Доклады Академии наук СССР
1972. Том 207, № 2

УДК 532.546

ХИМИЧЕСКАЯ ТЕХНОЛОГИЯ

А. М. ГЛОБУС

ФАЗОВЫЙ СОСТАВ ПОТОКА ПРИ ТЕРМОПЕРЕНОСЕ ВЛАГИ В ПОРИСТОЙ СРЕДЕ ПО ДАННЫМ МЕТОДА РАЗЛИЧНЫХ ГАЗОВЫХ ДАВЛЕНИЙ

(Представлено академиком П. Я. Кочиной 8 II 1972)

Градиент температуры может вызывать передвижения влаги в пористых телах. При полном насыщении пор влагой поток является жидкостным, а скорость его ничтожна (1). В очень сухих средах поток влаги, вызываемый градиентом температуры, преимущественно паровой, и его скорость удовлетворительно описывается уравнением термической диффузии пара в пористой среде (2). При промежуточных влажностях скорость потока влаги может в несколько раз превосходить скорость термической диффузии пара. Существуют различные объяснения этого феномена, среди которых основными являются следующие.

1. Избыток плотности потока влаги по сравнению с паро-диффузионным следует отнести за счет транзитного жидкостного (например, термокапиллярного (3)) переноса.

2. «Аномально» высокая скорость переноса вызвана локальным увеличением градиента температуры в свободном пространстве пор по сравнению с его средним значением для среды, а также взаимодействием паровой и жидкой фаз по типу испарение — диффузия пара — конденсация — капиллярный перенос — испарение (4).

Очевидно, что способы регулирования термопереноса влаги будут принципиально различны, в зависимости от того, какое из этих объяснений соответствует действительности. Если же эти, а также другие возможные механизмы термопереноса жидкости и пара действуют одновременно, для многих целей желательно оценить вклады парового и жидкостного потоков в суммарный процесс.

В данной работе для оценки фазового состава потока влаги в пористой среде, вызванного градиентом температуры, был использован метод различных газовых давлений. Сущность его состоит в следующем. С достаточным основанием можно предположить, что перенос жидкой фазы, каким бы механизмом он ни вызывался, не зависит от общего давления газа в системе. Такой поток определяется значениями влагопроводности системы и градиента действующей силы, а оба этих фактора практически не зависят от общего газового давления, если последнее изменяется в сравнительно небольших пределах.

В отличие от жидкостного потока паро-диффузионный поток зависит от общего газового давления, поскольку коэффициент диффузии пара в воздухе связан с общим газовым давлением обратной зависимостью.

Считая потоки жидкости и пара при термопереносе влаги в пористой среде аддитивными, можно на основании сказанного записать:

$$(I_т)_P = I_{гж} + I_{тп} = -D_{тж}\frac{dT}{dx} - A\frac{P_0}{P}\frac{dT}{dx}, \qquad (1)$$

$$A = D_a^0\,\alpha(\Pi - \theta)\frac{\partial c}{\partial T} = \frac{D_a^0 M}{RT}\,\alpha(\Pi - \theta)\frac{\partial p}{\partial T}; \quad p = \varphi p_0,$$

где $I_т$ — плотность потока влаги, вызываемого градиентом температуры, $I_{тж}$ и $I_{тп}$ его жидкостная и паро-диффузионная компоненты соответственно, D_a^0 — коэффициент диффузии пара в воздухе при нормальном давлении газа P_0, φ — относительная влажность воздуха в порах, $\alpha \approx 0{,}66$ — коэффициент извилистости, p — давление водяного пара в порах, p_0 — давление насыщенного пара, P — действующее газовое давление, $П$ — общая пористость, θ — объемная влажность, M — молекулярный вес воды, $D_{тж}$ — обоб-

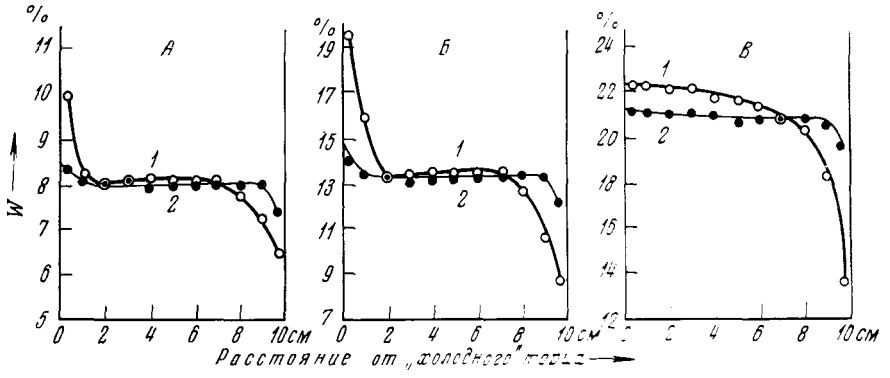

Рис. 1. Перераспределение влаги в суглинистом черноземе под действием градиента температуры 1 град/см за 24 часа. Исходная влажность: $А$ — 8%, $Б$ — 13%, $В$ — 21%. Конечная влажность: *1* — при $P = 1$ атм., *2* — при $P = 11$ атм.

щенный коэффициент термопереноса жидкой фазы, c — концентрация водяного пара, x — координата. Для сечения системы, где $П$, θ и T постоянны, A практически является константой.

