

بررسی ساختارهای درونی و تعیین نوع یخچال با استفاده از رادار نفوذی به زمین (GPR): مطالعه موردی یخچال علم کوه مازندران

سعید پرنو^۱، ابوالقاسم کامکار روحانی^۲، علیرضا عرب امیری^۳ و نعمت اله کریمی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳ استادیار، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۴ دانشجوی دکترا، مؤسسه تحقیقات آب، پژوهشکده منابع آب، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۶/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۰۲

چکیده

طی سال‌های گذشته روش رادار نفوذی به زمین (GPR) برای بررسی ساختارهای سطحی و درونی یخچال‌ها، به‌طور چشمگیری مورد استفاده قرار گرفته است. این روش ژئوفیزیکی با استفاده از تباین در گذردهای الکتریکی یخ، هوا، واریزه و آب، ساختارهای مختلف یخچال را نمایش می‌دهد. در این پژوهش نتایج سه پروفیل برداشت شده GPR در خرداد ۱۳۹۱، با استفاده از آنتن غیرپوششی ۲۵ مگاهرتز روی یخچال علم کوه واقع در مازندران، شهرستان کلاردشت، مورد پردازش و تفسیر قرار گرفته است. به منظور حذف اثر بازتاب‌های ناخواسته با فرکانس کم روی بازتاب‌های با فرکانس بالا روی تمامی مقاطع GPR، از فیلتر Dewow و همچنین از تابع بهره (Gain function) برای تقویت سیگنال‌ها، به‌ویژه در زمان‌های پایانی استفاده شده است. با توجه به توپوگرافی نسبتاً پیچیده منطقه مورد مطالعه، تصحیح توپوگرافی روی داده‌ها اعمال و نتایج داده‌های بدون تصحیح با داده‌هایی که تصحیح توپوگرافی روی آنها اعمال شده است، مقایسه شد و بدین ترتیب اهمیت تصحیح توپوگرافی روی داده‌های GPR مورد بررسی قرار گرفته است. مورن‌های سطحی این منطقه به‌طور عموم گرانیت دانه‌ریز و سنگ بستر گرانیت است. قطبیت نشانگر یخ-سنگ بستر روی ردهای پروفیل‌های GPR به‌طور کامل آشکارا قابل مشاهده است. همچنین نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که تنها با استفاده از روش GPR شناسایی مناطق معتدل و سرد یخ، نوع یخچال که از نوع چنددمایی است و همچنین گودال‌های سطح و توپوگرافی بستر یخچال با موفقیت امکان‌پذیر بوده است. در این پژوهش مقاوم بودن یخچال از نظر الکتریکی سبب ژرفای نفوذ بالای امواج GPR شده است.

کلیدواژه‌ها: رادار نفوذی به زمین (GPR)، یخچال علم کوه، یخ معتدل، یخ سرد، یخچال چنددمایی.

*نویسنده مسئول: سعید پرنو

E-mail: saeed.parnow@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

(David et al., 2007; Crossley & Clarke, 1970; Kennett, 1966; Gibas et al., 2005). رادار نفوذی به زمین یا GPR روشی مناسب برای بررسی ساختارهای یخ‌زده و یخچال‌ها است (Brandt et al., 2007). GPR روشی غیرمخرب، دقیق و سریع است که از سال ۱۹۶۰ میلادی به‌طور گسترده روی یخچال‌ها استفاده شده است (Lrvine-Fynn et al., 2005). یخچال‌ها به دلیل گذردهای الکتریکی پایین یخ، امواج الکترومغناطیسی را تا ژرفای زیاد از خود عبور و بازتاب‌های آشکاری از سنگ بستر را نشان می‌دهند (Singh et al., 2012). تباین قابل توجه در گذردهای دی‌الکتریکی یخ، آب، سنگ‌بستر، مورن‌های سطحی و هوا سبب شده که روش GPR قادر به آشکارسازی محتوای آب درون یخچال، تفکیک لایه‌ها و ساختارهای درونی مختلف باشد (Lrvine-Fynn et al., 2005). برای نمایش هر یک از این ساختارها با توجه به نوع یخچال، هدف مورد بررسی و ژرفای آن، از محدوده فرکانسی خاصی استفاده می‌شود. با استفاده از GPR با فرکانس‌های ۵ تا ۱۰۰۰ مگاهرتز می‌توان تقریباً همه ساختارهای درونی و سطحی یخچال را آشکارسازی کرد (Daniels, 2004). استفاده از روش GPR برای مطالعه و بررسی یخچال‌ها و برف در منابع و مقالات متعددی گزارش شده است. از آن جمله می‌توان به استفاده این روش روی گودال‌های یخ‌غبار با هدف تعیین گسترش جانبی-ژرفی آنها و این که آیا این گودال‌ها یخ‌زده هستند یا از آب مایع پر شده‌اند؟ اشاره کرد (Brandt et al., 2007). بررسی تغییرات یخچال‌ها در اثر آب و هوا (Hagg et al., 2012)، آشکارسازی ژرفایی، لایه‌بندی و چگالی برف خشک در جایی که ستبرای برف خیلی متغیر بوده و در مواقعی که روش‌های حفاری نتایج بسیارضعیفی ارائه داده‌اند توسط GPR انجام شده است (Previati et al., 2011). تعیین ستبرای یخ و ساختارهای درونی

یخچال‌های کوهستانی 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 (Eder et al., 2008; Hagg et al., 2012). یخچال‌ها هم‌اکنون ۱۶ میلیون کیلومتر مربع از سطح زمین را پوشانده‌اند. بیشتر این مساحت در ورقه‌های یخی نواحی قطب جنوب (۱۳/۵ میلیون کیلومتر مربع) و گرینلند (۱/۷۴ میلیون کیلومتر مربع) واقع شده‌اند. ۳ درصد باقیمانده (۵۰۰/۰۰۰ کیلومتر مربع) شامل کلاهک‌های یخی و یخچال‌های واقع در ارتفاعات زیاد (مناطق کوهستانی) است (Singh et al., 2012). یخچال‌ها به‌طور کلی به سه دسته یخچال‌های سرد، معتدل و چنددمایی تقسیم می‌شوند. یخچالی که تمام نقاط آن یخ‌زده و دمای آن زیر صفر درجه باشد، یخچال سرد و یخچالی که در آستانه ذوب و آب در آن وجود داشته باشد، یخچال معتدل نامیده می‌شود. یخچال چند دمایی، یخچالی است که، بخشی از آن معتدل و بخش دیگر سرد باشد (Daniels, 2004). در ساختار یخچال‌های چنددمایی، لایه یخ سرد در سطح و حاشیه یخچال و لایه یخ معتدل که ممکن است بیشتر از ۴ درصد آب داشته باشد، در بستر قرار می‌گیرد (Lrvine-Fynn et al., 2005). یکی از پارامترهای مهم برای برآورد میزان آب حاصل از ذوب یخچال، ستبرای یخ است. ستبرای یخچال‌ها از چندین متر برای یخچال‌های کوچک تا چندین کیلومتر برای یخچال‌های قطبی متغیر است (Daniels, 2004). همچنین تغییرات ستبرای یخچال در طول سالیان مختلف، اطلاعات مهمی در مورد اثر گرم شدن زمین ارائه می‌دهد (Lrvine-Fynn et al., 2005). از روش‌های مختلفی همچون دورسنجی، لرزه‌نگاری، گرانی‌سنجی، مقاومت‌ویژه الکتریکی و حفاری برای آشکارسازی لایه‌های مختلف یخ و برف، ستبرای یخ، توپوگرافی بستر، شکاف‌ها و آبخوان‌های درونی یخچال در نقاط مختلف جهان استفاده شده است

