

Сравнение моделей радиоизлучения слоисто-неоднородных неизотермических почвогрунтов, лишённых покровов, с гладкими границами

К. В. Музалевский

*Институт физики им. Л. В. Киренского СО РАН, Красноярск, 660036, Россия
E-mail: rsdkm@ksc.krasn.ru*

Проводится сравнение некогерентных и когерентных моделей радиоизлучения слоисто-неоднородных неизотермических почвогрунтов, лишённых покровов, с гладкими границами. В качестве основных моделей радиояркостной температуры (РТ) рассмотрены некогерентные модели, полученные на основе феноменологической теории переноса излучения (с учётом однократного отражения волны от нижней границы парциальных слоёв слоистой среды и без него), и строгие когерентные модели: Wilheit, Njokus, Клепикова – Шаркова. В качестве неизотермического слоисто-неоднородного диэлектрического полупространства рассматривались талые и промерзающие почвогрунты с модельными и синхронно измеренными профилями влажности и температуры в деятельном слое. Комплексная диэлектрическая проницаемость почвогрунтов моделировалась с использованием апробированных диэлектрических моделей. Статистический анализ был основан на синхронном расчёте РТ на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц в диапазоне углов наблюдения от 0 до 60° на вертикальной и горизонтальной поляризации с использованием всех рассматриваемых моделей. В результате было показано, что когерентные модели РТ (Wilheit, Njoku, Клепикова – Шаркова) имеют одинаковую точность в пределах погрешности вычислений или оцифровки графических данных сторонних расчётов. Среднее абсолютное отклонение РТ, определённое с использованием некогерентных и когерентных моделей для всех рассмотренных наборов профилей влажности и температуры почвогрунтов, может равняться 20 и 8 К на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц соответственно. Подобные погрешности достигаются в случае, если не выполняется условие плавности изменения показателя преломления у поверхности почвы (большой масштаб вертикальных диэлектрических неоднородностей по отношению к длине волны), если данное условие выполнено, то погрешности не превышают нескольких кельвинов. Показано, что модификация некогерентной модели (частично когерентная модель) путём введения в коэффициент излучения когерентного коэффициента отражения от границы «воздух – почвогрунт» позволяет достичь точности, сопоставимой с когерентными моделями, даже в случае промерзания деятельного слоя с резким скачком комплексной диэлектрической проницаемости между промерзающей и талой частью почвогрунта. Данное исследование обосновывает применимость частично когерентной модели радиотеплового излучения для расчёта в широком диапазоне частот угловых зависимостей РТ на горизонтальной и вертикальной поляризации лишённых покровов почвогрунтов с гладкими границами практически для любых случаев профилей влажности и температуры.

Ключевые слова: радиотепловое излучение, слоисто-неоднородные среды, неизотермические среды, почвогрунт, профили влажности, профили температуры, диэлектрическая проницаемость

Одобрена к печати: 05.05.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-4-187-204

Введение

В методах радиотеплового подповерхностного дистанционного зондирования температуры или влажности неизотермических слоисто-неоднородных почвогрунтов широко применяется (Brakhasi et al., 2024a; Gaikovich, 1994; Gaikovich et al., 1989; Li et al., 2024; Wigneron et al., 2017) некогерентная модель радиояркостной температуры (РТ, *англ.* radio brightness temperature — T_b), полученная на основе феноменологической теории переноса излучения (ТПИ) (Башаринов и др., 1974; Шарков, 2014; Chandrasekhar, 1950). Данная модель справедлива для сред с малыми вариациями вертикальных профилей диэлектрической проницаемости в мас-

штабах длины зондирующей волны (Шульгина, 1975): $|\partial \epsilon_s / \partial z| / \epsilon_s \ll k_0$ (k_0 — волновой вектор свободного пространства; ϵ_s — комплексная диэлектрическая проницаемость (КДП) среды). При этом в случае не только сред с резкими диэлектрически контрастными границами, такими как «лёд—вода» (Клепиков, Шарков, 1983; Шарков, 2014, с. 298), но и в случае плавно меняющихся профилей влажности и температуры в деятельном слое талых почвогрунтов (Njoku, Kong, 1977; Njoku, O'Neill, 1982; Schmugge, Choudhury, 1981), модель РТ на основе ТПИ может в отдельных случаях приводить к значительным погрешностям (несколько десятков кельвинов) как по отношению к эксперименту (Njoku, O'Neill, 1982; Wang et al., 1980, 1983), так и к более точным когерентным моделям РТ (Njoku, Kong, 1977; Tsang et al., 1975; Wilheit, 1975, 1978). Введение в модели РТ на основе ТПИ однократного локального некогерентного отражения волны от нижней границы каждого из парциальных слоёв слоистой среды не приводит к существенному росту точности вычислений (Brakhasi et al., 2024b; Liu et al., 2013; Schmugge, Choudhury, 1981).

Строгие решения задачи теплового излучения слоисто-неоднородного неізотермического полупространства получены при вычислении спектральной интенсивности статистически усреднённых полей, излучаемых в среде сторонними флуктуационными токами, для которых флуктуационно-диссипационной теоремой (Рытов, 1953) установлена пространственно-корреляционная связь между спектральными амплитудами токов и вертикальными профилями термодинамической температуры и мнимой частью КДП среды (Шульгина, 1975; Stogryn, 1970; Tsang et al., 1975). В результате проблема нахождения интенсивности излучения на вертикальной и горизонтальной поляризации может быть сведена к обычной граничной задаче электродинамики для нахождения спектральной амплитуды функции Грина из неоднородных дифференциальных уравнений второго порядка с соответствующими граничными условиями (Шульгина, 1975; Stogryn, 1970). Подобный подход допускает получение строго аналитического решения без каких-либо допущений (Tsang et al., 1975), например, для экспоненциальных профилей температуры и КДП почвогрунтов. Для произвольных форм профилей температуры и КДП почвогрунтов более общий подход (Tsang et al., 1975) с использованием характеристической матрицы для слоистой среды, аналогичной приведённой в работе (Борн, Вольф, 1970), позволяет найти амплитуду прямой и обратной волны в каждом из парциальных слоёв среды и приводит к очень громоздким и трудным для интерпретации формулам.

Использование теоремы взаимности совместно с флуктуационно-диссипационной теоремой позволяет (Левин, Рытов, 1967) существенно упростить подход к проблеме и для определения интенсивности радиотеплового излучения сформулировать эквивалентную задачу о нахождении в среде дифракционных потерь электромагнитной энергии вспомогательной волны, элементарный источник которой размещён во внешней точке наблюдения по отношению к излучающей среде (Богородский и др., 1977; Шарков, 2014). На основе данного подхода были разработаны две наиболее известные когерентные модели радиотеплового излучения (Клепиков, Шарков, 1983; Wilheit, 1975). Отличие в полученных решениях в этих работах связаны с различным способом нахождения потерь волны в каждом из парциальных слоёв среды: в виде относительной разницы реальных частей комплексного вектора Умова—Пойнтинга, рассчитанного на границах парциальных слоёв (Wilheit, 1975), и интегрального значения мнимой части комплексного вектора Умова—Пойнтинга, вычисленного по толщине парциальных слоёв (Клепиков, Шарков, 1983), с чем были связаны и особенности нахождения амплитуды прямой и обратной волны. Перечисленные строгие когерентные модели (Клепиков, Шарков, 1983; Tsang et al., 1975; Wilheit, 1975) описывают под произвольным углом на горизонтальной и вертикальной поляризации излучение монохроматической волны слоистым диэлектрически неоднородным неізотермическим полупространством, с учётом многократных отражений прямой и обратной волны (и их интерференции), как в парциальном слое, так и во всех выше- и нижележащих слоях среды. При этом некогерентные модели РТ на основе ТПИ (Башаринов и др., 1974; Burke et al., 1979) лишь позволяют оценить монотонный ход среднего значения РТ в случае имеющих место интерференционных осцилляций РТ (см., например, (Шарков, 2014, рис. 7.17; Njoku, Kong, 1977, рис. 136)).

Простота моделей РТ на основе ТПИ обусловила широкое их применение для описания экспериментов и создания алгоритмов решения обратных задач. В частности, модель РТ на основе ТПИ в виде интегрального уравнения Фредгольма первого рода широко используется в методах восстановления температуры и влажности почвогрунтов (Кондратьев и др., 1979; Gaikovich, 1994; Gaikovich et al., 1989; Mironov et al., 2013a, 2016; Muzalevskiy, 2024). Вместе с тем, несмотря на отдельные исследования, до настоящего времени нет чёткого ответа на вопрос, в какой степени модели РТ на основе ТПИ (и их модификации) точны по отношению к существующим строгим когерентным моделям РТ применительно к проблемам дистанционного зондирования почвогрунтов с разнообразными профилями влажности и температуры, включая перспективный Р-диапазон частот. Отметим, что в настоящей работе не ставилось целью исследовать поведение данных моделей применительно к почвам с шероховатой границей, покрытым растительным или снежным покровом.

Модели радиояркой температуры почвогрунтов

В настоящей работе проведён анализ для трёх когерентных и трёх некогерентных моделей РТ.

