

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ДИЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ ПО ГОДОГРАФАМ ДИФРАГИРОВАННЫХ ВОЛН В РАМКАХ МОДЕЛИ НАКЛОННО-СЛОИСТОЙ СРЕДЫ

С.В. Попов

*Полярная морская геолого-разведочная экспедиция (ПМГРЭ),
198412, Санкт-Петербург, Ломоносов, ул. Победы, 24, Россия; spopov67@yandex.ru*

Главная задача обработки и интерпретации георадарных данных состоит в выборе скоростной модели среды с целью пересчета временного разреза в глубинный. Ее решение позволяет отождествить выявленные слои с геологическими или гляциологическими объектами. В работе предлагается алгоритм расчета годографа дифрагированной волны, построенный в рамках модели наклонно-слоистой среды с целью создания обоснованной скоростной модели. Эффективность работы алгоритма иллюстрируется на данных, полученных в ходе площадных георадарных исследований в районе станции Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 60-й Российской антарктической экспедиции (2014/15 г.).

Георадарные исследования, годограф дифрагированной волны, скоростная модель среды

DETERMINATION OF PERMITTIVITY ON DIFFRACTION CURVE FOR THE MODEL OF INCLINED LAYERED MEDIUM

S.V. Popov

*Polar Marine Geosurvey Expedition (PMGE),
24, Pobeda str., Lomonosov, St. Petersburg, 198412, Russia; spopov67@yandex.ru*

The main objective of GPR data processing and interpretation is to select a velocity model of the media to transform time-section into depth-section. The modeling results serve to identify revealed layers with geological or glaciological objects. The paper describes an algorithm for calculating hodographs of diffracted wave realized in modeling a medium with inclined layers to construct appropriate velocity model. The efficiency of the described algorithm is illustrated by the GPR data collected during the austral summer field season of the 60th Russian Antarctic Expedition (2014/15) in the Mirny Station area, East Antarctica.

GPR investigations, hodograph of the diffracted wave, velocity model of the media

ВВЕДЕНИЕ

При выполнении георадарных и радиолокационных исследований важным, а порой и принципиальным вопросом, стоящим перед интерпретатором, является выбор скоростной модели пересчета временного разреза в глубинный. Для этого в зависимости от поставленных задач и требуемой точности расчета применяются три основных подхода: 1) использование табличных значений на основе априорных представлений о характере лоцируемых сред; 2) выполнение специализированных измерений, в частности наклонных зондирований [Шереметьев, 1989; Попов и др., 2001; Владов, Старовойтов, 2004; Мачерет, 2006; Глазовский, Мачерет, 2014; Попов et al., 2003]; 3) использование годографов дифрагированных волн от неоднородностей [Попов, 2002; Глазовский, Мачерет, 2014]. Последний способ получил широкое распространение в силу своей простоты и эффективности. Метод определения скорости распространения волн в горизонтально-слоистой среде

представлен в работе [Forte et al., 2013]. С этой же целью предлагается использовать не только измерение временных задержек, но и амплитуд отраженных сигналов, сформированных от целевых границ в подобной среде [Forte et al., 2013, 2014]. Применение годографов дифрагированных волн для пересчета временного разреза в глубинный предусмотрено во всех известных автору пакетах обработки георадарных данных, таких как GeoScan32 (ООО “Логические системы”), RADAN (Geophysical Survey Systems, Inc.), RadExPro (ООО “Деко-геофизика СК”) и matGPR (Andreas Tzanis, University of Athens). Однако, судя по методике работы с ними и Руководствам пользователя [GeoScan32..., 2009; Tzanis, 2010; RADAN 7 Manual, 2013; RadExPro..., 2013], моделирование годографа дифрагированной волны осуществляется исходя из предположения об однородности и изотропности среды, расположенной выше рефлектора. Таким образом, в результате подбора па-

раметров получается некоторое *эффективное* значение кинематических характеристик. Если выше рефлектора располагаются слои с различными диэлектрическими проницаемостями (для природных сред они варьируют в весьма широких пределах: от первых единиц до сотни [Владов, Старовойтов, 2004; Мачерет, 2006]), то получаемое эффективное значение может быть неправильно истолковано, что приведет в конечном счете к ошибочной интерпретации георадарных данных. В работе предложен новый алгоритм расчета годографа дифрагированной волны и методика его использования для определения диэлектрической проницаемости среды.

**ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ
И АЛГОРИТМ РАСЧЕТА ГОДОГРАФА
ДИФРАГИРОВАННОЙ ВОЛНЫ**

Опыт показывает, что участок лоцируемой среды, сравнимый по протяженности с ее мощностью, вполне можно рассматривать в рамках двумерной наклонно-слоистой модели с плоскими границами. Однако последние, применительно к реальному геологическому объектам, таковыми не являются. Следовательно, для практического использования предлагаемой модели оцифрованные границы раздела сред в ее сечении нужно аппроксимировать прямыми. Оптимальным способом для этого является метод наименьших квадратов. Таким образом, пусть на временном георадарном разрезе имеется N наклонных (в общем случае) границ, которые определяют конфигурацию слоев с известными диэлектрическими проницаемостями ϵ_i (i – номер верхней границы слоя). Для определенности будем полагать, что первая граница соответствует горизонтальной поверхности, на которой расположены антенны георадара. Пусть в области, расположенной ниже последнего слоя, в точке с координатами (x_N, y_N) имеется рефлектор, который формирует дифрагированную волну, уве-

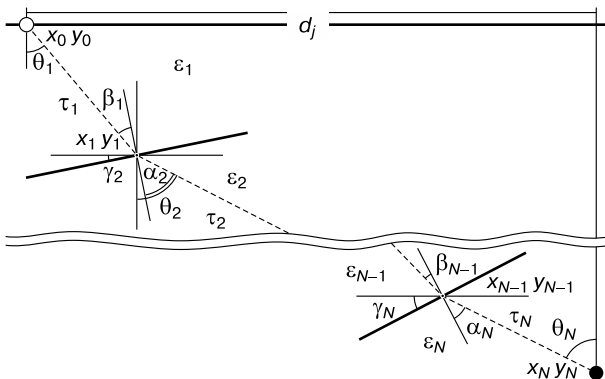


Рис. 1. Схема, иллюстрирующая построение алгоритма формирования годографа дифрагированной волны (пояснения в тексте).

ренно регистрируемую на временном разрезе. Будем считать, что сам рефлектор и георадарный маршрут лежат в одной вертикальной плоскости. Требуется определить диэлектрическую проницаемость области ϵ_N , внутри которой расположен рефлектор, при известных ϵ_i вышележащих слоев. Модель лоцируемой среды представлена на рис. 1.

Задачу будем решать методом подбора ϵ_N . Для этого станем формировать лучи, распространяющиеся под некоторым заданным углом θ_N к вертикальной оси от рефлектора до нулевой границы. Если d_j – расстояние по горизонтальной оси между точками пересечения j -го луча с нулевой границей и рефлектором, а τ_j – суммарное время распространения электромагнитной волны вдоль луча (см. рис. 1), то совокупность j -х точек (d_j, τ_j) слоя N является теоретическим годографом дифрагированной волны от рефлектора. Варьируя ϵ_N , подберем теоретический годограф таким образом, чтобы он максимально совпал с наблюдаемым.

Оцифрованные границы на участках профиля, пересекаемого лучами с задаваемыми θ_N , будем аппроксимировать наклонными прямыми, вычислив коэффициенты методом наименьших квадратов (см. рис. 1). В этом случае для каждой i -й границы коэффициент при линейном члене равен тангенсу угла ее наклона к горизонтальной оси γ_i . Создадим множество лучей, исходящих от рефлектора под разными углами θ_N . Для каждого луча найдется уникальная пара (d_j, τ_j) , что позволит сформировать годограф.

