ОБЗОРЫ

УДК 551.467:[551.583+551.465.7](268)«2000/2010» doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434

Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова

В.В. Иванов

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва;
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург,
vladimir.ivanov@aari.ru

В обзорной статье рассмотрены изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные со значительным сокращением морского ледяного покрова в 2000—2010 гг. На основе анализа и обобщения результатов недавних исследований показано, что расширение зон открытой воды летом и возрастание продолжительности безледного сезона в окраинных морях и прилегающей части Арктического бассейна обеспечивает постепенную перестройку процессов в океане и полярной атмосфере, что в конечном итоге может привести к необратимым климатическим сдвигам.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, морской лед, взаимодействие океана и атмосферы, изменения климата.

Present changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with reduction of the sea ice cover

V.V. Ivanov

Lomonosov Moscow State university, Moscow, Russia
Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia

The review article examines changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with a significant reduction in sea ice cover in the 2000—2010s. Based on the analysis and generalization of the results of recent studies, it has been shown that the expansion of open water zones in summer and an increase in the duration of the ice-free season in the marginal seas and the adjacent part of the Arctic basin gradually restructure processes in the ocean and polar atmosphere, which can ultimately lead to irreversible climatic shifts. Particular attention is paid to the role of positive feedbacks in the "ocean—ice—atmosphere" system as a probable mechanism providing an accelerated reduction of the ice cover at the present stage. It has been concluded that under conditions of low ice coverage, there is an intensification of feedbacks, which, under conditions of the prevalence of thick consolidated ice, either did not appear at all or were ineffective. Assuming that the significance of feedbacks on the seasonal and annual scale increases, the tendencies of further changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean are estimated.

Keywords: Arctic Ocean, sea ice, ocean—atmosphere interaction, climate change.

For citation: *V.V. Ivanov.* Present changes in hydrometeorological conditions in the Arctic Ocean associated with reduction of the sea ice cover. *Gidrometeorologiya i Ekologiya.* Journal of Hydrometeorology and Ecology. 2021, 64: 407—434. [In Russian]. doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434.

Введение

В последние годы с Арктикой связываются как большие надежды, так и серьезные опасения. В результате глобального потепления, реальность которого уже не подвергается сомнению, значимость Северного Ледовитого океана (СЛО) в международной политике и экономике существенно возросла. Для России — крупнейшей арктической державы — ускорившееся в последнее десятилетие сокращение морского ледяного покрова в СЛО [1] представляет первостепенную важность в свете национальных интересов по освоению приарктического региона и использования его экономического потенциала. Продолжающееся сокращение ледяного покрова СЛО воздействует на гидрометеорологические условия и процессы в океане и полярной атмосфере, что постепенно может привести к необратимым климатическим сдвигам и повлиять на темпы социально-экономического развития северных территорий России. В последние годы все чаще появляются публикации, в которых предсказывается значительно более ранний переход к сезонно-безледному СЛО, между 2035 [2] и 2050 гг. [3, 4, 5], чем это прогнозировалось в климатических моделях еще несколько лет назад [6].

Причины наблюдаемого в последнее десятилетие ускорения однозначно не установлены. Однако, имеются серьезные основания предполагать, что помимо сохраняющегося внешнего форсинга, обусловленного антропогенными эмиссиями парниковых газов [7], оно может быть связано с активизацией положительных обратных связей в системе «океан—лед—атмосфера», которые в условиях круглогодичного доминирования многолетнего сплоченного льда либо вообще не проявлялись, либо были малоэффективными [8, 9].

Изменчивость климатической системы определяется действием трех групп факторов [5]. К первой группе относят все естественные внешние воздействия, не связанные с деятельностью человека. Они, в первую очередь, включают: астрофизические факторы (напр.: изменение количества солнечной радиации, поступающей к поверхности Земли вследствие квазипериодических колебаний земной орбиты), а также процессы на поверхности Земли, не связанные непосредственно с состоянием климатической системы (напр.: извержения вулканов). Ко второй группе относят все антропогенные воздействия, включая, в первую очередь, промышленные и сельскохозяйственные выбросы парниковых газов. К третьей группе относят внутреннюю изменчивость самой климатической системы, которая, в первую очередь, определяется крупномасштабным взаимодействием процессов в океане и атмосфере.

Основным инструментом для количественного описания и прогнозирования состояния климатической системы в настоящее время являются математические модели. Первые две группы процессов могут быть достаточно полно учтены в моделях (при условии, что их характеристики известны), поскольку они не зависят от текущего состояния самой системы и, соответственно, задаются в моделях через граничные условия. Описание внутренней изменчивости климатической системы в математических моделях существенно сложнее. Причиной этого является тот факт, что эта изменчивость определяется не только внешними воздействиями, но и изменениями параметров самой системы, которые способны влиять на другие параметры через реализацию различных типов обратных связей. С учетом этого, адекватное реальности описание внутренней изменчивости в математических моделях зависит, во-первых, от того, насколько хорошо известны механизмы обратных связей, а во-вторых, насколько корректно модель способна их воспроизвести.

Предлагаемый обзор включает четыре раздела. В разделе 1 кратко описаны климатические особенности СЛО, определяющие его место в глобальной климатической системе. В разделе 2 охарактеризованы наиболее значимые изменения гидрометеорологических условий в СЛО, произошедшие в последнее двадцатилетие. В третьем разделе очерчены вероятные тенденции последующих изменений гидрометеорологических условий в СЛО с особым акцентом на роль обратных связей в системе «океан—лед—атмосфера». Основные выводы статьи обобщены в заключительном разделе.

Климатические особенности Северного Ледовитого океана

Главной отличительной чертой СЛО, определяющей его особое место в климатической системе Земли, является наличие постоянного ледяного покрова. Эта особенность, в первую очередь, связана с резко выраженной сезонностью в поступлении солнечной радиации. Большая часть СЛО расположена к северу от Северного полярного круга. Для приполюсного района характерно чередование полярного дня и полярной ночи, продолжительность которой возрастает по мере приближения к географическому полюсу. Во время полярного дня происходит непрерывный приток солнечного тепла и прогрев подстилающей поверхности и приземного слоя воздуха. Во время полярной ночи, наоборот, идет выхолаживание подстилающей поверхности и прилегающих воздушных масс. В неледовитых частях океана годовая амплитуда приводной температуры воздуха составляет около 10 ºC, тогда как в центральной части Арктического бассейна она доходит до 35—38 ºC [10].

Ключевую роль в сохранении постоянного ледяного покрова играет высокая отражательная способность льда и снега (альбедо), которая на порядок превышает альбедо открытой воды. Благодаря этому до 80 % приходящей солнечной радиации отражается от поверхности и не нагревает приземный слой воздуха [11]. В результате, средний за год тепловой баланс поверхности океана оказывается отрицательным, обеспечивая сохранение многолетнего льда. Таяние и ледообразование сопровождаются поглощением или выделением тепла, причем в противоположной фазе к радиационному балансу. Это обусловливает более плавный годовой ход теплового баланса в атмосфере и в океане. С другой стороны, в случае возникновения аномального распространения дрейфующих льдов, в последующие сезоны вызвавший эту аномалию гидрометеорологический процесс сохраняется благодаря положительной обратной связи, что объясняет так называемую «ледовую инерцию» [12]. В результате ледяной покров оказывает двоякое воздействие на климат, сглаживая годовой ход гидрометеорологических параметров и его аномалий (особенно в переходные сезоны) и одновременно способствуя сохранению аномалий годового хода, возникающих в основные сезоны (лето, зима), в последующие переходные сезоны.

