

УДК 536.246

Оценка влияния снежного покрова на динамику льдообразования в пресном водоеме

Е.Н. Васильев

Институт вычислительного моделирования СО РАН, Красноярск

E-mail: ven@icm.krasn.ru

Рассматриваются процессы теплообмена и фазовых превращений в пресном водоеме в холодный период года. Применяемая для определения температурного режима водоема и динамики ледяного покрова нестационарная вычислительная модель основана на численном решении задачи Стефана в обобщенной формулировке. Климатические условия учитываются в виде зависимостей среднесуточных значений температуры воздуха, скорости ветра, влажности и потока солнечного излучения. Проводится анализ влияния тепловых потоков и высоты снежного покрова на температурный режим водоема и динамику нарастания льда.

Ключевые слова: задача Стефана, теплопроводность, температурный режим водоема, динамика ледяного покрова, вычислительное моделирование.

Введение

Информация о состоянии ледяных покровов на водоемах необходима для определения сроков навигации, для обеспечения безопасности эксплуатации ледовых переправ и зимников. От значения температуры зависит локальная прочность льда [1], а интегральная прочность ледяного покрова определяется его толщиной и вертикальным распределением температуры. Температурный режим и динамика нарастания ледяного покрова зависят не только от метеорологических условий, но и в значительной степени от свойств и толщины снега на поверхности водоема. Наличие снега влияет на тепловой баланс водоема: во-первых, это кардинально изменяет оптические характеристики поверхности водоема, во-вторых, дает теплоизолирующий эффект из-за низкой теплопроводности снега, в-третьих, снежный покров отражает и поглощает значительную часть падающего солнечного излучения.

Формирование ледяного покрова зависит от климатических условий. Наибольшее влияние оказывают следующие факторы: температура и влажность воздуха, поток солнечной радиации, скорость ветра, состояние поверхности и внутренних слоев водоема. Эти факторы определяют величину тепловых потоков, влияющих на динамику льдообразования. Скорость ветра, температура и влажность воздуха воздействуют на интенсивность конвективного теплообмена и испарения на поверхности водоема, а величина

радиационных потоков зависит от оптических характеристик поверхности и верхнего слоя водоема.

Для расчета и прогнозирования состояния ледяных покровов применяются различные вычислительные методики. В наиболее простых из них оценка толщины льда проводится на основе использования суммы отрицательных температур воздуха за холодный период года [2], в других эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса двухслойной среды «лед–снег» [3, 4]. Более точный результат прогнозирования обеспечивают нестационарные математические модели, основанные на решении задачи Стефана с учетом детальных климатических данных и позволяющие учитывать основные факторы, влияющие на динамику ледяных покровов [5, 6]. В настоящей работе представлена математическая модель и результаты вычислительного моделирования температурного режима водоема и динамики ледяного покрова с учетом влияния снега и объемного поглощения солнечной радиации. Исследование проводится применительно к пресному водоему (широта $56^{\circ}04'$, долгота $92^{\circ}44'$), расположенному на окраине г. Красноярска.

1. Теплофизическая модель динамики льдообразования

С наступлением холодного периода в озерах и водохранилищах устанавливается режим обратной температурной стратификации, при котором наблюдается неоднородность распределения температуры только в вертикальном направлении [7]. При этом в поверхностном слое температура воды близка к 0°C , а в глубинном придонном слое повышается примерно до $+4^{\circ}\text{C}$. В таком режиме плотность воды на глубине водоема имеет максимальное значение, при приближении к поверхности плотность воды снижается, при этом условия для возникновения конвекции отсутствуют и единственным механизмом теплообмена между слоями воды является теплопроводность. Математическая модель, описывающая температурный режим водоема и динамику льдообразования, базируется на нестационарном одномерном уравнении теплопроводности с переменными коэффициентами:

$$c_s(z)\rho(z)\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left[\lambda(z)\frac{\partial T}{\partial z}\right] + q_v(z), \quad (1)$$

здесь c_s — удельная объемная теплоемкость среды, ρ — плотность, T — температура, t — время, λ — коэффициент теплопроводности, z — пространственная координата, направленная вниз по вертикали, q_v — мощность объемного источника теплоты. Неоднородность коэффициентов c_s , ρ и λ связана с наличием фазового перехода и различием теплофизических свойств сред (воды, льда и снега).

