

# СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ И СНЕЖНЫЕ ЛАВИНЫ

УДК 551.32:550.837.76

DOI: 10.31857/S2076673422020126, EDN: EOTXTT

## Диэлектрические свойства почв и грунтов и оценка их гидротермического состояния под снежным покровом по данным радиозондирования

© 2022 г. Ю.Я. Мачерет\*, А.В. Сосновский, А. Ф. Глазовский

Институт географии РАН, Москва, Россия

\*macheret2011@yandex.ru

## Dielectric properties of soils and assessment of their hydrothermal state under snow cover based on radio-echo sounding data

Yu.Ya. Macheret\*, A.V. Sosnovsky, A.F. Glazovsky

Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

\*macheret2011@yandex.ru

Received February 15, 2022 / Revised March 4, 2022 / Accepted April 1, 2022

Keywords: *dielectric permittivity, snow cover, soil, radio-echo sounding.*

### Summary

Snow cover significantly affects the thermal regime of the underlying soils, and its assessment and monitoring are an urgent task of remote sensing studies. To solve it, data on their dielectric properties and their dependence on physical properties are necessary. Analysis of available data showed that the relative dielectric permittivity of soils most strongly depends on their moisture content and can vary from 2 to 40. This leads to a noticeable difference in the reflection coefficient from the interface between snow cover and dry and wet soils, which can be detected by radio-echo sounding. This opens up a new way to apply radar data to assess and monitor the hydrothermal state of soils under snow cover. Compilation of data on the typical reflectance properties of different soils in areas with permafrost and seasonal snow cover might be useful. The presence of wet snow cover on the surface of wet soils makes such systematic compilation more difficult.

**Citation:** Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F. Dielectric properties of soils and assessment of their hydrothermal state under snow cover based on radio-echo sounding data. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2022, 62 (2): 203–216. [In Russian]. doi: 10.31857/S2076673422020126, edn: eotxtt.

Поступила 15 февраля 2022 г. / После доработки 4 марта 2022 г. / Принята к печати 1 апреля 2022 г.

**Ключевые слова:** *грунт, диэлектрическая проницаемость, почва, радиозондирование, снежный покров.*

Выполнен обзор диэлектрических свойств сухих и влажных почв и грунтов и их зависимости от минерального и органического состава, температуры и содержания воды. Показана возможность оценки гидротермического состояния этих сред под снежным покровом по данным измерений коэффициента отражения от его подошвы и полезность обобщения сведений о характерных отражающих свойствах разных почв и грунтов в районах с сезонным снежным покровом и распространением многолетней мерзлоты.

### Введение

Условия на поверхности и в толще почв и грунтов существенно влияют на гидрологический режим территории, растительность, экологию и деятельность человека, связанную с сельским хозяйством, транспортом и строительством. Особое воздействие на гидротермическое состояние почв и грунтов оказывает снежный

покров, влияющий на теплоперенос в системе «атмосфера–постилающие породы», их промерзание и оттаивание [1]. Анализ межгодовых трендов показал, что в последние десятилетия сокращение весенней площади снежного покрова сопровождается увеличением доли незамерзших грунтов под ним, особенно в тундрово-таёжных областях [2], возможно, эта тенденция сохранится и в будущем.

Современные климатические изменения влияют на термический режим грунтов и их фазовое состояние, что в значительной степени определяет устойчивость инженерных сооружений и коммуникаций. Поэтому к актуальным направлениям относится разработка дистанционных методов определения состояния грунта под снежным покровом, в том числе на основе радиозондирования. В основе такого подхода может быть анализ отражённого сигнала от поверхности раздела снег – грунт, зависящий как от параметров снежного покрова, так и от диэлектрических характеристик почв и грунтов и их гидротермического состояния.

Важные характеристики снежного покрова – его толщина, плотность, влажность, строение и водозапас. Для изучения пространственно-временных изменений этих характеристик в глобальном и региональном масштабах широко применяются пассивные и активные методы космических и воздушных исследований, основанные на измерении собственного излучения и обратного электромагнитного рассеяния зондируемых сред в разном диапазоне длин волн [3, 4]. Эти методы применялись также для оценки температуры и влажности почв и грунтов [5–7]. Обзор их диэлектрических свойств приводится в первой части настоящей статьи. Во второй части рассматриваются характеристики отражённых сигналов, по которым можно судить о гидротермических характеристиках зондируемых сред под снежным покровом.

Для детальных исследований параметров снежного покрова на суше и ледниках применяют наземные и воздушные радиолокационные методы, основанные на измерении времени запаздывания отражений от его подошвы и внутренних слоёв [8–11]. Измерение времени запаздывания и амплитуды отражённых сигналов позволяет оценить диэлектрическую проницаемость и плотность слоёв снега, а также их изменение вдоль протяжённых профилей зондирования [12]. Возможность определения диэлектрической проницаемости верхних слоёв подстилающих сред [13] и состояния снежного покрова использовалась для обеспечения безопасной посадки вертолётов на суше и водоёмах по данным измерений коэффициента отражения радиоволн с вертикальной и горизонтальной поляризацией при разных углах зондирования [14, 15]. Измерение коэффициента отражения по мощности (power reflection

coefficient – PRC) от внутренних слоёв и ложа ледников применялось для оценки гидротермических условий в их толще и на ложе [16–19].

В настоящей статье рассматривается возможность оценки гидротермических условий у поверхности почв и грунтов под снежным покровом по данным измерений амплитуды/мощности радиолокационных отражений от границы раздела этих сред. Актуальность задачи определяется тем, что в последние годы для изучения толщины и водозапаса снежного покрова, наряду со стандартными ручными дискретными снегомерными съёмками, всё большее применение находят радиолокационные методы, позволяющие выполнять непрерывные дистанционные измерения вдоль протяжённых профилей и вместе с временами запаздывания регистрировать амплитуды отражений от подошвы снежного покрова. Это открывает возможность использовать получаемые данные для мониторинга влажности почв на опорных и контрольных участках. Знание данного элемента водного баланса и сезонного цикла воды у поверхности почв под снежным покровом важно для жизни и развития растительного и животного мира в умеренных и полярных широтах. Кроме того, появляется возможность следить за изменением зон распространения и динамикой промерзания–протаивания многолетней мерзлоты. Для оценки влияния состояния покрывающих и подстилающих сред на величину коэффициента отражения от границы их раздела мы рассматриваем сухой и влажный снег разной плотности и влажности, сухие и влажные почвы и грунты разного состава и разной влажности в мёрзлом и талом состоянии при отрицательных и положительных температурах.

### Электромагнитные параметры зондируемых сред

Большинство почв, грунтов и горных пород немагнитны, их электромагнитные свойства описываются комплексной диэлектрической проницаемостью (КДП):

$$\varepsilon = \varepsilon' - i\varepsilon'' = \varepsilon'(1 - i(\operatorname{tg}\delta)),$$

где  $\varepsilon'$  – относительная диэлектрическая проницаемость (ОДП);  $i$  – мнимая единица;  $\varepsilon''$  – фактор потерь;  $\operatorname{tg}\delta = \varepsilon''/\varepsilon'$  – тангенс угла диэлектрических потерь, который связан с проводимостью

среды  $\sigma$ , См/м, и удельным поглощением в среде  $A$  соотношением [20]

$$\operatorname{tg}\delta = \sigma / (2\pi f \epsilon_0 \epsilon')$$

Величина  $A$  определяется по формуле

$$A = 8,686\alpha, \text{ дБ/м,}$$

где  $\alpha = 2\pi f(\epsilon')^{0,5} \operatorname{tg}\delta / c$ ;  $\epsilon_0 = 8,854 \cdot 10^{-12}$  Ф/м – диэлектрическая проницаемость вакуума;  $c = (\epsilon_0 \mu_0)^{-0,5} = 2,998 \cdot 10^8$  м/с – электродинамическая постоянная, равная скорости света в вакууме;  $f$  – частота, Гц;  $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$  Гн/м – магнитная проницаемость вакуума.

**Сухой и влажный снег и лёд.** Относительная диэлектрическая проницаемость сухого  $\epsilon'_d$  и влажного  $\epsilon'_s$  снега и льда мало зависит от частоты и температуры, а в основном определяется их плотностью  $\rho$  и содержанием воды  $W$  [21, 22]. Для сухого и влажного снега и льда с включениями воздуха и воды сферической формы эти зависимости хорошо описываются уравнениями Луэнги [23]:

$$\epsilon'_d = [v_i(\epsilon_i^{1/3} - 1) + 1]^3; \quad (1)$$

$$\epsilon'_s = [\epsilon_i^{1/3}(1 - P) + W\epsilon_w^{1/3} + P - W]^3, \quad (2)$$

где  $v_i = \rho_d / \rho_i$ ;  $\rho_d$  – плотность сухого снега, фирна или льда;  $\rho_i$  – плотность льда, кг/м<sup>3</sup>;  $\epsilon'_i = 3,19 \pm 0,04$  – ОДП сплошного сухого льда плотностью 917 кг/м<sup>3</sup> при 0 °С;  $\varphi = 1 - v_i$  – пористость льда;  $P$  – общая доля содержания воды и воздуха или общая пористость;  $W$  – содержание воды, м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>;  $\epsilon'_w = 87,9$  – ОДП воды при 0 °С.