В отличие от полярной атмосферы, океан в среднем вносит положительный вклад в тепловой баланс на границе раздела «океан—атмосфера». Это связано с тем, что температура морской воды не может опуститься ниже точки замерзания, следствием чего является интенсивное поступление тепла в атмосферу со свободной ото льда поверхности океана в зимний сезон. Кроме того, отепляющее влияние на климат СЛО оказывают поступающие из умеренных широт Атлантического и Тихого океанов теплые водные массы. Крупномасштабная адвекция теплой и соленой воды из Северной Атлантики (Атлантической воды, АВ) является основным внешним источником тепла и соли для СЛО [13].

В глобальной климатической системе СЛО играет роль экспортера распресненных вод для Мирового океана [14]. Этому способствует значительный «избыток» пресноводного баланса Арктического бассейна, возникающего благодаря интенсивному материковому стоку и выносу вновь образующегося льда из окраинных морей. Среднегодовой речной сток в российские арктические моря составляет около 1900 км^3 [15]. Примерно 85 % стока приходится на крупнейшие сибирские реки Обь и Лена с притоками. Несмотря на то, что объем речного стока сравнительно невелик по сравнению с поступлением морских вод из сопредельных к СЛО океанических бассейнов, его роль в формировании климата весьма значительна. Это связано с тем, что более легкая пресная вода не перемешивается с нижележащими солеными и соответственно более плотными водами, а растекается по поверхности океана в виде тонкого распресненного слоя. Наличие такого слоя влияет на ледообразование и таяние, поглощение / отражение солнечной радиации и ряд других процессов в поверхностном слое океана. Попадая в систему трансарктического переноса, лед и верхний распресненный слой выносятся через пролив Фрама в Северо-Европейский бассейн и далее, через Датский пролив в Северную Атлантику. Аномальный вынос пресной воды и льда из Арктического бассейна способен существенно повлиять на климатические условия не только в Северо-Европейском бассейне, но и далеко за его пределами [12, 16, 17].

Ледяной покров СЛО находится в постоянном движении под действием ветра, стационарных течений и приливов. Основная причина дрейфа льда — прямое ветровое воздействие [18]. Преобладающий в течение ряда лет режим атмосферной циркуляции над северной полярной областью определяет генеральные траектории перемещения барических систем, усиливает или, наоборот, ослабляет интенсивность энерго- и массообмена между океаном и атмосферой, модулирует направления стационарных переносов воды, льда и речных вод и через это регулирует формирование и эволюцию водных масс.

Среди многообразия возможных режимов атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном выделяют два основных типа: циклонический и антициклонический [19]. Характерными особенностями циклонического типа циркуляции являются: ослабление максимума атмосферного давления над Арктическим бассейном, усиление ветров, направленных с континента на океан, повышение температуры воздуха и количества осадков. Расширение зон открытой воды в «циклонические» годы приводит к более интенсивной аккумуляции тепла летом и соответственно уменьшению объемов образующегося зимой льда. Водообмен и ледообмен через пролив Фрама возрастают, что приводит к усилению распреснения в Северо-Европейском бассейне и поступления атлантических вод в Арктический бассейн. При антициклоническом режиме, отличительной чертой которого является расширение и усиление арктического антициклона, описанные выше характерные особенности меняются на противоположные. Согласно [19], гипотетическим механизмом, регулирующим «переключение» между циркуляционными режимами, являются изменения в интенсивности выноса пресной воды и льда из Арктического бассейна. Усиленное распреснение верхнего слоя в Северо-Европейском бассейне в «циклонические годы» ведет к ослаблению вертикального обмена и теплоотдачи с поверхности, что способствует изменению траекторий движения циклонов, понижению атмосферного давления и переходу к антициклоническому режиму. С 1948 по 1996 г. наблюдалось чередование описанных режимов циркуляции при среднем сохранении определенного режима в течение 5—7 лет.

Изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане в 2000—2010 гг.

Резкое сокращение площади и распространения[1] ледяного покрова в СЛО в сентябре 2007 г. обозначило переход к новому состоянию арктического морского льда. Но как следует из рис. 1, этот переход фактически был растянут на временной интервал 2001—2007 гг. Рекордное за всю историю спутниковых наблюдений минимальное распространение льда наблюдалось в сентябре 2012 г. (3,57 млн км^2), при среднем распространении в период летнего минимума в 1980—2000 гг. (6,91±0,51 млн км^2). В течение 13 лет после 2007 г. летнее распространение ледяного покрова на пике сезонного минимума сохраняется в среднем на 23±8 % меньше климатической нормы за имеющийся ряд спутниковых наблюдений (1979—2019 гг.). Устойчивые изменения в состоянии поверхности океана на значительной площади со временем должны были сказаться на интенсивности энергообмена с атмосферой и через это проявиться в динамической и термохалинной структуре вод. В данном разделе представлены задокументированные к настоящему времени отклонения гидрометеорологических условий в СЛО от «нормального» (среднего климатического) состояния, типичного для второй половины XX в.

Изменение параметров морского льда

Переход к уменьшенной площади и распространению морского льда на пике сезонного минимума (в сентябре) произошел за ничтожный по климатическим меркам временной интервал — 6 лет. Различие в распространении льда между

[1] Распространение ледяного покрова — площадь, занятая льдом всех возрастов с концентрацией более 0,15.

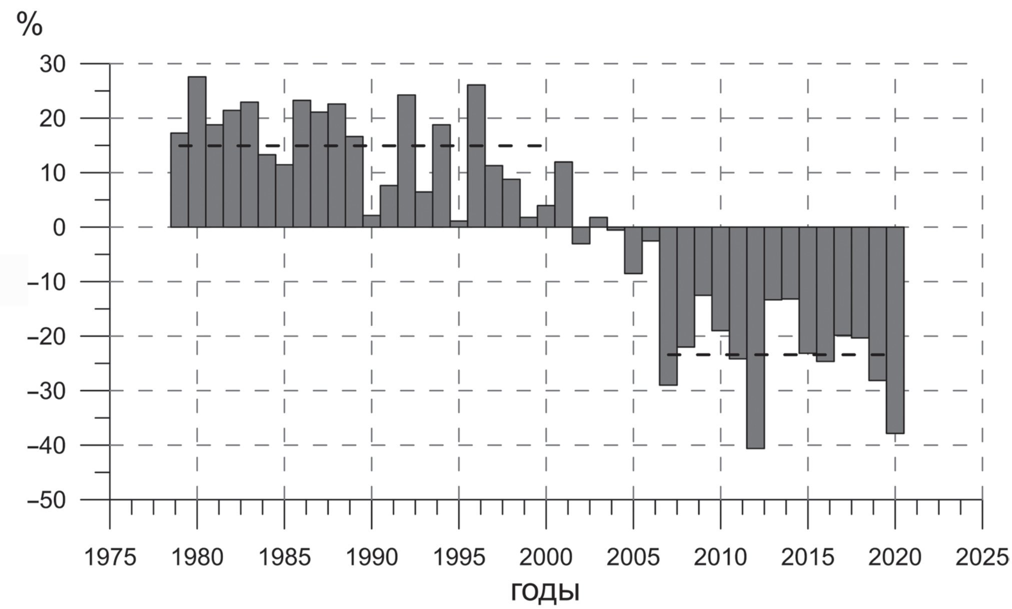


Рис. 1. Аномалия минимального распространения арктического морского льда в сентябре (%) относительно средней за период спутниковых наблюдений (1979—2019 г.).