Первая модель РТ (Tb_p^{HPT1}) создана на основе ТПИ и для слоистого диэлектрически-неоднородного неизотермического полупространства может быть записана в виде интегрального уравнения Фредгольма первого рода (Шарков, 2014; Шульгина, 1975):

$$Tb_p^{\text{HPT1}} = [1 - \Gamma_p] \cdot 2 \int_0^\infty dz T_s(z) \text{Im} \eta(z) \cdot \exp \left[-2 \int_0^z \text{Im} \eta(\xi) d\xi \right], \quad (1)$$

где $\Gamma_p = |R_p(\epsilon_s)|^2$ — коэффициент отражения Френеля по мощности плоской волны от границы «воздух — диэлектрическое полупространство (отражательная способность)»; индекс p может принимать значения Н и V соответственно для горизонтальной и вертикальной поляризации; $\eta(z) = k_0 \sqrt{\epsilon_s(z) - \sin^2 \theta_0}$ — проекция на вертикальную ось вектора волнового числа, θ_0 — угол наблюдения РТ, $k_0 = 2\pi f/c$, f — частота электромагнитной волны, c — скорость света в вакууме; z — вертикальная координата. В модели (1) КДП ϵ_s определена прямо под границей раздела $z = 0$: $\epsilon_s = \epsilon_s(z = -0)$. При расчёте $R_p(\epsilon_s)$ в модели (1) ϵ_s часто полагается некоторой эффективной величиной, которая для наилучшего согласия с экспериментом (Ulaby et al., 1986, гл. 19-1.1–19-1.2) подбирается путём усреднения $\epsilon_s(z)$ в поверхностном слое почвогрунта различной толщины. Будем далее называть данную модель — некогерентная модель радиояркой температуры первого порядка (НРТ1).

Вторая модель получена У.Дж. Бёрком с соавторами (Burke et al., 1979) на основе ТПИ при дискретном разбиении полупространства на парциальные слои, в пределах которых КДП и температура почвы принимались константами. При этом учитывалась интенсивность однократно отражённой волны от нижней границы каждого из парциальных слоёв. Данная модель записывается в следующем виде:

$$Tb_p^{\text{HPT2}} = \sum_{j=1}^{N-1} T_{sj} (1 - \gamma_j) \cdot (1 + \gamma_j \Gamma_{p,j+1}) \cdot \prod_{l=1}^j (1 - \Gamma_{p,l}) \gamma_{l-1}, \quad (2)$$

здесь N — количество парциальных слоёв с двумя границами плюс 2; T_{sj} — термодинамическая температура почвы на глубине z_j , $T_{sj} = T_s(z_j)$; $\gamma_0 \equiv 1$, $\gamma_j = \exp[-2k_0 \Delta z \cdot \kappa_{sj} / \cos \theta_j]$, Δz — толщина парциального слоя; κ_{sj} — нормированный коэффициент затухания плоской волны в j -м слое, $\kappa_{sj} = \text{Imag} \sqrt{\epsilon_{sj}}$; θ_j — угол преломлённой волны на границе между j -м и $(j+1)$ -м слоем, рассчитывается на основе закона Снеллиуса: $\sin \theta_0 = \sqrt{\epsilon_{sj}} \cdot \sin \theta_j$; ϵ_{sj} — КДП почвогрунта на глубине z_j , $\epsilon_{sj} = \epsilon_s(z_j)$, $z_j = j \cdot \Delta z$; индекс l меняется от 1 до j . В модели (2) отражательная способность $\Gamma_{p,j}$ является локальной и рассчитывается с использованием формулы Френеля для j -й границы, индекс p определён аналогично первой модели. Будем далее в тексте называть данную модель — некогерентная модель радиояркой температуры второго порядка (НРТ2).

Третья модель аналогична первой модели за тем лишь исключением, что входящий в формулу (1) коэффициент отражения $R_p(\epsilon_s)$ рассчитывался методом итераций ((Бреховских, 1957, с. 53–56), см. также (Финкельштейн и др., 1977, п. 2.2.3)) как когерентный коэффициент отражения от границы «воздух–слоистое полупространство» с учётом всех возможных переотражений и явлений интерференции. При этом аналогично второй модели полупространство разбивалось на парциальные слои. Рассчитанные данной моделью значения РТ будут обозначаться $Tb_p^{\text{чКРТ}}$, а модель называться — частично когерентная модель радиоаркостной температуры (чКРТ).

В качестве четвертой модели использовалась строгая когерентная модель (Клепиков, Шарков, 1983) РТ $(Tb_p^{\text{КШ}})$ для слоистого полупространства, в которой функция потерь в парциальном слое рассчитывалась на основе мнимой части комплексного вектора Умова–Пойнтинга:

$$Tb_p^{\text{КШ}} = \sum_{j=1}^N \frac{T_{sj} |w_{pj}|^2}{|1 - R_{pj}^- R_{pj}^+ e^{2i\psi_j}|^2} \cdot \left[\frac{(1 - e^{-2\text{Im}\psi_j}) \cdot \left(1 + |R_{pj}^- e^{i\psi_j}|^2\right) + 4 \frac{\text{Im}\psi_j}{\text{Re}\psi_j} \text{Re}(R_{pj}^- e^{i\psi_j}) \text{Im}e^{i\psi_j} \left(\frac{|k_z|^2 - k_x^2}{|k_j|^2}\right)^A}{\left(\frac{|k_z|^2 - k_x^2}{|k_j|^2}\right)^A} \right] \times \\ \times \frac{\text{Re} Z_{pj}}{\text{Re} Z_{p0}} + T_{s,N+1} |w_{pN+1}|^B \frac{\text{Re} Z_{pN+1}}{\text{Re} Z_{p0}}. \quad (3)$$

Здесь N определено аналогично второй модели; w_{pj} — коэффициенты прохождения от внутренней стороны верхней границы j -го слоя на границу среды, определяются через входные импедансы парциальных слоёв; $R_{pj}^- R_{pj}^+$ — коэффициенты отражения от нижней и верхней границы внутрь парциального слоя, с учётом всех возможных переотражений в выше- и нижележащих слоях полупространства; индекс p определён аналогично первой модели; ψ_j — набег фазы волны в парциальном слое толщиной Δz , $\psi_j = \eta_j \Delta z$, η_j — комплексный показатель преломления в j -м слое, $\eta_j = \eta(z_j)$; k_z и k_x — проекции волнового вектора $\mathbf{k}_j$ на вертикальную (Oz) и горизонтальную (Ox) ось декартовых координат соответственно; Z_{pj} — импеданс парциального слоя с КДП ϵ_{sj} . В случае горизонтальной и вертикальной поляризации $A = 0$, $B = 1$ и $A = 1$, $B = 2$ соответственно. Развёрнутые выражения для вычисления параметров модели (3) могут быть найдены в первоисточнике (Клепиков, Шарков, 1983; Шарков, 2014). Являясь более общим решением, формула (3) может быть сведена к модели (1), пренебрегая всеми переотражениями волны в слоистой среде, сохраняя отражение от границы воздух–полупространство, а также полагая изменения КДП с глубиной плавными в масштабе длины волны (критерий применимости решения поставленной задачи методом Вентцеля–Крамерса–Бриллюэна (Tsang et al., 1975)):

$$\Delta \equiv \left| \frac{\frac{1}{\sqrt{\epsilon_s(z)}} \cdot \frac{d\sqrt{\epsilon_s(z)}}{dz}}{k_0 \sqrt{\epsilon_s(z) - \sin^2 \theta_0}} \right|_{z=0} \ll 1. \quad (4)$$

Будем далее в тексте называть данную модель РТ — моделью Клепикова–Шаркова (КШ).

В пятой когерентной модели (Wilheit, 1975) РТ (Tb_p^{Wilheit}) рассчитывалась с использованием аналогичного подхода, как и в четвертой модели, но с использованием функции потерь $f_{p,j}$, которая определялась как относительная разность реальных частей вектора Умова–Пойнтинга при прохождении вспомогательной волны j -го парциального слоя:

$$Tb_p^{\text{Wilheit}} = \sum_{j=2}^N T_{sj} f_{p,j},$$

$$f_{p,j} = \frac{1}{\cos \theta_0} \left[\operatorname{Re}(n_j \cos \theta_j) \left\{ |E_{p,j}^+|^2 (|t_{j-1}|^2 - |t_j|^2) + |E_{p,j}^-|^2 \left(\frac{1}{|t_j|^2} - \frac{1}{|t_{j-1}|^2} \right) \right\} + \right. \\ \left. + 2 \operatorname{Im}(n_j \cos \theta_j) \cdot \operatorname{Im} \left(E_{p,j}^+ E_{p,j}^{-*} \left(\frac{t_{j-1}}{t_{j-1}^{*2}} - \frac{t_j}{t_j^{*2}} \right) \right) \right], \quad (5)$$

где N определено аналогично второй модели; $n_j = \sqrt{\epsilon_{sj}}$; E_{pj}^+ и E_{pj}^- — комплексные амплитуды прямой и обратной волны при прохождении j -й границы парциального слоя, рассчитываются на основе итерационного решения системы алгебраических уравнений, полученной из граничных условий сшивания тангенциальных компонент электрического и магнитного поля на границах парциальных слоёв среды для соответствующей поляризации электромагнитной волны; индекс p определён аналогично первой модели; $*$ — комплексное сопряжение; t_j — функция распространения, $t_j^\pm = t_{j-1}^\pm \exp(\pm i k_0 n_j \Delta z \cos \theta_j)$; θ_0 , θ_j , T_{sj} определены аналогично второй модели. Будем далее в тексте называть данную модель радиояркостной температуры Wilheit.

