مدل‌سازی پیش‌رو و وارون داده‌های GPR با هدف کاربرد در زمینهٔ برف و یخ و یخ‌بندان‌شناسی، مطالعهٔ موردی: یخچال علم‌کوه مازندران

افسانه احمدپور*، ابوالقاسم کامکارروحانی؛ دانشگاه صنعتی شاهرود
رضا احمدی؛ دانشگاه صنعتی اراک

تاریخ: دریافت ۹۵/۰۵/۲٦ پذیرش ۹٦/۰٤/۱۸

چکیده

روش رادار نفوذی به زمین (GPR) روشی ژئوفیزیکی نسبتاً جدید، غیرمخرب و با قدرت تفکیک زیاد است که به‌دلیل شفاف بودن برف و یخ برای امواج الکترومغناطیسی به‌طور گسترده برای شناسایی ضخامت لایه‌های برف و یخ و بستر یخچال‌ها استفاده می‌شود. در پژوهش حاضر مدل‌سازی پیش‌رو و وارون داده‌های GPR با هدف کاربرد در زمینهٔ برف و یخ و یخ‌بندان‌شناسی در منطقهٔ علم‌کوه مازندران، انجام شده است. برای این منظور ابتدا پاسخ GPR مدل مصنوعی متناظر با نگاشت راداری منطبق بر پروفیل واقعی GPR، به‌روش تفاضل محدود حوزهٔ زمان (FDTD) دوبعدی، شبیه‌سازی شد. سپس برای اعتبارسنجی تعبیر و تفسیر برداشت‌های GPR واقعی، از روش مدل‌سازی وارون با حل یک مسئلهٔ بهینه‌سازی، استفاده شد. نگاشت راداری نهایی مطلوب داده‌های واقعی GPR منطبق بر یکی از پروفیل‌های برداشت در این منطقه، با اعمال مراحل پردازشی مختلف مانند تصحیح اشباع سیگنال، تابع تقویت، اعمال فیلتر مهاجرت f-k و تصحیح توپوگرافی روی داده‌های خام، با استفاده از نرم‌افزار Reflexw آماده‌سازی شده است. نتایج این پژوهش بر اساس بررسی میزان تطابق نگاشت راداری داده‌های واقعی GPR با پاسخ GPR مدل مصنوعی تولید شده متناظر با آن، درستی تفسیر زیرسطحی انجام شده در منطقهٔ یخچال علم‌کوه را تأیید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: رادار نفوذی به زمین (GPR)، برف و یخ و یخبندان‌شناسی، یخچال علم‌کوه مازندران، مدل‌سازی پیش‌رو، مدل‌سازی وارون

*نویسنده مسئول aahmadpour_madan@yahoo.com

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

مقدمه

یخچال‌ها توده‌هایی از یخ هستند که در سطح خشکی‌ها بر اثر تراکم و تبلور برف تشکیل می‌شوند و تحت تأثیر وزن خود به حرکت درمی‌آیند. یخچال‌ها همراه پوشش‌های برفی در خشکی‌ها و یخ‌های شناور در اقیانوس‌ها نمایان‌گر بخشی از چرخه آب هستند که در آن آب حالت جامد دارد. هر جا که ریزش برف زیاد و دما به قدر کافی پایین باشد، به‌گونه‌ای‌که بخشی از برف سالانه ذخیره شود، یخچال تشکیل می‌شود. به‌عبارت دیگر در هر نقطه از سطح زمین که مقدار بارش سالانه برف بیش از مقدار ذوب و تبخیر آن باشد، امکان تشکیل یخچال وجود دارد. بنابراین شرایط لازم برای تشکیل یخچال‌ها در ارتفاعات بالا و در عرض‌های جغرافیایی بالا فراهم است [۱].

یخچال‌هایی که در مناطق کوهستانی جوان با حرکات زمین‌ساختی از نوع آلپی به‌وجود می‌آیند، یخچال‌های آلپی یا دره‌ای نامیده می‌شوند. یخچال‌های طبیعی ایران نیز از این نوع هستند [۲]. یخچال‌های آلپی یا دره‌ای به‌عنوان شاخص‌های کلیدی برای تغییرات آب و هوا در طول سالیان مختلف، مکان‌های مناسب برای جذب گردش‌گران و از منابع مهم آب شیرین در دوره‌های زمانی بلند مدت و کوتاه مدت به‌شمار می‌روند [۳]، [٤].

ضخامت برف در یخچال‌های کوهستانی و بررسی تغییرات سالانه آن می‌تواند به‌عنوان پارامتری مهم در پژوهش‌های هیدرولوژی به‌حساب آید؛ زیرا یخچال‌ها از منابع اصلی تأمین کننده آب در منابع پایین‌دستی هستند. نکته قابل توجه آن است که حدوداً یک ششم منابع آب در جهان وابسته به‌همین ضخامت برف است [۵]. در ایران حوزهٔ آبگیر بیش‌تر رودهایی که جریان دائم دارند، برف‌گیر است و هم‌چنین چشمه‌ها و دریاچه‌های آب شیرین نیز بیش‌تر در حوزه‌های آب‌ریز برف‌گیر قرار دارند. بنابراین درصد زیادی از منابع آب کشور از ذخایر برفی در یخچال‌ها و برف چاه‌های طبیعی تأمین می‌شود [٦]. از طرفی افزایش جمعیت، گسترش علم و صنعت و توسعهٔ شهرها موجب افزایش چندین برابری مصرف آب شده است. بنابراین با توجه به نیاز روزافزون کشور به منابع آب شیرین و هم‌چنین ثابت و محدود بودن آب شیرین در چرخه طبیعت، استفاده از روش‌های غیرمخرب، کم‌هزینه، سریع و با قدرت زیاد در

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

شناسایی و تخمین حجم منابع آب، بسیار ضروری است. علاوه بر این تغییرات ضخامت یخچال در طول سالیان مختلف، اطلاعات مهمی دربارهٔ تأثیر گرم شدن زمین ارائه می‌دهد [۷].

در این‌گونه محیط‌ها به‌دلیل سرمای زیاد و خطر سقوط بهمن، به‌کارگیری روش‌های مستقیم (حفاری) و بیش‌تر روش‌های ژئوفیزیکی، امکان‌پذیر نیست یا خیلی مشکل است. به‌منظور تخمین دقیق ضخامت برف و یخ و آشکارسازی لایه‌های مختلف برف و یخ و شناسایی سنگ بستر در نقاط مختلف جهان، روش‌های گوناگون ژئوفیزیکی همانند لرزه‌نگاری، گرانی‌سنجی، مقاومت‌ویژه الکتریکی و مغناطیس‌سنجی استفاده شده است [۸]–[۱۵]. اما در این میان روش رادار نفوذی به زمین (GPR) به‌دلیل شفاف بودن ساختار یخ برای امواج الکترومغناطیسی، روشی مناسب برای بررسی ساختارهای برف و یخ و یخچال‌ها به‌حساب می‌آید. در شکل ۱ تصاویری از برداشت داده‌های GPR به‌صورت هوایی (شکل ۱ الف) و زمینی (شکل ۱ ب) با هدف کابرد این روش در زمینه برف و یخ و یخ‌بندان‌شناسی نشان داده شده است.

الف ب

شکل ۱. نمایش سیستم GPR با ارائهٔ مثالی از برداشت پروفیلی به‌صورت هوایی (الف) و زمینی (ب) روی برف و یخ

در پژوهش حاضر قابلیت کارایی روش GPR به‌منظور شناسایی یخچال‌های کوهستانی نشان داده شده است. به‌عبارت دقیق‌تر هدف از پژوهش حاضر، مدل‌سازی پیش‌رو و وارون داده‌های GPR و بررسی امکان به‌کارگیری آن در زمینه یخچال‌هاست. در واقع سعی شده است برای

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

اعتبارسنجی تعبیر و تفسیر برداشت‌های GPR و ایجاد مدلی از زمین که پاسخی مشابه داده‌های اندازه‌گیری شده داشته باشد، از روش مدل‌سازی پیش‌رو و وارون استفاده شود. در این راستا با استفاده از روش GPR ضخامت لایه برف و یخ و توپوگرافی بستر یخچال علم‌کوه مازندران با اعمال پردازش‌های مناسب و تفسیرهای دقیق، کاوش شده است.