Начальное условие задано линейным температурным распределением, имеющим на поверхности водоема значение среднесуточной температуры воздуха и граничное значение на глубине водоема. На поверхности водоема задаются граничные условия третьего рода

$$\left[\lambda\frac{\partial T}{\partial z} + \alpha_T T\right]_{z=0} = q|_{z=0}, \quad (2)$$

которые позволяют учитывать теплообмен с окружающим воздухом с помощью турбулентного коэффициента теплоотдачи α_T . Величина q напрямую связана с величиной тепловых потоков на поверхности водоема, которая в зависимости от внешних условий представляет собой воду, лед или снег. На глубине водоема задается температура $+4^{\circ}\text{C}$

или другое измеренное значение. Известно, что теплообмен с дном оказывает незначительное влияние на динамику льдообразования. По данным работы [8], с появлением сплошного ледяного покрова значения теплового потока вблизи границы «вода–дно» резко уменьшаются до $2-4 \text{ Вт/м}^2$, затем в течение месяца продолжают уменьшаться постепенно до $1-2 \text{ Вт/м}^2$ и в дальнейшем в течение зимы не превышают 1 Вт/м^2 .

При появлении на поверхности льда снежного покрова для определения в нем вертикального распределения температуры вводится дополнительная расчетная область, в которой также решается уравнение (1) совместно с граничным условием (2) на поверхности снега. При этом на границе контакта снега и льда ставятся граничные условия, задающие равенство температур и тепловых потоков. Начальная температура в слое снега задавалась как линейная функция, меняющаяся от значения среднесуточной температуры воздуха на верхней границе до температуры поверхности льда на нижней границе.

Для решения задач с фазовыми превращениями, как правило, используются два подхода. В одном из них уравнение теплопроводности дополняется условием Стефана, с помощью которого определяется положение фазовой границы, при этом в каждой точке пространства среда существует только в одном из двух возможных фазовых состояний [9]. В другом подходе, называемом обобщенной формулировкой задачи Стефана, фазовая граница явно не выделяется, а теплота фазового перехода q^* учитывается в виде добавки к теплоемкости среды [10–12]. Эта добавочная теплоемкость c_f задается в виде гладкой функции, удовлетворяющей условию нормировки в узком температурном интервале $(T^* - \Delta T, T^* + \Delta T)$, которому соответствует переходное состояние среды, содержащей в себе жидкую и твердую фазы:

$$\int_{T^* - \Delta T}^{T^* + \Delta T} c_f(T) dT = q^*.$$

Подобное динамическое переходное состояние наблюдается при образовании и таянии льда вследствие процессов переохлаждения или перегрева, вызванных теплообменом с внешней средой. При льдообразовании происходит формирование переходной зоны кристаллизации, захватывающей как слой переохлажденной воды у нижней границы ледяного покрова, в котором появляются и смерзаются между собой кристаллы льда игольчатой формы, так и ближайший к границе раздела слой льда, где происходит структурная релаксация [13, 14]. Таяние льда начинается на границах ледяных монокристаллов, из которых состоит поликристаллический лед. В результате в среде между кристаллами образуется объемная сеть прослоек воды [15]. При этом в объеме льда появляется талая вода, имеющая положительную температуру [16]. Степень переохлаждения или перегрева зависит от плотности теплового потока, вызванного теплообменом водоема с окружающей средой. В соответствии с экспериментальными данными при малом перемешивании воды в водоеме и больших тепловых потерях с его поверхности переохлаждение воды при льдообразовании имеет величину на уровне $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ [14].

Для моделирования динамики ледяного покрова использовалась постановка задачи Стефана в обобщенной формулировке, поскольку она в большей мере соответствует физической сущности процессов замерзания и таяния в природных водоемах. В расчетах задавались значения температуры фазового перехода $T^* = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ и полуширины температурного интервала $\Delta T = 0,1 \text{ }^\circ\text{C}$. Численное решение уравнений (1) и (2) проводилось с помощью неявного конечно-разностного алгоритма [17].

2. Тепловые потоки, определяющие динамику льдообразования

Температурное состояние водоема в холодный период года определяется влиянием нескольких основных теплофизических процессов, схематично изображенных на рис. 1. Величина теплового потока q_c , обусловленного конвективным теплообменом поверхности водоема (воды, льда или снега) с атмосферным воздухом, может иметь как положительное, так и отрицательное значение в зависимости от знака разности температур воздуха T_a и поверхности водоема T_s . На поверхность водоема падает поток коротковолнового солнечного излучения q_r . Определенная его часть $q_{rr} = Aq_r$ отражается от поверхности, где A — коэффициент отражения солнечного излучения поверхностью (альбедо). Остальное излучение проникает в глубину водоема и определяет мощность объемного тепловыделения q_v при поглощении в среде. Кроме того, на поверхность водоема поступает длинноволновое излучение атмосферы, а обратно с поверхности уходит собственное тепловое излучение водоема q_s , испарение с поверхности водоема определяет величину q_e . Динамика фазовой границы «лед–вода» зависит от баланса составляющих теплового потока q_t , обусловленного механизмом теплопроводности. Одна из составляющих q_t отвечает за подвод теплоты к фазовой границе из глубины водоема, а за счет другой теплота от нее отводится к поверхности водоема.

