

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ВЕРОЯТНОСТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ДРЕЙФУЮЩЕГО ЛЬДА И ЧИСЛЕННОЙ МОДЕЛИ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЛЬДА В БЕЛОМ МОРЕ ДЛЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ МОРСКИХ ТРАНСПОРТНЫХ ОПЕРАЦИЙ В УСЛОВИЯХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ

И. О. ДУМАНСКАЯ

ГУ «Гидрометцентр России»

Представлены результаты обработки данных ледовых разведок за период 1951–1985 гг., в результате которой были построены карты (для ноября–мая) вероятности встречи судами льда с различными характеристиками, влияющими на ледопроездимость, и ежемесячные результирующие карты средней многолетней ледовой обстановки. Продемонстрирован принцип учета вероятностных характеристик при прокладке рекомендованных курсов плаваний судов в Белом море. Приведено описание численной модели для расчета перераспределения сплоченности и толщины дрейфующего льда в Белом море для осеннего, зимнего и весеннего периодов ледового сезона. Представлены результаты авторских испытаний модели, сделана оценка обеспеченности и эффективности расчетного метода на основе сравнения результатов счета с данными средних многолетних карт. Установлены критерии суровости зим для Белого моря по 120-летнему ряду наблюдений. Уточнены границы и индексы макроциркуляционных эпох. Приведены результаты анализа зависимости между макроциркуляционными процессами, выраженными E, W, C-формами атмосферной циркуляции и суровостями зим, а также характеристиками ледового покрова Белого моря. Полученные результаты показывают, что при расчете вероятностных ледовых характеристик, а также при разработке методов прогноза ледовых условий на Белом море необходимо учитывать особенности макроциркуляционных атмосферных процессов.

ВВЕДЕНИЕ

Льды Белого моря представляют значительное препятствие для судоходства. Недооценка ледовых условий при осуществлении мореплавания может иметь серьезные последствия, связанные с экономическими потерями при вынужденных простоях караванов и механическими повреждениями судов.

Современная технология гидрометеорологического обслуживания мореплавания в ледовый период основана на реализации комплексного подхода, включающего использование климатических представлений, анализа спутниковой и авиационной ледовой информации, данных станций и результатов модельных расчетов. При этом алгоритм разработки любой прогностической методики предполагает логическое продвижение от общего к частному. Крайне важно, при кажущемся разнообразии многочисленных факторов, влияющих на ледовый режим моря, определить степень влияния на ледовые явления глобальных атмосферных процессов. Это особенно существенно в настоящее время, когда мы являемся свидетелями климатических изменений, которые связаны со сменой макроциркуляционных эпох.

В данной статье представлены результаты исследования изменчивости характеристик ледового режима Белого моря во взаимосвязи с макроциркуляционными

атмосферными процессами, продемонстрирована возможность использования площадных вероятностных ледовых характеристик для гидрометеобеспечения морских операций, а также для отладки локальной численной модели эволюции ледяного покрова Белого моря. Дано описание основных блоков этой модели, и приведены результаты ее верификации. Кроме того, дана оценка возможности использования вероятностных ледовых характеристик в условиях глобальных изменений климата, определяемых макроциркуляционными перестройками в атмосфере.

1. ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Исходными данными послужили материалы Гидрометцентра России, Северного УГМС, ААНИИ: ледовые авиаразведки по Белому морю за 1951–1994 гг.; снимки ИСЗ за 1985–2006 гг.; наблюдения за температурой воздуха на 11 станциях Белого моря за период с 1938 по 1975 г.; в Архангельске – за период с 1885 по 2005 г.; данные о толщине льда по наблюдениям станций Белого моря с 1939 по 2005 г., данные о повторяемости E, W, C-форм циркуляции за 1900–2005 гг.

2. РЕЗУЛЬТАТЫ ОБРАБОТКИ КАРТ ЛЕДОВЫХ АВИАРАЗВЕДОК

Ниже представлены результаты обработки карт ледовых разведок за период 1951–1985 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.

Были получены 4 вида карт вероятности встречи льда судами и ледоколами с различными характеристиками, влияющими на ледопроездимость судов, для шести ледовых месяцев (декабрь–май) [14].

Эти карты достаточно полно характеризуют ледовый режим Белого моря и имеют большую практическую ценность для решения различных навигационных задач. 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. 1 а).

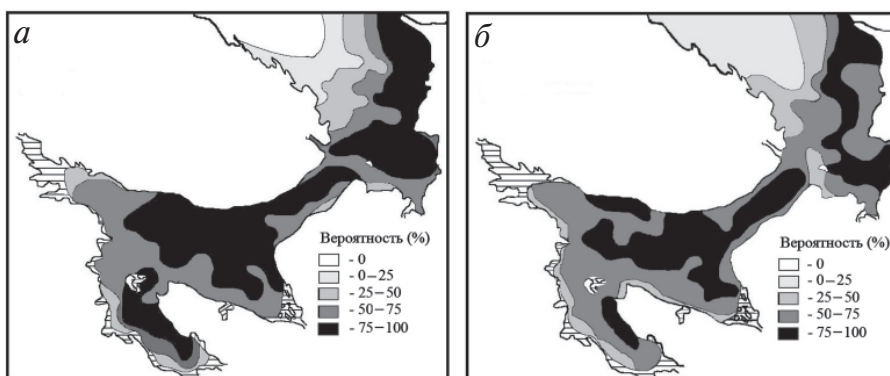


Рис.1. Вероятность встречи льда сплоченностью 9–10 баллов в феврале (а) и марте (б)

