

УДК 556

МОДЕЛИРОВАНИЕ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА СОЛЕННЫХ ОЗЕР

© 2019 г. В.М. Степаненко^{1,*}, И.А. Репина^{1,2}, Г. Ганбат³, Г. Даваа³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова
Россия, 119234 Москва, Ленинские горы, 1, стр. 4

² Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН
Россия, 119017 Москва, Пыжевский пер., 3

³ Информационно-исследовательский институт метеорологии, гидрологии и окружающей среды
Монголия, 15160 Улаанбаатар, Жуулчны гудамж-3, Бага тойруу-5

* E-mail: stepanen@srcc.msu.ru

Поступила в редакцию 03.04.2018 г.

После доработки: 04.09.2018 г.

Представлена новая версия одномерной модели термогидродинамики и биогеохимии водоема LAKE 2.1. Модель дополнена описанием динамики и вертикального распределения солености в ледяном покрове. Результаты модели сопоставлены с данными контактных и спутниковых измерений температуры и ледяного покрова на оз. Убсу-Нур (Монголия) за период с 2000 по 2015 г. Показано, что недостаточное перемешивание в озере по вертикали в теплое время года в модели со стандартным турбулентным замыканием $k-\epsilon$ приводит к значительному сдвигу сроков установления льда. Продемонстрировано также, что при пренебрежении соленостью озера ледостав с модели начинается на 16–17 дней раньше действительных сроков. Эта ошибка удаляется, если в модели учитывать влияние солености воды на плотность воды и температуру замерзания; при этом, модель занижает в среднем на ≈ 0.2 м максимальную за сезон толщину льда. Данная ошибка, в свою очередь, уменьшается на порядок, если в модели воспроизвести вертикальное распределение и динамику солености льда.

Ключевые слова: соленые озера, ледяной покров, численная модель, дистанционное зондирование

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-3515531152-163>

ВВЕДЕНИЕ

Ледовый режим является важнейшей характеристикой водоемов суши. Установление ледяного покрова прекращает приток импульса в водоем из атмосферы, что приводит к установлению практически ламинарного режима течений и слабой молекулярной вертикальной диффузии. Резкое сокращение притока солнечной радиации производит переключение функционирования экосистемы в зимний режим. Отсутствие сообщения с атмосферой вызывает падение концентрации кислорода в воде вследствие его потребления на разложение органических соединений [1]. При продолжительном ледоставе это может приводить к заморам рыбы. Одновременно с падением концентрации кислорода растет содержание метана и углекислого газа — парниковых газов, которые впоследствии высвобождаются в атмосферу при весеннем сходе

льда [2]. Время схода ледостава также определяет начало роста температуры перемешанного слоя водоема, и таким образом саму температуру этого слоя в первой половине лета. В условиях современных изменений климата сроки ледостава заметно сокращаются [3, 4], что повышает актуальность изучения физических механизмов ледообразования и разрушения ледяного покрова.

Математическому моделированию ледового режима внутренних водоемов суши посвящено множество работ. Все известные авторам модели являются одномерными. Основой этих моделей является решение уравнения теплопроводности с радиационным источником, решаемое в слоях снега и льда с соответствующими граничными условиями. Теплоперенос в слое воды является второстепенным для данной задачи, так как поток тепла ниже фронта промерзания, как правило, мал и может в первом приближе-

нии не учитываться. В ряде моделей решается стационарный вариант уравнения теплопроводности в снежном и ледяном покровах [5]. Без учета объемного поглощения радиации это приближение дает линейный профиль температуры в обоих слоях [6]. В большинстве моделей уравнение теплопроводности решается в полном нестационарном виде конечно-разностными методами [7, 8, 9, 10].

Численному моделированию термодинамического и ледового режима соленых озер уделено в мировой литературе значительно меньше внимания, чем моделированию пресноводных объектов. Немногочисленные работы, посвященные расчету эволюции ледяного покрова в соленых озерах [10] не учитывают эффектов "захвата" соленой воды в порах растущего ледяного покрова — явления, хорошо изученного на примере морского льда [11]. Но применение моделей, разработанных для формирования морского льда к озерам невозможно, так как в отличие от озерного льда морской лед движется под действием ветра и течений, дивергенция и конвергенция которых приводит к формированию существенной пространственной изменчивости сплоченности льда; поэтому в соответствующих моделях используются довольно сложные уравнения динамики ледяного покрова [12, 13].

В настоящей статье представлена новая версия одномерной термогидродинамической модели водоема LAKE 2.1 [14, 15], в которой блок ледяного покрова дополнен описанием эволюции солености. Модель проверяется с привлечением данных наблюдений, собранных для оз. Убсу-Нур (Монголия) и оценивается влияние солености воды и льда на ледовый режим озера.

1. ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ

1.1. Общая характеристика модели

Одномерная модель термогидродинамики и биогеохимии водоема и нижележащего грунта LAKE [14, 16, 15] явно описывает процессы вертикального переноса тепла с учетом распространения коротковолновой радиации в слоях воды, льда, снега и нижележащего грунта (донных отложений). Уравнения модели сформулированы относительно осредненных по горизонтальному сечению водоема величин, что приводит к явному учету обмена импульсом, теплом и растворенными веществами между водной средой

и наклонным дном. В толще воды используется k - ϵ параметризация турбулентности, а в уравнениях движения возможен учет баротропного градиента давления, который в настоящем исследовании не используется [15]. В слое снега учитывается перенос жидкой влаги, а в слое грунта — возможность ее замерзания. В модели описывается вертикальная диффузия растворенных газов CO_2 , CH_4 , O_2 , а также их пузырьковый перенос, продукция и окисление метана, фотосинтез и процессы потребления кислорода. Модель проверялась на способность воспроизведения термического и ледового режима большого числа водоемов в контрастных климатических условиях, в том числе в рамках проекта LakeMIP (Lake Model Intercomparison Project, [17, 18, 19, 20]).

1.2. Перенос тепла и солености в ледяном покрове

В версии модели LAKE 2.0 лед считается пресным, а его теплофизические свойства — однородными по вертикали. В действительности лед всегда содержит поры, занятые газами или жидкой водой. В версии 2.1 вводится пористость льда, занятая только жидкой водой с растворенными солями. Обусловленная содержанием воды пористость льда p определяется как:

$$p = \frac{V_w}{V_w + V_i} \quad (1)$$

где V_w — объем рассола, V_i — объем чистого льда. Объемная теплоемкость $\rho_i c_i$ и коэффициент теплопроводности λ_i пористого льда рассчитываются согласно объемным долям воды и льда [21]:

$$\rho_i c_i (1-p) \rho_{i0} c_{i0} + p \rho_{w0} c_{w0}, \quad (2)$$

$$\lambda_i = (1-p) \lambda_{i0} + p \lambda_{w0}, \quad (3)$$

где ρ — плотность, c — удельная теплоемкость, индексы "w0" и "i0" соответствуют опорным значениям термодинамических характеристик для воды и чистого льда соответственно. Влияние солености внутриводной воды на теплоемкость и теплопроводность этой воды не учитывается.

