

Использование вероятностных площадных характеристик дрейфующего льда для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций и построения численной модели перераспределения льда в Белом море

Введение

Изучение межгодовой и сезонной изменчивости площадных ледовых характеристик динамичного дрейфующего ледяного покрова, взаимосвязей метеорологических процессов с ледовым режимом Белого моря имеет не только научное, но и большое прикладное значение, в том числе для специализированного гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций. Особо важен учет ледовых условий для решения навигационных вопросов: планирования морских операций в ледовый период и прокладки оптимальных курсов плавания судов и ледоколов с учетом их технических возможностей.

Исследование динамики ледового покрова приобретает особую актуальность в связи с увеличением грузооборота на судоходных трассах Белого моря, соединяющих Баренцево море (и всю Арктику) с портами Двинского (Архангельск, Северодвинск), Кандалакшского (Кандалакша), Онежского (Беломорск, Онега) заливов. В настоящее время эти порты активно используются в качестве перевалочных пунктов в транспортной системе море – железная дорога как для грузов северного завоза, продукции Норильского комбината, леса из Игарки, так и для углеводородов Тимано - Печоры и Западной Сибири.

1. Исходные материалы и расчет карт вероятности встреч судами и ледоколами льдов с различными характеристиками

В Гидрометцентре России в виде архива накоплен уникальный материал ледовых авиационных разведок по неарктическим морям. С начала 90-х годов XX века авиаразведки носили нерегулярный характер и вскоре были практически прекращены как в Арктике, так и на замерзающих неарктических морях. Вероятность их возобновления (в силу дороговизны проведения подобных исследовательских работ и появления альтернативного спутникового наблюдения за льдами) практически равна нулю. Тем не менее, по достоверности, системности, качеству и подробности площадной ледовой информации данные авиационных разведок значительно превышают информативность снимков ИСЗ низкого и среднего разрешения, используемых в последние годы в оперативной практике (рис.1).

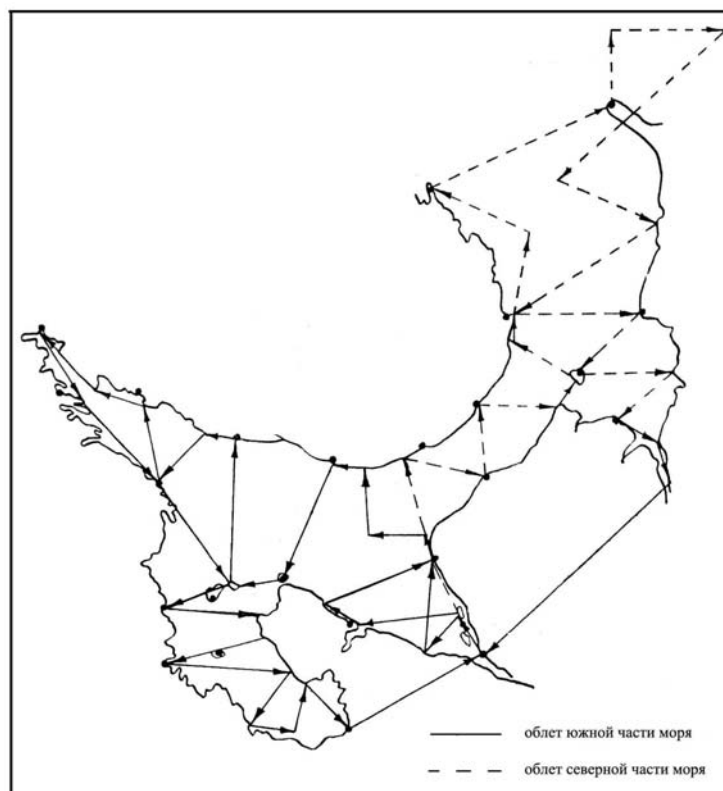


Рис. 1. Стандартная схема ледовых разведок.

В данной статье представлены результаты обработки карт ледовых разведок, находящихся в архиве Гидрометцентра России, за период 1950-1985 гг. С ледовых карт, максимально приближенных по датам осуществления ледовой авиационной разведки к середине соответствующего месяца, снималась информация в квадратах сетки с шагом 10 миль. Вероятность встречи льдов (P_k) рассчитывалась по формуле

$$P_k = \frac{N_k}{n_k} \cdot 100\% , \quad (1)$$

где N_k – число встреч со льдом с заданными свойствами, n_k – количество наблюдений в k -м квадрате.

В результате поквadratной обработки многолетнего массива данных ледовых разведок были получены 4 вида карт вероятности встречи льда судами и ледоколами с различными характеристиками, влияющими на ледопроеходимость судов, для шести ледовых месяцев (декабрь-май):

- карты вероятности встречи льда сплоченностью 7-10 баллов и толщиной более 30 см, показывающие частоту присутствия в различных районах моря самого труднопроходимого для Белого моря льда – тонкого белого (30-70 см), сплоченного и очень сплоченного (7-10 баллов);
- карты вероятности встречи льда сплоченностью 10 баллов, показывающие частоту присутствия в данном районе моря зон очень сплоченного льда, для которых характерен процесс торошения и возникновение сжатий;
- карты вероятности встречи больших полей льда, характеризующие динамичность различных районов моря;
- карты вероятности встречи чистой воды, которые показывают частоту наличия в данном районе моря наиболее благоприятного режима мореплавания.

Комплекты вероятностных карт, построенных по данным ледовых авиаразведок для каждого ледового месяца, в качестве справочного материала могут использоваться специалистами, осуществляющими дешифрирование спутниковых данных (поскольку

процесс дешифрирования снимков низкого и среднего разрешения основывается во многом на знании реального ледового режима моря), а также для прокладки вероятностных рекомендованных курсов плавания судов во льдах Белого моря.

Например, для ледовых плаваний в феврале важно учитывать, что очень сплоченный лед (9-10 баллов) с вероятностью более 75 % наблюдается в северо-восточной части Онежского залива, в центральной и восточной частях Бассейна моря, в Горле, а также на северо-востоке Мезенского залива и Воронки (рис.2).

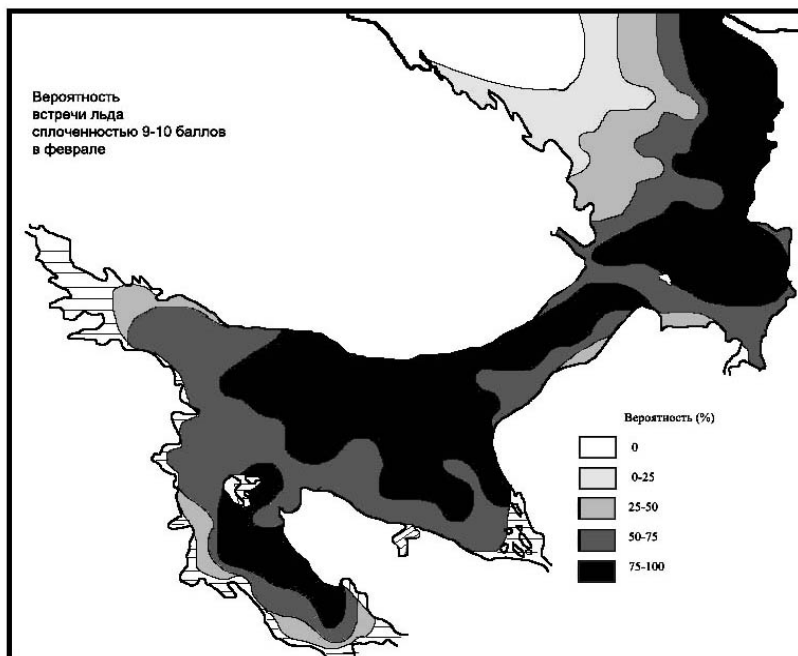


Рис.2. Вероятность встречи льда сплоченностью 9-10 баллов в феврале.

Такое распределение льда поддерживают преобладающие в зимний период над Белым морем южные-юго-восточные ветры [9]. Именно в феврале происходит основной прирост мощности льда. В это время почти вся акватория моря занята дрейфующими льдами. При этом в море преобладают серо-белые и белые льды [4].

