

УДК 532.546

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДНОГО СТОКА И ПРОЦЕССОВ СОЛЕПЕРЕНОСА НА ЗАБОЛОЧЕННЫХ ТЕРРИТОРИЯХ

А. А. Кашеваров

Институт гидродинамики им. М. А. Лаврентьева СО РАН, 630090 Новосибирск
E-mail: kash@hydro.nsc.ru

Предлагаются гидродинамическая и гидравлические модели водного стока на заболоченных территориях, позволяющие описывать процессы фильтрации и поверхностного стока с разной степенью детализации и точности. На основе моделей солепереноса взаимодействующими фильтрационными и русловыми течениями рассмотрены вопросы моделирования качества подземных и поверхностных вод.

Ключевые слова: водообмен, фильтрация, болота, речная сеть, моделирование.

Введение. Водный режим болотных систем определяется соотношением процессов атмосферного питания и отвода влаги за счет испарения, поверхностного стока и фильтрации в деятельном слое и толще торфяников. Отток подземных вод с болот ограничен дренирующими свойствами речной сети и ручьев, вытекающих из краевых топей. Часть поверхностного стока фильтруется в деятельном горизонте торфяников, сложенном живыми растениями и их слаборазложившимися остатками. Здесь наблюдаются наибольшие пористость и водопроницаемость, происходит колебание уровней болотных вод. Фильтрационный сток с болотных массивов, происходящий внутри деятельного слоя, поступает на периферийные участки, переувлажняя их и подпитывая верхние горизонты [1, 2]. Важной проблемой является моделирование минерализации и переноса загрязняющих примесей подземными водами и оценка влияния фильтрационной составляющей на качество поверхностных вод водотоков, являющихся естественной дренажной системой для болотных массивов.

Рассмотрим модели водного стока на заболоченных территориях, позволяющие описывать процессы фильтрации и поверхностного стока.

1. Профильная гидродинамическая модель водного стока. Рассмотрим двухмерную гидродинамическую модель насыщенно-ненасыщенной фильтрации в слоистых грунтах [3]. Поверхностный сток описывается уравнением диффузионных волн, что позволяет учитывать формирование зон накопления и подпорного режима течения болотных вод. Для моделирования фильтрации подземных вод используется уравнение Ричардса [4, 5]

$$\theta_t = \operatorname{div}(K\nabla(\psi + y)) + p, \quad \{(x, y): 0 < x < L, H_b < y < H_p(x)\} = \Omega \subset \mathbb{R}^2. \quad (1)$$

Здесь $\theta(\psi)$ — объемная влажность; ψ — давление почвенной влаги; $K(\psi)$ — коэффициент влагопроводности; H_b, H_p — координаты водоупора и поверхности земли. Функция источ-

ников $p(x, y, t) = f - e$ определяет поглощение влаги корнями растений e и дополнительное инфильтрационное питание f приповерхностных слоев за счет атмосферных осадков.

Зависимости коэффициента влагопроводности K и влажности θ от давления определяются формулами

$$K = k_f \left(\frac{\theta - \theta_1}{m - \theta_1} \right)^{n_1}, \quad \theta = \frac{m}{1 + (-\psi/a)^{n_2}}, \quad \psi < 0,$$

где $K = k_f$, $\theta = m$ при $\psi \geq 0$; $k_f(x, y)$ — коэффициент фильтрации; θ_1 — остаточная влажность; $m(x, y)$ — пористость грунта. В расчетах использовались следующие значения параметров: $\theta_1 = 0,05$, $n_1 = 3$, $a = 3$, $n_2 = 3$. Коэффициент фильтрации и пористость зависят от литологии грунта и для каждого слоя имеют свои значения.

Для зоны неполного насыщения на поверхности земли ($y = H_p$) задается либо расход воды

$$-K \frac{\partial}{\partial n} (\psi + y) = R(x, t), \tag{2}$$

либо давление почвенной влаги, определяемое высотой поверхностного слоя воды

$$\psi = z - H_p. \tag{3}$$

На водоупоре $y = H_b$ ставится условие непротекания, а на боковых границах — либо условие симметрии (нулевой поток), либо напор (если граница совпадает с водотоком). Для замыкания задачи необходимо задать начальное распределение влажности

$$\theta(x, y, 0) = \theta_0(x, y).$$

При выходе грунтовых вод на поверхность земли ($\psi|_{y=H_p} > 0$) вместо граничного условия (2) задается условие первого рода (3), в котором напор болотных вод z определяется из уравнения диффузионных волн

$$B \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\Psi \left| \frac{\partial z}{\partial x} \right|^{1/2} \text{sign} \frac{\partial z}{\partial x} \right) + p(x, t) - k_f \nabla h n|_{y=H_p}, \quad y = H_p. \tag{4}$$

Здесь $\Psi = \gamma(z - H_p)^{5/3}$ — модуль расхода поверхностного стока; h — фильтрационный напор; p — функция источников.