Осредненное по горизонтальному сечению водоема уравнение теплопроводности в слое пористого льда при использовании нормированной вертикальной координаты $\xi = z/h_i(t)$ имеет вид [15]:

$$\rho_i c_i \frac{\partial T}{\partial t} = \underbrace{\rho_i c_i \frac{\xi}{h_i} \frac{dh_i}{dt} \frac{\partial T}{\partial \xi}}_I - \underbrace{\rho_i c_i \frac{1}{h_i} \frac{dh_{i0}}{dt} \frac{\partial T}{\partial \xi}}_{II} - \underbrace{\frac{1}{h_i} \frac{\partial S}{\partial \xi}}_{III} + \underbrace{\frac{1}{Ah_i^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(A \lambda_i \frac{\partial T}{\partial \xi} \right)}_{IV} + \underbrace{\frac{1}{Ah_i} \frac{\partial A}{\partial \xi} F_{T,b}}_V - \underbrace{L \rho_i \frac{\partial p}{\partial t}}_{VI}. \quad (4)$$

Здесь z – направленная вдоль силы тяжести координата с началом на поверхности ледяного покрова, h_i – толщина льда, T – температура, dh_{i0}/dt – приращение толщины льда на его поверхности, S – поток коротковолновой радиации, ослабление которого в слоях снега, льда и воды рассчитывается по закону Бэра–Бугера–Ламберта, L – теплота замерзания/таяния воды, A – зависящая от z площадь поперечного сечения ледяного покрова, определяемая морфометрией озерной котловины, $F_{T,b}$ – поток тепла на границе "лед–донные отложения". Поток тепла $F_{T,b}$ рассчитывается с привлечением решения одномерных задач теплопроводности в колонках донных отложений, опущенных вниз с разных глубин озера [15]. В настоящей работе используется пять таких колонок. Метрические слагаемые I и II появились в силу использования нормированной вертикальной координаты и движения начала координат при нарастании/таянии льда на его верхней границе. Член VI отвечает за выделение/поглощение теплоты при замерзании/таянии воды, заключенной в рассоле.

Заметим, что слагаемые I и II в уравнении (4), которые не учитываются во всех известных авторам моделях озера, не пренебрежимо малы. Несложно показать, что:

$$\frac{I}{IV} \sim \frac{II}{IV} \sim \frac{h_i^2 \rho_i c_i}{t_i \lambda_i} \approx \frac{1}{7}, \quad (5)$$

где t_i – время, за которое образовался лед толщиной h_i . В оценке выше использованы значения $h_i = 1$ м, $t_i = 3$ мес, $\lambda_i/(\rho_i c_i) \approx 10^{-6}$ м²/с.

Уравнение (4) требует двух граничных условий. На границе $\xi = 0$ привлекается уравнение теплового баланса, или, в случае наличия снежного покрова, непрерывность температуры и потока тепла на границе "снег–лед". На нижней поверхности льда задается температура замерзания, определяемая соленостью воды у границы "лед–вода".

Плотность солей в ледяном покрове (масса солей в единице объема пористого льда) ρ_s связана с пористостью льда p и концентрацией солей во внутривпоровом рассоле ρ_{sp} соотношением:

$$\rho_s = \rho_{sp} p \quad (6)$$

Замерзание воды в рассоле заключается в том, что вода образует чистый лед, а соли остаются в жидкой фазе. Удаление же солей из ледяного покрова, согласно Ю.Л. Назинцеву и В.В. Панову [11], происходит благодаря следующим механизмам:

– молекулярная диффузия солей, возникающая благодаря градиенту внутривпоровой концентрации в ледяном покрове;

– "выталкивание" рассола на поверхность льда вследствие внутреннего давления в ледяном покрове;

– гравитационное стекание рассола вдоль трещин;

– "вымывание" рассола благодаря давлению слоя талой воды на поверхности ледяного покрова.

Математическое описание этих процессов представляет собой сложную задачу, которая на уровне параметризаций решается, например, в модели морского ледяного покрова SAMSIM [13]. В настоящей модели предлагается простой подход, при котором сток солей из ледяного покрова за счет всех вышеописанных механизмов полагается пропорциональным ρ_s . Это не позволяет получить в модели, например, известный "С-образный" профиль ρ_s с максимумом на поверхности льда и вблизи фронта промерзания [22], однако воспроизводит общую тенденцию к опреснению льда со временем на всех глубинах.

С учетом приведенных выше предположений, уравнение для ρ_s принимает вид:

$$\frac{\partial \rho_s}{\partial t} = \underbrace{\frac{\xi}{h_i} \frac{dh_i}{dt} \frac{\partial \rho_s}{\partial \xi}}_I - \underbrace{\frac{1}{h_i} \frac{dh_{i0}}{dt} \frac{\partial \rho_s}{\partial \xi}}_{II} - \underbrace{\alpha \rho_s}_{III}, \quad (7)$$

где слагаемое III параметризует сток солей, α – величина, обратная характерному времени удаления солей. Характерное время удаления солей принято равным одному году на основании известного факта, что однолетний морской лед является практически пресным [23].

Для решения уравнения (7) требуется одно граничное условие. Это условие должно учитывать, что соленость новообразующегося льда существенно зависит от скорости продвижения

фронта фазового перехода [11]. В модели этот физический эффект учитывается следующим образом:

$$\rho_s|_{\xi=1} = s_0 \max \left[(p_0 \rho_{w0} + (1-p_0) \rho_{i0}) f(W), \rho_{w0} p_{0,min} \right], \quad (8)$$

$$f(W) = \frac{C_1 \sqrt{W}}{C_2 \sqrt{W} + C_3}, \quad (9)$$

где скорость движения фазового фронта W выражена в мм/ч, $f(W)$ – эмпирическая зависимость В.Л. Цурикова, $C_1 = 7$, $C_2 = 7$, $C_3 = 10.3$ – эмпирические константы, s_0 – соленость воды у границы воды и льда в массовых долях, ρ_{w0} – средняя плотность воды, $p_{0,min}$ – минимальное значение пористости льда на этой границе, предполагаемое постоянным (в модели 0.05). В формуле (8) введено ограничение снизу величиной $s_0 \rho_{w0} p_{0,min}$, поскольку формула В. Л. Цурикова дает нулевую соленость льда при нулевой скорости движения фронта. Физический смысл равенства $\rho_s|_{\xi=1} = s_0 \rho_{w0} p_0$ где $p_0 = \rho_s|_{\xi=1}$ заключается в том, что концентрация соли в порах $\rho_{sp}|_{\xi=1}$, образующихся при нарастании ледяного покрова снизу, равна концентрации соли в воде непосредственно под фронтом замерзания.

Формулы для расчета скорости изменения толщины ледяного покрова dh_i/dt , dh_{i0}/dt приводятся в разделе 2.3. Для замыкания системы уравнений (4), (6), (7) требуется еще одно соотношение, в качестве которого выступает условие термодинамического равновесия:

$$T = T_{fr}(\rho_{sp}) \quad (10)$$

где T_{fr} – температура замерзания, определяемая соленостью рассола ρ_{sp} .

