

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ ПРОГНОЗА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЬДОВ В ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ 1–5 СУТОК

С.В. Клячкин, З.М. Гудкович, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май

*Арктический и Антарктический научно-исследовательский
институт*

svkl@aari.ru, guzenko@aari.ru, may@aari.ru

Введение

Актуальность задачи краткосрочного прогноза эволюции ледяного покрова в районах активной хозяйственной деятельности представляется очевидной. Это в полной мере относится к юго-западной части Охотского моря (восточный шельф о. Сахалин), где осуществляется добыча и транспортировка углеводородного сырья. До настоящего времени в России не было специально адаптированной к этому региону методики, позволяющей составлять краткосрочные ледовые прогнозы в оперативном режиме и представлять их с использованием современных средств визуализации.

В 2009–2011 гг. в ФГБУ «АНИИ» была выполнена работа, направленная на адаптацию методики прогноза эволюции ледяного покрова, основанной на численной динамико-термодинамической модели, к условиям юго-западной части Охотского моря. Данная методика (и, соответственно, модель) была ранее разработана в АНИИ и хорошо себя зарекомендовала при составлении ледовых прогнозов для арктических и замерзающих неарктических морей. Центральной методической комиссией по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам методика была рекомендована к внедрению.

Физические основы модели

Прогноз изменения термохалинной структуры водной толщи основан на уравнениях баланса тепла и солей, проинтегрированных по вертикали в пределах от поверхности до глубины верхнего квази-однородного слоя (ВКС) [3, 7]:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{F_{ha} - F_{hh}}{c_w \rho_w h_c} + \mu \Delta T, \quad (1)$$

$$\frac{dS}{dt} = M_{sa} - \frac{Q_{sh}}{\rho_w h_c} + \mu \Delta S, \quad (2)$$

где T – температура воды; S – соленость воды; t – время; F_{ha} , F_{hh} – потоки тепла через поверхность воды и через нижнюю границу однородного слоя соответственно; M_{sa} – изменение солености на границе вода-воздух (при отсутствии льда) или вода-лед (при наличии льда); Q_{sh} – поток солей через нижнюю границу однородного слоя соответственно; c_w – теплоемкость воды; ρ_w – плотность воды; h_c – толщина квазиоднородного слоя; $\mu = 3 \cdot 10^2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ – коэффициент горизонтального турбулентного обмена; Δ – оператор Лапласа.

Граничные условия для уравнений (1) и (2) задаются следующим образом.

Поток тепла на границе вода-воздух состоит из четырех слагаемых:

$$F_{ha} = Q_l - Q_s + Q_{hw} + Q_{sw}, \quad (3)$$

где Q_l – скрытый поток тепла, связанный с испарением; Q_s – явный поток тепла (контактный теплообмен); Q_{hw} – поток длинноволновой радиации; Q_{sw} – поток коротковолновой радиации.

Скрытая теплота парообразования определяется из формулы [3]:

$$Q_l = 0,096 \rho_a |U_{10} - U_w| (e_w - e_2) \frac{L}{p}, \quad (4)$$

где ρ_a – плотность воздуха; U_{10} , U_w – скорость ветра на высоте 10 м и на уровне шероховатости соответственно; e_2 , e_w – упругость

водяного пара на высоте 2 м и на уровне шероховатости соответственно; L – удельная теплота испарения; p – атмосферное давление.

Упругость водяного пара связана с относительной влажностью и температурой воздуха:

$$e = rE_0 \exp(0,086T), \quad (5)$$

где $E_0=6,11$ гПа – упругость насыщения при $T=0$ °С; r – относительная влажность воздуха; T – температура воздуха.

Явный поток тепла через поверхность океана определяется по формуле, аналогичной уравнению интенсивности испарения:

$$Q_s = 2,31\rho_a|U_{10} - U_w|(T_w - T_{10}), \quad (6)$$

где T_{10} и T_w – температура на высоте 10 м и на уровне шероховатости соответственно.

Поток длинноволновой радиации определяется из соотношения:

$$Q_{lw} = \varepsilon_o \sigma T_o^4 \left[0,39 - 0,005 \cdot e^{1/2} \right] \left[1 - 0,8c_f \right] + 4\varepsilon_o \sigma T_o^3 [T_o - T_a], \quad (7)$$

где σ – постоянная Стефана-Больцмана ($\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{ K}^4$);

T_a – температура воздуха, T_o – температура подстилающей поверхности; c_f – общая облачность; ε_o – корректирующий множитель, учитывающий отклонение поведения поверхности океана от характеристик черного тела [11, 13].

Поток коротковолновой радиации при отсутствии облачности согласно формуле Зиллмана [14] можно представить в виде:

$$Q_0 = \frac{S_E \cdot \cos^2 h}{(\cosh + 2,7)e \times 10^{-3} + 1,085 \cdot \cosh + 0,1}, \quad (8)$$

где $\cosh = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos H_a$.

Солнечное склонение можно выразить формулой:

$$\delta = 23.44^\circ \times \cos \left[(172 - d_{OY}) \times \frac{\pi}{180} \right], \quad (9)$$

где d_{OY} – порядковый номер дня в году.

Часовой угол H_a определяется соотношением

$$H_a = \left(12 - h_{OD} - \frac{\lambda}{15}\right) \times \frac{\pi}{12}, \quad (10)$$

где h_{OD} – порядковый номер часа в сутках; $S_E = 1353 \frac{W}{m^2}$ – солнечная постоянная; φ – географическая широта; λ – географическая долгота. Для учета облачности и отражения от поверхности используется следующая корректирующая формула:

$$Q_{sw} = Q_0 \cdot (1 - 0,6c_f^3)(1 - \alpha), \quad (11)$$

где c_f – облачность и α – альbedo поверхности.

Поток тепла через нижнюю границу ВКС определяется известным соотношением:

$$F_{hh} = c_w \rho_w k_w \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (12)$$

где $k_w = 10^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ – коэффициент вертикального турбулентного обмена.