Параметры B , γ при $0 < z - H_p < h_k$ задаются в виде линейных функций от толщины слоя поверхностных вод $B(x, z) = b + (z - H_p)(1 - b)/h_k$, $\gamma = \gamma_0 + (z - H_p)(\gamma_1 - \gamma_0)/h_k$ ($\eta_i = 1/\gamma_i$ — коэффициент шероховатости). При толщине слоя больше критической $z - H_p > h_k$ параметры принимают значения $B = 1$, $\gamma = \gamma_1$.

Для поверхностного стока болотных вод на левой ($x = 0$) и правой ($x = L$) границах краевые условия имеют вид

$$\Psi \left| \frac{\partial z}{\partial x} \right|^{1/2} \text{sign} \frac{\partial z}{\partial x} = 0, \quad x = 0, \quad \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{\partial H_p}{\partial x}, \quad x = L. \tag{5}$$

На основе этой гидродинамической модели проведены расчеты профильной задачи взаимосвязанного фильтрационного и поверхностного стока болотных вод с учетом атмосферных осадков, испарения и поглощения влаги корнями растений. Численные расчеты показали, что особенностями водного режима болотных систем являются их чувствительность к малым изменениям параметров и сильное взаимное влияние между компонентами водного стока. Интенсивное поступление влаги с поверхности земли вызывает быстрое насыщение грунта, что обусловлено вертикальными течениями в тонкой зоне аэрации. В дальнейшем происходит медленная разгрузка в речную сеть фильтрационным потоком в деятельном слое и толще торфяников.

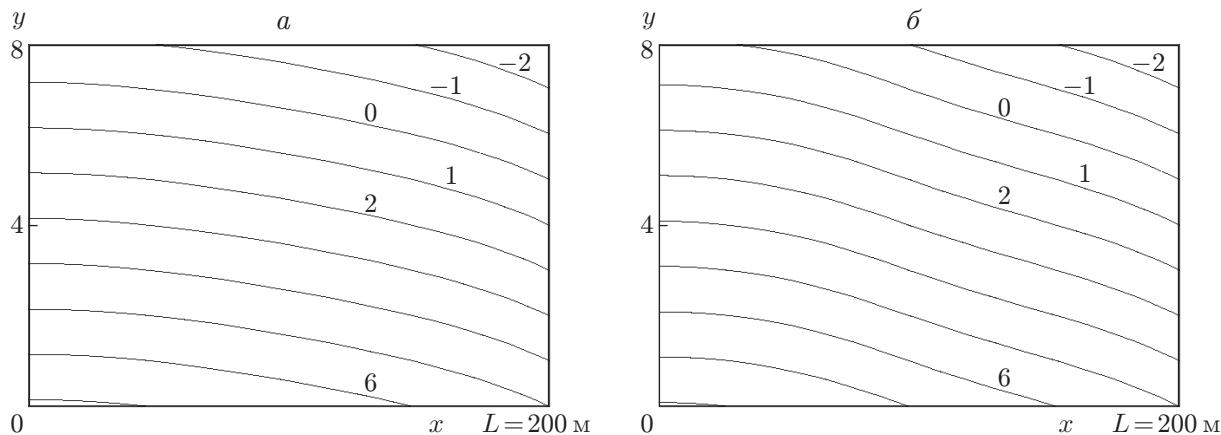


Рис. 1. Изолинии давления почвенной влаги ψ [м] (a — $t = 62$ сут, b — $t = 65$ сут)

На рис. 1 приведены результаты расчета насыщенно-ненасыщенной фильтрации по модели (1)–(5). Область моделирования длиной $L = 200$ м сложена однородным грунтом ($k_f = 1,0$ м/сут, $m = 0,3$). На поверхности земли ($H_p = 8$ м) задан поток $R = 0,004$ м/сут. В момент времени $t > 63$ сут грунтовые воды выходят на поверхность земли и появляется тонкий слой поверхностной воды (верхняя граница зоны полного насыщения соответствует изолинии $\psi = 0$). При этом происходит резкое изменение режима подземных вод и распределения давления в области моделирования.

