

УДК 519.654 : 630*114.16

МОДЕЛИРОВАНИЕ СУТОЧНЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ КОРНЕОБИТАЕМОГО СЛОЯ ЛЕСНЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОЧВ

К. В. Грудова

*Отдел комплексных научных исследований КарНЦ РАН,
ФИЦ «Карельский научный центр РАН» (ул. Пушкинская, 11,
Петрозаводск, Республика Карелия, Россия, 185910)*

В контексте проблемы анализа антропогенного воздействия углекислого газа на окружающую среду возникает потребность в исследовании динамики почвенного углерода. Тепловые параметры (теплоемкость, теплопроводность и температуропроводность) играют существенную роль в процессах переноса и продуцирования CO_2 . С учетом зависимости этих процессов от текстуры почвы и других различных факторов актуальной является задача математического описания теплового режима почв для конкретной местности. Существует множество оценок коэффициента температуропроводности, каждая из которых не является универсальной. В данной работе методом наименьших квадратов проводится оценка коэффициента затухания температурной волны (температуропроводности) для лесных песчаных почв Восточной Финляндии в предположении однородности среды. Также предлагается метод оценки амплитуды дневного колебания температурной волны и даются практические рекомендации по проведению измерений.

Ключевые слова: тепловой режим почвы; температуропроводность; метод наименьших квадратов

Для цитирования: Грудова К. В. Моделирование суточных колебаний температуры корнеобитаемого слоя лесных песчаных почв // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 4. С. 24–30. doi: 10.17076/mat1775

Финансирование. Финансовое обеспечение исследований осуществлялось из средств федерального бюджета на выполнение государственного задания КарНЦ РАН (Отдел комплексных научных исследований КарНЦ РАН).

K. V. Grudova. MODELING OF DAILY TEMPERATURE FLUCTUATIONS IN THE ROOT LAYER OF SANDY FOREST SOILS

Department for Multidisciplinary Research, Karelian Research Centre, Russian Academy of Sciences (11 Pushkinskaya St., 185910 Petrozavodsk, Karelia, Russia)

The problem of analyzing the impact of anthropogenic carbon dioxide on the environment necessitates the study of the soil carbon dynamics. Thermal parameters (heat capacity, thermal conductivity, and thermal diffusivity) play an essential role in the processes of CO_2 transfer and production. Considering that these processes

depend on the soil texture and other various factors, mathematical description of the thermal regime of soils in a specific area is a relevant task. There are many ways to estimate the thermal diffusivity coefficient, none of which is universal. In this paper, the least squares method is used to estimate the temperature wave attenuation coefficient (thermal diffusivity) for sandy forest soils of Eastern Fennoscandia, under the assumption that the medium is uniform. Also, a method for estimating the amplitude of daily temperature wave fluctuations is proposed and practical recommendations for the measurements are given.

Key words: soil thermal regime; thermal diffusivity; least squares method

For citation: Grudova K. V. Modeling of daily temperature fluctuations in the root layer of sandy forest soils. *Trudy Karelskogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2023;4:24–30. doi: 10.17076/mat1775

Funding. The studies were funded from the federal budget through state assignment to the Karelian Research Centre RAS (Department for Multidisciplinary Research, Karelian Research Centre RAS).

ВВЕДЕНИЕ

Мониторинг динамики почвенного CO_2 имеет важное значение для количественной оценки и моделирования глобального цикла углерода, который, в свою очередь, исследуется в контексте проблемы антропогенного воздействия на биосферу. Тепловые параметры грунта являются существенными факторами почвообразования и важны для расчета переноса и продуцирования CO_2 . Существует большой объем экспериментальных данных, описывающих влияние температуры на динамику газовой фазы почв [1, с. 10] (температура влияет на гидрофизические характеристики, определяет скорости протекания внутрипочвенных реакций, активность почвенной биоты и др.). Под «тепловым режимом» понимаются процессы поступления, перераспределения и расхода тепла в почве и на ее границах. А под «температурным режимом» почвы – порождаемая этими процессами динамика температуры на поверхности и в почвенном профиле (различных слоях почвы) [6, с. 330].

