



اکتشاف ذخایر زمین گرمایی در منطقه بوشلی - سبلان با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک

عارف زینال پور^۱، رضا قائدرحمتی^{۲*}، علی مرادزاده^۳ و محمدرضا رحمانی^۴

- ۱- دانشجوی دکتری، بخش مهندسی معدن، دانشکده فنی و مهندسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان
- ۲- استادیار، گروه معدن، دانشکده فنی مهندسی، دانشگاه لرستان
- ۳- استادیار، دانشکده مهندسی معدن، پردیس دانشکده‌های فنی، دانشگاه تهران
- ۴- دکتری زمین‌شناسی، بخش زمین گرمایی، سازمان انرژی‌های نو ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۷/۲۳؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۶/۰۳/۲۳

* نویسنده مسئول مکاتبات: ghaedrahmati.r@lu.ac.ir

چکیده

در این مقاله اکتشاف منابع زمین گرمایی در منطقه بوشلی استان اردبیل با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک (MT) مورد بررسی قرار گرفته است. این مطالعه بر اساس داده‌های ۶۰ ایستگاه مگنتوتلوریک در منطقه‌ای به وسعت ۹۰ کیلومترمربع در بوشلی، جنوب شرقی شهرستان نیر، صورت گرفته است. ابتدا پردازش داده‌ها با استفاده از الگوریتم‌هایی مبتنی بر روش‌های پایدار و مقاوم در برابر نوفه صورت گرفته است. سپس تحلیل ابعادی داده‌ها بر اساس پارامترهای چولگی، چولگی حساس به فاز، بیضی‌وارگی و اندیس‌های وزنی نرمال شده مورد توجه واقع شده است. بر اساس این تحلیل‌ها امتداد ساختارهای منطقه بیشتر دوبعدی و با جهت شمالی- جنوبی تشخیص داده شد. در مرحله بعد عملیات مدل‌سازی وارون یک و دوبعدی روی داده‌ها در طول ۱۲ پروفیل انجام گرفته است. بر اساس مقاطع مقاومت ویژه به دست آمده از این مدل‌ها و همچنین اطلاعات زمین‌شناسی، ساختارهای احتمالی منطقه شناسایی و تفسیر شده‌اند. نتایج مقاطع یک و دوبعدی مقاومت ویژه با تلفیق اطلاعات زمین‌شناسی، یک سیستم زمین گرمایی را نشان می‌دهد. موقعیت سه بخش اصلی این سیستم شامل سنگ پوش، مخزن و منبع داغ زمین گرمایی به خوبی نشان داده شده است. بخش فوقانی این سیستم یک منطقه با مقاومت ویژه حدود ۱۰ اهم‌متر به عنوان پوشش رسی مخزن به خوبی نشان داده شده است. مخزن زمین گرمایی با مقاومت ویژه بیشتر (حدود ۱۰۰ اهم‌متر)، در زیر این پوشش رسی قرار گرفته است. همچنین مقاطع مقاومت ویژه به دست آمده از مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها، موقعیت منبع داغ زمین گرمایی را در زیر مخزن زمین گرمایی در عمق بیشتر از ۳۰۰۰ متر، به خوبی نشان می‌دهند. نتایج این مطالعه موقعیت مخزن زمین گرمایی را در منطقه جنوبی محدوده مورد نظر با کشیدگی به سمت جنوب منطقه نشان می‌دهد.

واژگان کلیدی

بوشلی جنوب سبلان
پردازش داده‌ها
داده‌های مقاومت ویژه و فاز
روش مگنتوتلوریک
مخزن زمین گرمایی
وارون‌سازی یک و دوبعدی

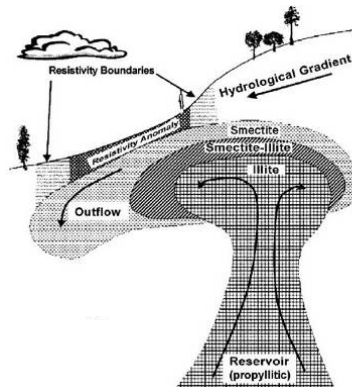
نفوذ قابل توجهی که دارد؛ در آشکارسازی ساختارهای ذخایر زمین گرمایی مورد استفاده قرار می‌گیرد. هر چقدر بسامد نوسان‌های میدان‌های الکترومغناطیسی کمتر باشد، عمق نفوذ میدان‌ها بیشتر خواهد شد و هرچه لایه‌های سطحی رساناتر باشند، عمق نفوذ میدان‌ها کاهش خواهد یافت. محدوده بسامد مورد بررسی در روش مگنتوتلوریک با چشمه طبیعی ۰/۰۰۰۱ تا ۱۰۰۰۰ هرتز است (Cagniard, 1953). منطقه آذربایجان و به ویژه استان اردبیل به علت قرار گرفتن در نوار آتشفشانی ترشیری از یک سو و نیز فراهم شدن شرایط اقلیمی از سوی دیگر یکی از مناطق مستعد برای بهره‌گیری از این انرژی است. سابقه نتایج مطالعات گسترده اکتشافی در این مناطق بیشتر از سه دهه است. اولین مطالعات در مورد انرژی زمین گرمایی در ایران در سال‌های ۱۳۵۳ تا ۱۳۵۷ توسط شرکت ایتالیایی انل (ENEL) زیر نظر وزارت نیرو در نواحی شمال و شمال غرب ایران در محدوده‌ای به وسعت ۲۶۰ هزار کیلومتر مربع انجام گرفت. در پی این مطالعات مناطق سبلان، داموند، خوی، ماکو و سهند با مساحتی بالغ بر ۳۱ هزار کیلومتر مربع برای انجام مطالعات تکمیلی و بهره‌برداری از انرژی زمین گرمایی شناخته شدند. در سال ۱۳۶۱ با پایان مطالعات اکتشافی مقدماتی، نواحی مستعد با دقت بیشتری مورد مطالعه قرار گرفتند و نواحی مشکین‌شهر، سرعین، بوشلی در منطقه سبلان، نواحی نونال، ماکو، خوی در منطقه آذربایجان و نواحی سیاه چشمه و قطور در منطقه سهند برای فعالیت‌های تکمیلی فاز اکتشاف معرفی شدند. بعد از وقفه‌ای چندین ساله، دوباره در سال‌های ۱۳۷۴ و ۱۳۷۵ مطالعات و حفاری‌هایی توسط سازمان انرژی اتمی ایران و سازمان انرژی‌های نو وابسته به وزارت نیرو در منطقه آذربایجان در اطراف سبلان انجام گرفت (Yousefi et al., 2007). شروع اولین برداشت MT در منطقه سبلان در سال ۱۳۷۶ توسط شرکت نیوزیلندی SKM به منظور تعیین محدوده‌های مناسب برای حفر چاه‌های اکتشافی و در ۲۱۲ ایستگاه همراه با برداشت داده‌های الکترومغناطیس حوزه زمان (TEM) انجام و نواحی شمال و شمال غربی سبلان به عنوان پتانسیل مطلوب معرفی گردید (Morrison, 1998 Kingstone). در سال ۱۳۸۰، بخش انرژی‌های نو سازمان انرژی اتمی تلاشی در جهت برداشت ۶۰ سونداژ MT در محدوده بوشلی انجام داد. به دلیل عدم دسترسی به نرم‌افزارهای تخصصی مناسب داده‌ها غالباً به صورت یک‌بعدی و در موارد محدود مدل‌سازی دوبعدی انجام شده است. از این‌رو اطلاعات چندان مناسبی در مورد هندسه و موقعیت منبع زمین گرمایی منطقه حاصل نشده است (سازمان انرژی اتمی، ۱۳۸۱). در سال ۱۳۸۱ بخشی از داده‌های MT برداشت شده قبلی مورد تجزیه و تحلیل مجدد قرار گرفت و منجر به حفر سه چاه در محدوده شمال غرب و امتداد دره موپل شد (SKM, 2004). در خلال سال‌های ۱۳۸۵ تا ۱۳۸۷ نیز شرکت فیلیپینی EDC برداشت ۷۸

انرژی زمین گرمایی (Geothermal)، انرژی حرارتی درون زمین است؛ که آثار سطحی آن به صورت چشمه‌های آب گرم و یا آفشان‌ها است و بیشتر در امتداد صفحات تکتونیکی و در نواحی شناخته شده آتشفشانی و لرزه‌خیز متمرکز شده است. از آنجایی که منابع زمین گرمایی معمولاً با دگرسانی‌های گرمایی همراه است؛ که نتیجه آن‌ها تولید محصولات دگرسانی (کانی‌های رسی و ...) با مقاومت ویژه پایین در بالا و اطراف منابع زمین گرمایی (که خود از مقاومت ویژه بالاتری برخوردار هستند) می‌باشند؛ به همین جهت از روش مگنتوتلوریک برای شناسایی و اکتشاف منابع زمین گرمایی پس از بررسی‌های اولیه زمین‌شناسی و ژئوشیمیایی پیش از هرگونه حفاری اکتشافی استفاده می‌شود.

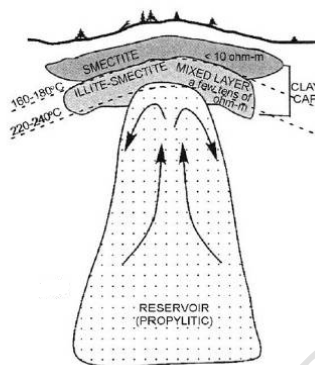
در نواحی زمین گرمایی، جایی که نفوذپذیری بالا و آلتراسیون فراگیر است، مدل مفهومی مخزن منبع زمین گرمایی همانند آنچه در شکل (۱-الف) آمده، رایج است. این نوع مخزن در کشورهای ایسلند، نیوزلند، اندونزی و ژاپن یافت شده‌اند (Arnason et al., 2000). در این مدل، کمترین مقاومت با یک پوش رسی که در بالای مخزن زمین گرمایی قرار دارد؛ منطبق است. در حالی که مقاومت ویژه خود مخزن خیلی بالاتر است. البته اگر توپوگرافی خیلی شدید باشد و گرادیان هیدرولوژیکی در زیر سطح زمین قابل توجه باشد؛ ساختارهای فوقانی سیستم زمین گرمایی بسیار پیچیده می‌شود (شکل ۱-ب). لایه رسی هادی مانند اسمکتیت ممکن است که در بالای زون بالارونده در عمق زیاد و در نواحی خروجی سیال سرد بسیار نزدیک به سطح باشد. در این موارد آنومالی مقاومت ویژه در سطح در مرکز مخزن ژئوترمال قرار ندارد (Arnason et al., 2000). اندازه‌گیری‌های زمینی مگنتوتلوریک به صورت سری‌های زمانی برای دو مؤلفه افقی میدان الکتریکی و سه مؤلفه میدان مغناطیسی انجام می‌شود. برای تفسیر این داده‌ها در بررسی ساختارهای زیرسطحی نیاز است که این داده‌ها به حوزه فرکانس تبدیل شوند و توابعی مثل تانسور امیدانس مگنتوتلوریک و سپس داده‌های مقاومت ویژه و فاز امیدانس در فرکانس‌های مختلف محاسبه شوند. فرآیند تبدیل داده‌های مگنتوتلوریک از حوزه زمان به حوزه فرکانس و استخراج توابع انتقال مگنتوتلوریک را فرآیند پردازش داده‌های مگنتوتلوریک گویند. تولید داده‌های مناسب علاوه بر تمهیدات لازم در اندازه‌گیری میدان‌های الکترومغناطیس، به دقت لازم در پردازش داده‌های مگنتوتلوریک بستگی دارد.