Аналогично задается поток солей через нижнюю границу ВКС:

$$F_{sh} = \rho_w k_w \frac{\partial S}{\partial z}. \quad (13)$$

Поток солей через границу вода-воздух определяется толщиной слоя испарившейся воды и толщиной слоя выпавших осадков [3]:

$$M_{sa} = \frac{S}{h_c} \frac{\partial (h_{ev} - h_{pr})}{\partial t}, \quad (14)$$

где h_{ev} – толщина слоя испарившейся воды; h_{pr} – толщина слоя выпавших осадков.

Отметим, что в данной версии модели осадки не учитываются из-за трудности оперативного прогнозирования этого параметра в количественном выражении.

При наличии льда температура подледного слоя воды равна температуре замерзания и зависит только от солёности. Солёность, в свою очередь, меняется довольно заметно, т. к. увеличение толщины льда связано с выпадением солей.

Таким образом, снижение температуры воды (при отсутствии льда) и рост солёности (либо за счёт испарения при отсутствии льда, либо за счёт выпадения солей при ледообразовании) приводят к развитию конвективного перемешивания. Образовавшийся «дефицит» тепла и избыток солей равномерно распределяются в пределах ВКС.

Глубина ВКС рассчитывается численно методом итераций. Итерации выполняются до тех пор, пока не будет найдено новое устойчивое состояние водной толщи. Плотность воды рассчитывается с помощью эмпирического уравнения состояния [3], связывающего плотность с температурой и солёностью:

$$\rho_w = 1 + 0,001(0,82S + 0,0689T - 0,0039ST - 0,00918T^2). \quad (15)$$

В принципе возможен случай, когда толщина КВС определяется не конвективным, а ветровым перемешиванием. Это наиболее вероятно на ранних стадиях осеннего охлаждения воды, когда конвекция проникла сравнительно неглубоко.

Используя приведенные уравнения, рассчитывается (прогнозируется) момент достижения температурой воды точки замерзания [3]:

$$\Theta = -0,01\{0,04(0,01S + 1)S + 5,27\}S + 0,3\}. \quad (16)$$

Методика, изложенная выше, основана на хорошо известных в литературе и достаточно проверенных положениях.

Прогноз динамики моря строится на основе нестационарной модели океана. Модель океана включает уравнения движения, записанные в декартовой системе координат, уравнения гидростатики, неразрывности:

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} + \omega \bar{k} \times U_h = -\rho_w^{-1} \nabla_H P + \bar{F}, \quad (17)$$

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho_w g, \quad (18)$$

$$\frac{\partial U_w}{\partial z} = -\text{div}_H U, \quad (19)$$

где ω – параметр Кориолиса; U_h , U_w – горизонтальные и вертикальные компоненты скорости течения; P – давление; \bar{F} – турбулентный (вертикальный и горизонтальный) обмен количеством движения; ∇ – вектор градиента.

Система уравнений (17)–(19) дополняется следующими граничными условиями на поверхности океана $z=\xi$:

- кинематическим условием для вертикальной скорости

$$U_w = -\frac{\partial \xi}{\partial t} - (U_h \nabla) \xi, \quad (20)$$

где ξ – отклонение уровня моря от невозмущенного состояния.

- потоками импульса

$$\bar{\tau}_{aw} = c_{aw} \rho_a \bar{W} |W|, \quad (21)$$

где τ_{aw} – касательные напряжения на поверхности моря; c_{aw} – коэффициент трения на границе вода-атмосфера; ρ_a – плотность воздуха; W – скорость ветра. В случае если море покрыто льдом, в граничном условии (21) вместо скорости ветра учитывается относительная скорость дрейфа.

- динамическим условием для давления

$$P = P_a, \quad (22)$$

где P_a – атмосферное давление.

На нижней границе ВКС $z=h_c$ граничные условия формулируются следующим образом:

- для вертикальной скорости принимается кинематическое условие

$$U_w = U_h \nabla h_c \quad (23)$$

- для горизонтальных компонент скорости

$$\rho_w k_w \frac{\partial U_h}{\partial z} = -\tau_{wb}. \quad (24)$$

На горизонтальных твердых границах для вектора скорости принимается условие прилипания, на жидких участках горизонтальной границы принимается условие линейного изменения свойств.

Как видно, данная модель позволяет рассчитывать баротропную составляющую поля течений, тогда как бароклинная составляющая задается как поле постоянных течений (своего рода постоянная поправка). Баротропная мода воспроизводится по проинтегрированным по вертикали уравнениям движения и неразрывности от поверхности моря до глубины квази-однородного слоя. Такой подход, когда интегральный перенос массы осуществляется только проинтегрированными по вертикали уравнениями движения, гарантирует выполнение закона сохранения массы в бассейне.

В принципе, модель способна учитывать приливные явления. Этот учет основан на задании в каждой ячейке сетки гармонических постоянных главных приливных волн (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1) согласно методике, предложенной в [10, 12]. Однако при проведении настоящих испытаний приливные колебания уровня и приливные течения не учитывались, поскольку:

- при прогнозировании состояния ледяного покрова на периоды, кратные приливному циклу, приливные явления не играют существенной роли;

- при использовании в качестве исходных и контрольных данных ледовых карт, построенных как результат комплексирования нескольких спутниковых снимков, разнесенных по времени на несколько часов, учет приливов вообще теряет смысл.

Термическая эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса нижней поверхности льда:

$$k\rho_l \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_l \frac{\partial T_l}{\partial z} - Q_w \quad , \quad (25)$$

где H – толщина льда; λ_l – теплопроводность льда; Q_w – поток тепла от воды к нижней поверхности льда; T_l – температура льда; k – удельная теплота плавления льда; ρ_l – плотность льда.