Рассмотрим j -й луч, берущий начало в точке расположения рефлектора (x_N, y_N) . Он падает на границу раздела с верхней средой $N - 1$ в точке (x_{N-1}, y_{N-1}) под углом α_N (см. рис. 1). При этом

$$\alpha_N = \theta_N - \gamma_N \tag{1}$$

Диэлектрические проницаемости сверху и снизу от этой границы равны ϵ_{N-1} и ϵ_N соответственно. Тогда, согласно закону Снеллиуса, для угла преломления β_{N-1} в слое $N - 1$ выполняется соотношение

$$\sin \beta_{N-1} \sqrt{\epsilon_{N-1}} = \sin \alpha_N \sqrt{\epsilon_N} \tag{2}$$

Рассмотрим слой $N - 1$. Угол θ_{N-1} между лучом и вертикальной осью таков, что

$$\theta_{N-1} = \beta_{N-1} + \gamma_N \tag{3}$$

Чтобы определить величину угла падения луча на вышележащую границу, надо в соотношении (1) уменьшить индексы на единицу. Аналогично следует поступить с (2) и (3). Постепенно переходя вверх от одной границы к другой, т. е. понижая индекс, будем последовательно определять положение точек рефракции i -го слоя (x_i, y_i) , получив в итоге значение (x_0, y_0) , а следовательно, и d_j . Общее время распространения электромаг-

нитной волны τ_j вдоль рассматриваемого j -го луча записывается в виде

$$\tau_j = \frac{2}{c} \sum_{i=1}^N \sqrt{\frac{(x_i - x_{i+1})^2 + (y_i - y_{i+1})^2}{\varepsilon_i}}, \quad (4)$$

где c – скорость распространения электромагнитных волн в вакууме. Визуализируя удобным образом пару (d_j, τ_j) для всех j , получаем искомый теоретический годограф дифрагированной волны в рамках модели наклонно-слоистой среды.

ПРИМЕНЕНИЕ МОДЕЛИ ДЛЯ ОБРАБОТКИ ГЕОРАДАРНЫХ ДАННЫХ

Рассмотрим пример обработки георадарных данных применительно к гляциологическим задачам. Приведем фрагмент временного разреза, полученного в ходе работ летнего полевого сезона 60-й Российской антарктической экспедиции (РАЭ, 2014/15 г.) в районе отечественной станции Мирный (Восточная Антарктида). Задача выполненных изысканий состояла в локализации и картировании приповерхностных ледниковых трещин с целью выбора места строительства новой

взлетно-посадочной полосы [Попов и др., 2015]. Станция Мирный печально знаменита этими объектами. Некоторые из трещин достигают в ширину несколько десятков метров [Пряхин и др., 2015]. Это существенно осложняет жизнедеятельность станции и транспортных операций. Особенно большие затруднения возникали в то время, когда станция Мирный являлась базой санно-гусеничных походов во внутренние районы Антарктиды [Попов, Попков, 2015; Ророг, 2015]. В то же время трещины благодаря своей протяженности и глубине являются великолепными рефлекторами и в большинстве случаев формируют многочисленные дифрагированные волны с центрами, расположенными на различных глубинах [Глазовский, Мачерет, 2014; Попов, Эберляйн, 2014; Попов, Поляков, 2016]. Это, в свою очередь, дает возможность построения обоснованной скоростной модели среды.

