

МЕЛИОРАЦИЯ

УДК 551.48: 626.86

РЕАЛИЗАЦИЯ ИНТЕГРАЛЬНОЙ МОДЕЛИ ВОДНОГО БАЛАНСА ПОЧВЫ

А.П. Лихацевич, член-корреспондент НАН Беларуси
доктор технических наук, профессор
(Институт мелиорации и луговодства НАН Беларуси)

Среди основных факторов жизни растений (свет, тепло, влага, пища) одним из наиболее поддающихся регулированию, помимо питания, является влага. Уровень почвенной влажности в значительной мере определяет возможность и степень использования растением других факторов роста и развития. Поэтому регулированию водного режима сельскохозяйственных культур в земледелии и растениеводстве отводится весьма важное место. Исторически сформировалась целая отрасль – сельскохозяйственная гидротехническая мелиорация – с развитым научным и техническим обеспечением, направленная на регулирование водного фактора жизни растений.

В научном обеспечении регулирования водного режима сельскохозяйственных культур первостепенное значение имеет водный баланс почвы. Именно на основе водного баланса корнеобитаемого слоя разрабатываются режимы и технологии управления водным фактором жизни растений. А результирующим показателем этого баланса являются почвенные влагозапасы или влажность почвы. Поэтому совершенствование методов расчета динамики почвенных влагозапасов является одним из важнейших вопросов гидромелиоративной науки.

В простейшее уравнение водного баланса корнеобитаемого слоя почвы входят две группы основных составляющих – приходные (атмосферные осадки, поливы, подток почвенной влаги из нижележащих почвенных слоев) и расходные (эвапотранспирация

и сток влаги за пределы расчетного слоя). Причем по своему воздействию на изменение содержания почвенной влаги основные составные элементы водного баланса разделяются на непрерывные (эвапотранспирация и подток почвенной влаги из нижележащих слоев) и дискретно действующие (атмосферные осадки, поливы, сток влаги за пределы расчетного слоя) [3]. Безусловно, подобное разделение несколько упрощенно представляет динамику водного баланса почвы. Вместе с тем, такой принцип построения водобалансового уравнения, в сравнении с другими, в наибольшей степени соответствует физике процесса перераспределения влаги по почвенному профилю, рассматриваемого в масштабе реального времени (при продолжительности расчетного интервала не менее суток).

Особенно важен предложенный принцип построения водобалансового уравнения с составляющими, имеющими размерность интенсивности (L^{-1}). Ведь совершенно неправомерно «размазывать» интенсивность кратковременных дождей или поливов на весь расчетный интервал, продолжительность которого обычно принимается недельной или декадной. Хотя, справедливости ради, согласимся, что в обычном алгебраическом уравнении водного баланса, в котором все составляющие суммируются за расчетный интервал, говорить об их разделении на "непрерывно протекающие" и "дискретные" просто не имеет смысла. Однако традиционная алгебраическая форма представления водного баланса в принципе не может учесть постоянную изменчивость (динамизм) почвенной влажности, являющейся интегральной характеристикой непрерывно протекающего процесса перераспределения влаги в почвенном профиле. Поэтому помимо традиционной алгебраической формы представления водного баланса при расчетах динамики почвенных влагозапасов предложено использовать более точную, так называемую интегральную форму [4], которая нами приведена к виду [3]

$$\int_{w_1}^{w_2} dW = \int_{w_1}^{w_2} dW + \sum_{t_1}^{t_2} (p + m - c), \quad (1)$$

где W_1 – влагозапасы в расчетном слое почвы в начале расчетного периода (в момент времени t_1), $м^3/га$; W_2 – то же на конец расчетного периода (в момент времени t_2), $м^3/га$; W – текущие влагозапасы в расчетном слое почвы, $м^3/га$; W_y – условные влагозапасы на конец расчетного периода, как составляющая, определяемая только непрерывно идущими процессами подпитки расчетного слоя почвы и водопотребления из него, $м^3/га$; $(p+m-c)$ – составляющие, определяемые дискретно идущими (в масштабе расчетного интервала t_2-t_1) процессами, суммируемыми за промежуток времени t_2-t_1 , $м^3/га$; p – атмосферные осадки, $м^3/га$; m – поливы, $м^3/га$; c – сток влаги за пределы расчетного слоя, $м^3/га$.