С учетом рассмотренных выше процессов теплообмена величина суммарного теплового потока на поверхности водоема записывается в виде

$$q = q_c + \varepsilon(q_a - q_s) - q_e, \quad (3)$$

здесь ε — коэффициент черноты поверхности водоема. Первое слагаемое в правой части уравнения (3) описывает конвективный теплообмен поверхности водоема с окружающим воздухом: $q_c = \alpha_T(T_a - T_s)$; величина коэффициента теплоотдачи α_T зависит от скорости ветра u и состояния поверхности водоема. Для незамерзшей поверхности водоема использовалось соотношение [7]:

$$\alpha_T = 5,8\sqrt{u + 0,3}, \quad (4)$$

для замерзшего водоема коэффициент теплоотдачи рассчитывался с помощью выражения для снега [18]

$$\alpha_T = 3,4 + 2,2u. \quad (5)$$

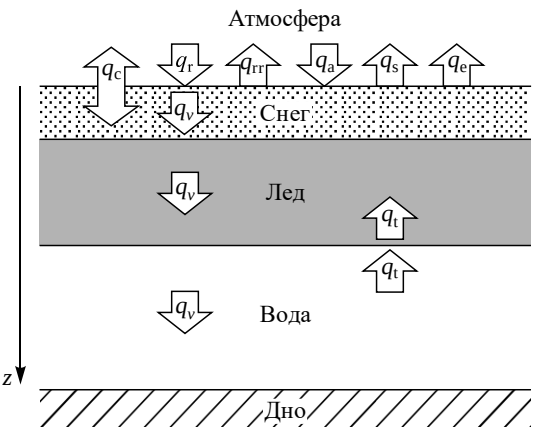


Рис. 1. Схема тепловых потоков, влияющих на состояние и температурный режим водоема.

Для скорости ветра 3 м/с значения коэффициента теплоотдачи α_T , рассчитанные по формулам (4) и (5), равны 10,5 и 10 Вт/(м²·К).

Излучение атмосферы определялось по температуре атмосферного воздуха [19]:

$$q_a = 0,925\sigma(T_a + 273)^4 - 0,03,$$

а собственное излучение водоема — по температуре его поверхности:

$$q_s = \sigma(T_s + 273)^4,$$

где σ — постоянная Стефана–Больцмана.

Потери энергии с поверхности водоема при испарении рассчитывались как для открытой водной поверхности [20] в виде

$$q_e = 4,6(E - e)(1 + 0,72u),$$

так и для замерзшего и покрытого снегом водоема [21] в виде

$$q_e = 32,8(E - e)(0,18 + 0,098u),$$

где E — абсолютная влажность воздуха (мб), e — влажность насыщения (мб), определенная по температуре поверхности.

Для определения величины q_r использовались данные многолетних измерений суммарной энергии солнечного излучения, падающего на горизонтальную поверхность при действительных условиях облачности в г. Красноярске. Результаты измерений известны в виде среднемесячных значений полной (прямой и рассеянной) солнечной радиации. Использование среднемесячных величин является слишком грубым приближением для расчета динамики ледяного покрова. Поэтому необходимые для вычислительного моделирования среднесуточные значения плотности потока солнечного излучения q_r , падающего на поверхность водоема, определялись по среднемесячным значениям полной солнечной радиации с применением интерполяции сплайнами. Точность аппроксимации проверялась обратным численным интегрированием полученной зависимости q_r , в результате которого были определены среднемесячные значения полной солнечной энергии, имеющие отличие от исходных менее 1 %. На рис. 2 сплошная кривая представляет собой рассчитанную зависимость $q_r(t)$, горизонтальными отрезками

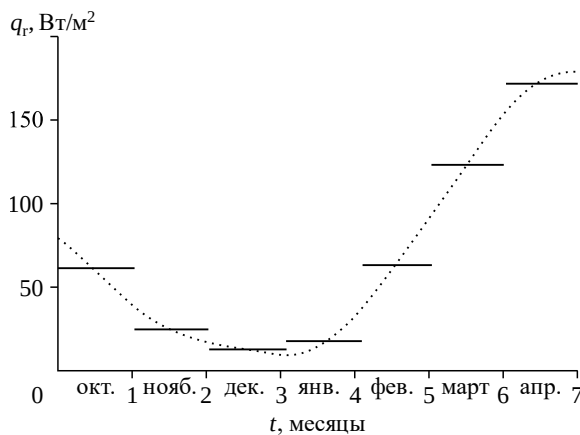


Рис. 2. Временная зависимость плотности потока солнечной радиации в холодное время года для г. Красноярска.

