

*С.В. Клячкин, Р.Б. Гузенко, Р.И. Май*

## **РЕЗУЛЬТАТЫ ИСПЫТАНИЙ МЕТОДА СРЕДНЕСРОЧНОГО ЧИСЛЕННОГО ПРОГНОЗА ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ ДЛЯ ЛЕТНЕГО И ЗИМНЕГО ПЕРИОДОВ В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТЬЮ 1–7 СУТОК**

### **Введение**

Анализ результатов ледовых прогнозов, выполненных в последние годы по модели распределения льдов в Баренцевом и Карском морях, показал, что модель, положенная в основу прогностической методики, качественно воспроизводит прогностические характеристики ледяного покрова и может применяться для составления среднесрочных численных прогнозов [3]. Созданная модель имеет возможности для внесения модификаций, позволяющих повысить качество прогнозов. В первую очередь это относится к прогнозам молодых льдов, которые имеют относительно низкую достоверность в любом регионе, будь то Охотское, Лаптевых, Баренцево, Карское моря. С нашей точки зрения, замена упрощенной баротропной модели океана на трехмерную бароклинную модель позволит устранить неточности прогнозирования параметров молодых льдов, которые наиболее чувствительны к изменениям термохалинной структуры и динамики моря. Замена океанского блока модели сопряжена с необходимостью согласования граничных условий между моделями льда и океана, заданием новых начальных условий и подбора временных шагов численного интегрирования двух блоков модели.

В первой половине 2016 г. эта работа по модернизации методики была завершена, и во второй половине 2016 г. была проведена серия испытаний с новым океанским блоком.

## 1. Физико-математические основы модели

В качестве океанского блока используется модель Принстонского университета (Princeton Ocean Model, модель POM) [11, 14]. В модели POM используется сетка «С» по классификации Аракавы для аппроксимации пространственных производных конечно-разностными аналогами. Система уравнений движения и неразрывности реализована в так называемых сигма-координатах, где вертикальная дискретизация выполнена не для горизонтов с фиксированной толщиной, а для заданного количества слоев, причем толщина слоев у поверхности и у дна уменьшается по логарифмическому закону. В модели POM для оптимизации расчета модели на компьютере разделены вертикально интегрированные уравнения (двумерный модуль) и уравнения вертикальной структуры (трехмерный модуль). Модель POM содержит полные уравнения термодинамики и уравнения расчета параметров турбулентности по модели Мелора–Ямады [15].

На открытой границе модели для баротропного модуля используются следующие граничные условия, приведенные в работе [6]:

$$\vec{V}_{bc} = \vec{V}_t \pm \sqrt{\frac{g}{H}}(\zeta - h_t); \quad (1)$$

где  $V_{bc}$  – вертикально осредненные течения, устанавливающиеся на открытой границе;  $V_t$  и  $h_t$  – заданные течения и уровень на открытой границе;  $\zeta$  – воссозданный моделью уровень на открытой границе;  $g$  – ускорение свободного падения;  $H$  – глубина места. Переменные  $V_t$  и  $h_t$  представляют собой функции расхода воды и приливные явления, предвычисленные по гармоническим постоянным главных приливных волн ( $M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1, Q_1$ ). Вычисление приливов проводится по основной формуле [12], гармонические постоянные берутся из работы [16]. В качестве вынуждающей силы на поверхности задавались компоненты тангенциального напряжения и изменение атмосферного давления. При наличии льда тангенциальное напряжение на границе «вода–лед» определяется относительной скоростью дрейфа.

При отсутствии льда потоки массы воды через поверхность определяются только как испарение. При наличии льда через границу

«вода—лед» происходит либо сток солей (при ледообразовании), либо пресной воды (при таянии).

Ледовый блок описываемой модели используется довольно давно и в целом показал вполне адекватные результаты [3]. Термическая эволюция ледяного покрова основывается на уравнении теплового баланса двухслойной среды «лед—снег»:

$$k\rho_l \frac{\partial H}{\partial t} = \lambda_s \frac{\partial T_s}{\partial z} = \lambda_l \frac{\partial T_l}{\partial z} - Q_w ; \quad (1)$$

где  $H$  — толщина льда;  $\lambda_l$ ,  $\lambda_s$  — теплопроводность льда и снега соответственно;  $Q_w$  — поток тепла от воды к нижней поверхности льда;  $T_l$ ,  $T_s$  — температура льда и снега соответственно;  $k$  — удельная теплота плавления льда;  $\rho_l$  — плотность льда.

В период нарастания толщины льда система (2) решается аналитически при следующих допущениях [7]:

- вертикальные профили температуры льда и температуры снега в период ледообразования считаются линейными;
- потоки тепла через лед и через снег считаются одинаковыми;
- толщина снега определяется по толщине льда с помощью эмпирических соотношений.

Поток солей, обусловленный ледообразованием, описывается выражением:

$$F_s = S_l \rho_l \frac{dH}{dt} , \quad (3)$$

где  $S_l$  — соленость льда;  $\frac{dH}{dt}$  — скорость нарастания толщины льда.

Соленость льда определяется по формуле [9]:

$$S_l = S_w \frac{7\sqrt{\frac{dH}{dt}} K_l}{7\sqrt{\frac{dH}{dt}} + 10,3} , \quad (4)$$

где  $S_w$  — соленость воды на поверхности;  $K_l$  — эмпирический коэффициент, учитывающий стекание рассола. В выражении (4) скорость нарастания толщины льда численно выражается в единицах мм/ч.

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

$$T_s = (H / \lambda_a + h_s / \lambda_s) F_a + \Theta , \quad (5)$$

где  $\Theta$  – 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 альбеда 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 снежиц. Сток пресной воды в море определяется толщиной слоя растаявшего льда.