Из анализа карты вероятности встречи льда сплоченностью 7-10 баллов и толщиной более 30 см следует, что с большой вероятностью (50-75%) тяжелый лед может наблюдаться только на северо-востоке Мезенского залива, с вероятностью 25-50% – в Онежском и Кандалакшском заливах, на севере Бассейна и Горла, в восточных частях Мезенского залива и Воронки (рис.3).

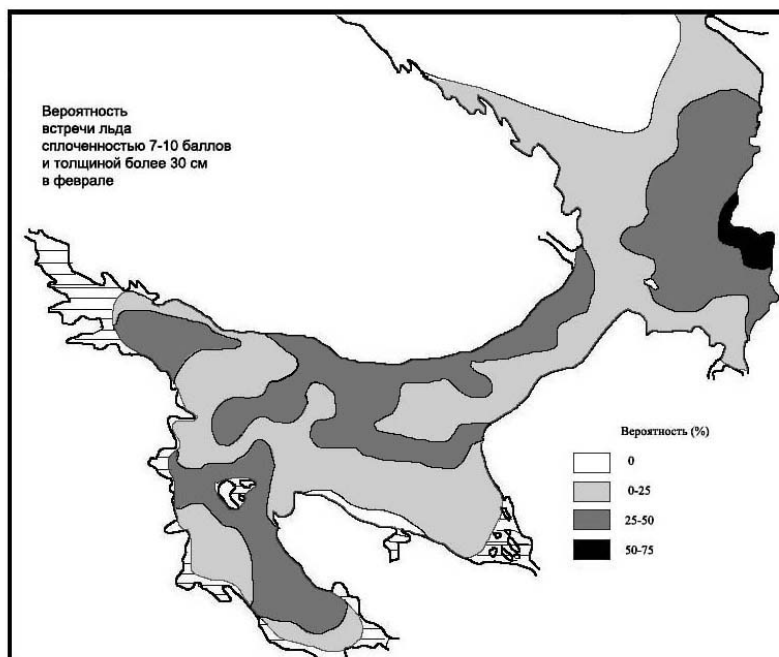


Рис.3. Вероятность встречи льда сплоченностью 7-10 баллов и толщиной более 30 см в феврале.

Еще в 30-е гг. XX века один из первых исследователей режима Белого моря А.К. Бурке [3] заметил, что «особенностью ледового покрова Белого моря является его беспокойное состояние, благодаря сильным приливо-отливным течениям». Наименее динамичным районом моря по наблюдениям за формами плавучего льда, характеризующими раздробленность (степень разлома) ледяного покрова в феврале, является северо-западная и центральная части Бассейна, что подтверждается картами вероятности встречи обширных и больших полей льда и в другие месяцы ледового сезона (рис.4).

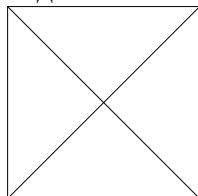


Рис.4. Вероятность встречи обширных и больших полей льда в феврале.

Зоны, соответствующие наименьшей вероятности (0-20%) встречи больших полей (включая сморози) – это Онежский залив, Горло, южная часть Воронки и восток Мезенского залива. Практически эти зоны совпадают с районами максимальной приливной активности. Действительно, наибольшие величины прилива наблюдаются в Мезенском заливе, в Горле они несколько уменьшаются, в Бассейне – минимальны, а в Онежском заливе вновь возрастают. Соответственно и наибольшие приливные течения наблюдаются там, где велики приливы [4]. Для перечисленных зон характерны процессы наслоения и торошения льда, а также сжатия, что приводит к затруднению прохождения этих районов судами во время ледовых плаваний. Вероятность существования в феврале зон чистой воды минимальна (рис.5). Образующиеся заприпайные полыньи и разводья быстро покрываются молодым льдом.

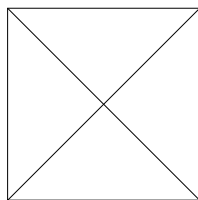


Рис.5. Вероятность встречи чистой воды в феврале.

В марте вероятность встречи в Белом море льда сплоченностью 9-10 баллов максимальна в более мористых, удаленных от береговой черты зонах в отличие от распределения этой характеристики в феврале (рис.6).

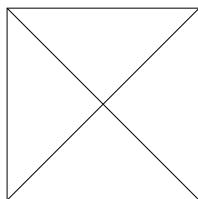


Рис.6. Вероятность встречи льда сплоченностью 9-10 баллов в марте.

Это можно объяснить началом смены ветрового режима – увеличением повторяемости западных-северо-западных ветров, а также снижением активности ветров южных румбов, о чем свидетельствует как понижение значений средних скоростей ветра, так и повторяемости сильных и устойчивых ветров по сравнению с январем-февралем [4].

В марте значительно выше вероятность встречи тяжелого льда по сравнению с февралем (рис.7).

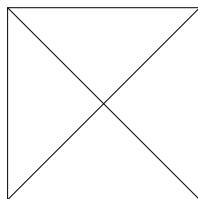


Рис.7. Вероятность встречи льда сплоченностью 7-10 баллов и толщиной более 30 см в марте.

При этом в западной части моря она составляет менее 25%, что говорит о начале процессов, предшествующих очищению моря: интенсивность ледообразования идет на спад, а накопление тяжелых льдов в северо-восточной части моря спровоцировано выносом сюда льдов февральского происхождения из южных районов.

Распределение значений вероятности встречи обширных и больших полей льда в марте во многом повторяет февральскую ситуацию, подтверждая соответствие между зонами приливной активности и раздробленностью дрейфующего льда (рис. 8).

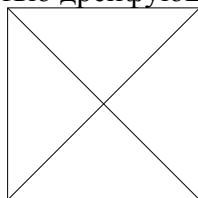


Рис.8. Вероятность встречи обширных и больших полей льда в марте.

Достаточно хорошо увязываются вероятностные значения встречи обширных и больших полей льда в марте со среднемноголетними значениями торосистости для весенних месяцев, приведенными в работе [4]. Зоны с вероятностью встречи полей льда 40-60% соответствуют

значениям средней многолетней торосистости 1-2 балла, 20-40% – 2-3 балла, 0-20% - 3-4 балла.

Распределение вероятности встречи чистой воды в марте свидетельствует о том, что, несмотря на наличие в море (особенно в его восточной части) максимального за зиму количества тяжелого для прохождения судов льда, зоны чистой воды в марте наблюдаются чаще, чем в феврале. Это касается, прежде всего, западной части моря и свидетельствует о том, что процессы интенсивного ледообразования в это время существенно замедляются (рис.9).