На рис. 2, а приведен фрагмент временного георадарного разреза по одному из маршрутов геофизической съемки [Попов и др., 2015]. Отражение 1 связано с поверхностью ледника. Его низкая интенсивность обусловлена результатом процесса

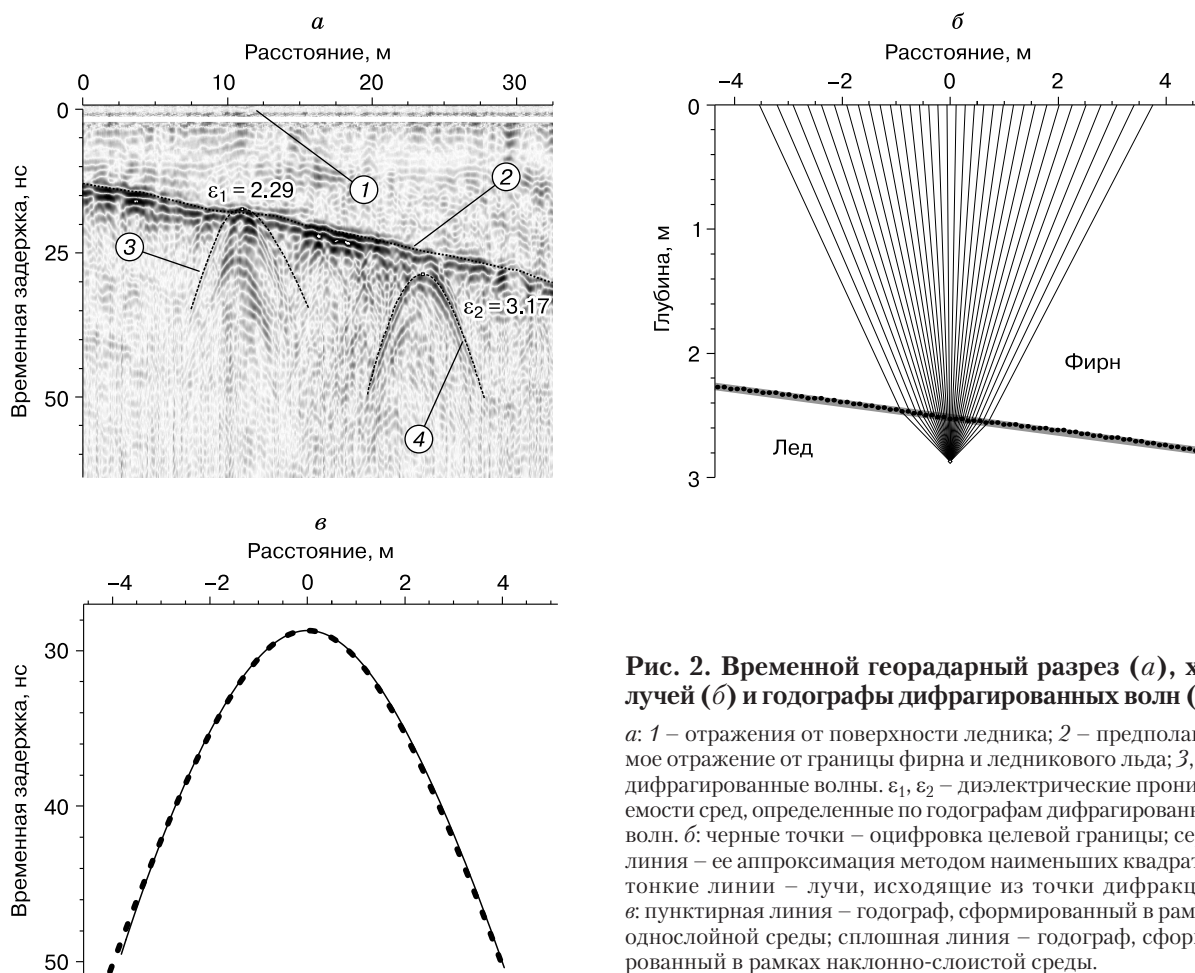


Рис. 2. Временной георадарный разрез (а), ход лучей (б) и годографы дифрагированных волн (в). а: 1 – отражения от поверхности ледника; 2 – предполагаемое отражение от границы фирна и ледникового льда; 3, 4 – дифрагированные волны. $\varepsilon_1, \varepsilon_2$ – диэлектрические проницаемости сред, определенные по годографам дифрагированных волн. б: черные точки – оцифровка целевой границы; серая линия – ее аппроксимация методом наименьших квадратов; тонкие линии – лучи, исходящие из точки дифракции. в: пунктирная линия – годограф, сформированный в рамках однослойной среды; сплошная линия – годограф, сформированный в рамках наклонно-слоистой среды.