В качестве шестой модели РТ использовалась когерентная модель авторов публикации (Tsang et al., 1975). Ввиду очень громоздких выражений формулы здесь не приводятся (краткое описание данной модели дано во введении, подробности могут быть найдены в первоисточнике). Далее будем называть данную модель Njoku.

Точность описанных моделей в прогнозировании РТ исследовалась на четырёх наборах модельных и экспериментально измеренных профилей влажности и температуры талых и находящихся в процессе промерзания почвогрунтов.

Модельные и экспериментально измеренные профили влажности и температуры почвогрунтов

В работе (Njoku, Kong, 1977) приведено по шесть профилей влажности и температуры почвогрунтов, заданных в виде экспоненциальных функций, параметры которых были подобраны для описания наиболее характерных профилей, наблюдаемых в минеральных почвогрунтах. Формы профилей влажности и температуры приведены на *рис. 1а* и *б* (см. с. 192) соответственно. Профили влажности и температуры отражают различные стадии увлажнения и высыхания, нагревания и остывания почвогрунтов, а также почвогрунты засушливых районов с уровнем залегания грунтовых вод более 0,5 м (см. *рис. 1а*, профиль № 6) или имеющие подповерхностные температурные аномалии (см. *рис. 1б*, профиль № 5).

В связи с тем, что профили влажности и температуры (см. *рис. 1*) получены в результате обобщения результатов измерений большого набора данных и не связаны между собой (т.е. не наблюдались одновременно), для моделирования РТ эти профили будут применяться во всех возможных комбинациях между собой.

В качестве второго набора профилей (*рис. 2*, см. с. 192) будут использоваться экспериментальные, синхронно измеренные профили влажности и температуры, которые наблюдались в течение 37 дней в середине дня после орошения почвогрунта 2 марта 1971 г. на одном из сельскохозяйственных полей (без растительности) в районе г. Финикс (*англ.* Phoenix, Arizona) сотрудниками Американской лаборатории водосбережения (*англ.* U.S. Water Conservation Laboratory) (Schmugge, Choudhury, 1981).

Третий набор синхронных профилей был отобран из массива измерений (Brakhasi et al., 2023), проведённых с 02.04.2019 по 30.04.2019 и с 03.03.2020 по 16.03.2020 на радиометрическом полигоне в местечке Коралл Линн (к юго-западу от Мельбурна, Австралия) (*англ.* Coral

Lynn, Victoria, Australia) (рис. 3, см. с. 192). Данные профили дискретны и измерены с шагом 5 см до глубины 60 см на непокрытом растительностью вспаханном поле.

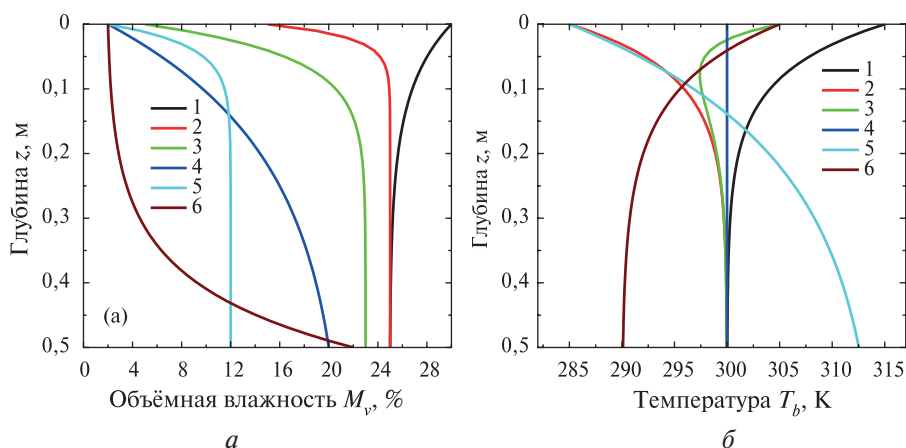


Рис. 1. Первый набор модельных профилей влажности $M_v(z)$ (а) и температуры $T_b(z)$ (б) талых почвогрунтов; аналитически описываются функциями: $M_v(z) = M_0 + \Delta M \cdot [e^{-bz} - 1] / [e^{-bd} - 1]$, $T_s(z) = T_0 + \Delta T_1 e^{-g_1 z} + \Delta T_2 e^{-g_2 z}$. Параметры функций могут быть найдены в работе (Njoku, Kong, 1977, табл. 1, 2)

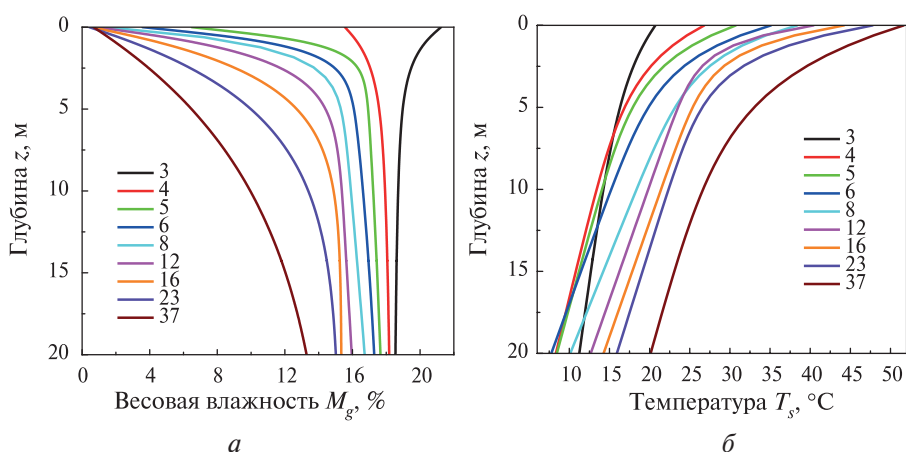


Рис. 2. Второй набор профилей влажности (а) и температуры (б) (сглаженные сплайнами зависимости), синхронно наблюдаемых в пахотном слое почвогрунта с 3-го по 37-й день после орошения (Schmugge, Choudhury, 1981)

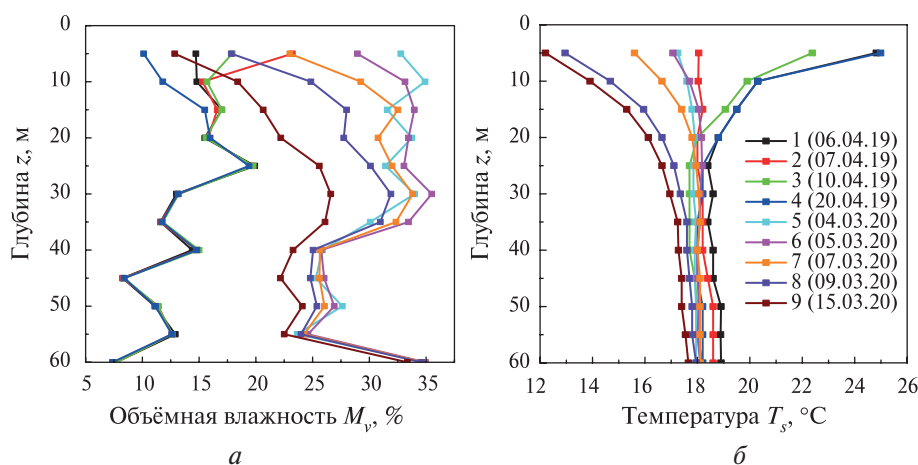


Рис. 3. Третий набор профилей влажности (а) и температуры (б) открытого почвогрунта, измеренных синхронно в эксперименте (Brakhasi et al., 2023)

С целью моделирования резкой диэлектрической границы для четвертого примера рассмотрен случай промерзающего деятельного слоя почвогрунта, профили температуры (рис. 4а) для которого были отобраны из измерений метеостанции Франклин Блаффс (англ. Franklin Bluffs), расположенной на Северном склоне Аляски (Норт-Слоуп, англ. North Slope) (Soil..., 2025). Объёмная влажность почвы задавалась равной 40 % и считалась постоянной по глубине. Заданное высокое значение влажности почвы обеспечивает большой скачок КДП на границе между промерзающей и талой частью деятельного слоя (см. рис. 4б). Комплексная диэлектрическая проницаемость для этого случая рассчитывалась на основе диэлектрической модели (Mironov et al., 2020) с весовым содержанием глинистой фракции 30 % и плотностью сухого сложения $1,2 \text{ г/см}^3$.

