



وارون‌سازی مقید داده‌های RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان

مهدی محمدی ویژه^۱، بهروز اسکویی^{۲*}، مهرداد باستانی^۳ و توماس کالچوئر^۴

۱- دانشجوی دکتری؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۲- دانشیار؛ مؤسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران

۳- دانشیار؛ دانشگاه افسس و سازمان زمین‌شناسی سوئد

۴- دانشیار؛ دانشگاه افسس سوئد

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۱۲/۲۱؛ پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۰۷/۲۰

* نویسنده مسئول مکاتبات: boskooi@ut.ac.ir

چکیده

روش‌های رادیومگنتوتلوریک (RMT) و رادار نفوذی به زمین (GPR) از جمله روش‌های شناخته شده در مطالعه و اکتشاف آبهای زیرزمینی می‌باشند. روش RMT به منظور بررسی تغییرات مقاومت ویژه الکتریکی در ساختارهای زیرسطحی (عموماً کمتر از ۱۰۰ متر) مورد استفاده قرار می‌گیرد. همچنین از مقاطع پردازش یافته GPR، اطلاعات ساختاری با قدرت تفکیک بالا از اعماق کم زمین قابل اکتساب است. از این رو ترکیب اطلاعات به دست آمده از روش‌های فوق در مدل‌سازی آبخوان‌های زیر سطحی منجر به نتایج مفیدی خواهد شد. برای این منظور با تحلیل سرعت داده‌های نقطه میانی مشترک (CMP) و ترکیب روابط تجربی تاپ و آرچی، یک قید جدید به منظور وارون‌سازی داده‌های RMT معرفی شده است. برای ارزیابی وارون‌سازی مقید داده‌ها و مقایسه آن با تفسیر تلفیقی نتایج، یک آبخوان شناخته شده در شمال محدوده هبی (Heby) واقع در غرب شهر افسس (Uppsala) در سوئد در نظر گرفته شد. بر روی این آبخوان دو پروفیل با طول‌های ۸۷۰ و ۵۵۰ متر با روش‌های مذکور برداشت و مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهند که تفکیک نواحی اشباع و غیراشباع با ضخامت قابل توجه (بیشتر از ۱۰ متر)، در مقاطع RMT به خوبی صورت گرفته است. در این نواحی نتایج نشانگر انطباق مناسبی با مقاطع GPR است و تفسیر تلفیقی آنها منطقی به نظر می‌رسد. مشکل عمده مقاطع نهایی RMT در این شرایط، عدم نمایش مرزهای ناگهانی است؛ که به واسطه هموارسازی مدل در فرایند وارون‌سازی داده‌ها بوجود آمده است. با مشارکت دادن اطلاعات به دست آمده از مقاطع GPR در قالب ماتریس کواریانس مدل و اطلاعات پیشینی، وارون‌سازی مقید داده‌های RMT به خوبی هدایت شده است. به نحوی که سطح ایستایی در اعماق ۱۰ الی ۲۰ متری و به تبع آن ناحیه اشباع به خوبی آشکارسازی شده و منطبق به اطلاعات چاه می‌باشد. روش RMT به دلیل قدرت تفکیک پایین، قابلیت تفکیک نواحی اشباع و غیراشباع کم ضخامت را نداشته است؛ به نحوی که سطح ایستایی مربوط به یک آبخوان محلی در اعماق ۱۰ الی ۱۵ متری و به تبع آن ناحیه اشباع کم ضخامت به ویژه در مود دترمینان آشکارسازی نشده است. برای نشان دادن این موضوع، یک مدل مصنوعی مشابه با محیط مورد مطالعه نیز ارزیابی شد. به دلیل قدرت تفکیک متفاوت روش‌های RMT و GPR، تفسیر تلفیقی آنها در آشکارسازی آبخوان محلی گمراه کننده است. در چنین شرایطی، وارون‌سازی مقید داده‌های RMT با استفاده از مقاطع دورافت مشترک (common-offset(CO)) برخلاف قید معرفی شده، نا امید کننده بوده است. در صورتی که با استفاده از رویکرد ارائه شده و مشارکت دادن قیدهای سخت‌تر، آبخوان محلی آشکارسازی شده است.

واژگان کلیدی

آبهای زیرزمینی
دورافت مشترک
رادار نفوذی به زمین
رادیومگنتوتلوریک

قید
نقطه میانی مشترک
وارون‌سازی مقید

۱- مقدمه

تفسیر بالاخص زمانی که قدرت تفکیک آنها متفاوت باشد، بسیار گمراه کننده خواهد بود. از این رو در سال‌های اخیر الگوریتم‌های وارون‌سازی ترکیبی توسعه یافته است (Candansayar and Tezkan, 2008, Bastani et al., 2012, Kalscheuer et al., 2015, Gunther and Rucke, 2006). در این روش مجموعه داده‌های مختلف به صورت هم‌زمان وارون‌سازی می‌شوند؛ تا مدلی حساس به یک یا چند خاصیت فیزیکی را ایجاد نمایند. وارون‌سازی ترکیبی داده‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی با داده‌های بازتابی (لرزه نگاری بازتابی یا GPR) به راحتی امکان پذیر نیست. از این رو عموماً داده‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی با استفاده از اطلاعات موجود در مقاطع بازتابی به صورت مقید وارون‌سازی می‌شوند. برای مثال Zhou et al. (2014) اطلاعات ساختاری موجود در مقاطع GPR و لرزه نگاری بازتابی را به ترتیب در وارون‌سازی داده‌های مقاومت ویژه و MT بکار برده اند. آنها با استفاده از یک الگوریتم پردازش تصویر، ضرایب هموارسازی ۴ جهتی را در غالب ماتریس کواریانس مدل وارد وارون‌سازی داده‌های الکتریک و الکترومغناطیسی کرده‌اند. به این ترتیب در حین وارون‌سازی داده‌های مقاومت ویژه و MT هموارسازی با ضریب بزرگی در امتداد فصل مشترک‌های مشاهده شده در مقطع متناظر بازتابی و با ضریب کمتری در جهت عمود بر فصل مشترک‌های بازتابی انجام شده است. Yan et al. (2017) یک رویکرد جدید و موثر در وارون‌سازی داده‌های مگنتوتلوریک با استفاده از مقطع لرزه نگاری بازتابی ارائه کردند. به این ترتیب که در این روش، ضرایب هموارسازی افقی و عمودی هر سلول از مقطع مقاومت ویژه MT با استفاده از میزان تغییرات مکانی پوش رد لرزه نگاری در همان جهت بدست می‌آید. از این رو هموارسازی به صورت مؤثری در امتداد رویدادهای بازتابی و متناسب با میزان تغییرات پوش رد لرزه نگاری صورت می‌پذیرد. (Demirci et al. 2017) یک الگوریتم وارون‌سازی ترکیبی برای روش‌های مقاومت ویژه، رادیو مگنتوتلوریک و لرزه نگاری انکساری را توسعه داده‌اند. آنها با استفاده از تابع cross-gradient معرفی شده به وسیله (Gallardo and Meju 2004) و (Gallardo and Meju 2003) ارائه یک ماتریس وزن دهی جدید برای داده‌ها، روش‌های مذکور را به صورت هم‌زمان وارون‌سازی کرده‌اند. لازم به ذکر است که در این رویکرد هیچ نوع رابطه پتروفیزیکی مابین مقاومت ویژه و کندی سرعت لرزه‌ای وجود ندارد و تنها قید ساختاری مورد استفاده به این صورت تعریف می‌شود که تغییرات ناگهانی سرعت موج لرزه‌ای و مقاومت ویژه در مرزهای یکسان رخ می‌دهد. از این رو در صورتی که مرزی فقط در یکی از روش‌ها قابل تشخیص باشد، در مدل نهایی حاصل از وارون‌سازی ترکیبی نیز مشاهده می‌شود.

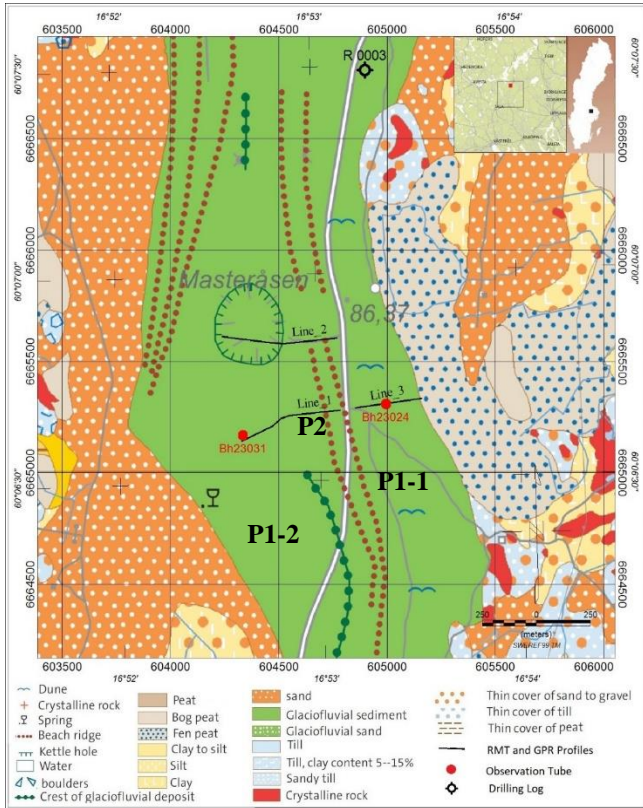
روش‌های ارائه شده به منظور وارون‌سازی مقید داده‌های الکتریکی با استفاده از مقاطع بازتابی (لرزه نگاری و GPR) با توجه به محاسن و قابلیت‌های مختلف دارای عیب عمده‌ای هستند. ایجاد مشکلات مصنوعی بر روی مقاطع نهایی حاصل از وارون‌سازی مقید را می‌توان به عنوان مهمترین نقطه ضعف آنها نام برد. این مساله از آنجا ناشی می‌شود که لزوماً تمام مرزهای بازتابی در مقاطع GPR ناشی از تباین بارز مقاومت ویژه

اکتشاف منابع آب زیرزمینی و بدست آوردن اطلاعات دقیق از مشخصات آبخوان به منظور بهره برداری و مدیریت آن یکی از چالش‌هایی است که آبشناسان با آن روبرو هستند. روش‌های ژئوفیزیکی از جمله مفیدترین ابزارها در بررسی‌های غیر مخرب بوده و می‌توانند اطلاعات پیوسته‌ای را از منابع آب زیرزمینی ارائه کنند (Juhlin et al., 2002, Kafri and Goldman, 2005, Ismail et al., 2011, Afshar et al., 2015). مطالعات الکتریکی و الکترومغناطیسی از جمله مهمترین راهکارها در مطالعات آب‌های زیرزمینی می‌باشند. از جمله مهمترین این روش‌ها می‌توان به روش‌های مقاومت ویژه، رادیو مگنتوتلوریک و GPR اشاره کرد. مقاومت ویژه بدست آمده از ساختارهای زیر سطحی که با استفاده از روش‌های الکتریکی یا الکترومغناطیسی بدست می‌آید، همواره نمایشگر دقیق ساختارهای زیر سطحی نیست (Doetsch et al., 2012, Siripunvaraporn and Egbert, 2000, Yan et al., 2017, Candansayar and Tezkan, 2006). این مساله به ویژه ناشی از قدرت تفکیک پایین روش‌های الکترومغناطیسی، عدم یکتایی جواب و اصل هم ارزی در وارون‌سازی داده‌ها می‌باشد (deGroot- Hedlin and Constable, 1990, Kalscheuer et al., 2010, Takougang et al., 2012, Yogeshwar et al., 2015). این مشکل در استفاده از روش رادیو مگنتوتلوریک به واسطه استفاده از گستره محدود فرکانس‌های مورد استفاده (۱۰-۲۵۰ کیلوهرتز) بسیار جدی‌تر است. استفاده از چنین باند فرکانسی در روش RMT قدرت تفکیک عمودی این روش را به ویژه در نزدیکی سطح کاهش می‌دهد (Demirci et al., 2017, Bastani et al., 2017, Candansayar and Tezkan, 2006).