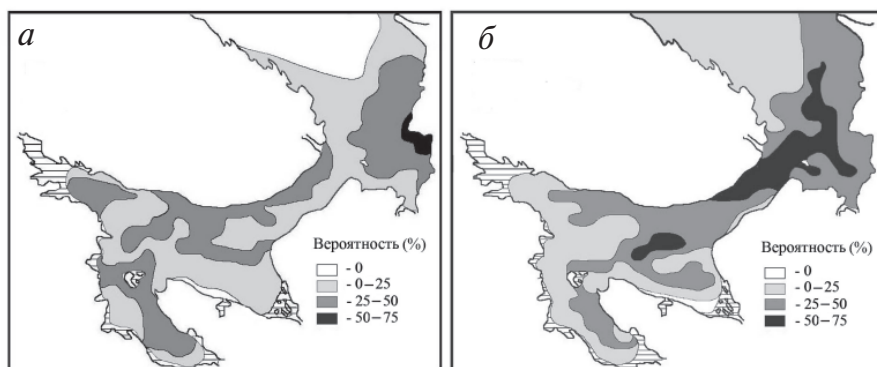


Рис. 2. Вероятность встречи льда сплоченностью 7–10 баллов и толщиной более 30 см в феврале (а) и марте (б)

Такое распределение льда поддерживают преобладающие в зимний период над Белым морем южные-юго-восточные ветры [17]. Именно в феврале происходит основной прирост мощности льда. В это время почти вся акватория моря занята дрейфующими льдами. При этом преобладают серо-белые и белые льды [7].

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. 2 а).

Еще в 30-е гг. XX века один из первых исследователей режима Белого моря А.К.Бурке [4] заметил, что «особенностью ледового покрова Белого моря является его беспокойное состояние, благодаря сильным приливо-отливным течениям». Наименее динамичными районами моря, судя по распределению форм плавучего льда, являются северо-западная и центральная части Бассейна (рис. 3 а, б).

Зоны, соответствующие наименьшей вероятности (0–20 %) встречи больших полей, – это Онежский залив, Горло, южная часть Воронки и восток Мезенского залива. Здесь преобладает битый лед. Эти зоны совпадают с районами максимальной приливной активности. Для перечисленных зон характерны процессы насло-

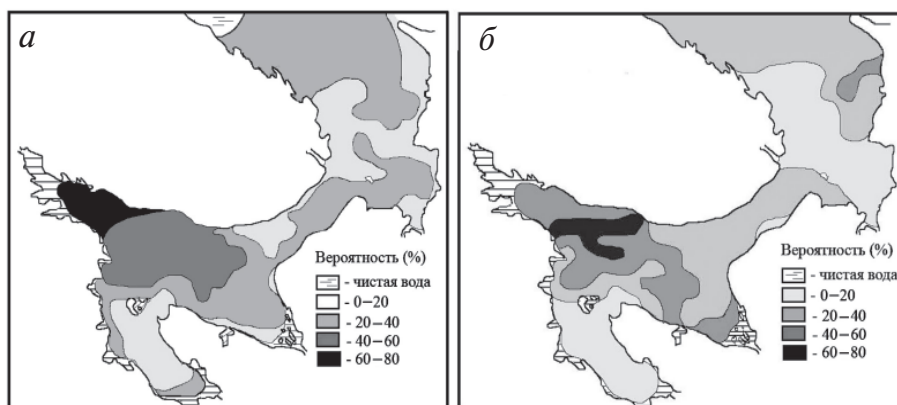


Рис. 3. Вероятность встречи обширных и больших полей льда в феврале (а) и марте (б)

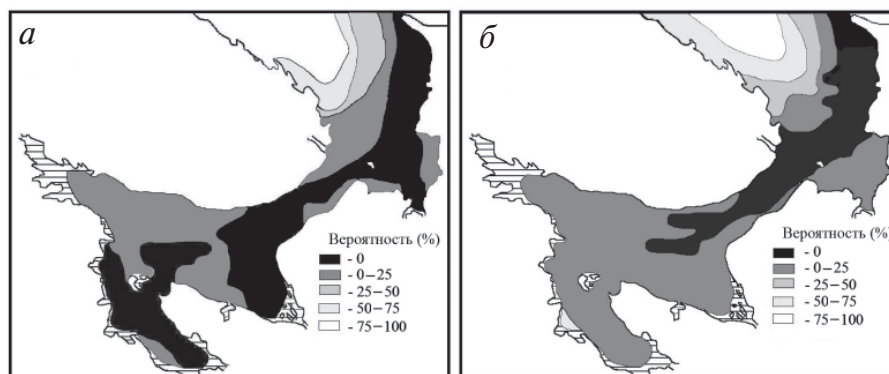


Рис. 4. Вероятность встречи чистой воды в феврале (а) и марте (б)

ения и торошения льда, а также сжатия, что приводит к затруднению прохождения этих районов судами.

Вероятность существования в феврале зон чистой воды минимальна (рис. 4 а). Образующиеся заприпайные полыньи и разводья быстро покрываются молодым льдом.

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. 1 б).

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 [7].

В марте значительно выше вероятность встречи тяжелого льда по сравнению с февралем (рис. 2 б). При этом зоны чистой воды в марте наблюдаются чаще, чем в феврале (рис. 4 б).

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 [18]. 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 [14].

При прокладке новых курсов описанные выше вероятностные карты были последовательно совмещены между собой и 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.

Для каждого месяца ледового плавания были выявлены отличия от традиционных генеральных курсов. Так, 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. 5).

