

بررسی ساختار شکستگی سراب قنبر در جنوب شهر کرمانشاه با استفاده از روش رادار

محسن اویسی موخر^۱

^۱ عضو هیئت علمی پژوهشکده ژئوفیزیک، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران (e-mail: m_oveisy@yahoo.com)

(دریافت: ۸۵/۱۰/۱۷، پذیرش نهایی: ۸۶/۰۸/۲۱)

چکیده

روش رادار (GPR) یکی از روش‌های الکترومغناطیسی برای اکتشاف لایه‌های کم‌عمق زیرزمینی است. منطقه سراب قنبر واقع در جنوب شهر کرمانشاه یکی از مناطق زاگرس رورانده است که آهک‌ها با سنین متفاوت در مجاورت تشکیلات رسوبی رادیولاریت‌ها واقع شده‌اند. با توجه به شکستگی آهک‌ها و نفوذ ناپذیری رادیولاریت‌ها، مطالعه رادیولاریت‌ها از نظر ساختاری با اهمیت است زیرا رادیولاریت‌ها مانند سدی در مقابل جریان آب ناشی از آهک‌ها عمل می‌کنند. با استفاده از آنتن رادار غیر پوششی ۱۰۰ مگاهرتز ناحیه کوچکی از رادیولاریت‌ها که دارای شکستگی‌اند مورد کاوش قرار گرفت. عمق نفوذ امواج ۱/۵ متر و سرعت آنها ۰/۰۶۹ متر بر نانو ثانیه به دست آمد. رادار نگاشت‌ها ابتدای شکستگی را در فاصله افقی ۸ متری از اول پروفیل نشان می‌دهند. تغییر شکل لایه‌ها در فاصله‌های متفاوت تا عمق ۱ متر دیده می‌شود. وجود یک تاقدیس در فاصله ۲۲ متری از اول پروفیل‌ها در بعضی از رادار نگاشت‌ها مشاهده شد که با مشاهدات صحرائی انطباق دارد.

کلیدواژه‌ها: روش رادار، روش کم عمق، رادیولاریت‌ها، شکستگی‌ها، تاقدیس

۱ مقدمه

تباین الکتریکی آنها بستگی دارد. رسانایی الکتریکی محیط انتقال‌دهنده موج بر عمق نفوذ موج اثر می‌گذارد، به طوری که با افزایش رسانش الکتریکی، قدرت نفوذ کاهش پیدا می‌کند. روش رادار از جمله روش‌های ژئوفیزیکی کم‌عمق با قدرت تفکیک زیاد است. این روش برای تشخیص گسل‌ها و شکستگی‌های کم‌عمق بسیار مورد استفاده قرار گرفته است (Beres and Haeni, 1991; McMechan et al., 1998; Beres et al., 2001; Al-fares et al., 2001).

آنچه در ادامه خواهد آمد چگونگی اثر نیروهای تکتونیکی روی لایه‌بندی لایه‌ها در محل مورد بررسی از طریق روش رادار (GPR) است. لازم به ذکر است که تامین قسمتی از آب آشامیدنی شهر کرمانشاه از آهک‌های منطقه سراب قنبر که در مجاورت رادیولاریت‌ها واقع‌اند صورت می‌گیرد. در منطقه سراب قنبر تا به حال کار

روش رادار به پاسخ زمین به امواج الکترومغناطیسی با بسامدهای زیاد (۲۵ تا ۱۰۰۰ مگاهرتز) امواج الکترومغناطیسی متکی است. وقتی ضریب گذردهی الکتریکی لایه‌های زمین تغییر می‌کند، آن‌گاه امواج الکترومغناطیسی ممکن است بازتابیده یا شکسته شوند. بنابراین اگر این امواج با یک فرستنده به زمین وارد شوند، امواج بازتابیده را می‌توان با گیرنده دریافت کرد. درست مانند روش لرزه‌ای، امواج دریافت شده با گیرنده شامل امواج منتشر شده در هوا و از سطح تماس لایه‌های زیرین‌اند. روش تجزیه و تحلیل داده‌ها مشابه روش لرزه‌بازتابی است. اختلاف این دو روش در نوع موج ارسالی و طول موج آن است. در نتیجه اگر چه در روش رادار به علت استفاده از امواج الکترومغناطیسی با بسامد زیاد عمق نفوذ کم است ولی قدرت تفکیک به علت بسامد زیاد (در بازه مگاهرتز) زیاد است. تشخیص مرز لایه‌ها به میزان

ژئوفیزیکی صورت نگرفته است و این تحقیق، در نوع خود نخستین تحقیق در این ناحیه است.