Зависимость диэлектрической проницаемости  $\epsilon'_d$  сухого снега, фирна и льда от плотности  $\rho_d$  и зависимость  $\epsilon'_s$  влажного снега, фирна и льда от содержания воды, рассчитанные по формулам (1) и (2), представлены на рис. 1.

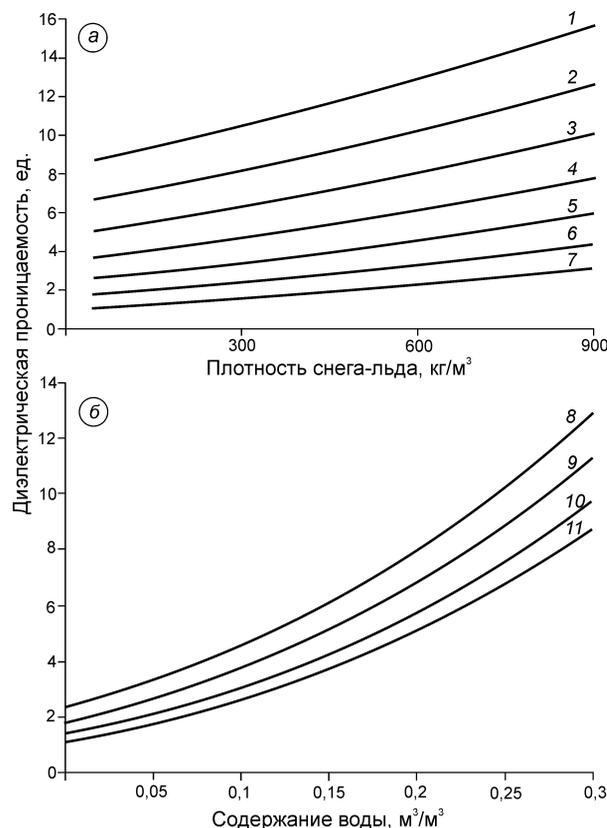
Для сухого снега плотностью 210–360 кг/м<sup>3</sup> по данным измерений [22] в 149 шурфах в двух районах США

$$\epsilon'_d = 1,0 + 0,0014\rho_d + 2 \cdot 10^{-7}\rho_d^2. \quad (3)$$

Для влажного снега плотностью 147–498 кг/м<sup>3</sup> и влажностью 0,01–0,16 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> по данным измерений в 79 шурфах в двух других районах США

$$\epsilon'_s = ([1,0 + 0,0014(\rho_s - w) + 2 \cdot 10^{-7}(\rho_s - w)^2] + (0,01w + 0,4w^2)\epsilon'_w).$$

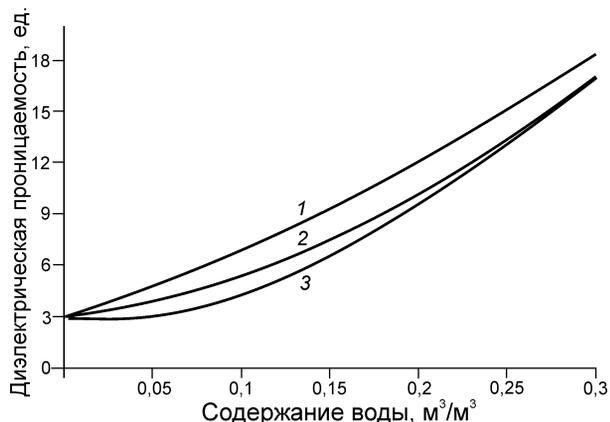
Значения  $\epsilon'_s$ , рассчитанные для сухого снега плотностью 210–360 кг/м<sup>3</sup> по формуле (3) на 4–8%



**Рис. 1.** Диэлектрическая проницаемость сухого (7) и влажного (1–6 и 8–11) снега и льда в зависимости от их плотности (а) и содержания воды (б), рассчитанная по формулам (1) и (2) при содержании воды: 1 – 0,30; 2 – 0,25; 3 – 0,20; 4 – 0,15; 5 – 0,10; 6 – 0,05 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>; 7 – 0 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> и плотности: 8 – фирнизированный (после оттепели) снег (плотность 600 кг/м<sup>3</sup>); 9 – старый снег (400 кг/м<sup>3</sup>); 10 – метелевый снег (200 кг/м<sup>3</sup>); 11 – свежесвыпавший снег (50 кг/м<sup>3</sup>)

**Fig. 1.** Dielectric permittivity of dry (7) and wet (1–6 and 8–11) snow and ice as a function of their density (a) and wetness (b), calculated by formulas (1) and (2) at water content: 1 – 0.30; 2 – 0.25; 3 – 0.20; 4 – 0.15; 5 – 0.10; 6 – 0.05 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>; 7 – 0 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> and densities: 8 – firnificated (after thaw) snow (density 600 kg/m<sup>3</sup>); 9 – old snow (400 kg/m<sup>3</sup>); 10 – wind-blown snow (200 kg/m<sup>3</sup>); 11 – new-fallen snow (50 kg/m<sup>3</sup>)

ниже, чем по формуле Луэнги (1) в этом же диапазоне плотностей. Из рис. 2 видно, что ОДП влажного снега в несколько раз выше, чем сухого. Рост влажности снега влияет на его ОДП больше, чем рост плотности снега. Так, при содержании воды 0,2 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> рост плотности снега с 200 до 600 кг/м<sup>3</sup> приводит к росту ОДП приблизительно с 6 до 8 (в 1,3 раза), тогда как рост содержания воды в 3 раза – с 0,1 до 0,3 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> – приводит к росту ОДП также приблизительно в 3 раза (при плотности снега



**Рис. 2.** Относительная диэлектрическая проницаемость грунта:  
 1 – по формуле (8) [32]; 2 – по формуле (6) [19]; 3 – по формуле (7) [31]

**Fig. 2.** Relative permittivity of soil:  
 1 – by formula (8) [32]; 2 – by formula (6) [19]; 3 – by formula (7) [31]

200 кг/м<sup>3</sup> ОДП снега увеличивается приблизительно от 3 до 10).

**Влажные и сухие почвы, грунты и горные породы.** Основные компоненты минеральных почв – частицы грунта, воздух, вода в различных агрегатных состояниях, водные растворы солей и примеси. В органических почвах важным компонентом становится гумус. Вода в почвах, грунтах и горных породах может находиться в свободном или связанном состоянии в микро- и макропорах, трещинах, капиллярах и в виде плёнки на поверхности частиц почвы или грунта.

Диэлектрические свойства *влажных почв* рассмотрены в работах [24–26] для четырёхкомпонентной смеси. КДП такой смеси может быть описан рефракционной моделью [25]

$$\epsilon_{ws} = \sum \epsilon_i V_i, \tag{4}$$

где  $\epsilon_{ws}$  и  $\epsilon_i$  – КДП смеси и её  $i$ -й компоненты;  $V_i$  – объёмная доля этой компоненты в смеси.

Эта модель справедлива для волн СВЧ-диапазона, когда длина волны много больше размеров частиц в дисперсной смеси. Для влажных почв модель (4) можно представить в виде рефракционной формулы при  $a = 0,5$  [26]

$$\epsilon_{ws}^a = \epsilon_{ds}^a + \epsilon_b^a W_t + \epsilon_u^a W, \tag{5}$$

введя величину переходной влажности  $W_t$ , выше которой наблюдается постепенное возрастание КДП влажной почвы  $\epsilon_{ws}$  и на неё начинает влиять

её минеральный и гранулометрический состав, частота зондирования, температура, наличие гумуса и разных примесей. При этом переходная влажность  $W_t$  меньше для песчаных и больше для глинистых почвогрунтов [27]. В формуле (5)  $\epsilon_{ds}$ ,  $\epsilon_b$ ,  $\epsilon_u$  – соответственно диэлектрическая проницаемость сухой почвы, связанной и свободной воды;  $W$  и  $W_t$  – объёмная и переходная влажность почвы соответственно.

Величина  $\epsilon_{ds}^a$  рассчитывается по формуле

$$\epsilon_{ds}^a = (\rho/\rho_m)\epsilon_m^a + (1 - \rho/\rho_m)\epsilon_a,$$

где  $\rho$  – плотность сухого образца почвы;  $\rho_m$  – плотность твёрдой фазы;  $\epsilon_m$  и  $\epsilon_a$  – диэлектрическая проницаемость твёрдых частиц и воздуха.