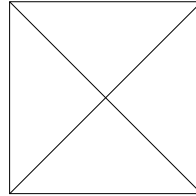


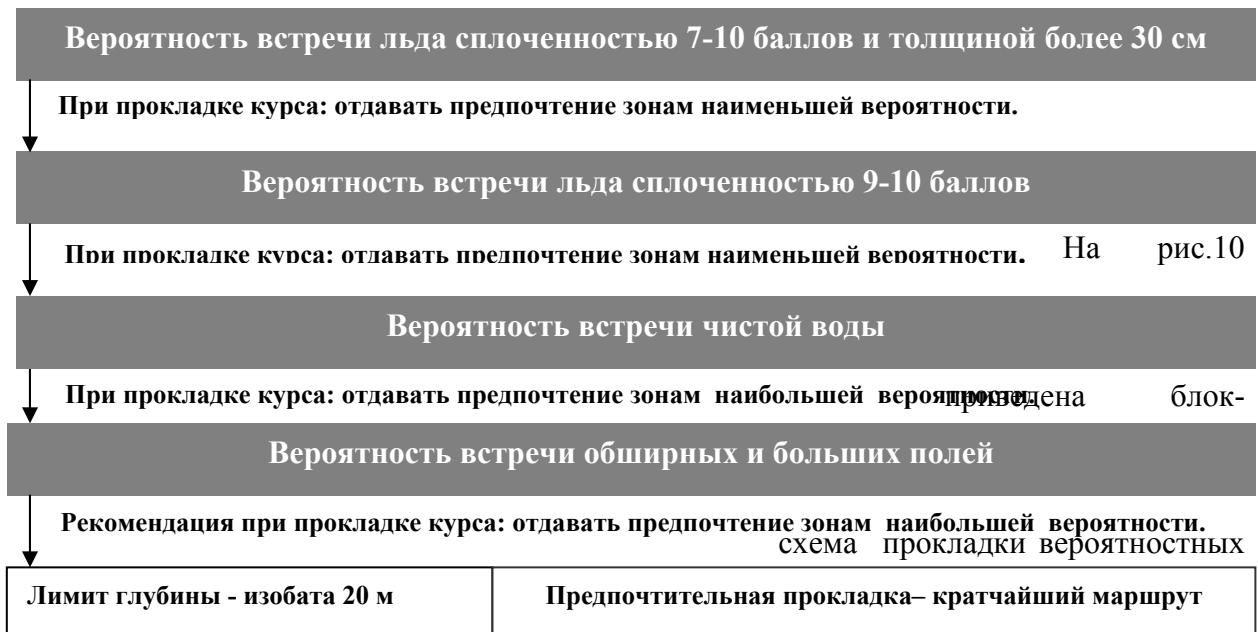
Рис. 9. Вероятность встречи чистой воды в марте.

Хотя говорить о таянии льда в это время еще нельзя. Устойчивый переход воздуха через 0°C к положительным значениям в среднем по морю происходит только через месяц – во второй декаде апреля, знаменуя собой начало весеннего таяния и процесса очищения моря ото льда.

3. Уточненные генеральные курсы плавания судов во льдах Белого моря

Для планирования морских операций в зимний период очень важно знать особенности ледового режима моря и использовать традиционные генеральные курсы плавания судов во льдах [11]. Такие курсы различны для разных месяцев ледового периода. Построенные вероятностные карты площадных характеристик дают возможность уточнить ранее рекомендованные трассы на основе комплексного учета ледовых условий в море.

На примере двух зимних месяцев, являющихся для Белого моря наиболее сложными для ледовых плаваний (февраль и март), ниже продемонстрирован принцип прокладки оптимальных курсов с использованием карт вероятности встречи льда различного возраста, сплоченности, степени раздробленности.

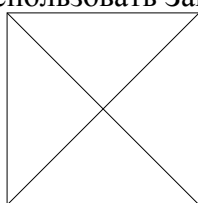


курсов плавания судов (рис.10).

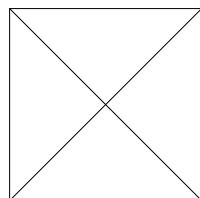
Рис.10. Блок-схема прокладки вероятностных курсов плавания судов.

Описанные выше вероятностные карты были последовательно совмещены между собой и, в соответствии с приведенным алгоритмом, проанализированы на предмет наиболее благоприятных условий плавания в различных районах Белого моря. При этом ограничивающим фактором для движения виртуального судна был лимит глубины, и, при прочих равных условиях, предпочтение отдавалось кратчайшему маршруту.

Результаты работы показали, что традиционные рекомендованные курсы не отличаются кардинально от вероятностных маршрутов. Первые были проложены на основе качественного анализа (практического опыта), а вторые – на основе количественного анализа (вероятностных характеристик), при этом и те и другие преследовали одну цель: показать судоводителю оптимально безопасный путь во льдах при условии наименьших затрат времени и горючего. Вероятностные курсы, таким образом, позволяют предложить частные рекомендации по корректировке генеральных курсов. Так, для февраля, в ледовых условиях, близких к средним многолетним, могут быть предложены следующие рекомендации: в Горле не приближаться к Терскому берегу; в Двинском заливе двигаться ближе к Зимнему берегу; в Бассейне при плавании в Онежский залив держаться мористее генерального курса; направляясь из Бассейна в порты Онега и Беломорск, использовать Западную Соловецкую салму (рис.11а). В марте рекомендуется из Горла в порт Кандалакша двигаться значительно южнее генерального курса, а в Двинской залив – несколько восточнее; направляясь в порты Онега и Беломорск, по возможности, использовать Западную Соловецкую салму (рис.11б).



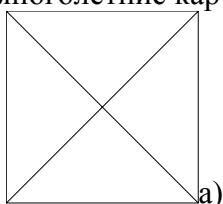
а)



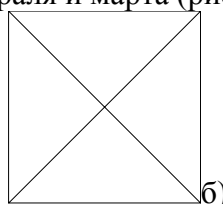
б)

Рис. 11. Традиционные генеральные курсы плавания судов и вероятностные рекомендации для мореплавания в феврале (а) и марте (б).

Кроме прокладки рекомендованных курсов, анализ вероятностных карт (при сопоставлении в каждой клетке расчетной области всех имеющихся значений вероятностей встречи льда с различными характеристиками) позволил построить результирующие средние многолетние карты распределения льда в Белом море. За среднее положение границы той или иной зоны принималось положение изолинии 50% вероятности встречи льда с соответствующими характеристиками. Ниже приведены результирующие средние многолетние карты ледовой обстановки для февраля и марта (рис. 12).



а)



б)

Рис. 12. Результирующие средние многолетние карты ледовой обстановки в Белом море для февраля (а) и марта (б).

Построение и последующая оцифровка результирующих карт были выполнены для всех месяцев ледового сезона [14]. Полученные данные использованы для оценки результатов расчетов по численной (динамико-статистической) модели перераспределения сплоченности льда в Белом море путем сопоставления обеспеченности расчетного метода и природной обеспеченности.

3. Математическая модель перераспределения сплоченности льда в Белом море и результаты ее тестирования

За основу при построении модели для Белого моря взята численная модель Ю.П. Доронина для Карского моря в весенне-летний период [5], которая была дополнена блоками, учитывающими особенности ледового режима Белого моря, и реализована на языке ФОРТРАН.

Все существующие в настоящее время методы расчета перераспределения льда можно разделить на две группы: физико-статистические и гидродинамические методы [13]. Причем, эти группы методов не противопоставляются, а напротив, дополняют друг друга и имеют одну общую основу – выявление, анализ и возможно полный учет сил, вызывающих дрейф льда: F_1 – силы, приводящей к ветровому дрейфу льда (напряжения ветра); F_2 – силы сопротивления, возникающей при движении льдины со скоростью, отличающейся от скорости течения; F_3 – силы, обусловленной горизонтальным градиентом давления воды, F_4 – силы Кориолиса, F_5 – силы трения и столкновения льдин друг с другом, F_6 – приливообразующей силы.

Численных моделей для определения дрейфа льда существует достаточно много.

Уравнение дрейфа льда в общем случае имеет вид

$$\begin{array}{c}
 \begin{array}{|c|} \hline \square \\ \hline \end{array} \\
 \begin{array}{|c|} \hline \square \\ \hline \end{array}
 \end{array}
 \quad (2)$$

где M – масса льдины, a – ее ускорение.

Эта же формула описывает дрейф сплоченных льдов, при этом считается, что силы приложены не к отдельным льдинам, а к ледяному покрову в целом. Для баланса сил отнесенных к единице площади льда, эта формула имеет вид

$$\begin{array}{|c|} \hline \square \\ \hline \end{array}
 \quad (3)$$

где v – скорость дрейфа льда, t – время, ρ_l – плотность льда, H – толщина льда.

Так как при расчете дрейфа льда за продолжительный период времени (для Белого моря – не менее 5 сут) используются поля осредненных характеристик, то учет нестационарности нецелесообразен и левая часть уравнения полагается равной нулю. Д.Л. Лайхтман, проведя аналогию между ледяными частицами (льдины, группы льдин) и жидкими частицами, аппроксимировал ледяной покров пленкой вязкой жидкости, для которой справедливы уравнения Навье – Стокса для движения вязкой жидкости на вращающейся сфере в прямоугольной системе координат [10]:

где u, v – составляющие скорости дрейфа, ρ_l – плотность льда, $l = 2\omega \sin \varphi$ – параметр Кориолиса, K_x, K_y, K_z – коэффициенты турбулентного обмена.

