

اکتشاف ذخایر زمین گرمایی در منطقه خوی با استفاده از روش مگنتوتلوریک

مصطفی نقی زاده* و ناصر حسین زاده گویا*

*موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

(دریافت مقاله ۸۲/۲/۲۳، پذیرش مقاله: ۸۳/۹/۱۰)

چکیده

در این مقاله نتایج بررسی امکان تشخیص ذخایر زمین گرمایی شمال غرب ایران با روش اکتشافی مگنتوتلوریک MT آورده شده است. این پژوهش روی داده‌های ۶۰ ایستگاه MT در منطقه‌ای به وسعت ۳۰ کیلومتر مربع واقع در نزدیکی شهرستان خوی صورت گرفت و برای تجزیه و تحلیل و در نهایت تفسیر داده‌های به دست آمده از مدل‌سازی‌های دوبعدی استفاده شد. عملیات پردازش داده‌ها با نرم‌افزار PROCMT و تفسیر داده‌ها به کمک نرم‌افزار GEOTOOLS صورت گرفت. پس از تحلیل داده‌های MT، امتداد لایه‌های منطقه مورد مطالعه شرقی - غربی تشخیص داده شد و در ادامه در راستای پروفیل‌های شمالی - جنوبی با مدل‌سازی‌های دوبعدی وارونه به روش وارونه‌سازی واهلشی سریع (RRI) برای دو مد قطبیدگی (پلاریزاسیون) TE و TM آنومالی‌های کم مقاومت در اعماق ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متری تشخیص داده شدند.

واژه‌های کلیدی: مگنتوتلوریک، مقاومت ویژه الکتریکی، ذخایر زمین گرمایی، مدل‌سازی دوبعدی

۱ مقدمه

برهم خواهند بود. در بسامدهای نسبتاً زیاد به علت اثر عمق پوست (skin depth)، امیدانس فقط اطلاعاتی از بالاترین لایه را به دست می‌دهد. در بسامدهای کم، عمق نفوذ میدان افزایش می‌یابد و از اعماق زیادتری اطلاعات به دست خواهد آمد. بدین ترتیب مشاهده می‌شود که روش مگنتوتلوریک به شکل یک سونداژ عمقی در ایستگاه مورد نظر عمل می‌کند (کافمن و کلر، ۱۹۸۱). چشمه امواج الکترومغناطیسی که در روش MT مورد استفاده قرار می‌گیرند میدان‌های الکترومغناطیسی‌اند که در فضا (اغلب به خاطر باد خورشیدی) تشکیل می‌شوند و میدان مغناطیسی زمین را دچار آشفتگی می‌کنند. این آشفتگی شکل مغناطیس سپهر (مگنتوسفر) را، که بخشی از آن از پلاسمای یونیزه تشکیل شده است، تغییر می‌دهد (وزوف، ۱۹۷۲). منشأ دیگر نوسانات الکترومغناطیسی، یون سپهر (یونسفر) است (که به خاطر تابش پرتو فرابنفش یونیده شده و در نتیجه جریان‌های الکتریکی با چگالی جریان مختلفی را ایجاد می‌کند)، که منجر به تغییری

سابقه روش مگنتوتلوریک در حکم روش اکتشاف ژئوفیزیکی به سال ۱۹۵۰ باز می‌گردد. اولین بار کانیا (۱۹۵۳) مبانی نظری و نحوه به کارگیری عملی این روش را عرضه نمود. موضوع مورد بحث در این روش ساده است، به این ترتیب که در یک نقطه یا ایستگاه مورد نظر که اطلاعات زیر سطح زمین از لحاظ لایه‌بندی مدنظر است، مؤلفه‌های افقی میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی ثبت می‌کنند. منشأ این میدان‌ها طبیعی است. منشأهای مصنوعی نیز در محل برداشت ممکن است وجود داشته باشند و ایجاد نوفه کنند. در مرحله پردازش، اثر این نوفه‌ها باید به نحوی از بین برده شود. نسبت بین میدان الکتریکی و میدان مغناطیسی کمیتی از نوع امیدانس (پاگیری) الکتریکی است. با تعیین امیدانس $Z_{\alpha\beta} = E_{\alpha} / H_{\beta}$ در مجموعه‌ای از بسامدها می‌توان اطلاعاتی را از رسانایی الکتریکی به صورت تابعی از عمق فراهم کرد. در شرایطی که در زمین فقط در راستای قائم تغییرات مقاومت ویژه وجود داشته، (حالت یک‌بعدی) E_{α} و H_{β} دقیقاً عمود

که در معادلات بالا $\bar{E} \left[\frac{V}{m} \right]$ میدان الکتریکی، $\bar{B} \left[\frac{Vs}{m^2} \right]$ القاء مغناطیسی، $\bar{H} \left[\frac{A}{m} \right]$ شدت میدان مغناطیسی، $\bar{J} \left[\frac{A}{m^2} \right]$ چگالی جریان الکتریکی، $\bar{D} \left[\frac{As}{m^2} \right]$ جریان

جابه‌جایی، $\rho \left[\frac{As}{m^3} \right]$ چگالی بار حجمی و t زمان است. میدان‌های الکترومغناطیسی در محیط همگن و همسانگرد (با رسانایی الکتریکی ثابت $[\sigma/S/m]$)، با گذردهی یکنواخت الکتریکی $\left[\frac{As}{Vm} \right]$ و نفوذپذیری مغناطیسی $\left[\frac{Vs}{Am} \right]$ μ را می‌توان با معادلات ماکسول توصیف کرد. با در نظر گرفتن تغییرات زمانی هارمونیک ($e^{i\omega t}$) این معادلات به صورت زیر در می‌آیند:

$$\begin{aligned} \nabla \times \bar{E} &= -i\omega\mu\bar{H} \\ \nabla \times \bar{H} &= i\omega\epsilon\bar{E} + \sigma\bar{E} \approx \sigma\bar{E} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \nabla \cdot \bar{B} &= 0 \\ \nabla \cdot \bar{E} &= \rho/\epsilon \approx 0 \end{aligned} \quad (3)$$

چگالی جریان الکتریکی \bar{J} طبق قانون اهم متناسب با میدان الکتریکی است:

$$\bar{J} = \sigma\bar{E}$$

که در معادلات بالا $\omega = \frac{2\pi}{T}$ بسامد زاویه‌ای و i

شاخص قسمت موهومی عدد مختلط و برابر $\sqrt{-1}$ است. گذردهی و نفوذپذیری نسبی در زمین را مقادیر ثابتی در نظر می‌گیرند ($\mu_r \approx 1, \epsilon_r \approx 1$). بدین ترتیب پارامترهای $\mu = \mu_r \mu_0$ و $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$ به مقادیر خلأ (هوا)، μ_0 ، ϵ_0 میل می‌کنند. با توجه به تقریب ایستایی میدان EM، جریان جابه‌جایی صرف نظر می‌شود و میدان فقط به صورت پخش (diffusion) منتشر می‌شود ($\omega\epsilon \ll \sigma$).