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

$$M_l \frac{\partial \vec{W}}{\partial t} = \vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{F}_c + \vec{F}_g + \vec{F}_p , \quad (6)$$

где  $W$  – скорость дрейфа льда;  $M_l$  – масса льда в столбике единичной площади;  $\tau_a$ ,  $\tau_w$  – 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.

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

$$\tau_{ax} = c_a \rho_a V_x |V_x| , \quad \tau_{ay} = c_a \rho_a V_y |V_y| , \quad (7)$$

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;  $\rho_a$  – плотность воздуха;  $V_x$ ,  $V_y$  – составляющие скорости ветра.

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

$$\tau_{wx} = c_w \rho_w (U_x - W_x) |U_x - W_x| ; \quad \tau_{wy} = c_w \rho_w (U_y - W_y) |U_y - W_y| , \quad (8)$$

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:

$$\sigma_{\xi\xi} = K \varepsilon_{\xi\xi}, \quad \sigma_{\chi\chi} = K \varepsilon_{\chi\chi}. \quad (9)$$

Параметр  $K$  определяется следующим образом:

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

$$C \geq 0,67, \quad \operatorname{div} W \leq 0, \quad \varepsilon_{\xi\xi} < 0, \quad \varepsilon_{\chi\chi} < 0; \quad (10)$$

2)  $K = 0$  при невыполнении хотя бы одного из условий (10).

Здесь:  $K_0 = 10^{10} \text{ кг с}^{-1} \text{ м}^{-2}$ ;  $\varepsilon_{\xi\xi}$  и  $\varepsilon_{\chi\chi}$  – инварианты тензора скоростей деформаций, соответствующие осям  $\xi, \chi$  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 [10]:

$$F_{\text{lim}} = \sqrt{\frac{\rho_w g E H}{12(1-\mu^2)}}, \quad (11)$$

где  $g$  – ускорение силы тяжести;  $E$  – модуль Юнга;  $\mu$  – коэффициент Пуассона.

В том случае, если в данной ячейке происходит торошение, то 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:

$$\operatorname{div}W \geq 0 ; \quad (12)$$

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.

## 2. Численная реализация модели

Численная схема модели построена на основе регулярной сетки с шагом 25 км (рис. 1), временной шаг составляет:

– в океанском блоке для баротропного модуля – 5 секунд, для бароклинного – 2,5 минуты;

– в ледовом блоке для расчета динамики – 10 минут, для расчета термики – 3 часа.

Ледяной покров представлен набором маркеров, каждый из которых характеризуется пространственными координатами в декартовой системе, толщиной, торосистостью и скоростью. Термическое нарастание толщины рассчитывается отдельно для каждого маркера. В случае появления молодого льда добавляются новые маркеры. Расчет перемещения маркеров льда основан на лагранжевском методе. Для каждого маркера определяется скорость и перемещение через каждые 10 минут:

$$x = x_0 + W_x \Delta t, \quad y = y_0 + W_y \Delta t. \quad (13)$$

где  $x_0, y_0$  — декартовы координаты маркера в начальный момент времени.

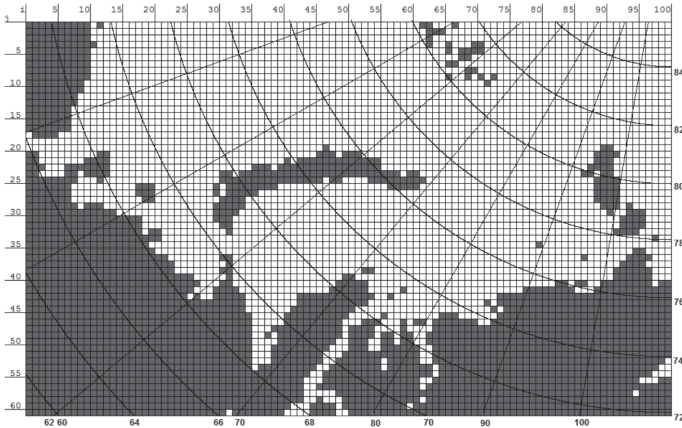


Рис. 1. Схема сеточной области модели.

В начальный момент времени маркеры считаются неподвижными. Зная общее количество маркеров в данной ячейке, а также распределение маркеров по толщинам, элементарно определяются общая и частная сплоченности льда в этой ячейке:

$$C_{tot} = \frac{N_{tot}}{N_{max}}; \quad C_{pi} = \frac{N_{pi}}{N_{max}}, \quad (14)$$

где  $C_{tot}$  — общая сплоченность льда;  $N_{tot}$  — общее количество маркеров;  $N_{max}$  — максимально возможное количество маркеров;  $C_{pi}$  — частная сплоченность  $i$ -ой возрастной градации;  $N_{pi}$  — количество маркеров, толщина которых соответствует  $i$ -ой возрастной градации.

Понятно, что при этом автоматически выполняются условия:

$$N_{tot} = \sum_{i=1}^m N_{pi}; \quad C_{tot} = \sum_{i=1}^m C_{pi}; \quad (15)$$

где  $m$  — количество возрастных градаций, принятых в данной модели.

Толщина льда  $i$ -ой возрастной градации определяется по формуле:

$$H_i = \frac{1}{N_{pi}} \sum_{j=1}^{N_{pi}} H_{ij} ; \quad (16)$$

где  $H_{ij}$  – толщина  $j$ -го маркера, соответствующего  $i$ -ой возрастной градации.

Максимально возможное количество маркеров может в принципе быть любым, так как маркеры – это условные льдины, имеющие единичную площадь. В настоящей версии модели  $N_{\max}$  равно 40. В более ранних версиях  $N_{\max}$  принималось равным 20, однако это нередко приводило к неоправданным флуктуациям сплоченности льда, необусловленным ни термикой (замерзание/таяние), ни динамикой (дивергенция/конвергенция). Увеличение максимально возможного количества маркеров в ячейке позволило существенно купировать этот нежелательный эффект.

