

УДК 621.369.9

## ОСОБЕННОСТИ РАДИОТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ МЁРЗЛЫХ ТУНДРОВЫХ ПОЧВ В L-ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ

К. В. Музалевский

Институт физики им. Л.В.Киренского СО РАН,  
660036, Красноярск, ул. Академгородок, д. 50, стр. 38

Статья поступила в редакцию 5 декабря 2018 г.

**Аннотация.** В данной работе на основе модифицированной когерентной модели радиотеплового излучения, обобщенной диэлектрической модели почв с высоким содержанием органического вещества изучаются особенности радиотеплового излучения диэлектрически неоднородных неизотермичных тундровых мёрзлых почв на частоте 1,4 ГГц в зависимости от их плотности, влажности и вертикального распределения температуры в поверхностной части деятельного слоя. Показано, что предельная глубина зондирования поверхностной части деятельного слоя тундровых мёрзлых почв зависит от формы профилей температуры, полной объемной влажности и плотности сухого сложения почвы. Исследованы преимущества поляриметрических угловых наблюдений радиояркостной температуры для целей измерения глубинного распределения температуры в поверхностной части деятельного слоя почвы. Дана оценка возможных погрешностей измерения распределения температуры в поверхностной части деятельного слоя почвы.

**Ключевые слова:** радиометрия, Арктика, радиояркостная температура, деятельный слой, диэлектрическая проницаемость, органические почвы, температура почв, влажность почв.

**Abstract.** In this paper, a coherent model of thermal microwave emission is proposed, which allows, with an error not worse than 0.51 K and a Pearson coefficient of 0.999, to describe the brightness temperature of a non-isothermal active layer with a layered dielectric constant structure. At a frequency of 1.4 GHz the features of radio-thermal emission of the active tundra topsoil with a high content of

organic matter were researched depending on the bulk dry density, moisture content and profile of soil temperature. The proposed coherent model of radiothermal emission and a generalized dielectric model of tundra soil with a high content of organic matter were used in this research. It has been established that the magnitude of the polarization index at fixed values of soil density and moisture is determined only by the surface temperature of the topsoil and does not depend on the kind of temperature profile. The effective temperature of the soil carries the basic information about the heterogeneous structure of the active layer. It is shown that the possibility of identifying various soil temperature profiles, as well as measuring the temperature distribution in the surface part of the active layer of tundra soil can be carried out on the basis of polarimetric angular-dependencies of the radio-brightness temperature with an error of about 3K. At the same time, polarimetric angular-dependencies of brightness temperature also make it possible to determine the sign of the gradient of temperature profiles in the active topsoil. The accuracy of measuring of the soil temperature is limited by the accuracy of radio-brightness temperature observation, the uncertainty of soil moisture and density in the footprint area. If the volumetric soil moisture is known with an error of  $0.04 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  or the soil density - with an error of  $0.1 \text{ g}/\text{cm}^3$ , then the error in temperature retrieval increases by factors of 2 and 1.5, respectively, in the soil moisture range of  $0.2\text{-}0.4 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  and  $0.4\text{-}0.6 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ . It is shown that for characteristic temperature gradients of  $0.4\text{-}1^\circ\text{C}/\text{cm}$  in the active topsoil thickness of 10 cm the thickness of the tundra soil layer forming the thermal radiation decreases by factor of 2.5 from 10cm to 4 cm at increasing of surface soil temperature from  $-30^\circ\text{C} \div -20^\circ \text{C}$  to  $-10^\circ \text{C} \div -5^\circ \text{C}$  in the case of given values of soil density and moisture of  $0.15 \text{ g}/\text{cm}^3$  and  $0.42 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , respectively. For all the temperature profiles considered, the thickness of the emission layer linearly decreases by factor of 1.5 with an increasing of soil moisture content by factor of 3 from  $0.2 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  to  $0.6 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , and with an increasing of soil density more than 10 times from  $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  to  $0.8 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , the thickness of the emission layer decreases by factor of 3. In the future, the authors plan to investigate issues related to the formation of radio-thermal emission from the

active layer of frozen soils, taking into account the density and moisture profiles in the organic and mineral horizon of the tundra active topsoil.

**Key words:** radiometry, Arctic, radio-brightness temperature, active layer, permittivity, organic soils, soil temperature, soil moisture.

## 1. Введение

Из официального отчета Всемирной метеорологической организации (ВМО) о состоянии глобального климата в 2017 году следует [1], что средняя температура приземного воздуха за последние пять лет 2013-2017 гг. превысила аналогичный показатель за 1981-2010 гг. на 0,4 градуса Цельсия по всему земному шару. При этом рекордные температурные аномалии от +2 до +4 градусов Цельсия наблюдались в арктическом регионе [1, см. рис. 2]. Сохраняющаяся многолетняя тенденция повышения средней температуры приземного воздуха в арктическом регионе способствует формированию аномальных потоков тепла вглубь грунтов, что повышает риски возникновения экстремальных природных явлений и связанных с ними опасных техногенных аварий на территории Арктической зоны РФ. В связи с этим актуальным является совершенствование, разработка и внедрение современных технологий и методов наблюдения за климатическими изменениями арктической экосистемы в условиях меняющегося климата, основанных на использовании объективных и измеряемых физических параметров окружающей среды. Температура поверхностной части деятельного слоя почв является одной из пятидесяти основных климатических переменных, рекомендованных ВМО [2] для наземного и спутникового мониторинга суши. Периодическое с высоким пространственным разрешением наблюдение за температурой почвы представляет значительный интерес для оценок состояния деятельного слоя, потоков тепла и влаги, циклических процессов массообмена углерода, энергетического баланса между подстилающей поверхностью и атмосферой, длительности вегетационного цикла и фотосинтетической активности растений в арктическом регионе. Однако в северных регионах планеты (на территориях

России, США, Канады, и др.) измерение температуры ведется с помощью пространственно-распределенной сильно разреженной сети метеорологических станций. Малое количество подобных метеорологических станций сильно ограничивает возможности мониторинга изменения климата и не обеспечивает необходимым количеством входных данных климатические модели как регионального, так и глобального масштабов [2], [3]. Современные спутники дистанционного зондирования, движущиеся по близким к полярной орбитам, способны до нескольких раз в день наблюдать обширные арктические территории с высоким пространственным разрешением и могут являться альтернативным источником данных о температуре почвы, дополняя наземные измерения пространственно-распределенной сильно разреженной сети метеорологических станций.

По сравнению с ИК радиометрами, зондирование температуры почвы с использованием микроволновых радиометров подвержено существенно меньшему влиянию неблагоприятных атмосферных условий. Современные спутниковые микроволновые радиометры SMAP, SMOS, GCOM-W1, Метеор-М, способные измерять радиояркостную температуру поверхности Земли в широком диапазоне частот от 1,4 ГГц до 183,3 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризациях, служат экспериментальными платформами для отработки методик и алгоритмов восстановления температуры поверхности почвы. Однако до настоящего времени в качестве официального спутникового информационного продукта значения температуры почвы, измеренные на основе данных радиометрического дистанционного зондирования, не распространяются. По-видимому, как показывают многочисленные исследования, это связано с высокой погрешностью определения температуры почвы, особенно в арктической зоне планеты [4], [5]. В последнее время в работах [6], [7] была предложена новая методика восстановления температуры поверхности и профилей температуры в поверхностной части деятельного слоя тундровых почв на основе поляриметрических угловых измерений радиояркостной температуры спутником SMOS. Однако до сих пор детально

остаются не изученными особенности радиотеплового излучения тундровых почв с высоким содержанием органического вещества в зависимости от объемной влажности, плотности, температуры и различных форм профилей температуры деятельного слоя, а также влияние вариаций этих параметров на погрешность измерения температуры почвы.

В литературе для моделирования микроволнового радиотеплового излучения поверхности почв в процессе замерзания и оттаивания [8-10] используется полуэмпирическая модель диэлектрической проницаемости [11], которая построена для одной температуры почвы около плюс 23° С [12] с добавлением дополнительного слагаемого для льда. При этом применяется экспериментально установленная закономерность объемного содержания связанной и незамерзшей воды в зависимости от физической температуры почвы для широкого текстурного состава почв, исключая почвы с высоким содержанием органического вещества. Однако, как было показано в работе [13], модель [11] при расчете комплексной диэлектрической проницаемости (КДП) мерзлой минеральной почвы имеет погрешность до 100%. В отличие от существующих диэлектрических моделей [14], [15], в настоящей работе для моделирования радиотеплового излучения тундровых почв предлагается использовать физическую обобщенную диэлектрическую модель почв с высоким содержанием органического вещества [16], которая была создана на основе почвенных образцов, отобранных на Северном склоне Аляски, п-ове Ямал и п-ове Таймыр. Данная модель позволяет корректно учесть как количество связанной, переходной, свободно воды и льда в почве, так и температурную зависимость диэлектрической проницаемости этих почвенных компонент. Диэлектрическая модель позволяет рассчитать КДП органической тундровой почвы на частоте 1,4ГГц не только в зависимости от влажности, но и от плотности сухого сложения, температуры в диапазоне от -30° С до +25° С, содержания органического вещества в диапазоне от 35% до 80%. В данной работе для расчёта радиояркой температуры слоисто-неоднородной неизотермичной среды будет использоваться приближенная когерентная

модель радиотеплового излучения, описание которой приведено в следующем разделе.

## 2. Приближенная когерентная модель микроволнового излучения слоисто-неоднородных неизотермичных почвогрунтов

В соответствии с законом Кирхгофа, излучательная способность изотермического слоисто-неоднородного диэлектрического полупространства может быть описана как разность мощности падающей и отраженной плоской монохроматической волны с учетом переотражения волн во всей многослойной структуре [17]:

$$Tb_p = \eta_p T_s, \quad \eta_p = \left(1 - |R_p|^2\right), \quad (1)$$

где  $\eta_p$  – излучательная способность почвенного покрова,  $p=H$  или  $p=V$  в случае горизонтальной или вертикальной поляризации, соответственно,  $R_p$  – комплексный коэффициент отражения от слоисто-неоднородного диэлектрического полупространства, рассчитывается на основе итерационного подхода Бреховских [18],  $T_s$  – температура изотермического полупространства. В модели (1) не учитывается излучение растительного или снежного покрова, а также рассеяние волны на случайных неровностях поверхности почвы. Расширим применимость формулы (1) для расчета радиояркостной температуры неизотермично-слоистых полупространств путем замены  $T_s$  величиной, равной эффективной температуре почвы  $T_{eff}$ . Эффективная температура рассчитывается итерационным методом с учетом слоистой неоднородности КДП и неизотермичности почвогрунта в приближении однократного отражения волны [19] от границы  $n$  между парциальными слоями  $n-1$  и  $n$ :

$$T_{eff,p}(k) = T_{s,n}(1 - \gamma_n)(1 + \gamma_n R_{p,n+1}) + T_{ef,p}(n+1)\gamma_n(1 - R_{p,n+1}). \quad (2)$$

Здесь  $T_{s,n}$  – физическая температура почвы в парциальном слое  $n$ ,  $\gamma_n = \exp(-2k_0 \cdot dz \cdot \kappa_{s,n} / \cos \theta_{i,n})$ ,  $k_0$  – волновое число свободного пространства,  $\kappa_{s,n}$  – показатель поглощения почвы в парциальном слое  $n$ ,  $\kappa_{s,n} = \text{Imag} \sqrt{\epsilon_s(z_n)}$ ,  $z_n = n \cdot dz$ ,

$n=0, \dots, m-1$ ,  $m$ -количество парциальных слоев,  $\varepsilon_s(z_n)$  – КДП почвогрунта в точке  $z_n$ ,  $dz$  – толщина парциальных слоев, на которые разбивается непрерывный профиль КДП и температуры почвогрунта,  $\theta_{l,n}$  – угол преломления волны на границе  $n$  между парциальными слоями  $n-1$  и  $n$ .

Оценим погрешность приближенной когерентной модели (1)-(2) по отношению к известным точным когерентными моделям [20-22]. Расчеты проведем для нормального угла визирования радиояркой температуры. Зададим слоисто-неоднородную структуру диэлектрической проницаемости зондируемого полупространства с резким изменением диэлектрической проницаемости и физической температуры в виде [20, см. стр. 16]:

$$\begin{aligned} \varepsilon_1 &= 1, z > 0 \text{ см}; \\ \varepsilon_2 &= 10 + i1, T_{s2} = 200\text{К}, 0 \text{ см} > z > -10 \text{ см}; \\ \varepsilon_3 &= 100 + i10, T_{s3} = 300\text{К}, z < -10 \text{ см}; \end{aligned} \quad (3)$$

наблюдение излучения производится из среды  $z > 0$  см. На рис. 1 представлены результаты расчета радиояркой температуры с использованием приближенной когерентной модели (1)-(2) и точной когерентной модели [20, см. рис. 3] при заданной слоистой структуре зондируемого полупространства (3).

