

ОЦЕНКА ПЛОТНОСТИ ПОТОКА ЖИДКОСТИ В ГРУНТ ПРИ ПРОЛИВЕ ЕЕ НА ПОВЕРХНОСТЬ ЗЕМЛИ

к.т.н. В.В. Падгурскис, Ю.Н. Попов, к.т.н. А.С. Филиппов
(представил д.т.н., проф. Э.Е. Прохач)

Сформулирована задача расчета плотности потока жидкости в грунт при проливе её на поверхность земли, проведена оценка плотности потока жидкости для случая экспоненциальной зависимости коэффициента диффузии жидкости в капиллярно - пористых телах.

При эксплуатации техники возникают ситуации, когда на поверхность грунта проливается компоненты топлива, другие технические жидкости. В большинстве случаев пролитые жидкости являются токсичными веществами. Попадая в грунт, они могут проникать в водоносные слои, вызывать необратимые биологические изменения в плодородном слое, что в конечном счете приводит к серьезным экологическим последствиям. Целью настоящей работы является постановка задачи расчета и оценка плотности потока жидкости в грунт за время её существования на поверхности земли.

Определение потока жидкости в грунт основывается на решении уравнения диффузии в капиллярно-пористых телах. Основы теории массообмена в капиллярно - пористых и коллоидных капиллярно - пористых телах, каким является грунт, приведены в работе [1]. Жидкость, которая участвует в процессе массообмена, это вода. При решении задачи в работе будем полагать, что основные закономерности процесса массообмена будут сохраняться и для других жидкостей, близких по своим физическим свойствам к воде.

Содержание влаги в почве характеризуется удельным влагосодержанием u (кг влаги/кг сухого грунта), которое изменяется от некоторого максимального значения u_{\max} до минимального значения u_0 . Величина u_{\max} определяется пористостью грунта, а величина u_0 - минимальным значением влагосодержания, при котором движения влаги в грунте не происходит (связанная влага). Перенос влаги в грунте в общем случае происходит за счет капиллярных и осмотических сил, сил тяжести и гидростатического давления. При описании процесса влагопереноса в коллоидных капиллярно-пористых телах (глина, песок) силами тяжести и гидростатического давления пренебрегают [1]. В этом случае плотность потока жидкости в грунт $j_{гр}$ определяется из уравнения вида

$$J_{гр} = D_{гр} \rho_0 \nabla u - D_{гр}^T \rho_0 \nabla T, \quad (1)$$

где $D_{гр}$ и $D_{гр}^T$ - соответственно коэффициенты диффузии и термодиффузии; ρ_0 – плотность сухого грунта; ∇u и ∇T – соответственно градиент влагосодержания и градиент температуры.

Для однородных тел при изотермических условиях ($T = 0$) перенос влаги происходит из мест с большим влагосодержанием к участкам с меньшим влагосодержанием. При одномерном переносе жидкости в направлении z , перпендикулярном поверхности грунта (рис. 1), плотность потока жидкости в грунт определяется по формуле

$$J_{гр} = -D_{гр}\rho_0 \frac{\partial u}{\partial z}, \quad (2)$$

где производная $\partial u / \partial z$ принимается равной ее значению на поверхности грунта.

Градиент влагосодержания определяется из решения дифференциального уравнения влагопроводности вида

$$\frac{\partial u}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial z} (D(u) \frac{\partial u}{\partial z}). \quad (3)$$

Для решения уравнения (3) должны быть заданы начальные и граничные условия и зависимость коэффициента диффузии от влагосодержания. Схема влагопереноса при наличии слоя жидкости на поверхности грунта приведена на рис.1. На рисунке показано условное распределение влагосодержания в грунте. Для указанной схемы:

- начальные условия — $\tau = 0, u(z, 0) = u_0$;
- граничные условия — $u(0, \tau) = u_{max} = u_n; u(\infty, \tau) = u_0$.

Коэффициент диффузии $D_{гр}$ является функцией влагосодержания и температуры. Для воды при принятых допущениях коэффициент диффузии равен

$$D_{гр} = \frac{a_{mo}}{1 - A\rho_0 u}, \quad (4)$$

где

$$a_{mo} = a_{00} B \left(\frac{T}{1000} \right)^n;$$

A, a_{00}, B, n – постоянные коэффициенты, определяемые опытным путем и приближенно равные:

- для капиллярно - пористых тел $B = 1.10^5, n = 20$;
- для коллоидных капиллярно - пористых тел $B = 1, n = 10$;
- для кварцевого песка $A\rho_0 = 4,86; \rho_0 = 1410 \text{ кг/м}^3; a_{00} = 50,58; u_{max} = 0,213; u_0 = 0,02; B = 1.10^5; n = 20$;
- для глины: $\rho_0 = 1460 \text{ кг/м}^3; B = 1; n = 10; u_{max} = 0,316; u_0 = 0,035; A\rho_0 = 3,22; a_{00} = 6,1 [1]$.

