

Изменения в содержании пресной воды в Арктическом бассейне, сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике

Г.В. Алексеев, А.В. Смирнов, А.В. Пнюшков, А.Е. Вязилова,
М.Ю. Кулаков, Н.И. Глок, Н.Е. Харланенкова

Определены изменения в содержании и притоках пресной воды в верхний 100-метровый слой Арктического бассейна от десятилетия к десятилетию с 1950-х до 2010-х годов. Используются данные отечественных экспедиционных исследований Арктического бассейна в 1950-х – 1970-х годах, объединенные с данными экспедиций 1980-х – 2010-х годов. Содержание пресной воды (СПВ) в 1990–2000-е годы снижалось в Евразийской и росло в Американо-Азиатской частях Арктического бассейна. Сокращение СПВ произошло в результате увеличенного с 1990-х годов притока атлантической воды и осолонения верхнего 100-метрового слоя вопреки росту осадков, речного стока и таяния морского льда. Установлено влияние притока воды из тропиков Северной Атлантики на климатические изменения в структуре вод Арктического бассейна, на сокращение морского ледяного покрова и потепление в Арктике с запаздыванием на 2–3 года. Используются методы многомерного корреляционного анализа, расчет спектров и когерентностей, построение корреляционных графов.

Ключевые слова: Арктический бассейн, пресноводный баланс, атлантическая вода, низкие широты, переносы в Арктику, потепление, сокращение льда.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-60107).*

Введение

Пресноводный баланс Северного Ледовитого океана (СЛО) формируется с участием глобального гидрологического цикла и реагирует на глобальные изменения климата. Атмосферный перенос влаги из низ-

ких широт, осадки и испарение над акваторией СЛО, речной сток с окружающей суши и морской транспорт пресной воды и льда являются главными компонентами пресноводного баланса Арктического океана. Пресная вода, поступающая в Арктику с полярной ветвью глобального гидрологического цикла, аккумулируется в верхнем слое океана и препятствует вертикальному перемешиванию



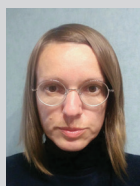
АЛЕКСЕЕВ
Генрих Васильевич
профессор,
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



СМИРНОВ
Александр Викторович
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ПНЮШКОВ
Андрей Васильевич
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ВЯЗИЛОВА
Анастасия Евгеньевна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



КУЛАКОВ
Михаил Юрьевич
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ГЛОК
Наталья Ивановна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт



ХАРЛАНЕНКОВА
Наталья Евгеньевна
Арктический и антарктический
научно-исследовательский
институт

с нижележащими водами. Изолирующий эффект стратификации, препятствующий проникновению тепла промежуточных вод атлантического и/или тихоокеанского происхождения ко льду, вместе с сильным выхолаживанием слоя в зимний период обеспечивают сохранение дрейфующих льдов на его поверхности. Вода из верхнего слоя выносятся в жидкой и твердой (морской лед) фазах в Северную Атлантику. Этот процесс контролирует распространение опресненных вод и морских льдов на поверхности Северной Атлантики и составляет главное звено в формировании арктического воздействия на глобальный климат.

Пресная вода, попадающая в Северный Ледовитый океан, проходит многократные фазовые превращения «вода–лед», которые изменяют динамические и термодинамические свойства верхнего слоя океана и время пребывания поступающей пресной воды и, тем самым, влияют на формирование стока пресной воды. Эти процессы составляют своего рода внутренний арктический гидрологический цикл, действующий вместе с внешним циклом, который составляют процессы поступления пресной воды в Арктику, ее стока в СЛО и далее в Северную Атлантику [1].

Содержанию пресной воды в Арктическом бассейне и его изменениям уделяется большое внимание как источнику поступления опресненных вод в северную часть Атлантического океана, влияющих на Атлантическую термохалинную циркуляцию [2, 3]. Для понимания причин изменений содержания пресной воды (СПВ) в Арктическом бассейне представляет интерес работа Häkkinen and Proshutinsky [4], в которой выполнено моделирование межгодовой изменчивости СПВ в Северном Ледовитом океане и проанализированы источники этой изменчивости за период 1951–2002 гг. При этом приток речных вод и поступление воды через Берингов пролив, а также осадки не учитывались. Три основных процесса были рассмотрены в связи с изменениями СПВ в Арктическом бассейне.

Первый процесс – накачка Экмана в круговороте Бофорта как причина накопления и выпуска пресной воды в зависимости от того, является ли режим циркуляции антициклоническим/циклоническим. Было найдено, что эффект накачки присутствует, но его влияние на распределение солености не очевидно.

Второй процесс – это нарастание и таяние морского льда. Оказалось, что он также не очень важен, кроме сибирского и канадского секторов Арктики, где влияет на соленость.

Третий процесс – адвекция атлантических вод (АВ) в Северный Ледовитый океан. В модели этот

процесс объясняет большую часть изменчивости содержания пресной воды в верхних 1000 м. Наиболее ярким признаком этого процесса является проникновение АВ в Канадский бассейн и смещение круговорота Бофорта в сторону Канадского архипелага. В заключение авторы констатируют, что обмен между Северным Ледовитым океаном и остальными океанами оказывает наибольшее влияние на изменчивость содержания пресной воды в СЛО, по крайней мере, в используемой численной модели, в которой адвективные процессы преобладают над другими внутренними механизмами.

В дальнейших исследованиях идея о роли адвекции АВ в изменениях СПВ в Арктическом бассейне была оставлена в пользу определяющей роли экмановской накачки и круговорота Бофорта как основного регулятора изменений СПВ в Арктическом бассейне [5], и приток АВ не рассматривался в более поздних работах как фактор, влияющий на изменения СПВ в Арктическом бассейне. Однако недавно по результатам моделирования с использованием глобальной модели океана NorESM20CR и наблюдений с 1900 г. было показано [6], что объем переносов АВ в Арктический бассейн и оттока с Восточно-Гренландским течением и через пролив Дэвиса коррелированы ($r = 0.87$), поскольку объем воды в Северном Ледовитом океане сохраняется.

В начале 1990-х гг. в климатической системе Арктики произошел сдвиг в сторону потепления, обнаруженный, в частности, в повышении температуры воды, поступающей в Арктический бассейн из Северной Атлантики через пролив Фрама [7]. Усилился атмосферный приток тепла и влаги из прилегающих областей над Северной Атлантикой и Тихим океаном [8]. Эти процессы сопровождалась изменениями температуры и солености водных масс Арктического бассейна под влияни-

ем возросших притока атлантической воды, поступления со стоком рек, осадками и от таяния льда [9].

Карты максимальной температуры в слое АВ, построенные по данным океанографических съемок, выполненных в десятилетия 1990-х и 2000-х годов [10], показывают повсеместное повышение температуры относительно 1970-х годов, достигающее 1.0 °С в потоке АВ вблизи материкового склона. Верхняя граница слоя АВ, отождествляемая с положением нулевой изотермы, поднялась на несколько десятков метров (до 60 м и более) относительно ее положения до начала потепления. Уменьшилась глубина, на которой отмечалась максимальная температура в слое атлантической воды. Положение нижней границы слоя АВ, также определяемой по глубине нулевой изотермы, понизилось, что в совокупности с подъемом верхней границы свидетельствует об увеличении объема АВ в Арктическом бассейне. Столь масштабные изменения в одном из слоев повлияли на вертикальную структуру всей водной толщи Арктического бассейна. Выполненное исследование позволило проследить такие изменения с 1950-х до конца 2010-х гг. Были использованы дополненные массивы океанографических данных, новые результаты экспедици-

онных наблюдений, усовершенствованные методы интерполяции и построения сеточных полей, выполнены оценки составляющих притока пресной воды в арктические моря и в Арктический бассейн.

Вода из Атлантики через Норвежское, Гренландское и Баренцево моря поступает в Арктический бассейн, где занимает слой от 150 до 700 метров, это вода с положительной температурой и более высокой соленостью по сравнению с выше- и нижележащими водами [3, 11]. Увеличение притока и повышение температуры поступающей атлантической воды влияет на структуру водных масс в Арктическом бассейне и на приток тепла к вышележащему слою и нижней поверхности морского льда над основным потоком АВ [12]. Истоки изменений притока АВ обнаруживаются в тропиках Северной Атлантики, температура поверхности океана (ТПО) в которых влияет и на атмосферный транспорт тепла и влаги в Арктику – основную причину потепления здесь в зимний период [13].