Рост и таяние ледяного покрова приводят к изменению солености воды. В модели LAKE соленость воды рассчитывается на основе уравнения вертикальной диффузии:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial s}{\partial t} = \\ & = \underbrace{\frac{\xi_w}{h_w} \frac{dh_w}{dt} \frac{\partial s}{\partial \xi_w}}_I - \underbrace{\frac{1}{h_w} \frac{dh_{w0}}{dt} \frac{\partial s}{\partial \xi_w}}_{II} + \underbrace{\frac{1}{Ah_w^2} \frac{\partial}{\partial \xi_w} \left(Ak_s \frac{\partial s}{\partial \xi_w} \right)}_{III} - \\ & \quad - \underbrace{\int_{A(z)} s(\mathbf{u}_h \cdot \mathbf{n}) dl}_{IV}. \end{aligned} \quad (11)$$

Здесь s – соленость воды (массовая доля солей, кг/кг), h_w – толщина воды, $k_s = k_{s,m} + k_{s,t}$ – сумма молекулярного и турбулентного коэффициентов диффузии, соответственно (последний рассчитывается с привлечением турбулентного замыкания $k-\varepsilon$), $\xi_w = z_w / h_w(t)$ – безразмерная вертикальная координата, в которой $z_w = 0$ соответствует верхней границе слоя воды, $\Gamma_{A(z)}$ – граница сечения $A(z)$, $\mathbf{u}_h = (u, v)$ – горизонтальная скорость течения, \mathbf{n} – внешняя нормаль к $A(z)$, dl – приращение длины границы. Слагаемые I и II аналогичны соответствующим членам уравнения (7). Член IV выражает перенос солености впадающими и вытекающими водотоками. Уравнение (11) записано в пренебрежении потоком солей через наклонную поверхность дна.

Влияние замерзания или таяния льда на соленость воды выражается через верхнее граничное условие уравнения (11):

$$\begin{aligned} & - \frac{k_s}{h_w} \frac{\partial s}{\partial \xi_w} \Big|_{\xi_w=0} = \\ & = - \frac{dh_{w0}}{dt} s_0 + \frac{dh_{w1}}{dt} \left(\frac{\rho_s}{\rho_{w0}} \Big|_{\xi=1} - s_0 \right) + \frac{\alpha h_i}{\rho_{w0}} \int_0^1 \rho_s d\xi. \end{aligned} \quad (12)$$

Здесь dh_{w0} – слой пресной воды, стекающий сквозь ледяной покров в результате таяния снега и льда на поверхности ледяного покрова, dh_{w1} – слой воды, образовавшийся в результате намерзания или таяния пористого ледяного покрова снизу. Крайний член в правой части уравнения (12) – это поток солей за счет стекания рассола по трещинам в ледяном покрове. На дне озера ($\xi_w = 1$) поток соли полагается равным нулю.

1.3. Эволюция толщины ледяного покрова

Приращение толщины слоя льда dh_i за время dt состоит из приращения льда на верхней границе dh_{i0} и на нижней границе dh_{i1} : $dh_i = dh_{i0} + dh_{i1}$. Как и в случае фазовых переходов внутри ледяного покрова, на обеих границах ледяного покрова в фазовых переходах участвует только пресная вода.

Приращение на нижней границе – это толщина образовавшегося или стаявшего слоя пористого льда. Объем пресного льда V_{ice}^{fr} образовавшегося при замерзании объема воды V_w^{fr} равен $V_{ice}^{fr} = V_w^{fr} \rho_{w0} / \rho_{i0}$. Объем пор, занятых рас-

солом, при этом имеет вид $V_p = p_0 V_{ice}^{fr} / (1 - p_0)$ (см. определение пористости (1)). Тогда для объема новообразовавшегося пористого льда $V_{ice,p}^{fr}$ получаем:

$$V_{ice,p}^{fr} = V_{ice}^{fr} + V_p = \frac{V_w^{fr} \rho_{w0}}{\rho_{i0} (1 - p_0)}. \quad (13)$$

При этом слой воды теряет объем, равный сумме объема воды, превратившейся в лед, и объема воды, занявшей поры ледяного покрова:

$$V_w = V_w^{fr} + V_p = V_w^{fr} \left[1 + \frac{p_0 \rho_{w0}}{\rho_{i0} (1 - p_0)} \right]. \quad (14)$$

Пусть $dh_{w1,fr}$ — это изменение толщины слоя воды только за счет фазовых переходов на границе с ледяным покровом, т. е. величина V_w^{fr} расчете на единицу площади. Это приращение определяется величиной разрыва потока тепла на границе:

$$L \rho_{w0} \frac{dh_{w1,fr}}{dt} = - \left. \frac{\lambda_i}{h_i} \frac{\partial T}{\partial \xi} \right|_{\xi=1} + \left. \frac{\lambda_w}{h_w} \frac{\partial T}{\partial \xi} \right|_{\xi_w=0}. \quad (15)$$

Здесь используется λ_w — сумма коэффициентов молекулярной и турбулентной теплопроводности в воде. Используя (13) и (14), получаем:

$$dh_{w1} = dh_{w1,fr} \left[1 + \frac{p_0 \rho_{w0}}{\rho_{i0} (1 - p_0)} \right], \quad (16)$$

$$dh_{i1} = -dh_{w1,fr} \frac{\rho_{w0}}{\rho_{i0} (1 - p_0)}. \quad (17)$$

2. ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА И ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Озеро Убсу-Нур (*монг.* Увс нуур, Увс) — крупнейшее озеро Монголии с площадью 3350 км², располагающееся на северо-западе страны. Вода в озере соленая. Со второй половины XX века средняя минерализация вод озера имела тенденцию к падению (с 180 мг/л в 1930 гг. до 140 мг/л в 2000 г. [24]). Максимальная глубина озера составляет 22 м. Климат в бассейне озера резко-континентальный с малым годовым количеством осадков (143 мм) и выраженным годовым ходом температуры воздуха (средняя температура июля 20 °С, января –32 °С) [25].

Коэффициент ослабления видимой радиации в воде озера из закона Бэра–Бугера–Ламберта (0.4 м⁻¹) был получен по формуле Пула и Аткинса [26] при подстановке характерной глубины видимости диска Секки 5 м [25]. Коэффициент ослабления в ледяном покрове выбран 3 м⁻¹ как оценка средней величины между значением 1.5 м⁻¹ для чистого льда [27] и льда, покрытого снегом, имеющего оптические свойства близкие к снегу (коэффициент ослабления для снега превышает 1/(20 см) = 5 м⁻¹, [8]). В качестве альbedo чистого льда было выбрано значение 0.4, характерное для тающей поверхности [27], поскольку именно в период таяния этот параметр в наибольшей степени влияет на эволюцию толщины льда. Гипсометрическая кривая (зависимость площади сечения A от z) для озера заимствована из [24]. Влияние притоков озера, в т. ч. на соленость воды, не учитывалось. Параметры численного эксперимента приведены в табл. 1.

