

УДК 532.546

# МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАСЧЕТА УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД ОРОШАЕМЫХ ПОЛЕЙ ПРИ ОБОСНОВАНИИ ТЕХНОЛОГИЙ ИХ МОДЕРНИЗАЦИИ И РЕКОНСТРУКЦИИ

Ю. И. КАЛУГИН, С. Н. КУРГАНСКАЯ, В. С. СИРЫЙ

*Институт гидромеханики НАН Украины, Киев*

*Получено 05.02.2004*

Рассматривается имитационная математическая модель расчета уровней грунтовых вод орошаемого поля с учетом различных режимобразующих факторов. Предлагаемая методика дает возможность оценить динамику формирования уровенных режимов и определить основные направления их оптимизации. Так как ряд процессов, имеющих отношение к проблеме переноса влаги и миграции солей, допускает математическое моделирование с использованием одномерных потоков в зоне аэрации, то преимущество одномерного рассмотрения процессов состоит в относительной простоте анализа соответствующих уравнений на ЭВМ и построений оптимизационных имитационных моделей.

Розглядається імітаційна математична модель розрахунку рівнів грунтових вод зрошуваного поля з урахуванням різних режимобразуючих факторів. Запропонована методика дає можливість оцінити динаміку формування режимів рівнів і визначити основні напрямки їх оптимізації. Оскільки ряд процесів, які мають відношення до проблеми переміщення вологи та солей, допускають математичне моделювання з використанням одновимірних течій в зоні аерації, то перевага одновимірного розгляду процесів полягає у відносній простоті аналізу відповідних рівнянь на ЕОМ і побудові оптимізації імітаційних моделей.

The simulation mathematical model of the calculation water table irrigated field is Offered with provision for different regimeобразующих factor. The proposed methods enables to value the speaker of the shaping уровенных mode and define the main trends to their optimization. Since variety of processes, referring to problem of the carrying влаги and migration of the salts, allows mathematical modeling with use univariate flow in zone of the aerations, that advantage of univariate consideration of the processes consists in relative simplicity of the analysis corresponding to equations on COMPUTER and buildings оптимизационных simulation models.

## ВВЕДЕНИЕ

Подтопление земель формируется под действием природных и техногенных факторов и источников. При подтоплении не только повышается уровень грунтовых вод, но изменяется их химический состав, влажностной и солевой режим грунтов зоны аэрации, прочностные и деформационные свойства грунтов, почвообразовательные процессы и др.

В результате выхода из строя вертикального дренажа на площади 66 тыс. га орошаемых земель Украины их эколого-мелиоративное состояние ухудшилось в связи с повышением уровня грунтовых вод выше критической глубины [1]. Поэтому прогноз подтопления мелиорируемых земель связан с необходимостью анализа большого количества естественных процессов, протекающих в орошаемых почвах, и приобретает особое значение при обосновании проектных режимов оросительной системы, а также при исследовании ее эколого-экономической эффективности.

При проектировании защитных мероприятий на подтопленных мелиорируемых полях необходимо тщательное изучение гидрогеологических усло-

вий и проведения фильтрационных расчетов для обоснованного выбора технологий их модернизаций и реконструкции, удовлетворяющих условиям точных технологий для орошаемого земледелия, т. е. когда суточное поступление влаги на поверхность полей равно суммарному испарению.

На наш взгляд, разработка математических моделей имитационно-оптимизационного характера для обоснования защитных мероприятий и их эколого-экономической эффективности в случае орошаемого поля должна быть, в первую очередь, применена к орошаемому участку (полю), а затем ко всей оросительной системе в целом. Перспективны в этом отношении технологии, когда при проектировании и реконструкции оросительная система комплектуется из подсистем (полей), допускающих осуществление дифференцированного подхода к использованию грунтов с разными водно-физическими свойствами и разным содержанием питательных веществ [1].