Для *минеральных почв* плотность твёрдой фазы варьирует от 2400 до 2800 кг/м<sup>3</sup>, для почв, богатых органическими компонентами (гумусом), – от 1400 до 1800 кг/м<sup>3</sup>. Плотность почвы в естественном состоянии всегда ниже плотности твёрдой фазы из-за наличия пор, а изменяется она у минеральных почв – от 900 до 1800 кг/м<sup>3</sup>, у болотных торфяных почв – от 105 до 400 кг/м<sup>3</sup>. Диэлектрическая проницаемость связанной воды в чернозёме составляет 10–50 и меньше, чем у свободной воды (79,5 при 0 °С) [28]. В мёрзлых минеральных почвах действительная часть КДП замёрзшей связанной воды уменьшается до 36, если температура понижается от –1 до –30 °С [29].

Для *сухих почв* лучше совпадение  $\epsilon_{ds}^a$  с экспериментальными данными даёт формула Бруггмана–Ханаи [26]:

$$1 - V_m = \frac{\epsilon_{ds} - \epsilon_m}{\epsilon_{ds} - \epsilon_a} \left( \frac{\epsilon_a}{\epsilon_m} \right)^{1/3},$$

где  $V_m = \rho/\rho_m$  – объёмная доля твёрдой фазы;  $\epsilon_{ds}$  и  $\epsilon_m$  – ОДП сухой почвы и твёрдых частиц.

Зависимость диэлектрической проницаемости влажной почвы  $\epsilon_{sw}$  при положительной температуре от содержания воды  $W$  описывается соотношением [30]

$$\epsilon_{ws} = 3,03 + 9,3W + 146W^2 - 76,7W^3. \tag{6}$$

Предложена также эмпирическая связь  $\epsilon_{ws}$  с диэлектрической проницаемостью водной  $\epsilon_w$ , твёрдой  $\epsilon_s$  и воздушной  $\epsilon_a$  фаз [31]:

$$\epsilon_{ws} = [\theta \epsilon_w^\alpha + (1 - \eta) \epsilon_s^\alpha + (\eta - \theta) \epsilon_a^\alpha]^{1/\alpha}, \tag{7}$$

где  $\eta$  – пористость;  $\alpha = 0,46 \pm 0,006$  – эмпирический коэффициент по данным измерений почв

разных типов с содержанием воды  $W$  от 0,08 до 0,92 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup>.

Для КДП влажных почв получено также уравнение [32], учитывающее гранулометрический и минералогический состав почв:

$$\varepsilon_m^{\prime\alpha} \varepsilon_m^\alpha = 1 + \rho_b/\rho_s(\varepsilon_s^{\prime\alpha} - 1) + W^{\beta'} \varepsilon_{fw}^{\prime\alpha} - W; \quad (8)$$

$$\varepsilon_m^{\prime\alpha} = W^{\beta''} \varepsilon_{fw}^{\prime\alpha}, \quad (9)$$

где  $\varepsilon_m'$  и  $\varepsilon_m''$  – действительная и мнимая части КДП влажной почвы;  $\varepsilon_s$  – диэлектрическая проницаемость минеральной составляющей почвенной смеси;  $\rho_b$  – плотность почвы;  $\rho_s$  – плотность минерального вещества;  $\varepsilon_{fw}'$  и  $\varepsilon_{fw}''$  – действительная и мнимая части КДП свободной воды;  $\alpha = 0,65$  – константа, определённая в результате аппроксимации диэлектрической проницаемости исследованных почв для наилучшего соответствия экспериментальным данным;  $\beta'$  и  $\beta''$  эмпирические константы, позволяющие определить зависимость КДП почвы от её *гранулометрического состава* и рассчитываемые по формулам [29]:

$$\beta' = 1,2748 - 0,00519S - 0,00152C;$$

$$\beta'' = 1,3397 - 0,00603S - 0,001666C,$$

где  $S$  и  $C$  представляют собой процентное содержание песка и глины.

Для оценки КДП влажной почвы при отрицательных температурах может быть использована модель Жанга [33], в которой формулы (8) и (9) преобразованы так, чтобы учесть долю незамёрзшей воды и льда, превратившейся в лёд [29]:

$$\varepsilon_{mf}^{\prime\alpha} = 1 + \rho_b/\rho_s(\varepsilon_s^{\prime\alpha} - 1) + m_{vu} \beta' \varepsilon_{fw}^{\prime\alpha} - m_{vu} + m_{vi} \varepsilon_i^\alpha; \quad (10)$$

$$\varepsilon_{mf}^{\prime\alpha} = m_{vu} \beta'' \varepsilon_{fw}^{\prime\alpha}, \quad (11)$$

где  $\varepsilon_{mf}'$  и  $\varepsilon_{mf}''$  – действительная и мнимая части КДП незамёрзшей воды;  $m_{vu}$  и  $m_{vi}$  – объёмное содержание незамёрзшей воды и льда;  $\varepsilon_i$  – ОДП льда; коэффициенты  $\beta'$  и  $\beta''$  и обозначения  $\rho_b$ ,  $\rho_s$  и  $\varepsilon_s$  те же, что в формулах (8) и (9) для влажной почвы.

Количество незамёрзшей воды в формулах (10) и (11) как функции температуры  $T$  имеет следующий вид [34]:

$$m_{vu} = A|T|^{-B} \rho_b/\rho_w,$$

где  $\rho_b$  – плотность почвы;  $\rho_w$  – плотность воды;  $T$  – температура, °С;  $A$  и  $B$  – параметры, завися-

щие от структуры почвы и связанные с её удельной площадью поверхности SSA (м<sup>2</sup>/г) соотношениями [34]

$$\ln A = -0,5519 \ln SSA + 0,2618;$$

$$\ln B = -0,264 \ln SSA + 3711.$$

Согласно [35],

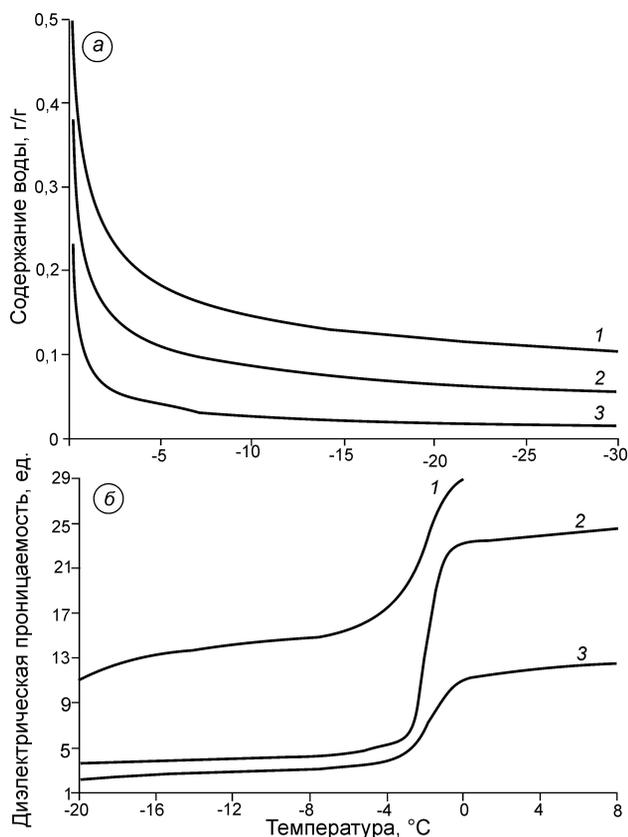
$$SSA = 0,42 + 4,23C + 1,12Si - 1,16S,$$

где  $C$ ,  $Si$  и  $S$  – соответственно содержание глины, ила и песка, %; объёмное содержание льда в мёрзлой почве выражается как  $m_{vi} = m_v - m_{vu}$ , где  $m_v$  – объёмное содержание общего количества воды в почве.

Зависимость КДП влажных почв от температуры, текстуры и минералогического состава рассмотрена в работе [24]. Расчёты относительной диэлектрической проницаемости влажной от содержания в ней воды  $\theta$  приведены на рис. 2 по данным работ [30–32]. При росте влажности от 0,05 до 0,3 м<sup>3</sup>/м<sup>3</sup> ОДП почвы увеличивается приблизительно с 3 до 17–18. Влажность мёрзлых почв зависит от температуры (рис. 3, а) [36], а так как ОДП воды почти в 29 раз больше, чем льда, ОДП мёрзлого грунта также зависит от температуры (см. рис. 3, б). Причём наибольшее снижение влажности в 3–4 раза происходит в диапазоне температур от 0 до –4 °С. Это приводит к резкому увеличению ОДП грунтов (см. рис. 3, б) при переходе из мёрзлого состояния в талое [37].

Сведения о диэлектрических свойствах некоторых почв, грунтов и пород приведены в работах [20, 38]. Из них следует, что для сухих почв и грунтов ОДП находится в основном в пределах 3–6, тогда как для влажных почв и грунтов ОДП сильно зависит от их влажности в соответствии с формулами (6)–(9) и может увеличиваться до 15–25 и выше. Сведения о диэлектрических свойствах некоторых почв, грунтов и горных пород приведены в табл. 1 и 2.