اساس روش مگنتوتلوریک بر پایه تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی مواد تشکیل‌دهنده زمین استوار است. مقاومت ویژه ساختارهای زمین‌شناسی زیرسطحی به طور قابل توجهی بستگی به محتوای سیال، تخلخل، دما و هدایت ویژه کانی‌های تشکیل‌دهنده آن دارد. هدف از مطالعات مگنتوتلوریک، بررسی و تعیین توزیع تغییرات مقاومت ویژه ساختارهای زیرزمینی است. این روش با توجه به عمق

داده‌های غرب و شمال غرب کوه سلان بوده است و در این تحقیق محدوده جنوب سلان (منطقه بوشلی) مورد ارزیابی دقیق از طریق اطلاعات زمین‌شناسی و زمین‌شناسی قرار می‌گیرد.



(ب)



(الف)

شکل ۱: (الف) مدل مفهومی از یک سیستم زمین گرمایی و (ب) سیستم زمین گرمایی در زمین شیب‌دار (Arnason et al., 2000).

رابطه (۲) مستقیماً رابطه بین میدان‌های اندازه‌گیری شده و رسانایی را نشان می‌دهد. فاز امپدانس بیانگر اختلاف فاز بین میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی است. در یک نیم فضای همگن، E_x ۴۵ درجه نسبت به H_y تقدم فاز دارد. رابطه (۳) معمولاً به صورت زیر بیان می‌شود:

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad (3)$$

μ نفوذپذیری فضای آزاد و ω بسامد زاویه‌ای است. در حالت کلی H_x به E_y وابسته است و مقدار کمی هم به E_x وابسته است و برعکس. بنابراین در هر بسامد انتظار می‌رود که یک سامانه خطی به شکل زیر رفتار کند:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (4)$$

در عمل اندازه‌گیری میدان‌ها و مؤلفه‌های تانسور امپدانس در جهت‌های مختصات دیگری غیر از مختصات اصل اندازه‌گیری می‌شود. برای مثال، جهت امتداد به ندرت در زمان داده‌برداری صحرائی معلوم است و برای به دست آوردن E و H اصلی باید آن‌ها را به اندازه زاویه‌ای که سامانه مختصات اندازه‌گیری صحرائی با دستگاه اصلی که جهت امتداد ژئوالکتریک در راستای یکی از محورهای آن است چرخانده شود. از این روابط می‌توان اطلاعاتی در مورد بعد پذیری و امتداد ساختارهای رسانا و همچنین پارامترهای مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس، به منظور تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک استخراج کرد (Vezoff, 1991):

۲- مبانی تئوری روش مگنتوتلوریک

روش مگنتوتلوریک به عنوان یک روش اکتشاف فیزیکی در سال ۱۹۵۰ پایه‌گذاری شد. اولین بار Cagniard (1953) مبانی تئوری این روش و نحوه به‌کارگیری عملی این روش را ارائه داد. این روش از میدان‌های طبیعی الکترومغناطیسی اطراف زمین، در حکم منشأ برای کاوش‌های زیرسطحی استفاده می‌کند. این میدان‌ها شامل طیف وسیعی از بسامدها است، که در این میان از بسامدهای خیلی کم برای کاوش در اعماقی بیشتر از ده‌ها کیلومتر استفاده می‌شود. این بسامدهای کم با جریان‌های یونسفری و مگنتوسفری ایجاد می‌شود؛ که از برهم‌کنش پلاسمای گسیل‌شده از خورشید باد با میدان مغناطیسی زمین ایجاد می‌شوند. در فاصله‌های دور از منشأ میدان الکترومغناطیسی حاصل یک موج تخت با بسامد متغیر است. سه مؤلفه میدان مغناطیسی و دو مؤلفه افقی میدان الکتریکی بعد از اندازه‌گیری برحسب زمان به صورت رقمی درمی‌آید و روی آن‌ها تحلیل طیفی صورت می‌گیرد. در مرحله بعد این طیف‌های متفاوت باید به مقاومت ویژه به صورت تابعی از عمق تبدیل شوند. در این تبدیل فرض می‌شود که یک رابطه خطی بین بردار میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی به صورت زیر وجود دارد:

$$H = Z_{ij} E \quad (1)$$

که Z امپدانس میدان الکترومغناطیسی است و با ساختار مقاومت ویژه و بسامد مشخص می‌شود. در یک سامانه مختصات دکارتی نسبت $\frac{E_x}{H_y}$ در سطح اهمیت خاصی دارد.

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = \frac{\omega\mu}{k} = (1+i) \sqrt{\frac{\omega\mu}{2\sigma}} \quad (2)$$

خطواره‌ها و ساختارهایی باشد که اصولاً سیستم آتش‌فشانی سیلان را تحت کنترل دارد. منطقه بوشلی (محدوده مورد مطالعه) خود بخشی از سیستم تکتونو ماگمایی است که خود در کنترل سیستم‌های ماگمایی ولکانو پلوتونی نیر- زرج آباد، قصر داغ و سیلان از یک سو و سیستم‌های تکتونیک- ساختاری خطواره نیر- اردبیل (بالیخوچای)، کنگرلو- اردبیل و جنوب قوشه داغ (تلخه رود) از سوی دیگر به عنوان عامل ناحیه‌ای بوده است؛ که توانسته منطقه تکتونو- ماگمایی با تلاطم و عملکرد متفاوت به وجود آورد. منطقه متشکل از یک مجموعه سیستم‌های هورست و گرابن بوده؛ که در آن هورست‌ها محل صعود و نفوذ توده‌های ماگمایی بوده و گرابن‌ها محل انباشته شدن رسوبات تخریبی در آن‌ها شده است؛ به نحوی که بر پایه صفات گرانی سنجی توده سیلان و قصر داغ ناهنجاری مثبت دارند. حال آنکه منطقه جنوبی باختری اردبیل فرو افتادگی با ناهنجاری منفی است؛ که مرکز آن آبگرم سرعین است (شکل ۳).

جایگاه آبگرم‌های شناخته در کنترل سیستم آتش‌فشانی و تکتونیک است؛ که توانسته محل مناسب را برای گرم شدن و معبر مناسب را برای خروج آب‌های گرم فراهم سازد. آبگرم بوشلی در منطقه مشکین‌شهر در کناره خطواره بالیخوچای است؛ که بین دو بی‌هنجاری ثقیلی مثبت است. آنچه مسلم است ضرورت تشکیل میدان زمین‌گرمایی وجود کانون حرارتی گرم در ژرفا، معبر و مسیر حرکتی مناسب برای انتقال و انباشت آبگرم (مخزن مناسب) و در نهایت وجود پوشش مناسب جهت حفظ مخزن میدان زمین‌گرمایی است. در منطقه مورد مطالعه سازندهای مناسبی برای ایجاد سنگ مخزن (Cap rock) و پوشش سنگ وجود دارد مثل سازندهای کربناته پرمین - تریاس و پوشش شیلی سازند کرج و از طرفی کانون حرارتی مرتبط با هر یک از سیستم‌های ماگماتون است؛ که به هر روی انواع جوان‌تر شرایط و قدرت مناسب‌تر دارند و از اهمیت بالاتری برخوردارند و در منطقه سیلان، سیستم آتش‌فشانی سیلان جوان‌تر و از نظر پتروژنز مناسب‌ترین سیستمی است که می‌تواند حرارت مناسب را تولید نماید. حال آن‌که سیستم قره داغ به واسطه سرشت بازالتی علیرغم جوان بودن، احتمالاً از ژرفای بیشتری نشأت گرفته است. سیستم ولکانو - پلوتونی نیر - زرج آباد چندان جوان نبوده و به واسطه کهولت فاقد منطقه می‌توان بدین پندار رسید که سیستم زمین‌گرمایی کنونی در گرو فرآیند پویای ماگمایی سیلان است؛ که توانسته کانون داغی را به وجود آورده باشد. سیستم‌های زمین‌گرمایی بوشلی و سرعین عموماً در فرو افتادگی ساختاری اردبیل - نیر است که از کانون ماگمایی سیلان فاصله دارد؛ اما جایگاهی است که می‌تواند میزبان ذخایری از آب‌های داغ در ژرفای منطقه باشد (گزارش زمین‌شناسی منطقه بوشلی اردبیل شرکت کاوشگران، سازمان انرژی‌های نو ایران، ۱۳۷۵).

$$\rho_{ai} = \frac{1}{\omega \mu_0} |Z_i|^2 \quad (5)$$

$$\phi = \text{phase}(Z_i), i = xx, xy, yx, yy \quad (6)$$

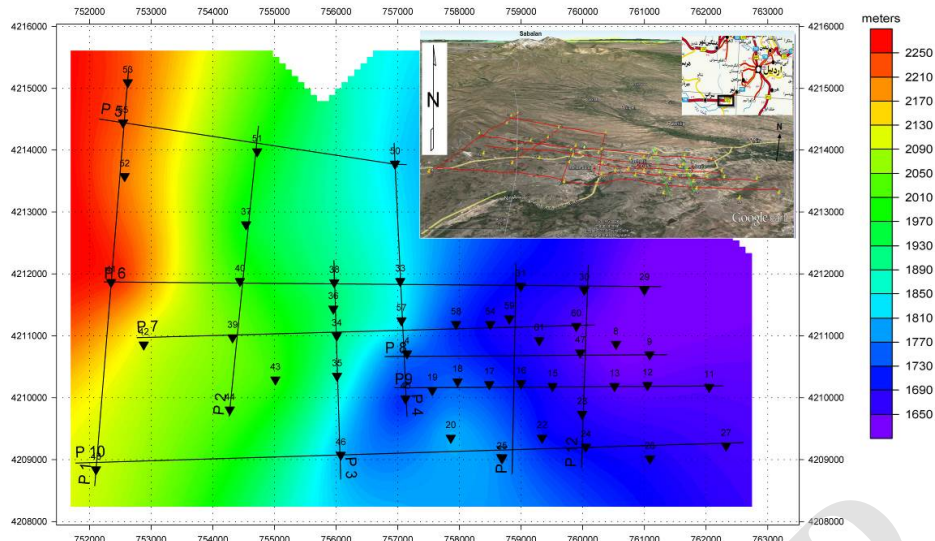
در حالت مدل دوبعدی معادلات امواج الکترومغناطیسی به دو مد قطبش مستقل TE (میدان الکتریکی در راستای امتداد لایه‌ها) و TM (میدان مغناطیسی در راستای امتداد لایه‌ها) تفکیک می‌شوند. مد TE طبیعت القایی داشته و برای تشخیص ساختارهای عمیق و نارسانا مفید است، در حالی که مد TM طبیعت گالوانیکی داشته و برای تشخیص ساختارهای کم عمق و رسانی مفید است.

