

Лихацевич А.П.

ИНТЕГРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ВОДНОГО БАЛАНСА СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПОЛЯ

ВНУТРИПОЧВЕННЫЙ ВЛАГООБМЕН

Процесс внутрипочвенного влагообмена, представляющий собой совокупность многократно изменяющихся по величине и направлению потоков влаги, зависит от многих факторов: водно-физических свойств почвогрунтов в зоне аэрации и увлажненности почвенного профиля, метеорологических условий и водопотребления растений, уровней грунтовых вод и мощности корнеобитаемого слоя. Причем влагообмен, как правило, разделяется на две составляющие: нисходящий поток влаги (инфильтрация осадков и поливных вод за пределы расчетного слоя почвы) и восходящий поток (подпитывание корнеобитаемого слоя грунтовыми водами).

Необходимость определения этих важных элементов водного баланса (инфильтрации и подпитки) явилась предпосылкой проведения многочисленных опытов и появления ряда расчетных методик. Предложены многочисленные эмпирические зависимости подпитывания грунтовыми водами (Π_2) от глубины их залегания (H). Так, А.А. Исполинов [4] для торфяно-болотных почв, занятых многолетними травами, установил, что

$$\Pi_2 = 3,16 H^{-2,0} \text{ при } 0,75 < H \leq 1,25 \text{ м;} \quad (1)$$

$$\Pi_2 = 4,41 H^{-3,6} \text{ при } 1,25 < H \leq 2,10 \text{ м.}$$

В.А. Васильченко и А.Г. Коваленко для определения подпитывания зоны аэрации пойменных земель грунтовыми водами рекомендуют следующую формулу:

$$\Pi_2 = 4,5 H^{1,8}, \text{ м.} \quad (2)$$

Основной недостаток приведенных выше зависимостей состоит в том, что в них учитывается только один, хотя и важный показатель – уровень грунтовых вод, который не отражает всего комплекса условий, влияющих на подпитывание.

В отличие от предыдущих, в зависимости, предложенной С.Ф. Аверьяновым [1], используется дополнительный фактор – испаряемость (E_0)

$$\Pi_2 = E_0 (1 - H / H_{кр})^n, \quad (3)$$

где $H_{кр}$ – критическая глубина залегания грунтовых вод; n – показатель степени, изменяющийся от 1 до 2.

С.И. Харченко [13] на основании обобщения данных лизиметрических наблюдений предлагает при расчете подпитывания зоны аэрации грунтовыми водами применять формулу

$$\Pi_2 = E_0 e^{mH}, \quad (4)$$

где m – параметр, зависящий от фаз развития растений и водно-физических свойств почвы.

Уточнение параметра “ m ” в эмпирической формуле С.И. Харченко стало одним из результатов исследований В.В. Турчулева, который подтвердил, что данный параметр зависит не только от гранулометрического состава почвогрунта, но и от фазы развития растений, а точнее от величины эвапотранспирации [12].

Б.С. Маслов [7] при УГВ более 0,5 м для определения восходящего потока влаги в условиях осушения рекомендует зависимость

$$\Pi_2 = E_0 e^{-n(H-0,5)}, \quad (5)$$

где n – коэффициент, зависящий от вида культур.

Особое место занимают исследования, в которых для описания процесса передвижения влаги в ненасыщенной среде используется термодинамическая модель влагопереноса [2, 9, 10, 16 и др.]

$$\frac{d\omega}{dt} = \frac{d}{dz} \left[k(\omega) \varphi \left(\frac{d\varphi}{dz} + 1 \right) \right] - S_k(\omega, z, t), \quad (6)$$

где ω – объемная влажность почвы; t – время; z – вертикальная координата; $k(\omega)$ – коэффициент влагопроводности как функция почвенной влажности; $\varphi(\omega)$ – капиллярно-сорбционный потенциал; $S_k(\omega, z, t)$ – функция стока воды в корни растений.

При использовании модели (6) в водобалансовых расчетах возникают проблемы (порой трудноразрешимые). Во-первых, отсутствуют достаточные сведения как о физических закономерностях стока влаги в корни растений, так и о характере многофакторного влияния внешней среды на растительность. Имеются лишь гипотетические модели сложных динамических систем, на основании которых строятся связи интенсивности поглощения воды корневыми клетками растений с площадью их оболочек, водной проницаемостью, свободной энергией воды в протоплазме и т.п. Поэтому приходится идти на многочисленные упрощения. Например, в расчетах проектного режима увлажнения культур для определения капиллярного подпитывания корнеобитаемого слоя почвы грунтовыми водами Г.И. Афанасином и А.И. Финским [2] рекомендуется следующая упрощенная формула, полученная на основе модели (6)

$$\Pi_2 = 10 \lambda_0 t (\exp[B(H-h_k)] - 1)^{-1}, \quad (7)$$

где λ_0 , B – параметры влагопроводности грунта в зоне неполного насыщения; t – расчетный интервал времени; h_k – глубина от поверхности до середины корнеобитаемого слоя почвы.

