

Ю.Н.Рябцев

Морской гидрофизический институт НАН Украины, г.Севастополь

**МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ И ТАЯНИЯ ЛЬДА
В УСЛОВИЯХ ЗИМЫ 2011 – 2012 ГГ.
ДЛЯ МЕЛКОВОДНЫХ РАЙОНОВ ЮЖНОЙ ЧАСТИ АЗОВСКОГО МОРЯ**

Предложена оптимизированная (исключены все итерационные процедуры) локально-одномерная модель термодинамики формирования и таяния льда. Проведен численный расчет формирования и таяния льда для реальных условий зимы 2011 – 2012 гг. под действием внешних условий. Использованы данные наблюдений метеопоста в Тамани. Расчет проводился совместно с расчетом эволюции температуры и солёности воды столба жидкости под действием термодинамических факторов на 5 месяцев. Полученные результаты хорошо удовлетворяют имеющимся наблюдениям о сроках и толщинах льдообразования в южной части Азовского моря и Таманском заливе зимой 2011 – 2012 гг. В сочетании с полной трехмерной моделью гидродинамики и учетом суточного хода внешних вынуждающих факторов модель позволяет получить пространственное распределение формирования и эволюции ледяного покрова.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *формирование и таяние льда, мелководье, термодинамическая модель, Азовское море*

Настоящая работа является продолжением работы [1], где рассматривалась локально-одномерная термодинамическая модель для расчета толщины льда. Существует множество вариантов моделей для расчета толщины льда. В океанических моделях в зависимости от целей работ учитывается та или иная специфика стоящих перед модельером задач: теплообменные процессы на кромке ледовых масс (боковое таяние) [2, 3], учет многослойной структуры льда и наличие в нем солевых карманов, являющихся аккумуляторами и внутренними источниками тепла [2 – 4], образование на поверхности льда снежниц с талой водой [3, 5 – 7] и т.д. В моделях, применяемых для внутренних водоемов (озер, рек) [8 – 11], своя специфика: иной механизм замерзания, мелководность и малый теплозапас, интегральный коэффициент теплопроводности воды зависит от скорости течения, отсутствие внутренних источников тепла и соответственно вертикальный профиль температуры льда линейный, на первый план выступает образование припая, тогда как для океанических моделей это постоянно существующие массы льда.

Процессы, характерные именно для региона Азовского моря: многократные вскрытия и образования льда, режим замерзания солоноватых вод, отсутствие внутренних источников тепла во льду, мелководность и малый теплозапас, – обусловили выбор модели, описанной в [1].

В настоящей работе предложен другой алгоритм расчетов в модели. Это сделано в целях оптимизации расчета, так как предполагается использование одномерной модели в трехмерных моделях с сетками больших размерностей. Поэтому в используемом алгоритме исключены все итерационные процедуры.

Проведен расчет формирования и таяния льда для реальных условий

© Ю.Н.Рябцев, 2014

соответствующих сезону зимы 2011 – 2012 гг. в Таманском заливе. Для этого рассчитывается ход температуры и солёности воды под воздействием реальных внешних факторов взятых из наблюдений.

Ледовая обстановка в Азовском море 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.

Что известно о характерных сроках и параметрах льдообразования в южной части Азовского моря из многолетних наблюдений и непосредственно для зимы 2011 – 2012 гг.? Средние многолетние сроки появления льда в южной части Азовского моря: 1 – 2-я декады января. Образование припая в среднем происходит с первой половины января по первую декаду февраля. В районе Мысового припай может образовываться в конце февраля. По данным береговых гидрометеостанций, к началу января средняя толщина льда на юге моря (Керчь, Мысовое) может достигать 12 – 14 см. Наибольшей толщины в южной части Азовского моря ледяной покров в среднем достигает в конце февраля – марте и составляет примерно 20 – 25 см.

В суровые зимы толщина припайного льда в южной части моря (Керчь, Мысовое, Темрюк) достигает 40 – 60 см. В мягкие зимы в южной части Азовского моря толщина припая может достигать 5 – 10 см. В умеренные зимы в январе толщина льда достигает 15 – 20 см. В феврале толщина льда увеличивается до 20 – 30 см. В суровые зимы толщина льда в январе на 5 – 10 см больше, чем в умеренные, в феврале и марте – на 10 – 15 см. Средняя продолжительность ледового периода в южных районах составляет приблизительно 60 – 70 суток [12].

Зима 2011 – 2012 гг. является одной из самых холодных и продолжительных за последние годы. Похолодание в начале ноября способствовало быстрому охлаждению воды. Декабрь и начало января были теплыми. К концу января практически на всей акватории моря и в северной части Керченского пролива наблюдались льды сплоченностью 8 – 10 баллов. Очень холодными были первые две декады февраля. Температура воздуха была ниже нормы на 6,5 – 12,0 °С. К концу второй декады на юге моря толщина льда составляла 25 – 30 см [13].