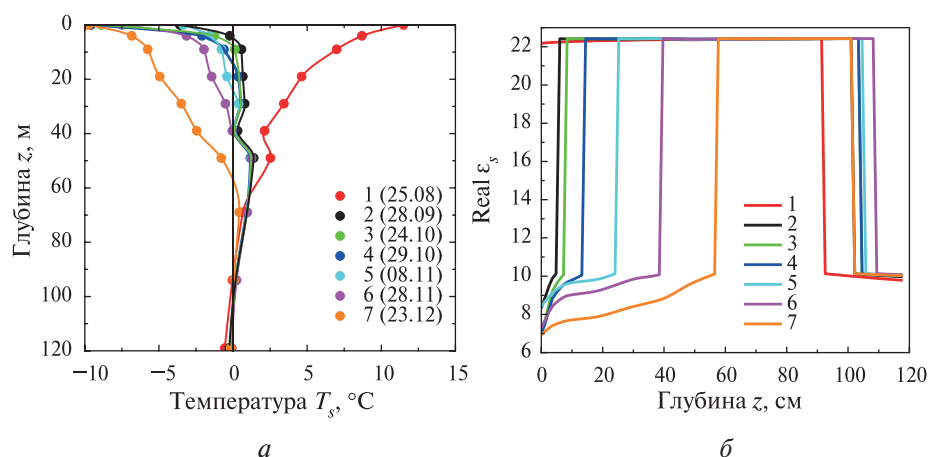


Рис. 4. Профили температуры (а) (сглаженные сплайнами), измеренные на метеостанции Франклин Блаффс в 2022 г.; профили действительной части КДП ϵ_s (б) почвогрунта, рассчитанные на основе модели (Mironov et al., 2020) для соответствующих профилей температуры

Детали вычислительных схем для моделей радиотеплового излучения

Расчёты РТ осуществлялись на частотах 409 МГц (диапазон 406,1–410 МГц зарезервирован для радиоастрономических целей и потенциально может быть использован для радиотеплолокации поверхности Земли) и 1,4 ГГц как при визировании в нади́р, так и в диапазоне углов наблюдения $0\text{--}60^\circ$ на горизонтальной и вертикальной поляризации. При вычислении РТ полубесконечное неоднородное полупространство ограничивалось максимальной глубиной D , до которой профили влажности и температуры были определены (см. рис. 1–4). Глубже среда представлялась в виде однородного полупространства с влажностью и температурой, заданными в точке $z = D$. При расчёте РТ по первой и третьей модели неопределённый интеграл в уравнении (1) вычислялся на равномерной сетке с шагом Δz методом трапеций. Толщина слоёв Δz и их число N были заданы одинаковыми для каждой из моделей РТ для обеспечения равенства исходных условий задачи. Для первого, второго и четвертого набора профилей N полагалось равным 1000. Для третьего набора профилей N задавалось количеством измерений температуры почвогрунта, $N = 12$.

Для расчёта КДП почвогрунтов использовались различные диэлектрические модели. С первым набором профилей применялись измеренные в работе (Njoku, Kong, 1977) спектры КДП песчаной почвы и модель КДП почвогрунтов (Mironov et al., 2013b) при заданном содержании глинистой фракции 30 %. Диэлектрическая модель (Mironov et al., 2013b) также использовалась в случае второго и третьего набора профилей. Для перерасчёта весовой влажности (M_g), заданной для третьего набора профилей, в значения объёмной влажности (M_v) плотность сухого сложения (ρ_d) пахотного слоя задавалась равной $1,0 \text{ г/см}^3$. Как было сказано выше, для четвертого набора профилей использовалась диэлектрическая модель (Mironov

et al., 2020). При этом стоит отметить, что данная модель учитывает взаимные изменения количества связанной воды и льда при понижении температуры, а заданная объёмная влажность отражает полную влажность почвогрунта.

Численные расчёты были выполнены на языке программирования Golang с использованием подпрограмм на языке Fortran, приведённых в публикациях (Клепиков, Шарков, 1983) и (Wilheit, 1975) для вычислений РТ с использованием четвёртой и пятой когерентных моделей. Сравнение с шестой когерентной моделью РТ (Tsang et al., 1975) осуществлялось на основе данных, представленных в статье (Schmugge, Choudhury, 1981, см. табл. 1 на частоте 1,4 ГГц).

Результаты и обсуждение

1. Для первого набора профилей влажности и температуры (см. *рис. 1*) воспользуемся значениями РТ, приведёнными в работе (Schmugge, Choudhury, 1981, см. табл. 1 на частоте 1,4 ГГц). Данные значения РТ были вычислены при зондировании в надир песчаного почвогрунта (Njoku, Kong, 1977, см. измеренные спектры КДП на *рис. 6*). Аналогичные расчёты РТ выполним с использованием наших алгоритмов для некогерентных моделей НРТ1, 2, частично когерентной модели чКРТ и двух когерентных моделей Wilheit, КШ. Все значения РТ вместе со статистическими оценками относительно величин РТ, прогнозируемых моделью Njoku, сведены в *табл. 1* (полужирным начертанием выделена РТ, сильнее отличающаяся от точного значения, рассчитанного на основе когерентной модели Njoku). Построчное сравнение приведённых в *табл. 1* данных обнаруживает хорошее согласие РТ, вычисленной в работе (Schmugge, Choudhury, 1981) на основе когерентных моделей Wilheit, Njoku, и нашими расчётами на основе моделей КШ, Wilheit (*табл. 1*, соответствующие значения отделены названиями колонок с помощью одной (*) и двух (**) звёздочек). Отличия между значениями когерентных моделей, рассчитанных в статье (Schmugge, Choudhury, 1981) и в настоящей работе, по-видимому, вызваны неточностью используемых нами в вычислениях оцифрованных спектральных зависимостей КДП, представленных в публикации (Njoku, Kong, 1977). Модель чКРТ и когерентные модели с округлением до первого десятичного знака для всех профилей температуры и влажности дают совпадающие значения РТ. Для профилей влажности № 1 и 6 (см. *рис. 1а*) наблюдаются наименьшие отклонения между РТ, рассчитанной с использованием некогерентных и когерентных моделей. Это можно объяснить малыми переотражениями прямой и встречной волны между и внутри парциальных слоёв слоисто-неоднородного почвогрунта. В случае профиля влажности № 1 имеется наибольшая влажность и наименьшая толщина эффективно излучающего слоя, а в случае профиля № 6 значения влажности практически постоянны в поверхностном слое почвогрунта (см. *рис. 1а*). В этой связи наибольшие отклонения между когерентными и некогерентными моделями наблюдаются для профилей влажности, которые имеют максимальный градиент у поверхности почвогрунта (см. *рис. 1а*, профили № 2, 3, 5). При этом профили температуры почвы практически не влияют на выявленные закономерности. Наиболее однозначно данное обстоятельство иллюстрирует критерий плавности изменения градиента КДП у поверхности почвогрунта (4). Заметна корреляция между наибольшими значениями Δ (рассчитанными по формуле (4)) и наибольшими отклонениями между решением задачи с помощью некогерентных НРТ1, 2 и когерентных Njoku, Wilheit, КШ и частично когерентной чКРТ моделей (*табл. 1*). В целом статистические оценки коэффициента детерминации (R^2) и среднего абсолютного отклонения (САО) рассчитанных величин РТ относительно модели Njoku (*табл. 1*) обнаруживают хорошее согласие с когерентными моделями КШ и Wilheit, а также с чКРТ ($R^2 = 0,9998$, САО = 0,61 К). При этом некогерентные модели НРТ1, 2 показывают также высокое значение $R^2 = 0,99$, но САО может достигать около 2 К. Вследствие того, что мы не имели возможность независимого расчёта РТ на основе модели Njoku, для дальнейших вычислений нами принята КШ в качестве референсной модели.

Интересным представляется сравнение значений РТ, рассчитанных на основе всех моделей (кроме Njoku) для различных сочетаний профилей влажности и температуры (см. *рис. 1*)

на вертикальной и горизонтальной поляризации в мегагерцовом диапазоне частот (409 МГц), где в большей степени, исходя из критерия (4) и судя по данным работы (Njoku, Kong, 1977), должны проявляться различия между когерентными и некогерентными моделями РТ. На *рис. 5а* (см. с. 196) в качестве примера представлены подобные результаты расчётов в диапазоне углов от 0 до 60° с шагом 10° для профиля температуры № 1 и влажности № 3, а на *рис. 5б* приводится корреляция между значениями РТ, которые были вычислены на основе моделей НРТ1, 2, чКРТ, Wilheit по отношению к модели КШ для всех возможных комбинаций между профилями влажности и температуры, углов зондирования и поляризации. В целом для всех профилей наблюдается неотличимое совпадение с одной стороны между некогерентными НКР1, 2 и с другой — между чКРТ, КШ, Wilheit моделями (см. *рис. 5*).