Во-вторых, в основе термодинамического моделирования потока влаги по поровому внутрипочвенному пространству лежит предположение, что почва представляет собой сплошную однородную среду, а почвенная влага в ней подобна примеси, концентрация которой подвержена пространственно-временной изменчивости. Данное допущение не всегда корректно. Например, Н.М. Химин показал, что концепция сплошной среды, лежащая в основе термодинамического подхода к моделированию влагопереноса в почвогрунтах, неприменима к корнеобитаемому слою почвы (КСП). С точки зрения автора, по точности задания внешних условий более согласованным является не дифференциальное, а интегральное уравнение водного баланса [15]

$$\frac{dW}{dt} = -\varepsilon(\omega)^+(p+m) \pm q, \quad (8)$$

где W – суммарный запас влаги в расчетном слое почвы; $\varepsilon(\omega)$ – интенсивность эвапотранспирации как функция почвенной влажности; $(p+m)$ – интенсивность впитывания влаги, поступающей на поверхность почвы (осадки, поливы); q – плотность потока влаги через границу между корнеобитаемым и подстилающим слоем.

Лихацевич Анатолий Павлович. Д.т.н., профессор, директор Белорусского научно-исследовательского института мелиорации и луговодства.

Беларусь, БНИИ мелиорации и луговодства, 220040, г. Минск, ул. Богдановича, 153.

Именно последняя составляющая правой части уравнения (8) и является показателем интересующего нас влагообмена. Причем знак перед q определяет направленность процесса ("-" – при инфильтрации, "+" – при подпитке).

Используя известные эмпирические связи между гидрофизическими и водоудерживающими характеристики почв, Н.М. Химин разработал алгоритм вычисления интенсивности влагообмена КСП с грунтовыми водами для любого типа почвогрунта. Численные эксперименты показали, что при следовании предлагаемой автором схеме расчета итерационный процесс сходится достаточно быстро. Например, для достижения относительной точности 10% необходимо выполнить не более 2 - 4 итераций [14].

Существенную трудность при реализации методики Н.М. Химины вызывает определение конкретных гидрофизических характеристик. Кроме того, следует иметь в виду, что решение задачи возможно только при строгой привязке капиллярно-сорбционного потенциала к системе координат с осью абсцисс на уровне грунтовых вод. Но данная особенность характерна и для термодинамической модели влагопереноса (6), которую подвергает критике автор интегрального подхода [15].

ИНТЕГРАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ВОДНОГО БАЛАНСА ПОЧВЫ

Изучая процесс влагообмена, Н.М. Химин установил, что при почвенных влагонакоплениях, обеспечивающих максимальную эвапотранспирацию, интенсивность водного потока в почве не зависит от вертикальной координаты, а определяется только влажностью на подошве расчетного слоя [15]. Но как в этом случае реагировать на устоявшийся стереотип, связывающий величину внутрипочвенного влагообмена с расстоянием до плоскости УГВ. Ведь все упоминавшиеся ранее эмпирические формулы, без исключения, обязательно увязывают влагообмен с расстоянием до УГВ (1) – (5) и др. Решение дифференциального уравнения (6) также не свободно от этого параметра [2].

Вместе с тем, развивая выводы Н.М. Химины, предположим, что и при пониженных почвенных влагонакоплениях, обеспечивающих максимальную эвапотранспирацию, внутрипочвенный влагообмен также определяется почвенной влажностью. Для обоснования данной позиции попытаемся объяснить, почему во всех известных моделях непременно присутствует такой параметр, как расстояние от расчетной плоскости до уровня грунтовых вод. Сошлемся на общеизвестную закономерность, представляющую эпюру равновесного распределения почвенной влаги над уровнем грунтовых вод. На наш взгляд, именно эта зависимость и является причиной весьма высокой корреляции величины внутрипочвенного влагообмена с высотой расположения расчетного уровня над УГВ.

Мы имеем двойную связь: первая – «влажность почвы – расстояние до УГВ», вторая – «расстояние до УГВ – величина влагообмена между почвенными слоями». В этих закономерностях посредником выступает именно расстояние от расчетной плоскости до уровня грунтовых вод. Если же этого посредника исключить, то получим простую схему искомого взаимосвязи: «влажность почвы ↔ величина влагообмена».

Дополнительным аргументом в пользу данного вывода может служить результат "мысленного эксперимента", который проведем с помощью рис. 1. На нем схематично показана эпюра распределения почвенной влаги над УГВ при различном сочетании приходных и расходных факторов водного баланса. Очевидно, что на расчетной плоскости (h_0) влажность почвы может быть совершенно разной при одном и том же уровне грунтовых вод.