مرور پیشینهٔ تحقیق

روش GPR در میان روش‌های ژئوفیزیکی دارای بیش‌ترین دامنهٔ کاربرد است به‌گونه‌ای‌که در بسیاری از زمینه‌های مهندسی و علوم از جمله در زمینهٔ برف و یخ و یخ‌بندان‌شناسی دارای کاربرد است. ایدهٔ استفاده از امواج الکترومغناطیس فرکانس بالا در بررسی‌های زیرسطحی، به بررسی و اختراعات ثبت شده از سوی هولسمیر[1] در آلمان به سال ۱۹۰٤ باز می‌گردد [۱٦]. نخستین برداشت GPR در سال ۱۹۲۹ به‌وسیلهٔ استرن[2] در اتریش برای تعیین ضخامت یخچال‌ها به‌کار گرفته شد [۱۷]. از سال ۱۹٦۰ میلادی این روش به‌طور گسترده برای بررسی یخچال‌ها استفاده شده است [۷]. امروزه با استفاده از این تکنیک، ضخامت، حجم و توپوگرافی بستر یخچال‌های کوهستانی و قاره‌ای در نقاط مختلف جهان به‌خوبی آشکارسازی می‌شود [۱۸] و [۱۹]. پژوهش‌های کاربردی و تحقیقاتی استفاده از روش GPR برای مطالعه و بررسی یخچال‌ها و برف در منابع و مقالات متعددی گزارش شده است که از جمله آن‌ها می‌توان به استفاده از این روش برای بررسی تغییرات یخچال‌ها در اثر آب و هوا [٤]، آشکارسازی عمق، لایه‌بندی و چگالی برف خشک در جایی که ضخامت برف خیلی متغیر است و در مواقعی که روش‌های حفاری، نتایج بسیار ضعیفی ارائه کرده‌اند [۲۰]، تعیین ضخامت یخ و ساختارهای داخلی اشاره نمود [۲۱–۲٤]. به نقشه در آوردن توزیع تجمع برف و بررسی لایه‌های درونی برف [۲۵]–[۲۸] و آشکارسازی شکاف‌ها در یخچال‌ها [۳] نیز با GPR امکان‌پذیر است. برداشت‌های هوایی GPR نیز می‌تواند نواحی بزرگ را در مدت زمان کوتاهی پوشش دهد که از جمله این پژوهش‌ها می‌توان به برداشت‌های روی صفحات یخی با الگوهای انباشتگی نه چندان همگن،

1, Hulsmeyer
2. Stern

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

اشاره کرد [۲۹]–[۳۳]. بررسی تغییرات ضخامت یخچال‌های کوهستانی اتریش به‌علت تغییرات آب و هوایی و بررسی اثر گرم شدن کرهٔ زمین و تعیین ضخامت یخ به‌وسیلهٔ فیشر و همکاران در سال ۲۰۱۵ انجام شده است [۳٤]. لی و همکاران [۳۵] نیز تحقیقاتی را در زمینه تعیین اندازه‌گیری ضخامت یخ دریا در مجمع الجزایر قطبی شمال کانادا انجام داده‌اند. نتایج تحقیقات آن‌ها ناهمگنی‌های چشم‌گیر ضخامت یخ دریا در سرتاسر ناحیهٔ بررسی شده را نشان می‌دهد. به‌منظور تعیین ضخامت یخ و بررسی ساختار حرارتی از یخچال‌های طبیعی هیمالیا در ارتفاعات بالا، برداشتی از ناحیهٔ ریکا سامبا[1] واقع در مرکز نپال، به‌روش GPR انجام شده است. در این پژوهش، داده‌های GPR اندازه‌گیری شده از این منطقه را که در سال‌های ۲۰۱۰ و ۲۰۱۵ به‌ترتیب با فرکانس مرکزی ۵ و ۳۰ مگاهرتز، به‌دست آمده است را با هم ترکیب کرده‌اند. نتایج آن‌ها نشان داده که ریکا سامبا یک یخچال چند دمایی با لایه‌ای از یخ معتدل به ضخامت ۱۰۰ متر و یخ سرد با حداکثر ضخامت ۱۸۰ متر است. تجزیه و تحلیل آن‌ها نشان می‌دهد که به‌طور معمول به‌کارگیری روش GPR در یخچال‌های کوهستانی چنددمایی به‌علت پراکندگی حجم شدیدی از یخ معتدل زیر یخ سرد، می‌تواند منجر به تفسیر درستی از ضخامت یخچال‌های طبیعی شود [۳٦].

مبانی نظری و فیزیکی روش GPR

روش GPR روشی ژئوفیزیکی غیرمخرب است که بر مبنای انتشار و بازتاب موج الکترومغناطیسی عمل می‌کند [۳۷]. سیگنال ایجاد شدهٔ مولد دستگاه GPR به‌وسیلهٔ آنتن فرستنده به درون زمین فرستاده می‌شود. امواج با سرعت زیادی در زمین منتقل می‌شوند. هنگامی که این امواج به یک شیء و یا سطح بازتاب برخورد می‌کنند، بر اثر تغییر امپدانس الکترومغناطیسی در این محل‌ها، قسمتی از امواج از سطح بازتاب خواهد شد [۳۸]. سیگنال‌های دریافتی GPR به‌وسیلهٔ آنتن گیرنده مستقر در دستگاه در قالب دامنه و قطبیت، در مقابل زمان رفت و برگشت موج ثبت می‌شود. در نتیجه مقطع اولیه نمایش داده‌های برداشت شده، یک

1. Rikha Samba

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

مقطع زمانی است که در آن محور قائم، فاصلهٔ زمانی ارسال موج از فرستنده و دریافت با گیرنده را نشان می‌دهد. برای تعیین موقعیت مکانی رویدادها، باید این زمان‌ها به عمق تبدیل شوند، یعنی این مقطع به مقطعی که محور قائم آن عمق را نمایش دهد، تبدیل شود. برای این منظور لازم است تا سرعت سیر موج در ساختارهای زیرسطحی منطقهٔ بررسی شده، محاسبه شود.

مهم‌ترین پارامترهایی که رفتار امواج الکترومغناطیس را در یک محیط کنترل می‌کنند، گذردهی الکتری‌کی، رسانندگی الکتریکی و تراوایی مغناطیسی هستند. برای بیش‌تر کاربردهای GPR، فرض ثابت بودن شکل اسکالر کمیت‌های فوق بسنده می‌کند. این فرض برای σ و ε اهمیت بیش‌تری دارد [۳۹].

آگاهی از رابطهٔ بین این خصوصیات و بازتاب‌های امواج الکترومغناطیسی، نقش کلیدی در تفسیر داده‌های GPR دارد. اگر برخورد و بازتاب امواج الکترومغناطیسی به یک مرز (تباین الکترومغناطیسی) به‌صورت عمودی در نظر گرفته شود، ضریب بازتاب امواج الکترومغناطیس به‌صورت زیر تعریف می‌شود:

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \qquad (۱)$$

که در رابطهٔ ۱ Z_1 و Z_2 امپدانس امواج الکترومغناطیسی در دو طرف مرز است و به‌صورت (۲) تعریف می‌شود:

$$Z = \frac{\omega\mu}{(\omega^2\varepsilon\mu + i\omega\mu\sigma)^{1/2}} \qquad (۲)$$

که در این رابطه $i = \sqrt{-1}$ و σ رسانندگی است [۳۸]. با فرض دی‌الکتریک بودن، رسانندگی کم و در غیاب مواد با تراوایی مغناطیسی بالا، مقدار امپدانس به‌صورت (۳) در نظر گرفته می‌شود:

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \qquad (۳)$$

در محیط‌هایی که اهداف رسانای غیرعادی و یا مغناطیسی وجود نداشته باشد، کمیتی که منجر به آشکارسازی اهداف در روش GPR می‌شود، گذردهی دی‌الکتریک نام دارد [٤۰]. این کمیت را به‌صورت نسبی، نسبت به گذردهی الکتریک هوا سنجیده و با نماد ε_r نمایش می‌دهند. هرچه تباین این کمیت بین دو محیط بیش‌تر باشد، مرز میان آن دو محیط در مقاطع رادار، بهتر نمایان می‌شود. هم‌چنین سرعت انتشار موج الکترومغناطیسی در محیطی غیررسانا

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

مانند یخ را می‌توان به‌صورت (٤) نمایش داد که تابعی از گذردهی دی‌الکتریک نسبی است [٤١]:

$$V_r = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon\mu}} = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (٤)$$

در این رابطه c سرعت نور در خلاء (بر حسب متر بر ثانیه) است. بنابراین در محیط‌های غیررسانا می‌توان نوشت:

$$R = \frac{\sqrt{\varepsilon_{1r}}-\sqrt{\varepsilon_{2r}}}{\sqrt{\varepsilon_{1r}}+\sqrt{\varepsilon_{2r}}} \approx \frac{V_2-V_1}{V_2+V_1} \quad (۵)$$

که در آن V_1 و V_2 سرعت امواج الکترومغناطیس در دو طرف فصل مشترک است. یکی از فاکتورهای مهم در تمامی روش‌های ژئوفیزیکی، عمق نفود و قدرت تفکیک‌پذیری آن‌ها است. عمق نفوذ امواج الکترومغناطیس به‌شدت تحت تأثیر اتلاف سیگنال در اثر جذب انرژی به‌وسیلهٔ محیط انتقال دهندهٔ موج، قرار می‌گیرد [۳]. تضعیف موج الکترومغناطیسی به‌وسیلهٔ دو پارامتر فرکانس موج الکترومغناطیسی و رسانندگی محیط انتقال دهندهٔ موج، کنترل می‌شود، به‌گونه‌ای‌که با افزایش فرکانس و رسانندگی، تضعیف موج الکترومغناطیسی نیز بیش‌تر می‌شود. در گرینلند و نواحی قطب جنوب با استفاده از آنتن‌های ۵۰ تا ۱۵۰ مگاهرتز به عمق نفوذ ۳ تا ٤ کیلومتر دست یافته‌اند [٤۲]. بررسی نظری تفکیک‌پذیری به‌منظور تخمین عملکرد GPR در تفکیک لایه‌ها نیز بسیار مفید است. بهترین تفکیک‌پذیری عمودی در بررسی‌های GPR، ۱/٤ تا ۱/۲ طول موج غالب رادار است. در جدول ۱ محدودهٔ تفکیک‌پذیری قائم مواد مختلف پیش‌بینی شده در یخچال علم‌کوه (بر حسب متر) آورده شده است. چنان‌که داده‌های این جدول نشان می‌دهند، با افزایش فرکانس میزان تفکیک‌پذیری قائم نیز افزایش می‌یابد. به‌هرجهت در عمل تفکیک‌پذیری قائم کم‌تر از ارقامی است که به‌صورت نظری به‌دست آمده است.

