

НАУЧНЫЕ ОСНОВЫ КОМПЛЕКСНОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ ШЕЛЬФА

УДК 551.465

Ю.Н.Рябцев

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

МОДЕЛЬ ТЕРМИЧЕСКОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ И ТАЯНИЯ ЛЬДА В МЕЛКОВОДНЫХ РАЙОНАХ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Рассмотрена локально-одномерная модель термодинамики формирования и таяния льда. Для описания термического режима использовано уравнение баланса тепла для льда. Учтена специфика формирования однолетних тонких льдов в Азовско-Черноморском бассейне. Приводится пример численного расчета формирования и таяния ледового покрова в Таманском заливе. Полученные результаты с учетом постоянства параметров в течение эксперимента хорошо удовлетворяют имеющимся представлениям о сроках и толщинах льдообразования в Таманском заливе. В сочетании с полной трехмерной моделью гидродинамики и учетом суточного хода внешних вынуждающих факторов можно получить пространственное распределение формирования и эволюции ледяного покрова.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *лед, соленость, солевые карманы, дрейф льда, локально-одномерная термодинамическая модель, Таманский залив, Азовское море.*

Образование льда на Азовском и Черном морях происходит ежегодно. Ледовая обстановка в регионе Азовского моря создает проблемы для судоходства. Ежегодно сообщается о грузовых судах скованных льдом. Вследствие небольшой толщины и сильных ветров ледяной покров Азовского моря подвергается сильному торошению. При небольших глубинах и сильном ветре торосы могут садиться на дно и достигать высоты до 12 м над поверхностью [1]. Лед, вследствие сильных ветров надвигаясь на берег, способен разрушать береговые сооружения [2].

Азовское море мелководное, вода в нем имеет небольшой запас тепла. Поэтому процессы льдообразования с осенним понижением температуры здесь начинаются раньше, чем в Черном море.

Процесс образования льда в пресной и морской воде имеет существенное различие. Известно, что пресная вода становится наиболее плотной при температуре 4 °С. Дальнейшее охлаждение поверхностного слоя происходит очень быстро. Вода здесь становится легче нижележащих вод, что исключает перемешивание и поднятие на поверхность более теплых вод из глубины. Температура замерзания и температура наибольшей плотности морской воды зависит от её солёности. Морская вода, солёность которой ниже 24,695 ‰ (так называемая солоноватая, как в Черном и Азовском морях), при охлаж-

дении, как и пресная вода, сначала достигает наибольшей плотности, а при дальнейшем охлаждении и отсутствии перемешивания быстро достигает температуры замерзания. Если солёность воды выше 24,695 ‰, вода охлаждается до температуры замерзания при постоянном увеличении плотности с непрерывным перемешиванием (обменом между верхними холодными и нижними более тёплыми слоями воды). В этом случае не происходит быстрого выхолаживания и замерзания воды, то есть при одинаковых погодных условиях солёная вода замерзает позже солоноватой.

При замерзании содержащиеся в морской воде соли не входят в состав кристаллов образующегося льда, так как температура замерзания солевого раствора значительно ниже. Поэтому большая часть солей выпадает в подледный слой воды, а часть вмёрзает в лёд в виде мелких капель рассола, что влияет на физико-химические и механические свойства морского льда. В частности модуль упругости льда зависит от общего объёма пустот (рассол и воздух) и температуры. Если процесс замерзания растянут во времени, то почти весь рассол успевает покинуть образующийся лёд и его солёность окажется близкой к нулю.

Итак, солёность морского льда зависит от солёности воды, скорости льдообразования, интенсивности перемешивания воды и его возраста. В среднем солёность льда в 4 раза ниже солёности образовавшей его воды, колеблясь от 0 до 42 ‰ (в среднем 8 – 22 ‰).

Моделирование формирования и таяния льдов в Азовско-Черноморском регионе несколько отличается от моделирования таких процессов в высоких широтах. В высоких широтах необходим учет масс многолетних льдов. В процессах образования и таяния льда первостепенную роль играют теплообменные процессы на кромке больших ледовых масс. Учет бокового таяния льда становится главным. Также необходим учет многослойной структуры льда и учет внутренних источников тепла (солевых карманов) в них [3 – 5]. Тогда как для молодых и однолетних льдов вертикальный профиль температуры льда традиционно считается линейным, т.е. пренебрегается внутренними источниками тепла.