بردیچوسکی و همکارانش (Berdichevsky et al., 1998) طی مقاله‌ای بررسی هر دو مد TE و TM را در مراحل گوناگون تفسیر داده‌های مگنتوتلوریک بسیار ضروری دانستند. در مقابل، افراد زیادی مانند وانامیکرو همکاران (Wannamaker et al., 1984) و بورنر و همکارانش (Boerner et al., 1999) استفاده از مد TM را ترجیح دادند. چون این مد عموماً کمتر از مد TE توسط اثرات سه‌بعدی تحت تأثیر قرار می‌گیرد.

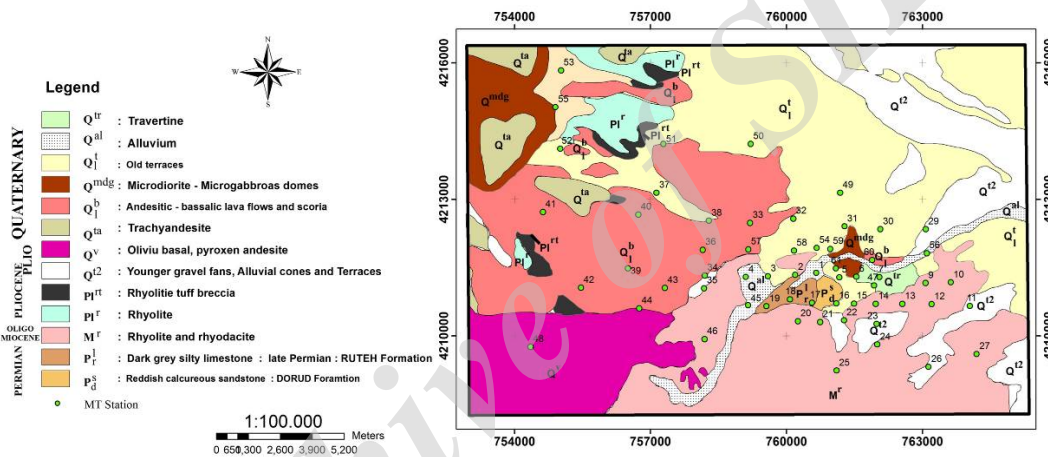
۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه بوشلی در شمال غرب ایران و در استان اردبیل و جنوب غربی شهر نیر و محدوده جغرافیایی با مختصات عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ}56'21''$ تا $38^{\circ}2'40''$ و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ}49'47''$ تا $48^{\circ}6'40''$ قرار دارد (شکل ۲).

محدوده مورد نظر در بخشی از بلوک قفقاز و ایران قرار دارد که از جهات مختلف تحت تأثیر تنش‌ها و دگرشکلی‌های ناشی از حرکات زمین ساختی حاکم بر این منطقه در رخداد تکتونیک آلیپی است. در یک نگاه کلی می‌توان این منطقه را بخشی از کناره بلوک قاره‌ای تصور نمود؛ که دست‌خوش پویایی تکتونو ماگمایی نئوژن کواترنر شده است. فرآیندهای این پدیده به صورت ماگماتیسم آتش‌فشانی نئوژن کواترنر بروز کرده است؛ که تشکیل سیستم‌های زمین‌گرمایی نیز مرتبط با همین رخداد است. این محدوده در کناره سیستم آتش‌فشانی قصر داغ و سیلان قرار دارد؛ که به تبعیت از موقعیت زمین‌شناسی، مورفو تکتونیک و ساختارهای ماگمایی (آتش‌فشانی) چهره و شکل کنونی را به خود گرفته است. همچنین عارضه‌های زمین ساختی و آتش‌فشانی چندگانه‌ای در بستری از سنگ‌های رسوبی (پلانفرمی) پالئوزوئیک رخ داده است؛ که برحسب مورد ژئومورفولوژی منطقه را تحت کنترل دارند. در مقیاس ناحیه‌ای، محدوده جزئی از کناره فرو افتاده سیستم سیلان به حساب می‌آید؛ که سیستم ساختار حلقوی بالیخوچای - قره‌سو و تلخه زرد در آن جریان دارد. این سیستم خود می‌تواند فرآیند پویایی ساختمانی



شکل ۲: عکس ماهواره‌ای منطقه بوشلی (بخش جنوب سبلان) به همراه موقعیت ایستگاه‌ها و پروفیل‌های MT (Google Earth, 2003).



شکل ۳: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد نظر به همراه موقعیت ایستگاه‌ها (با مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰).

۴ - جمع‌آوری و پردازش داده‌ها

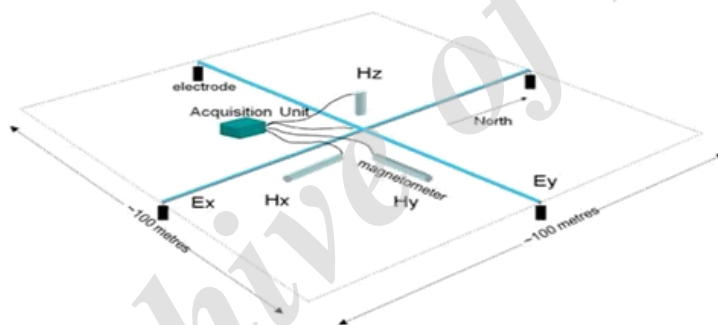
در برداشت داده‌های MT مورد مطالعه از دستگاه اندازه‌گیری میدان‌های مگنتوتلوریک GMS05 ساخت شرکت Metronix استفاده شده است. محدوده فرکانسی برداشت داده‌ها از ۳۰۰ هرتز تا ۰/۰۱ هرتز است؛ که با توجه به قدرت محاسباتی بالای این دستگاه، بهترین بازدهی و با کنترل خوب بر داده‌ها در کارهای صحرایی انجام گرفته است. آرایش معمولی قرارگیری کویل‌ها و دوقطبی‌های الکتریکی جهت برداشت داده‌های MT در یک ایستگاه اندازه‌گیری در شکل ۴ نشان داده شده است. با در نظر گرفتن این نکته که امتداد ساختارهای ژئوالکتریکی زیرسطحی در منطقه با در نظر گرفتن شواهد زمین‌شناسی و مقدار اندازه تیپر غالباً شمالی- جنوبی بوده است؛ لذا با توجه به این موارد تمامی داده‌های مقاومت ویژه و فاز برای این راستا (مد TE) و راستای عمود بر آن (مد TM) تهیه و ارائه شده‌اند. در مطالعه حاضر، داده‌های خام سری زمانی ۶۰ سونداژ MT منطقه بوشلی، استان اردبیل که توسط سازمان انرژی اتمی

برداشت شده است، با به کارگیری روش‌های نیرومند و مقاوم در مقابل نوفه و داده‌های ناجور، داده‌های خام مورد پردازش قرار گرفت؛ تا داده‌های فاز و مقاومت ویژه در فرکانس‌های مورد نظر در محل هر یک از سونداژهای MT حاصل شود. برای انجام کار پردازشی از نرم‌افزار تخصصی Mapros (Friedrichs, 2001) که دارای چندین روش مختلف برای پردازش مقاوم در مقابل نوفه است، استفاده شده است. از روش‌های مقاوم مذکور می‌توان به برانبارش انتخابی (Stacking Selective)، انتخاب بر اساس هم‌دوسی آستانه (Threshold Coherency)، مگنتوتلوریک با مرجع دور (Remote Reference) و... اشاره کرد. روش پردازشی به کار رفته برانبارش انتخابی است؛ که بر اساس روش مقاوم کمترین مربعات وزن‌دار (Robust Least Squares Method (RLS)) عمل می‌کند. در حالت عمومی بهترین پاسخ را نسبت به سایر روش‌ها ارائه می‌کند (Mertonix, 2001; Moradzadeh, 2012). از جمله مراحل پردازش داده‌های سری زمانی، حذف میل داده‌ها

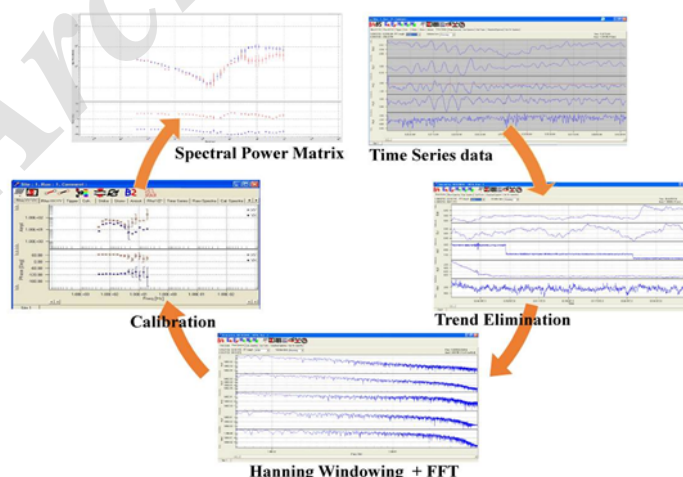
زینالپور و همکاران، اکتشاف ذخایر زمین گرمایی در منطقه بوشلی - سلان با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک، صفحات ۱۸۶-۱۷۱.