$$D = \epsilon \cdot E \quad (1)$$

رسانندگی الکتریکی بدین لحاظ در بررسی های GPR اهمیت دارد که پارامتر مهمی در تضعیف امواج الکترومغناطیسی است (Jol, 2009). در یخ ها تغییرات در رسانندگی و گذردهی دی الکتریک می تواند به دلیل تباین در چگالی، ناخالصی، دما، اندازه بلورها و تغییر جنس لایه ها مانند مورن ها باشد (Palli, 2003). یخ سرد برای امواج رادار به نسبت شفاف است (امواج الکترومغناطیسی بدون تضعیف قابل توجه در آن انتشار می یابند) و هرگونه ناپیوستگی دی الکتریکی در آن مشخص می شود (Palli, 2003). تراوایی مغناطیسی، رفتار گشتاور مغناطیس ذاتی مولکول ها و اتم ها را در پاسخ به میدان مغناطیسی خارجی توصیف می کند. تراوایی مغناطیسی نسبی که به صورت نسبت تراوایی مغناطیسی مواد به تراوایی مغناطیسی خلأ تعریف می شود، بر انتشار امواج رادار تأثیر گذار است، ولی برای بیشتر موارد که در قلمرو کاربردهای GPR هستند (به ویژه یخ و برف)، این مقدار تقریباً برابر واحد بوده و در کاربردهای GPR نقش چندانی ندارد (Daniels, 2004). امواج الکترومغناطیسی در برخورد با یک ناپیوستگی زیر سطحی (فصل مشترک)، به طوری که پارامترهای ϵ و σ تغییر کنند، بازتاب و انکسار می یابند. بخشی از انرژی موج، بازتاب شده و بخش دیگر از فصل مشترک عبور کرده و در محیط دوم منتشر می شود (شکل ۱). اگر تابش امواج الکترومغناطیسی به صورت عمود فرض شود، در این حالت ضرایب بازتاب و عبور به ترتیب با R و T، توسط روابط زیر بیان می شوند (Daniels, 2004):

$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (2)$$

$$T = \frac{2Z_2}{Z_2 + Z_1} \quad (3)$$

در این روابط Z_1 و Z_2 به ترتیب امپدانس الکترومغناطیسی محیط اول و دوم هستند. شدت امپدانس الکترومغناطیسی طبیعی محیط، کمیتی موهومی است که به صورت نسبت میان میدان مغناطیسی و الکتریکی بیان می شود (Daniels, 2004):

$$Z = \frac{E}{H} = \left(\frac{\mu}{\epsilon} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

همچنین می توان سرعت انتشار موج الکترومغناطیسی را که تابعی از ثابت دی الکتریک نسبی است، در یک محیط غیررسانا مانند سیمان خشک و یخ به صورت زیر نمایش داد (Palli, 2003):

$$v = \frac{1}{\sqrt{\epsilon \mu}} = \frac{c}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (5)$$

که در آن c سرعت نور در خلأ (3×10^8 متر بر ثانیه)، ϵ و μ به ترتیب گذردهی الکتریکی محیط نسبت به خلأ (گذردهی الکتریکی نسبی) و تراوایی مغناطیسی است. بنابراین در محیط های غیر رسانا می توان نوشت (Daniels, 2004):

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_{r2}} - \sqrt{\epsilon_{r1}}}{\sqrt{\epsilon_{r2}} + \sqrt{\epsilon_{r1}}} \approx \frac{V_1 - V_2}{V_2 + V_1} \quad (6)$$

که در اینجا R ضریب بازتاب و V_1 و V_2 به ترتیب سرعت امواج الکترومغناطیسی در محیط های ۱ و ۲ هستند. با افزایش میزان آب در یخچال، سرعت موج الکترومغناطیسی کاهش پیدا کرده (جدول ۱) و با توجه به رابطه ۶ سبب بازتاب هایی در ردهای GPR می شود. با استفاده از جدول ۱ و رابطه ۶ می توان لایه های مختلف را با هم مقایسه کرد و ضرایب بازتاب را در آنها به دست آورد. در ادامه چگونگی تفسیر داده های GPR، با استفاده از ضریب بازتاب شرح داده خواهد شد.

از موارد مهم در تمامی روش های ژئوفیزیکی، ژرفای نفوذ و قدرت تفکیک پذیری آنها است. ژرفای نفوذ امواج الکترومغناطیسی توسط فرکانس موج الکترومغناطیسی،

و آشکارسازی شکاف ها در یخچال ها (Brandt et al., 2007; Singh et al., 2012) نیز با GPR امکان پذیر است. مقایسه نتایج حاصل از روش GPR (Eder et al., 2008) و نتایج گمانه ها ثابت کرده است که روش GPR در تفکیک لایه های یخ سرد و یخ معتدل دارای درصد کمی آب، به خوبی عمل کرده است (Pettersson et al., 2003). در این پژوهش با استفاده از روش GPR برای اولین بار در ایران، سعی شده که ساختارهای درونی، لایه های مختلف و نوع یخچال علم کوه با اعمال پردازش و تفسیرهای مناسب مورد بررسی قرار گیرد.

۲- روش شناسی

۲-۱. انواع سیستم های GPR

دستگاه اندازه گیری GPR از دو آنتن یکی فرستنده و دیگری گیرنده تشکیل شده است (شکل ۱). فرستنده امواجی با فرکانس های بالا (۱۰ MHz تا ۱۰۰۰) تولید و به زیر سطح زمین منتشر می کند. گیرنده به ترتیب موج مستقیم هوایی (direct air wave)، موج مستقیم زمینی (direct ground wave) و سپس بازتاب های زیر سطحی رادرفایت می کند (Howe, 2000). سیستم های GPR بر اساس جفت شدگی آنتن های آنها با هوا یا زمین به دو دسته تقسیم می شوند:

– **سیستم های GPR با آنتن های جفت شده با هوا:** این سیستم ها که به طور عموم در محدوده فرکانس های بالا (۵۰۰ MHz تا ۲/۵ GHz) عمل می کنند، دارای ژرفای نفوذ محدود هستند (معمولاً کمتر از ۱ متر). آنتن های این نوع از سیستم ها، حدود ۰/۳ تا ۰/۵ متر بالاتر از سطح زمین قرار می گیرند. مهم ترین مزیت این سیستم ها تداخل نکردن موج مستقیمی که از طریق هوا به گیرنده می رسد، با موج بازتاب سطحی است (مزینانی، ۱۳۸۹). این موضوع به مفسر اجازه می دهد که در تعیین قطبیت موجک های بازتابی که در ادامه توضیح داده می شود، دچار اشتباه و ابهام نشود.

– **سیستم های GPR با آنتن های جفت شده با زمین:** این سیستم ها که به طور عموم در محدوده فرکانس های به نسبت پایین (۱۲/۵ MHz تا ۱۵۰۰ MHz) عمل می کنند، دارای ژرفای نفوذ نسبتاً بالایی هستند. آنتن ها در این نوع از سیستم ها در طول برداشت داده ها در تماس با سطح زمین یا در فاصله خیلی نزدیک به سطح زمین قرار می گیرند. مزیت این نوع سیستم ها ژرفای نفوذ و قدرت تفکیک عمودی بالا نسبت به سیستم هایی با آنتن های جفت شده با هوا است (مزینانی، ۱۳۸۹). ضعف این نوع سیستم ها این است که با تداخل موج مستقیم هوایی با موج بازتاب سطحی مفسر نمی تواند قطبیت اولین رویدادهای بازتابی را تعیین کند (در ادامه این موضوع نشان داده می شود).