Математическое моделирование и прогноз распределения температуры по профилю почвы нужен как для проведения фундаментальных исследований в области почвоведения, в частности в условиях глобального изменения климата [8, с. 70], так и в практической агрофизике [7, 9–12]. Кроме того, актуальной является задача построения алгоритмов, позволяющих получать количественные оценки тепловых параметров почв (теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности), используя данные об их плотности, пористости, содержании органического вещества, влажности и др. Эти данные называются основными (базовыми) свойствами почв. Они извест-

ны для большинства случаев, так как при стандартных исследованиях определяются в первую очередь. Однако экспериментальные данные по теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности имеют весьма разрозненный характер [1, с. 14–15]. Зависимость этих параметров от базовых свойств затрудняет их оценку.

Стоит отметить, что из-за многообразия почв и условий их жизненного цикла возникает необходимость более пристального внимания к математическому описанию теплового режима почв для конкретной местности. В данной работе автор использует следующие предположения: исследуется песчаная почва, покрытая лесной подстилкой, в погожий летний день в конце июля в сосновом лесу Восточной Фенноскандии. Колебания температуры затрагивают по существу лишь примерно полуметровый корнеобитаемый подповерхностный слой почвы, где из-за физико-химических процессов разложения органических веществ и жизнедеятельности микроорганизмов происходит в основном активное дыхание и продуцирование CO_2 .

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Для описания распространения температурных волн в почвенном профиле используется уравнение теплопроводности:

$$\frac{\partial(c_v T(t, z))}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \cdot \frac{\partial T(t, z)}{\partial z} \right), \quad (1)$$

где $T(t, z)$ ($[T] = K$) – температура почвы в момент времени t на глубине z ($[z] = m$), c_v – объемная теплоемкость ($[c_v] = Дж \cdot м^{-3} \cdot K^{-1}$), λ – теплопроводность ($[\lambda] = Вт \cdot м^{-1} \cdot K^{-1}$).

В [8, с. 78-80] рассматриваются различные зависимости c_v , λ и их влияние на вид уравнения теплопроводности. Обычно предполагается, что почва является однородной средой, для которой характерно постоянство величин c_v , λ [4, с. 166]. В этом случае вводится коэффициент температуропроводности χ ($[\chi] = \text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$), связанный с c_v и λ соотношением $\chi = \lambda/c_v$, и уравнение (1) записывается в виде:

$$\frac{\partial T(t, z)}{\partial t} = \chi \cdot \frac{\partial^2 T(t, z)}{\partial z^2}, \quad (2)$$

где χ является постоянной величиной. В данной работе остановимся на предположении однородности почвы.

Рассмотрим суточный ход температуры. Температура почвы обладает периодическим характером и колеблется в окрестности некоторого среднего значения.

Рассмотрим комплексную функцию

$$T = T_0 e^{i(\omega t - \alpha z)}, \quad (3)$$

где T_0 , ω , α – постоянные. Подставим это выражение в уравнение (2) и после преобразований получим:

$$i\omega = -\alpha^2 \chi, \\ \alpha = \sqrt{-i\omega/\chi} = \pm(1 - i) \sqrt{\frac{\omega}{2\chi}}.$$

Таким образом, выражение (3) примет вид:

$$T = T_0 e^{i(\omega t \mp \sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z)} \cdot e^{\mp \sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z}. \quad (4)$$

Это выражение содержит в себе два решения, которые отличаются знаком в показателе степени. Колебания температуры начинают возбуждаться на поверхности почвы и передаются внутрь ее. По мере удаления от поверхности среды они должны затухать. Множитель $e^{+\sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z}$ стремится к бесконечности при $z \rightarrow \infty$, что не соответствует условиям задачи. Таким образом, в выражении (4) оставляем знак минус. Далее от комплексного решения переходим к двум вещественным, воспользовавшись формулой Эйлера $e^{ix} = \cos x + i \sin x$:

$$\left(\frac{\partial T_1(t, z)}{\partial t} - \chi \cdot \frac{\partial^2 T_1(t, z)}{\partial z^2} \right) + i \left(\frac{\partial T_2(t, z)}{\partial t} - \chi \cdot \frac{\partial^2 T_2(t, z)}{\partial z^2} \right) \equiv 0, \\ T_1(t, z) \equiv T_0 \cdot \cos \left(\omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z \right) \cdot e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z}, \quad (5) \\ T_2(t, z) \equiv T_0 \cdot \sin \left(\omega t - \sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z \right) \cdot e^{-\sqrt{\frac{\omega}{2\chi}} z}.$$

Решения $T_{1,2}$ однотипны, остановимся на (5).

