

УДК 551.465

## Моделирование обратных связей климатообразующих процессов в Северном Ледовитом океане

А. С. Саркисян<sup>1</sup>, академик,  
С.Н. Мошонкин<sup>2</sup>, доктор физико-математических наук,  
Н.А. Дианский<sup>3</sup>, доктор физико-математических наук,  
А.В. Гусев<sup>4</sup>, кандидат физико-математических наук,  
А.В. Багно<sup>5</sup>, кандидат физико-математических наук

Институт вычислительной математики РАН

*Проведены расчеты по модели совместной циркуляции Атлантики (от 20° ю. ш.), Северного Ледовитого океана и Берингова моря с разрешением 0,25° по широте и долготе для периода 1958–2006 гг. Результаты сравниваются с данными наблюдений и моделирования другими моделями. При анализе модовой структуры полей движения и масс в Норвежском и Гренландском морях впервые выявлена система обратных связей, ответственная за регулирование обмена водами Арктики и Атлантики. Основным динамическим механизмом функционирования отмеченных обратных связей – совместный эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР). Имеет место обратная связь баротропного и бароклинного компонентов скорости течения, стабилизирующая на больших временах обмена водами Атлантики и Арктики и удерживающая их на определенном климатическом уровне. Обнаружена положительная обратная связь толщины слоя пресной воды и антициклонической завихренности течений в круговороте Бофорта (КБ). Отмечены три периода повышенных значений толщины слоя пресной воды, сочетающиеся с повышенной антициклонической завихренностью течений в КБ: 1960-е, 1980-е годы и период с 1999 г. по наши дни. Эволюция антициклонической завихренности течений опережает изменения толщины слоя пресной воды в КБ на 1,75 года.*

**Ключевые слова:** Северный Ледовитый океан, циркуляция океана, морской лед, климатическая система, Северо-Атлантическое колебание, метод диагноз-адаптации

Поступила в редакцию 12.2.13

### Введение

Обмен водами Северной Атлантики (СА) и Северного Ледовитого океана (СЛО) — важный климатообразующий фактор как в арктической и субарктической климатической системе, так и в системе климата всего Северного полушария. Приток атлантической воды в СЛО составляет часть глобального океанического конвейера, связывающего океаны транспортом тепла, соли и пресной воды. Поступая из СА, атлантические воды распространяются по акватории Норвежского, Гренландского и Баренцева морей и проникают в Арктический бассейн, где за-

нимают промежуточный слой. Атлантическая вода является важным источником тепла и соли в Арктическом бассейне. Присутствие вод Атлантики стимулирует развитие перемешивания, включая глубокую конвекцию, формирование новых водных масс и рост биологической продуктивности.

Особым районом СЛО являются Норвежское и Гренландское моря (НГМ), которые играют роль переходной зоны между Атлантикой и Арктикой. Им свойственны чрезвычайно большие градиенты рельефа дна на относительно небольшой акватории, особенно на континентальных склонах. Вторая особенность — высокие градиенты в поле плотности, обусловленные смешением вод СА и СЛО с резко различающимися термохалинными характеристиками. В связи с этим в формировании циркуляции вод этого региона исключительную роль играет совместный эффект бароклинности и рельефа дна

<sup>1</sup> e-mail: sarkis@inm.ras.ru

<sup>2</sup> e-mail: atarexm@himki.net

<sup>3</sup> e-mail: dinar@inm.ras.ru

<sup>4</sup> e-mail: anatology.v.gusev@gmail.com

<sup>5</sup> e-mail: bagno@inm.ras.ru

(СЭБИР), сорокалетие открытия роли которого в моделировании климатических характеристик океана отмечалось в 2005 г. [1].

Другим важным процессом для климата и взаимодействия между СЛО и СА является поступление опресненной воды и морского льда из верхнего слоя СЛО в СА [2, 3]. Содержание пресной воды в СЛО меняется от года к году, зависит от обмена вод между океанами, поступления воды с речным стоком, осадками и в результате образования-таяния льдов весьма неравномерно распределено по акватории [4, 5, 6]. Согласно оценке, приведенной в [7], истечение из района Канадского бассейна в СА всего лишь 5% пресных вод способно генерировать аномалии солености, идентичные известной Великой соленостной аномалии [2]. Такое циркуляционное образование, как круговорот Бофорта (КБ), играет большую роль в динамике пресных вод СЛО, аккумулируя значительные их массы [4, 5, 6]. Оценки изменчивости запаса пресных вод за последние столетия в разных районах СЛО приводятся в [6]. Моделирование влияния выноса пресных вод и льдов из СЛО на аномалии солености в Атлантике выполнено, например, в [3].

Целью данной работы является исследование влияния циркуляции вод в НГМ на эволюцию проникновения вод СА в СЛО, а также изучение распространения пресных вод по акватории СЛО и изменения содержания пресных вод в их главном резервуаре — круговороте Бофорта. Воспроизведение эволюции полей характеристик океана осуществляется при помощи модели циркуляции океана в сигма-системе координат (изобатической), что важно из-за тесной связи циркуляции НГМ с рельефом дна. Для моделей циркуляции океана и эволюции морского льда в СЛО одним из критериев качества служит воспроизведение распространения атлантических вод, их межгодовой и десятилетней изменчивости [8]. Другой критерий — способность воспроизвести характеристики верхнего слоя, в частности изменения содержания пресной воды на акватории СЛО [9].

Для анализа результатов численных экспериментов привлечен анализ мод характеристик океана, их связи между собой и с основной модой атмосферной изменчивости — Северо-Атлантическим колебанием (САК). Особое внимание уделяется обратным связям климатообразующих факторов.

### **Модель циркуляции Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана**

Модель океана Института вычислительной математики РАН (ИВМ РАН) основывается на уравнениях общей циркуляции в приближениях Буссинеска и гидростатики. Уравнения записаны в сферической сигма-системе координат [10, 11]. Прогностическими переменными модели служат горизонтальные компоненты вектора скорости, потенциальная температура и соленость. Используется уравнение со-

стояния, учитывающее сжимаемость воды, специально предназначенное для моделей циркуляции океана [12]. Численная техника модели основана на методе расщепления по физическим процессам и пространственным координатам [13, 10, 11].

Уравнения гидротермодинамики океана записываются в специальной симметризованной форме. Она удобна для представления оператора дифференциальной задачи в виде суммы энергетически сбалансированных операторов более простой структуры [14]. Это дает возможность расщепить оператор полной задачи на ряд более простых операторов и построить пространственные аппроксимации так, чтобы интегральному энергетическому соотношению, выполняющемуся для исходной дифференциальной задачи, удовлетворяли все расщепленные дискретные задачи. Этот прием во многом устраняет сложность аппроксимации слагаемых, содержащих градиенты давления, плотности и рельефа дна в уравнениях движения, записанных в сигма-системе координат.

Метод расщепления позволяет эффективно реализовывать неявные схемы интегрирования по времени для уравнений переноса-диффузии субстанций. В модели используется аппроксимация Кранка — Николсона для процессов переноса субстанции и неявная аппроксимация для диффузии и вязкости второго порядка. В задаче геострофического приращения компоненты ускорения Кориолиса также аппроксимируются неявно. Разностная аппроксимация модельных уравнений по пространству осуществляется на сетке «С».

Оператор боковой турбулентной диффузии второго порядка для тепла и соли представляется в форме, эквивалентной горизонтальной диффузии в обычной z-системе координат. В уравнениях движения сохраняется обычный для сигма-моделей вид боковой вязкости, действующей вдоль сигма-поверхностей.

