

УДК 551.465.45

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СТОКА СИБИРСКИХ РЕК НА ЦИРКУЛЯЦИЮ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА¹

© 2015 г. В. И. Кузин, Г. А. Платов, Н. А. Лаптева

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН

630090 Новосибирск, пр. Академика Лаврентьева, 6

E-mail: kuzin@ssec.ru

Поступила в редакцию 06.10.2014 г., после доработки 14.11.2014 г.

В статье представлены расчеты по моделированию распространения аномалий пресной воды от сибирских рек в XXI веке в Северном Ледовитом океане по модели ИВМиМГ СО РАН на основе результатов модели ИВМ РАН сценария RPC 8.5 проекта CMIP-5 IPCC. Для расчета стоков рек используется линейная резервуарная модель с разрешением 1/3 градуса, включающая девять основных водосборных бассейнов Сибири.

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

DOI: 10.7868/S0002351515040069

ВВЕДЕНИЕ

В климатической системе Земли Арктика играет важную роль. В частности, это относится к гидрологической составляющей климатических процессов в Арктике и Северном Ледовитом океане (СЛО). Интерес к этим процессам в последние десятилетия существенно увеличивается. Северный Ледовитый океан вносит около 11% всей пресной воды в Мировой океан [1, 2]. Содержание пресной воды в СЛО на основе оценок работ [3–10] представлено в работах [11, 12]. Общее количество пресной воды, оцениваемое относительно среднего значения солёности 34.8 промилле составляет по оценкам 80 тыс. куб. км [12] или 74 ± 7.4 тыс. куб. км [11].

Приток пресной воды в СЛО согласно работе [11] можно подразделить на следующие компоненты: превышение осадков над испарением в среднем около 2222 ± 200 куб. км в год [11]; поступление пресной воды через Берингов пролив по последним оценкам равно около 2.5 тыс. куб. км в год [7, 8]; сокращение арктического льда и таяние Гренландского щита, связанные с климатическими изменениями и потеплением в Арктике [9]; а также речной сток. Первые оценки речного притока в Арктику были даны в работах [4, 13]. Со-

временные оценки [11, 12] дают значение около 3.2 тыс. куб. км в год.

Крупные реки российского Севера дают около 2.24 тыс. куб. км в год, что составляет около 70% от всего речного стока [12]. Наибольшую величину стока дают такие реки, как Енисей, Лена и Обь [14]. По данным Гидрометслужбы [15, 16] суммарные годовые расходы за периоды измерений претерпевают существенные межгодовые вариации, что является следствием изменений внутригодового гидрографа. Расход пресной воды происходит через пролив Фрама и проливы Канадского Архипелага. Эта вода, будучи вынесена в виде льда, айсбергов или потока воды пониженной солёности за пределы СЛО в северные моря Атлантики, является существенным регулятором в формировании термохалинной структуры и меридиональной циркуляции не только Северной Атлантики, но и всего Мирового океана [17, 18]. Примером этого влияния может служить возникновение “Большой солёностной аномалии” в 1960-х, 1970-х годах [19].

Межгодовые изменения речного стока составляют ± 25 –35% от средних значений. Как следует из работ [20–22], существенную роль в этих межгодовых вариациях играет изменчивость атмосферной циркуляции, температурного режима и характеристик поверхности.

Исследование вариаций распространения пресной воды в системе Северный Ледовитый океан —

¹ Статья посвящена памяти академика Г.И. Марчука.

Северная Атлантика проведено в работе [23] на основе модели ИВМиМГ СО РАН.

Кроме межгодовой изменчивости, в гидрологических характеристиках сибирских рек наблюдаются положительные тренды, вызывающие в последние годы интерес климатологов, так как это является отражением трендов в общей климатической системе. Так, в последние десятилетия в Арктике наблюдается рост речного стока [24–27]. По данным [28] с 1936 по 1999 гг. сток основных шести сибирских рек вырос на 7%. Этот рост хорошо коррелирует с увеличением индекса NAO [28]. Это также может быть связано с положительным трендом NAM (North Annular Mode), являющейся частью Арктической осцилляции [29]. При этом весьма интересным представляется вопрос: будет ли этот процесс продолжаться и в дальнейшем в XXI столетии, продуцируя обратные связи в климатической системе. Все эти факты свидетельствуют о том, что влияние изменчивости баланса пресной воды в Арктике на климатическую систему в будущем веке может быть существенным и требует изучения на основе климатических моделей речного стока [30–33], моделей циркуляции отдельных океанов [34–36], а также совместных моделей климатической системы проекта CMIP-5 (см. напр., [37]). Метод математического моделирования для исследования процессов в атмосфере и океане, развитый в свое время Гურიем Ивановичем Марчуком [38], является одним из наиболее эффективных инструментов исследования климатической системы Земли. В настоящей статье рассматриваются результаты моделирования межгодовых изменений пресноводного баланса, которые могут происходить в Северном Ледовитом океане в XXI веке при вариациях речного стока сибирских рек, рассчитанных по модели ИВМиМГ СО РАН на основе результатов расчетов модели ИВМ РАН [39] сценария RCP 8.5 проекта CMIP-5.

1. РАСЧЕТЫ РЕЧНОГО СТОКА ДЛЯ СИБИРСКОГО РЕГИОНА

1.1. Климатическая модель речного стока

Разрабатываемая модель является линейной резервуарной моделью. Модель составлена из линейных резервуаров или каскада резервуаров в ячейках сетки. Скорость изменения стока из ячейки в простейшем варианте модели Калинина–Милюкова [24, 30] определяется на основе решения интеграла свертки (Дюамеля).

В конкретной реализации модели использовалась структура, предложенная в институте Макса Планка в Гамбургского университета [30]. В этом подходе поток воды на суше разделяется на три составляющие: поверхностный сток, грунтовый сток, речной сток. Значения коэффициентов за-

держки для поверхностного и речного стоков определяются по формулам, устанавливающим зависимость от наклона ячейки или от перепада высот между ячейками, отнесенного к расстоянию между их центрами. Поверхностный и грунтовый стоки рассчитываются для единичных резервуаров, а речной сток для каскада резервуаров. Количество каскадов в руслах рек определяется на основе полинома регрессии второго порядка, определяемого по величине коэффициента задержки. Значение коэффициента задержки грунтового стока для ячейки принимается постоянным. Инфильтрация воды в грунт проводилась в каждой ячейке на основе характеристик поверхности и процента среднего грунтового влагосодержания на основе гидрологических данных для каждого бассейна. В каждой ячейке производится учет процентного содержания болот и озер.