В начале марта 2012 г. все море, в том числе северная часть Керченского пролива, было покрыто льдом. Толщина припайного льда в Ахтарском лимане и Геническом заливе 40 см; в Ясенском заливе 38 см; в Стрелковом 33 см и даже в Опасном 21 см. Толщина дрейфующего льда составляла 20 – 40 см [13].

Очищение ото льда прибрежных районов наблюдалось в конце марта – начале апреля.

Количество дней со льдом – 96. Наибольшего развития ледяной покров достиг с 10 по 26 февраля. Максимальная толщина льда составляла 60 – 63 см (Мариуполь). Однако зима 2011 – 2012 гг. относится к типу умеренных зим. По сумме среднесуточных отрицательных температур воздуха она является одной из самых холодных зим за последние 20 лет [13].

Постановка задачи. Для расчета хода температуры и солёности воды под воздействием внешних факторов запишем следующие уравнения:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \nu \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad (1)$$

Граничные условия:

$$\text{при } z = 0 \quad -\nu \rho c_{pw} \frac{\partial T}{\partial z} = \begin{cases} -Q_0 & \text{без льда} \\ Q_w & \text{со льдом} \end{cases} \quad (2)$$

$$\text{при } z = H \quad \frac{\partial T}{\partial z} = 0.$$

Начальное условие: при $t = 0$ $T = T_0$, где T – температура воды; t – время; z – глубина; ν – коэффициент диффузии для температуры ($\nu = 0,1 \text{ м}^2/\text{с}$); ρ – плотность воды; $c_{pw} = (4,2 - 0,006 \cdot S)$ – теплоемкость воды; S – соленость воды; Q_0 – поток тепла через поверхность воды; Q_w – поток тепла через нижнюю поверхность льда в воду; T_0 – начальная температура воды.

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \nu_1 \frac{\partial^2 S}{\partial z^2}. \quad (3)$$

Граничные условия:

$$\text{при } z = 0 \quad -\nu_1 \rho c_{pw} \frac{\partial T}{\partial z} = \begin{cases} 0 & \text{без льда} \\ -W_h S & \text{со льдом} \end{cases} \quad W_h = -\frac{\partial h}{\partial t} \quad (4)$$

$$\text{при } z = H \quad \frac{\partial S}{\partial z} = 0.$$

Начальное условие: при $t = 0$ $S = S_0$, где ν_1 – коэффициент диффузии для солености ($\nu_1 = 0,1\nu$); S_0 – начальная соленость воды; h – толщина льда.

Без учета адвективных факторов соленость будет меняться только при образовании и таянии льда. При образовании льда происходит переход некоторого объема воды в лед с выделением соли. При таянии происходит распреснение поверхностных слоев воды.

Граничное условие для солености конструируется по аналогии со случаем, когда испаряется чистая вода, а соль остается. Т.е. при формировании льда $W_h < 0$, а при таянии льда больше нуля.

При достижении водой на поверхности температуры замерзания начинается образование льда и включается расчет толщины льда.

Модель формирования и развития ледового покрова в работе представлена в виде уравнения для толщины льда $h(t)$, выражающего баланс тепла в нем [14, 15].

$$-\rho_i L_f \frac{\partial h}{\partial t} = Q_0 - Q_w, \quad (5)$$

$$h = 0 \text{ при } t = t_i,$$

где ρ_i – плотность льда; L_f – скрытая теплота плавления льда; t_i – момент времени, когда температура воды на свободной поверхности становится равной температуре замерзания T_f .

Температура замерзания рассчитывается по формуле ЮНЕСКО

$$T_f = -0,0575S + 1,710523 \cdot 10^{-3} S^{3/2} - 2,154996 \cdot 10^{-4} S^2 - 7,53 \cdot 10^{-3} p_a, \quad (6)$$

где p_a – атмосферное давление.

Поток тепла изо льда в воду:

$$Q_w = -\kappa_w(T_1 - T_f),$$

где $\kappa_w = 14,5$ ккал/(м²ч·°C) – интегральный коэффициент теплопроводности воды [14] и T_1 – температура поверхности воды.

Поток тепла через верхнюю поверхность льда Q_0 вычисляется как:

$$Q_0 = Q_{sr} - Q_{lr} - Q_e - Q, \quad (7)$$

где Q_{sr} – поток коротковолновой солнечной радиации; Q_{lr} – поток длинноволновой радиации поверхности льда; Q_e и Q – потоки тепла, обусловленные испарением и теплопроводностью и конвекцией.

Поток коротковолновой солнечной радиации:

$$Q_{sr} = Q_{sc}(1 - \alpha_i)(1 - 0,65C^2),$$

где Q_{sc} – поток солнечной радиации, падающий при ясном небе на единицу площади горизонтальной поверхности за единицу времени, Вт/м²; C – облачность в долях единицы; α_i – альбедо льда.