В статье представлены результаты исследований изменений содержания пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна от десятилетия к десятилетию по данным наблюдений с 1950-х по 2010-е годы, а также рассмотрена связь притока АВ в Арктический бассейн с изменениями ТПО в тропической Северной Атлантике и получены оценки притоков, влияющих на содержание пресной воды.

Данные и методы

Для исследования изменений в содержании пресной воды использованы данные океанографических наблюдений в Арктическом бассейне с 1950-х гг. по 2018 г., полученные на дрейфующих станциях «Северный полюс» в 1950–1980-е

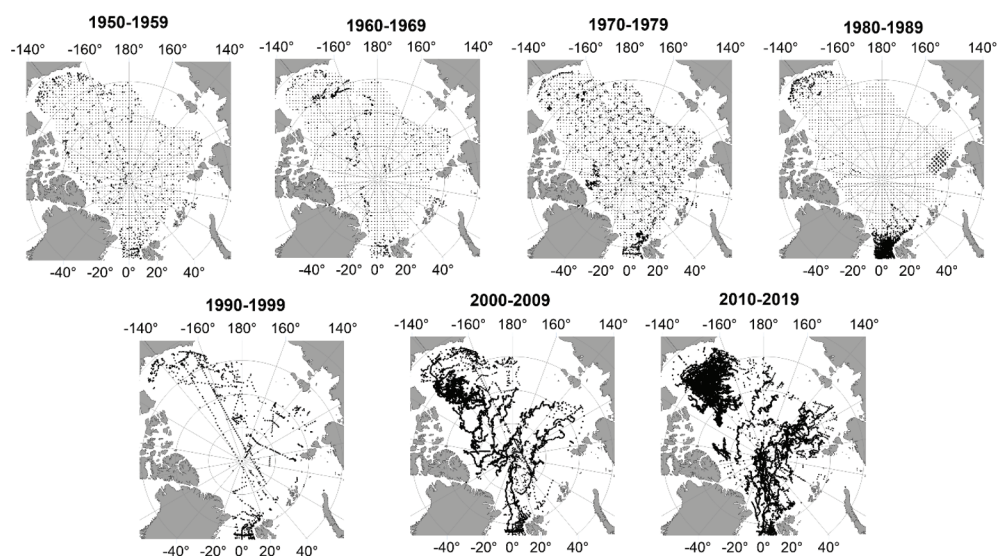


Рис. 1. Пространственное распределение океанографических данных по акватории Арктического бассейна по десятилетиям. Серым цветом показано положение узлов сеточных данных атласа EWG [14]. Точками обозначены океанографические станции.

и в 2000-е гг., в Высокоширотных воздушных экспедициях в 1950-е и в 1970-е гг., в судовых экспедициях в 1990–2010-е гг., с помощью автономных дрейфующих буёв ИТР (Ice Tethered Profilers) в 2000–2010-е гг. Для десятилетий 1950–1980 гг. дополнительно использовались сеточные данные температуры и солёности на стандартных горизонтах из атласа Environmental Working Group (EWG) [14]. На *рис. 1* представлены карты распределения океанографических станций по акватории Арктического бассейна по десятилетиям 1950-х – 2010-х гг. Регион исследования включал в себя весь Арктический бассейн с глубинами больше 500 м. При построении средних полей в узлах регулярной сетки использовался алгоритм DIVAnd [15], позволяющий проводить многомерный вариационный анализ случайно распределённых в пространстве наблюдений. Содержание пресной воды рассчитывалось для верхнего слоя 0–100 м относительно солёности 34.80 ‰ и усреднялось по всему бассейну и отдельным его частям в соответствии с разделением на районы (*рис. 2*).

Для оценки вклада процессов замерзания – таяния в изменения СПВ использовался расчет параметров ледяного покрова на совместной модели «океан–лед» AARI-IOCM [16]. На модели рассчитывались сплоченность, толщина, торосистость льда и его объем. По объему льда рассчитаны нарастание и сокращение объема за каждый годовой цикл «замерзание – таяние».

Притоки пресной воды включали осадки и речной сток. Данные по осадкам получены из массивов данных проекта GPCC (Global Precipitation Climatology Center), данные по речным расходам – из массивов данных RArcticNet и ArcticGRO. Воды, поступающие из Атлантики в Баренцево море, характеризовались изменениями температуры в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану по данным ПИНРО, размещенным на сайте Полярного фили-

ала ВНИРО (<http://www.pinro.vniro.ru>). Температура воды на Кольском разрезе использована как эффективный индикатор распространения сигнала потепления вдоль пути потока АВ в Арктический бассейн через Баренцево море и через пролив Фрама.

На основе анализа распространения сигнала потепления из тропической Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн и далее в Арктический бассейн построена схема распространения и граф корреляционных связей между изменениями температуры воды в районах с учетом запаздываний. Связь между климатическими изменениями в низких широтах и в Арктике представлена в виде графа корреляций.

Использованы данные реанализов NCEP за 1948–2020 гг., ERA5 за 1979–2020 гг., данные наблюдений на арктических гидрометеорологических станциях за 1951–2020 гг., данные о площади арктических морских льдов, представленные на сайтах ААНИИ и NSIDC (США), данные о температуре поверхности океана из реанализа HadISST за 1979–2020 гг. [17].

При построении графов использованы корреляции между рядами сглаженных значений параметров атмосферы и океана. В аналогичных схемах с использованием несглаженных рядов значения корреляций на 0.10–0.20 ниже, оставаясь при этом значимыми на 95%-м уровне с теми же запаздываниями. Тренды при расчете корреляций между низкими широтами и Арктикой из климатических рядов не удалялись, поскольку существует функциональная связь между изменениями климата в низких широтах и в Арктике вследствие обмена между областями положительного и отрицательного радиационного баланса на Земном шаре. Расчеты и сравнение спектральной плотности рядов и когерентности между ними до и после удаления трендов показали, что удаление тренда

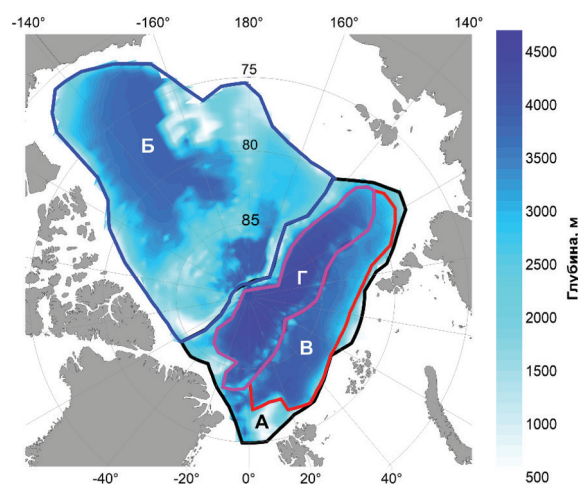


Рис. 2. Географические районы Арктического бассейна: А – Евразийская часть, Б – Амеразийская часть, В – бассейн Нансена, Г – бассейн Фрама.

из ряда климатических параметров в низких широтах устраняет долгосрочные изменения.

Результаты и обсуждение

1. Изменения содержания пресной воды в верхнем 100-м слое Арктического бассейна в 1950-е – 2010-е годы

Увеличение притока АВ в 1990-е гг. привело к увеличению ее вклада в водную толщу Арктического бассейна, а сохранение объема должно было произойти за счет сокращения толщины верхнего наиболее динамичного слоя. Соответственно, должно было уменьшиться содержание пресной воды в этом слое. Расчеты изменений среднего за десятилетие СПВ в слое 0–100 м с 1950-х по 2010-е гг. во всём бассейне и его частях подтвердили такое развитие событий (рис. 3)

На рис. 3 виден переход к понижению СПВ в Евразийской и росту в Амеразийской части бассейна в 1990-е – 2010-е гг. при постепенном росте среднего СПВ во всём бассейне. В 1950-е – 1980-е гг. СПВ в Амеразийской части было выше в два с лишним раза в слое 0–100 м, почти в два раза в слое 0–50 м и почти в три раза в слое 50–100 м. В 1990–2010-е превышение увеличивалось и к 2010-м годам достигло почти четырехкратного в слое 0–100 м, более чем трехкратного в слое 0–50 м и пятикратного значения в слое 50–100 м.