Причем

$$\int_{W_1}^{W_y} dW = \int_{t_1}^{t_2} [q(W) - e(W)] dt, \quad (2)$$

где $q(W)$ – плотность восходящего потока влаги через нижнюю границу расчетного слоя, как функция влажности почвы, $м^3/га\cdotсут$; $e(W)$ – интенсивность эвапотранспирации через верхнюю границу расчетного слоя, как функция влажности этого слоя, $м^3/га\cdotсут$.

Расчетная схема (2) ранее реализована нами с использованием простейшего линейного выражения интенсивности эвапотранспирации через почвенные влагозапасы, известного как формула М.И. Будыко [3]

$$e(W) = W / W_{HB}, \quad (3)$$

где W_{HB} – наименьшая влагоемкость расчетного слоя почвы, $м^3/га$.

Вместе с тем, учитывая ограничения формулы М.И. Будыко (3), можно утверждать, что более предпочтительной является уточненная схема А.И. Будаговского [1]

$$e(W) = \begin{cases} 0, & \text{при } W_a < 0; \\ W_a / W_{акв}, & \text{при } 0 \leq W_a < W_{акв}; \\ e_m, & \text{при } W_{акв} \leq W_a < W_{анр}. \end{cases} \quad (4a)$$

$$e(W) = \begin{cases} 0, & \text{при } W_a < 0; \\ W_a / W_{акв}, & \text{при } 0 \leq W_a < W_{акв}; \\ e_m, & \text{при } W_{акв} \leq W_a < W_{анр}. \end{cases} \quad (4б)$$

$$e(W) = \begin{cases} 0, & \text{при } W_a < 0; \\ W_a / W_{акв}, & \text{при } 0 \leq W_a < W_{акв}; \\ e_m, & \text{при } W_{акв} \leq W_a < W_{анр}. \end{cases} \quad (4в)$$

где W_a – активные почвенные влагозапасы, $\text{м}^3/\text{га}$; $W_{\text{акв}}$ – активные влагозапасы почвы, соответствующие так называемой критической влагоемкости, $\text{м}^3/\text{га}$; ε_m – интенсивность максимальной эвапотранспирации, определяемая только погодными условиями, $\text{м}^3/\text{га}\cdot\text{сут}$; $W_{\text{апр}}$ – предельные активные почвенные влагозапасы, при которых обеспечиваются требуемый внутрипочвенный влаговоздухообмен и максимальная эвапотранспирация, $\text{м}^3/\text{га}$.

Принято считать, что

$$W_a = W - W_o; \quad W_{\text{акв}} = W_{\text{кк}} - W_o, \quad (5)$$

где W_o – связанные (мертвые) почвенные влагозапасы, не участвующие во влагообмене и водопотреблении, $\text{м}^3/\text{га}$; $W_{\text{кк}}$ – критическая влагоемкость почвы, при которой эвапотранспирация достигает своего максимума и далее определяется только погодными условиями (сосущей силой атмосферы), $\text{м}^3/\text{га}$.

Заметим, что расчетная схема (4) справедлива только при наличии требуемого для активного роста и развития растений внутрипочвенного воздухообмена, т.е. до определенного насыщения почвы влагой, когда в ней еще остается достаточно сквозных воздушных пор, свободных от воды, что и ограничивает область применения (4в). Но поскольку нас интересует водобалансовый расчет при отсутствии подтоплений и затоплений расчетного слоя почвы, то будем рассматривать схему (4), как удовлетворяющую нас в заданном диапазоне почвенных влагозапасов.

Процессы подпитки и водопотребления (эвапотранспирации) можно соотнести с некоторой горизонтальной водной поверхностью (расположенной внутри расчетного слоя почвы), площадь которой равна отношению активных почвенных влагозапасов к мощности расчетного слоя. Тогда плотность подпитки можно выразить через функцию

$$q(W) = K_a \frac{W_a}{h_a} \left[\frac{W_{\text{апр}}}{W_a} - 1 \right], \quad (6)$$

где K_a – скорость внутрипочвенного влагопереноса, определяемая активными влагозапасами, $\text{м}/\text{сут}$; h_a – мощность активного (расчетного) слоя почвы, м ; $W_{\text{апр}}$ – активные равновесные влагоза-

пасы, при которых и выше которых исчезает всасывающая способность почвы, $m^3/га$; W_a/h_a – поверхность внутрипочвенного влагообмена, $m^2/га$.