На формирование ледяного покрова, на радиационные характеристики его поверхности известное влияние оказывает снежный покров.

Ледовая обстановка в Черном и особенно Азовском морях отличается неустойчивостью. В течение зимы бывают неоднократные вскрытия и замерзания моря. Этому способствует частая смена отрицательных и положительных температур, а также сильные ветры и течения. В южных районах Азовского моря средняя продолжительность ледового периода составляет приблизительно 60 – 70 сут.

В Керченском проливе наиболее ледовитыми являются северная часть пролива (до косы Тузла) и Таманский залив. Мощность льда и площадь его распространения зависят от суровости зимы. Сплошной ледяной покров устанавливается лишь в северной части пролива до косы Тузла. Образование его возможно в суровые и умеренные зимы не ранее января за счет смерзания льдов, выносимых из Азовского моря [6]. Местный лёд образуется здесь крайне редко. В Таманском заливе лёд местного происхождения. Он появляется в середине-конце декабря и уже в первую декаду января образует не-

подвижный сплошной устойчивый покров. В мягкие зимы Таманский залив замерзает не полностью. В последние годы отмечается, что преобладают мягкие зимы, которые становятся более затяжными. Также указывается на увеличение ледовитости и продолжительности ледового периода в Таманском заливе и в северной части Керченского пролива [7].

Ледовый покров является важным компонентом гидрологического режима. В работах последних лет посвященных исследованию эволюции и динамики ледового покрова в Азовском море и Керченском проливе выполнены расчеты дрейфа льда, изменения его толщины за счет торошения, но в этих работах нет учета термодинамических процессов формирования и таяния льда [8]. Однако изменчивость морского льда на больших временных отрезках обусловлена взаимодействием термодинамических и динамических процессов. Поэтому вместе с моделями дрейфа льда со сложным описанием процессов динамики, связанной с нелинейной реологией льда и с процессами торошения необходимо развитие и усложнение локально-одномерных термодинамических моделей.

В данной работе предлагается локально-одномерная модель, рассматривающая термодинамику формирования и таяния льда.

Постановка задачи. Модель формирования и развития ледового покрова в работе представлена в виде уравнения для толщины льда $h(t)$, выражающего баланс тепла в нем [9, 10]. Это уравнение вытекает из условия Стефана, описывающего закон движения границы, разделяющей две различные фазы вещества, и выражающее собой закон сохранения энергии при фазовых превращениях [11].

$$-\rho_i L_f \frac{\partial h}{\partial t} = q_{ni} - q_w, \quad (1)$$

$$h = 0 \text{ при } t = t_i,$$

где ρ_i – плотность льда; L_f – скрытая теплота плавления льда, для морского льда колеблется от 150 до 397 кДж/кг в зависимости от температуры и солёности (с повышением температуры или солёности теплота плавления понижается); q_{ni} – поток тепла через верхнюю поверхность льда; q_w – поток тепла через нижнюю поверхность льда в воду; t_i – момент времени, когда температура воды на свободной поверхности становится равной температуре замерзания воды T_f , которая рассчитывается по формуле ЮНЕСКО

$$T_f = -0,0575S + 1,710523 \cdot 10^{-3} S^{3/2} - 2,154996 \cdot 10^{-4} S^2 - 7,53 \cdot 10^{-3} p_a,$$

где S – солёность воды; p_a – атмосферное давление.

Поток тепла изо льда в воду определяется по формуле $q_w = -k_w(T_w - T_f)$, где $k_w = 597,6$ ккал/(м²ч °С) – интегральный коэффициент теплопроводности воды [10], T_w – температура воды на поверхности.

