

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ СОДЕРЖАНИЯ ПРЕСНЫХ ВОД В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И ИХ ПРИЧИНЫ

*д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ¹, д-р физ.-мат. наук И.В. ПОЛЯКОВ²,
д-р геогр. наук И.Е. ФРОЛОВ¹, доктор Х. КАССЕНС³,
ст. науч. сотр. В.Ю. КАРПИЙ¹, ст. науч. сотр. Н.В. ЛЕБЕДЕВ¹*

¹— ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: ltim@aari.nw.ru

²— International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA e-mail: igor-pc@iarc.uaf.edu

³— GEOMAR Helmholtz Center for Ocean Research, Kiel, Germany, e-mail: hkassens@geomar.de

На основе данных океанографических наблюдений выполнен анализ климатических изменений годового и сезонного содержания пресных вод (СПВ) для пяти десятилетий (1950–1959) – (2000–2009) в Арктическом бассейне и арктических морях. Приводятся оценки вклада изменения солёности и объема вод с солёностью меньше 34,8 ‰ в изменение общего содержания пресных вод. Установлена сопряженность изменений СПВ в различных частях СЛО для зимнего и летнего периодов и причины изменения СПВ. Обсуждается механизм влияния доминирующих внешних и внутренних факторов на климатические вариации содержания пресных вод в центральной части Северного Ледовитого океана и арктических морях.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, содержание пресных вод, климатические изменения, влияние внешних и внутренних факторов на содержание пресных вод.

ВВЕДЕНИЕ

Северный Ледовитый океан (СЛО) является самым распресненным среди океанов, прежде всего благодаря поступлению большого количества речных вод. Величина материкового стока, отнесенная к площади Арктического бассейна (АБ) и арктических морей (АМ), в 7 раз превышает таковую для всего Мирового океана (Никифоров, Шпайхер, 1980). Солёность в арктических морях изменяется от 10 до 32 ‰, а солёность поверхностного слоя Арктического бассейна варьирует от 26 до 34 ‰, что существенно меньше поверхностной солёности других океанов. При этом флуктуации солёности от зимы к лету значительно превосходят таковые в других районах Мирового океана. Поэтому процессы распреснения и осолонения составляют важный механизм изменчивости СЛО. Общее содержание пресных вод служит одним из интегральных показателей состояния океана, а исследование вариаций элементов пресноводного баланса океана позволяет раскрыть их роль в эволюции отдельных частей и в целом океанической системы.

Физической характеристикой объема пресных вод является величина разности между объемом морской воды и объемом содержащихся в ней солей. Поскольку

изменчивость физической величины объема пресных вод является малой разностью больших величин, то была введена другая величина, названная содержанием пресных вод (СПВ) относительно референтной солености (Aagaard, Carmack, 1989). Суммарное содержание пресных вод, V , для акватории площадью Σ вычисляется по формуле:

$$V = \iint_{\Sigma} \left(\int_{z_1}^{z_2} \frac{(S_{ref} - S(x, y, z))}{S_{ref}} \cdot \partial z \right) \cdot \partial x \cdot \partial y =$$

$$= V_C \left(1 - \frac{S_C}{S_{ref}} \right) - \iint_{\Sigma} \left(\int_{z_1}^{z_2} \frac{S'(x, y, z)}{S_{ref}} \right) \cdot \partial x \cdot \partial y \cdot \partial z, \quad (1)$$

где $V_C = \iint_{\Sigma} \left(\int_{z_1(x, y)}^{z_2(x, y)} \partial z \right) \cdot \partial x \cdot \partial y$ — объем чаши, ограниченной верхней $z_2(x, y)$ и нижней

$z_1(x, y)$ поверхностями в пределах акватории Σ , а S_C — средневзвешенная соленость для этой чаши; $S'(x, y, z)$ — отклонение солености от средней солености воды в чаше.

При такой формулировке величина СПВ представляет собой объем пресной воды, который необходимо изъять из морской воды в чаше объемом V_C , чтобы соленость морской воды стала равной S_{ref} . Используется также и линейная величина h , называемая толщиной пресных вод, представляющая собой вертикальный размер (чаще всего в м) объема пресной воды единичной площади, изъятие которой приведет к увеличению солености в чаше до S_{ref} . В качестве референтной солености чаще всего используют величину $S_{ref} = 34,8 \text{ ‰}$, равную средней величине солености атлантических вод в Арктическом бассейне (Rudels, Friedrich, 2000).

Изучению таких компонентов пресноводного баланса СЛО, как материковый сток, атмосферные осадки и испарение, образование и таяния льда, поступление воды из Атлантического и Тихого океанов, сток воды через пролив Фрама и проливы Канадского архипелага, посвящено много публикаций (Иванов, 1976; Никифоров, Шпайхер, 1980; Carmack, 2000 и др.). Первые оценки содержания пресных вод в СЛО и отдельных его частях выполнили К. Aagaard и Е.С. Carmack (1989). В. Rudels и Н.Ж. Friedrich (2000) произвели расчеты как общего объема пресных вод в Арктическом бассейне, так и содержания пресной воды по слоям. В работе С. Хаккинена и А. Прошутинского на основе результатов моделирования были рассчитаны межгодовые изменения содержания пресных вод в Арктическом бассейне в верхнем слое (Häkkinen, Proshutinsky, 2004). В статье (Polyakov et al., 2008) приведены результаты расчета аномалий содержания пресных вод в Арктическом бассейне и морях сибирского шельфа за последние 100 лет с использованием всех доступных океанографических измерений до начала текущего столетия и проанализированы причины долгопериодных изменений аномалий СПВ.