Оценим визуально величину влагообмена на плоскости h_0 в случае насыщения почвы как до влажности ω_1 , так и влаж-

ности ω_2 . Нам представляется, что по причине различной влагопроводности влагообмен на расчетной плоскости h_0 при влажности почвы ω_1 ни в коем случае не будет идентичен влагообмену на той же плоскости при влажности почвы ω_2 , хотя расстояние до УГВ будет одним и тем же.

Таким образом, первое допущение нашей модели сводится к игнорированию связи внутрипочвенного влагообмена с расстоянием расчетной плоскости до уровня грунтовых вод, т.е.

$$q \neq q(h_0), \tag{9}$$

где h_0 – расстояние от расчетной плоскости до УГВ (рис.1).

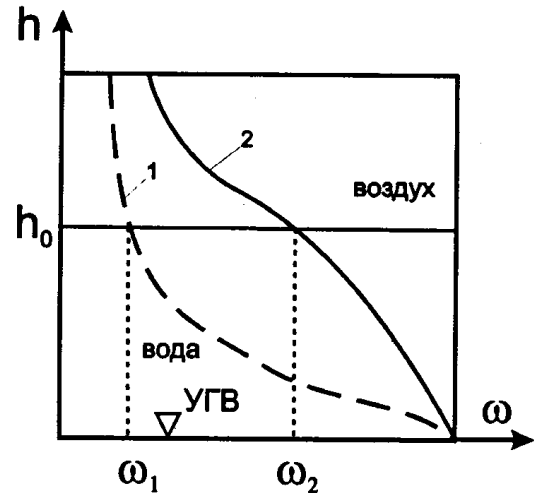


Рис. 1. Распределение почвенной влаги над УГВ при различном сочетании приходных и расходных факторов водного баланса: 1 – кривая распределения в сухой почве; 2 – кривая распределения во влажной почве после стекания гравитационной влаги

Подобное утверждение заявлено достаточно давно [5, 6], но требует, по крайней мере, хотя бы опытного подтверждения, которое и будет представлено ниже.

Модель внутрипочвенного влагообмена будем строить на базе уравнения водного баланса (8). Представим его в развернутой форме

$$\frac{dW}{dt} = -\varepsilon(\omega) + q(\omega) + (p + m - c), \tag{10}$$

где c – интенсивность сброса влаги за пределы расчетного слоя почвы.

Уравнение (10) включает элементы водного баланса с размерностью интенсивности (LT^{-1}). Его серьезным недостатком является предположение, что выпадающие дожди и поливы рассредоточены во времени точно так же, как эвапотранспирация и внутрипочвенный влагообмен. Поэтому форма (10) не совсем точно выражает физику процессов, управляющих динамикой почвенных влагонакоплений.

В зависимости (10) функцией почвенных влагонакоплений являются восходящий поток внутрипочвенной влаги (подпитка) в зоне аэрации $q(\omega)$ и эвапотранспирация $\varepsilon(\omega)$. Атмосферные осадки (P) не являются функцией почвенных влагонакоплений. То же, строго говоря, можно отнести и к поливам (m), которые по качественному воздействию на влагонакопления почвы идентичны осадкам. В свою очередь, потери влаги на сток (c) появляются только в тех случаях, когда воды поступает больше, чем может вместить и удержать почва.

Таким образом, осадки, поливы и сток, как элементы водного баланса имеют дискретную природу, в отличие от непрерывно протекающих процессов эвапотранспирации и

подпитки. Различная сущность названных элементов требует адекватного отражения в интегральном водобалансовом уравнении, которое можно представить в соответствующей форме

$$\int_{W_0}^W dW = \int_{W_0}^{W_y} dW + \sum_{t_0}^t (p + m - c), \quad (11)$$

где W_0 – влагозапасы в расчетном слое почвы в начале расчетного периода (в момент времени t_0), $m^3/га$ или $мм$; W – тоже на конец расчетного периода (в момент времени t); W_y – условные влагозапасы почвы, как составляющая, определяемая непрерывно идущими процессами, $m^3/га$ или $мм$;

$\sum_{t_0}^t (p + m - c)$, – составляющие, определяемые дискретно идущими процессами, т.е., соответственно, атмосферные осадки, поливы и сброс воды за пределы расчетного слоя ($m^3/га$ или $мм$), суммируемые за промежутки времени от t_0 до t .