Количество возрастных градаций (и, соответственно, градаций толщины льда) формально также может быть любым, но предпочтительно, чтобы эти градации соответствовали номенклатуре морских льдов. В этом случае  $m=8$  (нилас, серый, серо-белый, однолетний тонкий, однолетний средний, однолетний толстый, двухлетний и многолетний). В условиях Арктики, где диапазон толщин вообще широк, точное определение возраста льдов толщиной до 30 см не столь важно, поэтому первые три возрастные градации – нилас, серый и серо-белый можно объединить в одну общую возрастную градацию, именуемую «молодой лед». Тогда количество возрастных градаций снижается до 6.

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.

Перед выполнением собственно прогностического расчета осуществляется «разгон» океана, продолжительность которого составляет несколько суток.

### **3. Технологическая реализация модели**

Большая часть программного обеспечения методики написана на алгоритмическом языке FORTRAN, некоторые операции – на встроенном языке ArcGIS 10.2.

#### **3.1. Подготовка исходных ледовых данных**

##### **3.1.1. Составление ледовых карт**

Главным источником первичных фактических данных по ледяному покрову в настоящее время являются спутниковые снимки в различных спектральных диапазонах и с различной разрешающей способностью. Ледовые карты, основанные на спутниковых снимках, составляются в ФГБУ «АНИИ» с 70-х годов XX века (в электронном виде – с 2000 года).

Ледовые карты бывают двух основных типов: обзорные и детализированные.

Обзорные карты Арктики составляются регулярно один раз в неделю путем комплексирования нескольких спутниковых снимков за 1–2 суток, освещают большие акватории (по существу – весь Северный Ледовитый океан), и не имеют «белых пятен», т. е. зон отсутствия информации.

Детализированные карты составляются нерегулярно, а для обеспечения определенной морской операции – по заказу конкретного потребителя. В основе детализированной карты лежит один снимок, т. е. детализированная карта отражает фактические ледовые условия «в чистом виде». Однако такие карты освещают гораздо меньшие пространства (например, прикромочная область, подходы к какому-нибудь важному с навигационной точки зрения проливу и т. п.) и зачастую имеют пробелы, связанные с облачностью, техническими дефектами снимка и т. п.

##### **3.1.2. Преобразование ледовой информации из формата источника в формат прогностической модели**

Преобразование ледовой информации из формата ледовой 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 возрастном составе (частной сплоченности) льда в каждой зоне. В этом

случае специальная программа, работающая в среде ГИС ArcMap, 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.

Отметим, что ледовые карты в формате «шейп-файл» не содержат информации о толщине, торосистости и разрушенности льда в явном виде. Этот пробел может восполняться несколькими способами:

– в зимний период толщина льда каждой возрастной градации принимается равной середине стандартного диапазона толщины данной возрастной градации. Например, для однолетнего тонкого льда диапазон толщин – от 30 до 70 см; соответственно, толщина однолетнего тонкого льда принимается равной середине диапазона, т. е. 50 см;

– в летний период толщина льда в данной точке может рассчитываться с помощью эмпирической формулы, аргументами которой являются климатическая толщина льда в данной точке в момент сезонного максимума, время, прошедшее после начала таяния, сплоченность льда в данной точке;

– толщина, торосистость и разрушенность льда данной возрастной градации в данной точке берутся из результатов предшествующего расчета (прогноза).

*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. При этом, опираясь на какие-либо дополнительные источники информации (данные полярных станций, донесения с проходящих судов, экспертные знания о режимных особенностях региона), можно в явном виде указать толщину, торосистость и разрушенность льда. 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.

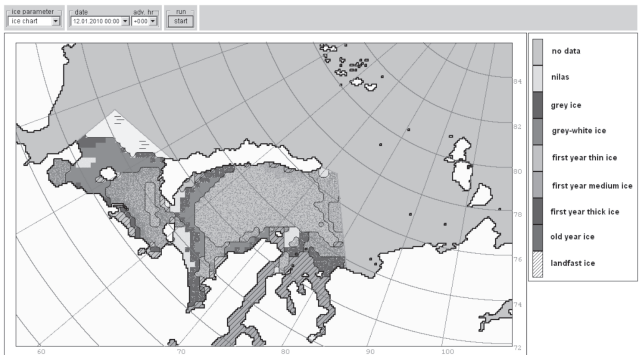
### **3.1.3. Комплексирование разнородной исходной ледовой информации и формирование окончательных вариантов массивов исходных ледовых данных в формате прогностической численной модели**

В случае, когда на фактической ледовой карте есть зоны, по которым данные отсутствуют, такие пробелы восполняются из результатов предыдущего прогноза. Предыдущий прогноз подбирается автоматически из архива, причем он должен иметь минимальную заблаговременность и наилучшее соответствие по времени новому снимку. В результате комплексирования новой фактической информации и результатов предыдущего прогноза формируется электронная композитная ледовая карта в формате численной модели. При комплексировании данные нового снимка имеют безусловный приоритет. На рис. 2. иллюстрируется принцип построения композитной ледовой карты.