Поток тепла через верхнюю поверхность льда q_{ni} вычисляется по формулам [9, 12, 13]:

$$\begin{aligned} q_{ni} &= q_{sr} + q_{ar} - q_{br} - q_e - q, & q_{sr} &= q_{sc}(1 - \alpha_i)(1 - 0,65C^2), \\ q_{ar} &= 4,46 \cdot 10^{-13}(T_a + 273,15)^6(1 + 0,17C^2), & q_{br} &= 4,74 \cdot 10^{-8}(T_s + 273,15)^4, \\ q_e &= k_e f(W_2)(e_s - e_2), & q &= k_e \cdot 0,459 \cdot f(W_2)(T_s - T_a), \end{aligned} \quad (2)$$

где q_{sr} – поток коротковолновой солнечной радиации; q_{ar} – поток длинноволновой атмосферной радиации (поглощенное льдом излучение атмосферы); q_{br} – поток длинноволновой радиации поверхности льда; q_e и q – потоки тепла, обусловленные испарением и теплопроводностью и конвекцией соответственно (ккал/(ч м²)); q_{sc} – поток солнечной радиации, падающий при ясном небе на единицу площади горизонтальной поверхности за единицу времени; C – облачность в долях единицы; α_i – альbedo льда; T_a – температура (°C) воздуха на высоте 2 м; T_s – температура верхней поверхности льда; W_2 – скорость ветра (м/с) на высоте 2 м; k_e – эмпирический коэффициент, учитывающий разницу шероховатости воды и льда; e_2 – парциальное давление водяного пара (мм рт. ст.) на высоте 2 м; e_s – давление насыщенного водяного пара при температуре поверхности T_s и ветровая функция $f(W_2)$ вычисляются по следующим формулам:

$$e_s = 25,4 \exp\left(17,62 - \frac{5278}{T_s + 273,15}\right), \quad e_2 = \psi e_s \Big|_{T_s=T_a}$$

$$f(W_2) = \begin{cases} 4,3W_2, & \text{если } \Delta\Theta_v \leq 0,0148W_2^3 \\ 3,45W_2 + 3,09(\Delta\Theta_v)^{1/3}, & \text{если } \Delta\Theta_v > 0,0148W_2^3 \end{cases}$$

$$\Delta\Theta_v = T_{sv} - T_{av},$$

$$T_{sv} = (T_s + 273,15)/(1 - 0,378e_s/p_a), \quad T_{av} = (T_a + 273,15)/(1 - 0,378e_2/p_a),$$

где ψ – относительная влажность воздуха; T_{sv} – виртуальная температура тонкого слоя пара в контакте с водной поверхностью (°C); T_{av} – виртуальная температура воздуха (°C).

Параметризация альbedo взята из блока для морского льда климатической модели Национального центра атмосферных исследований, Боулдер, Колорадо, США [14] с некоторыми упрощениями, связанными с тем, что используется интегральное альbedo, среднее для всех длин волн и углов падения.

Альbedo льда зависит от температуры воздуха и толщины льда: если $T_a < -1$ °C, т.е. лед сухой

$$\alpha_i = \begin{cases} \alpha_w + h (0,65 - \alpha_w)/50, & \text{если } h \leq 50\text{см}, \\ 0,65, & \text{если } h > 50\text{см}, \end{cases}$$

если $T_a \geq -1$ °C, т.е. лед мокрый

$$\alpha_i = \begin{cases} \alpha_w + h (0,65 - 0,075(T_a + 1) - \alpha_w)/50, & \text{если } h \leq 50\text{см}, \\ 0,65 - 0,075(T_a + 1), & \text{если } h > 50\text{см}, \end{cases}$$

где α_w – альbedo воды; h – толщина льда.

Поток солнечной радиации, падающий при ясном небе на единицу площади горизонтальной поверхности за единицу времени, определяется по формулам [15]:

$$q_{sc} = \left(0,66 + 0,34 \frac{\lambda - 0,9 + 0,4 \sin(h_c)}{0,1 + 0,4 \sin(h_c)}\right) \frac{\chi \sin^2(h_c)}{\rho^2(\sin(h_c) + 0,107)},$$

$$h_c = \arcsin(\sin\varphi \cdot \sin\lambda_1 + \cos\varphi \cdot \cos\lambda_1 \cdot \cos((t - t_n)\pi/12)),$$

$$\lambda_1 = 0,4 + 23,4 \cdot \cos(2\pi/365(d + 192)) - 0,4 \cdot \cos(2\pi/365(d - 192)),$$

где h_c – высота Солнца (в °); ρ – плотность влажного воздуха; $\lambda = 0,94$; λ_1 – склонение Солнца (меняется от $-23^\circ 27'$ в декабре, до $+23^\circ 27'$ в июне); φ – широта местности в градусах; t – местное астрономическое время; $t_n = 12$ полуденное местное время; d – порядковый номер суток с начала года, χ – параметр, связанный с влагосодержанием в атмосфере [16], ρ – отношение фактического к среднему расстоянию Земли от Солнца, здесь $\rho^2 = 1$.