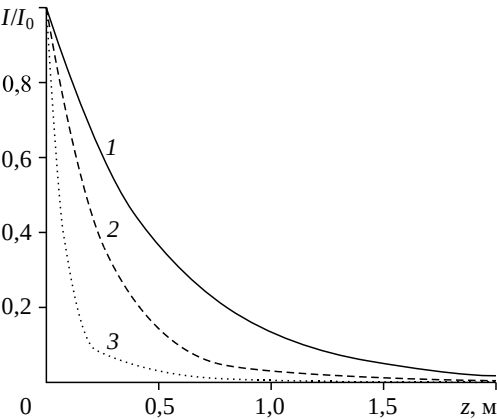


Рис. 3. Распределение интенсивности солнечного излучения при различных состояниях водоема.

1 — слой воды равен 2 м, 2 — слой льда и воды соответственно равны 0,8 и 1,2 м, 3 — слой снега, льда и воды равны соответственно 0,2, 0,8 и 1 м.

для соответствующих месяцев нанесены среднемесячные значения плотности солнечного потока, пересчитанные из среднемесячных значений суммарной энергии солнечного излучения.

Определение мощности объемного тепловыделения q_v в представленной ра-

боте основывалось на экспериментальных данных ослабления солнечной радиации для воды, снега и льда. Распределение солнечной радиации в этих средах может быть описано законом Бугера–Ламберта [5, 22]:

$$I(z) = I(0)e^{-k(z)},$$

где $I(z)$, $I(0) = (1-A)q_t$ — интенсивность солнечной радиации в глубине слоя и на поверхности, k — эффективный коэффициент поглощения солнечной радиации, который определяет ослабление излучения в среде в условиях многократного рассеивания. По распределению $I(z)$ рассчитывается мощность объемного тепловыделения:

$$q_v(z) = -dI(z)/dz.$$

Значения оптических характеристик ε , A и k в значительной степени зависят от состояния снежно-ледяного покрова водоема, которое изменяется в течение холодного сезона в соответствии с климатическими особенностями региона и иными условиями. Так, например, характерные значения альбеда чистого льда, свежеснежного, тающего или загрязненного снега и воды соответственно равны 0,3, 0,9, 0,5 и 0,08. В расчетах использовались следующие средние значения оптических характеристик: для воды — $\varepsilon = 0,95$, $A = 0,08$, $k = 2 \text{ м}^{-1}$, для льда — $\varepsilon = 0,98$, $A = 0,3$, $k = 3,9 \text{ м}^{-1}$, для снега — $\varepsilon = 0,98$, $A = 0,8$, $k = 11,6 \text{ м}^{-1}$. Эти характерные величины получены на основе экспериментальных данных [5, 23].

Для оценки интенсивности поглощения солнечного излучения в верхнем слое водоема на рис. 3 представлены зависимости $I(z)/I(0)$ для различных состояний среды. Кривая 1 относится к чисто водному слою, который на толщине 2 м поглощает примерно 98 % солнечного излучения, падающего на поверхность водоема. Линия 2 соответствует случаю, когда на воде образуется слой льда толщиной 0,8 м. Он поглощает 95 % падающего излучения, а остальной слой воды — еще 4,4 %. В трехслойной среде (линия 3), состоящей из снега (0,2 м), льда (0,8 м) и воды (1 м), солнечное излучение поглощается практически полностью, причем слой снега поглощает около 90 %.

Температурный режим водоема и динамика ледяного покрова

Интенсивность теплообмена поверхности водоема зависит от климатических условий, наличия снега и его толщины, величины потока солнечного излучения, оптических и теплофизических свойств воды, льда и снега. С наступлением холодного периода

с отрицательными температурами водная поверхность покрывается слоем льда. При выпадении осадков на нем появляется снежный покров, толщина которого меняется с течением времени. На некоторых водоемах может не быть постоянного снежного покрова, поскольку выпавший снег с поверхности льда сдувается ветром. При моделировании теплообмена в водоеме рассматривался верхний его слой толщиной 2 м, который может включать в себя как воду, так и лед. При наличии снежного покрова вводилась дополнительная расчетная область. Толщина слоев, соответствующих этим трем состояниям среды, динамически меняется в течение холодного периода.

