه‌گیری مشخص، نشان می‌دهد.

امپدانس یک نیم‌فضای همگن به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$Z_{ij} = \left| \frac{E_i}{H_j} \right| e^{i\varphi} \quad \varphi = \tan^{-1} \frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \quad (3)$$

که در آن $i, j = x, y$ و φ فاز امپدانس است. در یک زمین همگن فاز امپدانس این گونه می‌شود:

$$Z = \frac{\omega\mu_0}{k} = \frac{\omega\mu_0}{\sqrt{-i\omega\mu_0\sigma}} = \sqrt{\frac{i\omega\mu_0}{\sigma}} \quad \varphi = \pi/4 \quad (4)$$

این تانسور اطلاعاتی دربارهٔ رسانایی، امتداد و بعد ساختارهای رسانا فراهم می‌کند.

سری‌های زمانی اندازه‌گیری شده در باندهای بسامدی متفاوت، به حوزهٔ بسامد تبدیل و برای برآورد تانسور امپدانس در حکم تابعی از بسامد، طیف توان عرضی محاسبه می‌شود. دترمینان تانسور امپدانس موسوم به امپدانس مؤثر، به صورت زیر تعریف می‌شود (پدرسن و انگل، ۲۰۰۵):

$$Z_{\det} = \sqrt{Z_{XX}Z_{YY} - Z_{XY}Z_{YX}} \quad (5)$$

با استفاده از دترمینان امپدانس مقاومت ویژه ظاهری محاسبه می‌شود:

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z|^2 = \frac{1}{\omega\mu_0} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (6)$$

پیشرفت‌های زیادی در زمینهٔ پردازش داده‌های

علاوه بر موارد فوق، در سطح دشت نیز پستی و بلندی و ناهمواری‌هایی دیده می‌شود که به صورت طبیعی یا مصنوعی به وجود آمده‌اند. این پدیده‌ها از نظر جنس ذرات شامل لرها و بادرفتها هستند که به طور طبیعی تحت تأثیر اختلاف دما ارتفاعات البرز و صحرای ترکمنستان به وجود آمده‌اند. به طور کلی منطقه مورد مطالعه دشتی است که از رسوبات آبرفتی دوران چهارم به وجود آمده است و کلیهٔ آب‌های جاری مواد حمل شده را در این دشت رسوب داده و بنا بر موقعیت یا شدت جریان واحدهای فیزیوگرافی مختلف را به وجود آورده است. به طور کلی سازندهای دوران سنوزوئیک بخش وسیعی از منطقهٔ مورد مطالعه را پوشش می‌دهند.

رسوبات عهد حاضر با دگرشیبی بر روی نهشته‌های چین خوردهٔ نوژن دیده می‌شوند؛ ضمن اینکه در بخشی از منطقه که در زون فرونشست خزر قرار دارد از جمله دشت گمیشان تا شمال گنبد، رسوبات کوتاه‌تر این زون در سطح رخنمون نداشته و در اعماق در ضخامت زیادی دیده شده‌اند (آقاناتی، ۱۳۸۵).

۳. برداشت و پردازش داده‌های مگنتوتلوریک

در کاوش حاضر در ۱۰ ایستگاه مگنتوتلوریک در امتداد ۲ پروفیل شرقی-غربی A و B مجزا در بازهٔ فرکانسی ۰/۱ تا ۸۰۰۰ هرتز داده‌برداری انجام شده است. فاصلهٔ ایستگاه‌ها از یکدیگر ۹۰۰ متر و فاصلهٔ پروفیل‌ها از یکدیگر ۱/۵ کیلومتر است. همهٔ داده‌ها به شکل سری‌های زمانی خام برای ۵ مؤلفهٔ میدان الکترومغناطیسی (۲ مؤلفهٔ الکتریکی E_x , E_y و ۳ مؤلفهٔ مغناطیسی H_x , H_y , H_z) به مدت دو ساعت در هر ایستگاه اندازه‌گیری شده است. محل ایستگاه‌های برداشت و زمین‌شناسی منطقه در شکل ۱ نمایش داده شده است. لازم به ذکر است که پروفیل A ایستگاه‌های M۱۳، M۲۳، M۳۳، M۴۳، M۵۳ و پروفیل B ایستگاه‌های M۱۴، M۲۴، M۳۴، M۴۴، M۵۴ را شامل می‌شود.

با استفاده از تانسور امپدانس که مؤلفه‌های افقی میدان

در غیر این صورت ساختارهای موجود به صورت ساختارهای یک‌بعدی با دوبعدی آشفته (Distorted ID and 2D Structures) یا به صورت ساختارهای سه‌بعدی تعریف می‌شوند. تحلیل بعد داده‌های مگنتوتلوریک نشان می‌دهد که داده‌ها ناشی از چه نوع ساختاری هستند و نوع برنامه برگردان (Inversion) بر اساس آن انتخاب می‌شود.

تحلیل بعد داده‌ها در مورد داده‌های مگنتوتلوریک منطقه صوفیکم در شمال شهرستان آقلا دشت گلستان نشان می‌دهد که با توجه به اینکه مقدار اسکيو در غالب ایستگاه‌ها کمتر از ۰/۲ است، پس برای داده‌های حاصل از منطقه در حالت کلی فرم یک‌بعدی یا دوبعدی غیرآشفته صادق است. برای یکی از سایت‌ها مقادیر پارامتر اسکيو مقدار بیشتر از ۰/۲ را نشان می‌دهند که می‌تواند در اثر وجود آشفتگی‌های گالوانیکی (Galvanic distortion) یا رفتار سه‌بعدی ساختارهای زیرسطحی باشد (اسکوئی، ۲۰۰۴). ولی در عین حال سایت‌های دیگر برای بیشتر دوره‌ها مقادیر اسکيو نسبتاً کوچکی را نشان می‌دهند که تقریب مناسبی را برای تحلیل یک‌بعدی یا دوبعدی از داده‌ها در منطقه به دست می‌دهد. لازم به ذکر است در بعضی سایت‌ها با افزایش دوره، پارامتر اسکيو افزایش می‌یابد که نشان می‌دهد در اعماق یک تبدیل از حالت یک‌بعدی به حالت دوبعدی رخ می‌دهد. پارامتر اسکيو برای همه ایستگاه‌ها در شکل ۲ به تصویر کشیده شده است.

مگنتوتلوریک صورت گرفته است که این مرحله برای تبدیل داده‌ها از حوزه زمان به حوزه بسامد ضروری است. با توجه به توسعه الگوریتم‌هایی که از روش‌های آماری پایدار (Robust statistics) برای به دست آوردن مقاومت ویژه ظاهری استفاده می‌کنند، پردازش این سری‌های زمانی توسعه و بهبود یافته است. این روش‌ها به‌طور خودکار قادر به از بین بردن قسمت‌هایی هستند که در آن‌ها داده‌های نوفه‌دار و نامناسب وجود دارد؛ این امر موجب کاهش چالش‌های پیش روی پردازش داده‌های مگنتوتلوریک شده است. پردازش یک‌بعدی و دوبعدی داده‌های این منطقه با استفاده از کد اسمرینف (۲۰۰۳) انجام گرفته است که بر مبنای الگوریتم‌هایی است که از روش‌های آماری پایدار پیروی می‌کند.

