

УДК 551.326

МОНИТОРИНГ И ПРОГНОЗ СОСТОЯНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА СЕВЕРНОЙ ЗОНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

© 2008 г. А. Н. Четырбоцкий

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН

Поступила в редакцию 11.04.2006 г.

Рассмотрены вопросы мониторинга состояний ледяного покрова Японского моря в стратегически важной его северной части (51.5° – 52.5° с.ш.). На основании математической модели эволюции морского ледяного покрова выполнена оценка распределения толщин льда и состояния ледяного покрова при изменении температуры воздуха.

Введение. Состояние ледяного покрова Японского моря в пределах 51.5° – 52.5° с.ш. определяет здесь деятельность транспортных, коммуникационных и промысловых организаций. Исследования морского ледяного покрова указанной зоны ориентированы на изучение временной изменчивости только ее ледовитости с декадным временным шагом [11, 1, 7, 20, 5]. Между тем для эффективной деятельности соответствующих организаций актуальна задача создания такого программного инструментария, посредством которого имелась бы возможность составления оперативного прогноза состояния ледяного покрова с временным шагом не более одних суток на основе мониторинга. Полученные результаты надлежит использовать для построения математической модели эволюции ледяного покрова моря. На основании выборочных распределений характеристик следует выполнить параметрическую идентификацию модели и далее провести ряд вычислительных экспериментов.

Мониторинг состояний ледяного покрова выполняется методами многомерного шкалирования [9, 3]. Расчеты распределений толщин и построение прогнозов проводятся на основании математических моделей эволюции морского ледяного покрова [15–19]. В этой модели учитывается воздействие на него атмосферных процессов, обусловленное ветром и различного рода напряжениями во льду, его механическое дробление, агрегация льдин и их дрейф, формирование торосов. В прибрежных районах учитываются также трансформации льда открытых участков в припаи и обратную трансформацию на стадии его таяния.

Соответствующие компьютерные средства входят в состав программного обеспечения геоинформационной системы (ГИС) “Ледяной покров Японского моря” [17]. Фактографические базы данных этой ГИС составляют выборки многолетних наблюдений, которые характеризуют среднедекадные распределения параметров ледя-

ного покрова за период 1961–1989 гг. (материалы проф. В.В. Плотникова) и внешнее воздействие слоя воздуха на МЛП за период 1960–2001 гг. (материалы проф. В.П. Тунеголовец). Здесь внешнее воздействие определяется распределениями температуры и скоростей ветра на стандартных в подобных исследованиях горизонтах приледного воздуха.

Мониторинг состояний ледяного покрова. Понятие “мониторинг” включает в себя понятие “система наблюдений”, выполнение оценки и прогноза изменений состояния рассматриваемого объекта [6]. В нашем случае объект изучения – ледяной покров зоны 51.5° – 52.5° с.ш. акватории Японского моря. Параметрами состояния таких объектов обычно являются сплоченность S достаточно однородного по своим физико-химическим характеристикам района акватории моря, средняя толщина льда h в этом районе и максимальная протяженность F отдельных льдин. Гистограмма распределения среднедекадных наблюдений за период 1961–1989 г. показывает, что продолжительность эволюционного цикла морского ледяного покрова в рассматриваемой зоне акватории Японского моря составляет 22 декады [15]. Поскольку между S и $\ln F$ отмечается статистически значимая корреляция (коэффициент корреляции между ними равен 0.946 [19]), то здесь только сплоченность S и толщина h являются параметрами состояния льда.

При их выявлении мы исходили из следующих положений. Ледяной покров отдельных районов моря представляет собой динамическую систему, которая определяется выборочными распределениями площади покрова A и толщины h (распределения F не учитываются, поскольку имеет место отмеченная выше зависимость). Представление этой системы задается двумя наборами наблюдений. Первый характеризует ее среднедекадные состояния. Здесь он представлен 22 составными наблюдениями (продолжительность

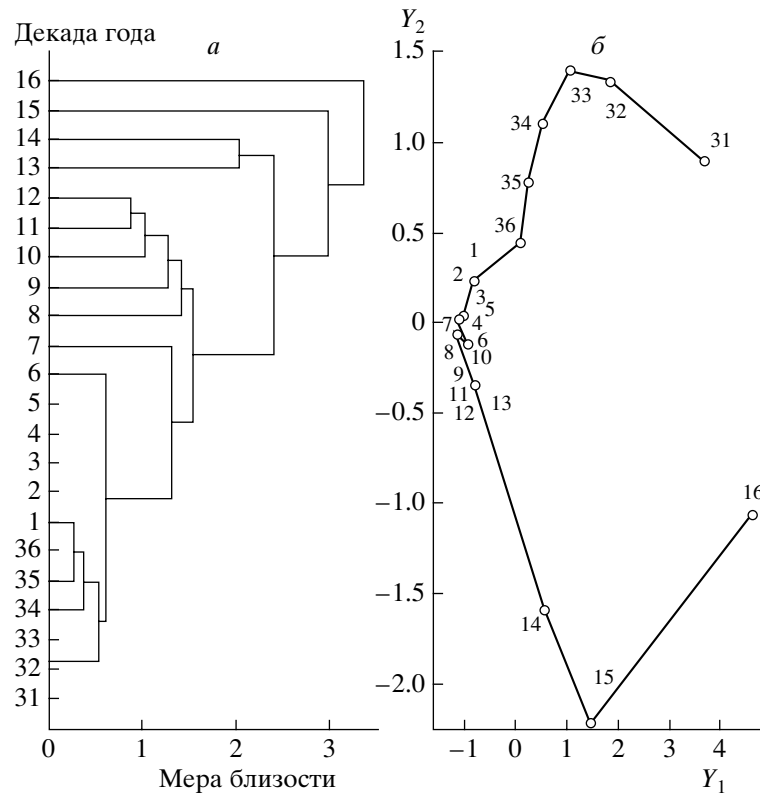


Рис. 1. Результаты мониторинга декадных состояний ледового покрова в зоне 51.5°–52.5° с.ш. акватории Японского моря: *а* – результаты иерархической классификации; *б* – решение задачи многомерного шкалирования, где цифры указывают соответствующую декаду года (для наглядности состояния последовательных декад соединены отрезками).