1.2. Данные для моделирования речного стока и постановка эксперимента

Рассматриваемая область покрывает территорию 40°N – 80°N , 50°E – 170°E по пространству. При проведении численных экспериментов по климатической модели речного стока было выбрано разрешение, составляющее $1/3$ градуса по широте и долготе соответственно.

Для выбранного варианта модели стока необходимо задание следующих входных параметров: осадки, испарение, переходы из жидкой в твердую фазы и обратно, инфильтрация в почву. При верификации модели эти данные были взяты из данных реанализа MERRA для периода 1980–2011 гг. Для сравнения данных расчетов и данных наблюдений на гидрологических постах были использованы следующие ежемесячные данные Гидрометеослужбы [15, 16] и данные R-ArcticNET [<http://www.r-arctic-net.sr.unh.edu/v4.0/index.html>]. Для проведения расчетов в XXI веке использовались данные расчетов по модели ИВМ РАН сценария RCP 8.5 проекта CMIP-5 IPCC.

Расчеты по модели речного стока состояли из двух экспериментов. Первый эксперимент предназначен для верификации модели стока. Для этого были проведены численные эксперименты по моделированию стока сибирских рек по данным реанализа MERRA и построены среднеклиматические годовые гидрографы, которые сравнивались с данными измерений. Во втором эксперименте проведено моделирование речного стока в XXI веке на основе данных расчетов по модели ИВМ РАН [39].

1.3. Результаты моделирования речного стока

В результате первого этапа были рассчитаны речные стоки на основе данных реанализа MERRA на период 1980–2011 гг. с шагом по времени шесть

часов. Климатические годовые гидрографы стоков при представлении результатов были разделены по бассейнам морей СЛО, в которые эти стоки поступают. Так, годовой гидрограф Обь плюс Енисей представляет поток воды, поступающий в Карское море. Поступление вод в восточные моря СЛО представляет собой сумму гидрографов сибирских рек, поступающих в море Лаптевых и Восточно-Сибирское море. Отдельно представлен гидрограф реки Лена.

Результаты моделирования среднеклиматического годового гидрографа стоков в сравнении с годовым гидрографом для рек Обь, Енисей представлены на рис. 1. Отличия в максимальной амплитуде составляют -0.2% . На рис. 2 представлены результаты моделирования годового гидрографа для реки Лена. Отличия в максимальной амплитуде составляют 6.4% . На рис. 3 представлены суммарные результаты моделирования климатических гидрографов восточных рек. Отличия в максимальной амплитуде составляют -5.9% . Периоды наступления половодья совпадают во всех трех случаях. Приведенные результаты показывают достаточную адекватность модели для расчетов климатических стоков рек Сибири.

Вторым этапом был проведен численный эксперимент для XXI века (период 2006–2100 гг.) на основе данных расчетов на основе модели ИВМ РАН [39]. Общий сток (рис. 4) дает положительные значения притока по сравнению с климатическим значением 1798 куб. км. в год для всего периода. Анализ результатов по стокам в различные акватории СЛО показывает, что существуют заметные различия в притоках в Карское море и в восточные моря Арктики. В первом случае наблюдается дефицит поступления воды в СЛО до 2040 г. по сравнению со среднеклиматическим значением 995 куб. км в год (рис. 5). После этого значения стока увеличиваются, превышая климатические. Для рек, впадающих в море Лаптевых и Восточно-Сибирское море, сток превышает климатический для всего периода (рис. 6). При этом наблюдается положительный линейный тренд в увеличении стока в обоих случаях. Для восточных рек этот тренд более выражен. Рассчитанные стоки являются данными для расчетов динамики баланса пресной воды в Северном Ледовитом океане по модели циркуляции.

2. МОДЕЛИРОВАНИЕ ГИДРОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ И СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

Для решения поставленной задачи используется региональная модель Арктики и северной Атлантики ИВМиМГ СО РАН [36]. Модель получила свое развитие в результате совершенствования и локализации более ранней модели Мирового океана [40, 41]. В основе модели лежат тради-

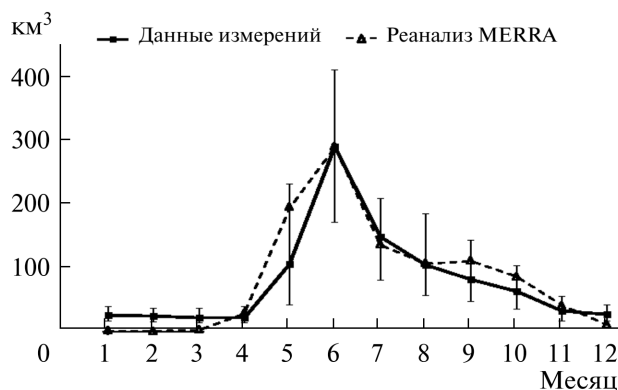


Рис. 1. Среднеклиматические значения гидрографов для суммарного стока рек Обь и Енисей. Вертикальными линиями отмечены амплитуды межгодовой изменчивости в данных измерений.

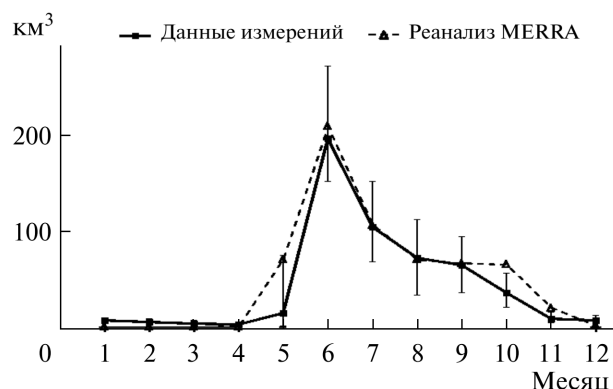


Рис. 2. Среднеклиматические значения гидрографов для стока реки Лена.

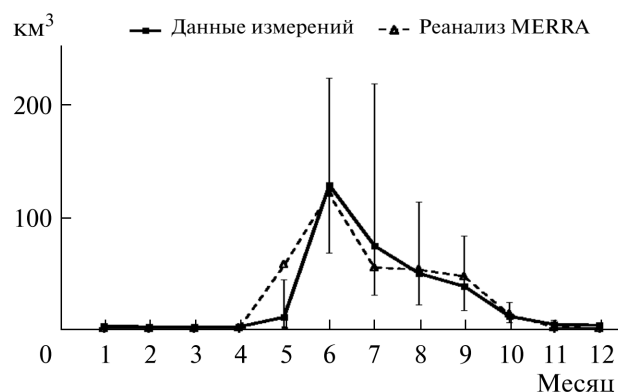


Рис. 3. Среднеклиматические значения гидрографов для суммарного стока восточных рек.