Для рассматриваемых состояний среды задавались следующие значения теплофизических параметров: для воды — $\rho = 1000 \text{ кг/м}^3$, $c = 4,2 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{К)}$, $\lambda = 0,6 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$, $q^* = 334 \text{ кДж/кг}$; для льда — $\rho = 920 \text{ кг/м}^3$, $c = 2,1 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{К)}$, $\lambda = 2,3 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$; для снега — $\rho = 300 \text{ кг/м}^3$, $c = 2,1 \text{ кДж/(кг}\cdot\text{К)}$, $\lambda = 0,275 \text{ Вт/(м}\cdot\text{К)}$. Значения коэффициента теплопроводности снега характеризуются значительным разбросом и зависят от его состояния, плотности и температуры [24, 25]. Здесь использована средняя величина коэффициента теплопроводности для снега средней твердости в температурном интервале от -20 до -10 °С. Климатические условия при моделировании учитывались в виде таблиц среднесуточных значений температуры, влажности, скорости ветра и потока солнечного излучения. В расчетах использовались метеорологические данные холодного периода (октябрь 2022 г. – апрель 2023 г.) метеостанции «Минино», которая находится вблизи рассматриваемого водоема (широта $56^\circ 07'$, долгота $92^\circ 73'$). Зависимость среднесуточных значений температуры атмосферного воздуха для этого периода приведена на рис. 4 (линия 1).

Температурный режим водоема и динамика нарастания ледяного покрова определяются балансом тепловых потоков. На рис. 5 представлены временные зависимости входящих в соотношение (3) слагаемых, соответствующих тепловым потокам на поверхности водоема, в отсутствие снега: эффективного потока теплового излучения $q_{\text{eff}} = \varepsilon(q_a - q_s)$ (линия 1), тепловых потоков, обусловленных конвекцией (линия 2) и испарением (линия 3). Видно, что величина q_{eff} практически в течение всего временного периода находится в диапазоне $(-50 - 0) \text{ Вт/м}^2$. Испарение с поверхности наибольшее влияние на тепловой баланс водоема оказывает в периоды потепления (до -100 Вт/м^2), которые, как правило, сопровождаются пониженной влажностью воздуха и усилением

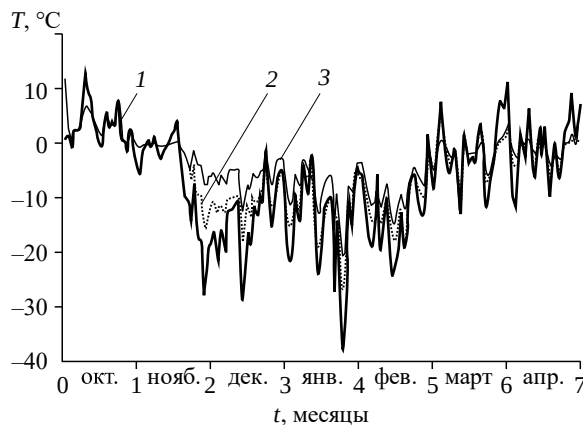


Рис. 4. Временные зависимости температуры атмосферного воздуха (1), поверхности льда без снега (2) и со слоем снега 5 см (3).

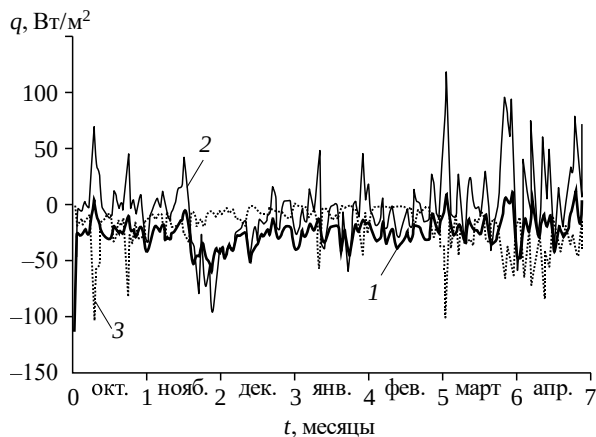


Рис. 5. Временные зависимости тепловых потоков q_{eff} (1), конвекции (2) и испарения (3) без снега.

ветра. Зависимость конвективного теплового потока имеет ярко выраженный знакопеременный характер. В периоды похолодания величина конвективного теплового потока демонстрирует отрицательное значение — до -50 Вт/м^2 и ниже, а при потеплении она достигает 100 Вт/м^2 и выше. Поглощение солнечной радиации имеет наибольшее влияние в весенний период.

