

## بررسی کاربرد تبدیل موجک در روش زمین-رادار با مطالعه موردی ژئوفیزیک پزشکی قانونی در محیط برف

سجاد قنبری<sup>۱\*</sup>، محمدکاظم حفیظی<sup>۲</sup> و ماکسیم بانو<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری الکترومغناطیس، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۲</sup> استاد گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد گروه فیزیک زمین، دانشگاه استراسبورگ، استراسبورگ، فرانسه

(دریافت: ۱۳۹۹/۱۰/۲۰، پذیرش: ۱۴۰۰/۰۵/۱۸)

### چکیده

زمین-رادار (Geo-Radar) روش مناسب ژئوفیزیکی در بررسی‌های نزدیک به سطح در محیط‌های مختلف است و تاکنون کاربردهای فراوان آن با اهداف گوناگون مطالعه شده است. برف یکی از محیط‌های کم‌میرا و به نسبت مناسب برای مطالعات زمین-رادار است. با این حال، محیط‌های برف‌گیر، چالش‌ها و پیچیدگی‌های خاص خود را برای مطالعات ژئوفیزیکی دارند. در بررسی روند مطالعه ژئوفیزیکی در چنین محیط‌هایی، واکاوی چگونگی یافتن محل پیکر یک کوهنورد مدفون در برف به دلیل پدیده بهمن، ابعاد مختلف تحقیق کنونی را دربرمی‌گیرد. این نوع مطالعه در حیطه ژئوفیزیک قانونی (forensic geophysics) قرار می‌گیرد. نخستین چالش در این‌گونه مطالعات، برخلاف ردیابی اهداف معمول، تخمین محدوده دفن کوهنورد است که باید به دقت بررسی شود. تجهیزات پوششی کوهنورد معمولاً از مواد عایق ساخته می‌شود، اما بافت‌های بدن نسبت به مواد نارسانا از رسانندگی الکتریکی درخور توجهی برخوردارند. این موضوع در کنار آشفتگی‌های ایجادشده در لایه‌های مختلف برف که ناشی از بهمن است، به پیچیدگی‌های این‌گونه مطالعات می‌افزاید. با نگاه به داده‌های مطالعه موردی مدنظر، رادارگرام‌های پردازش‌شده ابتدایی، نشان‌بازری از محل پیکر مدفون نداشتند؛ از این‌رو ضمن مدل‌سازی پیشرو، روش‌های پردازشی خاصی به کارگرفته شد که در نتیجه آن، تغییرات ایجادشده در رادارگرام‌ها به‌ویژه در هنگام استفاده از تبدیل موجک پیوسته شایان توجه بود. در نهایت، با کاوش‌های انجام‌پذیرفته، پیکر کوهنورد فقید در عمق تقریبی یک متری یافت شد که همخوانی مناسبی با نتایج پردازش پیشرفته و تفسیر رادارگرام‌ها داشت. این موضوع بیانگر آن است که رویکرد پردازشی پیشرفته در کنار پردازش‌های معمول می‌تواند نتایج مناسبی برای تفسیر داده‌ها فراهم کند.

**واژه‌های کلیدی:** تبدیل موجک پیوسته، زمین-رادار، ژئوفیزیک پزشکی قانونی، پردازش سیگنال، برف

## ۱ مقدمه

علوم زمین قانونی (forensic geosciences)، شاخه‌ای منظم از مطالعاتی است که درباره ارتباط میان بقایای اجساد انسان و لایه‌های زیر زمین بحث می‌کند. این شاخه می‌تواند شامل علوم زیست‌محیطی و روش‌های اکتشافی باشد (پای و کرافت، ۲۰۰۴). متخصصان این علم، روش‌های تخریبی و غیرتخریبی گوناگونی را برای به‌دست آوردن بهترین نتیجه به‌کار می‌گیرند (کیلام، ۲۰۰۴ و دوپراس، 2011). همچنین مطالعات گوناگونی با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی برای مکان‌یابی اسکلت‌های باستانی و اجساد مدفون انجام پذیرفته است (ملت، ۱۹۹۲؛ داوونپرت، ۲۰۰۱؛ شولتز، ۲۰۰۷؛ رافل، ۲۰۰۹ و امران و همکاران، ۲۰۲۰). بیشتر روش‌های ژئوفیزیکی به‌کاررفته بسیار زمان‌بر هستند و دقت کافی را ندارند، درحالی‌که در بسیاری از موارد، صرفه‌جویی زمانی از اهمیت زیادی برخوردار است. GPR به عنوان یکی از روش‌های ژئوفیزیک در حوزه الکترومغناطیس، بر پایه بازتاب امواج از مرزهایی استوار است که در آنها خواص دی‌الکتریکی تغییر می‌کند. گذردهی دی‌الکتریک را نسبت به گذردهی دی‌الکتریک هوا می‌سنجند و با نماد  $\epsilon_r$  نمایش می‌دهند. عامل تعیین‌کننده در چگونگی عبور و بازتاب موج الکترومغناطیسی از مواد مختلف، به میزان ثابت دی‌الکتریک آنها وابسته است. هر چقدر مقدار انرژی بازتابی بیشتر و تباین بیشتری در مواد روی زمین از لحاظ مقدار ثابت دی‌الکتریک وجود داشته باشد، وضوح بیشتری در مقاطع رادار حاصل خواهد شد (ون اورمیرن، ۱۹۹۴). از مزایای اصلی روش GPR می‌توان به غیرتخریبی و سریع بودن برداشت داده و قدرت تفکیک زیاد اشاره کرد (سان و همکاران، ۲۰۱۹). تحقیقات GPR امکان کشف غیرمخرب اهداف مدفون یا پنهان مانند لوله‌های بتونی، فلزی و پلاستیکی و تأسیسات شهری را دارد (ابراهیمی و همکاران، ۲۰۱۲؛ قنبری و حفیظی،

۱۳۹۲). همچنین از این روش، برای مطالعات اثربخش و کارآمد درباره ژئوفیزیک قانونی در شرایط مختلف استفاده می‌شود (فوربس و همکاران، ۲۰۱۳؛ بارون و دی مگیو، ۲۰۱۸؛ بارون و دی مگیو، ۲۰۱۹؛ کاناتا و همکاران، ۲۰۲۰ و دامیتا و همکاران، ۲۰۲۰). با این حال GPR از محدودیت‌هایی مانند حساسیت زیاد به میزان رسانندگی الکتریکی محیط انتشار و عمق نفوذ به‌نسبت کم و پیچیدگی‌های پردازشی و تفسیر رنج می‌برد (ابراهیمی و دیگران، ۲۰۱۲ و ۲۰۱۷؛ قنبری و حفیظی، ۱۳۹۲ و ۱۳۹۵). برای غلبه بر محدودیت‌های ذاتی داده‌های برداشت‌شده و دستیابی به اطلاعات واقعی‌تر و همچنین افزایش نسبت سیگنال به نوفه در پاسخ‌های زیرسطحی باید با توجه به شرایط و ویژگی‌های هدف مورد مطالعه، از روش‌های گوناگون پردازشی استفاده کرد (انان، ۱۹۹۲). اغلب، دانشمندان علوم زمین، پردازش داده‌های GPR را با بهره‌گیری از پردازش‌های متداول در روش‌های لرزه‌ای انجام می‌دهند، اما در عمل نمی‌توان به یک الگوی خاص پردازشی پایبند بود که در آن، تنوعی از رفتار سیگنال بر اساس محیط غالب انتشار وجود دارد. علاوه‌براین، کمبود یا فراوانی وجود رطوبت یا فشردگی لایه‌های زیرسطحی و غیره می‌تواند به‌طور چشمگیری بر خروجی رادارگرام‌ها یا شکل کلی هذلولی‌ها و سطوح بازتابنده تأثیر بگذارد. مراحل ابتدایی پردازش شامل آماده‌سازی و مرتب کردن داده‌ها بر اساس فواصل مکانی و بهره‌گیری از یک صافی بالاگذر زمانی برای حذف داده‌های برداشت‌شده در فرکانس‌های بسیار کم است. مرحله بعدی، شامل تشخیص و به‌کارگیری بهره زمانی صحیح و استفاده ترکیبی از صافی‌های زمانی و مکانی مناسب است. پردازش پیشرفته داده‌ها به آن دسته از عملیات پردازشی اطلاق می‌شود که در آن، کاربر به دنبال متمایز کردن هدف مورد جستجو در مقاطع داده‌ها برای به‌دست آوردن تصویری واضح‌تر از ناهنجاری‌های مد نظر است؛ برای مثال، مهاجرت

مطالعه داده‌های مصنوعی و واقعی، نتایج روش تصویربرداری الکترومغناطیسی را برای تشخیص و مکان‌یابی تومور سرطانی در ریه انسان بهبود بخشیدند. آنها روشی مبتنی بر تبدیل موجک پیوسته (CWT) با استفاده از پنجره زمانی تنظیم‌شدنی برای جبران میرایی و پراکندگی امواج الکترومغناطیسی در محیط انتشار ارائه دادند. در این روش پنجره‌های زمانی بلند برای فرکانس‌های کم و پنجره‌های زمانی کوتاه برای فرکانس‌های زیاد استفاده شده است و بنابراین نیازی به بهینه‌سازی طول پنجره زمانی نیست. علاوه بر آن، برای ساختن صافی‌های معکوس، تنها به مقدار گذردهی دی‌الکتریک محیط غالب در فرکانس مرکزی نیاز است. بدیهی است استفاده از روش‌های بیان‌شده باید با دقت زیاد و در جای مناسب انجام پذیرد؛ زیرا علاوه بر زمان‌بر بودن، به کارگیری این روش‌های پیشرفته پردازشی، ممکن است به پیچیدگی‌های بیشتر در تفسیر رادارگرام‌های نهایی منجر شود. در بسیاری از مطالعات GPR، عواملی مانند نبود جدایی مناسب در مقدار گذردهی الکتریکی با محیط دربرگیرنده، شرایط ویژه محیط انتشار موج یا محیط برداشت داده‌ها، پراکندگی موج و اتلاف انرژی در زمین، وجود بی‌هنجاری‌های زمین‌شناختی که باعث ایجاد ابهام در پاسخ مورد انتظار می‌شوند یا انتخاب نامناسب نوع و فرکانس آنتن باعث می‌شود نشانه‌های بارزی از اهداف مورد نظر در رادار گرام‌ها دیده نشود (رادزیوس و همکاران، ۲۰۰۰). پردازش و تفسیر داده‌های GPR قانونی زمانی دشوارتر خواهد بود که میرایی سیگنال در محیط انتشار زیاد باشد. انتخاب یک محیط کم‌میرا مانند برف برای ارزیابی عملکرد روش‌های پردازش پیشرفته می‌تواند مناسب باشد؛ چون در این حالت بسیاری از پیچیدگی‌های زمین‌شناختی و برخی از نوفه‌های محیطی وجود نخواهند داشت و می‌توان گفت انتشار سیگنال رادار در یخ و برف تنها با دو کمیت فیزیکی نفوذپذیری الکتریکی و رسانایی