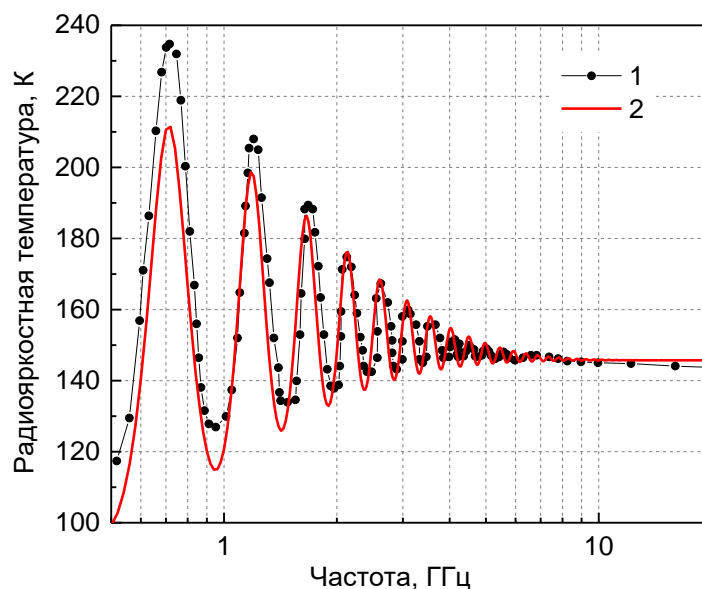


Рис. 1. Частотная зависимость радиояркой температуры трёхслойной неизотермичной среды, рассчитанной в случае 1 - точной когерентной модели и 2 - приближенной когерентной модели (1)-(2).

Для диапазона частот от 500 МГц до 20 ГГц среднеквадратическое отклонение (СКО) и коэффициент Пирсона  $R^2$  между значениями радиояркой температуры, рассчитанной по точной когерентной модели [20] и модели (1)-(2), составили 5,0 К и 0,694 соответственно. В качестве второго примера зададим слоисто-неоднородную структуру диэлектрической проницаемости и физической температуры зондируемого полупространства в виде [23, см. стр. 217 и стр. 214]:

$$\begin{aligned} \varepsilon(z) &= 1, z > 0 \text{ см;} \\ \varepsilon(z) &= (6+i0.6) - (3+i0.3)e^{0.05z} \quad T_s(z) = 280 + \Delta T e, \quad 0 \text{ см} > z > -10 \text{ см;} \quad (4) \\ \varepsilon(z) &= 6+i0.6, T_s(z) = T_s(z=-10), \quad z < -10 \text{ см;} \end{aligned}$$

Результаты расчета на основе приближенной когерентной модели (1)-(2) и точной когерентной модели [21] для слоистой структуры зондируемого полупространства, заданного формулами (4), представлены на рис. 2.

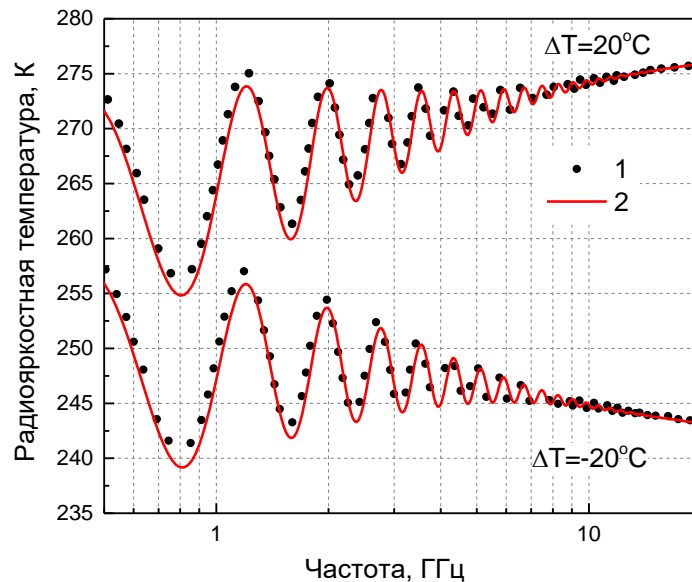


Рис. 2. Частотная зависимость радиояркой температуры неоднородной среды, параметры которой заданы формулами (4), рассчитанная с использованием точной когерентной модели [21] и приближенной когерентной модели (1)-(2).

В случае менее диэлектрически- и температурно-контрастной среды, см. формулы (4), по сравнению с первым случаем, см. формулы (3), наблюдается лучшее соответствие между приближенной и точной моделями. СКО и  $R^2$



между значениями радиояркостной температуры, рассчитанной по точной когерентной модели [21], и модели (1), (2) составили 0,74 К и 0,997 соответственно (см. рис. 2). В качестве последнего примера рассчитаем на основе модели (1)-(2) радиояркостную температуру для песчаной почвы, в которой были заданы следующие профили влажности и температуры (см. рис. 3 и 4). В ходе расчетов будем использовать значения КДП, приведенные в работе [21, см. рис. 6 и 7].

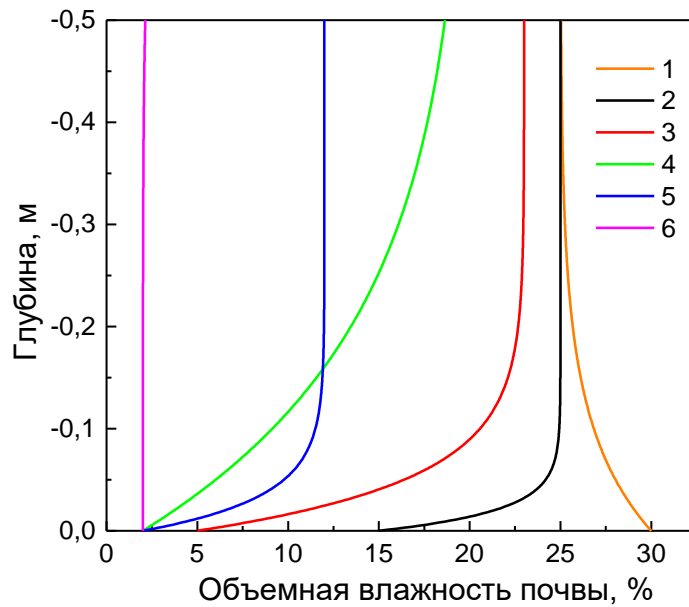


Рис. 3. Модельные профили влажности в талой почве.

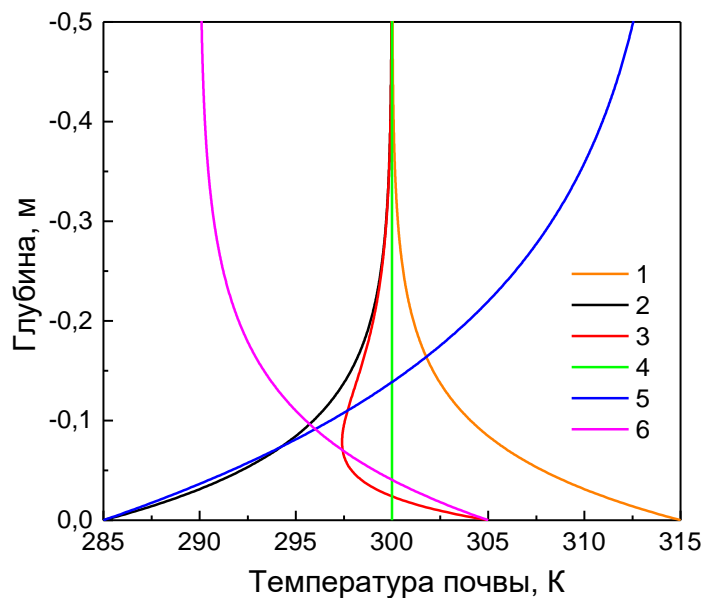


Рис. 4. Модельные профили температуры в талой почве.

Профиль влажности 1 может устанавливаться после дождя. Профили влажности 2-5 моделируют ситуацию различной степени высыхания почвенного покрова (см. рис. 3). Профиль влажности 6 может наблюдаться в засушливую погоду с переувлажненной почвой на глубине 50 см (см. рис. 3). Профили температуры 1-6, исключая 5, моделируют различные стадии нагревания и охлаждения почвенного покрова в течение суток в летнее время (см. рис. 4). На рис. 5 представлены результаты сопоставления радиоярких температур, рассчитанных на частоте 0,54 ГГц и 1,4 ГГц с использованием приближенной когерентной модели (1)-(2), некогерентной модели Burke [19], точных когерентных моделей Wilheit [22] и Njoku [21] для различных комбинаций пар профилей влажности (см. рис. 3) и температуры (см. рис. 4).

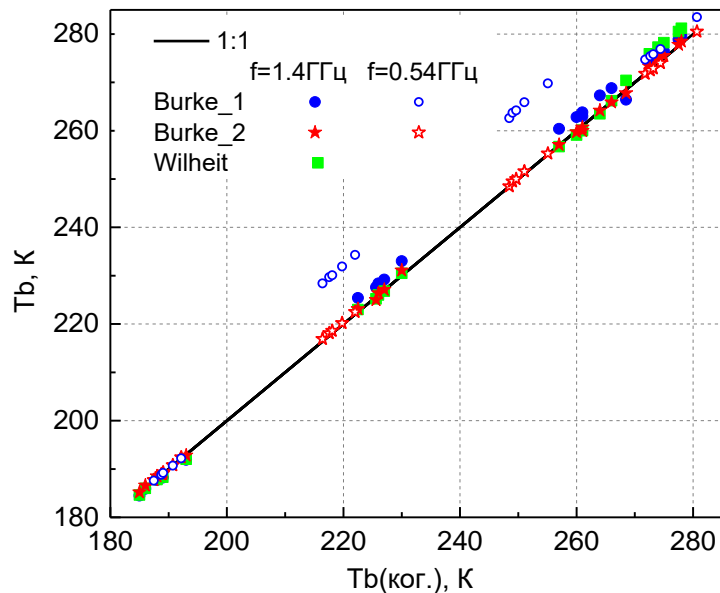


Рис. 5. Сопоставление значений радиоярких температур  $T_b$ , рассчитанных при визировании в надир на основе Burke\_1 - некогерентная модель [19], Burke\_2 - приближенная когерентная модель (1)-(2), Wilheit - когерентная модель [22], относительно значений  $T_b(\text{ког.})$ , рассчитанных на основе когерентной модели [21].

Некогерентная модель [19], особенно в случае низкой частоты зондирования 0,540 МГц, не позволяет корректно учесть вклады глубинного распределения влажности и температуры в почве (см. рис. 5 синие выколотые точки, Burke\_1), что приводит к существенному завышению 12-14 К прогнозируемых значений

радиоярких температур. На основе статистического анализа между значениями радиояркой температуры, рассчитанными по точной когерентной модели [21] и модели (1)-(2), получены следующие оценки для  $SKO=0,51$  К и  $R^2=0,999$ . В результате предложенная приближенная когерентная модель (1)-(2) позволяет примерно с одинаковой точностью описать значения радиояркой температуры по сравнению с когерентной моделью Njoku [21], корректно описывая излучение слоисто-неоднородного неизотермичного почвенного покрова с произвольными параметрами температуры и КДП (см. рис. 3 и 4). В дальнейшем анализе не будем учитывать влияние снежного покрова и случайных отклонений неровностей поверхности почвенного покрова, анализ данных факторов ранее проводился в работе [24]. Будем использовать модель (1)-(2) для расчета радиотеплового излучения мерзлых почв, предполагая, что вариации физической температуры мёрзлой почвы будут учтены в том числе за счет использования температурно-зависимой модели КДП арктической тундровой почвы [16], КДП которой входит в уравнения (1)-(2). Далее с целью более адекватного моделирования радиояркой температуры тундровых почв с высоким содержанием органического вещества оценим характерные значения плотности сухого сложения и объемной влажности верхнего горизонта почв, которые наиболее часто встречаются в арктической тундре.