Средние значения на интервалах 1979—2000 и 2007—2019 гг. показаны пунктиром. По данным https://nsidc.org/.

Fig. 1. Anomaly in the minimum extent of the Arctic sea ice in September (%) relative to the average for the period of satellite observations (1979—2019).

Average values for the intervals 1979—2000 and 2007—2019 are shown by dotted line. Based on data from https://nsidc.org/.

сентябрем 2001 и 2007 гг. составило 41 % (рис. 1), что соответствует сокращению на 2,46 млн км^2. Одновременно с уменьшением площади и распространения ледяного покрова произошло уменьшение сплоченности льда и смещение баланса между однолетним и многолетним льдом в сторону преобладания более тонкого однолетнего льда [20, 21]. Средняя толщина льда в Арктическом бассейне уменьшилась с 3 м в 1970-е гг. до 1,8—2,4 м в конце 1990-х гг. [22]. Совокупным результатом произошедших изменений стало то, что в российских арктических морях и в прилегающей части Арктического бассейна ледяной покров устойчиво стал сезонным (рис. 2).

Временной отметкой перехода к этому новому состоянию можно считать 2007 г., после которого доля однолетнего льда в Арктическом бассейне превысила 50 % [23]. В последующие годы (2008—2020 гг.) наблюдались межгодовые колебания сентябрьского распространения ледяного покрова относительно нового уменьшенного среднего значения (4,60±0,51 млн км^2). Общее уменьшение сплоченности льда в Арктическом бассейне также связывают с возможным увеличением скорости дрейфа, поскольку тонкий разреженный лед сильнее реагирует

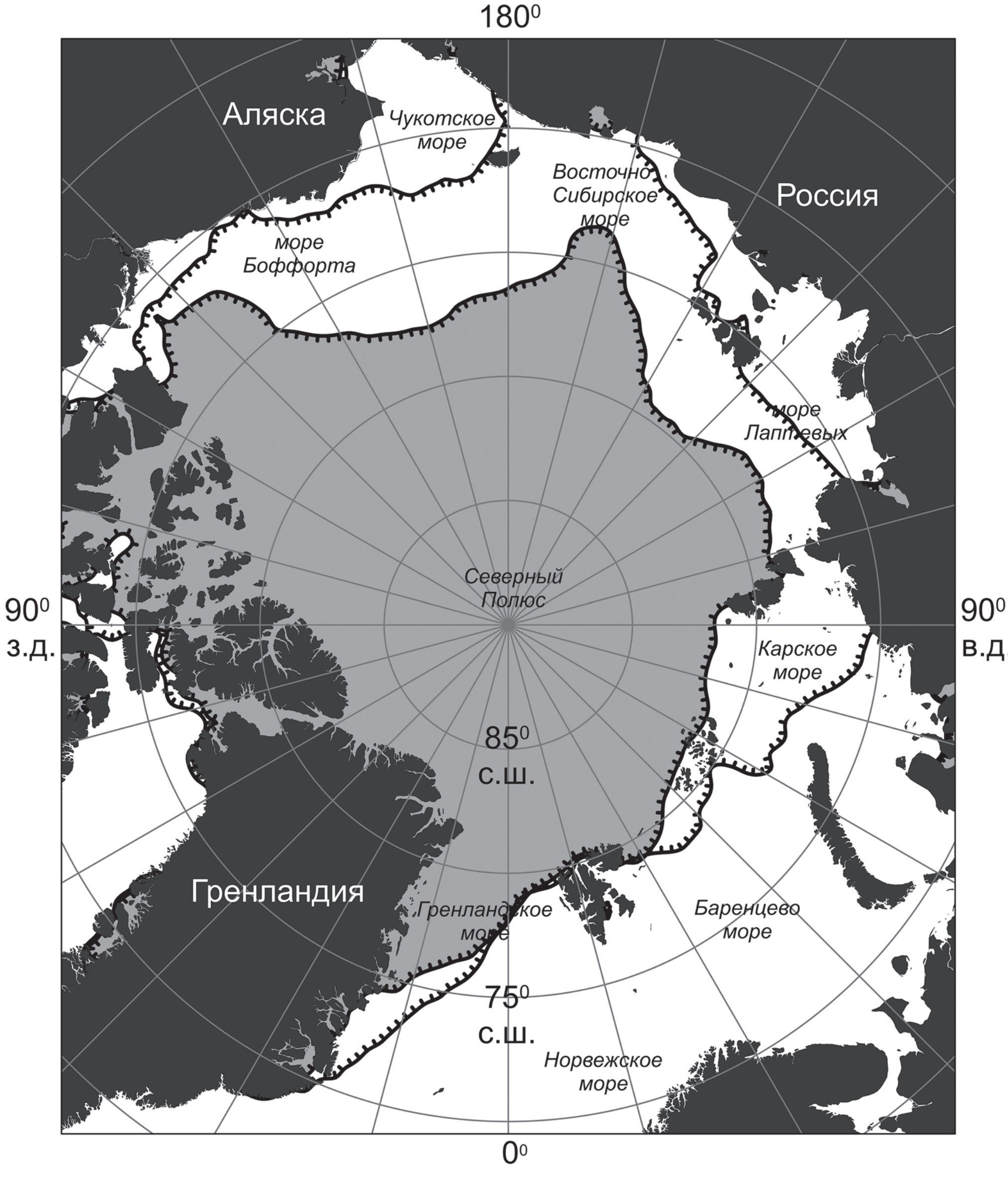


Рис. 2. Среднее распространение морского льда
в сентябре в 1979—2000 гг. (черная линия) и в 2007—2019 гг. (заштрихованная область).

На основе данных https://nsidc.org/.

Fig. 2. Mean sea ice extent in September:
1979—2000 (black line) and in 2007—2019 (shaded area).

Based on data from https://nsidc.org/.

на ветровое воздействие. В [24] показано, что с 1950-х гг. увеличение скорости дрейфа льда связано с увеличением напряжения трения ветра. Но для периода наиболее заметного сокращения ледяного покрова (1989—2009 гг.) в [25] было установлено, что положительные тренды в скорости дрейфа льда не могут быть объяснены только изменениями в поле ветра, поскольку, согласно [26], положительные тренды скорости дрейфа гораздо больше, чем тренды скорости ветра.

Повышение приземной температуры воздуха

Изменения температуры воздуха в морской Арктике непосредственно воздействует на зимнее нарастание льда и его летнее таяние, тогда как сплоченность льда оказывает обратное влияние на характеристики приводного слоя атмосферы (особенно в конце осеннего и начале зимнего сезона) [27]. Результаты мониторинга состояния приземной атмосферы в северной полярной области позволяют сделать вывод об усилении в последнее десятилетие тенденции к повышению приземной температуры воздуха в СЛО [28]. Межгодовые изменения приземной температуры воздуха в наибольшей степени определяются изменчивостью крупномасштабной атмосферной циркуляции над северной полярной областью. В последнее десятилетие преобладали ослабление арктического антициклона и активная циклоническая деятельность над западными арктическими морями (Баренцевым и Карским) и над приполюсным районом Арктики. Такие условия наблюдались в 2011, 2012, 2014—2016 и 2019—2020 гг. Благодаря этому, преобладали южное и юго-западное направления воздушных потоков, обеспечивающих адвекцию теплых воздушных масс и повышенный положительный фон аномалий приземной температуры воздуха в арктических морях в указанные годы. В среднем по северной полярной области величина аномалии приземной температуры воздуха в эти годы менялась от 4,9 °C в 2016 г. до 3,7 °C в 2014 г. Наиболее высокие аномалии температуры отмечались в холодный период года. Самые крупные среднегодовые значения аномалий температуры воздуха отмечались в западных арктических морях: Баренцевом и Карском, а также в отдельные годы — в море Лаптевых.