به‌سادگی می‌تواند با حذف مناسب شکست‌ها و گذاشتن این پدیده‌ها در جای مناسب‌تر، تصویر بهتری از رخدادهای پنهان‌شده به نمایش گذارد (حسگرها و نرم‌افزار، ۱۹۹۹). امروزه، به‌کارگیری ابزار ریاضیات به پیشرفت‌های چشمگیری در زمینه پردازش سیگنال و تصویر در روش زمین-رادار منجر شده است. از میان روش‌های پردازش پیشرفته که در سال‌های اخیر معرفی و مطالعه شده‌اند می‌توان به روش حذف پس‌زمینه (دانیلز، ۲۰۰۷)، روش مقادیر ویژه حذف پس‌زمینه (خان و النعمی، ۲۰۱۰)، روش پنجره کشویی مبتنی بر زمان-فرکانس (یاووز و همکاران، ۲۰۱۴)، روش جداسازی مکانی نوفه در جهت اسکن (هولوپورودکو، ۲۰۰۸) و روش‌های بازگشت زمان (یاووز و تکسیرا، ۲۰۰۹) اشاره کرد. علاوه بر روش‌های پردازشی فوق، تجزیه و تحلیل موجک، پیشرفت به‌نسبت زیادی در پردازش و تفسیر فرکانس-زمان داشته است و یکی از روش‌های کاربردی در کاوش داده‌های GPR بر اساس به‌کارگیری ابزار پیشرفته ریاضیات برای سیگنال‌های الکترومغناطیسی است (کوئلک و همکاران، ۲۰۰۹؛ پلانکا و همکاران، ۲۰۱۰؛ ژنگ و همکاران، ۲۰۱۴؛ موهانا و همکاران، ۲۰۱۳ و جوادی و قاسم‌زاده، ۲۰۱۷). با توجه به تغییر زیادی که این ابزار روی اطلاعات خام ایجاد می‌کند، آنچه که در به‌کارگیری این تبدیل اهمیت بسیار دارد، انتخاب مناسب موجک مادر و سایر پارامترهای مربوطه با توجه به آنتن و فرکانس استفاده‌شده است. در حالت کلی، تبدیل موجک در دو حالت گسسته (DWT) یا پیوسته (CWT) برای کاهش یا برداشتن نوفه‌ها یا فشرده‌سازی استفاده می‌شود (چنگ و هیراکاوا، ۲۰۱۵). استفاده از تبدیل موجک گسسته متداول‌تر است، اما تبدیل موجک پیوسته، در حذف نوفه و افزایش تفکیک‌پذیری در روش‌های مبتنی بر سیگنال‌های الکترومغناطیسی توانایی بیشتری دارد (بایلی و همکاران، ۲۰۰۹). عبدالجبار و همکاران (۲۰۱۷) با

الکتریکی کنترل می‌شود. نفوذپذیری نشان‌دهنده ظرفیت یخ و برف برای نگه داشتن بار الکتریکی و رسانایی بیانگر قدرت محیط غالب انتشار در انتقال آن است (فوجیتا و همکاران، ۲۰۰۰). از دهه‌های گذشته، از GPR در نوع ویژه‌ای از پژوهش درباره ساختارهای یخ و ویژگی‌های برف و مطالعات بهمن استفاده شده است (بردفورد و دیگران، ۲۰۰۹؛ گالی و همکاران، ۲۰۰۹ و انان و همکاران، ۲۰۱۶). بر اساس آمار منتشره، در ده زمستان گذشته، سالانه به‌طور متوسط، بیست و هشت نفر در ایالات متحده در بهمن جان سپرده‌اند و اجساد برخی از قربانیان پیدا نشده است ([https://avalanche.state.co.us/acc/acc\\_us.php](https://avalanche.state.co.us/acc/acc_us.php)).

به‌کارگیری بیشتر روش‌های ژئوفیزیکی به دلیل نیاز به عملیات تخریبی و پیچیدگی‌های برداشت در محیط‌های برف و یخچال به‌سادگی برداشت به روش زمین-رادار نیست. محیط برف و یخ برای برداشت داده‌های GPR شفاف و مناسب است، اما برداشت این داده‌ها نیز مخاطرات، مشکلات و پیچیدگی‌های خاص خود را دارد؛ برای مثال جهت بررسی محیط‌های بهمن، برفی آشفته‌شده با سنگ و غیره، مسئله پیچیده‌تر می‌شود و اغلب، شناسایی هدف با روش‌های متداول ژئوفیزیکی به‌آسانی امکان‌پذیر نیست. هنگامی که هدف اکتشافی، یک جسد بدون تابوت است، باید به دنبال اثر به‌هم‌ریختگی در محیط دربرگیرنده جسد مانند برف یا نشانه‌هایی از یک بی‌هنجاری خاص بود که در بسیاری از موارد کار ساده‌ای نیست و می‌تواند برای مفسر گمراه‌کننده باشد؛ از این رو اهمیت پردازش مناسب و تفسیر صحیح دوچندان می‌شود. همچنین مدل‌سازی پیشرو می‌تواند به استحصال نتایجی با اطمینان بیشتر منجر شود. از دیگر چالش‌های مطرح در برداشت داده‌های GPR در محیط‌های کوهستانی به‌ویژه در قله کوه‌ها، انتقال تجهیزات و نیروی انسانی فراوان به محل قله کوه و هزینه‌های معنوی و مادی آن است. نیاز به

ایجاد جان‌پناه حرفه‌ای برای اقامت شبانه‌روزی، تأمین امنیت و مقابله با مخاطرات طبیعی و حیوانات وحشی، انجام دادن فعالیت تخصصی در برودت شدید و از همه مهم‌تر، خطر جدی ریزش بهمن، از ابتدایی‌ترین مشکلات پیش روی فعالیت‌های ژئوفیزیکی در محیط‌های برف‌گیر و یخچالی است. تغییرات شدید توپوگرافی، محدودیت مکانی و زمانی برای بررسی‌های سه‌بعدی و لزوم برداشت مقاطع بیشتر نیز از دیگر چالش‌های پیش رو در چنین مطالعاتی است.

در این مقاله برای تفسیر داده‌های GPR در برف، که یک محیط غالب انتشار با میرایی جزئی است، رویکرد پردازشی و مقایسه‌ای ارائه می‌شود. هدف از این بررسی، شناسایی محل پیکر مدفون یک کوهنورد گیرافتاده در دام بهمن است. محل برداشت داده‌ها، قله کوه کرکس با ۳۸۹۵ متر ارتفاع از سطح دریا واقع در مرکز ایران نزدیک به شهر نطنز است. دستگاه مورد استفاده، MALA و فرکانس مرکزی آنتن ۲۵۰ مگاهرتز بود (شکل ۱). به منظور بررسی پاسخ احتمالی داده‌های واقعی، مدلی مصنوعی برای مطالعه رفتار امواج رادار با فرض وجود یک جسد مدفون در محیط برف تعریف شد. سپس برای بررسی داده‌های واقعی، رادارگرام‌ها و نتایج با استفاده از پارامترهای پردازشی تفسیر شد. همچنین در مرحله پایانی با به‌کارگیری تبدیل موجک پیوسته، ضمن ارزیابی این ابزار ریاضیاتی در راستای افزایش نسبی کیفیت و وضوح پدیده‌ها در رادارگرام داده‌های واقعی، کارایی روش ارائه‌شده و کاربرد آن در مطالعات مشابه بررسی می‌شود.

## ۲ روش‌شناسی

نکته ابتدایی که موضوع بسیار مهمی در مطالعات زمین-رادار به‌شمار می‌رود، چگونگی اندازه‌گیری میانگین سرعت سیر موج در محیط انتشار است. تخمین مناسبی از این کمیت، برای تبدیل زمان رسید به عمق و البته در



شکل ۱. محل برداشت داده‌ها (الف) طرح کلی نحوه برداشت مقاطع روی سطح و داخل ترانشه با توجه به موقعیت بدن کوهنورد مدفون (ب) برنامه‌ریزی و طراحی عملیات (ج) برداشت داده‌ها (د) حفر ترانشه و برداشت داده‌ها

همان‌گونه‌که از رابطه (۲) پیداست، اصلی‌ترین عامل تعیین‌کننده مقدار سرعت سیر امواج، کمیت گذردهی نسبی محیط غالب انتشار است؛ از این‌رو در نگاه اول برای محاسبه سرعت سیر موج رادار، می‌توان به محاسبه مستقیم و آزمایشگاهی مقدار میانگین کمیت گذردهی نسبی برف پرداخت. در یک دسته‌بندی خاص و با توجه به میزان حجم آب یا رطوبت موجود، برف به دو دسته برف خشک (dry snow) و برف مرطوب (wet snow) تقسیم می‌شود (گرین و همکاران، ۲۰۰۴). برف خشک در قالب یک سامانه دو جزئی از هوا و یخ مانند یک ماده نارسانا رفتار می‌کند. در مقابل، برف مرطوب، یک مخلوط سه فازي متشکل از هوا، یخ و آب فرض می‌شود. در کنار وابستگی فرکانسی ثابت دی‌الکتریک در محیط‌های برف خشک و مرطوب، ویژگی‌های دی‌الکتریکی لایه‌های برفی با توجه به مقادیر یخ و آب تغییر می‌یابد و این موضوع به ایجاد تفاوت درخور توجه در مقادیر مربوط به

هنگام استفاده از برخی از پارامترهای پردازشی مانند مهاجرت (migration) لازم است. سرعت امواج در محیط‌های زیرسطحی با رابطه زیر محاسبه می‌شود (نیل، ۲۰۰۴): (د)

$$V = \frac{C}{\sqrt{\epsilon_r \mu_r \frac{1 + \sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega}\right)^2}}{2}}}} \quad (1)$$