ционные уравнения термодинамики океана в криволинейных ортогональных координатах с применением приближения гидростатики и приближения Буссинеска. Модель использует методику расщепления по физическим процес-

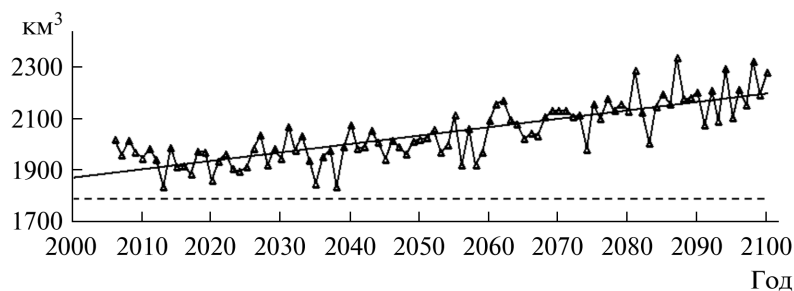


Рис. 4. Межгодовая изменчивость общего стока сибирских рек в СЛО в XXI веке. Сплошной линией представлен линейный тренд стока, штриховой линией — климатическое значение.

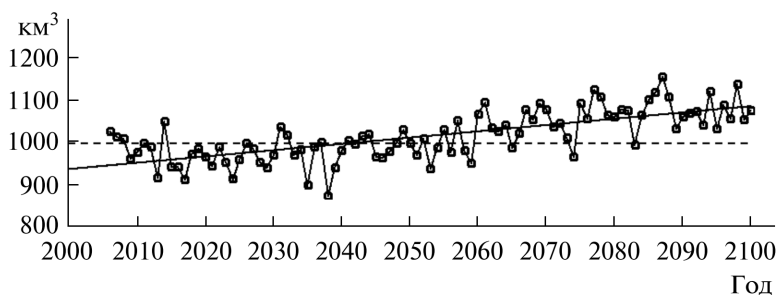


Рис. 5. Суммарный сток рек Обь, Енисей в Карское море.

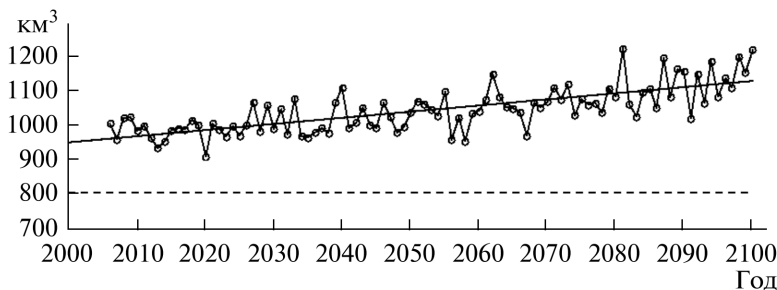


Рис. 6. Суммарный сток рек в море Лаптевых и Восточно-Сибирское море.

сам, предложенную и развитую Г.И. Марчуком [42]. Для задания граничных условий на поверхности используется приближение “твёрдой крышки”. В данной версии численной модели адвективно-диффузионный оператор расщеплен на два оператора, описывающих процесс адвекции и диффузии отдельно. Для аппроксимации горизонтальной и вертикальной адвекции используется численная схема QUICKEST предложенная в работе [43]. Параметризация вертикальной турбулентности основана на критерии Ричардсона и процедуре вертикального перемешивания с образованием слоя вертикально-однородного распределения гидродинамических характеристик [41]. Восстановление (ресторинг) солёности на поверхности не применяется.

Интегрирование модуля океана ведется совместно с моделью термодинамики упругого вязко-пластического льда CICE 3.14 [44], являющейся модификацией более ранней вязко-пластической модели Хиблера [45]. В качестве внешних данных, определяющих условия развития льда, взяты: скорость ветра, скорость течения верхнего слоя океана, удельная влажность, плотность и температура приземного воздуха, приходящая коротковолновая и длинноволновая радиация, скорость выпадения осадков в виде дождя и снега, температура и солёность поверхности океана, наклон уровенной поверхности океана. При этом модель льда рассчитывает следующие граничные условия на поверхности лед–вода: проникающая коротковолновая радиация, потоки тепла, соли и

пресной воды, напряжение трения между водой и льдом.

Характеристики нижней атмосферы, необходимые для расчета потоков тепла, влаги, напряжения трения ветра, а также нисходящие радиационные потоки брались из данных портала CMIP-5, полученных по модели INMCM4 ИВМ РАН для сценарного эксперимента RCP 8.5, охватывающего период с 2006 по 2100 гг. [39]. Начальные распределения полей температуры, солености, толщины льда и т.д. брались из результатов предыдущих экспериментов с данной моделью [46] для 1 января 2006 г.

Численная сетка модели в северной Атлантике совпадает с линиями параллелей и меридиан с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$. На широте 65° N эта сетка переходит в сетку для полярной области, построенной в результате поворота сферической системы координат и репроекции ее полушария на область выше 65° N [47]. Горизонтальное разрешение полярной сетки меняется в пределах от 14 до 55 км. В вертикальном направлении сетка состоит из 38 уровней с максимальным разрешением 5 м в верхнем 20-метровом слое. Минимальная глубина на шельфе равна 20 м. Положение береговой линии максимально точно приближено с учетом горизонтального разрешения.

Область решения включает в себя Арктический бассейн и Северную Атлантику, начиная с 20° S. Температура и соленость воды вблизи пролива Гибралтар рассчитывается на основе сезонных распределений [48]. В модели учитывается приток 52 наиболее крупных рек региона, среди которых выделяются экваториальные реки: Амазонка и Конго, а также крупнейшие сибирские реки: Енисей, Лена и Обь. Данные о среднесезонном стоке этих рек получены на основе измерений гидрологических станций [49]. Кроме того, как уже указывалось согласно оценкам [11], суммарный приток континентальных вод в Арктике составляет около $3200 \text{ км}^3/\text{год}$ (примерно 0.1 Sv) в то время как основные реки дают лишь $2456 \text{ км}^3/\text{год}$. Таким образом, суммарный сток примерно в 1.3 раза больше стока основных рек. Поэтому для получения полного стока расход всех учтенных рек был увеличен в 1.3 раза.