۲ نظریه انتشار امواج الکترومغناطیسی در محیط‌های متفاوت و علل بازتابش آنها در سطوح زیرین

خواص فیزیکی ماده که رفتار انرژی الکترومغناطیسی را در یک محیط هدایت می‌کنند عبارت‌اند از: پذیرفتاری دی‌الکتریک (ϵ)، رسانایی الکتریکی (σ) و پذیرفتاری مغناطیسی (μ). هنگامی که یک میدان الکتریکی نوسانی بر ماده‌ای اعمال می‌شود، بارهای الکتریکی مقید، توانایی حرکت آزاد را ندارند اما واکنش آنها نسبت به میدان اعمالی جابه‌جایی کوچکی است که در اثر اعمال میدان برای آنها رخ می‌دهد. این جابه‌جایی بارهای مقید را قطبیدگی می‌نامند. هنگامی که میدان الکتریکی خارجی با میدان ایجاد شده در اثر جابه‌جایی بارها به تعادل می‌رسند، جابه‌جایی بارها متوقف می‌شود (Olhoeft, 1998). قطبش باعث ذخیره انرژی در میدان الکتریکی می‌شود و مقدار این ذخیره در هر دور (سیکل) میدان الکتریکی نوسانی، تعیین‌کننده پذیرفتاری واقعی دی‌الکتریک آن محیط در آن بسامد خاص است (Powers, 1997). مقدار کمی از انرژی به علت مقاومت محیط به جابه‌جایی بار ناشی از قطبش در محیط از بین می‌رود. مقدار انرژی از بین رفته تعیین‌کننده مؤلفه مجازی پذیرفتاری دی‌الکتریک محیط در بسامد خاص میدان اعمالی است (Powers, 1997). پذیرفتاری دی‌الکتریک یک ماده بر حسب فاراد بر متر و بیانگر توانایی یک محیط در ذخیره کردن بار الکتریکی است.

پذیرفتاری دی‌الکتریک تا حدی به بسامد میدان الکتریکی بستگی دارد (Powers, 1997; Olhoeft, 1998). در بسامدهای کم حداکثر ذخیره انرژی و حداقل هدر اهمی انرژی را داریم. در بسامدهای زیاد، معکوس شدگی قطبش خیلی سریع اتفاق می‌افتد و جابه‌جایی بار قبل از

عوض شدن قطبش میدان تکمیل نمی‌شود. این مسئله باعث ذخیره انرژی الکتریکی متناسب با جابه‌جایی بار و کم شدن هدر انرژی ناشی از اثر اهمی می‌شود (Olhoeft, 1998). در بسامدهای میانی، هدر انرژی حداکثر و ذخیره انرژی حداکثر را داریم. در مورد آب حداکثر هدر انرژی اهمی در حدود بسامد ۱۰-۲۰ GHZ است. در مورد رسوبات و سنگ‌ها، در بسامدهای کم، هدر قابل توجه انرژی در حدود بسامد ۱۰ MHZ است (Powers, 1997).

رسانایی الکتریکی محیط معیاری از تحرک بارها به یک میدان الکتریکی ایستا است. این تحرک بارها اضافه بر نقش قطبش است و بدون ارتباط با بسامد میدان در یک نیم دور میدان الکتریکی اتفاق می‌افتد. در ارتباط با GPR، مهم‌ترین هدر انرژی در ارتباط با رسانایی الکتریکی بارهای یونی در آب و فرایندهای الکتروشیمیایی مرتبط با تبادل کاتیونی در مواد رسی است (Olhoeft, 1998). هدر انرژی ناشی از رسانش، به بسامد وابسته است.

برای مواد موجود معمول در زیر زمین، در بازه بسامدهای ۱۰-۳۰۰ MHZ، هدر انرژی ناشی از رسانایی (σ) از انرژی ذخیره شده ناشی از قطبش تجاوز می‌کند و انتقال موج در محیط، دچار پاشندگی و تضعیف می‌شود. این مسئله حد استفاده از بسامد کم روش رادار (GPR) را محدود می‌کند. در بسامدهای زیاد، انتقال موج با هدرهای ناشی از پراش محدود می‌شود که این امر ناشی از کنش موج با ابعاد کوچک مواد محیط مرتبط است (Powers, 1997). پراش موج الکترومغناطیسی تحت تاثیر عوامل زیر است: تباین الکترومغناطیسی بین هدف کاوش و سنگ بستر، شکل هدف، جهت‌گیری هدف نسبت به بردارهای قطبش میدان الکترومغناطیسی و هندسه آنتن‌های به کار رفته (Olhoeft, 1998). اکثر سامانه‌های روش رادار (GPR) در بسامدهای بین ۱ GHZ تا ۵۰ MHZ طراحی می‌شوند.