В настоящей работе на основе более обширного массива данных океанографических наблюдений выполнен анализ климатических изменений не только годового, но и сезонного содержания пресных вод (не аномалий, средних величин СПВ) в Северном Ледовитом океане для пяти десятилетий (1950–1959) – (2000–2009), сделаны выводы о сопряженности изменений СПВ в различных частях СЛО для зимнего и летнего периодов и обсуждены механизмы влияния внешних и внутренних гидрометеорологических факторов на изменчивость СПВ.

БАЗА ДАННЫХ И МЕТОД АНАЛИЗА

Расчет содержания пресных вод для периода 1950–1989 гг. производился по средним за десять лет гридированным полям температуры и солёности из российско-американского океанографического атласа (Joint U.S.-Russian Atlas, 1997; 1998), представленных в узлах регулярной сетки 200×200 км на стандартных горизонтах для летнего (июль, август, сентябрь, октябрь) и зимнего (февраль, март, апрель, май) сезонов.

В расчетах СПВ за период с 1994 по 2009 г. использовались данные наблюдений температуры и солёности из океанографической базы данных ААНИИ, а также данные российских и зарубежных экспедиций за период с 1994 по 2009 г., включая данные наблюдений дрейфующих океанографических буев ГТР. По этим данным были получены гридированные поля температуры и солёности, средние для десятилетий 1990–1999, 2000–2009 гг. для зимнего и летнего сезонов, с использованием следующих процедур. В квадратах 200×200 км для каждого стандартного горизонта рассчитывались средние значения температуры и солёности за десятилетие (с предварительным осреднением наблюдений за каждый год наблюдений), и для каждого горизонта проводилась интерполяция значений в квадраты, в которых данные отсутствовали. Затем производилась интерполяция данных в узлы более мелкой сетки 50×50 км. По вертикали производилась интерполяция между стандартными горизонтами в узлы сетки с шагом 1 м. Для приведения полученных профилей солёности к одинаковой глубине последнего горизонта в соответствующих узлах сетки 50×50 км использовался массив глубин ИВСаО. При этом удалялись горизонты со значениями большими, чем в массиве глубин для соответствующего узла сетки.

Объем океана, для которого вычислялось СПВ, был ограничен по горизонтали жесткими границами области расчета, а по вертикали сверху «крышкой» на глубине 3,0 м, снизу — твердой границей дна океана или изохалинной поверхностью 34,8 ‰. Область исследования включала Арктический бассейн (АБ) и моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское, Чукотское и Бофорта. Расчеты проводились для четырех регионов: Евразийский глубоководный и мелководный и Амеразийский глубоководный и мелководный регионы, которые разделены хребтом Ломоносова. Граница между глубоководными и мелководными частями проходит по изобате 200 м. Наибольшее число наблюдений в зимний период приходится на апрель. Поэтому оценки СПВ для зимы наиболее близко отражают величину пресных вод в апреле. В летний период наибольшее число наблюдений производилось в августе–сентябре, и рассчитанное для лета СПВ близко к средней величине пресных вод с 15 августа по 15 сентября.

ОБЩЕЕ СОДЕРЖАНИЕ ПРЕСНЫХ ВОД

Среднее климатическое для периода 1950–2009 гг. распределение толщины пресных вод h в метрах на единицу площади неравномерно по акватории СЛО как в зимний период (рис. 1а), так и в летний (рис. 1б). Основная доля пресных вод сосредоточена в Амеразийском суббассейне с наибольшими величинами в центре Канадской котловины, откуда значения СПВ радиально уменьшаются по направлению к материкам. Максимальные значения СПВ в Канадской котловине зимой составляют около 17 м, а летом достигают 18 м (рис. 1а, б). Площадь акватории с величинами СПВ больше 2 м в летний период (рис. 1б) больше, чем в зимний сезон (рис. 1а).

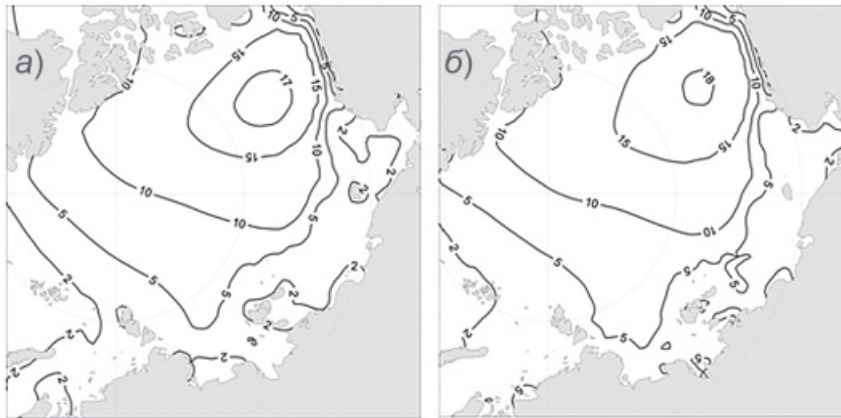


Рис. 1. Среднее климатическое распределение СПВ в м на единицу площади (СПВм) в зимний (а) и летний (б) периоды в Арктическом бассейне и арктических морях.