جدول۱. محدودهٔ تفکیک‌پذیری قائم برای محیط‌های بررسی شده با فرکانس‌های مختلف [٤۳]

ویژگی / محیط		آب	یخ	گرانیت	برف (خشک)
تفکیک‌پذیری قائم (بر حسب متر) در فرکانس‌های مختلف	۲۵(MHz)	۰/۳–۰/٦	۱/٦۷–۳/۳٤	۱/۳–۲/٦	۲/۳–٤/٦
	۱۰۰(MHz)	۰/۰۱۵–۰/۰۳	۰/٤–۰/۸	۰/٦۵–۰/۳۲۵	۰/۵۷۵–۱۵/۱
	۲۵۰(MHz)	۰/۰۱۵–۰/۰۳	۰/۲–۰/٤	۰/۰٦۵–۰/۱۳	۰/۱۱۵–۰/۲۳

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

روش‌شناسی پژوهش

در پژوهش حاضر از روش‌های مدل‌سازی پیش‌رو و وارون داده‌های GPR به‌منظور تعبیر و تفسیر برداشت‌های صحرایی با هدف تعیین ضخامت برف و شناسایی سنگ بستر یخچال در منطقهٔ یخچال علم‌کوه استفاده شد. برای آزمودن توانایی روش GPR، در بررسی‌های این‌چنینی لازم است علاوه بر برداشت و تفسیر داده‌های واقعی، شبیه‌سازی پاسخ GPR مدل‌های مصنوعی براساس شرایط حاکم بر مدل واقعی زمینی که ویژگی‌های آن معلوم است، صورت گیرد. از آن‌جاکه پردازش داده‌های GPR هنوز به دوران تکاملی خود نرسیده است، رشد و تعالی این روش در گرو پیشرفت روش‌های پردازشی و مدل‌سازی پیش‌رو برای رسیدن به نتایج مطلوب‌تر است و در این صورت به‌کارگیری GPR روز به‌روز پر رونق‌تر و اقتصادی‌تر خواهد شد.

به‌طورکلی مدل بیان ریاضی ایده‌آلی از مقطع زمین است و مدل‌سازی نیز به دو روش پیش‌رو و وارون انجام می‌شود. در تمام روش‌های مدل‌سازی، هدف تعیین مدلی برای زیر سطح زمین است که نزدیک‌ترین و شبیه‌ترین پاسخ را به پاسخ داده‌های برداشت شده داشته باشد. در مدل‌سازی داده‌های GPR نیز سعی بر آن است تا از بازتاب امواج دریافت شده از زیر زمین که از طریق انتشار امواج الکترومغناطیسی حاصل شده است، بهترین شبیه‌سازی از شرایط زیرسطحی انجام شود. باید توجه نمود که این روش‌ها می‌توانند نتایج جامع و مفیدی برای تفسیر ابتدایی پاسخ‌های GPR از ساختارها و اهداف مورد نظر به‌دست دهند. به‌طور معمول برای مدل‌سازی امواج منتشر شده، پدیده‌ها و لایه‌های زیر زمین به قسمت‌های مکعبی شکل تقسیم می‌شود که به آن شبکهٔ متعامد سلولی گفته می‌شود. برای هر سلول، شدت میدان‌های الکتریکی (E) و مغناطیسی (H) به‌وسیلهٔ مؤلفهٔ عمودی و افقی میدان‌های یک‌نواخت الکترومغناطیسی تعیین می‌شود [٤٤].

در این پژوهش برای دست‌یابی به هدف، با استفاده از الگوریتمی مؤثر و با انجام کدنویسی در محیط GUI نرم‌افزار MATLAB، برنامه کامپیوتری مناسبی برای انجام مدل‌سازی وارون تهیه شد و از آن برای مقایسه و تطابق پاسخ GPR مدل مصنوعی و واقعی استفاده شد. با توجه به این که هر روش مدل‌سازی وارون به برنامه مدل‌سازی پیش‌رو مناسب برای محاسبهٔ پاسخ

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

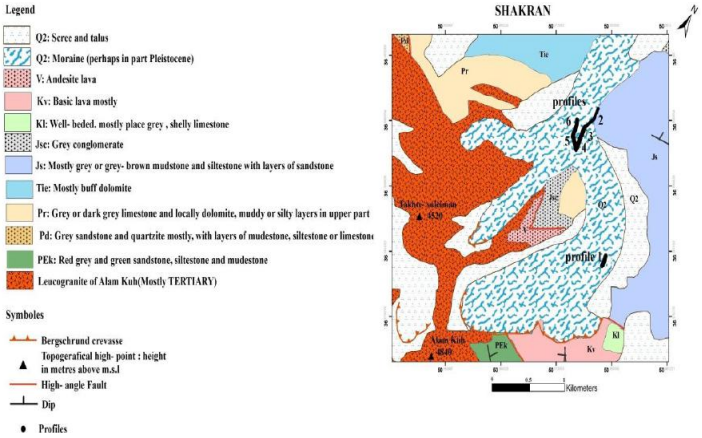
مدل در نقاط و فرکانس‌های مورد نظر، به‌عنوان هسته اصلی نیاز دارد، قبل از انجام مدل‌سازی وارون، ابتدا تلاش شد تا براساس ماهیت و ویژگی‌های فیزیکی و هندسی هدف مورد نظر در برداشت صحرایی، مدل مصنوعی آن تهیه شده و پاسخ GPR دوبعدی آن به‌روش مدل‌سازی پیشرو، به‌دست آید. در این پژوهش از الگوریتم مدل‌سازی پیش‌رو داده‌های GPR به‌روش تفاضل محدود دوبعدی موجود در نرم‌افزار Reflexw و نیز الگوریتم مدل‌سازی پیش‌رو ارائه شده به‌وسیلهٔ ایروینگ و نایت (۲۰۰٦)، بهبود یافته به‌وسیلهٔ احمدی و همکاران (۱۳۹۱) استفاده شده است. برداشت داده‌های صحرایی بر سطح زمین انجام شده و نگاشت‌های راداری داده‌های GPR نیز بعد از پردازش‌های ضروری و مناسب با نرم‌افزار Reflexw، به‌نمایش درآمده است.

معرفی منطقهٔ بررسی شده

قله‌ی علم‌کوه با ارتفاع ٤٨٣٥ متر از سطح دریا در منطقه‌ای به‌نام تخت‌سلیمان با طول جغرافیایی ۵۰ درجه و ۹۰ دقیقه تا ۵۱ درجه و صفر دقیقه شرقی و عرض جغرافیایی ٣٦ درجه و ٤٠ دقیقه تا ٣٦ درجه و ٣٤ دقیقه شمالی، دومین قله مرتفع ایران بعد از قله دماوند محسوب می‌شود [٤٥]. علم‌کوه بزرگ‌ترین و مهم‌ترین یخچال موجود ایران است که در شهرستان کلاردشت مازندران واقع است و در دورهٔ کواترنری به‌وجود آمده است [٢]. ارتفاع این یخچال حدود ٣١٩٧ تا ٤٨٣٥ متر بالای سطح دریا است. محدودهٔ بررسی شده روی رسوبات یخچالی کواترنری (مورن) واقع شده است. ضخامت مورن‌های سطحی از ۰/۵ متر تا حدود ۱/۵ متر (در قسمت بالای یخچال) متغیر است. این رسوبات به‌وسیلهٔ سازندهای کهر، روته، الیکا و شمشک در بر گرفته شده و واحدهای زمین‌شناسی این ناحیه عمدتاً از گرانیت دانه‌ریز تشکیل شده است [٤٥]. در شکل ٢ بخشی از نقشهٔ زمین‌شناسی با مقیاس۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش شکران با نمایش موقعیت پروفیل‌های برداشتی، نشان داده شده است.

داده‌ها با استفاده از دستگاه Mala GeoScience مجهز به آنتن ۲۵ مگاهرتزی به‌وسیلهٔ مؤسسه تحقیقات آب کشور زیر نظر پژوهشکدهٔ منابع آب و در قالب طرح ملی "محافظت از یخچال‌های طبیعی کشور" در خرداد ماه سال ۱۳۹۱ روی یخچال علم‌کوه برداشت شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]



شکل ۲. نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده و موقعیت پروفیل‌های برداشتی GPR با اقتباس از نقشهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران [٤۳]

این سیستم از آنتن‌های بدون پوشش[1] بهره گرفته و داده‌ها به‌روش پروفیل‌زنی با دور افت مشترک، برداشت شده‌اند. فاصلهٔ بین فرستنده و گیرنده در آن ثابت و برابر با ٦ متر و فاصله بین دو رد متوالی حدود ۳۰ سانتی‌متر است. گفتنی است که در زمان برداشت داده‌ها (خرداد ماه)، سطح منطقه با لایه برف با ضخامت متغیر از حدود ۰/۵ تا ۱ متر پوشیده بود. شرایط آب و هوایی بسیار سرد، ارتفاع زیاد یخچال و خطر سقوط بهمن، استفاده از روش GPR را با توجه به سرعت زیاد برداشت و قدرت تفکیک زیاد این روش ژئوفیزیکی، برای بررسی این یخچال ناگزیر می‌سازد. در این پژوهش با توجه به جدول‌های موجود و معلوم بودن جنس لایه‌های بررسی شده، سرعت موج الکترومغناطیسی برای لایه یخ به‌دلیل وجود واریزه در یخ، ۰/۱٦ متر بر نانوثانیه (کم‌تر از سرعت موج الکترومغناطیسی در یخ خالص) انتخاب شده است. در این برداشت جهت‌گیری آنتن‌های فرستنده و گیرنده در طی برداشت داده‌ها ثابت بوده است بنابراین قطبیت آنتن‌های فرستنده و گیرنده در طی برداشت داده‌ها ثابت باقی مانده است. در شکل ۳ تصویری از برداشت داده‌ها و قسمت‌های مختلف سیستم برداشت GPR در یخچال علم‌کوه نشان داده شده است.

