

УДК 551.465.45

ВЛИЯНИЕ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТОКА СИБИРСКИХ РЕК НА ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПОТОКОВ ПРЕСНОЙ ВОДЫ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

© 2010 г. В. И. Кузин, Г. А. Платов, Е. Н. Голубева

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

630090 Новосибирск, просп. Акад. Лаврентьева, 6

E-mail: kuzin@ssec.ru

Поступила в редакцию 19.04.2010 г., после доработки 07.05.2010 г.

На основе численного моделирования совместной модели океана и льда региона Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики изучено влияние межгодовой изменчивости стока сибирских рек на характер распределения и распространения пресной воды в данном регионе. В ходе численных экспериментов сравнивались результаты моделирования с использованием данных наблюдений о стоке наиболее значимых рек Сибири: Оби, Енисея и Лены с результатами использования среднеклиматической годовой изменчивости стока этих рек. Сравнение показало, что, несмотря на малость межгодовой изменчивости стока по отношению к расходам вод в масштабах океана, ее влияние может достигать значительных объемов. Это влияние, с одной стороны, проявляется в усилении либо циклонической, либо антициклонической составляющих движения приповерхностных вод СЛО, в результате чего происходит перераспределение потоков пресной воды из Арктики между проливом Фрама и проливами Канадского Архипелага. Изменение запаса пресной воды СЛО, вызванное межгодовой изменчивостью стока Оби, Енисея и Лены составляет примерно $\pm 400 \text{ км}^3$, в то время как объем воды, перенаправляемой в этой связи от одних проливов к другим, достигает 15 тыс. км^3 . С другой стороны, незначительные изменения в направлении распространения пресных вод многократно усиливаются в процессе их продвижения в Северной Атлантике в рамках субполярного круговорота благодаря их меньшему или большему вовлечению в процессы вертикального перемешивания. В результате этого аномалии пресной воды формируются на значительном удалении от речных устьев, например в районе Азорских островов, и превосходят в 5–6 раз максимальные значения накопленных объемов изменчивости речного стока.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, Северная Атлантика, численное моделирование, речной сток, циркуляция океана, межгодовые вариации.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальный гидрологический цикл в атмосфере и океане является одним из ключевых факторов в климатической системе Земли. Поскольку Арктика играет важную роль в климатической системе, интерес к гидрологическим процессам в Северном Ледовитом океане (СЛО) в последние десятилетия существенно увеличивается. Составляя 5% всей площади Мирового океана (14.2 млн. км^2) [1] и 1% от всего объема, Северный Ледовитый океан вносит 11% всей пресной воды в Мировой океан [2]. По данным работ [3–7] общее количество пресной воды в Северном Ледовитом океане, оцениваемое относительно среднего значения 34.93‰, составляет 80 тыс. км^3 . Расход пресной воды происходит через пролив Фрама и проливы Канадского Архипелага (рис. 1). В оценках расходов существует много неопределенностей, полностью не разрешимых до настоящего времени. Однако, согласно работе [7], основной поток пресной воды через пролив Фрама осуществляется выносом

льда Восточно-Гренландским течением. Этот поток оценивается как 2790 км^3 в год. Поток пресной воды через пролив Фрама и Канадский Архипелаг с жидкой фазой оценивается как 820 и 920 км^3 соответственно.

Эта вода, будучи вынесена в виде льда или потока воды пониженной солености за пределы СЛО в Гренландское, Исландское и Лабрадорское моря, является существенным регулятором в формировании термохалинной структуры Северной Атлантики и Мирового океана [8, 9]. В циклонических круговоротах этих морей она влияет на процессы образования глубинной Атлантической воды [7]. Примером этого влияния может служить возникновение “Большой соленостной аномалии” [10] в 1960-х, 1970-х годах, связанное с увеличением поступления пресной воды в Северную Атлантику из Северного Ледовитого океана. Поэтому исследование распространения пресной воды в системе Северный Ледовитый оке-

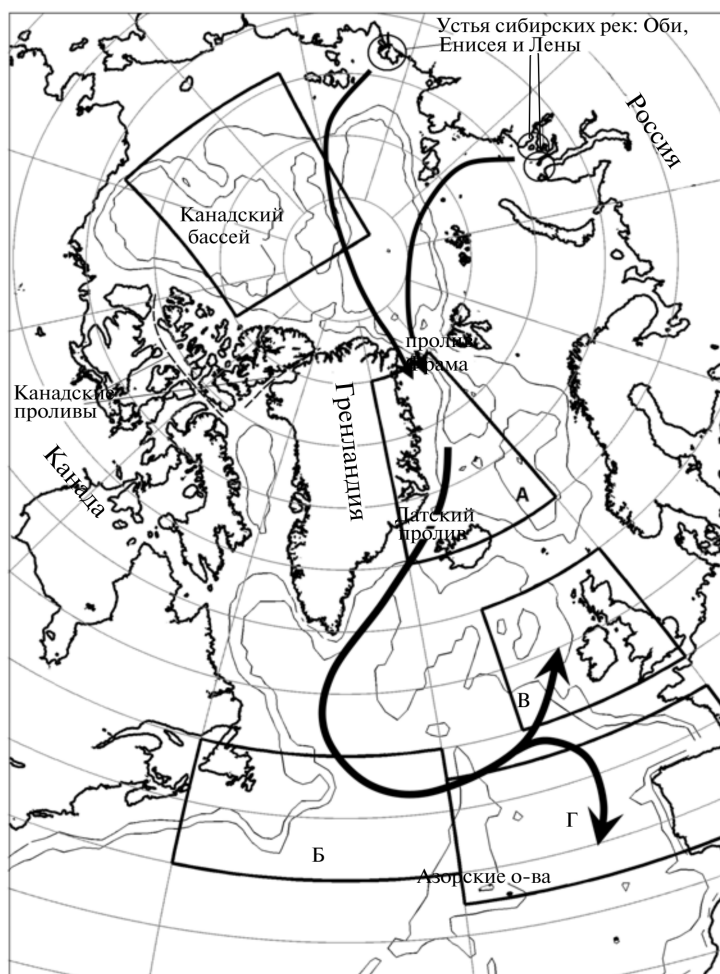


Рис. 1. Географическое расположение обсуждаемых в статье объектов и событий. Стрелки в Северном Ледовитом океане дают схематичное представление траектории распространения аномалии речного стока в 1958–1962 гг., возникшей вследствие разности наблюдавшегося и климатического стока рек. Широкие стрелки в Северной Атлантике изображают приблизительный путь перемещения “Большой соленостной аномалии”. Буквами А, Б, В и Г обозначены некоторые регионы, расположенные вдоль пути распространения “Большой соленостной аномалии”.

ан—Северная Атлантика представляет значительный интерес.

Приток пресной воды в СЛО обусловлен следующими процессами: превышением осадков над испарением, притоком Тихоокеанской воды через Берингов пролив, притоком пресной воды от сокращения площади Арктического льда и речным стоком. В настоящей работе проводится исследование влияния стоков сибирских рек на распределение потоков пресной воды в Арктике и Северной Атлантике.

По данным работ [4, 13] современные оценки полного речного стока — 3300 км^3 в год. Крупные сибирские реки дают около 2240 км^3 в год, что составляет около 70% от всего речного стока. Остальные реки, включая Маккензи (340 км^3 в год), и малые реки (720 км^3 в год), поставляют оставшуюся часть пресной воды [7]. Наибольшую величину стока дают

такие реки, как Енисей, Обь и Лена, имеющие значения годового стока 603, 530 и 520 км^3 соответственно, что соответствует 46% притока всей пресной воды в СЛО [14]. Этот факт является причиной того, что многие исследователи сосредоточились на исследовании гидрологического режима этих рек [14–18]. Работа [19] дает статистические оценки со стандартными отклонениями, равными величинам 577 ± 42 , 526 ± 63 и $397 \pm 61 \text{ км}^3$ для Енисея, Лены и Оби соответственно.

Указанные годовые расходы речного стока для сибирских рек имеют существенные вариации внутригодового гидрографа. Основным принципиальным моментом является значительный приток пресной воды в период половодья в шельфовую зону океана, создающий зоны пресной воды в виде компактных образований на шельфе, которые рас-

пространяются далее в СЛО [20, 21] в системе поверхностных течений.

Указанные выше значения годового стока для Енисея, Лены и Оби являются только некоторыми осредненными значениями за период в несколько десятилетий. По данным Гидрометслужбы [22, 23] суммарный годовой расход Енисея, Лены и Оби за рассматриваемый период с 1936 по 1990 гг. претерпевает существенные межгодовые вариации. Изменения составляют от 25 до 30%. Важную роль в этом играет межгодовая климатическая изменчивость атмосферной циркуляции и характеристик поверхности [24, 25]. Основным механизмом, влияющим на процессы в Арктическом регионе, являются Арктические колебания, или более точно — Кольцевая мода Северного полушария (КМС) [26, 27]. В то же время корреляция между вариациями климатических характеристик и речным стоком не столь высока, как можно было ожидать. Для годового стока только 31—55% вариаций объясняются поверхностными и атмосферными условиями [28].