Замерзание и оттаивание почв приводит к изменению их диэлектрической проницаемости  $\varepsilon'$  и фактора потерь  $\varepsilon''$  [41]. При этом в гистерезисном процессе разность в величине  $\varepsilon'$  между этими циклами составляет около 10, а в величине  $\varepsilon''$  – около 1,5. Проведённый анализ показал, что существует большой разброс значений диэлектрической проницаемости почв, грунтов и горных пород, что затрудняет анализ их гидротермического состояния по данным радиозон-



**Рис. 3.** Зависимости (а) содержания незамёрзшей воды (г/г) от температуры для разных типов почв: 1 – глинистой – с 70% глины, 20% ила, 10% песка; 2 – илистой – с 20% глины, 70% ила, 10% песка; 3 – песчаной – с 20% глины, 20% ила и 60% песка [36] и относительной диэлектрической проницаемости (ОДП) мёрзлых пород на частоте 1 МГц от температуры (б): 1 – глина с льдистостью  $W_c = 35,5\%$ ; 2 и 3 – мелкозернистый песок с влажностью  $W = 9$  и  $3\%$  [37]

**Fig. 3.** Dependencies of (a) unfrozen water content (g/g) on temperature for different soil types: 1 – clayey soil with 70% clay, 20% silt, and 10% sand; 2 – muddy soil with 20% clay, 70% silt, and 10% sand; 3 – sandy soil with 20% clay, 20% silt and 60% sand [36] and relative permittivity (RDP) of frozen sediments at 1 MHz from temperature (b): 1 – clay with ice content  $W_c = 35,5\%$ ; 2 and 3 – fine-grained sand with moisture content  $W = 9$  and  $3\%$  [37]

дирования. Поэтому целесообразно создать банк данных по диэлектрической проницаемости разных типов почв и грунтов с учётом их гранулометрического, минерального и фазового состава. Похожий банк данных по диэлектрическим свойствам создаётся для классификации органических почв Арктики и интерпретации данных спутниковых съёмки [42].

### Коэффициент отражения от диэлектрически контрастных границ

Распространение и отражение плоской электромагнитной волны в однородной изотропной среде с плоскими зеркальными границами раздела описывается комплексным показателем распространения [19]:

$$k = \alpha + i\beta,$$

где  $\alpha$  – фазовая постоянная;  $\beta$  – фактор ослабления, равные

$$\alpha = \omega \left[ \frac{\mu\epsilon}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2}} + 1 \right) \right]^{1/2};$$

$$\beta = \omega \left[ \frac{\mu\epsilon}{2} \left( \sqrt{1 + \frac{\sigma^2}{\epsilon^2 \omega^2}} - 1 \right) \right]^{1/2}.$$

В средах с низкими потерями параметр  $\sigma/(\epsilon\omega) = \psi \ll 1$  и  $\sigma \ll 1$ , где  $\omega = 2\pi f$  – круговая частота, Гц,  $\mu$  – магнитная проницаемость. Комплексный коэффициент отражения  $r$  от плоской границы раздела двух однородных сред при нормальном падении электромагнитной волны из среды 1 в среду 2 определяется следующим соотношением:

$$r = \frac{E_r}{E_0} = \frac{\mu_2 k_1 - \mu_1 k_2}{\mu_2 k_1 + \mu_1 k_2}, \quad (12)$$

где  $E_r$  – интенсивность отражённой волны, нормализованная по комплексной интенсивности падающей волны  $E_0$ ;  $k_1$  и  $k_2$  – комплексные постоянные распространения сред 1 и 2.

Для немагнитных сред из соотношения (12) получаем:

$$r = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2} = \frac{(\alpha_1 - \alpha_2) + i(\beta_1 - \beta_2)}{(\alpha_1 + \alpha_2) + i(\beta_1 + \beta_2)}. \quad (13)$$

Амплитуда коэффициента отражения  $r$  выражается через абсолютную величину как

$$|r| = \sqrt{\frac{(\alpha_1 - \alpha_2)^2 + (\beta_1 - \beta_2)^2}{(\alpha_1 + \alpha_2)^2 + (\beta_1 + \beta_2)^2}}. \quad (14)$$

Для малопоглощающих сред ( $\beta_1$  и  $\beta_2 \ll 1$ ) амплитудный коэффициент отражения

$$r = \frac{\alpha_1 - \alpha_2}{\alpha_1 + \alpha_2} = \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}} \quad (15)$$

зависит только от относительной диэлектрической проницаемости  $\epsilon_1$  и  $\epsilon_2$  верхней и нижней

Таблица 1. Электрические свойства некоторых почв, грунтов и пород в диапазоне радиозондирования по данным лабораторных измерений [20]

Материал	$\epsilon'$	Проводимость $\sigma$ , См/м	Частота $f$ , МГц	Источник
Сухая песчаная почва	3	$1,5 \cdot 10^{-4}$	100	[39]
Сухой песчаный и глинистый грунт	3–4	–	133–37 500	[40]
Влажная песчаная почва	25	$7 \cdot 10^{-3}$	100	[39]
Влажный песчаный и глинистый грунт (весовая влажность 4–15%)	4–15	–	133–1000	[40]
Глинистая почва сухая/влажная	3/15	$2,5 \cdot 10^{-1}/5 \cdot 10^{-1}$	100	[39]
Гранит сухой/ влажный	5/7	$10^{-5}/10^{-3}$	100	
Базальт влажный	8	$10^{-2}$	100	
Глинистый сланец влажный	7	$10^{-1}$	100	
Песчаник влажный	6	$4 \cdot 10^{-2}$	100	
Известняк влажный	8	$2,5 \cdot 10^{-2}$	100	

Таблица 2. Типичный диапазон диэлектрических свойств разных материалов на частоте 100 МГц. Из работы [38]

Материал	Проводимость, См/м	Относительная диэлектрическая проницаемость
Глина сухая/влажная	0,1–1/0,1–1	2–6/5–40
Песчаник сухой/влажный	$10^{-6}$ – $10^{-5}/10^{-4}$ – $10^{-2}$	2–5/5–10
Песок сухой/влажный	$10^{-7}$ – $10^{-3}/10^{-3}$ – $10^{-2}$	2–6/10–30
Известняк сухой/влажный	$10^{-8}$ – $10^{-6}/10^{-2}$ – $10^{-1}$	7/8
Почва глинистая сухая/ влажная	$10^{-2}$ – $10^{-1}/10^{-3}$ –1	4–10/10–30
Почва жирноглинистая сухая/влажная	$10^{-4}$ – $10^{-3}/10^{-2}$ – $10^{-1}$	4–10/10–30
Почва песчанистая сухая/влажная	$10^{-4}$ – $10^{-2}/10^{-2}$ – $10^{-1}$	4–10/10–30
Мерзлота	$10^{-5}$ – $10^{-2}$	4–8

сред. Коэффициент отражения по мощности от границы сред 1 и 2 определяется соотношением

$$R_{1,2} = 20 \lg \frac{\sqrt{\epsilon_1} - \sqrt{\epsilon_2}}{\sqrt{\epsilon_1} + \sqrt{\epsilon_2}}. \quad (16)$$

По величине  $R_{1,2}$  можно оценить относительную диэлектрическую проницаемость нижней среды  $\epsilon'_2$ , зная или оценивая диэлектрическую проницаемость верхней среды  $\epsilon'_1$  [23]:

$$\epsilon'_2 = \epsilon'_1 \left( \frac{1 + 10^{0,05 R_{1,2}}}{1 - 10^{0,05 R_{1,2}}} \right)^2. \quad (17)$$

Для трёхслойной среды (в качестве среды 1 рассматривается воздух, среды 2 – снег (сухой или влажный) или сухой или влажный лёд, среды 3 – почвы/грунты (сухие и/или влажные) и горные породы (мёрзлые или талые) в зонах мерзлоты или под ледниками) коэффициент отражения  $R_3$  от верхней границы слоя 3 толщиной  $t$  описывается соотношением [20]

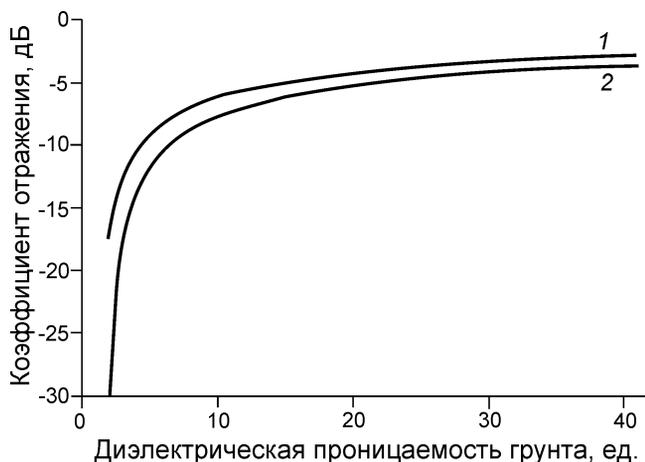
$$R_3 = \frac{R_{1,2} + R_{2,3} e^{-2k_2 t}}{1 + R_{1,2} R_{2,3} e^{-2k_2 t}},$$

где  $R_{1,2}$  и  $R_{2,3}$  – коэффициенты отражения от границ 1–2 и 2–3 сред;  $k_2$  – комплексный показате-

ль распространения в слое 2;  $t$  – толщина этого слоя.