Без учета нестационарности левая часть равна 0.

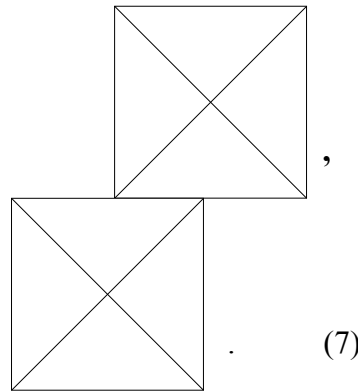
Лед рассматривается как некоторая прослойка между пограничными слоями атмосферы и океана. Д.Л. Лайхтман полагал, что в воде и воздухе имеют место спирали Экмана, начинающиеся от соответствующих поверхностей льда, где скорости движения воздуха, льда и воды совпадают (склейка скоростей). Для вывода формул компонентов скорости дрейфа одиночной льдины Д.Л. Лайхтман использовал уравнение (4) в виде

т.е. рассматривал стационарный дрейф без учета силы градиента давления и взаимодействия льдин между собой. В качестве граничных условий он использовал положение о стремлении ветра к геострофическому, а дрейфового течения – к 0 на границах соответствующих пограничных слоев. В исследованиях Д.Л.Лайхтмана оставался открытым вопрос об определении коэффициентов турбулентности, как вертикальных, так и горизонтальных. В. Кэмпбэлл для учета взаимодействия льдин между собой F_5 ввел в два последних члена этих уравнений коэффициент взаимодействия между льдинами [15]:

$$K_i = K_c f(N), \quad (6)$$

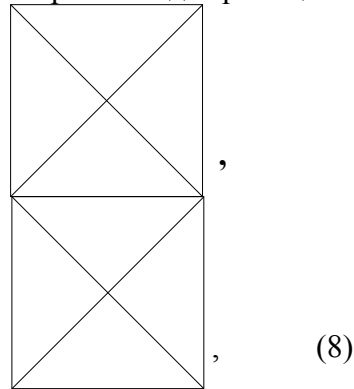
где N – сплоченность льдов в десятых долях балла, K_c – некоторый постоянный эффективный коэффициент.

В принятых обозначениях сила внутреннего взаимодействия (столкновения льдин между собой) записывается в виде



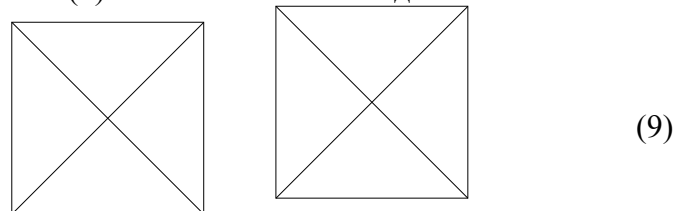
В [15] проводились расчеты при различных K_c , меняющихся от 10^7 до $3 \cdot 10^9$ м²/с. При этом лучшая сходимость фактического и расчетного дрейфа отмечалась для $K_c=10^8$ м²/с. При расчетах, проведенных Ю.П. Дорониным и А.В. Сметанниковой для условий Карского моря наилучшая сходимость получилась при $K_c=3 \cdot 10^6$ м²/с, в модели для Белого моря – при $K_c=6,5 \cdot 10^6$ м²/с.

В модели для Карского моря вопрос об определении вертикального коэффициента турбулентного обмена решается на основе положения об изломе коэффициента турбулентности на границах приземного слоя воздуха и слоя трения в воде [12]. Считается, что в этих слоях напряжение трения по вертикали до границ слоев h_a и h_w не меняются, т.е.

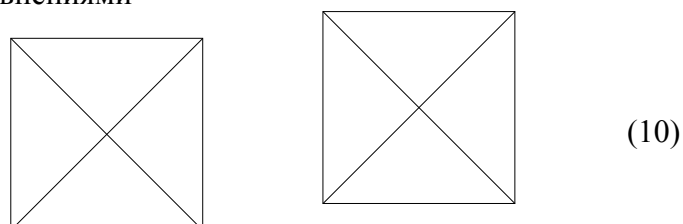


где F_1 и F_2 – турбулентное напряжение в воздухе и воде, F_1' и F_2' – молекулярное напряжение в воздухе и воде, K_{za} и K_{zw} – коэффициенты турбулентного обмена в воздухе и воде, K_{za}' и K_{zw}' – коэффициенты молекулярной вязкости в воздухе и воде, h_a и h_w – толщины слоев трения воздуха и воды, W_a и W_w – скорости ветра и течения.

Если положить, что в слоях трения коэффициенты турбулентности растут пропорционально увеличению z , т.е. $K_{za}=K_a \cdot z$ и $K_{zw}=K_w \cdot z$, где K_a и K_z – некоторые постоянные коэффициенты, то условие (8) можно записать в виде



Начиная с внешних границ слоев трения, коэффициент турбулентности считался постоянным и полагалось, что профили скорости потоков воздуха и воды за пределами слоев описываются уравнениями