Относительное понижение температурного фона, наблюдавшееся в 2013 и 2017—2018 гг. связано с увеличением повторяемости в эти годы более низкоширотных траекторий циклонов, что обуславливало преобладающую направленность воздушных потоков с юго-восточной составляющей. При этом, необходимо подчеркнуть, что положительная аномалия приземной температуры от климатической нормы 1961—1990 гг. в указанные годы по-прежнему сохранялась, но ее величина была меньше, чем в годы с преобладанием юго-западных и южных потоков. Наиболее значительное понижение температурного фона по сравнению с экстремальным 2016 г. отмечалось в Карском и Баренцевом морях в 2013 г., где среднегодовые аномалии температуры воздуха понизились до 2—3 °C. В 2017 и 2018 гг. средняя по северной полярной области положительная аномалия приземной температуры воздуха составила 3,2 и 2,8 °C соответственно. При этом высокие положительные аномалии приземной температуры воздуха (до 4—5 °C) отмечались в морях восточного района российского сектора Арктики — Восточно-Сибирском и Чукотском.

В 2019 и 2020 гг. восстановилась общая тенденция к потеплению. Наиболее значимые среднегодовые положительные аномалии температуры воздуха (до 5—6 °С) отмечались одновременно во всех российских арктических морях, с максимальными аномалиями в Карском море, море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море. В Карском море и в море Лаптевых значения линейного тренда температуры воздуха составили соответственно 2,07 и 2,16 °С / 30 лет. Более интенсивное (по сравнению с умеренными широтами) повышение приземной температуры воздуха объясняется полярным (арктическим) усилением [29, 30], формирующимся вследствие положительных обратных связей. Возможные механизмы обратных связей в СЛО рассмотрены в следующем разделе.

Нарушение закономерности смены атмосферных циркуляционных режимов

Помимо возрастания приземной температуры воздуха, роль атмосферы в сокращении площади ледяного покрова связывают также с динамическим фактором — усиленным выносом льда через пролив Фрама. Действию именно этого фактора рядом авторов отводилась основная роль в событии 2007 г., когда произошло резкое сокращение площади арктического морского льда по сравнению с предшествующим годом [31, 32]. Примечательно, что с середины 1990-х гг. нарушилось наблюдавшееся в течение всей второй половины XX в. чередование характерных циркуляционных режимов. С 1996 г. и до настоящего времени над Арктическим бассейном в среднем сохраняется антициклонический циркуляционный режим. В то же время этот режим в его нынешнем проявлении утратил ряд своих характерных особенностей и, по существу, может скорее рассматриваться, как своего рода гибридный между классическими циклоническим и антициклоническим типами. Характерной особенностью поля приземного давления при этом является смещение центра высокого давления в море Бофорта и формирование глубокой депрессии над восточной Сибирью. В современной литературе такую структуру обозначают термином Арктический Диполь (АД) [33—35]. Под действием АД над Восточно-Сибирским и Чукотским морями преобладают ветры южной четверти, приносящие теплый воздух с континента (что усиливает таяние льда) и ускоряющие вынос льда в направлении полюса и пролива Фрама [34]. Другая важная особенность АД состоит в том, что он также обеспечивает сохранение безоблачной погоды в море Бофорта. Дополнительная солнечная радиация, поступающая в летний сезон, способствует таянию дополнительного количества льда, а более тонкий лед мобильнее и сильнее подвержен механическому разрушению за счет действия течений и волнения.

Накопление пресной воды в круговороте Бофорта

Начиная с 1990 г., наблюдается распреснение верхнего слоя вод в круговороте Бофорта (в Амеразийском суббассейне СЛО), продолжающееся до настоящего времени [36, 37]. Поскольку одновременно с этим в Евразийском суббасейне происходило осолонение верхнего слоя, однозначно связать этот процесс с усиленным таянием льда затруднительно. Главным механизмом формирования ярко выраженной анизотропии в распределении солености поверхностного слоя вод, вероятно, стало длительное сохранение устойчивого циркуляционного режима-АД, описанного в предыдущем подразделе [38].

Помимо «консервации» распресненных за счет таяния льда вод в море Бофорта, приземное поле давления способствует также отклонению потоков речных вод из Карского моря (сток Оби) и моря Лаптевых (сток Лены) к востоку от их средних траекторий распространения [39]. Значительная часть речного стока оказывается вовлеченной в антициклонический круговорот Бофорта, увеличивая распреснение, вызванное локальным таянием льда. В Евразийском бассейне, напротив, наблюдается дефицит речного стока и повышение солености, происходящее также вследствие усиленного поступления высокосоленых атлантических вод.

Возрастание тепловой роли океана

Повышение температуры и объема теплых вод, поступающих в СЛО из умеренных широт, усиливает тепловой поток к нижней поверхности льда, что ведет к его ускоренному таянию и/или к замедленному нарастанию. Примерно с 1990 г., по данным инструментальных наблюдений, надежно задокументировано две «волны» потепления Атлантической воды (АВ) в СЛО, разделенные кратким периодом (1995—1999 гг.), когда температура АВ вернулась к средним климатическим значениям. При этом вторая «волна», начало которой датируется 1999 г., в проливе Фрама привела к переходу к качественно новому тепловому состоянию АВ в Арктическом бассейне, которое сохраняется по настоящий момент и характеризуется повышенной (примерно на 1 ºС) температурой по сравнению с климатической нормой 1950—1990 гг. [40]. После резкого сокращения летней площади льда в 2007 г. наметилась тенденция к продвижению границы поверхностного проявления атлантической воды в Баренцевом море [41] и в западной части бассейна Нансена [42], названная «атлантификацией» [43].

Следует подчеркнуть, что в последние несколько лет заметно сократилась зимняя площадь льда в зонах притока АВ, что может свидетельствовать о возрастании влияния океанского тепла на таяние льда в зимний сезон, когда это тепло является единственной возможной причиной таяния [44]. Инструментальные измерения на долговременных буйковых станциях в восточной части бассейна Нансена в 2013—2018 гг. указывают на тенденцию дальнейшего продвижения атлантификации на восток [45, 46]. Другим действенным механизмом, обеспечивающим ускоренное таяние льда в условиях пониженной летней ледовитости, является более интенсивная аккумуляция коротковолновой солнечной радиации в приповерхностном слое океана в летний сезон. Благодаря отступлению летней ледовой кромки к полюсу, значительные акватории Арктического бассейна стали накапливать большее количество солнечной радиации к началу зимнего сезона [47]. Результатом этого стало смещение дат начала ледообразования на более поздние по сравнению со среднемноголетними датами на срок от недели до месяца для различных районов СЛО [1, 48].