در فرایند پخش، چگالی جریان در عرض (و عمود

الکترومغناطیسی طبیعی نسبتاً قوی روزانه می‌شود. میدان‌های الکترومغناطیسی متغیر فوق در جو زمین (با رسانایی بسیار کم نزدیک به صفر) منتشر می‌شوند و به صورت امواج شبه همگن به سطح زمین می‌رسند (این حالت برای بسامدهای مورد نظر MT که بیشتر از 10^{-3} Hz هستند صحیح است). بخش زیادی از میدان‌های تابشی در سطح زمین بازتاب می‌یابند و بخش کوچکی به صورت امواج تخت شبه ایستا (quasi-stationary plane waves)، امواج الکترومغناطیسی تخت هارمونیک یا هماهنگ به درون زمین نفوذ می‌کنند. مورد آخر میدانی است که در روش مگنتوتلوریک در سطح زمین ثبت می‌شود. بنابراین تغییرات میدان مغناطیسی متغیر، در زمین رسانا جریان‌های تلوریک القاء می‌کند و باعث تغییر ولتاژ می‌شود. این امر تغییر ولتاژ میدان الکتریکی و تغییرات خود میدان را در پی دارد که همراه با میدان مغناطیسی در سطح زمین برداشت می‌شوند (لزیتا، ۲۰۰۱).

۲ نظریه روش مگنتوتلوریک

ماکسول قوانین اساسی الکتریسته و مغناطیس را که افراد مختلف به طور جداگانه آن را کشف کرده بودند با برخی تصحیحات به صورت چند معادله اساسی درآورد که در الکترومغناطیس به معادلات ماکسول معروف‌اند. این معادلات به صورت چهار معادله دیفرانسیلی زیر خلاصه می‌شوند:

قانون القای الکترومغناطیسی فاراده

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

$$\nabla \times \bar{H} = \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} + \bar{J}$$

تعمیم قانون آمپر

قانون بیو-ساوار (نبود تک قطبی مغناطیسی)

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0$$

$$\nabla \cdot \bar{D} = \rho$$

قانون کولن

$$\vec{E} = (E_x, E_y, 0), \quad \vec{H} = (H_x, H_y, 0)$$

با استفاده از معادلات (۲) دو میدان با رابطه زیر به هم مرتبط می‌شوند (با در نظر گرفتن این مطلب که $\vec{B} = \mu\vec{H}$ است):

$$E_x = \frac{i\omega\mu}{\gamma} H_y, \quad E_y = \frac{-i\omega\mu}{\gamma} H_x$$

این رابطه را می‌توان به صورت ماتریسی زیر درآورد:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \frac{i\omega\mu}{\gamma} \begin{bmatrix} 0 & 1 \\ -1 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (6)$$

که بسط حالت الکترومغناطیسی عرضی TEM (transverse electromagnetic) انتشار موج را تعریف می‌کند. خاصیت مهم این حل آن است که نسبت بین مولفه‌های دو میدان ثابت می‌ماند:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} = -\frac{E_y}{H_x} = \frac{i\omega\mu}{\gamma} \quad (7)$$

ثابت Z امپدانس مشخصه محیط (characteristic impedance of the medium) نامیده می‌شود. این کمیت اساس روش MT را فراهم می‌کند.

برای نیم‌فضای رسانای یکنواختی که با یک دی‌الکتریک (مثلاً هوا) پوشانده شده بخشی از موج EM که از دی‌الکتریک بر نیم‌فضا می‌تابد، در درون رسانا منتشر می‌شود. به علت تفاوت بارز در رسانایی دو محیط، میدان‌ها در درون رسانا به صورت نزدیک به قائم و مستقل از زاویه تابش منتشر می‌شوند. در نتیجه در داخل رسانا (مثلاً زمین)، میدان‌ها به صورت حالت TEM رفتار می‌کنند. نسبت میدان‌ها در درون رسانا معادله (۷) را برقرار می‌کند. اگر یک شرط دیگر نیز به این ترتیب اضافه شود که جریان‌های رسانایی بر جریان‌های جابه‌جایی غلبه دارند یعنی $\sigma \gg \omega\epsilon$ (که این حالت اغلب در زمین برقرار است)، در این صورت معادله (۷) به شکل ساده زیر در می‌آید:

بر مرز رسانایی پیوسته است. برای یک محیط همگن (یعنی $\nabla\sigma = 0$) چگالی جریان ثابت باقی می‌ماند به نحوی که $\nabla \cdot \vec{J} = 0$ می‌شود ولی به هر حال امکان ظاهر شدن بارهای سطحی ρ/ϵ در مرز وجود دارد.

میدان تابشی که در روش مگنتوتلوریک در سطح زمین اندازه‌گیری می‌شود متناظر با قطبیدگی TE (میدان الکتریکی مماس بر سطح) است. بنابراین تا زمانی که انتشار یک فرایند به صورت پخش باشد، یعنی چگالی جریان در عرض مرز پیوسته باشد، هیچ بار سطحی در مرز هوا و زمین ظاهر نخواهد شد، چراکه مولفه میدان الکتریکی مماس است (لزیتا، ۲۰۰۱).