Кроме межгодовой изменчивости, в гидрологических характеристиках сибирских рек наблюдаются устойчивые тренды, вызывающие в последние годы повышенный интерес исследователей, так как это является отражением трендов в общей климатической системе и может продуцировать обратные связи. Так, в последние десятилетия в Арктике наблюдается рост речного стока в Арктический океан [18, 20, 29, 30]. Во всей Евразии с 1936 по 1999 гг. произошло увеличение речного стока на 128 км^3 [18] или 10 км^3 в год [31].

Существующие гипотезы, объясняющие наблюдаемый тренд, различны, но в настоящее время нет полного подтверждения ни одной из них [18, 28, 30]. В работе [28] наличие трендов в последние десятилетия связывается с увеличением индексов Северо-Атлантического колебания и Кольцевой моды Северного полушария. Анализ связи стока сибирских рек с характеристиками атмосферной циркуляции с использованием эмпирических и модельных данных представлен в работе [32].

Влияние изменчивости речного стока на климатическую систему может быть существенным и требует изучения на основе климатических моделей [33], поскольку метод математического моделирования в настоящее время является одним из наиболее эффективных инструментов исследования климатической системы Земли [34, 35]. На основе совместных моделей крупномасштабной циркуляции океана и морского льда были рассчитаны пути распространения речных вод в Арктическом бассейне [36—39]. Как правило, траектория движения вод определялась на основе решения задачи о распространении трассера от точечных источников, расположенных в устьях крупных рек, впадающих в Северный Ледовитый океан. В этих работах, а также в многочис-

ленных исследованиях, проводимых в рамках международного проекта АОМIP (Arctic Ocean Model Intercomparison Project, <http://www.whoi.edu/page.do?pid=29900>), в численных моделях динамики океана условия на границах для притока пресной воды рек задаются согласно имеющимся данным о среднеклиматическом сезонном изменении стока основных 13 рек Арктического региона. Целью данной работы является исследование влияния межгодовой изменчивости стока сибирских рек на распределение потоков пресной воды, поступающей из Арктики в Северную Атлантику. На основе численных расчетов исследуется чувствительность модельного распределения к малым изменениям внешнего воздействия, связанным с вариациями стока основных сибирских рек.

ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Структура численной модели

Для проведения исследования использовалась совместная численная модель океан—лед, адаптированная к области Арктики и Северной Атлантики.

Для описания океанических процессов использовалась региональная численная модель динамики океана, разработанная в ИВМиМГ СО РАН. Основные положения последней версии модели представлены в работах [40, 41]. Уравнения модели выписаны в криволинейных ортогональных координатах с использованием традиционных приближений гидростатики и Буссинеска. На поверхности океана используется приближение “твердой крышки”. Уравнения динамики решаются методом выделения баротропной и бароклинной мод, при этом баротропная часть представляется в виде решения уравнения относительно функции тока. При решении задачи по времени используется комбинация явного и полунеявного подходов с использованием метода расщепления по физическим процессам и геометрическим направлениям, основы которого были заложены в работах Г.И. Марчука [42, 43]. Уравнение, описывающее перенос течениями, аппроксимируется на основе применения схемы QUICKEST [44].

Используемая модель морского льда, известная под названием эластическая вязкопластическая модель (elastic viscous-plastic), является модификацией стандартной вязкопластической модели динамики льда [45]. Данная модель подробно документирована в работе [46]. Толщина снежного покрова и льда вычисляется на основе термодинамической модели [47] для каждой категории льда. Горизонтальный перенос льда осуществляется с помощью адвективной схемы полулагранжева типа [48].

Для моделирования процессов взаимодействия Арктического бассейна и Северной Атлантики рассматривается область Северного Ледовитого океана

и северная часть Атлантического океана, начиная с 20°S . Разрешение сетки для Северной Атлантики выбрано равным 1° . На круге 65°N сетка сферической системы координат, принятая для Атлантики, естественным образом сопрягается с репроектированной ортогональной сеткой с более подробным разрешением [49]. Максимальное разрешение при этом составляет 35 км. В среднем узлы численной сетки в области Северного Ледовитого океана находятся на расстоянии около 50 км. Вертикальное разбиение составляют 33 горизонтальных уровня со сгущением у поверхности, где разрешение равно 10 м. В область моделирования включены наиболее значимые проливы внутри Канадского архипелага. Минимальная глубина шельфовой зоны задана равной 50 метрам.

Начальные и граничные условия

Начальное распределение температуры и солёности получено на основе комбинации данных Левитуса и ряда океанографических данных, собранных в результате сенсорных исследований Арктики и прилегающих районов. Климатические данные РНС [50] были получены именно таким образом и составляют ежемесячное трехмерное распределение температуры и солёности в слое до 1 км глубины, а также сезонные (зима и лето) и среднегодовые данные для всего диапазона глубин. В частности, зимнее распределение было использовано в качестве начального, так как численное моделирование стартует именно в зимнее время (1 января 1948 г.). Абсолютная температура воды, представленная в данных, пересчитывалась для получения распределения потенциальной температуры, что необходимо для правильного учета вертикальных потоков тепла.

Поле льда более динамично меняется по сравнению с термохалинной структурой глубокого океана, поэтому оно может быть восстановлено в более короткие сроки с помощью самой модели. Согласно рекомендациям АОМІР предварительный численный эксперимент проводится с 1948 по 1954 именно с целью восстановления начального поля льда, при этом стартовое распределение таково, что толщина льда равна 2 м там, где температура поверхности менее 0°C , а в остальных районах лед отсутствует. Распределения толщины и сплоченности для всех категорий льда, полученные в результате этого предварительного эксперимента, используются для задания начальных условий основного эксперимента с 1948 по 2009 гг.

Начальные компоненты скорости воды и льда также получаются в результате предварительного эксперимента. Стартовые условия для этого предварительного эксперимента полагаются нулевыми для компонент скорости как льда, так и воды.

Граничные условия на дне и твердых боковых границах не допускают потоков тепла и соли через эти границы, а течение испытывает локальное трение о дно, пропорциональное квадрату придонной скорости. Южная граница, соединяющая область моделирования с Южной Атлантикой, является жидкой. Условия на этой границе допускают свободную адвекцию за пределы моделируемой области в том случае, когда скорость направлена в эту сторону. В противном случае, значения, взятые из начального распределения РНС для температуры и солёности, служат для задания адвективных потоков внутрь области. Задается также баротропный расход воды, соответствующий удалению части вод через эту границу. Этот расход линейно распределен по ширине Атлантики на широте южной границы области и компенсирует суммарный сброс рек и поступление через Берингов пролив. Боковые условия для жидких границ льда не предполагаются, так как южная граница для него недоступна, а Берингов пролив считается закрытым для дрейфа льда.

Задание расхода рек сопровождается заданием притока пресной воды с помощью следующего граничного условия на солёность:

$$-A_s \frac{dS}{dn} + (\mathbf{u} \cdot \mathbf{n})S = Q,$$

$$Q = -\frac{S \text{Tr}}{A},$$

где $\mathbf{n}$ — нормаль к границе, через которую осуществляется приток, $u_n = (\mathbf{u} \cdot \mathbf{n})$ — скорость в этом направлении, Tr — величина расхода реки, A — площадь боковой поверхности, равная произведению Δl — длины участка границы и H — глубины бассейна на этом участке. Аналогично задается поток вод на участке Берингова пролива с той лишь разницей, что солёность втекающей воды берется из данных РНС. Таким образом,

$$Q = \frac{(S_{\text{РНС}} - S) \text{Tr}}{A}.$$

Перечень необходимых условий на поверхности системы океан—лед включает в себя потоки тепла: скрытый, явный, приходящую солнечную и длинноволновую радиацию, длинноволновое излучение поверхности; трение ветра; поток пресной воды, связанный с выпадением осадков в виде дождя и снега.