Для расчета плотности льда ρ_i (кг/м³) используем формулу Вейнберга:

$$\rho_i = 917 \cdot (1 - 0,000158T_L) \cdot (1 - n),$$

где T_L – температура льда; n – пористость льда.

Температуру льда будем считать средней между температурой верхней поверхности льда и температурой замерзания воды $T_L = (T_s + T_f)/2$. Пористость, как экспериментально установлено, на границе фирн-лед линейно увеличивается с ростом температуры (К) [17]: $n = 5,25 \cdot 10^{-4} T_a - 0,0235$.

Температура верхней поверхности льда T_s близка к температуре воздуха и может меняться в значительных пределах. При ясном безоблачном небе температура льда вследствие интенсивной радиации может быть даже ниже температуры воздуха. В то же время температура нижней поверхности льда, соприкасающейся с водой, близка к температуре замерзания, т.е. почти постоянна.

Для нахождения T_s используется уравнение баланса потоков тепла на верхней поверхности льда:

$$q_{ni} - q_i = 0, \quad (3)$$

где q_i вычисляется по формуле: $q_i = -k_i(T_f - T_s)/h$, где k_i – коэффициент теплопроводности льда.

Уравнение (3) решается итерационно относительно T_s , методом Ньютона. В качестве начального приближения в момент начала льдообразования принимается $T_s^0 = T_f$ – температура замерзания воды. Если полученное значение T_s больше T_f , что соответствует таянию льда и образованию воды на его поверхности, то полагаем $T_s = T_f$. В данной постановке задачи, пренебрегаем толщиной воды на поверхности льда.

Толщина льда рассчитывается при помощи схемы предиктор-корректор

$$\rho_i L_f \frac{h^{j+1/2} - h^j}{\tau/2} = f(h^j, T_w^j, t^j), \quad \rho_i L_f \frac{h^{j+1} - h^j}{\tau} = f(h^{j+1/2}, T_w^{j+1/2}, t^{j+1/2}),$$

где f – правая часть уравнения (1). При $h = 0$ уравнение (1) имеет особенность. Поэтому в качестве начального условия принято $h = h_0$ при $t = t_i$, где h_0 – заданная достаточно малая величина. При достижении значений $h(t)$ меньших h_0 лед на поверхности исчезает, и расчет толщины льда прекращается до момента, когда температура воды на поверхности вновь станет равной температуре замерзания воды.

Результаты расчетов. Для проведения численного эксперимента рассмотрим термодинамические условия в Таманском заливе. Здесь ледяной покров отличается наибольшей устойчивостью. Лед в заливе местного происхождения, появляется в середине-конце декабря и уже в первую декаду января образует неподвижный сплошной устойчивый покров толщиной до 15 – 30 см (при максимальной толщине 70 см в суровые зимы).

Среднегодовое соленость Таманского залива 15,6 ‰ [18, 19]. Средняя месячная облачность с октября по май 5 – 8 баллов [20]. В сезон 2007 – 2008 гг.

умеренных зим температура воды с третьей декады декабря до первой декады января постепенно уменьшалась от + 6 до – 0,6 °С в южной части Азовского моря. Будем полагать, что это справедливо и для Таманского залива.

Уже в январе 2012 г. в южной части Азовского моря температура воздуха была: ночью – 15 – – 12 °С, днем – 10 – – 7 °С, с преобладающими ветрами восточной и северо-восточной четвертей. Отметим, что в 2012 г. мороз достигал – 22 °С и море в районе п. Тамань замерзло. Толщина льда в Таманском заливе достигала 70 см (частное сообщение в интернете).

Поскольку снежный покров на Азовском море весьма неустойчив, дать его какие-либо статистические характеристики не представляется возможным. Толщина снежного покрова на припаяе, по данным прибрежных гидрометеостанций, невелика. Ее минимальные значения составляют несколько сантиметров, а максимальные превышают 30 см вдоль северного побережья Таганрогского залива [21]. Оценка влияния снега и потока тепла от воды на изменение толщины льда в Азовском море проведена, например, в работе [22]. Неучет снежного покрова приведет к некоторому завышению толщины льда. Однако, в силу отсутствия данных о снежном покрове, в этой работе влияние снежного покрова не учитывается.