با ترکیب معادلات (۲) و با استفاده از صفر شدن واگرایی‌ها در معادله (۳)، مشاهده می‌شود که هر دو میدان از معادله زیر تبعیت می‌کنند:

$$\nabla^2 \begin{bmatrix} \vec{E} \\ \vec{B} \end{bmatrix} - \gamma^2 \begin{bmatrix} \vec{E} \\ \vec{B} \end{bmatrix} = 0 \quad (4)$$

این معادله درست شکل معادله انتشار موج را دارد که ثابت انتشار آن برابر مقدار زیر است:

$$\gamma^2 = -\omega^2\mu\epsilon + i\omega\mu\sigma \quad (5)$$

حال برای یک موج انتشاری در امتداد محور Z (که در زمین محور Z را به سمت پایین در نظر می‌گیرند)، معادله (۴) دارای حل زیر است:

$$\begin{bmatrix} \vec{E} \\ \vec{B} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \vec{E}_0 \\ \vec{B}_0 \end{bmatrix} e^{-\gamma z}$$

با جای‌گذاری این حل در معادلات ماکسول می‌توان به بعضی خواص مهم امواج الکترومغناطیسی صفحه‌ای در یک محیط همسانگرد بدون چشمه و نامحصول پی برد. با صفر شدن واگرایی‌ها، میدان‌ها کاملاً در صفحه $x-y$ واقع می‌شوند و عمود بر راستای انتشار قرار می‌گیرند به طوری که:

کمبرند نئوتیسی در آسیای جنوب غربی به قطعه‌های بلا-کابل-کوهستان، مکران-عمان، زاگرس و کردستان-تاوریدس-قبرس تقسیم می‌شود (بولین، ۱۹۹۱). این قطعات به خاطر زمان‌های برخورد مختلف در طی تحول نئوتیسی با هم تفاوت‌هایی دارند، که از بین آن‌ها قطعه مکران-عمان دارای کم‌ترین تحول بوده است. به نظر می‌رسد منطقه مورد مطالعه در این پژوهش در بین دو قطعه زاگرس و کردستان-تاوریدس-قبرس واقع شده باشد. در یک تقسیم‌بندی کوچک‌تر منطقه در محدوده ملانژهای خوی-ماکو قرار می‌گیرد.

در مرز ایران و ترکیه در غرب دریاچه ارومیه تعدادی مجموعه افیولیتی رادیولاریت‌دار به صورت بیرون‌زدگی‌های نامنظم در امتداد شمالی-جنوبی به صورت نوار دیده می‌شود.

افیولیت‌های شمال غرب ایران (ماکو-خوی-ارومیه) به ملانژهای حلقوی ایران مرکزی شباهت زیادی دارد و مانند آن‌ها از سنگ‌های اولترابازیک، رادیولاریت، اولترابازیک‌های آلتزه شده، دیاباز و سنگ‌های آتشفشانی (مواد توفی-آتشفشانی) فراوان تشکیل شده‌اند. شکل ۱-ب نقشه زمین‌شناسی منطقه خوی و محدوده برداشت داده‌ها را نشان می‌دهد.

ملانژهای افیولیتی کرتاسه فوقانی این نوار با کنتاکت گسلی، روی آهک‌های کرتاسه تحتانی قرار دارند. در این مجموعه شیل‌های شبه‌فلش، آهک‌های پلاژیک و گه‌گاه کنگلومرا نیز یافت می‌شود که مجموعاً با ضخامت زیادی از رسوبات فلش به سن اتوسن پوشیده شده‌اند.

با توضیحات فوق ملاحظه می‌شود که مجموعه مزبور تفاوت زیادی با انواع افیولیت-رادیولاریت‌های منطقه زاگرس مرتفع دارد و لذا می‌توان آن‌را از نوع ترانشه‌ای یا افیولیت‌های مربوط به درازگودال‌های اقیانوسی دانست (عبدالکریم، ۱۳۷۲).

$$z \approx \sqrt{\frac{i\omega\mu}{\sigma}} \quad (۸)$$

و با استفاده از این رابطه و معادله (۷)، مقاومت ویژه نیم‌فضا با استفاده از دامنه میدان‌ها به شکل زیر به دست می‌آید (ایگزوز، ۱۹۸۲):

$$\rho = \frac{1}{\sigma} = \frac{1}{\omega\mu} \frac{|E_x|^2}{|H_y|^2} = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2 \quad (۹)$$

در معادله (۵) $k^2 = i\omega\mu\sigma$ را ضریب پخش (diffusion factor) می‌نامند که در حالت $\sigma \gg \omega\epsilon$ رابطه $k^2 = \gamma^2$ حاصل می‌شود. عکس فاکتور پخش عمق نفوذ مختلط $1/k[m]$ میدان EM را نشان می‌دهد.

نفوذ میدان الکترومغناطیسی در عمق، در زمینی همراه با لایه‌بندی را بعضی از محققین «تابع پاسخ» (response function) نامیده‌اند. تابع پاسخ

$C(\omega) = \frac{E_x}{i\omega\mu H_y}$ همان‌گونه که در بالا اشاره شد برای زمینی همگن برابر با عکس فاکتور پخش است. هم‌چنین قسمت حقیقی تابع پاسخ $Re(C(\omega))$ به طور فیزیکی عمق مرکز ثقل چگالی جریان القایی را نشان می‌دهد. (لزیئا، ۲۰۰۱).

۳ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غربی ایران و در حدود ۳۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان خوی، در داخل دره قطور و کنار رودخانه قطورچایی قرار دارد. وسعت منطقه تحت پوشش مطالعه حدود 4×8 کیلومتر مربع است. چندین چشمه آبگرم در داخل این محدود وجود دارد که می‌تواند شاهدی برای وجود مخزن آبگرم در این منطقه باشد. برای درک بیشتر از نحوه شکل‌گیری ساختارهای لازم برای یک مخزن زمین‌گرمایی (ژئوترمال) در این منطقه مروری بر زمین‌ساخت (تکتونیک) کلی منطقه و زمین‌شناسی آن می‌تواند راه‌گشا باشد.