На рис. 2 представлена зависимость $\ln D_{гр}$ от влагосодержания u для двух типов грунта – песка и глины, рассчитанная по уравнению (4).

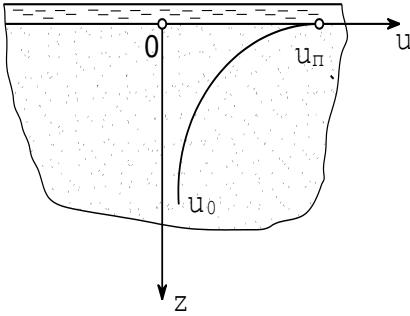


Рис. 1. Схема влагопереноса жидкости в грунте

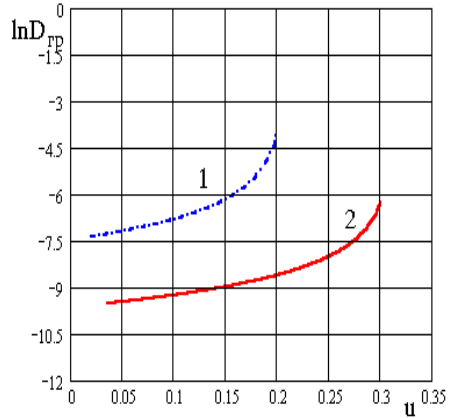


Рис 2. Зависимость $\ln D_{гр}$ от влагосодержания u (1 – песок, 2 –глина)

Аналитическое решение уравнения (3) относительно производной влагосодержания для зависимости вида (4) отсутствует [2]. Поэтому поставленная задача может быть решена только численными методами. Для предварительной оценки плотности потока жидкости в грунт выражение (4) представим в виде

$$D_{гр} = -D_{п} \exp[\chi(u_0 - u_{п})], \quad (5)$$

где $D_{п}$ – коэффициент диффузии на поверхности грунта; χ – постоянный множитель.

В расчетах коэффициент χ определялся по значениям $D_{гр}$ в пределах 0,02 ... 0,15 для песчаного и в пределах 0,035 ... 0,25 – для глинистого грунтов.

Для экспоненциальной зависимости коэффициента диффузии от влагосодержания при рассматриваемых граничных условиях известно аналитическое выражение для градиента влагосодержания у поверхности грунта [2]:

$$\left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{z=0} = -\frac{1}{2} \sqrt{\frac{D_{п}}{\tau}} \frac{1,128(u_0 - u_{п})}{1 - 0,177(u_0 - u_{п})}. \quad (6)$$

На рис. 3 приведена зависимость плотности потока жидкости в грунт от времени τ , рассчитанная по формуле (2) с использованием выражения (6).

Из приведенных графиков видно, что наибольшая скорость поступления жидкости в грунт наблюдается в самом начале процесса массообмена. Уменьшение плотности потока массы жидкости в грунт в пять раз происходит через 100 секунд. При $\tau > 400\text{с}$ величина $j_{\text{гр}}$ изменяется по закону, близкому к линейному. Плотность потока массы жидкости в песчаный грунт примерно на порядок превышает поток массы в глинистый грунт.

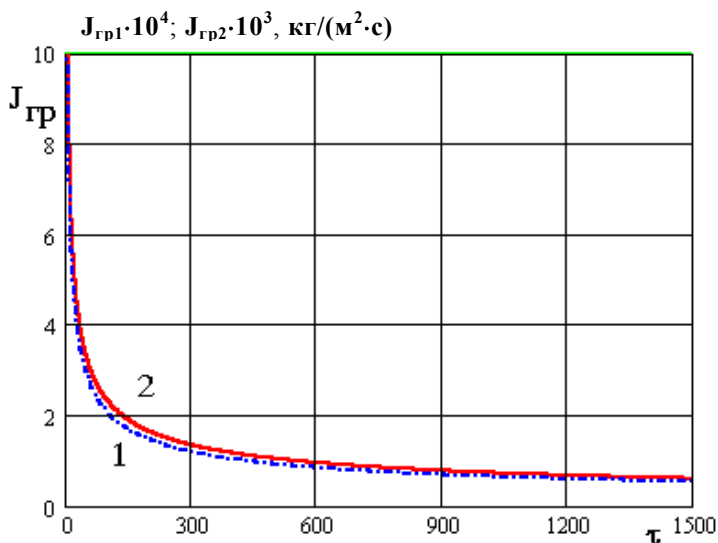


Рис 3. Зависимость плотности потока жидкости в грунт $J_{\text{гр}}$ от времени τ (с) (1 – песок, 2 – глина)

Приведенные зависимости изменения плотности потока жидкости в грунт находятся в соответствии с характером зависимости плотности теплового потока, рассчитываемой по уравнению вида (3).

ЛИТЕРАТУРА

1. Лыков А.В. Тепломассообмен: Справочник. – М.: Энергия, 1978. – 480 с.
2. Райченко А.И. Математическая теория в приложениях. – К.: Наук. думка, 1981. – 395 с.

Поступила в редколлегию 25.04.2001