

Термическая эволюция морского льда в Таманском и Динском заливах

А. Е. Букатов, Д. Д. Завьялов*, Т. А. Соломаха

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

**e-mail: zavyalov.dd@mhi-ras.ru*

Поступила 27.03.2017 г.

На основе одномерной термодинамической модели, адаптированной к физико-географическим условиям Керченского пролива, выполнено исследование сезонной эволюции толщины образующегося в Таманском и Динском заливах морского льда зимой 2007 – 2008 гг. Модельная аппроксимация термодинамических процессов в системе лед – море позволяет прогнозировать толщину, даты начала образования, таяния и полного разрушения морского льда в заливах. Проведен анализ зависимости региональной изменчивости толщины льда от метеорологических и гидрологических условий. Показано, что в зависимости от вида атмосферных процессов увеличение толщины льда в Таманском заливе может происходить как в зональном направлении с запада на восток (интенсивный рост льда в первой – второй декаде января), так и в меридиональном с юга на север (повторное льдообразование в первой – второй декаде февраля). При ультраполярном вторжении холодных воздушных масс образование ледового покрова по всей акватории залива проходит примерно за 2 – 3 сут. В период таяния скорость уменьшения толщины льда может достигать значения 4 см/сут. Изменение солености подледной воды, обусловленное ростом морского льда, достаточно заметно в мелководных районах Динского залива, вдоль восточного берега косы Чушка, а также в северной и северо-восточной окраинах Таманского залива.

Ключевые слова: Таманский залив, Динский залив, термодинамика морского льда, распределение толщины льда.

DOI: 10.22449/0233-7584-2017-5-21-34

Введение

Керченский пролив, соединяющий Черное и Азовское моря, с востока ограничен берегами Таманского п-ова. Косы Чушка и Тузла отделяют от Керченского пролива мелководные заливы – Динской и Таманский. Сложный гидрологический режим Керченского пролива, пониженный водообмен заливов с морем сформировали уникальные местные экосистемы, существенно отличающиеся от экосистем Азовского и Черного морей. На Таманском п-ове существует особо охраняемая природная территория – Запорожско-Таманский заказник, охватывающий не только побережье Динского и Таманского заливов, но и их акваторию. Важным элементом в формировании гидрологического режима акватории заливов, определяющим состояние их поверхности, является ледяной покров. Выносная адвекция льда из заливов влияет на формирование ледовых условий южной части Керченского пролива. Первостепенная роль в образовании льда принадлежит атмосферным процессам, их сезонным и межгодовым особенностям. Контрастные погодные условия в зимний период, вызванные кратковременными и резкими сменами воздушных масс, оказывают сильное влияние на ледовый режим. Резкие похолодания

в районе моря сильно ухудшают ледовую обстановку в сравнительно короткие сроки. Например, зимние сезоны 2005 – 2006, 2007 – 2008, 2011 – 2012 гг. для акватории Азовского моря и Керченского пролива были умеренными, но, по критериям ледового режима (сплоченность ледяных полей, толщина, формы льда, торосистость), имели явные признаки, типичные для зимы сурового типа. Отмеченные сезоны характеризовались как интенсивным льдообразованием, вызванным резким понижением температуры воздуха, так и быстрым очищением моря ото льда, связанным со значительными оттепелями. Анализу связи общей циркуляции атмосферы над северным полушарием с ярко выраженными похолоданиями на Азовском море посвящена работа [1].

Численные модели термической динамики ледяного покрова арктических морей представлены в работах [2, 3]. На основе известных соотношений теплового и динамического взаимодействия океана и атмосферы в работах [4, 5] проведен анализ составляющих теплового и радиационного балансов, влияющих на изменение толщины ледяного покрова Азовского моря. В данной работе представлена модель термической эволюции толщины ледяного покрова, адаптированная к физико-географическим и климатическим особенностям Таманского залива. Модельная аппроксимация термодинамических процессов в системе лед – море позволяет прогнозировать толщину, даты начала образования, таяния и полного разрушения морского льда в заливе. Воспроизведена сезонная пространственно-временная изменчивость распределения толщины образующегося в Таманском и Динском заливах морского льда в зимний период 2007 – 2008 гг.