### **3. Геофизические свойства тундровых почв с высоким содержанием органического вещества**

В случае диэлектрически однородного изотермического почвенного покрова радиояркая температура в модельном представлении (1)-(2) является функцией частоты электромагнитного поля, температуры, влажности и плотности сухого сложения почвы. Оценим диапазон вариаций и наиболее типичные значения плотности сухого сложения органических почв, образцы которых были отобраны в различных ландшафтных условиях арктической тундры на Северном склоне Аляски (U.S.), в Финляндии (FI), России (RU), а

также из заболоченных районов Великобритании (GB), в лесистой местности Дании (DK) и на севере Китая (CH) [15], [25], [26]. Для 36 образцов органических почв, отобранных из разнообразных ландшафтных условий, при уменьшении плотности сухого сложения  $\rho_d$  с  $0,72 \text{ г/см}^3$  до  $0,03 \text{ г/см}^3$  наблюдается экспоненциальное увеличение содержания органического вещества (в перерасчете на гумус) с 9% до 98% (см. рис. 6: уравнение регрессии:  $O=105,0 \cdot \exp(-3,2\rho_d)$ , при  $0,72 \text{ г/см}^3 > \rho_d > 0,03 \text{ г/см}^3$ , СКО=17,1% и  $R^2=0,695$ ).

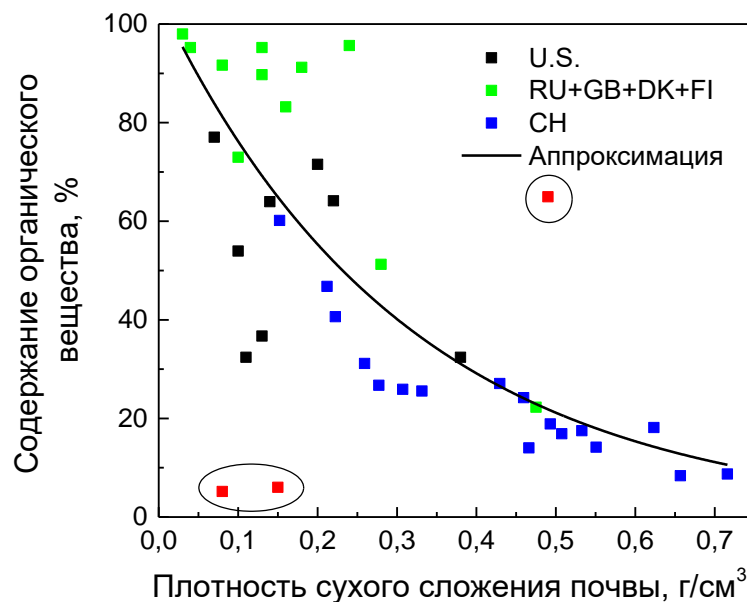


Рис. 6. Зависимость содержания органического вещества от плотности сухого сложения органических почв по данным работ [15], [25], [26].

Отметим, что для верхнего горизонта тундровых почв, выделенных черными и зелеными квадратиками на рис. 6, содержание органического вещества изменяется примерно в три раза с 30% до 98%, а плотность меняется примерно в 100 раз, возрастает с  $0,03 \text{ г/см}^3$  до  $0,3 \text{ г/см}^3$ . При этом в среднем с наибольшей частотой встречаются почвы с  $\rho_d \approx 0,15 \text{ г/см}^3$  и  $\rho_d \approx 0,48 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 7).

Из данных работы [27], а также данных метеостанций [28] следует, что из года в год среднее за лето значение объемной влажности в поверхностном слое 7-20 см тундровых почв является постоянной величиной, характерной для

локальных ландшафтных условий. На рис. 8 и 9 представлены средние за лето значения объемной влажности почвы, измеренные 17-ю метеостанциями, расположенными на Аляске и Севере России, и распределение этих величин, соответственно. В диапазоне наблюдаемых значений влажности почвы от  $0,24 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,75 \text{ см}^3/\text{см}^3$  СКО этих величин в течение летнего времени (температура почвы больше  $0^\circ\text{C}$ ) варьируются от 2,2% до 21,2%. Данный статистический анализ проведен для временного ряда данных длительностью от 2 до 11 лет. Из характера распределения влажности почв по 17 тундровым участкам следует (см. рис. 9), что для более чем 50% случаев влажность почв находится в диапазоне от  $0,35-0,5 \text{ см}^3/\text{см}^3$  (в среднем  $m_v=0,42 \text{ см}^3/\text{см}^3$ ).

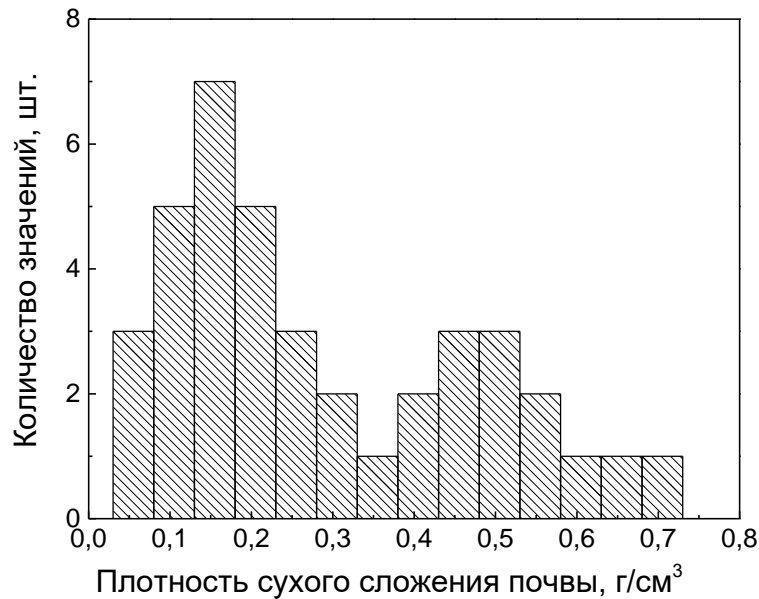


Рис. 7. Распределение значений плотности сухого сложения для верхнего горизонта - органических тундровых почв (см. рис. 6).

На основе вышеприведенных оценок, для дальнейшего моделирования будут использоваться средние значения плотности сухого сложения  $\rho_d \approx 0,15 \text{ г/см}^3$  и  $\rho_d \approx 0,48 \text{ г/см}^3$  и объемной влажности  $m_v = 0,42 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , величины которых являются наиболее характерными для поверхностного органического горизонта тундровых почв. Частота электромагнитного поля будет задана равной 1,4 ГГц - рабочей частоте радиометра MIRAS на спутнике SMOS и радиометра на

спутника SMAP [29]. В качестве первого шага для более детального понимания особенностей радиотеплового излучения в зависимости от температуры, объемной влажности и плотности мёрзлых тундровых почв, рассмотрим изотермичный диэлектрически однородный почвенный покров.

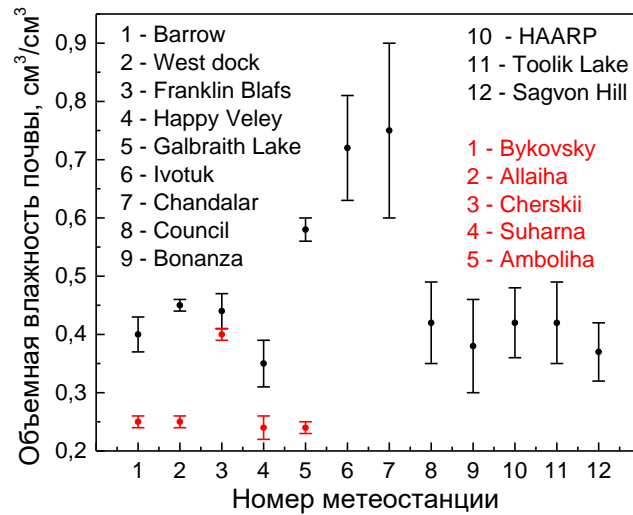


Рис. 8. Объемная влажность почвы по данным 17 метеостанций, расположенных в арктической зоне. Усами на графике обозначены среднеквадратические отклонения значений влажности почвы, наблюдаемые в летнее время.

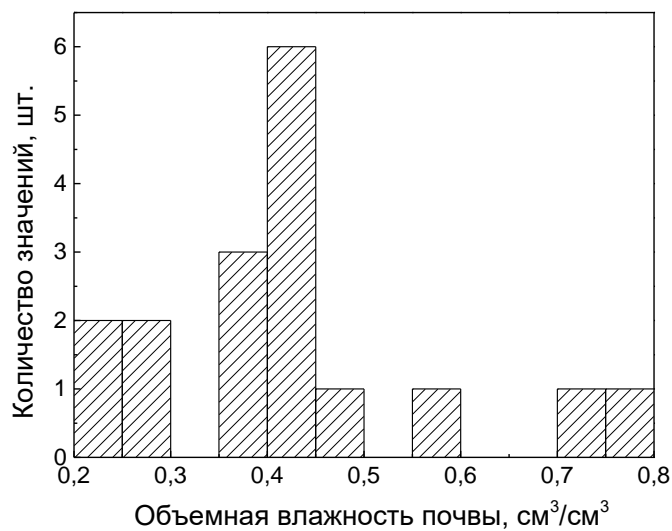


Рис. 9. Распределение значений объемной влажности почвы, изображенных на рис. 8.

#### 4. Особенности радиотеплового излучения диэлектрически-однородных изотермичных мёрзлых тундровых почвенных покровов в L-диапазоне частот

Рассчитаем для типичных значений плотности и влажности температурную зависимость излучательной способности тундрового почвенного покрова. Расчет излучательной способности проводится по формуле (1) с использованием модели КДП, описанной в работе [16]. Код программы для расчета КДП тундровых почв на частоте 1,4ГГц в зависимости от плотности сухого сложения, температуры, содержания органического вещества и влажности почвы можно найти по ссылке [30]. Результаты расчета излучательной способности представлены на рис. 10.

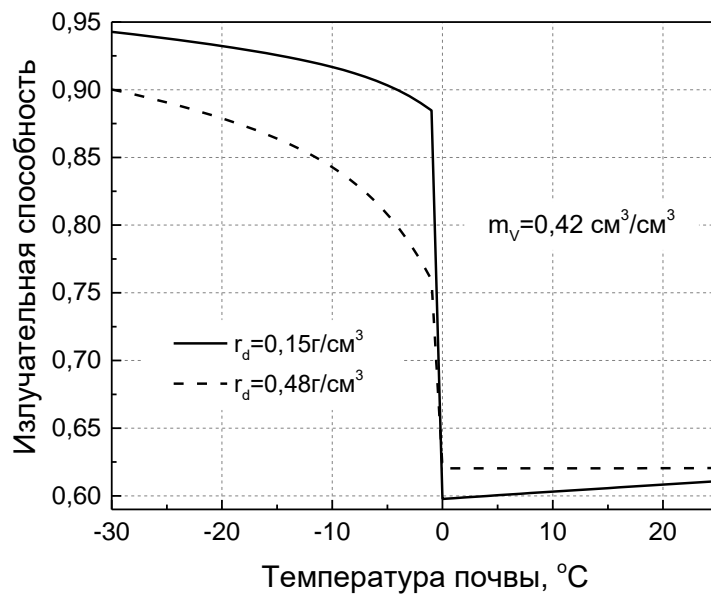


Рис. 10. Зависимость излучательной способности тундровой почвы, содержащей  $O=60\%$  органического вещества, от температуры.

Уменьшение излучательной способности с ростом температуры (см. рис. 10) происходит преимущественно за счет увеличения как величины КДП, так и количества переходной воды в мёрзлой тундровой почве (см. [16]). При исходной полной объемной влажности почвы  $0,42 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , объемное содержание,  $m_v=m_g \cdot \rho_d$ , переходной воды при росте температуры с  $-30^\circ\text{C}$  до  $-1^\circ\text{C}$  увеличивается с  $m_v=0,04 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $m_v=0,07 \text{ см}^3/\text{см}^3$  и с  $m_v=0,14 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до

$m_v=0,22 \text{ см}^3/\text{см}^3$  в случае плотности почвы равной  $\rho_d=0,15 \text{ г}/\text{см}^3$  и  $\rho_d=0,48 \text{ г}/\text{см}^3$ , соответственно [16] (см. рис. 11). При этом величина показателя преломления переходной воды в мерзлой почве меняется от 2,68 до 8,07 (см. рис. 12).