Для вычисления данных характеристик, помимо знания внутренних параметров системы — температуры поверхности, сплоченности льда и его категорий, необходимы сведения о параметрах нижней атмосферы и интенсивности слагаемых радиационного баланса. Полный перечень необходимых атмосферных данных включает в себя: скорость и направление приземного ветра; потенциальную и абсолютную температуру нижнего слоя атмосферы;

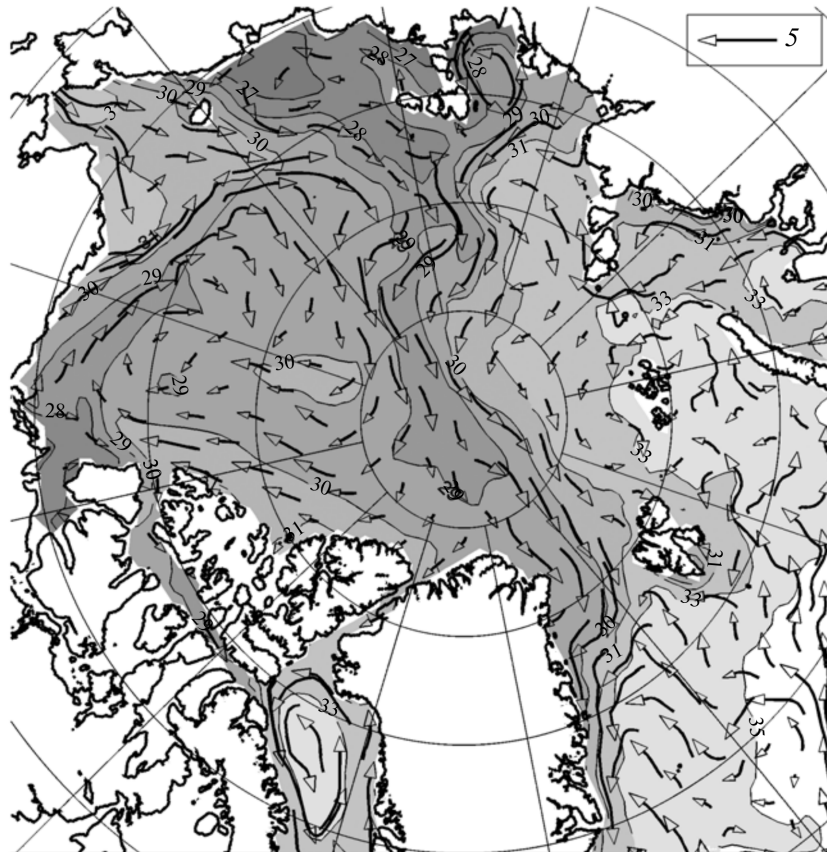


Рис. 2. Распределение солёности и скорости течений на поверхности океана в 1961 г. Эксперимент 1. Распространение пресной воды в направлении пролива Фрама. Образец вектора соответствует скорости 5 см/с.

удельную влажность; приземное давление и плотность воздуха; суммарную нисходящую солнечную и инфракрасную радиацию; интенсивность выпадения осадков (снега и дождя).

Поскольку в исходных данных осадки явно не разделяются на фракции, дополнительно полагается, что если приземная температура отрицательна, выпадающие осадки являются снегом, в противном случае — дождем.

В ходе численных экспериментов использовались характеристики нижней атмосферы, полученные из архива данных реанализа NCEP/NCAR и CIAF [51].

ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленной задачи были проведены два численных эксперимента для временного периода с 1948 по 2009 гг., отличающиеся заданием граничных условий, характеризующих сток рек.

Эксперимент 1

Боковые границы для притока пресной воды рек задаются согласно имеющимся данным о среднеклиматическом сезонном изменении стока основных 13 рек Арктического региона. Величины их расходов взяты из проекта АОМIP. Суммарный сток составляет $8.6 \text{ км}^3/\text{день}$. Кроме того, учитывается также сток 23 рек северной и экваториальной Атлантики, расход которых в среднем составляет $29.7 \text{ км}^3/\text{день}$, полученный на основе базы данных River Discharge Database [52].

Результаты исследования изменчивости циркуляции вод и дрейфа льда Северного Ледовитого океана в период с 1948 по 2007 гг. на основе численной модели по сценарию эксперимента 1 были подробно представлены в работе [53]. В соответствии с картиной атмосферной циркуляции траектория движения поверхностных вод СЛО является циклонической или антициклонической, что определяет направление распространения пресных речных вод. Как правило, в период антициклонической циркуляции происходит накопление пресной воды в Канадском бассейне, а в период циклонической циркуляции пресные воды выносятся через пролив Фрама и про-

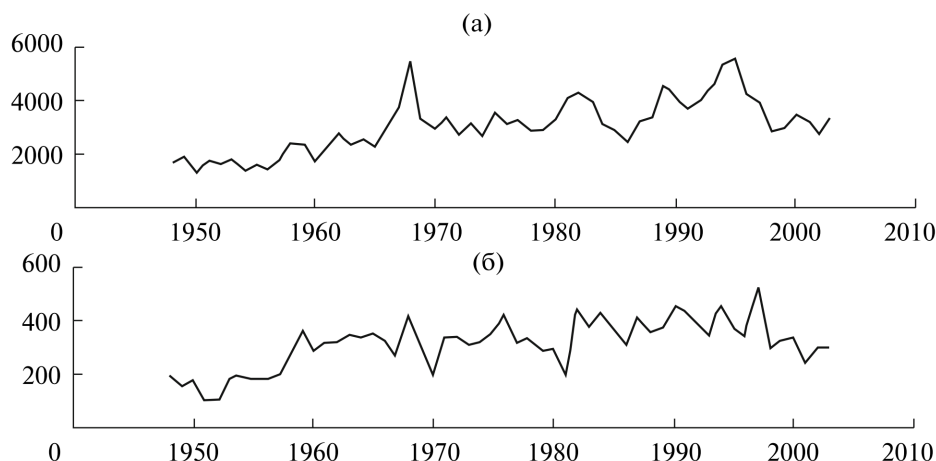


Рис. 3. Расход льда ($\text{км}^3/\text{год}$) в численном эксперименте через пролив Фрама (а) и через проливы Канадского архипелага (б). Резким максимумом характеризуется период конца 1960-х годов. Повышенный вынос льда получен в начале и конце 1980-х, в середине 1990-х годов.

ливы Канадского архипелага. В то же время в отдельные годы ярко выраженного антициклонического режима циркуляции происходит направленный вынос льда и речных вод в пролив Фрама (рис. 2), способствуя появлению солёностных аномалий в Северной Атлантике.

В конце 60-х годов аномально большое количество льда и пресной воды было вынесено из Арктического бассейна к востоку от Гренландии Восточно-Гренландским течением. Последующее таяние льда привело к появлению солёностной аномалии порядка 0.1‰, прошедшей через Датский пролив, распространившейся в системе течений субполярного круговорота Северной Атлантики и вернувшейся в Гренландское море в начале 80-х [10]. Это явление получило название “Большая солёностная аномалия” (БСА). Солёностные аномалии отмечались в Северной Атлантике также в 80-х и 90-х годах [54].

По результатам моделирования в период с 1965 по 1967 гг. в 2.5 раза увеличивается перенос льда через пролив Фрама (рис. 3). В результате этого процесса в конце 60-х годов в поверхностном слое образовалась обширная область аномально низкой солёности у восточного побережья Гренландии в районе Датского пролива. На рис. 4 эта аномалия отчетливо видна в период, соответствующий 1968 году. Дальнейшее распространение солёностной аномалии происходит в соответствии с системой течений Атлантического субполярного круговорота, а также течениями Норвежского моря. Распределение солёности поверхностного слоя океана периода 70-х годов показывает, что полученный в модельных расчетах выход аномалии через Датский пролив в море Лабрадор, включение в Атлантический субполярный круговорот, переход частично в субтропический круговорот, а также выход в Норвежское море

по времени соответствуют информации данных наблюдений о траектории распространения БСА.

Эксперимент 2

В отличие от эксперимента 1 для бассейнов трех основных сибирских рек, Оби, Енисея и Лены, используются среднемесячные данные расходов для временного периода с 1948 по 1992 гг. [22, 23].

С точки зрения численного моделирования с применением реального расхода сибирских рек (эксперимент 2) наиболее интересно рассмотрение отклонений получающихся полей от результатов моделирования с применением климатического хода речного стока (эксперимент 1).

Сами по себе данные о расходе рек удобно представить в виде интегрированной по времени разности интенсивностей стока экспериментов 2 и 1. В результате такой операции будет представлено, насколько больше по данным измерений к текущему моменту времени стекло речной воды по сравнению с климатом. Картина аккумулированной с 1948 года разницы стока рек представлена на рис. 5. На нем отдельно показаны данные по стоку рек Оби и Енисея, так как их устья расположены на небольшом (с точки зрения моделирования) расстоянии, и реки Лены. Представлен также суммарный сток. Как видно из данного рисунка, суммарный сток наиболее зависим от суммы стоков Оби и Енисея. Однако аккумулированная к 1992 г. (последний год, представленный данными) разница в основном сформирована рекой Леной. Наиболее характерные особенности связаны с периодами накопления и дефицита речного стока. В целом можно отметить, что на протяжении довольно долгого периода с 1955 по 1974 гг. наблюдался общий дефицит речного стока по сравнению с климатом. Исключение составляют 1958–1962 гг., когда на-

копленный дефицит полностью компенсировался, и к 1962 г. сформировался даже некоторый избыток около 150 км^3 речного стока. В целом прирост в течение этих лет достигается совместным приростом расхода всех рассматриваемых рек. За период с 1958 по 1962 гг. было сброшено на 600 км^3 больше (по сравнению с климатом) пресной воды, из которых вклад реки Лены и совокупности рек Оби и Енисея примерно равный и составляет по 300 км^3 .