۲-۳. اساس روش GPR

اساس روش GPR بر پایه پاسخ محیط انتشار موج یا میدان الکترومغناطیسی تولید شده توسط آنتن فرستنده به ویژگی های الکترومغناطیسی محیطی که شامل گذردهی الکتریکی (Dielectric permittivity)، رسانندگی الکتریکی و تراوایی مغناطیسی (Magnetic permeability) می باشد، استوار است (Jol, 2009). در میان ویژگی های الکترومغناطیسی یاد شده، گذردهی الکتریکی مهم ترین پارامتر کنترل کننده امواج الکترومغناطیسی در محیط انتشار آن امواج است. بنابراین رفتار امواج الکترومغناطیسی در ساختارهای مورد بررسی توسط GPR، به طور عمده تحت تأثیر گذردهی الکتریکی آن ساختارها قرار می گیرد. در صورت اعمال میدان الکتریکی متغیر با زمان روی یک ماده نارسانا یا با رسانندگی کم، بارهای الکتریکی مقید موجود در آن به آرامی طوری که اثر میدان خارجی را خنثی کنند، جابه جا می شوند (Telford et al., 1990). جابه جایی بارهای مثبت و منفی ماده، تحت تأثیر میدان الکتریکی خارجی، دوقطبی های الکتریکی را به وجود می آورد. تعداد گشتاورهای دوقطبی القاء شده در واحد حجم ماده (D)، متناسب با میدان الکتریکی خارجی (E) است. ثابت تناسب، گذردهی الکتریکی (ϵ) در سیستم SI بر حسب فاراد بر متر است (Annan, 2001):

کاذب روی موجک، باید دقت شود که سبب تفسیر اشتباه قطبیت رد GPR نشود (Lrvine-Fynn et al., 2005)؛ بنابراین در محیط‌های یخچالی می‌توان گفت قطبیت فاز موجک بازتاب یافته زمانی برعکس می‌شود که امپدانس ناپیوستگی‌های درون یخ از امپدانس یخ کمتر باشند (شکل ۱). به عبارتی دیگر تغییر در قطبیت موجک بازتاب یافته زمانی اتفاق می‌افتد که امپدانس محیط جدید (محیطی که موج به آن وارد شده) از امپدانس محیط پیشین (محیطی که موج در آن پیش‌تر انتشار یافته است، کمتر باشد (R منفی). در غیر این صورت قطبیت موجک بازتاب یافته تغییر نخواهد کرد (R مثبت). همچنین با توجه به قطبیت موجک بازتاب یافته و رابطه (۵)، می‌توان سرعت لایه‌ها را با هم مقایسه کرد. قطبیت + - - (R مثبت) برای حالتی است که موجک حاصل از بازتاب محیطی با سرعت بالاتر به محیطی با سرعت پایین‌تر است و قطبیت - - - (R منفی) برای حالتی است که موجک حاصل از بازتاب محیطی با سرعت پایین‌تر به محیطی با سرعت بالاتر است (شکل ۱).

۳- منطقه مورد مطالعه

قله علم کوه با ارتفاع ۴۸۳۵ متر از سطح دریا در منطقه‌ای به نام تخت سلیمان با طول $51^{\circ}00'$ تا $50^{\circ}90'$ و عرض $36^{\circ}34'$ تا $36^{\circ}40'$ شمالی، دومین قله مرتفع ایران پس از قله دماوند به‌شمار می‌آید (Karimi et al., 2012). شکل پستی و بلندی‌های این ناحیه به‌نحوی است که ۴۵ قله (قله‌های شناخته شده و به نام) با ارتفاع بیش از ۴۰۰۰ متر و ۱۰۰ قله با ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر از سطح دریا در این ناحیه وجود دارد (وزیری، ۱۳۸۲). پستی و بلندی‌های فراوان و به‌ویژه رشته کوه مجزای هفت خوان با هفت قله با ارتفاع بیش از ۴۰۰۰ متر از سطح دریا و همچنین برودت نسبتاً زیاد به علت اغتشاشات جوی و طوفان‌های با سرعت زیاد، سبب شده است که چند یخچال نسبتاً مهم (البته مهم از نظر قرار گرفتن در منطقه‌ای نیمه‌خشک مانند ایران) به وجود آید (وزیری، ۱۳۸۲). علم کوه بزرگ‌ترین و مهم‌ترین یخچال موجود در ایران است که در دوره کواترنری به وجود آمده و آب رودخانه‌های بربر و خرم‌دشت را در مناطق زیر دست تأمین می‌کند (وزیری، ۱۳۸۲). ارتفاع این یخچال حدود ۳۱۹۷ تا ۴۸۳۵ متر بالای سطح دریا است. در شکل ۲ یخچال‌های مهم منطقه تخت سلیمان نسبت به قله علم کوه به سه یخچال عمده علم چال (۱)، تخت چال (۲) و تخت سلیمان (۳) تقسیم‌بندی شده است. منطقه مورد مطالعه در این پژوهش، یخچال علم چال (۱) با ارتفاع خط‌برف در حدود ۴۰۰۰ تا ۴۱۵۰ متر است (وزیری، ۱۳۸۲). ستبرای مورن‌های سطحی از ۰/۵ متر تا حدود ۱/۵ متر (در بخش‌های بالای یخچال) متغیر است؛ ولی در بخش‌های پایین‌تر به‌ویژه در اطراف سرچال، تشکیلات سطحی عمدتاً به‌شکل خاک درشت‌دانه و سبز رنگ دیده می‌شود (Karimi et al., 2012). در شکل ۳ نیز بخشی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شکران که در آن پروفیل‌های برداشتی نیز مشخص شده، آورده شده است. به‌منظور پرهیز از افزایش حجم مطالب، تنها به چند نکته مهم درباره زمین‌شناسی منطقه بسنده می‌شود و اطلاعات بیشتر در مورد زمین‌شناسی منطقه، در نقشه زمین‌شناسی شکران درج شده است. محدوده مورد مطالعه روی رسوبات یخچالی کواترنری (مورن) واقع شده است. این رسوبات به وسیله سازندهای کهر، روت، الیکا و شمشک در برگرفته شده است. واحدهای زمین‌شناسی این ناحیه عمدتاً از گرانیت دانه‌ریز تشکیل شده است (Karimi et al., 2012). همانند دیگر یخچال‌ها بارش در این منطقه به‌صورت برف است. مقدار ریزش برف در این منطقه حدود ۴۵۲ سانتی‌متر در سال است؛ که در طول ۶۵ روز در سال اتفاق می‌افتد (Karimi et al., 2012).

۴- برداشت داده‌ها

داده‌ها با استفاده از دستگاه Mala GeoScience با آنتن مرکزی ۲۵ مگاهرتز در خرداد ماه سال ۱۳۹۱ توسط مؤسسه تحقیقات آب تهران برداشت شده‌اند. این سیستم یک رادار پالسی (Pulse radar) بوده که از آنتن‌های بدون پوشش (Unshielded)

رسانندگی و گذردهی دی‌الکتریک محیط انتقال دهنده موج، کنترل می‌شود. برف خشک و یخ بهترین محیط‌ها برای انتقال امواج رادار با فرکانس‌های بالای ۱ MHz هستند. تضعیف خیلی کم امواج در این محیط‌ها به دلیل رسانندگی پایین و نبود مواد دی‌الکتریک یا مغناطیسی در این محیط‌هاست (Jol, 2009). در گرینلند و نواحی قطب جنوب با استفاده از آنتن‌های ۱۵۰ تا ۵۰ MHz به ژرفای نفوذ ۳ تا ۴ کیلومتر دست یافته‌اند. حتی یخچال‌های معتدل نیز محیط‌های مناسبی برای استفاده از روش GPR هستند (Jol, 2009). بررسی تئوری تفکیک‌پذیری به منظور برآورد عملکرد روش GPR در تفکیک لایه‌ها بسیار مفید است. قابلیت تفکیک‌پذیری به وسیله معیار ریلی (Rayleigh) تعریف می‌شود. این معیار بیان می‌کند که حداقل فاصله برای تفکیک‌پذیری دو هدف با شدت یکسان از یکدیگر ΔR برابر $v/2B$ است، که در آن v سرعت انتشار و B پهنای باند موج GPR است (Prevati et al., 2011). برای سیستم‌های GPR، به دلیل وابستگی تضعیف به فرکانس و سرعت به گذردهی محیط انتقال دهنده موج، پهنای باند سیگنال‌های دریافتی (نه پهنای باند سیگنال‌های فرستاده شده) در نظر گرفته می‌شود. دیدگاه دیگر، تفکیک‌پذیری را مستقل از فرکانس و به صورت کسری از پهنای باند GPR، (B/F_c) در نظر می‌گیرد. پهنای باند اکثر سیستم‌های GPR متناسب با فرکانس مرکزی F_c و مستقل از پهنای باند گیرنده است (Prevati et al., 2011). بنابراین از فرکانس‌های پایین (۳۰ تا ۳۲۰ MHz) برای مشخص کردن توپوگرافی بستر یخچال، از فرکانس‌های میانی (۳۲۰ تا ۳۷۰ MHz) برای شناسایی ساختارهای درونی و از فرکانس‌های بالا (۶۰۰ تا ۱۰۰۰ MHz) به‌منظور آشکارسازی ستبرای برف استفاده می‌شود (Jol, 2009). مناسب‌ترین زمان برای دست‌یابی به بالاترین ژرفای نفوذ امواج GPR در یخچال‌ها، به دلیل کمبود رطوبت و تضعیف کمتر این امواج، فصل سرد سال (زمستان) است.