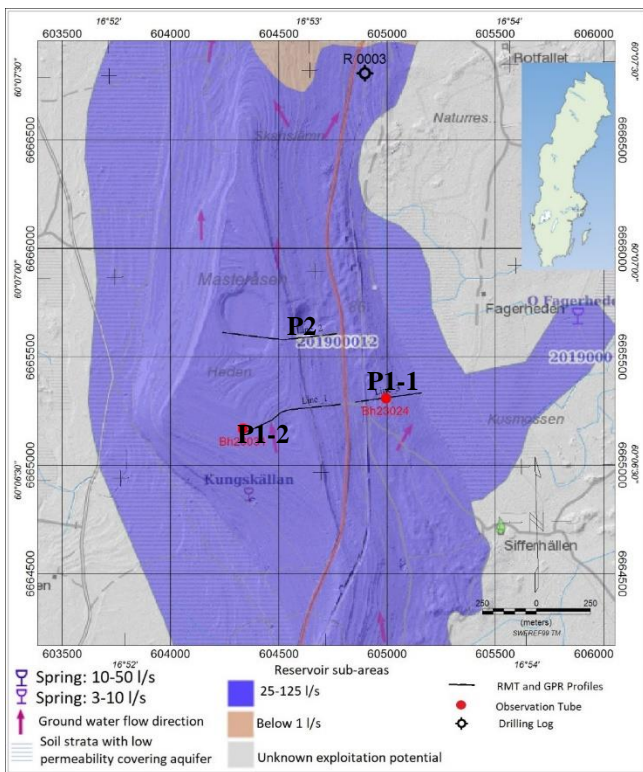
از دیگر روش‌های ژئوفیزیکی که به صورت گسترده‌ای در مطالعات آب شناسی مورد استفاده قرار گرفته، روش GPR می‌باشد (Doolittle et al., 1998, van Overmeeren, 2006). با استفاده از این روش ساختارهای موجود در زمین با قدرت تفکیک بالایی قابل آشکارسازی می‌باشند. علی‌رغم تمام قابلیت‌ها، استفاده از GPR در محیط‌های با رسانندگی الکتریکی بالا بی‌فایده است (محمدی ویژه و کامکار روحانی، ۱۳۹۰). هرچند استفاده از آن در سازندهای تمیز (شن و ماسه) و آب‌های شیرین معمولاً این مشکل حاد نیست؛ ولی حتی در این گونه محیط‌ها میرایی امواج در زیرسطح ایستایی زیاد بوده و به ندرت بازتابی از سنگ کف در مقطع GPR قابل مشاهده است.

با در نظر گرفتن محدودیت‌های موجود در هر یک از روش‌های ژئوفیزیکی، به نظر استفاده از اطلاعات مستقیم و یا دیگر روش‌های ژئوفیزیکی به منظور کاهش ابهام در تفسیر آنها اجتناب ناپذیر است. مطالعات متعددی در خصوص تلفیق نتایج حاصل از داده‌های مختلف ژئوفیزیکی در مطالعه آب‌های زیرزمینی صورت گرفته است (Afshar et al., 2015, Costabel et al., 2017, Perttu et al., 2011, Shah et al., 2008, Turesson, 2006, Yaramanci et al., 2002). با توجه به این که هر یک از روش‌های ژئوفیزیکی به مشخصه فیزیکی خاصی حساسیت نشان می‌دهند؛ این نوع

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.



شکل ۱: نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه (SGU) همراه با موقعیت پروفیل‌های برداشت، چاه‌های مشاهده‌ای و حفاری



شکل ۲: نقشه آبخوان محدوده مورد مطالعه (SGU) همراه با موقعیت پروفیل‌های برداشت، چاه‌های مشاهده‌ای و حفاری

نیستند و یا ممکن است پاسخ ناشی از میان لایه‌های نازک در یک محیط همگن باشند. از این رو در این تحقیق به منظور وارد کردن اطلاعات ساختاری و با استفاده از روابط پتروفیزیک موجود، برای وارون‌سازی مقید داده‌های RMT رویکرد جایگزینی ارائه شد. در این رویکرد از مقطع GPR تنها مرزهایی که در آنها تباین مقاومت‌ویژه به شکل محسوس مشاهده می‌شود، به عنوان قید وارد مساله وارون‌سازی داده‌های RMT می‌شوند. با استفاده از رویکرد ارائه شده اطلاعات ساختاری با قدرت تفکیک بالای بدست آمده از GPR برای اولین بار به عنوان قیدهای سخت و نرم در فرایند وارون‌سازی داده‌های RMT مشارکت داده می‌شوند. علاوه بر این نتایج حاصل از تفسیر تلفیقی روش‌های مذکور در مقایسه با وارون‌سازی مقید داده‌های RMT ارزیابی می‌شود. در نهایت وارون‌سازی با استفاده از قید معرفی شده در مقایسه با روش معمول وارون‌سازی مقید با استفاده از مقاطع GPR مورد بررسی قرار می‌گیرد؛ که هدف اصلی این مطالعه است.

۲- محدوده مورد مطالعه

محدوده مورد مطالعه در ۲۳ کیلومتری شمال هبی (Heby) و ۶۵ کیلومتری شمال غرب شهر اپسالا (Uppsala) در شرق کشور سوئد واقع شده است (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی، رسوبات سطحی این ناحیه شامل رسوبات یخچالی-رودخانه‌ای، ماسه‌های یخچالی-رودخانه‌ای، زغال‌سنگ نارس، توالی تخته سنگ و قله سنگ می‌باشد. در این محدوده مطالعات گسترده‌ای به منظور تهیه نقشه منابع آب زیرزمینی توسط شهرداری هبی صورت گرفته است. از مهمترین فعالیت‌های صورت گرفته می‌توان اندازه‌گیری‌های ژئوفیزیک با روش‌های GPR (در طول ۳۵ پروفیل) و لرزه نگاری (در طول ۱۷ پروفیل) اشاره کرد. علاوه بر این، اطلاعات ۱۳۲ چاه موجود تفسیر شده و همچنین حفاری‌های اکتشافی و مطالعه چاه‌های مشاهده‌ای در ۲۶ منطقه جدید و به طول کل ۵۶۷ متر صورت گرفته است. در این محدوده نمونه‌هایی از آب چاه‌های مشاهده‌ای برای آنالیز شیمیایی مطالعه شده است. هدف مورد مطالعه قسمتی از مخازن آب زیرزمینی شناخته شده از منابع آب شهرداری هبی است؛ که دارای آبدهی مناسبی است (شکل ۲). علاوه بر اطلاعات قبلی ژئوفیزیک، چاه‌ها و چشمه‌ها، عمق و نوع سنگ کف، انواع اطلاعات زمین‌شناسی و ... تعداد ۲ پروفیل با طول‌های ۸۷۰ و ۵۵۰ متر با استفاده از روش‌های GPR و RMT در این محدوده برداشت شد؛ که نتایج آن در این مطالعه مورد بررسی قرار خواهد گرفت. موقعیت این پروفیل‌ها با خطوط سیاه رنگ بر روی نقشه زمین‌شناسی و آب‌شناسی در شکل‌های ۱ و ۲ مشخص شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، این پروفیل‌ها بر روی رسوبات یخچالی-رودخانه‌ای قرار گرفته‌اند. حفاری‌های صورت گرفته در فاصله تقریبی ۵۰۰ متری الی ۱ کیلومتری از محدوده مورد مطالعه بر روی این رسوبات (واحد سبز رنگ)، توالی از رسوبات ماسه‌ای ریزدانه تا درشت دانه را در این واحد نشان می‌دهند.

۳- روش ها

۳-۱- RMT

روش های الکترومغناطیس با چشمه طبیعی نظیر مگنتوتلوریک (MT) عموماً به منظور به نقشه درآوردن تغییرات مقاومت ویژه پوسته زمین در اعماق زیاد مورد استفاده قرار می گیرند. با توجه به گستره فرکانس های مورد استفاده در MT، حتی مطالعات گوشته زمین نیز امکان پذیر است. چشمه طبیعی در این روش، جریان های الکتریکی موجود در یونسفر و اتمسفر هستند؛ که به ترتیب در ارتباط با فعالیت های خورشیدی و آذرخش می باشند. در صورتی که روش های الکترومغناطیس با منبع مصنوعی (نظیر VLF و RMT) عمدتاً برای مطالعات کم عمق استفاده می شود. به نحوی که امروزه استفاده از روش RMT در مطالعه آبهای زیرزمینی به خوبی توسعه یافته است (Bastani et al., 2012, Ismail et al., 2011, Perttu et al., 2012). در روش RMT نظیر روش VLF، فرستنده های رادیویی (دوقطبی های الکتریکی) واقع در فواصل دور به عنوان چشمه مورد استفاده قرار می گیرند. در این روش برخلاف روش VLF از آنتن های رادیویی با فرکانس های متفاوت (۱۰-۲۵۰ کیلوهرتز) که در جهات مختلفی پراکنده شده اند، به منظور اندازه گیری ها استفاده می شود. Pedersen et al. (2006) نشان دادند که توزیع این فرستنده ها در اروپا به نحوی است که برداشت داده های تانسوری RMT را به سهولت ممکن می سازد. از این رو قدرت تفکیک آن در مقایسه با روش VLF به مراتب بیشتر بوده و برای مطالعه ساختارهای کم عمق مناسب تر است. در اندازه گیری داده های RMT نظیر MT، دو مولفه افقی میدان الکتریکی ($e_x(t)$ و $e_y(t)$) و سه مولفه میدان مغناطیسی ($h_x(t)$ ، $h_y(t)$ و $h_z(t)$) به صورت همزمان اندازه گیری می شوند. فاصله دور فرستنده ها نسبت به عمق نفوذ این روش در فرکانس های مورد استفاده، امکان استفاده از شرایط موج تخت را برای تخمین توابع تبدیل الکترومغناطیس فراهم می سازد. به این ترتیب در حوزه فرکانس مولفه های میدان مغناطیسی و الکتریکی به صورت خطی و مطابق رابطه زیر به یکدیگر وابسته هستند (Pedersen, 1982).

$$\begin{bmatrix} E_x(f) \\ E_y(f) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(f) & Z_{xy}(f) \\ Z_{yx}(f) & Z_{yy}(f) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x(f) \\ H_y(f) \end{bmatrix} \quad (1)$$

که در رابطه فوق E و H به ترتیب تبدیل فوریه مولفه های الکتریکی و مغناطیسی، f ، فرکانس و Z تانسور امپدانس می باشد. تانسور امپدانس که شامل اطلاعاتی از تغییرات مقاومت ویژه زیرسطحی است؛ در هر فرکانس یک ماتریس مختلط 2×2 است. در حالت ایده آل در صورتی که محیط مورد بررسی دوبعدی باشد، با در نظر گرفتن جهت یکی از محورهای مختصات (به عنوان مثال x) در جهت امتداد ساختارها، مولفه های قطری تانسور امپدانس برابر صفر خواهد بود. به این ترتیب Z_{xy} امپدانس مود TE و Z_{yx} امپدانس مود TM را نشان می دهند. در شرایطی که زمین سه بعدی باشد و یا اطلاعات دقیقی از امتداد ساختارها وجود نداشته باشد، سعی بر این است که امپدانس موثر استفاده شود؛ که به صورت زیر تعریف می شود (Pedersen and Engels, 2005).

$$Z_{det} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (2)$$

ولی در خصوص زمین دوبعدی، وارون سازی همزمان مودهای TE و TM از قدرت تفکیک بالاتری برخوردار است. در نهایت با استفاده از امپدانس الکترومغناطیس در هر مود، فاز و مقاومت ویژه الکتریکی ظاهری از رابطه زیر قابل محاسبه است.

$$\rho_a(f) = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z(f)|^2 \quad (3)$$

$$\varphi = \tan^{-1} \left(\frac{Im(Z(f))}{Re(Z(f))} \right) \quad (4)$$

در رابطه فوق Im و Re به ترتیب نشان دهنده مولفه های حقیقی و موهومی المان های امپدانس، ω فرکانس زاویه ای و μ_0 تراوایی مغناطیسی خلاء می باشد. در نهایت فاز و مقاومت ویژه ظاهری بدست آمده، با روش های وارون سازی به مقاومت ویژه حقیقی ساختارهای زیر سطحی قابل تبدیل است. از روش های مدل سازی وارون و پیشرو که برای مطالعات عمیق (نظیر MT) توسعه یافته؛ می توان مستقیماً بر روی داده های کم عمق (نظیر RMT) بهره برد.