По нашим расчетам в СЛО на площади 7,6 млн км² средний климатический объем СПВ составляет 60 920 км³, а средняя толщина пресных вод 8,1 м. Из оценок (Aagaard, Carmack, 1989) средняя толщина пресных вод оказалась равной 9,4 м. Учитывая, что авторы использовали большую величину референтной солености и площадь расчетной области была на 12 % больше, чем в данной работе, можно говорить об удовлетворительном согласии результатов наших расчетов общего объема СПВ в СЛО и оценок (Aagaard, Carmack, 1989).

Результаты расчетов впервые дают оценку сезонной изменчивости средних десятилетних значений СПВ. Средняя климатическая величина СПВ в СЛО летом — $63,8 \cdot 10^3$ км³ — оказалась больше, чем СПВ в зимний период — $58,35 \cdot 10^3$ км³. Но климатические изменения летней и зимней величин СПВ происходили сопряженно (рис. 2). Наибольшие величины содержания пресных вод наблюдались в 1960–1969 гг., затем величина СПВ уменьшалась до 1990–1999 гг., после этого вновь произошел рост

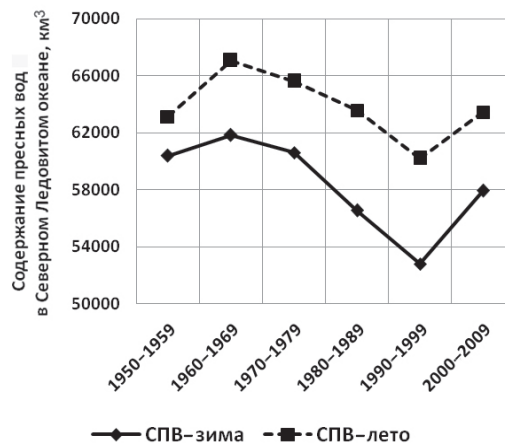


Рис. 2. Климатические изменения в Северном Ледовитом океане средних десятилетних значений содержания пресных вод в км³ для зимнего (СПВ – зима) и летнего (СПВ – лето) периодов.

содержания пресных вод в СЛЮ. В флуктуациях СПВ можно отметить циклическое колебание около 60 лет, которое присуще многим гидрометеорологических характеристикам, в частности колебаниям ледовитости арктических морей (Фролов и др., 2007).

Для анализа степени зависимости величины СПВ от солености и объема чаши были рассчитаны аномалии содержания пресных вод V' , объема чаши V'_c и средней солености S'_c . Между указанными флуктуациями существует приближенное соотношение, следующее из формулы (1): $V' \approx V'_c \cdot (1 - S'_c/34,8) - S'_c \cdot V'_c/34,8$. Первый член правой части равенства можно рассматривать как вклад колебания объема чаши в изменение общего содержания пресных вод, а второй член — как вклад изменения солености в СПВ. На рис. 3 представлены гистограммы аномалий СПВ, солености и объема чаши. Как видно из рисунка, в декадных изменениях наблюдается значительная когерентность аномалий среднего годового объема СПВ и вкладов солености и объема чаши. Подобно колебаниям величины СПВ (рис. 2), такая же цикличность наблюдается в изменениях парциальных вкладов солености и объема чаши в СПВ, но с определенным временным сдвигом. Так, переход парциального вклада солености от положительных значений в первые два десятилетия к отрицательным значениям в 1970–1999 гг. и затем появление положительной аномалии в 2000–2009 г. происходили с опережением изменений аномалий СПВ на одно десятилетие. В то же время изменение объема чаши отставало от изменений СПВ на одно десятилетие.

В изменчивости средних для календарного года аномалий СПВ наблюдается уменьшение от 1950–1959 гг. к последующим десятилетиям. Эта тенденция также была отмечена в работе (Polyakov et al., 2008), хотя в цитируемой статье расчеты производились иным методом. Но после периода 1990–1999 гг. наблюдается рост СПВ, и основной вклад в этот процесс вносит распреснение.

Обратимся теперь к анализу причин и факторов, формирующих междекадные изменения СПВ. Осреднение исследуемых характеристик по десятилетиям в какой-то мере затрудняет анализ. Но качественную картину реальных крупномасштабных изменений СВП метод десятилетнего осреднения позволяет установить.

В анализе были использованы следующие внешние и внутренние факторы: аномалии температуры атлантических вод (АВ) в Арктическом бассейне (Polyakov et al., 2004); температура воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане T_{kola} ; ледовитость

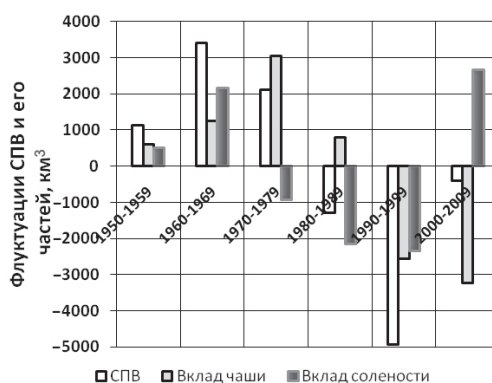


Рис. 3. Междекадные изменения флуктуаций СПВ и вкладов изменения объема чаши (вклад чаши) и изменения солености (вклад солености) в флуктуации СПВ.