1. unshielded

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

شکل ۳. تصویری از برداشت داده‌های GPR در یخچال علم‌کوه و نمایش قسمت‌های مختلف سیستم GPR (ویرایش‌شده از [۴۳])

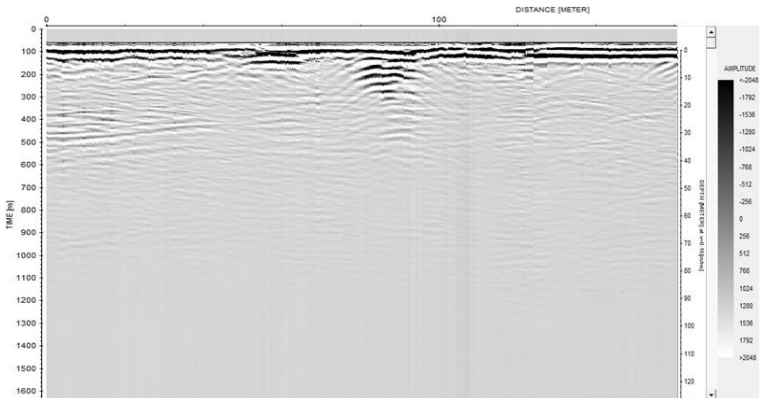
پردازش داده‌های واقعی GPR

تضعیف بسیار کم امواج الکترومغناطیسی در برف خشک و یخ، به‌دلیل رسانندگی کم و نبود مواد دی‌الکتریک هادی یا مغناطیسی، باعث شده که این محیط‌ها بهترین مکان برای انتقال امواج GPR باشند [٤٦]. انتشار سیگنال رادار در برف و یخ تحت تأثیر دو کمیت فیزیکی گذردهی الکتریکی و رسانایی الکتریکی کنترل می‌شود. در یخچال‌ها تغییرات رسانندگی الکتریکی و گذردهی دی‌الکتریک می‌تواند به‌دلیل تباین در چگالی، ناخالصی، دما، اندازه بلورها و تغییر جنس لایه‌ها مانند مورن‌ها باشد. گذردهی الکتریکی یخ به حجم آب و واریزه‌های موجود در یخ بستگی دارد، به‌طوری‌که با افزایش مقدار واریزه و آب در یخ، مقدار آن افزایش می‌یابد. میزان رسانندگی یخ نیز به دمای آن و حضور مواد مختلف در آن بستگی دارد. یخ سرد برای امواج رادار نسبتاً شفاف است و هرگونه ناپیوستگی دی‌الکتریکی در آن مشخص می‌شود [٤٧]. داده‌های GPR پس از برداشت باید پردازش شوند. به‌طورکلی هدف از پردازش داده‌ها، غلبه بر محدودیت‌های ذاتی داده‌های برداشت شده، برای دست‌یابی به تصویری واضح از اهداف زیرسطحی با حذف یا کاهش چشم‌گیر نویزهای ناخواسته و تقویت سیگنال‌ها (افزایش میزان سیگنال به نویز) و اطلاعات واقعی از توده‌های زیرسطحی است. در

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

صورتی که پردازش روی داده‌ها اطلاعات دقیق‌تری در اختیارمان قرار دهد، در نهایت منجر به تفسیر منطقی و مطمئن‌تری خواهد شد. تمامی فرآیند پردازش پیشرفته باید به‌جا و در حد لازم صورت پذیرد وگرنه ممکن است پردازش به حدی مقطع داده‌های رادار را ساده کند که مفسر دچار تصوری اشتباه در مورد شرایط واقعی حاکم در زمین شود.

در پژوهش حاضر برای اختصار فقط نتایج برداشت یکی از پروفیل‌های برداشت، آورده شده است. شکل ٤ نگاشت راداری داده‌های خام برداشت شده منطبق بر یکی از پروفیل‌های برداشت شده با طول ۱٦۰ متر را، بدون اعمال هیچ‌گونه عملیات پردازشی نشان می‌دهد. در پردازش مقاطع GPR، مراحل ابتدایی پردازش شامل آماده‌سازی و مرتب کردن داده‌ها بر اساس فاصله‌های مکانی و سایر ملزومات ویرایش ابتدایی است. از آن‌جاکه فرکانس‌های خیلی‌کم بیان‌گر پدیده‌های القایی و یا محدودیت‌های برد پویا به هنگام استفاده از دستگاه‌ها است، پردازش پایه، بهره‌گیری از یک فیلتر بالاگذر زمانی، برای حذف داده‌های برداشت شده در فرکانس‌های بسیار پایین است.



شکل٤. نگاشت راداری داده‌های خام GPR در منطقهٔ علم‌کوه

مرحلهٔ بعدی شامل تشخیص میزان تضعیف و به‌کارگیری بهرهٔ زمانی صحیح و استفادهٔ ترکیبی از فیلترهای زمانی و مکانی مناسب است. می‌توان از صافی‌ها قبل یا بعد از اعمال بهرهٔ زمانی، البته با معلوم بودن چگونگی اثر بهرهٔ زمانی استفاده کرد، زیرا برخی از مراحل یاد شده، طبیعتی غیرخطی داشته و نمی‌توان اثر ترتیب اعمال مراحل مختلف را نادیده گرفت. پردازش

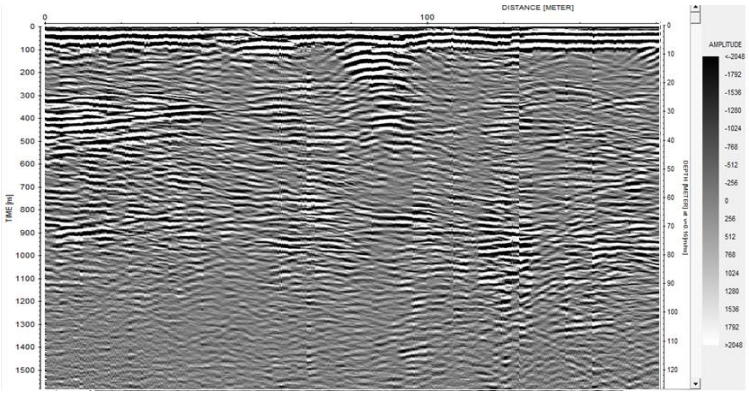
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

پیشرفته داده‌ها به آن دسته از عملیات پردازشی اطلاق می‌شود که در آن کاربر به‌دنبال متمایز کردن هدف کاوش شده در مقاطع داده‌ها برای به‌دست آوردن تصویر واضح‌تری از آنومالی‌ها و ناهنجاری‌های مورد نظر است. مثلاً مهاجرت به‌سادگی، با حذف مناسب شکست‌ها و گذاشتن این پدیده‌ها در جای مناسب‌تر، تصویر بهتری از رخدادهای پنهان را نشان می‌دهد.

به‌دلیل نداشتن آگاهی از نحوهٔ رفتار امواج در محیط و نامشخص بودن محدودهٔ فرکانسی سیگنال و نوفه، با استفاده از روش آزمون و خطا سعی شد تا با اعمال فیلترهای مختلف و بررسی اثر آن‌ها روی مقاطع در نرم‌افزار Reflexw، توالی پردازشی مناسبی برای داده‌ها انتخاب شود. به‌علت فاصله‌های زمانی کوتاه بین پالس‌های ارسالی به‌وسیلهٔ فرستنده و پالس‌هایی که به‌صورت مستقیم از طریق هوا و زمین به گیرنده می‌رسند و نیز وجود بازتاب‌هایی که از توده‌های کم‌عمق نشأت می‌گیرند، گیرنده از سیگنال اشباع می‌شود [۳۹]. این مسئله سبب به‌وجود آمدن روند آهستهٔ فرکانس پایین (Wow)، می‌شود. یکی از فیلترهای بالاگذر مناسب برای حذف نوفه‌های فرکانس پایین که در همهٔ نرم‌افزارهای GPR موجود است، فیلتر دی‌واو است. خوشبختانه تمام سیستم‌های پیشرفته GPR به‌صورت خودکار فیلتر دی‌واو را با اعمال پارامترهای شرایط بهینه به هر تریس اعمال می‌کنند. در این مورد نیز ابتدا فیلتر Dewow با مقدار پنجرهٔ زمانی ٤٠ نانوثانیه بر داده‌ها اعمال شد. به‌منظور قرارگیری نقطهٔ شروع تریس‌ها در سطح زمین و قرارگیری بازتاب‌ها در مکان واقعی، از فیلتر تصحیح ایستا (استاتیک) در مرحلهٔ بعدی پردازش استفاده شده است. در این پژوهش به‌منظور جبران تضعیف امواج الکترومغناطیس، از تابع تقویت ترکیبی دو تابع بهرهٔ خطی و نمایی به‌ازای مقدار ۰/۲ برای بهرهٔ خطی و ۰/۱٦ برای قسمت نمایی استفاده شد. شکل ۵ مقطع عمقی و زمانی داده‌های GPR را بعد از اعمال پردازش‌های مذکور نشان می‌دهد.