В результате прокладки вероятностных маршрутов для всех месяцев ледового сезона было установлено, что традиционные рекомендованные курсы не отлича-

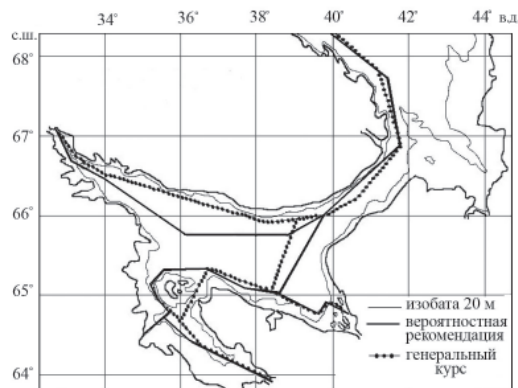


Рис. 5. Традиционные генеральные курсы плавания судов и вероятностные рекомендации для мореплавания в марте

ются кардинально от вероятностных маршрутов. И это не удивительно: первые были проложены на основе качественного анализа (практического опыта капитанов), а вторые – на основе количественного анализа (вероятностных характеристик), при этом и те и другие преследовали одну цель: показать судоводителю наиболее безопасный путь во льдах при условии наименьших затрат времени и горючего. Вероятностные курсы, таким образом, позволяют предложить частные рекомендации по корректировке генеральных курсов.

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 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 средние многолетние карты ледовой обстановки для февраля и марта (рис. 6).

Построение и последующая оцифровка результирующих карт были выполнены для всех месяцев ледового сезона. Полученные данные использованы для

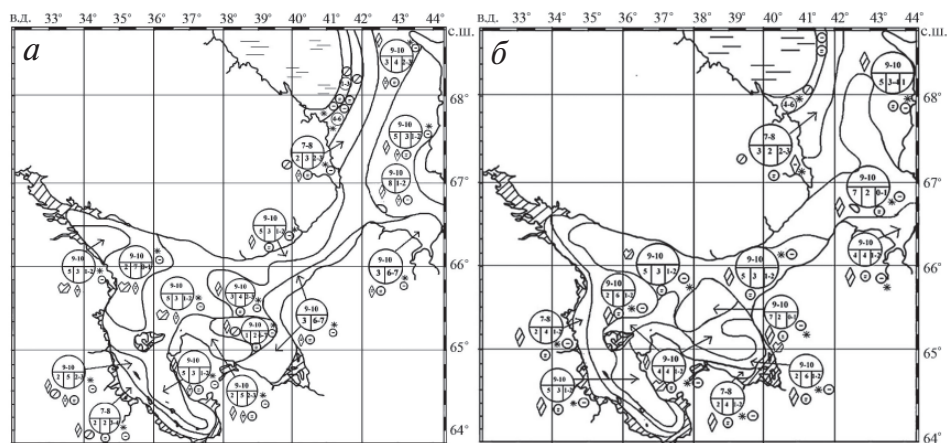


Рис. 6. Средние многолетние карты ледовой обстановки в Белом море для февраля (а) и марта (б). Обозначения ледовых характеристик соответствуют «Номенклатуре морских льдов» [19]

оценки результатов расчетов по численной модели перераспределения сплоченности льда в Белом море путем сопоставления обеспеченности расчетного метода и природной обеспеченности.

4. МЕТОД РАСЧЕТА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ СПЛОЧЕННОСТИ И ТОЛЩИНЫ ЛЬДА В БЕЛОМ МОРЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО ТЕСТИРОВАНИЯ

За основу при разработке метода расчета перераспределения сплоченности и толщины льда в Белом море взята численная модель Ю.П.Доронина для Карского моря в весенне-летний период [9], которая была дополнена блоками, учитывающими особенности ледового режима Белого моря, и реализована на языке ФОРТ-РАН. Подробное описание метода приведено в статьях [12, 14]. Данный метод является гибридным и включает в себя гидродинамическую и эмпирико-статистическую компоненты. Схема расчета ледовой обстановки и оценки эффективности метода включает шесть основных блоков.

В блоке подготовки информации осуществляется:

- усвоение исходных данных;
- расчет средней температуры воздуха и эффективного излучения;
- формирование массивов сплоченности и средневзвешенной толщины льда по данным ледовых авиаразведок на начало и конец расчета.

При этом средневзвешенная толщина льда (H_{cp}) определяется по формуле (2):

$$H_{cp} = \frac{\sum_k H_k S_k}{\sum_k S_k}, \quad (2)$$

где H_k и S_k – частные значения толщины и сплоченности льда различного возраста (ниласа, серого, серо-белого, тонкого однолетнего).

В динамическом блоке рассчитываются составляющие скоростей ветрового дрейфа, перераспределение сплоченности и средней взвешенной толщины дрейфующего льда под действием ветра численным способом с шагом по времени 1 сутки с использованием модели Ю.П.Доронина [9].

Решение системы уравнений движения дрейфующего льда реализуется при следующих параметрах: широта $\varphi = 65^\circ$; плотность льда $\rho_l = 900 \text{ кг/м}^3$; плотность воздуха $\rho_a = 1,3 \text{ кг/м}^3$; плотность воды $\rho_w = 1000 \text{ кг/м}^3$; постоянный эффективный коэффициент $K_c = 6,5 \cdot 10^6 \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициенты молекулярной вязкости в воздухе и воде $K_{za}' = 1,32 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ и $K_{zw}' = 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$; коэффициент турбулентного обмена в воде $K_{zw} = 0,02 \text{ м}^2/\text{с}$; толщины приземного слоя воздуха и слоя трения в воде $h_a = 50 \text{ м}$ и $h_w = 0,5 \text{ м}$; параметр шероховатости верхней поверхности льдины $z_0 = 0,0005 \text{ м}$, параметр Кориолиса $l = 0,00013$.