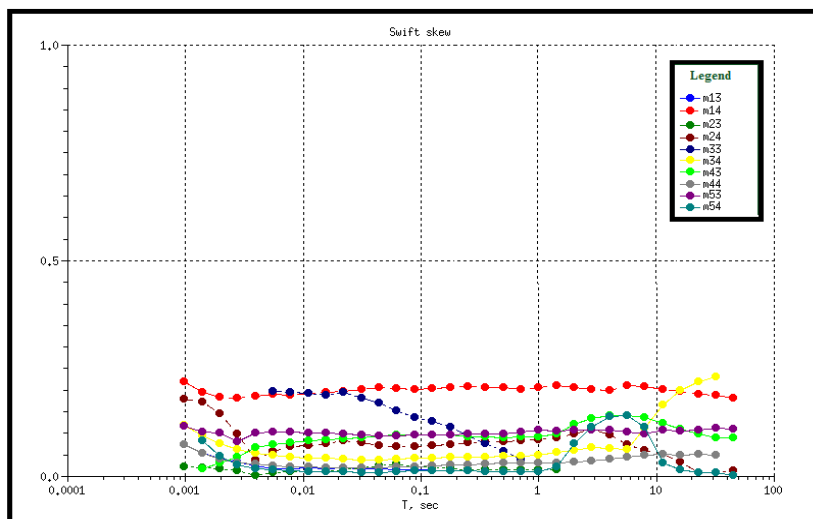
۳-۱. تحلیل بعد داده‌ها

۳-۱-۱. سويفت اسکيو

سويفت در سال ۱۹۶۷ پارامتر اسکيو (skew) را که از عضوهای ماتریس امپدانس برای تحلیل بعد داده‌ها قابل محاسبه است، به‌صورت زیر تعریف می‌کند:

$$S = \frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \quad (7)$$

هنگامی که مقدار پارامتر اسکيو برحسب بسامد کمتر از ۰/۲ باشد، ساختارهای زمین‌شناسی را می‌توان به صورت ساختارهای یک‌بعدی یا دوبعدی غیرآشفته (Undistorted ID and 2D Structures) تعریف کرد؛



شکل ۲. پارامترهای اسکيو برای همه ایستگاه‌ها.

۳-۱-۲. نمودارهای قطبی

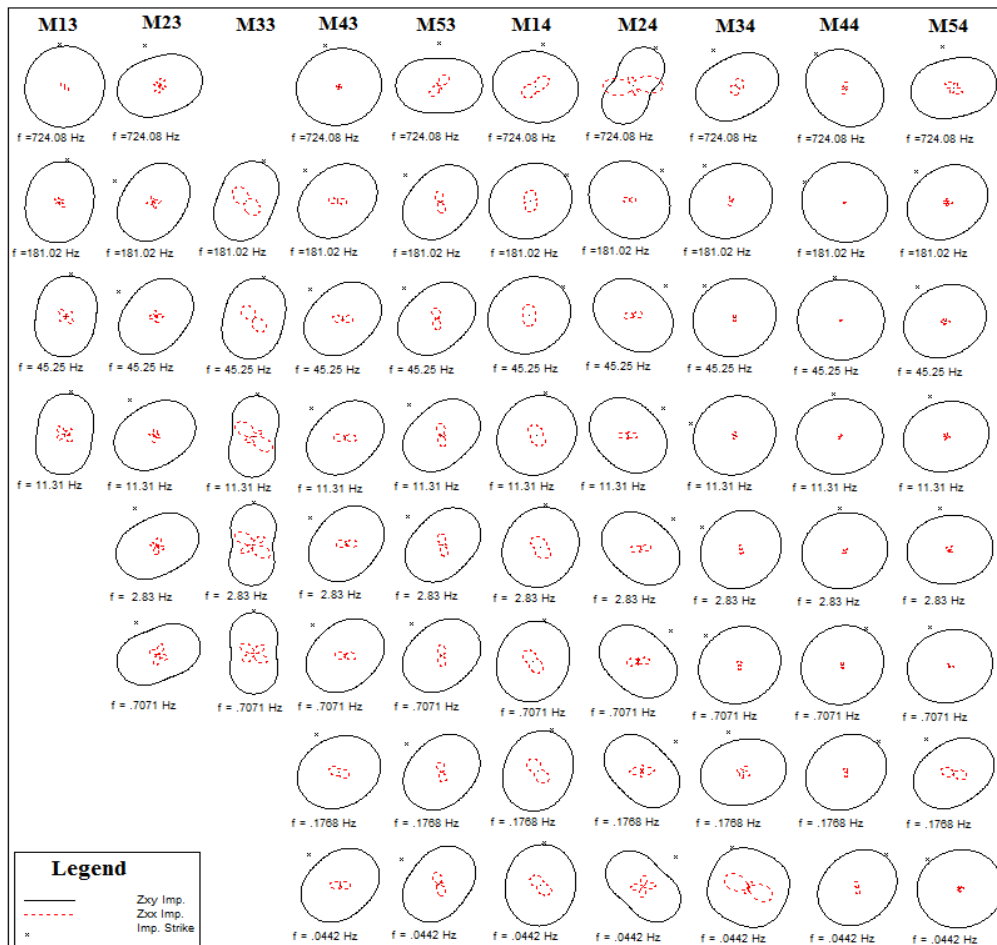
یکی دیگر از ابزارهای تحلیل ابعاد، استفاده از نمودار قطبی یا همان نمودار بادامی است. نمودارهای قطبی به عنوان ابزارهای ابعادی و جهت‌ی (تعیین استرایک) از اندازه مؤلفه‌های تانسور امپدانس قطری و غیر قطری استفاده می‌کند و آن‌ها را به صورت اشکال دورانی نمایش می‌دهد و از $Z_{xx}(\theta)$ و $Z_{xy}(\theta)$ به طوری که θ با اندازه 360° چرخیده، استفاده می‌کند.

برای یک پاسخ بدون خطای یک زمین صرفاً ۱D، $Z_{xx}(\theta)$ برای همه زوایا صفر است و $Z_{xy}(\theta)$ یک دایره کامل را توصیف می‌کند و برای یک زمین صرفاً ۲D، $Z_{xy}(\theta)$ یک شکل بیضی‌وار را برای ناهمسانگردی کم تا متوسط توصیف می‌کند، اما برای ناهمسانگردی بالاتر یک شکل بادامی ایجاد می‌شود و بخش قطری $Z_{xx}(\theta)$ یک الگوی شبدر چهار برگی

با صفرهایی در سمت راست (استرایک) و عمود بر راست (استرایک) نمایش می‌دهد که $Z_{xy}(\theta)$ به کمینه و بیشینه می‌رسد (ردی و همکاران، ۱۹۷۷؛ چپو و جونز، ۲۰۱۲).