$$\square = (\sigma/2)\sqrt{\mu/\varepsilon} \quad (2)$$

همانطور که در معادله ۲ دیده می‌شود، رسانش اثر زیادی بر ثابت تضعیف می‌گذارد. براساس روابط ۱ و ۲ می‌توان در ارتباط با رفتار مواد موجود در طبیعت، نسبت به انتشار موج الکترومغناطیس اظهار نظر کرد. آب تازه نسبت به هوا و مواد عادی از ε زیاد تشکیل دهنده سنگ برخوردار است. بنابراین آب تازه در یک ساختار زمین‌شناسی، نقش تعیین‌کننده‌ای در تعیین ثابت دی‌الکتریک نسبت به سایر مواد زمین‌شناسی ساختار دارد (Topp et al., 1980; Davis and Annan, 1989). بنابراین در چنین سنگ‌هایی (مانند رسوبات و خاک‌ها) کمی ε ، افزایش V و کمی σ کمی α را نتیجه می‌دهد. به هر حال این شرایط ممکن است نقض شود مثلاً هنگامی که ما با مواد دارای رسانایی زیاد مانند آب شور، انواع خاصی از رس‌ها و یا مواد فرومغناطیسی مثل مگنتایت و هماتایت روبه‌رو هستیم.

هنگامی که یک موج الکترومغناطیسی مواجه با یک ناپیوستگی زیرسطحی شود، به‌طوری‌که پارامترهای ε_r و μ_r یا σ تغییر کنند، قسمتی از موج بازمی‌تابد. شدت بازتابش به بزرگی اختلاف پارامترهای ذکر شده در بالا بستگی دارد (Reynolds, 1997; Van Dam, 2001). مقدار انرژی بازتابش با ضریب R نمایش داده می‌شود و با فرض کمی مقادیر μ_r و σ داریم:

$$R = (\sqrt{\varepsilon_{r2}} - \sqrt{\varepsilon_{r1}}) / (\sqrt{\varepsilon_{r2}} + \sqrt{\varepsilon_{r1}})$$

ε_{r1} و ε_{r2} مقادیر ضرایب پذیرفتاری دی‌الکتریک لایه‌های مجاورند. به‌صورت دیگر می‌توان نوشت:

$$R = (\sqrt{V_2} - \sqrt{V_1}) / (\sqrt{V_2} + \sqrt{V_1})$$

که V_1 و V_2 سرعت لایه‌های مجاورند. در همه حالت‌ها R بین +۱ و -۱ تغییر می‌کند.

مقدار و نوع ماده اشغال‌کننده خلل و فرج سنگ، تغییر جزئی در درجه تخلخل سنگ، تغییر در اندازه دانه‌های سنگ، جهت‌گیری و نوع فشردگی دانه‌های

پذیرفتاری مغناطیسی معادل با پذیرفتاری الکتریکی است و حد تعادل انرژی ذخیره شده مغناطیسی و هدر انرژی مغناطیسی را بیان می‌کند (Powers, 1997). واحد این کمیت هانری بر متر است. این کمیت در مورد مواد فرومغناطیسی مانند آهن، نیکل، کبالت، مگنتایت و تیتانومگنتایت از مقادیر قابل توجهی برخوردار است. علاوه بر هدر انرژی ناشی از پارامترهای (ε) ، (σ) و (μ) و پراش هدر و تضعیف هندسی امواج را هم داریم که در ذات انتشار هر موج الکترومغناطیسی است.

سرعت یک موج الکترومغناطیسی (V) تابعی از بسامد (f)، سرعت نور در فضای آزاد (C_0)، نفوذپذیری نسبی الکتریکی محیط (ε_r)، نفوذپذیری نسبی مغناطیسی محیط (μ_r) و رسانایی (σ) است. سرعت به‌صورت رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$V = C_0 / \sqrt{\left\{ \mu_r \varepsilon_r \frac{1 + \sqrt{1 + \sigma / \omega \varepsilon}}{2} \right\}}$$