Термодинамическая модель льда

Термодинамика морского льда (образование, рост и таяние льда) описывается локально-одномерными моделями [2, 6]. Неподвижный морской лед (припай) представляется однородной пластиной, распространение тепла в которой описывается уравнением теплопроводности

$$\rho_i c_i \frac{\partial T_i(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_i \frac{\partial T_i(z, t)}{\partial z} \right) - \frac{\partial I(z, t)}{\partial z}, \quad z \in [0, h_i(t)]. \quad (1)$$

Здесь t – время; z – вертикальная координата, ось z направлена вниз от верхней поверхности ($z = 0$) ледяного покрова; T_i , ρ_i , c_i , k_i , h_i – температура, плотность, теплоемкость, теплопроводность и толщина льда соответственно; I – проникающая солнечная радиация, равномерно распределяющаяся по всей толщине льда. Теплоемкость и теплопроводность льда как функции его температуры T_i (К) и солености S_i (‰) в диапазоне температур $T_i > 268,15$ К принимаются в виде

$$c_i(T_i, S_i) = c_{i0} + \frac{\mu L_{40} S_i}{(T_i - 273,15)^2}, \quad (2)$$

$$k_i(T_i, S_i) = k_{i0} + \frac{\beta S_i}{T_i - 273,15}. \quad (3)$$

Символами c_{i0} , L_{i0} , k_{i0} в формулах (2, 3) обозначены теплоемкость, теплота плавления и теплопроводность пресного льда при 0 °С; μ , β – эмпирические коэффициенты. Поскольку данные о содержании рассола в тонких льдах морей умеренных широт практически отсутствуют, то в диапазоне от температуры замерзания льда T_f до 268,15 К (-5 °С), характеризующемся повышенным содержанием жидкой фазы, теплофизические переменные считаются настроенными и ограниченными сверху значениями при заданной температуре для пресного льда. Температура замерзания воды соленостью S_w определяется формулой Крюммеля

$$T_f = -(3 \cdot 10^{-3} + 5,27 \cdot 10^{-2} S_w + 4 \cdot 10^{-5} S_w^2 + 4 \cdot 10^{-7} S_w^3),$$

а плотность льда – формулой Вейнберга

$$\rho_i(T_1) = 917 \cdot (1 - 1,58 \cdot 10^{-4} T_1)(1 - n), \quad n = 5,25 \cdot 10^{-4} T_a - 2,35 \cdot 10^{-2}.$$

Здесь T_1 – температура, средняя между температурой верхней поверхности льда T_{sfi} и температурой замерзания воды T_f .

Тепловые потоки, участвующие в вертикальном теплообмене между атмосферой и подстилающей поверхностью (вода, лед), определяют термические процессы изменения толщины ледяного покрова. На его верхней границе поток тепла F_t состоит из приходящей коротковолновой солнечной радиации F (часть которой отражается в атмосферу), потока длинноволнового излучения R , явного F_s и скрытого тепла F_l . Предполагается, что вся энергия, поступающая на подстилающую поверхность из атмосферы, за вычетом отраженной и поглощенной коротковолновой радиации, идет на изменение температуры поверхности и массы льда. Скорость термической эволюции льда (стаивание или нарастание) зависит от разности между потоком тепла из атмосферы через верхнюю границу ледяного покрова F_t и потоком тепла от воды к его нижней границе F_b .

Граничные условия для уравнения (1) на верхней ($z = 0$) и нижней ($z = h_i(t)$) поверхности ледяного покрова выражают условия термодинамического равновесия

$$-k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} = F_t(T_{sfi}), \quad z = 0, \quad (4)$$

$$-k_i \frac{\partial T_i}{\partial z} = F_b(T_f, T_w), \quad z = h_i(t).$$

Используя уравнение теплового баланса (4) и предполагая, что профиль температуры в слое льда можно описать линейной функцией, для определения температуры верхней поверхности льда получаем нелинейное уравнение

$$F_c(T_{sfi}, T_f) - F_t(T_{sfi}) = 0, \quad z = 0,$$

где $F_c(T_{sfi}, T_f) = k_i \frac{T_f - T_{sfi}}{h_i}$, $z = 0$ – поток тепла через ледяной покров.

Если найденная на поверхности температура T_{sfi} больше, чем температура плавления T_{mi} ($T_{sfi} > T_{mi}$), то полагаем $T_{sfi} = T_{mi}$. На границе раздела

различных фаз вещества выполняется закон сохранения энергии при фазовых переходах

$$-\rho_i(L_f)_i \frac{\partial h_i}{\partial t} = F_i(T_{mi}) + k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, z = 0. \quad (5)$$