که  $C$  سرعت موج در هوا،  $\sigma$  رسانایی ویژه الکتریکی محیط،  $\mu_r$  تراوایی مغناطیسی نسبی،  $\epsilon_r$  گذردهی نسبی محیط نسبت به هوا و  $\omega$  فرکانس زاویه‌ای موج GPR است. از عامل  $\left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega}\right)$  که به عامل تضعیف مشهور است، در محیط‌های به نسبت نارسانا می‌توان صرف‌نظر کرد. در این صورت سرعت امواج با فرض  $\mu_r = 1$  از رابطه زیر محاسبه خواهد شد (اولایی، ۲۰۱۰):

$$V = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (2)$$

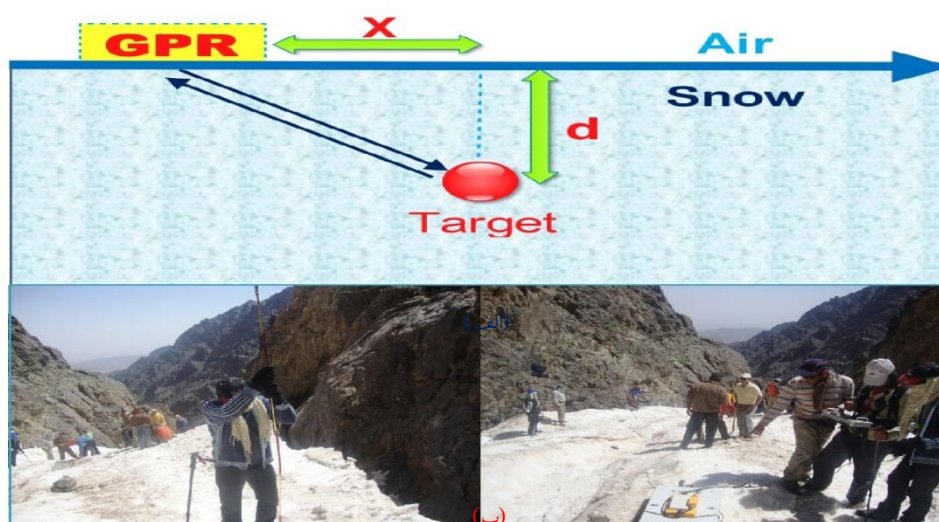
$$T = \frac{1}{V} \frac{(2\sqrt{X^2 + d^2})}{2} \quad \& \quad (T_0 = \frac{2d}{V}) \quad (3)$$

$$\Rightarrow V = \sqrt{\frac{4X^2}{(T^2 - T_0^2)}}$$

که  $T$  زمان رفت و برگشت موج رادار،  $d$  فاصله عمودی هدف مورد نظر تا سطح و  $X$  موقعیت آنتن دستگاه GPR است. علاوه بر به کارگیری روش فوق، برای ارزیابی میزان صحت محاسبات سرعت سیر امواج، روش دیگری با الهام از مطالعه مارشال و همکاران (۲۰۰۵) اجرا شد. در این روش که در میدان عملیات انجام می‌پذیرد، پس از برداشت چندین مقطع، ضخامت لایه‌های برف با استفاده از سوندها و میله‌های مخصوص اندازه‌گیری می‌شود. سپس با روش آزمون و خطا و با استفاده از آنچه که در رادارگرام پدیدار شده است، مقدار سرعت سیر امواج رادار به هنگام تبدیل محور زمان رسید به عمق به دست می‌آید. نتیجه روش‌های گفته‌شده نیز مؤید مقدار محاسبه شده مذکور برای سرعت سیر امواج بودند. شکل ۲ تصاویر مربوط به روش‌های توضیح داده شده را نشان می‌دهد.

کمیت گذردهی دی‌الکتریک لایه‌های برف منجر می‌شود (کولبک، ۱۹۹۷ و ارسلان و همکاران، ۲۰۰۱). نتایج تجربی بسیاری برای اندازه‌گیری مستقیم ثابت دی‌الکتریک برف خشک و مرطوب وجود دارد که برپایه اندازه‌گیری چگالی برف، میزان رطوبت موجود در برف و گذردهی الکتریکی آب استوار است (تیوری و همکاران، ۱۹۸۴ و سیهولا و تیوری، ۱۹۸۶). بر اساس مباحث فوق، در این مطالعه مقدار تقریبی گذردهی الکتریکی محیط انتشار در حدود ۲/۸ به دست آمد که با در نظر گرفتن رابطه (۲)، سرعت سیر موج در حدود ۰/۱۸ متر بر نانوثانیه خواهد بود. روش‌های گوناگون دیگری برای محاسبه سرعت سیر موج رادار وجود دارد؛ برای مثال سرعت سیر امواج در سطوح زیر زمین را می‌توان از روی هذلولی‌های پراش به دست آورد (کایدکف و همکاران، ۲۰۰۴؛ برادفورد و هارپر، ۲۰۰۵).

هنگامی که آنتن به صورت عمود، راستای جسمی مانند یک لوله را طی می‌کند، محاسبه ساده سرعت سیر موج با توجه به شکل ۲ به صورت زیر است (قنبری و حفیظی، ۱۳۹۲):



شکل ۲. (الف) نحوه محاسبه سرعت سیر موج بر اساس روش هذلولی پراش از یک هدف مشخص (ب) ارزیابی صحت محاسبات سرعت سیر امواج با استفاده از سوند مخصوص و اندازه‌گیری هم‌زمان ضخامت برف به روش آزمون و خطا



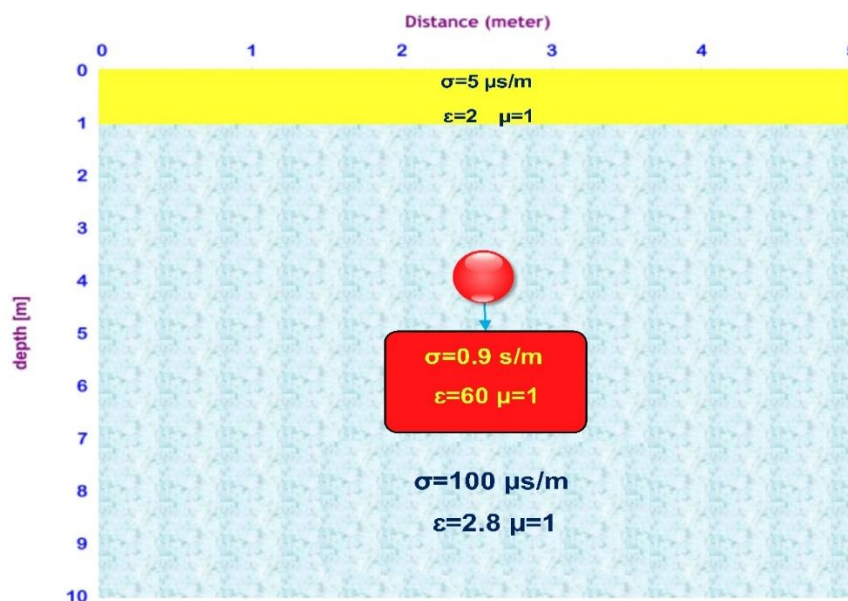
شکل ۳. روش زمین-رادار در محیط‌های بهمین گیر و الگوریتم پردازشی اعمال شده در این مطالعه.

به دست می‌آید. این رویه برای گام‌های بعدی نیز تکرار می‌شود که در نهایت، انتشار امواج الکترومغناطیسی وابسته به زمان در سراسر حجم مدل مفروض را نتیجه می‌دهد. برای اینکه جسم زیرسطحی مشخص شود، ثابت دی‌الکتریک، نفوذپذیری مغناطیسی و خصوصیات رسانایی برای هر سلول تعیین می‌شود. همچنین ساختارهای پیچیده هندسی با کنار هم قرار دادن سلول‌های مشابه تعریف می‌شود. شکل ۴ مدل ساده با دو لایه و اندازه فرضی ۵ متر در ۱۰ متر را به ترتیب در جهت X و Y نشان می‌دهد. منطقه زرد نشان‌دهنده اولین لایه برف تازه است که یک لایه متمایز به ضخامت در حدود یک متر با ثابت دی‌الکتریک ۲ و هدایت ۵ میکروزیمنس بر متر فرض شده است. منطقه آبی نشان‌دهنده لایه دیگری از برف است که میانگین ثابت دی‌الکتریک آن ۲/۸، هدایت الکتریکی میانگین آن ۱۰۰ میکروزیمنس بر متر و ضخامت آن ۹ متر در نظر گرفته شده است. با توجه به هدف این مطالعه، یک بی‌هنجاری از جنس بافت‌های زیستی در مدل گنجانده شد. بافت‌های زیستی در مقایسه با بسیاری از مواد نارسانا و محیط‌های انتشار موج، از هدایت الکتریکی به نسبت خوبی برخوردار هستند و این موضوع بیشترین تأثیر را در چگونگی پدیدار شدن این گونه بی‌هنجاری‌ها در رادارگرام‌های برداشت شده خواهد داشت (همون و همکاران، ۲۰۰۰). یک دایره قرمز رنگ

خلاصه‌ای از روند مطالعه روش زمین-رادار در محیط‌های بهمین گیر و ملزومات آن و همچنین الگوریتم پردازشی مورد نظر در شکل ۳ آمده است. در ابتدا یک مدل‌سازی بر اساس حالتی ساده از مسئله طراحی و اجرا می‌شود. در مدل‌سازی سعی بر آن است با استفاده از بازتاب امواج دریافت‌شده از سطوح زیر زمین که به دلیل انتشار امواج الکترومغناطیسی حاصل شده است، بهترین شبیه‌سازی از بی‌هنجاری زیرسطحی انجام شود. باید توجه کرد که این روش‌ها می‌توانند نتایج جامع و مفیدی برای تفسیر ابتدایی پاسخ‌های GPR از ساختارها و اهداف مورد نظر فراهم کنند. روش‌های مختلفی برای مدل‌سازی GPR وجود دارد (بانو، ۱۹۹۶؛ چن و هوانگ، ۱۹۹۸؛ آرت و کنوسن، ۲۰۰۴ و بیتری و گزندجین، ۲۰۰۸). اغلب برای مدل‌سازی امواج منتشره، پدیده‌ها و لایه‌های زیر زمین به قسمت‌های مکعب‌شکلی تقسیم می‌شوند که به آن شبکه متعامد سلولی گفته می‌شود. برای هر سلول، شدت میدان‌های الکتریکی و مغناطیسی با مؤلفه‌های عمودی و افقی میدان‌های یکنواخت الکترومغناطیسی تعیین می‌شود (تزانیس، ۲۰۱۰).

اگر از یک گام ثابت تغییرات زمانی برای شبیه‌سازی پراکندگی سیگنال‌های آنتن GPR استفاده شود، میدان سه‌بعدی الکترومغناطیسی با محاسبه مرحله به مرحله هر یک از میدان‌های متناوب الکتریکی و مغناطیسی





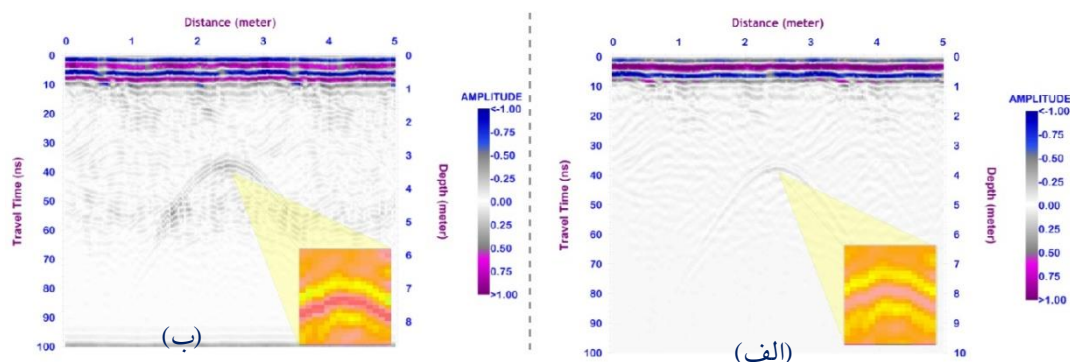
شکل ۴. طرح کلی برای مدل‌سازی در این مطالعه.