برای یک زمین سه‌بعدی تقارن از بین می‌رود و به‌ویژه مؤلفه قطری، $Z_{xx}(\theta)$ در زوایایی که $Z_{xy}(\theta)$ غیر قطری به بیشینه (جهت استرایک) و کمینه می‌رسد، صفر را نشان نمی‌دهد.

در صورت وجود آشفتگی زیرسطحی نمودارهای قطبی نیز آشفته می‌شوند؛ مثلاً برای یک تانسور پاسخ D ۳D/۲، نمودارها بسیار نزدیک به دوبعدی هستند و به صورت یک شکل بادامی برای مؤلفه غیر قطری و یک شبدر چهاربرگ برای مؤلفه قطری نمایش داده می‌شوند؛ با این تفاوت که مؤلفه قطری در بیشینه‌های حدی مؤلفه غیر قطری کمینه می‌گردند.



شکل ۳. نمودارهای قطبی برای ایستگاه‌های دیتابرداری شده در منطقه مورد مطالعه.

معیارهای WAL و با توجه به خطاها و یک مقدار آستانه به تعیین بعد می‌پردازد. در حالت یک‌بعدی مقاومت ویژه و فاز به همراه خطاهای موجود محاسبه می‌شوند. در حالتی که ساختار دوبعدی باشد یا دارای اعوجاج گالوانیکی باشد، استرایک و پارامترهای اعوجاج به همراه خطاهای موجود، اطلاعات مربوطه را ارائه می‌کند (ویور و همکاران، ۲۰۰۰). در حالت دوبعدی یا سه‌بعدی آشفته با استفاده از پارامترهای بازایی شده زاویه استرایک، پارامترهای اعوجاج نیز به دست می‌آیند که البته در این تحقیق ما فقط به تعیین بعد نیاز داریم. همچنین در تعیین بعد در حالت سه‌بعدی یکی از ثابت‌های WAL، به عنوان یک شاخص مفید که می‌تواند برای ارزیابی تأثیرات سه‌بعدی روی داده‌ها مفید باشد، ارائه می‌شود.

در این روش بازه پریرود برداشت شده تقسیم‌بندی می‌شود و در این تقسیم‌بندی، پریرودها به ترتیب از بیشترین مقدار تا کمترین مقدار ارائه می‌شود و در هر فرکانس یا پریرود تعیین بعد انجام می‌گیرد. با توجه به کد والدیم و محاسبات آن، در بعضی از فرکانس‌ها به دلیل وجود نوفه، ساختاری سه‌بعدی برای منطقه به دست می‌آید یا اینکه ممکن است دلایل دیگری نیز از قبیل کوچک‌بودن مقدار مؤلفه‌های قطری امیدانس و ... وجود داشته باشد. پس ممکن است در تفسیر با توجه به شرایط داده‌برداری مدل یک یا دوبعدی پیشنهاد شود. برای حل این مشکل ویور در سال ۲۰۰۰ یک مقدار آستانه و چند درصد خطا (۵ درصد) را در نظر گرفته است.

همان‌طور که در جدول ۱ مشخص است، نتایج برای تعیین بعد بر روی تعدادی از ایستگاه‌ها آورده شده است. علائم اختصاری که برای تعیین بعد در ایستگاه‌های مختلف در جدول ۱ آمده است، عبارت‌اند از: 1D بیانگر ساختار یک‌بعدی، 2D برای دوبعدی، 3D/2D بیانگر دوبعدی که تحت تأثیر اعوجاج گالوانیکی و ساختار سه‌بعدی قرار گرفته است، 3D/1D بیانگر یک‌بعدی و دوبعدی که تحت تأثیر اعوجاج گالوانیکی و ساختار سه‌بعدی قرار گرفته است و 3D

نمودارهای قطبی حاصل از داده‌های منطقه صوفیکم برای فرکانس‌های مختلف (فرکانس کمتر برای اعماق بیشتر است) در شکل ۳ نمایش داده شده‌اند. با توضیحات بیان شده در مورد تحلیل بعد داده‌ها به وسیله نمودارهای قطبی، در منطقه یادشده غالب نمودارها برای مؤلفه قطری به شکل دایره یا بیضی‌وار هستند که به دلیل تغییرات ناهمسانگردی در بعضی ایستگاه‌ها به شکل بادامی می‌رسند و مؤلفه قطری نیز به شکل شبدر چهاربرگ یا دوبرگ است که در بیشینه مؤلفه غیرقطری صفر می‌گردند. پس برای زمین منطقه غالباً فرم یک‌بعدی یا دوبعدی غیر آشفته در نظر گرفته می‌شود، در بعضی ایستگاه‌ها از قبیل m۳۳، m۳۴ و m۲۴ در فرکانس‌های مشخصی این تقارن در اثر سه‌بعدی بودن زمین یا وجود آشفستگی‌های گالوانیکی از بین می‌رود که آشفستگی بر روی مؤلفه قطری به وضوح دیده می‌شود. همچنین جهت قطر بزرگ بیضی (در مؤلفه قطری) نشان‌دهنده راستا (یا استرایک) است و چرخش بیضی از سطح تا عمق نشان‌دهنده تغییر در استرایک است که به دلیل استفاده از مد دترمینان نیازی به تعیین راستا نیست.

۳-۱-۳. تعیین بعد با استفاده از کد والدیم (WALDIM) یکی دیگر از ابزارهای تعیین بعد استفاده از کد والدیم (مارتی و همکاران، ۲۰۰۹) است که می‌تواند برای مدل‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک کمک‌کننده باشد. همچنین با استفاده از این کد می‌توان تغییرات جهت استرایک ژئوالکتریکی را نسبت به عمق بررسی کرد تا بتوان پردازش متفاوتی را برای تعیین ساختار زیرسطحی در نظر گرفت. با استفاده از تحلیل بعد می‌توان دریافت که داده‌های برداشت شده تحت تأثیر اعوجاج گالوانیکی قرار گرفته است یا نه؛ تا بتوان داده‌ها را به‌طور مناسبی تصحیح و اصلاح کرد (گروم و بیلی، ۱۹۸۹؛ اسمیت، ۱۹۹۵).

کد والدیم با استفاده از نرم‌افزار فرترن محاسبات مورد نظر را صورت می‌دهد. در برنامه ثابت‌های WAL بر اساس هر تانسور MT محاسبه می‌شود و مطابق با

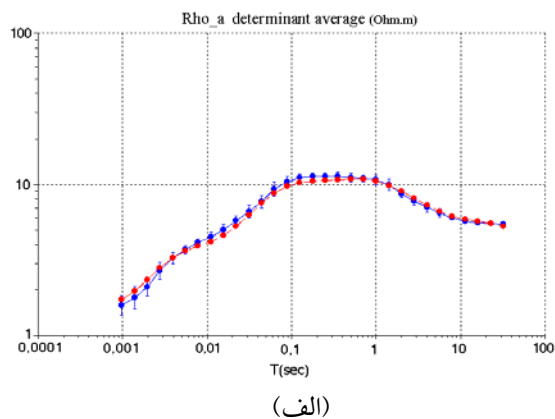
گرفته است (ایستگاه‌های M۳۴، M۴۳، M۴۴، M۵۳ و M۵۴). همچنین در چندی از ایستگاه و در پریودهای میانی، نتایج نشان‌دهنده ساختار دوبعدی که متأثر از اعوجاج گالوانیکی است، مشاهده می‌شود (ایستگاه‌های M۱۴، M۲۴ و M۳۳). به طور کلی با توجه به سایر روش‌های تعیین بعد و روش والدیم می‌توان به این نتیجه دست یافت که زمین منطقه مورد مطالعه یک‌بعدی یا دوبعدی آشفته است که تحت تأثیر اعوجاج گالوانیکی قرار گرفته است.