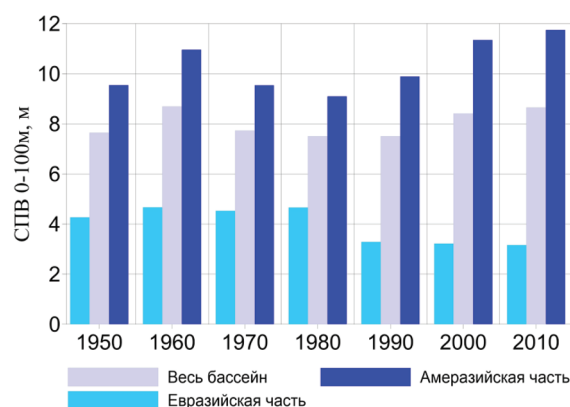


Рис. 3. Диаграмма средних за десятилетие значений СПВ в Арктическом бассейне, Евразийской и Амеразийской частях бассейна.

Влияние потока АВ на СПВ проявляется особенно заметно в бассейнах Нансена и Фрама, где распространяется основной поток АВ, а влияние притоков пресной воды – в области круговорота Бофорта, в котором накапливается пресная вода. Диаграмма на рис. 4 показывает значительные изменения СПВ в этих районах. Понижение СПВ в 1990-е гг. значительнее в бассейне Фрама по сравнению с бассейном Нансена, где СПВ было изначально ниже, а после 1990-х гг. разность между СПВ в бассейнах сократилась. В области круговорота Бофорта, наоборот, произошел рост СПВ, более всего в 2000-е и 2010-е гг. Ранее заметное повышение СПВ в области круговорота отмечено в 1960-е гг.

В области круговорота Бофорта в 1950–1980-е гг. СПВ было в три – четыре раза выше, чем в бассейне Нансена, а в 1990–2010-е гг. почти в пять раз больше в слое 0–50 м и в 10–11 раз в слое 50–100 м. В эти годы самый заметный рост СПВ в области круговорота относительно 1970-х гг. отмечен в слое 0–50 м (на 36%).

2. Притоки пресной воды в арктические моря и Арктический бассейн

Источниками роста СПВ в Амеразийском секторе Арктического бассейна послужили увеличившиеся притоки пресной воды с речным стоком и осадками. В среднем за год приток более всего определяется речным стоком (42%), затем притоком через Берингов пролив (32%) и осадками за вычетом испарения (26%) [18]. Половина среднего за год притока речных вод приходится на три крупнейшие сибирские реки: Обь, Енисей и Лена [19]. Суммарный сток трех сибирских рек и крупнейшей североамериканской реки Маккензи составляет около 60% среднегодового объема поступающих в арктические моря пресных вод [20]. Суммарный среднегодовой сток шести рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Маккензи, Индигирка) растет, так же как и среднегодовые

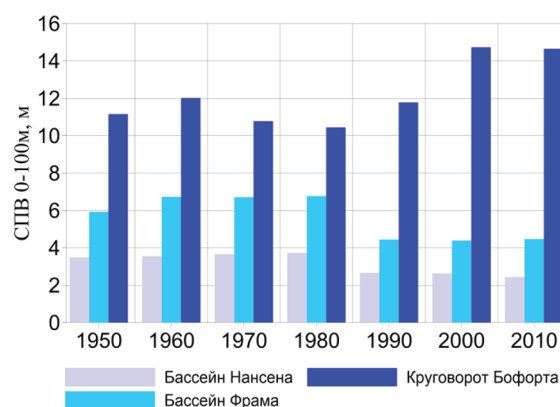


Рис. 4. Диаграмма средних за десятилетие значений СПВ в районах с наибольшими изменениями.

расходы рассматриваемых рек, более всего в 2000-е и, особенно, в 2010-е гг. (таблица 1).

Осадки рассчитаны для акватории Арктического бассейна и прилегающих арктических морей – Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского, Чукотского и Бофорта общей площадью 8.881 млн км². Исходные данные об осадках за месяц осреднялись по всей области для каждого месяца, суммировались за год и умножались на площадь акватории, затем находилось среднее за десятилетие годовое количество осадков.

Совместный годовой приток пресной воды с речным стоком и осадками, средний за десятилетие, представлен в таблице 1.

Приток от осадков уменьшен на объем потерь от испарения. В работе Serreze *et al.* [18], осадки оценены величиной 3 300 км³/год, а испарение 1 200 км³/год. Отношение испарение/осадки равно 0.36. Тогда $(P-E) = 0.64 \cdot P$. Мы использовали это отношение для расчета $(P-E)$ в таблице 1.

Вклад таяния морского льда определяется разностью между летним стаиванием и зимним нарастанием. Эта разность на основе расчета параметров ледяного покрова на совместной модели «океан–лед» AARI-IOCM отрицательна для всего Арктического океана, то есть за год намерзает льда больше, чем тает. Превышение нарастания равно годовому выносу льда за вычетом роста летнего стаивания льда. При стабильном климате рост стаивания равен нулю, а при потеплении – возрастает.

В таблице 2 приведены результаты расчетов средних за десятилетие годовых объемов (км³) роста стаивания льда в Арктическом океане.

Очевидно, что средний за десятилетие ежегодный прирост таяния льда составляет малую часть годового выноса льда через пролив Фрама, равного 2400 ± 640 км³ по оценке [21].

Таблица 1. Средние за десятилетия годовой сток шести крупнейших рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Индигирка, Маккензи) и годовые осадки на акватории Арктического бассейна и арктических морей, рассчитанные по данным массива GPCC

Десятилетие	Годовой сток, км ³	Годовые осадки – испарение, км ³	Приток, км ³
1980–1989	1 930	1 483	3 413
1990–1999	1 991	1 413	3 404
2000–2009	2 113	1 588	3 701
2010–2019	2 033	1 830	3 863

Таблица 2. Средние за десятилетия годовые объемы прироста стаивания льда ($V_{min}^{g-1} - V_{min}^g$) в Арктическом бассейне*

Десятилетие	ΔV_{melt} , км ³ /год
1981–1989	153
1990–1999	41
2000–2009	359
2010–2017	127

* V_{min}^{g-1} – минимальный в годовом цикле объем льда в (g-1)-м году.

В круговороте Бофорта вклад таяния льда в опреснение верхнего слоя оценивался до 50% [22]. Наши оценки изменений объема льда в области круговорота Бофорта (71–80° с.ш., 130–160° з.д.) по расчетам на модели AARI-IOCM не показали заметного превышения зимнего нарастания над летним таянием. Среднее за 1980–2019 гг. превышение таяния над замерзанием здесь составляет в среднем 15 км³ в годовом цикле. Максимальная величина превышения летнего таяния 420 км³ получена в 2008 г. Оценки рассчитаны без учета экспорта льда за пределы круговорота, учет которого увеличит объем зимнего нарастания и уменьшит объем летнего таяния. Наблюдаемое в последние два десятилетия накопление пресной воды в круговороте происходит прежде всего за счет притоков извне – от осадков, речной воды, а также воды от таяния льда в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, где в расчетах на модели отмечено превышение таяния над намерзанием льда.

3. Влияние притока АВ на содержание пресной воды в Арктическом бассейне

Самое большое сокращение СПВ (более чем в два раза относительно 1970-х гг.) произошло в слое 50–100 м Евразийской части бассейна в 2000–2010-е гг. Причиной

сокращения послужил рост солености в этом слое, расположенном над слоем АВ. Влияние АВ на сокращение СПВ в слое 50–100 м заметнее всего в бассейне Нансена, по которому проходит поток АВ. Здесь СПВ в 2000–2010-е гг. сократилось более чем на 60%. Наблюдения на разрезах, выполнявшихся в эти годы вблизи материкового склона бассейна Нансена, зафиксировали подъем верхней границы слоя АВ и рост солености в вышележащем слое [23]. Верхний промежуточный слой между АВ и опресненной приповерхностной водой становится более соленым. Эти изменения были вызваны возросшим притоком более соленой и теплой АВ, который увеличился в 1990-е гг., именно тогда произошли самые заметные рост солености в слое 100 м и сокращение СПВ. В последующем увеличенный приток АВ сохранялся, а тепло и соль из расширившегося слоя АВ постепенно распространялись в вышележащий слой, давая основания для заключения об «атлантификации» верхнего слоя в Евразийской части Арктического бассейна [24]. Увеличение объема АВ способствовало также сокращению СПВ в верхнем слое в результате уменьшения его толщины [25]. В бассейне Фрама, к северу от бассейна Нансена, сокращение СПВ в слое 50–100 м составило 50%. Изначально СПВ здесь

в слое 0–50 м было более чем в 1.5 раза, а в слое 50–100 м в 2–2.5 раза выше, чем в бассейне Нансена из-за разности соленостей.