Поток солнечной радиации, падающий при ясном небе на единицу площади горизонтальной поверхности за единицу времени, определяется по формулам [15, 16]:

$$Q_{sc} = \left[0,66 + 0,34 \frac{\lambda - 0,9 + 0,4 \sin(h_c)}{0,1 + 0,4 \sin(h_c)} \right] \frac{\chi \sin^2(h_c)}{\rho_3^2(\sin(h_c) + 0,107)},$$

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

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

где h_c – высота солнца в градусах; $\lambda = 0,94$; λ_1 – склонение солнца; 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_3 – отношение фактического к среднему расстоянию Земли от Солнца, здесь $\rho_3^2 = 1$.

В литературе существуют различные варианты представления остальных компонент потоков тепла. Используем вариант представления потоков тепла, предложенный в [17] (здесь потоки измеряются в кал/(с см²)):

$$Q_{lr} = 0,985(0,39 - 0,05 \sqrt{e_a(T_a)}) \sigma (T_s + 273,15)^4 (1 - 0,6C^2),$$

$$Q_e = \rho_a c_E V_a L \cdot 0,622 (e_s(T_s) - e_a(T_a)) / p_a,$$

$$Q = \rho_a c_p c_H V_a (T_s - T_a).$$

где T_a – температура воздуха (°C); T_s – температура верхней поверхности льда или воды (°C); V_a – скорость ветра (см/с); $e_s(T)$ – давление насыщенного пара при температуре T ; $\lg(e_s(T)) = 9,4051 - 2353/(T + 273,15)$, $\sigma = 1,36 \cdot 10^{-12}$ ккал/(с·см²·град⁴) – постоянная Стефана-Больцмана; $e_a(T_a) = \psi e_s(T_a)$ – давление водяного пара; ψ – относительная влажность воздуха; $\rho_a = 1,25 \cdot 10^{-3}$ г/см³ – плотность воздуха; $c_p = 0,24$ кал/(г·град) – удельная теплоемкость воздуха; c_H, c_E – числа Стентона и Дальтона (здесь $c_H = c_E = c_D$ – коэффициент сопротивления, который зависит от скорости ветра $c_D = (1 + 0,07 \cdot V_a) 10^{-3}$ [18]); $L = 595$ кал/г – скрытая теплота парообразования.

Параметризация альбедо взята из [19] с некоторыми упрощениями, связанными с тем, что используется интегральное альбедо, среднее для всех длин волн и углов падения.

Альбедо льда зависит от температуры воздуха и толщины льда:

если $T_a < -1$ °С, т.е. лед сухой

$$\alpha_i = \begin{cases} \alpha_w + h (0,65 - \alpha_w) / 0,5, & \text{если } h \leq 50 \text{ см} \\ 0,65 & \text{если } h > 50 \text{ см.} \end{cases}$$

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

$$\alpha_i = \begin{cases} \alpha_w + h (0,65 - 0,075(T_a + 1) - \alpha_w) / 0,5, & \text{если } h \leq 50 \text{ см} \\ 0,65 - 0,075(T_a + 1) & \text{если } h > 50 \text{ см} \end{cases}$$

где α_w – альбедо воды.

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

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

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 [20]:

$$n = 5,25 \cdot 10^{-4} (T_a + 273,15) - 0,0235.$$

Для представления потоков тепла используем линеаризацию, предложенную Хейни [17]. Для этого выражения для потоков разлагаются в ряд Тейлора по T_a с точностью до вторых членов ряда

$$Q(T_s) = Q(T_a) + \left(\frac{\partial Q}{\partial T} \right)_{T_a} (T_s - T_a).$$

Тогда представим

$$Q_0 = \lambda(T^* - T_s), \quad (12)$$

$$\Lambda = \left(\frac{\partial(-Q_{lr} - Q_e - Q)}{\partial T} \right)_{T_a}, \quad (13)$$

$$T^* = T_a + (Q_{sr} - Q_{lr}(T_a) - Q_e(T_a) - Q(T_a)) / \lambda, \quad (14)$$

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

$$Q_0 - Q_i = 0, \quad (15)$$

где Q_i – поток тепла через лед вычисляется по формуле:

$$Q_i = -k_i (T_f - T_s) / h, \quad (16)$$

где k_i – коэффициент теплопроводности льда.

Если полученное значение T_s больше температуры замерзания, 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.

Результаты расчетов. Уравнения (1) и (3) решаются прогонкой. На каждом шаге применяется процедура конвективного приспособления.

В процессе выхолаживания вода в верхнем слое достигает температуры замерзания и включается алгоритм расчета толщины льда.