обработки данных для подавления помех. Контрастное отражение 2 предположительно отделяет снежно-фирновую толщу от ледникового льда.

На временном разрезе отчетливо наблюдаются две дифрагированные волны 3 и 4 (см. рис. 2, а). Рефлектор, формирующий дифрагированную волну 3, расположен на границе раздела сред. Следовательно, его годограф позволяет определить скоростные параметры верхней среды в рамках модели однородной среды. Согласно расчетам, $\varepsilon_1 = 2.29$. Это значение соответствует слою фирна [Мацерет, 2006]. Обратимся к рефлектору, расположенному ниже целевой границы 2. Обсчет годографа его дифрагированной волны 4 в рамках модели однородной среды дает значение 2.39, что также соответствует слою фирна [Мацерет, 2006]. Различие с предыдущим значением несущественное. Воспользуемся рассмотренной выше моделью двуслойной среды. Для диэлектрической проницаемости верхнего слоя используем полученное значение $\varepsilon_1 = 2.29$. Теоретический годограф, рассчитанный по соотношению (4), лучше всего совпадает с зарегистрированным при $\varepsilon_2 = 3.17$. Это классическое значение диэлектрической проницаемости ледникового льда [Мацерет, 2006]. Ход лучей показан на рис. 2, б. Сравнение двух годографов, построенных в рамках указанных моделей, приведено на рис. 2, в.

Таким образом, переход от модели однородной среды к наклонно-слоистой в корне изменило интерпретацию временного георадарного разреза. Согласно первой, весь разрез выполнен достаточно однородным слоем фирна. Согласно второй модели, более корректной, слой фирна располагается лишь до границы 2, ниже которой залегает ледниковый лед.

ОБСУЖДЕНИЕ

В предыдущем разделе на конкретном примере было показано, что использование модели наклонно-слоистой среды для анализа годографов дифрагированных волн может существенно уточнить скоростные характеристики лоцируемых объектов. На первый взгляд может показаться, что данный подход способен заменить специализированные исследования, в частности наклонные зондирования. Однако это не так. Необходимо подчеркнуть, что это всего лишь некоторый компромисс. Предложенный способ не лишен недостатков. Прежде всего, он предполагает, что съемочный маршрут пересекает рефлектор. Но так бывает не всегда. Если рефлектор располагается в стороне от маршрута, то анализ уравнения годографа показывает, что в плане определения скоростных параметров однослойной среды ничего не изменится. Латеральное отклонение всего лишь увеличит расстояние до рефлектора [Попов, Кашкевич, 2015]. Таким образом, форма годографа, как

и раньше, позволит правильно определить диэлектрические параметры среды, однако глубина залегания рефлектора будет при этом завышена. Если лоцируемая среда содержит более одного слоя, то точно определить скоростные параметры по годографам не представляется возможным. Лучи, соответствующие положению вершины дифрагированной волны, не вертикальны, и количество неизвестных превышает число уравнений. Если дифрагированная волна уверенно прослеживается и может быть в принципе обчислена, то самое разумное – это при возможности пройти маршрут вкрест, через точку дифракции.

Другой недостаток состоит в том, что не все современные георадары имеют совмещенные антенны. Практически это означает, что если глубиной залегания рефлектора сопоставима с расстоянием между антеннами (базой), то для получения более высоких точностей следует пользоваться соотношениями для *двухпозиционных зондирований*. Но это действительно актуально лишь для относительно малых глубин и больших баз [Попов, Кашкевич, 2015].