#### Коэффициент отражения от почв и грунтов под снежным покровом

Из рис. 1–3 и табл. 1, 2 следует, что диэлектрическая проницаемость и проводимость снега, почв, грунтов и горных пород сильно зависит от их влажности. Это указывает на то, что коэффициенты отражения от границ этих сред в сухом и влажном состоянии, вычисленные по формулам (13)–(16), должны существенно отличаться друг от друга. Из рис. 4 видно, что коэффициент отражения по мощности  $R_{1,2}$  от границы сухого снега и сухого грунта (ОДП = 2÷6) составляет  $-9 \div -30$  дБ, а между сухим снегом и влажным грунтом (ОДП = 10÷40) около  $-3 \div -7$ , и это отличие может быть установлено по данным радиозондирования. Для сухого снега плотностью от 50 до 400 кг/м<sup>3</sup> ОДП снега изменяется от 1,1 до 1,8. При значениях ОДП грунта, равной 2, получается относительно небольшое отличие от ОДП снега и коэффициент отражения по мощности – формула (16) – принимает небольшие значения (см. рис. 4).



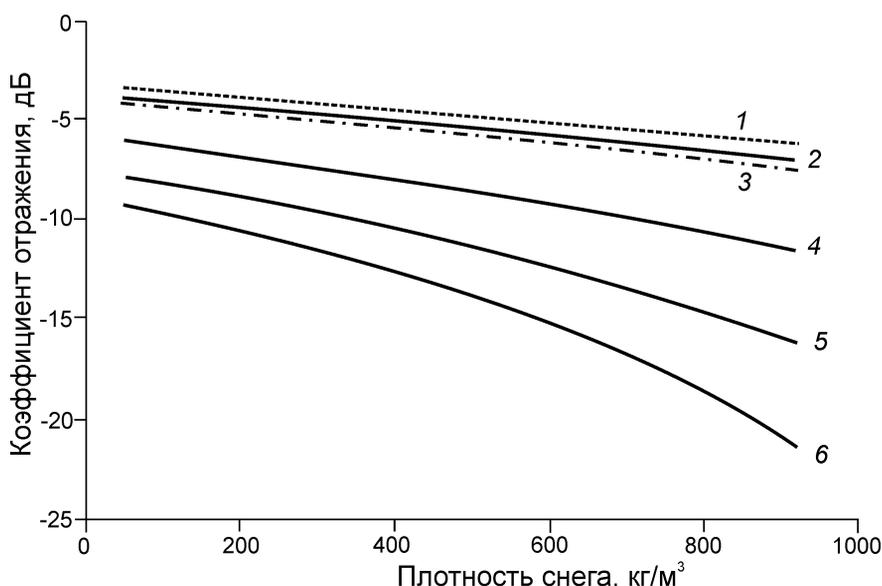
**Fig. 4.** Зависимость коэффициента отражения по мощности  $R_{1,2}$  от границы сухой снег–сухой и влажный грунт от относительной диэлектрической проницаемости (ОДП) грунта при плотности снега,  $\text{кг}/\text{м}^3$ : 1 – 100; 2 – 400. ОДП сухого грунта изменяется в диапазоне от 2 до 6, а для влажного грунта – от 5 до 40 (см. табл. 2)  
**Fig. 4.** Relation of the reflection coefficient  $R_{1,2}$  (at the interface of dry snow and dry/wet soil) with relative permittivity (RDP) of soil at different snow density,  $\text{kg}/\text{m}^3$ : 1 – 100; 2 – 400. RDP of dry soil varies from 2 to 6, and with wet soil – from 5 to 40 (see Table 2)

Ещё более непростая ситуация возникает на границе влажного снега и сухого (или небольшой влажности) грунта. В этом случае ОДП влажного снега плотностью от 50 до 400  $\text{кг}/\text{м}^3$  изменяется от 2 до 11 (см. рис. 1). В результате при увеличении содержания воды может наступить момент, когда ОДП влажного снега будет больше ОДП грунта и амплитудный коэффициент отражения изменит

знак на противоположный или будет равен нулю – в случае равенства ОДП влажного снега и грунта. При этом коэффициент отражения по мощности будет уменьшаться до неизмеримого уровня. По известным (по данным радиозондирования) коэффициентам отражения  $R_{1,2}$  от границы воздух–снег и снег–грунт по формуле (17) можно определить диэлектрическую проницаемость грунта  $\epsilon'_2$ , оценив диэлектрическую проницаемость снега  $\epsilon'_1$  и учитывая, что для воздуха  $\epsilon' = 1$ .

Возможность оценки термического состояния горных пород в районах распространения многолетней мерзлоты по данным радиозондирования рассмотрим на примере зависимости ОДП пород от температуры, приведённой на рис. 3, б (рис. 5). На рис. 5 представлены значения коэффициента отражения по мощности  $R_{1,2}$  от границы раздела сухой снег – мёрзлая глина и мёрзлый мелкозернистый песок разной влажности при температурах грунта  $-1$  и  $-3$  °С. При промерзании грунта и относительно небольшом понижении его температуры от  $-1$  до  $-3$  °С происходит резкое снижение содержания незамёрзшей воды (см. рис. 3, а). В результате значительно уменьшается ОДП грунта и будет снижаться коэффициент отражения по мощности (см. рис. 5).

При температуре грунта  $-1$  °С величина  $R_{1,2}$  значительно больше, чем при  $-3$  °С. Для мелкозернистого песка льдистостью 3% и сухого снега плотностью 300  $\text{кг}/\text{м}^3$  величина  $R_{1,2}$  равна  $-7,4$  и  $-11,6$  дБ при температурах грунта  $-1$  и  $-3$  °С соответственно. Для льда плотностью 917  $\text{кг}/\text{м}^3$  (см.



**Рис. 5.** Зависимость коэффициента отражения мощности  $R_{1,2}$  на частоте 1 МГц от границ сухой снег–мёрзлая глина и песок от плотности снега при температуре грунта:  $-3$  °С (3, 5, 6) и  $-1$  °С (1, 2, 4). 1, 3 – глина  $W = 35,5\%$ , ОДП = 23; 2, 5 – мелкозернистый песок с льдистостью  $W = 9\%$ , ОДП = 13; 4, 6 – мелкозернистый песок с льдистостью  $W = 3\%$  (ОДП = 6)

**Fig. 5.** Power reflection coefficient  $R_{1,2}$  from the dry snow–frozen clay and sand interface at 1 MHz depending on the snow density and soil temperature:  $-3$  °С (3, 5, 6) and  $-1$  °С (1, 2, 4). 1, 3 is for clay with  $W = 35,5\%$ , RDP = 23; 2, 5 is for fine-grained sand with ice content  $W = 9\%$ , RDP = 13; 4 and 6 is for fine-grained sand with ice content  $W = 3\%$  (RDP = 6)

рис. 5) эти значения составят  $-11,5$  и  $-21,4$  дБ соответственно. Для мелкозернистого песка с льдистостью 9% значения  $R_{1,2}$  будут больше на 2–5 дБ, но разность величины  $R_{1,2}$  в этих случаях для сухого снега плотностью  $300 \text{ кг/м}^3$  и льда приблизительно остаётся такой же, как и для льдистости 3%: 4–5 для снега и 9–10 для льда. Это позволяет утверждать, что, если при повторном радиозондировании величина  $R_{1,2}$  снижается, то можно говорить о промерзании грунта. Для глины льдистостью 35,5% отличия в величине  $R_{1,2}$  будут значительно меньше. Сильная зависимость коэффициента отражения от типа и физических свойств почв и грунтов указывает на целесообразность создания базы данных по коэффициенту их отражения для разных районов распространения снежного покрова и многолетней мерзлоты наподобие создаваемой базы данных по диэлектрическим свойствам органических почв Арктики [42].

#### Определение коэффициента отражения от подошвы снежного покрова по данным радиозондирования

Для определения коэффициента отражения по мощности  $R$  от плоских границ может быть использовано уравнение радиолокации, представленное в следующем виде [18]:

$$10 \lg \frac{P_r}{P_t} = 20 \lg \frac{G \lambda_0}{8\pi(H + \frac{z}{\sqrt{\epsilon'}})} + 10 \lg R - 2zB - 10 \lg L, \quad (18)$$

где  $P_r$  и  $P_t$  – мощность принятых и излученных сигналов;  $G$  – усиление антенн;  $\lambda_0$  – длина волны локатора в воздухе;  $H$  – высота антенн над поверхностью снега;  $z$  – толщина зондируемой среды;  $\epsilon'$  – её относительная средняя диэлектрическая проницаемость;  $B$  – удельное поглощение и рассеяние радиоволн в среде, зависящее от её температуры, строения, влажности;  $L$  – потери в кабелях, дБ.