4. Влияние ТПО в тропической Северной Атлантике на потепление и приток атлантической воды в Арктический бассейн

Анализ распространения потепления из тропической Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн и далее, в Арктический бассейн, позволил построить схему, показанную на рис. 5. Ряды температуры АВ в районах Арктического бассейна сформированы путем выборки из экспедиционных наблюдений за 1963–2015 гг. в квадратах менее 200×200 км, координаты центров которых указаны на схеме и в подписи к рис. 5. Выбиралась максимальная температура АВ на температурном профиле в точке, попадающей в квадрат, и ее значение относилось к центру квадрата. Полученные ряды ежегодных значений температуры АВ имели пропуски и для расчета корреляций формировались пары рядов с учетом пропусков.

Аномалии ТПО в тропической Атлантике и в проливе Фрама разделяют четыре года, за которые происходит ряд взаимодействий между циркуляцией в океане и атмосфере. Далее аномалия распространяется в Арктическом бассейне в слое АВ, проявляясь последовательно у мыса Арктический (арх. Северная Земля), в точке 80° с.ш., 120° в.д. и достигает через пять лет района Северного полюса. Между районами Atl и Km на схеме время запаздывания три года, а между Atl и Fram четыре года при равном или несколько большем расстоянии от Atl до Km. Причина в большей скорости прохождения сигнала через Норвежское и Баренцево моря из-за особенностей атмосферной циркуляции – циклоны проходят через Баренцево море и в их перед-

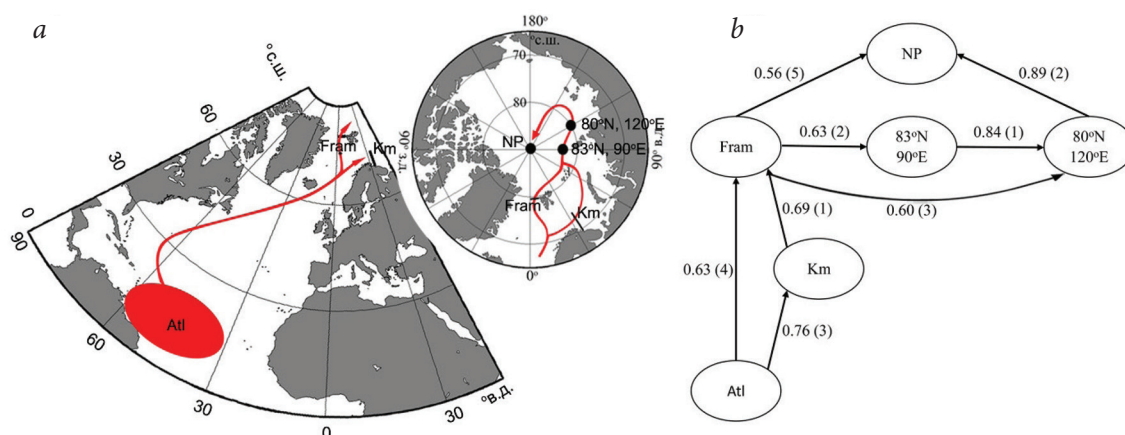


Рис. 5. Распространение сигнала потепления из тропической Северной Атлантики в Арктический бассейн: а – схема распространения сигнала потепления (Atl – область в тропической Северной Атлантике; Km – разрез по Кольскому меридиану в Баренцевом море; Fram – пролив Фрама; 93°N 90°E – район с центром 83° с.ш., 90° в.д.; 80°N 120°E – район 80° с.ш., 120° в.д.; NP – район Северного полюса); б – граф корреляционных связей между изменениями температуры воды в районах с учетом запаздываний (в скобках годы).

ней части юго-западные и западные ветра ускоряют перенос воды, а в тылу – северо-восточный и северный ветра над Норвежским и Гренландским морями замедляют перенос в Западно-Шпицбергенском течении (ЗШТ). Корреляции и запаздывания между аномалиями в проливе Фрама, районом Северного полюса и точкой 80° с.ш., 120° в.д. не противоречат условию транзитивности по запаздываниям (2+1+2) и (2+1) и корреляциям ($0.63 \cdot 0.84 \cdot 0.89 \leq 0.56$) и ($0.63 \cdot 0.84 \leq 0.60$).

Значения коэффициентов корреляции 0.60 и 0.56 приводятся для проверки транзитивности корреляций и добеганий между пунктами на схеме. АВ от Fram к NP распространяется не прямо, а по траектории вдоль материкового склона и хребта Ломоносова (как на схеме).

Сравнение средней температуры АВ в проливе Фрама в разные десятилетия показывает (таблица 3) быстрый рост в 1990-е гг. в результате увеличения притока и роста температуры АВ. То же показывают наблюдения в Западно-Шпицбергенском течении у берегов Шпицбергена, взятые с сайта норвежской мониторинговой системы MOSJ (Environmental Monitoring of Svalbard and Jan Mayen, <http://www.mosj.no/>).

5. Связь между ростом ТПО, температуры воздуха и содержания водяного пара в низких широтах и сокращением морского ледяного покрова в Арктике

Влияние аномалий ТПО на приток атлантической воды в Баренцево море подтверждено выше корреляцией между ТПО в тропиках Северной Атлантики и температурой воды ($T_{км}$) на разрезе по Кольскому меридиану, которая является репрезентативным индикатором изменений притока АВ. $T_{км}$ представляет температуру воды в слое 50–200 м в декабре–феврале, когда исключен приток тепла сверху, а сток тепла из воды в атмосферу мало влияет на температуру потока в слое 50–200 м. Температура воды в Баренцевом море ($T_{км}$) и ТПО в Атлантическом и Индийском океанах коррелируют с коэффициентами 0.76 и 0.74, соответственно, при одинаковом лаге $T_{км}$ в 27 месяцев

[26]. Это означает, что влияние ТПО передается через один и тот же режим атмосферной циркуляции, влияющий на океанический перенос тепла в Северной Атлантике. Таким режимом является Североатлантическое колебание (САК), изменяющееся под влиянием аномалий ТПО в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Обратное соотношение между САК и ТПО в Северной Атлантике более всего заметно при самых низких и самых высоких среднегодовых значениях САК. Положительные аномалии ТПО в низких широтах Северной Атлантики способствуют отрицательной фазе САК, при которой зональная составляющая ветра над Северной Атлантикой ослабевает и положительная аномалия ТПО формируется на всей акватории Северной Атлантики. При отрицательной аномалии ТПО и положительном индексе САК зональный ветер усиливается, что способствует охлаждению океана и формированию отрицательной аномалии ТПО.

Положительные аномалии ТПО в тропиках Северной Атлантики проявляются на третий год в Норвежском и Баренцевом морях [26]. Отсюда усиленные потоки тепла и влаги поступают в зимний период на акваторию Арктического бассейна и арктических морей вплоть до моря Лаптевых. В результате растет поток нисходящей длинноволновой радиации, с которым связано более 70% межгодовой изменчивости максимального объема льда в Арктическом бассейне и арктических морях.

Тесная взаимосвязь между изменениями параметров атмосферы

Таблица 3. Температура воды в проливе Фрама и в Западно-Шпицбергенском течении в десятилетия 1920-х – 2010-х годов по данным экспедиционных наблюдений

Температура, °С	Годы									
	1920-е	1930-е	1940-е	1950-е	1960-е	1970-е	1980-е	1990-е*	2000-е	2010-е
$T_{Фр}$	5.30	5.67	—	4.66	4.12	4.26	4.37	5.70	5.94	5.96
$T_{ЗШТ}$	—	—	—	—	4.15	4.26	4.53	5.45*	5.62	5.44

* Значение 2.24 за 1998 год при расчете среднего за десятилетие исключено.

и морского льда в Арктике представлена в виде графа корреляций, представляющего сокращенное описание зависимости между климатическими изменениями воздействия на нарастание морского льда и достигнутым максимальным объемом льда в апреле (рис. 6).

Воздействие атмосферы на лед аппроксимировано суммой градусней мороза (SGDM), изменяющейся под влиянием нисходящей длинноволновой радиации (STRD). STRD, в свою очередь, зависит от изменения содержания водяного пара в атмосфере (TCWV) и приповерхностной температуры воздуха (SAT). Направление воздействия указано стрелкой, а его результат – коэффициентом корреляции над стрелкой.

Схема влияния ТПО в низких широтах Северной Атлантики на перенос тепла и влаги в Арктику показана на рис. 7. Согласно схеме, повышение температуры поверхности океана в низких широтах приводит к увеличению температуры воздуха и содержания водяного пара в атмосфере. Усиленная циркуляция атмосферы и океана способствует переносу более теплого и влажного воздуха и нагретой воды в высокие широты. Связь между климатическими изменениями в низких широтах и в Арктике представлена в виде графа корреляций (рис. 7).