Выражение, заключенное в последнем уравнении в скобки, является градиентом сосущей (впитывающей) способности почвы. Подобная форма данного градиента предложена С.И. Долговым [2]. В соответствии с ней

$$q(W) = \frac{K_a W_{ap}}{h_a} \left(1 - \frac{W_a}{W_{ap}} \right). \quad (7)$$

При достижении почвенными влагозапасами уровня критических, согласно схеме (4), скорость подпитки начинает уравнивать скорость максимальной эвапотранспирации, т.е.

$$K_{акв} = \frac{\varepsilon_m h_a}{W_{акв}}, \quad (8)$$

где $K_{акв}$ – скорость внутрипочвенного влагопереноса, соответствующая критической влажности почвы и равная скорости максимальной эвапотранспирации.

С учетом последнего равенства получим

$$q(W) = \varepsilon_m \frac{K_a}{K_{акв}} \cdot \frac{W_{ap}}{W_{акв}} \left(1 - \frac{W_a}{W_{ap}} \right). \quad (9)$$

Следовательно, справедливой будет следующая запись расчетного алгоритма $q(W)$:

$$q(W) = \begin{cases} 0, & \text{при } W_a < 0; & (10a) \\ \varepsilon_m \frac{K_a}{K_{акв}} \left(\frac{W_{ap} - W_a}{W_{акв}} \right), & \text{при } 0 < W_a < W_{ap}; & (10б) \\ 0, & \text{при } W_{ap} \leq W_a < W_{апр}, & (10в) \end{cases}$$

В соответствии с линейной схемой А.И. Будаговского (4), имеющей перелом в точке $W_{акв}$, почвенные влагозапасы будут обеспечивать максимальную эвапотранспирацию в диапазоне

$$W_{акв} \leq W_a \leq W_{ap} \leq W_{апр}. \quad (11)$$

С учетом алгоритма (10) и ограничений (11) результирующая подпитки и водопотребления будет равна

$$q(w) - \varepsilon(w) = \begin{cases} 0, & \text{при } w_a < 0; & (12a) \\ -\varepsilon_m \left[\frac{w_a}{W_{акв}} - \frac{K_a}{K_{акв}} \left(\frac{W_{ап} - w_a}{W_{акв}} \right) \right], & \text{при } 0 \leq w_a < W_{акв}; & (12б) \\ -\varepsilon_m \left[1 - \frac{K_a}{K_{акв}} \left(\frac{W_{ап} - w_a}{W_{акв}} \right) \right], & \text{при } W_{акв} \leq w_a < W_{ап}; & (12в) \\ -\varepsilon_m, & \text{при } W_{ап} \leq w_a < W_{ап}. & (12г) \end{cases}$$

Появление уравнения (12в) в расчетном алгоритме (12) вызвано тем, что приходится учитывать второй перелом приближенной функции эвапотранспирации, который, согласно схеме А.И. Будаговского, имеет место в точке $W_a = W_{акв}$. Общая область применения (12) ограничена пределами

$$0 < w_a < W_{ап}. \quad (13)$$

Возвращаясь к интегральному уравнению (2), можем привести простейшие, вытекающие из (12), аналитические выражения для расчета условных влагозапасов почвы

$$W_y = \begin{cases} W_o + (W_1 - W_o) \exp \left[-\frac{E_m}{W_{акв}} \right], & \text{при } k_a \ll k_{акв}; & (14a) \\ W_o + (W_1 - W_o) \exp \left[-\frac{E_m}{W_{акв}} \right] + (W_p - W_{кв}) \left[1 - \exp \left[-\frac{E_m}{W_{акв}} \right] \right], & \text{при } k_a = k_{акв}; & (14б) \\ W_1 - E_m, & \text{при } W_{ап} \leq w_a < W_{ап}. & (14в) \end{cases}$$

где E_m – максимальная эвапотранспирация, не ограничиваемая почвенными влагозапасами (при текущих погодных условиях), за расчетный интервал t_2-t_1 , м³/га; W_p – равновесные почвенные влагозапасы, при которых и выше которых исчезает всасывающая способность почвы, определяющая подпитку расчетного слоя из нижележащих почвенных слоев, м³/га.

