

## Теоретическое исследование интенсивности теплообмена в почвенном профиле

Е.В. Золотовская, О.С. Миронов, кандидаты технических наук

*Представлено аналіз тепломасообмінних характеристик ґрунту в процесі нагріву за лабораторних умов. Основні характеристики теплообміну відбиті відповідними математичними моделями і результатами розв'язання відповідних рівнянь.*

В современном почвоведении почва рассматривается как сложная полифункциональная и поликомпонентная открытая многофазная структурная система в поверхностном слое коры выветривания горных пород, являющаяся функцией горной породы, организмов, климата, рельефа и времени [1–2]. Такое определение подтверждает, прежде всего, информацию об эволюции почв и её организации. В меньшей мере выражен аспект почвы как физического тела, внутри которого происходят процессы переноса веществ и энергии. Поэтому, с точки зрения физики, почва – это гетерогенная многофазная дисперсная система с определенными начальными и граничными условиями, обладающая свойствами аккумулировать и выделять, проводить и трансформировать энергию и вещества.

При рассмотрении теплового режима почвы проблему составляет умение находить, анализировать, прогнозировать и регулировать все элементы почвенного профиля: распределение температур внутри почвенного массива, скорость их изменения, оценку факторов, влияющих на его динамику, значение теплового потока, теплоаккумуляцию и движение влаги в почве. Совокупность задач, которые теоретически описывают тепловой и водный режимы, являются основными при изучении теплообмена в почве.

Анализ литературных источников [1–3], в которых в основном приводится информация о составе и свойствах почвы, показал, что исследование режимов в различных почвах связано с теоретическим обоснованием теплообменных характеристик в почвенном профиле. Поэтому важно знать, как взаимосвязаны внутрипочвенные процессы: теплопроводность, конвекция, лучевой теплообмен, перенос влаги.

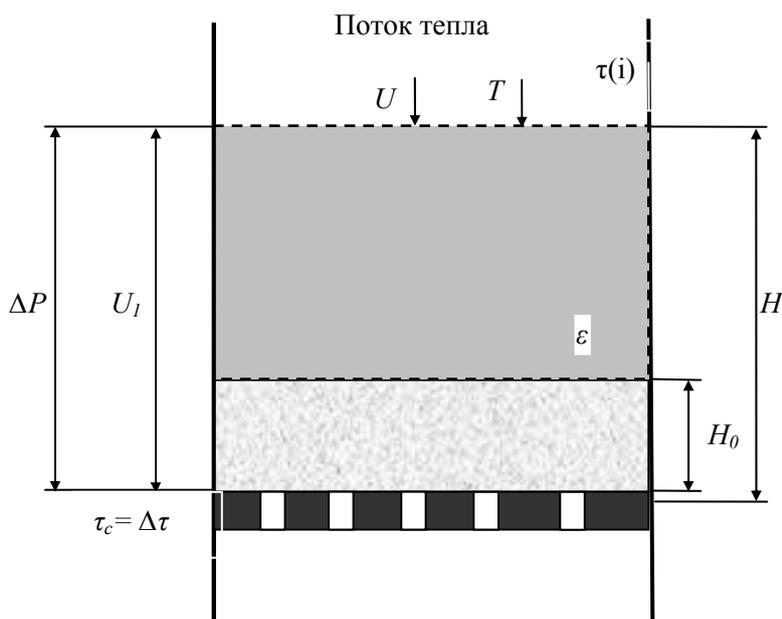
Разработать методику аналитической оценки интенсивности теплообмена в слое почвенного массива и стало **целью нашего исследования.**

Распределение температуры в почвенном профиле зависит от интенсивности теплообмена почвы с окружающей средой. Следовательно, темп изменения температуры в почве определяется не только внутренними тепловыми характеристиками, но и условиями на поверхности почвы. При отсутствии препятствий для теплообмена на поверхности интенсивность

теплообмена почвенного профиля со средой определяется его внутренними свойствами. Поэтому градиент температур на глубине и на поверхности зависит от тепловых свойств и пропорционален температуропроводности.

Отметим, что температуропроводность почвы, так же как и теплопроводность, существенно зависит от влажности. В области низких влажностей вода прочно связана, и процессы теплообмена определяются кондуктивным механизмом переноса тепла в почве. При увеличении влажности происходит рост температуропроводности. В этом диапазоне пленочно-стыковая рыхлосвязанная вода может относительно свободно перемещаться внутри порового пространства, испаряясь на теплых поверхностях и конденсируясь на холодных. В области насыщения, по мере перехода пленочно-стыковой влаги в пленочно-капиллярную и возникновения сплошных водяных пробок, пародиффузионный перенос тепла ослабляется, и теплообмен сводится к кондуктивной теплопередаче. При этом значение теплопроводности почвы замедляет рост, соответственно и температуропроводность снижается.