Если (1) применимо к системе, то при указанных условиях: а) изменение скорости термопереноса влаги при изменении P происходит только за счет паровой компоненты; б) график зависимости $I_т$ от P_0 / P должен быть линейным, возрастающим; в) в отсутствие жидкостной компоненты этот график должен проходить через начало координат, а при ее наличии отсекать на оси ординат отрезок, соответствующий скорости термопереноса жидкости фазы. При единичном градиенте температуры эта скорость численно равна $D_{тж}$.

По методике, описанной ранее ([2]), были измерены величины $T_т$ для мощного чернозема при $dT / dx = 1$ град / см. Опыты при нормальном давлении газа проводились в закрытых горизонтальных металлопарафиновых колонках, температура в которых измерялась термопарами, а опыты с избыточным давлением выполнялись в массивных стальных колонках, куда с помощью штуцера подавалось давление до 10 атм. из баллона со сжатым воздухом. Исследовались три исходные влажности $W_и$ 7,7; 13,5 и 21,5 вес.%, которым соответствуют сосущие силы 110, 12 и 1,5 атм. (потенциал влаги — 11, —1,2 и —0,15 дж / г). Почву с заданной исходной влажностью помещали в колонки обоих типов, которые одновременно в одной установке подвергали действию перепада температуры 22—32°. По окончании опыта колонки разбирали, определяли профиль влажности и с его помощью рассчитывали термоперенос влаги через среднее сечение.

Изучение кинетики термопереноса влаги показало, что в опытах длительностью до 24 час. средняя скорость термопереноса влаги близка к истинной, так как градиент влажности в рассматриваемом сечении практически равен нулю. При наибольшей из исследованных исходных влажностей к этому моменту в колонке возникает градиент влажности, занижающий среднюю скорость термопереноса влаги по сравнению с истинной. Однако и в этом случае можно было оценить влияние P на эффективный термоперенос влаги.

На рис. 1 сопоставлено перераспределение влаги, вызванное градиентом температуры, для колонок с нормальным и высоким давлением газа. Очевидно, что при всех исследованных значениях $W_и$ увеличение P приводит к существенному уменьшению термопереноса влаги, а это свидетельствует о большом удельном весе паровой компоненты в суммарном потоке.

На рис. 2 значения $I_т$, измеренные при различных $W_и$ и P, отложены в функции от P_0 / P. Эти данные показывают, что, во-первых, $I_т$, начиная с некоторой исходной влажности может существенно (до 5 раз) превосходить скорость обычной термической диффузии пара ($1{,}3 \cdot 10^{-7}$ г·см$^{-2}$·сек$^{-1}$ для наших условий) и, во-вторых, в общих чертах подчиняется уравнению (1). Отсечки на оси ординат позволяют оценить скорость термопереноса жидкой фазы при более высоких из исследованных значений $W_и$ в $0{,}5 - 1{,}0 \cdot 10^{-7}$ г·см$^{-2}$·сек$^{-1}$, что составляет не более 15% от суммарной плотности потока влаги, вызванного градиентом температуры при нормальном давлении. При наинизшем значении $W_и$ $I_{тж}$ близко к нулю и во всяком случае не превышает 10% от $I_т$.

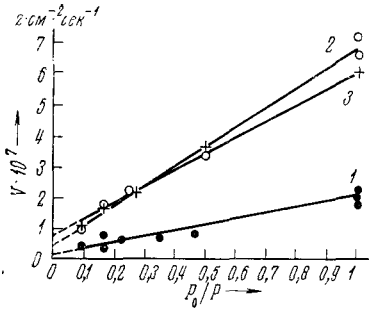

Рис. 2. Зависимость плотности потока влаги в суглинистом черноземе, вызванного градиентом температуры 1 град/см, от относительного газового давления P_0 / P при исходных влажностях $W_и$ 7,7% (*1*), 13,5% (*2*) и 21,5% (*3*)

Существенное превышение $I_т$ над скоростью термической диффузии пара, подчиненная роль, которая в условиях наших опытов принадлежала жидкостному термопереносу влаги, сильная зависимость $I_т$ от P позволяет исключить жидкостный термоперенос влаги как главную причину повышенной скорости термопереноса влаги при умеренных влажностях среды. Расчет по уравнению комбинированного паро-жидкостного термопереноса влаги (·) дает для наших условий величину $6{,}8 \cdot 10^{-7}$ г·см$^{-2}$·сек$^{-1}$, весьма близкую к измеренным $I_т$ при $W_и$ 13, 5 и 21,5%. Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют в пользу этого механизма для рассмотренных условий.

Вместе с тем эти данные выявляют наличие жидкостной компоненты термопереноса влаги, роль которой может возрастать при более высоких влажностях среды. Есть также основания полагать, что эта жидкостная компонента является «быстрой», т. е. ее роль более существенна в начальную фазу термопереноса влаги. Следует, однако, иметь в виду, что в природных условиях величины градиентов температуры обычно убывают с повышением влажности почвы как за счет роста температуропроводности, так и за счет уменьшения нагрева при испарении с поверхности.

Агрофизический институт
Всесоюзной академии сельскохозяйственных наук
им. В. И. Ленина
Ленинград

Поступило
20 IV 1971

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

[1] C. Dirksen, Soil Sci. Soc. Am. Proc., **33**, № 6 (1969). [2] А. М. Глобус, Экспериментальная гидрофизика почв, Л., 1969. [3] Б. В. Дерягин, М. К. Мельникова, Вопросы агроном. физики, Л., 1957. [4] J. R. Philip, D. A. de Vries, Am. Geophys. Un. Trans., 38, № 2 (1957).