Применим этот результат к тепловым волнам, возбуждаемым в поверхностном слое почвы суточными и среднегодовыми колебаниями температуры. Для среднегодового колебания имеем следующее выражение:

$$T_y(t, z) = T_\infty + \Delta T_y \exp \{ -\alpha_y z \} \\ \times \cos \{ \omega_y t - \alpha_y z \}, \quad \alpha_y \equiv \sqrt{\omega_y [2\chi_y]^{-1}},$$

где индекс y означает «year»; T_∞ – установившееся значение температуры на глубине 3–4 метра; ΔT_y – среднегодовая амплитуда колебания; $\tau_y = 2\pi/\omega_y$ – период колебаний, равный году; ω_y – соответствующая частота; α_y – коэффициент затухания температурных волн ($[\alpha_y] = \text{м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$); χ_y – коэффициент температуропроводности. Для ориентировки по порядку величин значения параметров приняты в соответствии с [3, с. 101]: период $\tau_y \approx 365 \cdot 24 \cdot 60 \cdot 60 \approx 3.15 \times 10^7 \text{с}$, частота $\omega_y \approx 2 \times 10^{-7}$, коэффициент $\chi_y \approx 2 \times 10^{-7} \text{м}^2/\text{с}$.

Тепловая волна распространяется с задержкой по фазе. Максимальное значение температуры приповерхностного слоя почвы ($z = 0$) достигается при $t = 0$. Таким образом, за начало отсчета времени условно принимаем границу июль-август. В текущей работе нас интересуют суточные колебания температуры, поэтому в соответствии с [2, с. 36-37], пренебрегая малой величиной $\omega_y t$, фиксируем «базовое распределение $J = J_{uly}$ »:

$$T_J(z) = T_\infty + \Delta T_y \exp \{ -\alpha_y z \} \\ \times \cos \{ -\alpha_y z \}. \quad (6)$$

В дневном диапазоне принимаем аппроксимацию ($d = \text{day}$):

$$T_d(t, z) = T_J(z) - \Delta T_d \exp \{ -\alpha_d z \} \\ \times \cos \{ \omega_d t - \alpha_d z \}, \quad (7)$$

где ΔT_d – дневная амплитуда колебаний; $\omega_d \approx 365 \cdot \omega_y$ и $\alpha_d \approx 19 \cdot \alpha_y$. Так как лесная подстилка оказывает демпфирующее влияние, амплитуда ΔT_d будет невелика (≈ 2 градуса).

За начальный момент времени в формуле (7) принимается начало нагрева почвы после ночного охлаждения (6 часов утра). Минимум приповерхностной ($z = 0$) температуры достигается при $t = 0$.

Для нахождения амплитуды дневного колебания (ΔT_d) температуру измеряют начиная с некоторой глубины $h > 0$, а не с условной поверхности $z = 0$. Пусть на фиксированной глубине t_{max} – момент времени, при котором достигается максимальное значение температуры в течение дня; t_{min} – момент времени, при котором достигается минимальное

значение температуры в течение дня. Обратим внимание на формулу (7). При фиксированном значении $z = h$ максимальное и минимальное значение температуры достигается при минимальном и максимальном значении $\cos(\omega_d t - \alpha_d h)$ соответственно. Получаем следующее выражение для ΔT_d :

$$\Delta T_d = \Delta T_{d,h} \exp \{ \alpha_d h \},$$

где $\Delta T_{d,h} \equiv (T_d(t_{max}, h) - T_d(t_{min}, h))/2$ определяется по экспериментальным данным. Принятая аппроксимация температурной волны в суточном диапазоне времени преобразуется к следующему виду:

$$T_d(t, z) = T_J(z) - \Delta T_{d,h} \exp \{ \alpha_d (h - z) \} \times \cos \{ \omega_d t - \alpha_d z \}, \quad (8)$$

$$T_J(z) = T_\infty + \Delta T_y \exp \{ -\alpha_y z \} \times \cos \{ -\alpha_y z \}. \quad (9)$$

Лесные песчаные почвы характеризуются верхним относительно тонким ($\approx 5-8$ см) слоем лесной подстилки, после которого идет корнеобитаемый слой (≈ 30 см), переходящий в практически однородный песчаный «моноклит» до рассматриваемой глубины (1 м). Наиболее целесообразны измерения на глубинах примерно 5–30 см.