داده‌های مصنوعی را نشان می‌دهد. با توجه به خروجی مدل، همان‌گونه که انتظار می‌رفت، لایه ابتدایی تا عمق یک متری به خوبی با دامنه‌های به نسبت قوی نمایان شده است. هذلولی پدیدار شده در میانه مقطع فرضی و عمق چهار متری، بیانگر پراکنش و بازتاب امواج رادار در برخورد با بی‌هنجاری تعریف شده در مدل است. این هذلولی با توجه به هدایت الکتریکی تعریف شده برای بی‌هنجاری با دامنه‌های به نسبت ضعیف‌تر نمایان شده است که با در نظر گرفتن عمق نفوذ موج و پدیده میرایی توجیه‌شدنی است. در مرحله بعد با استفاده از اعمال صافی‌ها و پارامترهای پردازشی به بررسی اثربخشی و کارایی پردازش خروجی مدل خواهیم پرداخت. به‌طور کلی برای اجرای الگوریتم پردازش، ابتدا داده‌های اولیه با روش‌های متداول پردازشی مانند تصحیح صفر زمانی برای قرارگیری نقطه شروع ردها در محل واقعی، استفاده از صافی دیواو (Dewow) برای رفع پدیده اشباع سیگنال و سپس با بهره‌گیری از صافی‌های تقویت (Gain) برای جبران نسبی میرایی و تقویت کلی سیگنال و ... پردازش

با موقعیت مرکزی و عمق تقریبی چهار متر با ثابت دی‌الکتریک ۶۰ و هدایت الکتریکی ۰.۹ زیمنس بر متر برای یک بی‌هنجاری از جنس نزدیک به بافت‌های بدن در نظر گرفته شده است. پارامترهای فیزیکی مرتبط با بافت‌های بدن با توجه به مطالعات پیشین و از منابع گوناگون انتخاب شده است (شوان و لی، ۱۹۵۳؛ پتیگ، ۱۹۸۵ و گابریل و همکاران، ۱۹۹۶).

برای حل معادلات ماکسول، از روش تفاضل محدود در حوزه زمان (FDTD) و نرم‌افزارهای متلب (Matlab) و رفلکس (Reflexw Project) استفاده شده است (قنبری و حفیظی، ۱۳۹۵). در این مدل، اندازه شبکه (grid)، ۰/۰۰۵ متر، فاصله نمونه‌گیری زمانی ۰/۰۰۵ نانوثانیه و سرعت متوسط گسیل در محیط انتشار  $V = 0/18$  متر بر نانوثانیه است. پالس گسیلی، یک موجک ریکر با فرکانس مرکزی ۲۵۰ مگاهرتز فرض شد. همچنین نوفه سفید گاوسی (white Gaussian noise) با مقدار میانگین ۲۰ درصد به برون‌داد سیگنال شبیه‌سازی اضافه شده است. شکل ۵- الف برون‌داد اولیه به‌دست‌آمده از مدل‌سازی





شکل ۵. (الف) برونداد خام مدل بیانگر پاسخدهی مناسب روش زمین-رادار در محیط برف در اعماق حدودی چهار متری است. (ب) نتیجه اعمال الگوریتم پردازشی. بازتابها در هذلولی هدف بهنسبت بارزتر شدهاند و دامنهها افزایش یافته است.

پخش هندسی و اتلاف نمایی امواج رادار در محیط برداشت و پارامترهایی که کاربر برای استفاده از آن در نظر می‌گیرد، سعی در بازسازی شکل سیگنال و پاسخهای بازتابی دارد. این پارامترها شامل میزان بهره خطی، بیشینه مقدار بهره و همچنین اتلاف امواج رادار در محیط هستند که تابع عملگر آن با رابطه زیر تعریف می‌شود (محمدی ویژه و کامکار روحانی، ۱۳۸۹):

$$G(t) = (1 + at)e^{(bt)} \quad (4)$$

که  $a$  مقدار بهره خطی و  $b$  پارامتر بهره نمایی برحسب دسی‌بل بر متر است.  $t$  متغیر مستقل زمان برحسب نانوثانیه است. عملگر بهره خطی به میزان ثابتی که کاربر تعریف می‌کند، دامنه تمام سیگنال‌های دریافتی را افزایش می‌دهد. از آنجایی که میرایی امواج الکترومغناطیسی به صورت تابع نمایی رخ می‌دهد، تابع بهره مذکور با افزایش دامنه سیگنال‌ها در جهت مقابل میرایی، سعی در جبران میرایی رخ داده دارد. در مرحله بعدی پردازش، با هدف حذف برخی از نوفه‌های محیطی و نظام‌مند که فرکانسی متفاوت با فرکانس سیگنال دارند، از صافی‌های حوزه فرکانس استفاده می‌شود. این صافی‌ها با حفظ ویژگی‌های اصلی بازتاب‌های اولیه به دلیل حفظ انرژی در اطراف فرکانس مرکزی آنتن، یک باند فرکانس خاص را از داده‌ها حذف می‌کنند (حسگرها و نرم‌افزار، ۱۹۹۹).

می‌شوند. به هنگام برداشت داده‌ها، در صورت جابه‌جایی اولین رویداد موج مستقیم که در هوا از فرستنده به گیرنده می‌رسد، پدیده جابه‌جایی صفر زمانی رخ می‌دهد. این پدیده باعث رانش تمامی رویدادهای بازتابی از مکان واقعی خود می‌شود و برای رفع آن باید چینش اولین رویداد درست انجام پذیرد تا بازتاب‌ها در مکان واقعی به نمایش درآیند. این مرحله از پردازش با استفاده از پارامتر تصحیح ایستا (static correction) انجام و صفر زمانی رادارگرام تصحیح می‌شود. در فواصل زمانی کوتاه بین پالس‌های ارسالی فرستنده و پالس‌های دریافتی گیرنده و همچنین وجود بازتاب‌هایی که از توده‌های کم عمق نشأت می‌گیرند، گیرنده از سیگنال، اشباع و این مسئله عامل اصلی به وجود آمدن زوال آهسته فرکانس کم (WOW) می‌شود. این زوال فرکانس کم روی فرکانس‌های بیشتر قرار می‌گیرد و آنها را مغشوش می‌کند. برای حذف نوفه‌های با فرکانس کم، اغلب صافی بالاگذر دیووا که با تعریف یک پنجره زمانی برای فرکانس مرکزی آنتن طراحی شده است، بر داده‌ها اعمال می‌شود (نیل، ۲۰۰۴). در ادامه پردازش، برای افزایش نسبت سیگنال به نوفه، استفاده از پارامتر بهره یا تقویت می‌تواند مفید واقع شود. بهره SEC، ترکیبی از بهره خطی و نمایی است که با استفاده از اطلاعات مربوط به اتلاف سیگنال ناشی از

سبب پدیدار شدن اهداف مطالعه شوند، اما رادارگرام داده‌های واقعی بر اساس شرایط حاکم بر میدان عملیات ژئوفیزیکی، معمولاً تفاوت‌های زیادی با برونداد مدل‌ها دارند. به عبارت دیگر، ممکن است نتایج اعمال پردازش‌های متداول بیان‌شده، به پدیدار شدن هدف مورد نظر در رادارگرام نهایی منجر نشود. در این مرحله برای غلبه بر این چالش و یافتن راهکاری مناسب در مطالعات مشابه می‌توان از روش‌های ویژه پردازشی یا ابزار پیشرفته ریاضیاتی استفاده کرد؛ برای مثال به‌کارگیری روش تبدیل موجک پیوسته (CWT) با توجه به مزیت‌هایی مانند در نظر گرفتن تغییرات و وابستگی‌های زمانی و فرکانسی سیگنال به‌طور ذاتی و کاهش چشمگیر حجم محاسبات، می‌تواند گزینه به‌نسبت مناسبی در این مطالعه به حساب آید. محاسبات و چگونگی به‌کارگیری روش تبدیل موجک از مقاله عبدالجبار و همکاران (۲۰۱۷) اقتباس شده است. تابع موجک استفاده شده CWT در این کار، موجک مورلت (مورلت و دیگران، ۱۹۸۲) است که در حوزه زمان با رابطه زیر تعریف می‌شود (تورنس و کمپو، ۱۹۹۸):

$$\Psi_0[n] = \frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} e^{jf\psi n\Delta t} e^{-\frac{(n\Delta t)^2}{2}} \quad (6)$$

که  $n$  زمان،  $\Delta t$  گام زمانی برحسب ثانیه و  $f\psi$  فرکانس مرکزی موجک مادر است.  $\Psi_0[n]$  در حوزه مقیاس-فرکانس به این شکل تعریف می‌شود:

$$\Psi_0(a_j, \omega_k) = \frac{1}{\sqrt[4]{\pi}} e^{-\frac{(a_j \omega_k - f\psi)^2}{2}} \quad (7)$$

که  $a_j$  ضریب مقیاس و بدون واحد است:

$$a_j = a_0 2^{j\Delta_j} ; \quad j = 0, 1, \dots, J-1$$

$a_0$  کوچک‌ترین مقیاس،  $\Delta_j$  گام مقیاس و  $J$  بزرگ‌ترین مقیاس است:

$$J = \left\lceil \frac{1}{\Delta_j} \log_2 \left( \frac{N\Delta t}{a_0} \right) \right\rceil$$

اغلب فرکانس‌های قطع، به‌گونه‌ای انتخاب می‌شوند که باندهای فرکانسی یکسانی نسبت به فرکانس مرکزی ایجاد کنند (دیویس و عنان، ۱۹۸۹). در این مرحله از پردازش، فرکانس قطع به‌صورت تقریبی از یک‌چهارم تا یک‌دوم و دو برابر تا چهار برابر فرکانس مرکزی آنتن فرض شد.

در ادامه، از صافی دوبعدی بردارنده زمینه (Background Removal) استفاده می‌شود. عملگر بردارنده زمینه، ابتدا با میانگین‌گیری از دامنه سیگنال بر اساس پنجره زمانی که کاربر تعریف کرده است و تفریق دامنه سیگنال‌ها از میانگین محاسبه‌شده، مقدار زمینه را مشخص می‌کند. سپس این مقدار نوفه از تمام سیگنال‌های موجود در ناحیه مورد نظر پردازشگر برداشته می‌شود و با این کار، ضمن افزایش کیفیت رادارگرام، وضوح اهداف مورد نظر مطالعه نیز بیشتر می‌شود (دانیلز، ۲۰۰۵).