При измерениях с моноимпульсными локаторами значения параметров  $P_r$ ,  $P_t$ ,  $G$  и  $L$  в уравнении (18) обычно не известны. Мощность принятых и излученных сигналов может быть определена по данным измерений их относительной (среднеквадратической или пиковой) амплитуды  $A_r$  и  $A_t$  в заданном временном окне с применением модуля SSAA из пакета программ [43]. Уравнение (18) может быть исполь-

зовано для определения относительного коэффициента отражения (relative power reflection coefficient – RPR) от рассматриваемой границы с применением упрощенного уравнения радиолокации [23]. В случае наземных измерений ( $H = 0$ ) оно принимает следующий вид:

$$RPR = 20 \lg \frac{A_r}{A_t} - 20 \lg(H + \frac{z}{\sqrt{\epsilon'}}) - 2zB,$$

где  $A_r$  и  $A_t$  – амплитуда отраженных и излученных сигналов;  $\epsilon'$  – относительная диэлектрическая проницаемость зондируемой среды.

По аналогии с наземными измерениями толщины асфальтового дорожного покрытия, относительная диэлектрическая проницаемость асфальта  $\epsilon_a$  и подстилающих грунтов  $\epsilon_b$  может быть определена из соотношений [44]

$$\sqrt{\epsilon_a} = \frac{A_m + A_1}{A_m - A_1};$$

$$\sqrt{\epsilon_b} = \sqrt{\epsilon_a} \frac{1 - (A_1 / A_m)^2 - A_2 / A_m}{1 + (A_1 / A_m)^2 - A_2 / A_m},$$

где  $A_1$ ,  $A_2$  и  $A_m$  – соответственно амплитуда отражений от поверхности и подошвы снежного покрова и калибровочного плоского металлического листа; при воздушных измерениях для калибровки могут служить отражения от спокойной поверхности моря или озера.

#### Выводы

1. Диэлектрическая проницаемость снежного покрова, подстилающих почв, грунтов и горных пород существенно возрастает при увеличении их влажности. Коэффициент отражения по мощности от границы сухой снег–влажный грунт становится больше по модулю, чем при отражении от сухого грунта. Это отличие может быть установлено по данным повторных радиолокационных измерений на контрольных участках с известными типами почв, грунтов и их физическими характеристиками.

2. Различие в коэффициентах отражения уменьшается до неизмеримого уровня, если под влажным снежным покровом появляется слой влажной почвы или грунта.

3. Для оценки типа почв и грунтов по данным радиозондирования целесообразно соз-

дание базы данных по коэффициенту отражения от разных типов почв и грунтов в районах распространения сезонного снежного покрова и многолетней мерзлоты. Похожий банк данных по диэлектрическим свойствам создаётся для классификации органических почв Арктики и интерпретации данных спутниковых съёмок [42].

**Благодарности.** Исследование выполнено в рамках темы Государственного задания Института географии РАН АААА-А19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004).

**Acknowledgments.** The study was conducted within the framework of the State assignment AAA-A19-119022190172-5 (FMGE-2019-0004) of the Institute of Geography RAS.

## Литература

## References

1. Шмакин А.Б., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Зазовская Э.П., Борзенкова А.В. Влияние снежного покрова на промерзание и протаивание грунта на Западном Шпицбергене // Лёд и Снег. 2013. 124 (4). С. 52–58.
2. Gao L., Ebtehaj A., Cohen J., Wigneron J.-P. Variability and changes of unfrozen soils below snowpack // Geophys. Research Letters. 2022. V. 49. e2021GL095354. <https://doi.org/10.1029/2021GL095354>.
3. Lievens H., Brangers I., Marshall H.-P., Jonas T., Olefs M., De Lannoy G. Sentinel-1 snow depth retrieval at sub-kilometer resolution over the European Alps // The Cryosphere. 2022. V. 16. P. 159–177. <https://doi.org/10.5194/tc-16-159-2022>.
4. Patil A., Singh G., Rüdiger C. Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data // Remote Sens. 2020. V. 12. № 7. P. 1183. <https://doi.org/10.3390/rs12071183>.
5. Haider S.S., Said S., Kothiyari U.C., Arora M.K. Soil moisture estimation using ERS 2 SAR data: a case study in the Solani River catchment // Hydrological Sciences. 2004. V. 49. № 2. P. 223–334. <https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.323.34832>.
6. Shi X.K., Wen J., Wang L., Zhang T.T., Tian H., Wang X., Liu R., Zhang J.H. Application of satellite microwave remote sensed brightness temperature in the regional soil moisture simulation // Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss. 2009. V. 6. P.1233–1260. <https://doi.org/10.5194/hessd-6-1233-2009>.
7. Sutariya S., Hirapara A., Meherbanali M., Tiwari M., Singh I.V., Kalubarme M. Soil moisture estimation using Sentinel-1 SAR data and land surface temperature in Panchmahal district, Gujarat State // Intern. Journ. of Environment and Geoinformatics. 2021. V. 8. № 1. P. 65–77. <https://doi.org/10.30897/ijegeo.777434>.
8. Bradford J.H., Harper J.T., Brown J. Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime // Water Resources Research. 2009. V. 45. W08403. <https://doi.org/10.1029/2008WR007341>.
9. Godio A. Georadar measurements for the snow cover density // American Journ. of Applied Sciences. 2009, 6 (3): 414–423. <https://doi.org/10.3844/ajassp.2009.414.423>.
1. Shmakin A.B., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Zazovskaya E.P., Borzenkova A.V. Impact of snow cover on ground freezing and thawing in West Spitsbergen. *Led i Sneg. Ice and Snow*. 2013, 124 (4): 52–58. [In Russian].
2. Gao L., Ebtehaj A., Cohen J., Wigneron J.-P. Variability and changes of unfrozen soils below snowpack. *Geophys. Research Letters*. 2022, 49: e2021GL095354. <https://doi.org/10.1029/2021GL095354>.
3. Lievens H., Brangers I., Marshall H.-P., Jonas T., Olefs M., De Lannoy G. Sentinel-1 snow depth retrieval at sub-kilometer resolution over the European Alps. *The Cryosphere*. 2022, 16: 159–177. <https://doi.org/10.5194/tc-16-159-2022>.
4. Patil A., Singh G., Rüdiger C. Retrieval of snow depth and snow water equivalent using dual polarization SAR data. *Remote Sens*. 2020, 12 (7): 1183. <https://doi.org/10.3390/rs12071183>.
5. Haider S.S., Said S., Kothiyari U.C., Arora M.K. Soil moisture estimation using ERS 2 SAR data: a case study in the Solani River catchment. *Hydrological Sciences*. 2004, 49 (2): 223–334. <https://doi.org/10.1623/hysj.49.2.323.34832>.
6. Shi X.K., Wen J., Wang L., Zhang T.T., Tian H., Wang X., Liu R., Zhang J.H. Application of satellite microwave remote sensed brightness temperature in the regional soil moisture simulation. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss*. 2009, 6: 1233–1260. <https://doi.org/10.5194/hessd-6-1233-2009>.
7. Sutariya S., Hirapara A., Meherbanali M., Tiwari M., Singh I.V., Kalubarme M. Soil moisture estimation using Sentinel-1 SAR data and land surface temperature in Panchmahal district, Gujarat State. *Intern. Journ. of Environment and Geoinformatics*. 2021, 8 (1): 65–77. <https://doi.org/10.30897/ijegeo.777434>.
8. Bradford J.H., Harper J.T., Brown J. Complex dielectric permittivity measurements from ground-penetrating radar data to estimate snow liquid water content in the pendular regime. *Water Resources Research*. 2009, 45: W08403. <https://doi.org/10.1029/2008WR007341>.
9. Godio A. Georadar measurements for the snow cover density. *American Journ. of Applied Sciences*. 2009, 6 (3): 414–423. <https://doi.org/10.3844/ajassp.2009.414.423>.