ТЕСТИРОВАНИЕ МОДЕЛИ

На начальном этапе с помощью принятой аппроксимации (6)–(7) были сгенерированы «экспериментальные» данные (T_e) для суток (с 06:00 до 06:00 следующих суток) с временным шагом равным часу (строки таблицы T_e)

на глубине 5, 10, 15 см (столбцы) со следующими значениями коэффициентов: $\Delta T_d = 3$ К, $T_\infty = 276$ К, $\Delta T_y = 8$ К, $\alpha_y = 1 \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$, $\alpha_d = \alpha_y \times 19$, $\omega_y = 2 \times 10^{-7}$, $\omega_d = 365 \times \omega_y$.

На следующем шаге, условно «забыв» коэффициент α_y , аппроксимировали значения T_e с помощью формул (8)–(9), варьируя неизвестную теперь переменную α_y .

Из таблицы T_e несколькими способами, описанными ниже, были получены различные выборки T_e^l (l – номер способа формирования выборки). Для каждого случая методом наименьших квадратов (МНК) оценивалось значение параметра α_y , находилось $\Delta\alpha = |\alpha_{y,e} - \alpha_y|$, где $\alpha_{y,e} = 1 \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$ – «идеальное» значение коэффициента, и определялась среднеквадратичная относительная ошибка аппроксимации экспериментальных данных S по формуле:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m \left(\frac{T(t_i, z_j) - T_e^l(t_i, z_j)}{T_e^l(t_i, z_j)} \right)^2}{n \cdot m}}.$$

Полученные результаты сравнивались между собой с целью определения предпочтительных условий измерения температурных показателей почвы.

Способ 1. Из таблицы экспериментальных данных (T_e) были выбраны пять строк, соответствующие моментам времени 06:00, 12:00, 18:00, 00:00 и 05:00. К каждой выборке был применен МНК. При этом взято значение глубины h для определения амплитуды дневного колебания равное 15 см. Результаты отображены на рис. 1, а ($\Delta\alpha = 10^{-2} \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$). Стоит отметить: изменение h с 15 до 5 см не оказало влияния на $\Delta\alpha$, но уменьшило S (рис. 1, б).