Для теоретического анализа взаимодействия частиц почвы с воздушным потоком тепла была предложена упрощенная расчетная модель лабораторной установки (рис. 1).



**Рис. 1. Расчетная схема процесса нагрева почвенного профиля**

В процессе нагрева и взаимодействия почвы с потоком воздуха происходят интенсивные процессы тепломассообмена в слое, среди которых выделим три основных вида переноса тепловой энергии и массы. В первом случае рассматриваем перенос теплоты и вещества внутри слоя. Почвенный слой имеет высокую объемную теплоемкость, поэтому процессы переноса в полной мере определяются в межфазном профиле почвы.

Второй вид переноса энергии – перенос от воздуха к частицам почвы. Различия тепло- и массообмена обусловлены различными скоростями нагрева

частиц. То есть в этом случае рассматриваем задачу теплопроводности частицы и распределение температуры внутри частиц во времени.

Третий вид переноса энергии обусловлен взаимодействием слоя частиц почвы со стенками лабораторной установки. В нашем случае стенки изолированы, поэтому теплообмен со стенками рассматривать не будем.

Основным препятствием распространения тепла являются воздушные зазоры, поэтому эффективная теплопроводность снижается с повышением порозности, характерной для верхней части слоя материала. Но из-за переноса теплоты эффективная теплопроводность  $\lambda_{эф}$  практически постоянна. Поэтому температуропроводность  $a$  слоя совпадает с коэффициентом диффузии частиц почвы. Объемная теплоемкость частиц, кДж/м<sup>3</sup>

$$C_v = (1 - \varepsilon) C_{y\partial} \rho.$$

Тогда эффективная теплопроводность слоя

$$\lambda_{эф} = a (1 - \varepsilon) C_{y\partial} \rho.$$

Аналогичные рассуждения приводят и другие авторы [3, 4].

Для оценки перепада температур по сечению аппарата можно воспользоваться уравнением

$$G_{сл} \frac{C\rho_{сл}}{S} \cdot \frac{dT}{dR} = \lambda_{эф} \frac{d^2T}{dR^2} - a(T_R - T_o), \quad (1)$$

где  $G_{сл}$  – расходная характеристика воздуха через слой;  $S$  – площадь сечения аппарата;  $\rho_{сл}$  – плотность слоя почвы;  $R$  – радиус аппарата;  $T_o$  – температура слоя в центре (на оси аппарата);  $T_R$  – температура слоя у стенки аппарата;  $a$  – эффективный коэффициент теплоотдачи.

Граничные условия:

$$\lambda_{эф} \frac{dT}{dR} \Big|_R = G_{сл} C\rho_{сл} (T_o - T_R); \quad (2)$$

$$\lambda_{эф} \frac{dT}{dR} \Big|_0 = 0. \quad (3)$$

Решая уравнения (1)–(3), получим зависимость, позволяющую оценить перепад температур в слое почвенного профиля во время его взаимодействия с воздухом,

$$\Delta T = T_o - T_R = \frac{(T_o - T_R)(C\rho_{сл} G_{сл} - a^{RS})}{C\rho_{сл} G_{сл}}.$$

В первые 0,5 с  $\Delta T \approx 2^\circ\text{C}$ .

Температура воздуха перед подачей его в слой почвы существенно отличается от температуры слоя. Рассмотрим скорость прогрева слоя и таким образом определим, на какой высоте слоя температура частиц почвы равна температуре воздуха. Если принять, что процесс тепломассообмена может быть количественно охарактеризован удельным объемным коэффициентом теплопередачи  $\alpha_v$  (Вт/м<sup>3</sup>К), то разность температур воздуха и частиц почвы должна убывать экспоненциально в направлении движения воздуха и на выходе из слоя будет стремиться к нулю. При высокой теплопроводности частиц можно считать их нагрев быстroteкущим процессом. Измерение поля температур внутри частицы является сложновыполнимой задачей. Поэтому

рассмотрим задачу теплопроводности частицы. Но вначале выполним оценку процессов теплообмена для каждой из фаз. Для этого запишем уравнения теплообмена:

$$\text{для воздуха } d\varepsilon C_\varepsilon \rho_\varepsilon \frac{dT_\varepsilon}{dt} = G(1-\varepsilon)a(T_n - T_\varepsilon);$$

$$\text{для слоя } a(1-\varepsilon)C_n \rho_n \frac{dT_n}{dt} = G(1-\varepsilon)a(T_\varepsilon - T_n).$$

Введем характеристические параметры времени прогрева воздуха  $\tau_\varepsilon^*$  при  $T_n = \text{const}$  и  $\tau_n^*$  при  $T_\varepsilon = \text{const}$ .