Для устранения источника неустойчивости и генерации шумов на Северном полюсе при схождении меридианов и критическом уменьшении шага модели осуществлен поворот сферической системы координат. Полюсы новой системы расположены на географическом экваторе за пределами расчетной области в точках с координатами  $120^\circ$  з. д. и  $60^\circ$  в. д. [15].

Расчетная область включает Атлантику приблизительно от  $20^\circ$  ю. ш. (с акваториями Средиземного и Балтийского морей), Северный Ледовитый океан и Берингово море (для воспроизведения обменов СЛО и Тихого океана), где жидкая граница проходит по проливам Алеутских островов. Модель имеет пространственное разрешение  $(1/4)^\circ$  по долготе и широте.

Топография дна океана взята из массива данных ETOPO5 (пространственное разрешение  $5'$ ), сглаженных в соответствии с горизонтальным разрешением модели так, что на выбранном пространственном разрешении отсутствуют резкие изменения

## Научные исследования в Арктике

типа ступенек. Модельная глубина ограничена минимальной величиной 5 м. По вертикали задаются 27 уровней, которые расположены неравномерно и более часты в верхнем слое океана.

На твердых боковых границах и на дне океана ставится условие свободной скольжения и отсутствия потоков тепла и соли. На жидких границах от поверхности до дна на каждом шаге интегрирования задаются значения температуры и солёности, интерполированные по данным из [16] (ежемесячные климатические данные с шагом по пространству  $(1/4)^\circ$ ).

Учет стока основных рек, влияющих на распределение солёности, осуществляется подобно выпадению осадков вблизи устьев рек, как это часто делается в климатических моделях [17]. В данной серии экспериментов сток рек в Северный Ледовитый океан задается как средний годовой климатический, т. е. одним значением для каждой реки.

В численных экспериментах коэффициенты крупномасштабной боковой диффузии для температуры и солёности берутся одинаковыми (как функции глубины и широты), с максимальным значением на физическом экваторе в  $2 \cdot 10^6 \text{ см}^2/\text{с}$  и плавным уменьшением в два раза с глубиной и к высоким широтам. В качестве оператора боковой вязкости используется оператор четвертого порядка, такой, что приблизительно за 10 шагов модельного времени практически полностью устраняется двухшаговый пространственный шум в полях компонентов скоростей.

Коэффициенты вертикальной вязкости и диффузии выбираются согласно параметризации Монина—Обухова [18]. При этом для устранения выклинивания вертикальных профилей температуры, солёности и скорости у поверхности океана, возможного в сигма-модели в случае малых глубин, применяется принудительное перемешивание этих характеристик в верхнем слое глубиной 5 м. Конвективная неустойчивость параметризуется заданием большого вертикального коэффициента вязкости и диффузии —  $500 \text{ см}^2/\text{с}$ . В модель циркуляции океана включается адаптированная модель динамики и термодинамики морского льда, представленная в [19].

### Численные эксперименты с моделью циркуляции океана

Основная цель вычислительных экспериментов, проведенных с описанной моделью циркуляции СА и СЛО, состояла в изучении ее способности воспроизводить наблюдаемую структуру среднемесячных полей океана. Это прежде всего поля температуры, солёности, компонент скорости течения на избранных по вертикали уровнях, уровень океана, а также ряд других характеристик. Они рассчитывались для периода с января 1958 г. по декабрь 2006 г.

На поверхности океана в качестве граничных условий задавались потоки момента, тепла и влаги. Они рассчитывались с использованием атмосферных характеристик из массива данных CORE. Массив CORE

специально подготовлен для экспериментов с моделями океана и льда в рамках программы CLIVAR [20]. В массиве представлены потоки длинноволновой и коротковолновой радиации на уровне моря с дискретностью 1 сут. Влажность, давление и температура воздуха на уровне моря приготовлены с дискретностью 6 ч. Компоненты скорости ветра на уровне в 10 м над поверхностью океана заданы также с дискретностью 6 ч. Интенсивность атмосферных осадков приводится с дискретностью 1 мес. Сток рек в массиве CORE дается только как среднегодовой климатический. При этом компоненты полей атмосферного воздействия суточного и шестичасового временного разрешения интерполируются на модельный временной шаг в 1 ч кусочно-постоянно, а среднемесячные данные (осадки и наблюдаемая солёность поверхности океана) — с помощью процедуры, которая позволяет сохранять среднемесячное значение интерполированного поля равным исходному значению [11]. Напряжение ветра и потоки явного и скрытого тепла рассчитываются по балк-формулам [20]. При расчете потоков явного и скрытого тепла используется текущая модельная температура поверхности океана. Тем самым учитывается отрицательная обратная связь в системе «атмосфера — океан».

В уравнениях для тепла и соли в качестве граничного условия на поверхности используются суммарные потоки тепла и влаги на каждом шаге по времени. Бюджет влаги представляет собой осадки минус испарение. Бюджет тепла есть сумма радиационного бюджета плюс потоки явного и скрытого тепла. В радиационном бюджете для коротковолновой радиации учитывалась ее проникающая способность.

Для расчета потоков пресной воды вводится релаксационная добавка

$$F_r = -\gamma_s (S_0 - S_1) / S_1,$$

где  $\gamma_s = 2,0 \cdot 10^{-3} \text{ см}/\text{с}$ ;  $S_1$  — солёность, рассчитанная на первом модельном горизонте для текущего момента времени;  $S_0$  — солёность, интерполированная на текущий момент времени по данным наблюдений из [16].

Данный прием «возвращает» модельную солёность поверхности океана к наблюдаемым значениям климатического годового хода этой характеристики. Таким образом, еще раз учитывается отрицательная обратная связь, присутствующая при контакте двух сред в системе «океан—атмосфера». Заметим, что использование таких релаксационных добавок представляет собой также метод фильтрации погрешностей, неизбежно содержащихся в атмосферных данных.

Эксперименты с описанными граничными условиями проводились в два этапа. На первом этапе в качестве начальных условий задавались климатические зимние трехмерные поля температуры и солёности океана из [16] и состояние покоя. Затем

делался расчет с шагом 1 ч на 20 годовых циклов с граничными условиями, рассчитанными с привлечением атмосферных данных CORE для 1958 г. В результате было сформировано близкое к равновесному состоянию всех модельных характеристик — сезонный ход 1958 г.

На втором этапе выполнялись расчеты для периода 1959—2006 гг. В качестве начальных полей брались поля на конечный шаг расчета 31 декабря 1958 г. Как и ранее, интегрирование проведено с шагом 1 ч.

Заметим, что данные численные эксперименты аналогичны модельным экспериментам с моделями совместной циркуляции СА и СЛО, проведенным ранее [21, 22]. В этих моделях с разрешением около 1° включено воспроизведение циркуляции у экватора — начального звена переноса вод на север.

### Воспроизведение моделью циркуляции океана обратных связей полей масс и движения в НГМ

По данным численного эксперимента с моделью циркуляции океана ИВМ РАН реконструированы поля океанских характеристик на акватории СА и СЛО за 1958—2006 гг. Используем в качестве индикатора процессов в бароклинном слое океана среднюю температуру

$$T_d = \frac{1}{H} \int_0^H T(\lambda, \varphi, z, t) dz,$$

в его верхней части толщиной  $H=200$  м, где сосредоточена основная изменчивость динамических и термохалинных полей. С той же целью используем и средние в слое  $H$  горизонтальные компоненты скорости течения. Заметим, что поле модельной циркуляции Гренландского, Норвежского и Баренцева морей очень хорошо соответствует картине циркуляции, полученной в модели с более высоким разрешением в  $(1/12)^\circ$  по широте и долготе при 45 уровнях по вертикали [23]. Хорошее соответствие наблюдается и в воспроизведении квазистационарных крупномасштабных вихрей.