Составляющие скорости геострофического ветра при решении системы находятся из формул:

$$U_{ax} = -\frac{1}{\rho_a l} \frac{\partial P}{\partial y}; \quad U_{ay} = \frac{1}{\rho_a l} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (3)$$

где U_{ax} и U_{ay} – составляющие скорости геострофического ветра.

Коэффициент турбулентности на верхней границе приземного слоя K_{za} определяется из формулы [10]:

$$K_{za} = \frac{\kappa^2 W_a}{\ln \frac{h_a + z_0}{z_0}} h_a, \quad (4)$$

где z_0 – параметр шероховатости верхней поверхностей льдины; κ – постоянная Кармана, равная 0,4; $W_a = 0,8U_a$ – скорость ветра на уровне h_a .

Система уравнений движения определяет изменение скорости дрейфа и сплоченности льда в пространстве и содержит 3 переменных – составляющие скорости дрейфа v , u и сплоченность N . Для замыкания системы используется уравнение неразрывности сплоченности:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\text{div}N\bar{V} = -\left[u \frac{\partial N}{\partial x} + v \frac{\partial N}{\partial y} + N \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \right]. \quad (5)$$

Сначала вычисляются составляющие скорости дрейфа v , u с учетом начального поля сплоченности [9]. Расчет конечного поля сплоченности сводится к решению уравнения неразрывности. Его конечно-разностный аналог создан для шага сетки $\Delta x = 10$ миль и шага по времени $\Delta t = 1$ суток. Аналогично рассчитывается и средневзвешенная толщина льда.

В *термическом блоке для весеннего периода* расчет таяния льда осуществляется на основе предложенных Ю.П.Дорониным формул, получаемых из уравнения теплового баланса для дрейфующего льда [10]. Для определения стаивания дрейфующего льда с верхней поверхности за время Δt , равное 1 суткам, используется уравнение:

$$H = 0,0139R + 0,12(1 + 0,81r)(0,4 + 0,48U_a)T_a - 1,13(1 - r)(0,4 + 0,48U_a), \quad (6)$$

где R – радиационный баланс (в кал/см²·сут), r – относительная влажность воздуха (в долях единицы), T_a – температура воздуха (в °С), U_a – скорость геострофического ветра.

В *весенне-летний период*, кроме стаивания льда с верхней поверхности, происходит уменьшение сплоченности льда вследствие бокового таяния за счет части потока тепла P , поглощаемого разводами:

$$N = 1 - (1 - N_0) \exp\left(\frac{\rho_w P}{L\rho_a^2 H} \Delta t \right). \quad (7)$$

Вычисление P – потока тепла из атмосферы – производится по уравнению:

$$P = 0,9(Q + q) + 0,51(r - 1) \exp(0,083T) + 57,6(0,03T_a - 1), \quad (8)$$

где P – поток тепла из атмосферы (в кал/см²·сут.), $Q + q$ – сумма прямой и рассеянной радиации (в кал/см²·сут.), r – относительная влажность воздуха (в долях единицы), T_a – температура воздуха (в °С).

В *термическом блоке для осенне-зимнего периода*, т.е. периода нарастания льда, модель обеспечивает расчет нарастания толщины льда в каждом узле регулярной сетки по формуле Н.Н.Зубова [15]:

$$H = -25 + \sqrt{(25 + H_0)^2 + 8 \sum (-T)_a}, \quad (11)$$

где H – конечная толщина льда (см), H_0 – начальная толщина льда (см), $\sum(-T)_a$ – сумма градусо-дней мороза за расчетный период.

Коррекция средневзвешенной толщины и сплоченности льда в каждом узле сетки производится в зависимости от накопления суммы среднесуточных отрицательных температур за период Δt . При условии, что $\Delta t \leq 10$ сут., в конце цикла происходит увеличение средневзвешенной толщины льда в узлах сетки и увеличение сплоченности льда за счет новообразовавшегося льда. Если период расчета превышает 10 сут., операция увеличения толщины и сплоченности льда в узлах

повторяется по прошествии каждых 10 дней. При этом увеличение сплоченности в каждом узле сетки определяется по специальной таблице, составленной на основе анализа изменчивости параметров дрейфующего льда, и зависит от типа зоны чистой воды, интенсивности ледообразования, принадлежности к тому или иному району Белого моря и периоду ледового сезона, а также величины среднего радиационного баланса R за расчетный цикл [12].

В блоке вычисления обеспеченности и эффективности осуществляется расчет оправдываемости климатического и инерционного прогноза в каждом узле сетки, а также эффективности метода по принципу, используемому в оперативной практике ААНИИ [1, 12]. В качестве критерия оправдываемости (обеспеченности) прогноза (расчета) принимается точность попадания расчетных данных в стандартные интервалы фактической сплоченности (1–3, 4–6, 7–8 и 9–10 баллов).

При вычислении оправдываемости (обеспеченности) прогноза (расчета) средневзвешенной толщины льда за допустимое отклонение принимается значение, равное 20 % амплитуды толщины беломорского льда.

На рис. 7 приведен пример расчета ледовой ситуации на 45 дней.

Начальная ледовая обстановка (рис. 7 а) соответствует данным ледовых разведок, выполненных 6–7 декабря 1970 г., даты окончания расчета соответствуют данным ледовых авиаразведок, выполненных 19–20 января 1971 г. Модель начала работать с момента, когда море было практически свободно ото льда. Конец расчета пришелся на конец второй декады января, когда дрейфующим льдом было покрыто почти все море.