Формула (14а) справедлива при влажности почвы, близкой к

границе прочно связанной влаги (W_0), характеризуемой очень низким коэффициентом влагопроводности. В свою очередь, формулы (14б) и (14в) соответствуют условиям орошаемого земледелия, когда почвенные влагозапасы регулируются и поддерживаются в пределах (11).

Для других диапазонов простого аналитического решения, аналогичного предыдущим, нет. Сложность связана с необходимостью привязки равновесной влагоемкости к конкретному уровню почвенного влагонасыщения и выражения скорости передвижения почвенной влаги через текущую влажность почвы. Однако в дальнейшем такие решения возможны через применение некоторых упрощенных схем.

Водобалансовый расчет завершается обычным алгебраическим уравнением

$$w_2 = w_y + \sum_{t_1}^{t_2} (p + m - c). \quad (15)$$

Напомним, что всегда должно выполняться условие

$$w_2 \leq w_p, \quad (16)$$

где W_p – равновесные влагозапасы, при которых и выше которых становится равной нулю всасывающая способность почвы, м³/га.

В противном случае появляется внутрпочвенный сток, равный

$$c = w_2 - w_p > 0. \quad (17)$$

В заключение отметим, что полученная нами формула (14б) повторяет ранее экспериментально апробированную зависимость, основанную на расчетной схеме М.И. Будыко, являющейся частным случаем формулы А.И. Будаговского [3]. Не менее известной является также зависимость (14в), на основе которой реализуется простейшее алгебраическое уравнение водного баланса корнеобитаемого слоя почвы в условиях орошаемого земледелия. Подобные совпадения не являются случайными, подтверждая правомочность применения в расчетах водного баланса почвы предлагаемых нами алгоритмов (10), (12), (14), уточненных по сравнению с [3].

Литература

1. Будаговский А.И. Зависимость испарения от влажности почвы // Сухо-вей, их происхождение и борьба с ними. – М.: Изд-во АН СССР, 1957. – С. 189-198.
2. Долгов С.И. Исследования подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. – М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948. – 207 с.
3. Лихацевич А.П., Стельмах Е.А. Оценка факторов, формирующих неустойчивую влагообеспеченность сельскохозяйственных культур в гумидной зоне. – Мн.: ООО «Белпринт», 2002. – 210 с.
4. Химин Н.М. Метод расчета влагообмена между корнеобитаемым слоем почвы и грунтовыми водами на орошаемом сельскохозяйственном поле // Метеорология и гидрология. – 1989. – №8. – С. 104-111.

Резюме

Показано, что традиционная алгебраическая форма представления водного баланса почвы не может учесть постоянную изменчивость почвенной влажности, являющейся интегральной характеристикой непрерывно протекающего процесса потребления и перераспределения влаги в почвенном профиле. Предложено разделить составляющие водного баланса на две категории: непрерывно действующие (эвапотранспирация, подпитка и т.п.) и дискретные (осадки, поливы, сток и т.п.). В соответствии с этим делением формируется и решается интегральное уравнение водного баланса. Приведены аналитические решения уравнения для простейших случаев. Показано их соответствие опытным данным.

Ключевые слова: водный баланс почвы, влажность, осадки, поливы, сток.

Summary

Likhatchevich A. Realization of integral model of a water balance of soil.

It is shown, that the traditional algebraic form of submission of a water balance of soil can not take into account a regular variability of soil humidity being integral characteristic of flowing continuously process of consumption and redistribution of a moisture in a soil profile. It is offered to divide components of a water balance into two categories: acting continuously (evapotranspiration, replenishment etc.) and discrete (precipitation, watering, run-off etc.). According to this division, the integral equation of water balance is set up and decided. The analytical solutions of the equation for elementary cases are indicated. Their correspondence to the experiment data is shown.

Key words: water balance of soil, humidity, precipitation, watering, run-off.