На основе гидродинамической модели (1)–(5) можно решать локальные задачи для отдельных профильных разрезов [3], что позволяет наиболее детально моделировать фильтрационные процессы как в деятельном слое, так и в зоне полного насыщения. Однако неоднородности рельефа поверхности и строения торфяной залежи, а также внутриболотные водотоки и водоемы влияют на гидрологический режим всей болотной системы. Для учета неоднородности стока в плане необходимо рассматривать трехмерные гидродинамические модели, что ведет к большим вычислительным затратам. В этом случае для моделирования водообмена болотных систем могут быть эффективно использованы плановые гидравлические модели взаимосвязанного стока подземных и поверхностных вод.

2. Гидравлическая модель взаимодействия подземных и поверхностных вод.

Процессы водного стока на заболоченных территориях оказывают сильное влияние друг на друга, что требует рассмотрения их в комплексе, в рамках единой модели водообмена, в которой связующими элементами для всей болотной системы являются внутриболотная гидрографическая сеть и фильтрационный сток в деятельном горизонте. В настоящее время имеется достаточно большой опыт построения подобных моделей для замкнутых водосборных бассейнов с включением отдельных элементов гидрологического цикла [4, 5]. Важнейшей компонентой всех этих моделей является подмодель совместного стока поверхностных и подземных вод. Течение грунтовых вод, как правило, моделируется гидравлическими уравнениями нестационарной плановой безнапорной фильтрации (типа уравнения Буссинеска). Для описания вертикального инфильтрационного движения воды в зоне неполного насыщения почвогрунтов может быть применена одномерная модель Ричардса.

Рассмотрим модель взаимосвязанных течений подземных и поверхностных вод с учетом вертикальной миграции влаги в зоне аэрации [4]. Модель позволяет учесть основную специфику водообменных процессов в болотных системах: сильное влияние друг на друга зон полного и неполного насыщения, вертикальную неоднородность торфяной залежи, большой вклад фильтрационной составляющей в русловой сток и др.

Течение грунтовых вод описывается уравнением плановой фильтрации

$$\mu H_t = \operatorname{div} (M \nabla H) + f_1, \quad x = (x_1, x_2) \in \Omega \subset \mathbb{R}^2, \quad (6)$$

где $H(x, t)$ — уровень (напор) грунтовых вод; μ, M — коэффициенты удельной водоотдачи и водопроницаемости; $f_1(x, t)$ — функция источников, учитывающая инфильтрационное питание.

Русловой сток в речной сети Π_i моделируется системой одномерных уравнений диффузионных волн, являющихся приближением уравнений Сен-Венана

$$\omega_t = (\Psi |u_s|^{1/2} \operatorname{sign} u_s)_s - [MH_n]_{\Pi_i} + f_2, \quad x \in \Pi_i, \quad (7)$$

где $u(s, t)$ — уровень воды в водотоке; $\omega(u, s)$ — площадь поперечного сечения ($B = \omega_u$ — ширина); s — расстояние по водотоку; $\Psi(u, s)$ — модуль расхода; f_2 — функция источников; $[MH_n]_{\Pi} = (MH_n|_{\Pi+} + MH_n|_{\Pi-})$ — суммарный фильтрационный приток грунтовых вод от правого и левого берегов водотока; H_n — внешняя нормальная производная.

В началах и концах водотоков задаются уровень или поток. В точках слияния нескольких водотоков уровни в них совпадают и приток равен оттоку.

На внутренних границах Π_i , соответствующих водотокам, задается условие сопряжения поверхностных и грунтовых вод. Для водотоков небольшой ширины уровни грунтовых вод на левом и правом берегах можно считать совпадающими, и тогда это условие может быть записано в виде

$$[MH]_{\Pi} = MH_n|_{\Pi+} + MH_n|_{\Pi-} = 2\beta(u - H). \quad (8)$$

Вертикальная миграция почвенной влаги в зоне неполного насыщения рассчитывается только на участке детализации D и описывается одномерным уравнением Ричардса

$$\theta_t = (K(\psi_y + 1))_y + f_3, \quad H < y < H_p, \quad x \in D \subset \Omega, \quad (9)$$

где $\theta(\psi)$ — объемная влажность; ψ — давление почвенной влаги (соответствует высоте водяного столба); $K(\theta, y)$ — коэффициент влагопроницаемости; y — вертикальная координата, направленная вверх. Дополнительно необходимо задать начальные данные, а также граничное условие (2) на поверхности земли и условие $\psi|_{y=H} = 0$ на поверхности грунтовых вод.