Если проследить за расходом пресной воды через основные проливы, соединяющие Северный Ледовитый океан и Северную Атлантику (рис. 6а), то можно отметить, что в среднем скорость перетекания пресной воды в Северную Атлантику колеблется в пределах $10\text{--}20 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$. В конце 40-х годов перетекание через канадские проливы происходило со скоростью около $10 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$, а к началу 60-х и далее уменьшилось до $2\text{--}5 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$. Существенно увеличилась к этому сроку скорость расхода пресной воды через пролив Фрама с $2 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$ в 1949 г. до $10\text{--}15 \text{ тыс. м}^3/\text{с}$ после 1960 г. Аккумулированная с 1948 г. разность расходов в эксперименте с реальным речным стоком и в эксперименте с климатическими данными показана на рисунке 6б. Можно заметить, что до 1962 г. суммарный расход пресной воды в обоих экспериментах отличается незначительно. В 1961 г. расход через канадские проливы в эксперименте 2 ослабевает заметнее, при этом до 1963 г. усиливается вынос пресной воды через пролив Фрама. К 1963 г. через пролив Фрама в Атлантику перетекает на 150 км^3 пресной воды больше, чем в климатическом эксперименте. Интересно, что избыток речного стока, сформировавшийся к этому сроку, как было отмечено ранее, составил точно такую же величину.

То, как происходит формирование отклика расходов через проливы, демонстрирует также таблица, где приведены значения коэффициентов корреляции аккумулятивной аномалии речного стока и расходов через проливы с указанием времени наступления наибольшего отклика. Так, расходы через канадские проливы сокращаются в течение того же года, когда формируется аномалия речного стока, а расходы через пролив Фрама изменяются в сторону, противоположную к речному стоку с запаздыванием на 4–6 лет. Вслед за увеличением речного стока примерно через четыре года происходит ослабление потока атлантических вод через Баренцево море, а еще через 8 лет наступает вторая волна ослабления расхода через канадские проливы.

Анализ картины поверхностных течений показывает, что в конце 50-х и в начале 60-х годов имеет преобладание антициклонической моды ветровой циркуляции, поэтому аномалия пресной воды, сформированная за счет разности сброса пресной воды реками в двух экспериментах, дрейфует вместе с поверхностным течением непосредственно от устьев рек к проливу Фрама, не оказывая заметного

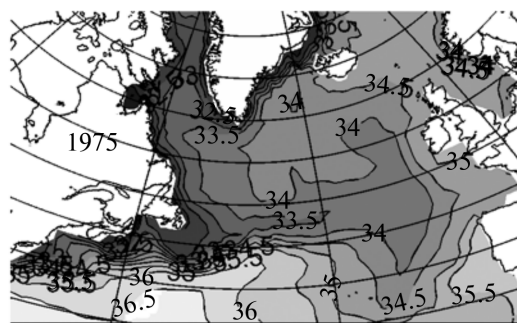
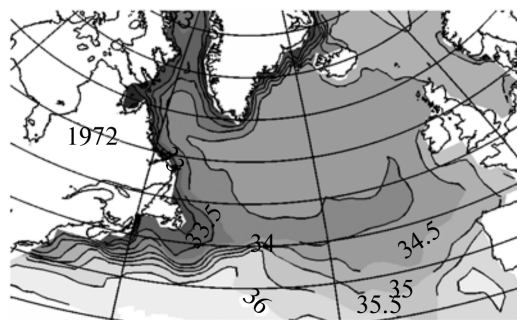
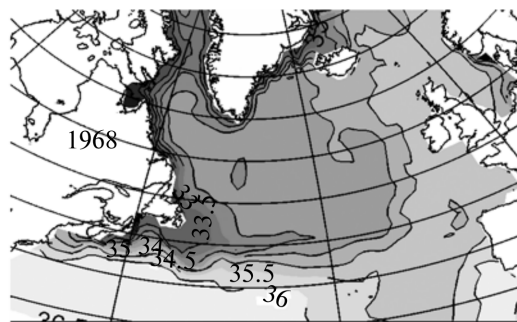


Рис. 4. Распределение солености поверхностного слоя Северо-Атлантического субполярного круговорота и северных морей показывает распространение соленостной аномалии 1970-х годов по результатам численного эксперимента 1.

влияния на свойства вод Северного Ледовитого океана. Иначе говоря, с одной стороны, можно констатировать, что практически с 1955 по 1974 гг. избытка пресной воды в Арктике не должно наблюдаться из-за увеличения его расхода через пролив Фрама, а с другой стороны, “Большая соленостная аномалия”, начавшая свое формирование в начале 60-х годов усилилась за счет дополнительных 150 км^3 пресной воды по сравнению с экспериментом 1. Однако с 1963 г. расходы через пролив Фрама в обоих экспе-

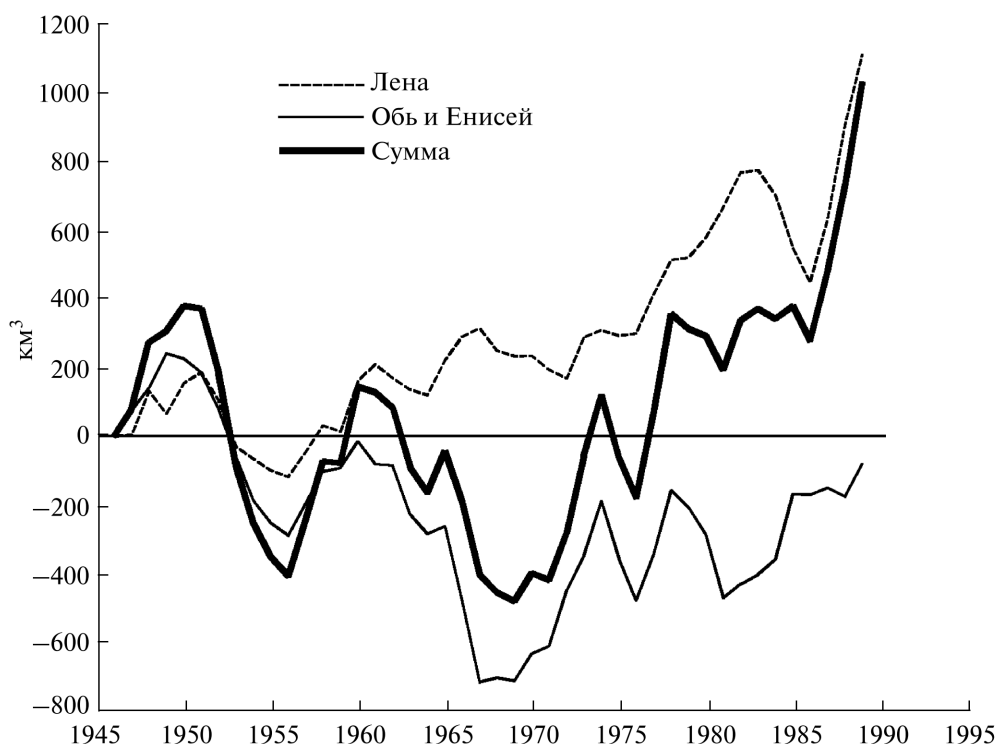


Рис. 5. Разность объемов наблюдавшегося и климатического стока сибирских рек, аккумулярованная с 1948 г.

риментах выравниваются, а расход через канадские проливы в эксперименте 2 продолжил свое уменьшение. В целом к 1970 г. эти проливы недопоставили в Северную Атлантику около 600 км³ пресной во-

Коэффициенты корреляции аккумулярованного речного стока с общим расходом через основные проливы и с расходами пресной воды через них

Проливы	1	2	3
Общий расход через проливы			
Фрама	-0.78	4	1.30
Канадский архипелаг	0.59 (0.71)	0 (12)	1.06 (0.98)
Баренцево море	0.74	4	1.23
Расход пресной воды			
Фрама	-0.75	6	1.20
Канадский архипелаг	0.57 (0.71)	0 (12)	1.03 (0.98)
Баренцево море	0.40	7	0.62

Примечание. 1 — значение коэффициента корреляции при максимальном уровне по отношению к уровню значимости; 2 — сдвиг по времени до наступления максимального отклика (в годах) на аномалию речного стока; 3 — отношение коэффициента корреляции к уровню значимости. Для проливов Канадского архипелага имеет место последующий второй максимум, который, однако, ниже уровня значимости из-за сокращения временного ряда при увеличении сдвига.