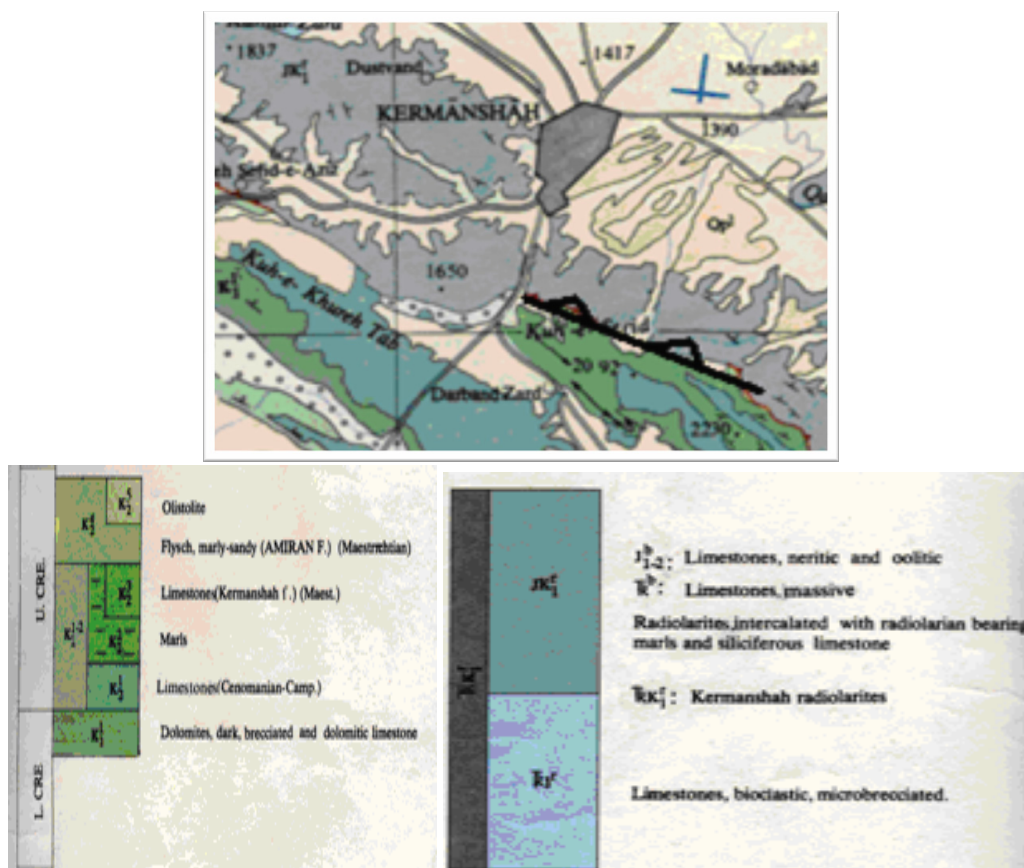
$\varepsilon \sigma / \omega \varepsilon$ را ضریب هدردهی (Loss factor) می‌نامند در حالی که $\omega = 2\pi f$ است که به آن بسامد زاویه‌ای گویند. برای مواد دارای هدر انرژی کم، مانند شن‌های بدون مواد ناخالصی، اثر σ در بازه بسامد امواج GPR حداقل است و $\frac{\sigma}{\varepsilon \omega}$ تقریباً صفر فرض می‌شود (Davis and Annan, 1998; Reynold, 1997). اثر μ_r را معمولاً ناچیز فرض می‌کنند و مساوی با هوا؛ یعنی یک، می‌گیرند. در نتیجه سرعت با رابطه زیر داده می‌شود:

$$V = C_0 / \sqrt{\varepsilon_r} \quad (1)$$

تضعیف موج در اثر عبور از مواد با رابطه زیر داده می‌شود:

$$A = A_0 e^{-\alpha z}$$

که α را ثابت تضعیف می‌نامند. برای مواد با حداقل هدر انرژی، این ثابت مستقل از بسامد است و با رابطه زیر داده می‌شود:



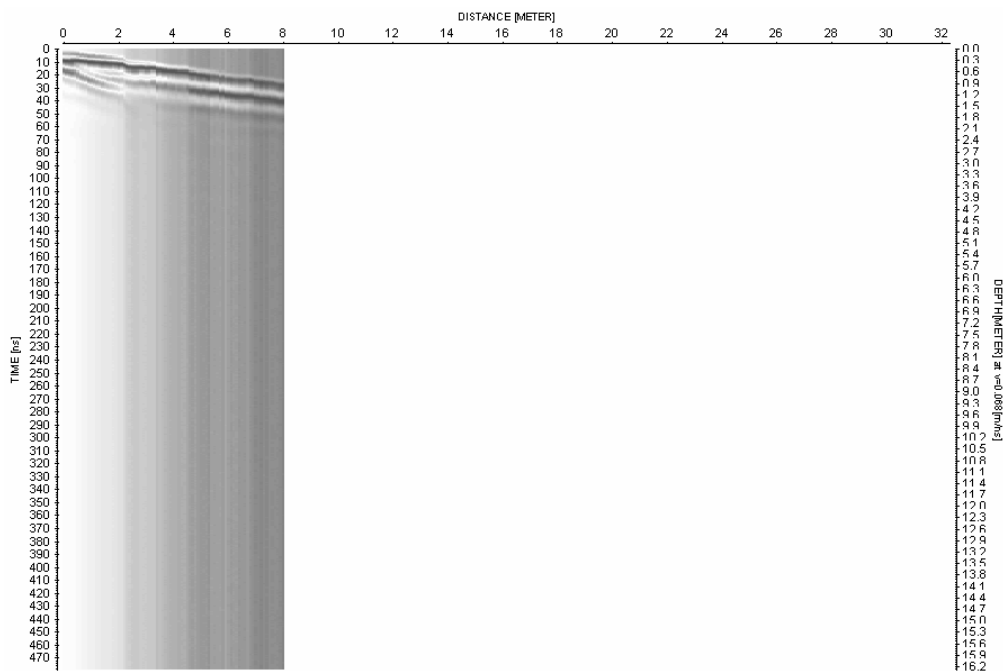
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی و توضیح نوع تشکیلات. مربع توخالی محل کاوش را نشان می‌دهد. خط سیاه دنداندار در نقشه نمایش روراندگی است.