Сопряжение взаимодействующей системы зон неполного и полного насыщения осуществляется на основе условия баланса поровой влаги, переносимой соответственно вертикальными течениями в зоне аэрации и горизонтальными потоками грунтовых вод [4]. В этом случае для участка детализации вместо (6) используется уравнение

$$0 = \operatorname{div} (\bar{M} \nabla H) - K(\psi_y + 1)|_{H_p} + f, \quad x = (x_1, x_2) \in \Omega. \quad (6')$$

Коэффициент водопроницаемости определяется как сумма водопроницаемостей зон полного

и неполного насыщения $\bar{M}(x, t) = \int_{H_b(x)}^{H(x, t)} k_f(x, y) dy + \int_{H(x, t)}^{H_p(x)} K(\psi(x, y, t)) dy$. Дополнительно

второе слагаемое позволяет учесть горизонтальную составляющую фильтрационного стока в зоне аэрации, в которой предполагается выполненным условие $\nabla H \approx \nabla_x \psi$.

Атмосферные осадки, испарение с поверхности земли и поглощение влаги корнями растений учитываются потоковой функцией в граничном условии для зоны аэрации и функциями источников в соответствующих уравнениях.

В работе [6] на примере модельных профильных задач проведено сопоставление результатов численного моделирования по приближенной гидравлической модели (6'), (9) с результатами расчетов по гидродинамической модели на основе уравнения Ричардса (1).

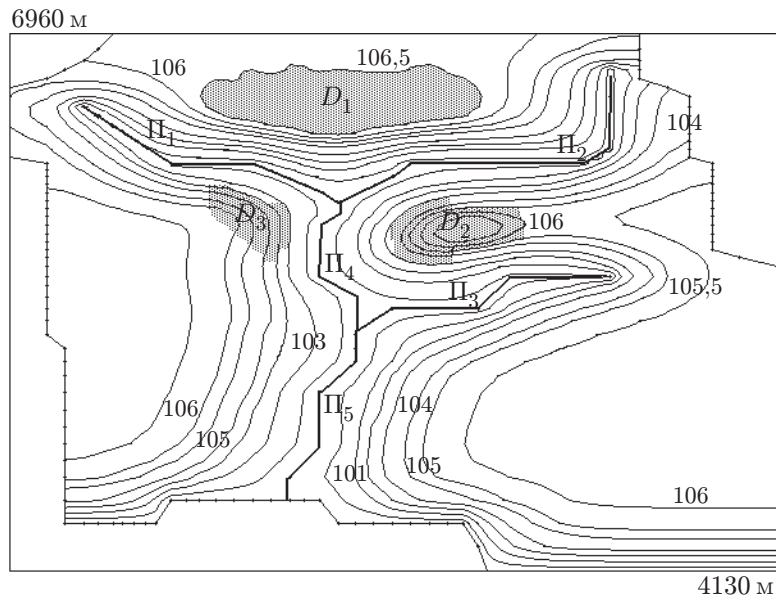


Рис. 2. Изолинии уровней грунтовых вод

Приведем пример расчета на основе модели (6)–(9), (6′) фрагмента речной сети с периодически меняющимися во времени данными (период равен 365 суткам). Речная сеть состоит из пяти водотоков Π_i , $i = 1, 2, 3, 4, 5$, имеющих общие точки слияния (рис. 2). Ширина водотоков: 1,3; 1,2; 1,6; 1,7; 1,6 м, параметры β в условии сопряжения (8) подземных и поверхностных вод равны соответственно 9,0; 10,0; 12,0; 10,5; 13,2 м/сут, $\gamma_1 = \gamma_2 = 1,4 \cdot 10^6$, $\gamma_3 = \gamma_4 = \gamma_5 = 2,0 \cdot 10^6$.

На верхней и боковых границах области моделирования, соответствующих водоразделам, задавалось условие непротекания, на нижней границе — условие первого рода. Течение грунтовых вод моделировалось уравнением безнапорной фильтрации (6) с коэффициентом фильтрации основной толщи грунта 0,4 м/сут. Вблизи поверхности земли расположен слой грунта мощностью 2 м с коэффициентом фильтрации 8 м/сут, моделирующий деятельный слой. Во всей области удельная водоотдача равна $\mu = 0,1$, инфильтрация f_1 кусочно-постоянна во времени: $f_1 = 0,0001$ м/сут, $0 < t < 100$ сут; $f_1 = 0,0003$ м/сут, 100 сут $< t < 200$ сут; $f_1 = 0,0002$ м/сут, 200 сут $< t < 365$ сут. Отметки поверхности земли и водоупора равны $H_p = 107$ м, $H_b = 85$ м соответственно.