طبق روابط زیر، اگر  $P$  تعداد مشخصی از سیگنال‌ها و  $A_{B(z)}$  دامنه رد میانگین باشد، آنگاه  $A_{BR}(x, y, z)$  دامنه ردهای زمینه یا به عبارتی، میزان نوفه زمینه برداشته‌شده از تمام سیگنال‌های انتخابی خواهد بود (شارما و همکاران، ۲۰۱۷):

$$A_{B(z)} = \left(\frac{1}{P}\right) \sum_i^P A_i(x, y, z) \quad (5)$$

$$\rightarrow A_{BR}(x, y, z) = A(x, y, z) - A_{B(z)}$$

پردازش مهاجرت که برای اولین بار در سال ۱۹۲۱ برای داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی اجرا شد، سعی در حذف پراش‌ها، جابه‌جایی‌های شیب و بازتاب‌های خارج از خط و به‌طور خلاصه، تعیین محل دقیق رویدادهای بازتابی زیرسطحی دارد (ایلماز، ۱۹۸۷ نیل، ۲۰۰۴).

با توجه به شکل ۵-ب به نظر می‌رسد اعمال پارامترهای پردازشی به بروز دامنه‌هایی با شدت بیشتر در رادارگرام و در نهایت، مشخص‌تر شدن هدلولی مرتبط با هدف منجر شده است. با توجه به نتایج مدل‌سازی، انتظار می‌رود داده‌های واقعی و اثر پردازشی بر آن نیز به‌سادگی

زیر تعریف می‌شود:

$$(۱۳)$$

$$X[n, a_j] = \sum_{k=1}^N \left( \sum_{i=1}^N x[i] e^{-j \frac{2\pi}{N} ik} \Psi^*(a_j \omega_k) \right) e^{j \frac{2\pi}{N} nk}$$

در نتیجه می‌توان گفت برای ارائه یک صافی کامل جهت تمرکز در حوزه زمان و فرکانس در راستای جداسازی نوفه‌های ناخواسته و سیگنال، یک پنجره بلند (متناظر با  $a_j$  بزرگ) را به انتهای پایین طیف (فرکانس کم) و یک پنجره کوتاه (متناظر با  $a_j$  کوچک) را به انتهای بالایی طیف (فرکانس زیاد) اعمال می‌کند.

مرحله بعدی، اعمال صافی معکوس بر  $X[n, a_j]$  در حوزه موجک به منظور جبران میرایی ناشی از انتشار موج در محیط پراکنده‌ساز است. برای به دست آوردن صافی معکوس باید میرایی را محاسبه کرد. حل معادلات ماکسول برای موج تختی که در محیط پراکنشگر موج منتشر می‌شود به این صورت است (تفلوو و هگنس، ۱۹۹۵):

$$E[n] = e^{j 2\pi f \cdot n \Delta t} e^{-j 2\pi f \sqrt{\epsilon_r} d[n]} \quad (۱۴)$$

که  $f$  فرکانس،  $d[n]$  فاصله بین محل برانگیختگی (excitation) و مشاهده،  $\mu_0$  نفوذپذیری مغناطیسی خلأ،  $\mu_r$  نفوذپذیری مغناطیسی نسبی و  $\mu = \mu_r \mu_0$  مقدار  $\mu_r$  برای محیط‌های انتشار غیرمغناطیسی، برابر یک فرض می‌شود.  $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$  گذردهی دی‌الکتریک محیط است،  $\epsilon_0$  گذردهی فضای آزاد و  $\epsilon_r$  گذردهی نسبی مختلط محیط است. می‌توان رابطه (۱۴) را به شکل زیر بازنویسی کرد:

$$(۱۵)$$

$$E[n] = e^{j 2\pi f \cdot n \Delta t} e^{-j 2\pi f \sqrt{\epsilon_r} \frac{d[n]}{C}} \\ = e^{j 2\pi f \cdot n \Delta t} e^{-j 2\pi f \Re[\sqrt{\epsilon_r}] \frac{d[n]}{C}} e^{2\pi f \Im[\sqrt{\epsilon_r}] \frac{d[n]}{C}} \\ |e^{j 2\pi f \cdot n \Delta t} \cdot \Theta \Gamma$$

$N$  نقاط نمونه‌برداری سیگنال در حوزه زمان،  $k$  اندیس

فرکانس و  $\omega_k$  فرکانس زاویه‌ای است:

$$\omega_k = \begin{cases} 0 & k = 1 \\ \frac{2\pi k}{N \Delta t} & 1 < k \leq \frac{N}{2} + 1 \\ -\frac{2\pi k}{N \Delta t} & \frac{N}{2} + 1 < k \leq N \end{cases} \quad (۸)$$

شرط پذیرش (admissibility condition) یکی از شروط لازم برای تبدیل موجک است (فارج، ۱۹۹۲):

$$\lim_{N \rightarrow \infty} \sum_{n=-N}^N \Psi_0[n] = 0$$

$$\Psi_0(a_j \omega_k) = \begin{cases} \frac{1}{\sqrt{4\pi}} e^{-\frac{(a_j \omega_k - f \Psi)^2}{2}} & \omega_k > 0 \\ 0 & \omega_k \leq 0 \end{cases} \quad (۹)$$

به منظور به کارگیری روش جبران میرایی، در مرحله نخست، سیگنال  $x[n]$  از حوزه زمان به حوزه موجک برده می‌شود. تبدیل موجک سیگنال در حوزه زمان برابر است با هم‌میخت تابع موج  $\Psi^*(\frac{n}{a_j})$  و  $x[n]$  که معادل است با معکوس تبدیل فوریه ضرب  $\Psi^*(a_j \omega_k)$  و  $x[k]$  در حوزه فرکانس (علامت  $\cong *A$  بیانگر مزدوج مختلط است):

$$\Psi(\frac{n}{a_j}) = \sqrt{\frac{\Delta t}{a_j}} \Psi_0(\frac{n}{a_j}) \quad (۱۰)$$

و  $\Psi(a_j \omega_k)$  برابر است با:

$$\Psi(a_j \omega_k) = \sqrt{\frac{2\pi a_j}{\Delta t}} \Psi_0(a_j \omega_k) \quad (۱۱)$$

برای اطمینان از فراهم بودن امکان مقایسه تبدیل‌های موجک در هر  $a_j$  با یکدیگر و با بقیه CWT‌های سری‌های زمانی،  $\Psi(a_j \omega_k)$  به  $\Psi_0(a_j \omega_k)$  نرمالیزه شده است (تورنس و کمپو، ۱۹۹۸).  $\Psi(a_j \omega_k)$  شرط زیر را ارضا می‌کند:

$$\sum_{k=1}^N |\Psi(a_j \omega_k)|^2 = N. \quad (۱۲)$$

تبدیل موجک هریک از سیگنال‌های مشاهده‌ای با رابطه

$$Y[n, a_j] = X[n, a_j] H_s[n, a_j]. \quad (21)$$

برای جلوگیری از تقویت نوفه در فرکانس زیاد، بخش بالایی طیف تأثیر می‌گذارد، به میزان واحد فرض می‌شود. در نهایت، سیگنال بازبازی شده  $X_c[n]$  با به‌کارگیری تبدیل معکوس موجک پیوسته روی  $Y[n, a_j]$  به‌دست می‌آید:

$$X_c[n] = \frac{1}{C_\delta} \sum_{j=1}^J \frac{\Re[Y[n, a_j]]}{\sqrt{a_j}} \quad (22)$$

که  $C_\delta$  یک ثابت برای هر تابع موجک است:

$$C_\delta = \sum_{j=1}^J \frac{\Re[X_\delta[a_j]]}{\sqrt{a_j}} \quad (23)$$

$X_\delta$  تبدیل موجک پیوسته تابع دلتاست:

$$X_\delta[a_j] = \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \Psi^*(a_j \omega_k) \quad (24)$$

روش اجرای تبدیل موجک پیوسته را می‌توان در مراحل زیر خلاصه کرد:

- تبدیل فوریه سیگنال و ضرب موجک مادر در ابتدای سیگنال با مقیاس واحد؛
- ضرب موجک با مقیاس واحد در بخش اول سیگنال و انتگرال‌گیری؛
- انتقال موجک با افزایش زمان و تکرار عمل ضرب و انتگرال‌گیری در تمام سیگنال؛
- افزایش پله‌ای مقدار مقیاس و تکرار فرایندهای فوق تا تکمیل صفحه زمانی (time plane)؛
- وارون تبدیل فوریه و اعمال صافی جبران میرایی سیگنال؛
- پایدار کردن سیگنال و اعمال فیلتر معکوس تبدیل موجک و بازبازی نهایی سیگنال رفع میرایی شده؛
- پردازش سیگنال بازبازی شده.

که  $C$  سرعت نور در خلأ ( $C = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_0 \mu_0}}$ )،  $\Re[\sqrt{\epsilon_r}]$

و بخش‌های حقیقی و مجازی  $\sqrt{\epsilon_r}$ ،  $\Gamma$  میرایی و  $\Theta$  جابه‌جایی فاز است:

$$\Gamma[n, f] = e^{2\pi f \Im[\sqrt{\epsilon_r}] \frac{d[n]}{C}} \quad (16)$$

$$\Theta[n, f] = e^{-J 2\pi f \Re[\sqrt{\epsilon_r}] \frac{d[n]}{C}} \quad (17)$$

صافی موردنظر از روابط (۱۵) و (۱۶) به‌دست می‌آید:

$$(18)$$

$$H[n, a_j] = \frac{1}{\Theta[n, a_j] \cdot \Gamma[n, a_j]} = e^{J 2\pi \frac{f_c}{a_j} \Re[\sqrt{\epsilon_r}] \frac{d[n]}{C}} e^{-2\pi \frac{f_c}{a_j} \Im[\sqrt{\epsilon_r}] \frac{d[n]}{C}}$$

که  $a_j$  ضریب مقیاس است و فرکانس واقعی  $f_c$  را با توجه به اندازه مناسب پنجره و  $f_c$  (فرکانس مرکزی

$x[n]$  کنترل می‌کند.