## 1. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧ

Расчет уровенного режима такого модуля (поля) может быть осуществлен на основе трехмер-

ной модели влагопереноса в зоне аэрации и фильтрации грунтовых вод с учетом осадков, поливов, суммарного испарения, работы дренажной сети, которая в общем случае может быть выборочной, а также с учетом влияния каналов, регулирующих бассейнов и др. гидротехнических сооружений (рис. 1). Решение такой трехмерной краевой задачи даже численными методами затруднительно как с точки зрения реализации вычислительной схемы на ЭВМ, так и количества вычислений [2]. В этой связи, для гидрогеологической схемы двухслойного пласта со слабопроницаемым прослоем предлагается прогноз и исследование динамики уровней грунтовых вод осуществлять по упрощенной математической модели с использованием двумерного уравнения фильтрации в гидравлической постановке:

$$\mu \frac{\partial H}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_b \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_b \frac{\partial H}{\partial y} \right) + W(x, y, t, H), \quad (1)$$

где  $x, y$  – пространственные координаты;  $\mu$  – коэффициент влагоемкости;  $H$  – гидравлический напор;  $K_b = k_f m$ ,  $k_f$  – коэффициент фильтрации;  $m$  – мощность насыщенности водоносного горизонта (при горизонтальном водопоре  $m = H$ );  $W(x, y, t, H) = q_1(x, y, t) + q_2(x, y, t, H)$  – сток (источник),  $q_1(x, y, t)$  – потери или поступления на свободную поверхность,  $q_2(x, y, t, H) = \frac{k_1}{m_0} (h - H)$  – переток с нижнего горизонта,  $h$  – гидравлический напор в нижнем горизонте;  $k_1$  – коэффициент фильтрации слабопроницаемого слоя ( $k_1 \ll k_f$ ),  $m_0$  – мощность слабопроницаемого слоя.

Прогноз и исследование динамики загрязнений грунтовых вод может быть осуществлен на основе гидравлической теории геохимических процессов, отражающих специфику миграции вещества в безнапорных потоках. Применительно к уравнению (1) необходимо решать уравнение конвективной диффузии [3]

$$\frac{\partial(MC)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( D_r M \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_r M \frac{\partial C}{\partial y} \right) - \frac{\partial}{\partial x} (M V_x C) - \frac{\partial}{\partial y} (M V_y C) + C_1 q_1 + C_2 q_2, \quad (2)$$

где  $C$  – концентрация порового раствора;  $M = \theta m$ ,  $\theta$  – пористость;  $D_r$  – коэффициент гидродинамической дисперсии (разные значения по  $x, y$ );  $V_x, V_y$  – компоненты скорости фильтрации;  $C_1$  – концентрация раствора, который проходит через зону неполного насыщения;  $C_2$  – поступление солей с нижних горизонтов.

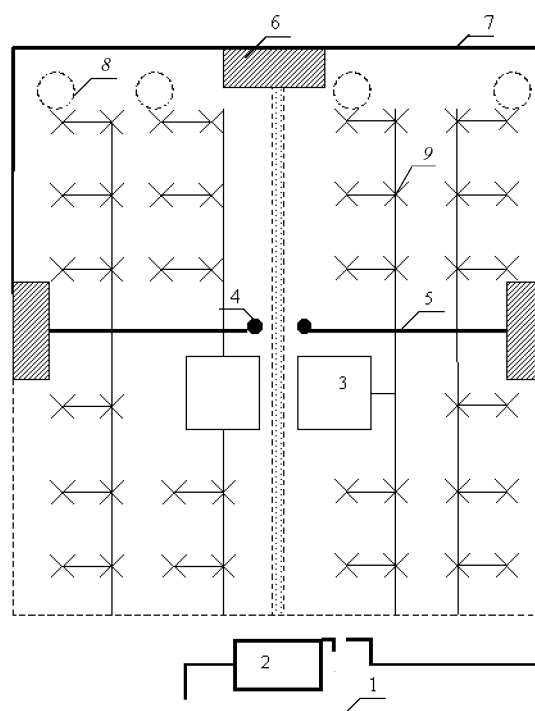


Рис. 1. Фрагмент модуля (поля):

- 1 – магистральный канал; 2 – регулирующие емкости;
- 3 – аванкамеры насосных станций;
- 4 – насосные станции подкачивания;
- 5 – напорные трубопроводы;
- 6 – коллекторно-дренажные емкости;
- 7 – открытые оросители; 8 – дренажные коллекторы;
- 9 – дождевальные средства

В случае необходимости в уравнении (2) можно учесть физико-химическое взаимодействие загрязняющих веществ между подземными водами и почвой.