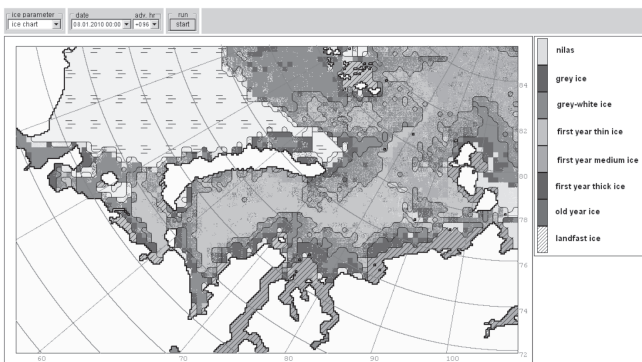
### **3.2. Подготовка гидрологических данных**

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

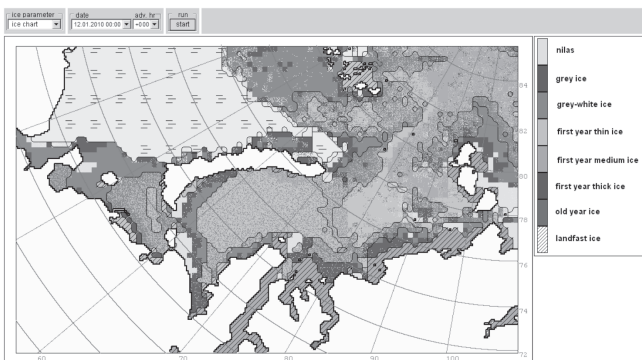
В качестве нулевого приближения исходных данных по термohалинной структуре моря используются средние сезонные (месячные) поля температуры и солёности воды на стандартных горизонтах [13, 17]. Для получения соответствия между полем температуры воды и фактическим распределением ледяного покрова на момент составления прогноза применяется специально разработанная автоматическая процедура коррекции. В результате действия этой процедуры пересчитываются значения температуры воды в пределах верхнего квазиоднородного слоя, а затем в каждой ячейке сетки проверяется условие вертикальной устойчивости. Результирующие поля температуры и солёности записываются в матричный файл в формате ASCII. На рис. 3. показан пример распределения температуры воды до (слева) и после (справа) применения коррекции в регионе Баренцево – Карское моря.



**a)**

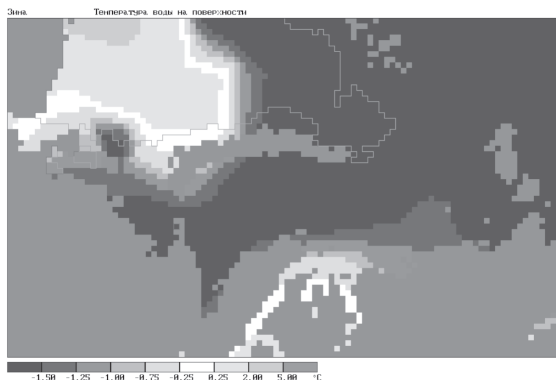


**б)**

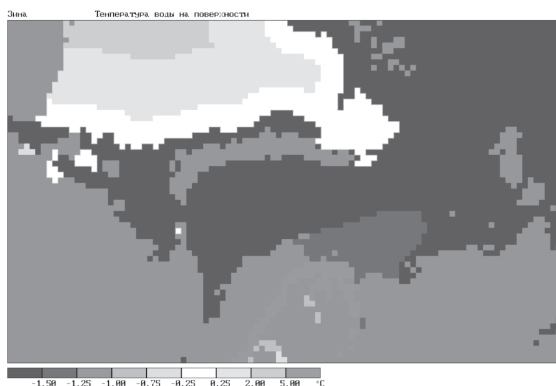


**в)**

**Рис. 2. Принцип построения композитной ледовой карты: карта, полученная по новому снимку (а); предыдущий прогноз (б); композитная карта (в).**



а)



б)

**Рис. 3. Температура поверхности моря до коррекции (а) и после коррекции (б).**

### 3.3. Подготовка метеорологических данных

В качестве данных метеорологического форсинга при составлении прогнозов используются результаты глобальной модели атмосферы Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП).

Эти данные находятся в свободном доступе в системе АСПД и представляют собой бинарные матрицы прогностических полей приземной и высотной температуры воздуха и атмосферного давления на уровне моря в регулярной сферической сетке с шагом  $2,5^\circ$ , временной дискретностью 12 часов и заблаговременностью 168 часов.

Подготовка метеорологических данных заключается в преобразовании прогностических полей из формата глобальной модели атмосферы в формат прогностической численной модели ледяного покрова (матрицы в кодировке ASCII). Эта процедура выполняется автоматически с помощью специальной программы.

### **3.4. Запись и представление результатов**

Результаты расчетов записываются в виде набора цифровых матричных файлов в формате ASCII, где каждый элемент данной матрицы характеризует значение данного ледового параметра в данной ячейке сетки. Понятно, что количество матриц равно количеству прогнозируемых параметров ледяного покрова.

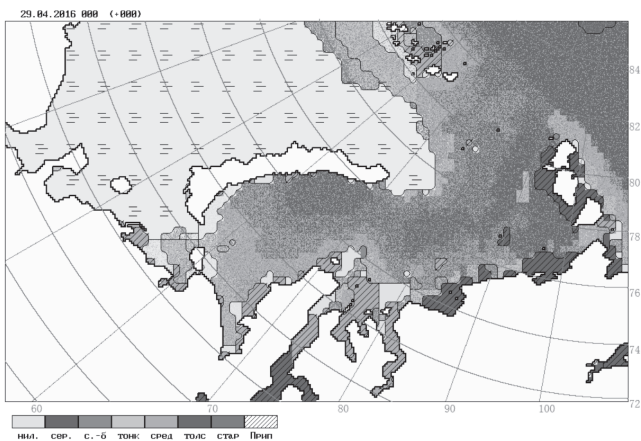
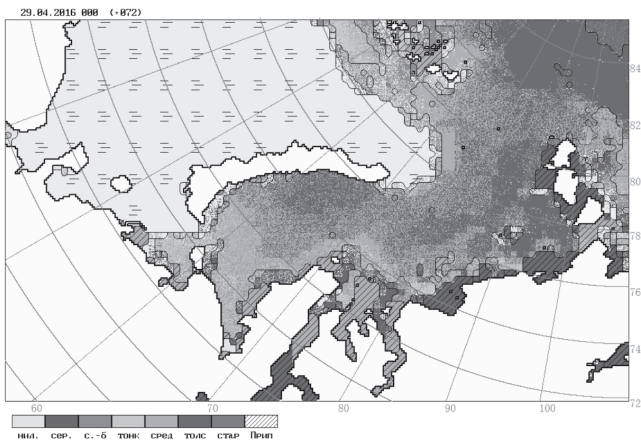
В рамках существующей версии прогностической методики предусмотрены три основных варианта представления результатов прогноза потребителю.