арктических морей (URL: <http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO/index.php?im=100>); индексы атмосферной циркуляции Арктическое колебание (Arctic Oscillation, AO), тихоокеанский северо-арктический индекс (Pacific Northern Arctic, PNA), Арктический диполь (Arctic Dipole, AD) (URL: <http://www.jisao.washington.edu/analyses0302/#data/>). Напомним, что AO, PNA, AD представляют собой первую, вторую и третью главные компоненты разложения приземного атмосферного давления по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ) и составляют соответственно 21,5; 12,3 и 10,2 % общей дисперсии (см., например, (Overland, Wang, 2010)).

ПРЕСНЫЕ ВОДЫ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ

Изменения от десятилетия к десятилетию аномалий среднего объема СПВ и солёности на шельфовой части Евразийского региона (ЕвСБ) и Американо-Сибирского региона (АмСБ) для зимнего (индекс «з») и летнего (индекс «л») периодов представлены на рис. 4.

В качестве примера внешних факторов на рис. 4 приведены аномалии ледовитости морей Карского и Лаптевых (шельф ЕвСБ) и Восточно-Сибирского и Чукотского (шельф АмСБ). Как видим, флуктуации СПВ на шельфовой части СЛО когерентны флуктуациям солёности. Поэтому изменения СПВ на шельфе зависят прежде всего от флуктуаций средней солёности.

Чтобы оценить степень когерентности временных кривых СПВ и внешних факторов, были рассчитаны коэффициенты взаимной корреляции. Учитывая, что

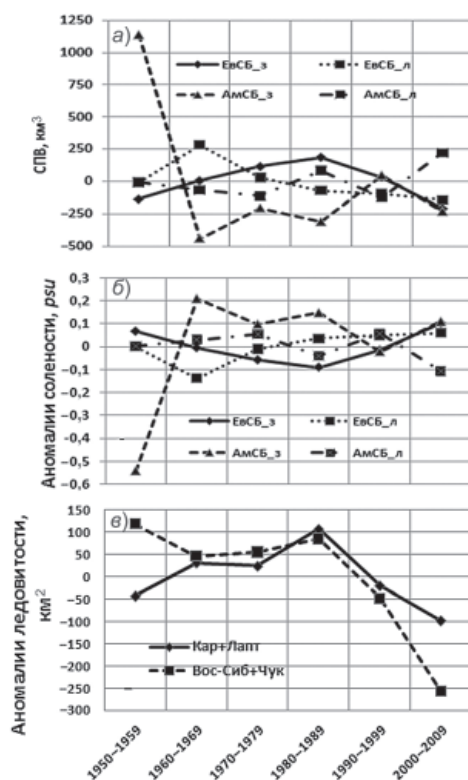


Рис. 4. Аномалии СПВ (а), солёности (б) и ледовитости морей (в) для шельфовой части Евразийского и Американо-Сибирского регионов в зимний и летний периоды.

длительность рядов маленькая, полученные величины можно рассматривать лишь как оценки степени когерентности соответствующих пар временных кривых. В дальнейшем полученные коэффициенты будем называть «показатель сопряженности», r_c . В табл. 1 приведены показатели сопряженности средней солености в шельфовой части (< 200 м) суббассейнов с индексами атмосферной циркуляции, температурой воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане, аномалией температуры атлантических вод (АВ) и ледовитостью морей.

Зимняя соленость шельфа Евразийского региона прямо пропорциональна флуктуациям температуры воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане и обратно пропорциональна величине ледовитости морей. Этот результат имеет физическое объяснение. Температура воды на Кольском меридиане отражает интенсивность затока более теплых и соленых вод атлантического происхождения в Баренцево море. С временным запаздыванием в 2 года аномалии T_{kola} (а следовательно, и солености) проявляются и в северо-западной части моря Лаптевых. Поэтому между соленостью шельфа Евразийского региона и T_{kola} существует столь высокая сопряженность (табл. 1).

Таблица 1

Показатель сопряженности r_c средней солености в шельфовой части (< 200 м) ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции, температурой воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане, аномалией температуры АВ в АВ и ледовитостью морей Карского+Лаптевых и Восточно-Сибирского+Чукотского

Соленость, шельф	АО	PNA	AD	T_{kola}	АВ	Ледовитость Кар.+Лап	Ледовитость В.-Сиб.+Чук.
ЕвСБ, зима	–0,12	0,14	–0,40	0,86		–0,92	
ЕвСБ, лето	0,81	0,56	–0,00	0,57		–0,30	
АмСБ, зима	0,22	0,37	0,06		0,05		–0,34
АмСБ, лето	–0,09	–0,75	0,68		–0,42		0,59

Когерентность между соленостью и ледовитостью морей Карского и Лаптевых (табл. 1) обусловлена, по нашему мнению, тем, что большая ледовитость может служить показателем слабого выноса поверхностных распресненных вод из морей. В этот период будет также уменьшено поступление соленых баренцевоморских вод в Карское море и более соленых поверхностных вод Евразийского суббассейна в северо-западную часть моря Лаптевых, что в итоге формирует отрицательную аномалию солености на шельфе. Период малой ледовитости ассоциируется с более интенсивным выносом из морей льдов и распресненных поверхностных вод. Этот процесс сопровождается одновременным увеличением затока более соленых баренцевоморских вод в Карское море и поверхностных вод Евразийского суббассейна в северо-западной части моря Лаптевых, что формирует положительную аномалию солености.

