

## Численное моделирование процессов тепловлагопереноса в системе водоем — грунт

В. М. Степаненко\*, В. Н. Лыкосов\*\*

*Построена одномерная модель термодинамики мелкого водоема с учетом процессов тепловлагопереноса в нижележащем слое грунта. Модель воспроизводит сезонные вариации и межгодовую изменчивость термического и гидрологического режимов системы водоем — грунт, включая ледостав, образование и эволюцию снежного покрова. Используя в качестве входных параметров данные длительных наблюдений на метеорологических станциях, с моделью произведен ряд численных экспериментов. Сравнение модельных результатов с доступными натурными данными показало, что построенная модель качественно и по ряду показателей количественно удовлетворительно описывает водный и тепловой режимы мелких озер Западной Сибири и Якутии.*

### Введение

В связи с прогрессом, достигнутым к настоящему времени в конструировании вычислительной техники и разработке систем параллельного программирования, современный этап развития математических моделей климатической системы характеризуется постоянным совершенствованием пространственного разрешения и отказом (пока на региональном уровне) от гидростатического приближения. Указанные тенденции порождают новые проблемы в детализации описания процессов подсеточных масштабов, среди которых важное место занимает взаимодействие атмосферы с разными типами подстилающей поверхности на суше. Одним из ключевых вопросов здесь является описание процессов взаимодействия атмосферы с сетью мелких гидрологических объектов, важнейшую часть которой составляют небольшие озера и болота. Это особенно важно для северных территорий Евразии (Западно-Сибирская низменность, Карелия, Финляндия) и Северной Америки (большая часть территории Канады), где данная сеть представлена наиболее плотно и где, как показывают эксперименты с климатическими моделями, региональные изменения температуры в связи с глобальным потеплением проявляются наиболее ярко. Для адекватной параметризации процессов взаимодействия атмосферы и суши в этих условиях необходимо, чтобы соответствующий блок климатической модели учитывал эффекты гидрологической неоднородности подстилающей поверхности. Особое значение при этом приобретают исследования, на-

\* Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова.

\*\* Институт вычислительной математики Российской академии наук.

правленные на сравнение различных подходов к решению этой задачи на основе использования рядов длительных метеорологических наблюдений (приземные температура, влажность, давление, скорость ветра и т. п.) в отдельных регионах в качестве входных параметров. Примером таких исследований является проект сравнения схем параметризации происходящих на поверхности суши процессов PILPS-2(e) с особым упором на гидрологические процессы высоких широт [9].

Значительный интерес представляет моделирование процессов тепло-влажноперевода в системе водоем — грунт, где под водоемом понимается мелкое озеро или болото. До настоящего времени представление болот в климатических моделях осуществляется как соответствующая спецификация того или иного участка подстилающей поверхности без учета происходящих в их толще термодинамических процессов, роль которых в процессах обмена энергией и массой между атмосферой и суши все еще недостаточно изучена. Вместе с тем к настоящему времени накоплен большой опыт по решению задач, связанных с отдельными аспектами взаимодействия атмосферы и болот (см., например, работы по расчету водного режима болот при их осушении [1], по гидравлике болот [4], по исследованию процессов генерации и переноса метана [5]).

Озера также существенно воздействуют на структуру приземного слоя атмосферы и тем самым на потоки тепла, водяного пара и импульса. В большинстве моделей прогноза погоды и в климатических моделях эффекты, связанные со сравнительно небольшими и мелкими озерами, либо совсем не учитываются, либо параметризуются очень грубо, например, в предположении, что водоем хорошо перемешан по глубине. Это фактически означает, что озеро рассматривается как элемент подстилающей поверхности. В реальности же озера в умеренных и высоких широтах большую часть года вертикально стратифицированы по плотности [13]. Вместе с тем описание эффектов вертикальной стратификации на основе современных теорий турбулентного переноса все еще требует значительных вычислительных затрат. Это в особенности существенное ограничение, если принять также во внимание необходимость рассмотрения на больших временных масштабах процессов тепло-влажноперевода в расположенном под водоемом слое грунта.