Таблица 1. Рассчитанные значения РТ на частоте 1,4 ГГц при зондировании в нади́р для первого набора профилей влажности и температуры

№ профиля влажности	НРТ2*	Wilheit*	Njoku*	НРТ1**	НРТ2**	чКРТ**	КШ**	Wilheit**	Δ
<i>Профиль температуры № 1</i>									
1	191,9	192,0	193,0	193,1	193,1	193,1	193,1	193,1	0,01
2	233,0	230,5	230,0	233,0	232,9	230,1	230,1	230,1	0,15
3	267,3	263,5	264,0	266,8	266,6	263,8	263,8	263,8	0,21
4	278,9	280,5	277,5	276,8	276,8	276,7	276,7	276,7	0,07
<i>Профиль температуры № 2</i>									
1	184,5	184,6	185,0	185,7	185,7	185,7	185,7	185,7	0,01
2	225,4	223,0	222,5	225,1	225,0	222,3	222,3	222,3	0,15
3	260,4	256,7	257,0	259,8	259,6	256,8	256,8	256,8	0,21
4	274,2	275,9	272,5	272,4	272,4	272,3	272,3	272,3	0,07
<i>Профиль температуры № 3</i>									
1	187,7	187,8	188,0	188,9	188,9	188,9	188,9	188,9	0,01
2	228,4	226,0	226,0	228,2	228,2	225,4	225,4	225,4	0,15
3	262,8	259,1	260,0	262,3	262,1	259,3	259,3	259,3	0,21
4	275,7	277,3	274,0	273,8	273,7	273,6	273,6	273,6	0,07
<i>Профиль температуры № 4</i>									
1	188,2	188,3	189,0	189,4	189,4	189,4	189,4	189,4	0,01
2	229,2	226,8	227,0	229,0	228,9	226,2	226,2	226,2	0,15
3	263,8	260,1	261,0	263,3	263,1	260,3	260,3	260,3	0,21
4	276,5	278,2	275,0	274,6	274,6	274,5	274,5	274,5	0,07
<i>Профиль температуры № 5</i>									
1	185,9	186,0	186,0	187,1	187,1	187,1	187,1	187,1	0,01
2	227,6	225,2	225,0	227,1	227,0	224,3	224,3	224,3	0,15
3	263,0	260,0	261,0	262,8	262,6	259,8	259,8	259,8	0,21
4	279,5	281,2	278,0	277,8	277,7	277,6	277,6	277,6	0,07
<i>Профиль температуры № 6</i>									
5	268,8	266,2	266,0	268,2	268,0	265,0	265,0	265,0	0,22
6	266,4	270,4	268,5	267,2	267,2	267,0	267,0	267,0	0,00
R^2	0,9984	0,9986	—	0,9985	0,9986	0,9998	0,9998	0,9998	—
CAO, К	1,95	1,16	—	1,46	1,40	0,61	0,61	0,61	—

* Величины, взятые из работы (Schmugge, Choudhury, 1981); ** значения, вычисленные в настоящей статье.

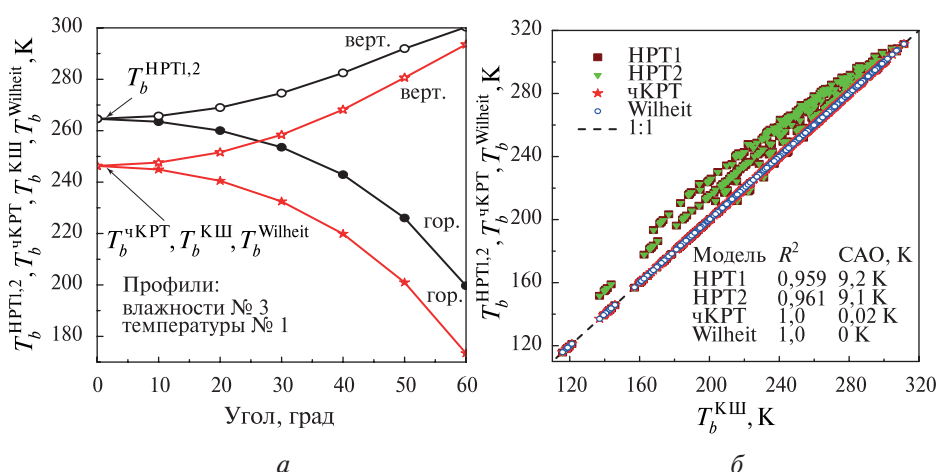


Рис. 5. Угловые зависимости РТ (а), рассчитанные на основе моделей НРТ1, 2 ($T_b^{HPT1,2}$) и чКРТ ($T_b^{чКРТ}$), Клепикова – Шаркова ($T_b^{КШ}$), Wilheit ($T_b^{Wilheit}$), на частоте 409 МГц; корреляция между моделями РТ (б) относительно модели Клепикова – Шаркова

Аналогичные вычисления РТ (см. рис. 5) были проведены для всех возможных комбинаций профилей температуры и влажности с использованием диэлектрической модели (Mironov et al., 2013a) для суглинистой почвы (содержание глинистой фракции 30 % по весу) на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц на различных углах зондирования и поляризации. Все статистические оценки погрешности различных моделей РТ относительно модели КШ сведены в табл. 2. Изменение диэлектрических свойств почвогрунта между песком и суглинком не оказывает существенное влияние на погрешность различных моделей, однако приводит к небольшому увеличению погрешности некогерентных моделей НРТ1, 2 как на частоте зондирования 409 МГц, так и на 1,4 ГГц.

Таблица 2. Оценка погрешности моделей РТ для песка и суглинка

Частота, ГГц	Почвогрунт	НРТ1**		НРТ2**		чКРТ**		КШ**		Wilheit**	
		R^2	CAO, K	R^2	CAO, K	R^2	CAO, K	R^2	CAO, K	R^2	CAO, K
0,409	Песок	0,959	9,2	0,961	9,1	1,0	0,02	—	—	1,0	0,00
	Суглинок	0,948	9,4	0,949	9,2		0,03				0,01
1,4	Песок	0,998	1,7	0,998	1,6		0,01				0,00
	Суглинок	0,997	1,8	0,997	1,7						

2. Для второго и третьего наборов, синхронно измеренных профилей влажностей и температуры (см. рис. 2 и 3), была рассчитана РТ при зондировании в нади́р на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц с использованием диэлектрической модели (Mironov et al., 2013a) для суглинистой почвы (содержание глинистой фракции 30 % по весу).

В случае второго набора профилей влажности и температуры по мере высыхания почвогрунта максимальный градиент влажности у поверхности наблюдался в 8-й день после орошения (табл. 3, значение Δ , и рис. 2, профиль № 8). В этот день отмечается максимальная разность между значениями РТ, которые были рассчитаны на основе некогерентных моделей НРТ1, 2 (35,1 и 14,2 К соответственно для частоты 409 МГц и 1,4 ГГц) и когерентных моделей КШ, Wilheit, а также частично когерентной модели чКРТ. Частично когерентная модель чКРТ имеет близкую точность с когерентными моделями, а когерентные модели КШ и Wilheit, судя по данным моделирования, приведённым в табл. 3, имеют одинаковую точность. По отношению к модельным профилям влажности первого набора второй набор профилей влажности имеет больший градиент у поверхности почвогрунта, что

отражается в существенно больших величинах Δ (ср. эти значения в *табл. 1* и *табл. 3*). В результате в среднем для всех дней после орошения отклонение некогерентных моделей относительно когерентной модели КШ характеризуется существенно большей погрешностью $\text{CAO} \approx 20 \text{ К}$ и $\text{CAO} \approx 7 \text{ К}$ для частоты зондирования 409 МГц и 1,4 ГГц соответственно (*табл. 3*) по отношению к РТ для первого набора профилей.

Таблица 3. Рассчитанные значения РТ на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц при зондировании в надир для второго набора профилей влажности и температуры

№ профиля	НРТ1	НРТ2	чКРТ	КШ	Wilheit	Δ
<i>Частота 409 МГц</i>						
3	206,8	206,8	211,0	211,0	211,0	0,13
4	224,5	224,5	220,3	220,2	220,2	0,14
5	252,5	252,3	223,4	223,3	223,3	2,28
6	261,4	261,1	228,7	228,5	228,5	2,74
8	269,6	269,3	234,7	234,5	234,5	3,01
12	272,4	272,2	241,5	241,4	241,4	2,23
16	274,5	274,3	251,9	251,8	251,8	1,42
23	275,7	275,6	261,9	261,9	261,9	0,88
37	278,3	278,3	272,6	272,5	272,5	0,42
R^2	0,675	0,678	0,999	—	1,000	—
CAO, К	19,90	19,70	0,08	—	0,00	—
<i>Частота 1,4 ГГц</i>						
3	210,3	210,3	211,0	211,0	211,0	0,04
4	229,3	229,3	228,4	228,4	228,4	0,04
5	256,0	255,9	242,1	242,1	242,1	0,62
6	264,6	264,4	250,7	250,6	250,6	0,74
8	272,4	272,1	258,3	258,2	258,2	0,80
12	274,6	274,4	263,9	263,9	263,9	0,59
16	276,6	276,4	270,8	270,7	270,7	0,38
23	277,6	277,5	274,9	274,9	274,9	0,23
37	280,4	280,3	279,8	279,8	279,8	0,11
R^2	0,935	0,936	1,000	—	1,000	—
CAO, К	7,10	6,90	0,03	—	0,00	—

Похожие закономерности (*табл. 4*) проявились и для третьего набора синхронных профилей влажности и температуры (см. *рис. 3*). Третий набор профилей измерялся на весьма грубой сетке глубин, что при моделировании сказалось на существенно большем вкладе прямых и обратных волн при отражении внутри и на границах парциальных слоёв. В результате по отношению к первому набору профилей различия между оценками РТ с использованием некогерентных и когерентных моделей в случае третьего набора профилей также оказались существенно больше $\text{CAO} \approx 8...20 \text{ К}$ и $\text{CAO} \approx 5...7 \text{ К}$ для частоты 409 МГц и 1,4 ГГц соответственно (ср. статистические оценки в *табл. 1* и *4*).