В овалах на схеме указаны параметры атмосферы и океана, изменения которых связаны между собой. Связи обозначены стрелками, у которых проставлены соответствующие коэффициенты корреляции. Рядом в скобках проставлены запаздывания (в годах). Внизу в скобках коэффициенты корреляции без тренда. Линии без стрелок отражают формальные корреляции между параметрами. Ряды коррелируемых параметров сглажены скользящим осреднением с временным окном 3 года.

Граф показывает влияние роста ТПО в низких широтах на сокращение зимнего объема морского льда и потепление в Арктике. В центре

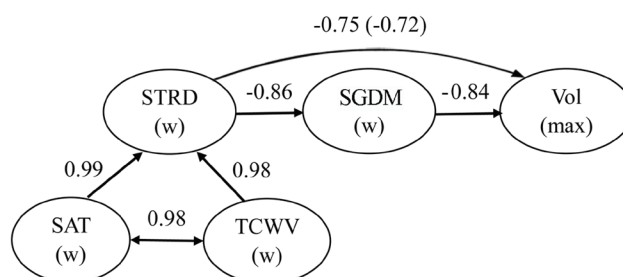


Рис. 6. Граф корреляций между характеристиками атмосферы и морского льда в Арктике за 1979–2020 гг. Цифры над стрелками – коэффициенты корреляции между параметрами, которые указаны внутри эллипсов. В скобках указан коэффициент, отражающий транзитивность корреляций ($|0.86| \cdot |0.84| \leq |-0.75|$).

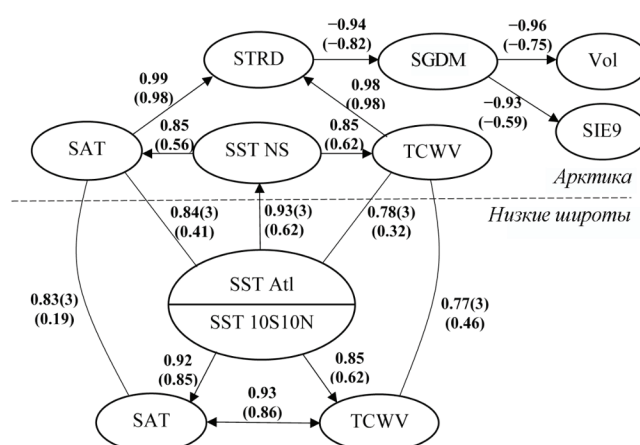


Рис. 7. Граф корреляций, связывающих повышение ТПО в низких широтах и уменьшение количества морского льда в Арктике.

схемы находится ТПО в низких широтах, представленная ТПО в экваториальной области 10° ю.ш. – 10° с.ш. в августе (SST 10S10N), определяющей изменения температуры (SAT) и содержания водяного пара (TCWV) в области 0–25° с.ш. в октябре, и ТПО в тропической части Северной Атлантики (5–25° с.ш., 60–20° з.д.) в октябре (SST Atl). Вода из этой части Северной Атлантики поступает в Норвежское, Гренландское и Баренцево моря и влияет на изменения ТПО зимой через 27 месяцев (на 3-й год). Индикатором изменений ТПО служит температура воды в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану в декабренваре (SST NS). Последующий рост температуры воздуха (SAT) и содержания водяного пара (TCWV) в Арктике способствуют повышению притока длинноволновой радиации к поверхности снега и льда (STRD), уменьшению суммы отрицательных температур воздуха (SGDM) и сокращению зимнего объема льда (Vol) и летней площади льда (SIE9).

На графах указаны корреляции между рядами сглаженных по 3 года значений параметров атмосферы и океана. В аналогичных схемах с использованием несглаженных рядов значения корреляций

на 0.10–0.20 ниже, оставаясь при этом значимыми на 95%-м уровне с теми же запаздываниями. Также мы не удаляли тренды из климатических рядов при расчете корреляцией между низкими широтами и Арктикой, поскольку существует функциональная связь между изменениями климата в низких широтах и в Арктике. Связь возникает вследствие обмена между областями положительного и отрицательно-го радиационного баланса на земном шаре, что отражается и в климатических моделях. Отклонения от строгой функциональной зависимости вызваны неточностями в эмпирическом описании процессов, которые можно устранить, например, с помощью регрессионной модели. Корреляция – это приближительная оценка регрессионной зависимости, поскольку квадрат коэффициента корреляции (без удаления тренда) равен коэффициенту детерминации уравнения регрессии.

В статистике рассмотрен случай функциональной зависимости и предложены методы оценки ее параметров [27], не требующие исключения трендов. Сравнение спектральной плотности рядов и когерентности между ними до и после удаления трендов показывает, что удаление тренда из ряда климатических параметров в низких широтах устраняет долгосрочные изменения, а краткосрочные колебания в низких широтах и в Арктике слабо связаны друг с другом.

Выполненное исследование подтверждает особое значение роста ТПО в низких широтах для развития потепления и сокращения морского льда в Арктике. В то же время глобальные модели климата недооценивают положительные тенденции потепления океана в низких широтах [28]. В результате глобальные совместные модели с меньшей достоверностью воспроизводят особенности изменения климата в отдельных регионах средних и высоких широт, чем модели атмосферной циркуляции с наблюдаемым потеплением в тропических океанах [29, 30].

Заключение

Впервые установлены изменения в содержании и притоках пресной воды в верхний слой Арктического бассейна от десятилетия к десятилетию с 1950-х до 2010-х гг. и связь между изменениями в Арктическом бассейне и в тропической Северной Атлантике.

Содержание пресной воды в верхнем 100-метровом слое Арктического бассейна в 1990–2000-е гг. понижалось в Евразийской и росло в Американо-Азиатской его частях. В среднем во всем бассейне преобладал рост из-за большего вклада Американо-Азиатской части,

занимающей 61% площади бассейна. Наибольшее содержание пресной воды во всем бассейне отмечено в 1960-е гг., предшествующие отрицательной соленостной аномалии в Северной Атлантике в 1960–1970-х гг.

Сокращение СПВ в Евразийском бассейне произошло в результате увеличенного с 1990-х годов притока атлантической воды и осолонения верхнего 100-метрового слоя вопреки росту осадков и речного стока в Арктический бассейн.

Накопление пресной воды происходит в круговороте Бофорта и во всей Американо-Азиатской части бассейна. В круговороте Бофорта СПВ в слое 0–100 м увеличилось в 2000–2010-х гг. на 36% по сравнению с 1970-ми гг. Более всего (на 46%) СПВ увеличилось в этот период в верхнем 50-метровом слое. Среднегодовой приток от шести рек (Обь, Лена, Енисей, Колыма, Маккензи, Индигирка), составляющий 60% среднего за год притока речных вод, и от осадков за вычетом испарения вырос с 1980-х к 2010-м гг. на 450 км³/год (13%).

Оценка вклада таяния морского льда в пресноводный баланс Арктического бассейна на основе расчета параметров ледяного покрова на совместной модели «океан–лед» AARI-IOCM показала, что за год намерзает льда больше, чем тает, на величину годового выноса льда из бассейна за вычетом роста летнего стаивания льда. При стабильном климате рост стаивания равен нулю, а при наблюдаемом потеплении с 1980 г. возрастает в среднем на 170±140 км³/год, а в 2000–2010 гг. на 243±140 км³/год.

Впервые установлена и количественно оценена климатическая связь между увеличением ТПО, температуры воздуха, содержания водяного пара в низких широтах и сокращением морского ледяного покрова в Арктике. Показано, что более 70% межгодовой изменчивости максимального объема льда

в Арктическом океане связано с изменениями нисходящей длинноволновой радиации.

Тесная взаимосвязь между изменениями параметров атмосферы и морского льда в Арктике представлена в виде графа корреляций, представляющего сокращенное описание зависимости между климатическими изменениями воздействия на нарастание морского льда и достигнутым максимальным объемом льда в апреле.

Связь между климатическими изменениями в низких широтах и в Арктике также представлена в виде графа корреляций. Использованы корреляции между рядами сглаженных значений параметров атмосферы и океана, которые находятся в пределах 0.78–0.96 по абсолютной величине. В анало-

гичных схемах с использованием несглаженных рядов значения корреляций на 0.10–0.20 ниже, оставаясь при этом значимыми на 95% уровне с теми же запаздываниями.

Тренды из климатических рядов при расчете корреляцией между низкими широтами и Арктикой не удалялись, поскольку существует функциональная связь между изменениями климата в низких широтах и в Арктике.