В узлах неравномерной прямоугольной сетки уравнения (1), (2) заменяются системой конечно-разностных уравнений по неявной схеме, которая решается на каждом шаге по времени методом попеременной прогонки с использованием итераций по нелинейностям в коэффициентах [2], когда при проходе сеточной области сверху донизу прогоночные коэффициенты вычисляются слева направо по строкам области, а решение в узлах сети вычисляется по известным рекуррентным формулам справа налево. При проходе же сеточной области снизу доверху прогоночные коэффициенты вычисляются справа налево по строкам, а решение в узлах сети – по рекуррентным формулам слева направо. Как показывают результаты многочисленных опытных расчетов, такая вычислительная схема оптимальна с точки зрения точности расчетов приближенного решения и исполь-

зуються, головним образом, при виконанні довгосрочних прогнозів (роки) рівней ґрунтових вод. Для краткосрочних прогнозів можна застосовувати економічні різницеві схеми (локально-одномерний метод) [2].

Урахування надходження або втрати з вільної поверхні рівней ґрунтових вод (УГВ) здійснюється шляхом моделювання процесу вологопереносу в зоні аерації в кожному вузлі сітчастої області з використанням одномерного рівняння вологопереносу по вертикалі з:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta, z) \frac{\partial H}{\partial z} \right) + S(t, z), \quad (3)$$

де  $\theta$  – об’ємна вологість;  $K(\theta, z)$  – коефіцієнт вологопереносу;  $S(t, z)$  – джерельний член, уключаючий забор вологі з поверхні землі і коріння рослин [4].

Степень розвитку корневої системи рослин залежить від зовнішніх умов: зміни температури середовища, освітлення, вологості ґрунту, глибини залегання ґрунтових вод і др.

В умовах запропонованої моделі швидкість випаровування з поверхні землі задавалася як складова потенціальної суммарної транспірації  $E(t)$  з допомогою індексу поверхні  $0 \leq L_c < 1$ , а решта розподілялася по глибині корневої системи  $h_k(t)$  в вигляді стоків, величина інтенсивності яких залежить від вологості і температури  $T$ :

$$S(z, \theta, T) = E(t) \cdot L_c(t) \cdot r(\theta) \cdot r(T), \quad (4)$$

де  $r(\theta)$ ,  $r(T)$  – редукційні коефіцієнти, лімітуючі водозабір корневою системою рослин, і рівні 1 в діапазоні вологостей  $\theta_{кр} < \theta < \theta_{нв}$ , температур  $T_n < T < T_b$ ;  $\theta_{кр}$ ,  $\theta_{нв}$  – об’ємні вологості при найменшій і критичній зволоженні ґрунту;  $T_n$ ,  $T_b$  – нижній і верхній межі температури, обмежуючі споживання вологі рослиною.

Для визначення коефіцієнта теплопровідності в світовій науці пропонується ряд апроксимаційних залежностей, наприклад формула Genuchten M. Th., яка має наступний вигляд:

$$K(\theta, z) = k_f S_e^\lambda \left\{ 1 - \left[ 1 - S_e^{\frac{n}{n-1}} \right]^{\frac{n-1}{n}} \right\}^2, \quad (5)$$

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r},$$

де  $\theta_r$  – залишкова вологість;  $\theta_s$  – вологість при повній насиченості;  $n$ ,  $\lambda$  – визначаються в результаті обробки даних для конкретних ґрунтів.

В рівнянні теплопереносу

$$C(z, \theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_p(z, \theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (6)$$

залежність коефіцієнтів теплопровідності і теплоємності від вологості, щільності, структури і температури ґрунту приймаються за аналогії з [5].

Для прогнозу міграції солей в зоні аерації, наприклад, хімічно неактивного іона  $Cl$ , рекомендується [6] застосовувати рівняння конвективної дифузії (однокомпонентна модель)

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial C}{\partial z} \right) - \frac{\partial(vC)}{\partial z} - \delta WC - \beta_c(C - C_k), \quad (7)$$

де  $C$  – загальна концентрація іона в поровій рідині;  $D(v, C)$  – коефіцієнт конвективної дифузії;  $v = -k(W) \frac{\partial H}{\partial z}$  – швидкість вологопереносу;  $0 < \delta_c < 1$  – редукційний коефіцієнт, уключаючий поглинання солей корневою системою;  $\beta_c$  – коефіцієнт швидкості розчинення;  $C_k$  – концентрація граничного насичення.