Сброс воды (C) можно разделить на две составляющие. Это поверхностный сток за пределы рассматриваемого участка (C_n), вызванный превышением подачи воды на поверхность почвы над ее впитывающей способностью, а также внутрпочвенный сток ($C_в$) гравитационной влаги, проходящей транзитом через расчетный слой почвы от поверхности до нижележащих почвенных слоев, т.е.

$$\sum_{t_0}^t c = C = C_n + C_в. \quad (12)$$

Интегральная составляющая водобалансового уравнения равна

$$\int_{W_0}^{W_y} dW = \int_{W_0}^{W_y} [-\varepsilon(\omega_\varepsilon) + q(\omega_q)] dt, \quad (13)$$

где $\varepsilon(\omega_\varepsilon)$ – интенсивность эвапотранспирации, через верхнюю границу расчетного слоя, как функция влажности этого слоя (ω_ε), $m^3/га\cdotсут.$ или $мм/сут.$; $q(\omega_q)$ – плотность восходящего потока влаги через нижнюю границу заданного слоя, как функция влажности почвы на расчетном уровне (ω_q), $m^3/га\cdotсут.$ или $мм/сут.$

Составные элементы уравнения водного баланса (10) изображены на рис. 2. Здесь приведены как дискретные, так и непрерывные составляющие модели (11) – (13). Их природа отражена различным обозначением стрелок, указывающих направленность процессов.

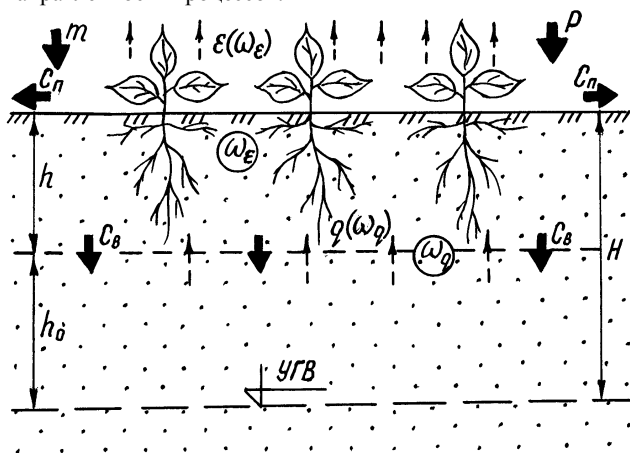


Рис. 2. Составные элементы водного баланса корнеобитаемого слоя почвы

Строго говоря, аргумент функции $\varepsilon(\omega_\varepsilon)$ не идентичен аргументу функции $q(\omega_q)$. В первом случае влажность почвы относится ко всему расчетному (корнеобитаемому) слою. Во втором случае речь идет о влажности на нижней границе данного слоя. Эти величины могут существенно различаться, причем как в ту, так и в другую стороны. Знак различия (положительный или отрицательный) зависит от направленности процесса: при превышении эвапотранспирации над осадками средняя по корнеобитаемому слою влажность обычно меньше влажности на подошве данного слоя. И, наоборот, при осадках (и поливах), превышающих суммарное испарение, средняя влажность по слою, может быть, больше влажности на его нижней границе. Данную закономерность подтвердили исследования В.В. Турулева [12]. Однако, учитывая то, что условия неустойчивого увлажнения, для которых разрабатывается модель водного баланса (11) – (13), характеризуются неоднократной в течение вегетации сменой направленности процесса влагообмена, можно допустить уравнивание аргументов функций ω_ε и ω_q . При этом получаемые систематические ошибки должны взаимокompensироваться, давая в итоге приемлемый результат расчета.

Таким образом, второе допущение нашей модели сводится к приближительному равенству

$$\omega_\varepsilon \approx \omega_q. \quad (14)$$

АНАЛИЗ СОСТАВЛЯЮЩЕЙ ВОДНОГО БАЛАНСА ПОЧВЫ, ОПРЕДЕЛЯЕМОЙ НЕПРЕРЫВНЫМИ ПРОЦЕССАМИ

Составные элементы интегрального уравнения (13) можно выразить функциями различной сложности. Вместе с тем, нас в наибольшей степени интересует вариант, позволяющий получить решение (13) в явном виде с минимальными потерями для точности результата. Поэтому за основу модели примем простейшую схему М.И. Будыко, показавшего, что приемлемой является зависимость [3]

$$\varepsilon(W) = \varepsilon_m \frac{W}{W_p}, \quad (15)$$

где ε_m – максимальная интенсивность эвапотранспирации, имеющая место при насыщении почвы до равновесной влагоемкости, обеспечивающей благоприятное соотношение наличия воды и воздуха в расчетном почвенном слое; W_p – равновесная влагоемкость, при которой достигается равновесие между приходными и расходными элементами водного баланса. Предполагается, что при этом направленный в приземный слой атмосферы поток влаги из почвы (ε_m) полностью компенсируется ее поступлением из нижележащих слоев (q), независимо от поступления атмосферных осадков и поливов; W – текущее значение почвенных влагозапасов.