В данной статье представлен компромиссный подход к разработке параметризации эффектов болотно-озерных объектов, сочетающий достаточную полноту физического описания процессов тепло-влажноперевода в системе водоем — грунт и вычислительную эффективность соответствующих алгоритмов реализации. Статья построена следующим образом. Вначале (раздел 1) формулируется физическая постановка задачи и приводится описание модели. Раздел 2 посвящен изложению некоторых результатов моделирования с использованием в качестве входных параметров многолетних данных метеорологических наблюдений. В заключении сформулированы основные выводы проведенного исследования.

## 1. Физическая постановка задачи и описание модели

Существенной особенностью мелкого водоема (см., например, экспериментальные работы [8, 12]) является сравнительно небольшая горизон-

тальная неоднородность в распределении его термодинамических параметров. Это позволяет в первом приближении рассматривать только процессы вертикального переноса тепла в теле водоема. Очевидно, что на рассматриваемых временных масштабах одномерное приближение применимо и к расположенному под водоемом грунту, а также к формирующимся в зимний период снежному и ледяному покровам.

### 1.1. Тепловлагоперенос в теле водоема

В основу описания термодинамического режима водоема положено одномерное уравнение теплопроводности. Предполагается, что начало направленной вниз вертикальной координаты  $z$  совмещено с уровнем свободной поверхности водоема, так что область, в которой ищется решение, представляет собой отрезок  $[0, h]$ , где  $h = h(t)$  — толщина водоема, а  $t$  — время. Удобно перейти от исходной вертикальной координаты  $z$  к новой независимой переменной  $\xi = z/h$ . В переменных  $(\xi, t)$  уравнение теплопроводности принимает вид

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{h^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) + c\rho \frac{dh}{dt} \frac{\xi}{h} \frac{\partial T}{\partial \xi} - c\rho \frac{1}{h} \frac{dh_0}{dt} \frac{\partial T}{\partial \xi} - \frac{1}{h} \frac{\partial S}{\partial \xi} + M. \quad (1)$$

Здесь  $c$  — теплоемкость воды;  $\rho$  — ее плотность;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности;  $T$  — температура;  $dh_0/dt$  — скорость приращения слоя воды на верхней границе, с которой связано начало системы координат;  $S$  — поток солнечной радиации в толще водоема;  $M$  — слагаемое, учитывающее влияние вертикального плотностного перемешивания на температуру. Для того чтобы (в первом приближении) учесть особенности турбулентного теплообмена в теплый и холодный сезоны года, используется следующая эмпирическая процедура: в период ледостава принимается  $\lambda = 1,5 \text{ Bm}/(\text{м} \cdot \text{К})$ , а в случае открытой воды коэффициент  $\lambda$  задается в виде линейной функции скорости приводного ветра  $V$ :

$$\lambda = \lambda_0 + \frac{V}{V_r} (\lambda_1 - \lambda_0),$$

где  $\lambda_0 = 5 \text{ Bm}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ,  $\lambda_1 = 150 \text{ Bm}/(\text{м} \cdot \text{К})$ ,  $V_r = 20 \text{ м}/\text{с}$ .

Для расчета потока солнечной радиации в толще водоема применяется широко используемая в различных исследованиях экспоненциальная зависимость

$$S(\xi) = S(0) \exp(-\alpha_e h \xi),$$

где  $\alpha_e$  — коэффициент экстинкции. Для вычисления  $M$  (в условиях неустойчивой плотностной стратификации) реализована параметризация вертикального плотностного перемешивания в водоеме. Она заключается в том, что через фиксированный интервал времени производится мгновенное перераспределение по вертикали теплосодержания разностных слоев модели так, чтобы плотность воды монотонно возрастала с глубиной. При этом плотность считается только функцией температуры и рассчитывается по упрощенной версии известной эмпирической формулы, рекомендованной UNESCO:

$$\rho = \rho_0(1 + 8,0 \cdot 10^{-5} + 5,88 \cdot 10^{-5}T - 8,11 \cdot 10^{-6}T^2 + 4,77 \cdot 10^{-8}T^3),$$

$$\rho_0 = 1000 \text{ кг/м}^3, \text{ причем температура } T \text{ выражена в градусах Цельсия.}$$