وجود توپوگرافی مسیر امواج الکترومغناطیسی GPR را نسبت به راستای قائم، به جلو یا عقب می‌راند و با افزایش شیب سطح زمین انحراف از راستای قائم نیز بیش‌تر می‌شود. آنتن‌های گیرنده نیز به‌وجود توپوگرافی حساس هستند. بنابراین با توجه به این موضوع و وجود توپوگرافی زیاد در بخشی از این منطقه، تصحیح توپوگرافی روی داده‌ها اعمال و رخدادها به

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]



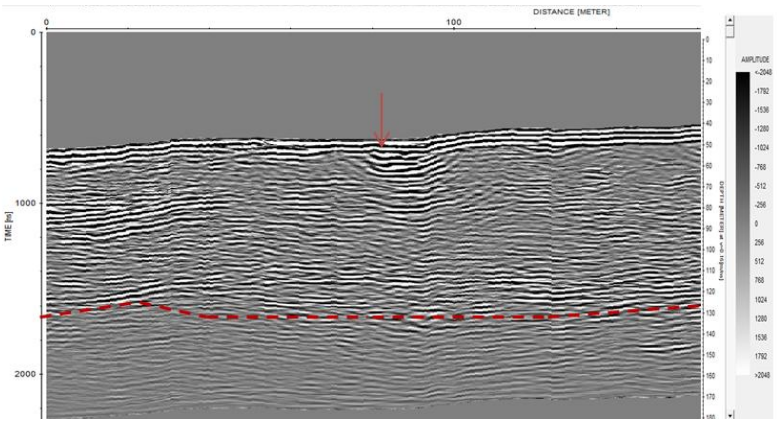
شکل ۵. نگاشت راداری داده‌های GPR بعد از به‌کارگیری بهرهٔ ترکیبی خطی و نمایی

مکان صحیح خود نسبت داده شدند. در هر صورت چنان‌که از شکل ٦ مشاهده می‌شود در این‌جا توپوگرافی بر داده‌های GPR تأثیر چندانی نگذاشته است. هم‌چنین برای حذف اثر جهت‌گیری منبع و گیرنده بر داده‌های بازتاب شده و توزیع هندسی سطح هدف (بازتاب‌کننده)، از فیلتر مهاجرت f-k استفاده شده است. فیلتر مهاجرت f-k دارای چهار پارامتر طول پنجره، سرعت امواج الکترومغناطیسی GPR در محیط انتشار و زمان شروع و پایان این فیلتر است. در این پردازش، از طول پنجره ۱۰ نانوثانیه و سرعت ۰/۱٦ متر بر نانوثانیه موج الکترومغناطیسی در یخ برای اعمال فیلتر مهاجرت به‌منظور تصحیح اثر توپوگرافی استفاده شده است. برای جلوگیری از اعوجاج حاصل از مهاجرت در زمان‌های پایانی این مقطع، این پردازش به بازه زمانی ۰ تا ۱۳۰۰ نانوثانیه محدود شده است.

شکل ٦ مقطع زمانی و عمقی این پروفیل را بعد از اعمال این دو فیلتر نشان می‌دهد. چنان‌که در شکل ٦ نشان داده شده است، داده‌های پردازش شده GPR ساختارهای مختلف زیر سطح یخچال را نشان می‌دهد. هرگونه تغییر در ثابت دی‌الکتریکی محیط انتقال‌دهندهٔ موج، به‌صورت بازتاب در مقطع GPR مشاهده می‌شود. این تغییر پیوسته در بستر یخچال، که به‌دلیل تباین گذردهی الکتریکی سنگ بستر (گرانیت) و یخ است، با توجه به حضور لایه‌های واریزه‌ای داخل یخ، تضعیف شده است. در این مقطع محدوده‌ای که با پیکان مشخص شده و از زمان ٦۲۵ تا ۹۸۰ نانوثانیه (تقریباً به‌طول ۲۸ متر) در فاصلهٔ ۷٤ تا ۹۷ متری ابتدای پروفیل قرار دارد،

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

به ساختار داخلی یخچال مرتبط نیست و احتمالاً یک گودال پر شده از یخ، آب و واریزه است. در زمان برداشت داده‌ها (خرداد ماه)، برف کل سطح منطقه را پوشانده و گودال مشخص نبود ولی در فصل ذوب برف مشاهده شد که سیستم اندازه‌گیری GPR مستقیماً از روی گودال عبور کرده است. هم‌چنین یک لایه واریزه‌ای پیوسته در داخل یخ، به‌طور واضح از ابتدا تا انتهای پروفیل، آشکارسازی شده است. بستر یخچال نیز در زیر پروفیل بررسی شده قابل شناسایی است.



شکل ٦. نگاشت راداری داده‌های GPR بعد از اعمال پردازش‌های تصحیح اشباع سیگنال، تصحیح استاتیک، بهره SEC، مهاجرت f-k و تصحیح توپوگرافی

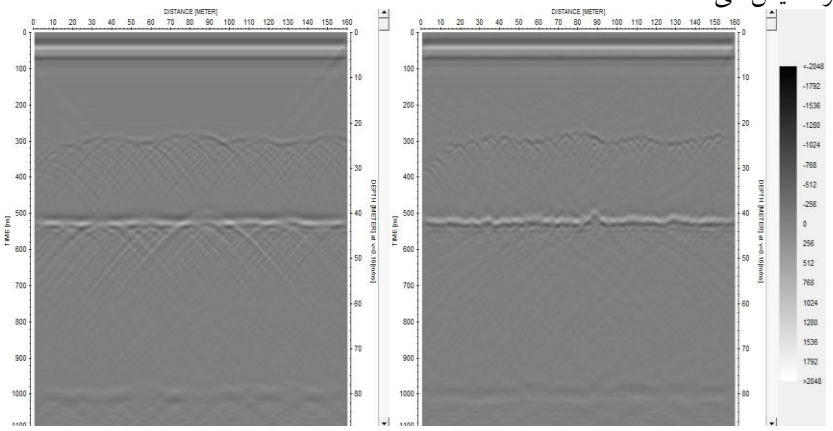
مدل‌سازی پیش‌رو داده‌های GPR

به‌منظور شبیه‌سازی داده‌های GPR برداشت شده در منطقهٔ یخچال علم‌کوه مازندران، در شکل ۷ پاسخ GPR مدل مصنوعی متناظر با یکی از پروفیل‌های برداشت شده در این منطقه، نشان داده شده است. با توجه به ساختار زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده که از سطح به عمق به‌ترتیب، لایهٔ اول برف (با ضخامت متغیر بین ۰/۵ تا ۱ متر)، لایهٔ دوم واریزه (با ضخامت متغیر بین ۰/۵ تا ۱ متر)، لایهٔ سوم یخ و در نهایت بستر یخچال (لایه گرانیتی) قرار دارند و هم‌چنین با توجه به حضور واریزه‌هایی داخل یخ و متأثر از آن، پاسخ GPR یک مدل مصنوعی دارای لایه‌بندی با ناهمگنی‌هایی به شکل دایره با شعاع ۲۵ سانتی‌متر مدل‌سازی شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

نتایج مدل‌سازی با استفاده از نرم‌افزار Reflexw در شکل ۷ نشان داده شده است. مشخصات فیزیکی لایه‌های شبیه‌سازی شدهٔ این مدل نیز در جدول ۲ خلاصه شده است. مقدار تراوایی مغناطیسی (μ) محیط میزبان و هدف برابر با تراوایی مغناطیسی فضای آزاد (خلأ) در نظر گرفته شده است.

چنان‌که پاسخ GPR شکل ۷ الف نشان می‌دهد لایه‌های نازک اول و دوم (برف و واریزه) با توجه به کم بودن ضخامت این لایه‌ها، در مقطع شبیه‌سازی شده قابل تفکیک نیستند. بستر یخچال نیز در زمان ۵۲۰ نانوثانیه مشخص شده است. اهداف نقطه‌ای به‌دلیل پراش امواج GPR در برخورد با آن‌ها به‌صورت بازتاب‌های هذلولی شکل در مقاطع GPR، دیده می‌شوند. بنابراین برای دست‌یابی به پاسخ بهتر، از فیلتر مهاجرت f-k استفاده شده است. در مهاجرت f-k، داده‌ها نخست به‌وسیلهٔ تبدیل فوریه دوبعدی، از حوزهٔ مکان–زمان به حوزهٔ فرکانس– طول موج انتقال یافته و پس از انجام محاسبات مربوط به مهاجرت، مجدداً به‌وسیلهٔ تبدیل فوریه معکوس به حوزهٔ مکان– زمان انتقال داده می‌شوند. شکل ۷ ب مقطع مدل را بعد از اعمال این فیلتر نمایش می‌دهد.