Показано особое значение роста ТПО в низких широтах для развития потепления и сокращения морского льда в Арктике, что открывает возможность климатического прогнозирования изменений климата и количества морского льда в Арктике.

Отмечено, что глобальные модели климата недооценивают положительные тенденции потепления океана в низких широтах и с меньшей достоверностью воспроизводят особенности изменения климата в отдельных регионах средних и высоких широт, чем модели атмосферной циркуляции с наблюдаемым потеплением в тропических океанах.

Литература

1. G.V. Alekseev, L.V. Bulatov, V.F. Zakharov
B *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, Eds E.L. Lewis et al., Netherlands, Dordrecht, Springer, 2000, pp. 589–608.
DOI: 10.1007/978-94-011-4132-1_24.
2. A. Proshutinsky, M.A. Johnson
J. Geophys. Res., 1997, **102**, 12493.
DOI: 10.1029/97JC00738.
3. А.Ф. Трешников, Г.И. Баранов
Структура циркуляции вод Арктического бассейна, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1972, 158 с.
4. S. Häkkinen, A. Proshutinsky
J. Geophys. Res. Ocean., 2004, **109**, C3.
DOI: 10.1029/2003JC001940.
5. A. Proshutinsky, R. Krishfield, D. Barber
J. Geophys. Res., 2009, **114**, C00A08. DOI: 10.1029/2008JC005162.
6. M. Muilwijk, L.H. Smedsrud, M. Ilıcak, H. Drange
J. Geophys. Res. Ocean., 2018, **123**(11), 8159.
DOI: 10.1029/2018JC014327.
7. Г.В. Алексеев, Л.В. Булатов, В.Ф. Захаров, В.В. Иванов
Доклады РАН. Науки о Земле, 1997, **356**, 401.
8. X. Zhang, A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, J.C. Comiso
Geophys. Res. Lett., 2008, **35**(22), L22701.
DOI: 10.1029/2008GL035607.
9. T.D. Prowse, A. Bring, E.C. Carmack, M.M. Holland, A. Instanes, J. Mard, T. Vihma, F.J. Wrona
B *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)*, Norway, Oslo, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2017, pp. 175–176.
10. Г.В. Алексеев, Н.Е. Иванов, А.В. Пнюшков, Н.Е. Харланенкова
В *Метеорологические и геофизические исследования*, РФ, Москва, Paulsen, 2011, с. 7–28. DOI: 10.13140/RG.2.1.2235.6009.
11. В.Т. Тимофеев
Водные массы Арктического бассейна, СССР, Ленинград, Гидрометиздат, 1960, 190 с.
12. I.V. Polyakov, J.E. Walsh, R. Kwok
Bull. Am. Meteorol. Soc., 2012, **93**(2), 145.
DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
13. G. Alekseev, S. Kuzmina, L. Bobylev, A. Urazgildeeva, N. Gnatiuk
Int. J. Climatol., 2019, **39**(8), 3582. DOI: 10.1002/joc.6040.
14. Environmental Working Group (EWG). *Joint US Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 1997. (<http://ns.noaa.gov/atlas>).
15. A. Barth, J.-M. Beckers, C. Troupin, A. Alvera-Azcárate, L. Vandenbulcke
Geosci. Model Dev., 2014, **7**(1), 225.
DOI: 10.5194/gmd-7-225-2014.
16. М.Ю. Кулаков, А.П. Макутас, С.В. Шумилин
Проблемы Арктики и Антарктики, 2012, **2**(97), 6.
17. N.A. Rayner, D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, A. Kaplan
J. Geophys. Res., 2003, **108**, 1. DOI: 10.1029/2002JD002670.
18. M.C. Serreze, A.P. Barrett, A.G. Slater, R.A. Woodgate, K. Aagaard, R.B. Lammers, M. Steele, R.E. Moritz, M. Meredith, C.M. Lee
J. Geophys. Res. Ocean. 2006, **111**, C11010.
DOI: 10.1029/2005JC003424.
19. K. Aagaard, E.C. Carmack
J. Geophys. Res., 1989, **94**(C10), 14485.
DOI: 10.1029/JC094iC10p14485.
20. R. Ahmed, T. Prowse, Y. Dibike, B. Bonsal, H. O'Neil
Water, 2020, **12**(4), 1189. DOI: 10.3390/w12041189.
21. G. Spreen, L. De Steur, D. Divine, S. Gerland, E. Hansen, R. Kwok
J. Geophys. Res. Ocean., 2020, **125**(6), e2019JC016039.
DOI: 10.1029/2019JC016039.
22. Q. Wang, C. Wekerle, S. Danilov, N. Koldunov, D. Sidorenko, D. Sein, B. Rabe, T. Jung
Geophys. Res. Lett., 2018, **45**(10), 4956.
DOI: 10.1029/2018GL077901.
23. A. Pnyushkov, I. Polyakov, R. Rember, V. Ivanov, M.B. Alkire, I. Ashik, T.M. Baumann, G.V. Alekseev, A. Sundfjord
Ocean Sci., 2018, **14**, 1349.
DOI: 10.5194/os-14-1349-2018.

24. **I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. Janout, S. Lind, L. Padman, A.V. Pnyushkov, R. Rember**
J. Clim., 2020, **33**(18), 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
25. **Г.В. Алексеев, А.В. Пнюшков, А.В. Смирнов, А.Е. Вязилова, Н.И. Глок**
Проблемы Арктики и Антарктики, 2019, **65**(4), 363.
DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388.
26. **G.V. Alekseev, N.I. Glok, A.E. Vyazilova, N.E. Kharlanenkova, M.Y. Kulakov**
J. Mar. Sci. Eng., 2021, **9**, 1145. DOI: 10.3390/jmse9101145.
27. **М. Кендалл, А. Стюарт**
Статистические выводы и связи, СССР, Москва, Наука, Физматлит, 1973, 899 с.
28. **R.A.F. Bilbao, J.M. Gregory, N. Bouttes, M.D. Palmer, P. Stott**
Clim. Dyn., 2019, **53**, 5389. DOI: 10.1007/s00382-019-04910-1.
29. **S.I. Shin, P.D. Sardeshmukh**
Clim. Dyn., 2011, **36**, 1577. DOI: 10.1007/s00382-009-0732-3.
30. **Q. Ding, J.M. Wallace, D.S. Battisti, E.J. Steig, A.J.E. Gallant, H.J. Kim, L. Geng**
Nature, 2014, **509**, 209. DOI: 10.1038/nature13260.

[illegible]

Changes in Freshwater Content in the Arctic Basin, Sea Ice Cover Reduction and Warming in the Arctic*

Genrikh V. Alekseev

Professor,
Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snct. Petersburg, 199397, Russia
alexgv@aari.ru

Alexander V. Smirnov

Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snt. Petersburg, 199397, Russia
avsmir@aari.ru

Andrey V. Pnyushkov

Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snt. Petersburg, 199397, Russia
avpnyushkov@alaska.edu

Anastasia E. Vyazilova

Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snct. Petersburg, 199397, Russia
vae@aari.ru

Mikhail Yu. Kulakov

Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snt. Petersburg, 199397, Russia
mod@aari.ru

Natalia I. Glok

Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
Snt. Petersburg, 199397, Russia
Glok.natasha@mail.ru

Natalia E. Kharlanenkova

Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str., Snct. Petersburg, 199397,
Russia
kharlanenkova64@mail.ru

Abstract

The paper deals with global changes in regime and climate of Arctic basin. Changes in the content and inflows of freshwater into the upper 100 m layer of the Arctic basin from decade to decade (1950s – 2010s) were determined. Data from national expedition surveys of the Arctic Basin in the 1950s to the 1970s combined with data from expeditions in the 1980s to the 2010s were used. The results obtained showed that freshwater content (FWC) decreased in the Eurasian and increased in the Amerasian part of the Arctic basin in the 1990s – 2000s. The decrease in the FWC occurred in the result of increased Atlantic water inflow since the 1990s and the salinization of the upper 100 m layer of Arctic Ocean, despite increased precipitation, river runoff and sea ice melt. The influence from the tropics of the North Atlantic on climatic changes in the structure of Arctic basin waters, on the reduction of the sea ice cover and warming in the Arctic with a delay of 2-3 years was established. Methods of multidimensional correlation analysis, calculation of spectra and coherences, and construction of correlation graphs were used.

Keywords: Arctic basin, freshwater balance, Atlantic water, low latitudes, transports to the Arctic, warming, sea ice reduction.