Пусть  $T_d$  — средний климатический сезонный ход (аналогично для компонентов скорости), понимаемый как средний за весь рассматриваемый период, а  $\widehat{T}_d$  — текущий сезонный ход, понимаемый как сумма гармоник изменчивости с периодом от полугода до года (см. [24]). Определим синоптические  $T_{sy}^l$ , долгопериодные  $T_{lp}^l$  и суммарные  $T_{sm}^l$  аномалии следующим образом:

$$T_{sy}^l = T_d - \widehat{T}_d,$$

$$T_{sm}^l = T_d - \overline{T}_d = T_{sy}^l + T_{lp}^l,$$

$$T_{lp}^l = T_{sm}^l - T_{sy}^l = \widehat{T}_d - \overline{T}_d.$$

Рассмотрим предварительно суммарные аномалии (т. е. долгопериодные крупномасштабные аномалии относительно климатического годового хода за весь срок 1958—2006 гг.).

Для этих аномалий получены их естественные ортогональные функции (ЕОФ, или моды изменчивости), а также рассчитаны регрессии на нормированный индекс Северо-Атлантического колебания как главной моды атмосферного воздействия на океан. На рис. 1а показана первая ЕОФ для аномалий температуры, а на рис. 1б — векторное поле коэффициентов регрессии аномалий скорости течений в слое 0—200 м на нормированный индекс САК в НГМ.

В поле аномалий течений слоя 0—200 м океана возникает отклик на САК, во многом повторяющий конфигурацию средней циркуляции НГМ (см. рис. 1б). При высоких индексах САК циркуляция усиливается, а при низких ослабевает. Оказалось, что уровень возмущений скорости течений, связанных на масштабах от 2 лет и более с вариациями индекса САК, составляет до 20% средней скорости течений. Преобладающая тенденция положительной корреляции вариаций скорости течений и вариаций индекса САК связана с тем, что при росте индекса САК углубляется Исландский циклон и растут баротропные скорости в океане. Таким образом, при росте индекса САК скорости течений в Норвежском и Гренландском морях возрастают, а при его убывании — убывают. Эта общая тенденция хорошо выражена в южной части Восточно-Гренландского течения и в Западно-Гренландском течении. Особенно отчетливо тенденция роста скорости течения с ростом индекса САК (и наоборот) выражена на всем протяжении Норвежского течения и в Западно-Шпицбергенском течении (см. рис. 1б).

В главных модах крупномасштабных долгопериодных аномалий динамических и термохалинных полей океана в НГМ хорошо выделяются региональные многополярные структуры (см. рис. 1а). Совместный анализ картины регрессии и ЕОФ показывает, что в области НГМ именно динамика формирует локальные области изменчивости теплозапаса бароклинного слоя океана (см. рис. 1). Это выражено у Шпицбергена в районе рециркуляции у пролива Фрама. Здесь первая мода аномалий теплозапаса слоя 0—200 м (см. рис. 1а) указывает на возбуждение антициклонической аномалии бароклинной природы, которая противодействует усилению баротропной циклонической рециркуляции, происходящей при росте индекса САК (отрицательная обратная связь динамики и термики). Это должно способствовать сбалансированности обмена водами Арктики и Атлантики на достаточно длительных интервалах времени.

Особо отметим две области близ Скандинавского полуострова, которые помимо поля регрессии течений с индексом САК (см. рис. 1б) выделяются не только в главной моде аномалий теплозапаса слоя 0—200 м (см. рис. 1а), но даже и в модах более высоких порядков для аномалий теплозапаса и течений слоя 0—200 м, а также в аномалиях температуры поверхности океана. Они представляют собой



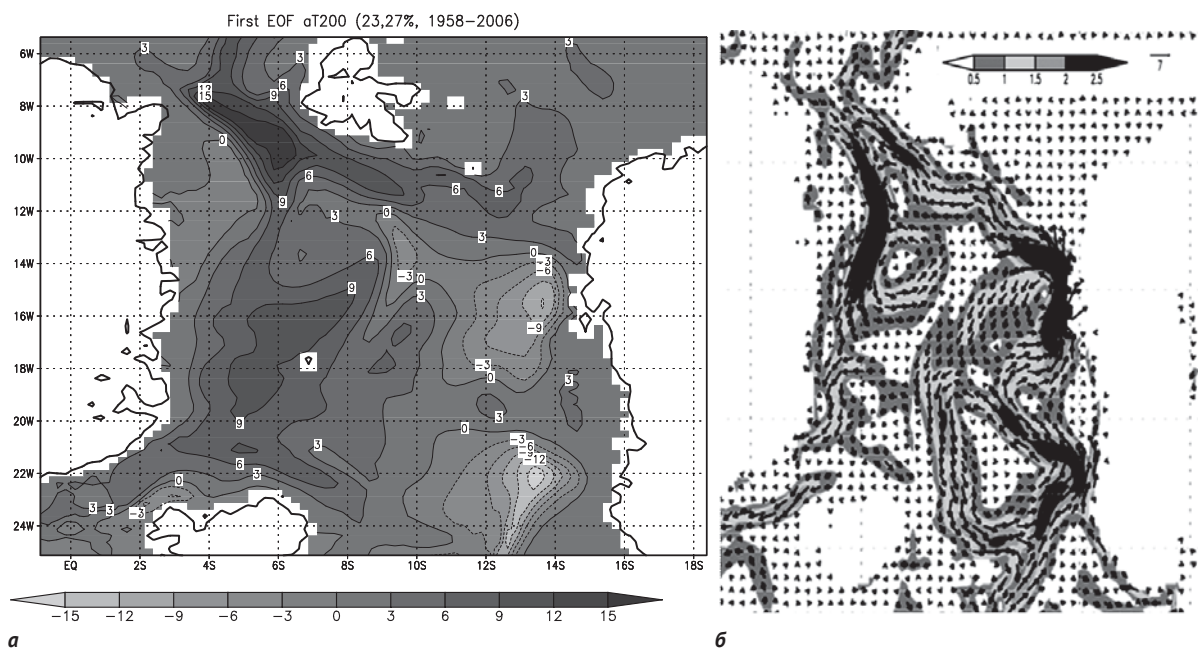


Рис. 1. Норвежское и Гренландское моря: а — первая (главная — 23,27% СКО) естественная ортогональная функция аномалии теплосодержания слоя 0–200 м (единицы условные, счет для всей акватории СА и СЛО), б — векторное поле регрессии аномалий скорости того же слоя на нормированный индекс Северо-Атлантического колебания, представляющее отклик аномалий скорости на САК. Величины даны оттенками серого цвета, палитры приводятся. Координаты модельные. Период 1958–2006 гг. Фильтрацией в полях исходных реализаций характеристик выделены масштабы более двух лет

аномалии циклонической циркуляции и пониженного теплосодержания слоя 0–200 м. Эти аномалии возбуждаются в ответ на любые внешние воздействия, среди которых доминирует сигнал САК. Причина их возникновения — СЭБИР, когда из-за взаимодействия динамики и термики над континентальными склонами Лофотенской и Норвежской котловин возникают циклонические холодные образования. Так, при росте индекса САК эти циклонические циркуляционные холодные образования усиливаются и стабилизируются (положительная обратная связь динамики и термики) (см. рис. 1). Поскольку при этом здесь развивается апвеллинг, то можно использовать координаты данных районов для прогноза положения зон повышенной биопродуктивности в целях рыболовства.

Таким образом, по результатам численных экспериментов с моделью циркуляции океана ИВМ РАН при анализе модовой структуры течений и температуры (плотности) выявлена система обратных связей полей движения и масс, ответственная за регулирование обмена водами Арктики и Атлантики, что важно для формирования изменчивости климата всего Северного полушария.