Следующий недостаток заключается в том, что точность определения скоростных характеристик полностью зависит от точности плановой привязки пунктов зондирования и степени прямолинейности маршрута. Если при выполнении специализированных измерений (в частности, наклонных зондирований) эти параметры являются основополагающими, то при проведении съемочных работ, будь то производственные или научные, в силу иных задач и экономии времени им уделяется, как правило, меньше внимания. Выходом из положения может быть обсчет как можно большего количества годографов для набора статистики.

И наконец, последнее. Наклонные границы определяются исходя из оцифровки временного георадарного разреза. Однако известно [Попов, Лучининов, 2001; Владов, Старовойтов, 2004], что их конфигурации не являются реальными: требуется выполнить миграционные преобразования, чтобы получить истинное их положение. И для этого необходимо наличие исходной скоростной модели среды. Ситуация облегчается тем, что при малых углах наклона конфигурация целевых границ на временных разрезах в целом совпадает с истинной. Если же углы наклона достигают значительных величин, то приходится мириться с тем, что полученный разрез будет отличаться от реального.

Несмотря на указанные недостатки предлагаемого подхода, он все же позволяет при отсутствии априорных данных и результатов специализированных работ получить достаточно обоснованные скоростные характеристики выявленных слоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Поставленная в настоящей работе задача определения скоростных параметров наклонно-слоистой среды довольно актуальна в современной геофизике. Опыт показывает, что наличие общих представлений о геологическом строении района исследований недостаточно для проведения корректной интерпретации данных георадарной съемки. Так, таблица диэлектрических проницаемостей горных пород, помимо прочего, демонстрирует высокую чувствительность к влажности. Аналогично дело обстоит и при изучении ледников. Согласно данным кернового бурения, их верхняя часть сложена снежно-фирновой толщей, весьма неоднородной по глубине [Екайкин и др., 2014; Владимирова и др., 2015]. В прибрежной части Антарктиды она прерывается иногда толстыми слоями ледникового льда [Поляков и др., 2015]. Поскольку между плотностью и диэлектрической проницаемостью имеется прямая зависимость [Robin, 1975], а плотность снежно-фирновой толщи варьирует в широких пределах, точную глубину залегания слоев без применения специальных приемов определить не удастся. Автор надеется, что изложенный выше подход может помочь в построении обоснованной скоростной модели лоцируемой среды.

Автор благодарен рецензентам и редколлегии журнала за конструктивную критику, которая помогла существенно улучшить изложение работы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00579-А).

Литература

Владимирова Д.О., Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Шибаев Ю.А. Пространственная изменчивость скорости накопления и изотопного состава снега в индоокеаническом секторе Восточной Антарктиды, включая район подледникового озера Восток // Пробл. Арктики и Антарктики, 2015, т. 103, № 1, с. 69–86.

Владов М.Л. Введение в георадиолокацию / М.Л. Владов, А.В. Старовойтов. М., Изд-во Моск. ун-та, 2004, 153 с.

Глазовский А.Ф. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований / А.Ф. Глазовский, Ю.Я. Мачерет. М., ГЕОС, 2014, 527 с.

Екайкин А.А., Липенков В.Я., Попов С.В., Туркеев А.В., Козачек А.В., Владимирова Д.О. Пространственная изменчивость характеристик снежного покрова антарктических мегадюн в районе подледникового озера Восток // Пробл. Арктики и Антарктики, 2014, т. 102, № 4, с. 78–89.

Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников / Ю.Я. Мачерет. М., Науч. мир, 2006, 392 с.

Поляков С.П., Мартъянов В.Л., Лукин В.В. Снежно-ледовые взлетно-посадочные полосы Российской антарктической экспедиции – особенности подготовки и перспективы развития // Рос. полярные исслед., 2015, т. 20, № 2, с. 31–35.

Попов С.В. Определение средней скорости распространения электромагнитных волн в леднике по гиперболическим отражениям от неоднородностей // Материалы гляциол. исслед., 2002, вып. 92, с. 223–225.