Наличие слоя снега на ледяном покрове оказывает существенное влияние на тепловой баланс и температурный режим водоема вследствие изменения оптических характеристик его поверхности и появления дополнительного термического сопротивления между воздухом и льдом. Влияние снега оценивалось в модельных расчетах для случая, когда снежный покров образовался 20 ноября и его высота d_s в дальнейшем имела постоянное значение. Температурные зависимости поверхности льда без снега (линия 2) и со слоем снега высотой 5 см (линия 3) приведены на рис. 4. Сравнение графиков показывает, что наличие снега приводит к увеличению температуры поверхности льда на несколько градусов.

На рис. 6 показаны следующие временные зависимости отдельных составляющих теплового потока при толщине снега 5 см: эффективный поток длинноволнового излучения q_{eff} (линия 1), тепловые потоки за счет конвекции (линия 2) и испарения (линия 3). Наличие снега наибольшее влияние оказывает на зависимость эффективного потока $q_{\text{eff}}(t)$,

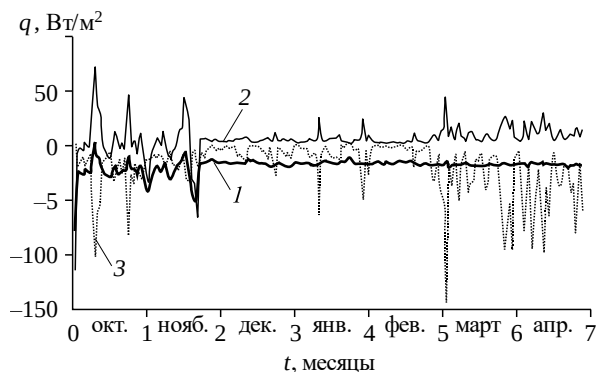


Рис. 6. Временные зависимости тепловых потоков q_{eff} (1), конвекции (2) и испарения (3) при $d_s = 5 \text{ см}$.

амплитуда колебаний которой в его присутствии значительно снижается, и на значения конвективного теплового потока q_c , которые стали положительными и не превышающими 50 Вт/м^2 . Такой эффект обусловлен тем, что разница температур поверхности воздуха и снега $T_a - T_s$ составляет доли градуса и имеет положительный знак. В отсутствие снега эта разность имела отрицательную величину и достигала нескольких градусов (рис. 4). Пониженная температура поверхности снега объясняется влиянием снежного покрова на тепловой баланс, а именно: существенным снижением вследствие низкой теплопроводности снега как теплового потока, поступающего из глубины водоема, так и мощности поглощенной солнечной радиации из-за его высокой отражательной способности ($A = 0,8$).

Температурный режим водоема и динамика нарастания льда определяются балансом тепловых потоков, соотношение которых в значительной степени зависит от наличия снега и его толщины d_s . Рассчитанные временные зависимости толщины льда $d_i(t)$ для трех значений d_s изображены на рис. 7 линиями 1, численные значения на графиках указывают высоту снежного покрова в сантиметрах. При сравнении графиков видно существенное влияние высоты снежного покрова на динамику льдообразования. Следует отметить более быстрое таяние ледяного покрова в весенний период при отсутствии снега, что обусловлено значительно большей мощностью солнечной радиации, проникающей в слои льда и воды. В условиях природного водоема высота снежного покрова динамически изменяется в течение всего холодного времени года. На основе метеоданных по количеству выпавших осадков невозможно достоверно определить значение d_s , так как в них не учитываются факторы, уменьшающие высоту снежного покрова: сдвиг снега ветром, его оседание и сублимацию. Точные данные о величине d_s можно получить из непосредственных измерений. Результаты измерения толщин льда d_i и снега d_s были приведены в работе [26], в которой средние значения $d_i = 0,4 \text{ м}$, $d_s = 4,5 \text{ см}$; $d_i = 0,51 \text{ м}$, $d_s = 10 \text{ см}$; $d_i = 0,9 \text{ м}$, $d_s = 1,5 \text{ см}$ и $d_i = 0,73 \text{ м}$, $d_s = 2,8 \text{ см}$ соответствуют датам: 7.12.22, 21.12.22, 05.04.23 и 21.04.23. При моделировании зависимость $d_s(t)$ в промежуточные моменты времени определялась с помощью линейной интерполяции (линия 1 на рис. 7), соответствующая этим условиям временная зависимость $d_i(t)$ показана линией 2, символами на рисунке отмечены экспериментальные значения d_i .