*Вариант 1.* Визуализация результатов осуществляется непосредственно на рабочем месте прогнозиста в виде карт-схем (программы, выполняющие визуализацию, написаны на языке FORTRAN). Такая визуализация применяется, главным образом, для быстрого визуального контроля результатов на предмет наличия грубых ошибок. Карта-схема, построенная на экране монитора прогнозиста, может сохраняться в виде растрового графического файла и передаваться потребителю как окончательная форма прогностической продукции. Примеры таких карт-схем с прогностическими полями общего распределения льда в зимний и летний периоды приводятся на рис. 4 и 5.

*Вариант 2.* Прогностические матрицы в формате численной модели преобразуются в векторный формат (шейп-файл), совместимый с современными ГИС. Процедура преобразования состоит из двух стадий:

– ячейки сетки со схожими характеристиками ледяного покрова объединяются в однородные ледовые зоны (ОЛЗ), в результате чего формируется ASCII файл, содержащий список ОЛЗ и список ячеек сетки, входящих в каждую ОЛЗ;

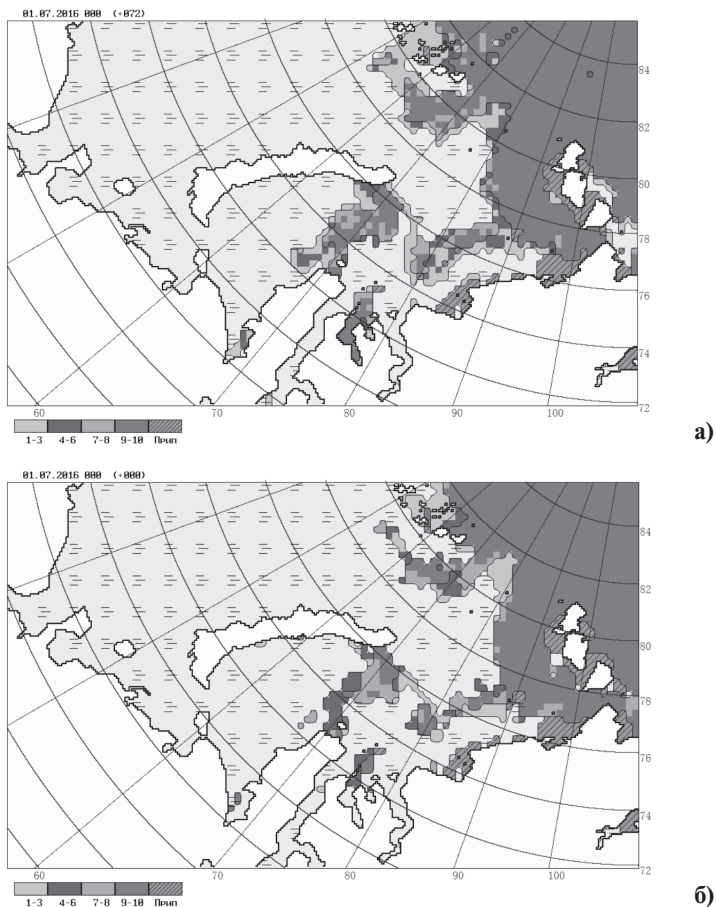
– отталкиваясь от списка ОЛЗ, формируется шейп-файл в формате ГИС, построенный в соответствии с международным стандартом SIGRID-3 [8].



**Рис. 4. Пример прогноза общего распределения льда в зимний период: прогностическое распределение 29.04.2016 (прогноз от 26.04.2016 +72 часа) (а); фактическое распределение 29.04.2016 (б).**

*Вариант 3.* Прогностический файл в формате ГИС (шейп-файл) преобразуется в формат, совместимый с какой-нибудь электронной навигационно-картографической системой. В частности, в настоящее время в ФГБУ «АНИИ» широко практикуется представление ледовой

информации с помощью систем de-Kart Navigator и NaviSailor. Эти системы позволяют одновременно визуализировать ледовую (как фактическую, так и прогностическую), метеорологическую и навигационную информацию в виде отдельных (при необходимости – прозрачных) слоев.



**Рис. 5. Пример прогноза общего распределения льда в летний период: прогностическое распределение 01.07.2016 (прогноз от 29.06.2016 +72 часа) (а); фактическое распределение 01.07.2016 г. (б).**

#### 4. Методика оценки достоверности прогнозов

Для оценки качества ледовых прогнозов (расчетов) используются две основных меры – функция распределения ошибок прогнозов (1) и сочетание оправдываемости и эффективности (2).

Статистическое распределение ошибок прогнозов (расчетов) оценивается по значениям ошибки  $\Delta_i$  в каждой ячейке сетки:

$$\Delta_i = e_{ci} - e_{ai} ; \quad (17)$$

где  $e_{ci}$  – расчетное (прогностическое) значение элемента в  $i$ -ой ячейке,  $e_{ai}$  – фактическое значение элемента в  $i$ -ой ячейке. Этот подход позволяет оценить порядок величины ошибок (оценка математического ожидания распределения) в целом, наличие систематической ошибки (асимметрия распределения).