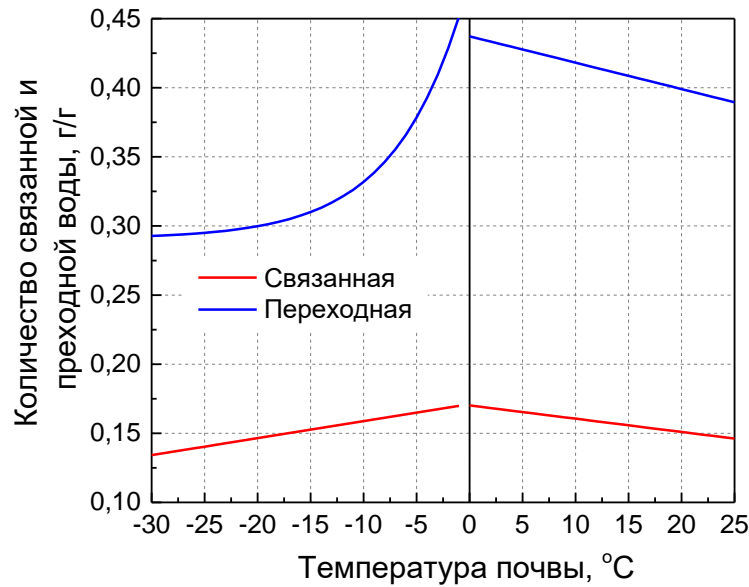


Рис. 11. Весовое количество,  $m_g$ , связанной и переходной воды в зависимости от температуры органической тундровой почвы.

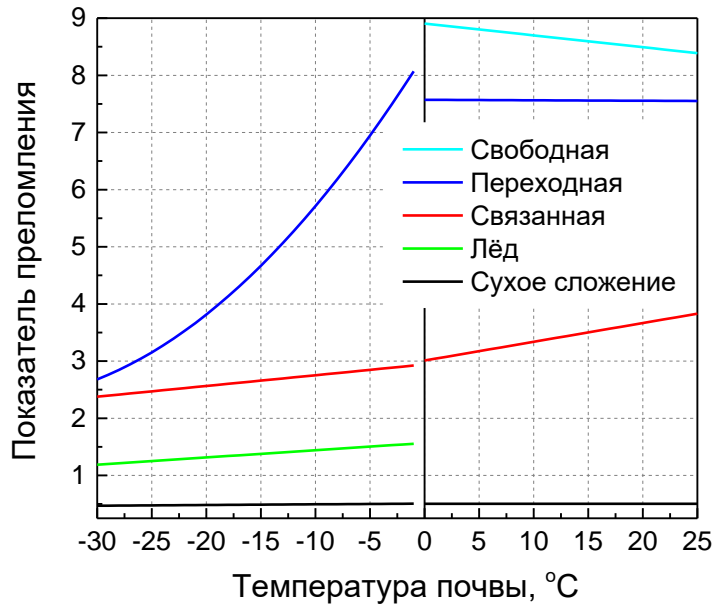


Рис. 12. Показатель преломления различных типов почвенной воды в зависимости от температуры органической тундровой почвы.

В результате, чем больше плотность почвы, тем в мерзлой почве содержится больше количество переходной воды, а в диапазоне температур с  $-10^{\circ}\text{C}$  до  $-1^{\circ}\text{C}$ , в пределах которых показатель преломления переходной воды



(5,7-8,1) становится больше показателя преломления льда (1,4-1,6) в 4 раза (см. рис. 12), наблюдается существенное уменьшение излучательной способности (см. рис. 10). Общий ход температурной зависимости показателя преломления для различных видов почвенной воды (связанной, переходной, свободной) и почвенного льда, а также количества связанной и переходной воды (по весу), в соответствии с диэлектрической моделью [16], продемонстрированы на рис. 11 и 12. Расчеты проведены для содержания органического вещества равного 60%.

Далее на основе данных приведенных на рис. 10, в соответствии с формулой (1), рассчитаем радиояркую температуру почвы (см. рис. 13).

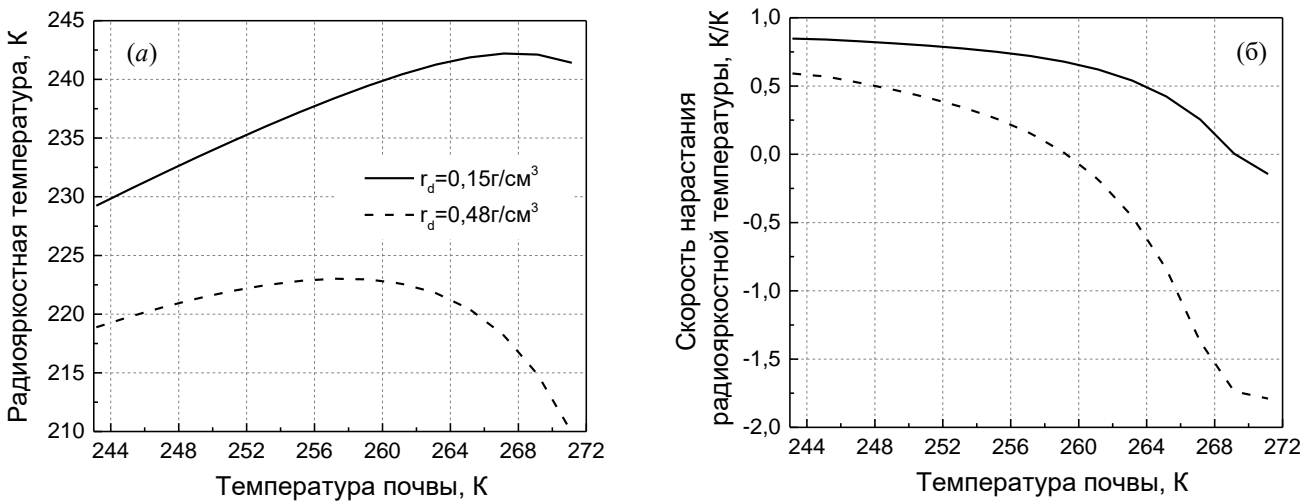


Рис. 13. Радиояркая температура (а) и скорость нарастания радиояркой температуры (б) в зависимости от физической температуры почвы.

Сопоставляя температурные зависимости, изображенные на рис. 10 и рис. 13 видно, что в диапазоне температур от  $-30^{\circ}\text{C}$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ , в случае плотности почвы равной  $0,15 \text{ г/см}^3$ , относительные изменения физической температуры  $\sim 8\%$  (в Кельвинах) превосходят относительные изменения излучательной способности  $\sim 2\%$  почвы, что приводит к почти линейному росту радиояркой температуры на  $\sim 12\text{K}$  с увеличением физической температуры почвы. В случае, если плотность почвы равна  $0,48 \text{ г/см}^3$ , в данном диапазоне температур происходит компенсация между уменьшением излучательной способности (см. рис. 10) и увеличением физической температуры почвы,

относительные изменения которых составляют порядка ~7-8%, что в итоге приводит к слабым разнонаправленным вариациям радиояркостной температуры ~3К (см. рис. 13а). В диапазоне температур от -10°C до -1°C подобная компенсация наблюдается для почвы плотностью 0,15 г/см<sup>3</sup>. Однако, если плотность почвы увеличивается до 0,48 г/см<sup>3</sup>, существенно возрастают относительные изменения излучательной способности до 10%, а относительные измерения физической температуры почвы уменьшаются до ~4%. В результате, в соответствии с формулой (1), радиояркостная температура, являющаяся произведением существенно уменьшающейся излучательной способности почвы и слабо увеличивающейся физической температуры почвы, уменьшается примерно на ~12 К (см. рис. 13а). Описанная динамика более подробно прослеживается на графиках скорости нарастания радиояркостной температуры (см. рис. 13б). Проведенный анализ указывает, что для менее плотных почв ( $\rho_d \sim 0,15$  г/см<sup>3</sup>) наибольшая скорость изменения радиояркостной температуры с изменением физической температуры почв наблюдается в диапазоне менее -30÷-10°C. Для более плотных почв – в диапазоне температур от -10°C до -1°C. Исходя из погрешности измерения радиояркостной температуры современными микроволновыми радиометрами MIRAS спутник SMOS, AMSR-2 спутник GCOM-W1, SMAP порядка 1,5К, следует, что для менее плотных почв погрешность восстановления температуры в мёрзлых тундровых почвах должна быть меньше в области от -30°C до -10°C, а, для более плотных почв в области от -10°C до -1°C, в которых наблюдаются максимальные скорости нарастания радиояркостных температур (см. рис. 13б). Вместе с тем при наблюдении радиояркостной температуры в надир наблюдается неоднозначность между значениями радиояркостной температуры и физической температурой почвы в случае менее плотных почв в диапазоне от -10°C до -1°C, для более плотных почвы в диапазоне от -30°C до -10°C (см. рис. 13а). Данная неоднозначность может быть исключена с использованием поляриметрических наблюдений радиояркостной температуры

одновременно на горизонтальной  $Tb_H$  и вертикально,  $Tb_V$  поляризациях. Рассмотрим температурную зависимость поляризационного индекса, записанного в виде:

$$PI = \frac{Tb_V + Tb_H}{Tb_V - Tb_H}, \quad (5)$$

рассчитанного для угла визирования  $40^\circ$  (см. рис. 14). Температурная зависимость PI является однозначной монотонной функцией физической температуры почвы и при заданном значении плотности сухого сложения и влажности почвы может служить информативным признаком при решении обратной задачи относительно температуры почвы.

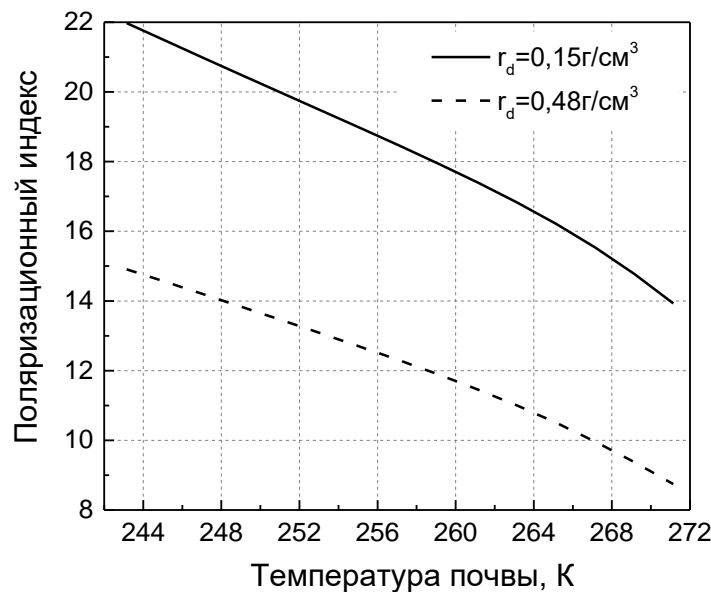


Рис. 14. Зависимость поляризационного индекса от физической температуры почвы, полная объемная влажность которой задавалась равной  $m_v = 0,42 \text{ см}^3/\text{см}^3$ .

Рассмотрим далее более детально вариации PI в зависимости от общей влажности и плотности мёрзлой почвы при заданных значениях отрицательных температур почвы (см. рис. 15 и 16).

Жирными отрезками на уровне  $PI = 40$  и  $PI = 20$  (см. рис. 15) указаны погрешности измерения  $\Delta PI \approx \pm 2$  и  $\Delta PI \approx \pm 1$ , для соответствующих областей значений PI, при заданной среднеквадратической погрешности измерения радиояростной температуры равной 1,5К. Синяя и черная кривая на рис. 15

снабжены усами, в пределах которых допускалась вариация содержания органического вещества от 30% до 90%.