۲-۴. قطبیت موج الکترومغناطیسی

اجسام و سطوحی که از لحاظ گذردهی الکتریکی با محیط اطراف خود تباین قابل توجهی دارند، همان‌گونه که در شکل ۱ مشاهده شد، امواج الکترومغناطیسی ارسالی از فرستنده دستگاه GPR را بازتاب و یک موجک با سه بخش عمده در ردهای رادار ایجاد می‌کنند. قطبیت موجک بازتاب یافته به قطبیت آنتن‌های فرستنده و گیرنده بستگی دارد (Arcone et al., 1995). با این وجود، با مشخص شدن قطبیت موجک بازتاب یافته از فصل مشترک‌های معین زیرسطحی، می‌توان به مقایسه ماهیت لایه‌های ناشناخته زیر سطحی پرداخت (Lrvine-Fynn et al., 2005). در این پژوهش، جهت‌گیری آنتن‌های فرستنده و گیرنده در طول برداشت داده‌های GPR ثابت بوده که سبب می‌شود، قطبیت آنتن‌های فرستنده و گیرنده در طی برداشت داده‌ها ثابت باقی بماند. بنابراین با توجه به ساختار زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه که به ترتیب از سطح به ژرفای لایه اول برف، لایه دوم واریزه، لایه سوم یخ و در نهایت بستر یخچال (لایه گرانیتی) قرار دارد و مشخص بودن قطبیت فصل مشترک یخ-بستر یخچال، می‌توان به مقایسه ماهیت لایه‌های ناشناخته زیرسطحی پرداخت. در طول پروفیل، همه ردها یک رویداد واضح با قطبیت + - - در فصل مشترک یخ $(\epsilon_p = 3)$ - بستر یخچال $(\epsilon_p = 6)$ ، جایی که R (ضریب بازتاب) مقدار مثبتی دارد، نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ و ۵). یادآوری می‌شود که قطبیت + - - تغییر گذردهی الکتریکی از یخ به بستر را نمایش می‌دهد. بنابراین بازتاب‌هایی در درون یخچال با قطبیت + - - مربوط به موادی با گذردهی الکتریکی بالاتر نسبت به یخ (مانند آب و رسوبات) هستند (جدول ۱). برای حالتی که شکاف‌های موجود در درون یخ از هوا پر شده باشند $(K=1)$ ، مقدار R منفی و قطبیت موجک - + - است (Arcone et al., 1995; Lrvine-Fynn et al., 2005). بررسی‌ها نشان می‌دهند میان یخ خالص (یخ بدون آب و رسوبات) و یخی که دارای ۲۰ درصد رسوب باشد، تفاوت قابل توجهی در گذردهی الکتریکی وجود ندارد (Lrvine-Fynn et al., 2005). هنگام استفاده از داده‌هایی که فیلتر DEWOW بر آنها اعمال شده، به دلیل ایجاد پیک‌های

ستبرای برف (کمتر از یک متر) و طول موج بالای امواج GPR در این پژوهش، روی ردها آشکارسازی نشده است. تداخل امواج مستقیم و بازتاب برف در شکل ۵- ب مشخص شده است (پیکان ۱). در طول پروفیل، همه ردها یک بازتاب واضح با قطبیت + - + در فصل مشترک یخ (۳ = ϵ_r) - بستر یخچال (۶ = ϵ_r) جایی که R مقدار مثبتی دارد، نشان می‌دهند (شکل‌های ۵- الف و ب). یادآور می‌شود که قطبیت + - + تغییر گذردهی الکتریکی از یخ به بستر را نمایش می‌دهد. بنابراین با توجه به قطبیت این بازتاب، می‌توان گفت که قطبیت - + - در روی این رد به بازتاب از فصل مشترکی تعلق دارد که مقدار ضریب گذردهی الکتریکی لایه بالایی از لایه پایینی بیشتر باشد (لایه واریزه- یخ). پیش‌تر اشاره شد که در ساختار یخچال‌های چند دمایی لایه یخ سرد در سطح و حاشیه یخچال و لایه یخ معتدل که ممکن است بیشتر از ۴ درصد آب داشته باشد، در بستر یخچال قرار دارد. در این گونه یخچال‌ها یک لایه یخ سرد، اولین لایه یخ را تشکیل می‌دهد. این لایه به صورت یک لایه نارسانا (ناتراوا) عمل می‌کند و از نفوذ آب از سطح به ژرفا در فصل ذوب یخچال جلوگیری می‌کند (Lrvine-Fynn et al., 2005). وجود آب قابل توجه در منطقه معتدل یخچال، سبب اغتشاش امواج الکترومغناطیسی می‌شود (Pettersson et al., 2003). بنابراین تفاوت در داده‌های اغتشاشی و شفاف (فاقد اغتشاش) می‌تواند برای تفکیک منطقه یخ سرد از یخ معتدل مورد استفاده قرار گیرد. از این خاصیت به منظور تفکیک ساختارهای درونی یخچال‌های کوهستانی استفاده می‌شود (Pettersson et al., 2003). در مقطع نشان داده شده در شکل ۵- الف احتمالاً یک لایه یخ سرد با ستبرای تقریباً یک‌نواخت ۱۲ متری در سرتاسر پروفیل دیده می‌شود. همچنین در این مقطع یک لایه با ستبرای متغیر میان ۸ تا ۱۰ متر که احتمالاً به دلیل حضور یخ معتدل است، در سرتاسر پروفیل مشاهده می‌شود. این ناحیه‌ها در ردهای GPR در شکل ۵- ب با پیکان‌های ۲ و ۳ نیز مشخص شده است. بنابراین با توجه به اطلاعات این پروفیل احتمالاً یخچال علم کوه با دو لایه یخی سرد و معتدل روی هم؛ جزء یخچال‌های چند دمایی دسته‌بندی می‌شود.

شکل ۶- الف مقاطع ژرفایی پروفیل b را پس از پردازش‌های تصحیح اشباع سیگنال، تصحیح استاتیک و تابع تقویت؛ و بخش ب، همین مقطع را پس از تصحیح توپوگرافی نمایش می‌دهد. با مقایسه این شکل‌ها، مشاهده می‌شود که توپوگرافی در بخش‌های ابتدایی پروفیل (از ۰ تا ۱۶۳ متری ابتدای پروفیل)، تأثیر چندانی بر داده‌های GPR نگذاشته است. ولی در فاصله ۱۶۳ تا ۲۲۰ متری ابتدای پروفیل با توجه به توپوگرافی شدید منطقه، دیده می‌شود که توپوگرافی بستر یخچال، لایه واریزه‌ای درون یخ، ژرفا و ستبرای یخ به‌طور قابل توجهی تحت تأثیر توپوگرافی سطح یخچال قرار گرفته است. بنابراین وجود توپوگرافی در سطح سبب شد تا لایه‌های ناهموار زیر سطح در مقاطع GPR، به‌صورت هموار به نمایش درآید و ژرفا و ستبرای لایه‌ها به‌طور صحیح مشخص نشود. در این مقطع یک ناحیه با اغتشاش (نوفه) زیاد نیز دیده می‌شود؛ که در شکل ۶- ب با پیکان مشخص شده و از سطح تا ژرفای ۲۵ متری در فاصله ۷۴ تا ۹۷ متری ابتدای پروفیل قرار دارد. این اغتشاش به ساختار درونی یخچال مرتبط نیست و دلیل این اغتشاش احتمالاً گودال پر شده از یخ آب و واریزه است. در زمان برداشت داده‌ها (خرداد) شکل (۲- ب)، برف کل منطقه را پوشانده و گودال مشخص نیست ولی در فصل ذوب برف دیده می‌شود که سیستم اندازه‌گیری GPR به‌طور مستقیم از روی گودال عبور کرده است. براساس شکل ۶- ب، بیشترین ستبرای یخ در فاصله ۴۰ تا ۱۶۰ متری ابتدای پروفیل دیده می‌شود.