Граничные условия на дне и на твердых боковых границах обеспечивают отсутствие тепловых потоков и потоков соли через эти границы. Придонное трение пропорционально квадрату придонной скорости течения, на боковых границах задано условие прилипания. Южная граница на широте 20° S является “жидкой”, в этом случае реализована свободная адвекция при условии, что скорость направлена на юг, т.е. за пределы области решения, в обратном случае происходит перенос из-за границы области, где температура и соленость определяется на основе среднемесяч-

ных данных [48]. Граничное условие в устьях рек обеспечивает приток воды нулевой солености. Граничное условие для функции тока полагается константой вдоль береговой линии, а в случае пересечения Берингова пролива или речного устья она испытывает приращение, соответствующее расходу пролива или реки. На южной границе задается условие, которое обеспечивает расход, компенсирующий суммарный по остальной области приток от всех рек и поступление воды через Берингов пролив. Баротропная скорость истока воды полагается постоянной вдоль всей этой границы, что соответствует линейному распределению функции тока. Поскольку южная граница области недоступна для льда, никаких дополнительных условий на жидкой границе не ставится. Берингов пролив считается закрытым для движения льда.

2.1. Численные эксперименты и результаты

Для выяснения будущего вклада межгодовой изменчивости стока сибирских рек было проведено два расчета с описанной выше региональной моделью. В первом для всех рек региона Арктики и Северной Атлантики задавался климатический расход, построенный на основе данных [12, 49], а во втором — наряду с этими данными отдельно для сибирских рек задавался расход, полученный на основе результатов второго эксперимента расчета речного стока. Сравнение результатов этих двух расчетов дает оценку вклада межгодовой изменчивости речного стока сибирских рек в общий баланс пресной воды Арктики. Описание результатов этих расчетов стоит начать с общей картины циркуляции в Северном Ледовитом океане.

2.2. Характеристика общей циркуляции

Предыдущий опыт моделирования циркуляции XX века показывает, что основные черты этой циркуляции связаны с внешним по отношению к системе океан—лед атмосферным воздействием. Особенности движения атмосферы могут быть выражены в значениях индексов атмосферных осцилляций. Обычно в приложениях, связанных с арктическим регионом, рассматриваются два индекса: индекс североатлантической осцилляции NAO и индекс арктической осцилляции AO (Arctic Oscillation). Для периода XX века оба индекса оценивались на основе данных инструментальных измерений, однако для их оценки в XXI веке необходимо использовать результаты сценарных расчетов. Исходя из анализа поля давления на уровне моря модели ИВМ РАН [39], полученного в рамках сценария RCP 8.5 проекта IPCC, временной ход отклонения разности давления между азорским максимумом и исландским минимумом от его среднего значения дает нам прогнозируемый вре-

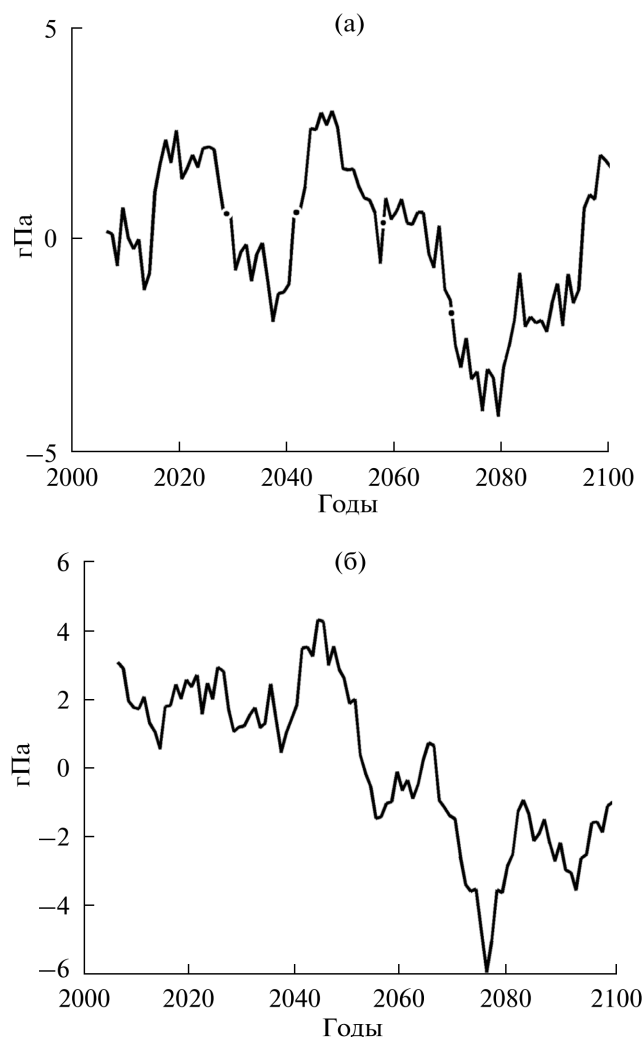


Рис. 7. Индексы осцилляции: а — североатлантический (NAO) и б — арктический (АО), согласно прогнозу модели ИВМ РАН на период 2006–2100 гг. по сценарию RCP 8.5, составленные по месяцам декабрь–январь–февраль–март и осредненные с временным интервалом 5 лет.

менной ход индекса NAO (рис. 7а). В течение периода 2006–2100 гг. индекс в целом положителен в первой половине указанного срока до 2060 г., с максимальными значениями в периоды 2015–

Коэффициенты корреляции временного хода индексов NAO и АО с временными ходами амплитуд первых четырех мод сингулярного разложения баротропной циркуляции Северного Ледовитого океана

Мода	NAO	АО
1-я	–0.4382	–0.6794
2-я	–0.0817	–0.4197
3-я	0.4478	0.1839
4-я	–0.1096	0.0975

2030 гг. и 2040–2060 гг., и отрицателен в период 2070–2095 гг. с заметным ростом в последние 5 лет XXI века. Индекс АО, в отличие от индекса NAO, не привязан непосредственно к двум точкам наблюдения, а выражает максимальную разницу между аномальными значениями одного знака в окрестности Северного полюса и аномальными значениями противоположного знака в диапазоне широт 37°–45° северного полушария. Построенный таким образом временной ход индекса представлен на рис. 7б. Его значения в целом положительны в первой половине XXI века и отрицательны во второй. Корреляция между представленными индексами NAO и АО составляет приблизительно 73%, что подтверждает многочисленные свидетельства об их взаимозаменяемости (см., например, в [50]).