Используя представление для Q_0 (12), уравнение (15) представим в дискретном виде как:

$$\lambda(T^* - T_s^{n+1}) = -k_i(T_f^n - T_s^{n+1})/h^{n+1}. \quad (17)$$

Соответственно и уравнение (5) расчета толщины представим в виде:

$$-\rho_i L_f \frac{h^{n+1} - h^n}{\tau} = \lambda(T^* - T_s)^{n+1} + k_w(T_1 - T_f)^n. \quad (18)$$

Уравнения (17) и (18) решаем совместно. Подставляя T_s^{n+1} из уравнения (17) в уравнение (18), получим квадратное уравнение относительно h^{n+1} , решение которого выглядит так (отрицательное решение отбрасываем):

$$h^{n+1} = (a_1 + \sqrt{a_1^2 + 4a_3})/2, \quad (19)$$

$$\text{где } a_1 = a_2 - k_i/\lambda; \quad a_2 = h^n - \frac{k_w(T_1 - T_f)\tau}{\rho L}; \quad a_3 = k_i/\lambda(a_2 - \frac{\lambda(T^* - T_f)\tau}{\rho L}).$$

По вертикали вводим сигма-координаты с равномерным шагом – 10 уровней. Начальный шаг 0,4 м. Температура воды в ноябре в Таманском заливе 8 – 10 °С, среднемесячная температура в октябре для Азовского моря 13,7 – 15 °С [21]. Среднемесячная соленость Таманского залива 15,6 ‰ [22, 23]. Начальные профили температуры и солености, принятые в данном расчете, приведены на рис.1.

Для численного эксперимента из архива погоды в п. Тамань взяты данные наблюдений для давления, влажности, скорости ветра, облачности, температуры воздуха с 1 ноября 2011 г. по 7 апреля 2012 г. [24]. Положение метеостанции Тамань: 45,23° с.ш. 36,75° в.д., высота над уровнем моря 5 м.

На рис.2 показаны временная изменчивость внешних факторов: облачности, скорости ветра, температуры воздуха, относительной влажности воздуха, атмосферного давления воздуха в п. Тамань за указанный период. Представленные на рисунках данные соответствуют измерениям, производившимся каждые 3 часа. По временной оси цифрами указан порядковый номер месяца, а именно, конец месяца. В расчетах использованы данные осредненные посуточно. Поток коротковолновой солнечной радиации также будем использовать среднесуточный.

Оценим среднемесячные величины потоков тепла на границе раздела воздух – вода или воздух – лед и сравним их с имеющимися представлениями о величинах среднемесячных многолетних потоков для южной части Азовского моря, представленных в монографии [25]. На рис.3 представлены рассчитанные величины потоков. Рассчитанные среднемесячные потоки тепла (крестики, соединенные пунктирными линиями) сопоставлены со