В качестве атмосферного воздействия для модели водоема были использованы трехчасовые приземные данные реанализа ERA-Interim

Таблица 1. Параметры численных экспериментов с моделью водоема LAKE 2.1

Параметр	Значение	Ссылка
Параметры водоема		
Максимальная глубина водоема	22 м	[24]
Начальная соленость воды	17 промилле	[24]
Коэффициент ослабления видимой радиации в воде	0.4 м ⁻¹	[25]
Коэффициент ослабления видимой радиации во льду	3 м ⁻¹	[8, 27]
Физические параметры		
Альbedo воды	0.06	—
Альbedo льда	0.4	[8, 27, 33]
Альbedo снега	0.85	—
Параметры численной реализации		
Период интегрирования модели	01.01.1979–31.12.2015	—
Вертикальное разрешение	20 слоев	—
Шаг по времени	20–30 с	—

[28] за 1979–2015 гг.: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, потоки нисходящей коротковолновой и длинноволновой радиации, атмосферные осадки, скорость и направление ветра. Поля реанализа интерполировались из четырех соседних точек в центр озера с помощью билинейной функции. Данные реанализа использовались как охватывающие наибольший временной интервал из доступных для авторов источников; кроме того, потоки радиации на стандартных метеорологических станциях не измеряются.

Для валидации модели использовались следующие эмпирические данные:

– Измерения температуры поверхности воды на береговом гидрологическом посту Давст (западное побережье озера, 50.32° N, 92.29° E), среднемесячные значения за период с 1979 по 2015 гг.

– Спутниковые данные по температуре поверхности диапазона, полученные с помощью сканирующего спектрометра MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, www.modis.gsfc.nasa.gov, <http://ladsweb.nascom.nasa.gov/index.html>), установленного на спутнике TERRA. Для определения температуры поверхности использовалась методика, изложенная в работе [29]. При построении маски озера учитывались только те пиксели, которые надежно расположены на поверхности озера и не захватывают участки берега [30]. Также использовались данные радиометров ATSR (Along-Track Scanning Radiometers) и AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) из архивов ARC-Lake [31] и MICROS (Monitoring of IR Clear-sky Radiances over Oceans for SST).

– Данные о наличии/отсутствии ледяного покрова взяты из спутниковых наблюдений в видимом диапазоне (2000–2015 гг.). Исходные измерения получены с помощью сканирующего спектрометра MODIS. С 2012 по 2017 г. также используется продукт L1C микроволнового радиометра MIRAS (спутник SMOS/ESA), позволяющий получать сезонную динамику радиояркостной температуры геодезической ячейки, соответствующей озеру Убсу-Нур. Идентифицируются периоды характерных для открытой воды и для ледяного покрова значений радиояркостной температуры [32].

Для оценки влияния солености озера Убсу-Нур на ледовый режим с моделью LAKE проведено три основных численных эксперимента:

1. Эксперимент Э1, в котором и вода, и лед считаются пресными;

2. Эксперимент Э2, в котором учитывается соленость воды, но лед остается пресным ($\rho = 0$, $\rho_s = 0$), т. е. при образовании льда все соли остаются в воде;

3. Эксперимент Э3, в котором соленость воды и льда рассчитываются по уравнениям, изложенным в разделах 1.2 и 1.3.

Смысл эксперимента Э1 заключается в том, что в настоящее время во всех системах прогноза погоды и моделях Земной системы все внутренние водоемы считаются пресными, поэтому важно понимать какую ошибку это вносит в расчеты ледотермического режима соленых водоемов. Дополнительно к упомянутым экспериментам был проведен расчет, в котором соленость льда считалась равной постоянному значению 4‰. Эта величина была получена как характерное значение для ледяного покрова озера Убсу-Нур исходя из формул (8)–(9).

3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Термический режим и вертикальное перемешивание. В модельных расчетах оказалось, что базовая версия модели LAKE с турбулентным замыканием $k-\epsilon$ генерирует очень неглубокий летний перемешанный слой (~5 м против ~15 м по данным измерений, [25]) – проблема, обнаруженная ранее авторами при расчете этой же моделью оз. Байкал (не опубликовано). Следствием этого является занижение теплосодержания озера к началу осеннего периода, более быстрое, чем в наблюдениях, выхолаживание поверхности воды (см. среднюю температуру поверхности в октябре и ноябре на рис. 1) и слишком раннее установление ледяного покрова. На рис. 1 в качестве эмпирических данных показана температура, наблюдаемая на гидрологическом посту, и температура, осредненная по всем "озерным" пикселям спутниковых изображений. Результаты модели корректнее сравнивать со спутниковыми данными, так как модель рассчитывает осредненную по поверхности температуру воды. Относительно низкие значения температуры воды на станции могут быть вызваны ускоренным охлаждением литорали осенью [34].

Анализ существующих подходов к одномерному моделированию озер показал, что на настоящий момент абсолютный размер озера явно в уравнениях термогидродинамики этих моде-

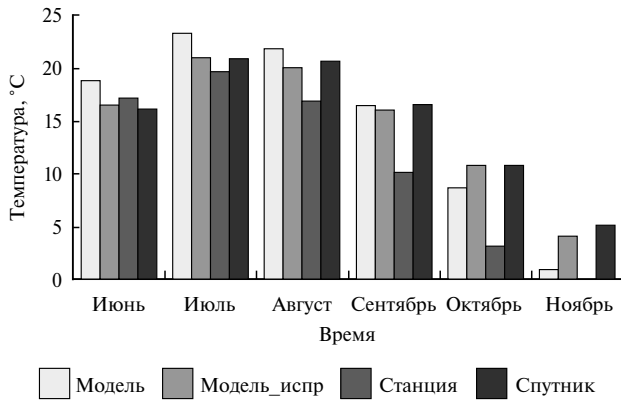


Рис. 1. Среднемесячная температура поверхности оз. Убсу-Нур за период 2001–2015 гг. по результатам расчетов исходной версией модели LAKE ("Модель"), с добавлением фонового коэффициента температуропроводности ("Модель испр."), по данным измерений на гидрологическом посту Давст ("Станция") и по данным восстановления температуры из спутниковых измерений ("Спутник"). Среднеквадратичное отклонение среднемесячной температуры по данным спутниковых измерений для разных месяцев находится в диапазоне 0.0–1.5 °С, в модели 0.6–1.1 °С.

лей не учитывается. Так, в уравнении (4) слагаемое IV расписывается как:

$$\frac{1}{Ah_i^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(A \lambda_i \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) = \frac{1}{h_i^2} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\lambda_i \frac{\partial T}{\partial \xi} \right) + \frac{1}{Ah_i^2} \frac{\partial A}{\partial \xi} \lambda_i \frac{\partial T}{\partial \xi}. \quad (18)$$

Таким образом, члены IV и V уравнения (4) включают только *относительное* уменьшение площади озера с глубиной $dA/dz \cdot A^{-1}$, а абсолютные размеры в одномерной модели явно во внимание не принимаются. В то же время в лимнологии хорошо известно, что с увеличением размера водоема глубина перемешанного слоя при прочих равных условиях растет [35, 36]. В литературе давно обсуждается возможный вклад обрушения внутренних волн в генерацию турбулентной кинетической энергии в термоклин (см., например, [37]). Для крупных озер также возможно привлечение сложившихся в океанологии концепций о взаимодействии внутренних волн и турбулентности [38].