Проведена серия экспериментов по образованию ледяного покрова в Таманском заливе. Для базового варианта принимались следующие параметры: температура воды $T_w = -0,7$ °С, ночная температура воздуха $T_{ан} = -12$ °С, дневная температура воздуха $T_{ад} = -7$ °С, ветер $W = 8$ м/с, облачность $C = 0,5$, атмосферное давление $p_a = 760$ мм рт. ст., соленость $S = 15,6$ ‰. Расчет начинается 20 декабря.

В базовом варианте температура линейно меняется в течение суток от дневной (– 7 °С) к более низкой ночной (– 12 °С) и обратно. Толщина льда достигает 17,5 см и наблюдается ее суточная изменчивость около 2 мм (рис.1, кривая 2). Установление постоянной толщины льда при заданных параметрах происходит примерно за 20 – 25 суток.

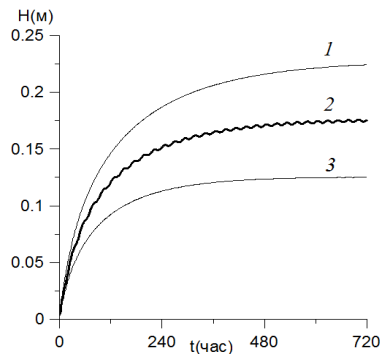
Увеличение облачности (рис.2, кривая 1), так же как и уменьшение ветра (рис.2, кривая 3) незначительно влияют на изменение толщины льда при прочих равных параметрах.

Уменьшение солености на 1 ‰ приводит к росту толщины льда на 2,5 см (рис.3, кривая 1) при фиксированных выбранных остальных параметрах.

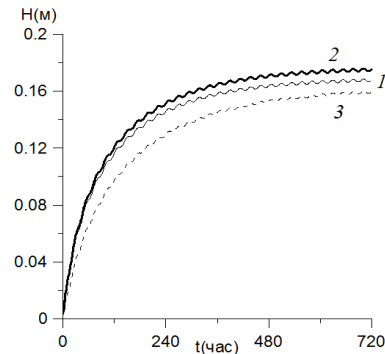
К величине температуры воды процесс льдообразования наиболее чувствителен. Увеличение температуры на 0,5 °С приводит к уменьшению толщины льда до 11,5 см (рис.3, кривая 3). В свою очередь, уменьшение температуры на 0,5 °С приводит к увеличению толщины льда до 31,3 см (рис.3, кривая 4).

Если температуру в течение суток держать одинаковой, то для более высокой температуры толщина сформировавшегося льда будет меньше (12,5 см) (рис.1, кривая 3), для более низкой – больше (22,5 см) (рис.1, кривая 1). Установление постоянной толщины льда при заданных параметрах для более высоких температур происходит примерно за 20 суток.

При таянии ледяного покрова температура воды подо льдом сохраняется более, менее постоянной и температура воздуха выше температуры воды. Поэтому в экспериментах соответствующих весенней ситуации температуру воды будем сохранять неизменной и только варьировать температуру воздуха.



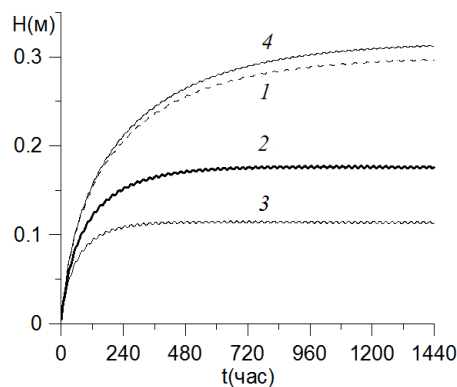
Р и с . 1 . Образование льда. Изменение толщины льда со временем. Базовый расчет: T_a – переменная, $T_{ан} = -12$ °С, $T_{а0} = -7$ °С (кривая 2); $T_a = T_{ан}$ (кривая 1); $T_a = T_{а0}$ (кривая 3).