цикла эволюции ледяного покрова моря) по 58 элементов в каждом. Каждое из них соответствует многолетнему распределению площади льда отдельной декады за 29-летний период наблюдений и многолетнему распределению средней толщины для этой декады. Второй набор характеризует цикл эволюции покрова отдельных лет. Он представлен 29 составными наблюдениями по 44 элемента в каждом (22 элемента для *A* и 22 элемента для *h*). В этом случае каждое наблюдение соответствует среднедекадному распределению площадей льда отдельного года и среднедекадному распределению толщин покрова этого года.

Мониторинг состояний в обоих случаях выполняется методами многомерного шкалирования [9, 3]. Сущность этих методов состоит в следующем [13, 14]. Отдельные наблюдения исследуемой выборки соответствуют точкам (объектам) многомерного пространства исходных признаков. На основании выбранной меры близости между отдельными парами точек рассчитывается матрица близости между ними. Далее в пространстве существенно меньшей размерности выполняется поиск такого расположения образов точек, матрица близости между которыми как можно меньше отличалась от матрицы близости между точками в исходном пространстве. Для определения

координат образов точек решается задача минимизации определенной меры несогласованности указанных матриц. Здесь пространством образов наблюдений является плоскость $Y_1 Y_2$.

На рис. 1 представлены результаты мониторинга декадных состояний льда (результат иерархической классификации) и решение соответствующей задачи многомерного шкалирования. В обоих случаях в качестве меры близости выступает евклидова метрика.

Качественную интерпретацию осей Y_1 и Y_2 в терминах исходных показателей удобно выполнить на основании корреляций между наборами их значений и наборами исходных признаков [13]. В настоящем случае ось Y_1 в большей степени отвечает значениям признаков (т.е. она представляет некоторую функцию значений признаков), а ось Y_2 – вариациям признаков. Конфигурация ветвей бинарного дерева на рис. 1а указывает на различимость распределений осенних (31–36 декады) и весенних этапов (14–16 декады). Иерархические бинарные деревья характеризуют основную тенденцию распределения выборочных точек в исходном пространстве признаков. В этом смысле нумерация конечных ветвей дерева не позволяет оценить реальное пространственное расположение наблюдений, которые находятся на других

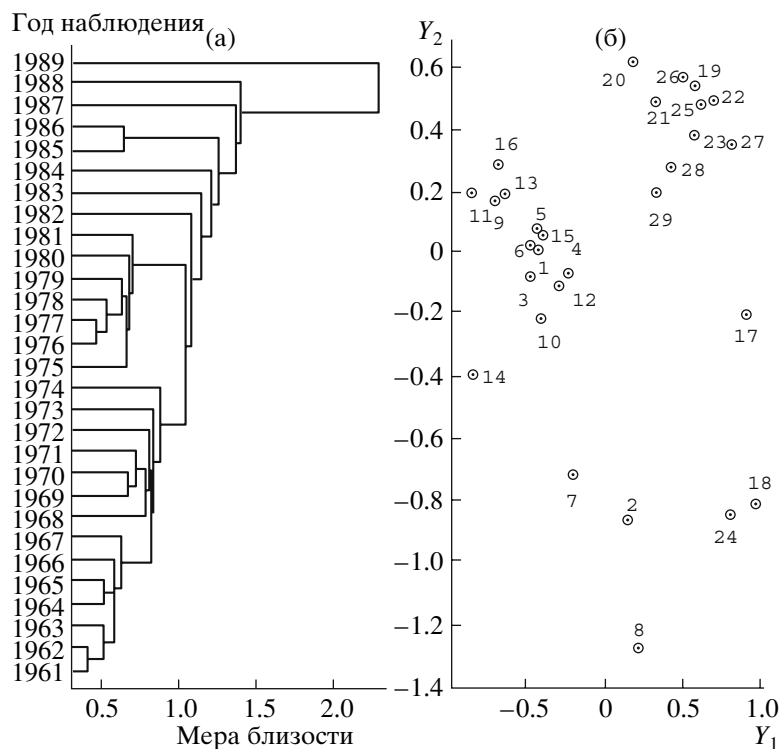


Рис. 2. Результаты мониторинга годовых циклов эволюции ЛП в зоне 51.5° – 52.5° с.ш. акватории Японского моря: *а* – результаты иерархической классификации; *б* – решение задачи многомерного шкалирования, где цифры соответствуют последним двум цифрам года наблюдений.

бинарных ветвях. Характер расположения образов точек на рис. 1б в большей степени отражает распределение объектов указанного типа. Анализ расположения их образов указывает на наличие трех дискретных групп наблюдений. Первую группу составляют наблюдения осеннего этапа формирования покрова (с 31-й по 36-ю декаду), вторую группу – зимнего этапа его зрелого состояния (с 1-й по 13-ю декаду) и третьей группы – весеннего этапа таяния (с 14-й по 16-ю декаду). Поэтому в наблюдениях отражается сезонность следования эволюции ледяного покрова.

Изолированность этапов изменений и последовательность их расположения указывают на то обстоятельство, что эволюция ледяного покрова на этапе его таяния не является обратной изменением на стадии формирования. Между тем имеется ряд моделей, в основе которых используется обратное положение [12, 10, 2]. Указанные факты допускают простую интерпретацию. Отличие состояний на этих этапах обусловлено следующим: при одном и том же объеме у льдин осеннего этапа формирования более высокая площадь и низкая толщина, а у льдин весеннего этапа таяния более низкая площадь (вследствие быстрого таяния тонкого льда) и повышенная толщина. При этом на этапе формирования льды открытой части прибрежных районов трансформируются во

льды припая, а на этапе таяния имеет место обратный процесс. Таким образом, площади отдельных льдин и их толщины однозначным образом характеризуют состояние ледяного покрова Японского моря.