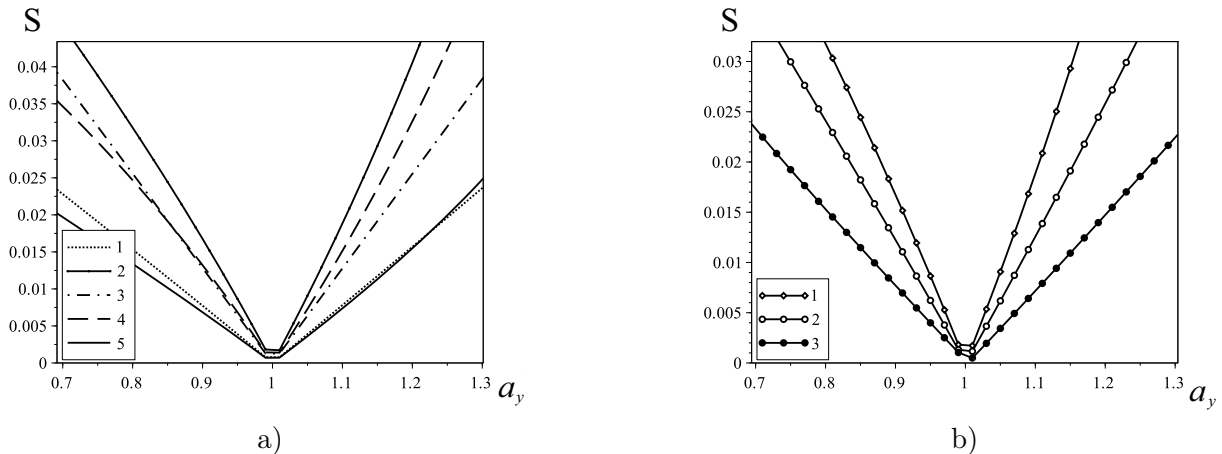


Рис. 1. МНК для выборок, полученных способом 1: (а.1) 6:00, (а.2) 12:00, (а.3) 18:00, (а.4) 00:00, (а.5) 5:00; (б.1) 12:00, $h = 15$ см, (б.2) 12:00, $h = 10$ см, (б.1) 12:00, $h = 5$ см
Fig. 1. LS for samples obtained by method 1: (a.1) 6:00, (a.2) 12:00, (a.3) 18:00, (a.4) 00:00, (a.5) 5:00; (b.1) 12:00, $h = 15$ cm, (b.2) 12:00, $h = 10$ cm, (b.1) 12:00, $h = 5$ cm

Способ 2. В качестве выборок были взяты столбцы матрицы T_e , соответствующие глубинам $z = 5$ см, $z = 10$ см и $z = 15$ см, к каждому из которых также был применен МНК. Результаты получились аналогичными предыдущим (см. рис. 2). Заметим, что для аппрок-

симации волны на глубине $z = 15$ см варьирование h не оказывало значительного влияния на квадратичную ошибку аппроксимации ($h \leq z$), в то время как на глубине $z = 5$ см ($h \geq z$) оказало существенное воздействие (см. рис. 2, b).

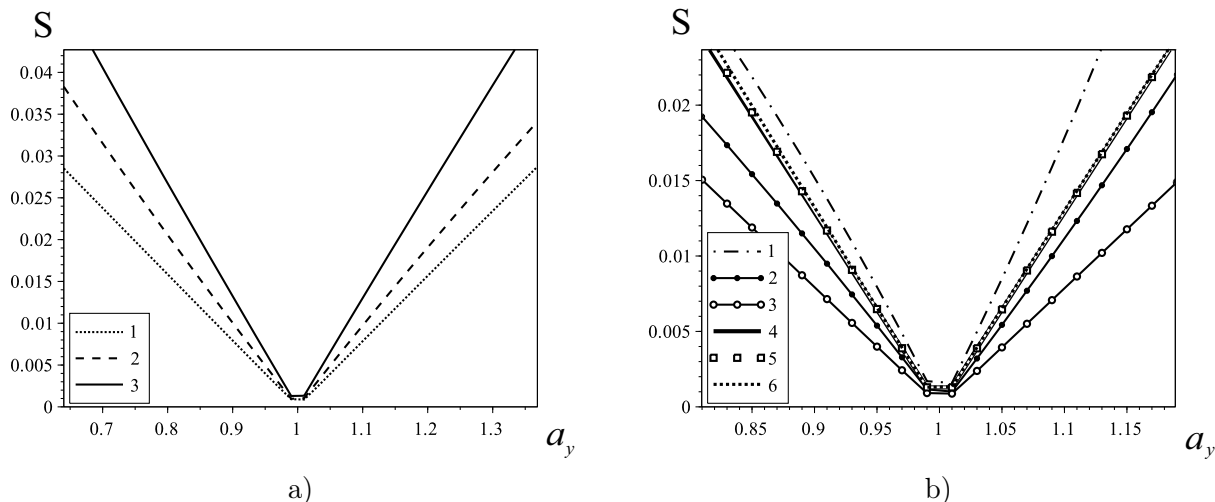


Рис. 2. МНК для выборок, полученных способом 2: (a.1) $z = 5$ см, $h = 15$ см; (a.2) $z = 10$ см, $h = 15$ см; (a.3) $z = 15$ см, $h = 15$ см; (b.1) $z = 5$ см, $h = 15$ см; (b.2) $z = 5$ см, $h = 10$ см; (b.3) $z = 5$ см, $h = 5$ см; (b.4) $z = 15$ см, $h = 15$ см; (b.5) $z = 15$ см, $h = 10$ см; (b.6) $z = 15$ см, $h = 5$ см
Fig. 2. LS for samples obtained by method 2: (a.1) $z = 5$ см, $h = 15$ см; (a.2) $z = 10$ см, $h = 15$ см; (a.3) $z = 15$ см, $h = 15$ см; (b.1) $z = 5$ см, $h = 15$ см; (b.2) $z = 5$ см, $h = 10$ см; (b.3) $z = 5$ см, $h = 5$ см; (b.4) $z = 15$ см, $h = 15$ см; (b.5) $z = 15$ см, $h = 10$ см; (b.6) $z = 15$ см, $h = 5$ см