На рис. 7 б, в представлены схемы фактической и рассчитанной ледовой обстановки на 20 января 1971 г. Обеспеченность расчетного метода для сплоченности льда в этом случае оказалась равной 91 % при природной обеспеченности – 77 %. Эффективность метода, таким образом, составила 14 %. Показатели расчетной и природной обеспеченности для средневзвешенной толщины льда на конец расчета составили 91 %.

Для оценки возможности использования метода в оперативной практике были проанализированы результаты его авторских испытаний как на фактических (более 30 вариантов расчета), так и на прогностических исходных данных. Эффективность расчетного метода для сплоченности по сравнению с инерционной обеспеченностью – 10 %, по сравнению с природной обеспеченностью – 6 %.

Были также осуществлены расчет и прогноз ледовой обстановки в Белом море с 7-суточной заблаговременностью в период с января по апрель 2006 г. В табл. 1 приведены результаты оценки прогноза на 7 суток сплоченности (N) и толщины льда (H) для ледового сезона 2006 г. по данным метеорологических прогнозов модели атмосферы Европейского центра среднесуточных прогнозов погоды (ЕЦСПП).



Рис. 7. Пример расчета распределения дрейфующего льда в море (6.12.1970–20.01.1971): а – начальная ледовая ситуация; б – фактическая ледовая обстановка на конец расчета; в – результат расчета

Таблица 1

Оправдываемость и эффективность (%) метода расчета сплоченности (*N*) и толщины льда (*H*) по прогностическим метеорологическим параметрам

№	Период расчета	<i>OR</i>		<i>I</i>		<i>K</i>		<i>E = OR - I</i>		<i>E = OR - K</i>	
		<i>N</i>	<i>H</i>	<i>N</i>	<i>H</i>	<i>N</i>	<i>H</i>	<i>N</i>	<i>H</i>	<i>N</i>	<i>H</i>
1	10.01–17.01	78	85	66	74	58	70	12	11	20	15
2	17.01–24.01	77	97	54	72	72	93	23	25	5	4
3	24.01–31.01	89	86	80	88	74	84	9	–2	15	2
4	14.02–21.02	94	61	94	61	88	62	0	0	6	–1
5	21.02–28.02	90	68	91	57	83	51	–1	11	7	17
6	28.02–07.03	96	71	92	71	85	54	4	0	11	17
7	07.03–14.03	94	77	93	74	87	62	1	3	7	15
8	11.04–18.04	61	–	61	–	61	–	0	–	0	–
9	18.04–25.04	59	–	59	–	56	–	0	–	3	–
	Средняя	81	78	76	71	73	68	5	7	8	10

Эффективность прогноза (*E*) определялась как разность между средней по всем узлам сетки обеспеченностью расчета (*OR*) и средними по всем узлам значениями оправдываемости инерционного (*I*) или климатического (*K*) прогноза.

Средняя оправдываемость прогноза для сплоченности и толщины льда составила соответственно 81 и 78 %. Средняя эффективность прогнозов по сравнению с обеспеченностью инерционного прогноза для сплоченности и толщины льда составляет 5 % и 7 % соответственно, по сравнению с обеспеченностью климатического прогноза – 8 % и 10 % соответственно.

Как было показано выше, для определения климатической обеспеченности при тестировании работы модели использовались средние многолетние карты ледовой обстановки, построенные на основе статистической обработки данных ледовых авиаразведок. При этом оправдываемость климатического прогноза оказалась достаточно высокой (табл. 1). Однако использование статистических материалов и, прежде всего, представленного в данной статье комплекта вероятностных карт имеет определенные ограничения. Это связано с тем, что период расчета вероятностных характеристик (в данном случае – 1951–1985 гг.) приходится на конкретные макроциркуляционные эпохи (E+C) и (E). Перенос полученных обобщений на другие эпохи, вероятно, чреват рядом несоответствий в силу того, что, как будет показано ниже, ледовые условия Белого моря для разных макроциркуляционных эпох существенно отличаются.

5. СВЯЗЬ СУРОВОСТИ ЗИМ И ЛЕДОВИТОСТИ БЕЛОГО МОРЯ С МАКРОПРОЦЕССАМИ

На ледовые характеристики различных морей оказывают влияние макроциркуляционные атмосферные процессы, оцениваемые по классификации, разработанной Г.Я.Вангенгеймом и А.А.Гирсом [5, 8].

А.А.Гирс [8] на основе анализа повторяемости форм циркуляции E, W, C для Северного полушария за 1900–1972 гг. установил четыре циркуляционные эпохи. Разбивка на эпохи осуществлялась, исходя из наблюдений, позволивших определить, что в течение некоторых временных периодов (эпох) годовая повторяемость одной или двух форм циркуляции систематически из года в год превышает норму, а повторяемость других форм – меньше нормы. При этом нормы были рассчитаны за период с 1900 по 1968 г. Нормы, пересчитанные по имеющимся на сегодня данным за 100-летний период, оказались несколько отличными от прежних, а именно: для E-формы количество дней в году с E-процессами – 159 (старая норма – 145), для W-формы – 116 дней (старая норма – 127), для C-формы – 91 дней (старая норма – 93).

В табл. 2 приведены данные, позволяющие охарактеризовать ту или иную климатическую эпоху с 1900 г. до наших дней с учетом норм, пересчитанных для

Таблица 2

Определение преобладающей формы циркуляции (1900–2005 гг.)