۳-۲- GPR

در روش GPR از امواج الکترومغناطیسی فرکانس بالا به منظور آشکار سازی ساختارهای زیرسطحی استفاده می شود. در محیط های کم اتلاف (با رسانندگی الکتریکی پایین) مانند شن و ماسه های خالص و همچنین محیط های غیر مغناطیسی، سرعت امواج الکترومغناطیس تنها تابعی از گذردهی دی الکتریک محیط زیرسطحی بوده و به صورت زیر تعریف می شود (Davis and Annan, 1989, Neal, 2004).

$$V = \frac{C_0}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (5)$$

در رابطه بالا C_0 سرعت موج الکترومغناطیس در هوا و ϵ_r گذردهی نسبی محیط نسبت به هوا می باشند. سرعت امواج الکترومغناطیس درون زمین در برداشت های GPR عموماً با برداشت های CMP محاسبه می شود و به منظور تبدیل مقطع زمانی به مقطع عمقی مورد استفاده قرار می گیرد. Dix (1955) نشان داد که می توان در برداشت های CMP با استفاده از سرعت میانگین (RMS) بدست آمده تا لایه های زیرسطحی، سرعت امواج در هر لایه را محاسبه نمود. از این رو با دانستن سرعت متوسط در هر لایه، می توان گذردهی دی الکتریک آن لایه را تخمین زد. Topp et al. (1980) نشان دادند که قسمت حقیقی ثابت دی الکتریک که در محیط های کم اتلاف همان گذردهی مؤثر است؛ عمدتاً به محتوی آب حجمی حساس بوده و ارتباط زیادی به نوع خاک و دانسیته آن ندارد (Knight, 2001). به این ترتیب رابطه تجربی مابین گذردهی دی الکتریک نسبی و محتوی آب به شکل زیر معرفی شد؛ که یکی از روش های مناسب برای تخمین محتوی آب می باشد (Topp et al., 1980, Garambois et al., 2002)

$$\theta_v = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} \epsilon_r - 5.5 \times 10^{-4} \epsilon_r^2 + 4.3 \times 10^{-6} \epsilon_r^3 \quad (6)$$

که در رابطه فوق θ_v محتوی آب حجمی است و در زیر سطح ایستایی تخمینی از تخلخل ارائه می دهد.

$$\theta_v = \varphi S_w \quad (7)$$

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

با استفاده از رابطه آرچی و محتوای آب بدست آمده، یک مدل دوبعدی مقاومت‌ویژه از ساختارهای زیرسطحی ساخته می‌شود. نتایج بدست آمده در قالب ماتریس کواریانس مدل و مدل پیشین در وارون‌سازی داده‌های RMT مورد استفاده قرار می‌گیرند. استفاده از مدل سرعت و تبدیل آن به یک مدل اولیه مقاومت‌ویژه تخمینی به عنوان قید نرم (soft)، وارون‌سازی را به خوبی هدایت می‌کند. به عبارت دیگر حتی استفاده از مدل‌های متفاوت اولیه که تنها مرزها و نسبت تغییرات مقاومت‌ویژه به درستی معرفی شده‌اند، وارون‌سازی را به نتایج مشابهی خواهد رساند. از این رو نگرانی خاصی در خصوص ماهیت تجربی روابط مورد استفاده و تخمین نادقیق پارامترهای آرچی احساس نمی‌شود. تخمین دقیق‌تر پارامترهای آرچی به ویژه زمان وارد کردن قیده‌های سخت (فریز کردن قسمتی از مقطع) در مقادیر اولیه مقاومت‌ویژه، بسیار با اهمیت است. علاوه بر این، همواره ابهاماتی در خصوص استفاده از روابط تجربی تاپ و آرچی در محیط‌های حاوی رس وجود دارد. با توجه به عمق نفوذ پایین روش GPR در حضور نهشته‌های رسی، این مساله خللی در استفاده از قید معرفی شده ایجاد نمی‌کند. به عبارت دیگر با گسترش رسوبات رسی استفاده از روش GPR امکان پذیر نیست. از این رو در صورتی که عمق نفوذ روش GPR استفاده از آن را ممکن سازد، به خودی خود فرض عدم حضور قابل توجه رسوبات رسی برقرار شده و به همین ترتیب امکان استفاده از رویکرد ارائه شده در کنار روش RMT وجود دارد.

۴- تفسیر تلفیقی داده‌ها

پروفیل ۱ به طول ۸۷۰ متر از دو قسمت شرقی (P1-1) و غربی (P1-2) در دو طرف جاده N67 تشکیل شده است (شکل‌های ۱ و ۲). P1-1 شامل ایستگاه‌های ۰ تا ۳۲۰ و P1-2 شامل ایستگاه‌های ۳۸۰ تا ۸۷۰ متری پروفیل می‌باشد. لازم به ذکر است که در فاصله ایستگاه‌های ۳۲۰ تا ۳۸۰ متری پروفیل به دلیل حضور احتمالی کابل‌ها و ساختارهای فلزی اطراف جاده و نوفه آنها، داده‌های RMT برداشت نشده‌اند. داده‌های RMT در طول این پروفیل با استفاده از دستگاه Enviro-MT دانشگاه ايسلا برداشت شده است (Bastani and Pedersen, 2001). فاصله ایستگاه‌های برداشت RMT در فاصله ایستگاهی ۰ تا ۶۳۰ متری پروفیل برابر ۱۰ متر و از فاصله ایستگاهی ۶۳۰ تا ۸۷۰ متری پروفیل برابر ۲۰ متر بوده است. در این منطقه با نسبت سیگنال به نوفه بزرگتر از ۹ تا ۱۰ دسیبل، حدود ۱۸ تا ۲۳ فرستنده برای قرائت داده‌های RMT موجود بوده است. داده‌ها با برانبارش ۲۰ اندازه‌گیری شده و سری‌های زمانی مولفه‌های الکتریکی و مغناطیسی به مقاومت ویژه و فاز تبدیل شده‌اند. سپس با استفاده از روش میانگین‌گیری باند (Band averaging) (Bastani and Pedersen, 2001)، ۹ فرکانس از ۱۴ تا ۲۲۶ کیلوهرتز به منظور وارون‌سازی داده‌های دوبعدی مورد استفاده قرار گرفت. در نهایت وارون‌سازی داده‌های RMT با استفاده از کد EMILIA (نسخه تغییر یافته REBOCC) صورت پذیرفت (Kalscheuer et al., 2008, Siripunvaraporn and Egbert, 2000). داده‌های CO با استفاده از آنتن ۵۰ مگاهرتز غیر پوششی Pulse EKKO،

۳-۳- وارون‌سازی مقید داده‌های RMT

در وارون‌سازی داده‌های RMT موضوع یافتن یک مدل بهینه $m = (m_1, m_2, \dots, m_M)^T$ است؛ که تابع هدفی به شکل زیر کمینه شود (Siripunvaraporn and Egbert, 2000, Yan et al., 2017).

$$U(m, \lambda) = \{(d - F[m])^T C_d^{-1} (d - F[m]) - Q_d^*\} + \lambda \{(m - m_r)^T C_m^{-1} (m - m_r)\} \quad (8)$$

که در قسمت اول رابطه فوق d برداری شامل N داده مشاهده‌ای صحرائی، $F[m]$ پاسخ مدل پیشرو، Q_d^* عدم برازش مطلوب داده‌ها و پاسخ مدل و C_d ماتریس کواریانس داده‌ها (دربگیرنده اطلاعاتی نظیر وزن دهی و عدم قطعیت داده‌ها) است؛ که عملاً ماتریسی قطری است. در قسمت دوم رابطه m_r مدل اولیه، C_m ماتریس کواریانس مدل و λ ضریب لاگرانژ می‌باشد. به علت عدم یکتایی جواب در مسائل وارون deGroot- Hedlin (1990) and Constable عملگر زبری را معرفی کردند؛ که می‌تواند جایگزین ماتریس کواریانس مدل در رابطه (۹) شود. آنها با این دید که تغییرات پارامترهای فیزیکی در درون زمین به صورت هموار تغییر می‌کند، این فرض را برای ساده‌سازی مساله در نظر گرفتند. این رویکرد در وارون‌سازی برخی مسائل ژئوفیزیک به صورت کارآمدی موثر بوده است؛ ولی در به نقشه درآوردن مرزهای ناگهانی عملاً ناموفق است.

در این مطالعه سعی بر این است که اطلاعات موجود در مقاطع GPR از طریق مدل اولیه و ماتریس کواریانس مدل، وارد فرایند وارون‌سازی داده‌های RMT شوند. از طرفی تمام ساختارهای موجود در مقطع CO لزوماً ناشی از تباین بارز مقاومت‌ویژه نیستند و در صورت وجود هم ممکن است در حد قدرت تفکیک روش RMT نباشند. از این رو سعی بر این است که تنها مرزهایی که در آنها مقاومت ویژه به صورت محسوسی تغییر می‌کند، در وارون‌سازی مقید داده‌های RMT مشارکت داده شوند.

مقاومت ویژه ساختارهای زیرسطحی در سازندهای تمیز (فاقد رس) توسط رابطه آرچی به صورت زیر بیان می‌شود (Archie, 1942, Ward, 1990).

$$\rho = \alpha \rho_w \varphi^{-m} S_w^{-n} \quad (9)$$

که در رابطه فوق ρ مقاومت‌ویژه توده سنگ α ، ضریب پیچایی ρ_w ، مقاومت‌ویژه آب (مایع داخل منافذ)، φ ، تخلخل، m ضریب سیمان شدگی، S_w میزان اشباع از آب و n توان اشباع از آب می‌باشد.