Вторая мера – оправдываемость и эффективность – основана на определении, оправдался или не оправдался прогноз (расчет) в каждой ячейке сетки. В этом случае основой для оценки прогноза (расчета) является величина оправдываемости в  $i$ -ой ячейке  $O_i$ , которая определяется как

$$O_i = 1 \text{ при } \Delta_i \leq \Delta_u, \quad O_i = 0 \text{ при } \Delta_i > \Delta_u . \quad (18)$$

где  $\Delta_u$  – значение предельно допустимой ошибки.

Предельно допустимая ошибка определяется следующим образом [5]:

$$\Delta_u = 0,68\sigma(e) ; \quad (19)$$

где  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение естественной изменчивости исследуемого элемента  $e$ , причем изменчивость оценивается во временных масштабах, соответствующих заблаговременности прогноза (расчета). Также в качестве оценки предельно допустимой ошибки прогноза сплоченности (как общей, так и частной) можно использовать стандартные градации сплоченности [4].

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

Под оправдываемостью понимается величина (в %):

$$P = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n O_i \cdot 100 , \quad (20)$$

где  $n$  — количество ячеек сетки, в которых производится сопоставление.

Под эффективностью расчета (прогноза) понимается величина:

$$E = P - P_{inert} , \quad (21)$$

где  $P_{inert}$  — оправдываемость так называемого инерционного прогноза. Инерционный прогноз — это прогноз, полученный на основе допущения, что в течение прогностического срока значение прогнозируемой характеристики не меняется, т. е. «завтра будет то же, что сегодня». Оправдываемость инерционного прогноза получается путем сравнения исходных фактических и конечных фактических 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 сегодня».

Таким образом, для оценки прогностического метода применяются две характеристики: оправдываемость и эффективность. Чтобы метод был признан удовлетворительным, необходимо, чтобы оправдываемость была достаточно высокой (формально минимальное значение не установлено, но традиционно принимается величина 70–75 %), а эффективность — положительной. Если хотя бы одно из этих условий не выполняется, то данный прогноз считается неудачным. Если серия прогнозов дает в среднем низкую оправдываемость или отрицательную эффективность (или и то, и другое вместе), то прогностический метод в целом следует признать неприемлемым.

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 закрыты облачностью и зоны начальных и контрольных данных не пересекаются, оценить прогноз невозможно.

## 5. Результаты испытаний 2016 года

Испытания численной модели прогноза распределения льдов в Баренцевом и Карском морях заблаговременностью 1–7 суток проводились в 2016 г. в соответствии с решением ЦМКП от 3 декабря 2015 г.

как дополнение к первичным испытаниям, проведенным в ходе работы по проекту ЦНТП 2011–2013 гг. (раздел 1.5.1.4). Основанием для проведения дополнительных испытаний было то обстоятельство, что именно в 2015 г., т. е. в период проведения первичных испытаний со старым упрощенным океанским блоком, была начата работа по освоению и внедрению в модель более адекватного океанского блока, основанного на модели Принстонского университета (модель РОМ).

Ледовые прогнозы составлялись в ретроспективном режиме на основе реальных ледовых карт и реальных прогнозов атмосферного форсинга. В общей сложности было составлено 28 прогнозов, охватывавших период с октября 2015 по ноябрь 2016 года (по два прогноза в месяц). При этом в каждом месяце выбирались случаи самого удачного и самого неудачного прогноза, полученного по старой версии модели (с упрощенным океаном). Заблаговременность прогнозов составляла от 1 до 4 суток.

В табл. 1 приводятся сведения о достоверности этих прогнозов, в табл. 2 – сравнение результатов, полученных по новой версии прогностической модели (с океанским блоком РОМ) с аналогичными результатами за те же даты, полученными по старой версии модели (с упрощенным океанским блоком). На рис. 6 приводится гистограмма распределения ошибок прогнозов общей и частной сплоченности льда.

*Таблица 1*

**Обобщение достоверности прогнозов по результатам испытаний 2015–2016 гг.**

Год	Месяц	Дата	Заблаг., сут	Общая спл.		Спл. молодого		Спл. тонкого		Спл. среднего		Спл. толстого	
				опр.	эфф	опр.	эфф.	опр.	эфф.	опр.	эфф.	опр.	эфф.
2015	10	16	4	77,6	<b>9,8</b>	78,7	<b>11,3</b>						
2015	10	27	3	92,5	<b>0,2</b>	92,3	<b>0,1</b>	99,8	<b>0,2</b>				
2015	11	3	3	91,4	-4,5	91,6	-3,5	99,7	<b>1,0</b>				
2015	11	13	4	88,9	-3,5	86,4	-1,3	91,8	<b>6,0</b>				
2015	12	7	2	93,3	-0,1	79,7	<b>1,5</b>	76,5	<b>6,3</b>	99,8	0,0		

Таблица 1 (окончание)