Отклик циркуляции океана на прямое атмосферное воздействие может быть выражен в терминах вариации функции тока. Сингулярное разложение временного хода вектора состояния баротропного океана показывает, что для первых четырех мод разложения временной ход коэффициентов разложения коррелирует с временным ходом индексов NAO и АО согласно таблице 1, из которой следует, что наиболее чувствительной к колебаниям индексов является первая мода разложения. На рис. 8а показано пространственное распределение среднего значения за период 2006–2100 гг., функции тока, а на рис. 8б — собственная функция первой моды сингулярного разложения. Пространственное распределение функции тока, соответствующее $\pm 90\%$ от максимального вклада первой моды, представлено на рис. 8в, 8г. Первый из них (рис. 8в) демонстрирует вид функции тока, соответствующий периоду положительного индекса NAO (АО), второй (рис. 8г) — периоду отрицательного значения индекса. Вклад следующих мод составляет менее 40% изменчивости функции тока.

При положительном значении индекса циклоническая циркуляция атлантических вод доминирует только в бассейне Амундсена, а хребет Ломоносова является разделителем циклонической и антициклонической циркуляций в Арктике. При отрицательном значении область циклонической циркуляции сосредоточена в европейской части бассейна Амундсена, а также в пределах американской части канадского бассейна и моря Бофорта. При этом атлантические воды, часть которых распространялась через Баренцево море, а часть — через пролив Фрама и вдоль материкового склона, не следуют далее вдоль склона в направлении моря Лаптевых, а поворачивают в сторону от склона и распространяются в направлении Канадского бассейна сразу же от трога Св. Анны.

Данные черты циркуляции несколько отличаются от тех, что нами отмечались ранее при анализе изменчивости второй половины XX века [23,

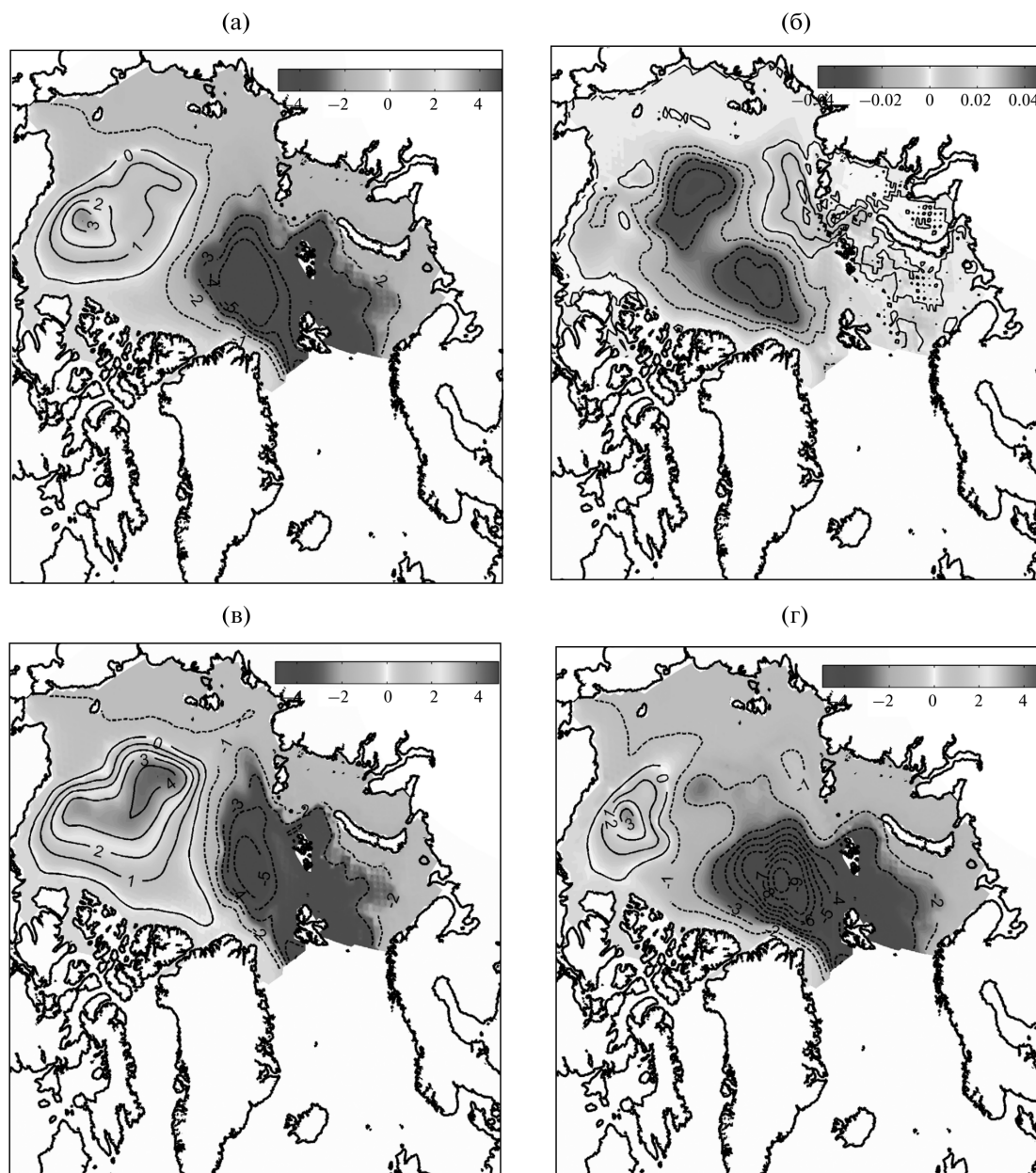


Рис. 8. Функция тока (Cv): а — среднее по эксперименту, б — первая мода сингулярного разложения, в — сумма среднего по эксперименту и первой моды сингулярного разложения, взятой с коэффициентом равным -90% от максимального по эксперименту, г — сумма среднего по эксперименту и первой моды сингулярного разложения, взятой с коэффициентом равным $+90\%$ от максимального по эксперименту.

46]. В основном это отличие заключается в ином характере циркуляции при отрицательных значениях атмосферных индексов. Связано это с тем, что в условиях сценарного форсинга период отрицательных индексов совпадает с периодом отсутствия многолетнего льда, т.е. начиная примерно с 2050 г. ледяное поле становится сезонным и практически полностью исчезает в течение летнего сезона. Таким образом, атмосферное влияние, которое в XX веке осуществлялось через посредни-

чество ледяного и снежного покрова, во второй половине XXI века напрямую адресуется океану.

Отличие второй половины XXI века от первой заключается еще и в том, что формирующиеся аномалии пресной воды во втором расчете по сравнению с первым имеют разные знаки в первой половине века (положительный в восточных морях и отрицательный в Карском море), а во второй половине века обе аномалии положительные.