Год	Индекс года	Год	Индекс года	Год	Индекс года	Год	Индекс года
С-эпоха (предположительно) – 80-90-е гг. XIX в.							
	C	1927	E	1952	E	1979	E
1900	C	1928	W	1953	W	1980	E
1901	C	W + E		1954	E	1981	E
1902	C	1929	W	1955	E	1982	E
	W	1930	E	1956	C	1983	E
1903	W	1931	W	1957	C	1984	E
1904	W	1932	W	1958	E + C	1985	E
1905	W	1933	E	1959	C	1986	E
1906	W	1934	E + W	1960	E	1987	E
1907	W	1935	E	1961	W	1988	E
1908	W + C	1936	E	1962	C	1989	E
1909	W + E	1937	E	1963	C	1990	W
1910	W	1938	W	1964	C	W + E	
1911	W + C	1939	W	1965	C		
1912	W + C	C		E		1991	C
1913	W	1940	C	E		1992	W
1914	W	1941	C			1966	E
1915	W	1942	C + W	1967	E	1994	W
1916	W	1943	C + W	1968	E + C	1995	W
1917	W + C	1944	C	1969	E	1996	E
1918	W	1945	C	1970	E	1997	W + C
1919	W	1946	C	1971	E + C	1998	W
1920	E	1947	C	1972	E	1999	W
1921	W	1948	C + W	1973	C	2000	W
1922	W	E + C		1974	E	2001	E
1923	W			1975	E	2002	W
1924	W	1949	W	1976	E	2003	W
1925	W	1950	E + C	1977	E	2004	W
1926	W	1951	E	1978	E	2005	W

100-летнего периода. При этом каждому году начиная с 1900 г. присвоен соответственно E, W или C-«индекс года», фиксирующий преобладание той или иной формы циркуляции в течение данного года.

В ААНИИ в течение многих лет ведется изучение закономерностей развития ледовых процессов на арктических морях в рамках макроциркуляционного метода прогнозов [2, 6, 16]. Рассмотрим особенности развития метеорологических и ледовых явлений при разных макроциркуляционных процессах на Белом море. При W-форме циркуляции для Белого моря характерно частое прохождение атлантических циклонов. Схемы повторяемости типичных траекторий циклонов в зимний период, построенные А.И.Рагозиным и К.И.Чукавиным [20] для различных типов циркуляции, позволяют сделать вывод о том, что при W-форме частота прохождения циклонов над Белым морем увеличивается втрое по сравнению с меридиональными формами. При

Е-форме циркуляции над морями европейского сектора России наблюдается высотный гребень. Для Белого моря такая ситуация вызывает заток теплого воздуха из умеренных широт. При С-форме циркуляции над регионами Белого моря наблюдается высотная ложбина, определяющая в холодное время года заток арктического воздуха.

На рис. 8 приведен график межгодовой изменчивости повторяемости W и С-форм макроциркуляции за период с 1900 по 2005 г. График демонстрирует обратную зависимость ледовитости Белого моря, определенной для второй половины XX века, от интенсивности процессов W-формы циркуляции.

Для типизации зим на Белом море использовались данные о суммах градусо-дней мороза для 11 станций Белого моря за 37-летний период с 1938 по 1975 г., а также данные ГМС Архангельск за период с 1885 по 2005 г. Необходимость оценки суровости зим по данным нескольких станций для Белого моря была продиктована вероятностью неоднородности климатических условий в различных его районах. После получения результатов расчета по 11 станциям была выполнена оценка возможности определения суровости зимы для всего моря путем использования данных одной станции – ГМС Архангельск, имеющей более чем 120-летний ряд наблюдений. Коэффициент корреляции для полученного уравнения регрессии оказался равным 0,97.

По данным ГМС Архангельск были получены суммы градусо-дней мороза для 120 ледовых сезонов. К умеренным зимам были отнесены такие зимы, для которых сумма градусо-дней мороза попадала в интервал от значения, соответствующего «среднее плюс 20 % амплитуды», до значения «среднее минус 20 % амплитуды». При этом, как наименее характерные, исключались две крайние аномальные зимы – самая холодная и самая теплая. Интервалы критериев суровости зим по суммам градусо-дней мороза для Белого моря: мягкая зима (< 1180 °С), умеренная зима (1180–1740 °С), суровая зима (> 1740 °С).

За 120-летний период на Белом море была выявлена 21 суровая зима и 23 мягких зимы.

В табл. 3 приведена повторяемость суровых и мягких зим на Белом море для различных макроциркуляционных эпох. Анализ таблицы свидетельствует о том, что максимальная повторяемость суровых зим зафиксирована для меридиональной С-эпохи 1940–48 гг. (33 %) и для 80–90-х гг. XIX века (47 %), также пришедшихся на С-эпоху. В W + Е-эпохи повторяемость суровых зим оказалась минимальной: для периода 1929–39 гг. – 9 %, а для незавершенной W + Е-эпохи 1991–2005 гг. – 13 %. Повторяемость мягких зим в С-эпохи составляет 6–20 %, тогда, как в W + Е-эпохи – 22–33 %.