ды по сравнению с климатическим экспериментом. Картина аккумулярованной разности расходов Арктической воды (не только пресной) через основные проливы, представленная на рис. 6в, показывает, что в эксперименте 2 уменьшение расхода в конце 50-х годов через канадские проливы сопровождается увеличением расхода через пролив Фрама. Так как расход пресной воды через пролив Фрама увеличивается только в начале 60-х годов, это означает, что увеличение общего расхода в конце 50-х годов вызвано ослаблением течения, приносящим соленые и теплые воды из Северной Атлантики. Следует заметить, что хотя разность расходов через проливы и вызвана различием речного стока в экспериментах 1 и 2, тем не менее амплитуда этих изменений на 1–2 порядка превосходит разность речного стока в этих экспериментах. Так, максимальный накопленный избыток/дефицит речного стока за период интегрирования модели составляет величину ± 400 км³, тогда как избыток/дефицит расходов через проливы превосходит 15 тыс. км³, т.е. отклик оказался во много раз превосходящим величину начального возмущения. Это требует своего понимания и объяснения. А именно, как небольшие изменения запаса пресной воды влияют на перераспределение направления потоков через основные проливы, соединяющие Северный Ледовитый океан и Северную Атлантику.

Запас пресной воды в Северном Ледовитом океане приводит к формированию линзы воды пони-

женной солености в районе Канадского бассейна. Само по себе наличие линзы пресной (более легкой) воды в районе Канадского бассейна и моря Бофорта приводит к формированию циклонического движения в подповерхностном слое. Увеличение наполненности линзы пресной водой будет приводить к усилению ее циклоничности, а уменьшение к ее ослаблению. Если проследить за разностью осредненной завихренности в двух экспериментах в промежуточном слое Канадского бассейна, что эквивалентно вычислению разности циркуляций вектора скорости вдоль границы этого бассейна (рис. 1), то можно обнаружить (рис. 7) большое сходство временных изменений этой величины и величины аккумулированной разности сброса рек, представленной на рис. 5. Коэффициент корреляции этих двух величин составляет 54%, тогда как для 45-ти лет, представленных в наблюдениях, значимой корреляцией будет корреляция, превосходящая значение 45%. Это показывает, что между речным сбросом и циркуляцией вод в Арктике имеется прямая связь, соответствующая линейной регрессии. Результатом этой связи в эксперименте 2 является общее ослабление циклонического движения вод в Арктике в период с 1955 по 1974 гг., вызванное дефицитом речного стока в этот продолжительный период. Вследствие ослабления циклоничности уменьшается также движение вод через канадские проливы и приток атлантических вод через пролив Фрама, отмеченные ранее, поскольку они являются компонентами циклонического движения вод в бассейне Северного Ледовитого океана. В связи с этим возрастает относительная роль компонент антициклонического движения, а именно роль тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив (хотя скорость их притока и остается постоянной для каждого года, доля их вклада в общий баланс увеличивается) и вынос Арктических вод через пролив Фрама.

Анализ объема выносимого в Северную Атлантику льда показывает, что связанный с этим поток пресной воды на порядок превосходит объем пресной воды, выносимой океанскими течениями. Тем не менее отличие ледяного поля между экспериментами 1 и 2 оказались пренебрежимо малыми. К концу 80-го года максимальная разность составила около 100 км^3 , что даже меньше, чем вариации, вызванные разницей расхода рек. Поэтому разница потока пресной воды, вызванная выносом льда, между экспериментами оказала малое влияние на баланс пресной воды в регионе.

Говоря о совместной системе Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики, можно отметить, что за период с 1948 по 1973 гг. произошло общее увеличение объема пресных вод с 170 тыс. км^3 до 205 тыс. км^3 , т.е. прирост составил около 35 тыс. км^3 (рис. 8а), что привело к формированию и даль-

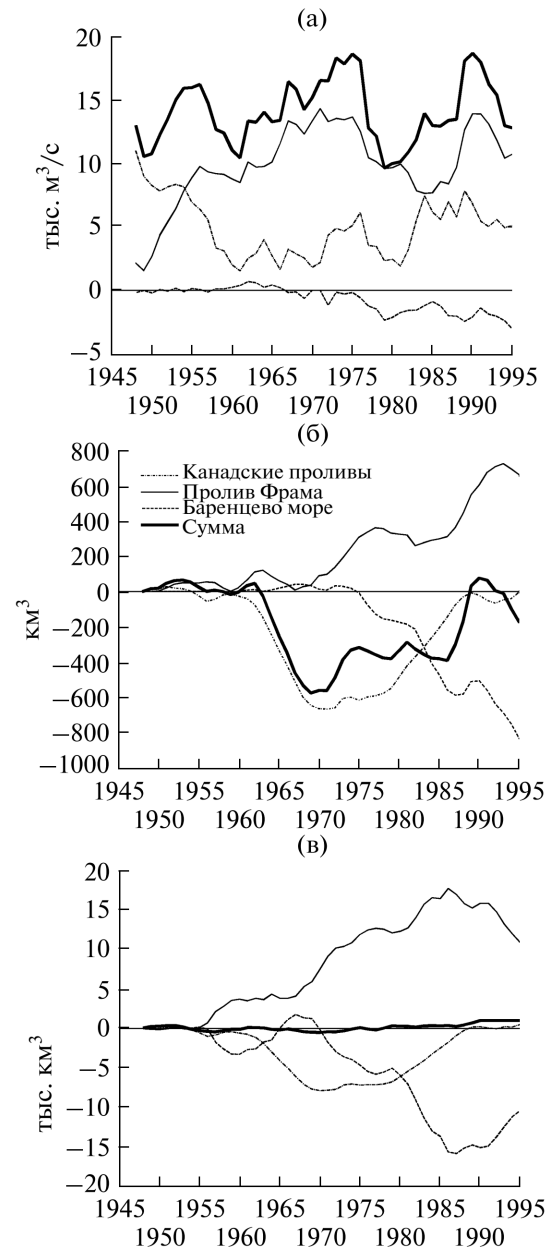


Рис. 6. Характеристики расходов через основные проливы, соединяющие Северный Ледовитый океан и Северную Атлантику: а — расход пресных вод по отношению к средней солености 34.8‰ (положительные значения соответствуют перемещению воды из Северного Ледовитого океана в Северную Атлантику); б — разность объемов пресной воды между экспериментом 2 и экспериментом 1, перемещенных из Северного Ледовитого океана в Северную Атлантику, аккумулированных с 1948 г.; в — разность объемов вод эксперимента 2 и эксперимента 1, перемещенных из Северного Ледовитого океана в Северную Атлантику с 1948 г.

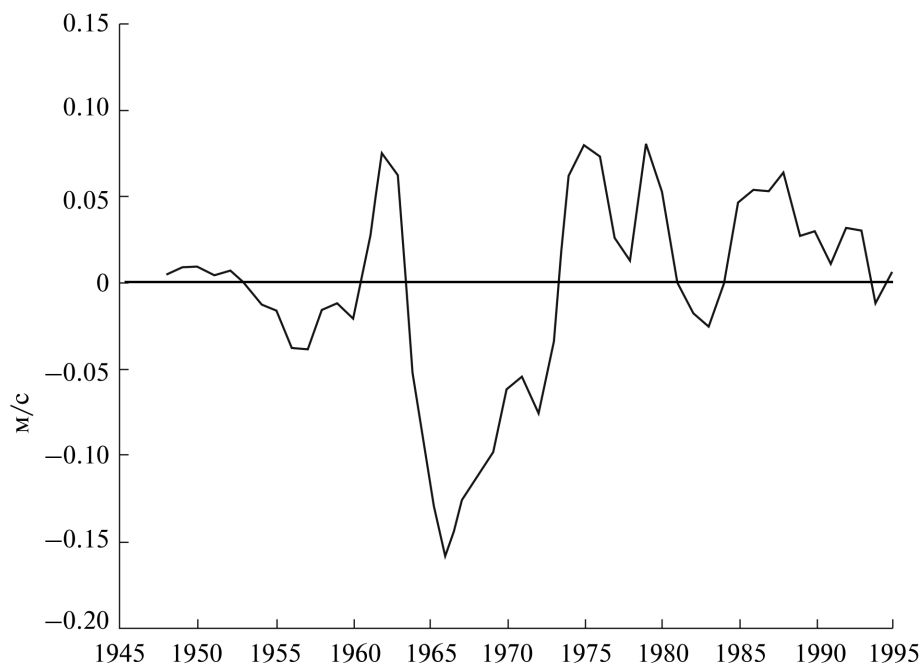


Рис. 7. Разность циркуляций вектора скорости течения на глубине 100 м между экспериментом 2 и экспериментом 1 вокруг Канадского бассейна, представленная в терминах среднего значения скорости, направленной вдоль контура против часовой стрелки.