В условиях, когда физические механизмы этого эффекта изучены слабо, для его учета в одномерных моделях предлагаются эмпирические поправки к коэффициенту вертикальной диффузии, включающие явно размер озера, например параметризация М. Хондзо и Х. Стефана [39]. Эти авторы вводят дополнительный фоновый коэффициент диффузии (температуропроводности) в термоклин:

$$k_{s,b} = k_{T,b} = k_0 A_0^{k_1} (N^2)^{k_2}, \quad (19)$$

где A_0 – площадь поверхности озера, $k_1 = 0.56$, $k_2 = 0.43$, $k_0 = 8.17 \times 10^{-5} \text{ см}^2/\text{с}$ – эмпирические постоянные. Эта параметризация была включена в расчет коэффициента диффузии модели LAKE, так что:

$$k_s = k_{s,m} + k_{s,t} + k_{s,b}, \quad (20)$$

и аналогично в расчет коэффициента температуропроводности в период открытой воды, когда существует приток кинетической энергии из атмосферы, частично переходящий в энергию внутренних волн. Следствием стало более качественное воспроизведение годового хода температуры поверхности озера (рис. 1) и вертикального профиля температуры. Коэффициент k_0 – единственный, калиброванный в настоящей работе, и его значение оказалось на порядок меньше, чем в работе [39]. Объяснить это можно тем, что в статье [39] k_0 калибровался в составе модели с принципиально отличной схемой вертикального перемешивания, где используется интегральная модель для перемешанного слоя, а коэффициент $k_{s,b}$ служит коэффициентом турбулентной диффузии в термоклин, в то время как в модели LAKE $k_{s,b}$ добавляется к коэффициенту турбулентной диффузии, рассчитанному $k-\varepsilon$ моделью (20).

Ледовый режим. На рис. 2а и 2б представлены примеры эволюции толщины снега и льда в течение двух разных зимних сезонов. Как видно из рисунков, если считать, что вода в озере пресная, то лед устанавливается значительно раньше (в среднем более, чем на две недели, см. табл. 2), чем по данным наблюдений и в экспериментах Э2 и Э3. Причиной этому является, с одной стороны, более высокая температура заморзания воды, а с другой, более быстрое выхолаживание поверхности. Дело в том, что при характерной солености озера 17‰ температура максимальной плотности воды понижается до -0.1 °С, и к моменту достижения точки заморзания на поверхности (≈ -1.13 °С) водоем в экспериментах Э2 и Э3 оказывается почти полностью перемешанным по вертикали. Перемешиванию способствует также дополнительный поток плавучести, возникающий при осолонении поверхностного слоя вследствие осеннего испарения. В то же время, в эксперименте с пресной водой выхолаживание глубоких слоев останавливается с достижением температуры ≈ 4 °С, и дальнейшее охлаждение поверхности происходит более быстрыми темпами из-за резкого уменьшения глубины верхнего перемешанного слоя.

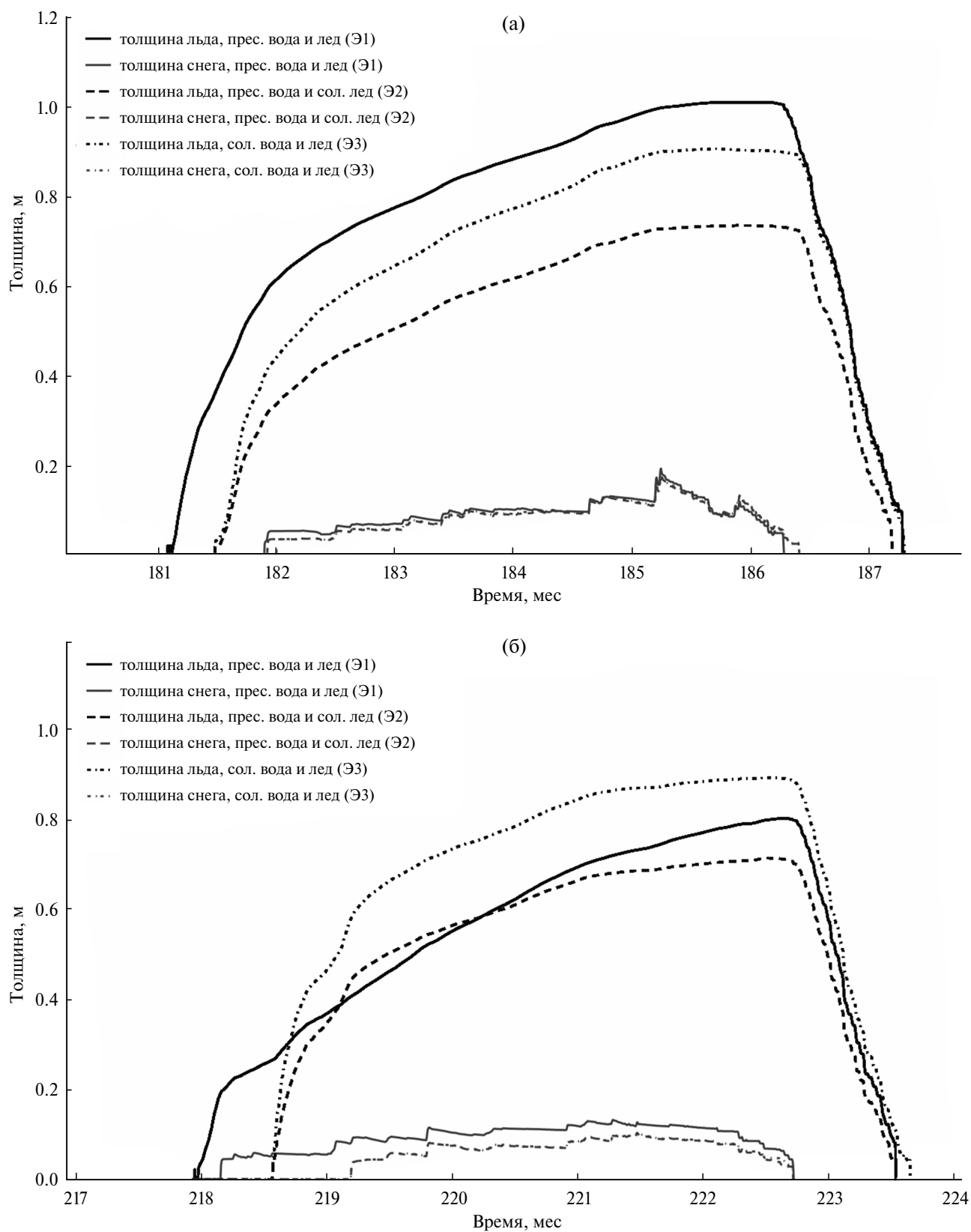


Рис. 2. Временной ход толшины снега и льда на оз. Убсу-Нур по данным новой версии модели LAKE, в трех численных экспериментах: Э1, Э2 и Э3 (описание экспериментов дано в основном тексте). а – зима 1993–1994 гг., б 1996–1997 гг.