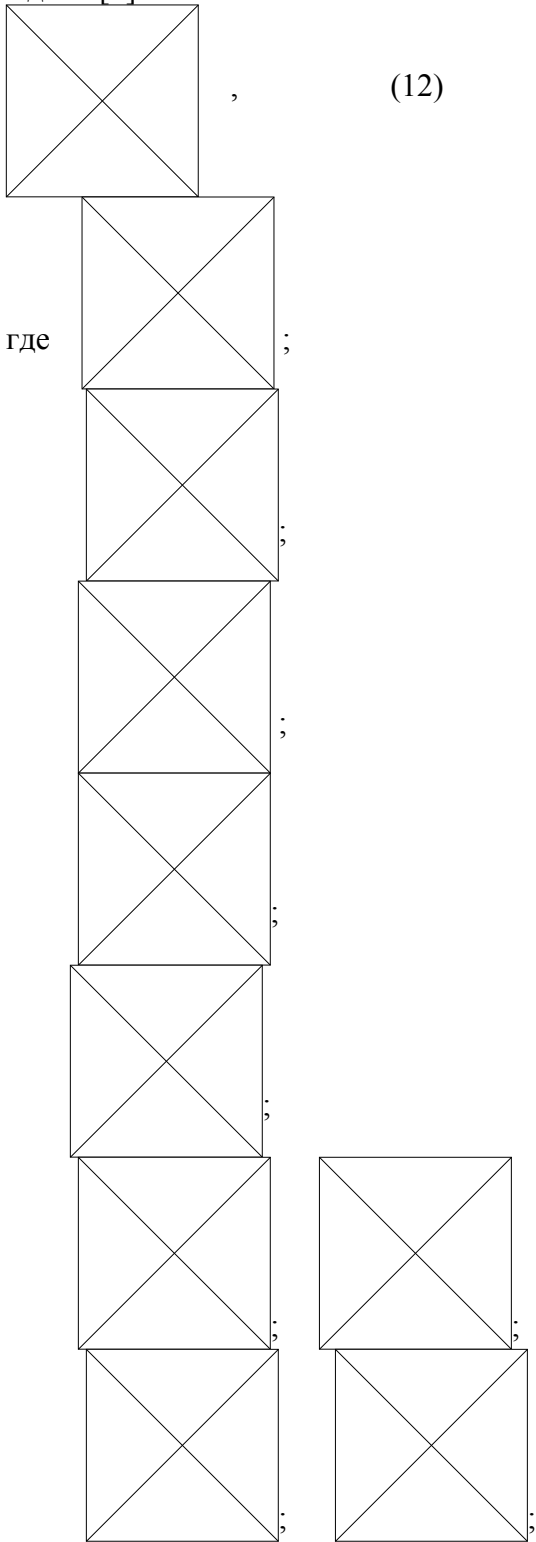


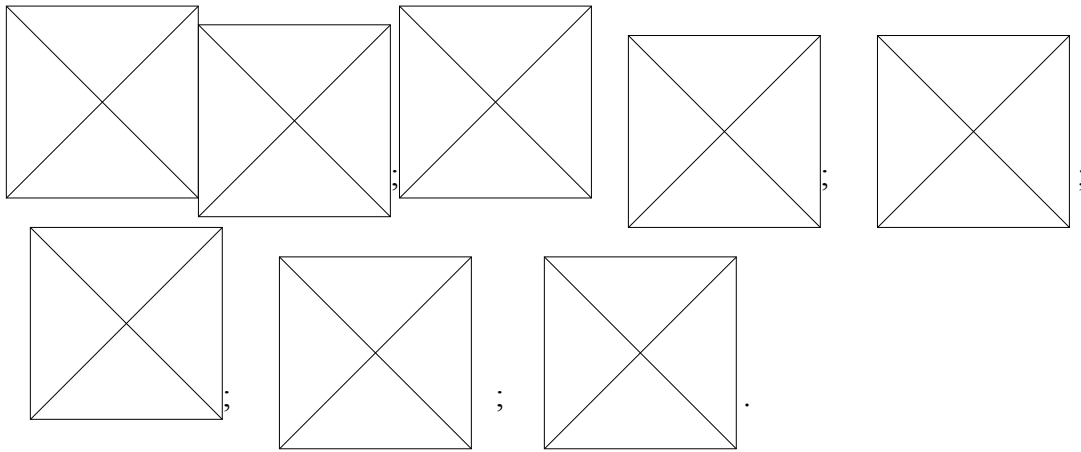
где U_a – геострофический ветер, U_w – геострофическое течение.

В качестве краевых условий при решении уравнений (9),(10) принималось, что
 при $z = 0$ $W_a = W_w = V$,
 при $z = \infty$ $W_a = U_a; W_w = U_w$, (11)
 при $z = h_a$ $K_{za} = K_a \cdot h_a$,
 при $z = h_w$ $K_{zw} = K_w \cdot h_w$.

Первое условие – склейка скоростей поверхностного ветра W_a , течения W_w и дрейфа льда V .

После преобразований уравнений баланса, сделанных Ю.П. Дорониным, были получены следующие зависимости, описывающие ветровой дрейф и являющиеся основой численной модели [5]:





Решение уравнений баланса (12) в модели для Белого моря реализовывалось численным методом при следующих параметрах:

$\varphi = 65^\circ$, $\rho_l = 0,9 \text{ г/см}^3$, $\rho_a = 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$, $\rho_w = 1,0 \text{ г/см}^3$, $K_c = 6,5 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$,
 $K_{za}' = 1,32 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, $K_{zw}' = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$;

$h_a = 50 \text{ м}$ – толщина приземного слоя атмосферы;

$h_w = 0,5 \text{ м}$ – толщина слоя трения в воде;

$k_w = 0,02 \text{ м}^2/\text{с}$ – коэффициент турбулентного обмена в воде;

$z_0 = 0,0005 \text{ м}$ – параметр шероховатости, который определялся во многих арктических экспедициях.

Составляющие скорости геострофического ветра находились из формул:

$$(13)$$

Для конечно-разностного аналога принималось, что $\Delta x = \Delta y = 37 \text{ км}$ (20 миль).

В модели рассматривается только ветровой дрейф, т.е. не принимаются во внимание силы F_2 (постоянные течения), F_3 (градиентные течения), F_6 (приливы). Интенсивность турбулентного обмена в атмосфере (коэффициент турбулентности K_{za}) определяется по относительному модулю скорости ветра из соответствующей спирали Экмана для уровня h_a для условия постоянного потока количества движения в пограничном слое [6]:

$$(14)$$

где z_0 – параметр шероховатости верхней поверхности льдины, κ – постоянная Кармана, равная 0,4, W_a – скорость ветра на уровне h_a , W_w – скорость ветра на уровне h_w , V – склейка скоростей дрейфа, ветра, течения.

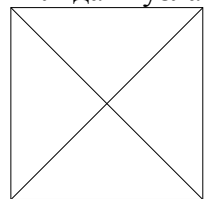
Для определения K_{za} скорость ветра W_a на уровне h_a принималась равной $0,7 \cdot U_a$, а скорость дрейфа V из эмпирических представлений – равной $0,027 \cdot W_a$.

Для определения изменения во времени сплоченности льда было использовано уравнение неразрывности сплоченности:

$$(15)$$

На первом этапе работы модели заполняются начальные массивы для следующих гидрометеорологических характеристик: данные ледовых разведок – начальная ледовая ситуация (общая сплоченность; количество чистой воды; сплоченность начальных форм льда, ниласа, серого, серо-белого, белого льда). Далее идет заполнение массивов для реальной (наблюденной) конечной ледовой ситуации, последующее сравнение с которой позволяет оценить качество работы модели. На следующих этапах считываются массивы ежедневных значений давления и температуры воздуха на 15 гидрометеорологических станциях (ГМС) Белого моря, климатические значения суммарной радиации, радиационного баланса, влажности; выставляются счетчики для периодов расчета; рассчитываются значения средней температуры воздуха по южному и северному районам моря. При этом для южного района осредняются ежедневные данные по ГМС Онега, Гридино, Кемь-Порт, Соловки, Жижгин, Унский, Мудьюг, Зимнегорский, Инцы, Сосновец, для северного района – данные по ГМС Инцы, Сосновец, Моржовец Абрамовский, Мезень, Шойна, Канин Нос.

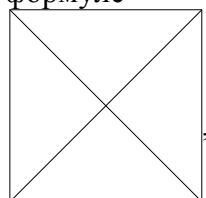
Расчет средневзвешенной толщины льда в узлах сетки осуществлялся по формуле

$$\frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4}{4}, \quad (16)$$


где $H(i,j)$ – толщина льда в узле сетки с координатами i,j , h_k и S_k – частные значения толщины и сплоченности льда различного возраста (ниласа, серого, серо-белого, белого).

Построением карт общей начальной сплоченности и средневзвешенной толщины льда завершается серия блоков, производящих расчет по всей площади Белого моря. Все последующие операции осуществляются по южному и северному районам. Такое разделение было продиктовано необходимостью осуществлять контроль и отладку по картам ледовых разведок, традиционно выполненных по двум районам моря с разрывом 1-2 дня (рис.1): все расчеты осуществлялись по разным комплектам метеорологических параметров.

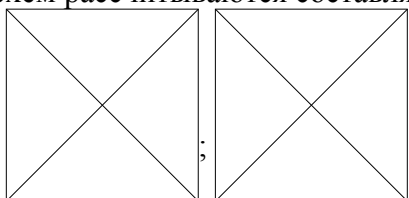
Работа модели применительно к северному и южному районам начинается с аппроксимации поля давления по формуле

$$P(x,y) = A_{mn} \dots, \quad (17)$$


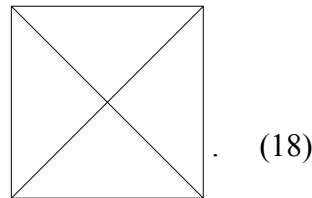
где $P(x,y)$ – искомое значение давления, A_{mn} – коэффициенты, определяемые из системы уравнений (17).

По данным станций путем интерполяции восстанавливается давление в 9 фиксированных точках, и далее посредством решения системы из 9 уравнений определяются значения в узлах сетки. Для проверки правильности разложения поля давления осуществляется контроль в точках, совпадающих с положением ГМС.

Для решения системы уравнений движения льда с использованием конечно-разностных схем рассчитываются составляющие уравнений (12)

$$\frac{h_1 + h_2 + h_3 + h_4}{4} ; \varepsilon ; C_1 \text{ и } C_2.$$


Далее осуществляется решение системы вида:



(18)

Поскольку u_n и v_n являются функциями от $u(i,j)$ и $v(i,j)$, для решения системы используется итерационный метод. Сначала задается нулевое начальное поле скоростей $u(i,j)=0$, $v(i,j)=0$ и система решается относительно $u(i,j)$ и $v(i,j)$ при нулевых значениях u_n и v_n , далее идет расчет в цикле до выполнения условия сходимости результатов предыдущего и последующего вариантов счета. Таким образом, предполагается, что изначально существующее распределение сплоченности спровоцировано соответствующей барической ситуацией. В этом есть момент условности, т.к., строго говоря, при большой инерционности ледовых процессов, моментальное поле давления не может соответствовать сплоченности на тот же момент времени. Для достижения большего правдоподобия производится осреднение полей давления за два дня. Введение поправок на постоянное течение выполнялось для нескольких узлов путем увеличения значений рассчитанных составляющих скорости дрейфа в Горле (Беломорское течение).