В области расположены три участка с интенсивным инфильтрационным питанием (R) подземных вод, на которых решалась задача миграции влаги в зоне неполного насыщения с использованием уравнений (6′), (9) (участки детализации D_1, D_2, D_3 ; $R = 0,0001$ м/сут, $0 < t < 100$ сут; $R = 0,0006$ м/сут, 100 сут $< t < 200$ сут; $R = 0,0002$ м/сут, 200 сут $< t < 365$ сут).

Численные расчеты проводились на двухлетнем интервале с начальным уровнем грунтовых вод $H_0 = 105$ м. На рис. 2 приведены изолинии уровней грунтовых вод для времени $t = 565$ сут с шагом между изолиниями 1 м (дополнительно приведены две промежуточные изолинии, соответствующие уровням 105,5 и 106,5 м). Для указанного момента времени глубины водотоков в точках слияния (Π_1, Π_2) и (Π_3, Π_4) равны соответственно 0,21 и 0,18 м.

Приведенный пример является задачей с сильным взаимодействием подземных и поверхностных вод, несмотря на сравнительно небольшие размеры водосборного бассейна (4130 × 6960 м). Качественные и количественные характеристики течений подземных и поверхностных вод определяются интенсивностью водообменных процессов между различ-

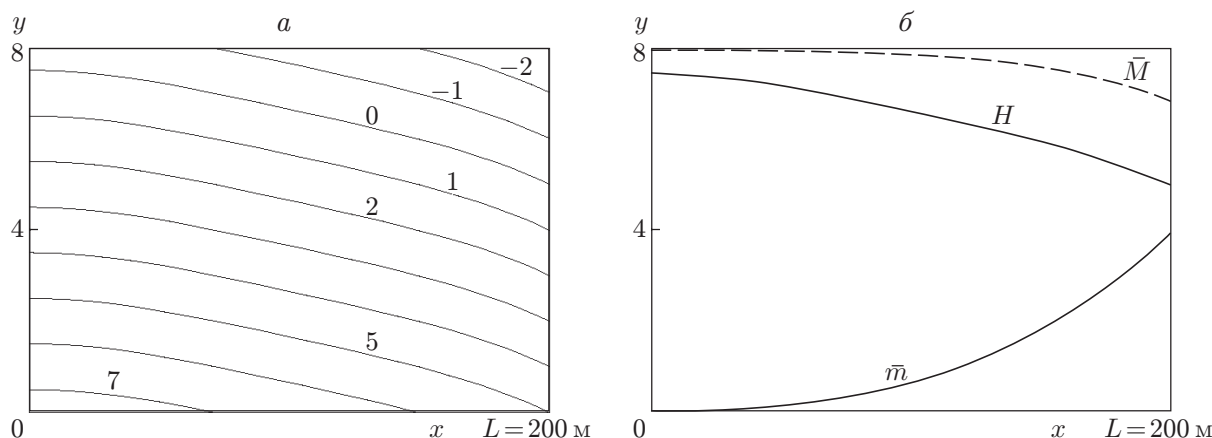


Рис. 3. Изолинии давления почвенной влаги (а) и график уровня грунтовых вод (б)

ными составляющими водного стока. На всем расчетном интервале речная сеть дренирует грунтовые воды и сток в ней формируется только за счет фильтрационного притока. На участках детализации D_1, D_2 в отдельные моменты времени при больших значениях инфильтрационного питания грунтовые воды выходят на поверхность земли ($H > H_p$).

Рассмотренная выше гидравлическая модель основана на сопряжении двухмерного уравнения фильтрации и одномерных уравнений в зоне неполного насыщения, что существенно снижает вычислительные затраты при решении задач водообмена. Однако если зона аэрации сложена достаточно хорошо проницаемыми грунтами и инфильтрационное питание (R) мало изменяется во времени, то распределение давления почвенной влаги в ней близко к стационарному

$$K(\psi_y + 1) = R, \quad H < y < H_p. \tag{10}$$

В этом случае изменение влажности в зоне аэрации может быть описано более простой моделью с использованием балансового соотношения. Для объема почвенной влаги

$$V = \int_{H_b}^{H_p} \theta(\psi) dy$$

в слое грунта от водоупора до поверхности земли можно рассматривать дифференциальное уравнение

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \text{div}(\bar{M}\nabla H) + R, \quad x = (x_1, x_2) \in \Omega. \tag{11}$$

Здесь водопроницаемость \bar{M} , как и в уравнении (6'), является суммарной проводимостью зон полного и неполного насыщения. При постоянном инфильтрационном питании $R = \text{const}$ функция $\bar{m} = dV/dH$ соответствует удельной водоотдаче.