گرفته است. پروفیل‌های رادار روی ساختار رسوبی رادیولاریتی شکسته شده است. رادیولاریت‌ها در این محل همراه با مارن و آهک سیلیسی است (نقشه زمین‌شناسی چهار گوشه باختران، ۱۳۶۹). همان‌گونه که شکل ۱ نشان می‌دهد، محل مورد بررسی تحت اثر یک راندگی از جهت جنوب غرب قرار دارد. منطقه مورد بررسی از جنوب، غرب و شرق با آهک‌هایی با سن متفاوت محصور شده است (شکل ۱). مشاهدات صحرایی وجود یک شکستگی را در محل نشان می‌دهد. به علت وجود ترانشه راه‌سازی، وجود این شکستگی و چین‌خوردگی لایه‌های مجاور به صورت واضح از قسمت شمال غرب دیده می‌شود. رادیولاریت‌ها در این منطقه فاقد آب‌اند و به صورت یک سد در مقابل آب‌های

تشکیل دهنده، بر ضریب بازتابش R تاثیر مشخص می‌گذارند. بنابراین سطح آب زیرزمینی، ساختارهای رسوبی و مرزهای سنگی بایستی با روش GPR قابل تشخیص باشند. بنابراین در ارتباط با رسوبات، مرز لایه‌های رسوبی با توجه به تغییر قطر دانه‌ها، شکل آنها و نحوه جهت‌گیری و فشردگی شان قابل بررسی با روش GPR هستند.

۳ زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی

منطقه مورد بررسی در سه کیلومتری شهر کرمانشاه در محلی به نام سراب قنبر قرار دارد. شکل ۱ زمین‌شناسی منطقه را نشان می‌دهد. منطقه مورد بررسی جزء مناطق روراندۀ زاگرس است که تحت تاثیر دگرگونی قرار



شکل ۲. نگاشت CMP در ناحیه برداشت.

شیب خط این موج در رادار نگاشت، سرعت متوسط موج در لایه بالایی به دست می‌آید. سرعت موج در لایه‌ها با استفاده از این نگاشت 0.069 m/ns به دست می‌آید. با توجه به ناهموار بودن محل، با استفاده از GPS، ارتفاع نقاط برداشت تعیین شد. عمق نفوذ موج در این ناحیه در حدود ۱ متر است. کمی عمق نفوذ بعلا داده برداری در فصل تر (بارندگی) یعنی در آبان ماه ۱۳۸۴ است. معمولاً داده برداری رادار در اواخر تابستان بایستی صورت گیرد که زمین در سطوح بالایی کاملاً خشک است و نفوذ امواج به راحتی صورت می‌پذیرد.

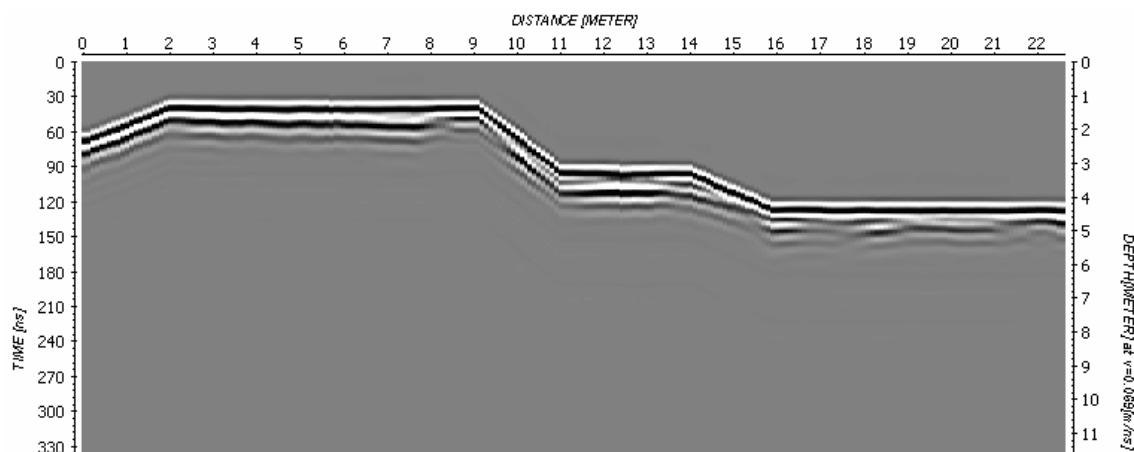
۵ پردازش داده‌ها

با استفاده از بسته نرم‌افزاری رفلکس (Sandmeier, 1997) نسبت به پردازش و تفسیر داده‌های رادار اقدام شد. از آنجا که پردازش نیاز است که بایستی داده‌های مربوط به بازتاب از مرز دو لایه مورد تفسیر قرار گیرند. صافی dewow (subtract mean)، صافی پستی و بلندی و صافی میان‌گذر