Таблица 2. Даты схода и установления ледяного покрова на оз. Убсу-Нур по спутниковым данным (sat) (t1 – начало таяния льда, t2 – полное освобождение ото льда, t3 – начало формирования ледяного покрова, t4 – полное покрытие озера льдом) и численным экспериментам с моделью LAKE (Э1–Э3) (t2 – исчезновение слоя льда, t4 – появление слоя льда). Ошибки моделирования сроков схода и установления ледяного покрова: СО – средняя ошибка, СКО – среднеквадратическая ошибка. Сравнение проводилось для дат t2(sat) и t2(Э1,Э2,Э3), t4(sat) и t4(Э1,Э2,Э3)

Год	t1 (sat)	t2 (sat)	t2 (Э1)	t2 (Э2)	t2 (Э3)	t3 (sat)	t4 (sat)	t4 (Э1)	t4 (Э2)	t4 (Э3)
2000	1.05	12.05	15.05	8.05	12.05	19.11	25.11	16.11	6.1(2001)	4.12
2001	9.05	16.05	17.05	10.05	17.05	30.11	14.12	26.11	11.12	7.12
2002	11.05	19.05	25.05	17.05	24.05	28.11	11.12	3.12	20.12	5.12
2003	13.05	19.05	27.05	21.05	27.05	–	–	19.11	12.12	30.11
2004	11.05	10.05	20.05	13.05	20.05	24.11	8.12	21.11	12.12	13.12
2005	3.05	10.05	21.05	16.05	22.05	1.12	10.12	1.12	9.12	4.12
2006	15.05	24.05	21.05	20.05	21.05	4.12	15.12	26.11	15.12	24.12
2007	28.04	5.05	11.05	14.05	8.05	29.11	10.12	26.11	6.12	2.12
2008	11.05	19.05	22.05	18.05	21.05	3.12	15.12	1.12	13.12	15.12
2009	9.05	17.05	19.05	21.05	22.05	2.12	8.12	19.11	7.12	9.12
2010	12.05	21.05	31.05	30.05	1.06	8.12	15.12	4.12	12.12	9.12
2011	8.05	20.05	16.05	16.05	23.05	3.12	12.12	23.11	9.12	4.12
2012	8.05	22.05	15.05	16.05	16.05	28.11	9.12	27.11	5.12	5.12
2013	2.05	12.05	19.05	10.05	11.05	13.12	20.12	3.12	13.12	13.12
2014	6.05	18.05	22.05	15.05	18.05	30.11	13.12	29.11	12.12	7.12
2015	8.05	17.05	12.05	13.05	16.05	20.11	12.12	21.11	16.12	21.12
СО	–	0	3.3	–0.2	3.1	–	0	–16.7	–0.1	–1.7
СКО	–	0	6.1	4.9	5.9	–	0	18	4.8	6.6

Вследствие более раннего установления льда в расчете Э1, максимальная за сезон толщина льда, как правило, оказывается больше на 0.1–0.2 м, чем в экспериментах с учетом солености, что на примере зимы 1993–1994 гг. показано на рис. 2а. Этому способствует также меньший поток тепла из глубоких слоев воды к фронту промерзания (5 Вт/м² против 8.4 Вт/м² и 9.3 Вт/м² в экспериментах Э2 и Э3, соответственно). Большой поток тепла при учете солености воды вызван тем, что выделение солей при намерзании льда приводит к неустойчивой стратификации в верхних слоях воды и более интенсивному обмену теплом с нижележащими слоями. Тем не менее, в ряде зимних сезонов в эксперименте Э1 лед оказывается не самым мощным, как, например, в 1996–1997 гг. (рис. 2б). В этих случаях после установления льда в эксперименте Э1 и до начала ледостава в расчетах Э2 и Э3 выпадает снег. В силу известных свойств теплоизоляции снежного покрова скорость нарастания льда резко падает в расчете

Э1, и в результате максимальная толщина льда достигается в эксперименте Э3.

Во все годы расчетов лед в эксперименте Э3 нарастает больше, чем в эксперименте Э2 (рис. 2). Отчасти это связано с более ранней датой (в среднем на 1.6 дня, табл. 2) установления ледяного покрова в расчетах Э3. Кроме того, с помощью формулы (17) несложно показать, что $dh_{i1,Э3}/dh_{i1,Э2} \approx 1/(1-p_0)$ при одинаковом притоке/оттоке тепла от границы фазового перехода. То есть, при прочих равных условиях, нарастание соленого льда происходит быстрее, чем пресного, поскольку вода в этом случае замерзает не полностью, а в виде рассола включается в объем льда. Используя параметры, характерные для оз. Убсу-Нур в формулах (8) несложно показать, что $p_0 \approx 0.27$ и $dh_{i1,Э3}/dh_{i1,Э2} \approx 1.37$. Но соотношение толщин льда в этих экспериментах заметно меньше величины 1.37, поскольку частично указанный эффект компенсируется тем, что коэффициент температуропроводности для соленого льда меньше, чем для чистого: исполь-

зую формулы (2)–(3), можно показать, что их отношение составляет 0.59–0.84 для пористости льда 0.1–0.3. Таким образом, при прочих равных условиях, отведение тепла вверх от границы фазового перехода в соленом ледяном покрове происходит медленнее. При этом поток тепла из нижележащих слоев воды к фронту промерзания в экспериментах Э2 и Э3 отличается незначительно (8.4 Вт/м² и 9.3 Вт/м² соответственно), что обуславливает малую разницу в скорости нарастания льда за счет этого фактора.

Средняя максимальная за сезон толщина льда за период 1980–2015 гг. в эксперименте Э3 составила 0.97 м (СКО – 0.16 м), что хорошо согласуется со средним значением по данным наблюдений (0.98 м, [24]), в то время как без учета солености льда (эксперимент Э2) эта величина существенно занижается моделью (0.77 м). Отметим, что при расчете с использованием постоянной солености льда 4‰ средняя максимальная толщина льда оказалась 0.80 м (СКО 0.12 м), что также заметно меньше, чем в более полной модели и по данным измерений.

Поздняя дата схода льда в Э3 связана отчасти с ранним установлением льда (табл. 2). Раннему установлению льда, в свою очередь, способствует пренебрежение в модели разрушением тонкого ледяного покрова в результате воздействия мезомасштабного атмосферного вихря над озером, образующимся на фоне холодных вторжений с суши на относительно теплые озерные воды в период, предшествующий замерзанию. Этот эффект хорошо заметен на спутниковых снимках. Также в модели не учитывается, что лед весной начинает таять от берегов, где глубина озера небольшая и радиационный прогрев быстрый, и покрывается трещинами по всей площади, через которые вода также может быстро нагреваться, ускоряя разрушение льда. О недостаточно быстром таянии льда в модели свидетельствует также то, что в расчете Э3 снег на озере сходит раньше, чем по данным спутниковых наблюдений в среднем на 5–6 дней (за период 2000–2017 гг.), и таким образом на сход льда после исчезновения снега в модели уходит на 9 дней больше, чем в реальных условиях. Помимо упомянутого эффекта частичного разрушения льда, это может быть также связано с неточностью задания радиационных характеристик льда (например, альbedo, которое для льда варьирует в пределах 0.2–0.9 [27, 33, 8], и др.)