Ниже приведены результаты расчетов профильной насыщенно-ненасыщенной фильтрации, выполненных по гидродинамической (1)–(5) и гидравлической (10), (11) моделям.

В вариантах 1, 2 грунт однородный: $k_f = 1,0$ м/сут, $m = 0,6$ ($0 < y < 8$ м); $R = 0,0025$ м/сут, а длины L областей по переменной x различны и равны соответственно 200 и 100 м. В варианте 3 рассмотрено двухслойное строение грунта: $k_f = 0,2$ м/сут, $m = 0,6$ ($0 < y < 4$ м); $k_f = 1,0$ м/сут, $m = 0,7$ ($4 \text{ м} < z < 8 \text{ м}$); $R = 0,004$ м/сут, $L = 200$ м.

На рис. 3 для варианта 1 приведены изолинии давления в зоне неполного насыщения (а), рассчитанные по гидродинамической модели, и уровни грунтовых вод (б), полученные при решении задачи в гидравлическом приближении ($t = 125$ сут). На рис. 3,б дополнительно приведены графики водоотдачи и водопроницаемости.

Расчетные значения уровней грунтовых вод

Вариант 1			Вариант 2			Вариант 3		
t , сут	$H(0, t)$, м		t , сут	$H(0, t)$, м		t , сут	$H(0, t)$, м	
	Гидродин. модель	Гидравлич. модель		Гидродин. модель	Гидравлич. модель		Гидродин. модель	Гидравлич. модель
50	5,476	5,471	50	5,459	5,457	50	5,702	5,697
100	6,239	6,238	100	5,925	5,930	65	6,025	6,025
120	6,957	6,965	150	6,302	6,307	75	6,338	6,345
125	7,514	7,552	300	6,660	6,656	85	7,031	7,110

В таблице даны расчетные значения уровней грунтовых вод в точке $x = 0$, полученные при решении по указанным двум моделям. Следует отметить, что при подъеме грунтовых вод к поверхности земли скорость изменения их положения увеличивается, что ведет к снижению точности определения уровня грунтовых вод по гидравлической модели.

3. Моделирование качества подземных и поверхностных вод. Модели солепереноса взаимодействующими течениями подземных и поверхностных вод основаны на уравнениях конвективной диффузии и учитывают обмен солями между составляющими водного стока [7]. При использовании плановой гидравлической модели (6)–(9), (6') концентрации солей осредняются по толщине водоносного горизонта и поперечному сечению водотоков.

Солеперенос фильтрационным потоком в водоносном горизонте описывается двухмерным уравнением

$$(mdC)_t = \operatorname{div}(D\nabla C - vC) - \Phi(C, N) + fC_f^*, \quad (12)$$

где $m = m_0 + \mu(H - H_p)/d$; $d = H_p - H_b$; $v = -M\nabla H$; C, N — концентрации солей в растворе и твердой фазе; H_p и H_b — отметки кровли и подошвы водоносного горизонта; $C_k = \operatorname{const}$; $D = dD_0 + \lambda|v|$ — коэффициент диффузии.

Уравнение (12) дополняется граничными условиями

$$(D\nabla C - vC)n|_{\partial\Omega} = -vnC_g^*|_{\partial\Omega}, \quad Q_f \equiv (D\nabla C - vC)n|_{\Pi} = -vnC_f^*|_{\Pi}.$$

Значения C^* определяются направлением фильтрационного потока

$$C_g^*|_{\partial\Omega} = \{C, q < 0; C_g, q \geq 0\},$$

$$C_f^*|_{\Pi} = \{C, q < 0; C_1, q \geq 0\}, \quad C_f^* = \{C, f < 0; C_f, f \geq 0\},$$

где C_g, C_f — заданные функции; $q = -vn$.

Для неконсервативной примеси процесс отложения солей на скелете грунта определяется обыкновенным дифференциальным уравнением

$$(dN)_t = \Phi(C, N) = pN_0(C - C_k).$$

Для моделирования переноса примесей русловым стоком используется система одномерных уравнений

$$(\omega C_1)_t = (D_1(C_1)_s - v_1 C_1)_s + [vnC^*]_{\Pi} + f_1 C_1^*, \quad (x, y) \in \Pi, \quad v_1 = -\Psi|z_s|^{1/2} \operatorname{sign} z_s, \quad (13)$$

где C_1 — концентрация солей в водотоке; $D_1 = \omega D_K + \lambda_1|v_1|$.