В спрощеному варіанті розглянемо випадок, коли рівень ґрунтових вод поля в літній сезон відомий або регулюється, а задача імітаційного моделювання зводиться до розв’язання рівняння (3) з змінними во часі граничними умовами поверхні землі. На нижній межі (поверхні ґрунтових вод) задається напор  $H = H(t)$ , відповідний відомому УГВ. Для рівняння (6) на цих границях задаються відомі значення температури на поверхні землі і УГВ. Граничні умови для рівняння солепереносу (7) відповідають умовам непереходу солей на поверхні землі  $\partial C / \partial z = 0$  і постійності концентрації солей в ґрунтових водах  $C = C_b = \text{const}$ .

При складанні імітаційно-оптимізаційного сценарію необхідно визначати в процесі розв’язання системи рівнянь (3), (6), (7) наступні складові водного балансу корнеобитального шару за час  $\Delta t$ : суммарна кількість опадів  $R$  в мм, випаровування з поверхні землі  $P$  (мм), суммарні втрати вологі з корнеобитального шару або надходження вологі в корнеобитальний шар з зони аерації  $G$  (мм), забор вологі корневою системою (транспірація)  $T_p$  (мм), наявні запаси продуктивної вологі в корневій зоні  $G_n$  (мм) і середню концентрацію солей  $C^*$  (г/л).

Споживання вологі рослиною сприятливо в корнеобитальному шарі при наявності продуктивних

запасов  $u = \theta_{\text{нв}} - \theta_{\text{зв}}$ , где  $(\theta_{\text{нв}}, \theta_{\text{зв}})$  – интервал влажности от наименьшей влагоемкости  $\theta_{\text{нв}}$  до влажности завядания  $\theta_{\text{зв}}$  [6]. Однако для некоторых влаголюбивых растений этот интервал может быть сокращен до интервала  $\theta_{\text{нв}} - \theta_{\text{зв}} \leq 0.7\theta_{\text{нв}} - \theta_{\text{зв}}$ .

## 2. МЕТОД РЕШЕНИЯ, ПРИМЕРЫ

При численном решении задачи выбор метода решения разностных уравнений во многом зависит от способа аппроксимации дифференциальных уравнений (3), (6), (7) [2]. В настоящей статье схема реализации численного метода состояла в поэтапном решении в каждый момент времени  $t = t_k$  нелинейных алгебраических уравнений, которые аппроксимируют систему уравнений (3), (6), (7) на неравномерной сетке с шагами  $0.01 \text{ м} \leq h_j \leq 0.1 \text{ м}$  и местами сгущения у поверхности земли и на границах раздела слоев грунта. Шаг по времени  $\tau_k$  выбирался переменным в зависимости от продолжения осадков (поливов) и равным 0.1 его части, а для периода иссушения автоматически увеличивался в 1.3 раза и не превышал 0.2 суток [4].

Для имитации динамики влагозапасов корнеобитаемого слоя мощностью 0.5 м в течение вегетационного периода при вертикальном влагопереносе в двухслойном грунте с границей раздела  $z = 2.5 \text{ м}$  и поверхности земли  $z = m = 3 \text{ м}$  коэффициент влагопроводности  $k(\theta)$  и зависимость влажности от напора  $H$  рассчитывались согласно формул

$$k(\theta) = k_f \left( \frac{\theta - 0.05\theta_0}{\theta_{\text{п}} - \theta_0} \right)^{n_k},$$

$$\theta = \frac{\theta_{\text{п}} + 0.05\theta_0 \epsilon^{\frac{1}{n} \ln(\frac{H}{\beta})}}{1 + \epsilon^{\frac{1}{n} \ln(\frac{H}{\beta})}}, \quad (8)$$

где  $\theta_0$  – влажность, при которой прекращается движение влаги;  $n_k$ ,  $\beta$ ,  $n$  – показатели, определяющиеся опытными данными изучения влагопереноса конкретных грунтов.

Водно-физические характеристики верхнего слоя грунта мощностью 0.5 м принимали значения  $k_f = 0,25 \text{ м/сут}$ ,  $n_k = 2,4$ ,  $\theta_{\text{п}} = 0,5$ ,  $\theta_0 = 0,15$ ,  $\beta = 8,17$ ,  $\theta_{\text{нв}} = 0,4$ ,  $\theta_{\text{кр}} = 0,31$ ,  $\theta_{\text{зв}} = 0,28$ ; нижнего подстилающего слоя грунта –  $k_f = 0,1 \text{ м/сут}$ ,  $n_k = 1,75$ ,  $\theta_{\text{п}} = 0,4$ ,  $\theta_0 = 0,1$ ,  $\beta = 12,3$ ,  $\theta_{\text{нв}} = 0,32$ ,  $\theta_{\text{кр}} = 0,22$ ,  $\theta_{\text{зв}} = 0,19$ .