При замерзании расчетная формула, т.е. уравнение теплового баланса, разрешенное относительно толщины льда, имеет вид [6]:

$$H = -h_s \frac{\lambda_l}{\lambda_s} - Q_w \frac{\Delta t}{k\rho_l} + \sqrt{\left(h_s \frac{\lambda_l}{\lambda_s} + Q_w \frac{\Delta t}{k\rho_l}\right)^2 + H_0^2 + 2 \frac{\lambda_k(T_a - T_s)}{k\rho_l} \Delta t - 2h_s \frac{\lambda_l}{\lambda_s} \left(Q_w \frac{\Delta t}{k\rho_l} - H_0\right)}, \quad (26)$$

где H_0 – начальная толщина льда; h_s – толщина снега; λ_s – теплопроводность снега; T_a , T_s – температура воздуха и снежно-ледяной поверхности соответственно.

Вертикальный профиль температуры льда в период ледообразования традиционно считается линейным, что справедливо для молодых и однолетних льдов, характерных для Охотского моря. Толщина снега традиционно определяется по толщине льда с помощью эмпирических соотношений. Соленость льда и выпадение солей при ледообразовании определяется с помощью формул, приведенных в [7]:

$$\Delta S = S_l \frac{\Delta H}{h_c + \Delta H}, \quad (27)$$

где S_l – соленость льда; ΔH – увеличение толщины льда за промежуток времени, равный шагу модели.

Соленость льда определяется по формуле [7]:

$$S_l = S_w \frac{7 \sqrt{\frac{dH}{dt}} K_l}{7 \sqrt{\frac{dH}{dt}} + 10,3}, \quad (28)$$

где S_w – соленость воды на поверхности; dH/dt – скорость нарастания толщины льда, выраженная в мм/ч; K_l – эмпирический коэффициент, учитывающий стекание рассола.

В настоящей работе принято, что основным механизмом, генерирующим поток тепла от воды к нижней поверхности льда, является конвекция подо льдом, связанная с выпадением соли при ледообразовании. Кроме того, учитывается также турбулентный поток тепла через нижнюю границу ВКС. Тогда выражение,

описывающее поток тепла к нижней поверхности льда, принимает вид:

$$Q_w = F_{hh} + c_w \rho_w \partial T \frac{\partial h_c}{\partial t}, \quad (29)$$

где ∂T – изменение температуры ВКС, обусловленное конвекцией.

Температура верхней поверхности снега оценивается по уравнению теплового баланса. Эта задача подробно рассмотрена в работе [1], и расчетная формула имеет вид:

$$T_s = (H / \lambda_l + h_s / \lambda_s) F_a + \Theta, \quad (30)$$

где Θ – температура замерзания воды; F_a – поток тепла на границе снег-воздух.

В период таяния ледяного покрова толщина льда рассчитывается также на основе уравнения теплового баланса. При этом учитывается наличие снега на льду, а также изменение альбедо снежно-ледяного покрова в процессе таяния. При необходимости можно рассчитать не просто снижение толщины льда, но также изменение локальной пространственной неоднородности толщины за счет влияния снежниц.

Динамика ледяного покрова прогнозируется на основе уравнения баланса количества движения в нестационарной постановке.

$$M_l \frac{\partial \vec{W}}{\partial t} = \vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{F}_c + \vec{F}_g + \vec{F}_p \quad (31)$$

где W – скорость дрейфа льда; M_l – масса льда в столбике единичной площади; τ_a , τ_w – касательные напряжения на верхней и нижней поверхностях льда; F_c – сила Кориолиса; F_g – сила, обусловленная наклоном уровня; F_p – сила внутреннего взаимодействия в ледяном покрове.

Слагаемые в правой части уравнения (31) имеют следующий вид.

Тангенциальное напряжение на верхней поверхности льда определяется через составляющие приземного ветра [2]:

$$\tau_{ax} = c_a \rho_a V_x |V_x|; \quad \tau_{ay} = c_a \rho_a V_y |V_y|, \quad (32)$$

где c_a – коэффициент трения на границе лед-воздух, меняющийся от $1,5 \cdot 10^{-3}$ до $5 \cdot 10^{-3}$ в зависимости от торосистости; ρ_a – плотность воздуха; V_x, V_y – составляющие скорости ветра.

Тангенциальное напряжение на нижней границе ледяного покрова определяется относительной скоростью дрейфа льда [2]:

$$\begin{aligned}\tau_{wx} &= c_w \rho_w (U_x - W_x) |U_x - W_x|; \\ \tau_{wy} &= c_w \rho_w (U_y - W_y) |U_y - W_y|,\end{aligned}\quad (33)$$

где c_w – коэффициент трения на границе лед-вода, меняющийся от $5 \cdot 10^{-2}$ до $25 \cdot 10^{-2}$ также в зависимости от торосистости; U_x, U_y – компоненты скорости подледного течения.

Сила Кориолиса и проекция силы тяжести на поверхность моря задаются традиционно.

Форма записи слагаемого, описывающего внутренне взаимодействие в ледяном покрове, определяется принятой реологической моделью. В данной модели считается, что ледяной покров проявляет свойства, характерные для вязко-пластических сред.

Вязкое взаимодействие в ледяном покрове подробно рассмотрено в [1].

Согласно этой работе, сила внутреннего взаимодействия пропорциональна дивергенции внутренних напряжений. Внутренние напряжения $\sigma_{\xi\xi}, \sigma_{\chi\chi}$, соответствующие главным осям тензора скоростей деформаций, рассчитываются по формуле:

$$\sigma_{\xi\xi} = K \dot{\varepsilon}_{\xi\xi}, \quad \sigma_{\chi\chi} = K \dot{\varepsilon}_{\chi\chi}. \quad (34)$$

Параметр K определяется следующим образом:

1) $K = K_0 H (3C - 2)$ при выполнении каждого из всех следующих условий:

$$C \geq 0,67; \quad \operatorname{div} \vec{W} \leq 0; \quad \dot{\varepsilon}_{\xi\xi} < 0; \quad \dot{\varepsilon}_{\chi\chi} < 0; \quad (35)$$

2) $K = 0$ при невыполнении хотя бы одного из условий (35).

Здесь $K_0 = 10^{10}$ кгс⁻¹м⁻²; $\dot{\varepsilon}_{\xi\xi}, \dot{\varepsilon}_{\chi\chi}$ – инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям ξ, χ эллипса деформаций; C – сплоченность льда, W – скорость дрейфа.