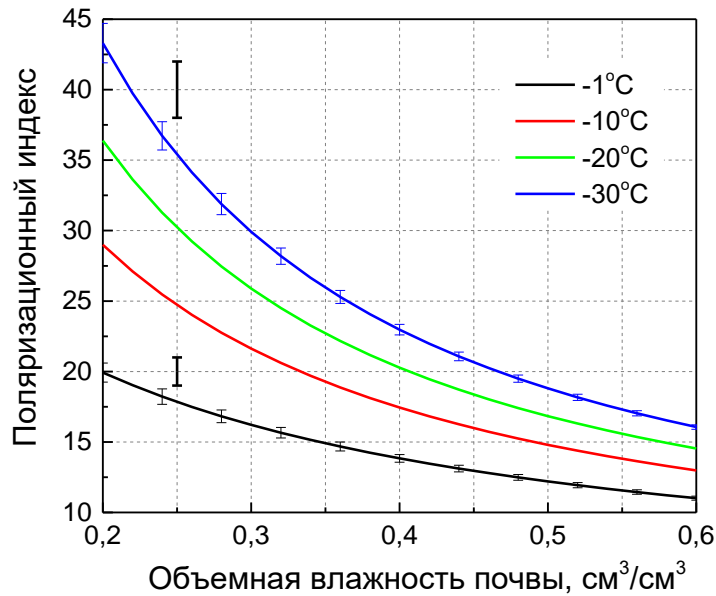


Рис. 15. Поляризационный индекс в зависимости от полной объемной влажности почвы. Расчеты выполнены при плотности сухого сложения почвы заданной равной  $0,15 \text{ г/см}^3$ .

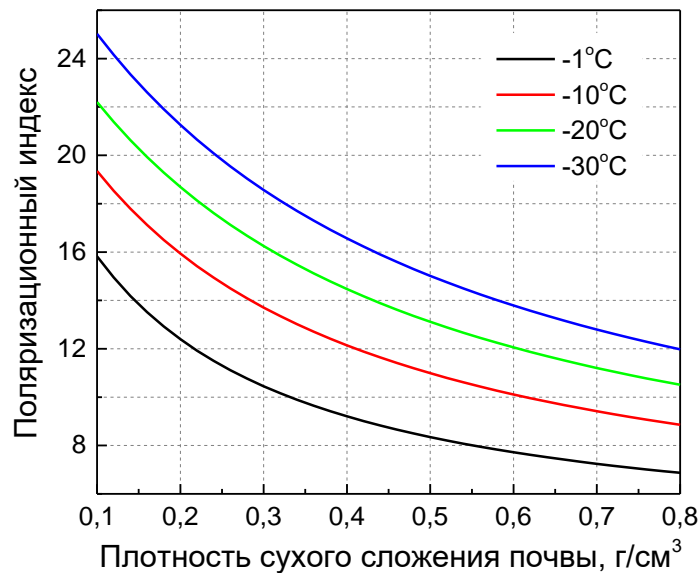


Рис. 16. Поляризационный индекс в зависимости от плотности сухого сложения почвы. Расчеты выполнены при объемной влажности почвы, заданной равной  $0,42 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , содержании органического вещества 60%.

Из данных, приведенных на рис. 15, видно, что в пределах погрешности измерения радиояркой температуры ( $1,5\text{К}$ ) можно пренебречь влиянием содержания органического вещества от 30% до 90% на вариации PI. Следует выделить общую тенденцию деполяризации радиотеплового излучения как при

увеличении влажности и плотности почвы, так и при повышении температуры мёрзлой почвы (см. рис. 15 и 16). При этом в диапазоне температур от  $-30^{\circ}\text{C}$  до  $-1^{\circ}\text{C}$  PI уменьшается примерно в два раза при увеличении объемной влажности почвы с  $0,2 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$  и плотности сухого сложения с  $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$  до  $0,8 \text{ г}/\text{см}^3$ . Исходя из диапазона вариаций PI от  $\sim 30$  до  $\sim 16,2$  и от  $\sim 18,7$  до  $\sim 12,2$  в соответствующих областях влажности почвы  $0,2-0,4 \text{ см}^3/\text{см}^3$  и  $0,4-0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , а также принимая для данных диапазонов влажности почвы погрешность измерения PI равной  $\Delta PI \approx \pm 1,5$  и  $\Delta PI \approx \pm 1,0$ , соответственно, оценка погрешности измерения температуры почвы в интервале от  $-30^{\circ}\text{C}$  до  $-1^{\circ}\text{C}$  составляет  $3,1^{\circ}\text{C}$  и  $4,5^{\circ}\text{C}$ , соответственно (см. рис. 15 и 16). Данная оценка справедлива при точно известном значении влажности и плотности почвы. В случае если объемная влажность почвы известна с погрешностью  $0,04 \text{ см}^3/\text{см}^3$  или плотность сухого сложения – с погрешностью  $0,1 \text{ г}/\text{см}^3$ , то погрешность измерения температуры возрастает в 2 и 1,5 раза, соответственно в области влажности почвы  $0,2-0,4 \text{ см}^3/\text{см}^3$  и  $0,4-0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$  (оценки сделаны на основе графиков скорости нарастания PI, см. рис. 17).

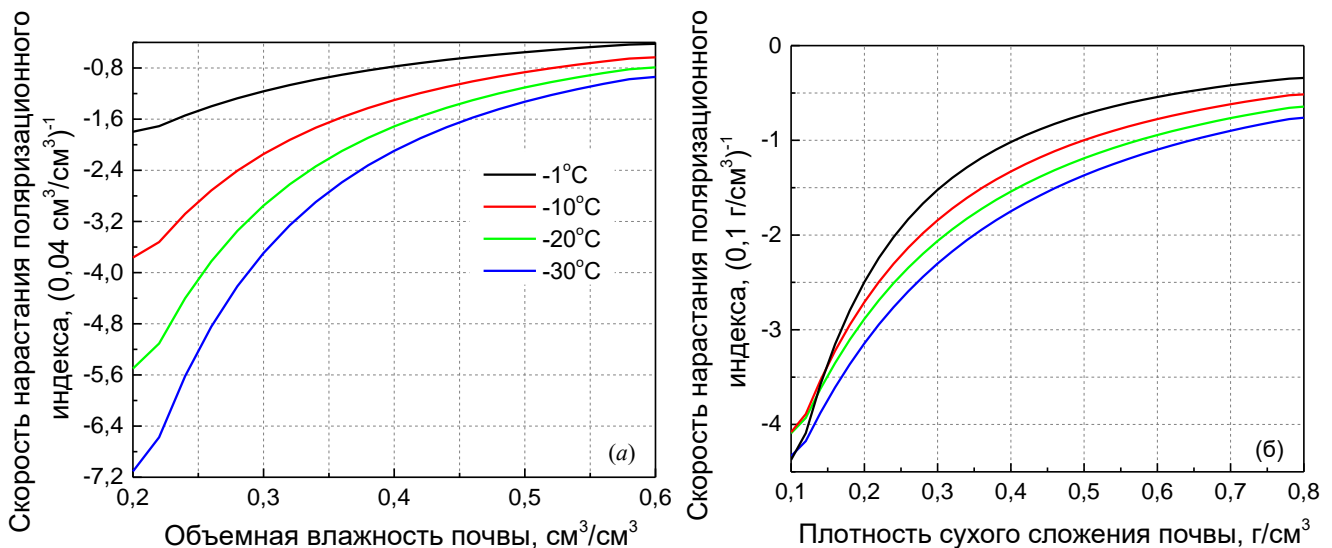


Рис. 17. Скорость нарастания поляризационного индекса в зависимости от полной объемной влажности (а) и плотности сухого сложения (б) почвы. Расчеты выполнялись при заданной плотности сухого сложения и объемной влажности почвы равными  $0,15 \text{ г}/\text{см}^3$  и  $0,42 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , соответственно.

Оценим толщину поверхностного слоя почвы преимущественно формирующего радиотепловое излучение на основе формулы для толщины скин-слоя,  $l_{eff}$ , в зависимости от температуры, плотности и влажности почвы (см. рис. 18) по формуле

$$l_{eff} = 1/2k_0\kappa. \quad (6)$$

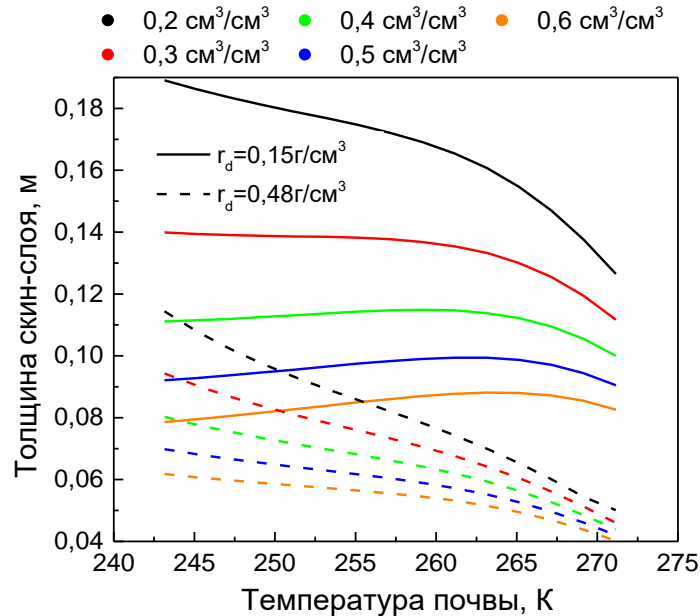


Рис. 18. Толщина излучающего слоя в зависимости от температуры, плотности и влажности тундровой почвы.

Из данных, представленных на рис. 18, следует, что глубина зондирования органических тундровых почв определяется как величинами отрицательных температур, так влажностью и плотностью почвы. Наибольшая глубина зондирования достигается при наименьшей влажности и температуре почвы (см. рис. 18) в случае, когда в почве количество переходной воды достигает минимальных значений (см. рис. 11). В случае, когда в почве наблюдается высокое количество переходной воды при отрицательных температурах около нуля, глубина зондирования стремится к минимуму (см. рис. 18, пунктирную оранжевую линию). С уменьшением влажности почвы с  $0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,2 \text{ см}^3/\text{см}^3$  толщина скин-слоя увеличивается примерно в два раза с  $0,08 \text{ м}$  до  $0,19 \text{ м}$  и с  $0,12 \text{ м}$  до  $0,06$ , в случае плотности почвы равной  $0,15 \text{ г}/\text{см}^3$  и  $0,48 \text{ г}/\text{см}^3$ ,

соответственно (см. рис. 18). В диапазоне влажностей от  $0,2 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$  толщина скин-слоя увеличивается примерно в 1,5 и 3 раза при уменьшении плотности почвы в 3 раза, соответственно для температур около  $-30^\circ\text{C}$  и  $-1^\circ\text{C}$ , соответственно (см. рис. 18). При этом для почв с большей плотностью с увеличением влажности почвы  $0,2 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$  наблюдается уменьшение толщины скин-слоя от 1,5 до 2 раз при росте температуры от  $-30^\circ\text{C}$  до  $-1^\circ\text{C}$  (см. рис. 18). В случае почвы с меньшей плотностью подобная зависимость наблюдается только для почв с влажностью менее  $0,3 \text{ см}^3/\text{см}^3$ . Из результатов проведенного анализа следует, что точность измерения температуры органической тундровой почвы в приближении диэлектрически-однородного изотермичного полупространства ограничена погрешностью измерения радиояркой температуры, неопределенностью разброса величины влажности и плотности поверхностного слоя почвы в пределах зондируемого пиксела, размер которого составляет несколько десятков километров. Вместе с тем, установленные погрешности измерения температуры диэлектрически-однородного изотермичного почвенного покрова, а также толщины излучающего слоя позволяют говорить о принципиальной возможности зондирования профилей температуры в мерзлой почве на глубину от 4,5 см до 19 см с погрешностью порядка  $4,5^\circ\text{C}$ .

## **5. Особенность радиотеплового излучения диэлектрически-неоднородных неизотермичных тундровых мёрзлых почв**

При моделировании радиоярких температур будет полагаться, что полная объемная влажность и плотность сухого сложения мёрзлой почвы является постоянной величиной как по глубине, так и в течение времени. Профили температуры по глубине вдоль координаты  $z$  в деятельном слое мёрзлой почвы будут задаваться аналитическим выражением в виде:

$$T_s(z) = T_\infty + (T_0 - T_\infty)e^{-\alpha z} . \quad (7)$$

Данная зависимость со СКО=0,2-0,7 $^\circ\text{C}$  и  $R^2=0,92-0,98$  описывает профили температуры в мёрзлом деятельном слое толщиной 0,06-0,978 м, которые были

измерены метеостанцией оз. Тулик на Северном склоне Аляски [28] в 2010-2011 гг. и характеризовались монотонным переходом от  $T_0$  до  $T_\infty$ . При этом параметр  $\alpha$  варьировался в пределах от  $\sim 6 \text{ м}^{-1}$  до  $20 \text{ м}^{-1}$ , распределение соответствующих температур поверхности почвы и градиента температур в поверхностном слое почвы толщиной 6 см приведены на рис. 19.