Любопытно отметить, что в модельных экспериментах с учетом солености воды после схода снежного покрова и в процессе интенсивного

таяния льда, подо льдом возникает распресненная зона и очень устойчивая стратификация по солености. При этом коротковолновая радиация проникает сквозь ледяной покров, и в верхних слоях воды образуется максимум температуры – явление, известное для озер, в которых стратификация определяется соленостью [40, 41].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представлена новая версия одномерной модели термогидродинамики и биогеохимии водоема LAKE 2.1. Модель дополнена описанием динамики и вертикального распределения солености в ледяном покрове. Модель сопоставлена с данными контактных и спутниковых измерений температуры и ледяного покрова на оз. Убсу-Нур (Монголия) за период с 2000 по 2015 г.

Показано, что недостаточное перемешивание в озере по вертикали в теплое время года в модели со стандартным турбулентным замыканием k – ϵ приводит к значительному сдвигу сроков установления льда. В настоящей работе эта проблема решается введением в модели дополнительного (фонового) коэффициента турбулентной теплопроводности/диффузии. Продемонстрировано также, что при пренебрежении соленостью озера ледостав с модели начинается на 16–17 дней раньше действительных сроков. Эта ошибка удаляется, если в модели учитывать влияние солености воды на плотность воды и точку замерзания; но при этом модель занижает в среднем на ≈ 0.2 м максимальную за сезон толщину льда. Данная ошибка, в свою очередь, уменьшается на порядок, если в модели воспроизвести вертикальное распределение и динамику солености льда. Традиционный подход с заданием постоянного значения солености льда подобного эффекта не дает. Остающиеся неточности в воспроизведении ледяного покрова могут быть отнесены на счет следующих не отраженных в модели эффектов: разрушение тонкого ледяного покрова осенью за счет ветрового воздействия, ускоренный нагрев водоема весной вследствие наличия закраин и трещин, эволюция радиационных свойств (в первую очередь, альbedo) снега и льда.

Источник финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 16-55-44057 "Моделирование взаимодействия термического режима крупных озер Сибири и Монголии с региональными климатическими процессами".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бреховских В.Ф.* Гидрофизические факторы формирования кислородного режима водоемов / Отв. ред.: В.К. Дебольский, А.Г. Кочарян. М.: Наука, 1988. 168 с.
2. *Greene S., Walter Anthony K.M., Archer D., Sepulveda-Jauregui A., Martinez-Cruz K.* Modeling the impediment of methane ebullition bubbles by seasonal lake ice // *Biogeosciences*. 2014. V. 11(23). P. 6791–6811.
3. *Hodgkins G.A., James I.I.C., Huntington T.G.* Historical changes in lake ice-out dates as indicators of climate change in New England, 1850–2000 // *Int. J. Climatol*. 2002. V. 22. P. 1819–1827.
4. *Latifovic R., Pouliot D.* Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record // *Remote Sensing of Environment*. 2007. V. 106(4). P. 492–507.
5. *Oveisy A., Boegman L.* One-dimensional simulation of lake and ice dynamics during winter // *Journal of Limnology*. 2014. V. 73(3). DOI: 10.4081/jlimnol.2014.903
6. *Mironov D.V.* Parameterization of lakes in numerical weather prediction. Description of a lake model. Technical report, Deutscher Wetterdienst, 2008.
7. *Fang X., Stefan H.G.* Long-term lake water temperature and ice cover simulations/measurements // *Cold Reg. Sci. Technol*. 1996. V. 24(3). P. 289–304.
8. *Leppäranta M.* Modelling the Formation and Decay of Lake Ice // *In The Impact of Climate Change on European Lakes*. Springer Netherlands, Dordrecht: 2010. P. 63–83.
9. *Brown L.C., Duguay C.R.* Modelling Lake Ice Phenology with an Examination of Satellite-Detected Subgrid Cell Variability // *Advances in Meteorology*. 2012. V. 2012. P. 1–19.
10. *Воеводин А.Ф., Гранкина Т.Б.* Численное моделирование динамики роста ледяного покрова в пресных и солоноватых водах // *Математические заметки СВФУ*. 2012. С. 147–158.
11. *Назинцев Ю.Л., Панов В.В.* Фазовый состав и теплофизические характеристики морского льда. С.-П.: Гидрометеиздат, 2000. 84 с.
12. *Яковлев Н.Г.* Совместная модель общей циркуляции вод и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2003. V. 39(3). P. 394–409.
13. *Griewank P.J., Notz D.* A 1-D modelling study of Arctic sea-ice salinity // *The Cryosphere*. 2015. V. 9(1). P. 305–329.
14. *Степаненко В.М., Лыкосов В.Н.* Численное моделирование процессов теплооблагоденоса в системе водоем–грунт // *Метеорология и гидрология*. 2005. № 3. С. 95–104.
15. *Stepanenko V., Mammarella I., Ojala A., Miettinen H., Lykosov V., Vesala T.* LAKE 2.0: A model for temperature, methane, carbon dioxide and oxygen dynamics in lakes // *Geosci. Model Dev*. 2016. V. 9(5). С. 1977–2006.
16. *Степаненко В.М., Мачульская Е.Е., Глаголев М.В., Лыкосов В.Н.* Моделирование эмиссии метана из озер зоны вечной мерзлоты // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 2. С. 275–288.
17. *Stepanenko V.M., Martynov A., Goyette S., Fang X., Perroud M., Mironov D.* First steps of a Lake Model Intercomparison Project // *Boreal Environ. Res*. 2010. V. 15. P. 191–202.
18. *Stepanenko V.M., Martynov A., Jöhnk K.D., Subin Z.M., Perroud M., Fang X., Beyrich F., Mironov D., Goyette S.* A one-dimensional model intercomparison study of thermal regime of a shallow, turbid mid-latitude lake // *Geosci. Model Dev*. 2013. V. 6(4). P. 1337–1352.
19. *Stepanenko V., Jöhnk K.D., Machulskaya E., Perroud M., Subin Z., Nordbo A., Mammarella I., Mironov D.* Simulation of surface energy fluxes and stratification of a small boreal lake by a set of one-dimensional models // *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2014. V. 66(1). P. 21389.
20. *Thiery W., Stepanenko V., Fang X., Jöhnk K., Li Z., Martynov A., Perroud M., Subin Z., Darchambeau F., Mironov D., van Lipzig N.* LakeMIP Kivu: evaluating the representation of a large, deep tropical lake by a set of one-dimensional lake models // *Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2014. V. 66(1). P. 21390.
21. *Богородский П.В., Пнюшков А.В.* Простая модель кристаллизации морской воды в спектре температур // *Океанология*. 2007. Т. 47(4). С. 539–545.
22. *Андреев О.М., Иванов Б.В.* Параметризация вертикального распределения солености однолетнего морского льда для задач термодинамического моделирования в Арктике. Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. Т. 75. С. 99–105.
23. *Зубов Н.Н.* Льды Арктики. М: Изд. Главсевморпути, 1945. 360 с.
24. *Paul M.* Limnological aspects of the Uvs Nuur Basin in northwest Mongolia. PhD thesis, Technische Universitaet Dresden, 2012. 201 p.
25. *Horn W., Paul M., Uhlmann D., Dulmaa A., Davaa G., Tseveendorj N., editors.* The recent surface and subsurface waters in the endorheic Uvs Nuur Basin (Northwest Mongolia). Hirzel S. Verlag, 2016. 32 p.
26. *Poole H.H., Atkins W.R.G.* Photo-electric Measurements of Submarine Illumination throughout the Year // *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 1929. V. 16(01). P. 297.
27. *Perovich D.K.* The Optical Properties of Sea Ice. US Army Corps of Engineers, 1996. Tech. report 96-1.
28. *Berrisford P., Dee D.P., Poli P., Brugge R., Fielding K., Fuentes M., Krallberg P.W., Kobayashi S., Uppala S., Simmons A.* The ERA-Interim archive Version 2.0. Shinfield Park, Reading, 2011.
29. *MacCallum S.N., Merchant C.J.* Surface water temperature observations of large lakes by optimal es-