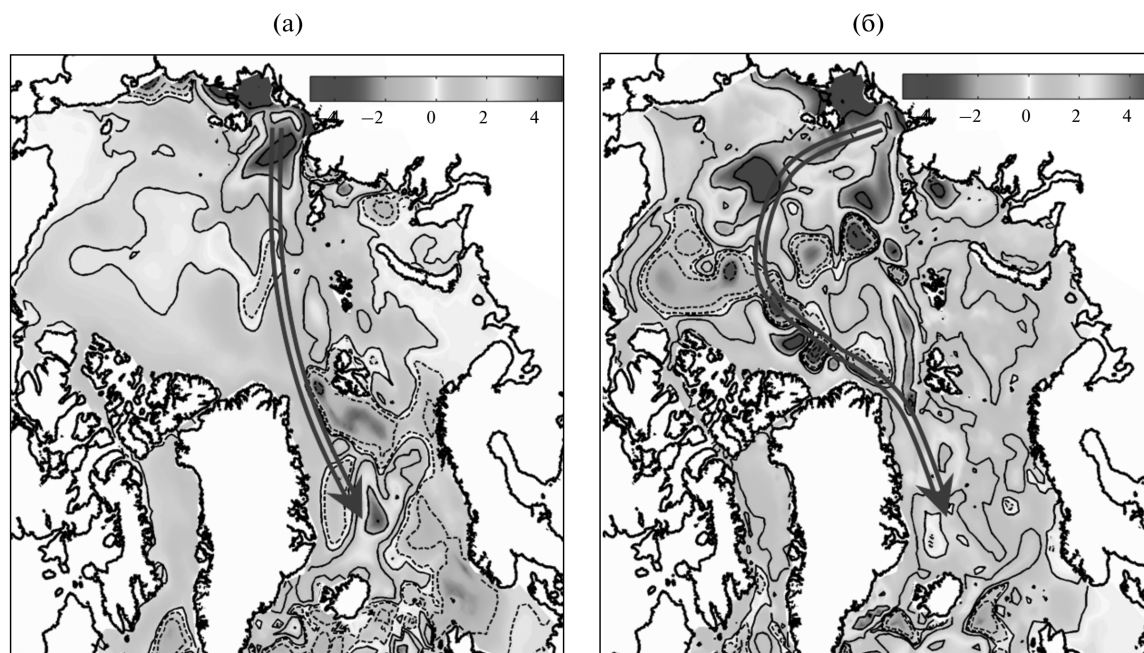


Рис. 9. Картина распространения аномалий пресной воды: а — в период положительного значения NAO (АО) — 2027 г. и б — в период отрицательного значения NAO (АО) — 2073 г., согласно прогнозу модели ИВМ РАН на период 2006–2100 гг. по сценарию RCP 8.5. Сплошные контуры соответствуют положительным значениям аномалии, штриховые — отрицательным.

2.3. Распространение аномалии пресной воды

Наиболее быстрые изменения, связанные с аномальным стоком сибирских рек, распространяются со скоростью баротропных волн [51], что в нашем случае при аппроксимации “твердой крышки” и представлении баротропных движений в терминах функции тока означает мгновенное распространение. Однако наиболее интересным представляется адвективное распространение аномалии и связанные с этим последствия.

Согласно представленным двум схемам циркуляции вод СЛО распространение аномалии пресной воды также может осуществляться двумя способами. Отличие содержания пресной воды второго расчета по отношению к первому можно выразить с помощью величины избытка содержания пресной воды Δ . Эта величина представляет собой толщину слоя пресной воды, который нужно удалить для того, чтобы распределение одной величины солёности было эквивалентно распределению другой. В случае недостатка пресной воды величина Δ отрицательна.

На рис. 9а представлена аномалия 2027 г., когда реализовывалась фаза положительных индексов циркуляции. Вынос отклонений содержания пресной воды из района возмущений (Карское море и море Лаптевых) в сторону пролива Фрама происходит практически по прямой линии, соединяющей эти два района, благодаря трансполярному дрейфу и распространяется далее вдоль южного

побережья Гренландии в Атлантический океан. В 2073 г. фаза индексов циркуляции была отрицательной, поэтому траектория движения аномалий пресной воды соответствует изолиниям функции тока этого периода (рис. 9б).

На рис. 10а представлен экспорт арктической пресной воды через Берингов пролив, проливы Канадского Арктического архипелага, пролив Фрама и через Баренцево море. Через Берингов пролив экспорт отрицателен, что соответствует обратному процессу — импорту распресненных тихоокеанских вод. Поступающий объем пресной воды задается постоянным около 12.8 куб. км в день при полном отсутствии поступления “твердой” фракции, т.е. льда. Это связано с тем, что данный пролив является границей области, где задается суммарный приток со среднегодовым расходом 0.8 Св и устанавливается жесткая граница для льда. Наибольший экспорт осуществляется через пролив Фрама, большую часть которого (около 2/3) составляет “жидкая” фракция. Часть этого экспорта возвращается обратно через Баренцево море, благодаря ветрам и ветровым течениям. Экспорт через канадские проливы также в основном в виде “жидкой” фракции, так как проход льда через узкие проливы затруднен.

Рисунок 10б представляет отличие результатов расчета с использованием полученных расходов сибирских рек от результатов, использующих климатические значения расходов. Положительные

отклонения расхода в проливе Фрама, отмеченные на рисунке треугольниками, происходят в первые годы резкой смены индексов атмосферной циркуляции с максимальных положительных значений к отрицательным значениям. Вслед за этими всплесками наблюдаются периоды отрицательных отклонений расходов, отмеченные на рисунке горизонтальными полосками. Аналогичные отклонения имеют место и в расходах через канадские проливы, однако их амплитуда намного меньше, а период отрицательной аномалии более продолжительный. Из этого следует, что согласно результатам данных расчетов появление положительной аномалии экспорта пресной воды через пролив Фрама компенсируется следующей за ней отрицательной аномалией, а также замедление или даже разворот экспорта пресной воды через канадские проливы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Климатические изменения, происходящие в последние десятилетия на Земле, в большей степени, чем где-либо, сказываются в высоких широтах Северного полушария. Задача описания этих изменений очень сложна и требует учета многих факторов, в том числе формирования и таяние льда, приток атлантических и тихоокеанских вод, формирование глубинных вод, а также сток северных рек.

На основе разработанной модели климатического речного стока проведены эксперименты по моделированию речного стока на основе данных реанализа MERRA и расчетов по модели ИВМ РАН сценария RCP 8.5 программы IPCC [39]. Результаты сравнения рассчитанных суммарных значений годового гидрографа с данными измерений на гидрологических постах сибирских рек дает хорошее совпадение по амплитудам и фазам наступления весенне-летнего половодья. Расчеты межгодовой изменчивости в XXI веке при общих положительных трендах имеют существенные отличия в притоках в Карское море и восточные моря Арктики. Модельный сток в соответствии с осадками в эксперименте увеличивается, что может являться откликом на климатические изменения в Сибири, приводящие к росту стока сибирских рек, наблюдаемых в последние десятилетия. В XXI веке приток в Карское море до 2040 г. меньше климатического, в то время как приток пресной воды в восточные моря превышает климатическое значение притока для XX века, что приводит к разнице в аномалиях распределения пресной воды в СЛО.