При регулировании влажности корнеобитаемого слоя часто за основной технологический критерий можно принимать наличие продуктивной

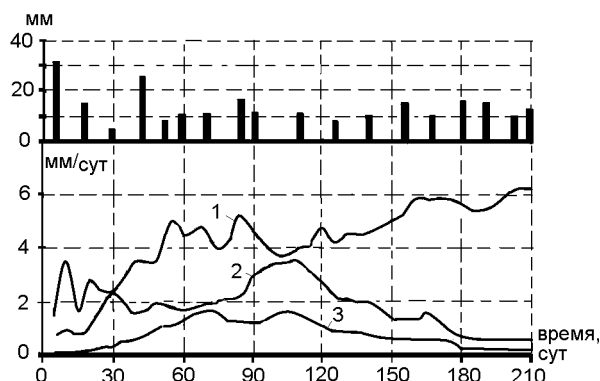


Рис. 2. Динамика запасов продуктивной влаги (ЗПВ) в корневом слое 0,1 ÷ 0,5 м и водного баланса за вегетацию:

1 – ЗПВ (мм); 2 – транспирация, мм/сут;  
3 – поверхностное испарение, мм/сут

влажности в этом слое:

$$Q_{\text{пр}}(t) = \int_{m-h_k}^m (\theta_{\text{нв}}(z) - \theta_{\text{кр}}(z)) dz \quad (\theta \geq \theta_{\text{кр}}), \quad (9)$$

где  $h_k(t)$  – мощность корнеобитаемого слоя, зависящая от вида и фазы развития растений и других факторов.

Имитационно-оптимизационное моделирование содержания продуктивной влаги в корнеобитаемом слое при одном сценарии проводилось, когда количество осадков в летний период составило 320 мм, транспирация 170 мм, испарение с поверхности земли 65 мм, температура изменялась от 3 до 20°C, а глубина корневого слоя изменялась от 0.15 до 0.5 м, суммарная транспирация задавалась переменной от 2 до 8 мм/сут, осадки распределялись с интенсивностью от 10 до 50 мм.

На рис. 2 приведена динамика водного режима в летний сезон (210 суток) с учетом водозабора корнями растений при уровне грунтовых вод  $H = 2 \text{ м}$  в перерасчете на мм/сут. Результаты моделирования в этом случае указывают на то, что при данном распределении осадков, поверхностного испарения и транспирации за сезон дефицит продуктивной влаги в корнеобитаемом слое отсутствует, так как запасы продуктивной влаги каждые сутки больше значений транспирации.

На рис. 3 представлена динамика количества продуктивной влажности, содержащейся в корнеобитаемом слое при разных положениях УГВ ( $H = 3 \text{ м}$ ,  $H = 1,5 \text{ м}$ ) и транспирации растений большого водопотребления.

Анализ моделирования этих двух сценариев показал, что при уровне  $H = 3 \text{ м}$  наличие дефици-

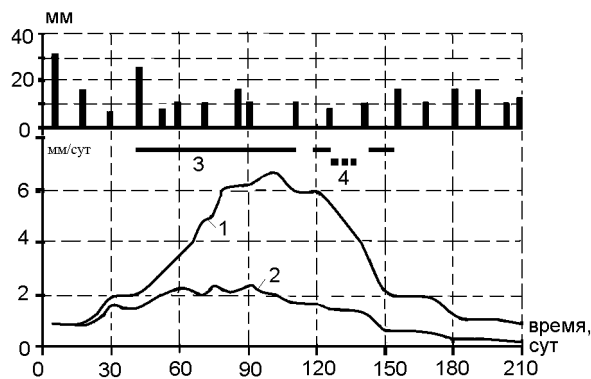


Рис. 3. Существование дефицита продуктивной влаги:  
 1 – транспирация; 2 – поверхностное испарение;  
 3, 4 – длительность дефицита влаги корневого слоя при уровне грунтовых вод соответственно 3 и 1,5 м