۱۰ اهم‌متر می‌تواند ناشی از پوشش رسی ژئولیتی سنگ مخزن باشد. همچنین اثر جابجایی ایستا از روی موازی بودن دو منحنی مقاومت ویژه برای بعضی از ایستگاه‌ها قابل مشاهده است. در بعضی از فرکانس‌های ایستگاه‌ها اندازه خطا بالا است؛ که می‌تواند به خاطر نوفه‌های فعال و غیرفعال الکترومغناطیسی در منطقه و نیز به خاطر توپوگرافی بعضی از مناطق برداشت داده‌ها باشد. برای پرهیز از اثرات این فرکانس‌ها باید در هنگام مدل‌سازی‌ها، فرکانس‌های مورد نظر تخریب شده در هر ایستگاه را غیرفعال کرد. همچنین مقدار فاز در روش مگنتوتلوریک یک مقدار مستقل از مقاومت ویژه است و می‌تواند به عنوان عامل کنترلی در هنگام مدل‌سازی‌ها به همراه مقاومت ویژه ظاهری بکار برده شود. با توجه به این‌که هر یک از مؤلفه‌های تانسور امیدانس اعداد مختلطی می‌باشند؛ بنابراین می‌توان مقدار فاز هر یک از این اعداد مختلط را محاسبه کرد و مقدار این فاز را به صورت نمودارهایی برحسب فرکانس برای مؤلفه‌های مختلف تانسور امیدانس نشان داد. در حقیقت یکی از مزیت‌های روش MT به روش‌های جریان مستقیم ژئوالکتریکی وجود همین کمیت فاز است؛ که باعث می‌شود امکان خطا در مدل‌سازی‌ها خیلی پایین بیاید.

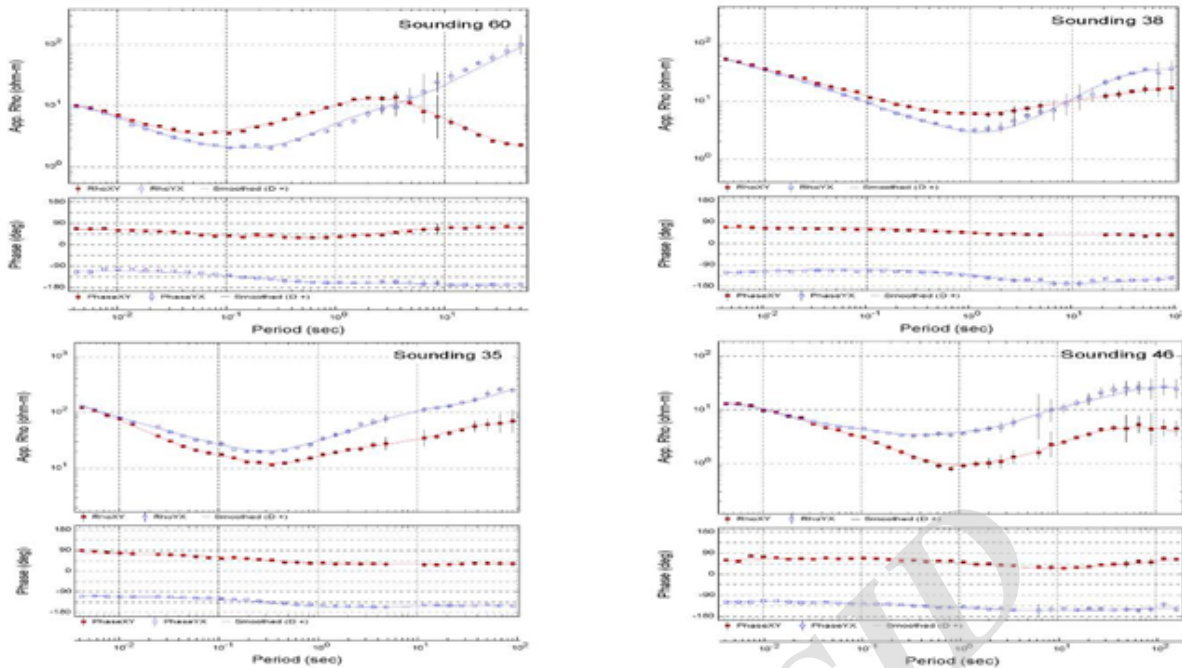
(Trend Elimination)، اعمال تابع پنجره (Windowing)، تبدیل فوریه سریع (FFT)، کالیبره کردن طیف، محاسبه طیف متقابل (Cross Spectra) و خود طیفی (Auto Spectra)، حذف خارج از رده‌ها (Outliers Elimination)، تصحیح اثرات توپوگرافی و تصحیح اثرات جابجایی ایستا است. نمایی از روند تحلیل داده‌ها، از سری‌های زمانی تا محاسبه ماتریس‌های طیفی در شکل ۵ آمده است. بعضی از ایستگاه‌های به ثبت رسیده کیفیت خوبی نداشتند؛ که این امر از همدوسی پایین بین کانال‌های الکتریکی و مغناطیسی روشن است. به همین سبب ایستگاه‌های دارای نوفه زیاد در مدل‌سازی لحاظ نشدند. از تعداد ۶۰ ایستگاه برداشت شده، ۱۲ ایستگاه به دلیل کیفیت پایین، حذف و مابقی برای انجام مدل‌سازی لحاظ شدند (زینالپور و همکاران، ۱۳۹۲). همان‌طور که اشاره شد کمیت‌های مقاومت ویژه و فاز اساسی‌ترین پارامترهای تفسیر داده‌های MT می‌باشند. نمونه‌ای از داده‌های فاز و مقاومت ویژه در شکل ۶ آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود در بیشتر ایستگاه‌ها روند مقاومت ویژه زیاد در سطح، مقاومت ویژه کم زیر ۱۰ اهم-متر و مقاومت ویژه زیاد در اعماق (فرکانس‌های کم) رویت می‌شود محدود به مقاومت ویژه زیر



شکل ۴: آرایش سنجنده‌ها برای اندازه‌گیری مؤلفه‌های میدان الکتریکی و مغناطیسی در یک ایستگاه مگنتوتلوریک (Metronix, 1993).



شکل ۵: نمایی از روند تحلیل داده‌ها، از سری‌های زمانی تا محاسبه ماتریس‌های طیفی در ایستگاه ۵۰ منطقه بوشلی (Mapros, 2001).



شکل ۶: نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری و فاز XY و YX، ۴ ایستگاه در پروفیل‌های متفاوت (قرمز XY و آبی YX) مربوط به منطقه زمین‌گرایی بوشلی محور افقی فرکانس و محور قائم مقاومت ویژه ظاهری می‌باشد و هر دو محور لگاریتمی می‌باشند.

شرایط $(D_1 > D_2 > D_3)$ است؛ که می‌تواند بیانگر یک‌بعدی بودن ساختار منطقه مورد مطالعه در این بازه فرکانسی باشد. در فرکانس‌های پایین (زیر ۱ هرتز) مقدار بیضی‌وارگی از $0/3$ بیشتر می‌شود و همچنین مقدار D_2 و D_3 بیشتر از $0/2$ است؛ که بیانگر دو و سه‌بعدی بودن ساختار در اعماق زیاد است؛ اما مقدار چولگی حساس به فاز در اکثر فرکانس‌ها زیر $0/3$ است. با در نظر گرفتن این موارد، در فرکانس‌های بالا (بالای ۱۰ هرتز) ساختارها بیشتر یک‌بعدی و در اعماق زیاد غالباً دو و سه‌بعدی می‌باشند.

۶- مدل‌سازی و تفسیر داده‌های MT

وارون‌سازی یک‌بعدی داده‌ها با استفاده از رهیافت عرضه شده از سوی کانستبل و همکارانش (Constable et al., 1987) تحت عنوان مدل‌سازی هموار یک‌بعدی اوکام (OCCAM) بوده و با نرم‌افزار WinGLink صورت گرفته است (شکل ۸). روش اوکام یک روش منظم‌سازی برای حل مسائل غیرخطی است. داده‌های مگنتوتلوریک به صورت مقاومت ویژه ظاهری و فاز امپدانس به منزله ورودی به برنامه وارون‌سازی داده شده‌اند. در این روش ابتدا مشتق پارامترهای مقاومت ویژه از لحاظ خطا بررسی می‌شود و سپس جواب‌های مدل با گرادینت‌های رسانایی هموار شده قائم و جانبی به دست می‌آید (deGroot-Hedlin, 1990؛ قائدرحمتی، ۱۳۹۲).

روش اوکام مدلی با کمینه عدم برازش را به عنوان پایه‌ای برای تکرار بعدی انتخاب می‌کند. این فرایند تکرار شده تا زمانی که عدم برازش به مقدار مطلوبی برسد. از آنجایی که این مسئله غیرخطی است؛ ممکن است تطابق مناسب هیچ‌گاه به دست نیاید. اگرچه در