Отличительной особенностью деформирования пластических сред является наличие порогового механизма, т. е. среда деформируется при достаточно больших внешних нагрузках.

Если напряжения, возникающие в ледяном покрове под влиянием пространственной неоднородности дрейфа, превышают некоторый предел, то это может привести к торошению. В данном случае этот предел оценивается как устойчивость ледяной пластины, лежащей на упругом основании, по отношению к продольному изгибу [8]:

$$F_{\text{lim}} = \sqrt{\frac{\rho_w g E H}{12(1 - \mu^2)}}, \quad (36)$$

где g – ускорение силы тяжести; E – модуль Юнга; μ – коэффициент Пуассона.

В том случае, если в данной ячейке происходит торошение, это означает накопление «лишнего» объема льда, т. е. свыше 10 баллов (это своего рода аналог пластического течения). Если напряжение недостаточно, то чтобы накопления лишнего объема не происходило, применяется специальный искусственный прием, заключающийся в итеративной коррекции поля дрейфа в соответствии с условием:

$$\text{div}W = 0. \quad (37)$$

Описанный принцип по существу имитирует пластическое поведение ледяного покрова.

На твердой границе при нажимном дрейфе нормальная к берегу компонента равна нулю, касательная компонента дрейфа трансформируется в зависимости от угла между направлением дрейфа и направлением береговой черты.

На жидкой границе напряжения равны нулю.

На границах расчетной области при дрейфе, направленном внутрь расчетной области, градиенты сплоченности (общей и частной) и скорости равны нулю; при выносном дрейфе градиенты сплоченности и скорости на границе равны соответствующим градиентам в ближайшей внутренней ячейке.

Для испытания и отладки численной схемы модели была принята регулярная сетка с шагом 5,6 км (общая размерность

матрицы 81×212 ячеек, рис. 1). Временной шаг модели составляет: для тепловых процессов в воде и льду – 12 часов, для динамических – 10 минут, что соответствует условию Куранта.

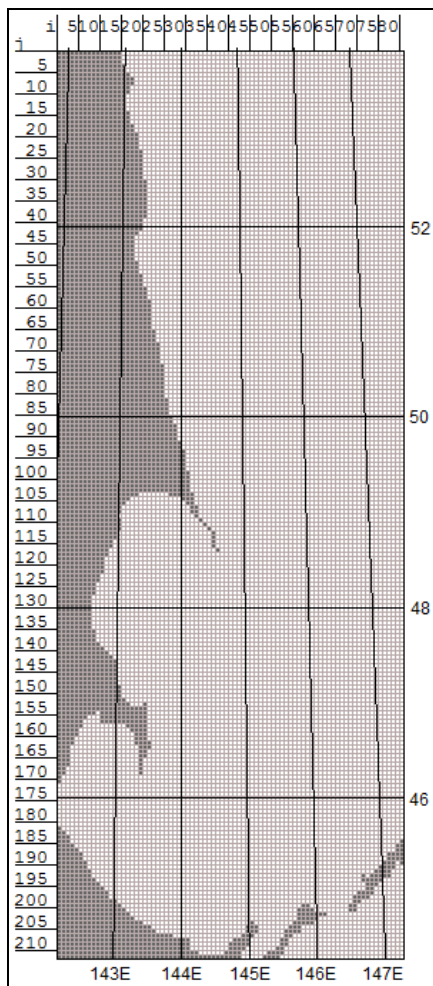


Рис. 1. Расчетная сетка для юго-запада Охотского моря.

Для расчетов течений, температуры и солёности воды использовались явные численные схемы, основанные на направленных конечно-разностных аппроксимациях производных.

Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, торосистостью, разрушенностью и скоростью.

Термическое изменение толщины рассчитывается отдельно для каждого маркера. В случае полного вытаивания какого-либо маркера он исключается из дальнейших расчетов. После расчета изменения толщины маркеров выполняется оценка частной сплоченности по стандартным возрастным градациям и оценка средней толщины льда каждого возраста. Применительно к Охотскому морю используется 5 возрастных градаций: nilas (0–10 см), серый (10–15 см), серо-белый (15–30 см), 1-летний тонкий (30–70 см), 1-летний средний (70–120 см).

Расчет дрейфа льда основан на лагранжевом методе. Для каждого маркера определяется его скорость и перемещение через каждые 10 минут. В начальный момент времени маркеры считаются неподвижными.

Силы внутреннего взаимодействия, возникающие при дрейфе, определяются в соответствии с эйлеровским подходом и считаются одинаковыми в пределах ячейки.

Выторашиваемые маркеры исключаются из дальнейшего расчета, а их суммарная толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров данной ячейки как прибавка толщины за счет торосов.

Использование метода маркеров позволяет автоматически выполнять условие сохранения массы и полностью исключить проблемы, связанные с вычислительной вязкостью.

Технологическая реализация модели

Большая часть программного обеспечения технологии написана на алгоритмическом языке FORTRAN, некоторые операции – на встроенном языке ГИС ArcView-3.2 и ArcMap-8.1.

В качестве исходных данных по ледяному покрову используются электронные ледовые карты в векторном формате типа «шейп-файл», совместимые с ГИС ArcView и ArcMap. Преобразование ледовой информации из формата обзорной карты в формат численной модели может выполняться двумя способами.

Основной способ. Ледовая карта представляется в виде векторного шейп-файла, содержащего информацию о границах ледовых зон и о характеристиках льда в каждой зоне. В этом случае специальная программа, работающая в среде ГИС ArcView, сопоставляет координаты границ ледовых зон с координатами ячеек расчетной сетки модели и формирует цифровой файл-матрицу в формате ASCII, содержащий информацию о характеристиках ледяного покрова по каждой ячейке сетки.