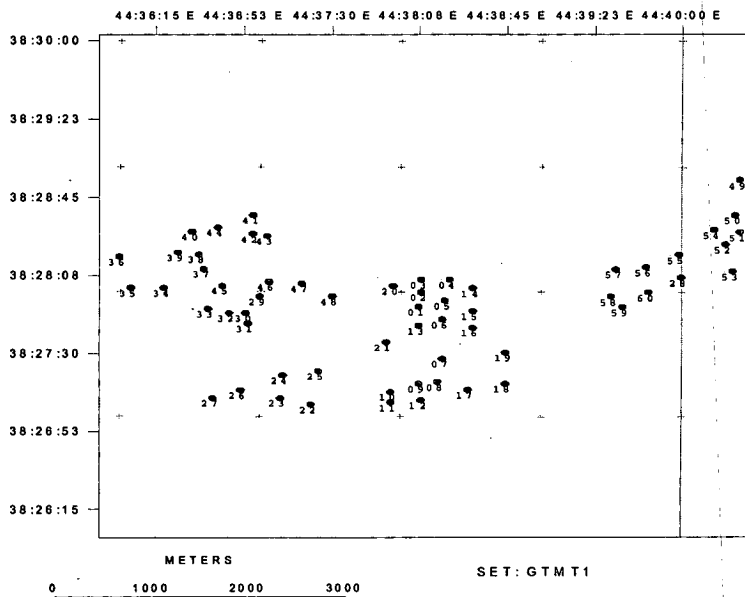
۴ جمع‌آوری داده‌ها

یکی از مشخصه‌های داده‌های MT که باعث دشواری شدن تفسیر آن‌ها می‌شود آن است که این داده‌ها به‌طور ذاتی دچار آلیاسینگ مکانی است، یعنی میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در موقعیت‌های ناپیوسته‌ای که فاصله آنها خیلی بیشتر از فاصله نمونه‌برداری مناسب است ثبت می‌شوند. این مسئله را می‌توان با جمع‌آوری داده‌ها در ایستگاه‌های نزدیک به هم و برآورد دقیق مقاومت ویژه سطحی در هر ایستگاه برطرف کرد. با توجه به این که پدیده‌های زمین گرمایی دارای ابعاد محدودی هستند، بنابراین طراحی یک شبکه برداشت چگال‌تر برای داده‌های MT می‌تواند برای پرهیز از نواقص بالا و هم‌چنین به‌دست آوردن تصویری دقیق‌تر از اجزا این پدیده مؤثر باشد. بدین منظور با در نظر گرفتن موانع طبیعی و نیز محدودیت‌های روش مگنتوتلوریک حدود ۶۰ ایستگاه در محدوده‌ای به وسعت ۳۰ کیلومتر مربع برای برداشت داده‌های MT انتخاب و در تابستان ۱۳۸۰

برداشت شدند. موقعیت این ایستگاه‌ها در شکل ۱ نشان داده شده است.

۵ پردازش داده‌ها

در روش مگنتوتلوریک پردازش مشاهدات صحرائی به منظور به‌دست آوردن مقادیر مقاومت ویژه ظاهری می‌تواند به اندازه جمع‌آوری اولیه داده‌ها و حتی بیشتر نیازمند کار و تحلیل دقیق باشد. مسئله اساسی در پردازش داده‌ها این است که مشاهدات صحرائی در حکم تابعی از زمان (در حیطه زمان) به‌دست می‌آیند ولی از طرف دیگر نتایج نظری که برای این روش بسط داده شده‌اند همگی در حیطه بسامد به‌دست آمده‌اند. بدین ترتیب لازم است قبل از این که نظریه و مشاهدات صحرائی به یکدیگر برسند، داده‌های صحرائی را به حیطه بسامد تبدیل کنیم و یا نتایج نظری را به حیطه زمان ببریم. در حال حاضر فقط روشی که در عمل استفاده می‌شود تبدیل داده‌های صحرائی حیطه زمان به حیطه بسامد است.



شکل ۱. موقعیت ایستگاه‌های MT برداشت شده در منطقه زمین گرمایی خوی.

پیچیدگی‌های تعریف شکل‌های مختلف روبه‌رو نشوند.

۶ مدل‌سازی و تفسیر داده‌های MT منطقه زمین گرمایی خوی

مهم‌ترین موضوع قبل از مدل‌سازی داده‌های MT تعیین کیفیت داده‌ها و بُعد زمین تحت مطالعه است. همدوسی یکی از کمیت‌های مهمی است که از مقدار آن می‌توان تقریباً به صحیح بودن برداشت داده‌ها پی برد. مقدار همدوسی از صفر تا یک تغییر می‌کند و در صورتی که مقدار همدوسی برای بسامدهای خاصی در یک ایستگاه، خیلی کم‌تر از یک باشد (اغلب مقدار ۰/۸ برای حد نهایی در نظر گرفته می‌شود) در این صورت باید در هنگام مدل‌سازی‌ها و تفسیر داده‌ها، بسامدهای موردنظر را غیرفعال کرد تا تاثیری در نتیجه نهایی نداشته باشند. در شکل ۲ الف همدوسی مربوط به پروفیل ۱ را که بین ایستگاه‌ها درونیایی شده نشان می‌دهد. همان‌طور که دیده می‌شود مقدار همدوسی در اغلب بسامدها نزدیک یک است. برای تعیین بُعد زمین تحت مطالعه کمیت‌هایی تعریف می‌شوند که نسبت به چرخش تانسور امپدانس در راستاهای مختلف مستقل و یا به اصطلاح نامتغیر چرخشی است. یکی از این کمیت‌ها با رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$\alpha = |Z_2|/|Z_1|$$

که در آن

$$Z_2 = (Z_{xx} + Z_{yy})/2 \quad \text{و} \quad Z_1 = (Z_{xy} - Z_{yx})/2$$

کمیت α که skew نامیده می‌شود در صورتی که مقداری نزدیک به صفر داشته باشد نشان دهنده آن است که مدل دوبعدی یا یک‌بعدی برای منطقه مورد مطالعه مناسب و کافی است. شکل ۲ ب این مقدار را برای پروفیل ۱ داده‌های خوی نشان می‌دهد و همان‌گونه که دیده می‌شود مقداری کم‌تر از ۰/۳ را برای اغلب بسامدهای برداشت شده نشان می‌دهد و در نتیجه می‌توان مدل‌سازی دو بعدی را برای داده‌ها به کار برد. هم‌چنین ترسیم نمودارهای قطبی