همان‌طور که از روابط (۶) و (۹) مشاهده می‌شود، مهمترین عامل کنترل کننده مقاومت‌ویژه و گذردهی دی الکتریک در رسوبات کم اتلاف، محتوای آب می‌باشد. از این رو قید ساختاری به این صورت تعریف می‌شود که تغییرات مقاومت‌ویژه و محتوای آب در مرزهای یکسانی رخ می‌دهد. برای پایه گذاری این قید از تحلیل سرعت داده‌های CMP همراه با ترکیب روابط تاپ و آرچی استفاده شد. به این ترتیب که مدل دوبعدی سرعت امواج الکترومغناطیس از کنار هم قرار دادن تحلیل یک بعدی داده‌های CMP در هر ایستگاه بدست می‌آید. سپس با تبدیل مدل سرعت به مدل دی الکتریک، مدل محتوای آب از طریق رابطه (۶) قابل اکتساب است. در نهایت

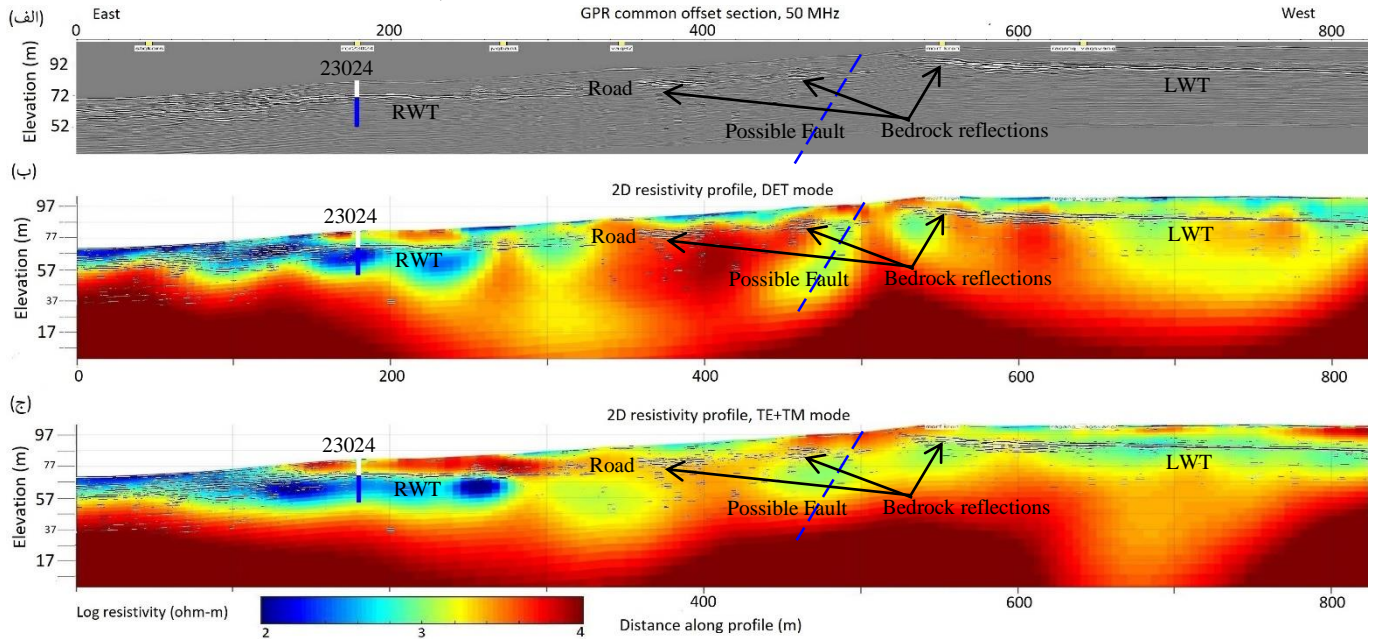
کف در قسمت غربی مقطع می‌باشد. این مساله احتمالاً ناشی از عملکرد گسلی است که در شکل ۳ با خط چین آبی رنگ مشخص شده است. علاوه بر بازتاب‌های ناشی از سطح ایستابی و اطلاعات چاه مشاهده‌ای، پاسخ‌های بازتابی ناشی از سنگ کف در این شکل به نمایش درآمده‌اند.

در شکل‌های ۳-ب و ۳-ج مقاطع مقاومت‌ویژه حاصل از وارون‌سازی داده‌های RMT به ترتیب برای مودهای دترمینان و TE+TM آمده است. با توجه به هدف مورد مطالعه که عمدتاً افقی است، وارون‌سازی داده‌ها با اعمال ضرایب ۵ و ۱ به ترتیب برای هموارسازی در جهات افقی و عمودی و با روش اکام صورت گرفت. برای مقایسه بهتر، بازتاب‌های بارز موجود در مقطع GPR در شکل ۳-الف بر روی این مقاطع آورده شده است. در شکل‌های ۳-ب و ۳-ج پاسخ ناشی از سطح ایستابی آب در فاصله ایستگاهی ۱۲۰ تا ۳۰۰ متری مقطع با دقت خوبی به نمایش درآمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، روش RMT به ویژه در مود TE+TM قدرت تفکیک بالاتری به منظور آشکارسازی سطح ایستابی آب دارد (Mehta et al., 2011, Ismail et al., 2017). با این وجود، در هر دو مقطع به ویژه در مود دترمینان، در فاصله ایستگاهی صفر تا ۱۵۰ متری پروفیل، سطح ایستابی به خوبی تفکیک نشده است. این مساله در خصوص سطح ایستابی محلی (LWT) بر روی تپه، بسیار حادتر و به شکلی است که در مود دترمینان اصلاً اثری از آن قابل تشخیص نیست. در مود TE+TM سطح ایستابی و به تبع آن ناحیه اشباع از آب به ویژه در فاصله ۷۵۰ متری تا انتهای پروفیل بهتر به نمایش درآمده است. امتداد پروفیل‌های برداشتی در این محدوده تقریباً در جهت عمود بر امتداد ساختارهای زمین‌شناسی بوده است (شکل ۱ و ۲)؛ از این رو نیازی به چرخش محورهای مختصات به منظور تصحیح مقادیر مقاومت‌ویژه و فاز بدست آمده از مودهای TE و TM احساس نمی‌شود. با این حال با توجه به ویژگی داده‌های مود دترمینان در عدم وابستگی به چرخش محورهای مختصات و تأثیر پذیری کمتر از ساختارهای سه بعدی (Pedersen and Engels, 2005) در شکل ۴ داده‌های مشاهده‌ای این مود، پاسخ مدل و عدم برازش آنها برای پروفیل ۱ به نمایش درآمده است. سلول‌های سفید رنگ داده‌هایی را نشان می‌دهد که به علت عدم کیفیت مناسب و یا تولید RMS بالا از فرآیند وارون‌سازی کنار گذاشته شده‌اند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، مابقی داده‌ها از برازش نسبتاً مطلوبی برخوردارند.

شرکت Sensors & software برداشت شد. به منظور حذف نوفه‌های پیشا و همچنین افزایش عمق نفوذ تا حداکثر ممکن، برداشت داده‌ها به صورت ایستا و با انبارش بالا صورت گرفته است. فاصله ایستگاه‌های برداشت در این پروفیل ۱ متر بوده و در فاصله ایستگاهی ۰ تا ۸۲۵ متری پروفیل اکتساب شده‌اند. در نهایت برداشت داده‌های CMP با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز غیر پوششی شرکت Mala و به فاصله ایستگاهی ۱۰ متر صورت گرفت.

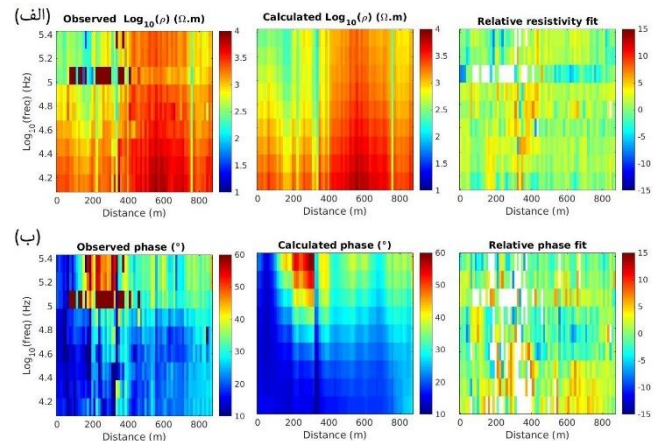
در شکل ۳ مقطع عمقی داده‌های CO همراه با مقاطع مقاومت ویژه حاصل از وارون‌سازی هموار داده‌های RMT در طول پروفیل ۱ آمده است. لازم به ذکر است که تنها ۸۲۵ متر ابتدایی پروفیل که داده‌های هر دو روش موجود بوده، آورده شده است. مقطع عمقی GPR (شکل ۳-الف) با استفاده از نرم‌افزار RelexW و با اعمال پردازش‌هایی نظیر فیلتر میان گذر، جابه جایی صفر زمانی، حذف مقدار زمینه، بهره اتوماتیک (AGC)، میانگین-گیری افقی و صحیح توپوگرافی به نمایش درآمده است. به منظور تبدیل عمقی از مدل سرعت به دست آمده از داده‌های CMP استفاده شد. از آنجایی که پراش و بازتاب‌های با شیب تند بارزی در این مقطع مشاهده نمی‌شود، از اعمال پردازش مهاجرت بر روی داده‌ها خودداری شده است (Fisher et al., 1992, Bradford, 2015). همان‌طور که مشاهده می‌شود، در مقطع GPR (شکل ۳-الف) دو بازتاب بارز تقریباً افقی، قابل تشخیص است. این بازتاب‌ها که با واژه‌های RWT و LWT مشخص شده‌اند، به ترتیب بازتاب‌های ناشی از سطح ایستابی آب ناحیه‌ای و محلی را نشان می‌دهند. چاه‌های مشاهده‌ای ۲۳۰۲۴ و ۲۳۰۲۵ که در ۱۸۰ متری این پروفیل واقع شده‌اند، حضور سطح ایستابی آب در این ناحیه را تأیید می‌کنند. سطح ایستابی دوم (LWT) در تراز ارتفاعی بالاتری از سطح ایستابی ناحیه‌ای قرار دارد. همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود، قسمت غربی این پروفیل و پروفیل ۲ بر روی تپه‌ای مرتفع‌تر از نواحی اطراف قرار گرفته‌اند. وجود چشمه کانگسگال (Kungsgallan) در ارتفاع ۸۷ متری در حاشیه این تپه و بالاتر از تراز ارتفاعی سطح ایستابی ناحیه‌ای (۶۵ تا ۷۰ متر)، حضور آب در این منطقه را تأیید می‌کند. علاوه بر این با بررسی ویژگی‌های پالس GPR (پلاریته و شدت دامنه) (محمدی‌ویژه و کامکار روحانی، ۱۳۹۲) و همچنین مقایسه آن با پالس GPR در ۱۸۰ متری مقطع، می‌توان از حضور آب در این ناحیه اطمینان حاصل کرد. دلیل جدایش سفره‌های آب در این ناحیه، می‌تواند ناشی از بالا آمدگی سنگ

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.



شکل ۳: مقطع عمقی پردازش یافته داده‌های CO با استفاده از آنتن ۵۰ مگاهرتز غیر پوششی (الف)، مقاطع مقاومت‌ویژه حاصل از وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مود درمیان (ب) و مود TE+TM (ج) همراه با بازتاب‌های بارز CO برای پروفیل ۱.