На верхней границе (водоем — атмосфера) задается условие теплового баланса (см. ниже), на нижней (водоем — грунт) — непрерывность температуры и теплового потока. Для определения  $h$  используется уравнение водного баланса водоема

$$\frac{dh}{dt} = r - E - R_s - R_b,$$

где  $r$  — интенсивность осадков,  $E$  — скорость испарения,  $R_s$  — поверхностный сток,  $R_b$  — водообмен тела водоема с нижележащим грунтом. Горизонтальный грунтовый сток в модели не рассматривается.

Если в процессе счета оказывается, что температура поверхности водоема ниже  $0^\circ\text{C}$ , то образуется первичный слой льда толщиной 1 см. В этом слое также решается уравнение (1), но при этом полагается, что суммарная солнечная радиация (за вычетом отраженной) полностью поглощается на поверхности льда и глубже не проникает. Это означает, что в уравнении (1) не учитывается четвертый член в правой части, а также не используется конвективное слагаемое  $M$ . При этом значение коэффициента теплопроводности  $\lambda$  положено равным  $2,2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ . На границе лед — вода задается температура фазового перехода  $0^\circ\text{C}$ . Таяние льда на границе с атмосферой происходит при температуре фазового перехода и определяется тепловым балансом на этой границе. При этом считается, что стаявшая вода мгновенно добавляется к водному слою.

## 1.2. Тепловлагоперенос в слое снега

В зимнее время на замерзший водоем могут выпадать твердые осадки, образуя снежный покров, который в модели характеризуется двумя основными параметрами — температурой и удельным содержанием жидкой влаги. Их эволюция рассматривается в координатах  $(z, t)$  и описывается следующей системой уравнений [3]:

$$c_{sn}\rho_{sn} \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \lambda_{sn} \frac{\partial T}{\partial z} + \rho_{sn} L F_{fr},$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = - \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_{fr}. \quad (2)$$

Здесь  $L$  — удельная теплота плавления;  $F_{fr}$  — скорость замерзания;  $W$  — удельное содержание жидкой влаги;  $\gamma$  — инфильтрационный поток жидкой влаги в снежном покрове. Кроме процессов, явно описываемых системой (2), в модели учтен также процесс гравитационного оседания (уплотнения) снежного покрова во времени. Теплофизические коэффициенты, фигурирующие в системе (2), задаются по эмпирическим формулам, приведенным в [3]. На нижней границе снежного покрова (снежный покров — лед) температура и поток тепла предполагаются непрерывными. Для определения температуры поверхности снежного покрова также используется уравнение теплового баланса.

### 1.3. Тепло-влажноперенос в слое грунта

В основу описания процессов тепло-влажнопереноса в грунте под водоемом положена модель, представленная в работе [2], в которой состояние грунта характеризуется температурой и содержанием жидкой, твердой и газообразной влаги. Поскольку под телом водоема грунт должен быть насыщен жидкой (при промерзании — твердой) влагой, то содержанием водяного пара можно пренебречь. Если, кроме того, пренебречь влагопроводностью грунта за счет градиента температуры\*, то система уравнений из [2] принимает вид

$$\begin{aligned}\rho_s c_s \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_s \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \rho_s L F_{fr}; \\ \frac{\partial W}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \lambda_w \frac{\partial W}{\partial z} - \frac{\partial \gamma}{\partial z} - F_{fr}; \\ \frac{\partial I}{\partial t} &= F_{fr}.\end{aligned}\quad (3)$$

Здесь  $\lambda_w$  — коэффициент влагопроводности, а  $I$  — удельное содержание льда. Как видно из этой системы, в грунте рассматриваются процессы диффузии тепла и влаги, инфильтрация жидкой влаги, а также промерзание (или таяние) воды. Для описания процесса инфильтрации и расчета коэффициентов тепло-влажнопереноса используется подход, предложенный в [10, 11]. На границе с водоемом (верхняя граница) задается непрерывность температуры и теплового потока, а также поток жидкой влаги, определяемый степенью насыщенности водой верхних горизонтов грунта. На нижней границе (в текущей версии ее глубина 100 м под дном водоема) потоки тепла и влаги заданы равными нулю.