معادلاتی که در روش مگنتوتلوریک استفاده می‌شوند مولفه‌های میدان الکتریکی را به مولفه‌های میدان مغناطیسی مرتبط می‌کنند. این معادلات را می‌توان به شکل نماد تانسوری نوشت (سیمز و همکاران، ۱۹۷۱):

$$E_i = Z_{ij}H_j \quad i, j = x, y, z \quad (10)$$

در اغلب کارهای پردازشی داده‌های مگنتوتلوریک فرض می‌شود که H_z وجود ندارد و در نتیجه معادله (۱۰) به زوجی از معادلات، با امپدانس که فقط با چهار مؤلفه نمایش داده می‌شود تقلیل می‌یابد:

$$Z_{yy}, Z_{xx}, Z_{yx}, Z_{xy}$$

پردازش شامل مجموعه‌ای از مراحل است. مرحله اول تبدیل منحنی‌های حیطه زمان مربوط به E_x ، E_y ، H_x و H_y به حیطه بسامد است. مرحله دوم وارونه‌سازی معادله (۱۰) است که ضمن آن چهار یا نه مؤلفه تانسور امپدانس، می‌تواند از طیف‌ها به دست بیاید. مرحله سوم شامل چرخاندن محورهای مختصات x و y برای یافتن تغییرات جمله‌های تانسور امپدانس به مثابه تابعی از جهت محورها است. مرحله نهایی در پردازش داده‌ها به کار بردن مجموعه آزمونی است تا بر اساس آن همبستگی و همدوسی (coherency) بین میدان‌های مغناطیسی و الکتریکی محاسبه شود (هرمنس، ۱۹۷۳).

پردازش داده‌های مگنتوتلوریک خوی طبق مراحلی که اشاره شد صورت پذیرفت. نتیجه نهایی این مرحله ایجاد فایل ماتریس توان طیفی (SPM spectral power matrix) و فایل داده‌های الکتریکی مبادله‌ای EDI (electrical data interchange) که در حکم شکل استاندارد برداشت داده‌های MT شناخته شده است. در حقیقت فایل‌های EDI شکل استاندارد مصوب از SPM هستند که در نهایت داده‌ها با هر دستگاهی که برداشت شده باشند باید به این شکل در آورده شوند تا نرم‌افزارهای تفسیری که برای روش MT ارائه می‌شوند با

وارونه‌سازی معادلات غیرپروفیلی را به‌همراه در نظر گرفتن شرایط مرزی در این حالت به کار بست. الگوریتم Occam برای حالت دوبعدی نیز قابل به کارگیری است. که در این حالت ابتدا باید یک تخمین اولیه خیلی نزدیک به مدل واقعی در نظر گرفته شود و در صورتی که مدل اولیه تفاوت زیادی با مدل واقعی داشته باشد جواب همگرا نخواهد بود.

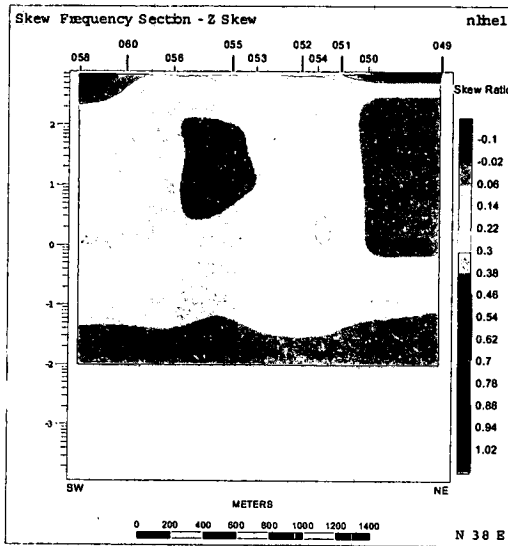
روش مرسوم در وارونه‌سازی‌های دوبعدی بدین ترتیب است که ابتدا رسانایی زمین در تعدادی از گره‌ها یا المان‌های از قبل تعریف شده پارامترتندی می‌شود. مدلی اولیه تخمین زده می‌شود و ماتریس F که حاوی مشتقات جزئی نسبت به تغییرات کوچک در پارامترها است محاسبه است. این مرحله شامل حل مسائل پیشرو متعدد است. در ادامه تجزیه مقدار متفرد یا بعضی دیگر از وارونه‌های تعمیم یافته میراشونده از FFT (fast fourier transform) برای تخمین نوسانات رسانایی به کار برده می‌شوند که باید به بهترین نحو به داده‌ها برازش یابند. این نوسانات به مقدار تخمینی اولیه افزوده می‌شوند تا مدل اولیه جدیدی ایجاد شود. سپس مسئله پیشرو یک بار دیگر برای محاسبه باقی‌مانده داده‌های جدید محاسبه می‌شود و کل فرایند تا به‌دست آوردن یک برازش قابل قبول به داده‌ها ادامه داده می‌شود.

روشی که در وارونه‌سازی دوبعدی داده‌های MT به کار برده شد روش وارونه‌سازی و اهلی سریع RRI (rapid relaxation inversion) بود (اسمیت و یوکر، ۱۹۹۱). وجه تمایز این روش آن است که گرادینان‌های جانبی میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی در مدل یا مقدار آنها از مرحله کوششی قبل تقریب زده می‌شود. در این حالت تغییرات رسانایی در زیر هر ایستگاه اندازه‌گیری را می‌توان با حل مسئله وارونه‌ای که بسیار شبیه به مسئله وارونه یک‌بعدی است به‌دست آورد. تنها چیزی که در ادامه ضرورت دارد، حل یک مسئله پیشرو به منظور