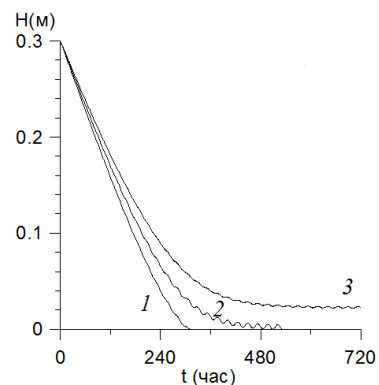
Р и с . 2 . Образование льда. Изменение толщины льда со временем. Базовый расчет: $W = 8$ м/с, $C = 0,5$ (кривая 2); $C = 0,8$ (кривая 1); $W = 5$ м/с (кривая 3).

Для зим различных типов (суровых, умеренных, мягких) соответствуют различные сроки начала таяния льда [18]. В нашем эксперименте принципиальны только перепады дневной и ночной температур. Будем считать, что таяние начинается с исходной толщины льда $h = 30$ см, а остальные параметры соответственно равны: $T_w = -0,7$ °С, $W = 8$ м/с, $C = 0,5$, $p_a = 760$ мм рт. ст., $S = 15,6$ ‰, $T_{ан} = -3$ °С, $T_{а0} = -1$ °С. В этом случае примерно за 20 суток (рис.4, кривая 3) толщина льда уменьшится до 2 см. Увеличим дневную температуру на пару градусов (рис.4, кривая 2), $T_{ан} = -3$ °С, $T_{а0} = 1$ °С – лёд растает полностью за 22 суток. При увеличении и ночной температуры процесс пойдет еще быстрее ($T_{ан} = -1$ °С, $T_{а0} = 1$ °С) – лёд растает за 13 суток (рис.4, кривая 1).

Полученные результаты с учетом условности эксперимента (постоянство параметров в течение расчетного времени) хорошо удовлетворяют имеющимся представлениям о сроках и толщинах льдообразования в Таман-



Р и с . 3 . Образование льда. Изменение толщины льда со временем. Базовый расчет: $T_w = -0,7$ °С, $S = 15,6$ ‰ (кривая 2); $S = 14,6$ ‰ (кривая 1); $T_w = -0,65$ °С (кривая 3); $T_w = -0,75$ °С (кривая 4).



Р и с . 4 . Таяние льда. Изменение толщины льда со временем: $T_{ан} = -1$ °С, $T_{а0} = 1$ °С (кривая 2); $T_{ан} = -3$ °С, $T_{а0} = 1$ °С (кривая 1); $T_{ан} = -3$ °С, $T_{а0} = -1$ °С (кривая 3)

ском заливе. В сочетании с полной трехмерной моделью гидродинамики и учетом суточного хода внешних вынуждающих факторов можно получить пространственное распределение ледяного покрова и его эволюцию во времени. Изменчивость морского льда на больших временных отрезках обусловлена взаимодействием термодинамических и динамических процессов. Поэтому развитие моделей идет по пути как усложнения локально-одномерных термодинамических моделей, так и моделей дрейфа льда со сложным описанием процессов динамики, связанной с нелинейной реологией льда и с процессами торошения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. http://esimo.oceanography.ru/esp1/index.php?sea_code=11§ion=9&menu_code=1040
2. <http://reporter-ua.com/2012/03/20/foto-v-mariupole-led-iz-azovskogo-morya-sozdal-ugrozu-dlya-chastnykh-domov>
3. *Maykut G.A.* Energy exchange over young sea ice in the Central Arctic // *J. Geophys. Res.*– 1978.– v.83, C7.– P.3646-3658.
4. *Flato G.M.* Chapter 9: Sea Ice Modelling / Mass Balance of the Cryosphere: Observations and Modelling of Contemporary and Future Changes. Eds by Bamber J., Payne A.– Cambridge University Press, 2003.– P.367-389.
5. *Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate // *J. Phys. Oceanog.*– 1976.– v.6.– P.379-389.
6. *Еремеев В.Н., Иванов В.А., Ильин Ю.П.* Океанографические условия и экологические условия Керченского пролива // *Морской экологический журнал.*– 2003.– № 3, т.П.– С.27-39.
7. *Боровская Р.В., Ломакин П.Д., Панов Б.Н., Спиридонова Е.О.* Современное состояние ледовых условий в Азовском море и Керченском проливе на базе спутниковой информации / Препринт.– Севастополь: НАН Украины. МГИ, 2008.– 42 с.
8. *Букатов А.Е., Завьялов Д.Д., Соломаха Т.А.* Численное моделирование дрейфа льда в Азовском море // *Метеорология и гидрология.*– 2012.– № 6.– С.36-45.
9. *Квон Д.В., Квон В.И., Семчуков А.Н.* Численный расчет продольно-вертикальной термической структуры Телецкого озера в годовом цикле // *Вычислительные технологии.*– 2000.– т.5, № 3.– С.45-51.
10. *Александров И.Я., Квон В.И., Филатова Т.Н., Жуковская О.П.* Математическое моделирование ледотермического режима в водоемах при больших тепловых нагрузках // *Метеорология и гидрология.*– 1992.– № 2.– С.73-81.
11. *Тихонов А.Н., Самарский А.А.* Уравнения математической физики / 4 изд.– М., 1972.– 267 с.
12. *Ryan P.J., Harleman D.R.F., Stolzenbach K.D.* Surface heat loss from cooling ponds // *Water Resour. Res.*– 1974.– v.10.– P.930-938.
13. *Wunderlich W.O.* Heat and mass transfer between a water surface and the atmosphere. Lab. Report №14.– Engineering Laboratory, Tennessee Valley Authority, Norris, Tenn., 1972.– 36 p.
14. *Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke T.C., Limpscomb W.H., Schramm J.L.* Description of the Community Climate system model version 2: Sea ice model.– National Center for Atmospheric Research, 2002.