Схема М.И. Будыко (15) максимально упрощает зависимость $\varepsilon(\omega)$. Однако в качественном отношении формула (15) приемлема для расчетов, призванных оценить правомочность допущений (9) и (14), принимаемых при формировании модели (11) – (13). А основным из них является желание обойтись без такого параметра, как расстояние корнеобитаемого слоя до уровня грунтовых вод.

Для реализации данного допущения выразим плотность внутрпочвенного влагообмена в виде стандартной схемы

$$q(W) = k(W) i(W), \quad (16)$$

где $k(W)$ – коэффициент влагопроводности почвы, как функция ее текущего влагосодержания, с размерностью интенсивности; $i(W)$ – градиент, управляющий движением почвенной влаги, как функция влагосодержания, безразмерная величина.

Существует достаточно много эмпирических формул, связывающих коэффициент влагопроводности почвы в ненасыщенной зоне с ее влагосодержанием. Вместе с тем, чтобы сохранить принцип, заложенный М.И. Будыко в основу зависимости (15), попытаемся выстроить формулу связи $k(W)$ на аналогичной основе.

Формализуем следующие, на наш взгляд справедливые, непротиворечивые предположения: во-первых, коэффициент влагопроводности почвы пропорционален уровню ее влагосодержания, а во-вторых, при насыщении почвы влагой до равновесного состояния влагопроводность почвы обеспечивает максимальную эвапотранспирацию. Эти утверждения можно представить в виде системы пропорций

$$\begin{aligned} k(W) &\sim W, \\ \varepsilon_m &\sim W_p. \end{aligned} \quad (17)$$

Из (17) вытекает

$$k(W) \sim \varepsilon_m \frac{W}{W_p}. \quad (18)$$

От знака пропорциональности в (18) необходимо обеспечить переход к знаку равенства. Используем для этого традиционный способ – введем в пропорцию (18) параметр пропорциональности

$$k(W) = \varepsilon_m \frac{W}{W_p} \eta(W), \quad (19)$$

или $k(W) = \varepsilon(W) \eta(W)$,

где $\eta(W)$ – параметр пропорциональности функции внутрипочвенного влагообмена текущему влагосодержанию.

Градиент, управляющий движением почвенной влаги в корнеобитаемом слое, выразим в виде

$$i(W) = \frac{W_p}{W} - 1. \quad (20)$$

Функцию $\eta(W)$ зададим в форме, компенсационной по отношению к (20). Для этого примем

$$\eta(W) = \sum_{j=1}^n \left(\frac{W}{W_p} \right)^j, \quad (21)$$

где j – показатель степени, зависящий от соответствия между влагосодержанием почвы и испаряющей способностью приземного слоя атмосферы, изменяется от единицы до некоторого максимального значения (n).

Можно показать, что

$$\lim_{n \rightarrow \infty} \sum_{j=1}^n \left(\frac{W}{W_p} \right)^j = [i(W)]^{-1}, \quad (22)$$

Предел (22) подтверждает компенсационный характер (21) по отношению к (20). Следовательно, справедливо ограничение

$$0 \leq \eta(W) i(W) \leq 1. \quad (23)$$

На рис. 3 показаны графики произведения $\eta(W) i(W)$, наглядно демонстрирующие форму взаимосвязи параметра $\eta(W)$ и градиента $i(W)$.

Увязав между собой функции (20) и (21), мы добились контроля над поведением зависимости (16) с помощью одного показателя, который выражен через n .

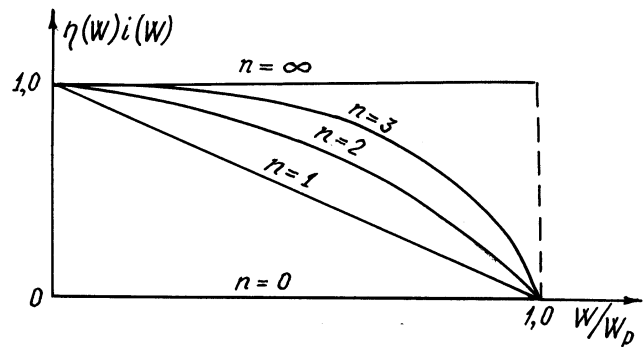


Рис. 3. Графики функции (23)

Подставляя обозначения (19) – (21) в (16) получим уравнения:

$$q(W) = \varepsilon(W) \left(\frac{W_p}{W} - 1 \right) \sum_{j=1}^n \left(\frac{W}{W_p} \right)^j \quad (24)$$

или

$$q(W) = \varepsilon(W) \left[1 - \frac{W}{W_p} \right] \sum_{j=0}^{n-1} \left(\frac{W}{W_p} \right)^j.$$