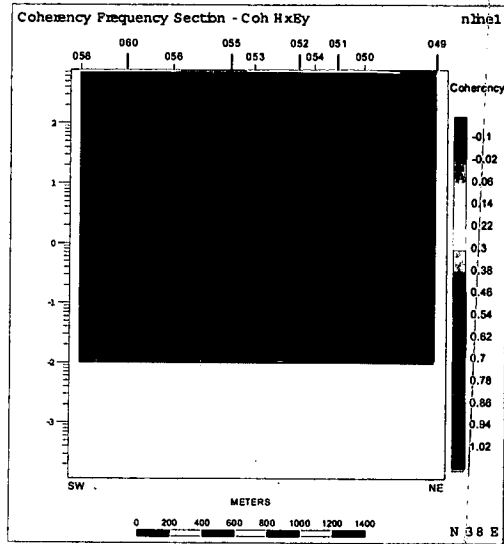
مربوط به چرخش تانسور امپدانس می‌تواند کمک مؤثری در تعیین راستای دوبعدی منطقه باشد. نمودار قطبی نحوه تغییر اندازه مجموع قدر مطلق دو مولفه قطر فرعی امپدانس و تفاضل دو مولفه قطر اصلی امپدانس را در جهت‌های مختلف نشان می‌دهد. در روی این نمودارها پروفیل راستی نیز با در نظر گرفتن حداکثر شدن مولفه‌های قطر فرعی تانسور امپدانس و حداقل شدن مولفه‌های قطر اصلی رسم می‌شود که با ۹۰ درجه ابهام نشان دهنده راستای دوبعدی در بسامد موردنظر است. شکل ۲ ج نمودارهای قطبی را برای ایستگاه ۵۱ در ۹ بسامد نشان می‌دهد. با این تفاسیر دیده می‌شود که خط راست رسم شده در این نمودار تقریباً در اکثر بسامدها به سمت شمال است و نیز با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی می‌توان گفت که راستای شیب لایه‌ها شمالی-جنوبی است و می‌توان خطوط لازم برای مدل‌سازی را در راستای شمالی-جنوبی در نظر گرفت.

روش‌های سریع و تقریبی وجود دارند که می‌توان از آنها برای تبدیل بسامد به عمق در نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری استفاده کرد. یکی از این روش‌ها، روش بوستیک (Bostick) است که با استفاده شیب منحنی مقاومت ویژه و بسامد در مقیاس لگاریتمی این تبدیل را انجام می‌دهد. شکل ۲ نمودار مقاومت ویژه بوستیک را بر حسب عمق برای پروفیل ۱ نشان می‌دهد. در این نمودار دیده می‌شود که در اعماق حدود ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متری مقاومت ویژه‌های پایین دیده می‌شود که در ادامه با رفتن به اعماق بیشتر، مقاومت ویژه لایه‌ها افزایش می‌یابد. با این تفاسیر انجام مدل‌سازی دوبعدی برای پروفیل ۱ داده‌ها را می‌توان به انجام رساند.

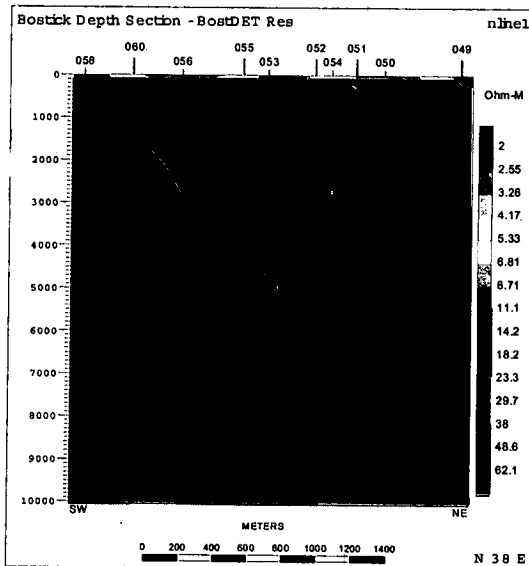
در مدل‌سازی دوبعدی با توجه به این که معادلات ماکسول به دو دسته مستقل از هم به نام‌های TE (transverse electric) و TM (transverse magnetic) تفکیک می‌شوند بار دیگر می‌توان روش‌های مختلف



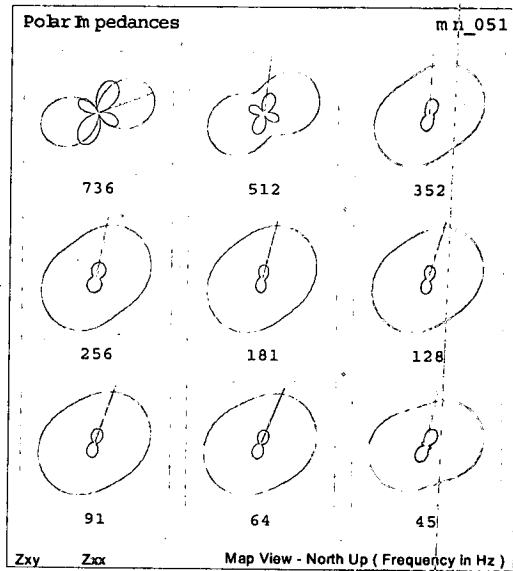
(ب)



(الف)

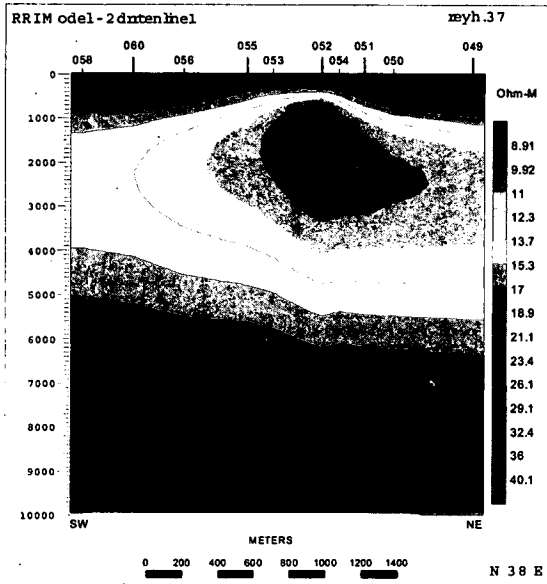


(د)

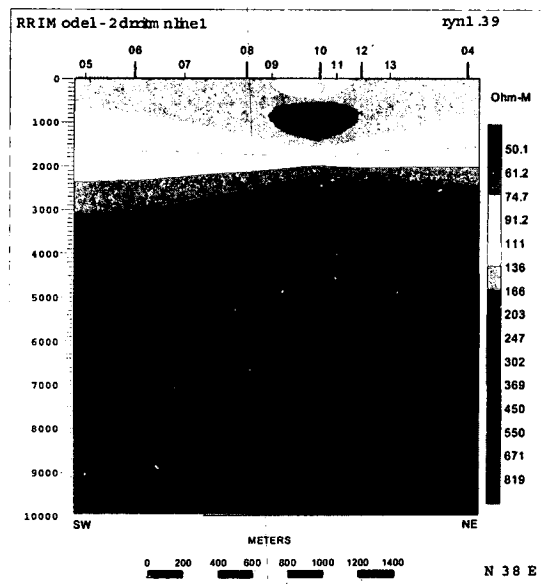


(ج)