Запасной способ. Ледовая карта представлена в виде твердой копии или в растровом графическом формате. В этом случае используется специальный графический редактор, позволяющий в интерактивном режиме воспроизводить на экране монитора ледовую карту (т. е. границы однородных ледовых зон) и вводить характеристики ледяного покрова по каждой зоне. Затем программа также сопоставляет координаты границ ледовых зон с координатами ячеек расчетной сетки модели и формирует цифровой файл-матрицу в формате ASCII, содержащий информацию о характеристиках ледяного покрова по каждой ячейке сетки.

Первый (основной) способ позволяет существенно повысить точность и экономить затраты времени и труда. Однако, как показал опыт, второй (запасной) способ по тем или иным причинам также нередко бывает востребован.

На рис. 2 показан пример ледовой карты в векторном формате «шейп-файл», визуализированной с помощью ГИС ArcMap (до преобразования), и соответствующий файл-матрица в формате ASCII, визуализированной с помощью специальной программы на языке FORTRAN (после преобразования).

Подготовка гидрологических данных заключается в коррекции среднего климатического поля температуры воды в соответствии с фактическим распределением ледяного покрова.

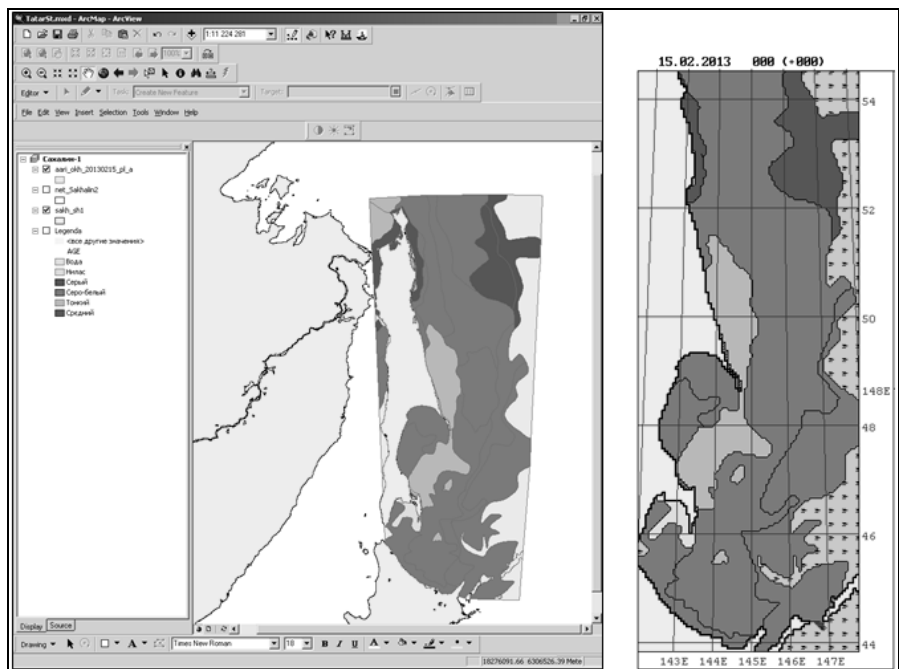


Рис. 2. Ледовая карта в векторном формате «шейп-файл» (слева) и в формате ASCII (справа).

В качестве нулевого приближения исходных данных по термохалинной структуре моря используются средние сезонные (месячные) поля температуры и солёности воды на стандартных горизонтах [9]. Для получения соответствия между полем температуры воды и фактическим распределением ледяного покрова на момент составления прогноза применяется специально разработанная автоматическая процедура коррекции. Её суть заключается в следующем:

- в зонах чистой воды температура рассчитывается с помощью эмпирической зависимости, аргументом которой является расстояние до кромки льда;

- в зонах, покрытых льдом сплочённостью менее 5 баллов, температура рассчитывается с помощью эмпирической зависимости, аргументом которой является сплочённость льда;

- в зонах, покрытых льдом сплочённостью 5 баллов и больше, температура равна точке замерзания.

В результате действия этой процедуры пересчитываются значения температуры воды в пределах верхнего квази-однородного слоя (солёность не корректируется по причине значительной инерционности этого параметра). Результирующие поля температуры и солёности записываются в матричный файл в формате ASCII.

В качестве данных метеорологического форсинга используются данные глобальной атмосферной модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП). Подготовка метеорологических данных заключается в преобразовании прогностических полей приземной температуры и атмосферного давления с пространственным шагом $2,5^\circ$ из формата глобальной модели атмосферы в формат прогностической численной модели ледяного покрова.

Результаты расчетов записываются в виде набора цифровых файлов в формате ASCII. Файлы имеют стандартное имя «ICEFRC_[ууууммддhh].[aaa]», где уууу, мм, dd, hh – год, месяц, дата и час составления исходной ледовой карты, aaa – заблаговременность прогноза (в часах). Заблаговременность меняется от значения «000» (исходная ситуация) до значения 24N,

где N – длительность расчетного периода (в сутках). Дискретность записи результатов определяется перед выполнением расчета и может составлять 1, 3, 6 и 12 часов.

Программное обеспечение технологии предоставляет возможность осуществлять визуализацию результатов непосредственно на рабочем месте в виде карт-схем. Все программы, выполняющие визуализацию, написаны на языке FORTRAN. С помощью стандартных средств WINDOWS карты-схемы можно копировать в буфер и сохранять в форме отдельных растровых графических файлов.

На рис. 3 представлены примеры прогностических карт-схем.

Кроме того, результаты прогноза могут быть преобразованы в векторный файл в формате ГИС ArcView (шейп-файл).