Расчет поля сплоченности сводился к решению уравнения неразрывности (15). Его конечно-разностный аналог имеет вид

$$\begin{aligned} A_1 &= u(i,j) \cdot (f_2 - f_1) + c_1 \cdot (u(i-1,j) - u(i+1,j)) \\ A_2 &= v(i,j) \cdot (f_4 - f_3) + c_1 \cdot (v(i,j-1) - v(i,j+1)) \\ nt(i,j) &= no(i,j) + 2.338 \cdot (A_1 + A_2), \end{aligned}$$

где c_1, f_1, f_2, f_3, f_4 - значения начальной сплоченности в центральном узле и в ближайших соседних узлах

Аналогично рассчитывалось поле средней по узлу толщины льда. Использовались центральная, а также комбинированная центральная и односторонняя разностная аппроксимация.

Предполагалось, что превышение расчетной сплоченности над единицей допустимо до значения 1,2 (т.е. 20% – возможные потери на процесс торошения льда). При превышении этого значения осуществлялось уменьшение скорости дрейфа и повторный расчет в цикле до приведения скорости и сплоченности в допустимое соответствие.

В весенне-летний период таяние льдин как сверху, так и, вследствие теплообмена с водой, сбоку и снизу, приводят к существенному изменению сплоченности льда. В работе [6] показано, что если на единицу поверхности разводья в массиве приходит Φ_a поглощенного тепла из атмосферы, то нагрев воды за время dt расходуется приблизительно:

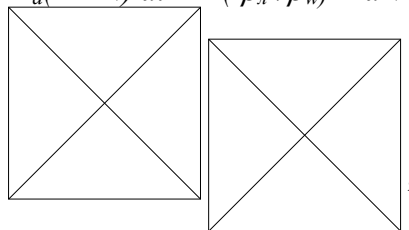
$$\Phi_n = \Phi_a (1 - N) dt \quad (19)$$

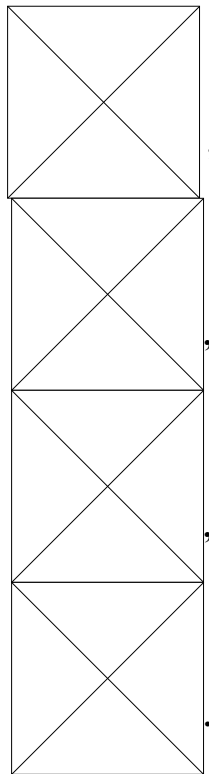
Такое количество тепла требуется на плавление льда площадью dN и толщиной подводной части $\rho_l / \rho_w \cdot H$:

$$\Phi_n = L (\rho_l^2 / \rho_w) H dN \quad (20)$$

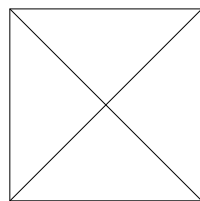
Приравняв правые части, разделив переменные и проинтегрировав уравнения в пределах от 0 до t , получим

$$\Phi_a (1 - N) dt = L (\rho_l^2 / \rho_w) H dN,$$





Если положить Φ_a и H постоянными в рамках временного промежутка, то мы получим формулу, использованную Ю.П. Дорониным [7]:



(21)

Вычисление Φ_a – потока тепла из атмосферы – производится по уравнению теплового баланса, приведенному к виду [6]:

$$\Phi_a = 0,9(Q+q) + 0,51(r-1) \exp(0,083T) + 57,6(0,03T-1), \quad (22)$$

где Φ_a – поток тепла из атмосферы в кал/см²сут, $(Q+q)$ – суммарная радиация в кал/см²сут,

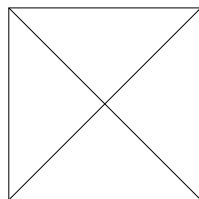
r – относительная влажность воздуха (в долях единицы), T – температура воздуха.

Уменьшение толщины льда в период таяния можно определить по формуле

$$\Delta H = 0,0139R + 0,12(1 + 0,81r)(0,4 + 0,48U_a)T - 1,13(1-r)(0,4 + 0,48U_a) - h_{сн}(\rho_{сн}/\rho_{л}), \quad (23)$$

где R – радиационный баланс в кал/см²сут.

Нарастание льда в осенне-зимний период определялось по формуле Н.Н. Зубова [8]:



(24)

где H – конечная толщина льда (см), H_0 – начальная толщина льда (см), ΣT – сумма градусо-дней мороза за расчетный период.

Для периода расчета вычислялись ежедневные приросты льда, которые далее суммировались за весь период. При условии, что он менее 20 сут, в конце расчета осуществлялось увеличение толщины льда в узлах сетки до значений, не превышающих

максимальные (среднестатистические) для данного периода ледового сезона, а также увеличение сплоченности льда за счет новообразовавшегося льда по схеме, приведенной ниже (табл. 1). Если же период расчета превышал 20 сут, операция увеличения толщины льда и сплоченности в узлах производилась неоднократно – по прошествии каждых 15 дней. Значения приростов сплоченности определялись, как функция трех характеристик – интенсивности ледообразования, характеризуемой приростом толщины льда ΔH за период расчета; значениями среднего за этот период радиационного баланса R [2]; принадлежностью расчетного периода к осеннему, зимнему, зимне-весеннему или весеннему сезону.

В результате эмпирическим путем с учетом анализа карт вероятностных характеристик, описанных выше, была получена схема действий для каждого узла в 4 временные периода:

- осенний период – до 24 декабря, когда для значений радиационного баланса выполняется условие $0 > R > -80$ кал/см²сут, а для поверхности моря характерно недостаточное выхолаживание поверхностного слоя и интенсивное конвективное перемешивание, тормозящее ледообразование;

- осенне-зимний период – 21 декабря–1 февраля, когда $R \leq -80$ кал/см²сут, поверхностный слой умеренно выхоложен, существуют условия для интенсивного ледообразования;

- зимний период – 2 февраля–19 марта, когда радиационный баланс растет до слабо положительных значений, выполняется условие $-80 < R \leq 80$ кал/см²сут, поверхностный слой максимально выхоложен, существуют условия для очень интенсивного ледообразования;

- весенний период – 20 марта–2 мая, когда радиационный баланс существенно положителен, выполняется условие $80 < R < 160$ кал/см²сут, прогревается вода в разводьях, ледообразование замедлено даже при отрицательных температурах воздуха, при $R > 160$ кал/см²сут ледообразование не происходит.

Для каждого из перечисленных периодов были выставлены условия увеличения сплоченности в массиве льда, на кромке, на чистой воде. В табл.1 представлены значения в баллах по 10-бальной шкале соответствующих увеличений сплоченности, заложенных в модели.

Таблица 1

Увеличение сплоченности в массиве льда, на кромке, на чистой воде (в баллах)

Прирост толщины льда за расчетный период	Характеристик а зоны	Осень	Осень-зима	Зима	Весна
7см $>\Delta H \geq 1$ см	в массиве	0	0	+7	0
	на кромке	0	0	+7	0
	на чистой воде	0	+7 (в заливах)	+8 (в заливах)	0
10см $>\Delta H \geq 7$ см	в массиве	0	+5	+8	0
	на кромке	0	+5	+8	0
	на чистой воде	0	+8 (в заливах)	+8 (в заливах)	0
15см $>\Delta H \geq 10$ см	в массиве	+4	+5	+9	+7
	на кромке	+4	+5	+9	+7
	на чистой воде	+8(в заливах)	+8(в заливах)	+8(в заливах)	0
20см $>\Delta H \geq 15$ см	массиве	+5	+8	+9	+8
	на кромке	+5	+8	+9	+8
	на чистой воде	+5	+8	+9	+8
	в массиве	+8	+9	+9	+8

$\Delta H \geq 20$ см	на кромке	+8	+9	+9	+8
	на чистой воде	+8	+9	+9	+8

При расчете для весеннего периода определялось вертикальное стаивание по формуле (23) и уменьшение сплоченности за счет бокового таяния по формуле (21).