Основной динамический механизм функционирования отмеченных обратных связей — СЭБИР. На континентальных склонах у побережья Норвегии (Лофотенская и Норвежская котловины) в ответ на рост индекса САК возникают циклонические образования, первоначально в основном баротропной природы. В поле аномалий плотности верхнего ба-

роклинного слоя океана возникают образования, поддерживающие и усиливающие отмеченные циклонические циркуляции и апвеллинг (положительную обратную связь). Данные циклоны в океане являются своеобразными ловушками атлантических вод на их пути в Баренцево море.

В проливе Фрама при росте индекса САК происходит усиление баротропной циклонической циркуляции в океане и выноса относительно теплых вод в Арктический бассейн. Но эти явления гасятся бароклинным откликом в поле течений, связанным с возникновением теплой аномалии в поле температуры верхнего слоя океана. То есть имеет место отрицательная обратная связь баротропной и бароклинной компонент скорости течения, стабилизирующая на больших временах обмена водами Атлантики и Арктики и удерживающая их на определенном климатическом уровне.

### Обратная связь эволюции содержания пресных вод и завихренности течений в круговороте Бофорта

Обязательной характеристикой при исследовании аккумуляции и сброса пресных вод является анализ карт их содержания в слое от поверхности океана до уровня положения изохалины 34,8‰ [25, 8]. Это содержание пресной воды вычисляется следующим образом:

$$P_w = \int_0^{h(\lambda, \varphi)} \frac{34,8 - S}{34,8} dz,$$

где  $h$  — глубина залегания изохалины 34,8‰ в данном районе с координатами  $(\lambda, \varphi)$ ,  $m$ ;  $S$  — соленость вод, ‰.

Наиболее полные данные о запасах и эволюции пресных вод в СЛО содержатся в [6].

Сравнение карт распределения толщины слоя пресной воды по данным наблюдений, обобщенным в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте для периода 2000-х годов [9], и по модели (среднее за 2000—2006 гг.) показало, что согласно как данным наблюдений [9], так и модели имеет место практически монотонное возрастание толщины слоя пресной воды от 2 м в регионе Баренцева и Карского морей до 25 м и более в области круговорота Бофорта. Основное отличие состоит в том, что модель существенно завышает толщину слоя пресной воды в районе моря Лаптевых (18—20 м в модели против 6—8 м согласно [9]). В целом можно констатировать удовлетворительное воспроизведение моделью пространственного распределения содержания пресной воды в Арктическом бассейне и КБ. Отметим также, что обобщение данных в [9] свидетельствует о том, что содержание пресных вод в КБ в 1970-х годах было заметно ниже, чем в 2000-х. Эта тенденция (положительный тренд) воспроизведена и модельными экспериментами.

Модель хорошо воспроизводит сезонный ход содержания пресных вод с зимним максимумом, что отчетливо зафиксировано и наблюдениями [26]. Воспроизводится также выявленный наблюдениями положительный тренд толщины слоя пресных вод в 2003—2006 гг. (в 2003—2007 гг. в [26]). Согласно модели в районе наблюдений он несущественен (9 см/год), но увеличивается к центру максимума толщины слоя пресных вод до 23 см/год. По данным наблюдений, положительный тренд толщины слоя пресных вод в 2003—2007 гг. менялся от 64 до 178 см/год (см. рис. 4 из [26]). Таким образом, модель воспроизводит, но заметно занижает тренд толщины слоя пресных вод. Возможно, выявленный ниже долгопериодный положительный тренд толщины слоя пресных вод в круговороте Бофорта также занижен.

Согласно модели наблюдается соответствие области максимума толщины слоя пресной воды и области антициклонического вращения вод (круговорота Бофорта). Таким образом, по данным модельных экспериментов, как это имеет место и в действительности, основная масса пресных вод приурочена к динамическому образованию, для которого характерна конвергенция потоков вод.

Если отмеченная связь пресноводного компонента и динамики столь существенна, она должна проявиться и во временной изменчивости. Рассмотрим совместную эволюцию толщины слоя пресной воды и завихренности течений в центральном районе КБ. К сожалению, по данным наблюдений на длительных периодах это сделать невозможно, поэтому

рассмотрим результаты обработки численных экспериментов. Заметим, что в [27] также отмечается выраженная связь поля геострофических течений в верхнем слое океана и переносов пресной воды в круговороте.

Предполагается, что основной динамической причиной сбора пресной воды в КБ является экмановская накачка в условиях преобладания в атмосфере антициклонической циркуляции [26]. Здесь мы рассмотрим суммарное поле течений и будем анализировать ротор суммарного течения, который включает ветровую завихренность как составляющую.

Выделим в центральной части круговорота Бофорта область  $10^\circ \times 10^\circ$  в модельных координатах и рассчитаем средние по площади  $\Omega$  этой области характеристики содержания пресной воды и средней антициклонической завихренности:

$$\overline{P_w} = \frac{1}{\Omega} \int_{\Omega} P_w d\Omega,$$

$$\overline{\omega_z} = \frac{1}{\Omega} \int_{\Omega} \omega_z d\Omega,$$

$$\omega_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$$

где  $u$  и  $v$  — соответственно скорости течений на горизонте 10 м в холодной и опресненной арктической водной массе.

На рис. 2 показан временной ход толщины слоя пресной воды и средней антициклонической завихренности скорости течений в центральной части КБ. Тесная связь этих двух параметров подтверждается. Функция корреляции между антициклонической завихренностью течений и толщиной слоя пресной воды в КБ показывает, что максимальная и достоверная корреляция (0,68) достигается при опережении антициклонической завихренностью запаса пресной воды на год и девять месяцев (1,75 года).

Таким образом, модель воспроизвела положительную обратную связь циркуляции и бюджета пресных вод в КБ на протяжении по крайней мере последних 50 лет. Усиление антициклонической циркуляции в КБ (термохалинный и ветровой компоненты течений) ведет к постепенной динамической аккумуляции здесь пресных вод с отмеченным временным лагом. Динамическая аккумуляция пресных вод должна, в свою очередь, порождать градиентные течения, способствующие сохранению антициклонической циркуляции КБ. Таким образом, помимо процесса экмановской накачки [26] можно предположить существование еще одного динамического механизма в эволюции содержания пресных вод в КБ.

Как в изменчивости САК/АК, переноса атлантических вод в СЛО, так и в осцилляциях толщины слоя пресной воды и средней антициклонической завихренности скорости течений в КБ хорошо проявляется изменчивость временных масштабов, близких