Способы 3–5. Пример схем третьих и четвертых способов генерации выборок из таблицы T_e дан на рис. 3 (закрашенные ячейки – элементы, вошедшие в выборку). В качестве последней исследуемой выборки взята вся таблица T_e .

ошибку S дает аппроксимация выборки, сформированной способом 1. Выборки, сформированные способами 3 и 4, дают похожие между собой результаты. Наибольшую ошибку дает 2-й способ генерации выборки.

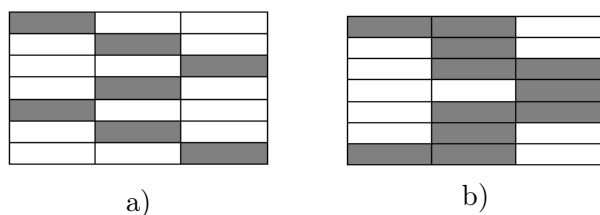


Рис. 3. Способ 3 (a) и 4 (b). Элементы, вошедшие в выборки
Fig. 3. Method 3 (a) and 4 (b). Elements included in the samples

Во всех предложенных случаях результаты работы МНК были аналогичны предыдущим ($\Delta\alpha = 10^{-2} \text{ м}^{-1} \cdot \text{с}^{-1}$).

Итоговое сравнение полученных результатов для выборок, сформированных всеми четырьмя способами, отображено на рис. 4 ($h = 5$ см). На графиках видно, что наименьшую

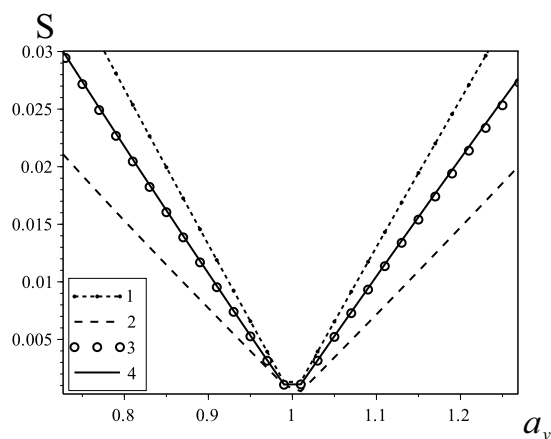


Рис. 4. МНК для различных выборок: (1) способ 2, $z = 5$ см; (2) способ 1, время 12:00; (3) способ 3; (4) способ 4
Fig. 4. LS for different samples: (1) method 2, $z = 5$ см; (2) method 1, time 12:00; (3) method 3; (4) method 4

Проверка модели на полевых данных

Результаты предыдущего раздела подтверждают эффективность применения МНК в оценке коэффициента затухания температурной волны. Получим оценку α_y для реальных температурных показателей, характерных для почв Карелии. Данные взяты из работы [5, с. 78]. Полевые наблюдения проводили на площадке, расположенной в центре вырубке, на расстоянии 30 м от стены леса. Температуру почвы измеряли в середине июля 2014 г. Для оценки взяты данные о суточном колебании температуры на глубине 5 см.

Так как в статье речь идет об открытой местности, находящейся под прямым воздействием солнечного тепла, то помимо параметра α_y будет изменяться и среднее значение температуры на глубине (T_∞). Поэтому использовался МНК по отношению к двум параметрам: и к α_y , и к T_∞ . Полученные результаты отображены на рис. 5.