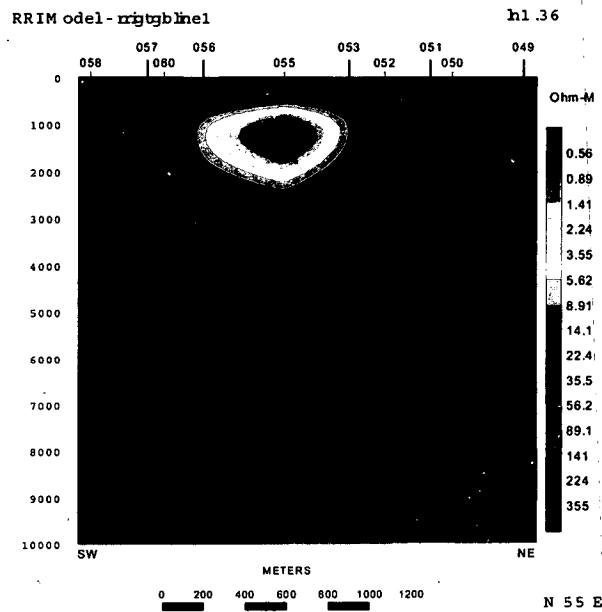
شکل ۲. الف) هم‌دوسی مولفه H_x با مولفه E_y در پروفیل ۱، ب) مقطع skew برای ایستگاه‌های پروفیل ۱. مقدار این کمیت همان‌گونه که دیده می‌شود در اغلب بسامدها کم‌تر از ۰.۳ است که می‌تواند دال بر سه‌بعدی نبودن منطقه مورد مطالعه باشد، ج) نمودارهای قطبی دو ایستگاه ۵۱ در ۹ بسامد هدف از تانسور امپدانس آن و د) مقطع مقاومت ویژه برآوردی از روش بوستیک برای ایستگاه‌های پروفیل ۱.



(ب)

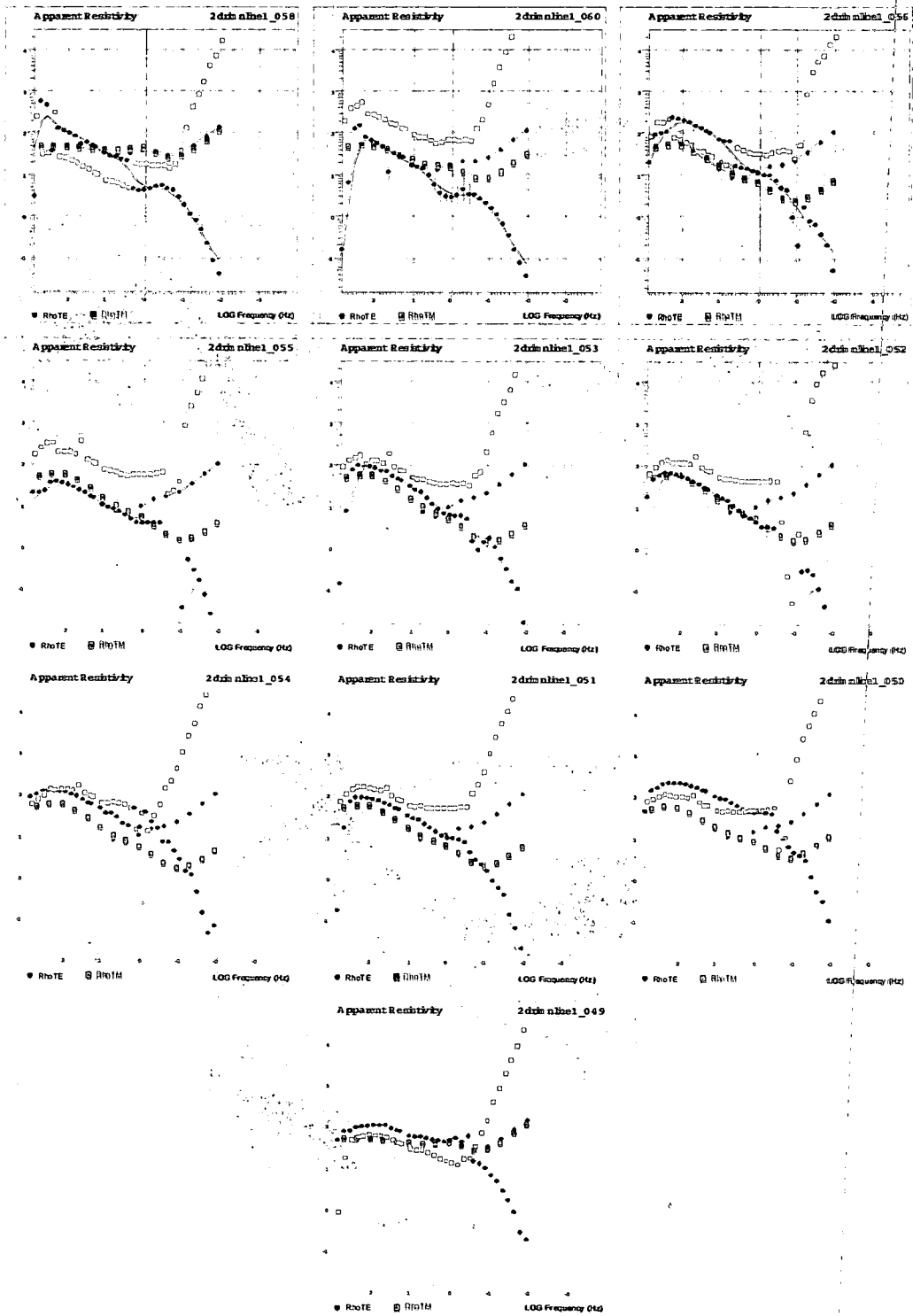


(الف)



(ج)

شکل ۳. مدل‌سازی دوبعدی با استفاده از روش وارونه‌سازی واهلشی سریع (RRI) برای پروفیل ۱ داده‌ها در حالت‌های TE (الف)، TM (ب) و ادغام دو حالت TE و TM با هم (ج).