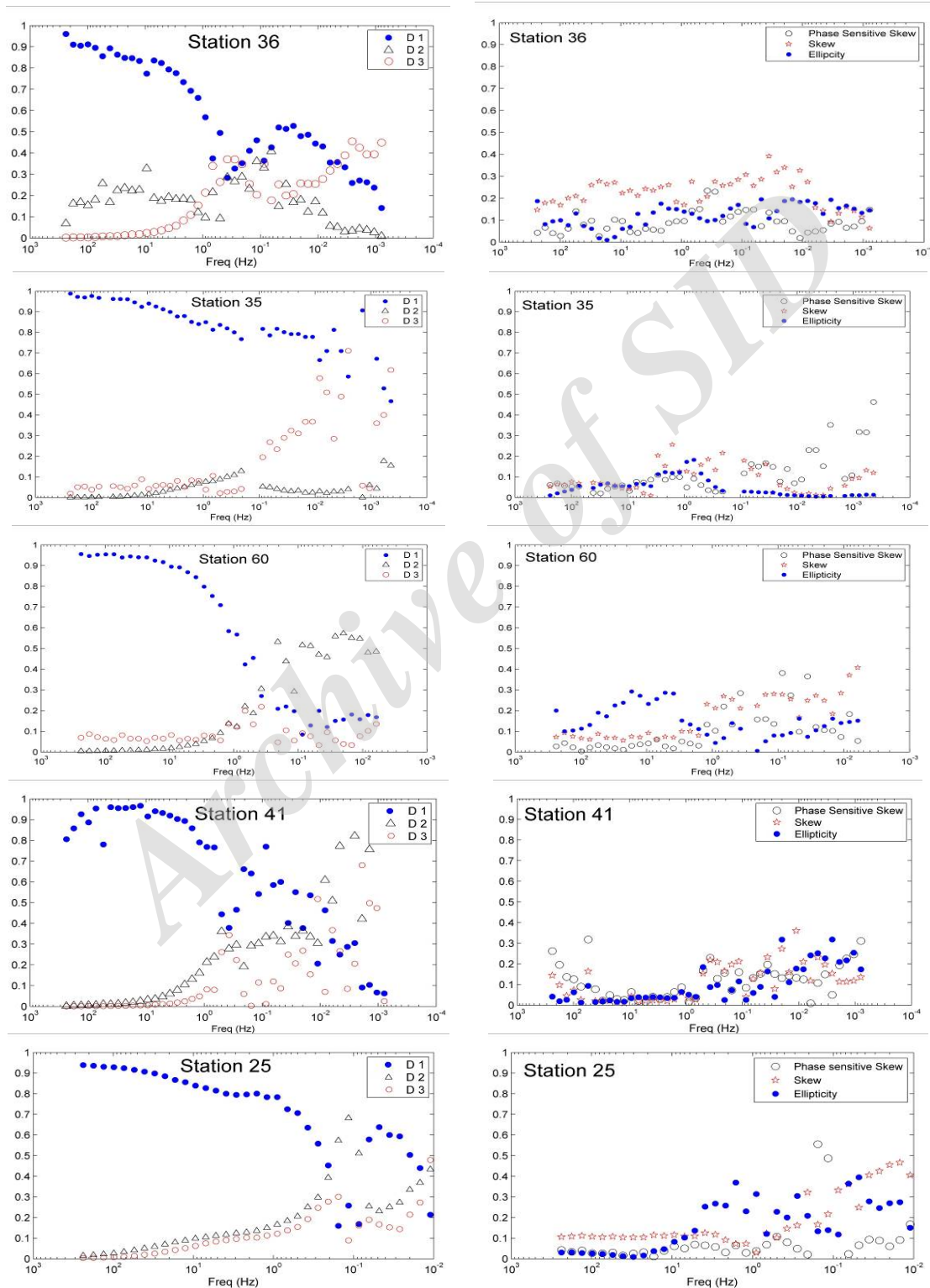
۵- تحلیل ابعادی داده‌ها

آنالیز ابعادی انجام یافته در منطقه شامل بررسی فاکتورهای چولگی (اسکیو)، بیضی‌وارگی، چولگی حساس به فاز و اندیس‌های وزنی نرمال شده (D_1, D_2, D_3) است. چولگی (اسکیو) و بیضی‌وارگی کمیت‌هایی نامتغیر چرخشی است. در صورتی که برابر صفر و یا نزدیک صفر باشد، می‌تواند دال بر غیر سه‌بعدی بودن منطقه باشد. اگر این مقدار از $0/3$ تجاوز کند، باید محدوده مورد نظر به صورت سه‌بعدی بررسی شود و یا حداقل در هنگام مدل‌سازی دوبعدی محدوده اثرات تقریب مدل سه‌بعدی توسط مدل دوبعدی در نظر گرفته شود؛ تا مدل‌سازی دچار خطاهای فاحش نشود. همچنین بیضی‌وارگی همانند چولگی برای مدل‌های یک‌بعدی و دوبعدی مقداری برابر صفر دارد و می‌تواند معیاری دیگری برای ارزیابی باشد. زمانی که داده‌ها آلوده به نوفه باشند؛ کمیت‌های چولگی و بیضی‌وارگی زیاد قابل اعتماد نیستند. به همین دلیل کمیتی تحت عنوان چولگی حساس به فاز تعریف می‌شود. اندیس‌های وزنی نرمال شده (D_1, D_2, D_3) سهم ساختارهای یک، دو و سه‌بعدی را در زمین نشان می‌دهد. برای شرایط یک‌بعدی باید شرایط $(D_1 > D_2 > D_3)$ برقرار باشد. اندیس‌های D_1 و D_2 رفتار عکس باهم دارند و مقادیر بزرگ D_2 و D_3 (بیشتر از $0/2$) بیانگر این است که ساختارهای دو و سه‌بعدی هم در منطقه وجود دارد (Moradzadeh, 1998؛ قائدرحمتی، ۱۳۹۲). مقادیر هر یک از آنالیزها در شکل ۷ آمده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، مقادیر چولگی، چولگی حساس به فاز و بیضی‌وارگی در فرکانس‌های بالا (بالای ۱۰ هرتز) کمتر از $0/3$ و

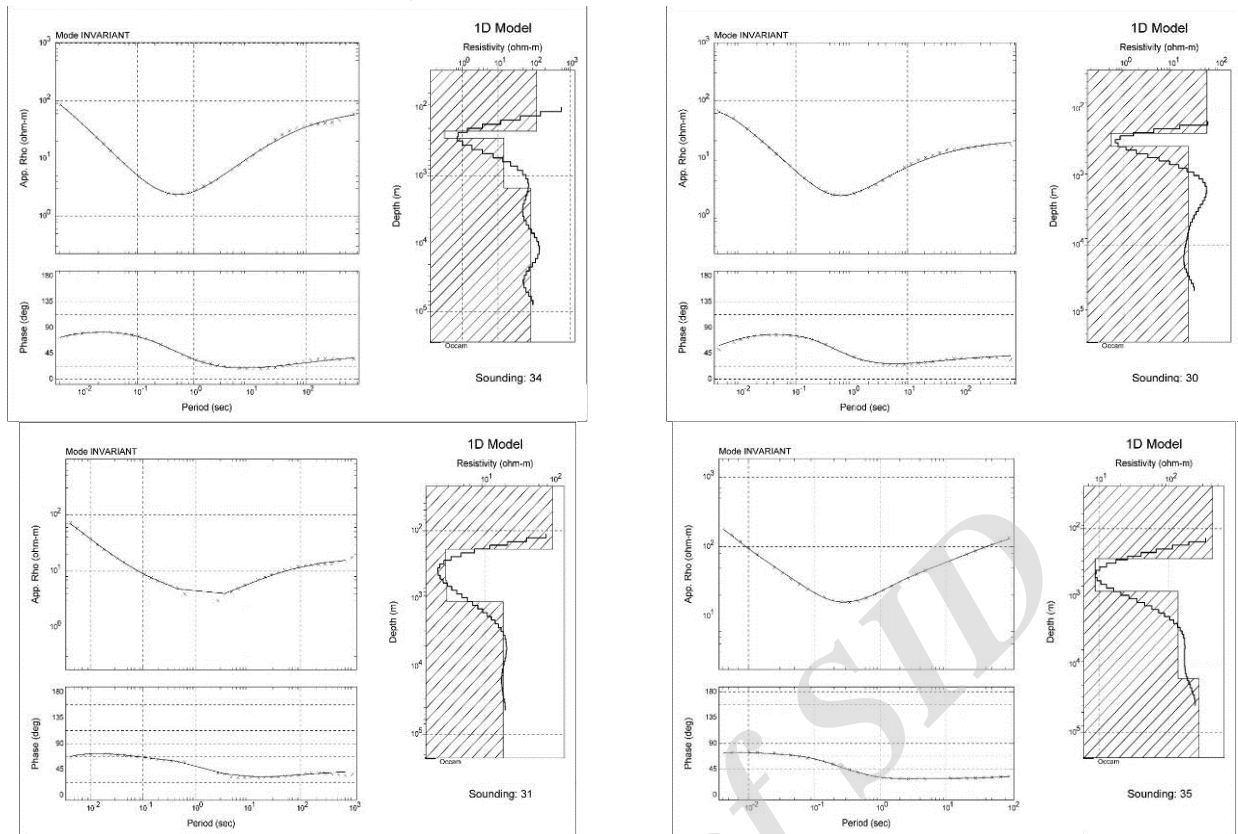
زینالپور و همکاران، اکتشاف ذخایر زمین گرمایی در منطقه بوشلی- سبلان با استفاده از داده‌های مگنتوتلوریک، صفحات ۱۸۶-۱۷۱.

شود و کمترین خطای ممکن برای مدل یک بعدی به دست آید (Simpson and Bahr, 2005). سپس یک مدل اولیه در نظر می‌گیریم؛ به گونه‌ای که تعداد لایه‌ها و ضخامت لایه اول معلوم باشد. ضخامت لایه‌های بعدی با فاکتور معینی افزایش می‌یابد؛ تا به عمق دلخواه برسیم برای همه لایه‌ها مقاومت ویژه یکسان در نظر گرفته می‌شود.

عمل بهبود پیدا کردن عدم برازش از تکراری تا تکرار بعدی تا زمانی که مینیمم به دست آید می‌تواند انتظار رود. فرآیند مدل‌سازی به این نحو است که قبل از وارون‌سازی داده‌ها، مدل D^+ (Parker 1980) بر روی داده‌های هر سونداژ، قبل از هرگونه مدل‌سازی اعمال می‌شود تا بهترین برازش بر روی داده‌های مشاهده‌ای انجام شود و اعوجاجاتی که در اثر حضور نوفه در منطقه بر روی داده‌ها ایجاد می‌شود، کمتر



شکل ۷: مقادیر چولگی، بیضی‌وارگی، چولگی حساس به فاز و اندیس‌های وزنی نرمال برای ایستگاه‌های ۲۵، ۴۱، ۳۶، ۶۰، ۳۵.



شکل ۸: نتیجه مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام و پارامتری برای داده‌های مد میانگین ۴ ایستگاه منطقه بوشلی همراه با داده‌های مقاومت ویژه و فاز ظاهری (نقاط) و پاسخ مدل (منحنی).

شده است؛ تا بهترین مدل که ناشی از بهترین سازش بین هموارشدگی فضایی و عدم برازش RMS است به دست آید. برای رسیدن به مدلی که هم خطای هدف را تأمین کند و هم به اندازه کافی هموار باشد مقادیر مختلفی از τ آزمایش شد. با افزایش τ مدل هموارتر خواهد شد؛ تا جایی که به $\tau=10$ می‌رسیم. به ازای مقادیر بیشتر از این مقدار ($\tau > 10$) تغییری در هموارشدگی مدل حاصل نشد و مدل دوبعدی به دست آمده با مقدار $\tau=10$ به عنوان جواب مطلوب از وارون‌سازی منظور شد.