Из анализа результатов численного моделирования распространения пресной воды в Арктике следует, что наиболее важной роль аномалий пресной воды становится в периоды быстрой смены атмосферной циркуляции. По результатам модели ИВМ РАН такие изменения происходят в

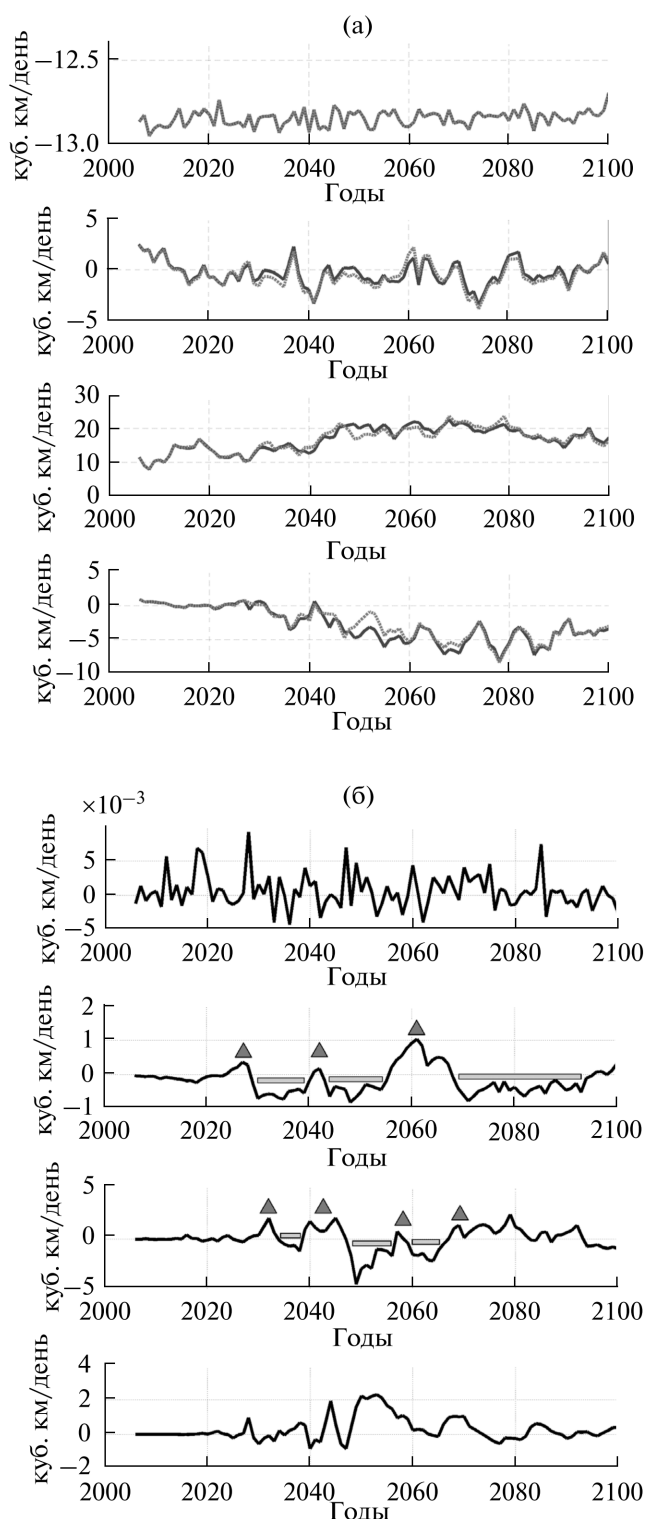


Рис. 10. а — Среднегодовая скорость экспорта пресной воды из Арктики в «жидкой» и «твердой» фракции: сплошная линия соответствует первому расчету, пунктирная — второму; б — разность между вторым и первым расчетом. По вертикали панели располагаются в следующем порядке: верхняя панель соответствует расходам через Берингов пролив, следующая панель — расходы через канадские проливы, далее — расходы пролива Фрама, нижняя панель — расходы через Баренцево море.