### 1.4. Тепловой баланс на подстилающей поверхности

Уравнение теплового баланса в модели служит для расчета температуры подстилающей поверхности (верхней границы воды, льда или снежного покрова) и имеет вид

$$S(1 - \alpha) + E_a - E_s - H - LE = -\frac{\lambda}{h} \frac{\partial T}{\partial \xi}, \quad (4)$$

где  $S$  — суммарный поток солнечной радиации;  $E_a$  — поток встречного длинноволнового излучения атмосферы;  $E_s$  — поток тепла, связанный с собственным излучением поверхности;  $H$  и  $LE$  — потоки явного и скрытого тепла соответственно;  $\alpha$  — альбедо поверхности. В переходные сезоны, когда осадки в твердом виде могут выпадать на незамерзший водоем или случается дождь в период ледостава, в уравнение (4) добавляются слагаемые, учитывающие энергетический вклад этих процессов. Все входящие в (4) потоки рассчитываются по данным стандартных наблюдений на метеорологических станциях.

\* Это часто принимаемое допущение, основанное на малости коэффициента термовлагопроводности.

Для расчета потока суммарной солнечной радиации используется формула Кондратьева [7]:

$$S^* = \frac{S}{1 + \varepsilon\tau/\sin h_0} (1 - c_{sh}n),$$

где  $\varepsilon$  — эмпирическая функция высоты Солнца;  $\tau$  — оптическая толщина атмосферы для интегрального потока, принимаемая равной 0,105;  $n$  — балл облачности в долях единицы;  $c_{sh} = 0,5607$  — эмпирический коэффициент;  $h_0$  — высота Солнца. Приход солнечной радиации на горизонтальную площадку на верхней границе атмосферы определяется следующей формулой:

$$S^* = S_0^* (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \varphi \cos \theta),$$

где  $S_0^*$  — солнечная постоянная,  $\varphi$  — широта,  $\delta$  — склонение Солнца,  $\theta$  — часовой угол.

Встречное длинноволновое излучение атмосферы рассчитывается как функция температуры и влажности на высоте 2 м и балла облачности [7]:

$$D = \varepsilon_a \sigma T_2^4 (1 + c_{lg} n^2);$$

$$\varepsilon_a = c_e e_2^{v/7} \exp\left(\frac{350}{T_2}\right);$$

$$c_{lg} = 0,22;$$

$$c_e = \begin{cases} 0,15 & \text{при } T_2 < 273,15, \\ 0,14 & \text{при } T_2 \geq 273,15. \end{cases}$$

В этих выражениях  $T_2$  — температура воздуха на высоте 2 м,  $e_2$  — парциальное давление водяного пара на высоте 2 м,  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана. Собственное излучение поверхности задается известной формулой Стефана — Больцмана.

Для расчета потоков явного и скрытого тепла используется аэродинамический метод с коэффициентами, рассчитываемыми согласно теории подобия Мони́на — Обухова [6]. Соответствующие формулы имеют вид:

$$H = -c_p \rho_a C_H |V_2| (\Theta_2 - \Theta_s);$$

$$LE = -\rho_a L C_E |V_2| (q_2 - q_s), \tag{5}$$

где  $c_p$  — теплоемкость воздуха при постоянном давлении;  $\rho_a$  — плотность воздуха;  $C_H$  и  $C_E$  — коэффициенты обмена соответственно для температуры и влажности воздуха;  $\Theta_2$  и  $q_2$  — потенциальная температура и массовая доля влаги на уровне 2 м;  $\Theta_s$  и  $q_s$  — те же величины на поверхности земли;  $V_2$  — скорость ветра на уровне 2 м.