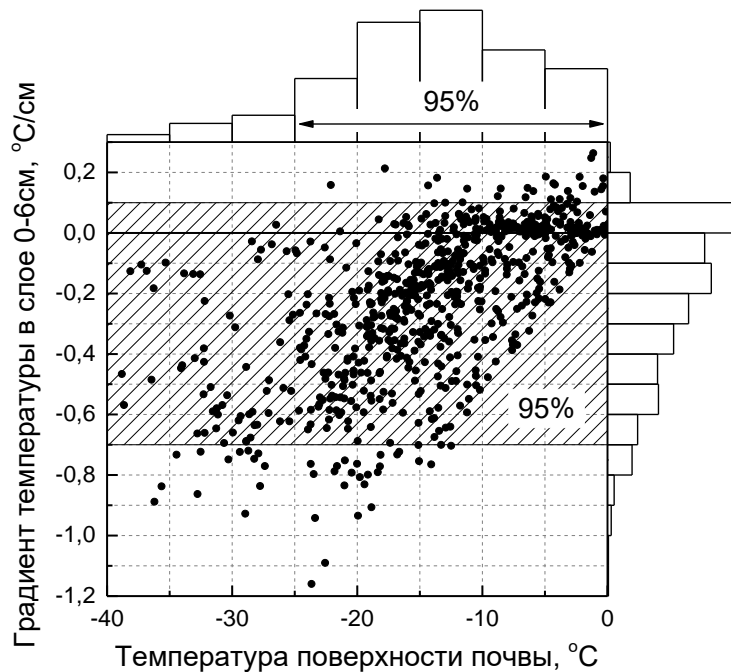


Рис. 19. Распределение температуры поверхности и соответствующих градиентов профилей температуры в поверхностной части деятельного слоя почвы толщиной 6см по данным метеостанции оз. Тулик [28]. Отрицательный градиент означает, что температура поверхности меньше температуры на глубине.

Далее в численном эксперименте будут использоваться модельные профили температуры, представленные на рис. 20. Профили 1-2 и 3-6 (см. рис. 20а) характерны для периода времени нагревания и охлаждения мерзлого деятельного слоя почвы. Профили температуры с различными значениями  $\alpha$  изображенные на рис. 20б, моделируют процессы охлаждения и нагревания деятельного слоя почвы различной степени интенсивности.



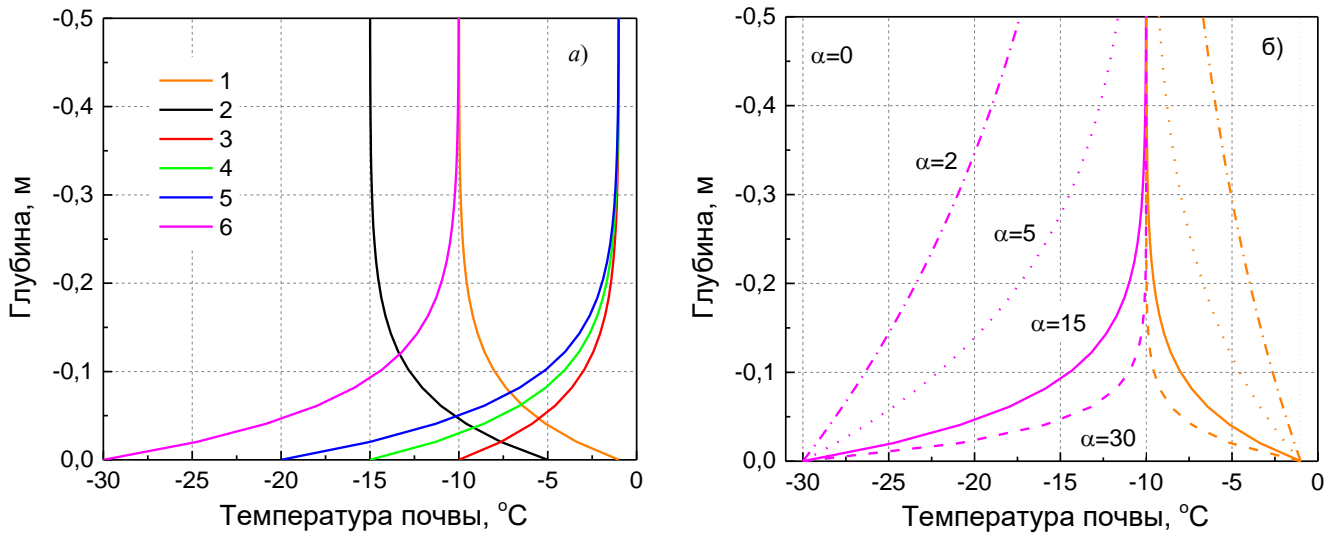


Рис. 20. Профили температуры, рассчитанные по формуле (7): а – при  $\alpha=15 \text{ м}^{-1}$ ; б – при  $\alpha=0\div 30 \text{ м}^{-1}$  профили 1 и 6 температуры (параметры  $T_0, T_\infty$  графически определены на рис. 20а)

В качестве первого шага проведем оценку толщины поверхностного слоя почвы  $l_{eff}$ , существенного для формирования радиотеплового излучения, на основе следующих оценок:

$$2k_0 \int_0^{l_{eff}} \frac{\kappa(z)}{\cos \vartheta(z)} dz = 1; \tag{8}$$

$$T_{eff} = T_s(z=l_{eff}); \tag{9}$$

$$T_{eff} = \frac{1}{l_{eff}} \int_0^{l_{eff}} T_s(z) dz; \tag{10}$$

$$\left| \int_0^{l_{eff}} T_b(z) dz - \int_0^{1\text{м}} T_b(z) dz \right| < 1,5K. \tag{11}$$

При этом будем осуществлять зондирование в надир. Функционал (8) определяет толщину поверхностного слоя почвы  $(0\text{м}-l_{eff})$ , в котором плотность потока энергии монохроматической волны затухает в  $e$  раз,  $\vartheta(z)$  – угол преломления волны в слоисто-неоднородной почве. Функционалы (9) и (10) определяют глубину,  $z=l_{eff}$ , и толщину поверхностного слоя  $(0\text{м}-l_{eff})$ , для которых температура почвы и средняя температура почвы соответственно равны эффективной температуре почвы. Функционал (11) определяет толщину поверхностного слоя  $(0\text{м}-l_{eff})$ , для которого значение радиояркостной

температуры отклоняется от значения радиояркой температуры, рассчитанной для всей толщины слоя (0-1м) менее чем на 1,5К (примерная оценка погрешности измерения радиояркой температуры современными микроволновыми радиометрами). Для профилей температуры, изображенных на рис. 20а, оценки  $l_{eff}$  на основе формул (8)-(10) с заданной влажностью 0,42  $\text{см}^3/\text{см}^3$  и плотностью почвы 0,15 $\text{г}/\text{см}^3$  дали следующие значения: (8) –  $l_{eff}=0,11\text{м}$ ; (9) –  $l_{eff}=0,06\text{м}$ ; (10) –  $l_{eff}=0,15\text{м}$ . При этом вариации  $l_{eff}$  в зависимости от профиля температуры оказались пренебрежимо малы, что свидетельствует о приблизительно близких значениях среднего затухания электромагнитной волны в найденных диапазонах толщин поверхностного слоя мёрзлой тундровой почвы. Оценка величины  $l_{eff}$  на основе формулы (11) проведены для различных величин градиента температурных профилей (см. рис. 20б) в поверхностном слое толщиной 0,1м (см. рис. 21).

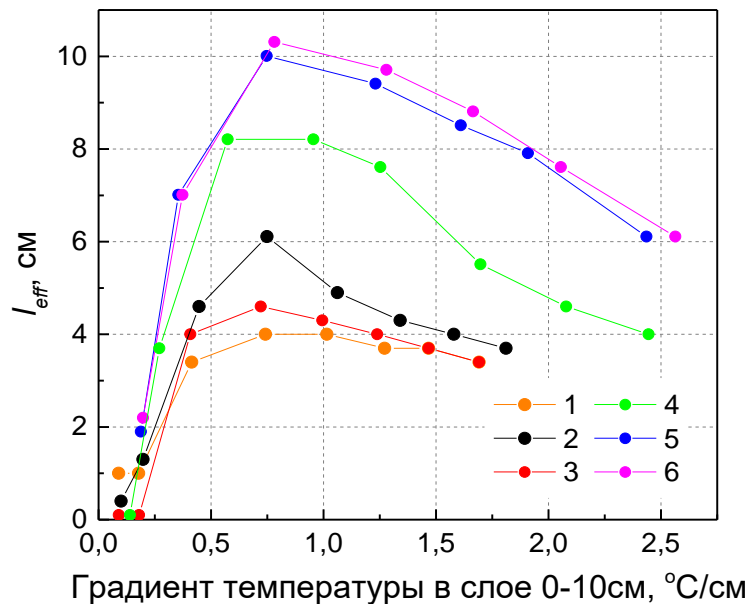


Рис. 21. Толщина излучающего слоя, рассчитанная по формуле (11). Расчет профилей осуществлялся при вариации параметра  $\alpha=2\div 30 \text{ м}^{-1}$ . Цифрами обозначены соответствующие профили температуры (см. рис. 20).

Резкое уменьшение величины  $l_{eff}$  в диапазоне градиентов температур менее 0,4°C/см (см. рис. 21) свидетельствует об уменьшении толщины слоя существенно влияющего на радиотепловое излучение в пределах погрешности измерения радиояркой температуры  $\approx 1,5 \text{ К}$ . В результате в области

градиентов температур менее  $0,4^{\circ}\text{C}/\text{см}$  (см. рис. 21) можно пренебречь изменениями радиотеплового излучения в пределах  $1,5\text{K}$ , связанного с вариациями температурных профилей (см. рис. 20), а поверхностную часть деятельного слоя можно считать изотермичной. Максимальная толщина мёрзлого слоя почвы, в пределах которого необходимо учитывать вариации температуры почвы на основе оценки по формуле (11) составляет около  $10\text{ см}$  при заданной плотности сухого сложения и полной влажности почвы равной  $0,15\text{ г}/\text{см}^3$  и  $0,42\text{ см}^3/\text{см}^3$ , соответственно (см. рис. 21). При этом разнообразие профилей температуры с вариациями температуры поверхности почвы от  $-30^{\circ}\text{C}$  до  $-20^{\circ}\text{C}$  не оказывают существенного влияния на толщину слоя, формирующего радиотепловое излучение. Для характерных градиентов температуры в поверхностном слое толщиной  $10\text{ см}$  порядка  $0,5-1^{\circ}\text{C}/\text{см}$ , толщина слоя, формирующая радиотепловое излучение, уменьшается примерно в  $2,5$  раза с  $10\text{ см}$  до  $4\text{ см}$  при увеличении температуры поверхности почвы с  $-20^{\circ}\text{C}$  до  $-10^{\circ}\text{C}$  (см. рис. 21) для рассматриваемых температурных профилей (см. рис. 20). С ростом температуры поверхности почвы от  $-10^{\circ}\text{C}$  до  $-1^{\circ}\text{C}$  толщина слоя, формирующая радиотепловое излучение, существенно не меняется (см. рис. 21). Для заданного температурного профиля при увеличении градиента температуры в  $2-2,5$  раза толщина слоя, формирующая радиотепловое излучение, уменьшается от  $1,5$  до  $2$  раз (см. рис. 21). На основе формулы (11) рассчитаем толщину излучающего слоя в зависимости от полной объемной влажности и плотности сухого сложения тундровой почвы (см. рис. 22). Для всех рассмотренных профилей температуры (см. рис. 20) толщина излучающего слоя уменьшается примерно в  $1,5$  раза по линейному закону при возрастании объемной влажности почвы в  $3$  раза с  $0,2\text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,6\text{ см}^3/\text{см}^3$  (см. рис. 22а). При этом скорость уменьшения толщины излучающего слоя составила в среднем  $0,65\text{ см}/0,1\text{ г}/\text{см}^3$ . С увеличением плотности сухого сложения тундровой почвы более чем в  $10$  раз с  $0,05\text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,8\text{ см}^3/\text{см}^3$  толщина излучающего слоя уменьшается примерно в  $3$  раза (см. рис. 22б) для всех

рассмотренных профилей температуры.