Из (24) вытекает

$$q(W) = \varepsilon(W) \left[\sum_{j=0}^{n-1} \left(\frac{W}{W_p} \right)^j - \sum_{j=1}^n \left(\frac{W}{W_p} \right)^j \right] \quad (25)$$

или

$$q(W) = \varepsilon(W) \left[1 - \left(\frac{W}{W_p} \right)^n \right].$$

Заметим, что показатель степени n в (25) может изменяться от нуля до бесконечности, т. е.

$$0 \leq n \leq \infty. \quad (26)$$

Интересно заметить, что подобного вида функцию предлагает польский исследователь Эдмунд Каца для расчета внутрипочвенного потока влаги [16]. Отличием является то, что вместо эвапотранспирации Э. Каца рассматривает разницу эвапотранспирации и атмосферных осадков, называя ее дефицитом осадков. Однако элементы водного баланса у Э. Каца также даются с размерностью интенсивности. Данное совпадение вряд ли можно назвать случайным, хотя у Э. Каца вместо отношения текущих влагозапасов к равновесным фигурирует отношение расстояния до УГВ к высоте капиллярного поднятия. Легко доказать, что данные отношения идентичны, если принять форму эпюры равновесного распределения почвенной влаги над УГВ линейной.

Проанализируем уравнение (25). В соответствии с ним интенсивность подпитки корнеобитаемого слоя влагой из нижележащих почвенных слоев определяется интенсивностью эвапотранспирации и уровнем насыщения почвы до равновесной влагоемкости. Введенный в зависимость показатель степени (n) позволяет привести функцию влагообмена к простейшей степенной форме, регулируя итог вычислений в пределах

$$0 \leq q(W) \leq \varepsilon(W). \quad (27)$$

Результат (27) вполне соответствует представлениям о физике процесса влагообмена при отсутствии подтопления корнеобитаемого слоя грунтовыми водами. Это также говорит о том, что принятые допущения (9), (14), а также введе-

ние компенсационного параметра (21) в модель влагообмена пока не привели к явным ошибкам.

**ОЦЕНКА ИНТЕГРАЛЬНОЙ МОДЕЛИ
ВОДНОГО БАЛАНСА ПОЧВЫ**

Принятые допущения позволили максимально упростить форму связи $q(\omega)$, концептуально согласовав ее со схемой (15). Подставляя значения составных элементов в (13), в итоге получаем интегральную функцию восходящего через почвенный слой потока влаги

$$\int_{W_o}^{W_y} dW = \int_{t_o}^t \left[-\varepsilon(W) \left(\frac{W}{W_p} \right)^n \right] dt. \quad (28)$$

Уравнение (28) имеет три решения:

при $W = W_p$, $W_y = W_o - E_m$; (29)

при $n = 0$, $W_y = W_o \exp\left(-\frac{E_m}{W_p}\right)$; (30)

при $n > 0$, $W < W_p$, $W_y = W_o \left[1 + n \frac{E_m}{W_p} \left(\frac{W}{W_p} \right)^n \right]^{-\frac{1}{n}}$, (31)

где E_m – максимальная эвопотранспирация сельскохозяйственного поля за расчетный период времени (от t_o до t), м³/га или мм.

Решения (29) – (31) получены при допущении, что показатель степени n в (28) является величиной постоянной во времени, не зависящей от текущих влагозапасов. Данное допущение ограничивает область применения (28), но позволяет аналитически получить простые расчетные формулы.

Подстановка (29) в исходное уравнение (11) приводит к упрощенной форме водного баланса, справедливой при оптимальных влагозапасах и глубоком расположении УГВ (когда подпитка отсутствует)

$$W = W_o - E_m - P + \sum m - C, \quad (32)$$

где все составные элементы водного баланса суммированы за период от t_o до t и имеют размерность удельного объема (м³/га или мм).

Следует отметить, что решение (32) справедливо для случая $W \rightarrow W_p$, т.е. в окрестностях равновесной влагоемкости. Полученная форма водного баланса (32) широко известна, что в некоторой степени указывает на допустимость принятых предположений (9) и (14).

Второе решение (30) учитывает зависимость эвопотранспирации от влажности почвы (15), т.е. имеет более широкий спектр применения. Подстановка (30) в исходное уравнение (11) позволяет получить

$$W = W_o \exp\left(-\frac{E_m}{W_p}\right) + P + \sum m - C. \quad (33)$$

Третье решение (31) справедливо для более общего случая. Оно имеет вид

$$W = W_o \left[1 + n \frac{E_m}{W_p} \left(\frac{W}{W_p} \right)^n \right]^{-\frac{1}{n}} + P + \sum m - C. \quad (34)$$

Формулы (32) – (34) призваны количественно выразить водный баланс сельскохозяйственного поля с учетом принятых ограничений (9), (14).