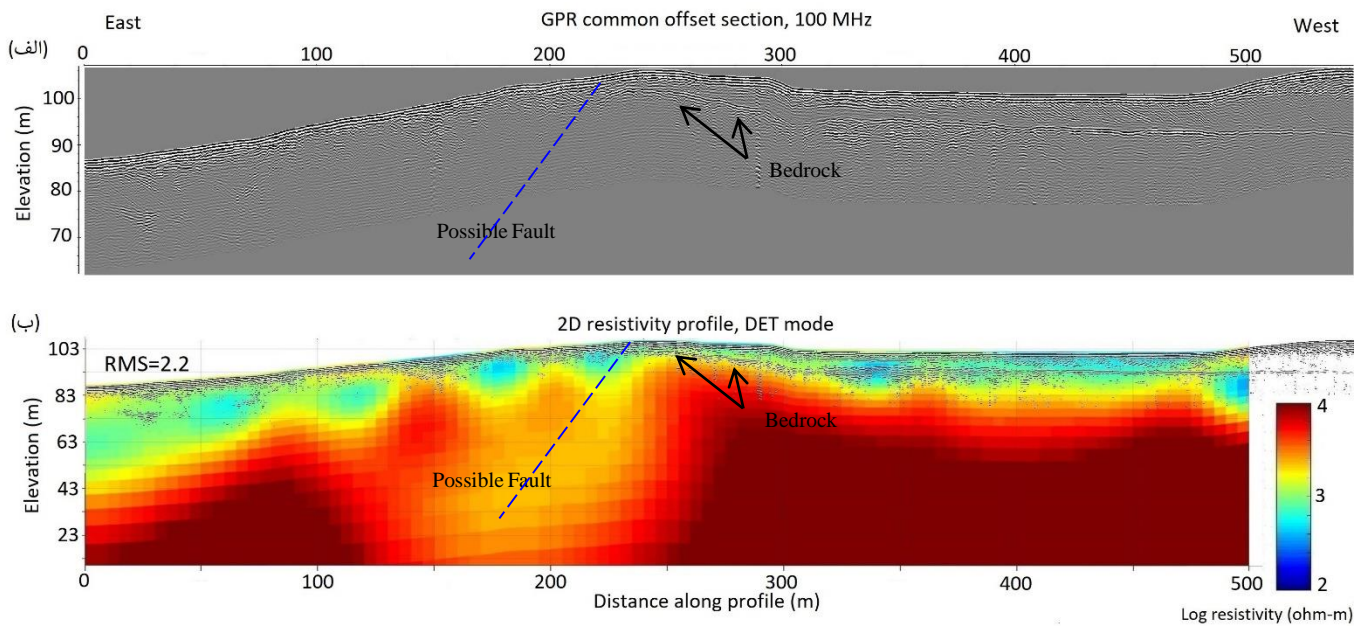
داده‌ها از نرم‌افزار یکسان و روال پردازشی مشابه با پروفیل ۱ استفاده شد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، این مقاطع نیز بسیار شبیه به مقاطع متناظر در قسمت دوم پروفیل ۱ (شکل ۳-الف) می‌باشند. این مساله از آنجا ناشی می‌شود که یک سفره آب محلی بر روی تپه محصور شده است. گسل احتمالی (خط چین آبی رنگ) در مقاطع مربوط به هر دو پروفیل و تغییرات ناگهانی توپوگرافی (شکل ۲) در سطح زمین در یک امتداد مشاهده می‌شوند. سطح ایستایی آب همانند پروفیل ۱ ولی در تراز ارتفاعی بالاتر به خوبی در مقطع CO قابل تشخیص است. با در نظر گرفتن تراز ارتفاعی آب در محل پروفیل ۲ (۹۲ متر)، پروفیل ۱ (۸۸ متر) و چشمه کانگسگالن (۸۶ متر) و موقعیت نسبی آنها در شکل ۲، جهت حرکت آب زیرزمینی در این آبخوان محلی قابل استنباط است. جهت حرکت آبهای زیرزمینی در این آبخوان بر خلاف جهت آن در آبخوان ناحیه‌ای و به سمت جنوب است؛ که باید در نقشه مربوطه در شکل ۲ اصلاح شود. همان‌طور که در شکل ۵-ب مشاهده می‌شود، سطح ایستایی و به تبع آن ناحیه اشباع، همانند قسمت غربی پروفیل ۱ در مود درمیان آشکارسازی نشده است. ناحیه اشباع از آب، تنها در قسمت انتهایی پروفیل در فاصله ایستگاهی ۴۷۰ تا ۵۰۰ متری به دلیل افزایش ضخامت رسوبات غیر اشباع قابل تشخیص است. با توجه به بالاترین فرکانس مورد استفاده در روش RMT (۲۲۶ کیلوهرتز)، مقاومت‌ویژه بالای رسوبات غیر اشباع و به تبع آن عمق پوسته بزرگتر (Candansayar and Tezkan, 2008)، باعث درهم آمیختگی لایه اول و دوم شده است. در صورتی که با افزایش ضخامت رسوبات در انتهای پروفیل، ناحیه اشباع تفکیک می‌شود. در شکل ۶ داده‌های برداشتی، پاسخ مدل و عدم برازش آنها برای مود درمیان این پروفیل به نمایش درآمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، به غیر از داده‌های حذف شده مابقی آنها از



شکل ۴: داده‌های مشاهده‌ای، پاسخ مدل و برازش نسبی داده‌های مقاومت‌ویژه (الف) و فاز (ب) داده‌های مود درمیان پروفیل ۱

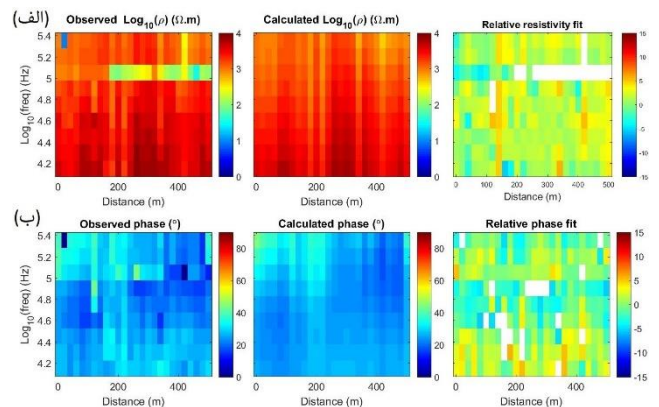
پروفیل ۲ به طول ۵۵۰ متر تقریباً موازی با قسمت غربی پروفیل ۱ و به فاصله تقریبی ۳۰۰ متر از آن در نظر گرفته شد (شکل‌های ۱ و ۲). داده‌های RMT در ۲۶ ایستگاه همانند پروفیل ۱ ولی با فاصله ایستگاهی ۲۰ متر از فاصله صفر تا ۵۰۰ متری پروفیل، برداشت شد. برخلاف پروفیل ۱، برداشت داده‌های CO با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز غیر پوششی شرکت Mala صورت گرفته است. داده‌ها به صورت پیوسته و با فاصله ایستگاهی ۲۰ سانتیمتر برداشت شده‌اند. برداشت داده‌های CMP نیز از با استفاده از همین آنتن و به ازاء هر ۵۰ متر در فاصله ایستگاهی ۰ تا ۲۵۰ متری پروفیل و به ازاء هر ۲۰ متر در فاصله ۳۰۰ تا ۴۸۰ متری پروفیل صورت گرفت. در شکل ۵ مقطع عمقی داده‌های CO همراه با مدل مقاومت‌ویژه حاصل از وارون‌سازی هموار داده‌های مود درمیان آمده است. به منظور پردازش

محمدی ویژه و همکاران / وارون سازی مقید داده های RMT با مقاطع GPR در مقایسه با تفسیر تلفیقی آنها در بررسی یک آبخوان ، صفحات ۲۵۳-۲۶۷
 برازش مطلوبی برخوردارند.



شکل ۵: مقطع عمقی پردازش یافته داده های CO با استفاده از آنتن ۱۰۰ مگاهرتز غیر پوششی با مقیاس عمقی بزرگتر (الف) و مقطع مقاومت ویژه حاصل از وارون سازی دوبعدی داده های مود دترمینان همراه با بازتاب های بارز CO (ب) برای پروفیل ۲.

نیز با کد EMILIA و با آلوده کردن آنها به ۵ درصد نوفه گوسی صورت گرفته است. داده های حاصل با استفاده از همین کد وارون سازی شده و نتایج حاصل در شکل ۷ به نمایش درآمده است. در این شکل مقطع دوبعدی مقاومت ویژه مدل مصنوعی به همراه مقاطع حاصل از وارون سازی دوبعدی داده های مود دترمینان و TE+TM آورده شده است. در قسمت راست مدل مصنوعی (شکل ۷-الف) ناحیه مقاوم بالای سطح ایستایی دارای ضخامت تقریبی ۸ تا ۱۰ متری و آبخوان مربوطه دارای ضخامت ۲ تا ۳/۵ متری است. وارون سازی با استفاده از روش اکام و با ضرایب ۵ و ۱ به ترتیب برای هموارسازی داده ها در جهات افقی و عمودی صورت گرفته است. خطای کمینه مورد استفاده برای داده های مقاومت ویژه و فاز به ترتیب ۰/۶ و ۰/۳ برای تمام مودها می باشد. همان طور که انتظار می رفت، آبخوان ناحیه ای در فاصله ۰ تا ۷۰ متری پروفیل در مود TE+TM (شکل ۷-ب) نسبت به مود دترمینان (شکل ۷-ج) بهتر آشکار سازی شده است. با این حال در هر دو مدل آبخوان محلی کم ضخامت در فاصله ۳۰۰ متری تا انتهای پروفیل آشکار سازی نشده است. در شرایط واقعی به علت وجود محدودیت هایی نظیر عدم پوشش مناسب فرستنده های رادیویی، نسبت پایین سیگنال به نوفه، ناهمگنی های ۳ بعدی و عوامل دیگر، شرایط به مراتب حادث تر بوده و ممکن است، آشکار سازی آبخوان های با ضخامت بیشتر هم دچار مشکل شود. به عنوان مثال در محدوده مورد مطالعه عمده داده های مرتبط با فرکانس ۱۱۳ کیلوهرتز از کیفیت نامطلوبی برخوردارند و از فرایند وارون سازی کنار گذاشته شده اند (شکل های ۴ و ۶). از این رو استفاده از اطلاعات ثانویه به منظور همگرا کردن وارون سازی داده های RMT به مدل واقعی تر، ضروری به نظر می رسد.



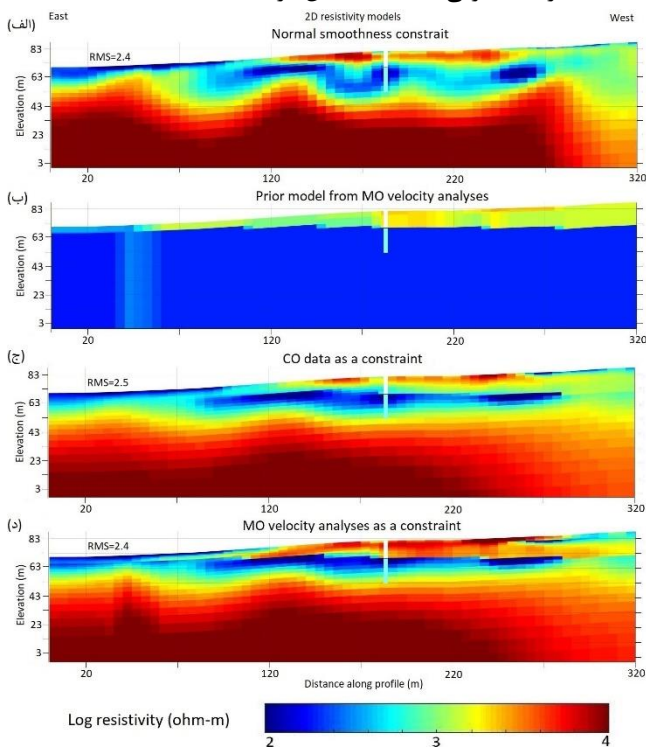
شکل ۶: داده های مشاهده ای، پاسخ مدل و برازش نسبی داده های مقاومت ویژه (الف) و فاز (ب) داده های مود دترمینان برای پروفیل ۲

۵- مدل مصنوعی

به منظور راستی آزمایی نتایج حاصل در تفسیر تلفیقی داده ها و ارزیابی قدرت تفکیک روش RMT در آشکار سازی نواحی اشباع از آب، یک مدل مصنوعی مشابه با عوارض زیر سطحی در طول پروفیل ۲ در نظر گرفته شد (شکل ۷). این مدل از دو لایه رسوبات ماسه ای و سنگ کف تشکیل شده است. قسمتی از رسوبات ماسه ای اشباع از آب بوده (پایین سطح ایستایی) و در بالای سطح ایستایی دارای درصد کمی از آب می باشد. به این ترتیب سه لایه با مقاومت ویژه مختلف یعنی ماسه های مرطوب، ماسه های اشباع از آب و سنگ کف (همانند محدوده مورد مطالعه) قابل تشخیص است. لازم به توضیح است که در قسمت مرکزی مدل همانند پروفیل ۲، بالا آمدگی سنگ کف سبب جدایش سفره های آب شده است. تولید داده های مصنوعی