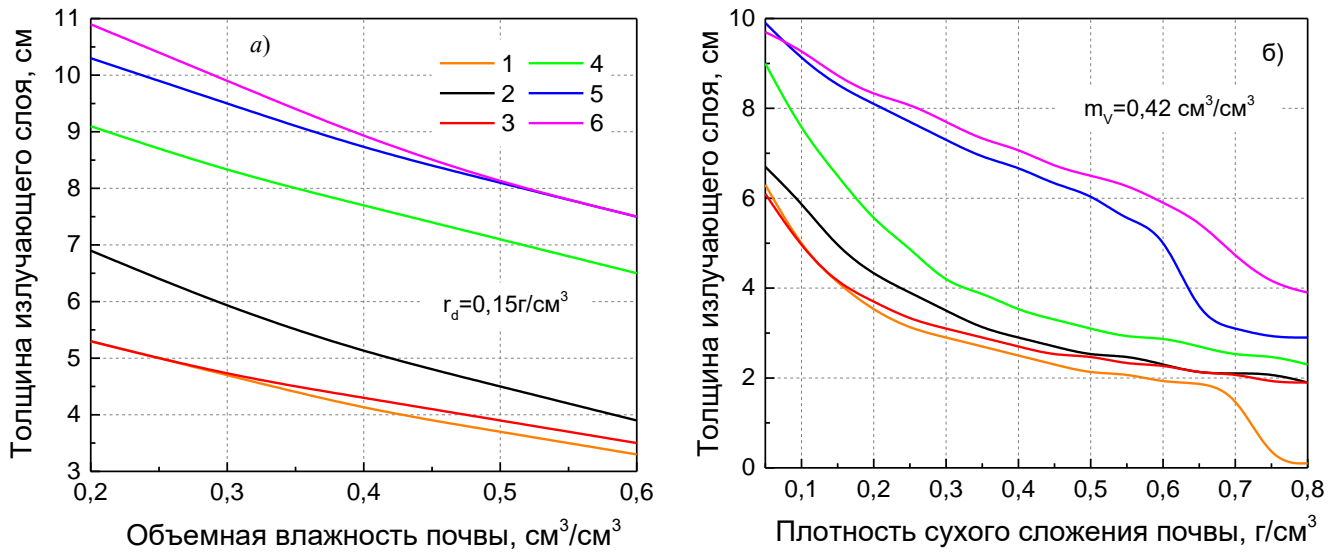


Рис. 22. Толщина излучающего слоя, рассчитанная для профилей температуры (см. рис. 20) в зависимости от: а) объемной влажности, б) плотности сухого сложения почвы. Цифрами обозначены соответствующие профили температуры (см. рис. 20).

Из графиков на рис. 21 и 22, видно, что с увеличением как влажности, так и плотности почвы, для различных профилей и градиентов температуры наиболее существенно толщина излучающего слоя увеличивается с уменьшением температуры почвы в диапазоне от  $-10^\circ\text{C}$  до  $-20^\circ\text{C}$ , а в диапазонах температур от  $-1^\circ\text{C}$  до  $-5^\circ\text{C}$  и от  $-20^\circ\text{C}$  до  $-30^\circ\text{C}$  практически не меняется. Слабые изменения толщины излучающего слоя в данных диапазонах температур можно объяснить следующим. В диапазоне температур от  $-30^\circ\text{C}$  до  $-20^\circ\text{C}$  практически не меняется количество переходной воды (см. рис. 11) и ее диэлектрические свойства (см. рис. 12), вследствие чего затухание волны слабо зависит от температуры почвы. В диапазоне температур от  $-1^\circ\text{C}$  до  $-5^\circ\text{C}$  существенно меняются как диэлектрические свойства, так и количество переходной воды с температурой (см. рис. 11 и 12), однако в данном диапазоне температур в излучающем слое толщиной примерно 4-5см средняя температура почвы для рассмотренных профилей практически одинакова, вследствие чего среднее затухание и толщина излучающего слоя при распространении волны в почве с

профилями №1 и №3 (см. рис. 20) близко. Из проведенного анализа следует, что в случае однородной с глубиной по влажности и плотности почвы, оценка толщины скин-слоя 19-8 см (см. рис. 18) для диэлектрически однородного изотермического полупространства в два раза превышает толщину слоя формирующего излучения для диэлектрически неоднородного неізотермического полупространства тундрового почвенного покрова и 10-4 см (см. рис. 21).

Рассмотрим отдельно зависимости поляризационного индекса и эффективной температуры от вариаций физической температуры почвы (см. рис. 23 и рис. 24).

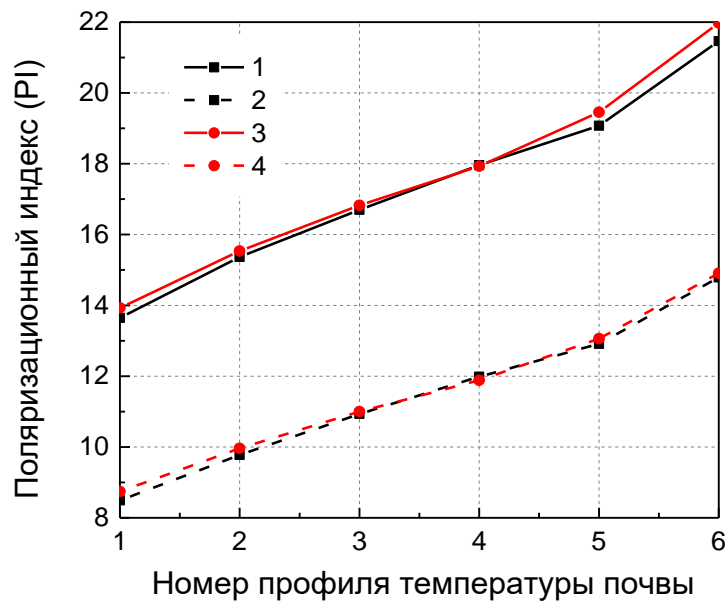


Рис. 23. Поляризационный индекс в зависимости от номера профиля температуры (см. рис. 20). Плотность почвы задавалась для кривых 1) и 3) равной  $0,15 \text{ г/см}^3$ , для кривых 2) и 4) равной  $0,48 \text{ г/см}^3$ . Поляризационные индексы 1) и 2) рассчитаны с учетом профилей температуры. Поляризационные индексы 3) и 4) рассчитаны для однородной изотермической среды, температура которой принималось равной температуре поверхности для соответствующего профиля.

Отметим, что значения эффективной температуры почвы, рассчитанные на вертикальной и горизонтальной поляризации по формуле (2) для всех профилей температуры почвы (см. рис. 20), отличаются между собой не более чем на  $0,02\text{К}$ . В пределах данной погрешности можно считать, что эффективная температура почвы не зависит от поляризации радиотеплового излучения. Из

данных приведенных на рис. 23 видно, что величина поляризационного индекса при фиксированных значениях плотности и влажности почвы определяется лишь температурой поверхности тундрового почвенного покрова. Основную же информацию о неоднородной структуре деятельного слоя несет в себе эффективная температура почвы (см. рис. 24).

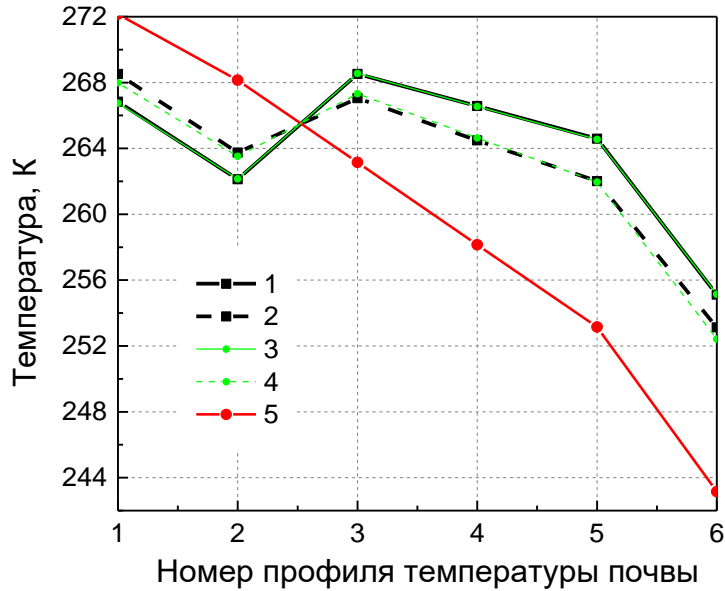


Рис. 24. Эффективная температура тундровой почвы 1) и 2) в зависимости от различных профилей температуры (см. рис. 20). Средняя температура почвы в слое толщиной 15 см 3) и 9,5 см 4) и температура поверхности почвы 5) для соответствующих номеров профилей. Плотность почвы задавалась для кривых 1) и 3) равной  $0,15 \text{ г/см}^3$ , для кривых 2) и 4) равной  $0,48 \text{ г/см}^3$ .

При этом величина эффективной температуры почвы может быть оценена как средняя температура почвы в слое толщиной 15 см и 9,5 см, соответственно для плотности почвы  $0,15 \text{ г/см}^3$  и  $0,48 \text{ г/см}^3$  (см. рис. 24). Из последнего следует, что два различных по форме профиля температуры почвы, обладающие близкими средними температурами в толщине излучающего слоя, будут иметь близкие значения эффективной температуры почвы (см. рис. 20а и рис. 24, профили 1 и 3). Как было продемонстрировано выше, на основе поляризационного индекса невозможно определить отдельные профили температуры, т.к., величина PI определяется лишь температурой поверхности почвы. Возможность идентификации профилей температуры №1 и №3 (см. рис.

20а) может быть осуществлена на основе поляриметрических угловых измерений радиояркой температуры (см. рис. 25).

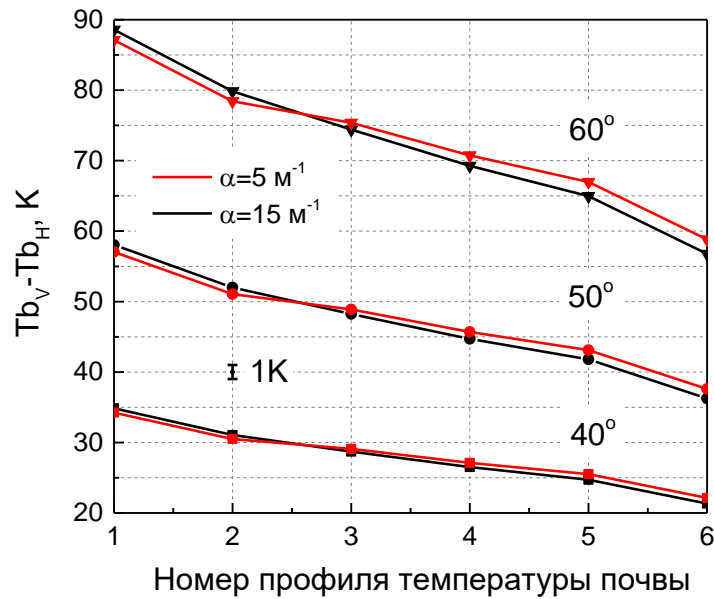


Рис. 25. Зависимость разности радиояркой температуры, измеренной на вертикальной и горизонтальной поляризации, от угла зондирования и номера профиля температуры почвы.

С целью минимизации влияния эффективной температуры почвы, значения которой являются основным источником неоднозначности, рассмотрим разность между значениями радиояркой температурой, рассчитанной на вертикальной и горизонтальной поляризации (см. рис. 25). Из данных, представленных на рис. 25, видно, что профили температуры №1 и №3, которые имеют одинаковую эффективную температуру почвы (см. рис. 20а), отличаются по уровню значения  $T_{b_V} - T_{b_H}$ . Угловые поляриметрические измерения позволяют не только, как видно из рис. 25, идентифицировать различные профили температуры, но также и определить знак градиента в поверхностной части почвы. Видно (см. рис. 25), что с ростом градиента температуры в поверхностном слое почвы с  $\alpha = 5 \text{ м}^{-1}$  до  $\alpha \approx 15 \text{ м}^{-1}$ , значение  $T_{b_V} - T_{b_H}$  увеличивается и уменьшается примерно на 1-2 К, соответственно для профилей №1-№2 и №3-№6 (см. рис. 20а). Для углов зондирования  $60^\circ$ ,  $50^\circ$ ,  $40^\circ$  вариации параметра  $T_{b_V} - T_{b_H}$  при переходе профиля от №1 к №6 существенно превышают погрешность измерения радиояркой температуры 1,5К и

составили 32К, 20К и 14К, соответственно. Исходя из оценки толщины излучающего слоя на основе формулы (8), можно полагать, что толщина излучающего слоя при угле зондирования  $40^\circ$  будет в 1,5 раза больше, чем при угле зондирования  $60^\circ$ . В этой связи оценим возможные значения погрешности восстановления температуры почвы вблизи поверхности почвы (угол зондирования  $60^\circ$ ) и до глубины порядка 15см (оценка проведена на основе величины максимальной глубины зондирования 10 см, см. рис. 21, рассчитанной для угла визирования  $40^\circ$ , умноженной на 1,5). С учетом погрешности измерения радиояркой температуры (1,5К) динамический диапазон вариаций  $T_{bV}-T_{bH}$  при угле зондирования  $60^\circ$  и  $40^\circ$  составит 21,3К и 9,3К, соответственно. При этом погрешность измерения на глубине 15 см должна быть примерно в 2,3 раза больше по сравнению с поверхностью почвы. Исходя из вариации температуры поверхности почвы  $30^\circ\text{C}$  (от  $0^\circ\text{C}$  до  $-30^\circ\text{C}$ ), погрешность измерения температуры почвы может достигать  $1,4^\circ\text{C}$  и  $3,2^\circ\text{C}$ , соответственно для поверхностных слоев почвы и для глубины порядка 15см. Данные оценки близки к погрешностям, которые были получены в ходе восстановления температурных профилей в работе [6], [7].