بیانگر حالت سه‌بعدی یا داده‌ای است که تحت تأثیر اعوجاج گالوانیکی و یا نوفه قرار گرفته باشد. همان‌طور که در جدول ۱ و در پریودهای ابتدایی در اکثر ایستگاه‌ها مشخص است به دلیل آثار اعوجاج گالوانیکی و رسانایی بالای رولایه سطحی منطقه مورد مطالعه، نتایج نشان‌دهنده ساختار سه‌بعدی است. با افزایش عمق در اکثر ایستگاه‌ها ساختار یک‌بعدی و دوبعدی قابل مشاهده است (1D و 3D/1D 2D)، که در بعضی از پریودها تحت تأثیر اعوجاج گالوانیکی قرار

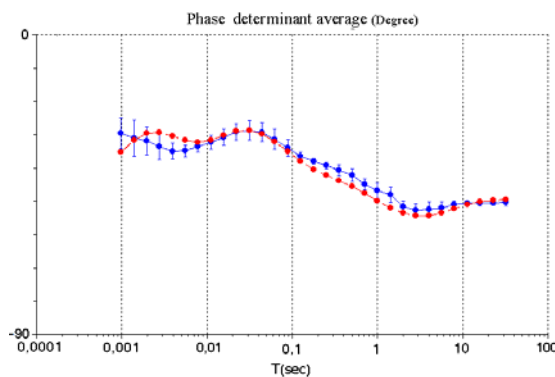
جدول ۱. نتایج تحلیل ابعادی داده‌های برداشت‌شده در منطقه مورد مطالعه به روش والدیم.

Per(s)	DIM (m14)	DIM (m24)	DIM (m33)	DIM (m34)	DIM (m43)	DIM (m44)	DIM (m53)	DIM (m54)
0.977E-03	3D	3D		3D		3D	UNDETERM	
0.138E-02	3D	3D		3D	UNDETERM	3D	UNDETERM	UNDETERM
0.195E-02	3D	3D		3D	3D	3D	UNDETERM	3D/1D2D
0.276E-02	3D	3D		3D	3D	1D	UNDETERM	1D
0.391E-02	UNDETERM	3D		1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.552E-02	UNDETERM	3D	UNDETERM	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.781E-02	UNDETERM	3D	UNDETERM	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.110E-01	UNDETERM	UNDETERM	UNDETERM	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.156E-01	3D/1D2D	3D/2Dtw	UNDETERM	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.221E-01	3D/1D2D	3D/2Dtw	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.312E-01	3D/1D2D	3D/2Dtw	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.442E-01	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.625E-01	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D/2Dtw	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.884E-01	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D/2Dtw	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.125E+00	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D/2Dtw	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.177E+00	UNDETERM	3D/2Dtw	3D/2Dtw	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.250E+00	3D/2Dtw	3D/2Dtw	3D/2Dtw	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.354E+00	3D/2Dtw	3D/1D2D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.500E+00	3D/2Dtw	3D/1D2D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D	3D/1D2D	1D
0.707E+00	3D/2Dtw	3D/1D2D	2D	1D	3D/1D2D	1D	3D	1D
0.100E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		1D	3D/1D2D	1D	3D	1D
0.141E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		1D	3D/1D2D	1D	3D	1D
0.200E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		1D	3D/2Dtw	1D	3D	3D
0.283E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		1D	3D	1D	3D	3D/1D2D
0.400E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		3D/1D2D	3D	1D	3D	3D/1D2D
0.566E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		3D	3D	1D	3D	3D/1D2D
0.800E+01	3D/1D2D	3D/1D2D		3D	3D	1D	3D/1D2D	UNDETERM
0.113E+02	3D	UNDETERM		3D	3D	1D	3D/1D2D	3D
0.160E+02	3D	UNDETERM		3D	3D	1D	3D/1D2D	1D
0.226E+02	3D	UNDETERM		3D	3D	1D	3D/1D2D	1D
0.320E+02	3D	UNDETERM		3D	3D/1D2D		3D/1D2D	1D
0.453E+02	3D/1D2D	UNDETERM			3D/1D2D		3D/1D2D	1D

M۴۴ در قسمت الف و ب نمایش داده شده است که محور افقی نشان‌دهندهٔ پریود برحسب ثانیه و در مقیاس لگاریتمی است و محور قائم در بخش الف، مقاومت ویژه ظاهری برحسب اهم‌متر و در بخش ب، فاز امپدانس برحسب درجه است. منحنی‌های قرمز رنگ پاسخ مدل یک‌بعدی به دست آمده از مرحلهٔ نهایی وارون‌سازی داده‌ها هستند. نمایش این داده‌ها و پاسخ مدل آن‌ها نشان‌دهندهٔ چگونگی تطبیق مدل به دست آمده با مدل واقعی زمین است. مدل یک‌بعدی حاصل از وارون‌سازی داده‌ها در شکل ۵ برای ایستگاه M۴۴ نمایش داده شده که نشان‌دهندهٔ چگونگی تغییرات در رسانایی لایه‌های زمین در محل ایستگاه M۴۴ است؛ محور افقی نشان‌دهندهٔ پریود برحسب ثانیه و در مقیاس لگاریتمی است و محور قائم، مقاومت ویژه ظاهری برحسب اهم است (لازم به ذکر است که اطلاعات این ایستگاه صرفاً برای نمونه آورده شده است).



(الف)



(ب)

شکل ۴. نتایج پردازش یک‌بعدی دادهٔ ایستگاه M۴۴.

۳-۲. خطای میانگین کمترین مربعات (R.M.S.)

برازش داده‌های اندازه‌گیری شده $(\rho^{data}, \phi^{data})$ به پاسخ محاسبه‌شدهٔ مدل وارون‌سازی $(\rho^{resp}, \phi^{resp})$ می‌تواند به وسیلهٔ محاسبهٔ عدم برازش (Misfit)، (خطای) میانگین کمترین مربعات کمی شود. اگر مقاومت ویژه ظاهری و فاز داده‌ها در N سایت و M فرکانس در دسترس باشد، عدم برازش یا خطای میانگین کمترین مربعات از فرمول زیر محاسبه می‌شود.