На рис. 2 представлены результаты мониторинга годовых циклов эволюции ледяного покрова в зоне 51.5° – 52.5° с.ш. акватории моря.

Качественная интерпретация осей Y_1 и Y_2 указывает, что ось Y_1 в большей степени отвечает значениям признаков (т.е. она представляет некоторую функцию значений признаков), а ось Y_2 – вариациям признаков. Анализ распределения образов наблюдений указывает на отсутствие статистически значимых межгодовых различий между циклами эволюции ледяного покрова. Поэтому для представления отдельного декадного состояния допустимо усреднение по годам наблюдений.

Распределение толщин ледяного покрова. Компьютерные расчеты распределений толщин покрова выполняются в рамках построения прогноза состояния ледяного покрова при заданных на стандартных горизонтах надледных слоев воздуха средних за период наблюдений распределениях температуры (2-метровый горизонт) и скорости ветра (10-метровый горизонт). Расчеты выполняются на основании следующей модели:

$$\begin{cases} \partial A_h / \partial t + \partial u_i A_h / \partial x_i + \partial \dot{h} A_h / \partial h = \\ = (T^* - T)f(A_h, T^*) + b + \psi(A_h, T^*) \\ \partial A_h^{(F)} / \partial t + \partial \dot{h} A_h^{(F)} / \partial h = \\ = (T_F^* - T)f(A_h^{(F)}, T_F^*) - b + \psi(A_h^{(F)}, T_F^*) \end{cases}, \quad (1)$$

где $\mathbf{x} = (x_1, x_2)$ – прямоугольная система координат на акватории моря; $\mathbf{u} = (u_1, u_2)$ – составляющие скорости дрейфа льда; $\dot{h} \equiv dh/dt$ – обусловленная термическим режимом динамика толщины покрова; T^*, T_F^* – температуры воздуха, при которых начинается первичное формирование покрова в открытых участках моря и первичное формирование припая в ([15] показано, что температуры начального формирования совпадают с температурами начального таяния); T – среднесуточная температура воздуха; $A_h \equiv A(x, h, t)$, $A_h^{(F)} \equiv A_h^{(F)}(x, h, t)$ – площади льда толщины h в открытых участках района моря и припая; $f(A, T)$ – характеризует термическое изменение площади льда; $\Theta(T)$ – функция Хевисайда, равная 1 при положительном аргументе и 0 в ином случае; b – характеризует трансформацию льдов открытого моря в льды припая при осеннем формировании покрова и обратную трансформацию при весеннем таянии; $\psi(A_h, T)$ – характеризует образование торосов. Начальные и граничные условия для (1) имеют вид

$$\begin{aligned} A(\mathbf{x}, t_0, h) = A^{(F)}(\mathbf{x}, t_0, h) = 0 \\ \text{и } \dot{h} A|_{h=h_0, H^*} = \dot{h} A^{(F)}|_{h=h_0, H^*} = 0. \end{aligned} \quad (2)$$

Временной шаг выбирается равным 1 сут. Из наблюдений и анализа порядка членов соответствующих уравнений следует, что для этого временного шага скорость дрейфа ледяного покрова (а не отдельных льдин) имеет квазистационарный характер и определяется простыми соотношениями [10, 2].

Параметризация членов правой части (1) выполняется при следующих допущениях. Изменчивость \dot{h} определяется температурой воздуха и того факта, что на этапе формирования ледяного покрова вмещающая лед морская среда представляет собой ресурс для ее потребителя (льда). При таянии ресурс и его потребитель “меняются” своими местами. Согласно существующим в системе “ресурс–потребитель” положениям модель \dot{h} можно записать в виде

$$\begin{cases} \dot{h}(t, T^*) = (T^* - T)\{[\alpha_h^{(A)}\Theta(T^* - T) + \\ + \alpha_{hh}^{(S)}\Theta(T - T^*)](H^* - h - h_w)h + \alpha_{wh}h_w\} \\ \dot{h}_w(t, T^*) = (T - T^*)(\alpha_{hw}h - \beta_w h_w)\Theta(T - T^*) \end{cases}, \quad (3)$$

где H^* – максимальная площадь льда за многолетний период; $\alpha_h^{(A)}$, $\alpha_h^{(S)}$, α_{wh} , α_{hw} , β_w – неотрицательные коэффициенты пропорциональности; h_w – толщина слоев талой воды. При записи (3) полагается, что формирование талой воды имеет место только на стадии таяния. Поскольку альbedo воды существенно ниже альbedo морского льда (вследствие чего объемы талых вод теплее объемов льда), то объемы талой воды на фоне естественного для весны прогрева воздуха обуславливают дополнительное таяние льда (член $\alpha_{wh}h_w$ в (3)). Полагается также, что $\dot{h}_w \sim h$ и имеет место сток талых вод через толщу льда (член $-\beta_w h_w$).

Здесь и всюду в дальнейшем верхний индекс A (autumn) указывает на их соответствие осеннему этапу формирования покрова, а S (spring) – весеннему этапу таяния. При этом для оценки коэффициентов тестирования адекватности модели наблюдаемым выборочным распределениям применялись разработанные специально для модели (1) и реализованные в ГИС “Ледяной покров Японского моря” процедуры параметрической идентификации.