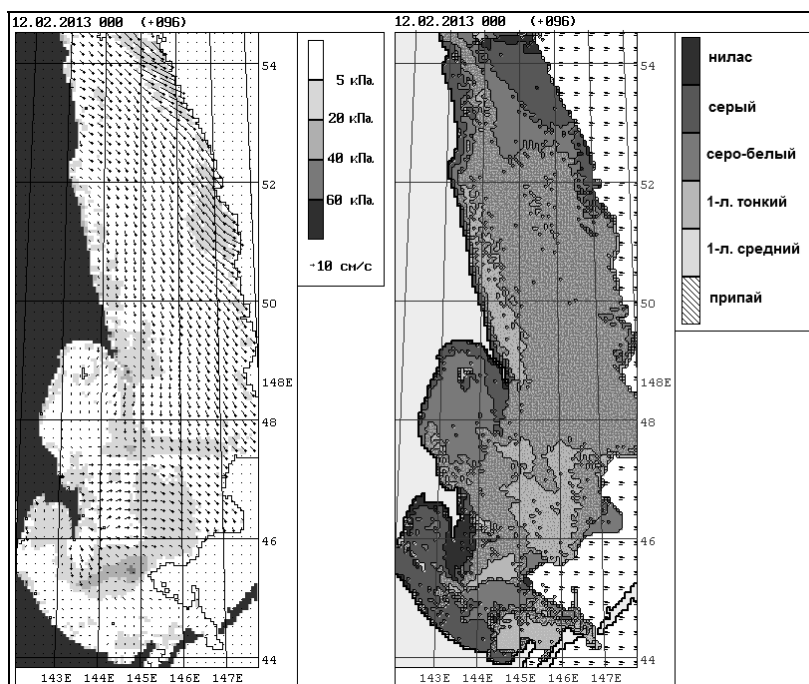


Рис. 3. Пример прогноза дрейфа и сжатия льда (слева) и общего распределения ледяного покрова (справа) на 12 февраля 2013 г.

Также прогностические результаты могут представляться в табличном виде. Таблица включает любые выбранные характеристики океана, ледяного покрова и атмосферы по любым выбранным ячейкам сетки.

Оценка достоверности прогнозов

Оценка достоверности прогнозов выполнялась по сплоченности льда (общей и частной), т. к. это единственный параметр ледяного покрова, который четко и однозначно указывается на ледовых картах.

Для оценки качества расчетов сплоченности льда использовались две характеристики, рекомендуемые руководящим документом [5]: оправдываемость и эффективность.

Для получения оценки оправдываемости и эффективности прежде всего необходимо определить, оправдался или не оправдался прогноз в каждой ячейке сетки. Для этого используется простой принцип: попали или не попали сравниваемые значения сплоченности льда в данной ячейке в одну и ту же стандартную градацию [4]. Если попали, значение оправдываемости в данной ячейке приравнивается единице, в противном случае – нулю.

Далее по значениям оправдываемости в отдельных ячейках получают оценки оправдываемости P и эффективности E прогноза в целом по расчетной области.

Под оправдываемостью прогноза понимается величина:

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n p_i \cdot 100 \%, \quad (38)$$

где p_i – оправдываемость прогноза в i -ой ячейке (равная либо единице, либо нулю); n – количество ячеек сетки, в которых производится сопоставление.

Под эффективностью прогноза, заблаговременность которого не превышает 15 суток, понимается величина:

$$E = P - P_{inert}, \quad (39)$$

где P_{inert} – оправдываемость так называемого инерционного прогноза.

Инерционный прогноз – это прогноз, основанный на допущении, что к концу прогностического срока значение прогнозируемой характеристики будет таким же, как в начале, т. е. в момент составления прогноза. Оправдываемость инерционного прогноза получается путем сравнения фактических начальных и фактических конечных значений исследуемого элемента, причем используются те же формальные процедуры, что и при оценке оправдываемости модельного прогноза. Иными словами, эффективность прогноза (расчета) показывает, какое из двух предположений заслуживает большего доверия: «завтра будет то, что обещает прогностическая модель» или «завтра будет то же, что и сегодня».

Таким образом, для оценки прогностического метода применяются две характеристики: оправдываемость и эффективность. Чтобы метод был признан удовлетворительным, необходимо, чтобы оправдываемость была достаточно высока (формально минимальные значения не установлены, но традиционно принимается величина 70–75 %), а эффективность должна быть положительной. Если хотя бы одно из этих условий не выполняется, то данный прогноз считается неудачным.

Понятно, что при оценках ошибок прогнозов учитывается только та часть расчетной области, по которой имеется как исходная, так и конечная фактическая (контрольная) информация. Когда значительные части расчетной области не освещены натурными данными, и зоны начальных и контрольных данных не пересекаются, оценить прогноз невозможно.

Опытная эксплуатация модели и ее результаты

Опытная эксплуатация представляла собой составление регулярных прогнозов в оперативном режиме в течение примерно 2 месяцев. Первый прогноз был составлен 29 января 2013 г., последний – 22 марта 2013 г.

Прогнозы составлялись 2 раза в неделю (по вторникам и пятницам) и имели заблаговременность 3 или 4 суток. В общей сложности было составлено 16 прогнозов, из них 8 – заблаговременностью 3 суток и 8 – заблаговременностью 4 суток.

В качестве исходной и контрольной информации использовались ледовые карты, составленные специалистами ФГБУ «ААНИИ» по спутниковым снимкам NOAA и MODIS-TERRA в видимом диапазоне среднего разрешения.

В качестве данных метеорологического форсинга использовались данные глобальной модели ЕЦСПП.

Прогнозы оценивались как по общей сплоченности, так и по частным сплоченностям отдельных возрастных градаций.

В таблице представлены значения достоверности прогнозов.

Из таблицы видно, что в среднем оправдываемость прогнозов общей сплоченности составила более 87 % при эффективности +4,4 %. Такой результат представляется вполне удовлетворительным, т. к. в течение всей прогностической серии на акватории расчетной области присутствовала кромка льда, и, соответственно, изменчивость общей сплоченности была довольно заметной.

Оправдываемость прогнозов частной сплоченности молодого льда составила в среднем около 81 % при эффективности +1,6 %. Хотя оправдываемость оказалась не слишком высокой, однако положительная эффективность дает основание признать этот результат удовлетворительным, особенно учитывая факт постоянного присутствия в пределах расчетной области кромки льда.

Оправдываемость прогнозов частной сплоченности 1-летнего тонкого льда составила почти 86 % при эффективности более 4 %. Такой результат представляется вполне удовлетворительным.