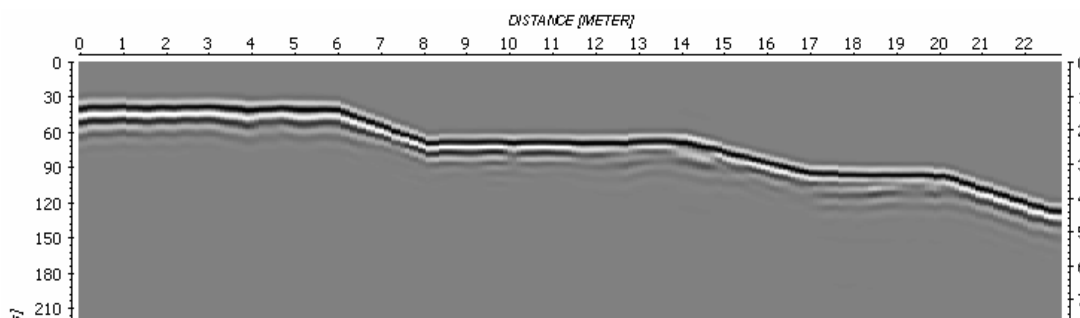
زیرزمینی ناشی از آهک‌ها عمل می‌کنند. بررسی شکستگی‌ها در آهک‌ها و رادیولاریت‌های این منطقه به ما در تحلیل و ارائه مدل زمین‌شناسی مناسبی برای تغذیه سفره‌های آب زیرزمینی کمک می‌کند.

۴ داده برداری

دستگاه مورد استفاده، با نام تجاری Ramac GPRTM ساخت کشور سوئد است. آنتن مورد استفاده از نوع غیر پوششی و دارای بسامد ۱۰۰ مگاهرتز است. ۵ پروفیل رادار با طول تقریبی ۲۲ متر و به فاصله ۴ متر از یکدیگر در جهت شمال غرب-جنوب شرق روی زمین پیاده شد. برای یافتن سرعت موج رادار در لایه‌ها، یک پروفیل CMP (Common Midpoint) در ناحیه برداشت روی زمین پیاده شد (شکل ۲). روش کار در عمل بدین صورت است که فرستنده در محل خود ثابت می‌ماند و گیرنده در یک فاصله ۱۰ متری شروع به حرکت می‌کند. از نگاشت به دست آمده که در برگرفته امواج مستقیم است و یافتن



شکل ۳. نگاشت رادار پروفیل ۱. مقیاس افقی بالایی بر حسب متر، مقیاس سمت چپ بر حسب نانوثانیه و مقیاس سمت راست، عمق بر حسب متر است. مقیاس همه رادارنگاشت‌ها بر این اساس است.



شکل ۴. رادارنگاشت پروفیل ۲.

صحرائی طاقدیسی را در حوالی فاصله ۲۲ متری نشان می‌دهد. در سایر نقاط، لایه‌ها در رادارنگاشت تقریباً به صورت موازی دیده می‌شوند.

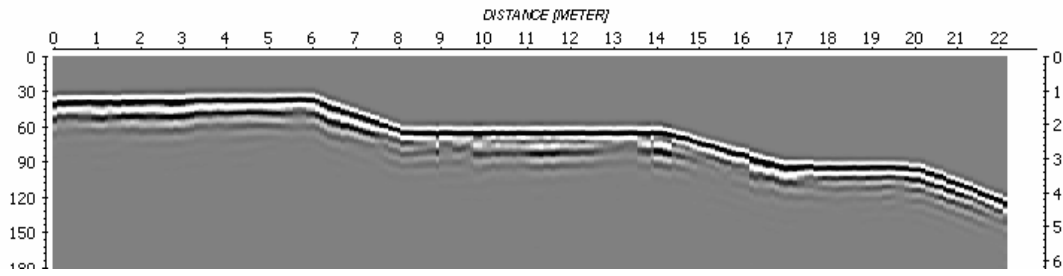
پروفیل دوم

شکل ۴ رادارنگاشت این پروفیل را نشان می‌دهد. در فاصله حدود ۷ متری لایه‌های نسبتاً عمقی (با عمق ۱/۵ متر) شیب به سمت بالا پیدا کرده‌اند و از ضخامت لایه‌ها کم شده است. در فاصله ۱۲/۸۲ تا ۱۷ متری لایه‌ها از حالت موازی خارج شده‌اند و در فواصل اولیه دچار خمش و در فواصل انتهایی (۱۵ تا ۱۶/۸ متر) به سمت بالا نازک‌شدگی در ضخامت آنها دیده می‌شود. قبل از اعمال تصحیح پستی و بلندی، در فاصله ۲۲/۵ متری تحذب به