Для параметризации $f(A, T)$ также используются принятые в системе “ресурс–потребитель” положения. Ресурсом для площадей льда на этапе формирования ледяного покрова является площадь открытой воды $A_w = A^* - \int_0^{H^*} (A_h + A_h^{(F)})dh$, где A^* – площадь района акватории. При таянии ресурс и потребитель “меняются” своими местами. Принимается также положение о том, что увеличение числа льдин при формировании ледяного покрова (их убыль при таянии) есть убывающая функция толщины (для удобства вычислений принимается экспоненциальная зависимость). Поэтому запись $f(A, T)$ имеет вид

$$\begin{aligned} f(A, T^*) = [\alpha_a^{(A)} A + \beta_1^{(A)} \exp(-\beta_2^{(A)} h)] A_w \Theta(T^* - T) + \\ + [\alpha_a^{(S)} A_w + \beta_1^{(S)} \exp(-\beta_2^{(S)} h)] A \Theta(T - T^*), \end{aligned} \quad (4)$$

где $\alpha_a^{(A)}$, $\alpha_a^{(S)}$, $\beta_1^{(A)}$, $\beta_2^{(A)}$, $\beta_1^{(S)}$, $\beta_2^{(S)}$ – коэффициенты пропорциональности.

Параметризация b выполняется на основании следующих положений: при формировании припая интенсивность трансформации льдин открытых участков прибрежных районов во льды припая пропорциональна суммарной площади льда открытых участков района. Полагается также, что эта интенсивность определяется перепадом температур $T^* - T$, скоростью дрейфа льда. При

таянии дополнительно полагается, что интенсивность трансформации льда припая во льды открытых участков есть убывающая функция толщины (чем толще лед припая, тем меньше при таянии происходит его дробление) и скорости прижимного ветра $\mathbf{W} = (\mathbf{W}_1, \mathbf{W}_2)$. Согласно перечисленным положениям b можно записать в виде

$$b = \{-b^{(A)}(T, \mathbf{u})A_h\Theta(T^* - T) + b^{(S)}(T, h, \mathbf{W})A_h^{(F)}A_w\Theta(T - T_F^*)\}$$

$$b^{(A)}(T, u) = [b^{(A,0)} + (T^* - T)b^{(A,T)} + b^{(A,u)}\mathbf{n} \circ \mathbf{u}] \quad (5)$$

$$b^{(S)}(T, h, W) = [b^{(S,0)} + (T - T_F^*)b^{(S,T)} - b^{(S,h)}h - b^{(S,W)}\mathbf{n} \circ \mathbf{W}],$$

где $b^{(A,0)}$, $b^{(A,T)}$, $b^{(A,u)}$, $b^{(S,T)}$, $b^{(S,h)}$, $b^{(S,W)}$ – коэффициенты пропорциональности; $\mathbf{n} = (n_1, n_2)$ – нормаль к береговой линии; знак \circ является знаком скалярного произведения.

Параметризация $\psi(A_h, \tilde{T})$ выполняется на основании того, что при торошении льдов толщины h часть их площадей переходит в площади льда последующих градаций толщины. А в категорию льдов толщины h переходят участки площадей льдов предыдущих градаций толщин. Если пренебречь сжимаемостью льдов при их контактном взаимодействии, то имеет место сохранение объемов льда при его торошении. Тогда $\psi(A_h, \tilde{T})$ можно записать в виде

$$\psi(A_h, \tilde{T}) = -[v_1^{(A)}\Theta(T^* - T) + v_1^{(S)}\Theta(T - T^*)] \times$$

$$\times \left\{ (H^* - h)A_h - \chi \int_0^{h-\Delta h} (H^* - z)A_z w_{ah}(h, z) dz \right\} \quad (6)$$

$$\chi = \int_0^{H^*} (H^* - h)h A_h dh \int_0^{H^*} h \times$$

$$\times \int_0^{h-\Delta h} (H^* - z)A_z w_{ah}(h, z) dz dh,$$

где $v_1^{(A)}$, $v_1^{(S)}$ – коэффициенты пропорциональности; Δh – заданный шаг по h ; $w_{ah}(h, z) \geq 0$ – функция, посредством которой формулируется перераспределение вследствие торошения площадей льда толщины z в льдины толщины h ($z < h \leq H^*$). Для представления $w(h, z)$ полагаем естественной такую схему: при торошении наибольший прирост площади имеет место только для смежной с исходной градацией толщины, а далее приросты площадей убывают в зависимости от $h - z$. Тогда $w(h, z)$ можно представить, например, записью

$$w(h, z) = \text{const} \exp\{-[v_2^{(A)}\Theta(T^* - T) + v_2^{(S)}\Theta(T - T^*)](h - z)\}, \quad (7)$$

где $v_2^{(A)}$, $v_2^{(S)}$ – коэффициенты пропорциональности.

На рис. 3 представлены рассчитанные на основании модели (1) – (7) распределения толщин покрова. Временная ось соответствует текущим суткам года. Для удобства представления площади нормированы на площадь A_S^* открытого района моря. Анализ распределений показывает, что в этом районе доля льдов открытых участков до момента $t^* \approx 120$ сут термического и механического разрушения припая незначительна. Поэтому для аналитического расчета площади льда до этого момента эти площади можно не учитывать. Тогда согласно (1), (2) изменение общей площади льда $A_\Sigma^{(A)}(t)$ в этой зоне на этапе формирования – зрелое состояние покрова определяется выражением

$$A_\Sigma^{(A)}(t) = A^* \left\{ 1 - \frac{\alpha_a^{(A)} A^* + B}{\alpha_a^{(A)} A^* + B \exp[(\alpha_a^{(A)} A^* + B)(T_F^* - \bar{T})t]} \right\},$$

где A^* – площадь акватории зоны, $B = \{1 - \exp[-\beta_2^{(A)}(H^* - h_1)]\}/\beta_2^{(A)}$, h_1 – толщина первичных образований льда, $\bar{T} = t^{-1} \int_0^t T dt$ – текущая средняя температура воздуха в этой зоне. Кривая $A_\Sigma^{(A)}(t)$ при $\dot{T}(t_C)[T_F^* - T(t_C)]^{-2} < \alpha_a^{(A)} A^* + B$ имеет точку перегиба $A_\Sigma^{(A)}(t_C) = \{A^* - B/\alpha_a^{(A)} - \dot{T}(t_C)[T_F^* - T(t_C)]^{-2}/\alpha_a^{(A)}\}/2$. При нарушении неравенства точка перегиба $A_\Sigma^{(A)}(t)$ отсутствует, что соответствует быстрому покрытию площади акватории зоны тонкой пленкой льда. При выполнении неравенства моменту покрытия площади акватории предшествует промежуток формирования небольших начальных льдин, а далее при $t > t_C$ следует быстрое покрытие акватории пленкой льда. Согласно представленным распределениям при весеннем таянии покрова $t > t^*$ отмечается рост площадей льда открытых участков. Указанный рост обусловлен выносом сюда обломков и отдельных фрагментов льдов припая. Данные факты хорошо согласуются с натурными наблюдениями [15, 16].