پروفیل c روی یخرفت میانی دو یخچال علم چال و تخت چال منطقه تخت سلیمان واقع شده است (شکل ۲). برای تأکید بیشتر بر اهمیت نقش بهره‌ها در پردازش داده‌های GPR، در شکل ۷- الف مقطع زمانی این پروفیل پس از پردازش‌های تصحیح اشباع سیگنال، تصحیح استاتیک و تصحیح توپوگرافی نمایش داده شده است. همان‌گونه که مشاهده می‌شود، با توجه به ستبرای زیاد واریزه در این ناحیه

و جفت شده با زمین بهره گرفته، که داده‌ها را به روش دور افت مشترک (mode Common offset) برداشت می‌کند. فاصله میان فرستنده و گیرنده در آن ثابت و برابر ۶ متر و فاصله میان دو رد متوالی ۲۹۹۸۹۲/۰ متر است. تقریباً کل یخچال‌های باختری منطقه (یخچال‌های علم چال، تخت چال و تخت سلیمان) توسط روش GPR برداشت شده است. در این پژوهش برای اختصار فقط داده‌های سه پروفیل، پردازش و تفسیر شده‌اند. با توجه به ناهموار بودن منطقه، با استفاده از GPS نصب شده روی دستگاه GPR، به ازای هر رد برداشتی مختصات یک نقطه نیز برداشت شده است. این نقاط به صورت خودکار در حافظه دستگاه ذخیره شده و به همراه فایل‌های مربوط به داده‌های GPR، به کامپیوتر انتقال یافته است.

۵- پردازش و تفسیر داده‌ها

پردازش‌های مناسب روی داده‌های GPR برداشت شده با هدف بررسی ساختارهای درونی و بستر یخچال با استفاده از نرم‌افزارهای Reflexw و win_Ekko_pro اعمال شد. با توجه به نزدیکی فرستنده و گیرنده در سیستم‌های برداشت GPR ویژگی‌های الکتریکی زمین، سیگنال‌های فرستاده شده به زمین جریانات فرکانس پایینی را در زیر سطح القاء می‌کنند، که بازتاب‌های فرکانس بالا را می‌پوشانند (Sensors & Software, 1999). بنابراین در تمامی مقاطع GPR به‌دست آمده، از فیلتر بالاگذر تصحیح اشباع سیگنال (DEWOW) برای حذف این نوفه‌های (نویزهای) فرکانس پایین استفاده شد. همان‌طور که پیش‌تر بیان شد، هنگام استفاده از ردهایی که فیلتر DEWOW بر آنها اعمال شده است، به دلیل ایجاد پیک‌های کاذب (اگر هدف تفسیر قطبیت موجک‌های بازتاب یافته باشد) در ابتدا و انتهای رد، باید دقت شود که خطایی در تفسیر رخ ندهد (شکل ۴).

نکته دیگر تضعیف امواج الکترومغناطیسی در محیط انتشار با گذر زمان و نفوذ به ژرفا است. هنگامی که یک موج الکترومغناطیسی درون ماده‌ای منتشر می‌شود، شدت موج در هنگام گذر از محیط انتشار، به‌صورت نمایی کاهش پیدا می‌کند. تغییر نمایی (ضریب جذب) تابعی از رسانندگی، فرکانس و ژرفای تجسس است. واحد آن عکس متر (m⁻¹) است. در یخچال‌های گرم که یخ در آستانه ذوب شدن است، ضریب جذب ۴/۷۳ dB/100m می‌شود (Palli, 2003). انرژی تابش شده از آنتن فرستنده به شکل مخروط بیضوی در حال انبساط (گسترش هندسی) در یخ منتشر می‌شود. این امر سبب کاهش انرژی به صورت معکوس با مربع فاصله از آنتن می‌شود (Annan, 2001). در این پژوهش به‌منظور جبران تضعیف امواج الکترومغناطیسی به دلیل موارد بیان شده، از تابع تقویت g(t) که ترکیبی از دو بهره خطی و نمایی است، استفاده شد (Sandmeier, 2012):

$$g(t) = (1 + \alpha t).e^{(b.t)} \quad (7)$$

در این رابطه α نسبت بهره خطی تابع به پهنای پالس و b توان بهره نمایی است که توسط کاربر تعریف می‌شوند. بنابراین توسط این دو پارامتر افت نمایی خطی که پیش‌تر بیان شد، جبران می‌شود. به‌منظور قرارگیری نقطه شروع ردها در سطح زمین و بازتاب‌ها در مکان واقعی، از فیلتر تصحیح استاتیک (static correction) استفاده شده است. همچنین با توجه به توپوگرافی زیاد منطقه؛ تصحیح توپوگرافی روی داده‌ها اعمال و حادثه‌ها به مکان صحیح خود نسبت داده شده‌اند. پس از اعمال پردازش‌های بیان شده، از مقطع زمانی (زمان رفت و برگشت موج) به‌دست آمده با قرار دادن مقدار سرعت متوسط ۰/۱۵ متر بر نانو ثانیه برای موج الکترومغناطیسی در یخچال (Brandt et al., 2007)، ارتفاع یا ستبرای یخچال برای تمامی مقاطع به‌دست آمد. همان‌گونه که پیش‌تر گفته شد، آرایش آنتن‌ها در کل برداشت ثابت است، بنابراین قطبیت آنتن‌های فرستنده و گیرنده ثابت باقی خواهد ماند. با توجه به نوع آنتن‌های برداشت داده‌ها (جفت شده با زمین)، امواج مستقیم هوایی و زمینی روی ردها مشخص نیستند. بازتاب مربوط به برف- واریزه نیز با توجه به نازک بودن

مقاومت آب در ساختارهای درونی یخچال سبب شد که در مقاطع GPR، مناطق معتدل و سرد یخچال به خوبی از هم تفکیک شوند. نتایج حاصل از تفسیر در مقطع GPR پروفیل a، نشان می‌دهد که منطقه معتدل در کف یخچال، پیش از سنگ‌بستر و یک لایه یخ سرد در بالای آن قرار دارد. اغتشاشات مختلف در نتیجه وجود آب، واریزه و هوا در ساختار یخچال، در مقاطع GPR نشان می‌دهند که یخ یخچال ناهمگن است. وجود ساختارهای مختلف در مقاطع GPR، نشان دهنده فعال بودن یخچال علم کوه از نظر آب‌دهی است. لایه برف آبدار، واریزه‌های سطحی و یخ معتدل سبب تضعیف امواج الکترومغناطیس و بازتاب‌های سنگ‌بستر شد؛ به نحوی که در مقطع پروفیل c هیچ گونه بازتابی از بستر یخچال در مقطع GPR مشاهده نشد. با این حال، استفاده از تابع تقویت مناسب در هر مورد به خوبی سبب آشکار شدن بستر یخچال در مقاطع GPR شد. با وجود ساختار پیچیده لایه‌ها، قطبیت موجک‌های بازتابی تعیین شد. با استفاده از این قطبیت‌ها، رویدادهای مربوط به لایه‌های واریزه-یخ و یخ-سنگ‌بستر روی ردها به خوبی از یکدیگر تفکیک شدند؛ ولی با توجه به ستبرای کم برف و طول موج بالای امواج GPR، رویداد برف- واریزه روی ردها مشخص نشده است. نشان داده شد که توپوگرافی در سطح سبب می‌شود تا لایه‌های ناهموار زیر سطح، در مقاطع GPR به صورت هموار به نمایش درآید و ژرفا و ستبرای لایه‌ها به طور صحیح تعیین نشوند. همچنین نارسا بودن یخچال سبب ژرفای نفوذ بالای امواج GPR شد. بنابراین بیشترین ستبرای مورن‌های سطحی و یخ در محل پروفیل c واقع روی یخرفت‌های میانی دو یخچال علم چال و تحت‌چال منطقه تخت سلیمان در حدود ۹۴ متر به دست آمد.