Температура и теплота плавления морского льда принимаются равными $T_{mi} = -0,054S_i$ и $L_{fi} = 335$ кДж/кг соответственно. Выражение (5) определяет интенсивность таяния льда на его верхней границе. Если ледяной покров отсутствует, то происходит прогрев или охлаждение перемешанного слоя воды. Изменение температуры воды определяется по формуле

$$\frac{\partial T_w}{\partial t} \rho_w c_w h_w = F_b - F_t,$$

где T_w , h_w – температура и глубина воды. Плотность морской воды ρ_w рассчитывается с помощью эмпирического уравнения состояния

$$\rho_w = 1 + 0,001(0,82S_w + 0,0689T_w - 0,0039S_w T_w - 0,00918T_w^2),$$

а теплоемкость c_w (кДж/(кг К)) – по формуле Мамаева

$$c_w = (4,1784 + 8,46 \cdot 10^{-6}(T_w - 33,67)^2 - 5,075 \cdot 10^{-3}S_w - 1,4 \cdot 10^{-5}S_w^2).$$

Скорость термической эволюции льда на нижней границе определяется из условий

$$-\rho_i(L_f)_i \frac{\partial h_i}{\partial t} = F_b(T_f, T_w) - k_i \frac{\partial T_i}{\partial z}, z = h_i(t),$$

$$T_i = T_f, z = h_i(t).$$

Начальные температура и соленость воды считаются заданными:

$$T_w(z, 0) = T_{w0}, S_w(z, 0) = S_{w0}.$$

Турбулентные потоки явного и скрытого тепла рассчитываются по интегральным аэродинамическим формулам [7]

$$F_s = c_{pa} \rho_a St V_a (T_{sfi} - T_a), \quad F_l = L \rho_a Da V_a (q_0(T_{sfi}) - q_a(T_a)),$$

$$q_0 = (0,622e_0 / p_a) 10^{a_1 T_{sfi} / (b_1 + T_{sfi})}, \quad q_a = (0,622f / p_a) 10^{a_2 T_a / (b_2 + T_a)},$$

где q_a , e , T_a , p_a и V_a – удельная влажность, упругость водяного пара, температура воздуха, атмосферное давление и скорость ветра соответственно; e_0 – давление насыщенных паров воды при 0 °С; c_{pa} – теплоемкость воздуха при постоянном давлении; q_0 – удельная влажность верхней границы ледяного покрова; f – относительная влажность; St , Da – числа Стэнтона и Дальтона; L – удельная теплота возгонки; a_1 , b_1 – эмпирические коэффициенты.

Для определения длинноволнового R и коротковолнового F радиационных балансов используются формулы [7]

$$R = 4\epsilon\sigma T_{sfi} T_a^3 - \epsilon\sigma T_a^4 (3,765 + 0,22N^3),$$

$$F = F_0(1 - cN)(1 - \alpha)(1 - i_0),$$

$$F_0 = \frac{S \cos^2 z_\odot}{(\cos z_\odot + 2,7)e \cdot 10^{-5} + 1,085 \cos z_\odot + 0,1},$$

где σ – постоянная Стефана – Больцмана; N – балл общей облачности; ε – излучательная способность поверхности; F_0 – приходящая коротковолновая солнечная радиация для безоблачного неба; c – эмпирический коэффициент; α – альbedo подстилающей поверхности; i_0 – коэффициент, определяющий какая часть коротковолновой радиации проникает вглубь льда и равномерно распределяется по всей толще; S – солнечная постоянная; z_\odot – солнечный зенитный угол.

Параметризация альbedo взята из блока морского льда *CCSM2* климатической модели Национального центра исследований (Боулдер, Колорадо, США) [8].

Поток тепла от воды к нижней поверхности льда рассчитывается по формуле

$$F_b = c_w \rho_w C_{tb} (T_w - T_f),$$

где C_{tb} – коэффициент турбулентного обмена.

В результате льдообразования происходит увеличение солёности ΔS_w поверхностного слоя воды, которое определяется выражением [9]

$$\Delta S_w = S_i \Delta h_i / (h_w + \Delta h_i),$$

где Δh_i – увеличение толщины льда за промежуток времени, равный шагу модели. Средняя по толщине солёность молодого льда в период его роста находится по формуле [10]