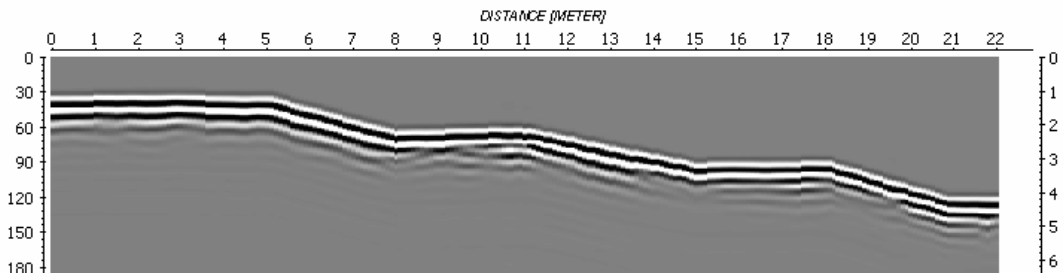
(۲۵ مگاهرتز تا ۲۰۰ مگاهرتز) و صافی مهاجرت برحسب لزوم برای پالایش سیگنال‌ها مورد استفاده قرار گرفت. حال به بررسی پروفیل‌های صافی شده می‌پردازیم.

پروفیل اول

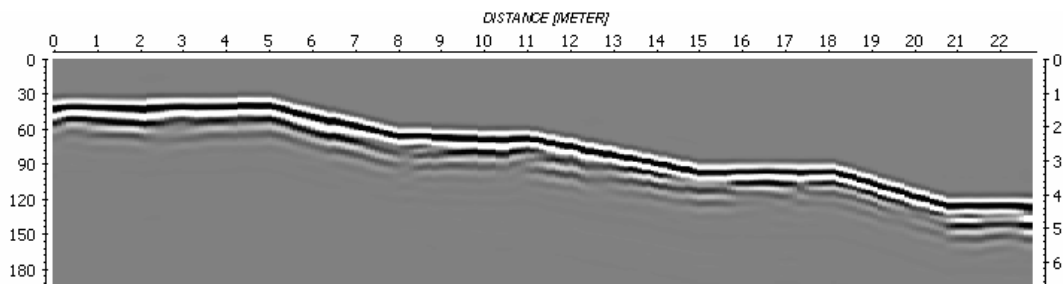
در شکل ۳ در فاصله ۸ تا ۹/۵ متری یک به هم ریختگی در لایه‌ها دیده می‌شود که در مشاهدات صحرائی، مربوط به محل شکستگی است. در فاصله ۱۳/۵ تا ۱۴/۵ متر، خمش به سمت بالای لایه‌ها دیده می‌شود. در فاصله ۱۴/۵ متر شیب لایه‌ها تغییر کرده است. در فاصله ۱۴/۵ تا ۱۷/۳ متر تحدیبی به سمت بالا در لایه‌ها دیده می‌شود که ممکن است ناشی از وجود تاقدیس در محل باشد. در فاصله ۲۲ متری لایه‌ها به سمت بالا تحذب دارند. مشاهدات



شکل ۵. رادارنگاشت پروفیل ۳.



شکل ۶. رادارنگاشت پروفیل ۴.



شکل ۷. رادارنگاشت پروفیل ۵.

پروفیل چهارم

رادارنگاشت این پروفیل در شکل ۶ نمایش داده شده است. در فاصله ۷/۷ متری از اول پروفیل، لایه‌ها در عمق شروع به تغییر شیب کرده‌اند. در فاصله ۹ متری لایه‌ها به سمت بالا در حداکثر تحدب قرار دارند. در این فاصله احتمال وجود تاقدیس وجود دارد. در فاصله ۷/۷ تا ۱۱ متری بر خلاف پروفیل‌های یک و سه، لایه‌بندی حفظ شده است. احتمالاً در این قسمت لایه‌ها بدون این که خرد شده باشند جابه‌جا شده‌اند. به نظر می‌رسد لایه‌ها در سایر فواصل، حالت افقی خود را حفظ کرده‌اند.

سمت بالا در لایه‌ها، نشان از وجود تاقدیس در محل دارد که با مشاهدات صحرائی انطباق دارد.

پروفیل سوم

نگاشت این پروفیل در شکل ۵ نمایش داده شده است. در فاصله ۷/۵ متری لایه کمی به سمت بالا شیب پیدا کرده است. در فواصل ۱۲/۵ تا ۱۳/۴ متری و همچنین در فواصل ۱۴/۸ تا ۱۶ متری لایه‌بندی در رادارنگاشت مشاهده نمی‌شود که این ناشی از بهم ریختگی لایه‌ها در این مناطق است. احتمال وجود اثر نیروهای تکتونیکی در این نقاط زیاد است.