3. Заключительный четвёртый из рассмотренных вариантов профилей специально был подобран для демонстрации поведения моделей РТ в случае наиболее резкого изменения КДП, который может наблюдаться при промерзании хорошо увлажнённого почвогрунта. По мере понижения температуры поверхности почвы хорошо заметен по резкому возрастанию КДП фронт промерзания (см. *рис. 4б*). В соответствии с моделями (1)–(5) была рассчитана РТ на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц на вертикальной и горизонтальной поляризации в диа-

пазоне углов наблюдения от 0 до 60° с шагом 10°. В качестве примера на *рис. 6* (см. с. 199) приведены угловые зависимости РТ, вычисленные на основе некогерентных и когерентных моделей РТ, на частоте 409 МГц, а также корреляция значений РТ, полученных с помощью различных моделей относительно модели КШ (на частоте 409 МГц для всех поляризаций и углов наблюдения РТ).

Значения РТ, рассчитанные при зондировании в надир, сведены в *табл. 5* вместе со статистическими оценками точности моделей РТ, которые даны относительно модели КШ с учётом всех данных (включая разные поляризации и углы зондирования). Наибольшие отличия между когерентными и некогерентными моделями РТ (*табл. 5*) достигают 32,6 и 10,6 К соответственно на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц для профилей температуры № 2–4 (наиболее близкое расположение диэлектрически контрастного фронта промерзания у поверхности почвогрунта). Отметим, что даже в случае резкого изменения КДП почвогрунта для всех профилей температуры расчёты на основе модели чКРТ практически совпадают с когерентными моделями (*табл. 5*), которые, в свою очередь, имеют одинаковую точность. Дополнительные расчёты также не обнаружили какие-либо существенные отклонения в статистических оценках моделей при различном количестве разбиения почвогрунта на парциальные слои ($N = 11$, $N = 100$).

Таблица 4. Рассчитанные значения РТ на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц при зондировании в надир для третьего набора профилей влажности и температуры

№ профиля	НРТ1	НРТ2	чКРТ	КШ	Wilheit	Δ*
	Частота 409 МГц					
1	233,1	231,9	247,8	247,9	247,9	—
2	203,7	201,3	197,7	197,7	197,7	
3	221,3	220,1	232,2	232,2	232,2	
4	247,2	245,7	257,2	257,3	257,3	
5	178,3	178,0	180,9	180,9	180,9	
6	187,7	187,4	194,5	194,4	194,4	
7	203,6	202,6	209,7	209,7	209,7	
8	218,5	217,0	224,2	224,2	224,2	
9	235,1	233,7	240,0	240,1	240,1	
R ²	0,963	0,970	1,000	—	1,000	
CAO, К	7,50	8,20	0,03		0,00	
	Частота 1,4 ГГц					
1	237,0	236,5	235,7	235,7	235,7	—
2	206,1	204,9	191,9	192,0	192,0	
3	224,7	224,3	221,4	221,4	221,4	
4	250,5	249,8	247,5	247,5	247,5	
5	180,0	179,9	179,2	179,2	179,2	
6	189,5	189,4	188,1	188,1	188,1	
7	205,6	205,1	216,1	216,1	216,1	
8	220,6	219,7	223,6	223,6	223,6	
9	237,7	236,7	230,4	230,4	230,4	
R ²	0,920	0,923	1,000	—	1,000	
CAO, К	5,00	4,70	0,01		0,00	

* Параметр не приведён из-за отсутствия изменений значений влажности и температуры у поверхности почвогрунта для третьего набора профилей.

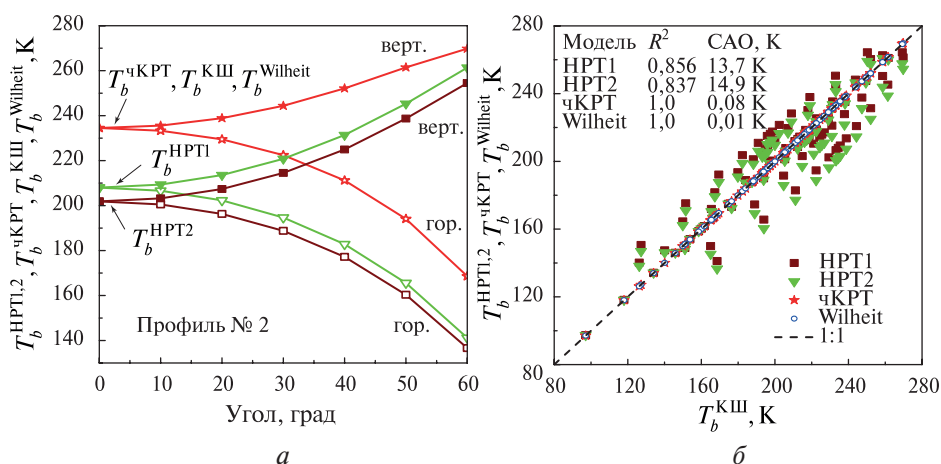


Рис. 6. Угловые зависимости РТ (а), рассчитанные на основе моделей НРТ1, 2 ($T_b^{HPT1,2}$) и чКРТ ($T_b^{чKPT}$), Клепикова – Шаркова ($T_b^{KШ}$), Wilheit ($T_b^{Wilheit}$), на частоте 409 МГц для профиля температуры № 2 промерзающего почвогрунта; корреляция между моделями РТ (б) относительно модели Клепикова – Шаркова на частоте 409 МГц для всех поляризаций и углов зондирования

Таблица 5. Рассчитанные значения РТ на частотах 409 МГц и 1,4 ГГц при зондировании в надир для четвёртого набора профилей температуры

№ профиля	НРТ1	НРТ2	чКРТ	КШ	Wilheit
Частота 409 МГц					
1	160,3	160,3	160,1	160,1	160,1
2	208,0	201,9	234,5	234,4	234,4
3	215,8	209,6	225,7	225,5	225,5
4	216,3	211,4	197,4	197,5	197,5
5	206,9	204,1	194,7	194,8	194,8
6	213,3	211,5	212,4	212,5	212,5
7	213,7	212,7	217,3	217,3	217,3
R^2*	0,856	0,837	1,000	—	1,000
CAO*, K	10,50	11,10	0,06	—	0,01
Частота 1,4 ГГц					
1	164,3	164,3	164,4	164,4	164,4
2	209,0	205,2	213,5	213,4	213,4
3	217,2	213,7	224,2	224,3	224,3
4	217,6	215,5	210,2	210,2	210,2
5	207,7	207,1	209,3	209,3	209,3
6	214,4	214,1	215,5	215,6	215,6
7	214,6	214,5	215,4	215,4	215,4
R^2*	0,984	0,978	1,000	—	1,000
CAO*, K	2,90	3,50	0,04	—	0,00

* Статистические оценки приведены в целом по всей совокупности данных (для радиояркой температуры, рассчитанной на различных углах зондирования, на горизонтальной и вертикальной поляризации).

Заключение

Численные расчёты радиояркостной температуры почвогрунтов для большого разнообразия наборов профилей влажности и температуры (модельных и измеренных в деятельном слое) показали одинаковую точность широко используемых когерентных моделей радиотеплового излучения неизотермических, слоисто-неоднородных диэлектрических полупространств с гладкими границами (КШ, Njoku, Wilheit). Несмотря на то, что эти модели созданы исходя из разных физических концепций (статистическое усреднение полей сторонних флуктуационных токов и дифракционные потери вспомогательной волны), данные модели приводят к аналитическим или численно-аналитическим решениям *строгой задачи*, что и объясняет совпадение получаемых результатов. Точность некогерентных моделей радиояркостной температуры, полученных на основе теории переноса излучения (в виде интегрального уравнения Фредгольма первого рода), зависит от градиента показателя преломления (Δ) у поверхности почвогрунта. Показано, что в случае невыполнения условия $\Delta \ll 1$, среднее абсолютное отклонение между радиояркостной температурой, которая была рассчитана с использованием некогерентных и когерентных моделей, может достигать порядка 20 К (409 МГц) и 8 К (1,4 ГГц). Если условие $\Delta \ll 1$ выполнено, то погрешность вычисления радиояркостной температуры не превышает нескольких кельвинов. Показано, что основным источником погрешности при расчёте радиояркостной температуры с использованием некогерентных моделей (основанных на теории переноса излучения) является точность модельного представления коэффициента излучения, а не эффективной температуры почвы. Действительно, модификация некогерентной модели путём введения когерентного коэффициента отражения от границы воздух–слоистое полупространство позволяет достичь точности близкой к когерентным моделям радиояркостной температуры, даже в случае с резким скачком комплексной диэлектрической проницаемости в ходе промерзания деятельного слоя почвогрунта. В результате проведённого исследования можно с большой степенью уверенности утверждать, что модифицированная таким образом некогерентная модель радиотеплового излучения может применяться для описания в широком диапазоне частот угловых зависимостей радиояркостной температуры на горизонтальной и вертикальной поляризации лишённых покровов почвогрунтов с гладкими границами практически для любых наблюдаемых профилей влажности и температуры. Данный вывод не был в полной мере очевиден до сих пор и нуждался в обоснованном подтверждении.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИФ СО РАН.