$$S_i = S_w (0,87 e^{-5\sqrt{h_i}} + 0,13).$$

Результаты численного моделирования

На основе построенной термодинамической модели проведены численные эксперименты с целью воспроизведения эволюции толщины ледяного покрова в Таманском заливе зимой 2007 – 2008 гг. В качестве внешнего форсинга использовались данные прогностической модели *SKIRON* [11]. Метеорологические данные прогностических полей приземной температуры, атмосферного давления, влажности и скорости ветра из формата глобальной модели атмосферы преобразовывались в формат прогностической численной модели ледяного покрова. Расчетная область содержала 1566 точек и включала в себя акваторию Таманского и Динского заливов. Временной шаг расчетов составлял 2 ч. Численная реализация термодинамической модели проводилась при следующих значениях: $c_{i0} = 2,106$ кДж/(кг·К); $L_{i0} = 340$ кДж/кг; $k_{i0} = 2,3$ Вт/(м·К); $\mu = 0,054$; $\beta = 0,1172$ Вт/(м·‰); $\rho_a = 1,3$ кг/м³; $c_{pa} = 10^3$ Дж/(кг·К); $St = Da = 1,7 \cdot 10^{-3}$; $e_0 = 611$ гПа; $a_1 = 9,5$; $b_1 = 265,5$ К; $C_{tb} = 10^{-3}$ м²/с; $i_0 = 0,3$. В качестве начальных условий в используемой модели задавались среднемесячные климатические температура и солёность воды

в Таманском заливе [12]. Температура охлаждаемой поверхности (вода, лед), а также температура подледной морской воды впоследствии рассчитывались из уравнений теплового баланса.

В качестве некоторых характерных точек, принадлежащих расчетной области, были выбраны точки с координатами $45^{\circ}15'$ с. ш., $36^{\circ}49'$ в. д., $45^{\circ}21'$ с. ш., $36^{\circ}45'$ в. д. и $45^{\circ}59'$ с. ш., $36^{\circ}35'$ в. д. Точка 1 располагается в относительно глубоководной юго-западной части залива вблизи выхода в Керченский пролив, точка 2 находится в северной части Таманского залива у входа в Динской залив, а точка 3 – у восточной окраины Таманского залива. Для выбранных точек на рис. 1 представлены результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда в период с января по март 2008 г. На рис. 2 для этих же точек приведены среднесуточные значения температуры воздуха (рис. 2, а) по данным SKIRON, а также расчетные значения температуры поверхности бассейна (рис. 2, б), температуры подстилающей воды (рис. 2, в), солености льда (рис. 2, г) и солености воды (рис. 2, д). В случае отсутствия льда температура поверхности принимается равной температуре воды, а соленость льда нулевой толщины считается равной солености морской воды. Тонкие сплошные, штриховые и жирные сплошные линии на рис. 1, 2 характеризуют изменения представленных физических величин для точек 1 – 3 соответственно. В качестве иллюстрации ледовой обстановки, складывающейся в заливе, на рис. 3 – 5 приведены расчетные карты толщины льда, образующегося в этот же период. Изолиниями в пределах акватории залива показана толщина льда (см), а за пределами – температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) по данным SKIRON.

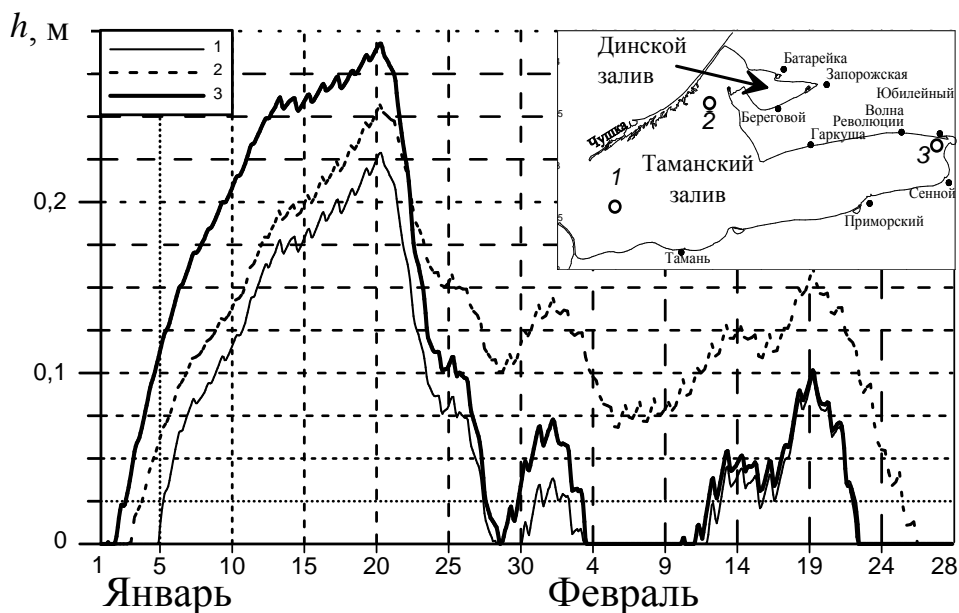


Рис. 1. Результаты моделирования термодинамической эволюции толщины льда в выбранных точках акватории Таманского залива (в точке 1 – сплошная тонкая линия; 2 – штриховая линия; 3 – сплошная жирная линия) в период с января по март 2008 г.