Представляется, что одной из важных особенностей модели (1) – (7) является возможность ее использования для расчета распределений площадей различной толщины льда в торосах.

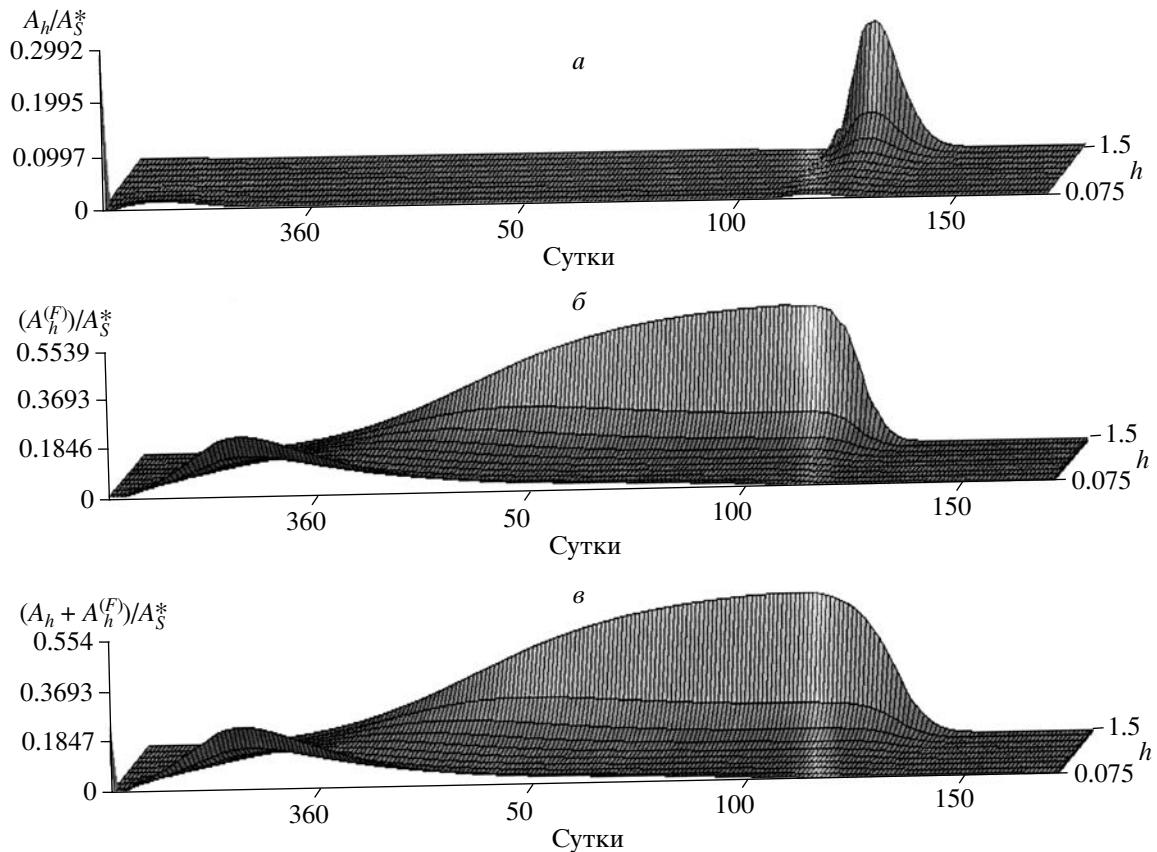


Рис. 3. Распределение толщин ледяного покрова в зоне 51.5°–52.5° с.ш. акватории Японского моря (а – открытой части акватории зоны, б – припая, в – совокупное распределение).

Анализ рис. 4 показывает, что при торошении имеет место существенное сокращение площади тонкого льда. В каждом из представленных здесь случаях тонкий лед – основной “строительный” материал для образований льда последующих градаций толщин. Сопоставление между собой распределений на рис. 4а и б показывает, что скорость торошения припая (изменение площади льда в единицу времени при торошении) выше скорости торошения льда открытого моря. Указанная ситуация обусловлена различием их эволюционных циклов: на этапе формирования – зрелое состояние льда открытых участков моря переходит согласно (1) во льды припая, а на этапе таяния имеет место обратная ситуация.

Параметрическая идентификация и вычислительные эксперименты. Параметрическая идентификация модели (1) – (7) выполнялась на основании усредненных за период наблюдений выборочных распределений толщин льда для всех районов моря, где за период 1961–1989 гг. встречался лед. Для каждого задавались усредненные за период 1960–2001 гг. распределения температуры и скорости ветра в этом районе. Задача идентификации модели состоит в нахождении такого вектора p , который минимизирует меру от-

клонения выборочных и модельных распределений площадей ледяного покрова $\Phi(p)$:

$$\min \Phi(p) \text{ для } p \in P, \quad (8)$$

где $P \subset R^k$ – область допустимых значений параметров. Без ограничения общности полагаем, что область P соответствует вложенному в k -мерное евклидово пространство гиперкубу (k – число элементов p). Длины его ребер характеризуют диапазон изменения параметров. В настоящем случае решение этой задачи выполняется на основании усредненных за период 1961–1989 гг. выборки наблюдений состояний ледяного покрова, каждое из которых характеризует площадь $A_{rdg}^{(D)}$ льда g градации толщины (число исходных градаций толщин равно 6) в d декаде отдельного r района моря. В этой выборке насчитывается 5154 таких значения $A_{rdg}^{(D)}$ площадей [16]. Указанные площади определяются соответствующим номером

$$\mu = 6 \left\{ \sum_{r'=1}^{r-1} [d_1(r') - d_0(r')] + d - d_0(r) + r - 1 \right\} + g, \quad (9)$$