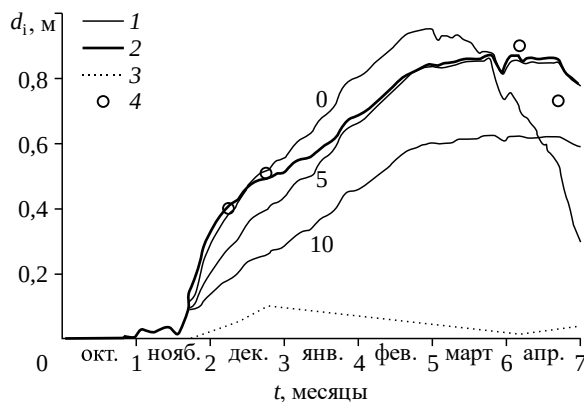


Рис. 7. Динамика ледяного покрова для заданной толщины снега d_s (линия 1, значения d_s указаны в см) и переменной толщины снега (2), а также зависимость $d_s(t)$ (3) и данные измерений (4); 0, 5, 10 — высота снежного покрова (в см).

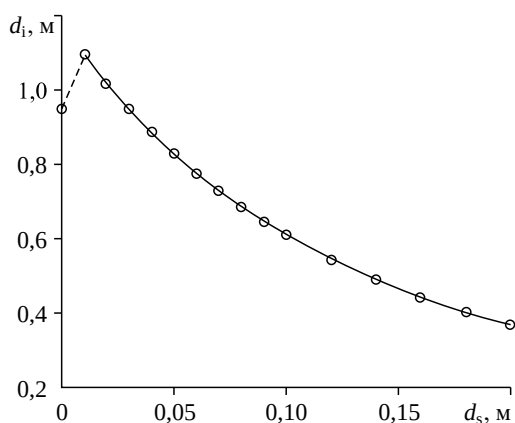


Рис. 8. Зависимость максимальных значений толщины слоя льда от высоты снежного покрова.

Символами отмечены рассчитанные значения d_i .

Представленные на рис. 7 зависимости $d_i(t)$ имеют максимумы, величина которых зависит от высоты слоя снега d_s . Значения максимальных значений d_i были получены из решения задачи теплопроводности (1), (2) для различных толщин снежного покрова. Рассчитанные значения d_i отображены на рис. 8 символами, здесь же с помощью интерполяции построен график зависимости $d_i(d_s)$, изображенный сплошной линией. Наибольшие значения d_i достигаются при малых значениях высоты снежного покрова, в этом случае из-за низкого термического сопротивления слоя снега отвод теплоты во внешнюю среду максимален, а поступление солнечного излучения вследствие высокой степени его отражения от поверхности снега минимально. При увеличении высоты снежного покрова его термическое сопротивление возрастает и связанное с этим уменьшение отводимого во внешнюю среду теплового потока приводит к замедлению нарастания слоя льда. В диапазоне значений $d_s = 0 - 1$ см зависимость $d_i(d_s)$, по-видимому, имеет максимум, однако здесь она не рассчитывалась и отображена штриховой прямой условно, поскольку неизвестно, по какому закону в этом промежуточном диапазоне происходит изменение оптических характеристик поверхности между состояниями, соответствующими льду и снегу. В таком случае для корректного описания процесса поглощения солнечной радиации необходимо использовать уравнение переноса излучения [27].

Закключение

Проведен анализ основных тепловых потоков, формирующих температурный режим и ледяной покров пресного водоема. На основе вычислительного моделирования оценено влияние высоты снежного покрова на динамику льдообразования с учетом комплекса основных метеорологических факторов. Определена зависимость максимальной толщины слоя льда от высоты снежного покрова, объяснены факторы, являющиеся причиной немонотонного характера этой зависимости. Теплофизические и оптические свойства сред (воды, льда, снега) природного водоема могут существенно меняться под влиянием различных факторов, поэтому результаты моделирования на основе средних

значений коэффициентов описывают реальный процесс льдообразования с определенной долей вероятности.

Моделирование динамики ледяного покрова позволяет рассчитать его температуру и толщину не только на текущий момент времени, но и давать оценку его состояния на будущий период на основе метеорологических прогнозов. Результаты моделирования температурного режима и толщины льда могут быть использованы для определения прочности и несущей способности ледяного покрова.