Литература

1. Башаринов А. Е., Гурвич А. С., Егоров С. Т. Радиоизлучение Земли как планеты. М.: Наука, 1974. 187 с.
2. Богородский В. В., Козлов А. И., Тучков Л. Т. Радиотепловое излучение земных покровов. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 224 с.
3. Борн М., Вольф Э. Основы оптики. М.: Наука, 1970. 856 с.
4. Бреховских Л. М. Волны в слоистых средах. М.: Изд-во АН СССР, 1957. 502 с.
5. Клепиков И., Шарков Е. Тепловое излучение слоисто-неоднородных неизотермических сред. М.: ИКИ АН СССР, 1983. 31 с.
6. Кондратьев К. Я., Григорьев Ал. А., Рабинович Ю. И., Шульгина Е. М. Метеорологическое зондирование подстилающей поверхности из космоса. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 248 с.
7. Левин М. Л., Рытов С. М. Теория равновесных тепловых флуктуаций в электродинамике, М.: Наука, 1967. 310 с.
8. Рытов С. М. Теория электрических флуктуаций и теплового излучения. М.: Изд. АН СССР, 1953. 232 с.
9. Финкельштейн М. И., Мендельсон В. Л., Кутев В. А. Радиолокация слоистых земных покровов. М.: Сов. радио, 1977. 176 с.

10. Шарков Е. А. Радиотепловое дистанционное зондирование Земли. Физические основы. Т. 1. М.: ИКИ РАН, 2014. 544 с.
11. Шульгина Е. М. Радиоизлучение вертикально неоднородных сред // Тр. Гос. геофиз. обсерватории. 1975. Вып. 331. С. 64–72.
12. Brakhasi F., Walker J. P., Ye N. *et al.* Towards soil moisture profile estimation in the root zone using L- and P-band radiometer observations: A coherent modelling approach // Science of Remote Sensing. 2023. V. 7. Article 100079. DOI: 10.1016/j.srs.2023.100079.
13. Brakhasi F., Walker J. P., Judge J. *et al.* (2024a) Soil moisture profile estimation under bare and vegetated soils using combined L-band and P-band radiometer observations: An incoherent modeling approach // Remote Sensing of Environment. 2024. V. 307. Article 114148. DOI: 10.1016/j.rse.2024.114148.
14. Brakhasi F., Walker J. P., Judge J. *et al.* (2024b) A Comparison of passive microwave emission models for estimating brightness temperature at L- and P-bands under bare and vegetated soil conditions // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2024. V. 17. P. 2570–2585. DOI: 10.1109/JSTARS.2023.3344764.
15. Burke W. J., Schmugge T., Paris J. F. Comparison of 2.8- and 21-cm microwave radiometer observations over soils with emission model calculations // J. Geophysical Research: Oceans. 1979. V. 84. No. C1. P. 287–294. DOI: 10.1029/JC084iC01p00287.
16. Chandrasekhar S. Radiative transfer. L.: Oxford University Press, 1950. 393 p.
17. Gaikovich K. P. Simultaneous solution of emission transfer and thermal conductivity equations in the problems of atmosphere and subsurface radiothermometry // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1994. V. 32. No. 4. P. 885–889. DOI: 10.1109/36.298016.
18. Gaikovich K. P., Reznik A. N., Troitskii R. V. A radiometry method of determining the subsoil temperature profile and depth of soil freezing // Radiophysics and Quantum Electronics. 1989. V. 32. No. 12. P. 1082–1088. DOI: 10.1007/BF01038633.
19. Li M., Lang R., Cosh M. P-band and L-band radiometry retrieval of soil moisture and temperature profiles // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2024. V. 62. Article 5301715. 15 p. DOI: 10.1109/TGRS.2024.3416988.
20. Liu P.-W., De Roo R. D., England A. W., Judge J. Impact of moisture distribution within the sensing depth on L- and C-band emission in sandy soils // IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2013. V. 6. No. 2. P. 887–899. DOI: 10.1109/JSTARS.2012.2213239.
21. Mironov V. L., Muzalevskiy K. V., Savin I. V. (2013a) 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. DOI: 10.1109/JSTARS.2013.2262108.
22. Mironov V. L., Bobrov P. P., Fomin S. V. (2013b) Multirelaxation generalized refractive mixing dielectric model of moist soils // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2013. V. 10. No. 3. P. 603–606. DOI: 10.1109/LGRS.2012.2215574.
23. 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 Trans. Geoscience and Remote Sensing. 2016. V. 54. No. 12. P. 7331–7338. DOI: 10.1109/TGRS.2016.2599272.
24. Mironov V. L., Karavayevskiy A. Yu., Lukin Yu. I., Molostov I. P. A dielectric model of thawed and frozen Arctic soils considering frequency, temperature, texture and dry density // Intern. J. Remote Sensing. 2020. V. 41. No. 10. P. 3845–3865. DOI: 10.1080/01431161.2019.1708506.
25. Muzalevskiy K. V. Heat equation-based temperature profiles retrieval in frozen tundra soil using dual-polarized multi-angular brightness temperature observations in L-band // Intern. J. Remote Sensing. 2024. V. 46. No. 4. P. 1864–1884. DOI: 10.1080/01431161.2024.2440670.
26. Njoku E. G., Kong J.-A. Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture // J. Geophysical Research. 1977. V. 82. No. 20. P. 3108–3118. DOI: 10.1029/JB082i020p03108.
27. Njoku E. G., O'Neill P. E. Multifrequency microwave radiometer measurements of soil moisture // IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing. 1982. V. GE-20. No. 4. P. 468–475. DOI: 10.1109/TGRS.1982.350412.
28. Schmugge T. J., Choudhury B. J. A comparison of radiative transfer models for predicting the microwave emission from soils // Radio Science. 1981. V. 16. No. 5. P. 927–938. DOI: 10.1029/RS016i005p00927.
29. Soil temperature dataset. University of Alaska Fairbanks. Geophysical Institute. Permafrost laboratory // permafrost.gi.alaska.edu. 21.03.2025. <https://permafrost.gi.alaska.edu/site/fbn>.
30. Stogryn A. The brightness temperature of a vertically structured medium // Radio Science. 1970. V. 5. No. 12. P. 1397–1406. DOI: 10.1029/RS005i012p01397.
31. Tsang L., Njoku E., Kong J. A. Microwave thermal emission from a stratified medium with nonuniform temperature distribution // J. Applied Physics. 1975. V. 46. No. 12. P. 5127–5133. DOI: 10.1063/1.321571.
32. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K. Microwave remote sensing: Active and passive. V. 3. From theory to applications. Dedham, MA: Artech House, 1986. 1120 p.

33. Wang J. R., Shiue J. C., McMurtrey J. E., III. Microwave remote sensing of soil moisture content over bare and vegetated fields // *Geophysical Research Letters*. 1980. V. 7. No. 10. P. 801–804. DOI: 10.1029/GL007i010p00801.
34. Wang J. R., O'Neill P. E., Jackson T. J., Engman E. T. Multifrequency measurements of the effects of soil moisture, soil texture, and surface roughness // *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*. 1983. V. GE-21. No. 1. P. 44–51. DOI: 10.1109/TGRS.1983.350529.
35. Wigneron J.-P., Jackson T. J., O'Neill P. et al. Modelling the passive microwave signature from land surfaces: A review of recent results and application to the L-band SMOS and SMAP soil moisture retrieval algorithms // *Remote Sensing of Environment*. 2017. V. 192. P. 238–262. DOI: 10.1016/j.rse.2017.01.024.
36. Wilheit T. T. Radiative transfer in a plane stratified dielectric. NASA Technical reports. No. NASA-TM-X-71051. Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center, 1975. 19 p.
37. Wilheit T. T. Radiative transfer in a plane stratified dielectric // *IEEE Trans. Geoscience Electronics*. 1978. V. 16. No. 2. P. 138–143. DOI: 10.1109/TGE.1978.294577.

Comparison of brightness temperature models for layered non-isothermal bare soils with smooth boundary

K. V. Muzalevskiy

*Kirensky Institute of Physics SB RAS, Krasnoyarsk 660036, Russia
E-mail: rsdkm@ksc.krasn.ru*

The article compares incoherent and coherent models of brightness temperature (BT) for layered, non-isothermal bare soils with smooth boundary. BT models include incoherent models obtained on the basis of phenomenological radiative transfer theory (with and without considering a single reflection of the wave from the lower boundary of partial layers of the layered medium), and exact coherent models: Wilheit, Njoku, Klepikov–Sharkov. As non-isothermal layered-inhomogeneous dielectric half-spaces, thawed and frozen soils are considered with modeled and synchronously measured moisture and temperature profiles in the active layer. The complex permittivity of soils is modeled using proven dielectric models. The statistical analysis is based on synchronous calculation of the BT (using all the models under consideration) at frequencies of 409 MHz and 1.4 GHz in the range of viewing angles from 0 to 60° at vertical and horizontal polarizations. As a result, it is shown that coherent BT models (Wilheit, Njoku, Klepikov–Sharkov) have the same accuracy within the limits of computation error or digitization of graphic data from third-party origins. The average absolute difference between the BT calculated by incoherent and coherent models for all considered sets of moisture and temperature profiles can reach 20 and 8 K at frequencies of 409 MHz and 1.4 GHz, respectively, if the condition of smoothness of the refractive index profile at the soil surface is not met (large scale of vertical dielectric inhomogeneities in relation to the wavelength). If this condition is met, then the error does not exceed several degrees Kelvin. It is shown that the modification of the incoherent model by introduction into the reflectivity of a coefficient of coherent reflection from the air-soil interface allows achieving accuracy close to coherent models, even for freezing soils with a sharp jump in the complex permittivity between the freezing and thawed parts of the active layer. This study corroborates the applicability of a partially coherent emission model for calculating, in a wide frequency range, the angular dependencies of BT at horizontal and vertical polarizations of bare soils with smooth boundary and virtually any moisture and temperature profiles observed in the active layer.