ب الف

شکل ۷. الف) مقطع شبیه‌سازی شده GPR لایه‌های یخچال علم‌کوه در نرم‌افزار Reflexw و ب) مقطع قسمت الف بعد از اعمال پردازش مهاجرت

به‌طورکلی می‌توان گفت اجسام و سطوحی که از لحاظ گذردهی الکتریکی با محیط اطراف خود تباین قابل توجهی دارند، امواج الکترومغناطیسی ارسالی از فرستنده دستگاه GPR را

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

جدول ۲. مشخصات فیزیکی مدل‌های شبیه‌سازی شده شکل ۷ [۴۸]

جنس لایه	ضخامت (متر)	گذردهی دی‌الکتریک	رسانندگی (mS/m)
برف	۱	۲	۰/۱
واریزه	۱	۵	۰/۲
یخ	۴۰	۳	۰/۰۱
گرانیت		۶	۰/۱

بازتاب و یک موجک با سه قسمت عمده در تریس‌های رادار ایجاد می‌کنند. اگر چه قطبیت موجک بازتاب یافته به قطبیت آنتن‌های فرستنده و گیرنده بستگی دارد، اما با این وجود با مشخص شدن قطبیت موجک بازتاب یافته از فصل مشترک‌های معین زیرسطحی، می‌توان به مقایسهٔ ماهیت لایه‌های ناشناخته زیرسطحی پی برد. در این پژوهش با توجه به این‌که جهت‌گیری آنتن‌های فرستنده و گیرنده در طول برداشت داده‌های GPR ثابت بوده است، بنابراین قطبیت آنتن‌های فرستنده و گیرنده در طی برداشت داده‌ها ثابت باقی مانده است. از این‌رو، با توجه به ساختار زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده که به‌ترتیب از سطح به عمق، لایهٔ اول برف، لایهٔ دوم واریزه، لایهٔ سوم یخ و در نهایت بستر یخچال (لایه گرانیتی) قرار دارد و نیز مشخص بودن قطبیت فصل مشترک یخ- بستر یخچال، می‌توان به مقایسهٔ مقطع پردازشی مربوط به برداشت داده‌های GPR و مقطع حاصل از شبیه‌سازی پرداخته و به ماهیت لایه‌های زیر سطحی پی برد. چنان‌که در شکل ۷ ب مشاهده می‌شود در طول پروفیل، همهٔ تریس‌ها رویدادی واضح با قطبیت + − + در فصل مشترک یخ (ε = ۳) − بستر یخچال (ε = ۶)، جایی که R (ضریب بازتاب) مقدار منفی دارد، نشان می‌دهند. قطبیت + − + تغییر گذردهی الکتریکی از یخ به بستر را نمایش می‌دهد. هم‌چنین چنان‌که در این شکل مشاهده می‌شود، قطبیت اولین تریس‌هایی که در مقطع شبیه‌سازی شده قرار دارند؛ − + − است. این قطبیت (− + −) در تریس‌ها به بازتاب از فصل مشترکی تعلق دارد که مقدار ضریب گذردهی الکتریکی لایهٔ بالایی از لایهٔ پایینی بیش‌تر باشد (لایه واریزه- یخ). رویداد مربوط به برف – واریزه با توجه به نازک بودن ضخامت برف (کم‌تر از یک متر) و طول موج بالای امواج GPR به‌صورت واضح

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

مشخص نیست. هم‌چنین با افزایش میزان آب در یخچال، سرعت موج الکترومغناطیسی کاهش پیدا کرده و سبب بازتاب‌هایی در تریس‌های GPR می‌شود.

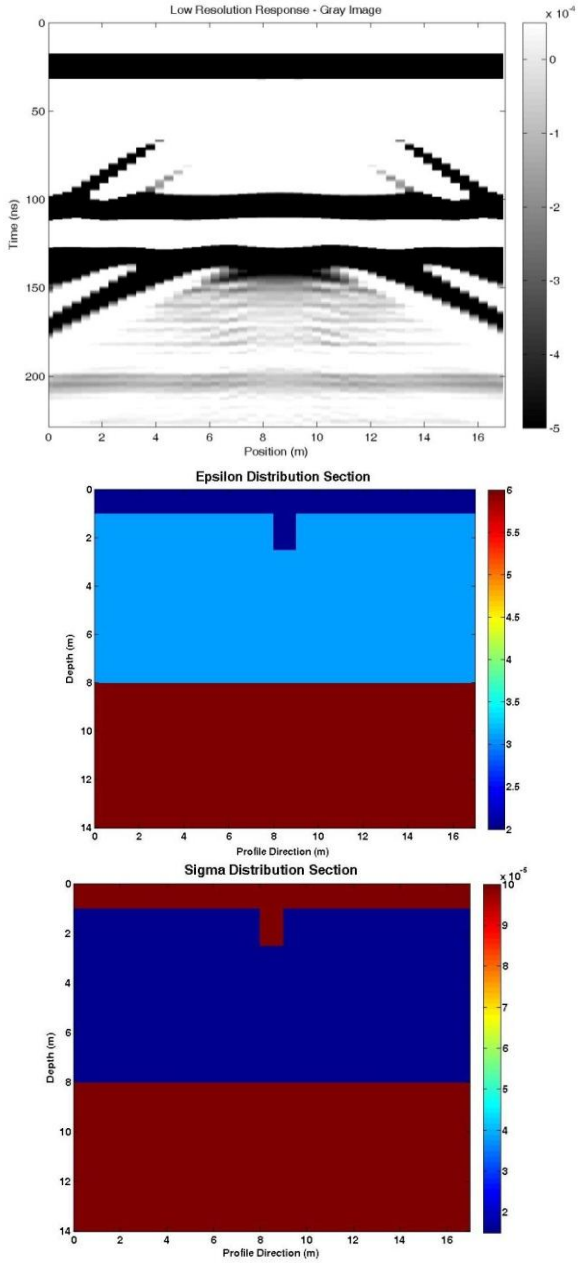
در شکل ۸ مدل هندسی و فیزیکی (ردیف پایین شکل) و پاسخ GPR متناظر با پروفیل مورد نظر در این منطقه (ردیف بالای شکل)، با استفاده از الگوریتم تفاضل محدود بهبود یافته به‌وسیلهٔ احمدی و همکاران (۱۳۹۱) شبیه‌سازی شده است. این مدل بیان‌گر یک زمین سه لایه‌ای است که در آن لایهٔ رویی از جنس برف (که یک گودال به عرض ۱ متر به عمق ۱/۵ متر و فاصله سطح زمین تا دهانه گودال ۱ متر در کف لایه برف وجود دارد)، لایهٔ میانی از جنس یخ دارای واریزه و لایهٔ زیرین از جنس گرانیت است. مقادیر گذردهی دی‌الکتریک و رسانندگی الکتریکی لایهٔ یخ دارای واریزه از طریق متوسط‌گیری وزن‌دار مقادیر ویژگی‌های فیزیکی یخ و واریزه با نسبت ٤۰ به ۱ محاسبه شده است. مشخصات فیزیکی لایهٔ برف با ضخامت یک متر به‌صورت (σ=۰/۰۰۰۱ S/m و ε=۲)، لایهٔ یخ دارای واریزه با ضخامت ۷ متر به‌صورت (σ=۰/۰۰۰۰۱۵ S/m و ε=۳/۱) و لایهٔ گرانیت با ضخامت شش متر به‌صورت (σ=۰/۰۰۰۱ S/m و ε=٦) است. مقدار تراوایی مغناطیسی (μ) اهداف نیز، برابر با تراوایی مغناطیسی فضای آزاد (خلأ) در نظر گرفته شده است.

نتیجه شبیه‌سازی در شکل ۸ نیز نشان می‌دهد که پاسخ مدل‌سازی GPR فصل مشترک افقی لایه‌ها، به‌صورت رخدادهای افقی است. هم‌چنین دلیل تولید چنین پاسخی این است که جنس لایهٔ رویی و جنس مواد داخل گودال، یک‌سان در نظر گرفته شده است (هر دو برف). بنابراین همین موضوع مطابق انتظار باعث ایجاد هذلولی‌هایی همراه با پاسخ فصل مشترک دو لایهٔ اول و دوم می‌شود.

محدودیت‌ها و عدم قطعیت‌های روش GPR

با توجه به نتایج حاصل از شبیه‌سازی داده‌های GPR برداشت شده در منطقهٔ یخچال علم‌کوه مازندران، می‌توان محدودیت‌ها و عدم قطعیت‌های عملی روش GPR در بارهٔ مسائلی نظیر پژوهش حاضر (برف و یخ و یخ‌بندان‌شناسی) را به‌طورکلی در سه بخش مدل‌سازی عددی داده‌ها، عملیات برداشت صحرایی و تفسیر نتایج خلاصه کرد. در زمینهٔ پژوهش‌های برف و یخ از طریق مدل‌سازی عددی، نیاز به تولید پاسخ تعداد زیادی مدل مصنوعی در فرایند شبیه‌سازی

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]



شکل۸. مدل فیزیکی و هندسی زمین سه لایه‌ای شامل چندضلعی دوبعدی در قسمت پایین شکل و پاسخ سامانه GPR شبیه‌سازی شده متناظر با پروفیل مورد نظر در قسمت بالای شکل

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

است که این کار بسیار زمان‌بر و خارج از حوصله است. به‌دلیل اطلاع نداشتن از مقادیر دقیق ویژگی‌های الکتریکی ترکیبات سازنده و پیچیدگی زیاد ترکیبات غیرهمگن و نیز وجود محدودیت‌های گوناگون در تمامی الگوریتم‌ها و نرم‌افزارهای مدل‌سازی، اعمال تمامی شرایط واقعی زمین در مدل، امکان‌پذیر نیست. هم‌چنین فرآیند مدل‌سازی و شبیه‌سازی مدل‌های مصنوعی متناظر با برفابه‌ها (برف‌های آبدار) به‌دلیل زیاد بودن مقدار گذردهی دی‌الکتریک آب، سیار زمان‌بر است. هم‌چنین انواع نوفه‌ها در مدل واقعی زمین وجود دارد که اعمال تمامی آن‌ها در مدل‌سازی مصنوعی ممکن نیست. در زمینهٔ عملیات برداشت صحرایی داده‌های GPR با توجه به ارتباط بین میزان فرکانس مرکزی سیستم‌های اندازه‌گیری GPR، عمق نفوذ و تفکیک‌پذیری، و با توجه به تنوع مسائل مطالعاتی یخچال‌ها با تعداد زیاد لایه‌ها، جنس و ترکیبات مختلف، نیاز به طیفی از تجهیزات با فرکانس‌های گوناگون است که معمولاً تمامی آن‌ها در اختیار نیستند. در ارتباط با تجزیه و تحلیل داده‌ها و تفسیر تصاویر GPR حاصل از برداشت‌های برف و یخ، معمولاً در مورد لایه‌های برف و یخ دارای واریزه، در صورت تأثیر هم‌زمان چند عامل همانند حضور واریزه‌های با جنس‌ها و ترکیبات مختلف، عدم یک‌نواختی و ناهمگنی حضور واریزه‌ها در مکان‌های مختلف، تغییرات دانه‌بندی واریزه‌ها و غیره، پاسخ قدری پیچیده شده و درنتیجه تشخیص نوع عامل تأثیرگذار و میزان تأثیرگذاری آن بر پاسخ، مشکل است. البته خوشبختانه برف و یخ همگن برای امواج الکترومغناطیس شفاف هستند به‌طوری‌که موج الکترومغناطیسی قادر است از یک کیلومتر یخ همگن عبور کند.