В летний период величина солености на шельфе Евразийского региона зависит от режима циркуляции, причем наибольшая сопряженность наблюдается с типом циркуляции, моделируемым индексом Арктической осцилляции, АО (табл. 1). Механизм воздействия АО на соленость можно представить в виде следующей схемы. В период доминанты антициклоничности (отрицательное значение АО) ареалы распресненных речным стоком морских вод вытягиваются в северном направлении, оккупируя большую часть акватории моря. Одновременно при антициклоничности ослаблен поток баренцевоморских более соленых вод в Карское море. Совместное воздействие двух указанных факторов являются главной причиной образования от-

рицательной аномалии солёности (распреснение) на шельфе Евразийского региона. В период же циклоничности (положительное значение АО) речные воды в морях распространяются на восток, усиливается приток баренцевоморских вод, что и приводит к формированию положительной аномалии солёности (осолонение) на шельфе.

Не поддается объяснению, по крайней мере на масштабах десятилетий, отсутствие сопряженности зимней солёности шельфа Амеразийского региона с выбранными нами факторами. Возможно, когерентность проявится с вариациями потока тихоокеанских вод через пролив Беринга, учитывая, что именно летние тихоокеанские воды, как более солёные, подпитывают поверхностный слой снизу солью в зимний период. Этот феномен еще требует дополнительного исследования.

В летний период солёность шельфа Амеразийского региона зависит от режима атмосферной циркуляции и вариаций температуры АВ в АБ. По рангу наибольшая сопряженность флуктуаций солёности наблюдается с вариациями PNA и AD. Например, режим атмосферной циркуляции в 2007 г., который характеризовался большими положительными значениями PNA (25,2) и отрицательными значениями AD (-45,2), стал основной причиной экстремального сокращения ледяного покрова в Амеразийском суббассейне (Overland, Wang, 2010) и возникновения больших отрицательных аномалий солёности в поверхностном слое Амеразийского региона в 2007 г. (Фролов и др., 2009).

ПРЕСНЫЕ ВОДЫ В ЕВРАЗИЙСКОМ И АМЕРАЗИЙСКОМ СУББАССЕЙНАХ

Аномалии объема СПВ, солёности и средней толщины чаши для для глубоководной части Евразийского и Амеразийского суббассейнов в зимний и летний периоды приведены на рис. 5. В Амеразийском суббассейне вариации объема СПВ и его компонент несколько отличаются от таковых в Евразийском. Обращает на себя внимание, что амплитуда изменения объема СПВ в зимний период в первом суббассейне от максимума в 1960–1969 гг. до минимума в 1990–1999 гг. в 1,5 раза больше, чем во втором, так же как и амплитуда изменения толщины чаши, которая оказалась в 2 раза больше.

Изменение объема СПВ в суббассейнах в целом тесно коррелирует с изменениями средней солёности. Междесятилетние вариации СПВ в обоих суббассейнах зимнего и летнего сезонов обратно пропорциональны флуктуациям средней солёности. Максимум/минимум объема СПВ совпадает с минимумом/максимумом средней солёности воды в чаше. Только минимум СПВ зимнего периода в Амеразийском суббассейне 1990-х наступил позже максимума солёности 1980-х гг. Связано это, вероятно, с тем, что от 1970-х к 1990-м гг. в Амеразийском суббассейне произошло значительное уменьшение толщины чаши (рис. 5в) и вклад отрицательной вариации толщины чаши превысил вклад в изменение СВП вследствие уменьшения солёности. Изменения глубины поверхности S_{ref} (толщины чаши) не влияли существенно на изменения объема СПВ. Но зимой в Амеразийском суббассейне значительное уменьшение толщины чаши от декады 1980–1989 гг. к декаде 1990–1999 г. привело к уменьшению СПВ, несмотря на то, что в этот период наблюдалось уменьшение средней солёности (рис. 5а, б, в).

На рис. 5г приведены средние для десятилетий значения индексов АО, PNA, AD и нормализованные (на среднее квадратическое отклонение) аномалии температуры атлантических вод в АБ (Polyakov et al., 2004) и значений индексов атмосферной циркуляции АО, PNA AD. В качестве аномалии температуры атлантических вод в АБ 2000–2009 гг. использовано среднее значение для трех лет 2000–2002 гг. (Polyakov et al., 2004).