Вероятные тенденции дальнейших изменений гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане: роль обратных связей

Из общефизических соображений можно ожидать, что следствием перехода к сезонному ледяному покрову может стать кардинальная перестройка процессов в атмосфере и океане, связанная со значительным изменением свойств подстилающей поверхности. Взаимодействие различных процессов в сложной системе определяется понятием «обратная связь» (ОС). В самом широком смысле «обратная связь» обозначает отклик (ответную реакцию) на какое-либо действие или событие. В случае отрицательной ОС реакция системы приводит к такому изменению вызвавшего ее воздействия, которое стремится вернуть параметры системы в исходное состояние. При положительной ОС, наоборот, происходит ускоренное изменение параметров системы к состоянию, отличному от исходного. Примеры ОС можно найти в различных областях знаний о природе и обществе. На абстрактно формализованном математическом языке ОС описывается нелинейными уравнениями, аналитические решения которых, как правило, можно получить лишь для каких-то частных случаев, поскольку на сегодняшний день не существует единой математической теории нелинейных уравнений. Применительно к системе «атмосфера—морской лед—океан» из теории и наблюдений известны примеры как положительных, так и отрицательных ОС на различных пространственно-временных масштабах. В данном разделе рассмотрены как хорошо известные ОС, характерные для полярных регионов, так и новые обратные связи, инициированные сокращением арктического морского льда. В отличие от традиционного подхода к классификации ОС на радиационные и иные [напр.: 49], здесь применена классификация по времени реакции системы на вынуждающую силу, в предположении, что такой подход позволяет выделить ОС, которые могут быть ответственны за ускорение современных климатических изменений в СЛО.

«Мгновенные» обратные связи

Под «мгновенными» обратными связями будем понимать реакцию параметров системы на внешнее возбуждение, проявляющуюся на временном масштабе значительно меньше сезонного, т. е. от нескольких дней до месяца. Очевидно, что такие обратные связи, как правило, также ограничены по пространству. Наиболее хорошо изученной «мгновенной» обратной связью в частично покрытых льдом морях является уже упоминавшийся в разделе 2 *альбедный механизм.* Альбедо характеризует отражательную способность поверхности и меняется в диапазоне от 1 (при полном отражении) до 0 (при полном поглощении приходящей солнечной радиации). Специфической особенностью СЛО является то, что отражательная способность подстилающей поверхности в летний сезон может резко контрастировать на ограниченном пространственном масштабе: альбедо льда, покрытого вновь выпавшим снегом, составляет 0,9, а альбедо открытой воды равно 0,05. Соответственно, соотношение площадей, покрытых льдом и открытой воды, в значительной степени определяет летний тепловой баланс поверхности СЛО [50]. Суть положительной обратной связи, формируемой альбедным механизмом, состоит в том, что возрастание площади открытой воды в летний сезон приводит к возрастанию объема поглощенной коротковолновой солнечной радиации в промежутках между льдинами, что усиливает таяние льда сбоку и снизу и способствует дальнейшему расширению свободной ото льда поверхности.

По мнению ряда авторов [напр.: 47], именно альбедный механизм сыграл значительную роль в аномальных событиях 2007 г. В зимний сезон наличие зон открытой воды среди сплоченного льда, приводит к прямо противоположному эффекту — ускоренному ледообразованию, т. е. к отрицательной обратной связи. По этой причине так называемые квазистационарные заприпайные полыньи, которые периодически образуются на шельфах окраинных морей в зимний сезон под действием ветра, являются важными очагами ледопродукции [51]. Согласно существующим оценкам, кумулятивная толщина льда, образующегося в таких районах, может достигать более десяти метров за холодный сезон [52]. Изменение альбедо подстилающей поверхности в СЛО может быть также связано с наличием мелких частиц сажи на льду [30] и со степенью загрязненности льда посторонними вкраплениями. Это одна из причин более быстрого освобождения ото льда эстуариев крупных сибирских рек.

Другая группа «мгновенных» обратных связей обусловлена непосредственно изменением температуры. По мере увеличения температуры подстилающей поверхности, согласно закону Стефана—Больцмана, длинноволновое излучение от земной поверхности будет увеличиваться. Возрастание инфракрасного излучения при нагреве поверхности создает небольшой охлаждающий эффект. Этот тип обратной связи также известен как *отрицательная обратная связь Планка.* Очевидно, что обратная связь Планка будет тем сильнее, чем больше площадь свободная ото льда, причем в зимний сезон этот эффект будет проявляться сильнее в силу существенно большего контраста температур между льдом и открытой водой. В условиях устойчивой стратификации атмосферы, которая характерна для полярных широт, повышение приземной температуры воздуха вызывает большее потепление в нижней тропосфере, чем в более высоких ее слоях. Это приводит к уменьшению потока исходящего длинноволнового излучения, по сравнению с ситуацией, если бы изменение температуры по вертикали было равномерным. В результате формируется положительная обратная связь, которую принято называть *lapse rate feedback* [49]. По мере повышения температуры воздуха повышается парциальное давление водяного пара, который усиливает парниковый эффект и вызывает дальнейшее потепление, т. е. обеспечивает положительную обратную связь. Этот эффект сильнее проявляется в тропиках, но и в полярных регионах он значим [53]. Потепление атмосферы также приводит к изменениям в количестве и характеристиках облачности, изменяющих радиационный баланс поверхности океана.

Обратные связи, вызванные изменением облачности в Арктике, могут быть как положительными, так и отрицательными в зависимости от формы облачности и сезона. Уменьшение площади морского льда в зимние месяцы приводит к увеличению балла облачности и увеличивает нисходящее длинноволновое излучение, что ведет к дальнейшему сокращению морского льда или к замедлению его нарастания [54, 55]. В летний сезон, напротив, увеличение облачности нижнего яруса усиливает отражение коротковолновой радиации, что ведет к замедлению таяния льда, т. е. к отрицательной обратной связи [56]. В условиях дальнейшего потепления полярной атмосферы доля жидких частиц в облаках будет возрастать, что вероятно приведет к еще большему отражению коротковолновой радиации и усилению отрицательной обратной связи [49].

Обратные связи на сезонном и годовом временных масштабах

На сезонном временном масштабе из наблюдений хорошо известна закономерность, называемая «историчностью» или «инерционностью» процессов и используемая в физико-статистических ледовых прогнозах [57]. В случае аномально низкой сплоченности льда летом высока вероятность того, что появление льда и полное замерзание в последующий зимний сезон произойдут в более поздние сроки. Интуитивно эта закономерность представляется вполне очевидной, однако в силу неопределенности влияния других факторов (например, атмосферного форсинга), она справедлива лишь в статистическом смысле. Указанная закономерность объясняется тем, что при наличии большей площади открытой воды в летний сезон происходит более эффективный прогрев воды, следствием чего является повышенный теплозапас верхнего квазиоднородного слоя. В случае, если атмосферное выхолаживание в последующий осенне-зимний сезон близко к норме, для удаления избыточного теплозапаса потребуется больше времени, что и обусловливает запаздывание в появлении льда. При этом, о положительной обратной связи на сезонном масштабе речи не идет, поскольку в «нормальных» климатических условиях второй половины XX в. длительный зимний сезон практически полностью стирал «память» об отклонениях в развитии процессов предшествующего лета.

Гипотетическая обратная связь положительной аномалии температуры воды в верхнем квазиоднородном слое в конце летнего сезона с ледовыми условиями в конце следующего зимнего сезона и далее была сформулирована в [58]: избыточное тепло в верхнем слое океана тормозит зимнее нарастание льда, в результате чего к началу сезона таяния толщина льда оказывается меньше; более тонкий лед быстрее разрушается в следующий летний сезон, что приводит к увеличению площади и продолжительности периода открытой воды и к еще большему накоплению тепла в верхнем квазиоднородном слое. Затем весь цикл повторяется, но уже при уменьшенной начальной площади льда.