با توجه به دوبعدی بودن ساختارهای زیرسطحی منطقه مورد مطالعه، بعد از انجام تصحیح جابجایی ایستا، داده‌های مقاومت ویژه و فاز سونداژهای MT با روش وارون‌سازی گرادیان مزدوج غیرخطی به کمک نرم‌افزار WinGLink به مدل ژئوالکتریکی دوبعدی تبدیل شده‌اند. در این روش مدل‌سازی، شبکه پارامترهای مدل و محاسبات پیشرو تفاضل محدود یک شبکه نسبتاً ریز تعریف شده است. مدل اولیه برای شروع وارون‌سازی، یک نیم فضا با مقاومت ویژه ۱۰۰ اهم‌متر انتخاب شده است. بیش‌ترین اختلاف توپوگرافی در طول پروفیل مورد نظر در حدود ۲۰۰ متر است؛ بنابراین برای انجام تصحیح توپوگرافی این پارامتر در مدل‌سازی منظور شده است. داده‌های ورودی مقاومت ویژه ظاهری و فاز برای حالت ترکیبی (Joint) از هر دو مد (TE+TM) در گستره فرکانسی ۰/۱ تا ۱۰۰ هرتز هستند؛ یعنی در ۴ دهه فرکانسی و در هر دهه ۱۰ فرکانس

تجربه نشان می‌دهد مدل‌سازی یک‌بعدی داده‌ها در حالت مد میانگین (Invariant) اطلاعات کمی خوبی از ساختارهای منطقه در اختیار قرار می‌دهد. در واقع این مقدار میانگینی از مقاومت ویژه و یا فاز هر دو مُد قطبش است؛ که به کمک امیدانس متوسط محاسبه می‌شود (Park, and Livelybrooks, 1989). در این مطالعه برای مدل‌سازی داده‌های MT از داده‌های مد میانگین استفاده شده است. در شکل ۸ پاسخ مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام برای مد میانگین خطوط پرننگ، مدل‌سازی پارامتری قسمت‌های هاشور خورده و داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز هموار شده نشان داده شده‌اند (زینال پور و همکاران، ۱۳۹۳).

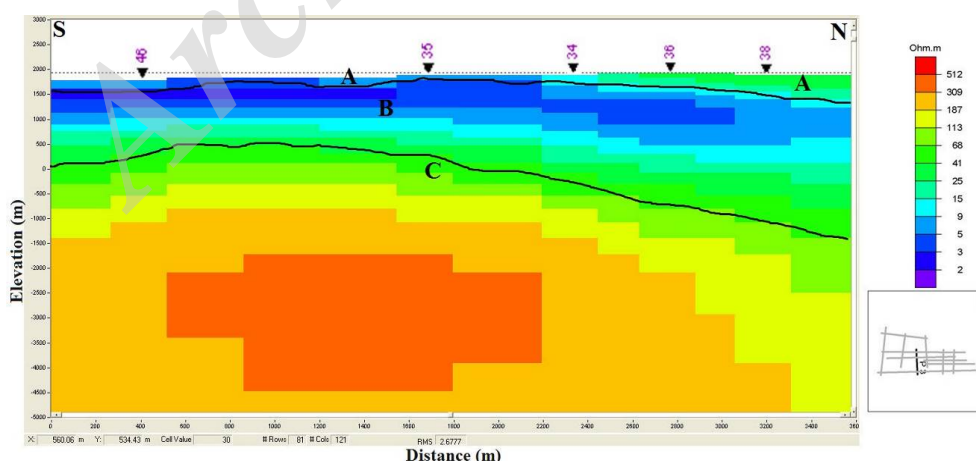
روش مورد استفاده برای مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها، روش وارون‌سازی هموار دوبعدی رودی و مکی (Rodi and Mackei, 2001) بود. این روش بر پایه الگوریتم گرادیان مزدوج غیرخطی (NLCG) استوار است. در این روش تلاش برای حداقل کردن تابع هدف است؛ که در واقع مجموع خطاهای نرمال شده داده‌ها و همواری مدل است (فندی، ۱۳۸۶؛ قائدرحمتی، ۱۳۹۲). کد وارون‌سازی MT به وسیله کمینه کردن تابع هدف یک مدل هموار تولید می‌کند. در این روش هم، تعادل (Trade-off) بین عدم برازش داده‌ها و همواری مدل به وسیله پارامتر منظم‌سازی کنترل می‌شود. الگوریتم وارون‌سازی انجام شده τ را به صورت اتوماتیک محاسبه نمی‌کند. بنابراین چندین وارون‌سازی با مقادیر مختلف برای τ انجام

همان‌طور که مقاطع دوبعدی ژئوالکتریک شکل ۹ تا ۱۱ نشان می‌دهند، در غالب پروفیل‌ها روند مقاومت ویژه زیاد در سطح (قسمت A) مشاهده می‌شود. این موضوع با توجه به اطلاعات نقشه زمین‌شناسی ممکن است به دلیل وجود سنگ‌های آندزیتی و ریولیتی آتشفشانی باشد. مقاومت ویژه کم در عمق ۵۰۰ تا ۱۵۰۰ متری (قسمت B) را می‌توان حضور آلتراسیون آرزیلیتی و وجود کانی‌های رسی اسمکتیت - زئولیت به عنوان پوشش مخزن تفسیر نمود. همچنین مقاومت ویژه زیاد (قسمت C) در عمق ۲۵۰۰ تا ۳۰۰۰ متری به عنوان منطقه مقاوم می‌تواند وجود توده‌های لاکولیتی با جنس داسیت و یا سنگ‌های آندزیتی و تراکی‌آندزیتی باشد؛ که به عنوان منبع داغ زمین گرمایی تفسیر می‌شود. نمایش تمامی پروفیل‌های شرقی - غربی و شمالی - جنوبی حاصل از مدل‌سازی دوبعدی در شکل‌های ۱۲ و ۱۳ آمده است. با توجه به گسترش جانبی پروفیل‌های شمالی - جنوبی در شکل ۱۲ شاهد تشکیل مناسب پوش رسی در زیر سه پروفیل P2، P3 و P4 با مقاومت ویژه زیر ۱۰ اهم‌متر و در زیر ایستگاه‌های ۴، ۱۷، ۳۵، ۳۹، ۴۰، ۴۴ و ۴۵ در عمق تقریبی ۱۰۰۰ متری هستیم. همچنین وجود منبع داغ زمین گرمایی احتمالی در زیر این سه پروفیل در بخش مرکزی متمایل به جنوب محدوده در عمق تقریبی ۲۰۰۰ متری قابل تفسیر است. نتایج مدل‌ها در پروفیل‌های شرقی - غربی در شکل ۱۳ نیز تأیید کننده موارد فوق است. به علاوه در پروفیل P9 دلیل تغییرات سریع مقاومت ویژه بین ایستگاه‌های ۱۵ و ۱۹ با توجه به اطلاعات نقشه زمین‌شناسی، می‌تواند وجود گسل باشد. همچنین مقاومت ویژه کم نشان داده شده در قسمت شرق پروفیل‌های P7 و P10 در بخش سطحی و افزایش مقاومت ویژه در عمق در این بخش می‌تواند احتمالاً به دلیل وجود آبرفت‌های کواترنری و سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و داسیتی در زیر این آبرفت‌ها باشد.

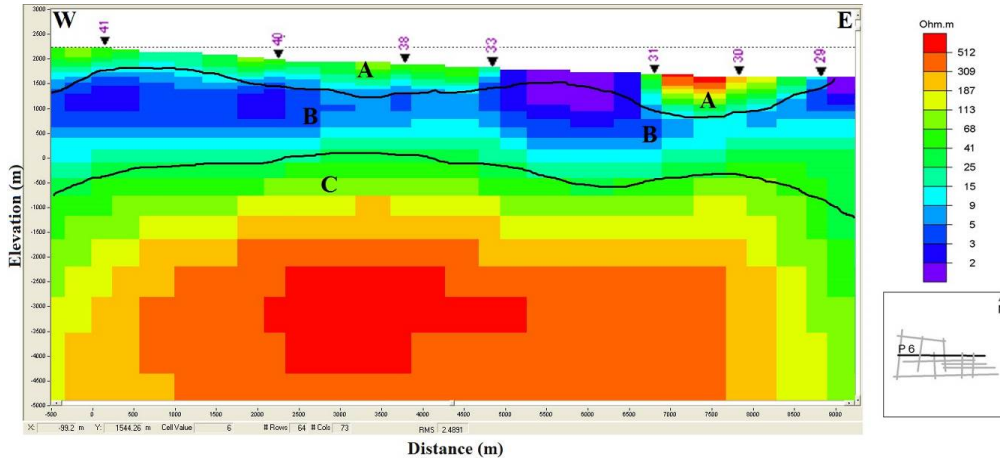
نمونه‌برداری منظور شده است؛ که میزان بهینه عددی بین ۶ تا ۱۰ برآورد شده است (Martí, 2006)، همچنین حداقل خطا برای مقاومت ویژه در وارون‌سازی ۱۰ درصد و برای فاز ۵ درصد در نظر گرفته شده است.

۷- تفسیر نتایج

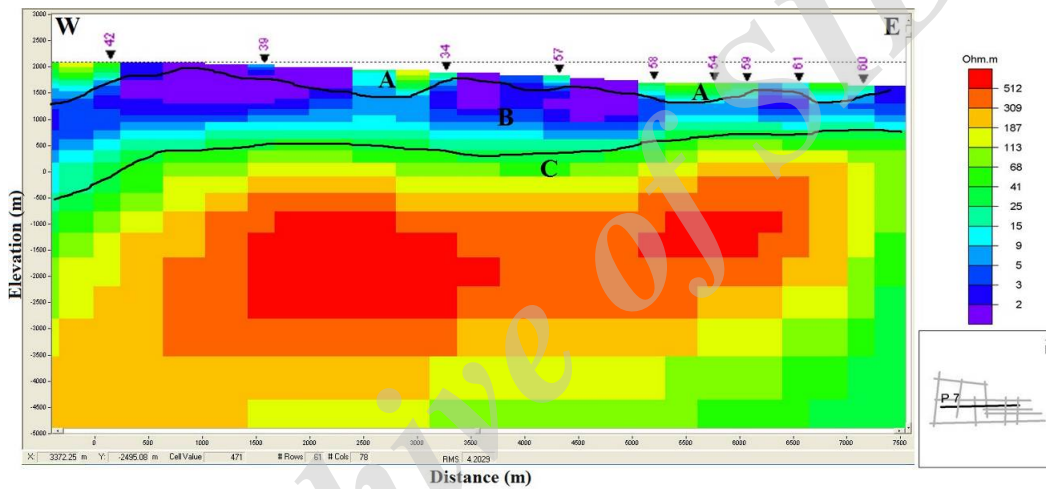
در مدل‌سازی‌های یک‌بعدی انجام شده، تطابق خوبی بین داده‌های مشاهده‌ای مقاومت ویژه و فاز و نتایج حاصل از مدل‌سازی یک‌بعدی هموار اوکام برای مد میانگین وجود دارد. این تطابق در فرکانس‌های بالاتر از ۱ هرتز (اعماق کم) بیشتر از فرکانس‌های کمتر از ۱ هرتز (اعماق زیاد) است؛ که به دلیل دوبعدی بودن اغلب ساختارهای ژئوالکتریکی زیرسطحی منطقه در فرکانس‌های کمتر از ۱ هرتز است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در اغلب ایستگاه‌ها در اعماق نزدیک سطح زمین ابتدا مقاومت ویژه ثابت، در اعماق متوسط کاهش و در اعماق بیشتر مقاومت ویژه افزایش یافته است. این امر احتمالاً نشان‌دهنده قرارگیری لایه‌های رسا در عمق ۳۰۰ تا ۱۰۰۰ متری است. این لایه دارای مقاومت ویژه کم، ۵ تا ۱۵ اهم‌متر می‌باشند. این لایه را که به عنوان ناحیه آلتراسیون اسمکتیتی تفسیر می‌شود؛ می‌توان به پوش رسی که در بالای منبع زمین گرمایی احتمالی قرار گرفته است و در اثر افزایش دما و دگرسانی کانی‌ها شکل می‌گیرد، نسبت داد. در زیر این پوش رسی، منطقه با مقاومت ویژه ۵۰ تا ۱۰۰ اهم‌متر با ضخامت ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر قرار دارد؛ که با توجه به مدل‌های مفهومی می‌تواند به عنوان منبع زمین گرمایی تفسیر شود. مدل‌سازی یک‌بعدی اطلاعات عمقی محدودی از ساختارهای زیرسطحی را نتیجه می‌دهد و با توجه به نتایج آنالیز ابعادی و دوبعدی بودن ساختارها، نمی‌تواند نتایج قابل اطمینانی را نشان دهد؛ اما به عنوان یک تفسیر مقدماتی استفاده شده است.