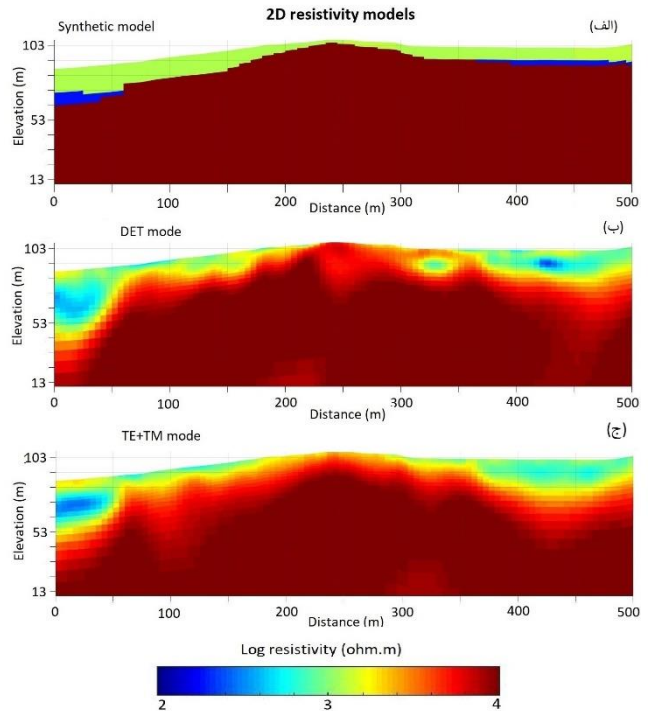
نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

متر بر نانوثانیه) دارند. این پدیده عمدتاً ناشی از حضور درصد قابل توجه آب در رسوبات نزدیک سطح می‌باشد. هرچند که وجود کمی از رسوبات ریزدانه رسی و سیلتی نیز در این ناحیه دور از انتظار نیست. این امر از توپوگرافی محدوده مطالعه و به تبع آن جهت جریان آبهای سطحی و زیرسطحی به سمت این ناحیه ناشی شده است. وجود چشمه فاگرهدن (Fagerheden) با فاصله حدود ۶۰۰ متری و در تراز ارتفاعی ۶۵ متری در قسمت شرقی این ناحیه، این مطلب را تأیید می‌کند. در شکل ۸-ج تنها مرز شاخص مشاهده شده از داده‌های CO، در وارون‌سازی مقید داده‌های RMT لحاظ شده است. در نهایت در شکل ۸-د وارون‌سازی مقید داده‌ها با استفاده از قید معرفی شده، به نمایش درآمده است.



شکل ۸: مقاطع مقاومت‌ویژه حاصل از وارون‌سازی دوبعدی هموار (الف)، قید ساختاری معرفی شده (ب) و وارون‌سازی مقید با مقطع CO (ج) و قید شکل ۸-ب (د) برای مود دترمینان پروفیل P1-1

همان‌طور که در شکل ۸ مشاهده می‌شود، سطح ایستابی آب در وارون‌سازی مقید داده‌ها به خوبی در مدل‌های ۸-ج و ۸-د آشکارسازی شده است. با این تفاوت که سطح ایستابی در قسمت‌های ابتدایی پروفیل (۰ تا ۱۰۰ متری) به خوبی در شکل ۸-ج قابل تشخیص نیست. این مساله از آنجا ناشی می‌شود که سطح ایستابی آب در این فاصله به خوبی در مقطع CO قابل تفکیک نیست. به عبارت دیگر به دلیل نزدیک بودن سطح ایستابی و وجود بازتاب‌های مختلف ناشی از توالی رسوبگذاری در این ناحیه، تشخیص سطح ایستابی در مقطع CO (شکل ۴-الف) از دیگر رویدادهای بازتابی به راحتی امکان پذیر نبوده است. از آنجا که تنها مرز با تباین بارز مقاومت ویژه از داده‌های CO در وارون‌سازی مشارکت داده شده‌اند، در شکل ۸-ج نیز سطح ایستابی به خوبی به نمایش درآمده است. با این حال

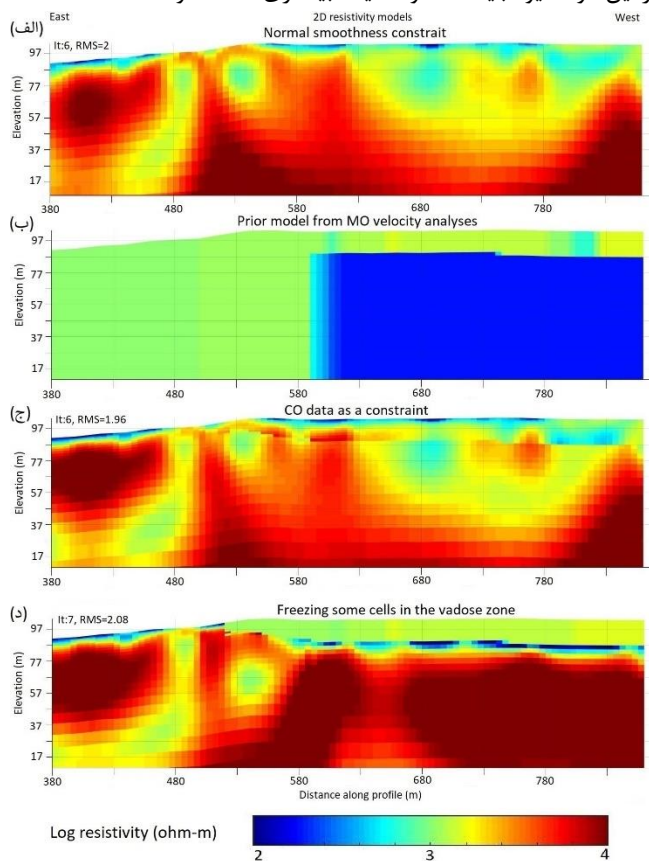


شکل ۷: مقطع دوبعدی مقاومت‌ویژه مدل مصنوعی (الف) و مقاطع حاصل از وارون‌سازی دوبعدی داده‌های مود دترمینان (ب) و TE+TM (ج)

۶- وارون‌سازی مقید

از آنجایی که داده‌های مود دترمینان از قدرت تفکیک پایین‌تری در مقایسه با مود TE+TM برخوردارند؛ برای نمایش تأثیر وارون‌سازی مقید، تنها داده‌های این مود مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین برای نمایش بیشتر جزئیات، قسمت‌های اول و دوم پروفیل ۱ به صورت جداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرند. در شکل ۸ نتایج حاصل از وارون‌سازی داده‌های مود دترمینان P1-1 به نمایش درآمده است. خطای کمینه مورد استفاده برای داده‌های مقاومت‌ویژه و فاز به ترتیب ۰/۰۹ و ۰/۰۳ بوده است. در شکل ۸-الف مقطع مقاومت‌ویژه حاصل از وارون‌سازی دوبعدی هموار داده‌های آن آورده شده است. در شکل ۸-ب مدل اولیه به دست آمده از تحلیل سرعت داده‌های CMP و قید معرفی شده، به نمایش درآمده است. به منظور پایه‌گذاری این قید با استفاده از اطلاعات گمانه‌های حفاری، چاه‌های مشاهده‌ای و آنالیز شیمیایی آب، مقادیر میانگین ۱، ۱/۵، ۲ و ۳۳ به ترتیب برای a ، m ، n و ρ_w در رابطه آرچی در نظر گرفته شد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، سطح ایستابی آب در این مقطع به مراتب بهتر از شکل ۸-الف به نمایش درآمده و منطبق به اطلاعات چاه‌های مشاهده‌ای ۲۳۰۲۴ و ۲۳۰۲۵ می‌باشد. علاوه بر این یک ناحیه با مقاومت‌ویژه پایین در سطح زمین و در فاصله صفر تا ۵۰ متری مقطع قابل تشخیص است. تحلیل سرعت بدست آمده از داده‌های CMP، سرعت امواج الکترومغناطیس در این ناحیه را بسیار پایین نشان می‌دهد. در شکل ۹ نمونه‌ای از تحلیل سرعت مزبور در ایستگاه ۲۰ آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، امواج الکترومغناطیس در رسوبات سطحی این ناحیه نیز سرعت پایینی (۰/۰۸)

۱۴ متری بوده و به تبع آن آبخوان محلی کم ضخامت به خوبی تفکیک شده است. لازم به ذکر است که در این شکل مقادیر مقاومت ویژه بیشتر سلول‌های مدل در لایه غیراشباع (بالای سطح ایستابی)، در فاصله ایستگاهی ۵۳۰ متری تا انتهای پروفیل به صورت اطلاعات پیشین در وارون سازی مشارکت داده شده‌اند. همان‌طور که انتظار می‌رفت، فریز کردن قسمت‌هایی از مدل، سبب بالارفتن RMS در مدل مقاومت ویژه شکل ۱۰-۱ شده است. این مساله از سلب درجه آزادی از مدل‌های فریز شده ناشی می‌شود. با وارد کردن قیدهای ناصحیح سخت در حین وارون سازی ممکن است مشکلات مصنوعی بر روی مدل نهایی ایجاد شود. لذا هنگام استفاده از این گونه قیود باید دقت و احتیاط بیشتری لحاظ شود.

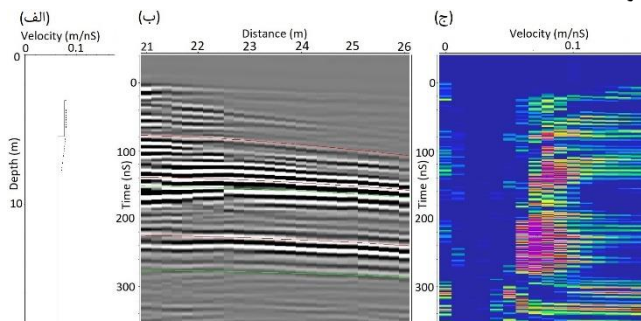


شکل ۱۰: مقاطع مقاومت ویژه حاصل از وارون سازی دوبعدی هموار (الف)، قید معرفی شده (ب)، وارون سازی مقید با مقطع CO (ج) و فریز کردن قسمتی از پارامترهای مدل با استفاده از قید شکل ۱۰-ب (د) برای مود دترمینان پروفیل P1-2

۷- نتیجه گیری

با وارون سازی مقید داده‌های RMT با استفاده از مقاطع GPR و همچنین تفسیر تلفیقی آنها، یک آبخوان شناخته شده در منطقه هبی سوئد مورد مطالعه قرار گرفت. نتایج حاصل از تحقیق نشان می‌دهند که سطح ایستابی آب در اعماق تقریبی ۱۰ الی ۲۰ متری و سایر فصل مشترک‌های رسوبی با دقت مناسبی با روش GPR آشکارسازی شده است. به دلیل افزایش رسانندگی رسوبات در زیر سطح ایستابی، عمدتاً آشکارسازی سنگ کف

در شکل ۸-د، سطح ایستابی آب در فاصله ۰ تا ۸۵ متری پروفیل با دقت بهتری آشکارسازی شده است. هرچند که در فواصل ابتدایی پروفیل (۰ تا ۴۰ متری) به دلیل کم عمق بودن سطح آب نیاز به وارد کردن قیدهای سخت‌تر در فرایند وارون سازی احساس می‌شود؛ تا مدل واقعی‌تری حاصل شود.



شکل ۹: مدل یک بعدی سرعت (الف)، برازش هذلولی‌ها (ب) و مقطع شباهت (semblance) آن (ج) در تحلیل سرعت داده‌های CMP در ایستگاه ۲۰ پروفیل ۱.