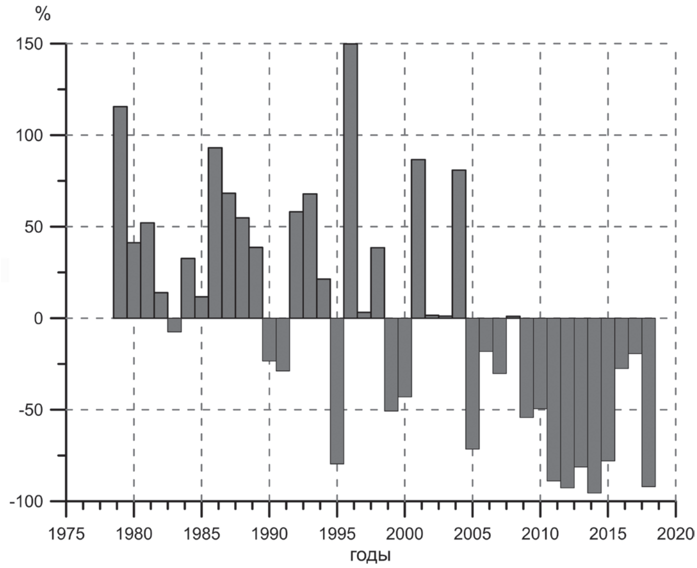
Описанная схема сильно идеализирована, поскольку не принимает во внимание время достижения предельной толщины льда, возможный вклад тепла океана, а также динамику океана и ледяного покрова. Предельная толщина льда — это толщина, которая может нарасти в течение одного зимнего сезона [59]. Поскольку по мере утолщения льда, скорость его нарастания уменьшается (отрицательная обратная связь), период быстрого роста льда в СЛО, как правило, меньше продолжительности зимнего сезона. Соответственно, задержка в начале ледообразования вследствие наличия избыточного тепла в верхнем слое океана в конце летнего сезона становится существенной только в случае, если она достаточно продолжительна для того, чтобы уменьшить время, необходимое для достижения льдом предельной толщины. Насколько толщина льда (h_i) в конце сезона замерзания чувствительна к задержке начала ледообразования, можно приближенно оценить по формуле [42]:

$$h_i = h_{ip}\left(1 - \exp\left(\frac{-F_a t}{L\rho_i h_{ip}}\right)\right), \tag{1}$$

в которой h_{ip} — предельная толщина льда, F_a — поток тепла на границе океан—лед—атмосфера; L — удельная теплота плавления морского льда; ρ_i — плотность льда; t — время. В случае фиксированного потока тепла (200 Вт/м^2), обеспечивающего достижение предельной толщины льда (214 см) за 170 суток при начале ледообразования на открытой воде, сдвиг начала ледообразования на 2 месяца вперед приводит к уменьшению толщины льда в конце холодного сезона (на 180-е сутки) на 2,5 %. Необходимо подчеркнуть, что эту оценку следует рассматривать, как оценку снизу, которая скорее применима для припая на мелководных шельфах, поскольку формула (1) не учитывает поток тепла из океана к ледяному покрову, который в определенных районах океана может быть достаточно значительным [44].

После 2007 г. продолжительность периода открытой воды в летний сезон в российских арктических морях существенно возросла. Постепенное удлинение безледного сезона наблюдалось в виде двух «волн», распространявшихся от Баренцева моря (на западе) и от Чукотского моря (на востоке). В 2010-е гг. этот «сигнал» достиг моря Лаптевых, которое можно считать наименее подверженным влиянию атмосферных и океанских потоков тепла из низких широт. Сопряженность площади льда и температуры верхнего слоя вод в море Лаптевых в сентябре представлена на рис. 3. Как было показано в [48] в Восточно-Атлантическом секторе СЛО взаимосвязь между площадью льда на пике сезонного минимума и максимальной площадью льда в последующий зимний сезон в 2010-е годы прослеживается достаточно надежно, хотя малая продолжительность имеющихся временных рядов пока не позволяет говорить о статистически значимой корреляции.

В Арктическом бассейне воды атлантического происхождения (АВ) распространяются на глубине 150—900 м [11] и отделены от верхнего квазиоднородного слоя высокоградиентным пикноклином, блокирующим вертикальное перемешивание. Только в западной части бассейна Нансена (между Шпицбергеном и Землей Франца Иосифа) и юго-западной части Баренцева моря АВ достигают поверхности океана [60]. Трансформация верхней части АВ в этих районах определяется параметрами ледяного покрова [61, 62]. Уменьшение объема морского льда в СЛО в течение 1990—2010 гг. способствовало сокращению объема холодной пресной воды, смешивающейся с АВ, что привело к росту температуры и солености верхнего квазиоднородного слоя [42]. Благодаря определяющему вкладу солености в плотность морской воды при отрицательной температуре, результатом произошедших изменений стало уменьшение вертикального плотностного градиента на *а)*



б)

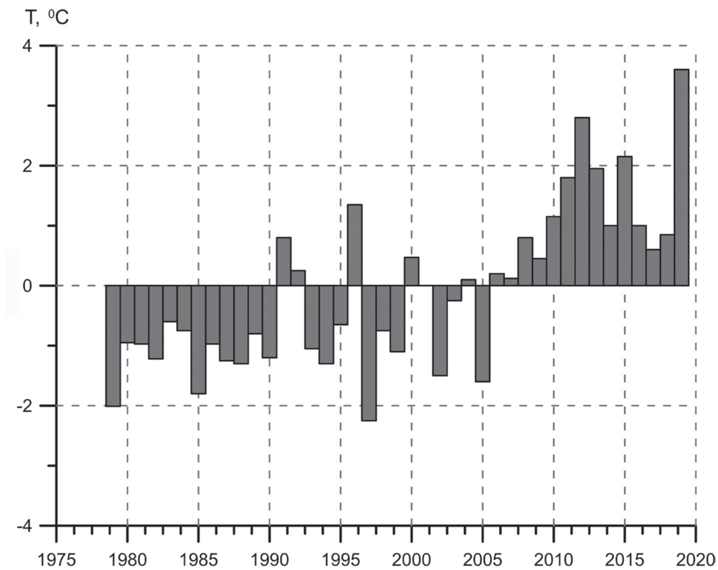


Рис. 3. Временные изменения площади покрытия льдом моря Лаптевых в сентябре относительно среднего за период 1979—2018 гг. (*а*) и аномалии температуры поверхности моря в сентябре относительно средней за период 1979—2018 гг. (*б*).

На основе данных https://nsidc.org/.

Fig. 3. Temporal changes in the ice cover area of the Laptev Sea in September relative to the average for the period 1979—2018 (*a*) and the sea surface temperature anomalies in September relative to the average for the period 1979—2018 (*б*).

Based on data from https://nsidc.org/.

нижней границе квазиоднородного слоя. Ослабление плотностной стратификации создало условия для возрастания глубины зимнего конвективного перемешивания вдоль путей распространения АВ в бассейне Нансена и в Баренцевом море. В западной части бассейна Нансена в 2010-х гг. по спутниковым данным было выявлено замедление скорости расширения площади ледяного покрова в середине зимнего сезона (рис. 4), что было предположительно объяснено действием положительной обратной связи на сезонном масштабе, инициированной сокращением ледяного покрова в предшествующий летний сезон [42].