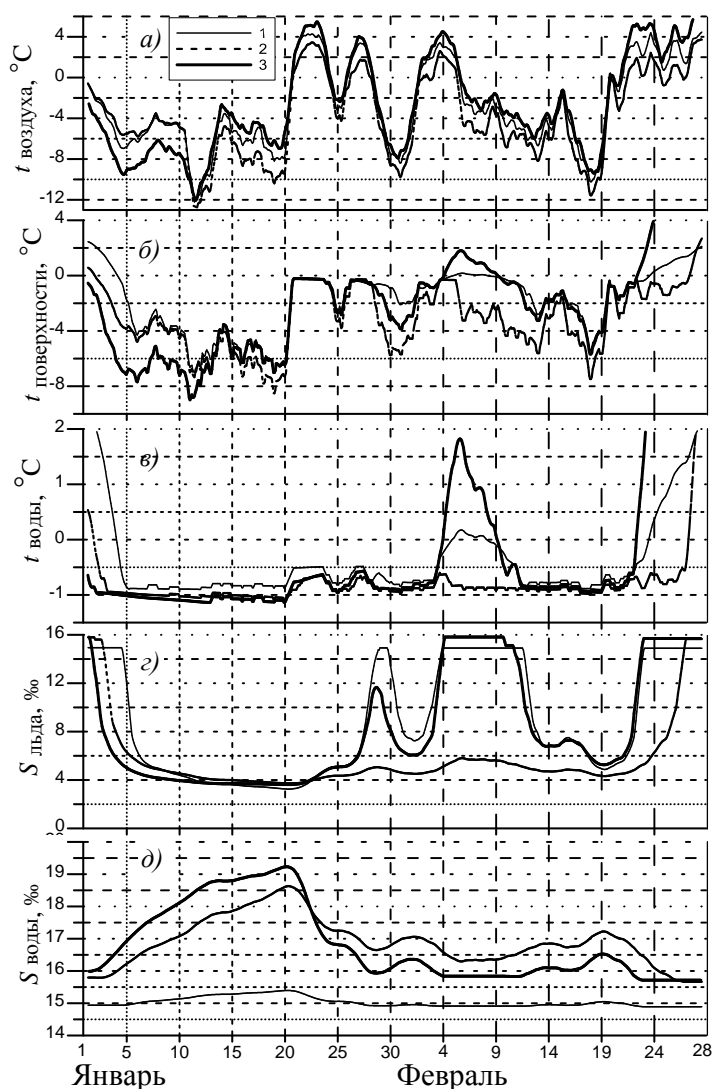


Рис. 2. Среднесуточные значения температуры воздуха по данным *SKIRON* (а), а также расчетные значения температуры поверхности бассейна (б), температуры воды (в), солёности льда (г) и солёности воды (д) для выбранных точек акватории Таманского залива

В зимний период 2007 – 2008 гг. в Азовском море льдообразование началось 23 и 26 ноября с Таганрогского залива и мелких бухт северной части моря в результате вторжения холодного воздуха в тыл атлантического циклона, расположенного над Средней Волгой [1, 13]. Дальнейшее накопление льда шло медленно, устойчивое и достаточно быстрое льдообразование началось лишь 3 – 4 января 2008 г. В это время на севере европейской части России установился арктический антициклон, который медленно распространился на юг. По результатам численного моделирования, предпосылки к образованию первоначальных форм льда в Таманском заливе появились уже 2 января

(рис. 1, 2). Под воздействием сложившейся метеорологической обстановки лед начал образовываться в мелководных районах вблизи косы Чушка, в Динском заливе и в прибрежной полосе вдоль северо-восточного побережья между косами Рубанова и Маркитанская (рис. 3, а, б). Следует отметить, что температура воздуха над юго-восточной частью залива в течение всей первой декады января была на 2 – 3 градуса ниже (рис. 2, а), чем над северо-восточной частью его акватории, что обеспечило там наиболее интенсивное льдообразование. Так, в период с 3 по 6 января лед в восточной части залива прирастал со скоростью около 5 см/сут, а в северной – около 3 см/сут. В ночь с 4 на 5 января процесс образования льда захватывал относительно глубоководные восточную и центральную части залива, и к началу последующих суток уже вся их акватория покрылась льдом толщиной 5 – 13 см (рис. 3, в).