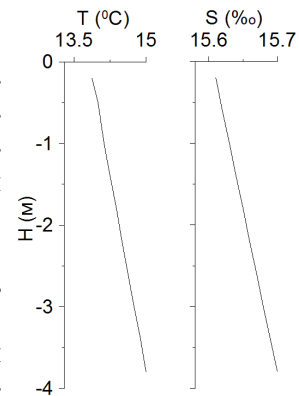
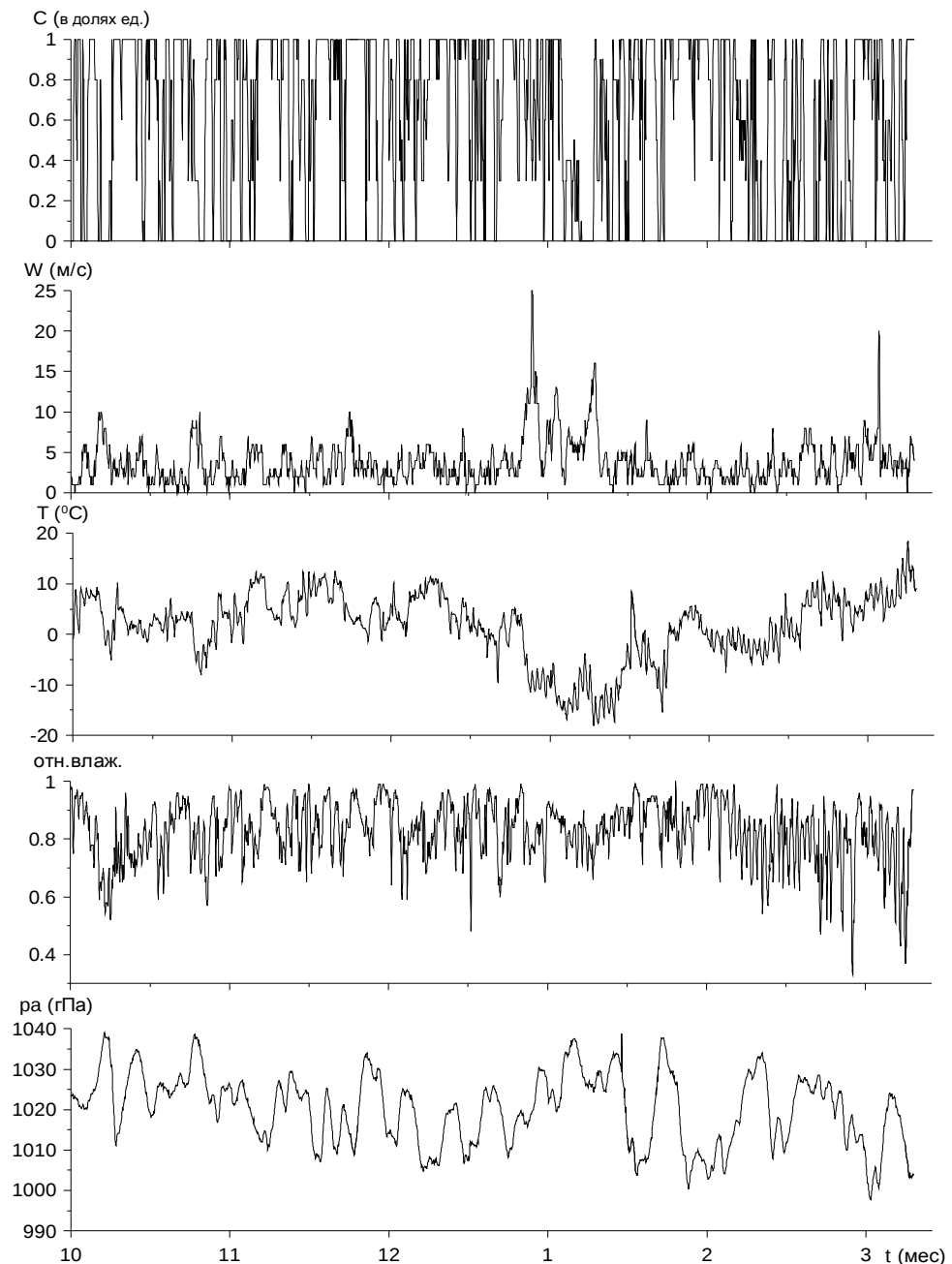


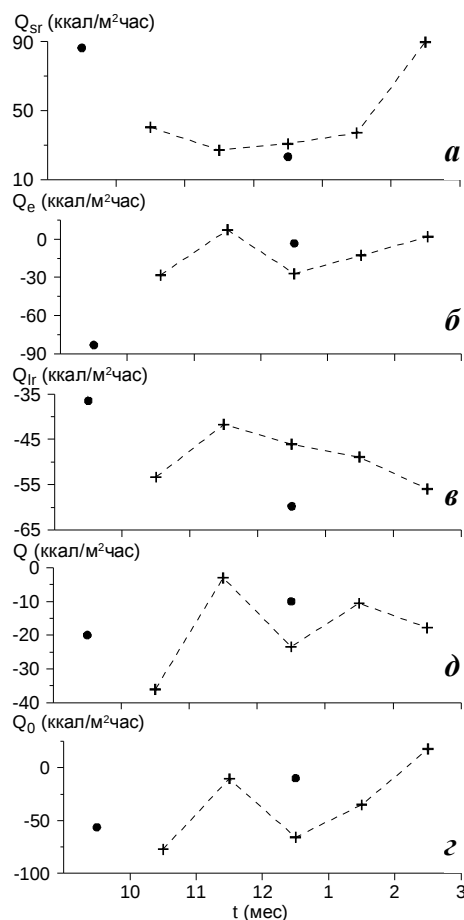
Рис. 1. Начальное распределение значений температуры и солёности по глубине.

среднемесячными многолетними значениями для октября и января для данного региона (круглые точки) по материалам монографии [25].

Временная изменчивость суммарного потока представлена на рис.4. Отрицательные аномалии в ноябре обусловлены скачками температуры воздуха, в конце января совокупным влиянием температуры воздуха и силь-



Р и с . 2 . Изменение по времени (ноябрь – начало апреля) облачности, скорости ветра, температуры воздуха, относительной влажности воздуха, атмосферного давления воздуха в п.Тамань.



Р и с . 3 . Среднемесячные потоки коволновой солнечной радиации (а), тепла, обусловленный испарением (б), длинноволновой радиации (в), тепла, обусловленный теплопроводностью и конвекцией (з) и суммарный среднемесячный поток тепла (д).

ными ветрами до 25 м/с. Причем этот вклад обусловлен затратами на испарение и потоками тепла за счет контактного теплообмена.