$\epsilon_r$  در رابطه  $H[n, a_j]$  برای محیط انتشار و در

فرکانس مرکزی  $f_c$  در نظر گرفته می‌شود.  $H[n, q]$

تابعی نمایی است که میزان نوفه را نیز در سیگنال جبرانی تقویت می‌کند و این موضوع به ناپایداری آن منجر

می‌شود؛ از این رو  $H$  را باید پایدار کرد:

$$H_s[n, a_j] = \frac{\Gamma[n, a_j]}{\Gamma[n, a_j]^2 + T} \cdot \frac{1}{\Theta[n, a_j]} \quad (19)$$

که  $H_s$  صافی پایدار شده و عامل پایداری است. می‌توان

$T$  را به صورت زیر تعریف کرد:

$$T = \frac{\sigma_g^2}{\sigma_s^2} \quad (20)$$

که  $\sigma_s$  و  $\sigma_g$  به ترتیب واریانس‌های نوفه و سیگنال

هستند.  $Y[n, a_j]$  که موج جبرانی پایدار شده در حوزه

موجک است، با قرار دادن  $H_s[n, a_j]$  در  $X[n, a_j]$

به‌دست می‌آید:

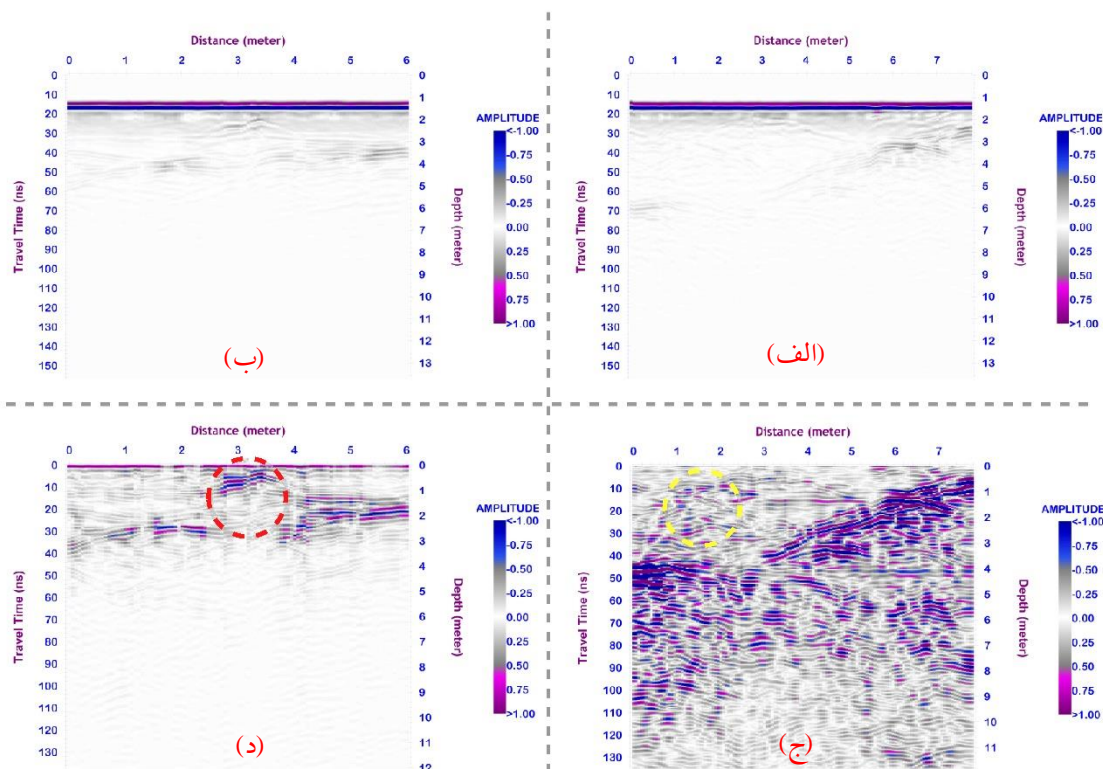
### ۳ اجرای روش

در مواجهه با مسئله مکان‌یابی بدن کوهنورد و اعمال روش شرح داده شده، سه نکته مهم وجود دارد. نکته اول به شرایط کلی منطقه برداشت از لحاظ میزان و عمق لایه‌های برف، تغییرات توپوگرافی، شیب محل و سطح مکان‌های برداشت داده مرتبط است. بدیهی است منطقه‌ای وسیع و پوشیده از لایه‌های برف و سنگ با ضخامت زیاد را در یک زمان محدود نمی‌توان بررسی کرد. نکته دوم، شرایط کلی مسئله با توجه به محیط انتشار موج و بررسی پارامترهای فیزیکی هدف مورد مطالعه است. هر قدر میزان میرایی در محیط انتشار موج رادار کمتر باشد، نتایج رضایت‌بخش‌تری از برداشت داده‌های GPR به‌دست خواهد آمد. برف در بسیاری از حالت‌های خود، محیطی به‌نسبت کم‌میرا برای انتشار ریزموج‌ها به حساب می‌آید. در رادارگرام‌های پردازش‌شده GPR، اغلب وجود یک جسم با رسانایی به‌نسبت زیاد در یک محیط با رسانندگی نسبی کمتر به‌صورت یک پدیده بارز، خود را نشان می‌دهد. این موضوع به دلیل ارتباط مستقیم افزایش میزان میرایی موج با افزایش رسانندگی در یک جسم است؛ از این رو با توجه به میزان رسانندگی نسبی بیشتر در بافت‌های بدن انسان، در ابتدا انتظار می‌رود در صورت هم‌پوشانی مناسب برخورد جبهه‌های موج گسیل‌شده با بدن کوهنورد، در رادارگرام پردازش‌شده نشانه‌هایی از پراکنش در محل قرارگیری بدن کوهنورد پدیدار شود. نکته سوم میزان هم‌پوشانی مخروط‌های موج ارسالی و زاویه برخورد جبهه‌های موج و بازتاب از هدف است. با توجه به نبود اطلاعات دقیق از محل و چگونگی قرار گرفتن بدن کوهنورد، این موضوع احتمال پدیدار شدن نشانه‌های بدن کوهنورد در رادارگرام و حل مسئله را پیچیده‌تر می‌کند. همچنین وجود لایه درخور توجهی از لباس و تجهیزات کوهنوردی و تأثیر این لایه به‌نسبت نارسانا که تقریباً تمام هدف مورد نظر مطالعه را پوشانده

است نیز موضوعی است که نباید از آن غافل شد. مجموعه عوامل فوق ممکن است سبب ظاهر نشدن نشانه‌های بارزی از بدن کوهنورد در رادارگرام پردازش‌شده با روش‌های متداول پردازشی شود.

با توجه به موارد بیان‌شده و در نظر گرفتن مسیر و جهت ریزش برف در کنار دریافت اطلاعات مفیدی از کوهنوردان حرفه‌ای، سه ناحیه برای برداشت داده‌ها متمایز شد. در ادامه با کاوش‌های بیشتر برای طراحی عملیات ژئوفیزیکی و با استفاده از اطلاعات به‌دست آمده در جستجوهای پیشین، این نتیجه حاصل شد که احتمال یافتن پیکر کوهنورد فقید در محلی شبیه به یک دره کوچک از نواحی دیگر بیشتر است؛ بنابراین تمرکز عملیات برداشت در ناحیه‌ای به گستره تقریبی هزار متر مربع محدود شد. به دلیل محدودیت‌های مکانی و زمانی، امکان برداشت‌های شبکه‌ای و سه‌بعدی وجود نداشت. تنها راه باقیمانده، برداشت دوبعدی به‌صورت مقطع زنی در مسیرهایی با بیشترین احتمال حضور پیکر کوهنورد به شیوه آزمون و خطا بود و در همین راستا ده‌ها مقطع برداشت شد. بر اساس نتایج اولیه پردازش داده‌ها، در مرحله پایانی برداشت داده‌ها چند ترانسه به عمق تقریبی یک متر در محلی با بیشترین احتمال حضور هدف مورد نظر، حفر و چند مقطع هم از درون ترانسه‌ها برداشت شد.

شکل‌های ۶-الف و ب رادارگرام‌های به‌دست آمده از برداشت داده‌های واقعی را به‌ترتیب روی سطح و داخل ترانسه نشان می‌دهند. برای پردازش داده‌های واقعی از نرم‌افزار Reflexw Project ([www.sandmeier-geo.de](http://www.sandmeier-geo.de)) استفاده شد. نتیجه مباحث و پردازش‌های متداول مطرح‌شده در قسمت روش‌شناسی برای داده‌های واقعی در شکل‌های ۶-پ و ت آمده است با این توضیح که مقدار منظور شده برای پنجره زمانی در مرحله دیواینگ برابر با ۵ نانوثانیه بود. در مرحله تقویت سیگنال، مقادیر ۴ دسی‌بل بر متر برای بهره‌نمایی، زمان رسید ۵ نانوثانیه برای شروع



شکل ۶. (الف) رادارگرام خام برداشت داده روی سطح برف (ب) رادارگرام خام برداشت شده از داخل ترانشه (ج) رادارگرام پردازش شده مقطع روی سطح. دایره زرد رنگ محل انتظار برای پدیدار شدن نشانه‌هایی از هدف مدنظر مطالعه را نشان می‌دهد. (د) رادارگرام پردازش شده مقطع داخل ترانشه. دایره قرمز رنگ محل پیکر کوهنورد را نشان می‌دهد.

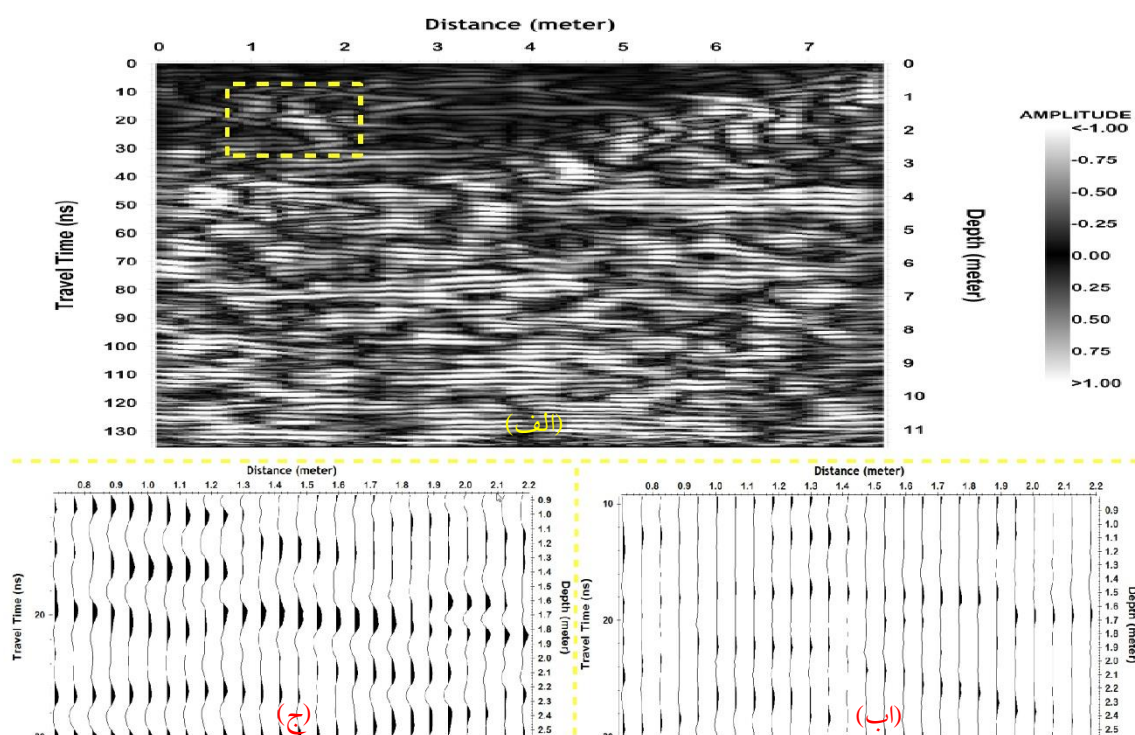
است که می‌تواند نشانه حضور بدن کوهنورد باشد. بررسی رادارگرام‌های پردازش شده نشان می‌دهد با وجود اینکه در مقطع برداشت شده از سطح، پس از اعمال پردازش، مرز میان برف و صخره‌ها تا عمق‌های بیش از چهار متر نیز به وضوح مشخص شده است، حضور بدن کوهنورد پوشیده شده در لباس کوهنوردی وضوح چندان مناسبی ندارد. این موضوع می‌تواند به علت رسانندگی الکتریکی زیاد بدن کوهنورد نسبت به محیط انتشار موج باشد که پوشانده شدن در لباس‌های کوهنوردی، که تقریباً نارسانا هستند، به پنهان شدن هدف مورد مطالعه در رادارگرام نهایی منجر شده است، درحالی‌که با حفاری ترانشه و کاهش عمق دسترسی به هدف، بدن کوهنورد با وضوح بسیار مناسبی در رادارگرام نهایی مقطع برداشت شده در