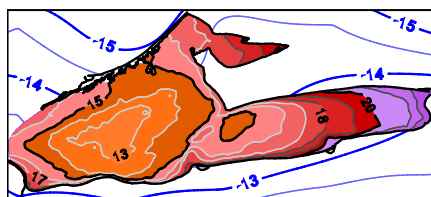


Рис. 3. Расчетные карты толщины льда, образовавшегося с 3 по 28 января 2008 г.

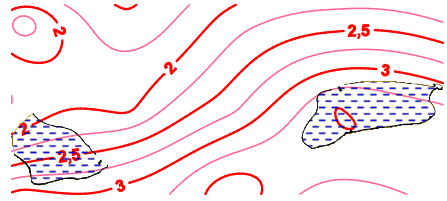


Рис. 4. Расчетные карты толщины льда, образовавшегося с 22 января по 6 февраля 2008 г.

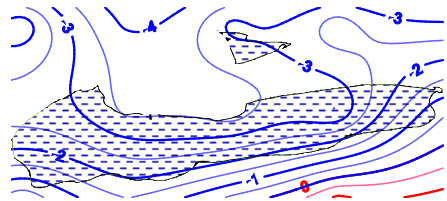


Рис. 5. Расчетные карты толщины льда, образовавшегося с 11 по 26 февраля 2008 г.

7 – 10 января циклон над Черным морем заполнился, над акваторией сохранялась холодная воздушная масса. Температура воздуха составляла 8 – 10° мороза, достигнув своего минимума (-15 °С) к началу суток 11 января. В период с 7 по 13 января толщина ледяного покрова увеличивалась со скоростью порядка 1,8 см/сут, составив при этом 15 – 20 см в центральной и до 25 см в восточной части залива (рис. 3, *д – з*). В дальнейшем, с 14 по 19 января, рост льда замедлялся до 1 см/сут (рис. 3, *и*). Как по результатам модельных расчетов, так и по данным наблюдений [13], своего наибольшего развития ледовый покров в Таманском заливе достиг 20 января, когда центральная часть залива была покрыта льдом толщиной 23 – 25 см, а его восточная часть – толщиной 25 – 30 см (рис. 3, *к*).

В третьей декаде января – первой декаде февраля над югом европейской части России началось кратковременное потепление, вызванное ослаблением антициклона и прохождением глубоких циклонов, выносивших теплый воздух с Атлантики и Средиземного моря. С 20 по 22 января отмечалось начало таяния льда на всей акватории залива (рис. 1, 4). Наиболее интенсивно процесс таяния начался на юго-западе и востоке залива (около 1 см/сут), чуть медленнее (около 0,5 см/сут) – на севере. Среднесуточная температура воздуха над юго-западной, северной и восточной частями залива в период 22 – 23 января существенно повысилась и составляла порядка 4, 3, 5 °С, а дневная ~ 6, 4 и 9 °С соответственно. С 23 по 27 января скорость таяния в отдельных районах залива доходила до 4 см/сут, и к 28 января юго-западная и восточная части залива практически очистились ото льда (рис. 1). Исключение составляли центральная и северная части залива, где еще сохранялся лед толщиной 5 – 7 см, а у южной границы Динского залива – до 10 см (рис. 4, *в*).

В конце января – начале февраля погодные условия были неустойчивыми, когда на фоне общего потепления над акваторией Азовского моря наблюдался кратковременный (с 29 по 31 января) заток холодного воздуха с минимальными суточными температурами 6 – 8 °С мороза. Это вызвало повторное образование льда в открытых частях залива (рис. 4, *з*). Однако процесс льдообразования был недолгим. Период с 1 по 10 февраля характеризовался интенсивным таянием льда по всей акватории залива и практически полным очищением его части южнее мыса Рубаново к началу суток 6 февраля. Три волны теплого воздуха с максимальными значениями температур, зафиксированными 23 и 27 января и 4 февраля, вызвали не только активное таяние ледяного покрова в Таманском заливе, но и обеспечили прогрев вод залива в свободных ото льда районах. Так, к 5 февраля на юго-западе открытой части залива вода прогрелась до +0,16 °С, а на востоке – до +1,85 °С (рис. 2, *в*). Это во многом определило характер дальнейших термодинамических процессов в заливе, связанных с последующим, последним в этом зимнем сезоне похолоданием.