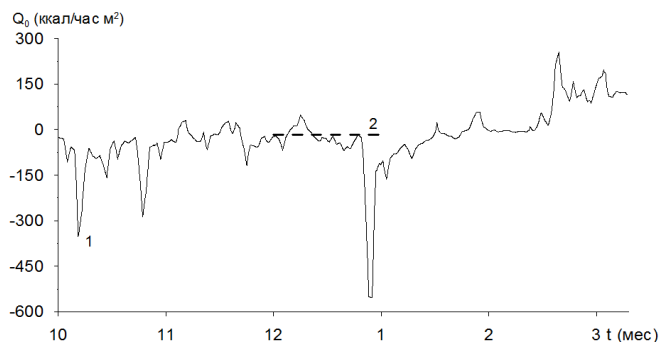
На рис.4 суммарный поток тепла (1), пунктирной чертой (2) показано значение среднего многолетнего суммарного потока тепла для января (18 Мдж/мес м²) по [25].

Временная изменчивость потоков тепла в период существования льда показана на рис.5.

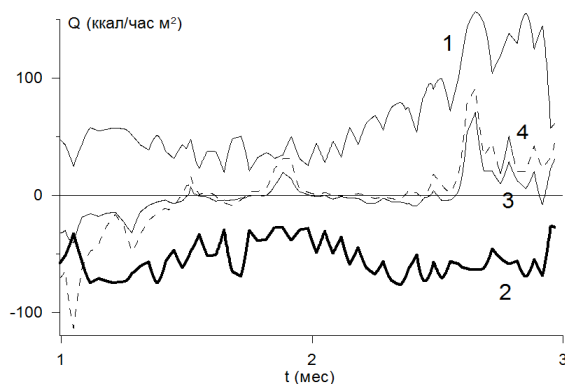
Проведен расчет изменения температуры воды с ноября по апрель, обусловленного постепенным выхолаживанием и последующим прогревом. При достижении водой в поверхностном слое температуры заморзания начинается образование льда. Для солёности 15,6 температура заморзания равна $-0,852^{\circ}\text{C}$. Это происходит в конце января, в течение февраля ледяной покров нарастает и в марте начинает таять. Весь этот период вода подо льдом отдает тепло, за счет внутренних слоев, постепенно охлаждаясь. При этом средняя температура стремится к температуре заморзания. Напомним, что общая глубина принималась 4 м.

В начале апреля лед полностью растает и начинается интенсивный прогрев воды.

В начале апреля лед полностью растает и начинается интенсивный прогрев воды.



Р и с . 4 . Изменение со временем суммарного потока тепла (1), средний многолетний суммарный поток тепла в январе (2) по [25].



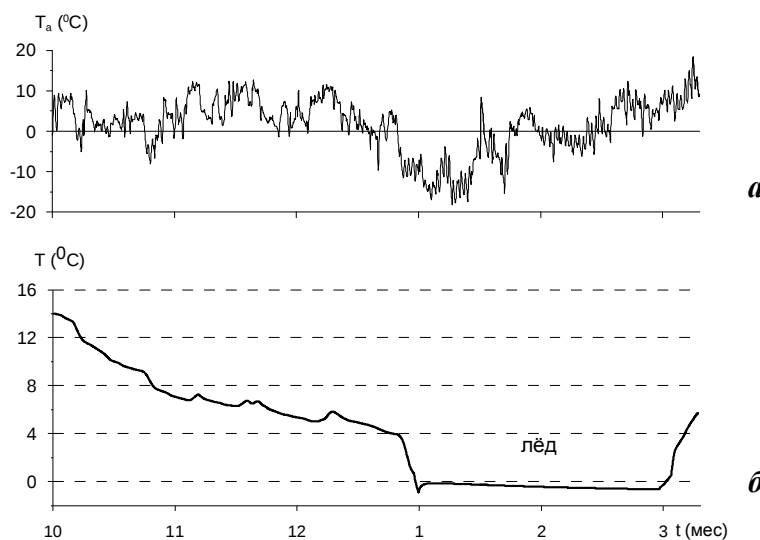
Р и с . 5. Временная изменчивость потоков тепла в период существования льда: Q_{sr} (1); Q_{lr} (2); Q_e (3); Q (4).

На рис.6 показана временная изменчивость температуры поверхностного слоя.

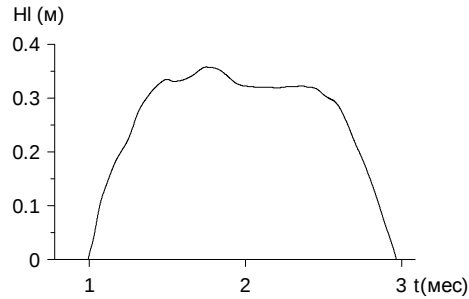
Максимальных величин 35,7 см в расчетах толщина льда достигла 26 февраля (рис.7). Лед просуществовал почти ровно два месяца (59 суток). Рассчитанная толщина льда соответствует как представлениям о средних толщинах по многолетним наблюдениям, так и значениям толщин наблюдавшихся в условиях зимы сезона 2011 – 2012 гг. в южной части Азовского моря.