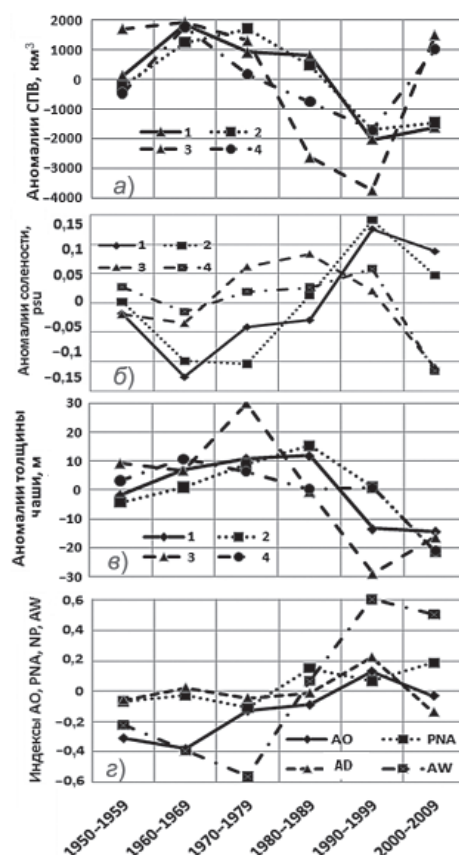


Рис. 5. Аномалии СПВ (а), солёности (б) и средней толщины чаши (в) для Евразийского (1, 2) Амеразийского (3, 4) суббассейнов в зимний (1, 3) и летний (2, 4) периоды. На нижнем рисунке (г) приведены средние для десятилетий значения индексов АО, PNA, AD и нормализованные (на среднее квадратическое отклонение) аномалии температуры атлантических вод (Polyakov et al., 2004).

Ход кривых междекадных вариаций СПВ, солёности, толщины чаши в Евразийском и Амеразийском суббассейнах, а также индексов атмосферной циркуляции и температуры атлантических вод в АБ, приведенных на рис. 5, демонстрирует большую сопряженность изменений перечисленных характеристик. В глубоководной части Арктического бассейна изменения СПВ в масштабах десятилетий когерентны изменениям индекса атмосферной циркуляции АО, как для летнего, так и для зимнего сезона (рис. 5а и 5г). Максимум объема СПВ 60-х гг. прошлого столетия совпадает с минимумом АО ($AO = -0,38$), когда превалировал антициклонический тип атмосферной циркуляции. Минимум объема СПВ 1990-х гг. пришелся на максимум АО ($AO = +0,13$), когда доминировала циклоничность. Этот результат подтверждает тезис работы (Proshutinsky et al., 2002), что в период антициклоничности происходит накопление СПВ, а при циклоническом типе атмосферной циркуляции бассейн теряет СПВ.

Вместе с тем объем СПВ варьирует от десятилетия к десятилетию более сложным образом. Следуя этому положению, можно сделать предположение о доминантах

влияния на изменения объема СПВ и выстроить внешние факторы по рангу влияния. С этой целью были рассчитаны показатели сопряженности СПВ, средней солености толщины чаши с различными внешними факторами. Результаты оценок, приведенные в табл. 2 и 3, позволяют сделать следующие заключения.

Таблица 2

Показатель сопряженности СПВ в глубоководной части (>200 м) ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции, аномалией температуры атлантических вод в АБ и ледовитостью морей Карского+Лаптевых и ВосточноСибирского+Чукотского

СПВ, океан	АО	PNA	AD	AB	Ледовитость Кар.+Лап	Ледовитость В.-Сиб.+Чук.
ЕвСБ, зима	-0,80	-0,52	-0,26	-0,89	0,67	
ЕвСБ, лето	-0,64	-0,62	-0,26	-0,94	0,64	
АмСБ, зима	-0,73	-0,45	-0,73	-0,59		-0,04
АмСБ, лето	-0,62	-0,10	-0,59	-0,42		-0,24

Таблица 3

Показатель сопряженности средней солености в ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции, аномалией температуры АВ в АБ и ледовитостью морей Карского+Лаптевых и Восточно-Сибирского+Чукотского

Соленость	АО	PNA	AD	AB	Ледовитость Кар.+Лап.	Ледовитость В.-Сиб.+Чук.
ЕвСБ, зима	0,88	0,54	0,29	0,87	-0,57	
ЕвСБ, лето	0,77	0,62	0,48	0,93	-0,36	
АмСБ, зима	0,15	-0,26	0,38	-0,32		0,69
АмСБ, лето	0,06	-0,46	0,69	-0,22		0,78

Междекадные изменения объема СПВ Евразийского суббассейна зависят прежде всего от поступления атлантических вод в Арктический бассейн, сопровождающегося колебаниями температуры АВ, а влияние атмосферной циркуляции через индекс АО следует по рангу на втором месте (табл. 2). Причем изменения СПВ Евразийского суббассейна в летний сезон сопряжены с изменениями типа атмосферной циркуляции, отражаемыми индексом PNA. Для СПВ этого суббассейна отмечается также значительная когерентность с колебаниями суммарной ледовитости Карского и Лаптевых морей.