## 6. Заключение

В данной работе предложена приближенная когерентная модель радиотеплового излучения, которая позволяет с погрешностью не хуже 0,51 К и коэффициентом Пирсона 0,999 описать радиояркую температуру неизотермичного почвенного покрова, обладающего слоистой структурой диэлектрической проницаемости.

Исследованы особенности радиотеплового излучения на частоте 1,4 ГГц поверхностной части деятельного слоя тундровых мёрзлых почв с высоким содержанием органического вещества в зависимости плотности сухого сложения, полной объемной влажности и профиля температуры почвы. При этом использовалась приближенная когерентная модель радиотеплового излучения и обобщенная диэлектрическая модель тундровых почвенных



покровов с высоким содержанием органического вещества. Установлено, что величина поляризационного индекса при фиксированных значениях плотности и влажности почвы определяется лишь температурой поверхности тундрового почвенного покрова и не зависит от вида температурного профиля. При этом основную информацию о неоднородной структуре деятельного слоя несет в себе эффективная температура почвы. Показано, что возможность идентификации различных профилей температуры почвы, а также измерения распределения температуры в поверхностной части деятельного слоя тундровой почвы может быть осуществлена на основе поляриметрических угловых измерений радиояркой температуры с погрешностью порядка 3К. Вместе с тем поляриметрические угловые измерения радиояркой температуры также позволяют определить знак градиента профилей температуры в поверхностной части деятельного слоя почвы. Точность измерения температуры органической тундровой почвы ограничена погрешностью измерения радиояркой температуры, неопределенностью задания в пределах пиксела зондирования величин влажности и плотности поверхностного слоя почвы. В случае если объемная влажность почвы известна с погрешностью  $0,04\text{см}^3/\text{см}^3$  или плотность сухого сложения с погрешностью  $0,1\text{г}/\text{см}^3$ , то погрешность измерения температуры с  $\sim 3\text{К}$  возрастает в 2 и 1,5 раза, соответственно в области влажности почвы  $0,2-0,4\text{см}^3/\text{см}^3$  и  $0,4-0,6\text{см}^3/\text{см}^3$ .

Показано, что для характерных градиентов температуры в поверхностном слое толщиной 10 см порядка  $0,4-1^\circ\text{C}/\text{см}$ , толщина тундрового почвенного слоя, формирующая радиотепловое излучение, уменьшается примерно в 2,5 раза с 10 см до 4 см при увеличении температуры поверхности почвы с  $-30^\circ\text{C} \div -20^\circ\text{C}$  до  $-10^\circ\text{C} \div -5^\circ\text{C}$  в случае заданных значений плотности сухого сложения и полной влажности почвы равными  $0,15\text{ г}/\text{см}^3$  и  $0,42\text{ см}^3/\text{см}^3$  соответственно. Для всех рассмотренных профилей температуры толщина излучающего слоя уменьшается примерно в 1,5 раза по линейному закону при возрастании

объемной влажности почвы в 3 раза с  $0,2 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,6 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , а с увеличением плотности сухого сложения тундровой почвы более чем в 10 раз, с  $0,05 \text{ см}^3/\text{см}^3$  до  $0,8 \text{ см}^3/\text{см}^3$ , толщина излучающего слоя уменьшается примерно в 3 раза.

Авторы планируют в дальнейшем исследовать вопросы, связанные с особенностями формирования радиотеплового излучения деятельного слоя мёрзлых почв, с учетом профилей плотности и влажности в органическом и минеральном горизонте тундрового почвенного покрова.

### Литература

1. WMO Statement on the State of the Global Climate in 2017 [online]. World Meteorological Organization, Chairperson, Publications Board. 2018. 40p. Date of access: 04.12.2018. Available at: [https://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/1212\\_en.pdf](https://reliefweb.int/sites/reliefweb.int/files/resources/1212_en.pdf)
2. Status of the Global Observing System for Climate [online]. World Meteorological Organization. Chairperson, Publications Board. October 2015. 358 p. Date of access: 04.12.2018. Available at: [http://library.arcticportal.org/1884/1/GCOS-195\\_en\\_LowRes.pdf](http://library.arcticportal.org/1884/1/GCOS-195_en_LowRes.pdf)
3. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. В 2-х томах. М., Росгидромет. 2008. 291с.
4. Zhou J., Dai F., Zhang X., Zhao S., Li M. Developing a temporally land cover-based look-up table (TL-LUT) method for estimating land surface temperature based on AMSR-E data over the Chinese landmass. // International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation. 2015. V. 34. P. 35-50.
5. Jones L.A., Kimball J.S., McDonald K.C., Chan S.T.K., Njoku E.G., Oechel W.C. Satellite Microwave Remote Sensing of Boreal and Arctic Soil Temperatures From AMSR-E. // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2007. V.45. No. 7. P. 2004-2018.
6. Mironov V. L., Muzalevskiy K. V., Ruzicka Z. Retrieving Profile Temperatures in a Frozen Topsoil Near the TFS, Alaska, Based on SMOS Brightness Temperatures at the 1.4-GHz Frequency. // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2016. V. 54. No. 12. P. 7331- 7338.

7. Mironov V.L., Muzalevskiy K.V., Savin I.V. Retrieving Temperature Gradient in Frozen Active Layer of Arctic Tundra Soils From Radiothermal Observations in L-Band—Theoretical Modeling. // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2013. V.6. No. 3. P. 1781-1785.
8. Bateni S.M., Huang C., Margulis S.A., Podest E., McDonald K. Feasibility of Characterizing Snowpack and the Freeze–Thaw State of Underlying Soil Using Multifrequency Active/Passive Microwave Data. // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. V.51. No.7. P.4085-4102.
9. Zhao S., Zhang L., Zhang Y., Jiang L. Microwave emission of soil freezing and thawing observed by a truck-mounted microwave radiometer. // International Journal of Remote Sensing. 2012. V. 33. No. 3. P. 860-871.
10. Rautiainen K., Lemmetyinen J., Pulliainen J., Vehvilainen J., Drusch M., Kontu A., Kainulainen J., Seppanen J. L-Band Radiometer Observations of Soil Processes in Boreal and Subarctic Environments. // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2012. V.50. No.5. P.1483-1497.
11. Zhang L. X., Shi J. C., Zhang Z. J., Zhao K. G. The estimation of dielectric constant of frozen soil-water mixture at microwave bands. // Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 2003. V.4. P. 2903–2905.
12. Dobson M. C., Ulaby F. T., Hallikainen M. T., El-Rayes M. A. Microwave dielectric behavior of wet soil, II: Dielectric mixing models. // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1985. V. GE-23. P. 35–46.
13. Миронов В.Л., Каравайский А.Ю., Лукин Ю.И. Применимость концепции незамерзшей воды при моделировании диэлектрической проницаемости мерзлых почв // Вестник СибГАУ. 2013. Т. 51. № 5. С. 97-100.
14. Liu J., Zhao S., Jiang L., Chai L., Wu F. The influence of organic matter on soil dielectric constant at microwave frequencies (0.5–40 GHz). // Proceedings of the IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 2013. P. 13–16.
15. Bircher S., Demontoux F., Razafindratsima S., Zakharova E., Drusch M., Wigneron J.-P., Kerr Y.H. L-Band Relative Permittivity of Organic Soil Surface Layers—A New Dataset of Resonant Cavity Measurements and Model Evaluation. // Remote Sensing. 2016. V.8(12) 1024. URL: <https://doi.org/10.3390/rs8121024>
16. Mironov V. L., Kosolapova L. G., Fomin S. V., Savin I. V., Muzalevskiy K. V. Dielectric Model for Thawed and Frozen Organic Soils AT 1.4 GHz. //

Proceedings of IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. 2018. P. 7180-7183.

17. Шарков Е.А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли: физические основы. Том 1. М.: Изд-во ИКИ РАН. 2014. 544 с.
18. Brekhovskikh L. M. Waves in layered media. Academic Press. 1976. 520 p.
19. Burke W.J., Schmugge T.J., Paris J.F. Comparison of 2.8 and 21 cm microwave radiometer observations over soils with emission model calculations. // J. Geophys. Res.. 1979. V. 84. No. C1. p. 287-294.
20. Клепиков И. Н., Шарков Е. А. Излучение неоднородных не изотермических сред: Препринт. Пр-801. М.: ИКИ АН СССР. 1983. 32с.
21. Njoku E., Kong J. A. Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture// J. Applied Physics. 1977. V. 82. N. 20. P. 3108–3117.
22. Wilheit T. T. Radiative transfer in a plane stratified dielectric. / /IEEE Trans. Geosciences Electronics. 1978. V. 16. N. 2. P. 138–143.
23. Tsang L., Kong J., Ding K. Scattering of Electromagnetic Waves: Theories and Applications. Wiley-Interscience. 2000. 436 p.
24. Музалевский К. В., Миронов В. Л., Лукин Ю. И., Савин И. В. Влияние снежного покрова на погрешность восстановления температуры органоминеральных арктических тундровых почв с использованием радиометрических наблюдений в L-диапазоне. // Известия высших учебных заведений. Физика. 2015. Т. 58, № 10/3. С. 1-4.
25. Barred J. E., et. al. Biocomplexity of Patterned Ground Data Report Dalton Highway, 2001-2005. Alaska Geobotany Center. Institute of Arctic Biology. University of Alaska Fairbanks. Fairbanks. AK 99775. 2006. 245p.
26. Jin M., Zheng X., Jiang T., Li X., Li X.-J., Zhao K. Evaluation and Improvement of SMOS and SMAP Soil Moisture Products for Soils with High Organic Matter over a Forested Area in Northeast China. // Remote Sens. 2017. V.9. 387. URL: <https://www.mdpi.com/2072-4292/9/4/387>
27. Muskett R.R., Romanovsky V.E., Cable W.L., Kholodov A.L. Active-Layer Soil Moisture Content Regional Variations in Alaska and Russia by Ground-Based and Satellite-Based Methods, 2002 through 2014. //International Journal of Geosciences. 2015.V.6. p. 12-41. URL: <http://dx.doi.org/10.4236/ijg.2015.61002>
28. Toolik Soil Climate Station Data base. [online]. Date of access: 04.12.2018. Available at: [https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/climate/?cid=nrcs142p2\\_053712](https://www.nrcs.usda.gov/wps/portal/nrcs/detail/soils/survey/climate/?cid=nrcs142p2_053712)

29. Wigneron J.-P., et al. Modelling the passive microwave signature from land surfaces: A review of recent results and application to the L-band SMOS & SMAP soil moisture retrieval algorithms. // Remote Sensing of Environment. 2017. V. 192. p. 238-262.
30. Soil complex permittivity of organic rich tundra soil. [online]. Date of access: 04.12.2018. Available at: <http://rscl-grss.org/coderecord.php?id=525>. DOI: 10.21982/M8192K

**Для цитирования:**

К. В. Музалевский. Особенности радиотеплового излучения мёрзлых тундровых почв в L-диапазоне частот. Журнал радиоэлектроники [электронный журнал]. 2018. № 12. Режим доступа: <http://jre.cplire.ru/jre/dec18/13/text.pdf>  
DOI 10.30898/1684-1719.2018.12.13