$$\tau_\varepsilon^* = \frac{\varepsilon}{1-\varepsilon} \cdot \frac{C_\varepsilon \rho_\varepsilon d}{Ga};$$

$$\tau_n^* = \frac{C_n \rho_n d}{Ga}.$$

Уравнение межфазного теплообмена:

$$\begin{cases} \tau_\varepsilon^* = \frac{dT_\varepsilon}{dt} = T_n - T_\varepsilon \\ \tau_n^* = \frac{dT_n}{dt} = T_\varepsilon - T_n, \end{cases} \quad (4)$$

где  $T_n$  – температура почвы;  $T_\varepsilon$  – температура воздуха;  $T_\varepsilon$  – температура пара.

Решая уравнения (4), получим, что

$$\tau_\varepsilon^* T_{\varepsilon 0} + \tau_n^* T_{n 0} = (\tau_\varepsilon^* + \tau_n^*) T_\kappa, \quad (5)$$

где  $T_\kappa$  – конечная температура фаз (равновесная);  $T_{\varepsilon 0}$  и  $T_{n 0}$  – начальные температуры фаз.

Окончательное решение уравнений (4–5) имеет вид:

$$\begin{cases} T_n - T_\kappa = \frac{T_{\varepsilon 0} - T_\kappa}{\tau} e_{\tau_\varepsilon} \\ T_\varepsilon - T_\kappa = \frac{T_{n 0} - T_\kappa}{\tau} e_{\tau_n} \end{cases}$$

где  $\tau_0$  – характеристическое время теплообмена,

$$\tau_0 = \frac{\tau_\varepsilon^* \tau_n^*}{\tau_\varepsilon^* + \tau_n^*} \approx \tau_\varepsilon^*.$$

Характеристическое время теплообмена определяет высоту слоя  $h_0$ , на которой выполняется условие  $T_n = T_\varepsilon$ ,

$$h_0 = \frac{\varepsilon^2}{G(1-\varepsilon)} P_\varepsilon 100d \approx 10d.$$

Высота слоя  $h_0 \approx 10d$ . Время прогрева частиц определим из уравнения

$$\frac{\partial T(r, \tau)}{\partial \tau} = a \left( \frac{\partial^2 T(r, \tau)}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \cdot \frac{\partial T(r, \tau)}{\partial r} \right).$$

Начальное условие:  $T(r, 0) = T_i$ ;  $0 \leq r \leq R_l$

Граничное условие:

$$\lambda \frac{\partial T(d, \tau)}{\partial r} = a(T_\varepsilon - T_n) + LD \frac{\partial C(d, \tau)}{\partial r} = \mu(\tau), \quad (6)$$

где  $d$  – диаметр частицы. Решение граничной задачи представим в виде

$$T(r, \tau) = \int_0^\tau \int_0^{R_1} G(r, \rho, \tau - \tau') \Phi(\rho, \tau') \rho^2 d\rho d\tau',$$

где  $G(r, \rho, \tau - \tau')$  – функция Грина;

$$G(r, \rho, \tau - \tau') = \frac{2}{R_1} \sum_{m=1}^{\infty} \frac{1}{\sin^2 \gamma_m} \cdot \frac{\sin \gamma_m \frac{r}{R_1} \cdot \sin \gamma_m \frac{\rho}{R_1}}{r\rho} \cdot e^{-a \frac{\gamma_m^2}{R_1^2} (\tau - \tau')};$$

$$\Phi(\rho, \tau') = -\frac{\rho}{\lambda} \mu'(\tau') + \frac{2a}{\lambda \rho} \mu(\tau').$$

Изложенные особенности межфазного теплообмена справедливы и для процессов межфазного массообмена. Поскольку интенсивность тепломассообмена происходит в области слоя  $h_o \approx 10d$ , то в верхних слоях концентрация влаги практически не отличается от равновесной с дисперсной фазой. В слое высотой  $h_o \approx 10d$  концентрация влаги существенно отличается от равновесной. Для оценки интенсивности массообмена в литературе [4] предложена зависимость

$$Sh = \beta \frac{\alpha}{D_{\text{эф}}},$$

где  $\beta, D_{\text{эф}}$  – коэффициенты соответственно теплообмена и диффузии.