2030, 2042, 2057 и 2070 гг., в результате чего происходит увеличение экспорта пресной воды через пролив Фрама с последующим компенсирующим уменьшением. Аналогичные, но намного меньшие, изменения происходят с экспортом пресной воды через канадские проливы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант № 14-05-00730), проект Президиума РАН 23.3, проект ОМН РАН 1.3.3.-6., ИП СО РАН 109.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов В.В. Водный баланс и водные ресурсы Арктического региона // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 4–24.
2. Shiklomanov I.A., Shiklomanov A.I., Lamers R.B. et al. The dynamics of river water inflow to the Arctic Ocean. Proc. NATO Advanced Research Workshop on the Freshwater Budget of the Arctic Ocean. Tallinn, Norway: Kluwer Acad., NATO. 2000. С. 281–296.
3. Атлас Мирового океана. Под ред. Горшков С.Г. New York: Pergamon, 1983. Т. 3. 189 с.
4. Атлас Арктики. Под ред. Трешникова А.Ф. 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. P. № C9. 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. Woodgate R.A., Aagaard K., Muench R.D. et al. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments // Deep Sea Res. 2001. Pt I. V. 48. P. 1757–1792.
8. Woodgate R.A., Aagaard K., Weingartner T. Interannual 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.
9. Linacre E., Geerts B. The Arctic: the ocean, sea ice, icebergs, and climate. 1998. <http://www-das.uw-yo.edu/~geerts/cwx/notes/chap17/arctic.html>.
10. Parkinson C.L., Comiso J.C., Zwally H.J. et al. Arctic Sea Ice, 1973–1976: Satellite Passive-Microwave Observations. NASA. Washington: D. C., 1987. 296 p.
11. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G. et al. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // J. Geophys. Res. 2006. V. 111. C11010, doi: 10.1029/2005JC003424. P. 1–19.
12. 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.
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. Dai A., Trenberth K. Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations // J. Hydrometeorol. 2002. V. 3. P. 660–687.
15. Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши. Л.: Гидрометеиздат, 1985. Т. 1. Вып. 10. 616 с. Вып. 12. 413 с. Вып. 16. 455 с.
16. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши 1981–1990. Часть 1. Т. 1, Новосибирск. Вып. 10. 235 с. Красноярск. Вып. 12. 122 с. Якутск. Вып. 16. 394 с.
17. Lanno C.C. К вопросу о причинах адвекции тепла на север через экватор в Атлантическом океане // Исслед. процессов взаимодействия океана и атмосферы. М.: Гидрометеиздат, 1984, с. 125–129.
18. Broecker W.S. Thermohaline circulation, the Achilles heel of our climate system: Will man-made CO₂ upset the current balance? // Science. 1997. V. 278. P. 1582–1586.
19. Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.-A., Lee A.J. The “Great Salinity Anomaly” in the Northern North Atlantic 1968–1982 // Progr. in Oceanogr. 1988. V. 20. P. 103–151.
20. Walsh J.E. Global atmospheric circulation patterns and relationships to Arctic freshwater fluxes, in The Freshwater Budget of the Arctic Ocean / Eds. Lewis E.L., Jones E.P., Lemke P. et al. Norwell, Mass: Kluwer, 2000. P. 21–41.
21. Thompson D.W.J., Wallace J.M. Annular modes in extratropical circulation. Pt I: Month-to-month variability // J. Climate. 2000. V. 13. P. 1000–1016.
22. Thompson D.W.J., Wallace J.M., Hegerl G.C. Annular modes in extratropical circulation. Pt II: Trends // J. Climate. 2000. V. 13. P. 1018–1036.
23. Кузин В.И., Платов Г.А., Голубева Е.Н. Влияние межгодовой изменчивости стока сибирских рек на перераспределение потоков пресной воды в Северном Ледовитом океане и в Северной Атлантике // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. 46. 6. С. 831–845.
24. Бураков Д.А. К оценке параметров линейных моделей стока // Метеорология и гидрология. 1989. Т. 10. С. 89–95.
25. Yang D., Kane D.L., Hinzman L.D. et al. Siberian Lena River hydrologic regime and recent change // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. № D23. P. 4694, doi:10.1029/2021JD002542.
26. McClelland J.W., Holmes R.M., Peterson B.J., Stieglitz M. 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.
27. 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.
28. Peterson B.J., Holmes R.M., McClelland J.W. et al. Increasing river discharge to the Arctic Ocean // Science. 2002. V. 298. P. 2171–2173.
29. Ye H., Yang D., Zhang T. et al. The impact of climatic conditions on seasonal river discharges in Siberia // J. Hydrometeorol. 2004. V. 5. P. 286–295.
30. Hagemann S., Dumenil L. Hydrological discharge model // Technical report № 17. Hamburg: MPI. 1998. 42 p.

31. Хон В.Ч., Мохов И.И. Гидрологический режим бассейнов крупнейших рек Северной Евразии в XX–XXI вв. // Водные ресурсы. 2012. Т. 39. № 1. С. 3–12.
32. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование климатического речного стока из Обь–Иртышского бассейна // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 06. С. 539–543.
33. Кузин В.И., Лаптева Н.А. Математическое моделирование стока основных рек Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 06. С. 525–529.
34. Кузин В.И. Метод конечных элементов в моделировании океанических процессов. Новосибирск: ВЦ СО РАН, 1985. 190 с.
35. Кузин В.И., Голубева Е.Н., Платов Г.А. Моделирование гидрофизических характеристик системы Северный Ледовитый океан–Северная Атлантика // Фундаментальные исследования океанов и морей / Под ред. Н.П. Лаврова. Кн. 1. М: Наука. 2006. С. 166–190.
36. 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.
37. Дымников В.П., Лысков В.Н., Володин Е.М. Проблемы моделирования климата и его изменений // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 5. С. 618–636.
38. Марчук Г.И., Саркисян А.С. Математическое моделирование циркуляции океана. М: Наука, 1988. 302 с.
39. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение и прогноз климатических изменений в XIX–XXI веках с помощью модели земной климатической системы ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 4. С. 379–400.
40. 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. V. 29. doi:10.1029/2002GL015847.
41. Голубева Е.Н., Иванов Ю.А., Кузин В.И., Платов Г.А. Численное моделирование циркуляции Мирового океана с учетом верхнего квазиоднородного слоя // Океанология. 1992. Т. 32. № 3. С. 395–405.
42. Марчук Г.И. Численное решение задач динамики атмосферы и океана // Л.: Гидрометеиздат, 1974. 304 с.
43. Leonard B.P. A stable and accurate convective modeling procedure based on quadratic upstream interpolation // Comput. Methods Appl. Mech. Engrg. 1979. V. 19. P. 59–98.
44. Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. V. 27. P. 1849–1867.
45. Hibler W.D. A dynamic thermodynamic sea ice model // J. Phys. Oceanogr. 1979. М: Наука. V. 9. № 4. P. 815–846.
46. 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.
47. Murray R.J. Explicit generation of orthogonal grids for ocean models // J. Comput. Phys. 1996. V. 126. P. 251–273.
48. Steele M., Morley R., Ermold W. PHC: A global hydrography with a high quality Arctic Ocean // J. Clim. 2000. V. 14. № 9. P. 2079–2087.
49. Vörösmarty C.J., Fekete B.M., Tucker B.A. Global River Discharge, 1807–1991. Version. 1.1 (RivDIS). 1998. Data set. Available on-line [http://www.daac.ornl.gov] from Oak Ridge National Laboratory Distributed Active Archive Center, Oak Ridge, Tennessee, U.S.A. doi:10.3334/ORNLDAAAC/199.
50. Ambaum M.H.P., Hoskins B.J., Stephenson D.B. Arctic Oscillation or North Atlantic Oscillation // J. Climate. 2001. V. 14. P. 3495–3507.
51. Залесный В.Б., Ивченко В.О. Моделирование реакций глобальной циркуляции и регионального отклика Северного Ледовитого океана на аномалии внешнего воздействия // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 877–889.

Assessing the Effect of Year-to-Year Runoff Variations in Siberian Rivers on Circulation in the Arctic Ocean

V. I. Kuzin, G. A. Platov, and N. A. Lapteva

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

e-mail: kuzin@sscc.ru

Received October 6, 2014; in final form, November 14, 2014

Abstract—The propagation of freshwater anomalies from Siberian rivers in the Arctic Ocean in the 21st century has been simulated using a model developed in Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences (ICMMG RAS), based on the output of the ICM RAS model and scenario RPC 8.5, project CMIP-5 IPCC. River runoff has been calculated using a linear reservoir model with 1/3-degree resolution, including nine major drainage basins in Siberia.

Keywords: river runoff, Arctic Ocean, North Atlantic, numerical simulation, oceanic circulation, circulation regimes