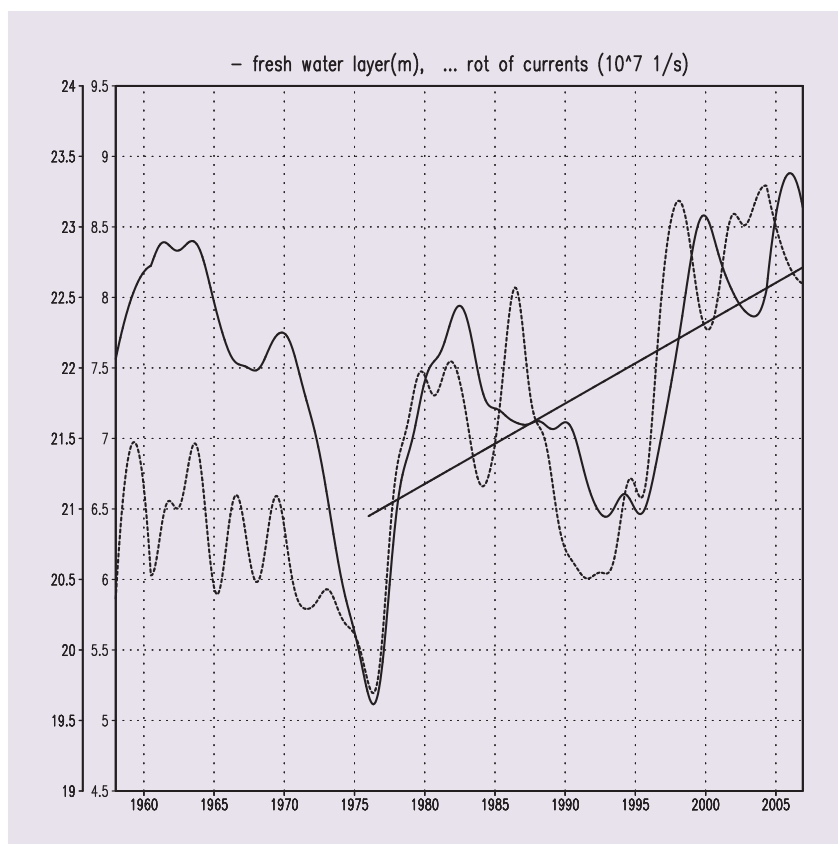


Рис. 2. Эволюция за 1958–2006 гг. толщины слоя пресной воды (от поверхности до глубины изохалины 34,8‰; сплошная линия, ось слева, метры) и антициклонической завихренности скорости течений на горизонте 10 м (пунктирная линия, ось справа,  $10^{-7} \text{ c}^{-1}$ ). Характеристики усреднены по площади центральной области круговорота Бофорта. В реализациях фильтрацией выделены временные масштабы более двух лет. Функция взаимной корреляции имеет максимум 0,68 при опережении антициклонической завихренностью изменений толщины слоя пресной воды на год и девять месяцев (1,75 года). Показан положительный тренд (6 см/год) толщины слоя пресной воды для периода 1976–2006 гг.

к десятилетним. Так, согласно результатам численных экспериментов в целом отмечаются три периода повышенных значений как толщины слоя пресной воды, так и антициклонической завихренности скорости течений в КБ — 1960-е, 1980-е годы и период с 1999 г. по наши дни (см. рис. 2). Эти квазидесятилетние периоды максимумов разделены соответствующими периодами пониженных значений рассматриваемых параметров. Заметим, что с 1970-х по 2000-е годы толщина слоя пресной воды в КБ согласно модельным результатам возросла, как это выявлено и по обобщению данных наблюдений [9]. Период 1970-х годов определяется по данным как период заметного похолодания Арктики [9].

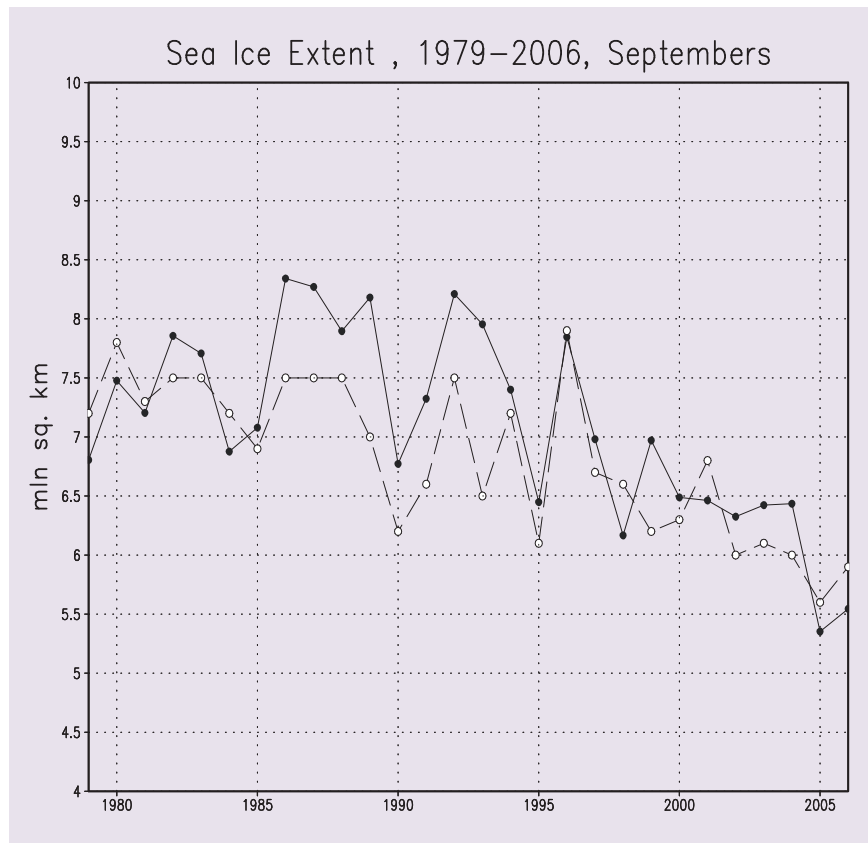
Итак, согласно результатам численных экспериментов с середины 1970-х годов и по наши дни отмечаются положительные тренды как толщины слоя пресных вод, так и антициклонической завихренности поля течений в КБ (см. рис. 2). Со второй половины 1970-х годов и по настоящее время по данным спутниковых наблюдений выделяется устойчивый отрицательный тренд площади, покрытой морским льдом в Арктике и Субарктике [28]. На рис. 3 демонстрируется способность модели воспроизводить общую площадь, занятую морским льдом в сентябре (минимальные значения площади), где этот тренд, практически одинаковый по модели и по данным наблюдений, хорошо виден. Заметим, что площадь морских льдов сократилась во всей Арктике за весь период спутниковых наблюдений с 1979 по 2007 г.

на 26,6%, а для сибирских морей на — 63% [9]. Таким образом, в плане долгопериодных, в несколько десятилетий, трендовых изменений климата модель удовлетворительно воспроизвела комплекс взаимосвязанных событий.

#### Восстановление гидрологических характеристик Баренцева моря методом диагноз-адаптации

Метод диагноз-адаптации был разработан в начале 1980-х годов [31, 32], и с тех пор с его помощью были выполнены многочисленные расчеты для различных морских и океанских бассейнов [29, 33, 34, 35]. Среди них особый интерес представляют работы по восстановлению скорости течений и адаптации полей температуры и солёности на единичном разрезе и в его окрестностях [35], поскольку именно они служат альтернативой динамическому методу. Преимущество метода диагноз-адаптации заключается в том, что в отличие от динамического метода не просто восстанавливается только компонента скорости, перпендикулярная к разрезу, а все три компонента на разрезе. Кроме того, выполняется адаптация скорости течений, полей температуры и солёности на разрезе течений, а также экстраполяция этой информации на окрестность разреза. Поэтому в настоящем разделе остановимся на отмеченном методе обработки единичного меридионального разреза, а конкретно — на разрезе, выполненном вдоль  $40^\circ$  в. д. в Баренцевом

Рис. 3. Эволюция суммарной площади (млн км<sup>2</sup>), покрытой морским льдом (sea ice extent) в сентябре, по данным наблюдений [37] (штриховая линия) и модели (сплошная линия). Ежемесячные данные



море в 1997 г. на научно-исследовательском судне «Академик Сергей Вавилов».

Сущность метода диагноз-адаптации заключается в следующем.

1. На основе гидрологических полей (температуры и солёности), построенных по данным измерений, и модели динамики океана вычисляют поля течений — составляется диагноз течений. Эти расчеты выполняются до полного установления течений в математически точном смысле.

2. Затем, подключая уравнения переноса-диффузии температуры и солёности, строят полную систему уравнений гидротермодинамики и выполняют прогностические расчеты на модельное время, ограниченное исследователем.