بهره و ضریب یک مقدار بهره خطی اعمال شد. همچنین به دلیل وجود شیب دامنه کوه، احتمال جابه‌جایی پدیده‌ها وجود دارد؛ از این رو در مرحله اعمال مهاجرت با در این رادارگرام‌ها، مرز میان برف و صخره‌های کوه به خوبی متمایز شده است. با این حال، در رادارگرام پردازش شده مربوط به سطح، به‌ویژه در منطقه‌ای که با دایره زرد رنگ مشخص شده است، سخت می‌توان نشانه‌های بارزی از هدف مورد نظر یافت. این درحالی است که در رادارگرام مرتبط با مقطع درون ترانشه، به‌خصوص پس از پردازش، علاوه بر تفکیک مناسب مرز میان لایه‌های برف و صخره‌ها، مناطقی با دامنه‌های شدیدتر در رادارگرام به ویژه در فاصله طولی دو تا چهار متری و در عمق کمتر از نیم متر (محل مشخص شده با دایره قرمز رنگ) پدیدار شده



نسبی بیشتر نسبت به پیرامون پدیدار شده است. این محدوده که در رادار گرام پردازش شده پیش از بازیابی سیگنال نمود چندانی نداشت، می تواند محل پیکر کوهنورد فقید باشد. در شکل های ۷- ب و پ، نمای ردهای محدوده متناظر با مستطیل زردرنگ به ترتیب در رادار گرام های پیش از بازیابی و پس از بازیابی سیگنال آورده شده است. با توجه به این شکل ها، می توان تغییراتی را دنبال کرد که بر اثر به کارگیری تبدیل موجک و بازیابی سیگنال بر تک تک ردها به وجود آمده است.

داخل ترانسه پدیدار شده است. مرحله بعدی بهره مندی از پارامتر پردازشی پیشرفته، جبران میرایی با استفاده از تبدیل موجک است. نتیجه به کارگیری این روش برای داده واقعی برداشت شده روی سطح که پیشتر علی رغم اعمال پردازش های متداول، نشانه های بارزی از هدف اصلی مورد مطالعه در آن دیده نشده بود، در شکل ۷ آمده است. با توجه به رادار گرام نهایی می توان گفت با بازیابی سیگنال به روش تبدیل موجک پیوسته، در محل مشخص شده با مستطیل زردرنگ، بازتاب هایی با دامنه



شکل ۷. الف) رادار گرام نهایی برداشت داده روی سطح برف پس از بازسازی سیگنال به روش CWT و پردازش مستطیل زردرنگ محل پیکر کوهنورد را نشان می دهد که پیش از بازیابی سیگنال چندان مشخص نبود. ب) نمایش ردها در محدوده متناظر با مستطیل زردرنگ در رادار گرام پردازش شده پیش از بازیابی سیگنال ج) نمایش ردها در محدوده متناظر با مستطیل زردرنگ در رادار گرام پردازش شده پس از بازیابی سیگنال.

#### ۴ نتیجه گیری

محل هدف مورد نظر و برخی پدیده های دیگر در لایه های زیرین به دست آمد. استفاده از تحلیل سرعت در محل برداشت داده، به انتخاب بهتر پارامترهای پردازشی کمک کرد. همچنین استفاده از ابزار ریاضیاتی تبدیل موجک که روشی کارآمد برای پردازش امواج رادار نفوذی زمین

در این مقاله، برای یافتن اهداف مدفون در محیط برف/ بهمن که محیطی کم میرا است، کارایی روش زمین-رادار ارزیابی شد. با استفاده از روش های پردازشی، در رادار گرام نهایی به دست آمده اطلاعات ارزشمندی از

- Amran, T. S. T., Amin, M. S. M., Ahmad, M. R., Sani, S., Masenwat, N. A., Abas, A. A., ... , and Adnan, M. A. K., 2020, Ground Penetrating Radar (GPR) applications in forensic: *Jurnal Sains Nuklear Malaysia*, **32**(1), 49-57.
- Annan, A. P., and Cosway, S. W., 1992, Ground penetrating radar survey design: 5th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems (pp. cp-210), European Association of Geoscientists & Engineers.
- Annan, A. P., Diamanti, N., Redman, J. D., and Jackson, S. R., 2016, Ground-penetrating radar for assessing winter roads: *Geophysics*, **81**(1), WA101-WA109.
- Arft, C. M., & Knoesen, A. (2004). An efficient finite-difference frequency-domain method including thin layers. *Microwave and Optical Technology Letters*, **43**(1), 40-44.
- Arslan, A. N., Wang, H., Pulliainen, J., and Hallikainen, M., 2001, Effective permittivity of wet snow using strong fluctuation theory: *Progress in Electromagnetics Research*, **31**, 273-290.
- Baili, J., Lahouar, S., Hergli, M., Al-Qadi, I. L., and Besbes, K., 2009, GPR signal de-noising by discrete wavelet transform: *NDT & E International*, **42**(8), 696-703.
- Bano, M. (1996). Constant dielectric losses of ground-penetrating radar waves. *Geophysical Journal International*, **124**(1), 279-288.
- Barone, P. M., and Di Maggio, R. M., 2018, Forensic investigations of geohazards: the Norcia 2016 earthquake: *Geosciences*, **8**(9), 316.
- Barone, P. M., and Di Maggio, R. M., 2019, Forensic geophysics: ground penetrating radar (GPR) techniques and missing person's investigations: *Forensic Sciences Research*, **4**(4), 337-340.
- Bitri, A., & Grandjean, G. (2008). Frequency-wavenumber modelling and migration of 2D GPR data in moderately heterogeneous dispersive media [Link]. *Geophysical Prospecting*, **46**(3), 287-301.
- Bradford, J. H., and Harper, J. T., 2005, Wave field migration as a tool for estimating spatially continuous radar velocity and water content in glaciers: *Geophysical Research Letters*, **32**(8).
- Bradford, J. H., Harper, J. T., and Brown, J., 2009, Complex dielectric permittivity measurements from ground - penetrating radar data to estimate snow liquid water

است، در پدیدار شدن نشانه‌های مربوط به هدف مطالعه در رادار گرام مؤثر بود و توانست اثر معضل آشفته‌گی رولایه بهمن را به نسبت کاهش دهد. در نهایت، با توجه به اینکه کشور ایران رشته کوه‌های برف گیر فراوانی دارد، می‌توان از روش معرفی شده، در مطالعات مشابه در زمینه برف‌سنجی، محاسبه حجم و تراکم برف و تعیین میزان آب موجود در برف نیز استفاده کرد.

### تقدیر و تشکر

نگارندگان از شرکت مهندسی مشاور زمین آب‌پی جهت تأمین امکانات فنی لازم و تدارک عملیات ژئوفیزیکی، جمعیت هلال احمر و هیئت کوهنوردی شهرستان‌های نظیر و کاشان، نظرات بسیار ارزشمند داوران مقاله و سایر عزیزانی که در اجرای عملیات ژئوفیزیکی مطالعه یاری‌رسان بودند، صمیمانه سپاسگزاری می‌کنند.

### منابع

- قنبری، س.، حفیظی، م.، ۱۳۹۲، بررسی اثر بسامد مرکزی آنتن و کاربرد پارامترهای پردازشی در مکان‌یابی تأسیسات شهری مدفون به روش GPR: *مجله ژئوفیزیک ایران*، **۷**(۳)، ۹۳-۱۰۶.
- قنبری، س.، حفیظی، م.، ۱۳۹۵، کاربرد مدل‌سازی پیشرو و الگوریتم پردازشی مناسب در تعیین محل قنات به روش GPR: *مجله ژئوفیزیک ایران*، **۱۰**(۲)، ۶۷-۸۲.
- محمدی ویژه، م.، کامکار روحانی، ا.، ۱۳۹۰، بررسی ساختارهای مدفون نزدیک سطح زمین با استفاده از روش‌های GPR و مقاومت ویژه: *یک مطالعه موردی: مجله علوم زمین*، **۸۰**، ۱۶۳-۱۷۰.
- Abduljabbar, A., Yavuz, M. E., Costen, F., Himeno, R., and Yokota, H., 2017, Continuous wavelet transform based frequency dispersion compensation method for electromagnetic time-reversal imaging: *IEEE Transactions on Antennas and Propagation*, **65**(3), 1321-1329.