Таблица 3

Повторяемость аномальных зим и толщина припайного льда (*H*) на Белом море для различных макроциркуляционных эпох

Ледовый сезон	Эпоха	Число суровых зим	Повторяемость суровых зим, %	Число мягких зим	Повторяемость мягких зим, %	<i>H</i> , см
1885–1902 гг.	С	8	47	1	6	74
1903–1928 гг.	W	1	4	4	15	68
1929–1939 гг.	W + E	1	9	3	22	62
1940–1948 гг.	С	3	33	2	20	70
1949–1965 гг.	Е + С	1	6	4	24	65
1966–1990 гг.	Е	5	20	4	16	68
1991–2005 гг.	W + E	2	13	5	33	60
Всего зим		21		23		

Для анализа межгодовой изменчивости ледовитости на момент максимального развития ледяного покрова (февраль–март) были использованы данные ледовых авиационных разведок по Белому морю за период 1951–1994 гг. При отсутствии авиационных данных после 1985 г. в отдельных случаях использовались данные ИСЗ. Путем обработки более 300 карт за 44-летний период был подготовлен массив данных о протяженности ледовых зон, измеренной от 67 фиксированных точек, расположенных на береговой черте. Подробная методика расчета ледовитости по полученным массивам значений протяженности ледовых зон, а также данные о ежегодной ледовитости Белого моря в момент максимального развития ледяного покрова в феврале–марте приведены в работах [11, 13]. Анализ изменчивости ледовитости за 44-летний период показал, что:

- в стадию E-эпохи с 1966 по 1981 г., когда повторяемость W-формы циркуляции была наименьшей, отмечены наибольшие значения ледовитости в момент максимального развития ледяного покрова: на этот период приходятся 4 ледовых сезона с аномально высокой ледовитостью 99–100 % (1965/66, 1968/69, 1973/74, 1978/79 гг.);

- в W + E-эпоху, наступившую с 1991 г., когда повторяемость W-формы циркуляции резко возросла, отмечены зимы с аномально низкими значениями ледовитости менее 83 % (1983/84, 1988/89, 1991/92 гг.).

Средняя для стадии E-эпохи 1966–1981 гг. ледовитость моря в момент максимального развития ледяного покрова составила 91,2 %, тогда как в W + E-эпоху эта величина менее 86 % (рис. 8).

Полученные в результате обработки карт ледовых авиаразведок данные показали, что ледовитость на момент максимального развития ледяного покрова в мягкие зимы составляет 84–86 %, а в суровые – 92–99 %.

Для периода наблюдений с 1939 по 2005 г. была определена степень связи суммы градусо-дней мороза с максимальной за зиму наблюдаемой толщиной льда в Белом море. В качестве последней была взята средняя для четырех станций (Мудьюг, Унский Маяк, Гридино, Раз-Наволоок) толщина на момент максимального развития ледяного покрова. Уравнение регрессии для этой связи имеет вид (коэффициент корреляции равен 0,8):

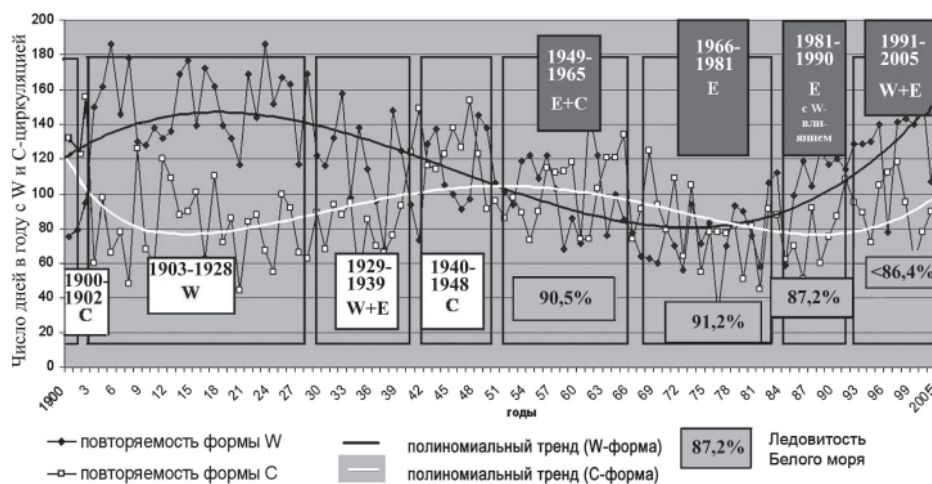


Рис. 8. Межгодовая изменчивость повторяемости W и C-форм циркуляции

$$H_{max} = 0,030 \left(\sum (-T \text{ } ^\circ\text{C})_{\text{Апр}} + 24,42 \right), \quad (14)$$

где H_{max} – максимальная толщина льда за ледовый сезон, см.

В последнем столбце табл. 3 представлены рассчитанные по формуле (14) средние значения максимальных за ледовый сезон толщин льда на Белом море для различных макроциркуляционных эпох. Анализ этих данных показывает, что ледовые процессы в W + E-эпохи характеризуются наименьшими значениями толщины льда, в C-эпохи – максимальными значениями толщины льда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показывают исследования, наиболее суровыми для Белого моря являются C-эпохи (повторяемость суровых зим – 33–47 %, мягких зим – 6–20 %, максимальная толщина льда – 70–74 см), а наиболее мягкими – W + E-эпохи (повторяемость суровых зим – 9–13 %, мягких зим – 22–33 %, максимальная толщина льда – 60–65 см). В настоящее время мы живем в условиях W + E-эпохи, и уже этот факт, как мы видим, в полной мере объясняет высокую повторяемость легких ледовых условий на Белом море в последние годы. Похожая ситуация наблюдалась в W + E-эпоху 1929–1939 гг. В ходе работы установлены критерии суровости зим для Белого моря по большому ряду наблюдений, уточнены временные границы макроциркуляционных эпох, выявлены количественные связи между суммой градусо-дней мороза и толщиной льда на Белом море в различные эпохи.