Попов С.В., Кашкевич М.П. Двухпозиционные зондирования в георадиолокации: границы применимости и возможности метода // Пробл. Арктики и Антарктики, 2015, т. 105, № 3, с. 99–110.

Попов С.В., Лучининов В.С. Учет углов наклона дневной поверхности и ложа ледника при проведении радиолокационных исследований. Двумерная модель однослойного ледника // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 90, с. 209–214.

Попов С.В., Миронов А.В., Шереметьев А.Н. Результаты наземных радиолокационных исследований подледникового озера Восток в 1998–2000 гг. // Материалы гляциол. исслед., 2001, вып. 89, с. 129–133.

Попов С.В., Поляков С.П. Георадарное лоцирование трещин в районе российских антарктических станций Прогресс и Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 2014/15 года // Криосфера Земли, 2016, т. XX, № 1, с. 90–98.

Попов С.В., Поляков С.П., Пряхин С.С., Мартъянов В.Л., Лукин В.В. Применение гляцио-геофизических методов для обеспечения безопасности логистических операций в Антарктиде // Рос. полярные исслед., 2015, т. 3, № 21, с. 29–31.

Попов С.В., Попков А.М. Сейсморадиолокационные исследования района подледникового озера Пионерское, Восточная Антарктида // Криосфера Земли, 2015, т. XIX, № 2, с. 107–113.

Попов С.В., Эберляйн Л. Опыт применения георадара для изучения строения снежно-фирновой толщи и грунта Восточной Антарктиды // Лед и снег, 2014, т. 54, № 4, с. 95–106.

Пряхин С.С., Попов С.В., Сандалюк Н.В., Мартъянов В.Л., Поляков С.П. Аэрофотосъемка районов российских антарктических станций Мирный и Прогресс в сезон 2014/15 г. // Лед и снег, 2015, т. 55, № 4, с. 107–113.

Шереметьев А.Н. Измерение скорости распространения электромагнитных волн в леднике на Куполе “В” в Антарктиде // Электрофизические и физико-механические свойства льда / Ред. В.В. Богородский, В.П. Гаврило. Л., Гидрометеиздат, 1989, с. 59–64.

Forte E., Dossi M., Colucci R.R., Pipan M. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // J. Appl. Geophys., 2013, vol. 99, p. 135–145.

Forte E., Dossi M., Pipan M., Colucci R.R. Velocity analysis from common offset GPR data inversion: theory and application to synthetic and real data // Geophys. J. Intern., 2014, vol. 197, No. 3, p. 1471–1483, DOI: 10.1093/gji/ggu103.

GeoScan32. Иллюстрированное руководство пользователя. Раменское, ООО “Логические системы”, 2009, 132 с.

Popov S.V. Recent Russian remote sensing investigations in Antarctica within the framework of scientific traverses // Adv. Polar Sci., 2015, vol. 26, No. 2, p. 113–121, DOI: 10.13679/j.adyps.2015.2.00113.

Popov S.V., Sheremet'ev A.N., Masolov V.N., Lukin V.V., Mironov A.V., Luchininov V.S. Velocity of radio-wave propagation in ice at Vostok station, Antarctica // J. Glaciol., 2003, vol. 49, No. 165, p. 179–183.

RADAN 7 Manual / GSSI, Salem, NH USA, 2013, 179 p. (No. MN43-199 Rev C).

RadExPro 2013.1. Руководство пользователя. М., ООО “Деко-геофизика СК”, 2013, 442 с.

Robin G. de Q. Velocity of radio waves in ice by means of interferometric technique // J. Glaciol., 1975, vol. 15, No. 73, p. 151–159.

Tzanis A. matGPR Release 2: A freeware MATLAB® package for the analysis and interpretation of common and single offset GPR data // FastTimes, 2010, vol. 15, No. 1, p. 17–43.

*Поступила в редакцию
12 января 2016 г.*