Для этого слоя константа скорости массообмена должна быть рассчитана для конкретных условий. Обычно используют эффективный коэффициент массообмена  $\beta^*$ . Если дана оценка размера  $h_o$ , значит эффективный коэффициент массообмена определяем по корреляции критериев подобия массообмена:  $Sh = 0,025 ReSc^{0,33}$

Уравнение баланса концентрации влаги в частице и воздухе представим уравнением

$$\frac{\partial C(r, \tau)}{\partial \tau} - D \left[ \frac{\partial^2 C(r, \tau)}{\partial r^2} + \frac{2}{r} \cdot \frac{\partial C(r, \tau)}{\partial r} \right] = \Phi(r, \tau),$$

$R \in [R_1, R_2]$  – граничные условия:  $C(d, \tau) = C_n(\tau)$ ;  $C(10d, \tau) = C_n(\tau)$ .

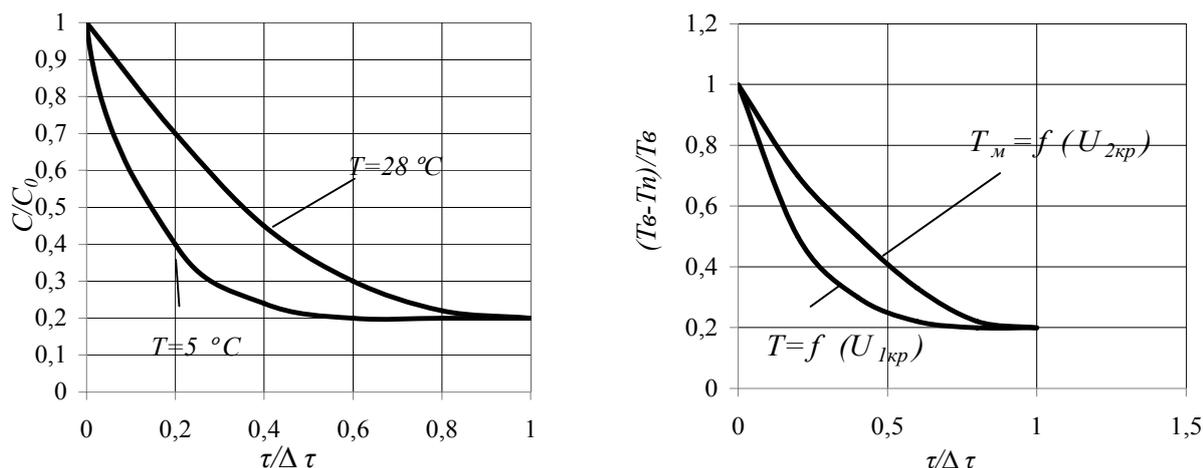
Начальное условие:  $C(r, \tau)|_{\tau=0} = \Psi_2(\tau) = const$ .

Решение задачи:

$$C = \int_0^\tau dt \int_{R_1}^{R_2} \frac{2}{R_2 - R_1} \cdot \sum_{m=1}^{\infty} \frac{\sin \frac{m\pi}{10d-d} (\rho-d)}{\rho} \cdot \frac{\sin \frac{m\pi}{10d-d} (r-d)}{r} \times$$

$$\times e^{-D \left( \frac{m\pi}{10d-d} \right)^2 (\tau-t)} \Phi_1(\rho, t) \rho^2 d\rho.$$

Температурное и концентрационное поля связывают уравнение (6). Полученные уравнения решены в Mathcad 2010 (рис. 2).



**Рис. 2. Теплообменные характеристики частицы:** а – зависимость относительной концентрации влаги от времени нагрева; б – изменение температуры во времени

### Выводы

1. Предложенная методика аналитической оценки теплообмена в слое почвы позволяет определить два вида нестационарностей температурного и концентрационного полей, которые связаны с нагревом слоя почвы.

2. В связи с тем, что внутри слоя почвенные частицы почти одинакового диаметра и порозность почвы  $\varepsilon \approx 0,55$ , то все теплофизические характеристики по сечению слоя выравниваются.

3. Для анализа и нахождения температурного поля в почвенном слое можно не применять систему уравнений кондуктивной, радиационной и массообменной проводимости, а ограничиться уравнением межфазного теплообмена (4).

4. Установлено, что выравнивание перепадов температур и концентраций происходит на высоте  $10d$  частиц за  $0,5-1$  ч, при этом значение температуропроводности совпадает с коэффициентом диффузии частиц.

### Библиография

1. Шейн Е.В. Курс физики почв / Е.В. Шейн, Л.О. Карпачевский. – М. : Гриф и К, 2007. – 616 с.
2. Гордієнко В.П. Ґрунтова вологість / В.П. Гордієнко. – Сімферополь : ЧП “Предприятие Феникс”, 2008. – 368 с.
3. Качинский Н.А. Физика почвы / Н.А. Качинский. – М. : Высшая школа, 1970. – 358 с.
4. Чудновский А.Ф. Теплофизические хараткеристики дисперстных сред / А.Ф. Чудновский. – М. : Физматгиз, 1962. – 315 с.