Ниже приведена блок-схема рабочей модели (рис. 13).

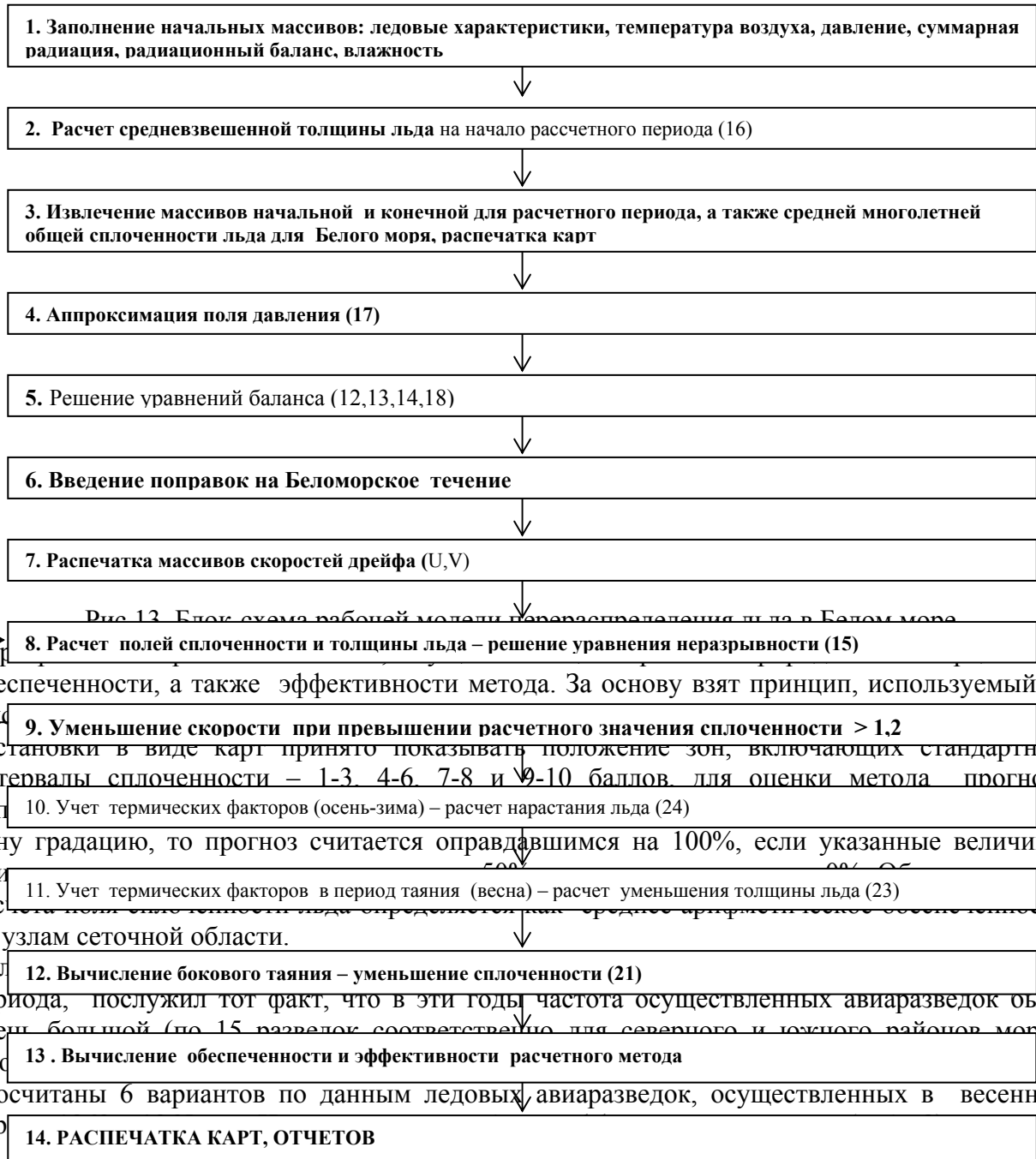


Рис. 13. Блок-схема рабочей модели перераспределения льда в Белом море

обеспеченности, а также эффективности метода. За основу взят принцип, используемый в обстановки в виде карт принято показывать положение зон, включающих стандартные интервалы сплоченности – 1-3, 4-6, 7-8 и 9-10 баллов для оценки метода прогноза доп
 одну градацию, то прогноз считается оправданным на 100%, если указанные величины при
 500
 00% 05
 сти
 по узлам сеточной области.
 Дл
 периода, послужил тот факт, что в эти годы частота осуществленных авиаразведок была
 очень большой (по 15 разведок соответственно для северного и южного районов моря).
 Крс
 ли
 просчитаны 6 вариантов по данным ледовых авиаразведок, осуществленных в весенний пер

Таблица 2

Эффективность работы модели в южном районе моря в весенний период

№ варианта	Период расчета	Инерционная обеспеченность (%)	Обеспеченность метода (%)	Эффективность (%)
1	24.04 – 6.05. 1963 г. (12 сут)	53	68	15
2	6.05 – 13.05. 1963 г. (7 сут)	70	80	10
3	13.05 – 24.05. 1963 г. (11 сут)	87	100	13
4	10.04 – 18.04. 1965 г. (8 сут)	42	69	27
5	18.04 – 24.04. 1965 г. (6 сут)	75	77	2
6	24.04 – 7.05. 1965 г. (13 сут)	58	66	8
Среднее		64	77	13

Обеспеченность метода для весеннего периода составила 76%. Эффективность работы модели по данным за весенний период 1963 и 1965 гг. (для расчетных периодов менее 20 сут) составила 13%.

Особый интерес представляет обсчет 30 вариантов (по 15 вариантов для северного и южного районов) для расчетных периодов менее 20 сут, относящихся к ледовому сезону 1970-71 гг. (табл. 3). Эффективность работы модели вычислялась в этих случаях как разность между обеспеченностью метода и инерционной обеспеченностью. В табл. 3 приведены данные численных экспериментов.

Таблица 3

Эффективность работы модели по данным разведок 1970-1971 гг.
для периодов расчета менее 20 сут

№ вар.	Период расчета, количество дней расчета	Инерц обесп. ЮГ	Обесп метод а ЮГ	Инерц обесп. СЕВЕ Р	Обесп метод а СЕВЕ Р	Инерц обесп. ВСЕ МОРЕ	Обес п. мето да ВСЕ МОРЕ	Эффек - тивнос ть
1	Юг: 06.12- (19 25.12 сут) Север: 07.12- (19 26.12 сут)	76	80	85	85	80	82	2
2	Юг: 25.12- (14 08.01 сут) Север: 26.12- (12 07.01 сут)	43	70	70	70	56	70	14
3	Юг: 08.01- (12 20.01 сут) Север: 07.01- (12 19.01 сут)	66	87	71	88	68	88	20
4	Юг: 20.01- (6 26.01 сут) Север: 19.01- (8 27.01 сут)	56	72	79	75	68	74	6
5	Юг: 26.01- (11 06.02 сут) Север: 27.01- (11 07.02 сут)	54	75	77	88	66	82	22
6	Юг: 06.02- (10 16.02 Север: (10 07.02-17.02 сут) сут)	82	98	85	94	83	96	13
7	Юг: 16.02- (7 23.02 сут) Север: 17.02- (7 24.02 сут)	98	100	80	91	89	96	7
8	Юг: 23.02- (15 10.03 сут) Север: 24.02- (16 12.03 сут)	93	93	71	73	82	83	1
9	Юг: 10.03- (17 27.03 Север: (16 12.03-28.03 сут) сут)	83	87	71	84	77	86	9
10	Юг: 27.03- (16 12.04 сут) Север: 28.03- (14 11.04 сут)	49	55	62	72	56	64	8
11	Юг: 12.04- (16 28.04 Север: (15 11.04-26.04 сут) сут)	52	66	55	65	53	65	12
12	Юг: 26.04- (7	61	69	51	55	56	62	6

	05.05 Север 28.04- 06.05	сут) (8 сут)							
13	Юг: 05.05- 18.05 Север: 06.05- 20.05	(13 сут) (14 сут)	68	65	59	67	64	66	2
14	Юг: 18.05- 26.05 Север: 20.05-27.05	(8 сут) (7 сут)	57	68	50	63	53	65	12
15	Юг: 26.05- 05.06 Север: 27.05- 06.06	(10 сут) (10 сут)	70	84	66	81	68	82	14
Средн ее			67	78	69	77	68	77	9

Средняя обеспеченность метода для расчетных периодов менее 20 сут по данным за декабрь-май 1970-1971 гг. составила 77%. Эффективность – 9 %, что сопоставимо с результатами, полученными за 1963 и 1965 гг.