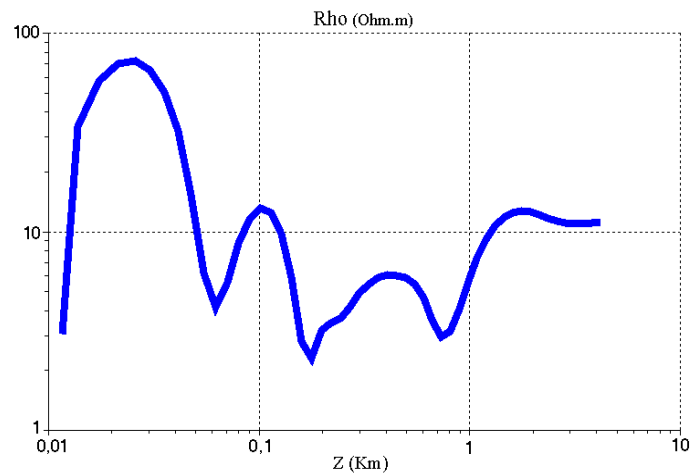
$$rms = \sqrt{\frac{\frac{(\rho_{ij}^{data} - \rho_{ij}^{resp})^2}{e_{ij}^2} + \frac{(\phi_{ij}^{data} - \phi_{ij}^{resp})^2}{e_{ij}^2}}{\frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N + \frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N}} \quad (\text{A})$$

که e^p و e^r به ترتیب خطاهای استاندارد مربوط به مقاومت ویژه و فاز هستند که به آن‌ها Error floor هم گفته می‌شود و برای برازش کردن بهتر و یکنواخت‌تر با داده‌ها به کار می‌روند.

اگر مقدار R.M.S بزرگ‌تر از واحد باشد به این معنی است که وارون‌سازی، قادر به برازش دادن داده‌های MT نیست و نوفهٔ موجود در داده‌ها بزرگ‌تر از خطای تعریف شده است؛ یا اینکه تأثیرات سه‌بعدی موجود در داده‌ها به حدی است که به‌طور فیزیکی نمی‌تواند به‌وسیلهٔ یک الگوریتم مدل‌سازی دوبعدی تولید شود. مقدار R.M.S خیلی کمتر از واحد دلالت بر این موضوع دارد که خطاهای استاندارد خیلی بزرگ هستند یا اینکه داده‌ها بیش از حد برازش یافته‌اند. معمولاً مقدار R.M.S بین ۲ و ۱۰ مطلوب است.

۳-۳. وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌های مگنتوتلوریک

وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌های درمینان با استفاده از رهیافت پدرسن (۲۰۰۴) صورت گرفته است. داده‌های درمینان به‌صورت مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس به عنوان ورودی به برنامهٔ وارون‌سازی پدرسون داده شده‌اند که در شکل ۴ با رنگ آبی نشان داده شده‌اند. نتایج وارون‌سازی یک‌بعدی در شکل ۴ برای ایستگاه



شکل ۵. مدل به دست آمده از برگردان یک‌بعدی داده‌های مگنتوتلوریک برای ایستگاه M44.

نیازی به چرخش تانسور امیدانس و تصحیح جابه‌جایی ایستا نیست.

داده‌های ورودی مقاومت ویژه و فاز برای مد DET موجود بوده است. بعد از وارون‌سازی مدل‌های حاصل از وارون‌سازی برای مد DET در شکل ۶ و ۷ به ترتیب برای پروفیل‌های A و B آمده است. شبه‌مقطع‌های مقاومت ویژه و فاز برای داده‌ها، پاسخ مدل و مقدار باقیمانده در مد DET در شکل ۶ (قسمت بالا) آمده است که مقادیر مشاهده‌شده (Observed) معرف داده‌های اندازه‌گیری شده در صحرا و مقاطع محاسبه‌شده (Calculated) بیانگر پاسخ مدل حاصل از وارون‌سازی است.

تحلیل داده‌ها نشان می‌دهد که یک تفسیر دوبعدی می‌تواند در منطقه مورد مطالعه خصوصیات منطقه را از سطح تا عمق مورد بررسی بیشتر قرار دهد. وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک حاصله با زمین‌شناسی منطقه به‌خوبی مطابقت دارد. مدل به‌دست‌آمده از کد وارون‌سازی REBOCC ساختار مقاومت ویژه زیرسطحی تا عمق ۲ کیلومتر را به تصویر کشیده است. پارامترهای مدل اولیه همگن و ناهمگن در محدوده بین ایستگاه‌ها و تا عمق ۲۸۰۰ متری شامل بلوک‌هایی با طول ۱۰۰ و پهنای ۲۰ متر است و برای اعماق بیشتر و در طرفین ایستگاه‌ها طول و پهنای بلوک‌ها افزایش می‌یابد. از آنجایی که فاصله بین دو ایستگاه ۹۰۰ متر است، پس ۹ بلوک با طول ۱۰۰ متر

۳-۴. وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک

در این تحقیق داده‌های مقاومت ویژه و فاز امیدانس با استفاده از الگوریتم REBOCC وارون‌سازی شدند که این الگوریتم در حقیقت وارون‌سازی تقلیل‌یافته برحسب روش OCCAM است که سیرپیون و اراپورن و اگبرت (۲۰۰۰) آن را معرفی کردند. داده‌های مگنتوتلوریک برای دو پروفیل مربوطه در مد DET وارون‌سازی شده است.

به علت وجود نویز صنعتی در منطقه برداشت، بعضی از فرکانس‌ها که دارای نوفه هستند از داده‌های مشاهده‌شده حذف شده‌اند تا نتایج بهتری از وارون‌سازی حاصل شود. همچنین برای وارون‌سازی از مدل نیم‌فضای همگن و همچنین ناهمگن (برای مشاهده تأثیر رولایه سطحی رسانا در نتایج وارون‌سازی؛ آزمون حساسیت رولایه) استفاده شده است و با توجه به بررسی وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌ها و نتایج حاصل، مقاومت اولیه برای اجرای وارون‌سازی مدل همگن ۵۰ اهم در نظر گرفته شده و برای مدل ناهمگن (لایه‌ای) یک رولایه بسیار رسانا با ضخامت ۲۰ متر و مقاومت ۵ اهم‌متر در نظر گرفته شده است و برای قسمت‌های دیگر مدل مقاومت ۵۰ اهم‌متر داده شده است.