где r – номер района, $r = 1-166$; d – номер декады; $d_0(r)$ и $d_1(r)$ – начальная и конечная декады эволю-

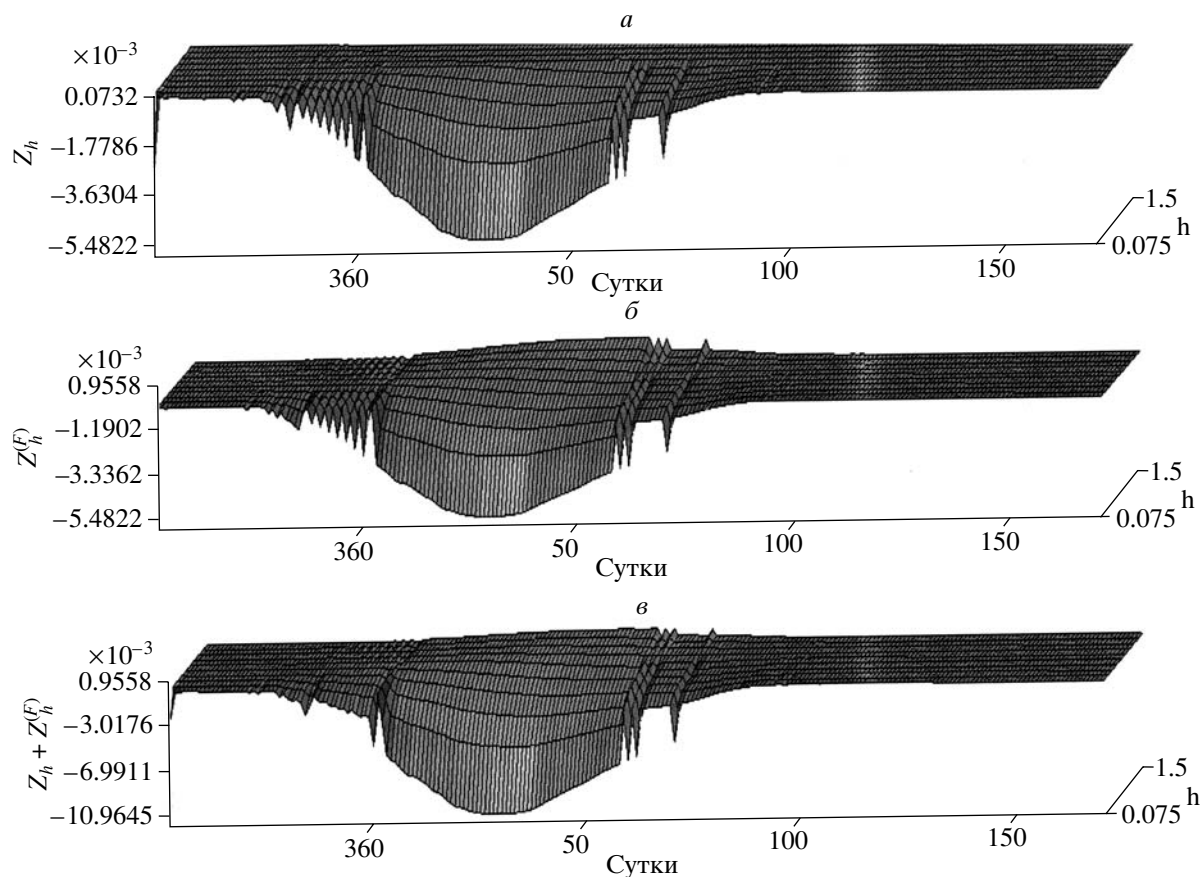


Рис. 4. Обусловленные торшением средние изменения площадей отдельных толщин за сутки в зоне 51.5° – 52.5° с.ш. акватории Японского моря: *a* – участки открытой части акватории зоны $Z_h \equiv [\partial \bar{A}_h / \partial t]_{\text{Top}} / A_S^*$; *б* – ее припая $Z_h^{(F)} \equiv [\partial \bar{A}_h^{(F)} / \partial t]_{\text{Top}} / A_S^*$; *в* – совокупное распределение.

ции в r районе. Для каждого такого номера набор независимых переменных составляет: текущие сутки года, среднесуточная температура на 2-метровом горизонте слоя воздуха, среднесуточные составляющие W_x и W_y скорости ветра на 10-метровом горизонте. Зависимыми переменными задачи (10) являются усредненные за декаду модельные площади отдельных толщин льда $A(x, t, h, p)$ для текущего t дня года из равномерной системы разбиения диапазона $(0, H^*]$ на полуинтервалы (для наглядности вектор параметров указан в числе аргументов площади). Введение этого разбиения обусловлено тем, что градации толщин в исходной выборке неравномерны. А для численного моделирования требуется как раз равномерное разбиение с заданным шагом Δh . Вхождение равномерных полуинтервалов в полуинтервалы исходного разбиения указывается посредством набора $\{J_g\}_{g=1-6}$. Каждый элемент J_g представляет собой перечисление номеров равномерных полуинтервалов, которые содержатся в исходном разбиении. В настоящем рассмотрении набор пара-