Тестирование разработанного метода расчета сплоченности и толщины дрейфующего льда в Белом море свидетельствует о том, что представленная в данной статье модель достаточно верно описывает процесс перераспределения, нарастания и таяния льда. Результаты верификации метода расчета и семисуточного прогноза перераспределения характеристик дрейфующего льда Белого моря, сделанного с использованием данных 2006 г., показали его надежность для решения прогностических задач. Несмотря на ряд полученных положительных результатов, необходимо отметить, что модель нуждается в уточнении и дальнейшей детализации, которые смогут обеспечить более высокий уровень соответствия расчетных и фактических ледовых параметров. При этом совершенствование метода должно осуществляться на основе детального изучения статистических закономерностей гидрометеорологических и ледовых процессов с учетом физико-географических особенностей районов Белого моря и особенностей развития ледовых процессов в различные макроциркуляционные эпохи.

Представленные в статье карты вероятности встречи льда с различными характеристиками, безусловно, имеют практическую ценность и, как показано в настоящей статье, могут достаточно успешно использоваться как для решения навигационных задач, так и для тестирования локальной численной модели. Однако при гидрометеорологическом обеспечении морских операций в условиях макромасштабных климатических изменений следует учитывать, что их использование имеет ограничения. Это связано с привязкой статистической обработки к конкретному временному периоду, охватывающему одну или несколько макроциркуляционных эпох. В последующем при расчете вероятностных ледовых характеристик, а также при разработке методов прогноза ледовых условий на Белом море необходимо учитывать особенности макроциркуляционных атмосферных процессов. При этом имеет смысл вести поиск прогностических закономерностей в рамках отдельных макроциркуляционных эпох.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

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

2. Болотинская М.Ш., Вангенгейм Т.Г., Rogozina В.С., Худякова И.Н. Результаты испытаний прогностических связей для уточнения фонового метеорологического прогноза // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 88–92.
3. Будыко М.И. Тепловой баланс земной поверхности. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 253 с.
4. Бурке А.К. Атлас карт состояния льдов, сжатий и разрежений в северной части горла Белого моря и в районе острова Моржовец. Архангельск.: Изд. Северного ГМИ, 1932. 20 с.
5. Вангенгейм Г.Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Тр. ААНИИ. 1952. Т. 34. С. 3–14.
6. Вангенгейм Т.Г. Прогностические связи для уточнения фонового метеорологического прогноза на декабрь–февраль // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 80–87.
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Белое море. Л.: Гидрометеиздат, 1991. Т. 2. Вып. 1. 240 с.
8. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 487 с.
9. Доронин Ю.П. К методике расчета сплоченности и дрейфа льда // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 291. С. 5–17.
10. Доронин Ю.П. Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 299 с.
11. Думанская И.О. Анализ изменчивости положения кромок дрейфующего льда и максимальной ледовитости Белого моря // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 45–54.
12. Думанская И.О. Динамико-статистическая модель перераспределения льда в Белом море // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 69–79.
13. Думанская И.О. Зависимость ледовитости Белого моря от макроциркуляционных атмосферных процессов // Тр. Гидрометцентра России. 2004. Вып. 339. С. 55–63.
14. Думанская И.О. Использование вероятностных площадных характеристик дрейфующего льда для гидрометеорологического обеспечения морских транспортных операций и построения численной модели перераспределения льда в Белом море // Труды Гидрометцентра России. 2006. Вып. 341. С. 42–78.
15. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1944. 354 с.
16. Иванов В.В. Синоптико-статистический способ прогноза температуры воздуха на ноябрь–январь для Арктики и его эффективность // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 93–106.
17. Комплексный гидрометеорологический справочник Баренцева и Белого морей. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 230 с.
18. Лощия Белого моря. Управление Гидрографической службы ВМФ, 1964.
19. Номенклатура морских льдов // Условные обозначения для ледовых карт. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 76 с.
20. Рагозин А.И., Чукавин К.И. Средние траектории и скорости перемещения барических систем в Евразийской Арктике и Субарктике // Тр. ААНИИ. 1961. Т. 240. С. 163–176.

I.O.DUMANSKAYA

ESTIMATION OF AN OPPORTUNITY OF USE OF CHARTS OF PROBABILITY OF A MEETING OF A VARIOUS CHARACTERISTICS OF DRIFTING ICE AND OPPORTUNITY OF USE OF NUMERICAL MODEL OF REDISTRIBUTION OF AN ICE IN THE WHITE SEA FOR HYDROMETEOROLOGICAL SERVICE OF SEA TRANSPORT OPERATIONS IN CONDITIONS OF CHANGES OF A CLIMATE

Results of data processing of ice researches during the period 1951–1985 are presented. The charts of probability of a meeting with various characteristics of a drifting ice have been constructed. Also monthly charts of average ice conditions in the White Sea have been constructed.

The principles of lining of the routes recommended for navigation of the ships in the White Sea are reviewed. The description of numerical model for calculation of redistribution of concentration and thickness of a drifting ice in the White Sea for the autumn, winter and spring periods of an ice season is

presented. Results of author's test of model are received. Efficiency of a method has received estimation on the basis of comparison of results of the account with data of average long-term charts. Criteria of gravity of winters for the White Sea for the period of 120 years are presented.

The periods and indexes of epochs of atmospheric macro-circulations are estimated.

Results of the analysis of dependence between processes of atmospheric macro-circulations and gravity of winters are presented. Research has shown that for development of methods of the forecast of ice conditions in the White Sea it is necessary to consider features of macro-circulations of atmosphere.