15. Белоліпецький П.В. Численне моделювання гідрофізических процесів в стратифіцированих озерах: автореф. дисс. ... канд. фіз.-мат. наук.– Красноярськ, 2008.– 113 с.
16. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов.– Киев: Наукова думка, 1983.– 248 с.
17. Martinerie P., Lipenkov V.Ya., Raynaud D. et al. Air content paleo record in the Vostok ice core (Antarctica): A mixed record of climatic and glaciological parameters // J. Geophys. Res.– 1994.– v.99, D5.– P.10565-10576.
18. Матишов Г.Г., Бердников С.В., Савицкий Р.М. Экосистемный мониторинг и оценка воздействия разливов нефтепродуктов в Керченском проливе. Аварии судов в ноябре 2007 г.– Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2008.– 256 с.
19. Фацук Д.Я., Петренко О.А. Керченский пролив – важнейшая транспортная артерия и рыбопромысловый район Азово-Черноморского бассейна // Юг России: экология, развитие.– 2008.– № 1.– С.15-22.
20. <http://www.meteoprog.ua/ru/climate/Kerch/>
21. http://esimo.oceanography.ru/esp1/index.php?sea_code=11§ion=9&menu_code=2170
22. Букатов А.А. Оценка влияния снега и потока тепла от воды на изменение толщины льда в Азовском море // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2011.– вып.15.– С.175-179.

Матеріал поступив в редакцію 16.04.2012 г.

АНОТАЦІЯ. Розглянуто локально-одновимірну модель термодинаміки формування і танення льоду. Для опису термічного режиму використано рівняння балансу тепла для льоду. Врахована специфіка формування однорічних тонких льодів в Азовсько-Чорноморському басейні. Наводиться приклад чисельного розрахунку формування і танення льодового покриву в Таманському затоці. Пожани результати з урахуванням сталості параметрів протягом експерименту добре задовольняють наявним уявленням про терміни і товщини льодоутворення в Таманському затоці. У поєднанні з півної тривимірною моделлю гідродинаміки і урахуванням добового ходу зовнішніх змушують факторів можна отримати просторовий розподіл крижаного покриву і його еволюцію.

ABSTRACT. Locally-onedimensional model of the thermodynamics of ice formation and melting was considered. To describe the thermal regime the heat balance equation was used for ice. The specifics of the formation of one-year thin ice in the basin of Azov-Black Sea was taken into account. As an example the numerical calculation of formation and melting of sea ice in the Taman Bay is presented. The results obtained with the constancy of the parameters during the experiment is well suited the conception of the timing and thickness of ice formation in Taman Bay. According to full three-dimensional hydrodynamic model and considering the daily variation of external forcing factors, the spatial distribution of the ice cover and its evolution can be obtained.