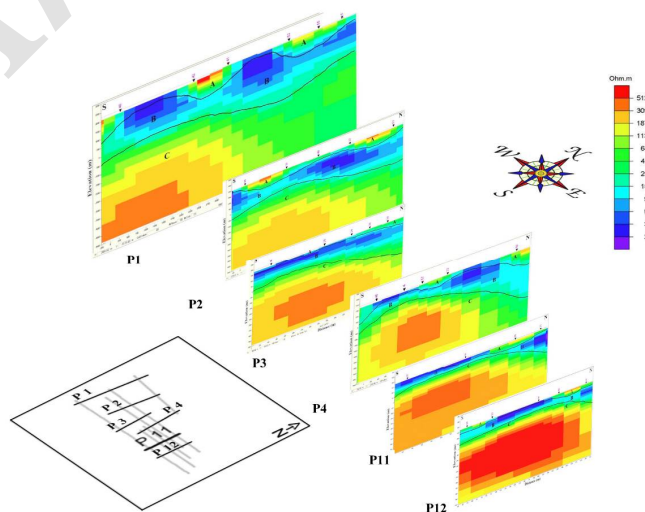
شکل ۹: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P3 (داده‌های دو مد TE و TM) منطقه بوشلی، A: منطقه با مقاومت ویژه زیاد سطحی نشان‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و داسیتی، B: منطقه با مقاومت ویژه کم نشان‌دهنده منطقه دگرسانی (سنگ پوش منبع زمین گرمایی)، C: منبع داغ در زیر و مخزن زمین گرمایی در روی آن.



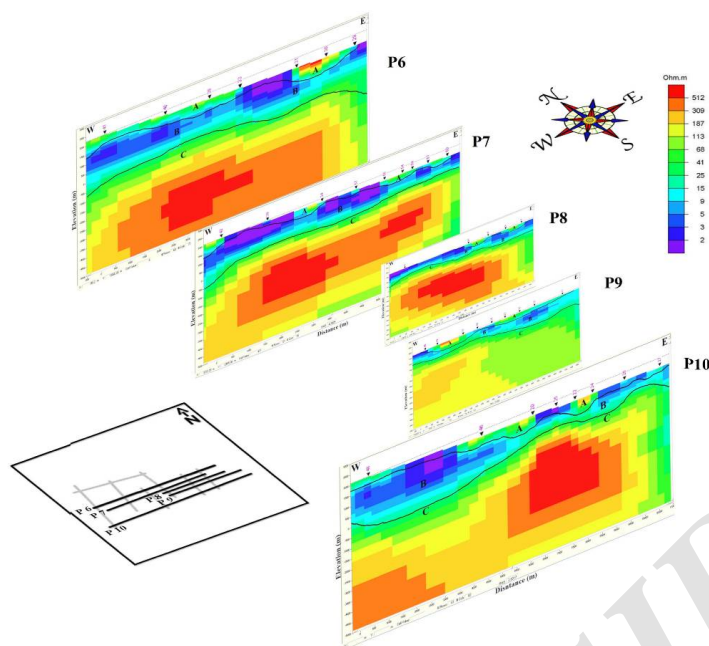
شکل ۱۰: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P6 (دو مد TE و TM) منطقه بوشلی، A: منطقه با مقاومت ویژه زیاد سطحی نشان‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و داسیتی، B: منطقه با مقاومت ویژه کم نشان‌دهنده منطقه دگرسانی (سنگ پوش منبع گرمایی)، C: منبع داغ در زیر و مخزن زمین‌گرمایی در روی آن.



شکل ۱۱: مقطع مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون هموار دوبعدی داده‌های مگنتوتلوریک پروفیل P7 (مد TE+TM) منطقه بوشلی، A: منطقه با مقاومت ویژه زیاد سطحی نشان‌دهنده سنگ‌های آتشفشانی ریولیتی و داسیتی، B: منطقه با مقاومت ویژه کم نشان‌دهنده منطقه دگرسانی (سنگ پوش منبع گرمایی)، C: منبع داغ در زیر و مخزن زمین‌گرمایی در روی آن.



شکل ۱۲: نمایش موازی مقاطع شمالی - جنوبی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون داده‌های دو مد TE و TM.



شکل ۱۳: نمایش موازی مقاطع شرقی - غربی مقاومت ویژه حاصل از مدل‌سازی وارون دوبعدی داده‌های دو مد TE و TM.

۸- نتیجه‌گیری

در این تحقیق تجزیه و تحلیل داده‌های مگنتوتلوریک منطقه بوشلی استان اردبیل با پردازش نسبتاً دقیق این داده‌ها، آنالیز ابعادی داده‌ها و مدل‌سازی وارون داده‌ها و تفسیر نتایج با استفاده از اطلاعات زمین‌شناسی مورد بحث قرار گرفت.

همدوسی بعضی از ایستگاه به خاطر وجود منشأهای نوفه فعال و غیرفعال در منطقه مورد مطالعه در تعدادی از فرکانس‌های هدف پایین بود؛ که برای جلوگیری از تأثیر منفی این فرکانس‌های تخریب‌شده بر نتایج مدل‌سازی و تفسیر داده‌ها، فرکانس‌هایی که دارای همدوسی پایین‌تر از ۰/۷ بودند غیرفعال شدند.

در نمودارهای مقاومت ویژه ظاهری بعضی ایستگاه‌ها در قسمت شرقی منطقه تطابق چندانی بین منحنی‌های مقاومت ویژه ظاهری XY و YX وجود ندارد و در نتیجه انتظار نمی‌رود که یک محیط یک‌بعدی در قسمت شرقی منطقه وجود داشته باشد. نتایج آنالیز ابعادی نیز این موضوع را تأیید می‌کند.

مقدار فاز مؤلفه‌های قطر فرعی تانسور امپدانس در حدود فرکانس‌های ۱ تا ۲۰ هرتز بیش از ۴۵ درجه می‌شود؛ بنابراین می‌توان یک محیط رسانا را در حدود فرکانس‌های ۱ تا ۲۰ هرتز تخمین زد؛ که این محیط رسانا با توجه به سایر نتایج می‌تواند بخش فوقانی مخزن زمین‌گرمایی احتمالی باشد.

آنالیز ابعادی ساختارهای ژئوالکتریکی زیرسطحی منطقه با استفاده از پارامترهای چولگی (اسکیو)، بیضی‌وارگی، چولگی حساس به فاز، اندیس‌های وزنی نرمال، بردارهای قطبی و تابع تیپر، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج نشان می‌دهد که ساختارهای زیرسطحی منطقه در اعماق کم اغلب یک‌بعدی در اعماق متوسط دوبعدی و در

اعماق زیاد غالباً دو و سه‌بعدی است.

وارون‌سازی هموار یک‌بعدی اوکام داده‌های مقاومت ویژه ظاهری و فاز تانسورهای امپدانس در اکثر ایستگاه‌ها کاهش مقاومت ویژه زیر ۱۰ اهم‌متر را در اعماق ۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متری نشان می‌دهد؛ که با توجه به اندازه مقاومت ویژه آن و شواهد زمین‌شناسی می‌توان آن را به وجود پوشش رسی در بخش فوقانی مخزن زمین‌گرمایی احتمالی در منطقه ارتباط داد.

تفسیر نتایج مقاطع دوبعدی مقاومت ویژه با تلفیق اطلاعات زمین‌شناسی صورت گرفته است. این نتایج نشان‌دهنده وجود یک سیستم زمین‌گرمایی است. بخش فوقانی این سیستم با یک منطقه با مقاومت ویژه حدود ۱۰ اهم‌متر به عنوان پوشش رسی مخزن به خوبی نشان داده شده است (منطقه B در مقاطع نشان داده شده در شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱). مخزن زمین‌گرمایی با مقاومت ویژه بیشتر، حدود ۱۰۰ اهم‌متر، در زیر این پوشش رسی قرار گرفته است (بخش فوقانی منطقه C نشان داده شده در مقاطع مقاومت ویژه شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱). همچنین مقاطع مقاومت ویژه به دست آمده از مدل‌سازی دوبعدی داده‌ها، موقعیت منبع داغ زمین‌گرمایی را در زیر مخزن زمین‌گرمایی، به خوبی نشان می‌دهند (بخش زیرین منطقه C نشان داده شده در شکل‌های ۹، ۱۰ و ۱۱ در عمق بیشتر از ۳۰۰۰ متر).

۹- مراجع

باباخانی، ع. و رحیم زاده، ف.، ۱۳۶۷، شرح نقشه زمین‌شناسی اردبیل، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۴، شماره ۲، ۱۳۹۷.

generating smooth models from electromagnetic sounding data, *Geophysics*, 52, 289-300.

deGroot-Hedlin, C. and Constable, S., 1990, Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, 55, 1613-1624.

Friedrichs, B., 2001, Mapros user guide, offline processing software for magnetotelluric time series, Metronix GmbH, Neue Knochenhaurstr.5, D-38100, Braunschweig, Germany.