При наличии значительных зон открытой воды (или тонкого молодого льда) в начале зимнего сезона и ослабленной вертикальной стратификации мощная теплоотдача из океана в атмосферу способна обеспечить проникновение вертикального конвективного перемешивания до слоя АВ. Количественно такая возможность может быть оценена критерием термической конвекции (K_{Kh}), который

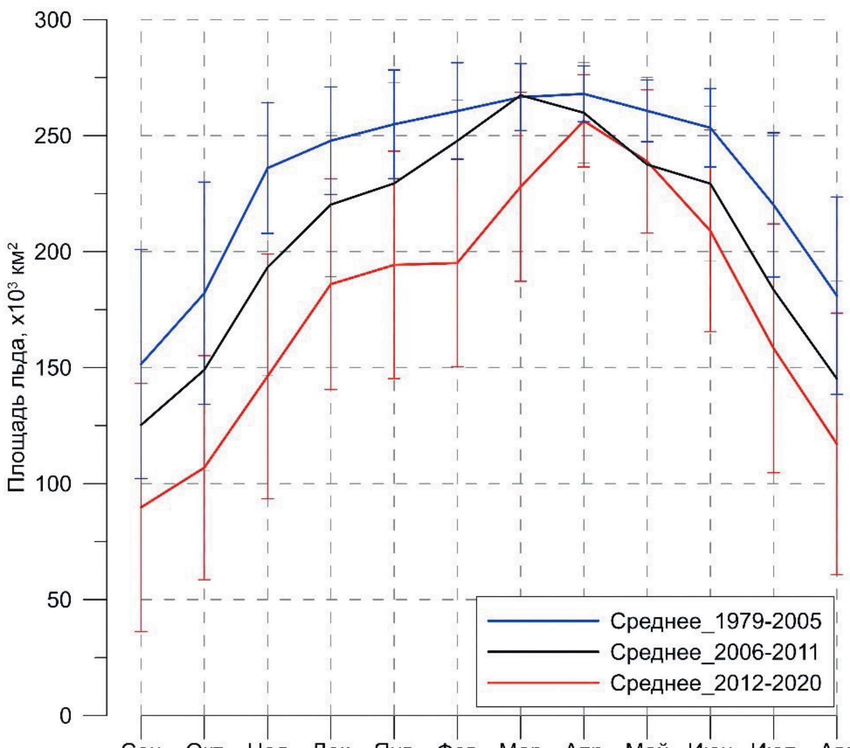


Рис. 4. Средние сезонные изменения площади ледяного покрова в западной части бассейна Нансена: 80—83° с.ш., 15—60° в.д. на различных временных интервалах.

На основе данных https://nsidc.org/.

Fig. 4. Average seasonal changes in the ice cover area in the western part of the Nansen Basin: 80—83 ° N, 15—60° E. at different time intervals.

Based on data from https://nsidc.org/.

определяется безразмерным соотношением между изменением плотности, зависящей от теплозапаса и солезапаса верхнего квазиоднородного слоя океана и плотностным контрастом в пределах потенциального конвективного слоя (h) в конце летнего сезона [43]:

$$K_{Kh} = \frac{\alpha\left(T_s - T_f\right) + \beta\left(\overline{S}_h - S_s\right)}{\rho_h - \rho_s}, \tag{2}$$

где α и β — коэффициенты термического расширения и соленосного сжатия соответственно; T_s, S_s и ρ_s — температура, соленость и потенциальная плотность верхнего квазиоднородного слоя в конце летнего сезона; T_f — температура замерзания, зависящая от солености; ρ_h — потенциальная плотность на глубине h; $\overline{S}_h$ — средняя соленость в слое от поверхности до глубины h.

Если в заданной точке критерий термической конвекции превышает единицу, то конвективное перемешивание способно охватить рассматриваемый слой при благоприятных атмосферных условиях, т. е. при достаточно интенсивной теплоотдаче на границе океана и атмосферы. Физический смысл критерия термической конвекции связан с ограничением на охлаждение воды температурой замерзания. При ее достижении вода далее не охлаждается, а начинается нарастание льда (возможное дальнейшее развитие конвекции по халинному типу критерий K_{Kh} не описывает). Из этого следует, что чем больше тепла накоплено в верхнем квазиоднородном слое, тем больше диапазон охлаждения воды (и связанного с этим возрастания плотности) до достижения температуры замерзания. Важную роль при этом играет повышенная соленость, обеспечивающая большую плотность в верхнем квазиоднородном слое и, соответственно, ослабленную плотностную стратификацию на его нижней границе. Плотностная стратификация определяет устойчивость вод, которая в конечном итоге и контролирует вертикальное перемешивание при благоприятных атмосферных условиях.

При проникновении конвекции в слой АВ поднимающаяся к поверхности океана теплая и соленая вода задерживает ледообразование или обеспечивает таяние льда снизу [44]. После охлаждения (и уплотнения) при нахождении на поверхности океана эта вода опускается ниже своего начального уровня, а к поверхности поднимается теплая и соленая вода из нижележащего слоя АВ. Описанный механизм положительной обратной связи, суть которого состоит в усилении влияния тепла поступающих в СЛО вод атлантического происхождения на ледяной покров, был определен, как «атлантификация» [43].

Важно отметить, что действенность этого механизма положительной обратной связи может быть достаточно высокой только при условии предварительного сокращения объема морского льда. При наличии консолидированного толстого льда сильная плотностная стратификация на нижней границе верхнего квазиоднородного слоя препятствует глубокому проникновению конвекции, и эффективно работающей обратной связи не формируется [44]. Результаты недавних исследований показали, что атлантификация начала проявляться и в восточной части бассейна Нансена [45], где в 2015—2018 гг. верхняя граница АВ поднялась со 150 до

80 м [46]. Это создает благоприятные предпосылки для конвективного вовлечения теплых и соленых вод в верхний квазиоднородный слой, как это происходит в западной части бассейна Нансена с начала 2010-х гг. [63].

Вероятные изменения в атмосфере в сезонно-безледном СЛО

До сих пор описание возможных изменений гидрометеорологических условий в СЛО было ограничено анализом взаимодействия ледяного покрова и океана в предположении, что реакция атмосферы на происходящие изменения остается в пределах, типичных для некоторого среднеклиматического состояния. Такое допущение справедливо до тех пор, пока сокращение площади летнего ледяного покрова не перешло границу, за которой условия энергообмена на границе океан—атмосфера меняются до такой степени, что начинают существенно влиять на характеристики нижней тропосферы.

Вопросу о возможных изменениях в атмосфере в сезонно-безледном СЛО был посвящен ряд недавних модельных исследований. Анализ реакции атмосферы на тридцатилетнее сокращение морского льда в СЛО [64] показал наиболее сильный отклик в нижней тропосфере в арктических морях и прибрежной зоне. Как и ожидалось, расширение зон открытой воды привело к возрастанию потока энергии из океана в атмосферу, увеличению потепления и увлажнения нижней тропосферы. Также уменьшилась мощность поверхностной температурной инверсии и увеличилась толщина нижней тропосферы. Указанные изменения оказались наиболее выражены осенью и в начале зимы (сентябрь—декабрь). Согласно результатам численных экспериментов [65], сезонное отсутствие морского льда в СЛО приводит к усилению теплоотдачи из океана в атмосферу вследствие возрастания потоков явного и скрытого тепла из океана, что способствует потеплению в нижней тропосфере [66]. Наиболее значимое потепление наблюдается не в условиях летнего отсутствия льда, а в зимние месяцы, когда разница температуры между подстилающей поверхностью и приземным слоем атмосферы достигает максимальных значений [67].