در شکل ۱۰ نتایج حاصل از وارون سازی داده‌های مود دترمینان P1-2 به نمایش درآمده است. خطای کمینه مورد استفاده برای داده‌های مقاومت ویژه و فاز به ترتیب ۰/۰۹ و ۰/۰۳ می‌باشد. در شکل ۱۰-الف مدل مقاومت ویژه حاصل از وارون سازی هموار داده‌ها آمده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، سطح ایستابی و آبخوان محلی در این مقطع اصلاً قابل تشخیص نیست. این مساله به خوبی قدرت تفکیک پایین روش RMT در نزدیک سطح را نمایان می‌سازد. شکل ۱۰-ب مدل اولیه مقاومت ویژه بدست آمده از قید ساختاری معرفی شده، آمده است. در این مقطع در نواحی که سطح ایستابی آب در داده‌های GPR مشاهده نمی‌شود، تنها اطلاعات مربوط به لایه اول در نظر گرفته شده است. به عبارت دیگر فرض بر این است که در این نواحی (۳۸۰ تا ۶۳۰ متری پروفیل) اطلاعاتی از حضور آب وجود ندارد. در شکل ۱۰-ج تنها مرز مشاهده شده در داده‌های CO، در وارون سازی مقید داده‌ها لحاظ شده است. هرچند با استفاده از داده‌های CMP از تغییر مقاومت ویژه در این مرز می‌توان اطمینان حاصل کرد؛ ولی نتیجه برخلاف شکل ۸-ج مطلوب نیست. این مقطع مثال خوبی از ناکارآمدی وارون سازی مقید روش‌های الکتریکی تنها با استفاده از اطلاعات ساختاری موجود در مقاطع بازتابی (لرزه نگاری و GPR) است. لذا باید در استفاده از این رویکرد که از روش‌های معمول در وارون سازی مقید داده‌های الکتریکی است، با احتیاط عمل نمود. لازم به ذکر است که RMS داده‌ها در این مقطع اندکی نسبت به مقطع شکل ۱۰-الف کاهش یافته است. این مساله به خوبی نشان می‌دهد که کاهش RMS داده‌ها، لزوماً به معنای بهبود نتایج وارون سازی نمی‌باشد. نهایتاً در شکل ۱۰-د وارون سازی مقید داده‌ها با فریز کردن قسمتی از پارامترهای مدل در مقادیر متناظر آنها در شکل ۱۰-ب نتیجه قابل قبولی ارائه کرده است. همان‌طور که در این مقطع مشاهده می‌شود، سطح ایستابی منطبق بر داده‌های GPR (شکل ۳-الف) در عمق تقریبی

آمده از دیگر روش‌ها خواهد بود.

۸- سپاس‌گزاری

از دانشگاه تهران برای حمایت مالی نویسنده اول در زمان اقامت در کشور سوئد، دانشگاه افسلا به عنوان میزبان فرصت مطالعاتی شش ماهه ایشان و سازمان زمین‌شناسی سوئد برای دسترسی به داده‌های مورد نیاز سپاسگزاری می‌شود. همچنین از دکتر حمزه صادقی، مهندس لورا اشمیت به منظور کمک در برداشت داده‌های صحرائی مورد نیاز و دکتر شونگو وانگ برای مشاوره در استفاده از کد وارون‌سازی قدردانی می‌شود.

۹- منابع

محمدی ویژه، م. و کامکار روحانی، ا.، ۱۳۹۰، بررسی ساختارهای مدفون نزدیک سطح زمین با استفاده از روش‌های GPR و مقاومت ویژه: یک مطالعه موردی، فصلنامه علمی-پژوهشی علوم زمین، ۲۰ (۸۰)، ۱۶۳-۱۷۰.

محمدی ویژه، م. و کامکار روحانی، ا.، ۱۳۹۲، آشکارسازی تأسیسات زیرسطحی و تحلیل مشخصه‌های تپ GPR، مجله ژئوفیزیک ایران، ۷ (۴)، ۱۱۷-۱۳۳.

Afshar, A., M. Abedi, G.-H. Norouzi, and M.-A. Riahi. 2015, Geophysical investigation of underground water content zones using electrical resistivity tomography and ground penetrating radar: A case study in Hesarak-Karaj, Iran. *Engineering Geology*, **196**, 183-193. doi: 10.1016/j.enggeo.2015.07.022.

Archie, G. E. 1942, The Electrical Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics. doi: 10.2118/942054-G.

Bastani, M., J. Hübert, T. Kalscheuer, L. B. Pedersen, A. Godio, and J. Bernard. 2012, 2D joint inversion of RMT and ERT data versus individual 3D inversion of full tensor RMT data: An example from Trecate site in Italy. *GEOPHYSICS*, **77**, no. 4, WB233-WB243. doi: 10.1190/geo2011-0525.1.

Bastani, M., and L. B. Pedersen. 2001, Estimation of magnetotelluric transfer functions from radio transmitters. *GEOPHYSICS*, **66**, no. 4, 1038-1051. doi: 10.1190/1.1487051.

Bradford, J. H. 2015, Reverse-time prestack depth migration of GPR data from topography for amplitude reconstruction in complex environments. *Journal of Earth Science*, **26**, no. 6, 791-798. doi: 10.1007/s12583-015-0596-x.

Candansayar, M. E., and B. Tezkan. 2006, A comparison of different radiomagnetotelluric data inversion methods for buried waste sites. *Journal of Applied Geophysics*, **58**, no. 3, 218-231. doi: 10.1016/j.jappgeo.2005.07.001.

Candansayar, M. E., and B. Tezkan. 2008, Two-dimensional joint inversion of radiomagnetotelluric and direct current resistivity data. *Geophysical Prospecting*, **56**, no. 5, 737-749. doi: 10.1111/j.1365-2478.2008.00695.x.

آبخوان با روش GPR امکان پذیر نیست. با استفاده از روش RMT زمانی که آبخوان در عمق بیشتری واقع و از ضخامت قابل توجهی برخوردار است، سطح ایستابی، ناحیه اشباع و سنگ کف به ویژه در مود TE+TM با دقت مناسبی آشکارسازی شده‌اند (نظیر پروفیل P1-1). مشکل عمده مدل نهایی در این شرایط، تغییر تدریجی مرزها از لایه‌ای به لایه دیگر است. معرفی مرزهای ناگهانی از مقطع CO و یا قید ساختاری معرفی شده در قالب ماتریس کواریانس مدل، وارون‌سازی را به خوبی همگرا کرده است؛ به نحوی که حتی در مقاطع مود دترمینان سطح ایستابی در اعماق ۱۰ تا ۲۰ متری و به تبع آن ناحیه اشباع به خوبی تفکیک شده است. لازم به توضیح است که وارون‌سازی مقید داده‌های RMT با استفاده از قید معرفی شده نسبت به استفاده از مقطع CO نتایج بهتری داشته است.

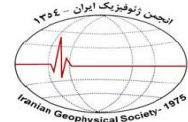
با استفاده از داده‌های صحرائی و مدل مصنوعی نشان داده شد که روش RMT در نزدیک سطح از قدرت تفکیک پایینی برخوردار است. به نحوی که آشکارسازی یک آبخوان محلی کم ضخامت (کمتر از ۴ متر) به ویژه در مود دترمینان امکان‌پذیر نیست. در چنین شرایطی استفاده از روش‌های دیگر و اطلاعات جانبی به منظور کاهش ابهام در تفسیر مقاطع آن ضروری به نظر می‌رسد. روش GPR به واسطه قدرت تفکیک بالا، به ویژه در نزدیک سطح (کمتر از ۲۰ متر)، روشی بسیار مناسب به منظور کاهش ابهام در تفسیر مقاطع RMT در محیط‌های کم اتلاف (با رسانندگی پایین) می‌باشد. هر چند که با همراه کردن روش مقاومت‌ویژه می‌توان تا حدی قدرت تفکیک پایین روش RMT را جبران نمود. با این حال استفاده از روش GPR علاوه بر سرعت و سهولت در برداشت داده‌ها و عدم نیاز به اتصال گالوانیک با سطح زمین دارای مزایای بیشتری نیز می‌باشد. اول این که با استفاده از الگوریتم‌های موجود در وارون‌سازی داده‌های RMT و مقاومت ویژه، تنها یک پارامتر فیزیکی (مقاومت‌ویژه) مدل‌سازی می‌شود. در صورتی که در استفاده از روش GPR علاوه بر مقاومت‌ویژه، تغییرات گذردهی دی الکتریک و تا حدی تراوایی مغناطیس محیط، مورد بررسی قرار می‌گیرد. علاوه بر این روش GPR بر خلاف سایر روش‌های الکتریکی، اطلاعات ساختاری با قدرت تفکیک بالا از اهداف مورد مطالعه ارائه می‌کند. در مناطقی که قدرت تفکیک روش RMT به منظور آشکارسازی و تفکیک لایه‌های نازک اشباع، کافی نیست، تفسیر ترکیبی مقاطع GPR و RMT گمراه کننده است (نظیر پروفیل P1-2 و P2). در چنین شرایطی وارون‌سازی مقید داده‌های مود دترمینان با استفاده از مقطع CO نیز نتایج نا امید کننده‌ای داشته است. در صورتی که استفاده از قید معرفی شده و وارد کردن قیدهای سخت‌تر در قالب ماتریس کواریانس مدل و اطلاعات پیشین، وارون‌سازی را به خوبی هدایت کرده است. به نحوی که با استفاده از رویکرد ارائه شده آبخوان محلی کم ضخامت به خوبی آشکارسازی شده است.

لازم به ذکر است که وارون‌سازی سایر روش‌های الکتریکی و الکترومغناطیسی با استفاده از قید معرفی شده نیز امکان پذیر است. علاوه بر این، با توجه به امکان تهیه مدل محتوای آب با روش‌های RMT و GPR، هدف مطالعات آبی تهیه این مشخصه مهم با ترکیب نتایج بدست