مدل‌سازی وارون داده‌های GPR

در مدل‌سازی وارون سعی می‌شود تا براساس داده‌های برداشت شده، مدل مربوط ایجاد شود. بقیه مراحل مدل‌سازی وارون همانند مدل‌سازی پیش‌رو است. هدف از وارون‌سازی، مشخص کردن مدلی از زمین است که مشاهدات ما را به بهترین وجه تشریح کند و محدودیت‌های وارد شده از طرف فیزیک مسئله را پاسخ‌گو باشد. در این پژوهش سعی بر آن است تا از روش مدل‌سازی وارون برای اعتبارسنجی تعبیر و تفسیر برداشت‌های واقعی GPR برای دستیابی به هدف مورد نظر استفاده شود. برای این منظور باید نتایج مدل‌سازی وارون با

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

نتایج مدل‌سازی‌های انجام شده قبلی، مقایسه شود تا از مجموع نتایج به‌دست آمده بتوان برای ارزیابی‌های دقیق‌تر داده‌های برداشت شده، استفاده کرد. در واقع هدف از انجام مدل‌سازی وارون در این پژوهش، ایجاد مدلی از زمین است که پاسخی مشابه داده‌های اندازه‌گیری شده داشته باشد. این مسئله را می‌توان با حل یک مسئلهٔ بهینه‌سازی، معادله‌بندی کرد که در آن محاسبه خطای مدل‌های مختلف نیز مفید است. در تمامی روش‌های بهینه‌سازی از جمله روش بهینه‌سازی کم‌ترین مربعات خطا، مدل اولیه در فرآیندی تکرار شونده طوری بهبود می‌یابد که مجموع مربعات خطا یعنی اختلاف بین مقادیر پاسخ‌های مدل و داده‌های برداشت شده، کمینه شود. بدین‌ترتیب پارامترهایی از مدل باید تغییر کنند تا مجموع مربعات خطا کاهش یابد. در این پژوهش از رابطهٔ به‌هنجار (نرمالیزه) شده (٦) برای محاسبه خطا به‌روش کم‌ترین مربعات خطا، استفاده شده است:

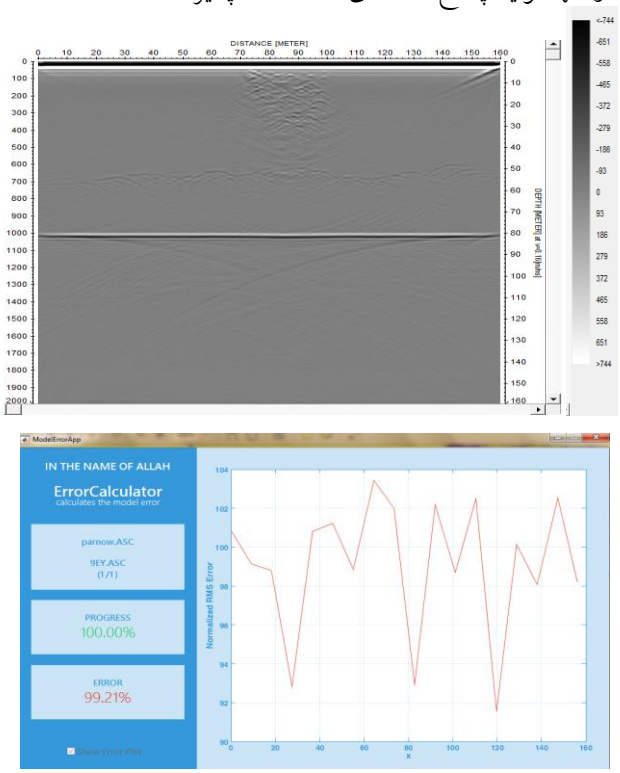
$$\text{RMS error} = \sqrt{\frac{\Sigma\left(\frac{Ez_{real}-Ez_{model}}{Ez_{real}}\right)^2}{n}} \times 100 \qquad (٦)$$

نتیجهٔ حاصل از مدل‌سازی وارون برای داده‌های صحرایی برداشت شده در منطقه مورد نظر همراه با میزان خطای به‌دست آمده برای مدل مذکور، در شکل ۹ نشان داده شده است. در این پژوهش آخرین مقطعی که خطای کم‌تری داشته، به‌عنوان نتیجه، آورده شده است. قابل ذکر است مقطع نهایی پاسخ مدل‌سازی شده مدلی است که به‌منظور ایجاد تشابه بیش‌تر با واقعیت و دست‌یابی به نتایج واقع گرایانه‌تر به صورت لایه‌های به ترتیب برف، یخ با حضور واریزه‌ها، بستر گرانیتی و گودال پر شده از یخ‌آب و واریزه در نظر گرفته شده است.

در نگاه کلی خطاهای به‌دست آمده از مدل‌سازی وارون و داده‌های واقعی GPR، دور از انتظار به‌نظر می‌رسد که البته عوامل مختلفی در بالا بودن میزان این خطاها نقش داشته و به مهم‌ترین آن‌ها اشاره می‌شود. معمولاً زمین‌های واقعی بسیار پیچیده بوده و مقادیر گذردهی دی‌الکتریک و رسانندگی الکتریکی آن‌ها از سطح زمین تا یک عمق مشخص، متفاوت است، بنابراین زمانی می‌توان به‌طور دقیق این مقادیر را تعریف کرد که محیط مورد نظر، نقطه به نقطه با آزمایش، بررسی شود. این در حالی است که برای شبیه‌سازی پاسخ مدل‌ها، محیط میزبان و هدف، کاملاً یک‌نواخت، همگن و هم‌سان‌گرد در نظر گرفته می‌شود. هم‌چنین در مدل‌های واقعی زمین، انواع نوفه‌ها وجود دارد که اعمال آن‌ها در مدل‌سازی مصنوعی، امکان‌پذیر نیست. علاوه بر این

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

به‌دلیل وجود محدودیت‌های گوناگون در تمامی الگوریتم‌ها و نرم‌افزارهای مدل‌سازی پیش‌رو، امکان انجام مدل‌سازی، دقیقاً مطابق با مدل‌های واقعی، به‌دلیل پیچیدگی‌های طبیعت زمین، امکان‌پذیر نبوده و تنها تولید پاسخ مدل‌های ساده امکان‌پذیر است.



شکل۹. مدل زمین با بیش‌ترین شباهت به مقطع حاصل از برداشت داده‌های صحرایی در منطقه یخچال علم‌کوه همراه با میزان خطای به‌دست آمده

نتیجه‌گیری

در پژوهش حاضر از روش GPR با هدف کاربرد در زمینهٔ پژوهش‌های برف و یخ و یخ‌بندان‌شناسی در منطقهٔ یخچال علم‌کوه مازندارن استفاده شد. برای این منظور مدل‌سازی پیش‌رو و وارون داده‌های GPR برای نگاشت راداری منطبق بر یکی از پروفیل‌های شاخص برداشت شده در این منطقه، صورت گرفت. نتایج پژوهش حاضر براساس خروجی مدل‌سازی پیش‌رو و وارون داده‌های GPR نشان می‌دهد که میزان تطابق پاسخ مدل‌سازی پیش‌رو با

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

نگاشت راداری داده‌های واقعی منطبق بر یکی از پروفیل‌های برداشت شده در این منطقه، حاکی از تفسیر درست زیرسطحی آن منطقه است. هم‌چنین خطای بالای مدل‌سازی وارون داده‌ها به‌دلیل تأثیر عوامل مختلف و وجود محدودیت‌های گوناگون در مدل‌سازی به‌ویژه مدل‌سازی وارون داده‌های GPR است. براساس نتایج این پژوهش روش GPR به‌عنوان روشی ژئوفیزیکی غیرمخرب، قابلیت کاربرد در بررسی‌های امور مربوط به برف، یخ و یخچال‌ها را دارد.

تقدیر و تشکر

از آقای سعید پرنو به‌دلیل در اختیار قرار دادن داده‌های برداشت شده در منطقه علم‌کوه مازندران و نیز کمک‌های ارزشمند ایشان تشکر ویژه‌ای می‌کنیم. هم‌چنین از زحمات جناب آقای علی شهنما که در کدنویسی برنامه مدل‌سازی وارون داده‌های این مقاله همکاری کردند، تشکر و قدردانی می‌شود.

منابع

۱. صداقت م.، معماریان ح.، "زمین‌شناسی فیزیکی"، جلد ۱، چاپ ٦، (۱۳٦۹) ٤۱۳-٤۳۵.

۲. وزیری ف.، "هیدرولوژی کاربردی در ایران (شناسایی یخچال های طبیعی در ایران)"، جلد دوم، چاپ اول، سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور، معاونت امور پشتیبانی، مرکز مدارک علمی و انتشارات، تهران (۱۳۸۲) ۱۰٤-۱۰۸.

3. Eder K., Reidler C., Mayer C., Leopold M., "Crevasse detection in Alpien areas using ground penetrating radar as a component for a mountain gulde system", The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Inf. Sci., 37 (2008) 838-839.