Причем зависимости (33), (34) позволяют рассчитывать динамику почвенных влагозапасов с учетом внутрипочвенного влагообмена без контроля за УГВ. Схема расчета проста:

требуется знание исходных и равновесных влагозапасов, максимальной эвопотранспирации, атмосферных осадков, поливов.

Что касается стока влаги за пределы расчетного слоя, то принимается, что он будет иметь место при превышении полученных конечных влагозапасов над равновесными, т.е.

при $W > W_p$, $C_a = W - W_p$. (35)

При этом предполагается, что поверхностный сток воды отсутствует, т.е. выполняется условие, вытекающее из (12),

при $C_n = 0$, $C = C_a$. (36)

Допущение (36) снижает точность модели (11) – (13), однако, как показывает практика, обойтись без него достаточно сложно.

В полевых опытах, результаты которых нам удалось изучить, выявлены следующие закономерности внутрипочвенного влагообмена [7, 8, 9, 10, 11, 13]. Считаем экспериментально подтвержденным, что подпитывание корнеобитаемого слоя влагой из нижележащих слоев управляется эвопотранспирацией. Процессы эти взаимосвязаны, но первичными, определяющими являются все же условия, задающие ход эвопотранспирации сельскохозяйственного поля. Именно поэтому расход грунтовых вод на подпитывание зоны аэрации и корнеобитаемого слоя синхронизируется с водопотреблением (эвопотранспирацией).

В свою очередь, инфильтрация не связана с испарением. Поэтому процессы внутрипочвенного влагообмена требуется четко разделить по их направленности. Аргументом функции подпитки является эвопотранспирация, а причиной инфильтрации служит превышение уровня насыщения почвы влагой сверх равновесного состояния. Модель (11) – (13) учитывает данный факт.

В почвах с высокой водопроницающей способностью (легких по гранулометрическому составу) процессы подпитки и инфильтрации могут быстро сменить друг друга, достигая порой высокой интенсивности (в опытах Е.А. Стельмаха до 7 - 8 мм/сут.). Поэтому суммарный влагообмен за достаточно продолжительный расчетный период может быть существенно меньше по абсолютной величине, чем его составные взаимоположенно направленные элементы. Кроме того, исследования показали, что вертикальный влагообмен зоны аэрации с грунтовыми водами не равен влагообмену корнеобитаемого слоя почвы с нижележащими почвенными слоями. Чем меньше мощность расчетного слоя почвы, тем интенсивнее проходят процессы влагообмена в данном слое, а с ростом мощности расчетного слоя эти процессы затухают [8, 11].

Количественную оценку расчетных зависимостей можно выполнить по стандартной методике. Отклонения рассчитанных по нашей методике влагозапасов от измеренных определяются как

$$\delta = \sqrt{\frac{1}{K-1} \sum (W - W_\phi)^2}, \quad (37)$$

где δ - среднеквадратическая ошибка (стандартные отклонения) расчета, мм; K - количество измеренных (фактических) влагозапасов; W , W_ϕ - рассчитанные и измеренные в поле влагозапасы почвы, соответственно, мм.

В табл. 1 в качестве примера точности предложенной методики приведены стандартные отклонения рассчитанных по (33) значений почвенных влагозапасов от измеренных в поле на торфяных почвах под многолетними травами Полесской опытной мелиоративной станции. Обращает на себя внимание достаточно большой разброс точности вычислений по годам.

Таблица 1. Точность расчета динамики влагозапасов на торфяных почвах Белорусского Полесья (слой 0 – 30 см) с применением интегральной модели водного баланса

Год	Расчетный период	Пределы колебания УГВ, см	Пределы колебания влагозапасов, мм	Стандартное отклонение (мм) результатов расчета по (33)	Примечания
1	2	3	4	5	6
1977	12.05-21.09	95 – 135	118 – 196 142 – 191	13,5 10,5	Без полива Орошение
1978	18.05-02.10	120 – 140	72 – 169 93 – 192	19,9 17,0	Без полива Орошение
1979	25.05-11.09	90 – 120	92 – 137 144 – 187	8,0 6,9	Без полива Орошение
1980	23.04-22.09	90 – 130	137 – 188 131 – 196	16,6 16,5	Без полива Орошение

В засушливом и холодном 1978 году стандартная ошибка расчета была наибольшей, снижаясь при расчете от 20 до 17% на варианте с орошением. Во влажные годы (1977, 1980) сохранялась тенденция повышения точности расчета при улучшении водного режима. Стандартные отклонения колебались от 10,5 до 16,5 мм на вариантах с орошением, против 13,5 – 16,6 мм на неорошаемых участках. В засушливом и теплом 1979 году стандартная ошибка расчета составила по вариантам всего 6,9 – 8,0 мм, что не превышает 5 – 9 %.