та продуктивной влаги в корневом слое продолжительное во времени и равняется 85 суток сравнительно с положением УГВ 1,5 м, продолжающемся 10 суток. С точки зрения увлажнения корнеобитаемого слоя в этом случае необходимо его дополнительное увлажнение, которое существенным образом должно повлиять на продуктивность растений. Поэтому предлагаются оптимальные и водосберегающие режимы расчета при условии

$$U = Q_{\text{пр}}(t) - \int_{m=h_k}^m S(t, z) dz \leq 0, \quad (10)$$

т. е. когда разность между запасами продуктивной влаги и влаги, потребляемой растениями в корневом слое, положительна. Водосберегающие режимы орошения отличаются от оптимальных предполивающим порогом влагоемкости почв корнеобитаемого слоя в разные межфазовые периоды развития растений. Все элементы водного баланса корнеобитаемого слоя в летний сезон определить экспериментальным путем практически невозможно. Однако попытаться решить такую задачу можно путем использования современных методов математического моделирования влагопереноса, интегрируя уравнения (1) с выполнением условия (9) и назначением поливов при его невыполнении.

При более жестком режиме увлажнения интегрировать уравнение (2) приходится при выполнении условия, что изменение запасов продуктивной влаги находится в диапазоне  $\theta_{\text{нв}} - \theta_{\text{вз}} \leq u \leq \leq 0.7\theta_{\text{нв}} - \theta_{\text{вз}}$ .

В ситуации, когда при двустороннем регулировании увлажнения корнеобитаемого слоя за основ-

ные критерии выбраны не только наличие продуктивной влаги, но и содержание солей в этом слое, учитывается изменение средней концентрации солей в корнеобитаемом слое:

$$C_{\text{ср}} = \frac{1}{h_k} \int_{m-h_k}^m C(t, z) dz, \quad (11)$$

может возникнуть ситуация невозможности удовлетворения одновременно оптимальным условиям по увлажнению и по засолению корнеобитаемого слоя. На рис. 4 представлены результаты численных расчетов влагопереноса, выполненных для разных значений начального засоления, зоны аэрации. В вариантах с разными уровнями грунтовых вод и одинаковыми климатическими условиями интерес вызывает изменение средней концентрации солей  $C_{\text{ср}}$  корнеобитаемого слоя в течение вегетационного периода в зависимости от глубины залегания грунтовых вод и их минерализации. Тогда наиболее простой задачей оптимизации водно-солевого режима корневого слоя является обоснование критической глубины залегания грунтовых вод, оптимальные значения которой зависят от вида растений и фазы их развития.

На рис. 4 (кривые 1, 2) представлены сценарии развития накопления солей в корнеобитаемом слое при их начальной концентрации 0.1 г/л в поровом растворе приповерхностного слоя мощностью 0.25 м, в зоне аэрации – 1 г/л, в грунтовых водах с уровнем залегания 2 м от поверхности – 3 г/л. Составляющие водного баланса корнеобитаемого слоя за расчетный период 210 суток составили соответственно: 326 мм – суммарная транспирация, 276 мм – осадки, 14 мм – превышения поступления влаги из зоны аэрации в корнеобитаемый слой, что является главным показателем устойчивого засоления корнеобитаемого слоя в летний период.

Анализ динамики процесса засоления показывает (рис. 4), что поступления солей в корнеобитаемый слой происходит в первые 20–30 сут. и стабилизируется через 100–140 суток, т. е. к середине теплого сезона. При мощности слоя  $0.2 \text{ м} < h_k < 0.25 \text{ м}$  характерные кратковременные колебания концентрации  $C_{\text{ср}}$  в весенний период вызваны изменениями влажности в слое за счет осадков и суммарной транспирации. К концу сезона ( $t \leq 250 \text{ сут}$ ,  $h_k \leq 0.5 \text{ м}$ ) предельные значения концентрации солей корнеобитаемого слоя значительно меньше значений концентрации солей в грунтовых водах и в зоне аэрации в целом.