2009. V. 6. № 3. P. 414–423. <https://doi.org/10.3844/ajassp.2009.414.423>.
10. Singh G., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Patil A., Shradha M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Sosnovskiy A.V. Retrieval of spatial and temporal variability in snowpack depth over glaciers in Svalbard using GPR and spaceborne POLSAR Measurements // *Water*. 2018. V. 12. № 1. P. 21. <https://doi.org/10.3390/w12010021>.
  11. Лаврентьев И.И., Кутузов С.С., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Осокин Н.И., Сосновский А.В., Чернов Р.А., Черняков Г.А. Толщина снежного покрова на леднике Восточный Грөнфьорд (Шпицберген) по данным радарных измерений и стандартных снегомерных съёмок // *Лёд и Снег*. 2018. Т. 58. № 1. С. 5–20. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20>.
  12. Forte E., Dossi M., Colucci R., Pipan M. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data // *Journ. of Applied Geophysics*. 2013. V. 99. P. 135–145. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013>.
  13. Шостак А.С., Загоскин В.В., Лукьянов С.П., Карауш А.С. О возможности определения диэлектрической проницаемости подстилающих сред по измеренным коэффициентам отражения при наклонном зондировании плоскими волнами горизонтальной и вертикальной поляризации в СВЧ диапазоне // *Журнал радиоэлектроники*. 1999. № 11. С. 4. <http://jre.cplire.ru/jre/nov99/4/text.html>.
  14. Машков В.Г. Метод дистанционной идентификации состояния снежно-ледяного покрова по отношениям коэффициентов отражения Френеля // *Изв. вузов России. Радиоэлектроника*. 2020. Т. 23. № 5. С. 46–56. <https://doi.org/10.32603/1993-8985-2020-23-5-46-56>
  15. Машков В.Г., Малышев В.А., Федюнин П.А. Метод оценки состояния снежно-ледяного покрова по углу Брюстера // *Изв. вузов России. Радиоэлектроника*. 2021. Т. 24. № 1. С. 34–47. <https://doi.org/10.32603/1993-8985-2021-24-1-34-47>.
  16. Мачерет Ю.Я. Радиозондирование ледников. М.: Научный мир, 2006. 392 с.
  17. Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я. Вода в ледниках. Методы и результаты геофизических и дистанционных исследований. М.: ГЕОС, 2014. 528 с.
  18. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio-echo sounding // *Journ. of Glaciology*. 1989. V. 35. № 119. P. 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>.
  19. Tulaczyk S.M., Foley N.T. The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 4495–4506. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4495-2020>.
  10. Singh G., Lavrentiev I.I., Glazovsky A.F., Patil A., Shradha M., Khromova T.E., Nosenko G.A., Sosnovskiy A.V. Retrieval of spatial and temporal variability in snowpack depth over glaciers in Svalbard using GPR and spaceborne POLSAR Measurements. *Water*. 2018, 12 (1): 21. <https://doi.org/10.3390/w12010021>.
  11. Lavrentiev I.I., Kutuzov S.S., Glazovsky A.F., Macheret, Yu.Ya., Osokin N.I., Sosnovsky A.V., Chernov R.A., Cherniakov G.A. Snow thickness on Austre Grønfyordreen, Svalbard, from radar measurements and standard snow surveys. *Led I Sneg*. Ice and Snow. 2018, 58 (1): 5–20 <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2018-1-5-20> [In Russian].
  12. Forte E., Dossi M., Colucci R., Pipan M. A new fast methodology to estimate the density of frozen materials by means of common offset GPR data. *Journ. of Applied Geophysics*. 2013, 99: 135–145. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2013.08.013>.
  13. Shostak A.S., Zagoskin V.V., Lukyanov S.P., Karaush A.S. On the possibility of determining the dielectric permittivity of the underlying media by measured reflection coefficients during oblique sounding by plane waves of horizontal and vertical polarization in the microwave range. *Zhurnal Radioelektroniki*. Journ. of Radio Electronics. 1999, 11: 4. <http://jre.cplire.ru/jre/nov99/4/text.html>. [In Russian].
  14. Mashkov V.G. Method of remote identification of snow-ice cover condition by Fresnel reflection coefficient ratios. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii Rossii. Radioelektronika*. Journ. of the Russian Universities. Radioelectronics. 2020, 23 (5): 46–56. <https://doi.org/10.32603/1993-8985-2020-23-5-46-56>. [In Russian].
  15. Mashkov V.G., Malyshev V.A., Fedyunin P.A. Method for estimation of snow-ice cover condition by Brewster angle. *Izvestiya Vysshikh Uchebnykh Zavedenii Rossii. Radioelektronika*. Journ. of the Russian Universities. Radioelectronics. 2021, 24 (1): 34–47. <https://doi.org/10.32603/1993-8985-2021-24-1-34-47>. [In Russian].
  16. Macheret Yu.Ya. *Radiozondirovanie lednikov*. Radio-echo sounding of glaciers. Moscow: Scientific World, 2006: 392 p. [In Russian].
  17. Glazovsky A.F., Macheret Yu. *Voda v lednikakh. Metody i rezultaty geofizicheskikh i distantsionnykh issledovaniy*. Water in Glaciers. Methods and results of geophysical and remote sensing studies. Moscow: GEOS, 2014: 528 p. [In Russian].
  18. Bamber J.L. Ice/bed interface and englacial properties of Svalbard ice masses deduced from airborne radio-echo sounding. *Journ. of Glaciology*. 1989, 35 (119): 30–37. <https://doi.org/10.3189/002214389793701392>.
  19. Tulaczyk S.M., Foley N.T. The role of electrical conductivity in radar wave reflection from glacier beds. *The Cryosphere*. 2020, 14: 4495–4506. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4495-2020>.

20. Финкельштейн М.И., Кутев В.А., Золотарев В.П. Применение радиолокационного подповерхностного зондирования в инженерной геологии. М.: Недра, 1986. 128 с.
21. Котляков В.М., Мачерет Ю.Я., Сосновский А.В., Глазовский А.Ф. Скорость распространения радиоволн в сухом и влажном снежном покрове // Лёд и Снег. 2017. Т. 57. № 1. С. 45–56. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56>.
22. Webb R.W., Marziliano A., McGrath D., Bonnell R., Meehan T.G., Vuyovich C., Marshall H.-P. In situ determination of dry and wet snow permittivity: improving equations for low frequency radar applications // Remote Sens. 2021. V. 13. № 22. P. 4617. <https://doi.org/10.3390/rs13224617>.
23. Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Василенко Е.В., Лаврентьев И.И., Мацковский В.В. Сравнение гидротермической структуры двух ледников Шпицбергена и Тянь-Шаня по данным радиозондирования // Лёд и Снег. 2021. Т. 61. № 2. С. 165–178. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020079>.
24. Mironov V., Kerr Yann, Wigneron J.-P., Kosolapova L., Demontoux F. Temperature- and texture-dependent dielectric model for moist soils at 1.4 GHz // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2013. V. 10. № 3. P. 419–423. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2012.2207878>.
25. Wang J.R., Schmugge T.J. An empirical model for the complex Dielectric permittivity of soils as a function of water content // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1980. V. GE–18. № 4. P. 288–295. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1980.350304>.
26. Мандрыгина В.Н. Диэлектрическая проницаемость почв с различным содержанием гумуса и влияние на нее гидрофобных и гидрофильных загрязнителей. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. М.: Московский пед. гос. ун-т, 2004. 16 с.
27. Лукин Ю.И. Диэлектрическая спектроскопия воды в минеральных почвогрунтах при положительных и отрицательных температурах. Дис. на соиск. уч. степ. канд. физ.-мат. наук. Красноярск: Федеральный исслед. центр «Красноярский научный центр» Сибирского отделения РАН, 2020. 200 с.
28. Беляева Т.А., Бобров А.П., Бобров П.П., Галеев О.В., Мандрыгина В.Н. Определение параметров моделей диэлектрической проницаемости почв с различной плотностью и различным содержанием гумуса по данным экспериментальных измерений в частотном диапазоне 0,1–20 ГГц // Исследование Земли из космоса. 2003. № 5. С. 28–34.
29. Каравайский А. Ю. Диэлектрические модели минеральных почв, учитывающие фазовые переходы почвенной воды. Дис. на соиск. уч. степ. канд.
20. Finkelstein M.I., Kutev V.A., Zolotarev V.P. *Primenenie radiolokatsionnogo podpoverkhnostnogo zondirovaniya v inzhenernoy geologii*. Application of radar subsurface sounding in engineering geology. Moscow: Nedra, 1986: 128 p. [In Russian].
21. Kotlyakov V.M., Macheret Yu.Ya., Sosnovsky A.V., Glazovsky A.F. Radio-wave propagation velocity in dry and wet snow cover. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2017, 57 (1): 45–56. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2017-1-45-56>. [In Russian].
22. Webb R.W., Marziliano A., McGrath D., Bonnell R., Meehan T.G., Vuyovich C., Marshall H.-P. In situ determination of dry and wet snow permittivity: improving equations for low frequency radar applications. *Remote Sens*. 2021, 13 (22): 4617. <https://doi.org/10.3390/rs13224617>.
23. Macheret Yu.Ya., Glazovsky A.F., Vasilenko E.V., Lavrentiev I.I., Matskovsky V.V. Comparison of hydrothermal structure of two glaciers in Spitsbergen and Tien Shan based on radioecho sounding data. *Led i Sneg*. Ice and Snow. 2021, 61 (2): 165–178. <https://doi.org/10.31857/S2076673421020079>. [In Russian].
24. Mironov V., Kerr Yann, Wigneron J.-P., Kosolapova L., Demontoux F. Temperature- and texture-dependent dielectric model for moist soils at 1.4 GHz. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*. 2013, 10 (3): 419–423. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2012.2207878>.
25. Wang J.R., Schmugge T.J. An empirical model for the complex dielectric permittivity of soils as a function of water content. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 1980, GE–18 (4): 288–295. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1980.350304>.
26. Mandrygina V.N. *Dielektricheskaya pronitcaemost pochv s razlichnym sodержaniem gumusa i vliyanie na nee gidrofobnykh i gidrofilnykh zagriazniteley*. Dielectric permittivity of soils with different humus content and the influence of hydrophobic and hydrophilic pollutants on it. PhD-thesis. Moscow: Moscow Pedagogical State University, 2004: 16 p. [In Russian].
27. Lukin Y.I. *Dielektricheskaya spektroskopiya vody v mineralnykh pochvogruntakh pri polozhitenkh i otritcatelynykh temperaturakh*. Dielectric spectroscopy of water in mineral soils at positive and negative temperatures. Dis. for the degr. of Candidate of Physical and Mathematical Sciences. Krasnoyarsk: Federal Research Center - Krasnoyarsk Science Center of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 2020: 200 p. [In Russian].
28. Belyaeva T.A., Bobrov A.P., Bobrov P.P., Galeev O.V., Mandrygina V.N. Determination of parameters of dielectric permeability models of soils with different density and different humus content by experimental measurements in the frequency range of 0.1–20 GHz. *Issledovanie zemli iz kosmosa*. Research of Earth from Space. 2003, 5: 28–34. [In Russian].