В началах и концах водотоков (в точках P) задаются граничные условия вида

$$(D_1(C_1)_s - v_1 C_1)|_P = -v_1 C_P^*|_P.$$

Для замыкания задачи солепереноса необходимо задать начальные значения концентрации солей для всех компонентов водного стока.

В качестве примера рассмотрим модельную задачу (6)–(8), (12), (13) переноса неконсервативной примеси взаимодействующими течениями подземных и поверхностных вод. Область моделирования и характеристики водотоков соответствуют примеру, рассмотренному в п. 2 (см. рис. 2). Напорное течение грунтовых вод моделируется линеаризованным уравнением плановой фильтрации (6) с коэффициентом пористости $m = \mu = 0,2$ и коэффициентом водопроницаемости $M = 8 \text{ м}^2/\text{сут}$, увеличивающимся до значения $M = 20 \text{ м}^2/\text{сут}$ вблизи водотоков. На участках D_i ($i = 1, 2, 3$) течение в зоне неполного насыщения не рассчитывалось. В данном примере на этих выделенных участках (D_i) породы, слагающие водоносный горизонт, содержат примеси, которые растворяются грунтовыми водами ($N_0 = 9,8$). В остальной части области моделирования в водоносном горизонте примесь отсутствует ($N_0 = 0$). Перенос примеси фильтрационным потоком моделировался при параметрах солепереноса $d = 10 \text{ м}$, $D_0 = 0,1 \text{ м}^2/\text{сут}$, $\lambda = 10 \text{ м}$ и параметрах кинетики десорбции $p = 2,5 \cdot 10^{-4} \text{ м/сут}$. Параметры солепереноса русловым стоком — $D_K = 20 \text{ м}^2/\text{сут}$, $\lambda_1 = 100 \text{ м}$. Инфильтрация f задана кусочно-постоянной во времени функцией: $f_1 = 0,00005 \text{ м/сут}$, $0 < t < 100 \text{ сут}$; $f_1 = 0,0003 \text{ м/сут}$, $100 \text{ сут} < t < 200 \text{ сут}$; $f_1 = 0,0002 \text{ м/сут}$, $200 \text{ сут} < t < 365 \text{ сут}$.

Численные расчеты проводились до установления периодического режима. На рис. 4 приведены карты изолиний уровней грунтовых вод (с шагом между изолиниями 2 м) и концентрации примеси (с шагом 0,1 и дополнительной изолинией для концентрации 0,01) для времени, соответствующего окончанию годового периода (365 сут). Для указанного момента времени глубины водотоков в точках слияния (Π_1, Π_2) и (Π_3, Π_4) равны соответственно 0,24 и 0,21 м. Загрязнение поверхностных вод в речной сети определяется поступлением в водотоки примеси с фильтрационной составляющей. В верхней части речной сети в водотоки Π_1, Π_2, Π_3 поступают загрязненные грунтовые воды, а в низовье поверхностные воды разбавляются за счет фильтрационного притока с незначительной концентрацией примеси. В конце годового периода концентрации в начальных и конечных точках водотоков равны соответственно: 1 — 0,020, 0,246; 2 — 0,008, 0,151; 3 — 0,197, 0,199; 4 — 0, 0,019; 5 — 0,149, 0,116. На протяжении года концентрация в водотоках меняется незначительно, что вызвано относительно постоянным во времени содержанием примеси в грунтовых водах.

Заключение. Модели водных систем (водоемы, водотоки, фильтрация подземных вод и т. п.), входящих в общую модель водообмена, неодинаковы по сложности и имеют различные размерности. Особенно важно то, что характерные временные масштабы переходных процессов для поверхностных и подземных вод различаются на порядки, что имеет большое значение при численном моделировании взаимосвязанных процессов водного стока. Дополнительные требования к используемым вычислительным алгоритмам возникают при рассмотрении задач солепереноса взаимодействующими течениями. Разностные схемы для отдельных составляющих массопереноса должны быть консервативными, условия сопряжения должны учитывать особенности водного и солевого баланса всего гидрологического цикла.