## 2. Верификация модели

С целью верификации модели проведены численные эксперименты с использованием рядов стандартных метеорологических измерений. Данные измерений извлечены из архива NDP048, размещенного в сети Интернет (<http://cdiac.esd.ornl.gov/ftp/ndp048>) и содержащего ряды многолетних наблюдений на 225 метеорологических станциях СССР. В настоящей

работе приведены некоторые результаты экспериментов для Колпашево (Томская область, правобережье р. Обь) и Якутска. В последнем случае результаты моделирования сравнивались с данными натуральных наблюдений на оз. Сырдах (20 км к северу от Якутска, левобережье р. Лена).

В экспериментах с данными по станции г. Колпашево за период 1936—1984 гг. моделировался термодинамический режим озера глубиной 2 м, которая является типичной для небольших озер, расположенных в Томской области. Данных наблюдений за гидрологическим режимом озер в данном регионе в нашем распоряжении не имелось, поэтому верификация модели произведена по параметру, измеряемому на метеорологической станции, — температуре поверхности снежного покрова. Сравнение результатов моделирования и данных наблюдений в Колпашево основывалось на предположении, что температура поверхности снега над замерзшим водоемом (рассчитываемая описанной выше моделью) близка к температуре поверхности снега на прилегающих к водоему территориях (измеряемой в Колпашево). Результаты этого сравнения для двух первых месяцев 1961 г. приведены на рис. 1. Точность измерения температуры поверхности снега на станции Колпашево составляет  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Как видно, кривые, рассчитанные с помощью модели и полученные по данным наблюдений, очень хорошо коррелируют. В то же время отмечается систематическое занижение моделью среднемесячного значения рассматриваемого параметра (на  $\sim 2^{\circ}\text{C}$ ). Это связано, по-видимому, с несовершенством параметризации тепловых потоков над подстилающей поверхностью при устойчивой стратификации, которая имеет место в зимних условиях (особенно в районах континентального климата).

Озеро Сырдах — сравнительно большое, находящееся в цепи таких же по размерам и глубине озер, соединяющихся только в периоды редких для этих территорий многоводий ручьями типа “травяных речек”. Оно вытянуто в направлении с северо-запада на юго-восток и занимает большую часть площади котловины. Размеры озера составляют в длину 2 км, в ширину до 1 км, площадь зеркала воды около  $2 \text{ км}^2$ . Средняя глубина воды в озере 4,5 м, максимальная достигает 12 м. Ледостав начинается в первой половине октября, сход ледяного покрова приходится на конец мая. Озеро расположено над мерзлыми породами, мощность которых составляет

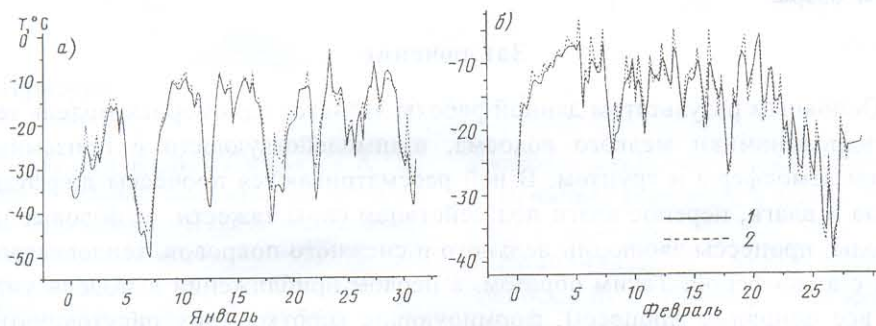


Рис. 1. Результаты сравнения температуры поверхности снега по модельным (1) и натурным (2) данным в январе (а) и феврале (б) 1961 г.

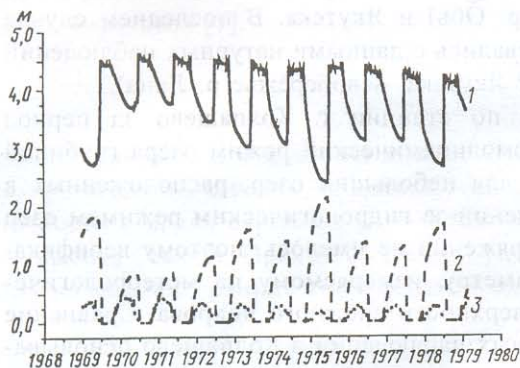


Рис. 2. Многолетний ход промерзания (или таяния) оз. Сырдах по данным моделирования.