4. Hagg w., Mayer c., Lambrecht A. Kriegel D., "Glacier changes in the Big Naryn basin", Central Tian Shan, Global and Planetary Change. in press (2012).

5. Barnett T. P., Adam J. C., Lettenmaier D. P., "Potential impacts of a warming climate on water availability in snow dominated regions", Nature, 438 (7066) (2005) 303-309.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

٦. ولدان زوج م. ج.، رضایی ی.، وزیری ف.، مباشری م. ر.، "بررسی یخچال طبیعی علم‌چال با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای KNTU"، شمارهٔ ۷۰، دوره ۱۸، (۱۳۸٦) ۳-٤.

7. Lrvine-Fynn T. D. L., Moorman B. J., Williams J. L. M., Walter F. S. A, "Seasonal changes in Ground penetrating radar signature observed at a polythermal glacier", Bylot Island, Canada, Earth Surface processes and Landforms., 31, 7 (2006) 892-909.

8. Kennett, P., "Reconnaissance gravity and magnetic surveys of part of the Larsen ice shelf and adjacent mainland", British Antarctic Survey Bulletin, 8 (1966) 49-62.

9. Crossley D. J., Clarke G. K. C., "Gravity Measurements on “Fox Glacier”, Yukon Territory", Canada, Journal of Glaciology, 9 (1970) 363-374.

10. Bose R. N., Dutta N. P., Lahiri S. M., "Refraction Seismic Investigation at Zemu Glacier", Sikkim, Journal of Glaciology, 10 (1971) 113-119.

11. Hubbard B., Glasser N., "Field techniques in glaciology and glacial geomorphology", John Wiley and Sons Ltd, Chichester: UK, 400 (2005).

12. Gibas J., Rachlewicz G., Szczucinski W., "Application of DC resistivity soundings and geomorphological surveys in studies of modern Arctic glacier marginal zones", Petuniabukta, Spitsbergen, Polish Polar Reserch., 26, 4 (2005) 239-258.

13. Reynolds J. M., "The role of geophysics in glacial hazard assessment", First Break, 24 (9) (2006) 61-66.

14. David E., James W., David R., "Shallow seismic surveys and ice thickness estimates of the Mullins Valley debris-covered glacier", McMurdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Science., 19 (2007) 485-496.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]

[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

15. Angelopoulos M. C., Pollard W. H., Couture N. J., "The application of CCR and GPR to characterize ground ice conditions at Parsons Lake, Northwest Territories, Cold Regions Science and Technology, 85 (2013) 22-33.
16. Apparao A., "Development in geoelectrical methods", Balkema (1997).
17. Stern W., "Versucheiner elektrodynamischen dickenmessung von gletschereis", Gerl. Beitr. Zur Geophysik., 23 (1929) 292-333.
18. Watson M. I., Yelf R. J., Bertler N. A N., "Bedrock topography and Isochrone mapping of five glaciers in Victoria Land", Antarctica, 12th International Conference on Ground Penetrating Radar (2008).
19. Binder D., Bruckl E., Roch K. H., Behm M., Schoner W., Hynek B., "Determination of total ice volume and ice-thikness distribution of tow glaciers in the Hohe Tauern region", Eastern Alps, from GPR data, Annals of Glaciology., 50, 51, (2009) 71-79.
20. Previati M., Godio A., Ferraris, S., "Validation of spatial variability of snowpack thickness and density obtained with GPR and TDR methods, J. of. Applied Geophysics., 75, (2011) 284-293.
21. Robin G. D. Q., Evans S., Bailey J. T., "Interpretation of radio echo sounding in polar ice sheets", Philos. T. R. Soc. A, 265 (1969) 437-505.
22. Bauder A., Funk M., Gudmundsson G. H., "The ice-thickness distribution of Unteraargletscher", Switzerland, Ann. Glaciol., 37 (2003) 331-336.
23. Brandt O., Langley K., Kohler J., Hamran S. E., "Detection of buried ice and sediment layers in permafrost using multi-frequency Ground Penetrating Radar: A case examination on Svalbard", Remote Sensing of Environment., 111, 2 (2007) 213-226.
24. Singh S. K., Rathore B. P., Bahuguna I. M., Ramnathan A. L., "Estimation of glacier ice thickness using Ground Penetrating Radar in the Himalayan Region", Current Science., 103, 1, (2012) 68-73.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

25. Heilig A., Eisen O., Schneebeli M. "Temporal observations of a seasonal snowpack using upward-looking GPR, Hydrol. Process., 24 (2010) 3133-3145.

26. Machguth H., Eisen O., Paul F., Hoelzle M., "Strong spatial variability of snow accumulation observed with helicopter-borne GPR on two adjacent Alpine glaciers", Geophys. Res. Lett., 33 (2006) L13503.

27. Sold L., Huss M., Hoelzle M., Andereggen H., Joerg P. C., Zemp M., "Methodological approaches to infer end-of-winter snow distribution on alpine glaciers", J. Glaciol., 59 (2013) 1047-1059.

28. Helfricht K., Kuhn M., Keuschnig M., Heilig A., "Lidar snow cover studies on glaciers in the Ötztal Alps (Austria): comparison with snow depths calculated from GPR measurements", The Cryosphere, 8 (2014) 41-57.

29. Arcone S. A., Spikes V. B., Hamilton G. S., Mayewski P. A., "Stratigraphic continuity in 400 MHz short-pulse radar profiles of firn in West Antarctica", Ann. Glaciol., 39 (2004)195-200.

30. Huybrechts P., Rybak O., Steinhage D., Pattyn F., "Past and present accumulation rate reconstruction along the Dome Fuji-Kohnen radio-echo sounding profile", Dronning Maud Land, East Antarctica, Ann. Glaciol., 50 (2009) 112-120.

31. Azam M. F, Wagnon P., Ramanathan A., Vincent C., Sharma P., Arnaud Y., Linda A., Pottakkal J. G., Chevallier P., Singh V. B., Berthier E., "Form balance to imbalance: A shift in the dynamic behaviour of Chhota Shigri glacier", western Himalaya, India, Journal of Glaciology,5:208 (2012) 315-324.

32. Miège C., Forster R. R., Box J. E., Burgess E. W., Mc-CONNELL J. R., Pasteris D. R., Spikes V. B., "Southeast Greenland high accumulation

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

rates derived from firn cores and ground-penetrating radar", Ann. Glaciol., 54 (2013) 322-332.

33. Hawley R. L., Courville Z. R., Kehrl L. M., Lutz E. R., Osterberg E. C., Overly T. B., Wong G. J., "Recent accumulation variability in northwest Greenland from ground-penetrating radar and shallow cores along the Greenland Inland Traverse", J. Glaciol., 60 (2014) 375-382.
34. Fischer A., Span N., Kuhn M., Helfricht K., Stocker-Waldhuber M., Seiser B., Massimo M., Butschek M., "Ground-penetrating radar (GPR) point measurements of ice thickness in Austria. Institute for Interdisciplinary Mountain Research of the Austrian Academy of Sciences (2015).
35. Li T., Zhao J., Jiao Y., Hou J., Mu L., "Regional characteristics of sea ice thickness in Canadian shelf and Arctic Archipelago measured by Ground Penetrating Radar", Acta Oceanol Sin., 2015, Vol. 34, No. 5 (2015) 110-116.
36. Sinisalo A., Fujita K., Gustafsson J., Fukuda T., Joshi Sh., Stumm D., and Shea J., "Ice thickness and thermal structure of a high altitude Himalayan glacier", Geophysical Research Abstracts, Vol. 18 (2016) EGU2016-11636.
37. Blindow N., Eisenburger D., Illich B., Petzold H., Richter T., "Ground penetrating radar, In Environmental Geology (Eds K.Knödel, G.Lange and H.-J.Voigt) (2007) 283-335, Springer.
38. Parasnis D. S., "Principles of applied geophysics", 5th edition, Chapman and Hall (1997).
39. Neal A., "Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress", Earth-science Reviews., 66 (2004) 261-330.
40. Van Overmeeren R. A., "Georadar for hydrogeology", First break, 8 (1994) 401-4081.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]
[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]
[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]

41. Milsom J., Field Geophysics, John Wiley and Sons Ltd, (2003) 168-174.

42. Jol H. M., "Ground Penitrating Radar: Theory and Applications", Oxford: Elsevier Science (2009) 508.

٤٣. پرنو س.، پایان‌نامه ارشد:"پردازش، مدل‌سازی و تفسیر داده‌های GPR به‌منظور تعیین عمق، ضخامت و محدودهٔ جانبی یخچال‌ها در منطقه علم‌کوه مازندران"، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۹۳).

44. Tzanis A., "MatGPR Release 2: A freeware MATLAB package for the analysis & interpretation of common and single offset GPR data, FastTimes, 15(1) (2010) 17-43.

45. Karimi N., Farokhnia A., Shishangosht S., Elmi M., Eftekhari M., Ghalkhani H., "Elevation changes of Alamkouh glacier in Iran since 1955, based on remote sensing data", International J. of Applied Earth Observation and Geoinformation., 19 (2012 a) 45-58.

46. Daniels D. J., "Ground penetrating radar, The Institution of Electrical Engineers", The Institution of Electrical Engineers, Londo,United Kingdom (2004) 75-84 and 455-460.

47. Palli A., "Polythrmal glacier studies in Svalbard determined by ground penetrating radar", Departmant of geosciences university of oulu, (2003) 15-17.

48. Annan A. P., "Ground penetrating radar workshop notes", Sensors and software Inc,Mississauga, ON, Canada (2001).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[DOR: 20.1001.1.22286837.1397.12.4.4.4]

[DOI: 10.18869/acadpub.jeg.12.4.543]