Структура сопряженности вариаций объема СПВ Амеразийского суббассейна с перечисленными выше показателями отличается от таковой Евразийского суббассейна. Доминирующим фактором в Амеразийском суббассейне является атмосферное воздействие. Но влияние особенностей атмосферной циркуляции, отражаемых индексом АО, близко по рангу воздействию на СПВ режима атмосферной циркуляции по типу PNA. Колебания СПВ Амеразийского суббассейна слабо сопряжены с вариациями ледовитости морей Восточно-Сибирского и Чукотского (табл. 2).

Поскольку процесс изменения СПВ определяют вариации средней солености и толщины чаши, то для того, чтобы лучше понять механизм изменения СПВ, выполним анализ причин флуктуаций средней солености и толщины чаши. Изменения средней солености чаши Евразийского суббассейна в зимний период сопряжены с вариациями режима атмосферной циркуляции по типу АО и аномалиями температуры АВ в АБ (табл. 3). Поскольку атлантические воды подпитывают снизу солью слой опресненных вод, увеличение температуры АВ, которое ассоциируется с увеличением залива

АВ в СЛЮ, приводит к увеличению средней солености воды в чаше Евразийского региона, и наоборот. Механизм влияния АО на соленость этого суббассейна в зимний сезон заключается в следующем. В период доминирования антициклоничности (отрицательное АО) расширяется площадь антициклонического круговорота и ось трансарктического течения смещается в Евразийский суббассейн. Этот тип поверхностной циркуляции вод и льдов способствует выносу распресненных вод Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей в Евразийский суббассейн, что формирует отрицательную аномалию солености (распреснение) в этом регионе. При циклоническом режиме атмосферной циркуляции ось трансарктического течения смещается в Амеразийский суббассейн. Вдоль материкового склона от пролива Фрама до моря Лаптевых вытягивается язык более соленых поверхностных вод, и в Евразийском суббассейне формируется положительная аномалия солености (осолонение). Аналогично формируются аномалии солености в летний период (табл. 3), но возрастает роль атмосферной циркуляции по типу индекса PNA.

По-иному действует механизм изменения средней солености воды чаши Амеразийского суббассейна. Как видно из табл. 3, наибольшая сопряженность средней солености отмечается с ледовитостью морей. Связь здесь не прямая, а опосредованная. Величина ледовитости обратно пропорциональна открытой ото льда площади моря, величина которой прямо связана с объемом растаявшего льда и степенью распреснения поверхностного слоя. В силу открытости шельфовых морей Амеразийского региона и вовлеченности циркуляции морей непосредственно в общую циркуляцию Арктического бассейна, аномалия летней солености захватывается циркуляцией и память о летней аномалии солености долго сохраняется в Амеразийском суббассейне. Таким образом, большая ледовитость сопряжена с малым распреснением моря летом, что сопровождается формированием отрицательной аномалии зимней солености чаши Амеразийского суббассейна. Что касается когерентности летней солености с ледовитостью, то здесь, по нашему мнению, ледовитость служит показателем температурного режима атмосферы в целом в регионе. Большая ледовитость, как правило, наблюдается при отрицательных аномалиях температуры воздуха. В этот период таяние льда замедлено и в морях, и в Амеразийском суббассейне, что сопровождается уменьшением распреснения и формированием положительной аномалии солености.

Механизм сопряженности зимней и летней солености Амеразийского суббассейна с вариациями индексов атмосферной циркуляции аналогичен тому, как это описывалось при анализе процессов на шельфовой части Амеразийского региона.

Изменение толщины слоя опресненных вод (толщины чаши) сопряжено прежде всего с изменением температуры атлантических вод (табл. 4). Известно, что с повышением температуры АВ их верхняя граница поднимается вверх, происходит обмеление положения изохалинной поверхности 34,8‰ и уменьшение толщины опресненного слоя,

Таблица 4

Показатель сопряженности толщины чаши (толщины опресненного слоя или глубины поверхности S_{ref}) в ЕвСБ и АмСБ с индексами атмосферной циркуляции и аномалией температуры АВ в АВ

Толщина чаши	АО	PNA	AD	AB
ЕвСБ, зима	-0,53	-0,43	-0,19	-0,81
ЕвСБ, лето	-0,06	-0,31	0,34	-0,45
АмСБ, зима	-0,65	-0,74	-0,47	-0,96
АмСБ, лето	-0,50	-0,76	0,42	-0,71

что проявляется в большом и отрицательном показателе сопряженности между толщиной чаши в обеих суббассейнах с температурой АВ (табл. 4, четвертая колонка).

Влияние атмосферной циркуляции на толщину слоя опресненных вод довольно значительно, как это показывают довольно большие значения показателей сопряженности, прежде всего с индексами АО и PNA. Воздействие атмосферной циркуляции по типу АО на толщину чаши можно представить так. При отрицательных значениях АО, что соответствует антициклоническому режиму циркуляции, опресненные воды стягиваются от периферии океана в центральную часть, вследствие чего увеличивается толщина чаши. При положительных значениях АО, что соответствует циклоническому режиму атмосферной циркуляции, формируется противоположный процесс. Вместе с тем обнаруживается необъяснимо малое сопряжение между толщиной слоя опресненных вод Евразийского суббассейна в летний период с индексом атмосферной циркуляции АО (табл. 4, колонка 1).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На масштабах десятилетий установлена когерентность колебаний зимнего и летнего общего содержания пресных вод, причем климатическая величина СПВ в СЛО летом больше, чем в зимний период. При этом вклад изменения солёности в сезонную амплитуду СПВ составляет 59 %, а изменения объема слоя опресненных вод (объема чаши) — 41 %.