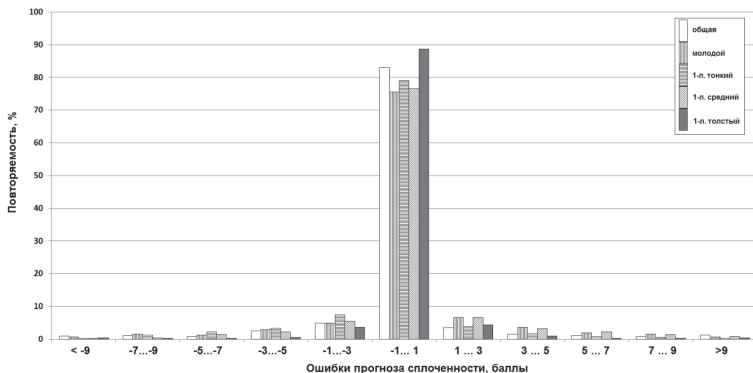
Год	Месяц	Дата	Заблаг., сут	Общая спл.		Спл. молодого		Спл. тонкого		Спл. среднего		Спл. толстого	
				опр.	эфф	опр.	эфф.	опр.	эфф.	опр.	эфф.	опр.	эфф.
2015	12	28	1	97,7	<b>3,6</b>	95,2	<b>5,4</b>	94,2	<b>0,9</b>	99,2	<b>0,7</b>		
2016	1	12	3	98,2	<b>1,6</b>	86,6	-1,4	91,7	<b>2,9</b>	99,8	<b>1,5</b>		
2016	1	15	4	95,4	<b>0,1</b>	80,4	-1,8	81,7	<b>3,7</b>	99,1	<b>0,7</b>		
2016	2	5	4	98,3	<b>0,5</b>	84,5	-3,2	77,1	<b>11,1</b>	87,6	<b>7,4</b>		
2016	2	23	3	93,0	-2,9	86,2	-2,4	90,1	<b>7,6</b>	98,0	<b>2,6</b>		
2016	3	4	4	91,2	-3,3	84,9	-3,5	91,2	<b>5,0</b>	96,5	<b>2,3</b>		
2016	3	11	4	95,6	<b>0,8</b>	88,4	-3,2	90,7	<b>2,0</b>	95,6	<b>2,4</b>	99,9	<b>0,1</b>
2016	4	12	3	94,9	<b>1,5</b>	89,3	-3,6	92,1	<b>0,7</b>	96,1	<b>2,3</b>	99,7	<b>1,6</b>
2016	4	26	3	98,3	<b>0,5</b>	96,7	-0,5	97,7	<b>2,0</b>	97,8	<b>2,6</b>	98,9	<b>1,0</b>
2016	5	3	3	98,1	<b>0,5</b>	98,9	<b>1,7</b>	98,5	<b>1,6</b>	98,8	<b>2,9</b>	98,2	<b>1,9</b>
2016	5	27	4	89,8	<b>8,8</b>	81,6	-3,7	97,7	<b>2,0</b>	85,0	-1,9	88,3	<b>2,3</b>
2016	6	7	3	90,2	<b>7,7</b>								
2016	6	28	3	92,8	<b>6,1</b>								
2016	7	1	4	91,9	<b>7,3</b>								
2016	7	15	4	98,3	<b>3,7</b>								
2016	8	6	3	80,7	<b>13,3</b>								
2016	8	30	2	98,7	<b>0,7</b>								
2016	9	2	4	99,6	3,1								
2016	9	6	2	99,2	<b>0,1</b>								
2016	10	4	3	99,7	<b>0,2</b>	99,7	<b>0,2</b>						
2016	10	28	4	89,4	<b>8,9</b>	90,1	<b>10,2</b>	99,3	<b>0,5</b>				
2016	11	1	1	96,2	<b>5,6</b>	97,2	<b>6,6</b>						
2016	11	8	2	80,8	<b>0,2</b>	79,7	-0,9	95,1	0,0				
<b>Среднее</b>				93,3	<b>2,5</b>	88,4	<b>0,4</b>	92,1	<b>3,1</b>	96,1	<b>2,0</b>	97,0	<b>1,4</b>

Таблица 2

**Сопоставление достоверности прогнозов с новым (модель РОМ)  
и старым (упрощенная модель) океанским блоком**

Год	Месяц	Дата	Заблаг., сут	Эффективность				
				общая спл.	спл. молодого	спл. тонкого	спл. сред- него	спл. толстого
2015	10	16	4	-3,5	-2,3			
2015	10	27	3	-2,7	-2,3	<b>0,6</b>		
2015	11	3	3	-3,4	-2,3	<b>1,3</b>		
2015	11	13	4	-4,0	-3,0	1,1		
2015	12	7	2	<b>0,6</b>	<b>2,2</b>	-2,0	0,0	
2015	12	28	1	<b>1,6</b>	<b>2,6</b>	<b>1,9</b>	<b>0,4</b>	
2016	1	12	3	<b>2,2</b>	-3,0	<b>1,2</b>	<b>0,7</b>	
2016	1	15	4	-1,5	<b>1,3</b>	-1,1	<b>0,4</b>	
2016	2	5	4	-1,1	-2,8	-1,7	<b>1,3</b>	
2016	2	23	3	-2,7	-1,1	<b>0,3</b>	<b>1,1</b>	
2016	3	4	4	-3,3	-1,9	-0,2	<b>1,2</b>	
2016	3	11	4	-1,7	-1,6	-0,9	<b>1,6</b>	-0,1
2016	4	12	3	-1,2	<b>0,6</b>	-1,2	<b>2,0</b>	<b>1,0</b>
2016	4	26	3	-0,2	<b>2,7</b>	<b>1,0</b>	<b>1,6</b>	<b>1,0</b>
2016	5	3	3	-0,1	<b>2,9</b>	<b>0,5</b>	<b>2,5</b>	<b>1,3</b>
2016	5	27	4	<b>4,1</b>	<b>3,2</b>	<b>2,4</b>	0,0	<b>1,8</b>
2016	6	7	3	<b>4,4</b>				
2016	6	28	3	1,7				
2016	7	1	4	<b>1,0</b>				
2016	7	15	4	<b>1,7</b>				
2016	8	6	3	<b>2,0</b>				
2016	8	30	2	-0,3				
2016	9	2	4	<b>1,7</b>				
2016	9	6	2	-0,5				
2016	10	4	3	<b>0,1</b>	<b>0,1</b>			
2016	10	28	4	<b>2,2</b>	<b>3,3</b>	0,0		
2016	11	1	1	<b>2,6</b>	<b>3,6</b>			
2016	11	8	2	<b>11,9</b>	<b>11,3</b>	<b>0,1</b>		
<b>Среднее</b>				<b>0,4</b>	<b>0,7</b>	<b>0,2</b>	<b>1,1</b>	<b>1,0</b>

*Примечание.* Отрицательные величины означают, что «новая» модель дала худшие результаты, положительные – лучшие.