метров $p = (T_F^*, T^*, \alpha_a^{(A)}, \alpha_a^{(S)}, \alpha_h^{(A)}, \alpha_h^{(S)}, \alpha_{hw}, \alpha_{wh}, \beta_w, \beta_1^{(A)}, \beta_2^{(A)}, \beta_1^{(S)}, \beta_2^{(S)}, b^{(A,0)}, b^{(A,T)}, b^{(A,u)}, b^{(S,0)}, b^{(S,T)}, b^{(S,W)}, v_1^{(A)}, v_2^{(A)}, v_1^{(S)}, v_2^{(S)})$ насчитывает $k = 24$ элемента и $\Delta h = 0.15$ м. Запись $\Phi(p)$ принимает вид:

$$\Phi(p) = e^T(p)e(p), \quad (10)$$

где $e_{\mu}(p) = A_{rdg}^{(D)} - f_{\mu}(p)$ – остатки оценивания параметров модели, $f_{\mu}(p) = 0.1 \sum_{d'=1}^{10} \sum_{j \in J_g} A(x_r, 10(d-1) + d', h_j, p)$ и μ определяются (11). При записи $e_{\mu}(p)$ учитывается еще факт, что $A_{rdg}^{(D)}$ и $\sum_{j \in J_g} A(x_r, 10(d-1) + d', h_j, p)$ имеют различные временные масштабы измерений: первая характеризует декадное значение площади g -й градации толщины, а вторая – ее суточное значение.

Для решения задачи (10) был использован разработанный Р.С. Стронгиным [12] информационно-статистический метод поиска экстрему-

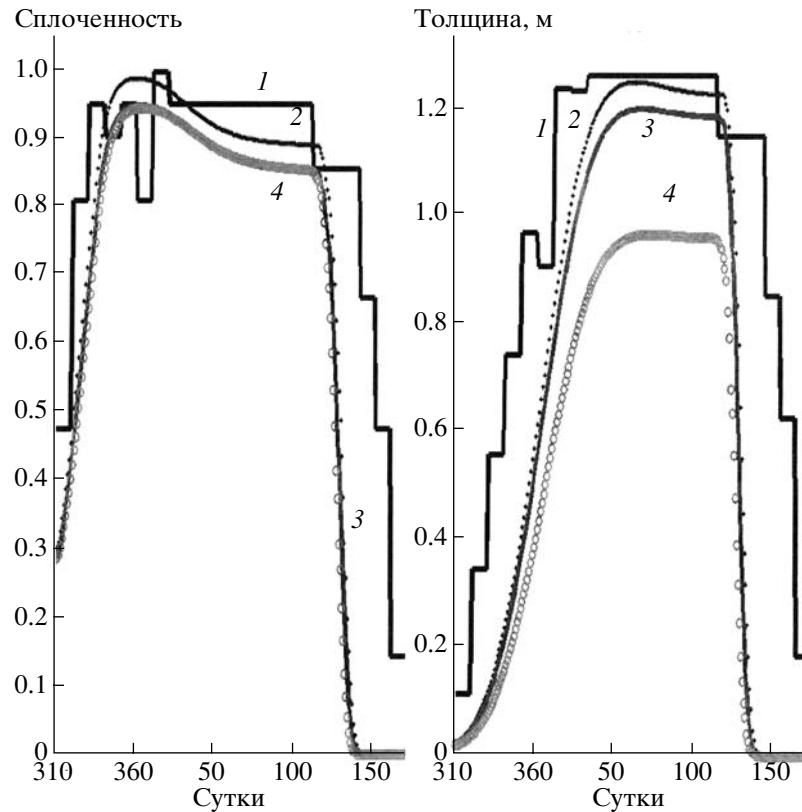


Рис. 5. Динамика сплоченности и толщин ЛП северной зоны акватории Японского моря при изменении температуры воздуха (1 – исходные распределения; 2 – модельные распределения; 3 – $\Delta T = 0.5^\circ\text{C}$; 4 – $\Delta T = 1^\circ\text{C}$).

ма. В этом случае многомерная задача его поиска приводится к последовательности одномерных задач поиска экстремума. Редукция размерности выполняется с помощью аппроксимаций кривых Пеано или так называемых разверток. Решение этой задачи приводит к оценкам: $T^* = -7.6 \pm 0.8$; $T_F^* = -6.3 \pm 0.7$; $\alpha_h^{(A)} = (3.25213 \pm 1.41234) \times 10^{-3}$; $\alpha_h^{(S)} = (2.00313 \pm 0.87690) \times 10^{-3}$; $\alpha_{hh}^{(S)} = (6.75000 \pm 3.54372) \times 10^{-3}$; $\alpha_{hw} = (2.53844 \pm 2.40695) \times 10^{-3}$; $\alpha_{wh} = (2.81969 \pm 0.68741)$; $\beta_w = 4.74062 \pm 0.54146$; $\beta_1^{(A)} = (7.06250 \pm 2.23817) \times 10^{-4}$; $\beta_1^{(S)} = (6.75114 \pm 0.86412) \times 10^{-3}$; $\beta_2^{(A)} = \beta_2^{(S)} = 21.09382 \pm 2.41643$; $\alpha_a^{(A)} A_S^* = (2.68750 \pm 0.86265) \times 10^{-2}$; $\alpha_a^{(S)} A_S^* = (1.93750 \pm 0.59215) \times 10^{-2}$; $b^{(A,0)} = (5.53125 \pm 1.24344) \times 10^{-2}$; $b^{(A,T)} = (1.49062 \pm 0.63352) \times 10^{-2}$; $b^{(A,u)} = (5.94063 \pm 1.93126) \times 10^{-2}$; $b^{(S,0)} = (5.53125 \pm 1.47089) \times 10^{-2}$; $b^{(S,T)} = (7.75108 \pm 2.09674) \times 10^{-2}$; $b^{(S,h)} = (3.74941 \pm 1.20877) \times 10^{-2}$; $b^{(S,w)} = (1.75017 \pm 0.93516) \times 10^{-2}$; $v_1^{(A)} = (2.04688 \pm 0.64427) \times 10^{-2}$; $v_2^{(A)} = 15.71884 \pm 4.38921$; $v_1^{(S)} = (7.05313 \pm 1.85319) \times 10^{-3}$; $v_2^{(S)} = 15.71884 \pm 4.38921$.