Средний объем СПВ на шельфовой части Евразийского региона меньше в 1,8–2,4 раза, чем в Амеразийском регионе, как для зимы, так и для лета. Наибольшие флуктуации объема СПВ на шельфе наблюдаются в зимний период в Амеразийском регионе. Колебания СПВ на шельфовой части СЛО когерентны флуктуациям средней солёности. Выявлена сопряженность изменений средней солёности мелководных частей СЛО с индексами атмосферной циркуляции, температурой воды в слое 0–200 м на Кольском меридиане, аномалией температуры атлантических вод и ледовитостью морей.

Средний объем СПВ глубоководной части Евразийского суббассейна меньше в 4 раза, чем в Амеразийском суббассейне, как для зимы, так и для лета. В Амеразийском суббассейне вариации объема СПВ и его компонент несколько отличаются от таковых в Евразийском. Наибольшие флуктуации объема СПВ наблюдаются в зимний период в Амеразийском суббассейне. Изменение объема СПВ в суббассейнах в целом тесно коррелирует с изменениями средней солёности. Изменение толщины слоя опресненных вод (толщины чаши) сопряжено прежде всего с изменением температуры атлантических вод. Атмосферная циркуляция также влияет на толщину слоя опресненных вод, о чем свидетельствуют большие значения показателей сопряженности толщины слоя с индексами АО и PNA.

В глубоководной части Арктического бассейна междекадные изменения объема СПВ Евразийского суббассейна зависят прежде всего от колебаний температуры АВ, а влияние атмосферной циркуляции через индекс АО следует по рангу на втором месте. Причем изменения СПВ в летний сезон сопряжены с изменениями типа атмосферной циркуляции, отражаемыми индексом PNA. Отмечается также значительная когерентность с колебаниями суммарной ледовитости Карского и Лаптевых морей.

Доминирующим фактором, влияющим на колебания СПВ в Амеразийском суббассейне, является атмосферная циркуляция. Но влияние особенностей атмосферной циркуляции, моделируемое индексом АО, близко по рангу воздействия на СПВ режимов атмосферной циркуляции по типу PNA. Средняя солёность в чаше Амеразийского суббассейна тесно связана с колебаниями ледовитости морей Восточно-Сибирского и Чукотского. Однако суммарное содержание пресных вод в этом суббассейне слабо сопряжено с вариациями ледовитости этих морей.

*Данная работа выполнена в рамках российско-германского проекта «Транспор-
лярная система Северного Ледовитого океана» и плановой тематики Росгидромета.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов В.В.* Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 138–147.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 269 с.
- Фролов И.Е., З.М. Гудкович, В.П. Карклин, Е.Г. Ковалев, Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 158 с.
- Aggaard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other freshwater in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94. P. 14485–14498.
- Carmack E.C.* The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export / E.L. Lewis et al. (eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Kluwer, the Netherlands. 2000. P. 91–126.
- Häkkinen S., Proshutinsky A.* Freshwater content variability in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2004. Vol. 109. C03051, doi: 10.1029/2003JC001940.
- Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter (1997) and Summer Period (1998). Ed. by L. Timokhov, F. Tanis. Environmental Working Group, University of Colorado, Boulder, CD-ROM.
- Overland J.E., Wang M.* Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // Tellus. 2010. Vol. 62A, P. 1–9.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F.* Variability of the intermediate Atlantic Water of the Arctic Ocean over the last 100 years. // Journal of Climate. 2004. P. 4485–4497.
- Polyakov I.V., Alexeev V.A., Belchansky G.I., Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Korablev A.A., Steele M., Timokhov L.A., Yashayaev I.* Arctic Ocean Freshwater Changes over the Past 100 Years and Their Causes // Journal of Climate. 2008. Vol. 21. № 2. P. 364–384.
- Rudels B., Friedrich H.J.* The transformations of Atlantic Water in the Arctic Ocean and their significance for the freshwater budget / E.L. Lewis et al. (eds.). The Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Kluwer, the Netherlands. 2000. P. 503–532.

*L.A. TIMOKHOV, I.V. POLYAKOV, I.E. FROLOV, H. KASSENS,
V.Yu. KARPIY, N.V. LEBEDEV*

CLIMATE CHANGE OF FRESH WATER CONTENT IN THE ARCTIC OCEAN AND THEIR CAUSES

Based on oceanographic observations the analysis of climatic changes of the annual and seasonal of fresh waters content (FWC) for five decades (1950–1959) – (2000–2009) in the Arctic basin and Arctic seas is made. Estimates of a contribution of change of salinity and volume of waters with salinity less than 34,8 ‰ are given to change of the general content of fresh waters. The associatively of FWC changes in various parts of the Arctic Ocean for the winter and summer periods and the reason of FWC change is established. The mechanism of influence of the dominating external and internal factors on climatic variations of the fresh water content in deep-water and shelf parts of the Arctic Ocean is discussed.

Keywords: Arctic Ocean, the fresh water content, climatic changes, the impact of external and internal factors on the fresh water content.