Geosystem SRL, 2003, A guide to using WinG Link, Ver.2.1.1.

Kingston Morrison., 1998, Sabalan geothermal project: Review of existing data, Report No#2505-RPT-GE-003, Revision 0, Internal report prepared for SUNA.

Marti, A., 2006, A Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure, Ph.D. Thesis, University of Barcelona.

Metronix, 1993, PROCMT user guide, offline processing software for magnetotelluric time series, Metronix GmbH, Neue Knochenhaurstr.5, D-38100, Braunschweig, Germany.

Moradzadeh, A., 1998, Electrical imaging of the Adelaide Geosyncline using Magnetotellurics (MT), Ph.D. Thesis, Flinders University of South Australia.

Moradzadeh, A., 2012, A comparison of least squares and robust statistics methods for estimation of MT impedance tensor, 11th Iranian geophysics conference, Tehran, Iran.

Oskooi, B., Pedersen, L.B., Smirnov, M., Arnason, K., Eysteinnsson, H., Manzella, A. and the DGP working group, 2005, The deep geothermal structure of The Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150, 183-195.

Park, S.K. and Livelybrooks, D.W., 1989, Quantitative interpretation of rotationally invariant parameters in Magnetotellurics, *Geophysics*, 11, 1483-1490.

Parker, R.L., 1980, The inverse problem of electromagnetic induction: existence and construction of solutions based on incomplete data, *Journal of Geophysics*, 85, 4421-4428.

Rodi, W.L. and Mackie, R.L., 2001, Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion, *Geophysics*, 66, 174-187.

Simpson, F. and Bahr, K., 2005, Practical Magnetotellurics, Cambridge University press.

SKM, 2004, Geological report for well NWS-4, Revision 0, AP00079-RPT-GE-017.

زینال پور، ع.، مرادزاده، ع.، نجاتی، ع.، مصطفی‌نژاد، ج.ص. و پرخیال، س.، ۱۳۹۲، پردازش داده‌های مگنتوتلوریک منطقه زمین‌گرمایی بوشلی - جنوب سبلان، سی و دومین گردهمایی و نخستین کنگره بین‌المللی علوم زمین تهران.

زینال پور، ع.، مرادزاده، ع.، نجاتی، ع.، مصطفی‌نژاد، ج.ص. و پرخیال، س.، ۱۳۹۳، مدل‌سازی و تفسیر یک‌بعدی ساختارهای ژئوترمال منطقه بوشلی - جنوب سبلان، شانزدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران.

سازمان انرژی اتمی ایران، ۱۳۸۱، گزارش طرح اولیه زمین‌گرمایی بوشلی، مرکز توسعه انرژی‌های نو، بخش زمین‌گرمایی.

سانا، ۱۳۷۵، گزارش زمین‌شناسی ناحیه نیر (جنوب غرب شهرستان اردبیل)، شرح نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰.

سانا، ۱۳۹۲، گزارش روند پروژه‌های زمین‌گرمایی در ایران.

قائدرحمتی، ر.، ۱۳۹۲، تخمین بهینه پارامتر منظم‌سازی برای بهبود معکوس‌سازی دو و سه‌بعدی داده‌های مگنتوتلوریک، رساله دکتری، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

قائدرحمتی، ر.، مرادزاده، ع.، فتحیان‌پور، ن. و پرخیال، س.، ۱۳۹۲، مدل‌سازی معکوس سه‌بعدی داده‌های مگنتوتلوریک مصنوعی تولید شده بر اساس یک مدل مفهومی برای منابع زمین‌گرمایی، اولین کنفرانس ملی مهندسی اکتشاف منابع زیرزمینی شاهرود.

قندی، ر.، ۱۳۸۶، ارائه روشی برای کاهش اثرات ناهمگنی‌های سطحی روی داده‌های مگنتوتلوریک و مدل‌سازی داده‌های آن، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود.

Arnason, K., Karlsdottir, R., Eysteinnsson, H., Flovenz, O.G. and Gudlaugsson, S.T., 2000, The Resistivity Structure of High-Temperature Geothermal Systems in Iceland, *Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan*, pp. 923-928.

Berdichevsky, M.N., Dmitriev, V.I. and Pozdnjakova, E. E., 1998, On two-dimensional interpretation of magnetotelluric soundings, *Geophysics. J. Int.*, 133, 585-606.

Boerner, D.E., Kurtz, R.D., Craven, J.A., Ross, G.M., Jones, F.W. and Davis, W.J., 1999, Electrical conductivity in the Precambrian lithosphere of western Canada, *Science*, 283, 668-670.

Cagniard, L., 1953, Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting, *Geophysics*, 18, 605-635.

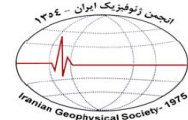
Constable, S.C., Parker, R.L. and Constable, C.G., 1987, Occam's inversion: A practical algorithm for

Yousefi, H., Ehara, S. and Noorollahi, Y., 2007, Geothermal potential site selection using GIS in Iran, In Proceedings of the 32nd workshop on geothermal reservoir engineering, Stanford University, Stanford, California, pp. 174-182.

Vozoff, K., 1991, The Magnetotelluric Method, in Electromagnetic Methods in Applied Geophysics, M.N. Nabighian, Ed. (SEG, Tulsa), Vol. 2, Chapter 8, pp. 641-707.

Wannamaker, P.E., Hohmann, G.W. and Ward, S.H., 1984, Magnetotelluric responses of three-dimensional bodies in layered earths, Journal of Geophysics, 49, 1517-1533.

Archive of SID



Exploration of geothermal resources using MT data in Bushli area- Sabalan, northwest of Iran

Aref Zainalpour¹, Reza Ghaedrahmati^{2*}, Ali Moradzadeh³ and Mohamadreza Rahmani⁴

1- PhD. Candidate, Department of Mining, Bahonar University of Kerman, Kerman, Iran

2- Assistant Professor, Department of Mining, Lorestan University, Lorestan, Iran

3- Professor, School of Mining, College of Engineering, University of Tehran, Tehran, Iran

4- Geology Ph.D., Head of Renewable Energy Organization of Iran, Tehran, Iran

Received: 14 October 2016; Accepted: 13 June 2017

* Corresponding author: ghaedrahmati.r@lu.ac.ir

Keywords

**Bushli Area Sabalan
Data Processing
Apparent Resistivity and Phase
Data
Magnetotelluric Method
Geothermal Reservoir
One- and Two-Dimensional
Inversion**

Extended Abstract

Summary

The exploration of geothermal resources in the Bushli area of Ardebil Province utilizing magnetotelluric (MT) data is presented in this paper. This study is performed on 60 MT stations in an area surface of 90 square kilometers of Bushli area, located in southeast of Nir district. The data has been processed using algorithms based on robust methods, which are resistant to noise. After that, dimensionality analysis has been applied to the MT data having appropriate limits of frequencies related to all stations. Considering dimensionality analysis results, the regional structures are mostly identified as two-dimensional structures with north - south strike direction. Regional

structures have been interpreted following one dimensional (1D) and two dimensional (2D) inverse modeling applied on the data. The results of 1D and 2D inverse modeling integrated with geological data indicate that the upper part of the geothermal reservoir is composed of a low resistivity area at the depth of 500 to 2000 meters. Final results have shown that the location of the geothermal reservoir extends to the southern parts of the study area.

Introduction

MT method is an electromagnetic (EM) method that uses natural EM fields, generated from Earth's magnetosphere for mapping deep subsurface structures. This method plots the electrical conductivity distribution beneath the earth surface by recording vertical and horizontal components of magnetic and electric fields from ground surface. High penetration depth of EM fields in MT method has made it applicable to deep target explorations such as geothermal and hydrocarbon resources. Hence, due to these options, this method has special status among other geophysical methods. Preliminary studies on the geology of Bushli area, which is located in southwest of Nir and Sareyn hot springs, have shown a relatively good potential for geothermal resources in this area that could be a preferred alternative for fossil fuels and future energy supply.

Methodology and Approaches

MT method is widely utilized for surveying geothermal areas. In thermal areas, the electrical resistivity is extremely lower than that of areas with colder subsurface temperature. The selected MT survey lines are located in the area crossing over the hydrothermally altered zones and different geological structures. The data was acquired along 12 survey lines crossing the Bushli hot springs with a total of 60 MT stations in a frequency range of 1000 Hz to 0.001 Hz. Spacing between MT stations was almost considered 500 m constantly, for a better resolution. At first, 60 MT sounding time series data were reviewed. Then, the acquired raw data were analyzed using methods resistant to noise (i.e. robust methods), and also, outlier elimination method in order to achieve high quality apparent resistivity and phase data at each desired frequency. Specialized software was utilized for this purpose such as Mapros for processing and WinGLink for 1-D and 2-D smooth inverse modeling. Mapros has plenty of different robust methods for processing, and the preferred processing procedure, used in this paper, was to use least squares weighted functions. The Rodi and Mackie computer code and Occam smoothing algorithm were also used for 2D inversion and forward modeling, respectively. This algorithm seeks the minimum possible structure model subjected to an appropriate fit for the data, and it uses a code for 2D inversion from Rodi and Mackie (2001) in a way that this algorithm searches simultaneously for the model with the lowest overall RMS misfit and the smallest lateral and vertical conductivity gradients

respectively. Apparent resistivity and phase data of TE+TM (joint) mode along each survey line were modeled in this study.

Results and Conclusions

Considering the results obtained from 2D inversion and the geological information, the following conclusions were acquired: the thick surface layer with resistivity of 100-500 ohm-m along the north-south survey lines was also observable along the west-east survey lines. In some stations, a very conductive layer was seen on top of the surface that could be interpreted as the top soil saturated by penetrated water. Below this layer, there was a decline of resistivity with depth observable along the whole survey lines. This conductive layer (<10 ohm-m), showing variable thicknesses along the profile, was most naturally interpreted as the limestone, related to late Permian, of Ruteh formation acting as system reservoir. Below this conductor, a very resistive zone (>250-300 ohm-m) was observed. This resistive and intrusive mass was interpreted as the bed rock zone and a heat source that was mostly formed from granite and granodiorite related to first age of geology with high enthalpy. According to the models and electrical vertical sections and also horizontal resistivity maps at different depths, the geothermal reservoir was designated at a depth of 2500 to 3000 meters. Furthermore, resistivity map showed that the location of the geothermal reservoir continued to the south of the area. This was probably due to the significant properties of eastern parts of the area like the existence of many faults as well as low height of this part of the area compared to neighboring parts that caused the appearance of numerous hot springs in the area.

Archive of SID