нейшему развитию “Большой соленостной аномалии” [10]. В то же время мы отмечаем (рис. 8б), что различие между экспериментом с реальным стоком сибирских рек и экспериментом с климатическим стоком проявило себя наиболее существенным образом только по прошествии этого периода в 1972–1975 гг., когда в течение этих трех лет превышение объема в одном эксперименте по сравнению с другим достигло 3 тыс. км³. Столь существенная разность в 5–6 раз превышает имеющийся прирост стока сибирских рек в период с 1958 по 1962 гг. по отношению к климату и не может быть объяснена обыкновенным переносом пресных вод существующими течениями.

Однако динамика движения возникшей в эти годы аномалии заслуживает особого внимания для объяснения столь существенных последствий. Как уже отмечалось, в силу сложившейся в эти годы циркуляции в Северном Ледовитом океане возникшая аномалия перемещалась непосредственно от устьев рек Оби, Енисея и Лены в сторону пролива Фрама, и прохождение этих вод через пролив можно обнаружить на рисунке 8б, где в период 1960–1963 гг. отмечается превышение климатического значения объема выносимых за пределы Арктики пресных вод. Дальнейшее распространение данной аномалии пресной воды по регионам Северной Атлантики демонстрирует рис. 9, где представлена разность объемов пресной воды между двумя экспериментами в районе между проливом Фрама и Датским проливом (а), вблизи острова Ньюфаундленд

(б), к западу от Великобритании (в) и в районе Азорских островов (г). Первые три региона расположены вдоль линии тока в рамках субполярного круговорота. Четвертый регион соответствует южному ответвлению субполярного фронта. Из рисунка видно, что аномалия пресных вод в первом регионе достигает своего максимума в 1964 г., при этом разность объемов пресных вод равна примерно 300 км³, что примерно в два раза больше объема, поступившего через пролив Фрама. Следующий регион вблизи острова Ньюфаундленд достигается аномалией в 1970 г. Амплитуда возмущения на начальном этапе соответствует объему аномалии в первом регионе, однако в последующие годы многократно увеличилась, так что в 1979 г. разность объемов пресной воды между экспериментами составила 800 км³. При дальнейшем продвижении аномалии на восток происходит ее разделение на северную и южную ветвь. При этом регион расположения северной ветви к западу от Великобритании достигается аномалией в 1975 г. и объем пресных вод ее составляющий равен всего лишь около 100 км³. В том же 1975 г. аномалия достигает района Азорских островов, где располагается южная ветвь распространения пресных вод. Разность объемов пресных вод между экспериментами увеличивается здесь до 1200 км³, что почти в 10 раз превосходит начальный избыток пресной воды, прошедший через пролив Фрама. Толщина слоя пресной воды, определенная по отношению к средней солености Северного Ле-

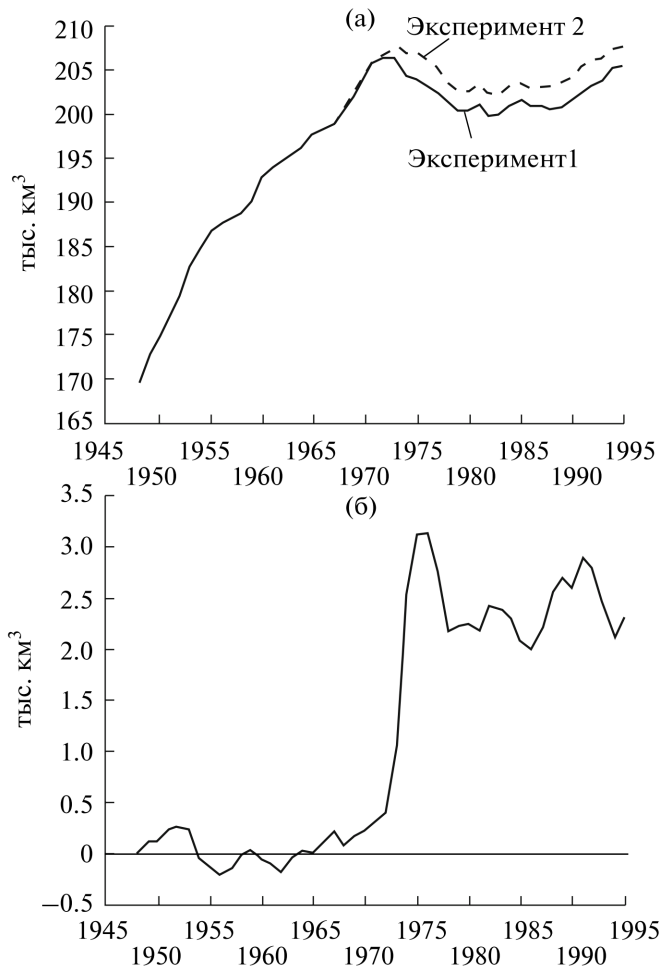


Рис. 8. Изменение запаса пресной воды в Северном Ледовитом океане и в Северной Атлантике по отношению к средней солёности Северного Ледовитого океана 34.8‰: а — изменение суммарного запаса пресной воды в экспериментах 1 и 2, б — разность запасов пресной воды между экспериментами 2 и 1 (положительная величина соответствует превосходству запаса в эксперименте 2 по сравнению с экспериментом 1).

довитого океана $S_0 = 34.8\text{‰}$ может измениться только в результате перемешивания разного типа вод. Если слой толщины h с солёностью $S_1 < S_0$ расположен поверх слоя такой же толщины и с солёностью $S_2 > S_0$, то толщина слоя пресной воды в пересчёте на среднее значение S_0 будет равна

$$H_{\text{нач}} = h \frac{S_0 - S_1}{S_0} = h \left(1 - \frac{S_1}{S_0} \right) > 0.$$

В результате перемешивания солёность перемешанного слоя толщины $2h$ будет равна $(S_1 + S_2)/2$. Если это окажется больше значения S_0 , то произойдет сокращение толщины слоя пресной воды до ну-

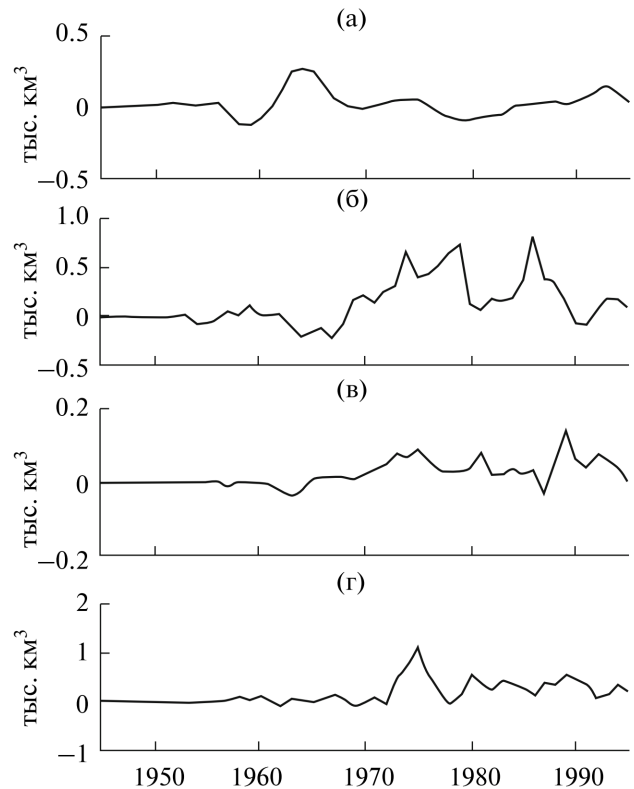


Рис. 9. Временной ход разности объемов пресной воды между экспериментами 2 и 1 в различных районах Северной Атлантики по пути следования “Большой солёностной аномалии” (см. обозначения на рис. 1): а — район А к востоку от Гренландии между Датским проливом и проливом Фрама, б — район Б к востоку от острова Ньюфаундленд, в — район В к западу от Великобритании, г — район Г к западу от Испании в районе Азорских островов.

ля. Если же результирующая солёность меньше S_0 , то толщина слоя после перемешивания будет равна

$$H_{\text{кон}} = 2h \frac{S_0 - \frac{S_1 + S_2}{2}}{S_0} = h \left(2 - \frac{S_1}{S_0} - \frac{S_2}{S_0} \right) = H_{\text{нач}} - h \left(\frac{S_2}{S_0} - 1 \right).$$

Таким образом, изменение толщины слоя пресной воды будет отрицательным

$$\Delta H = H_{\text{кон}} - H_{\text{нач}} = -h \left(\frac{S_2}{S_0} - 1 \right) < 0,$$

т.е. объем пресной воды в любом случае уменьшается в результате перемешивания.