سپاسگزاری

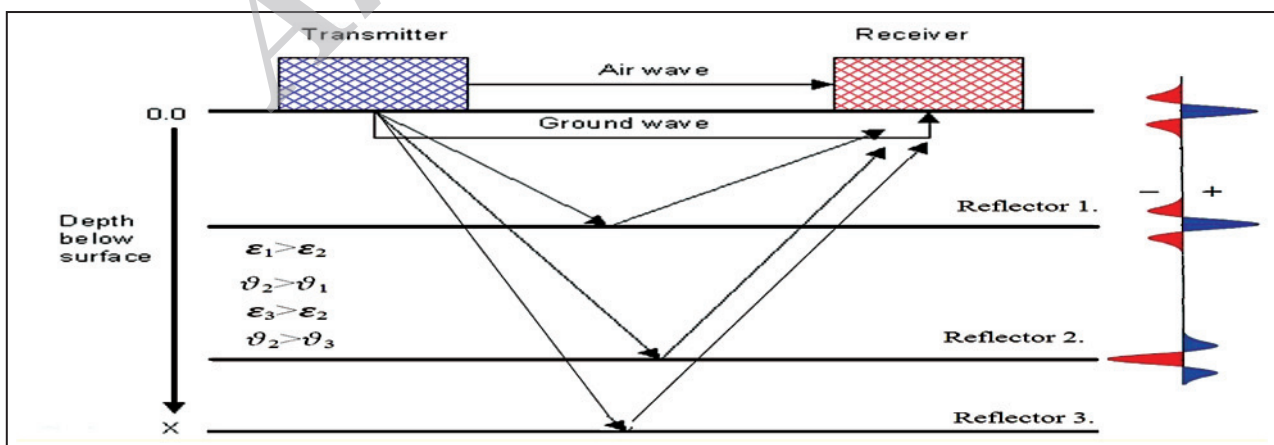
داده‌های استفاده شده در پژوهش حاضر حاصل مطالعات یخچالی صورت گرفته در مؤسسه تحقیقات آب کشور است که زیر نظر پژوهشکده منابع آب و در قالب طرح ملی "محافظت از یخچال‌های طبیعی کشور" صورت گرفته است. بنابراین بدین وسیله از زحمات تمامی عزیزانی که ما را در انجام هرچه بهتر این پژوهش یاری کرده‌اند سپاسگزاری می‌شود. همچنین از جناب آقای دکتر Sandmeier که نرم‌افزار Reflexw را در اختیار پژوهشگران پژوهش حاضر قرار داده‌اند سپاسگزاری می‌شود.

و احتمالاً به دلیل قرار گرفتن روی یخرفت میانی و لایه برف آبدار روی واریزه‌ها، انرژی موج الکترومغناطیسی و بازتاب‌های مربوط به سنگ‌بستر در مقطع GPR به شدت تضعیف شده است. به طوری که تقریباً هیچ بازتابی از بستر یخچال مشاهده نمی‌شود (شکل ۷-الف). با اعمال تابع تقویت با پارامترهای مناسب، بستر یخچال و رویدادهای مربوط به ساختارهای درونی به خوبی نمایان شده است (شکل ۷-ب). همان‌طور که مقطع GPR نشان می‌دهد (شکل ۷-ب)، ستبرای واریزه سطحی و یخ نسبت به مقطع‌های پیشین بیشتر است (حدود ۹۴ متر). در این مقطع اغتشاشاتی (نوفه) با قطبیت + - + روی ردها تا ژرفای زیاد در درون یخ دیده می‌شود، به نحوی که با افزایش ژرفا، مقدار این اغتشاشات کاهش پیدا می‌کند. با توجه به ساختار یخچال‌های چنددمايي (لایه اول یخ سرد) و قرارگیری این پروفیل روی یخرفت میانی نشان داده شده در شکل ۲، احتمالاً این گونه اغتشاشات مربوط به رسوبات درون یخ است.

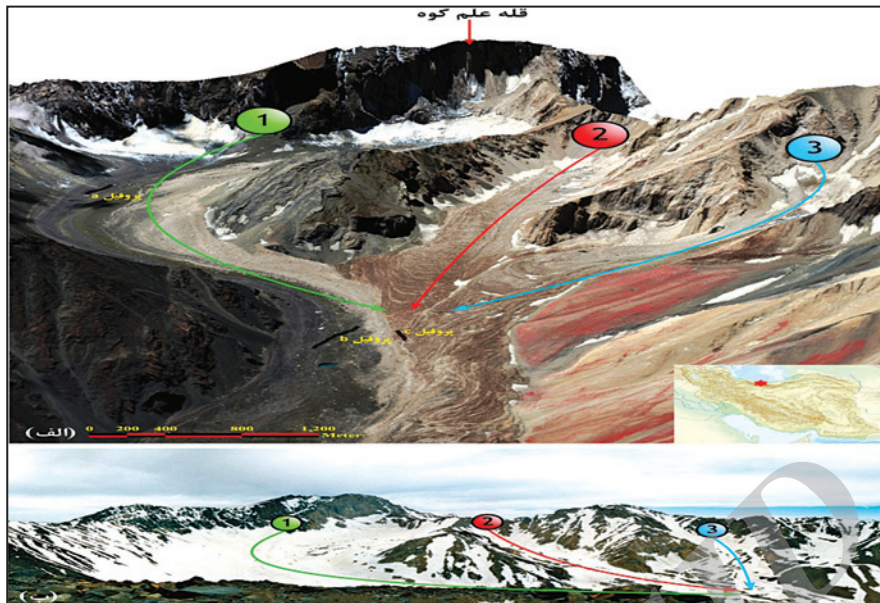
آب‌های موقتی سطح یخچال، در فصل ذوب در برف‌های سطح به صورت برف‌آب‌ها یا لایه‌های نازکی از آب شکل می‌گیرند (Lrvine-Fynn et al., 2005). در تمامی مقاطع GPR، این لایه‌ها سبب اغتشاش زیاد ردها و تضعیف موج الکترومغناطیسی می‌شوند. ردهای بدون بهره نشان داده شده در شکل ۳ نشان دهنده این پدیده هستند. به همین دلیل برای نمایش بهتر سنگ‌بستر، از تابع تقویت به نحوی که رویدادهای پایین‌تر از این لایه‌ها را تقویت کند، استفاده شد. روی همه پروفیل‌ها، اغتشاشاتی روی ردها به صورت گسسته دیده می‌شود. این اغتشاشات که احتمالاً به دلیل باطله‌های (واریزه یا آب) درون یخ است، نشان دهنده ناهمگنی یخ و وجود آب، هوا و واریزه در درون یخ است. همچنین بخشی از اغتشاشات (نوفه)، به ویژه اغتشاشات منفرد با دامنه‌های بزرگ ممکن است به دلیل آسیب دیدگی کابل‌های سیستم فرستنده و گیرنده GPR باشد.