- Environmental Problems 2006. 1196-1202.
- Ismail, N., G. Schwarz, and L. B. Pedersen. 2011, Investigation of groundwater resources using controlled-source radio magnetotellurics (CSRMT) in glacial deposits in Heby, Sweden. *Journal of Applied Geophysics*, **73**, no. 1, 74-83. doi:10.1016/j.jappgeo.2010.11.008.
- Juhlin, C., H. Palm, C.-F. Müllern, and B. Wällberg. 2002, Imaging of groundwater resources in glacial deposits using high-resolution reflection seismics, Sweden. *Journal of Applied Geophysics*, **51**, no. 2, 107-120. doi:10.1016/S0926-9851(02)00216-1.
- Kafri, U., and M. Goldman. 2005, The use of the time domain electromagnetic method to delineate saline groundwater in granular and carbonate aquifers and to evaluate their porosity. *Journal of Applied Geophysics*, **57**, no. 3, 167-178. doi:10.1016/j.jappgeo.2004.09.001.
- Kalscheuer, T., S. Blake, J. E. Podgorski, F. Wagner, A. G. Green, H. Maurer, A. G. Jones, M. Muller, O. Ntibinyane, and G. Tshoso. 2015, Joint inversions of three types of electromagnetic data explicitly constrained by seismic observations: results from the central Okavango Delta, Botswana. *Geophysical Journal International*, **202**, no. 3, 1429-1452. doi:10.1093/gji/ggv184.
- Kalscheuer, T., M. De LosÁngeles García Juanatey, N. Meqbel, and L. B. Pedersen. 2010, Non-linear model error and resolution properties from two-dimensional single and joint inversions of direct current resistivity and radiomagnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, **182**, no. 3, 1174-1188. doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04686.x.
- Kalscheuer, T., L. B. Pedersen, and W. Siripunvaraporn. 2008, Radiomagnetotelluric two-dimensional forward and inverse modelling accounting for displacement currents. *Geophysical Journal International*, **175**, no. 2, 486-514. doi:10.1111/j.1365-246X.2008.03902.x.
- Knight, R. 2001, Ground Penetrating Radar for Environmental Applications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **29**, no. 1, 229-255. doi:10.1146/annurev.earth.29.1.229.
- Mehta, S., M. Bastani, A. Malehmir, and L. B. Pedersen. 2017, Resolution and sensitivity of boat-towed RMT data to delineate fracture zones – Example of the Stockholm bypass multi-lane tunnel. *Journal of Applied Geophysics*, **139**, no. Supplement C, 131-143. doi:10.1016/j.jappgeo.2017.02.012.
- Neal, A. 2004, Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, **66**, no. 3, 261-330. doi:10.1016/j.earscirev.2004.01.004.
- Pedersen, L. B. 1982, the magnetotelluric impedance tensor—its random and bias errors*. *Geophysical Prospecting*, **30**, no. 2, 188-210. doi:10.1111/j.1365-2478.1982.tb01298.x.
- Pedersen, L. B., M. Bastani, and L. Dynesius. 2006, Some characteristics of the electromagnetic field from radio transmitters in Europe. *GEOPHYSICS*, **71**, no. 6, G279-G284. doi:10.1190/1.2349222.
- Costabel, S., B. Siemon, G. Houben, and T. Günther. 2017, Geophysical investigation of a freshwater lens on the island of Langeoog, Germany – Insights from combined HEM, TEM and MRS data. *Journal of Applied Geophysics*, **136**, no. Supplement C, 231-245. doi:10.1016/j.jappgeo.2016.11.007.
- Davis, J. L., and A. P. Annan. 1989, ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical Prospecting*, **37**, no. 5, 531-551. doi:10.1111/j.1365-2478.1989.tb02221.x.
- deGroot- Hedlin, C., and S. Constable. 1990, Occam's inversion to generate smooth, two- dimensional models from magnetotelluric data. *GEOPHYSICS*, **55**, no. 12, 1613-1624. doi:10.1190/1.1442813.
- Demirci, İ., M. E. Candansayar, A. Vafidis, and P. Soupios. 2017, Two dimensional joint inversion of direct current resistivity, radio-magnetotelluric and seismic refraction data: An application from Bafra Plain, Turkey. *Journal of Applied Geophysics*, **139**, no. Supplement C, 316-330. doi: https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2017.03.002.
- Dix, C. H. 1955, seismic velocities from surface measurements. *geophysics*, **20**, no. 1, 68-86. doi:10.1190/1.1438126.
- Doetsch, J., N. Linde, M. Pessognelli, A. G. Green, and T. Günther. 2012, Constraining 3-D electrical resistance tomography with GPR reflection data for improved aquifer characterization. *Journal of Applied Geophysics*, **78**, no. Supplement C, 68-76. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.04.008.
- Doolittle, J. A., B. Jenkinson, D. Hopkins, M. Ulmer, and W. Tuttle. 2006, Hydrogeological investigations with ground-penetrating radar (GPR): Estimating water-table depths and local ground-water flow pattern in areas of coarse-textured soils. *Geoderma*, **131**, no. 3, 317-329. doi:10.1016/j.geoderma.2005.03.027.
- Fisher, E., G. A. McMechan, A. P. Annan, and S. W. Cosway. 1992, Examples of reverse- time migration of single- channel, ground- penetrating radar profiles. *GEOPHYSICS*, **57**, no. 4, 577-586. doi:10.1190/1.1443271.
- Gallardo, L. A., and M. A. Meju. 2003, Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of dc resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, **30**, no. 13, doi:10.1029/2003GL017370.
- Gallardo, L. A., and M. A. Meju. 2004, Joint two-dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross-gradients constraints. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **109**, no. B3, doi:10.1029/2003JB002716.
- Garambois, S., P. Sénéchal, and H. Perroud. 2002, On the use of combined geophysical methods to assess water content and water conductivity of near-surface formations. *Journal of Hydrology*, **259**, no. 1, 32-48. doi:10.1016/S0022-1694(01)00588-1.
- Gunther, T., and C. Rucker. 2006, A New Joint Inversion Approach Applied to the Combined Tomography of DC Resistivity and Seismic Refraction Data, Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and

نشریه پژوهش‌های ژئوفیزیک کاربردی، دوره ۵، شماره ۲، ۱۳۹۸.

- Measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, **16**, no. 3, 574-582. doi:10.1029/WR016i003p00574.
- Turesson, A. 2006, Water content and porosity estimated from ground-penetrating radar and resistivity. *Journal of Applied Geophysics*, **58**, no. 2, 99-111. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.04.004.
- van Overmeeren, R. A. 1998, Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology. *Journal of Applied Geophysics*, **40**, no. 1, 1-18. doi:10.1016/S0926-9851(97)00033-5.
- Ward, S. H. 1990, 6. Resistivity and Induced Polarization Methods, *Geotechnical and Environmental Geophysics*. 147-190.
- Yan, P., T. Kalscheuer, P. Hedin, and M. A. Garcia Juanatey. 2017, Two-dimensional magnetotelluric inversion using reflection seismic data as constraints and application in the COSC project. *Geophysical Research Letters*, **44**, no. 8, 3554-3563. doi:10.1002/2017GL072953.
- Yaramanci, U., G. Lange, and M. Hertrich. 2002, Aquifer characterisation using Surface NMR jointly with other geophysical techniques at the Nauen/Berlin test site. *Journal of Applied Geophysics*, **50**, no. 1, 47-65. doi:10.1016/S0926-9851(02)00129-5.
- Yogeshwar, P., B. Tezkan, M. Israil, and M. E. Candansayar. 2012, Groundwater contamination in the Roorkee area, India: 2D joint inversion of radiomagnetotelluric and direct current resistivity data. *Journal of Applied Geophysics*, **76**, no. Supplement C, 127-135. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.11.001.
- Zhou, J., A. Revil, M. Karaoulis, D. Hale, J. Doetsch, and S. Cuttler. 2014, Image-guided inversion of electrical resistivity data. *Geophysical Journal International*, **197**, no. 1, 292-309. doi:10.1093/gji/ggu001.
- Pedersen, L. B., and M. Engels. 2005, Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *GEOPHYSICS*, **70**, no. 2, G33-G41. doi:10.1190/1.1897032.
- Perttu, N., L. Persson, M. Erlström, and S.-Å. Elming. 2012, Magnetic resonance sounding and radiomagnetotelluric measurements used to characterize a limestone aquifer in Gotland, Sweden. *Journal of Hydrology*, 424-425, 184-195. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.12.042.
- Perttu, N., K. Wattanasen, K. Phommasone, and S.-Å. Elming. 2011, Characterization of aquifers in the Vientiane Basin, Laos, using Magnetic Resonance Sounding and Vertical Electrical Sounding. *Journal of Applied Geophysics*, **73**, no. 3, 207-220. doi:10.1016/j.jappgeo.2011.01.003.
- Geological Survey of Sweden. Aquifers map (digital). Geological Survey of Sweden. Quaternary deposits map (digital), 1:25000-1:100000.
- Shah, S. D., W. H. Kress, and A. Legchenko. 2008, Application of Magnetic Resonance Soundings and Other Surface Geophysical Methods to Enhance Subsurface Analysis of a Ground- Water Availability Model — A Pilot Study, *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems 2008*. 896-915.
- Siripunvaraporn, W., and G. Egbert. 2000, An efficient data- subspace inversion method for 2-D magnetotelluric data. *GEOPHYSICS*, **65**, no. 3, 791-803. doi:10.1190/1.1444778.
- Takougang, E. M. T., B. Harris, A. Kepic, and C. V. A. Le. 2015, Cooperative joint inversion of 3D seismic and magnetotelluric data: With application in a mineral province. *GEOPHYSICS*, **80**, no. 4, R175-R187. doi:10.1190/geo2014-0252.1.
- Topp, G. C., J. L. Davis, and A. P. Annan. 1980, Electromagnetic determination of soil water content:



Constrained inversion of RMT data using GPR sections versus their joint interpretation in investigation of an aquifer

Mehdi Mohammadi-Vizheh¹, Behrooz Oskooi^{2*}, Mehrdad Bastani³, Thomas Kalscheuer⁴

¹Ph.D. candidate, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

²Associate professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran.

³Associate professor, Geological Survey of Sweden, Uppsala, Sweden.

⁴Associate professor, Uppsala University, Uppsala, Sweden

Received: 12 March 2018; Accepted: 12 October 2018

Corresponding author: boskooi@ut.ac.ir

Keywords

CMP
Common-Offset
Constrained Inversion
Constraint
GPR
Groundwater
RMT

Extended Abstract

Summary

Radio magnetotelluric (RMT) and ground penetrating radar (GPR) are known as the near-surface geophysical methods in groundwater investigations. The RMT method provides information about the variation of the electrical resistivity of 50 m of the uppermost part of the ground. High-resolution structural information can be extracted from the GPR processed sections of the very shallow ground. Combining the obtained data using these two methods lead to valuable results on the identification of near-surface layers and

structures. In this study, we propose a new constraint for the two dimensional (2D) inversion of the RMT data. We have investigated a known aquifer located in Heby, Sweden, to assess the constrained inversion results using a joint interpretation approach. RMT and GPR surveys have been carried out along two survey lines having the lengths of 870 m and 550 m, respectively. The results show that thick saturated zones are distinguished quite well either in the joint interpretation results or when using the constrained inversion approach. In such cases, the main problem is to locate the water table in the inverted RMT sections. Imposing smooth regularization in the inversion results turns rather sharp boundaries into the gradual transition zone in the final resistivity models. Thus, using the GPR common-offset (CO) reflections as constraints in the inversion of the RMT can recover the water table as a sharp interface in the RMT inverted model. Thin saturated zone has not been recognized in the RMT sections, due to low resolution of the RMT method. For verification of the results, we have evaluated a synthetic model with similar physical properties to the study area. In such circumstances, the results need to be improved either in the joint interpretation or the constrained inversion approach using CO sections. Hence, harder constraints through our proposed scheme have been incorporated into the inversion routine to detect a thin aquifer and achieve a more realistic model.

Introduction

The RMT and GPR methods are among the most useful non-invasive methods, which can provide continuous data for groundwater exploration. The RMT method due to its limited range of frequencies (10-250 KHz) has low resolution, especially at very shallow depth, and the GPR method itself suffers from its limited penetration depth. Hence, it seems that combining the modeling results of these two methods leads to a more accurate anomaly definition. Reflection (seismic or GPR) data are usually used as constraints in electromagnetic data inversion. Although all reflectors in seismic and GPR sections are not attributed to the distinct resistivity contrasts, in GPR they are mainly related to the dielectric contrast or may occur due to the thin layers embedded in homogenous geological formations. Thus, we propose an alternative scheme to incorporate interfaces with distinct resistivity contrast in the RMT data inversion.

Methodology and Approaches

Using all GPR reflections as constraints in the RMT data inversion may cause some artifacts in the final inverted model. In low clay content formations, such as clean sand and gravel formations, dielectric constant and resistivity are mainly

related to the volumetric water content. Therefore, we propose a new structural constraint based on the assumption that the resistivity and water content contrasts occur at the same boundaries. To establish this constraint, we have used common mid-point (CMP) velocity analysis as well as the combination of Topp's and Archie's relationships. As a result, an initial resistivity model has been deduced from the CMP velocity analysis that can be used as a priori information in the RMT data inversion.

Results and Conclusions

Thick saturated zones (having thicknesses of more than 10 m) have been distinguished quite well by applying smooth constraint inversion of the RMT data as the joint interpretation of The RMT and GPR data leads to a reasonable outcome in this regard. Although sharp boundaries are mapped as gradual interfaces in the inverted resistivity section of the RMT data, such interfaces are recovered well by incorporating the GPR result as a priori information in the constrained inversion of the RMT data. The water table at a depth of 10 to 20 m, and consequently, the saturated zone is resolved well in this constrained inversion method. It correlates to the borehole log information. On the other hand, thin saturated layers could not be distinguished in the RMT sections due to its low resolution. It means that the water table at a depth of 10 to 15 m is not mainly detected when only the determinant mode data are used. In such areas, the constrained inversion of the RMT data using the water table location deduced from the CO GPR data also fails. However, we have incorporated harder constraints through the model covariance matrix and prior information in our proposed constrained inversion routine. Using this approach, a local thin aquifer has been recognized well. Furthermore, our proposed technique can be used in the inversion of other electric and electromagnetic data.