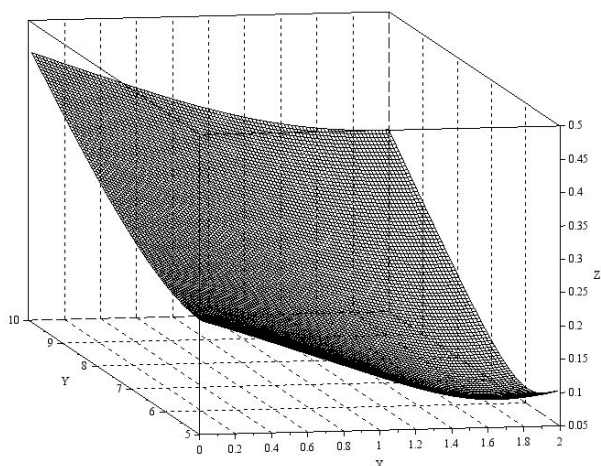


Рис. 5. S (ось Z) для $T_\infty \in [5, 10]$ °C (ось Y) и $\alpha_y \in [0, 2]$ $\text{m}^{-1} \cdot \text{c}^{-1}$ (ось X)
Fig. 5. S (Z axis) for $T_\infty \in [5, 10]$ °C (Y axis) and $\alpha_y \in [0, 2]$ $\text{m}^{-1} \cdot \text{c}^{-1}$ (X axis)

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельская Т. А. Температурный режим комплексного почвенного покрова. М.: ГЕОС, 2012. 282 с.
2. Заика Ю. В., Бахмет О. Н. Краевая задача переноса CO_2 в лесных песчаных почвах // Труды Карельского научного центра РАН. 2020. № 7. С. 34–45. doi: 10.17076/mat1244
3. Зоммерфельд А. Дифференциальные уравнения в частных производных физики. М.: ИЛ, 1950. 457 с.
4. Сивухин Д. В. Общий курс физики: Учеб. пособие для вузов. В 5 т. Т. II. Термодинамика и мо-

лекулярная физика. 5-е изд., испр. М.: Физматлит, 2005. 544 с.

Наименьшая среднеквадратичная ошибка была приблизительно равна $6,89 \times 10^{-2}$ при значениях $T_\infty = 5,85$ °C, $\alpha_y = 1,75$ $\text{m}^{-1} \cdot \text{c}^{-1}$. График аппроксимации с заданными параметрами представлен на рис. 6.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе проведена оценка коэффициента затухания температурных волн (теплопроводности) методом наименьших квадратов с учетом особенностей песчаных почв Восточной Финноскандии в предположении однородности почвы. Тепловые волны, аппроксимированные с помощью МНК, сравнивались с реальными температурными измерениями для подтверждения эффективности его применения. Предложен метод оценки амплитуды дневного колебания волны на основе полевых измерений. Определена оптимальная глубина измерений температуры почвы для предложенной оценки.

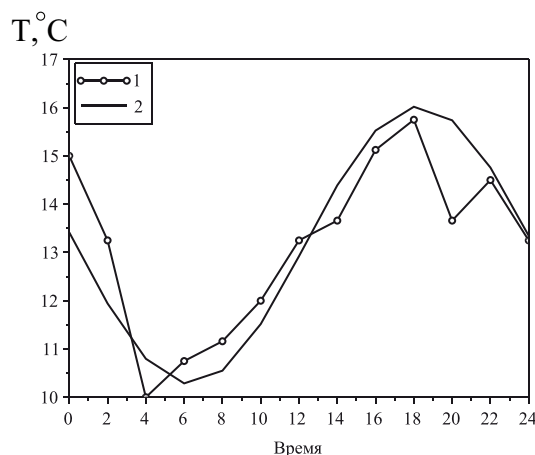


Рис. 6. Оценка реальных температурных показателей (1) МНК (2)
Fig. 6. Real temperature indicators estimation (1) of the LS (2)

лекулярная физика. 5-е изд., испр. М.: Физматлит, 2005. 544 с.

5. Тарасов П. А., Бакшеева Е. О., Иванов В. А. Исследование влияния мульчирования сплошной вырубке на температуру почвы // Вестник КрасГАУ. 2015. № 8. С. 75–80.
6. Шейн Е. В. Курс физики почв. М.: МГУ, 2005. 432 с.
7. Шейн Е. В., Болотов А. Г., Мазиров М. А., Мартынов А. И. Определение профильного распределения температуры почвы на основании температуры ее поверхности // Земледелие. 2018. № 7. С. 26–29. doi: 10.24411/0044-3913-2018-10707

8. *Glagolev M. V., Sabrekov A. F.* On a problems related to a concept of soil thermal diffusivity and estimation of its dependence on soil moisture // *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 2019. Vol. 10, iss. 2. P. 68–85. doi: 10.17816/edgcc21202

9. *Onwuka B. M.* Effects of soil temperature on some soil properties and plant growth // *Scholarly Journal of Agricultural Science*. 2016. Vol. 6, iss. 3. P. 89–93.