В этом процессе адаптация отличается от диагностического расчета. Диагностический расчет необходим для того, чтобы знать максимальные значения скорости течения, кинетической энергии и наклона свободной поверхности. В адаптационных расчетах нужно следить за эволюцией этих характеристик и остановить расчеты, пока модель не успела существенно уменьшить перечисленные характеристики. Таким образом, на данной стадии ни о каком установлении речи идти не может. Модель служит скорее интерполянт, чем инструментом для прогноза. Так готовится исходное климатическое поле для инкрустации в него единичного разреза, конкретной гидрологической съемки, т. е. для замены климатических полей T и S синоптическими.

Следует отметить очень интересные случаи, когда в результате адаптации происходит интенсификация прибрежных течений из-за сгущения изолиний температуры и солёности. Это бывает в случаях, когда из-за скудости исходных измерений и из-за того, что при формальной, самой первичной обработке исследователь в принципе не может учесть перепады рельефа дна, изолинии климатических полей T и S получаются одинаково гладкими как вдали от побережья, так и у самого континентального склона. Это явление впервые было обнаружено еще в 1974 г. при прогностических расчетах течений в Северной Атлантике [30]. Происходит это вследствие того, что СЭБИР перераспределяет поля T и S, заставляя их приспосабливаться к рельефу дна [34], что и случилось в данном случае в Северном Ледовитом океане — это показано в приводимых ниже рисунках.

3. Фиксируют во времени значения T и S на синоптическом разрезе и выполняют адаптационные расчеты, заставляя окружающие климатические значения («толпу») приспособиться к фиксированному синоптическому полю («лидеру»). Эту стадию адаптации можно продолжить на более длительное время, можно установить точный математический критерий времени остановки расчетов. Например, когда в ближайших к разрезу точках разность температур между двумя шагами по времени становится меньше, чем  $10^{-3}^\circ$ , это значит, что «лидер» сумел заставить «толпу» приспособиться к своему нраву. Но поскольку значения T в окружающих точках больше



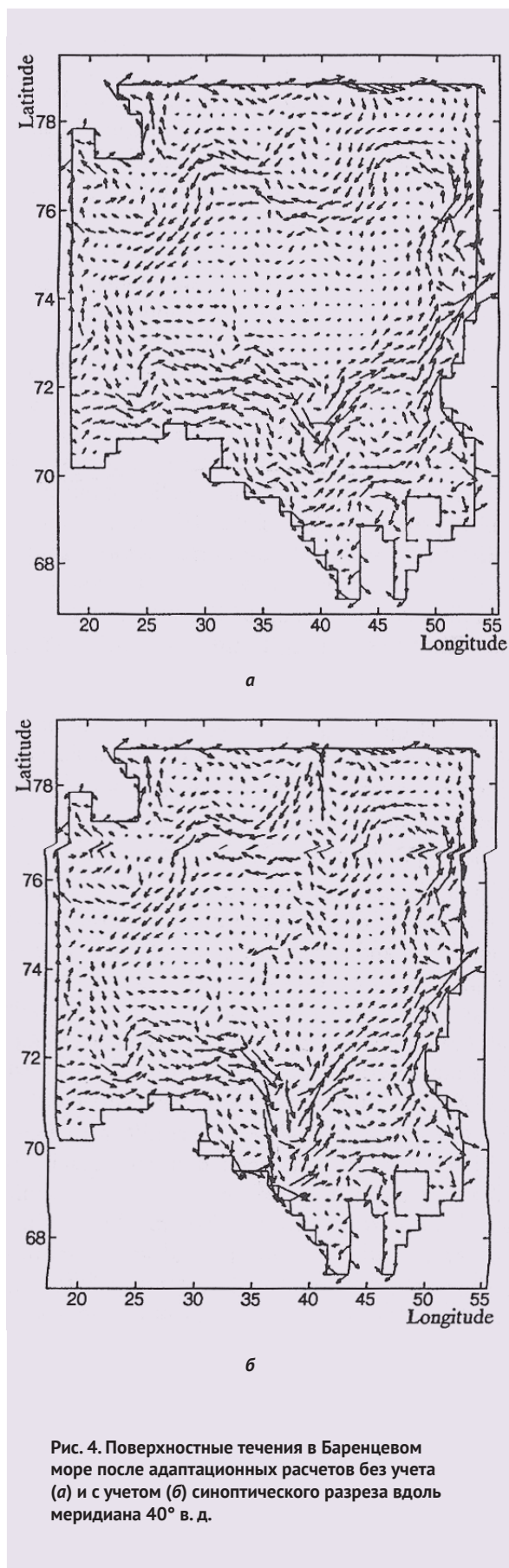


Рис. 4. Поверхностные течения в Баренцевом море после адаптационных расчетов без учета (а) и с учетом (б) синоптического разреза вдоль меридиана 40° в. д.

не меняются, пришло время «беззубому» «лидеру» самому приспособиться к окружающей «толпе».

4. На этой, последней стадии выполняется только кратковременная адаптация, иначе единичная синоптическая информация «растворится» в огромной массе окружающей среды.

Результат всей процедуры таков: на синоптическом разрезе и в его окрестностях формируется трехмерная циркуляция, так же как и поля температуры и солёности, отличающиеся от окружающих климатических значений.

На рис. 4а и 4б приведены поверхностные течения после адаптации климатических гидрологических полей без учета (а) и с учетом (б) синоптического разреза. Общим между ними является огромное циклоническое кольцо, которое обычно получается во всех расчетах и видно в дрейфе льдов, составленном в ряде работ по спутниковым измерениям. Разница между ними мала — видна только интенсификация течений вдоль юго-западного побережья. Эффект инкрустации хорошо виден, только если вычислить разность между этими полями. Это представлено на рис. 5а и 5б: на обеих глубинах видны вихри, порожденные инкрустацией синоптической съемки.

Последними приведены вертикальные разрезы температуры до (рис. 6а) и после (рис. 6б) инкрустации синоптического разреза. Разница между ними особенно велика на северных широтах между 74° и 78° с. ш. Ступеньки рельефа дна показывают особенно сильные перепады на этих широтах. Аналогичная картина присутствует на вертикальном разрезе солёности (мы его не приводим). Видно, что перепад рельефа дна, который не может быть учтен при стандартном методе подготовки климатических гидрологических полей, при адаптации сыграл такую большую роль, что затмил влияние инкрустации синоптического разреза. Этот важный эффект прибрежной интенсификации изолиний гидрологических полей и поля течений отмечался многократно при демонстрации роли СЭБИР [1].

### Выводы

С помощью модели ИВМ РАН пространственного разрешения (1/4)° по широте и долготе проведены численные расчеты совместной циркуляции Северного Ледовитого океана, Северной Атлантики (от 20° ю. ш.) и Берингова моря с января 1958 г. по декабрь 2006 г. На основе сравнения с данными наблюдений оценено качество модельного воспроизведения течений в проливе Фрама [36], распределения и временной изменчивости толщины слоя пресных вод в СЛО в 2000-е годы [9, 26], современной эволюции ледового покрова [28]. Сравнение с результатами расчетов по модели более высокого разрешения [23] показало хорошее совпадение воспроизведения основных особенностей поля течений.