**The work was financially supported by RFBR (project 18-05-60107).*

Images & Tables

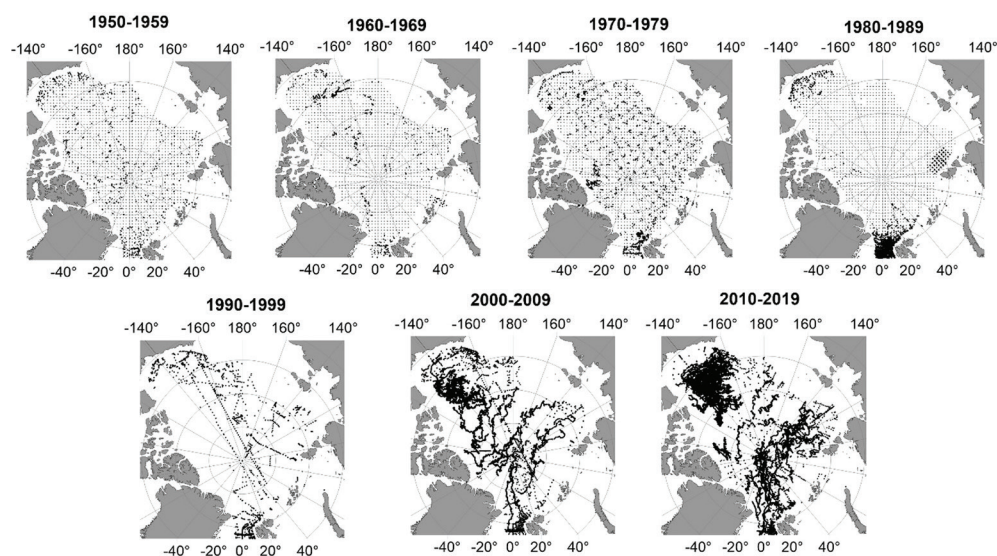


Fig. 1. Spatial distribution of oceanographic data in the Arctic Ocean by decade. Gridded data from the EWG atlas [14] is shown in gray. Points indicate oceanographic stations.

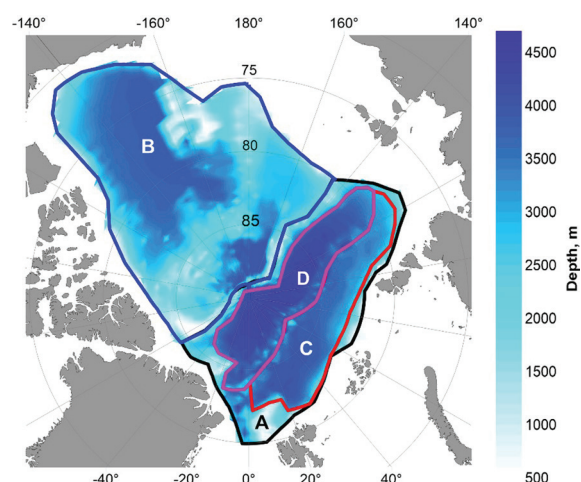


Fig. 2. Geographical areas of the Arctic Basin: A – Eurasian part, B – Amerasian part, C – Nansen Basin, D – Fram Basin.

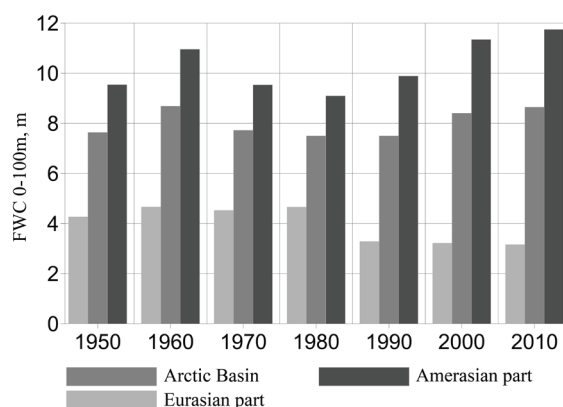


Fig. 3. Diagram of mean decadal fresh water content in the Arctic Basin, Eurasian and Amerasian parts of the Arctic Basin.

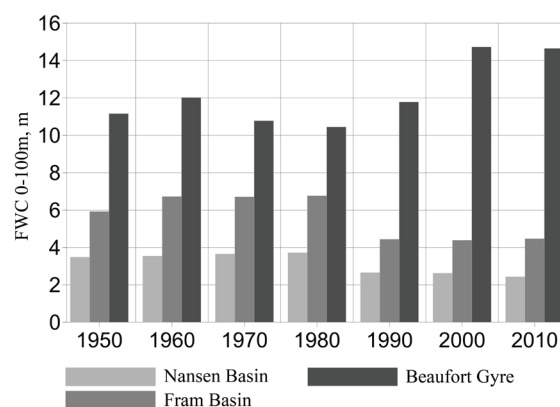


Fig. 4. Diagram of mean decadal fresh water content in the areas of the greatest changes.

Table 1. Decade-averaged annual runoff of the six largest rivers (Ob, Lena, Yenisei, Kolyma, Indigirka, Mackenzie) and annual precipitation in the waters of the Arctic Basin and Arctic seas, calculated from the data of the GPCC array

Decade	Annual runoff, km ³	Annual precipitation – evaporation, km ³	Annual inflow, km ³
1980-1989	1 930	1 483	3 413
1990-1999	1 991	1 413	3 404
2000-2009	2 113	1 588	3 701
2010-2019	2 033	1 830	3 863

Table 2. Decades average volumes of increase in ice melting ($V_{min}^{g-1} - V_{min}^g$) in the Arctic Basin*

Decade	ΔV_{melt} , km ³ /year
1981–1989	153
1990–1999	41
2000–2009	359
2010–2017	127

* V_{min}^{g-1} – the minimum volume of ice in the annual cycle in (g-1) year.

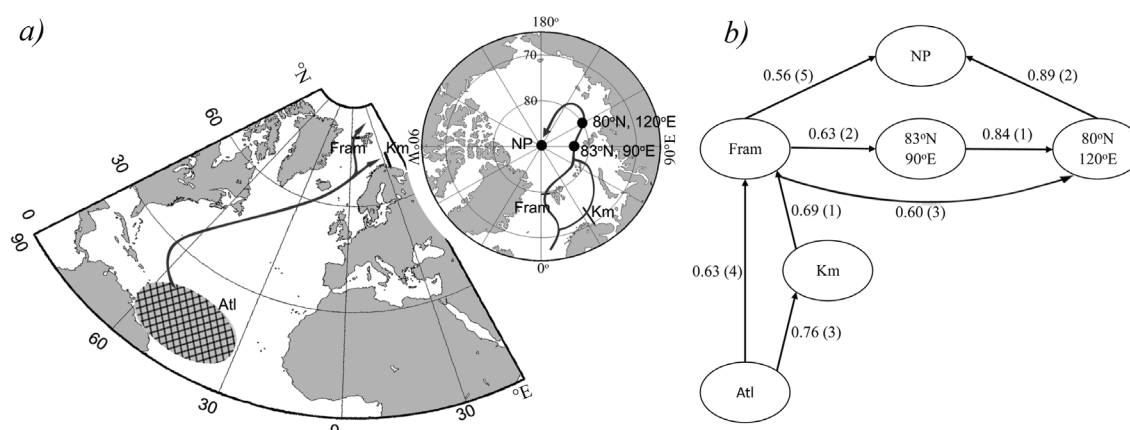


Fig. 5. Propagation of warming signal from the tropical North Atlantic into the Arctic Basin: a – the warming signal propagation scheme (Atl – area in the tropical North Atlantic, Km – section at the Kola meridian in the Barents Sea, Fram – the Fram Strait, 93°N90°E – region with the center at 83°N, 90°E, 80°N120°E – region at 80°N, 120°E, NP – the North Pole); b – correlation graph between changes of water temperature in the regions (years in brackets).

Table 3. Water temperature in the Fram Strait and in the West Svalbard Current in the decades of the 1920s – 2010s according to expedition observations

Temperature, °C	Years									
	1920s	1930s	1940s	1950s	1960s	1970s	1980s	1990s*	2000s	2010s
$T_{\phi p}$	5.30	5.67	—	4.66	4.12	4.26	4.37	5.70	5.94	5.96
T_{3WT}	—	—	—	—	4.15	4.26	4.53	5.45*	5.62	5.44

* The value of 2.24 for 1998 is excluded from the calculation of the average for the decade.