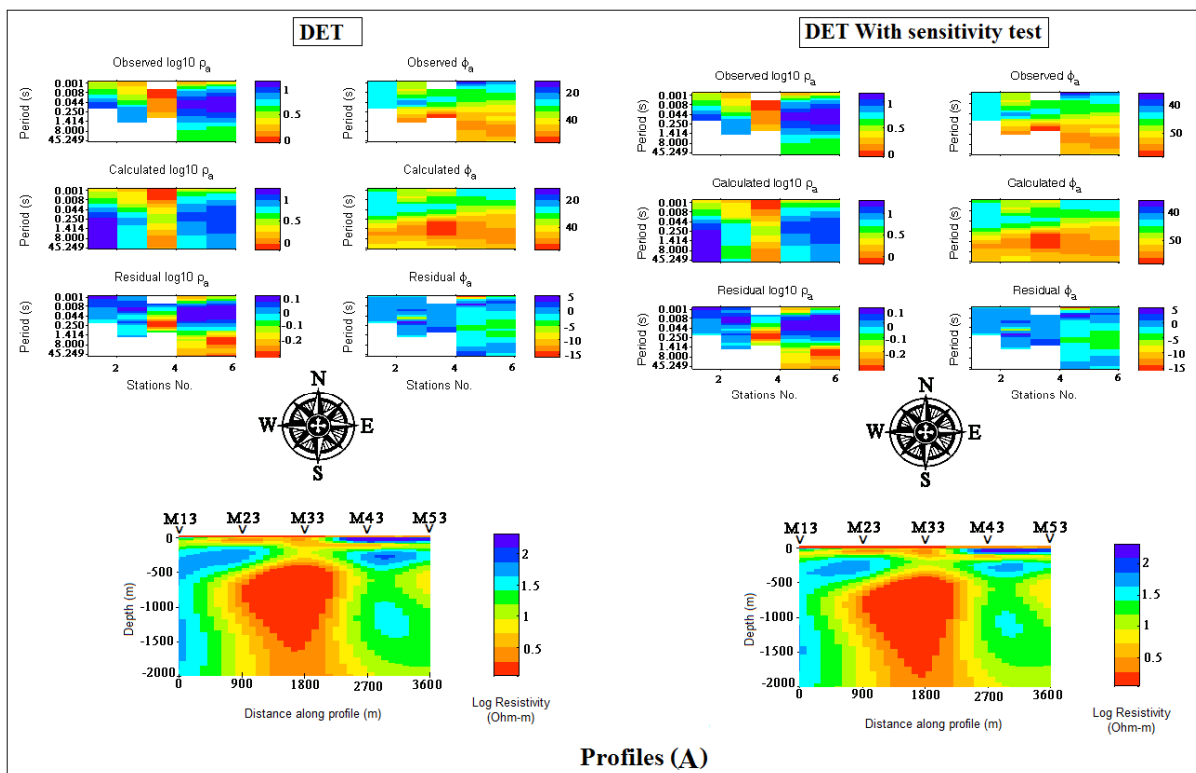
در این مقاله تفسیر نهایی بر اساس مد DET انجام می‌گیرد. داده‌های دترمینان میانگینی از جهت‌های جریان فراهم می‌کند و مستقل از جهت امتداد الکترومغناطیسی است، پس در استفاده از این داده‌ها

۴. نتایج حاصل از وارون‌سازی مد DET

مدل‌های مقاومت‌ویژه ظاهری و فاز امپدانس مقاطع حقیقی مقاومت ویژه در طول پروفیل و پاسخ‌های مدل همگن و ناهمگن حاصل از برگردان دوبعدی داده‌های مد دترمینان (DET) در شکل ۶ و ۷ به ترتیب برای پروفیل‌های A و B نشان داده شده است. در شکل ۶ و ۷ قسمت بالایی مربوط به داده‌های صحرائی، پاسخ مدل و تفاضل ریاضی بین داده‌های صحرائی و پاسخ مدل برای داده‌های مقاومت ویژه و فاز نمایش داده شده است که برای مدل همگن (سمت چپ) و مدل ناهمگن (سمت راست) نشان داده شده است. همچنین در قسمت پایین این شکل‌ها نشان‌دهنده مدل زمینی مقاومت ویژه حقیقی است که برای مدل همگن (سمت چپ) و مدل ناهمگن (سمت راست) به نمایش درآمده است. مد دترمینان که برای تفسیر در این تحقیق از آن استفاده کردیم، توسط پدرسون (۲۰۰۴) ارائه شده و پاسخ خوبی از آن به دست آمده است تا جایی که هم‌خوانی زیادی با اطلاعات زمین‌شناسی دارد.

در راستای افقی بین این دو ایستگاه در نظر گرفته شده است و این بلوک‌ها دارای پهنای (عرض) ۲۰ متر هستند؛ پس ۱۰۰ بلوک در راستای قائم تا عمق ۲ کیلومتر در نظر گرفته شده است. از آنجاکه برای وارون‌سازی دوبعدی، ساختار زمینی، دوبعدی فرض می‌شود، ساختار سه‌بعدی در داده‌ها در حکم نوفه است. با توجه به گستره بسامدی ۰/۰۱ تا ۸۰۰۰ هرتز حداکثر عمق نفوذ برای مدل، ۲ کیلومتر در نظر گرفته شده است و مدل‌سازی دوبعدی تقریب منطقی از ساختارهای واقعی زیرسطحی را ارائه می‌دهد.

در وارون‌سازی دوبعدی داده‌ها، خطای کف ۵ درصد بر روی مقاومت ویژه ظاهری (با توجه به رابطه ۸) در نظر گرفته شده است. داده‌ها در امتداد پروفیل‌ها بایستی درجه قابل قبولی از خطای جذر میانگین مربع (RMS) که با خطای داده‌ها نرمال شده است، داشته باشند که همه داده‌های ما در این پروفیل‌ها دارای مقدار RMS کمتر از ۱/۸ هستند.



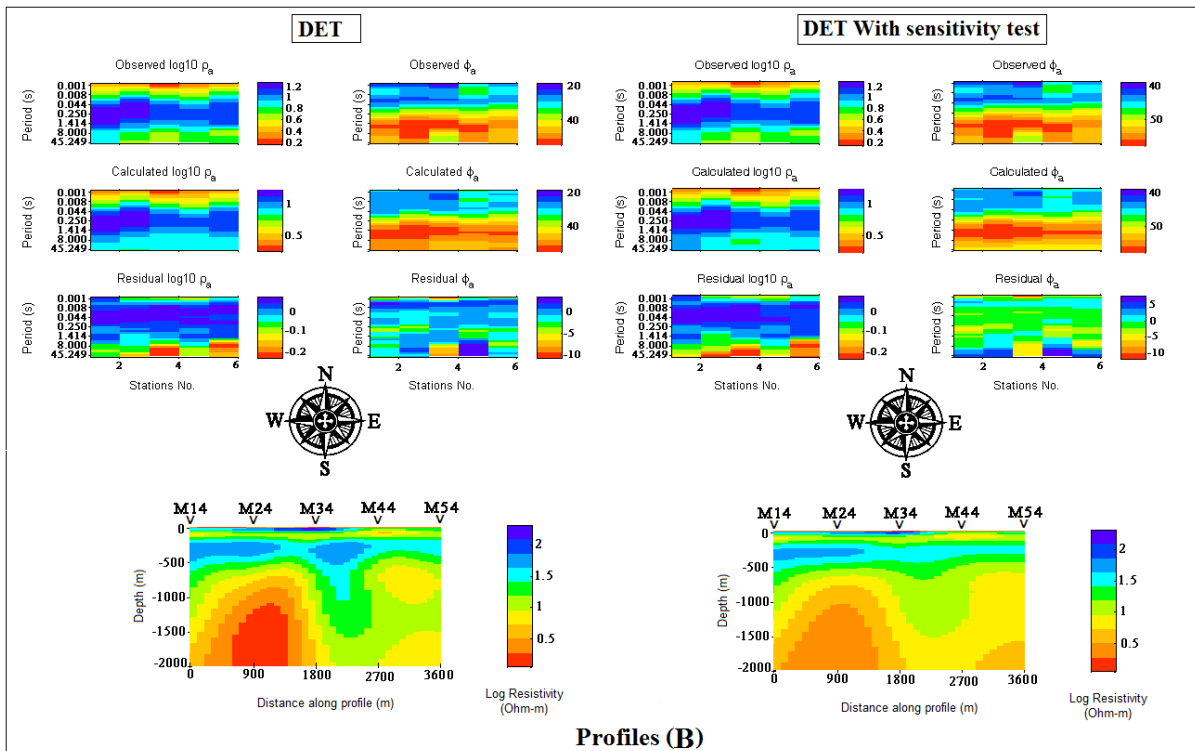
شکل ۶. داده‌های مشاهده‌شده، پاسخ مدل و مقدار باقی‌مانده فاز (ϕ_a) و مقاومت ویژه (ρ_a) برای پروفیل A برای مدل همگن (سمت چپ بالا) و ناهمگن (سمت راست بالا) به دست آمده است. همچنین مقطع دوبعدی مقاومت ویژه برحسب عمق برای پروفیل A برای مدل همگن (سمت چپ پایین) و ناهمگن (سمت راست پایین) در مد DET به دست آمده است.