۶- نتیجه‌گیری

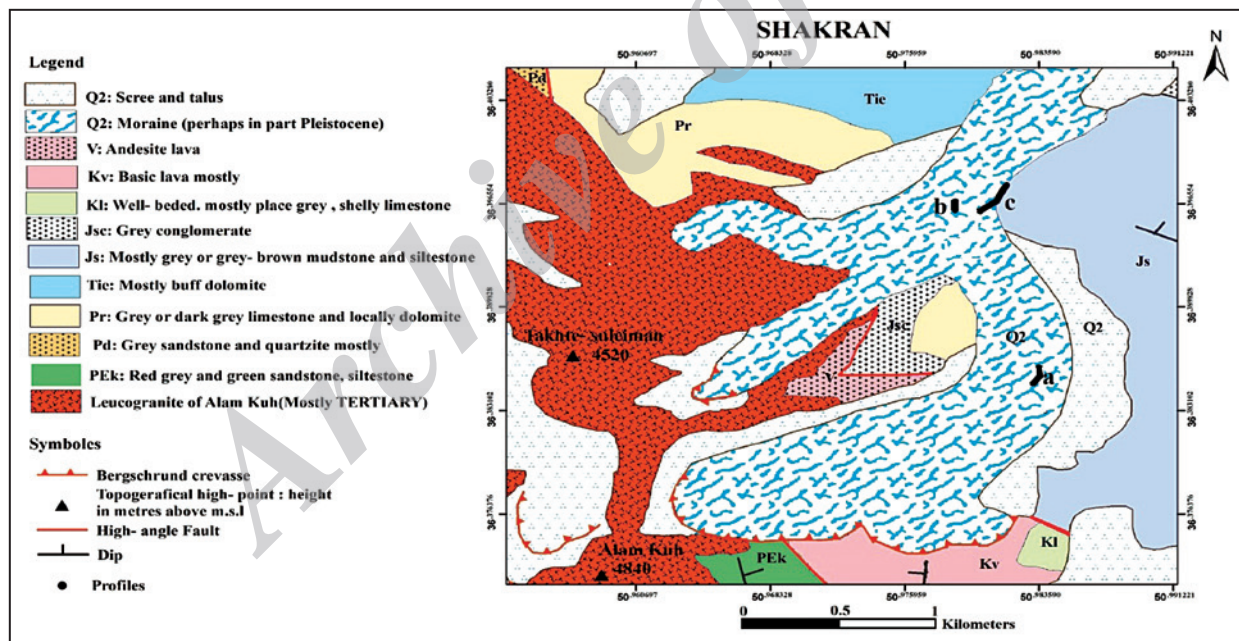
تنها با استفاده از نتایج پردازش و تفسیر داده‌های GPR برداشت شده روی یخچال علم کوه و بدون داشتن هرگونه اطلاعات اضافی یا جانبی از ژرفای یخچال مورد نظر مشخص شد که احتمالاً این یخچال جزء یخچال‌های چنددمايي است. درصد



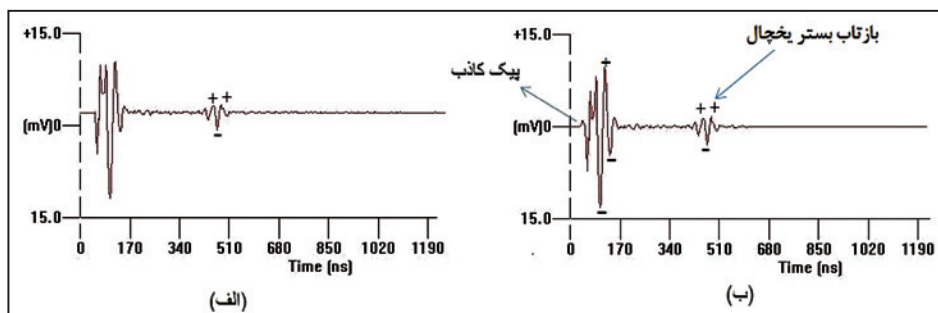
شکل ۱- نحوه انتشار امواج الکترومغناطیسی در محیط و تعیین قطبیت رویدادهای فصل مشترک با مشخص بودن جنس لایه‌ها و قطبیت موج مستقیم هوایی (برگرفته از Howe, 2000).



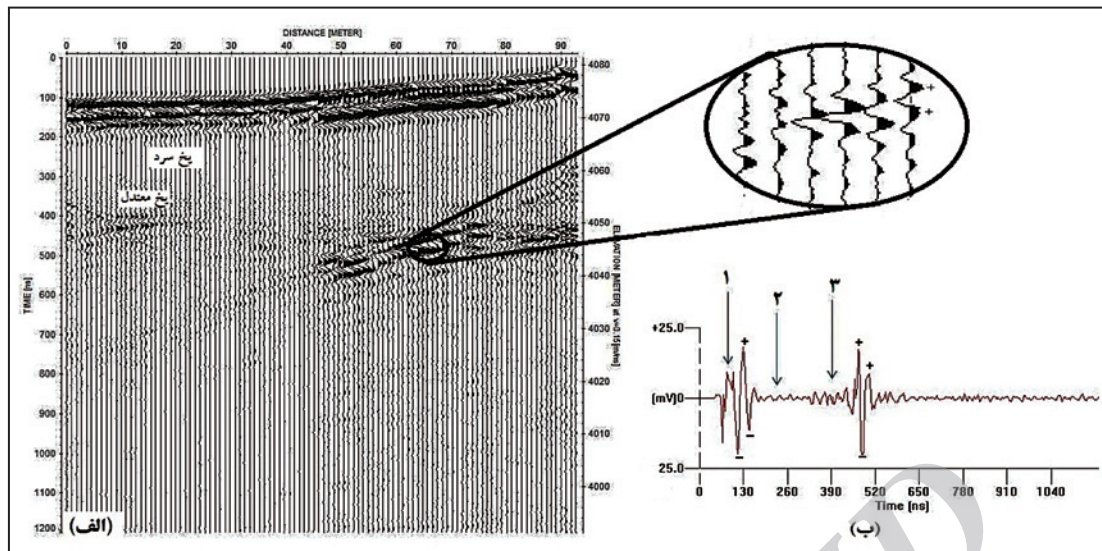
شکل ۲- الف) تصویری از سه یخچال علم چال، تخت چال و تخت سلیمان علم کوه که به ترتیب با شماره های ۱، ۲ و ۳ مشخص شده‌اند و موقعیت پروفیل‌های برداشت شده GPR در شهر یور؛ ب) تصویری از علم کوه در اواخر بهار، سطح یخچال با برف پوشیده شده است (Karimi et al., 2012).



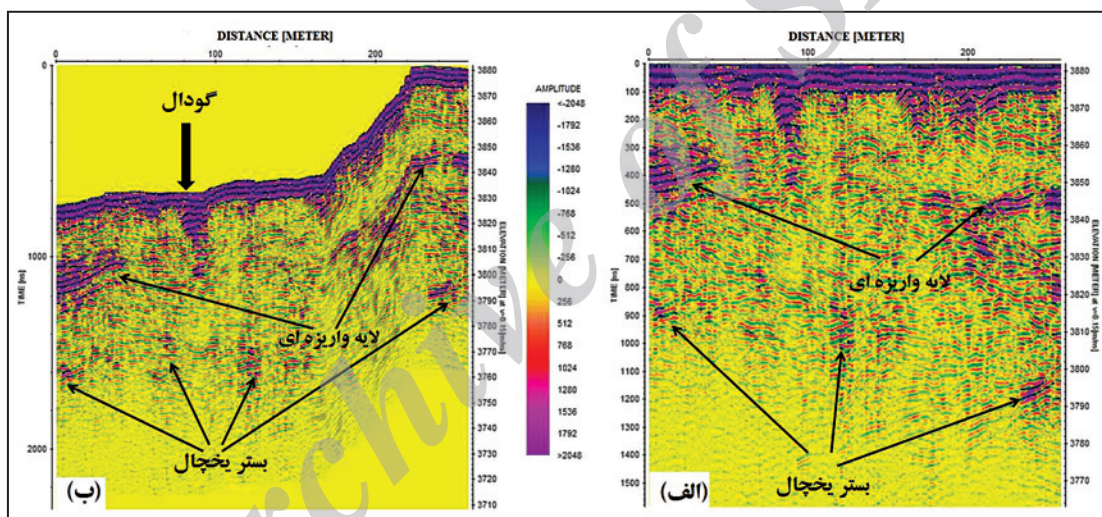
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی منطقه برداشت و موقعیت پروفیل‌های برداشت GPR برگرفته از Annells et al. (1977).