В заключение отметим, что при расчете динамики почвенных влагозапасов (табл.1) максимальная эвапотранспирация многолетних трав на торфяных почвах Белорусского Полесья определялась по максимальной суточной температуре воздуха с использованием соответствующих биологических коэффициентов.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Аверьянов С.Ф. Борьба с засолением орошаемых земель. – М.: Колос, 1978.
2. Афанасик Г.И., Финский А.И. Подпитывание корнеобитаемого слоя от уровня грунтовых вод // Проблемы мелиорации Полесья: Доклады научно-технической конференции по мелиорации земель Полесья – ч. II – Минск, 1970.
3. Бudyко М.И. Об определении испарения с поверхности суши // Метеорология и гидрология. – М., 1955, № 1.
4. Исполинов А.А. Осушение болот глубокими каналами, врезанными дном в песок // Осушение и освоение земель – Рязань: Московский рабочий, 1971.
5. Лихацевич А.П. К определению влагообмена корнеобитаемой зоны, нижележащими почвенными слоями // Модернизация мелиоративных систем и пути повышения эффективности использования осушенных земель (Материалы конференции). – Минск: БелНИИМиЛ, 1998.
6. Лихацевич А.П., Стельмах Е.А. Модель влагообмена корнеобитаемой зоны с нижележащими почвенными слоями // Проблемы мелиорации и водного хозяйства на со-
- временном этапе. Часть 1 (материалы конференции). – Горки: БГСХА, 1999.
7. Маслов Б.С., Стельмах Е.А., Сидоров И.В. Водобмен почвы с зоной аэрации при дополнительном увлажнении осушаемых земель // Вестник сельскохозяйственной науки. – 1981, № 1.
8. Пыленок П.И. Определение влагообмена между грунтовыми водами и зоной аэрации в Мещерской низменности // Вестник сельскохозяйственной науки. – М., 1985, № 1.
9. Пягай Э.Т. Особенности влагопереноса на орошаемых почвах и их учет при обосновании мелиоративных мероприятий. – Дисс. канд. с.-х. наук. – М., 1983.
10. Рекс Л.М., Якиревич А.М., Зимина Е.А. Математическая модель влагопереноса в солонцовых и содово-засоленных почвах // Коллекторно-дренажные системы в аридной зоне. – М.: ВНИИГиМ, 1986.
11. Стельмах Е.А., Мажайский Ю.А. Вертикальный влагообмен при орошении картофеля на осушаемых супесчаных почвах // Мелиорация и водное хозяйство. Сер.2. Осушение и осушительные системы: Экспресс-информация / ЦБНТИ Минводхоза СССР. – М., 1986. – Вып. 10.
12. Турулев В.В. Регулирование водного режима орошаемых черноземов юга степной зоны Российской Федерации. – Автореферат дисс. докт. с.-х. наук. – Новочеркасск, 2002.
13. Харченко С.И. Гидрология орошаемых земель. – Л.: Гидрометеиздат, 1975.
14. Химин Н.М. Метод расчета влагообмена между корнеобитаемым слоем почвы и грунтовыми водами на орошаемом сельскохозяйственном поле // Метеорология и гидрология, 1989, № 9.
15. Химин Н.М. Обоснование границ применимости термодинамических моделей влагопереноса в зоне аэрации // Метеорология и гидрология, 1988, № 8.
16. Kasa E. Modelowanie nawodnien pogsiakowych. – Falenty: Wydawnictwo IMUZ, 1999.

УДК 556.512:556.135 (476)

Лукиа В.В.

ПРОДЛЕНИЕ РЯДОВ СТОКА РЕК БЕЛОРУССКОГО ПОЛЕСЬЯ И АНАЛИЗ ИХ ОДНОРОДНОСТИ

Проектирование гидротехнических сооружений и мелиоративных систем базируется на значениях расходов воды как средних, так и различной вероятности превышения. Очень часто реки не имеют достаточно длинных рядов инструментальных наблюдений за расходами, поэтому привлекаются реки-аналоги для восстановления гидрологических рядов, но

даже и после восстановления необходима проверка их на однородность.

Целью исследований являлось восстановление рядов речного стока и с последующей проверкой их на однородность. Основу исследования составили расходы 32 рек-створов Белорусского Полесья (табл. 1).

Лукиа Владимир Валентинович. Ассистент каф. сельскохозяйственных гидротехнических мелиораций Брестского государственного технического университета.

Беларусь, БГТУ, 224017, г. Брест, ул. Московская, 267.

Водохозяйственное строительство, теплоэнергетика, экология