Оправдываемость прогнозов частной сплоченности 1-летнего льда средней толщины составила почти 93 % при эффективности 3,6 %. Такой результат также можно признать вполне удовлетворительным. Необходимо обратить внимание, что с середины февраля 1-летние средние льды вообще отсутствовали в этом районе, из-за чего оправдываемость прогнозов была равна 100 % при нулевой эффективности. При осреднении это привело к завышению оправдываемости и занижению эффективности. Если оценивать достоверность прогнозов 1-летних средних льдов начиная с момента их появления, то оправдываемость составит 88,2 % при эффективности 5,7%, что также вполне удовлетворительно.

Таблица

Результаты оценки качества (оправдываемость и эффективность) прогнозов общей и частной сплоченности льда (январь-март 2013 г.) в Охотском море на основе численной динамико-термодинамической модели «лед-океан» заблаговременностью 3–4 суток

Дата составления	Дата проверки	Общая		Молодой		Тонкий		Средний	
		Опр.	Эфф.	Опр.	Эфф.	Опр.	Эфф.	Опр.	Эфф.
29.01.2013	01.02.2013	89,4	1,4	86,7	3,5	89,6	1,8	100,0	0,0
01.02.2013	05.02.2013	85,8	13,6	76,3	8,7	82,1	4,0	100,0	0,0
05.02.2013	08.02.2013	90,1	2,8	77,8	5,9	81,9	5,9	100,0	0,0
08.02.2013	12.02.2013	84,4	1,9	78,8	7,0	80,5	4,6	100,0	0,0
12.02.2013	15.02.2013	86,1	7,2	85,2	4,6	88,9	4,8	100,0	0,0
15.02.2013	19.02.2013	83,4	4,9	78,9	-0,8	83,0	-0,6	100,0	0,0
19.02.2013	22.02.2013	89,3	9,4	81,8	2,7	84,4	8,0	99,8	0,1
22.02.2013	26.02.2013	92,2	6,7	83,3	7,3	81,9	9,8	78,7	10,7
26.02.2013	01.03.2013	92,6	4,8	84,9	-1,6	87,7	-1,7	93,9	3,0
01.03.2013	05.03.2013	80,4	2,8	73,5	-1,0	86,2	6,2	88,1	2,6
05.03.2013	08.03.2013	82,5	1,4	78,1	0,7	86,6	-1,2	90,8	-0,4
08.03.2013	12.03.2013	89,3	2,1	82,1	-0,5	86,3	3,8	85,6	5,5
12.03.2013	15.03.2013	90,3	3,0	84,2	2,1	91,8	-1,1	89,1	6,6
15.03.2013	19.03.2013	92,2	6,4	82,1	-4,7	90,5	3,8	86,6	10,2
19.03.2013	22.03.2013	87,5	-0,1	84,5	-4,1	92,8	4,2	83,9	12,1
22.03.2013	26.03.2013	80,4	2,5	75,9	-3,5	79,2	12,5	85,6	7,0
В среднем		87,2	4,4	80,9	1,6	85,8	4,1	92,6	3,6

Увеличение заблаговременности прогнозов приводит к снижению оправдываемости и росту эффективности. Средняя оправдываемость прогнозов общей сплоченности заблаговременностью 3 суток оказалась выше, чем 4-суточных, на 2,5 %, а эффективность – ниже на 1,4 %. То же относится к прогнозам частной сплоченности: оправдываемость 3-суточных прогнозов в среднем на 4,1 % выше, чем 4-суточных, эффективность – ниже на 1,6 %.

На рис. 4 представлена гистограмма распределения ошибок прогнозов общей и частной сплоченности льда. Большинство ошибок прогнозов (около 80 %) группируется в пределах ± 1 балл. Гистограмма ошибок не имеет явной асимметрии, т. е. систематическая ошибка отсутствует. Повторяемость грубых ошибок (более 7–9 баллов по абсолютному значению) по общей сплоченности ничтожна, а по частным – несколько более заметна. Это и привело к несколько меньшей оправдываемости прогнозов частной сплоченности.

На рис. 5 и 6 представлены примеры удачного и неудачного прогноза.

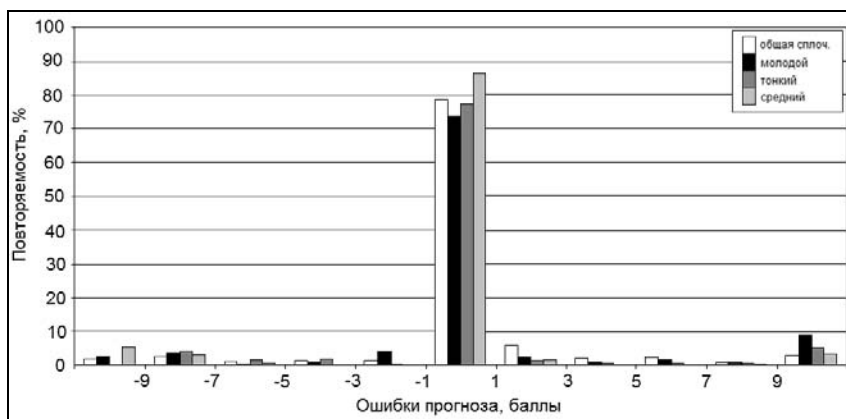


Рис. 4. Гистограмма распределения ошибок прогнозов общей и частной сплоченности льда.

Заключение

По результатам проведенных испытаний Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам Росгидромета (ЦМКП) от 5 ноября 2013 г. приняла решение внедрить метод прогноза распределения ледяного покрова Охотского моря на основе численной динамикотермодинамической модели «лед-океан» заблаговременностью до 5 суток (ФГБУ «ААНИИ», С.В. Клячкин, З.М. Гудкович, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май) в оперативную практику ААНИИ.