В зимний сезон, когда величина осадков значительно превосходит величину испарений, происхо-

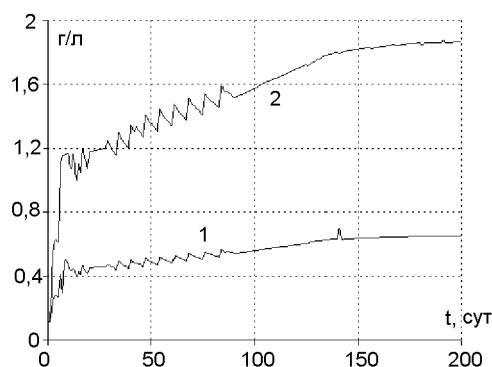


Рис. 4. Изменение средней концентрации солей порового раствора корнеобитаемого слоя в период вегетации для различной степени минерализации ґрунтових вод при глубине их залегания 2 м: 1 – минерализация 1.0 г/л; 2 – минерализация 3.0 г/л

дит промывка верхнего слоя до изначальной концентрации 0.1 г/л. Как показывают многочисленные имитационные расчеты влагосолепереноса, создание путем дополнительных поливов промывного режима требует больших расходов воды и мало эффективно, поэтому более действенным будет регулирование УГВ и поддержание его на некоторой безопасной критической глубине.

На рис. 5 представлен сценарий развития засоления корнеобитаемого слоя при другой изначальной концентрации солей 0.1 г/л в верхнем приповерхностном слое зоны аэрации мощностью 1.5 м. В соответствии с полученными результатами интенсивность засоления корнеобитаемого слоя существенно изменяется за более длительный период, равный 140 сут. В этой ситуации в конце сезона концентрация солей, накопившихся в корнеобитаемом слое, значительно ниже концентрации солей в ґрунтовых водах (3 г/л).

Таким образом, моделирование различных сценариев засоления корнеобитаемого слоя в летний период с учетом динамики изменения основных составляющих водного баланса зоны аэрации и корнеобитаемого слоя в отдельности дает возможность оценить и учесть влияние этих составляющих на водно-солевой режим орошаемого поля, обосновать оптимальные глубины залегания УГВ.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенные здесь имитационно-оптимизационные модели вполне годятся для обоснования не только дренажных систем при их проектировании, реконструкции, но и при обосновании защитных

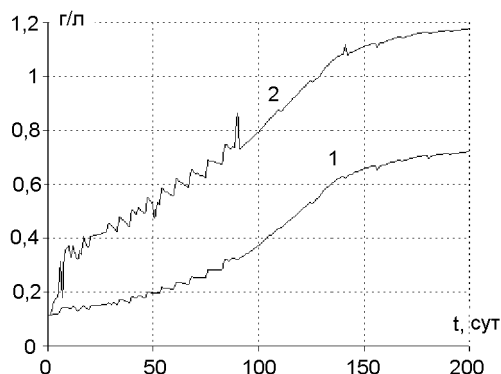


Рис. 5. Изменение средней концентрации солей порового раствора корнеобитаемого слоя в период вегетации в зависимости от мощности слоя изначального рассоления зоны аэрации: начальной концентрацией солей 0.1 г/л 1 – УГВ 2 м, минерализация ґрунтових вод 3.0 г/л, мощность приповерхностного слоя зоны аэрации 1.5 м; 2 – мощность слоя равна 1 м

мероприятий от подтопления полей орошения. Таким образом, современное состояние по созданию имитационных моделей прогноза уровней ґрунтовых вод, формирования процесса подтопления и уровней режимов ґрунтовых вод открывает новые практические подходы к обоснованию технологий и модернизации полей орошения: прогноз подтопления территории ґрунтовыми водами; вариантное решение методов защиты от подтопления или засоления; обоснование технологий модернизации и реконструкции.

1. Коваленко П.И., Михайлов Ю.О. Концепция модернизации орошувальних систем України // Міжвід. наук.-тех. Зб. Меліорація і водне господарство.– 2002.– 88.– С. 3–14.
2. Марчук Г.И. Методы вычислительной математики.– М.: Наука, 1980.– 536 с.
3. Рекс Л.М., Якиревич А.М. Методика расчета теплового переноса в насыщенных и ненасыщенных ґрунтах с помощью ЭВМ // Моделирование гидрогеохимических процессов и научные основы гидрогеохимических прогнозов.– М.: Наука, 1985.– 174–182 с.
4. Калугин Ю.И., Курганская С.Н., Сирый В.С. Математические модели регулирования водно-воздушного режима почв на основе расчета водно-солевых потоков в зоне аэрации // Прикладна гідромеханіка.– 2001.– Т. 3(75), N 3.– С. 26–31.
5. Куртнер Д.А., Чудновский А.Ф. Агрометеорологические основы тепловой мелиорации почв.– Л.: Гидрометеиздат, 1979.– 231 с.
6. Айдаров И.П. Регулирование водно-солевого и питательного режимов орошаемых земель.– М.: Агропромиздат, 1985.– 304 с.