پروفیل پنجم

رادارنگاشت این پروفیل در شکل ۷ نشان داده شده است. در فاصله حدود ۸ متری از ابتدای این پروفیل در یک بازه طولی کوتاه، نبود لایه بندی در رادارنگاشت ناشی از به هم ریختگی لایه، و بیانگر وجود شکستگی در ساختار زمین شناسی است. در فاصله ۱۰/۵ متری شیب لایه ها تغییر کرده و لایه ها تا فاصله ۱۵/۷۶ متری دچار تغییر شکل شده و تحذب کمی به سمت بالا دارند که این بیانگر اثر نیروهای تکتونیکی بر ساختار است. در حدود فاصله ۲۲ متری تحذب قابل توجهی به سمت بالا در لایه ها دیده می شود که به احتمال قوی ناشی از وجود تاقدیس در این محل است که با مشاهدات صحرائی انطباق دارد.

۶ نتیجه گیری

با مقایسه نتایج به دست آمده از هر پروفیل نتیجه می گیریم که شکستگی در فاصله حدود ۸ متری از لبه هر پروفیل واقع شده است. در اکثر پروفیل ها یک تحذب جزئی در لایه دیده می شود. تغییر شیب و تغییر شکل لایه ها در اکثر پروفیل ها دیده می شود اگر چه این تغییرات در مکان های متفاوت مشاهده می شود ولی فواصلی که در آنها تغییر مشاهده می شود با هم همپوشانی زیادی دارند. به طور کلی می توان نتیجه گرفت که با روش رادار می توان شکستگی های سطحی را با دقت زیاد یافت. در یک منطقه با یافتن شکستگی ها می توان یک مدل مرتبط با منابع تغذیه سفره های آب های زیرزمینی را به دست آورد. آنچه که در آینده می بایستی صورت گیرد، استفاده از روش رادار به همراه سایر روش های ژئوفیزیکی برای یافتن یک مدل زمین شناسی از آهک ها و رادیولاریت ها و بررسی چگونگی تغذیه آهک ها و نقش رادیولاریت ها در این تغذیه است. وجود تاقدیس در فاصله حدود ۲۲ متری در بعضی از رادارنگاشت ها مشاهده می شود که با مشاهدات صحرائی انطباق دارد.

منابع

- برو، ژ.، مترجم: علی آقائباتی، آبان ماه ۱۳۶۹، وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین شناسی کشور، شرح نقشه زمین شناسی چهار گوشه باختران مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰.
- Al-fares, W., Bakalowicz, M., Guerin, R. and Dukhan, M., 2001, Analysis of the karst aquifer structure of the Lamalou area (Herault, France) with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, **51**, 97-106.
- Beres, M. and Haeni, F. P., 1991, Application of ground penetrating radar methods in hydrogeologic studies. *Ground Water*, **29**, 375-386.
- Beres, M., Luetscher M. and Olivier, R., 2001, Integration of ground penetrating radar and microgravimetric methods to map shallow caves, *Journal of Applied Geophysics*, **46**, 249 - 262
- Davis, J. L. and Annan, A. P., 1989, Ground – penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophys. Pros.* **3**, 531-551.
- McMechan, G. A., Loucks, R. G., Zeng, X. and Mescher, P., 1998, Ground penetrating radar imaging of a collapsed paleocave system in the Ellenburger dolomite, central Texas, *Journal of Applied Geophysics*, **39**, 1-10.
- Olhoeft, G. R., 1998, Electrical, magnetic, and geometric properties that determine ground penetrating radar performance. *Proceeding of GPR'98, Seventh International Conference on ground penetrating Radar*. University of Kansas, Lawrence, KS, 177-182.
- Powers, M. H., 1997, Modeling frequency-dependent GPR. *The Leading Edge*, **16**, 1657-1662.
- Reynolds, J. M., 1997, *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley, Chichester.
- Sandmeier, K. J., 1997, REFLEX Version 4 program for processing and interpretation of Reflection and Transmission Data, Karlsruhe, Geophysical Institute, University of Karlsruhe, Germany, 265 pp. *Environmental and Engineering Geophysical Society*, 10200 W. 44th AVE., #304 Wheat Ridge, CO, USA 80033.
- Topp, G. C., Davis, J. L. and Annan, A. P., 1980, Electromagnetic determination of soil water

content measurements in coaxial transmission lines. *Water Resour. Res.*, **16**, 574-582.

Van Dam, R. L., 2001, Causes of ground-penetrating radar reflections in sediment. Unpubl. Ph. D Thesis, Uni. Amsterdam.