و شرق کشیده شده و از ۱۰۰۰ متر تا عمق حدود ۱۶۵۰ متر از میزان کشیدگی کاسته می‌شود. این دو توده احتمالاً پتانسیل مناسبی برای آب‌های شور حاوی ید دارند. نتایج وارون‌سازی دو مدل اولیه همگن و ناهمگن نشان‌دهنده آن است که تأثیر رولایهٔ رسانا برای نتایج مدل در ترمینان بسیار ناچیز بوده است و تفاوت آنچنانی در نتایج مدل همگن و آزمون حساسیت وجود ندارد.

در پروفیل B (شکل ۷) نیز همانند پروفیل A در مدل زمینی مقاومت ویژه در هر دو نتایج حاصل از مدل اولیه همگن و ناهمگن دو لایه رسانا وجود دارد؛ با این تفاوت که در این پروفیل دو لایه کاملاً از هم مجزا هستند و در اینجا محیط دارای یک رولایهٔ بسیار رسانا تا عمق حدود ۲۰ متر است. لایهٔ رسانا دیگری از عمق تقریبی ۸۰ متر تا ۱۵۰ متر مشاهده می‌شود. دو تودهٔ رسانا یکی در بین ایستگاه‌های M۵۴ و M۴۴ در عمق حدود ۴۵۰ تا ۱۳۰۰ متر و دیگری در بین ایستگاه‌های M۳۴ و M۲۴ در عمق حدود ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر با مقاومت ویژهٔ بسیار پایین (حدود ۱ اهم‌متر) قابل مشاهده است.

مدل مقاومت ویژه حاصل از داده‌های در ترمینان، ترکیبی از مدل‌های TE و TM است و همان‌طور که قبلاً ذکر شد چون داده‌های در ترمینان میانگینی از جهت‌های جریان فراهم می‌کند و مستقل از جهت امتداد الکترومغناطیسی است، پس در استفاده از این داده‌ها به چرخش تانسور امپدانس و تصحیح جابه‌جایی ایستای نیازی نیست؛ بنابراین مدل حاصل از داده‌های در ترمینان مدل قابل‌اعتمادتری برای تفسیر است.

همان‌طور که در شکل ۶ مشاهده می‌شود، در پروفیل A و در مدل زمینی مقاومت ویژه دو لایه رسانا مجزا در هر دو مدل اولیه همگن و ناهمگن دیده می‌شود که حدوداً در عمق ۵۰۰ متری شرق و غرب زیر ایستگاه M۳۳ این دو لایه به یکدیگر وصل شده‌اند و از ۵۰۰ متری شرق ایستگاه M۳۳ تا ایستگاه M۵۳ دو لایهٔ مجزا هستند. دو تودهٔ رسانا در این پروفیل مشاهده می‌شود که یکی از آن‌ها در عمق ۵۰۰ متری در زیر ایستگاه M۵۳ واقع شده است و تا عمق ۹۰۰ متر ادامه دارد. تودهٔ رسانا بزرگ‌تری در زیر ایستگاه M۳۳ از عمق حدود ۴۲۰ متر شروع شده و با افزایش عمق به دو سمت غرب



شکل ۷. داده‌های مشاهده‌شده، پاسخ مدل و مقدار باقی‌ماندهٔ فاز (ϕ_a) و مقاومت ویژه (ρ_a) برای پروفیل B برای مدل همگن (سمت چپ بالا) و ناهمگن (سمت راست بالا) به دست آمده است. همچنین مقطع دوبعدی مقاومت ویژه برحسب عمق برای پروفیل B برای مدل همگن (سمت چپ پایین) و ناهمگن (سمت راست پایین) در مدل DET به دست آمده است.

REBOCC بر اساس اختلاف مقاومت ویژه لایه‌بندی زمین از سطح تا عمق ۲۰۰۰ متر به تفکیک مشخص شده است. از مد DET یا همان دترمینان داده‌ها در حکم ورودی برای وارون‌سازی داده‌ها برای تفسیر نهایی استفاده شد که میانگینی از همه جهت‌های جریان فراهم کرده و همچنین مستقل از جهت امتداد الکترومغناطیسی است. همچنین لازم به ذکر است که برای وارون‌سازی در این تحقیق از دو مدل اولیه همگن و ناهمگن استفاده شده است تا بتوان تأثیر رولایه‌رسانی را که در هر دو پروفیل وجود دارد، در نتایج وارون‌سازی مشاهده کرد که با مقایسه مقاطع به دست آمده از وارون‌سازی این دو مدل اولیه، تفاوت ناچیزی در نتایج مشاهده شد.

از مهم‌ترین نتایج این کاوش پی‌بردن به موقعیت و عمق لایه‌های رسانای آب شور حاوی ید است که در نقشه‌های زمین‌شناسی نیز مشخص هستند. البته مقطع مگنتوتلوریک به‌خوبی تأییدکننده لایه‌های رسانای منطقه مورد نظر است. به‌منظور آشکارسازی ساختارهای زیرسطحی دو پروفیل در امتداد شرقی غربی مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج نشان‌دهنده سودمندی این روش در بررسی‌های زمین‌شناسی است.