Это означает, что столь резкое превышение объема пресных вод в эксперименте 2 по сравнению с экспериментом 1 объясняется не приростом количества этих вод в эксперименте 2, а их резким сокращением в эксперименте 1 в результате конвективного

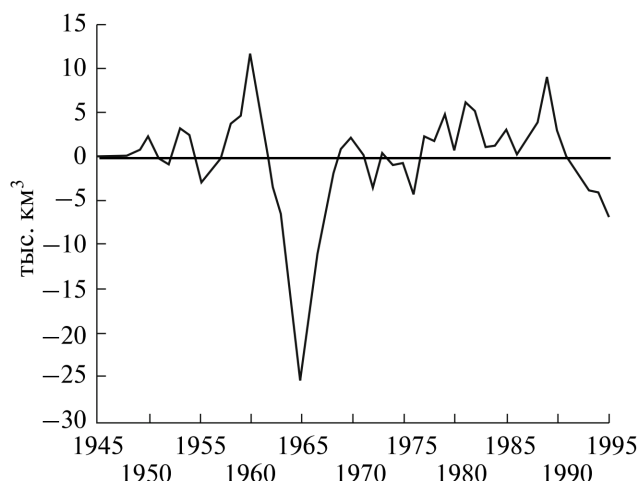


Рис. 10. Временной ход разности объемов вод между экспериментами 2 и 1, вертикально перемешанных в течение года в районе А к востоку от Гренландии между Датским проливом и проливом Фрама.

и/или сдвигового перемешивания либо за счет боковой диффузии. Присутствие избытка пресной воды в эксперименте 2 обеспечивает более устойчивую стратификацию вод в верхнем слое, в результате чего вертикальное перемешивание более вероятно под воздействием внешних факторов: поток плотности (тепла и солености) на поверхности океана, ветрового сдвига скорости, а также в случае горизонтальной адвекции вод другого типа во фронтальной зоне, нарушающей вертикальную устойчивость.

Подтверждением этого может служить картина разности объемов перемешанных в верхнем слое вод в регионе А (рис. 10) между экспериментами 2 и 1. В полном соответствии с нашим пониманием механизма находится резкое расхождение объема перемешанных вод в эксперименте 1 и 2 в 1965 г., когда объем перемешанных вод в эксперименте 1 превысил соответствующую величину в эксперименте 2 на 25 тыс. км³. Кроме данного расхождения можно заметить другое, менее значительное, расхождение в другую сторону в 1960 г. Это связано с тем, что 1960 г. является окончанием предшествующего периода, когда наблюдался недостаток потока пресной воды в эксперименте 2 по сравнению с экспериментом 1.

Как видно, наиболее существенное отличие возникает в развитии ситуации вблизи Азорских островов, где формируется южная ветвь распространения вод “Большой соленостной аномалии” (рис. 10). Выдвижение этих вод в южном направлении более интенсивно в случае с использованием реального стока сибирских рек. Анализ показывает, что, как и предполагалось, из-за недостатка пресной воды в эксперименте с климатическим стоком рек ослабевает вертикальная стратификация по солености в

районе южной ветви “Большой соленостной аномалии”, что создает ситуацию конвективной или сдвиговой неустойчивости и перемешивания вод по вертикали. В данном случае ситуация вертикальной неустойчивости вызвана, с одной стороны, выдвиганием со стороны Гибралтарского пролива соленых и теплых вод, а с другой стороны, этот район характеризуется наличием сильных пассатных ветров. Поэтому малейшее ослабление плотностной стратификации может приводить к существенной активизации вертикального перемешивания, что мы, в конечном счете, и наблюдаем в результатах эксперимента 1.

ВЫВОДЫ

В ходе численного моделирования совместной модели океана и льда региона Северного Ледовитого океана и Северной Атлантики было изучено влияние межгодовой изменчивости стока сибирских рек на характер распределения и распространения пресной воды в данном регионе. Для этого сравнивались результаты двух экспериментов с учетом и без учета межгодовой изменчивости расхода трех сибирских рек — Енисея, Лены и Оби.

Изменчивость стока этих трех рек в течение 45 лет с 1948 по 1992 г. формировала на выходе перепад аккумулярованного объема поставляемой пресной воды до 600 км³ по сравнению с климатическими изменениями. Несмотря на то, что по сравнению с интенсивностью основных течений межгодовая изменчивость расходов рек мала, можно выделить ряд моментов, когда результат воздействия столь малых вариаций оказался значительно больше первоначального возмущения.

Во-первых, было показано, что избыток или дефицит речного стока соответствующим образом способствует усилению или ослаблению циклоничности циркуляции подповерхностных вод Северного Ледовитого океана. Усиление циклоничности сопровождается возрастанием расхода распресненных и холодных вод Арктики через канадские проливы с соответствующим повышением объемов поступающих из Атлантики соленых и теплых вод. Результатом же ослабления циклоничности движения водных масс в Арктике является сокращение выноса Арктических вод через канадские проливы с одновременным уменьшением притока соленых и теплых вод из Атлантики. При этом увеличивается поток Арктических вод через пролив Фрама, и на фоне ослабления притока атлантических вод становится более значимой доля притока распресненных тихоокеанских вод, поступающих через Берингов пролив.

Таким образом, накопленный за счет межгодовой изменчивости избыток или недостаток объема пресной воды в Арктике способствует перераспре-

делению направления расходов Арктических вод через основные проливы.

Во-вторых, было установлено, что даже небольшие изменения содержания пресной воды, развивающиеся на фоне “Большой соленостной аномалии” приводят к значительным отклонениям от климата термохалинной структуры в верхнем слое океана. Изменения содержания пресной воды в аномалии в условиях одинакового атмосферного воздействия могут быть только в отрицательную сторону в результате вертикального перемешивания или бокового диффузионного обмена. В этой ситуации даже небольшие изменения солености могут вызывать существенные изменения стратификации верхнего слоя океана, в результате чего объемы вовлеченных в вертикальное перемешивание вод будут существенно отличаться. Поэтому наличие избытка пресной воды в верхнем слое океана уменьшает объем перемешиваемых вод и сохраняет от перемешивания некоторую часть существующего запаса пресной воды “Большой соленостной аномалии”, которая, тем не менее, по сравнению с первоначальным возмущением оказывается достаточно большой. Иначе говоря, небольшое превышение содержания пресной воды может привести к сохранению от перемешивания большого количества распресненных вод, так что в результате отклонение объема пресной воды от объема в эксперименте с климатическим распределением стока увеличивается. Это означает, что разность объемов “Большой соленостной аномалии” в двух экспериментах значительно возрастает вдоль траектории ее распространения. Такое возрастание продолжается до тех пор, пока сама соленостная аномалия не перестанет существовать.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант №№ 08-05-00708, 08-05-00457, проекта Президиума РАН 17.2 и проекта ОМН РАН 1.3.6).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.В. Водный баланс и водные ресурсы Арктического региона // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 4–24.
2. Калинин Г.П., Шикломанов И.А. Использование водных ресурсов Земли // Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли. Л.: Гидрометиздат, 1974. С. 575–606.
3. Атлас Мирового океана / Под ред. С.Г. Горшкова. Т. 3. New York: Pergamon, 1983. 189 с.
4. Атлас Арктики / Под ред. А.Ф. Трешникова. М.: ААНИИ, 1985. 204 с.
5. Hanzlik D.J., Aagaard K. Fresh and Atlantic water in the Kara Sea // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. № C9. P. 4937–4942.
6. McDonald R.W., Wong C.S., Erickson P.E. The distribution of nutrients in the southeastern Beaufort Sea: Implications for water circulation and primary production // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. № C3. P. 2939–2952.
7. Aagaard K., Carmack E.C. The role of sea ice and other fresh water in the Arctic circulation // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. № C10. P. 14485–14498.
8. Lanno C.C. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исслед. процессов взаимодействия океана и атмосферы. М., 1984. С. 125–129.
9. Broecker W.S. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? // Science. 1997. V. 278. № 5343. P. 1582–1588.
10. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A. et al. The “Great Salinity Anomaly” in the Northern North Atlantic 1968–1982 // Progr. Oceanogr. 1988. V. 20. № 2. P. 103–151.
11. Coachman L.K., Aagaard K. Transport through Bering Strait: Annual and interannual variability // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. № 15. P. 535–539.
12. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Intrannual Changes in the Bering Strait Fluxes of Volume, Heat, and Freshwater between 1991 and 2004 // Geophys. Res. Lett. 2006. V. 33. L15609, doi: 10.1029/2006GL026931.
13. Milliman J.D., Meade R.H. World wide of river delivery sediment to the oceans // J. Geol. 1983. V. 91. P. 1–21.
14. Мировой водный баланс и водные ресурсы Земли / Под ред. Корзуна И.Ш., Соколова А.А., Будыко М.И. и др. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 638 с.
15. Yang D., Kane D., Hinzman L. et al. Major Siberian River discharge regime and change // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. doi: 10.1029/2002JD002542.
16. Yang D., Ye B., Shiklomanov A. Discharge characteristics and Changes over the Ob River Watershed in Siberia // Journ. Hydromet. 2004. V. 5. № 4. P. 595–608.
17. Ye B., Yang D., Kane D. Changes in Lena River streamflow hydrology: Human impacts versus natural variations // Water Resour. Res. 2003. V. 39. P. 1200. doi: 10.1029/2003WR001991.
18. McClelland J. W., Holmes R.M., Peterson B.J. et al. Increasing river discharge in the Eurasian Arctic: Consideration of dams, permafrost thaw, and fires as potential agents of change // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. D18102. doi: 10.1029/2004JD004583.
19. Dai A., Trenberth K. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // J. Hydrometeor. 2002. V. 3. P. 660–687.
20. Berezovskaya S., Yang D., Kane D. Compatibility analysis of precipitation and runoff trends over the large Siberian watersheds // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31, doi: 10.1029/2004GL121277.
21. Semiletov I.P., Savelieva N.I., Weller G.E. et al. The dispersion of Siberian river flows into coastal waters: Meteorological, hydrological and hydrochemical aspects // The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Eds: E.L. Lewis et al. Norwell: Kluwer Academic Publishers, 2000. P. 323–366.
22. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Т. 1. Вып. 10, вып. 12, вып. 16. Л.: Гидрометеиздат, 1985.