Рассмотренные гидродинамические и гидравлические модели позволяют моделировать процессы водного стока с разной степенью детализации и точности. При рассмотрении конкретных задач на заболоченных территориях выбор адекватной модели требует учета сложного характера водообмена, пространственно-временных масштабов рассматриваемых гидрологических процессов, а также степень полноты информационного обеспе-

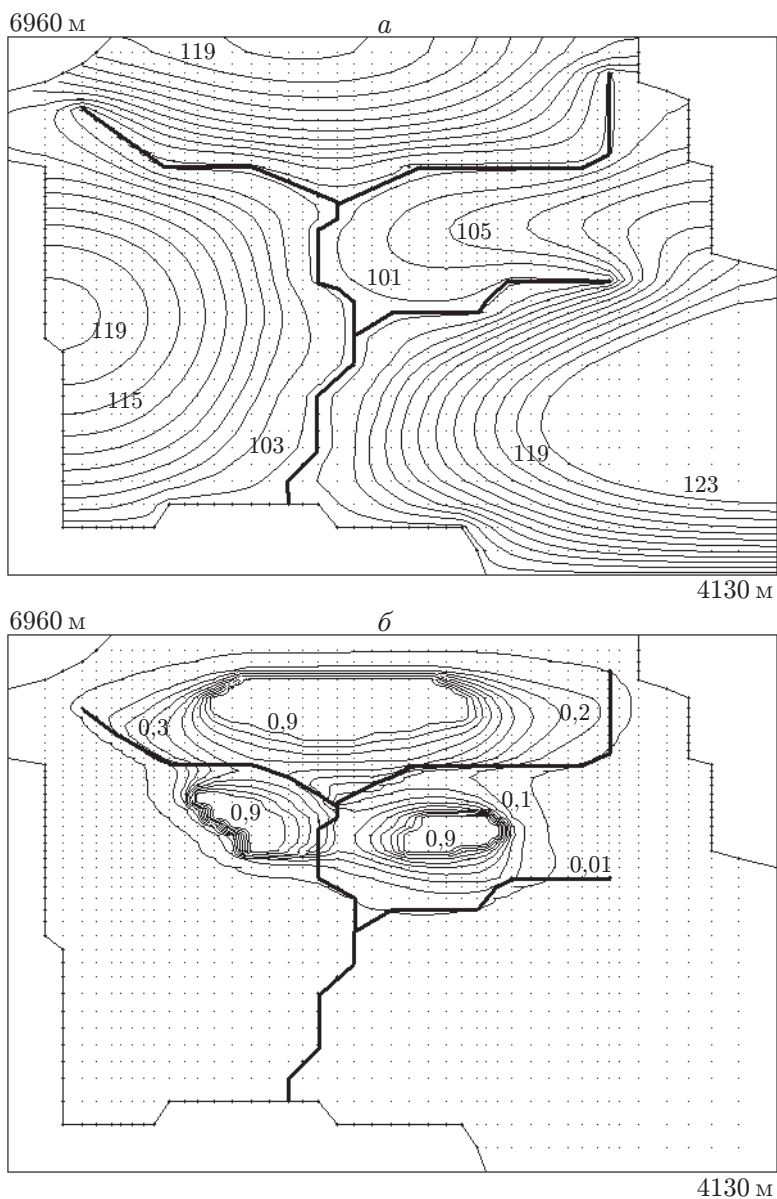


Рис. 4. Изолинии уровней грунтовых вод (а) и концентрации примеси (б)

чения. Математическое моделирование качества подземных и поверхностных вод дает возможность оценивать экологическую обстановку на реальных водохозяйственных объектах и моделировать мероприятия, компенсирующие нежелательные техногенные воздействия.

ЛИТЕРАТУРА

1. **Иванов К. Е.** Водообмен в болотных ландшафтах. Л.: Гидрометеиздат, 1975.
2. **Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим** / Под ред. К. Е. Иванова, С. М. Новикова. Л.: Гидрометеиздат, 1976.
3. **Кашеваров А. А.** Математическое моделирование взаимодействующих течений подземных и поверхностных вод на заболоченных территориях // Большое Васюганское болото. Современное состояние и развитие. Томск: Ин-т оптики атмосферы СО РАН, 2002. С. 83–87.

4. **Антонцев С. Н., Епихов Г. П., Кашеваров А. А.** Системное математическое моделирование процессов водообмена. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986.
5. **Кучмент Л. С., Демидов В. Н., Мотовилов Ю. Г.** Формирование речного стока. М.: Наука, 1983.
6. **Антонцев С. Н., Кашеваров А. А., Ускова Т. И.** Приближенная гидравлическая модель взаимодействия грунтовых вод с зоной неполного насыщения // Динамика сплошной среды: Сб. науч. тр. / Ин-т гидродинамики СО АН СССР. Новосибирск, 1986. Вып. 76. С. 19–31.
7. **Кашеваров А. А.** Математическое моделирование процессов солепереноса взаимосвязанными течениями подземных и поверхностных вод // ПМТФ. 1998. Т. 39, № 4. С. 118–126.

Поступила в редакцию 17/III 2004 г.