1 — толщина слоя воды; 2 — толщина слоя льда; 3 — толщина слоя снега.

— максимальное промерзание модельного озера происходит в малоснежные зимы, и, наоборот, минимальное — в многоснежные сезоны, что соответствует реально наблюдаемым ситуациям;

— характерные глубины промерзания (толщина слоя льда) в модельном водоеме находятся в пределах 0,7—1,5 м, что совпадает с реальными значениями для озер Центральной Якутии;

— ледостав по результатам моделирования начинается в начале октября, а заканчивается в конце мая, что также соответствует данным наблюдений;

— наконец, модельное испарение с поверхности озера за теплый период составляет в среднем 400 мм, что близко к наблюдаемому значению 450 мм.

На рис. 3 в виде распределения термоизоплет представлены результаты моделирования теплового режима талика и мерзлого грунта под озером. Как видно на рисунке, талик устойчиво существует под озером в течение 20 лет (1965—1984 гг.). Его нижняя граница колеблется от 1,2 до 2,0 м под дном озера.

### Заключение

Основным результатом данной работы является одномерная модель термогидродинамики мелкого водоема, взаимодействующего с приземным слоем атмосферы и грунтом. В ней рассматриваются процессы диффузии тепла и влаги, перенос влаги под действием силы тяжести, ее фазовые переходы, процессы эволюции ледяного и снежного покровов, теплообмен с атмосферой. Таким образом, в первом приближении в модели учтены все основные процессы, формирующие коротко- (внутрисуточную) и долгопериодную (сезонную и межгодовую) изменчивость состояния системы водоем — грунт.

Анализ результатов численных экспериментов с натурными данными для оз. Сырдах в Центральной Якутии показал, что модель адекватно вос-

280—320 м, и под ним существует сквозной талик [8].

Моделирование водного и теплового режимов оз. Сырдах производилось за период 1970—1980 гг., для которого имелись данные метеорологических наблюдений в г. Якутск и данные натурных измерений [8] на самом озере (1976—1977 гг.). Эволюция водного, ледяного и снежного покровов в данном озере по данным моделирования представлена на рис. 2. По результатам качественного сравнения модельных и натурных данных [8, 12] можно сделать следующие выводы:



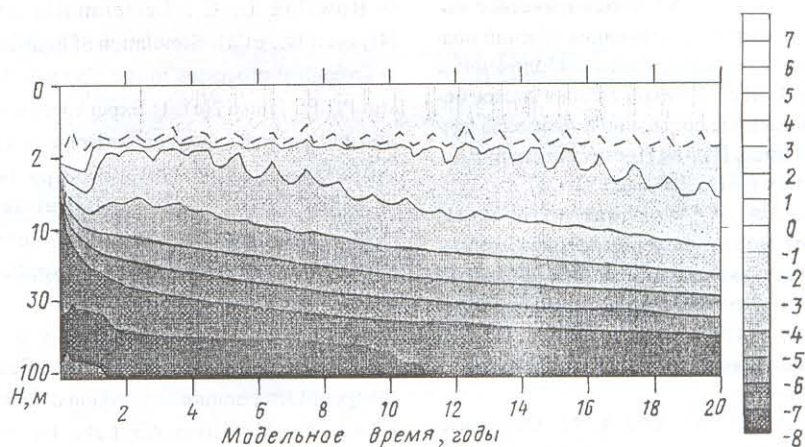


Рис. 3. Распределение термоизоплант в грунте под оз. Сырдах по данным моделирования (пунктиром показана нулевая изотерма).