Список литературы

1. Годецкий С.В., Кокин О.В., Кузнецова О.А., Цвечинский А.С., Архипов В.В. Оценка пределов прочности льда на одноосное сжатие в Охотском море по данным измерений и расчетов // Лед и снег. 2021. Т. 61, № 4. С. 561–570.
2. Наурызбаева Ж.К., Лобанов В.А. Методика краткосрочного прогнозирования нарастания толщины льда в северо-восточном секторе Каспийского моря // Географический вестник. 2020. № 3. С. 82–98.
3. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и снег. 2015. Т. 55, № 3. С. 83–96.
4. Гончаров В.К., Зуева Е.С., Клементьева Н.Ю., Гетман В.Э. Формирование поля температуры в слоях снега и льда на поверхности водоема // Морские интеллектуальные технологии. 2019. Т. 1, № 4. С. 11–19.
5. Красс М.С., Мерзликин В.Г. Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 262 с.
6. Vasil'ev E.N. Modelling of the ice cover dynamics of a freshwater reservoir // J. Siberian Federal University. Mathematics & Physics. 2022. Vol. 15, No. 6. P. 753–762.
7. Беховых Л.А., Макарычев С.В., Шорина И.В. Основы гидрофизики. Барнаул: Изд-во АГАУ, 2008. 172 с.
8. Гавриленко Г.Г., Здоровеннова Г.Э., Здоровеннов Р.Э., Пальшин Н.И., Митрохов А.В., Тержевик А.Ю. Теплопоток на границе вода-донные отложения в небольшом озере // Тр. Карельского научн. центра РАН. 2015. № 9. С. 3–9.
9. Мейрманов А.М. Задача Стефана. Новосибирск: Наука, 1986. 240 с.
10. Самарский А.А., Вабишевич П.Н. Вычислительная теплопередача. М.: Едиториал УРСС, 2003. 784 с.
11. Рубцов Н.А., Слепцов С.Д. Представление фазового перехода для полупрозрачных материалов в рамках задачи Стефана // Теплофизика и аэромеханика. 2017. Т. 24, № 1. С. 109–113.
12. Васильев Е.Н., Деревянко В.А. Динамика фазовых превращений в тепловом аккумуляторе системы терморегулирования бортовой радиоэлектронной аппаратуры // Теплофизика и аэромеханика. 2018. Т. 25, № 3. С. 481–488.
13. Бородин В.А., Ковалев С.М., Шушлебин А.И. Изменение строения и некоторых физических свойств ровного припайного льда в весенне-летний период 2014 г. в районе научно-исследовательского стационара «Ледовая база Мыс Баранова» // Проблемы Арктики и Антарктики. 2019. Т. 65, № 1. С. 63–76.
14. Донченко Р.В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 246 с.
15. Бордонский Г. С. Особенности электромагнитных свойств льда вблизи температуры фазового перехода вода-лед // Физика твердого тела. 2005. Т. 47, № 4. С. 691–695.
16. Макаров Д.С., Харламов Д.В. Метод ГНСС-рефлектометрии в диапазоне L1 для мониторинга состояния ледового покрова // Современные проблемы радиоэлектроники. Материалы XXIII Всеросс. научно-техн. конф. с междунар. участием. Красноярск, 2022. С. 169–173.
17. Самарский А.А. Теория разностных схем. М.: Наука, 1989. 616 с.
18. Осокин Н.И., Сосновский А.В. Влияние динамики температуры воздуха и высоты снежного покрова на промерзание грунта // Криосфера Земли. 2015. Т. 19, № 1. С. 99–105.
19. Кириллова Т.В. Радиационный режим озер и водохранилищ. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 254 с.
20. Винников С.Д., Проскуряков Б.В. Гидрофизика (Физика вод суши). Л.: Гидрометеиздат, 1988. 248 с.
21. Кучмент Л.С., Романов П.Ю., Гельфан А.Н., Демидов В.Н. Оценка характеристик снежного покрова путем совместного использования моделей и спутниковой информации // Исследование Земли из космоса. 2009. № 4. С. 47–56.
22. Шамакин А.Б., Турков Дж.В., Михайлов А.Ю. Модель снежного покрова с учетом слоистой структуры и ее сезонной эволюции // Криосфера Земли. 2009. Т. 13, № 4. С. 69–79.
23. Петров М.П., Тержевик А.Ю., Пальшин Н.И., Здоровеннов Р.Э., Здоровеннова Г.Э. Поглощение солнечной радиации снежно-ледовым покровом озер // Водные ресурсы. 2005. Т. 32, № 5. С. 546–554.
24. Котляков В.М., Сосновский А.В., Осокин Н.И. Оценка коэффициента теплопроводности снежного покрова по температуре грунта // Лед и снег. 2021. Т. 61, № 2. С. 195–205.
25. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск: Гео, 2008. 229 с.

26. Макаров Д.С., Подопригора В.Г., Реушев М.Ю., Харламов Д.В. Исследование покрытого снегом льда методом ГНСС рефлектометрии // Региональные проблемы дистанционного зондирования Земли. Материалы X междунар. научн. конф. Красноярск, 2023. С. 106–109.
27. Тимофеев А.М. Моделирование радиационного нагрева снежно-ледяного покрова // Теплофизика и аэромеханика. 2018. Т. 25, № 5. С. 797–804.

*Статья поступила в редакцию 22 декабря 2023 г.,
после доработки — 13 февраля 2024 г.,
принята к публикации 8 ноября 2024 г.*