- Resources Research, **45**(8).
- Canata, R. E., Ferreira, F. J. F., Borges, W. R., and da Silva Salvador, F. A., 2020, Analysis of 2D and 3D GPR responses in the Federal University of Paraná Forensic Geophysics Controlled Site – a case study: *Revista Brasileira de Geofísica*, **38**(2).
- Cheng, W., and Hirakawa, K., 2015, Minimum risk wavelet shrinkage operator for Poisson image denoising: *IEEE Transactions on Image Processing*, **24**(5), 1660-1671.
- Chen, H. W., & Huang, T. M. (1998). Finite-difference time-domain simulation of GPR data. *Journal of Applied Geophysics*, **40**(1-3), 139-163.
- Colbeck, S. C., 1997, A review of sintering in seasonal snow: CRREL Report 97-10, Hanover NH, US Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory, 17 pp.
- Damiata, B. N., Walker, J., Stansell, A., and Steinberg, J. M., 2020, On GPR surveying of historical cemeteries and ancient graveyards to aid forensic research: 18th International Conference on Ground Penetrating Radar, Society of Exploration Geophysicists, Colorado, 14-19 June 2020.
- Daniels, D. J., 2005, Ground penetrating radar: Encyclopedia of RF and microwave engineering.
- Daniels, D. J., 2007, Ground Penetrating Radar, 2nd edition: The Institution of Engineering and Technology.
- Davenport, G. C., 2001, Where is it? Searching for buried bodies and hidden evidence: SportWork, Church Hill, MD.
- Davis, J. L., and Anann, A. P., 1989, Ground - penetrating radar for high - resolution mapping of soil and rock stratigraphy: *Geophysical Prospecting*, **37**(5), 531-551.
- Dupras, T. L., Schultz, J. J., Wheeler, S. M., and Williams, L. J., 2011, Forensic recovery of human remains: Archaeological Approaches, CRC Press.
- Ebrahimi, A., Ghanbari, S., and Ashtari, A., 2012, FDTD numerical GPR stratigraphy modeling and processing and a case study with GPR data: Society of Exploration Geophysicists and The Chamber of Geophysical Engineers of Turkey, 1-4.
- Ebrahimi, A., Gholami, A., and Nabi-Bidhendi, M., 2017, Sparsity-based GPR blind deconvolution and wavelet estimation: *Journal of Indian Geophysical Union*, **21**(1), 7-12.
- Farge, M., 1992, Wavelet transforms and their applications to turbulence: *Annual Review of* content in the pendular regime: *Water Fluid Mechanics*, **24**(1), 395-458.
- Forbes, S. L., Hulsman, S., and Dolderman, M., 2013, Locating buried canine remains using ground penetrating radar: *Canadian Society of Forensic Science Journal*, **46**(1), 51-58.
- Fujita, S., Matsuoka, T., Ishida, T., Matsuoka, K., and Mae, S., 2000, A summary of the complex dielectric permittivity of ice in the megahertz range and its applications for radar sounding of polar ice sheets, in *Physics of Ice Core Records* (pp. 185-212), Hokkaido University Press.
- Gabriel, C., Gabriel, S., and Corthout, Y. E., 1996, The dielectric properties of biological tissues: I. Literature survey: *Computer Science, Medicine, Physics in Medicine and Biology*, **41**(11), 2231.
- Galley, R. J., Trachtenberg, M., Langlois, A., Barber, D. G., and Shafai, L., 2009, Observations of geophysical and dielectric properties and ground penetrating radar signatures for discrimination of snow, sea ice and freshwater ice thickness: *Cold Regions Science and Technology*, **57**(1), 29-38.
- Greene, E., Birkeland, K. W., Elder, K., Johnson, G., Landry, C., McCammon, I., ... , and Williams, K., 2004, Snow, weather, and avalanches: Observational guidelines for avalanche programs in the United States, American Avalanche Association, Pagosa Springs, Colorado, 150.
- Hammon III, W. S., McMechan, G. A., and Zeng, X., 2000, Forensic GPR: finite-difference simulations of responses from buried human remains: *Journal of Applied Geophysics*, **45**(3), 171-186.
- Holoborodko, P., 2008, Smooth noise robust differentiators: Consulted on, **7**(2008), 2015.
- Javadi, M., and Ghasemzadeh, H., 2017, Wavelet analysis for ground penetrating radar applications: A case study: *Journal of Geophysics and Engineering*, **14**(5), 1189-1202.
- Khaidukov, V., Landa, E., and Moser, T. J., 2004, Diffraction imaging by focusing-defocusing: An outlook on seismic superresolution: *Geophysics*, **69**(6), 1478-1490.
- Khan, U. S., and Al-Nuaimy, W., 2010, Background removal from GPR data using eigenvalues, in *Proceedings of the XIII International Conference on Ground Penetrating Radar, IEEE*, 1-5.
- Killam, E. W., 2004, The detection of human remains: Charles C. Thomas Publisher.

- Marshall, H. P., Koh, G., and Forster, R. R., 2005, Estimating alpine snowpack properties using FMCW radar: *Annals of Glaciology*, **40**, 157-162.
- Mellett, J. S., 1992, Location of human remains with ground-penetrating radar, in *Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar* (pp. cp-303), European Association of Geoscientists and Engineers.
- Mohana, M. A., Abbas, A. M., Gomaa, M. L., and Ebrahim, S. M., 2013, Discrimination between landmine and mine-like targets using wavelets and spectral analysis: *NRIAG Journal of Astronomy and Geophysics*, **2**(1), 54-66.
- Morlet, J., Arens, G., Fourgeau, E., and Glard, D., 1982, Wave propagation and sampling theory—Part I: Complex signal and scattering in multilayered media: *Geophysics*, **47**(2), 203-221.
- Neal, A., 2004, Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress: *Earth-Science Reviews*, **66**(3-4), 261-330.
- Pethig, R., 1985, Dielectric and electrical properties of biological materials: *Journal of Bioelectricity*, **4**(2), vii-ix.
- Plonka, G., Tenorth, S., and Rosca, D., 2010, A new hybrid method for image approximation using the easy path wavelet transform: *IEEE Transactions on Image Processing*, **20**(2), 372-381.
- Pye, K., and Croft, D. J., (Eds.), 2004, *Forensic geoscience: principles, techniques and applications*: Geological Society of London.
- Quellec, G., Lamard, M., Cazuguel, G., Cochener, B., and Roux, C., 2009, Adaptive nonseparable wavelet transform via lifting and its application to content-based image retrieval: *IEEE Transactions on Image Processing*, **19**(1), 25-35.
- Radzevicius, S. J., Guy, E. D., and Daniels, J. J., 2000, Pitfalls in GPR data interpretation: differentiating stratigraphy and buried objects from periodic antenna and target effects: *Geophysical Research Letters*, **27**(20), 3393-3396.
- Ruffell, A., Donnelly, C., Carver, N., Murphy, E., Murray, E., and McCambridge, J., 2009, Suspect burial excavation procedure: a cautionary tale: *Forensic Science International*, **183**(1-3), e11-e16.
- Schultz, J. J., 2007, Using ground-penetrating radar to locate clandestine graves of homicide victims: forming forensic archaeology partnerships with law enforcement: *Homicide Studies*, **11**(1), 15-29.
- Schwan, H. P., and Li, K., 1953, Capacity and conductivity of body tissues at ultrahigh frequencies: *Proceedings of the IRE*, **41**(12), 1735-1740.
- Sensors and software, 1999, *Ground Penetrating Radar*, Survey Design: Sensor & Software Inc.
- Sensors and software, 1999, *Pulse EKKO 100 RUN User's Guide*, Version 1.2: Sensor & Software Inc.
- Sensors and software, 1999, *Win\_EKKO User's Guide*, Version 1.0: Sensor & Software Inc.
- Sharma, P., Kumar, B., Singh, D., & Gaba, S. P. (2017). Critical Analysis of Background Subtraction Techniques on Real GPR Data. *Defence Science Journal*, **67**(5).
- Sihvola, A., and Tiuri, M., 1986, Snow fork for field determination of the density and wetness profiles of a snow pack: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **5**, 717-721.
- Sun, M., Pan, J., Le Bastard, C., Wang, Y., and Li, J., 2019, Advanced signal processing methods for ground-penetrating radar: Applications to civil engineering: *IEEE Signal Processing Magazine*, **36**(4), 74-84.
- Taflove, A., and Hagness, S. C., 1995, *Computational Electrodynamics: the Finite-Difference Time-Domain Method*: Artech House, Boston, 149-161.
- Tiuri, M., Sihvola, A., Nyfors, E. G., and Hallikaiken, M., 1984, The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies: *IEEE Journal of oceanic Engineering*, **9**(5), 377-382.
- Torrence, C., and Compo, G. P., 1998, A practical guide to wavelet analysis: *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**(1), 61-78.
- Tzani, A., 2010, matGPR Release 2: A freeware MATLAB® package for the analysis and interpretation of common and single offset GPR data: *FastTimes*, **15**(1), 17-43.
- Ulaby, F. T., Michielssen, E., and Ravaioli, U., 2010, *Fundamentals of applied electromagnetics*: Prentice Hall.
- Van Overmeeren, R. A., 1994, Georadar for hydrogeology: *First Break*, **12**(8).
- Yavuz, M. E., Fouda, A. E., and Teixeira, F. L., 2014, GPR signal enhancement using sliding-window space-frequency matrices: *Progress in Electromagnetics Research*, **145**, 1-10.
- Yavuz, M. E., & Teixeira, F. L. (2009). Ultrawideband microwave sensing and imaging using time-reversal techniques: A

- review. *Remote Sensing*, 1(3), 466-495.
- Yilmaz, O., 1987, *Seismic Data Processing*, edited by S. M. Doherty: Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Okla.
- Zheng, J., Peng, S. P., and Yang, F., 2014, A novel edge detection for buried target extraction after SVD-2D wavelet processing: *Journal of Applied Geophysics*, **106**, 106-113.

## Investigation of the application of wavelet transform to Geo-Radar with a case study of forensic geophysics in snow

Sajjad Ghanbari <sup>1\*</sup>, Mohammad Kazem Hafizi <sup>2</sup> and Maksim Bano <sup>3</sup>

<sup>1</sup> *Ph.D Student, Institute of geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

<sup>2</sup> *Professor, Institute of geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran*

<sup>3</sup> *Associate Professor, Ecole et Observatoire, Université de Strasbourg, Strasbourg, France*

(Received: 09 January 2021, Accepted: 09 August 2021)

### Summary

Geophysical techniques have been successfully used by law enforcement agencies to locate graves and forensic evidences. Nonetheless, more controlled research is needed to better understand the applicability of this technology. Ground-Penetrating Radar (GPR) is a non-invasive geophysical method that uses radar pulses to image the subsurface. This method can be used in a variety of media, including rock, soil, ice, fresh water, pavements and structures. Different applications of GPR as a convenient geophysical tool have been studied in near-surface assessments for diverse media and targets. Snow is one of the low-loss medium and relatively suitable for GPR studies. Considering geophysical approaches in such environments, we will deliberate how body of a mountain climber was detected in snow due to avalanche occurrence. This kind of study is part of forensic geophysics. First step in such works is to estimate the position of the buried body by inspecting the place cautiously, which is different than routine works. Important points that assist in such cases are avalanche path, and rocks/hills and obstacles in the way after avalanche incident to mountaineer which react as a trap. Against the mountaineer body's coverings which are formed by non-conductive materials, the body involves highly conductive textures. This phenomenon along with turbulences in snow layers occurred by the avalanche, increase complexity of these kind of studies. However, for investigation in places without avalanche incident and with more homogenous target, the procedure is simpler and straight forward. Looking at the data of mentioned in the case study, initially processed radargrams have no obvious sign of the buried body. Building a synthetic model based on environment and target properties can provide better vision for processing procedure. Therefore, besides forward modelling, some advanced methods were used. The applied advanced process created remarkable changes in radargrams especially when continuous wavelet transform (CWT) is used. It seems that application of some processing parameters leads to higher amplitudes in radargrams. Eventually, more apparent hyperbola related to the target, were appeared that helped to separate snowy layer from beneath rock. In this direction, excavation a trench and laying a survey inside of it which was a convenient place to conduct data acquisition, was helpful to find probable indications to mountaineer's body location. At the end, excavations revealed the body of climber at the depth around 1m where substantiated the results achieved from advanced processes and interpreted radargrams. Overall, advanced processing approach along with commonly used processes can reap suitable results for data interpretation.

**Keywords:** CWT, GPR, forensic geophysics, signal processing, snow

---

\*Corresponding author:

sajjad.ghanbari@ut.ac.ir