- timation // *Can. J. Remote Sens.* 2012. V. 38(1). P. 25–45.
30. Hosoda K., Murakami H., Sakaida F., Kawamura H. Algorithm and validation of sea surface temperature observation using MODIS sensors aboard terra and aqua in the western North Pacific // *J. Oceanogr.* 2007. V. 63(2). P. 267–280.
 31. Sharma S., Gray D. K., Read J.S., O'Reilly C.M., Schneider P., Quadrat A., Gries C. Stefanoff S., Hampton S.E., Hook S., Lenters J.D., Livingstone D.M., McIntyre P.B., Adrian R., Allan M.G., Anneville O., Arvola L., Austin J., Bailey J., Baron J.S., Brookes J., Chen Y., Daly R., Dokulil M., Dong B., Ewing K., de Eyto E., Hamilton D., Havens K., Haydon S., Hetzenauer H., Heneberry J., Hetherington A.L., Higgins S.N., Hixson E., Izmet'eva L.R., Jones B.M., Kangur K., Kasprzak P., Koster O., Kraemer B.M., Kumagai M., Kuusisto E., Leshkevich G., May L., MacIntyre S., Muller-Navarra D., Naumenko M., Noges P., Noges T., Niederhauser P., North R.P., Pateron A.M., Plisnier P.-D., Rigosi A., Rimmer A., Rogora M., Rudstam L., Rusak J.A., Salmaso N., Samal N.R., Schindler D.E., Schladow G., Schmidt S.R., Schultz T., Silow E.A., Straile D., Teubner K., Verburg P., Voutilainen A., Watkinson A., Weyhenmeyer G.A., Williamson C.E., Woo K.H. A global database of lake surface temperatures collected by in situ and satellite methods from 1985–2009 // *Sci. Data.* 2015. V. 2. P. 150008.
 32. Хвостов И.В., Романов А.Н., Тихонов В.В., Шарков Е.А. Некоторые особенности микроволнового радиотеплового излучения пресноводных водоемов с ледовым покровом // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2017. Т. 14(4). P. 149–154.
 33. Gardner A.S., Sharp M.J. A review of snow and ice albedo and the development of a new physically based broadband albedo parameterization // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115(F1). P. F01009.
 34. Чубаренко И.П. Горизонтальная конвекция над подводными склонами. Терра-Балтика, Калининград, 2010. 282 с.
 35. Arai T. Climatic and geomorphological influences on lake temperature // *SIL Proceedings, 1922–2010.* 1981. V. 21(1). P. 130–134.
 36. Patalas K. Mid-summer mixing depths of lakes of different latitudes // *SIL Proceedings, 1922–2010.* V. 22(1). P. 97–102.
 37. Gaudard A., Schwefel R., Vinna L. R., Schmid M., Wuest A., Bouffard D. Optimizing the parameterization of deep mixing and internal seiches in one-dimensional hydrodynamic models: a case study with Simstrat v1.3 // *Geosci. Model Dev.* 2017. V. 10(9). P. 3411–3423.
 38. Baumert H.Z., Peters H. Turbulence closure: turbulence, waves and the wave-turbulence transition – Part 1: Vanishing mean shear // *Ocean Sci.* 2009. V. 5. P. 47–58.
 39. Hondzo M., Stefan H.G. Lake Water Temperature Simulation Model // *Journal of Hydraulic Engineering.* 1993. V. 119(11). P. 1251–1273.
 40. Kirillin G., Terzhevik A. Thermal instability in freshwater lakes under ice: Effect of salt gradients or solar radiation? // *Cold Reg. Sci. Technol.* 2011. V. 65(2). P. 184–190.
 41. Stepanenko V., Repina I.A., Artamonov A., Gorin S., Lykosov V.N., Kulyamin D. Mid-depth temperature maximum in an estuarine lake // *Environmental Research Letters.* 2018. V. 13(3). P. 035006.

Numerical simulation of ice cover of saline lakes

V. M. Stepanenko^{1,*}, I. A. Repina^{1,2}, G. Ganbat³, G. Davaa³

¹ Lomonosov Moscow State University, Leninskie gory, 1–4, Moscow, 119234, Russia

² Obukhov Institute of Atmospheric Physics, RAS, Pyzhevsky per., 3, Moscow, 119017, Russia

³ Information and Research Institute of Meteorology, Hydrology and Environment, Ulaanbaatar, Mongolia

* E-mail: stepanen@srcc.msu.ru

Received: 03.04.2018

Revised version received: 04.09.2018

A new version of 1D thermodynamic and hydrodynamic model LAKE 2.1 is presented. The model is supplemented with description of dynamics and vertical distribution of salinity in ice layer. Simulation results are compared to *in situ* and satellite data on water temperature and ice cover at Lake Uvs (Mongolia) from 2000 to 2015. We demonstrate that underestimation of mixed-layer depth by the model with standard k - ϵ closure during summer and autumn leads to significant shift of ice-on to earlier dates. If the effects of water salinity are neglected in the model, ice cover establishes 16–17 before the observed dates. This error is removed, if influence of salinity on water density and freezing point is included, still assuming the fresh ice. However, in this case, LAKE model underestimates the maximal winter ice thickness on average by ≈ 0.2 m. In turn, this discrepancy decreases an order of magnitude if dynamics and vertical distribution of salinity in ice are reproduced. Such an effect does not take place when using constant salinity value in ice.

Keywords: saline lakes, ice cover, numerical model, satellite remote sensing