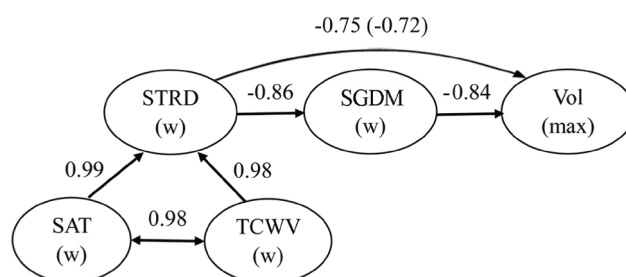


Fig. 6. Graph of correlations between the characteristics of the atmosphere and sea ice in the Arctic for 1979–2020. The numbers above the arrows are the correlation coefficients between the parameters, which are indicated within the ellipses. In brackets, there is the coefficient reflecting the transitivity of correlations ($|0.86| \cdot |0.84| \leq |-0.75|$).

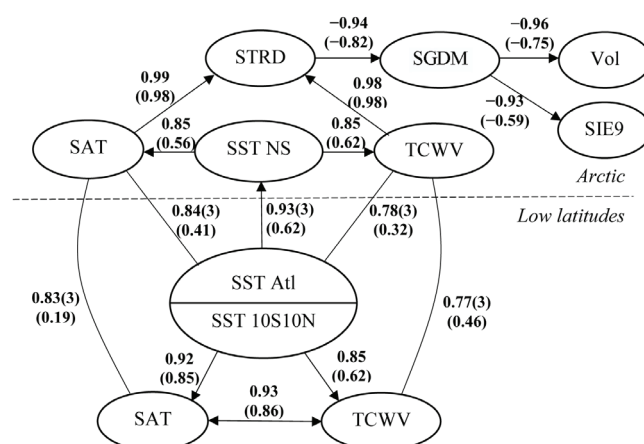


Fig. 7. Graph of correlations linking the rise of SST at low latitudes and reduction of sea ice in the Arctic.

References

1. G.V. Alekseev, L.V. Bulatov, V.F. Zakharov
In *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*, Eds E.L. Lewis et al., Netherlands, Dordrecht, Springer, 2000, pp. 589–608.
DOI: 10.1007/978-94-011-4132-1_24.
2. A. Proshutinsky, M.A. Johnson
J. Geophys. Res., 1997, **102**, 12493.
DOI: 10.1029/97JC00738.
3. A.F. Treshnikov, G.I. Baranov
Struktura tsirkulyatsii vod Arkticheskogo basseyna [Structure and Circulation of Water in the Arctic Basin], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1972, 158 pp. (in Russian).
4. S. Häkkinen, A. Proshutinsky
J. Geophys. Res. Ocean., 2004, **109**, C3.
DOI: 10.1029/2003JC001940.
5. A. Proshutinsky, R. Krishfield, D. Barber
J. Geophys. Res., 2009, **114**, C00A08. DOI: 10.1029/2008JC005162.
6. M. Muilwijk, L.H. Smedsrud, M. Ilıcak, H. Drange
J. Geophys. Res. Ocean., 2018, **123**(11), 8159.
DOI: 10.1029/2018JC014327.
7. G.V. Alekseev, L.V. Bulatov, V.F. Zakharov, V.V. Ivanov
Doklady Rossiyskoy akademii nauk. Nauki o Zemle [Proc. RAS, Earth Sci.], 1997, **356**, 401 (in Russian).
8. X. Zhang, A. Sorteberg, J. Zhang, R. Gerdes, J.C. Comiso
Geophys. Res. Lett., 2008, **35**(22), L22701.
DOI: 10.1029/2008GL035607.
9. T.D. Prowse, A. Bring, E.C. Carmack, M.M. Holland, A. Instanes, J. Mard, T. Vihma, F.J. Wrona
In *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)*, Norway, Oslo, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), 2017, pp. 175–176.
10. G.V. Alekseev, N.E. Ivanov, A.V. Pnyushkov, N.E. Kharlanenkova
In *Meteorological and Geophysical Researches*, RF, Moscow, Paulsen Editions, 2011, pp. 7–28 (in Russian).
DOI: 10.13140/RG.2.1.2235.6009.
11. V.T. Timofeev
Vodnye massy Arkticheskogo basseyna [Water Masses in the Arctic Basin], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1960, 190 pp. (in Russian).
12. I.V. Polyakov, J.E. Walsh, R. Kwok
Bull. Am. Meteorol. Soc., 2012, **93**(2), 145.
DOI: 10.1175/BAMS-D-11-00070.1.
13. G. Alekseev, S. Kuzmina, L. Bobylev, A. Urazgildeeva, N. Gnatiuk
Int. J. Climatol., 2019, **39**(8), 3582. DOI: 10.1002/joc.6040.
14. Environmental Working Group (EWG). *Joint US Russian Atlas of the Arctic Ocean: Oceanography Atlas for the Winter Period*, National Snow and Ice Data Center, Boulder, CO, 1997. (<http://ns.noaa.gov/atlas>).
15. A. Barth, J.-M. Beckers, C. Troupin, A. Alvera-Azcárate, L. Vandenbulcke
Geosci. Model Dev., 2014, **7**(1), 225.
DOI: 10.5194/gmd-7-225-2014.
16. M.Y. Kulakov, A.P. Makshtas, S.V. Shutilin
Arctic and Antarctic Research [Problemy Arktiki i Antarktiki], 2012, **2**(97), 6 (in Russian).
17. N.A. Rayner, D.E. Parker, E.B. Horton, C.K. Folland, L.V. Alexander, D.P. Rowell, E.C. Kent, A. Kaplan
J. Geophys. Res., 2003, **108**, 1. DOI: 10.1029/2002JD002670.
18. M.C. Serreze, A.P. Barrett, A.G. Slater, R.A. Woodgate, K. Aagaard, R.B. Lammers, M. Steele, R.E. Moritz, M. Meredith, C.M. Lee
J. Geophys. Res. Ocean. 2006, **111**, C11010.
DOI: 10.1029/2005JC003424.
19. K. Aagaard, E.C. Carmack
J. Geophys. Res., 1989, **94**(C10), 14485.
DOI: 10.1029/JC094iC10p14485.
20. R. Ahmed, T. Prowse, Y. Dibike, B. Bonsal, H. O'Neil
Water, 2020, **12**(4), 1189.
DOI: 10.3390/w12041189.

21. G. Spreen, L. De Steur, D. Divine, S. Gerland, E. Hansen, R. Kwok
J. Geophys. Res. Ocean., 2020, **125**(6), e2019JC016039.
DOI: 10.1029/2019JC016039.
22. Q. Wang, C. Wekerle, S. Danilov, N. Koldunov, D. Sidorenko, D. Sein, B. Rabe, T. Jung
Geophys. Res. Lett., 2018, **45**(10), 4956.
DOI: 10.1029/2018GL077901.
23. A. Pnyushkov, I. Polyakov, R. Rember, V. Ivanov, M.B. Alkire, I. Ashik, T.M. Baumann, G.V. Alekseev, A. Sundfjord
Ocean Sci., 2018, **14**, 1349. DOI: 10.5194/os-14-1349-2018.
24. I.V. Polyakov, T.P. Rippeth, I. Fer, M.B. Alkire, T.M. Baumann, E.C. Carmack, R. Ingvaldsen, V.V. Ivanov, M. Janout, S. Lind, L. Padman, A.V. Pnyushkov, R. Rember
J. Clim., 2020, **33**(18), 8107.
DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
25. G.V. Alekseev, A.V. Pnyushkov, A.V. Smirnov, A.E. Vyazilova, N.I. Glok
Arctic and Antarctic Research [Problemy Arktiki i Antarktiki], 2019, **65**(4), 363 (in Russian).
DOI: 10.30758/0555-2648-2019-65-4-363-388.
26. G.V. Alekseev, N.I. Glok, A.E. Vyazilova, N.E. Kharlanenkova, M.Y. Kulakov
J. Mar. Sci. Eng., 2021, **9**, 1145. DOI: 10.3390/jmse9101145.
27. M. Kendall, A. Stuart
The Advanced Theory of Statistics: Vol. 2, Inference and Relationship, UK, London, Charles Griffin and Co, 1967, 676 pp.
28. R.A.F. Bilbao, J.M. Gregory, N. Bouttes, M.D. Palmer, P. Stott
Clim. Dyn., 2019, **53**, 5389. DOI: 10.1007/s00382-019-04910-1.
29. S.I. Shin, P.D. Sardeshmukh
Clim. Dyn., 2011, **36**, 1577. DOI: 10.1007/s00382-009-0732-3.
30. Q. Ding, J.M. Wallace, D.S. Battisti, E.J. Steig, A.J.E. Gallant, H.J. Kim, L. Geng
Nature, 2014, **509**, 209. DOI: 10.1038/nature13260.