При анализе модовой структуры течений и плотности впервые выявлена система обратных связей

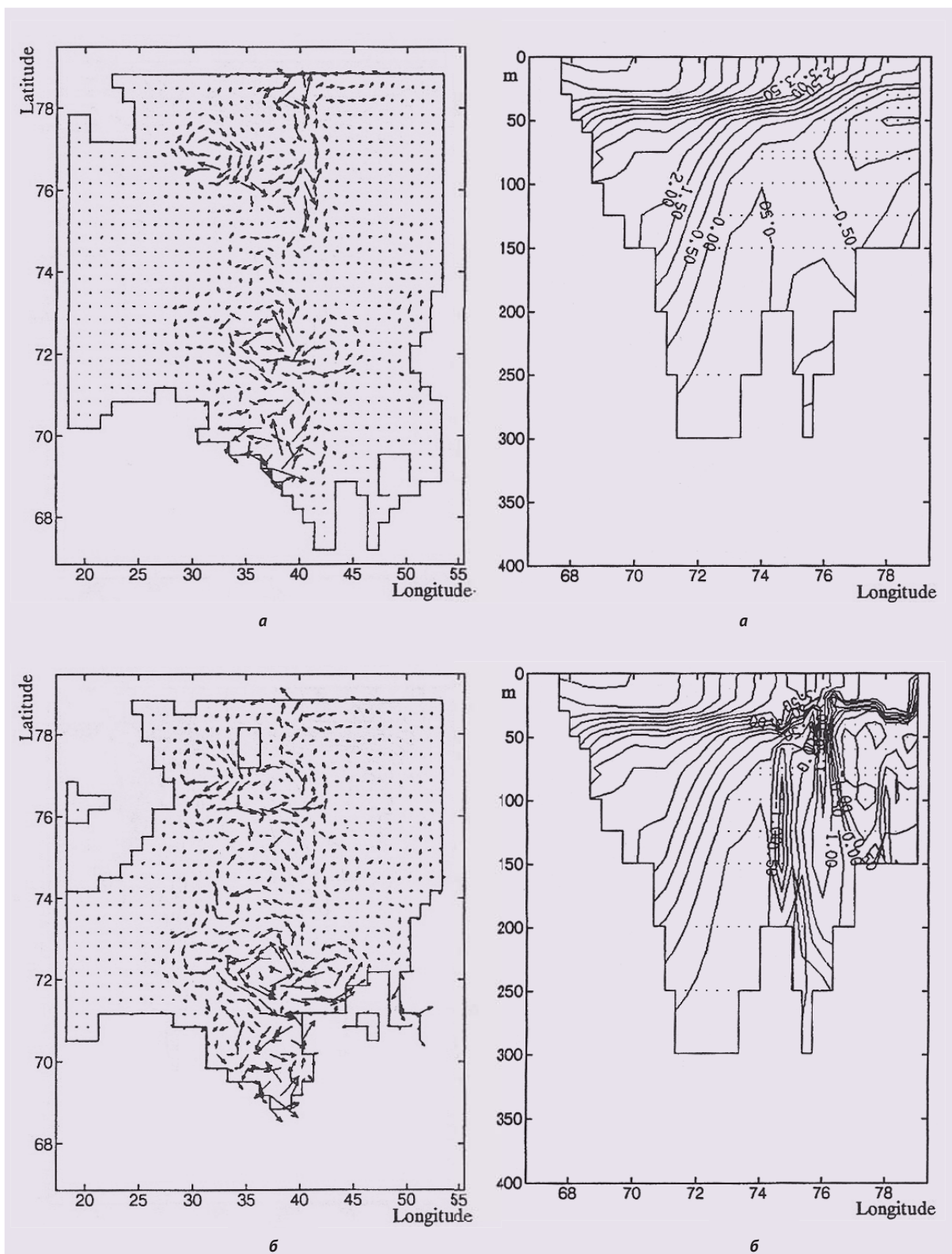


Рис. 5. Разность скорости течения в Баренцевом море между двумя вариантами расчета: без учета синоптического разреза и с его учетом на поверхности (а) и на глубине 100 м (б)

Рис. 6. Вертикальный разрез климатического поля температуры воды вдоль 40° в. д. Баренцева моря после адаптации с учетом (а) и без учета (б) синоптического разреза

## Научные исследования в Арктике

полей движения и масс, ответственная за регулирование обмена водами Арктики и Атлантики, что важно для формирования изменчивости климата всего Северного полушария. Основным динамическим механизмом функционирования отмеченных обратных связей — совместный эффект бароклинности и рельефа дна (СЭБИР). На континентальных склонах у побережья Норвегии в ответ на рост индекса Северо-Атлантического колебания возникают циклонические образования, первоначально в основном баротропной природы. В поле аномалий плотности верхнего бароклинного слоя океана возникают образования, поддерживающие и усиливающие отмеченные циклонические циркуляции и апвеллинг (положительную обратную связь). Эти циклоны в океане являются своеобразными ловушками атлантических вод на их пути в Баренцево море.

В проливе Фрама при росте индекса САК происходит усиление баротропной циклонической циркуляции в океане и выноса относительно теплых вод в Арктический бассейн. Но эти явления гасятся бароклинным откликом в поле течений, связанным с возникновением теплой аномалии в поле температуры верхнего слоя океана. То есть имеет место отрицательная обратная связь баротропной и бароклинной компонент скорости течения, стабилизирующая на больших временах обмена водами Атлантики и Арктики и удерживающая их на определенном климатическом уровне.

Данные моделирования и наблюдений показывают, что толщина слоя пресной воды в СЛО растет от 1—3 м в Баренцевом море до 22—25 м к центру круговорота Бофорта. Структура циркуляции хорошо соответствует крупномасштабным особенностям распределения толщины слоя пресной воды. Абсолютный максимум толщины слоя пресной воды располагается в области антициклонического вращения вод в КБ.

Модель воспроизвела положительную обратную связь циркуляции океана и содержания пресных вод в КБ. Усиление антициклонической циркуляции в КБ (термохалинный и ветровой компоненты течений) ведет к постепенной динамической аккумуляции здесь пресных вод со средним временным лагом, равным 1,75 года. Такая динамическая аккумуляция пресных вод, в свою очередь, порождает градиентные течения, способствующие сохранению антициклонической циркуляции КБ.

Отмечены три периода повышенных значений толщины слоя пресных вод и завихренности течений в круговороте Бофорта. Это 1960-е, 1980-е годы и период с 1999 г. по настоящее время. Среднестатистический временной масштаб циклов роста и уменьшения этих взаимосвязанных процессов оценивается в 16 лет, что близко к существующим оценкам [37].

Согласно результатам численных экспериментов в реальном времени для последнего полувека

в среднем за 8 лет происходило динамическое накопление вод в КБ, а в обратной фазе имел место процесс, связанный с понижением антициклонической завихренности суммарных течений в КБ и сбросом пресных вод из КБ с последующим их выносом из СЛО и формированием аномалий солёности в субарктическом круговороте Северной Атлантики.

Согласно расчетам с середины 1970-х годов и по наши дни отмечаются положительные тренды как толщины слоя пресных вод, так и антициклонической завихренности поля течений в круговороте Бофорта. Заметим, что, по данным наблюдений, 1990-е и 2000-е годы существенно теплее 1970-х, а аккумуляция пресной воды в круговороте Бофорта в 2000-е годы также заметно выше, чем в 1970-е [9]. Со второй половины 1970-х годов и по настоящее время как по данным наблюдений [9, 28], так и согласно модели выделяется устойчивый отрицательный тренд площади, покрытой морским льдом в Арктике.

**Благодарность.** Работа выполнена при финансовой поддержке Минобрнауки России (соглашение № 8328) и РФФИ (грант № 12-05-00810-а).