مراجع

آفانباتی، ع. (آذرماه ۱۳۸۵): زمین‌شناسی ایران، ناشر: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران.
سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور). نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰

Chave, A. D. and Jones, A. G., 2012, the magnetotelluric method Theory and practice, Cambridge University Press, chapter 6.
Groom, R. W. and Bailey, R. C., 1989, Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. Journal of Geophysical Research 94, 1913-1925.
Martí, A., Queralt, P. and Ledo, J. 2009, WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the rotational invariants of the magnetotelluric tensor.
Oskoobi, B., 2004, "A broad view on the interpretation of electromagnetic data (VLF,

توده دوم در اعماق بیشتر به سمت ایستگاه M14 گسترش یافته است که در ۹۰۰ متری به زیر این ایستگاه می‌رسد. با توجه به رسانایی زیاد، این دو توده به احتمال زیاد حاوی آب شور هستند. همچنین لازم به ذکر است در این پروفیل نیز همانند پروفیل A نتایج وارون‌سازی دو مدل اولیه همگن و ناهمگن نشان‌دهنده آن است که تأثیر رولایه‌رسانا برای نتایج مد دترمینان بسیار ناچیز بوده است و تفاوت آنچنانی در نتایج مدل همگن و آزمون حساسیت وجود ندارد و تأثیر رولایه‌رسانا در نتایج وارون‌سازی ناچیز است. در محدوده مطالعاتی مناسب‌ترین نقطه از لحاظ رسانایی بالا در نزدیکی محل سونداژ مگنتوتلوریک شماره M33 از پروفیل A با احتمال وجود توده آب شور حاوی ید از عمق حدود ۴۵۰ متر به پایین است.

۶. نتیجه‌گیری

تحلیل داده‌های تحقیقات ژئوفیزیک به روش مگنتوتلوریک (MT) در شمال غرب استان گلستان نشان می‌دهد که به‌طور کلی سازندهای زمین‌شناسی منطقه به دلیل وجود رسوبات دانه‌ریز رسی، کانی‌های دارای رسانایی ویژه بالا و آب‌های شور احتمالاً حاوی ید تا عمق دو کیلومتر که هدف مطالعه بوده است، دارای مقاومت ویژه نسبتاً کمی است. از نظر الکتریکی چنین لایه‌هایی در صورت وجود، دارای تباین مقاومت ویژه قابل‌ملاحظه‌ای نسبت به رسوبات در برگیرنده هستند. با در نظر گرفتن این هدف برگردان دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک با استفاده از کد وارون‌سازی

RMT, MT, CSTMT)." PhD Thesis, Uppsala University, Sweden.
Pedersen, L. B. and Engels, M., 2005, Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor, Geophysics, 70, G33-G41.
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.
Reddy, I. K., Rankin, D. and Phillips, R. J., 1977, "Three-dimensional modeling in magnetotelluric and magnetic variational sounding" Geophysics Journal of the Royal Astronomical Society, Vol. 51, p. 313-325.

- Siripunvaraporn, W. and Egbert, G., 2000, "An efficient data-subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data", *Geophysics*, 65, 791-803.
- Smirnov, M. Yu., 2003, "Magnetotelluric data processing with a robust statistical procedure having a high breakdown point". *Geophysics. J. Int.*, 152, 1-7.
- Smith, J. T., 1995, Understanding telluric distortion matrices. *Geophysical Journal International* 122, 219–226.
- Swift, C. M., 1967, "A magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the southwestern United States" .PhD Thesis Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Vozoff, K., 1991, "The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied geophysics.*". M. N. Nabighian, Ed., Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, 2(B), 641-711.
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K. and Lilley, F. E. M., 2000, Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International* 141, 321–336.

2D interpretation of the Magnetotelluric data to prospect deep iodine bearing salt water reservoirs in northern Aqqala, Golestan plain

Oskooi, B.^{1*}, Mahboubi, S.², Parnian, H.³, Sedaghat, R.³ and Sepahvand, M. R.⁴

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

2. M.Sc. in Geophysics, Department of Geophysics, Graduate University of Advanced Technology of Kerman, Iran

3. M.Sc. in Geophysics, Department of Earth Physics, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

4. Assistant Professor, Department of Geophysics, Graduate University of Advanced Technology of Kerman, Iran

(Received: 7 Sep 2015, Accepted: 23 May 2017)

Summary

The Magnetotelluric (MT) method is an electromagnetic geophysical exploration technique that images the electrical conductivity distribution of the Earth crust and upper mantle. The source of energy in the MT method is natural. When the external energy, known as the primary electromagnetic field, reaches the Earth's surface, part of it is reflected, whereas the remainder penetrates into the Earth, which by interaction with the conductors, induces an electric field (known as telluric currents) and at the same time produces a secondary magnetic field which can be measured at the surface and the impedance tensor is calculated.

In the fall of 2014 MT measurements were carried out at northern Aqqala of Golestan plain in the northeast of Iran, close to the southeastern shore of the Caspian Sea. It was carried out in a wide frequency range to recognize the Conductive layers in depths of less than 2000 m in the region. Determining the potential of the area in terms of electrically conductive layers which represent the iodine bearing saltwater structures was our objective.

The electric and magnetic field components were acquired along two EW profiles (with 1500 meter distance) at 20 stations with a 900 meter distance between stations using GMS05 (Metronix, Germany) systems. Three magnetometers and two pairs of non-polarizable electrodes were connected to this five-channel data logger. The experimental setup included four electrodes distributed at a distance of 100 m in north-south (Ex) and east-west (Ey) directions.

In the MT method, conductive structures are ideal targets when located in a considerably resistive host. They produce strong variations in underground electrical resistivity. A robust single site processing followed by the one dimensional and two dimensional modeling that were performed for the MT data along profiles A and B. Analysis of the MT data-set suggests signatures of salt water reservoirs in the area which are distinguished potentially positive to contain iodine. We could recognize the more conductive zones in the less conductive host as layers of saline water.

Aqqala of Golestan plain geologically is a part of the Kopeh-Dagh sedimentary basin. Kopeh-Dagh was formed by the last orogeny phase of Alpine and the subsequent erosion. Topography relief is very smooth and basically it is a flat plain consisting of loesses occurring naturally between the Alborz mountain range and the desert of Turkmenistan. Quaternary sediments including clay and evaporates and particularly salt are impenetrable.

The MT data were processed using a code from Smirnov (2003) aiming at a robust single site estimate of electromagnetic transfer functions. 1D and 2D inversions were conducted to resolve the conductive structures. 1D inversion of the determinant (DET) data using the code of Pedersen (2004) as well as the 2D inversion of DET mode data using a code from Siripunvaraporn and Egbert (2000) were performed. The data were calculated as apparent resistivity and phases. The determinant mod provides a useful average of the impedance for all current directions. Since the quality of the determinant data was acceptable, 2D modeling of the determinant data would be expected to provide a more reasonable approximation of the true subsurface structure. Therefore, we used the model obtained from the DET mode data as a final interpretation model

The purpose of this study is to evaluate the possibility of using surface MT measurements on the very conductive sediments to monitor the underground salt water bearing layers or bodies. In this study one and two dimensional interpretations for recognizing conductivity structures were performed. The resistivity sections showed a clear picture of the resistivity changes both laterally and with depth. The inversion results revealed a highly conductive layers iodine bearing saltwater structures which are at the depths of over 450 meters along some profiles. One of the sites was proposed for exploratory excavations.

Keywords: Conductivity, Golestan, inversion, iodine, magnetotelluric, resistivity.