10. *Sabrekov A. F., Glagolev M. V., Kleptsova I. E., Machida T., Maksyutov S. S.* Methane emission from mires of the West Siberian taiga // *Eur. Soil Sci.* 2013. Vol. 46. P. 1182–1193. doi: 10.1134/S1064229314010098

11. *Sierra C. A., Trumbore S. E., Davidson E. A., Vicca S., Janssens I.* Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture // *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2015. Vol. 7. P. 335–356. doi: 10.1002/2014MS000358

12. *Zhu X., Zhuang Q., Qin Z., Glagolev M., Song L.* Estimating wetland methane emissions from the northern high latitudes from 1990 to 2009 using artificial neural networks // *Global Biogeochem. Cycles*. 2013. Vol. 27. P. 592–604. doi: 10.1002/gbc.20052

REFERENCES

1. *Arkhangel'skaya T. A.* Temperature regime of complex soil cover. Moscow: GEOC; 2012. 282 p. (In Russ.)

2. *Zaika Yu. V., Bakhmet O. N.* Boundary value problem of CO₂ transport in sandy forest soils. *Trudy Kareli'skogo nauchnogo tsentra RAN = Transactions of the Karelian Research Centre RAS*. 2020;7:34–45. doi: 10.17076/mat1244 (In Russ.)

3. *Zommerfel'd A.* Differential equations in partial derivatives in physics. Moscow: IL; 1950. 457 p. (In Russ.)

4. *Sivukhin D. V.* The general physics course: A textbook. Vol. II. Thermodynamics and molecular physics. 5th ed., rev. Moscow: Fizmatlit; 2005. 544 p. (In Russ.)

5. *Tarasov P. A., Baksheeva E. O., Ivanov V. A.* Research of the clear cut mulching influence on the soil temperature. *Vestnik KrasGAU*. 2015;8:75–80. (In Russ.)

6. *Shein E. V.* A course of soil physics. Moscow: MSU; 2005. 432 p. (In Russ.)

7. *Shein E. V., Bolotov A. G., Mazirov M. A., Martinov A. I.* Determination of the profile distribution of soil temperature based on its surface temperature. *Agriculture*. 2018;7:26–29. doi: 10.24411/0044-3913-2018-10707 (In Russ.)

8. *Glagolev M. V., Sabrekov A. F.* On a problems related to a concept of soil thermal diffusivity and estimation of its dependence on soil moisture. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 2019;10(2):68–85. doi: 10.17816/edgcc21202

9. *Onwuka B. M.* Effects of soil temperature on some soil properties and plant growth. *Scholarly Journal of Agricultural Science*. 2016;6(3):89–93.

10. *Sabrekov A. F., Glagolev M. V., Kleptsova I. E., Machida T., Maksyutov S. S.* Methane emission from mires of the West Siberian taiga. *Eur. Soil Sci.* 2013;46:1182–1193. doi: 10.1134/S1064229314010098

11. *Sierra C. A., Trumbore S. E., Davidson E. A., Vicca S., Janssens I.* Sensitivity of decomposition rates of soil organic matter with respect to simultaneous changes in temperature and moisture. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 2015;7:335–356. doi: 10.1002/2014MS000358

12. *Zhu X., Zhuang Q., Qin Z., Glagolev M., Song L.* Estimating wetland methane emissions from the northern high latitudes from 1990 to 2009 using artificial neural networks. *Global Biogeochem. Cycles*. 2013;27:592–604. doi: 10.1002/gbc.20052

Поступила в редакцию / received: 02.05.2023; принята к публикации / accepted: 07.06.2023.

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов / The author declares no conflict of interest.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРЕ:

Грудова Ксения Васильевна
аспирант, младший научный сотрудник

e-mail: grudova@krc.karelia.ru

CONTRIBUTOR:

Grudova, Kseniya
Graduate Student, Junior Researcher