- физ.-мат. наук. Красноярск: Красноярский науч. центр СО РАН, 2020. 150 с.
30. *Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.* electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines // *Water Resources Res.* 1980. V. 16. № 3. P. 574–582. <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>.
  31. *Roth C. H., Malicki M. A., Plagger R.* Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR // *Journ. of Soil Science.* 1992. № 43. P. 1–13. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00115.x>.
  32. *Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen M.T., El-rayes M.A.* Microwave dielectric behavior of wet soil Part II: dielectric mixing models // *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 1985. V. GE-23. № 1. P. 35–46. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1985.289498>
  33. *Zhang L., Shi Z., Zhang Z., Zhao K.* The estimation of dielectric constant of frozen soil-water mixture at microwave bands // *IGARSS 2003. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477).* 2003. V. 4. P. 2903–2905. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1294626>.
  34. *Xu X., Oliphant J.L., Tice A.R.* Soil-water potential and unfrozen water content and temperature // *Journ. of Glaciology and Geocryology.* 1985. V. 7. № 1. P. 1–14.
  35. *Ersahin S. S., Gunal H., Kutlu T., Yetgin B., Coban S.* Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution // *Geoderma.* 2006. V. 136. № 3–4. P. 588–597. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.04.014>
  36. *Zhang L., Zhao T., Jiang L., Zhao S.* Estimate of phase transition water content in freeze–thaw process using microwave radiometer // *IEEE. Geosci. Remote.* 2010. 48. P. 4248–4255. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2051158>.
  37. *Фролов А.Д.* Электрические и упругие свойства мёрзлых пород и льдов. Пушчино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
  38. *Daniels D.J.* (ed.) *Ground Penetrating Radar.* 2nd Edition. The Institution of Electrical Engineers. 2004. 723 p.
  39. *Darracott B.W., Lake M.I.* An initial appraisal of ground probing radar for site investigation in Britain // *Ground Engineering.* 1981. V. 14. P. 14–18.
  40. *Лещанский Ю.И., Лебедева Г.Н., Шумилин В.Д.* Электрические параметры песчаного и глинистого грунтов в диапазоне сантиметровых, дециметровых и метровых волн // *Изв. вузов. Серия Радиопизика.* 1971. Т. 14. № 4. С. 563–569.
  41. *Mavrovic A., Lara R.P., Berg A., Demontoux F, Royer A., Roy A.* Soil dielectric characterization dur-
  29. *Karavaysky A.Yu.* *Dielektricheskie modeli mineralnykh pochv, uchityvaiushchie fazovye perekhody pochvennoi vody.* Dielectric models of mineral soils taking into account phase transitions of soil water. Dis. for the degr. of Candidate of Physical and Mathematical Sciences. Krasnoyarsk: Krasnoyarsk Science Center SB RAS, 2020: 150 p. [In Russian].
  30. *Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P.* Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Res.* 1980, 16 (3): 574–582. <https://doi.org/10.1029/WR016i003p00574>.
  31. *Roth C.H., Malicki M.A., Plagger R.* Empirical evaluation of the relationship between soil dielectric constant and volumetric water content as the basis for calibrating soil moisture measurements by TDR. *Journ. of Soil Science.* 1992, 43: 1–13. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1992.tb00115.x>.
  32. *Dobson M.C., Ulaby F.T., Hallikainen M.T., El-rayes M.A.* Microwave Dielectric Behavior of Wet Soil Part II: Dielectric mixing models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 1985, GE-23 (1): 35–46. <https://doi.org/10.1109/TGRS.1985.289498>.
  33. *Zhang L., Shi Z., Zhang Z., Zhao K.* The estimation of dielectric constant of frozen soil-water mixture at microwave bands. *IGARSS 2003. IEEE Intern. Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477).* 2003, 4: 2903–2905. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1294626>.
  34. *Xu X., Oliphant J.L., Tice A.R.* Soil-water potential and unfrozen water content and temperature. *Journ. of Glaciology and Geocryology.* 1985, 7 (1): 1–14.
  35. *Ersahin S. S., Gunal H., Kutlu T., Yetgin B., Coban S.* Estimating specific surface area and cation exchange capacity in soils using fractal dimension of particle-size distribution. *Geoderma.* 2006, 136 (3–4): 588–597. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2006.04.014>.
  36. *Zhang L., Zhao T., Jiang L., Zhao S.* Estimate of phase transition water content in freeze–thaw process using microwave radiometer. *IEEE. Geosci. Remote.* 2010, 48: 4248–4255. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2010.2051158>.
  37. *Frolov A.D.* *Elektricheskie i uprugie svoystva myorzlykh porod i l'dov.* Electrical and elastic properties of frozen rocks and ice. Pushchino: ONTI PSC RAS, 1998: 515 p. [In Russian].
  38. *Daniels D.J.* (ed.) *Ground Penetrating radar.* 2nd Edition. The Institution of Electrical Engineers. 2004: 723 p.
  39. *Darracott B.W., Lake M.I.* An initial appraisal of ground probing radar for site investigation in Britain. *Ground Engineering.* 1981, 14: 14–18.
  40. *Leshchansky Y.I., Lebedeva G.N., Shumilin V.D.* Electrical parameters of sand and clay soil in the range of centimeter, decimeter and meter waves. *Izvestiya Vuzov. Seriya Radiofizika.* Radiophysics and Quantum Electronics. 1971, 14 (4), P. 563–569. [In Russian].

- ing freeze–thaw transitions using L-band coaxial and soil moisture probes // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2021. V. 25. P. 1117–1131. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1117-2021>.
42. *Savin I., Mironov V., Muzalevskiy K., Fomin S., Karavayskiy A.* Dielectric database of organic Arctic soils (DDOAS) // *Earth System Science Data*. 2020. № 12. P. 3481–3487. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3481-2020>.
43. *Кульницкий Л.М., Гофман П.А., Токарев М.Ю.* Математическая обработка данных георадиолокации и система RADEXPRO // *Разведка и охрана недр*. 2001. № 3. С. 6–11.
44. *Berthelot C., Scullion T., Gerbrandt Ron P., Safronetz L.* Ground-penetrating radar for cold in-place recycled road systems // *Journ. of Transportation Engineering American Society for Civil Engineers*. 2001. V. 127. № 4. P. 269–274. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-947X\(2001\)127:4\(269\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-947X(2001)127:4(269))
41. *Mavrovic A., Lara R.P., Berg A., Demontoux F., Royer A., Roy A.* Soil dielectric characterization during freeze–thaw transitions using L-band coaxial and soil moisture probes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2021, 25: 1117–1131. <https://doi.org/10.5194/hess-25-1117-2021>.
42. *Savin I., Mironov V., Muzalevskiy K., Fomin S., Karavayskiy, A.* Dielectric database of organic Arctic soils (DDOAS). *Earth System Science Data*. 2020, 12: 3481–3487. <https://doi.org/10.5194/essd-12-3481-2020>.
43. *Kulnitsky L.M., Goffman P.A., Tokarev M.Y.* Mathematical processing of georadar data and RADEXPRO system. *Razvedka i okhrana neдр*. Prospect and protection of mineral resources. 2001, 3: 6–11. [In Russian].
44. *Berthelot C., Scullion T., Gerbrandt Ron P., Safronetz L.* Ground-penetrating radar for cold in-place recycled road systems. *Journ. of Transportation Engineering American Society for Civil Engineers*. 2001, 127 (4): 269–274. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-947X\(2001\)127:4\(269\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-947X(2001)127:4(269)).