На рис.8 представлена эволюция температуры поверхности льда с момента его появления и до полного исчезновения. В момент образования и в моменты таяния температура поверхности равна температуре замерзания. Расчет показывает, что при таянии температура поверхности льда может получаться положительной в предположении о балансе потоков тепла через поверхность льда, но как бы, ни была велика температура воздуха, температура льда физически не может быть выше температуры замерзания. Поэтому в этих случаях мы ограничиваем температуру поверхности льда $T_s = T_f$, полагая, что избыточное тепло в этом случае просто ведет к более интенсивному таянию.

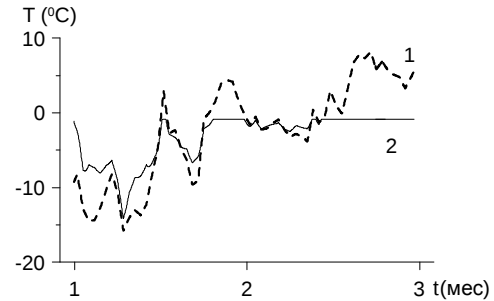
Для относительно мелководных районов важен и учет перехода определенного количества воды из жидкого состояния в лед, т.е. уменьшение водяного столба. При наличии достаточно толстого слоя льда величины могут



Р и с . 6. Изменение со временем температуры поверхностного слоя воды (а), температура воздуха для сравнения (б).



Р и с . 7 . Эволюция по времени толщины льда.



Р и с . 8 . Температура воздуха (1) и температура поверхности льда (2).

быть соизмеримые. Для учета этого фактора будем менять σ -координаты, при этом слой воды будет рассчитываться не от свободной поверхности, а от нижней поверхности льда толщиной h до дна

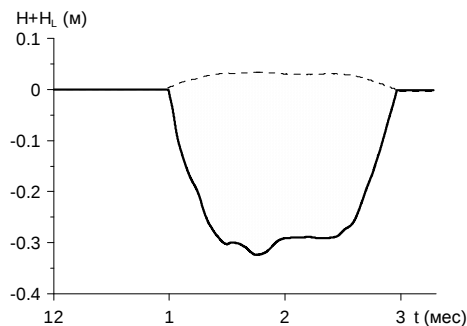
$$\sigma = \left(z - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h \right) / \left(H - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h \right),$$

где ξ – уровень. В данном эксперименте уровень равен нулю.

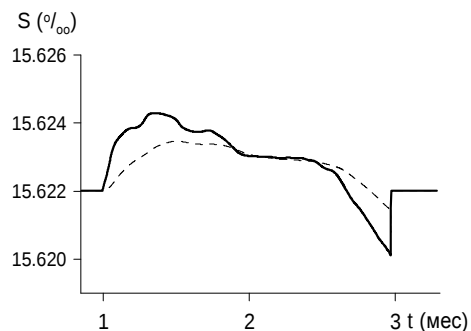
На рис.9 показано изменение высоты водяного столба в процессе формирования и эволюции льда по времени, от конца января до конца марта. Лед над поверхностью возвышается на 3,5 см (1 : 10,5).

Соленость, как уже говорилось выше, начинает меняться с началом образования льда (рис.10). При этом в воду поступает соль из объема воды, перешедшего в лед. При таянии, наоборот, происходит распределение воды. В конечном итоге величина солености до льдообразования равна величине солености после, так как срабатывает процедура конвективной устойчивости и все перемешивается. Величина изменения солености пренебрежимо мала для Азовского моря (Таманский залив) с его низкой соленостью, но принципиально эффект присутствует.

В данной модели нет учета снежного покрова, т.к. в наблюдениях, как правило, отмечалась незначительность или полное отсутствие снежного покрова из-за сильных ветров. Данные о величинах снежного покрова имеют-



Р и с . 9 . Изменение уровня воды (—) и сумма толщины льда и глубины воды (- - -).



Р и с . 1 0 . Изменение по времени солености воды при формировании и таянии льда: поверхностный (—) и придонный (- - -) слой.

ся только на прибрежных метеостанциях и отсутствуют для внутренних районов моря.