Для оценки статистической состоятельности исходная выборка была разбита на две части, первая из которых характеризует ледяной покров районов южной части, а вторая – остальных районов. Допустимость такого разбиения выборки обусловлена независимостью состояний льда этих районов. Далее процедура оценки параметров выполнялась на основании каждой из этих выборок. Сопоставление полученных решений показывает их приемлемую для практики близость. Так, коэффициент корреляции между выборочными и модельными распределениями толщин льда для большей части районов моря превышает 0.734.

Модель (1) – (7) можно использовать для проведения различного рода прогностических экспериментов. В частности, экспериментов по оценке последствий тех или иных климатических изменений. Интерес к данной проблеме обусловлен рядом обстоятельств. Прежде всего для проведения экологических экспертиз требуются различного рода количественные оценки антропогенного воздействия промышленных и производственных предприятий на окружающую среду. Подобные оценки полезны для комплексного изучения возможного состояния климатической системы. Расчеты выполнялись для усредненных за период наблюдений среднесуточных распределений скорости ветра, а усредненная за многолетний период

наблюдений среднесуточная температура воздуха изменялась в сторону ее увеличения с шагом 0.5°C . Результаты расчетов приведены на рис. 5. Согласно этим результатам при повышении температуры имеет место незначительное изменение сплоченности. Тогда как существенным образом изменяется толщина и соответствующие объемы льда. Достаточно заметить, что при повышении температуры 2-метрового надледного слоя воздуха на 0.5°C суммарные потери объемов льда будут составлять $2.347 \times 10^{11} \text{ м}^3$ льда (31% современного уровня), а на 1°C суммарные потери объемов льда составляют почти $3.445 \times 10^{11} \text{ м}^3$ льда (46% от современного уровня).

Полученные результаты дают общее представление о возможных последствиях климатических изменений. Ведь при глобальном потеплении увеличивается уровень осадков, вследствие чего изменяется солевой режим моря и соответственно условия и температура атмосферы, при которой первоначально формируется ледяной покров. Кроме того, возможны не учитываемые в модели обстоятельства. Однако даже и на данном уровне представлений может быть выполнена оценка этих последствий.

Дальнейшая перспектива исследований видится в разработке на основании наборов космоснимков ЛТ детальной модели формирования гряд торосов и построение ГИС для ледяного покрова дальневосточных морей.

Автор выражает признательность проф. В.В. Плотникову и проф. В.П. Тунеголовцу за предоставленные архивы данных и полезные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алдошина Е.И. О возможности предсказания положения кромки льда в Охотском море и Татарском проливе в весенние месяцы // Тр. ГОИН. 1964. Вып. 76. С. 104–127.
2. Анпель И.Л., Гудкович З.М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 144 с.
3. Дэйвисон М. Многомерное шкалирование: Методы наглядного представления данных. М.: Финансы и статистика. 1988. 254 с.
4. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 144 с.
5. Плотников В.В. Изменчивость ледовых условий Дальневосточных морей России и их прогноз. Владивосток: Дальнаука, 2002. 172 с.
6. Современный толковый словарь русского языка / Гл. ред. С.А. Кузнецов. СПб.: Норинт, 2002. 960 с.
7. Столярова Г.А. Прогноз ледовитости Татарского пролива // Тр. ВДНИГМИ. 1976. Вып. 62. С. 154–166.
8. Стронгин Р.Г. Численные методы в многоэкстремальных задачах (информационно-статистические алгоритмы). М.: Наука, 1978. 240 с.
9. Терехина А.Ю. Методы многомерного шкалирования визуализация данных (обзор) // Автоматика и телемеханика. 1973. № 7. С. 80–94.
10. Тимохов Л.А., Хейсин Д.Е. Динамика морских льдов (математические модели). Л.: Гидрометеиздат, 1987. 272 с.
11. Тютнев Я.А. К методике долгосрочного прогноза сроков вскрытия и очищения от льда Японского моря // Тр. ЦИП. 1959. Вып. 91. С. 17–29.
12. Хиблер III У.Д. Нарастание, дрейф и разрушение морских льдов // Динамика масс снега и льда. Л.: Гидрометеиздат, 1985. С. 153–217.
13. Четырбоцкий А.Н. Методы и алгоритмы решения задач снижения размерности пространства описания. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 95 с.
14. Четырбоцкий А.Н. Пакет прикладных программ для решения задач снижения размерности пространства описания // Управляющие системы и машины. Киев: Наук. думка, 1991. Т. 1(111). С. 103–106.
15. Четырбоцкий А.Н. Формирование и разрушение ледяного покрова замерзающих морей // Криосфера Земли. 2005. Т. 9. № 3. С. 45–53.
16. Четырбоцкий А.Н. Прогноз ледового режима на акватории Японского моря (математическая модель) // Информационные технологии. 2005. № 8. С. 9–14.
17. Четырбоцкий А.Н. Технология построения геоинформационных систем для ледяного покрова замерзающих морей (на примере ГИС “Ледяной покров Японского моря”) // Информационные технологии. 2005. № 11. С. 17–23.
18. Четырбоцкий А.Н., Лукиячук И.В., Руднев В.С. Кинетика островкового роста анодно-искровых покрытий // Журн. физ. химии. 2004. Т. 78. № 3. С. 536–539.
19. Четырбоцкий А.Н., Плотников В.В. Ледяной покров Японского моря: анализ данных и моделирование. Владивосток: Дальнаука, 2005. 146 с.
20. Якунин Л.П. Ледовые исследования на дальневосточных морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 1979. Вып. 77. С. 102–107.

Monitoring and Forecasting of Ice Cover States of Northern Zone Water Area of Japan Sea

A. N. Chetyrbotskii

Far East Geological Institute, RAS Far East Branch

Question of monitoring of conditions of ice cover of Japan Sea in its strategically important northern zone (zone 51.5° – 52.5° Northern latitude) are considered. On the basis of mathematical model of evolution of a sea ice cover it is existed astimation distributions of thickness of ice this zone. On the basis of mathematical model the estimation of a condition of an ice cover of the specified zone is executed at change of air temperature.