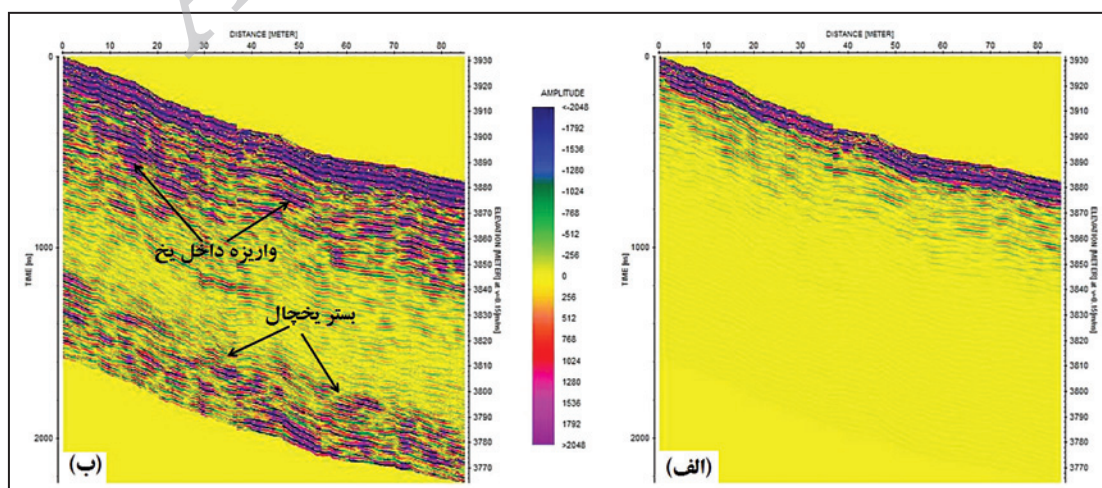
شکل ۴- الف) رد بدون پردازش؛ ب) همان رد بخش الف با پردازش DEWOW (پیک کاذبی که در اثر این پردازش ایجاد شده با فلش مشخص شده است).



شکل ۵- الف) مقطع زرفی پروفیل b پس از پردازش‌های تصحیح اشباع سیگنال، تصحیح استاتیک، تابع تقویت و تصحیح توپوگرافی؛ ب) رد واقع در فاصله ۶۲ متری ابتدای پروفیل با حادثه‌ها و ناحیه‌های مشخص شده روی آن.



شکل ۶- الف) مقطع GPR پروفیل b پس از پردازش‌های تصحیح اشباع سیگنال، تصحیح استاتیک و تابع تقویت؛ ب) همان مقطع بخش الف با اعمال تصحیح توپوگرافی.



شکل ۷- الف) مقطع GPR پروفیل b پس از پردازش‌های تصحیح اشباع سیگنال، تصحیح استاتیک، تصحیح توپوگرافی و حذف زمینه؛ ب) همان مقطع بخش الف با اعمال تابع تقویت مناسب.

جدول ۱- ویژگی‌های الکترومغناطیسی مواد معمول (Brandt et al., 2007; Eder et al., 2008).

سرعت موج الکترومغناطیسی (m/ns)	گذردهی نسبی	مواد معمول	سرعت موج الکترومغناطیسی (m/ns)	گذردهی نسبی	مواد معمول
۰/۳	۱	هوا	۰/۱	-	برف آبدار
۰/۱۷۳-۰/۱۵۰	۴-۳	یخ	۰/۲۳	۲-۱/۵	برف خشک
۰/۱۷۰-۰/۱۶۷	۳/۲-۳/۱	یخ یخچالی	۰/۱۵۴	۳/۶۷	یخ حاوی ۳ درصد آب
۰/۱۳	۶-۴	گرانیت	۰/۱۴۴	۴/۳۲۴	یخ حاوی ۶ درصد آب

کتابنگاری

وزیری، ف.، ۱۳۸۲- هیدرولوژی کاربردی در ایران (شناسایی یخچال‌های طبیعی در ایران)، سازمان مدیریت و برنامه ریزی کشور، ۸۲/۰۰/۱.
 مزینانی، ا.، ۱۳۸۹- تعیین ضخامت و خصوصیات کیفی آسفالت و خاک زیر سطحی آن و بررسی نمونه‌های آسفالت و اساس به کمک روش GPR، دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، پایان‌نامه ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

References

- Annan, A. P., 2001- Ground penetrating radar, Work shop Notes: Sensors and Software.
- Annels, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A. B., Davies, R. G., Hamed, M. A. R. & Rahimzadeh, F., 1977- Geological map of Shakran, 1:100000 Geol. Surv., Iran.
- Arcone, S. A., Lawson, D. E. & Delaney, A. J., 1995- Short-pulse radar wavelet recovery and resolution of dielectric contrasts within englacial and basal ice of Matanuska Glacier, Alaska, U.S.A., Journal of Glaciology., 41, 68-86.
- Brandt, O., Taurisano, A., Giannopoulos, A. & Kohler, J., 2007- What can GPR tell us about cryoconite holes? 3D FDTD modeling, excavation and field GPR data, Cold Regions Science and Technology. 55, 111-119
- Crossley, D. J. & Clarke, G. K. C., 1970- Gravity Measurements on " Fox Glacier ", Yukon Territory, Canada, Journal of Glaciology., 9, 363-374.
- Daniels, D. J., 2004- Ground penetrating radar, The Institution of Electrical Engineers., 734.
- David, E., James, W. & David, R., 2007- Shallow seismic surveys and ice thickness estimates of the Mullins Valley debris-covered glacier, McMurdo Dry Valleys, Antarctica, Antarctic Science., 19, 485-496.
- Eder, K., Reidler, C., Mayer, C. & Leopold, M., 2008- 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 Information Sciences., XXXVII, 837-842.
- Gibas, J., Rachlewicz, G. & Szczucinski, W., 2005- Application of DC resistivity soundings and geomorphological surveys in studies of modern Arctic glacier marginal zones, Petuniabukta, Spitsbergen, Polish Polar Reserch., 26, 239-258.
- Hagg, W., Mayer, C., Lambrecht, A. & Kriegel, D., 2012- Glacier changes in the Big Naryn basin, Central Tian Shan, Global and Planetary Change., in press.
- Howe, A., 2000- Ground Penetrating Radar for the parameterisation of subsurface hydrological properties, Department of Geography King's College London.
- Jol, H. M., 2009- Ground Penetrating Radar: Theory and Applications, Oxford, Elsevier Science, 508.
- Karimi, N., Farokhnia, A., Shishangosht, S., Elmi, M., Eftekhari, M. & Ghalkhani, H., 2012- Elevation changes of Alamkouh glacier in Iran since 1955, based on remote sensing data, International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation., 19, 45-58.
- Kennett, P., 1966- Reconnaissance gravity and magnetic surveys of part of the Larsen ice shelf and adjacent mainland, British Antarctic Survey Bulletin., 8, 49-62.
- Lrvine-Fynn, T. D. L., Moorman, B. J., Williams, J. L. M. & Walter, F. S. A., 2005- Seasonal changes in Ground penetrating radar signature observed at a polythermal glacier, Bylot Island, Canada, Earth Surface processes and Landforms. 31, 892-909.
- Moore, J. C., Pälli, A., Ludwig, F., Blatter, H., Jania, J., Gadek, B., Glowacki, P., Mochacki, D. & Isaksson, E., 1999- High-resolution hydrothermal structure of Hansbreen, Spitsbergen, mapped by ground-penetrating radar, Journal of Glaciology., 45, 524-532.
- Palli, A., 2003- Polythermal glacier studies in Svalbard determined by ground penetrating radar, Department of geosciences university of oulu.
- Pettersson, R., Jansson, P. & Holmlund, P., 2003- Cold surface layer thinning on Storglaciären, Sweden, observed by repeated ground penetrating radar surveys, Journal of Geophysical Research: Earth Surface , 108(F1), 21-30.
- Previati, M., Godio, A. & Ferraris, S., 2011- Validation of spatial variability of snowpack thickness and density obtained with GPR and TDR methods, Journal of Applied Geophysics., 75, 284-293.
- Sandmeier, K. J., 2012- Reflexw manual, Sandmeier Scientific Software.
- Sensors & Software, 1999- Win_EKKO User's Guide, Version 1.0.
- Singh, S. K., Rathore, B. P., Bahuguna, I. M. & Ramnathan, A. L., 2012- Estimation of glacier ice thickness using Ground Penetrating Radar in the Himalayan Region, Current Science., 103, 68-73.
- Telford, W. M., Geldart, L. P. & Sheriff, R. E., 1990- Applied Geophysics, Cambridge university press, 770.