С 11 по 19 февраля над акваторией Азовского моря установился антициклонический тип погоды, возобновился заток холодного воздуха с востока. Это повлияло на достаточно быстрое снижение температуры воды в заливе, однако, как было отмечено ранее, охлаждение воды происходило неравномерно. В частности, медленнее остывали более прогретые южная и восточная части залива. В связи с этим с 6 по 11 февраля положение внешней кромки

льда практически не изменилось (рис. 4, *e*, 5, *a*). Лишь в узких прибрежных полосах вдоль восточного берега косы Чушка и в районе между п. Гаркуша и п. Волна Революции образовались первоначальные формы льда толщиной до 1 см, тогда как толщина льда в покрытой льдом северной части залива увеличилась примерно на 2 см. Зональное деление акватории залива по толщине образовывавшегося льда сохранилось и в дальнейшем. К 13 февраля уже вся акватория залива покрылась сплошным льдом толщиной 2 – 3 см на юге и порядка 10 см на севере (рис. 5, *b*). Наибольшее развитие ледяного покрова в этот период наблюдалось 19 февраля, когда толщина льда у южной оконечности Динского залива достигла значения 15 см (рис. 5, *в*).

В начале третьей декады февраля усилилась циклоническая активность над Азово-Черноморским регионом. С 20 февраля по первые числа марта пришедший с Атлантики обширный и глубокий циклон с центром над Балтийским морем охватил всю европейскую часть России и изменил температурный фон над Азовским морем. В этот период наблюдалось активное разрушение ледового покрова (рис 5, *г*, *д*). Таманский залив был полностью очищен ото льда к 25 – 26 февраля, о чем свидетельствуют как данные наблюдений, так и результаты модельных расчетов (рис. 5, *e*).

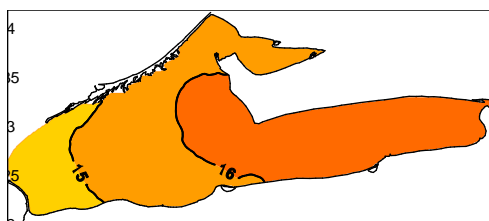


Рис. 6. Среднедекабрьское климатическое распределение солености воды в Таманском заливе (*a*), а также расчетные карты солености воды (*b*) и льда (*в*) в период наибольшего развития ледяного покрова

Поскольку в открытой периодической печати отсутствуют данные о термодинамической структуре вод Таманского и Динского заливов в ледовый период, то представлялось интересным оценить с помощью реализованной термодинамической модели изменения солёности подледного слоя воды, связанное с процессами льдообразования. Образование льда и дальнейшее увеличение его толщины вызывает выпадение солей, что может довольно заметно менять солёность воды в заливе. На рис. 6, *а* представлено модельное пространственное распределение по акватории залива солёности открытой воды в период, предшествующий образованию льда, а на рис. 6, *б, в* – распределения солёности подледной воды и солёности льда в период наибольшего развития ледяного покрова соответственно. Из рисунков видно, что в относительно глубоководных частях залива солёность подледной воды мало отличается от солёности открытой воды до появления льда. Однако в мелководных областях моря изменение солёности может быть достаточно заметным. Так, по расчетам, в Динском заливе, а также у восточных берегов косы Чушка и в прибрежных районах восточнее мыса Рубанова при толщинах льда около 30 см солёность морской воды повысилась на 20 – 25 % и достигла значений 19 – 20 ‰. При этом на большей части акватории залива солёность морского льда составляла 3 – 3,5 ‰, и лишь в узкой полосе у косы Чушка и в восточной окраине Динского залива она доходила до 4 ‰.

Заключение

Таким образом, предложенная термодинамическая модель, адаптированная к условиям Таманского и Динского заливов, вполне адекватно воспроизвела изменения толщины льда на всех временных этапах, на которые можно условно разделить ледовый сезон 2007 – 2008 гг. Показано, что в зависимости от вида атмосферных процессов увеличение толщины льда в Таманском заливе может происходить как зональном направлении с запада на восток (интенсивный рост льда в первой декаде января – второй декаде января), так и в меридиональном с юга на север (повторное льдообразование в первой декаде февраля – второй декаде февраля). Модельные расчеты показали, что при ультраполярном вторжении холодных воздушных масс ледовый покров по всей акватории залива образуется примерно за 2 – 3 суток. При положительной температуре воздуха разрушение ледового покрова происходит достаточно активно. В период таяния скорость уменьшения толщины льда может достигать значения 4 см/сут. Изменение солёности подледной воды, связанное с ростом толщины льда, достаточно заметно в мелководных районах Динского залива, вдоль восточного берега косы Чушка, а также в северной и северо-восточной окраинах залива.

Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2015-0001 «Фундаментальные исследования процессов в системе океан – атмосфера – литосфера, определяющих пространственно-временную изменчивость природной среды и климата глобального и регионального масштабов».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Федоренко А.В. Особенности ледового сезона 2007 – 2008 гг. на Азовском море // Труды Гидрометцентра России. – Обнинск: «ИГ-СОЦИН», 2009. – Вып. 343, Расчеты и прогнозы элементов режима моря. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – С. 79 – 88.
2. Maykut G.A., Untersteiner N. Some results from a time-dependent thermodynamic model of sea ice // J. Geophys. Res. – 1971. – 76, Iss. 6(6). – P. 1550 – 1575. – doi:10.1029/JC076i006p01550
3. Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и снег. – 2015. – 55, № 3. – С. 83 – 96. – doi:10.15356/2076-6734-2015-3-83-96
4. Букатов А.Е., Букатов А.А. Нарастание и таяние льда в условиях Азовского моря // Физические проблемы экологии (экологическая физика) / Под ред. В. И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К. В. Показеева. – М.: МАКС Пресс, 2013. – № 19. – С. 108 – 120. – URL: http://ocean.phys.msu.ru/ecophys/ecophys-19_pp3-180.pdf (дата обращения 10.08.2017).
5. Рябцев Ю.Н. Моделирование формирования и таяния льда в условиях зимы 2011 – 2012 гг. для мелководных районов южной части Азовского моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря. Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 2014. – Вып. 28. – С. 356 – 367.
6. Semtner A.J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate // J. Phys. Oceanogr. 1976. – 6, No. 3. – P. 379 – 389. – [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1976\)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1976)006<0379:AMFTTG>2.0.CO;2)
7. Макитас А.П. Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 67 с.
8. Briegleb B.P., Bitz C.M., Hunke E.C. et al. Description of the Community Climate system model version 2: Sea ice model. NCAR Technical Report. – Boulder, CO: National Center for Atmospheric Research. – 2002. – URL: <http://www.cesm.ucar.edu/models/ice-csim4> (дата обращения: 01.02.2017).
9. Фролов И.Е. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Тр. ААНИИ. – 1981. – 372. – С. 73 – 81.
10. Рывлин А.Я. Метод прогнозирования предела прочности ледяного покрова на изгиб // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1974. – № 45. – С. 79 – 86.
11. Kallos G., Nickovic S., Papadopoulos A. et al. The regional weather forecasting system SKIRON // Proceedings of the symposium on regional weather prediction on parallel computer environments, 15 – 17 October 1997, Athens, Greece. – 1997. – P. 9.
12. Климатический атлас Азовского моря 2008 (Climatic Atlas of the Sea of Azov 2008). – URL: <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/AZOV2008/start.html> (дата обращения: 01.02.2017).
13. Боровская Р. В., Лексикова Л. А. Особенности ледового режима Азовского моря в зимний период 2007 – 2008 гг. // Современные проблемы экологии Азово-Черноморского региона: Материалы IV Международной конференции, 8 – 9 октября 2008 г., Керчь. – Керчь: Изд-во ЮгНИРО, 2008. – С. 30 – 35. – URL: http://yugniro.ru/files/YugNIRO_Conference_Materials_October-2008.pdf (дата обращения 10.08.2017).

Thermal evolution of the sea ice in the Taman Bay and the Dinskoy Gulf

A. E. Bukatov, D. D. Zavyalov*, T. A. Solomakha

Marine Hydrophysical Institute, Russian Academy of Sciences, Sevastopol, Russian Federation

**e-mail: zavyalov.dd@mhi-ras.ru*

Seasonal evolution of the ice cover thermodynamic processes in the Taman Bay and the Dinskoy Gulf in winter, 2007 – 2008 is studied based on the one-dimensional thermodynamic sea ice model adapted to the physical and geographical conditions of the Kerch Strait. Model approximation of the thermodynamic processes in the ice-sea system permits to predict thickness and dates of formation, melting and complete destruction of sea ice in the bays. Dependence of regional variability of the ice thickness upon the hydrometeorological factors is analyzed. It is shown that, depending on the type of the atmospheric processes, the sea ice thickness in the Taman Bay can grow both zonally – from the west to the east (intensive ice growth is observed in the first and the second decades of January) and meridionally – from the south to the north (the repeated ice formation in the first and the second decades of February). In case of ultra-polar intrusion of cold air masses, the ice cover over the entire water area of the bay is formed in course of about 2 – 3 days. During the melting period, decrease of sea ice thickness can reach the value 4 cm/day. Change of the seawater salinity conditioned by growth of the sea ice thickness is quite noticeable in the shallow-water regions of the Dinskoy Gulf, along the eastern coast of the spit Chushka, and also in the northern and northeastern peripheries of the Taman bay.

Keywords: Taman Bay, Dinskoy Gulf, thermodynamics of sea ice, ice thickness distribution.