### Литература

1. Саркисян А. С. Сорок лет открытию роли совместного эффекта бароклинности и рельефа дна в моделировании климатических характеристик океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2006. — Т. 42, № 5. — С. 582—603.
2. Belkin I. M., Levitus S., Antonov J., Malmberg S. 'Great salinity anomalies' in the North Atlantic // *Progress in Oceanography*. — 1998. — Vol. 41. — P. 1—68.
3. Karcher M., Gerdes R., Kauker F. et al. Arctic Ocean change heralds North Atlantic freshening. *Geophysical Research Letters* // 2005. — Vol. 32. — L21606 (doi:10.1029/2005GL023861).
4. Aagaard K., Carmack E. C. The role of sea ice and fresh water in the Arctic circulation // *J. Geophys. Res.* — 1989. — Vol. 94. — P. 14485—14498.
5. Carmack E. C. The Arctic Ocean's freshwater budget: Sources, storage and export // *The freshwater budget of the Arctic Ocean: NATO Science Series / Ed. by E. L. Lewis*. — Norwell, Mass.: Kluwer Academic Press, 2000. — P. 91—126.
6. Polyakov I. V., Alexeev V. A., Belchansky G. I. et al. Arctic ocean fresh water changes over the past 100 years and their causes // *J. of Climate*. — 2008. — Vol. 21, № 2. — P. 364—384.
7. Proshutinsky A., Bourke R. H., McLaughlin F. A. The role of the Beaufort Gyre in Arctic climate variability: Seasonal to decadal climate scales // *Geophys. Res. Lett.* — 2002. — Vol. 29 (23) (doi:10.1029/2002GL015847).
8. Proshutinsky A., Yang J., Krishfield R. et al. Arctic Ocean Study: Synthesis of Model Results and Observations // *EOS, Transactions American Geophysical Union*. — 2005. — Vol. 86, № 40 (doi:10.1029/2005EO400003).
9. Алексеев Г. В., Пнюшков А. В., Иванов Н. Е. и др. Комплексная оценка климатических изменений в морской



- Арктике с использованием данных МПГ 2007—2008 // Проблемы Арктики и Антарктики. — 2009. — № 1 (81). — С. 7—14.
10. Алексеев В. В., Залесный В. Б. Численная модель крупномасштабной динамики океана // Вычислительные процессы и системы: Вып. 10 / Под ред. Г. И. Марчука. — М.: Наука, 1993. — С. 232—252.
11. Дианский Н. А., Багно А. В., Залесный В. Б. Сигма-модель глобальной циркуляции океана и ее чувствительность к вариациям напряжения трения ветра // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2002. — Т. 38, № 4. — С. 537—556.
12. Bryden D., San S., Bleck R. A new approximation of the equation of state for seawater, suitable for numerical ocean models // J. Geophys. Res. — 1999. — Vol. 104, № C1. — P. 1537—1540.
13. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. — М.: Наука, 1980. — 535 с.
14. Zalesny V. B., Gusev A. V. Mathematical model of the World ocean dynamics with temperature and salinity variational data assimilation algorithms // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modeling. — 2009. — Vol. 24, № 2. — P. 171—191.
15. Мошонкин С. Н., Дианский Н. А., Эйдинов Д. А., Багно А. В. Модель циркуляции Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана // Океанология. — 2004. — Т. 44, № 6. — С. 811—825.
16. Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean // J. Climate. — 2001. — Vol. 14, iss. 9. — P. 2079—2087.
17. Griffies S. M., Boning C., Bryan F. O. et al. Developments in ocean climate modeling // Ocean Modelling. — 2000. — Vol. 2. — P. 123—192.
18. Кочергин В. П., Климков В. И., Сухоруков В. А. Однородный слой океана в рамках «дифференциальных» моделей // Численные методы механики сплошной среды. — 1977. — Т. 8, № 5. — С. 102—114.
19. Яковлев Н. Г. Совместная модель общей циркуляции океана и эволюции морского льда в Северном Ледовитом океане // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2003. — Т. 39, № 3. — С. 394—409.
20. Large W. G., Yeager S. G. Diurnal to Decadal Global Forcing for Ocean and Sea-Ice Models: The Data Sets and Flux Climatologies / Climate and Global Dynamics Division. National Center for Atmospheric Research. — Boulder, Colorado, 2004. — 113 p.
21. Hakkinen S., Proshutinsky A. Freshwater content variability in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. — 2004. — Vol. 109. — C03051 (doi: 10.1029/2003JC001940, 2004).
22. Kuzin V. I., Golubeva E. N., Platov G. A. Numerical simulation of impurity and fresh water propagation in the Arctic-North Atlantic system // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling. — 2006. — Vol. 21, № 4. — P. 321—343.
23. Maslowski W., Marble D., Walczowski W. et al. On climatological mass, heat, and salt transports through the Barents Sea and Fram Strait from a pan-Arctic coupled ice-ocean model simulation // J. Geophys. Res. — 2004. — Vol. 109. — C03032 (doi:10.1029/2001JC001039).
24. Мошонкин С. Н., Дианский Н. А. Диагноз и моделирование аномалий температуры верхнего слоя океана в средних широтах // Вычислительные процессы и системы: Вып. 10 / Под ред. Г. И. Марчука. — М.: Наука, 1993. — С. 164—202.
25. Arctic Climatology Project. Environmental Working Group joint U.S.-Russian atlas of the Arctic Ocean — winter period / Ed. by L. Timokhov and F. Tanis. — Ann Arbor, MI: Environmental Research Inst. of Michigan in association with the National Snow and Ice Data Center, 1998. — CD-ROM.
26. Proshutinsky A., Krishfield R., Timmermans M.-L. et al. The Beaufort Gyre Fresh Water Reservoir: state and variability from observations // J. Geophys. Res. — 2009. — Vol. 114. — C00A10 (doi: 10.1029/2008JC005104).
27. McPhee M. G., Proshutinsky A., Morison J. H. et al. Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. — 2009. — Vol. 36. — L10602 (doi:10.1029/2009GL037525).
28. Sea Ice Index: Sea Ice Animation Tool / National Snow and Ice Data Center. 2009 — URL: [http://nsidc.org/data/seaice\\_index/archives/image\\_select.html](http://nsidc.org/data/seaice_index/archives/image_select.html).
29. Ибраев Р. А. Реконструкция климатических характеристик течения Гольфстрим // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 1993. — Т. 29, № 6. — С. 803—814.
30. Иванов В. Ф., Саркисян А. С. Сравнение диагностического и прогностического методов расчета течений в Южной Атлантике // Метеорология и гидрология. — 1974. — Т. 8, № 4. — С. 71—79.
31. Sarkisyan A. S., Demin Ju. L. A semidiagnostic method of sea currents calculation // Large-scale oceanographic experiments in the WCRP. — 1983. — Vol. 2, № 1. — P. 210—214.
32. Sarkisyan A. S. Large-scale ocean circulation modeling // Vistas in applied mathematics: Numerical analysis, atmospheric sciences, immunology (A87-51326 23-64). — New York: Optimization Software, Inc., 1986. — P. 265—287.
33. Sarkisyan A. S. Analysis of model calibration results // J. Marine Systems. — 1995. — Vol. 6. — P. 47—66.
34. Sarkisyan A. S. Some recent results of ocean/sea modeling by using observed data // Proc. of Inter. Symp. on Circulation Research of the East Asian marginal Seas (CREAMS). — Fukuoka, Japan, 1997. — P. 1—6.
35. Левитус С., Саркисян А. С. Динамические характеристики океана, полученные путем синтеза климатических данных и информации программы BOCE // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2001. — Т. 37, № 4. — С. 534—546.
36. Fahrbach E., Meinke J., Osterhus S. et al. Direct measurements of volume transports through Fram Strait // Polar Research. — 2001. — Vol. 20, № 2. — P. 217—224.
37. Dukhovskoy D. S., Johnson M. A., Proshutinsky A. Arctic decadal variability: An auto-oscillatory system of heat and fresh water exchange // Geophysical Research Letters. — 2004. — Vol. 31. — L03302 (doi:10.1029/2003GL019023).