شکل ۴. منحنی‌های واقعی برداشت شده حالت‌های TE و TM و پاسخ مدل وارونه‌سازی شده با روش RRI با استفاده توأم از حالت‌های TE و TM برای پروفیل ۱.

۷ جمع‌بندی

با پردازش و تفسیر داده‌های MT منطقه خوی نتایج کلی زیر به دست آمد:

۱- با بررسی پارامترهای skew و بیضی‌وارگی مدل برازنده برای منطقه مورد مطالعه دوبعدی برآورد شد که با نحوه تشکیل افیولیت‌ها که به صورت نوارهای طولیل موازی تراشیده شده‌اند نیز همخوانی زیادی داشت.

۲- جهت امتداد لایه‌های منطقه با توجه به نمودارهای قطبی و راستاهای برآوردی و با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی شرقی- غربی تشخیص داده شد و پروفیل‌های مقاطع مدل‌سازی دوبعدی در راستای شمالی- جنوبی در نظر گرفته شد.

۳- مدل‌سازی دوبعدی با در نظر گرفتن جداگانه حالت‌های TE و TM و نیز با استفاده توام از این دو حالت با استفاده از روش وارونه‌سازی و اهلهشی سریع صورت پذیرفت. با توجه به این که حالت TE به ساختارهای عمیق و رسانا حساس و در شناسایی آن‌ها مؤثر است، مشاهده شد که لایه‌های عمیق این مدل‌سازی به مقاومت‌های زیاد میل می‌کنند و یک توده رسانای قوی در اعماق ۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متری دیده می‌شود. در حالت TM با توجه به حساسیت این حالت به ساختارهای کم‌عمق و مقاوم، مشاهده شد که در اعماق ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متری این مدل‌سازی یک لایه رسانا را آشکار می‌سازد. با ترکیب این دو حالت می‌توان گفت لایه کم مقاومتی که احتمالاً مخزن آب سامانه زمین گرمایی است در اعماق ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر قرار دارد. همچنین اگر مخزنی در منطقه وجود داشته باشد این مخزن در مناطق شمالی و خارج از محدوده مورد نظر گسترش دارد.

محاسبه باقی‌مانده داده‌ها و میدان‌های درون مدل برای کوشش بعدی است. این مسئله پیشرو را می‌توان به راحتی با روشی کوششی حل کرد، چرا که میدان‌های کوششی قبلی تقریب خوبی برای میدان‌های جدید می‌باشد.

شکل ۳ مدل‌سازی دوبعدی در هر دو حالت TE و TM را به صورت جداگانه و نیز در حالت ادغامی از این دو حالت نشان می‌دهد. با توجه به این که حالت TE به ساختارهای عمیق و رسانا (بردیچوسکی، ۱۹۹۹) حساس است و در شناسایی آن‌ها مؤثر است، دیده می‌شود که لایه‌های عمیق این مدل‌سازی به مقاومت‌های زیاد میل می‌کنند و یک توده رسانای قوی در اعماق ۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متری دیده می‌شود. در حالت TM با توجه به حساسیت این حالت به ساختارهای کم‌عمق و مقاوم (بردیچوسکی و همکاران، ۱۹۹۸) دیده می‌شود که در اعماق ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متری نیز این مدل‌سازی لایه‌ای رسانا را نشان می‌دهد. با ترکیب این دو حالت می‌توان گفت لایه کم مقاومتی که احتمالاً مخزن آب سامانه زمین گرمایی است در اعماق ۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰ متر قرار دارد. همچنین اگر مخزنی در منطقه وجود داشته باشد، این مخزن در مناطق شمالی خارج از محدوده مورد نظر گسترش دارد. شکل ۴ منحنی‌های TE و TM داده‌های برداشت شده را به همراه پاسخ مدل برای حالت‌های TE و TM پس از حل مدل مذکور با روش‌های پیشرو را نشان می‌دهد، که تطابق قابل قبولی بین این منحنی‌ها برقرار است. ذکر این نکته در مدل‌های دوبعدی ضروری است که این مدل‌ها برای هر پروفیلی با هر راستایی که در آن مدل‌سازی شده باشند، با توجه به این که در هنگام پردازش اولیه تانسورهای امیدانس چرخانده شده‌اند، باز هم نشان دهنده مدل دوبعدی در راستای امتداد غالب لایه‌ها خواهند بود و نمی‌توان گفت که این مدل‌ها برای نقاطی است که دقیقاً زیر پروفیل‌اند.

- Hernance, J. F., 1973, Processing of magnetotelluric data: *Phy. of the Earth and Plan. Intr.*, 7, 349-364.
- Kuafman, A. A., and Keller, G. V., 1981, *The magnetotelluric sounding method*; Elsevier Scientific Publishing Company, Netherlands.
- Lezaeta, P., 2001, Distortion analysis and 3-D modeling of magnetotelluric data in the southern central Andes, PHD thesis, Berlin University.
- Sims, W. E., Bostick, F. X., and Smith, H. W., 1971, The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data: *Geophysics*, 36, 938-942.
- Smith, J. T., and Booker, J. R., 1991, Rapid inversion of two- and three-dimensional magnetotelluric data: *J. G. R.*, 96, 3905-3922.
- Vozoff, K., 1972, The magnetotelluric method in exploration of sedimentary basins: *Geophysics*, 37, 98-141.

منابع

- عبدالکریم، ح.، ۱۳۷۲، افیولیت‌ها و ملاتزهای افیولیتی ایران، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- Berdichevsky, M. N., Dimitriev, V. I., and Pozdnjakova, E. E., 1998, On two dimensional interpretation of magnetotelluric soundings: *Geophys. J. Int.*, 133, 585-606.
- Berdichevsky, M. N., 1999, Marginal notes on magnetotellurics: *Surveys in Geophysics*, 20, 341-375.
- Boulin, J., 1991, Structural in southwest Asia and evolution of the eastern Tethys: *Tectonophysics*, 196, 211-268.
- Cagniard, L., 1953, Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting: *Geophysics*, 18, 605-635.
- Eggers, D. E., 1982, An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor: *Geophysics*, 47, 1204-1214.