Были также просчитаны пять длиннопериодных (более 20 сут) вариантов. В этом случае за эффективность расчета принималась разность между обеспеченностью метода и природной обеспеченностью (табл. 4). Для определения природной обеспеченности использовались результирующие карты вероятностного анализа, построение которых было описано выше (рис.12).

Таблица 4

Эффективность работы модели по данным разведок 1970-1971 гг.
для периодов расчета более 20 дней

№ вар.	Период расчета, количество дней расчета	Природ . обесп. ЮГ	Обесп . метод а ЮГ	Прир од. обесп. СЕВЕ Р	Обесп . метод а СЕВЕ Р	Приро д. обесп. ВСЕ МОП Е	Обесп . метод а ВСЕ МОП Е	Эффек- тивнос ть
1	Юг: 06.12-20.01 (45 сут) Север: 07.12-19.01 (44 сут)	69	96	81	85	75	91	16
2	Юг: 26.01-27.03 (60 сут) Север: 27.01-28.03 (60 сут)	85	87	86	90	85	89	4
3	Юг: 12.04-26.05 (36 сут) Север: 11.04-27.05 (39 сут)	65	67	55	62	60	64	4
4	Юг: 25.12-16.02 (53 сут) Север: 26.12-17.02 (53 сут)	90	98	90	86	90	92	2

5	Юг: 20.01-16.02 (28 сут) Север: 19.01-17.02 (29 сут.)	90	98	90	92	90	95	5
Средне е		80	89	80	83	80	86	6

Средняя обеспеченность расчетного метода по данным 1970-1971 гг. для расчетных периодов более 20 дней составила 86 %, эффективность – 6 %. Высокая природная обеспеченность (80 %) свидетельствует о том, что ледовый сезон 1970-1971 гг. соответствует умеренной зиме и внутрисезонное распределение льда близко к среднему многолетнему.

На рис. 14 приведен пример расчета ледовой ситуации на период 45 дней. Начальная ледовая обстановка (рис. 14 а) соответствует данным ледовых разведок, выполненных по северному и южному районам моря 6-7 декабря, даты окончания расчета соответствуют имеющимся в архиве ледовых авиаразведок за 19-20 января.

Можно видеть, что модель начала работать с условий, когда море было практически свободно ото льда. Конец расчета пришелся на вторую декаду января. На карте (рис. 14 б), представлена средняя многолетняя ледовая обстановка в январе. Карта была использована для оценки эффективности метода. На рис. 14 в,г – представлены распечатки фактической и расчетной ситуаций, дополненные данными о возрасте преобладающего льда, соответствующего фактическим и расчетным значениям средневзвешенной толщины льда в узлах сетки.

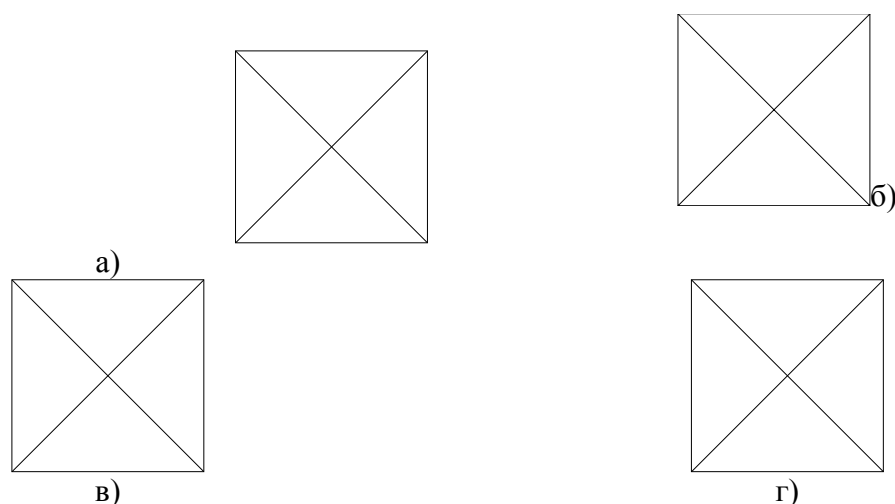


Рис. 14. Пример расчета распределения дрейфующего льда в море (а – начальная ледовая ситуация, б – карта средней многолетней ледовой обстановки в январе, которая получена в результате вероятностного анализа, в – фактическая ледовая обстановка на конец расчета, г – результат расчета).

Обеспеченность расчетного метода для сплоченности льда в этом случае оказалась равной 91 % при природной обеспеченности – 75%. Эффективность метода, таким образом, составила 16%. Показатели расчетной и природной обеспеченности по толщине льда на конец расчета составили 93%.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что данная модель достаточно верно, хотя и весьма упрощенно, описывает процесс перераспределения, нарастания и таяния льда в Белом море. Принятый шаг сетки не позволяет, к сожалению, выявлять узкие разрежения и заприпайные полыньи, также не описаны процессы образования и разрушения припайного льда. Требуется некоторые доработки, после чего планируется проведение авторских испытаний данной модели в качестве прогностической для районов судоходных трасс, а также расчет и построение карт характерного распределения льда в Белом море для мягкой, умеренной и суровой зим по соответствующим среднемноголетним комплектам метеорологических данных.

Список литературы

1. Аппель И.Л. Гудкович З.М. Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния// Гидрометиздат. С- П., 1992. – 143 с.
2. Бudyко М.И. Тепловой баланс земной поверхности// Гидрометеоздат.Л.,1956. – 253 с.
3. Бурке А.К. Атлас карт состояния льдов, сжатий и разрежений в северной части горла Белого моря и в районе острова Моржовец// Изд. Северного ГМИ, Архангельск, 1932. – 20 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Белое море// Гидрометеоздат,Л., 1991. – Т. 2, вып.1. – 240 с.
5. Доронин Ю.П. К методике расчета сплоченности и дрейфа льда // Тр. ААНИИ. – 1970. – Т. 291. – С. 5-17.
6. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике // Гидрометеоздат.Л.,1969. – 299с.
7. Доронин Ю.П. Кубышкин Н.В. Рост и таяние морского льда// Гидрометеоздат. С- П.,2001. – 41 с.
8. Зубов Н.Н. Льды Арктики// Изд.Главсевморпути. М., 1944.
9. Комплексный гидрометеорологический справочник Баренцева и Белого морей // Гидрометиздат, Л., 1971. – 230 с.
10. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы // Гидрометеоздат. Л., 1961.
11. Лоция Белого моря // Управлением Гидрографической службы ВМФ, 1964.
12. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы //Гидрометиздат.Л.,2000. – 778 с.
13. Морские прогнозы // Гидрометеоздат, Л., 1988. – 320 с.
14. Номенклатура морских льдов// Условные обозначения для ледовых карт. Гидрометеоздат, Л., 1974. – 76 с.
15. Campbell W. J. On the Steady-State Flow of Sea Ice // Univ. Wash., 1964.