23. Государственный водный кадастр. Разд. 1. Поверхностные воды. Серия 2. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши за 1981–1990 гг. Часть 1 и 2. Т. 1. Вып. 10, вып. 12, вып. 16.
24. *Proshutinsky A., Polyakov I., Johnson M.* Climate states and variability of Arctic ice and water dynamics during 1946–1997 // *Polar Res.* 1999. V. 18. № 2. P. 135–142.
25. *Walsh J.E.* Global atmospheric circulation patterns and relationships to Arctic freshwater fluxes, in *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean* / Eds: E.L. Lewis et al. Norwell: Kluwer Academic Publishers, 2000. P. 21–41.
26. *Thompson D.W.J., Wallace J.M.* Annular modes in extratropical circulation. Pt I: Month-to-month variability // *J. Climate.* 2000. V. 13. № 5. P. 1000–1016.
27. *Thompson D.W.J., Wallace J.M., Hegerl G.C.* Annular modes in extratropical circulation. Part II: Trends. *J. Climate.* 2000. V. 13. P. 1018–1036.
28. *Ye Y., Yang D., Zhang T. et al.* The impact of Climatic Conditions of Sesonal River Discharges in Siberia // *Journ. Hydromet.* 2004. V. 5. № 2. P. 286–295.
29. *Lammers R., Shiklomanov A., Vorosmarty C. et al.* Assessment of contemporary Arctic river runoff based on observational discharge records // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № D4. P. 3321–3334.
30. *Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W. et al.* Increasing river discharge to the Arctic Ocean // *Science.* 2002. V. 298. № 5601. P. 2171–2173.
31. *Shiklomanov A.I., Lamers R.B.* Record Russian river discharge in 2007 and the limits of analysis // *Environ. Res. Lett.* 2009. V. 4. doi: 10.1088/1748–9326/4/4/045015.
32. *Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч.* Оценки возможных региональных изменений гидрологического режима в XXI веке на основе глобальных климатических моделей // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2003. Т. 39. № 2. С. 150–162.
33. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). *Climate Change 2001: The Scientific Basis; Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the IPCC* / Eds: J.C. Houghton et al. Cambridge: Cambridge Univ. Press., 2001. 881 p.
34. *Марчук Г.И., Саркисян А.С.* Математическое моделирование циркуляции океана. М.: Наука, 1988. 302 с.
35. *Дымников В.П., Лыков В.Н., Володин Е.М.* Проблемы моделирования климата и его изменений // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* 2006. Т. 42. № 5. С. 618–636.
36. *Maslowski W., Newton B., Schlosser P. et al.* Modeling recent climate variability in the Arctic Ocean // *Geophys. Res. Lett.* V. 27. № 22. P. 3743–3746, doi: 10.1029/1999GL011227.
37. *Рябенко В.А., Алексеев Г.В., Неелов И.А. и др.* Распространение речных вод в Северном Ледовитом океане. *Метеорология и гидрология.* 2001. № 9. С. 61–69.
38. *Кузин В.И., Голубева Е.Н., Платов Г.А.* Моделирование гидрофизических характеристик системы Северный Ледовитый океан – Северная Атлантика // *Фундаментальные исследования океанов и морей.* Кн. 1 / Под ред. Н.П. Лаверова. М.: Наука, 2006. С. 166–190.
39. *Sarkisyan A.S., Sundermann J.E.* *Modelling Ocean Climate Variability.* Berlin: Springer, 2009. 374 p.
40. *Golubeva E.N., Platov G.A.* On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112, C04S05, doi: 10.1029/2006JC003734.
41. *Голубева Е.Н.* Численное моделирование динамики Атлантических вод в Арктическом бассейне с использованием схемы QUICKEST. Вычислительные технологии, 2008. Т. 13. № 5. С. 11–24.
42. *Марчук Г.И.* Численное решение задач динамики атмосферы и океана. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 303 с.
43. *Марчук Г.И.* Методы расщепления. М.: Наука, 1988. 263 с.
44. *Leonard B.P.* A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation // *Comp. Meth. Appl. Mechan. Engin.* 1979. V. 19. P. 59–98.
45. *Hibler W.D.* A dynamic thermodynamic sea ice model // *J. Phys. Oceanogr.* 1979. V. 9. № 4. P. 815–846.
46. *Hunke E.C., Dukowicz J.K.* An elastic-viscous-plastic model for ice dynamics // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. № 9. P. 1849–1867.
47. *Bitz C.M., Lipscomb W.H.* An energy-conserving thermodynamic model of sea ice // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104. № C7. P. 15669–15677.
48. *Lipscomb W.H., Hunke E.C.* Modeling Sea Ice Transport Using Incremental Remapping // *Mon. Wea. Rev.* 2004. V. 132. № 6. P. 1341–1354.
49. *Murray R.J.* Explicit generation of orthogonal grids for ocean models // *J. Comput. Phys.* 1996. V. 126. № 2. P. 251–273.
50. *Steele M., Morley R., Ermold W.* PHC: A global hydrography with a high quality Arctic Ocean // *J. Climate.* 2000. V. 14. № 9. P. 2079–2087.
51. *Large W.G., Yeager S. G.* Diurnal to decadal global forcing for ocean and sea–ice models: The data sets and flux climatologies // *Technical Report.* 2004. TN-460+STR. NCAR, 105 p.
52. *Völösmarty C.J., Fekete B., Tucker B.A.* *River Discharge Database.* Version 1.1 (RivDIS v1.0 supplement). Durham NH (USA): University of New Hampshire, 1998.
53. *Голубева Е.Н., Платов Г.А.* Численное моделирование отклика Арктической системы океан–лед на вариации атмосферной циркуляции 1948–2007 гг. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2009. Т. 45. № 1. С. 145–160.
54. *Belkin I., Levitus S., Antonov J. et al.* “Great Salinity Anomalies” in the North Atlantic // *Prog. Oceanogr.* 1998. V. 41. Issue 1. P. 1–68.

Influence that Interannual Variations in Siberian River Discharge have on Redistribution of Freshwater Fluxes in Arctic Ocean and North Atlantic

V. I. Kuzin, G. A. Platov, and E. N. Golubeva

*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
pr. Akademika Lavrentyeva 6, Novosibirsk, 630090 Russia*

e-mail: kuzin@sscc.ru

Received April 19, 2010; in final form May 7, 2010

Abstract—A numerical simulation with a coupled sea-ice model of the Arctic and North Atlantic oceans is used to study the influence that the interannual variations in the Siberian river discharge have on the distribution and propagation of freshwater in this region. In numerical experiments we compared simulations with the use of observational data on the discharge of the most significant Siberian rivers (Ob, Yenisei, and Lena) against the results of climatic seasonally average variations of their discharges. This comparison showed that the interannual variations may have significant consequences despite their smallness when compared with oceanic-scale water transport. These consequences include (1) the intensification of either cyclonic or anticyclonic components of motion of the near-surface Arctic Ocean waters and, as a result, the redistribution of freshwater fluxes from Arctic regions between the Fram Strait and the straits of the Canadian Archipelago. A change in the store of fresh Arctic Ocean waters due to interannual variations in the Ob, Yenisei, and Lena discharges is approximately $\pm 400 \text{ km}^3$, whereas the volume of water redirected in this regard, which forms a link between some straits, reaches 15 thousand km^3 . On the other hand, (2) insignificant changes in the propagation direction of freshwaters are multiply enhanced in the process of their motion in the North Atlantic as part of the subpolar gyre because of their smaller or larger involvement in the processes of vertical mixing. As a result of this, anomalies of freshwater develop considerably far from the river mouths, like in the region of the Azores islands, and are 5–6 times larger than the maximum values of the accumulated variability volumes of the river discharge.

Keywords: Arctic Ocean, North Atlantic, numerical simulation, river discharge, oceanic circulation, interannual variations.