**Рис. 6. Гистограмма распределения ошибок прогнозов общей и частной сплоченности льда.**

Основные выводы, которые можно сделать по результатам, приведенным в табл. 1 и 2 и на рис. 6, сводятся к следующему.

1. В среднем, оправдываемость прогнозов общей сплоченности в зимний период составила 93,0 % при эффективности +1,4% (на 0,1 % хуже, чем по старой модели), в летний — оправдываемость 93,9 %, эффективность 5,3 % (на 1,5 % лучше, чем по старой модели). Оправдываемость прогнозов частной сплоченности составила в среднем 92,1 % при эффективности +1,7 % (на 0,6 % лучше, чем по старой модели).

2. Наиболее удачными были прогнозы частной сплоченности однолетнего среднего льда (оправдываемость 96,1 %, эффективность 2,0 %) и однолетнего толстого льда (оправдываемость 97,0 %, эффективность 1,4 %), наименее удачными — прогнозы молодого льда (оправдываемость 88,4 %, эффективность 0,4 %). Наиболее эффективными оказались прогнозы однолетнего тонкого льда (3,1 %).

3. Большинство ошибок прогнозов (около 80 %) группируется в пределах  $\pm 1$  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.

4. Ошибки прогнозов со знаком «+» и со знаком «—» распределены практически симметрично, т. е. прогностическая методика не содержит заметной систематической ошибки.

5. Увеличение максимально возможного количества маркеров в ячейке с 20 до 40 позволило существенно купировать нежелательный эффект случайных флуктуаций сплоченности льда, особенно в летний период.

6. Сезонный ход достоверности прогнозов показывает, что оправдываемость и эффективность меняются примерно в противофазе: в периоды относительной стабильности оправдываемость растет, а эффективность снижается, в периоды повышенной изменчивости — наоборот.

7. В целом, уровень оправдываемости и эффективности прогнозов после замены океанского блока формально оказался достаточно удовлетворительным и несколько выше, чем при использовании старой упрощенной модели океана (хотя мы ожидали большего). Это дает основание заключить, что методика в целом адекватно отражает природный процесс.

ЦМКП Росгидромета от 15 декабря 2016 г. рекомендовала внедрить метод среднесрочного численного прогноза ледовых условий для летнего и зимнего периодов в Баренцевом и Карском морях заблаговременностью до 1–7 суток в оперативную практику ФГБУ «ААНИИ».

### Список литературы

1. *Апель И.Л., Гудкович З.М.* Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния. — Л.: Гидрометеоиздат, 1992. — 143 с.

2. *Гудкович З.М., Доронин Ю.П.* Дрейф морских льдов. — СПб: Гидрометеоиздат, 2001. — 112 с.

3. *Клячкин С.В., Гузенко Р.Б., Май Р.И.* Численная модель эволюции ледяного покрова арктических морей для оперативного прогнозирования // Лед и снег. — 2015. — Т. 55, № 3. — С. 83–96.

4. *Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов.* — Л.: Гидрометеоиздат, 1984. — 56 с.

5. *Наставление по службе прогнозов.* Раздел 3. Часть III. РД 52.27.759-2011.

6. *Некрасов А.В.* Энергия океанских приливов. — Л.: Гидрометеоиздат, 1990. — 288 с.

7. *Николаева А.А., Шестериков Н.П.* Метод расчета ледовых условий (на примере моря Лаптевых) // Труды ААНИИ. — 1970. — Т. 292. — С. 143–217.

8. *Технические* предложения по подготовке тематических слоев ледяного покрова морей Евразийской Арктики и замерзающих морей России на основе АРМ «Ледовый Аналитик». Инструкция пользователя, версия 0.9 от 05.12.2011. Проект «Полнофункциональная единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане». – СПб: ФГБУ «ААНИИ», 2011. – 43 с. – (URL: <http://www.aari.nw.ru/resources/m0002/seaice/index.php>)

9. *Фролов И.Е.* Численная модель осенне-зимних ледовых явлений // Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 372. – С. 73–81.

10. *Хейсин Д.Е., Ивченко В.О.* Распространение ледовых сжатий в сплоченных льда // Океанология. – 1975. – Т. 15, № 5. – С. 803–812.

11. *Blumberg A.F., Mellor G.L.* A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-Dimensional Coastal Ocean Models. Vol. 4. – Washington, DC: American Geophysical Union, 1987. – 208 p.

12. *Foreman M.G.G.* Manual for tidal heights analysis and prediction // Pacific Marine Science. Report 77-10. – 1996. – 58 p.

13. *Locarnini R.A., Mishonov A.V., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2013. Vol. 1: Temperature // NOAA Atlas NESDIS 73. – Washington, DC: U.S. Government Printing Ofce, 2013. – 40 p.

14. *Mellor G.L.* Users guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model // Program in Atmospheric and Oceanic Sciences Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710. – 2003. – 53 p.

15. *Mellor G.L., Yamada T.* Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems // Rev. Geophys. – 1982. – Vol. 20. – P. 851–875.

16. *Padman L., Erofeeva S. Y.* A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. – 2004. – Vol. 31 – L02303. – doi:10.1029/2003GL019003.

17. *Zweng, M.M., Reagan J.R., Antonov J.I. et al.* World Ocean Atlas 2013. Vol. 2. Salinity // NOAA Atlas NESDIS 74. – Washington, DC: Government Printing Ofce, 2013. – 39 p.