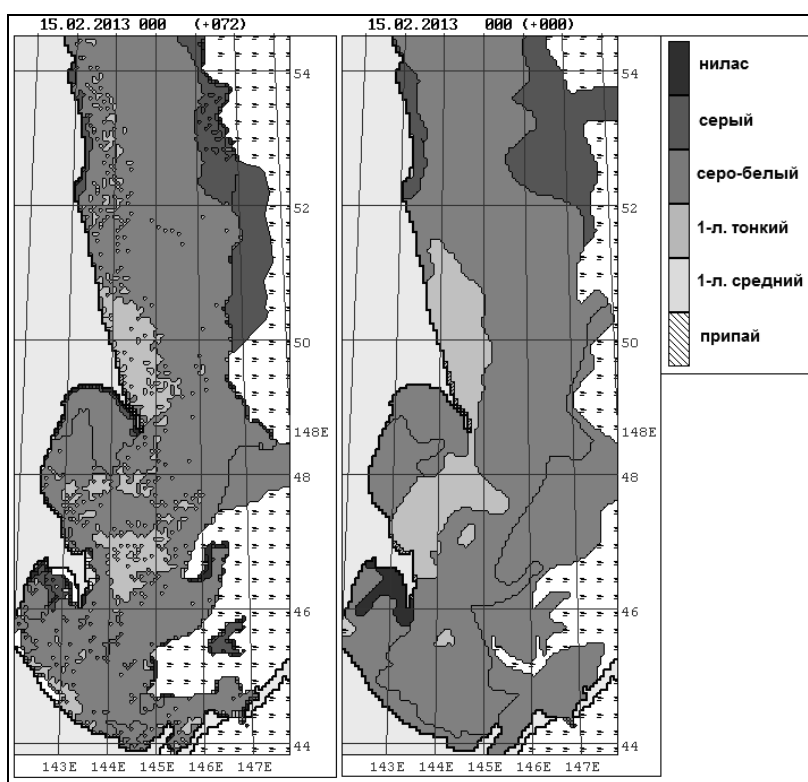


Рис. 5. Прогностическая (слева) и фактическая (справа) карты распределения ледяного покрова на 15 февраля 2013 года (пример удачного прогноза).

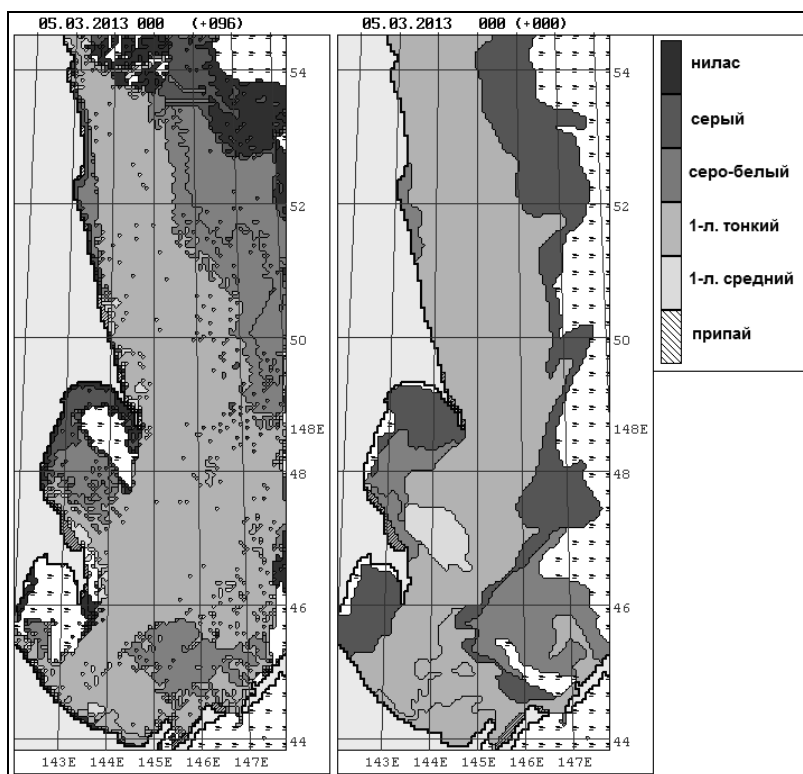


Рис. 6. Прогностическая (слева) и фактическая (справа) карты распределения ледяного покрова на 05 марта 2013 года (пример неудачного прогноза).

Список использованных источников

1. *Аппель И.Л., Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. – Л.: Гидрометеоздат, 1992. – 143 с.
2. *Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. – СПб: Гидрометеоздат, 2001. – 112 с.
3. *Доронин Ю.П.* Взаимодействие океана и атмосферы. – Л.: Гидрометеоздат, 1981. – 288 с.

4. Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов. – Л.: Гидрометеоздат, 1984. – 56 с.
5. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. – М.: ТРИАДА ЛТД, 2011. – 102 с.
6. Николаева А.Я., Шестериков Н.П. Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Труды ААНИИ. – 1970. – Т. 292. – С. 143–217.
7. Фролов И.Е. Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 372. – С. 73–81.
8. Хейсин Д.Е., Ивченко В.О. Распространение ледовых сжатий в сплошных льдах // Океанология. – 1975. – Т. 15, № 5. – С. 803–812.
9. Conkright, M.E., Locarnini R.A., Garcia H.E., O'Brien T.D., Boyer T.P., Stephens C., Antonov J.I. World Ocean Atlas 2001: Objective Analyses, Data Statistics and Figures, CD-ROM Documentation. National Oceanographic Data Center, 2002. – Silver Spring, MD. – 17 p.
10. Foreman M.G.G. Manual for tidal heights analysis and prediction // Pacific Marine Science Report 77-10. – 1996. – 58 p.
11. Gill A.E. Atmosphere-Ocean dynamics. – Academic Press, 1982. – 662 p.
12. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. – 2004. – V. 31, N 2. – LO 230310. 1029/2003 GL 019003.
13. Rosati A., Miyakoda K. A general-circulation model for upper-ocean simulation // J. Phys. Oceanogr. – 1988. – Vol. 18. – P. 1601–1626.
14. Zillman J.W. A study of some aspects of the radiation and heat budgets of the Southern Hemisphere oceans // Bureau of Meteorology. Rep. 26. – 1972.

Поступила в редакцию 15.01.2015 г.