Данная локально-одномерная термодинамическая модель может быть использована в моделях, описывающих дрейф льда и учитывающих реологию льда и процессы торошения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Рябцев Ю.Н.* Модель термического режима формирования и таяния льда в мелководных районах Черного и Азовского морей // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2012.– вып.26, т.1.– С.338-346.
2. *Макинтас А.П., Назаренко Л.С., Шутилин С.В.* Модель морского ледяного покрова Арктического бассейна / Математические модели в исследовании динамики океана.– 1988.– С.96-116.
3. *Ebert E., Curry J.* An intermediate one-dimensional thermodynamic sea ice model for investigating ice-atmosphere interactions// J. Geoph. Res.– 1993.– v.98, C6.– P.10085-10109.
4. *Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate// J. Phys. Oceanogr.– 1976.– v.6.– P.379-389.
5. *Богородский П.В., Марченко А.В., Пнюшков А.В.* Основные закономерности замерзания снежниц на многолетнем льду арктического бассейна (по данным 23-го рейса НЭС «Академик Федоров») // Проблемы Арктики и Антарктики.– 2007.– № 75.– С.85-98.
6. *Богородский П.В., Пнюшков А.В.* Таяние и рекристаллизация арктического морского льда // Криосфера Земли.– 2007.– т.XI, № 4.– С.50-56.
7. *Taylor P.D., Feltham D.L.* A model of melt pond evolution on sea ice // J. Geoph. Res.– 2004.– v.109, C12.– P.12007-12026.
8. *Cole T.M., Buchak E.M.* CE-QUAL-W2: A Two-Dimensional, Laterally Averaged, Hydrodynamic and Water Quality Model. Version 2.0 Users Manual: US Army Engineer Waterways Experiment Station, Vicksburg, MS, Instruction Report EL-95-1. 1995.
9. *Wake A., Rumer R.* Modeling ice regime of Lake Erie // J. Hydraul. Div. Am. Soc. Civ. Eng.– 1979.– 105HY7.– P.827-844.
10. *Белолипецкий В.М., Генова С.Н.* Численное моделирование годовой динамики вертикальной структуры соленого озера // Вычислительные технологии.– 2008.– т.13, № 4.– С.34-43.
11. *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.
12. *Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане* http://esimo.oceanography.ru/esp1/index.php?sea_code=11§ion=9&menu_code=2170
13. *Боровская Р.В.* Особенности ледовых условий Азовского моря в зимний период 2011 – 2012 гг. // Системы контроля окружающей среды.– Севастополь, 2012.– вып.17.– С.123-127.
14. *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.

15. Белоліпецький П.В. Численне моделювання гідрофізических процесів в стратифіцированих озерах / Автореф. степ. к.ф.-м.н.– Новосибирск, 2008.
16. Тимофеев Н.А. Радиационный режим океанов.– Киев: Наукова думка, 1983.– 248 с.
17. Haney R.L. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models // J. Phys. Oceanogr.– 1971.– v.1.– P.241-248.
18. Deacon E.L., Webb E.K. Interchange of properties between sea and air / The sea: Ideas and observations.– v.1.– New York, Wiley, 1962.– P.49-87.
19. 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.
20. 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.
21. Ильин Ю.П., Фомин В.В., Дьяков Н.Н., Горбач С.Б. Гидрометеорологические условия морей Украины / Т.1. Азовское море. – Севастополь, 2009.– С.276-304.
22. 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: Издательство ЮНЦ РАН, 2008.
23. 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.
24. Погода и климат <http://www.pogodaiklimat.ru/weather.php?id=34917&bday=&fday=0&amonth=11&ayear=2011>
25. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР.Т.5. Азовское море / Под ред. В.Н.Бортника и С.П.Чистяковой.– Л.: Гидрометеиздат, 1990.– 236 с.

Матеріал поступив в редакцію 04.06.2013 г.

АНОТАЦІЯ Запропоновано оптимізована (виключені всі ітераційні процедури) локально-одномірна модель термодинаміки формування і танення льоду. Проведено чисельний розрахунок формування та танення льоду для реальних умов зими 2011 – 2012 рр. під дією зовнішніх умов. Використані дані спостережень метеопосту в Тамані. Розрахунок проводився спільно з розрахунком еволюції температури і солоності води стовпа рідини під дією термодинамічних факторів на 5 місяців. Отримані результати добре задовольняють наявними спостереженнями про терміни і толщини льодоутворення в південній частині Азовського моря і Таманському затоці взимку 2011 – 2012 рр. У поєднанні з повною тривимірною моделлю гідродинаміки та обліком добового ходу зовнішніх змушують факторів модель дозволяє отримати просторовий розподіл формування та еволюції крижаного покриву.

ABSTRACT Proposed optimized (excluded all iterative procedures) locally-dimensional model of the thermodynamics of formation and melting of ice. The numerical calculation of the formation and melting of ice at conditions for real winter of 2011-2012 under the influence of external conditions. Observation data used got in Taman. The calculation was performed in conjunction with the calculation of the evolution of the temperature and salinity of the liquid column under the influence of thermodynamic factors for 5 months. The results obtained are well suited to available Observations on the timing and thickness of ice formation in the southern part of the Azov Sea and the Taman bay in winter 2011-2012. In conjunction with the full three-dimensional hydrodynamic model and taking into account the diurnal variation of external forcing factors model to derive the spatial distribution of the formation and evolution of the ice cover.