Keywords: radiothermal emission, layered heterogeneous media, non-isothermal media, soil, moisture profiles, temperature profiles, permittivity

Accepted: 05.05.2025

DOI: 10.21046/2070-7401-2025-22-4-187-204

References

1. Basharinov A. E., Gurvich A. S., Egorov S. T., *Radioizluchenie Zemli kak planety* (Radio emission of the Earth as a planet), Moscow: Nauka, 1974, 187 p. (in Russian).
2. Bogorodskii V. V., Kozlov A. I., Tuchkov L. T., *Radioteplovoe izluchenie zemnykh pokrovov* (Thermal radio emission from the Earth's covers), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1977, 224 p. (in Russian).
3. Born M., Wolf E., *Principles of Optics*, 2nd ed., London, New York: Pergamon Press, 1964, 836 p.
4. Brekhovskikh L. M., *Volny v sloistyykh sredakh* (Waves in layered media), Moscow: Izd. AN SSSR, 1957, 502 p. (in Russian).
5. Klepikov I., Sharkov E., *Teplovoe izluchenie sloisto-neodnorodnykh neizotermicheskikh sred* (Thermal radiation of layered inhomogeneous non-isothermal media), Moscow: IKI AN SSSR, 1983, 31 p. (in Russian).
6. Kondrat'ev K. Ya., Grigor'ev A. I., Rabinovich Yu. I., Shul'gina E. M., *Meteorologicheskoe zondirovanie podstilayushchei poverkhnosti iz kosmosa* (Meteorological sounding of the underlying surface from space), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1979, 248 p. (in Russian).
7. Levin M. L., Rytov S. M., *Teoriya ravnovesnykh teplovykh fluktuatsii v ehlektrodinamike* (Theory of equilibrium thermal fluctuations in electrodynamics), Moscow: Nauka, 1967, 310 p. (in Russian).
8. Rytov S. M., *Teoriya ehlektricheskikh fluktuatsii i teplovogo izlucheniya* (Theory of electrical fluctuations and thermal radiation), Moscow: Izd. AN SSSR, 1953, 232 p. (in Russian).
9. Finkel'shtein M. I., Mendel'son V. L., Kutev V. A., *Radiolokatsiya sloistyykh zemnykh pokrovov* (Radiolocation of layered Earth's covers), Moscow: Sovetskoe radio, 1977, 176 p. (in Russian).
10. Sharkov E. A., *Radioteplovoe distantsionnoe zondirovanie Zemli. Fizicheskie osnovy* (Radiothermal Remote Sensing of the Earth. Physical Principles), V. 1, Moscow: IKI RAN, 2014, 544 p. (in Russian).
11. Shul'gina E. M., Radio emission of vertically inhomogeneous media, *Trudy Gosudarstvennoi geofizicheskoi observatorii*, 1975, Iss. 331, pp. 64–72 (in Russian).
12. Brakhasi F., Walker J. P., Ye N. et al., Towards soil moisture profile estimation in the root zone using L- and P-band radiometer observations: A coherent modelling approach, *Science of Remote Sensing*, 2023, V. 7, Article 100079, DOI: 10.1016/j.srs.2023.100079.
13. Brakhasi F., Walker J. P., Judge J. et al. (2024a), Soil moisture profile estimation under bare and vegetated soils using combined L-band and P-band radiometer observations: An incoherent modeling approach, *Remote Sensing of Environment*, 2024, V. 307, Article 114148, DOI: 10.1016/j.rse.2024.114148.
14. Brakhasi F., Walker J. P., Judge J. et al. (2024b), A comparison of passive microwave emission models for estimating brightness temperature at L- and P-bands under bare and vegetated soil conditions, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2024, V. 17, pp. 2570–2585, DOI: 10.1109/JSTARS.2023.3344764.
15. Burke W. J., Schmugge T., Paris J. F., Comparison of 2.8- and 21-cm microwave radiometer observations over soils with emission model calculations, *J. Geophysical Research: Ocean*, 1979, V. 84, No. C1, pp. 287–294, DOI: 10.1029/JC084iC01p00287.
16. Chandrasekhar S., *Radiative transfer*, London: Oxford University Press, 1950, 393 p.
17. Gaikovich K. P., Simultaneous solution of emission transfer and thermal conductivity equations in the problems of atmosphere and subsurface radiothermometry, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1994, V. 32, No. 4, pp. 885–889, DOI: 10.1109/36.298016.
18. Gaikovich K. P., Reznik A. N., Troitskii R. V., A radiometry method of determining the subsoil temperature profile and depth of soil freezing, *Radiophysics and Quantum Electronics*, 1989, V. 32, No. 12, pp. 1082–1088, DOI: 10.1007/BF01038633.
19. Li M., Lang R., Cosh M., P-band and L-band radiometry retrieval of soil moisture and temperature profiles, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2024, V. 62, Article 5301715, 15 p., DOI: 10.1109/TGRS.2024.3416988.
20. Liu P.-W., De Roo R. D., England A. W., Judge J., Impact of moisture distribution within the sensing depth on L- and C-band emission in sandy soils, *IEEE J. Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2013, V. 6, No. 2, pp. 887–899, DOI: 10.1109/JSTARS.2012.2213239.
21. Mironov V. L., Muzalevskiy K. V., Savin I. V. (2013a), 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, pp. 1781–1785, DOI: 10.1109/JSTARS.2013.2262108.
22. Mironov V. L., Bobrov P. P., Fomin S. V. (2013b), Multirelaxation generalized refractive mixing dielectric model of moist soils, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2013, V. 10, No. 3, pp. 603–606, DOI: 10.1109/LGRS.2012.2215574.
23. 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 Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 2016, V. 54, No. 12, pp. 7331–7338, DOI: 10.1109/TGRS.2016.2599272.

24. Mironov V. L., Karavayskiy A. Yu., Lukin Yu. I., Molostov I. P., A dielectric model of thawed and frozen Arctic soils considering frequency, temperature, texture and dry density, *Intern. J. Remote Sensing*, 2020, V. 41, No. 10, pp. 3845–3865, DOI: 10.1080/01431161.2019.1708506.
25. Muzalevskiy K. V., Heat equation-based temperature profiles retrieval in frozen tundra soil using dual-polarized multi-angular brightness temperature observations in L-band, *Intern. J. Remote Sensing*, 2024, V. 46, No. 4, pp. 1864–1884, DOI: 10.1080/01431161.2024.2440670.
26. Njoku E. G., Kong J.-A., Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture, *J. Geophysical Research*, 1977, V. 82, No. 20, pp. 3108–3118, DOI: 10.1029/JB082i020p03108.
27. Njoku E. G., O'Neill P. E., Multifrequency microwave radiometer measurements of soil moisture, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1982, V. GE-20, No. 4, pp. 468–475, DOI: 10.1109/TGRS.1982.350412.
28. Schmugge T. J., Choudhury B. J., A comparison of radiative transfer models for predicting the microwave emission from soils, *Radio Science*, 1981, V. 16, No. 5, pp. 927–938, DOI: 10.1029/RS016i005p00927.
29. Soil temperature dataset. University of Alaska Fairbanks. Geophysical Institute. Permafrost laboratory, *permafrost.gi.alaska.edu*, 21.03.2025, <https://permafrost.gi.alaska.edu/site/fbn>.
30. Stogryn A., The brightness temperature of a vertically structured medium, *Radio Science*, 1970, V. 5, No. 12, pp. 1397–1406, DOI: 10.1029/RS005i012p01397.
31. Tsang L., Njoku E., Kong J. A., Microwave thermal emission from a stratified medium with nonuniform temperature distribution, *J. Applied Physics*, 1975, V. 46, No. 12, pp. 5127–5133, DOI: 10.1063/1.321571.
32. Ulaby F. T., Moore R. K., Fung A. K., *Microwave remote sensing: Active and passive. V. 3. From theory to applications*, Dedham, MA: Artech House, 1986, 1120 p.
33. Wang J. R., Shiue J. C., McMurtrey J. E., III, Microwave remote sensing of soil moisture content over bare and vegetated fields, *Geophysical Research Letters*, 1980, V. 7, No. 10, pp. 801–804, DOI: 10.1029/GL007i010p00801.
34. Wang J. R., O'Neill P. E., Jackson T. J., Engman E. T., Multifrequency measurements of the effects of soil moisture, soil texture, and surface roughness, *IEEE Trans. Geoscience and Remote Sensing*, 1983, V. GE-21, No. 1, pp. 44–51, DOI: 10.1109/TGRS.1983.350529.
35. Wigneron J.-P., Jackson T. J., O'Neill P. et al., Modelling the passive microwave signature from land surfaces: A review of recent results and application to the L-band SMOS and SMAP soil moisture retrieval algorithms, *Remote Sensing of Environment*, 2017, V. 192, pp. 238–262, DOI: 10.1016/j.rse.2017.01.024.
36. Wilheit T. T., *Radiative transfer in a plane stratified dielectric*, NASA Technical reports, No. NASA-TM-X-71051, Greenbelt, MD: Goddard Space Flight Center, 1975, 19 p.
37. Wilheit T. T., Radiative transfer in a plane stratified dielectric, *IEEE Trans. Geoscience Electronics*, 1978, V. 16, No. 2, pp. 138–143, DOI: 10.1109/TGE.1978.294577.