производит следующие основные параметры климатического режима озера: среднюю глубину зимнего промерзания, время начала и окончания ледостава, среднее испарение в теплый период. Кроме того, в численном эксперименте воспроизведен талик под данным озером, существование которого также подтверждается данными наблюдений. Сравнение рассчитанных и натурных рядов температуры поверхности снежного покрова для станции Колпашево (Томская область) показывает их хорошее соответствие.

Авторы благодарны Н. Ф. Вельтищеву, А. В. Павлову и М. А. Петросянцу за плодотворные обсуждения представленных в статье результатов, Н. Г. Яковлеву за консультации при разработке модели и рецензенту за полезные замечания. Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (гранты 01-05-64150 и 04-05-64898) и Международной ассоциацией содействия сотрудничеству с учеными из стран СНГ (гранты INTAS-00-189 и INTAS-01-2132).

## Литература

1. Балясова Е. Л., Пакутин А. В. Расчет изменений максимального весеннего стока с болотных массивов под влиянием осушительных мелиораций. — Труды ГГИ, 1988, вып. 333, 152 с.
2. Володин Е. М., Лыкосов В. Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных наблюдений. — Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1998, т. 34, с. 453—465.
3. Володина Е. Е., Бенгтссон Л., Лыкосов В. Н. Параметризация процессов тепловлагопереноса в снежном покрове для моделирования сезонных вариаций гидрологического цикла суши. — Метеорология и гидрология, 2000, № 5, с. 5—14.

4. Кашеваров А. А. Математическое моделирование взаимодействующих течений подземных и поверхностных вод на заболоченных территориях. /В сб.: Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. — Томск, Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002, с. 83—87.
5. Крылова А. И., Крупчатников В. Н. Глобальное моделирование потоков метана от болотных экосистем. /В сб.: Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. — Томск, Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН, 2002, с. 98—103.
6. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. — Труды Геофизического института АН СССР, 1954, № 24 (151), с. 163—187.
7. Матвеев Л. Т. Физика атмосферы. — СПб, Гидрометеиздат, 2000, 778 с.
8. Павлов А. В., Тишин М. И. Тепловой баланс крупного озера и прилегающей территории в Центральной Якутии. /В кн.: Строение и тепловой режим мерзлых пород. — Новосибирск, Наука, 1981, с. 53—63.
9. Bowling L. C., Lettenmaier D. P., Nijssen B., et al. Simulation of high-latitude hydrological processes in the Torne-Kalix basin: PILPS Phase 2(e). 1: Experiment description and summary intercomparisons. — Global and Planetary Change, 2003, vol. 38, pp. 1—30.
10. Malm J., Terzhevik A., Bengtsson L., et al. Temperature and salt content regimes in three shallow ice-covered lakes. — Nordic Hydrology, 1997, vol. 28, pp. 99—128.
11. Mironov D. V., Golosov S. D., Zilitinkevich S. S., et al. Seasonal changes of temperature and mixing condition in a lake. /In: Modelling Air-Lake Interaction. Physical Background, S. S. Zilitinkevich (ed.). — Berlin, Springer-Verlag, 1991, pp. 74—90.
12. Pavlov A. V. Regularities in thermal regime of lakes in permafrost areas. — Russian Geocryological Research, 1995, vol. 1, pp. 26—33.
13. Tsuang B.-J., Tu C.-J., and Arpe K. Lake parameterization for climate models. — Hamburg, Max Planck Institute für Meteorology, Report No. 316, 2001, 72 p.

Поступила  
25 III 2004

#### NUMERICAL MODELING OF THE HEAT AND MOISTURE TRANSPORT IN THE LAKE-SOIL SYSTEM

V. M. Stepanenko and V. N. Lykosov

*A one-dimensional model of the shallow reservoir thermodynamics describing physical processes of the heat and moisture transport in the underlying soil layer is constructed. The model simulates seasonal variations and year-to-year variability of thermal and hydrological regimes of the lake-soil system, including the ice and snow layer formation. Using as input data the long-term meteorological observations, a number of numerical experiments are performed. Comparison of numerical results with available observational data has shown that the model satisfactorily reproduces thermal and hydrological regimes of shallow lakes in western Siberia and Yakutia.*