Реакция атмосферы на сокращение морского льда не однородна по пространству. В некоторых регионах расширение зон открытой воды вызывает крупномасштабный динамический отклик, тогда как в других наблюдаются только локальные термодинамические изменения [64]. Так, в холодный сезон (октябрь—март) масштабная реакция атмосферы на сокращение морского льда отмечается в восточно-атлантическом секторе СЛО (Баренцево и Карское моря). Следствием этого являются положительные зимние аномалии температуры воздуха над прилегающими континентами и увеличение количества осадков. Это объясняется интенсивной горизонтальной адвекцией сравнительно более теплого воздуха с акватории СЛО на континенты, что может приводить к отрицательной обратной связи и охлаждению атмосферы над океаном [68].

К иному выводу пришли авторы статьи [69]. Согласно выполненным ими модельным расчетам, уменьшение площади зимнего ледяного покрова на акватории Баренцева и Карского морей может являться причиной аномально холодных зим в Европе и северной Азии. В качестве примера такой аномально холодной зимы авторы приводят 2005/2006 г. Избыточный нагрев нижней тропосферы над регионом Баренцева и Карского морей уменьшает меридиональный градиент температуры воздуха в субполярных широтах, что влечет ослабление зонального переноса в умеренных широтах и формирует отрицательные температурные аномалии над северной Евразией. Аналогичные результаты получены в модельном исследовании [70], в котором было установлено, что характер реакции атмосферы на сокращение площади морского льда зависит от пространственного положения и интенсивности региональных аномалий площади морского льда. Однако в этом исследовании наиболее значимый атмосферный отклик был получен в случае аномального отступления морского льда в море Бофорта.

Изменение площади ледяного покрова предположительно должно влиять на интенсивность циклонической активности в СЛО и, соответственно, на траекторию перемещения циклонов, формирующихся в умеренных широтах. Проверка этой гипотезы была предпринята в рамках идеализированных модельных исследований, обсуждаемых в обзоре [71]. Результаты исследований весьма неоднозначны. На их основе можно лишь в целом говорить о том, что наличие / отсутствие ледяного покрова в СЛО оказывает воздействие на циклоническую активность в северной полярной области и сопредельных регионах. Со значительной долей вероятности можно также сделать вывод о некотором смещении пояса максимальной циклоничности к северу в северном полушарии в условиях уменьшенной ледовитости. Однако пространственные закономерности этого смещения заметно различаются в разных моделях.

В статье [72] сделан вывод о тенденции к снижению частоты и/или интенсивности сильных штормов из-за глобального потепления, тогда как, согласно [73], тренды повторяемости экстремальных циклонов существенно различаются для отдельных зимних месяцев: положительный тренд наблюдается в начале зимы (ноябрь—декабрь), отрицательный — в январе, и отсутствие тренда — в феврале.

В условиях значительного сезонного сокращения морского льда в арктических морях проявился эффект так называемых «Сибирских атмосферных рек» (САР) [74]. САР представляют собой потоки теплого воздуха в нижней тропосфере, которые в летний сезон направлены с континента на акваторию СЛО. В изменившихся условиях, когда граница морского льда отступила к северу, САР дополнительно насыщаются влагой при перемещении над протяженной открытой водной поверхностью. Поскольку температура приземного воздуха над морским льдом в летний сезон близка к нулю, в нижней тропосфере над морским льдом формируется холодный пограничный слой, ограниченный сверху сильной температурной инверсией. При подъеме САР вдоль периферии холодного воздушного купола, расположенного над сплошным льдом, образуются облака, которые обеспечивают поступление тепла в верхние слои атмосферы за счет конденсации водяного пара. Описанные процессы обеспечивают связь между верхней и нижней атмосферой через поступление теплого воздуха с континента и его дополнительного насыщения влагой в условиях наличия протяженной открытой водной поверхности между континентом и зоной сплошного ледяного покрова. Таким образом, крупномасштабный перенос тепла и влаги (САР) из более низких широт в сочетании с зональным расположением областей открытой воды и сплошного ледяного покрова может дистанционно усилить потепление арктической тропосферы летом.

Заключение

На сегодняшний день можно утверждать, что на ничтожном, по климатическим меркам, интервале времени (6 лет), произошла кардинальная перестройка одного из основных климатообразующих факторов СЛО — площади морского льда, которая резко сократилась в летний период, и на значительной части морской Арктики ледяной покров стал сезонным. Представленные в данном обзоре свидетельства из различных опубликованных источников позволяют заключить, что именно изменения характеристик ледяного покрова в значительной степени способствовали наблюдаемым в настоящее время изменениям в океане и полярной атмосфере. В результате сокращения морского ледяного покрова активизировались ранее не проявлявшиеся положительные обратные связи в системе «океан—атмосфера—морской лед», что с высокой степенью вероятности может привести к ускорению дальнейшего уменьшения площади и толщины морского льда в СЛО.

Возникает закономерный вопрос: а есть ли какие-то внутренние ограничения на рассмотренные положительные обратные связи, общий вектор которых направлен на дальнейшее уменьшение летнего ледяного покрова в СЛО? Уменьшение сплоченности и расширение свободных ото льда зон летом, очевидно, благоприятствует более интенсивному ледообразованию в последующий зимний сезон. Способно ли более интенсивное зимнее ледообразование на сезонно-освобождающихся от льда акваториях обеспечить эффективную отрицательную обратную связь, под действием которой будет скомпенсировано аномальное летнее сокращение льда и осуществлен возврат системы к состоянию, наблюдавшемуся в 1979—2000 гг.? Однозначного ответа на этот вопрос на сегодняшний день нет.

Если исходить из реалий последнего десятилетия, то эффект положительных обратных связей, обусловленный значительным сокращением площади и распространения морского льда к концу летнего сезона, пока сильнее отрицательной обратной связи, вызванной интенсификацией зимнего ледообразования. Нарушение сложившегося на сегодняшний день баланса факторов может произойти в случае, например, резкого похолодания в тропосфере, или устойчивого изменения атмосферной циркуляции над Арктическим бассейном, которые приведут к сохранению значительного объема льда в летний сезон. Однако, указанные изменения (если и произойдут в ближайшее время), то будут связаны с внешними по отношению к СЛО воздействиями. Система же обратных связей, сформировавшаяся в первые две декады XXI в., обеспечивает устойчивое сохранение существующего положительного тренда площади морского льда на формирование сезонно-безледного СЛО. Аналогичные прогнозы дают также глобальные климатические модели, использующие в качестве форсинга различные сценарии выброса парниковых газов в атмосферу [5]. В то же время следует подчеркнуть, что разброс сроков перехода к полностью сезонно безледному СЛО варьирует в различных моделях в диапазоне десятков лет. Модельные прогнозы в интервале 5—10 лет в настоящее время нельзя признать удовлетворительными, что свидетельствует о том, что физические механизмы, заложенные в математических моделях, изучены недостаточно, особенно в условиях кардинальной перестройки процессов в системе «океан—лед—атмосфера», вызванных резким сокращением ледяного покрова СЛО в 2000-е гг.

Благодарности

Статья подготовлена при финансовой поддержке гранта РФФИ 18-05-60083 и при поддержке Междисциплинарной научно-образовательной школы Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова «Будущее планеты и глобальные изменения окружающей среды».

Acknowledgments

The paper was prepared with the financial support of the RFBR grant 18-05-60083 and with the support of the Interdisciplinary Scientific and Educational School of the Lomonosov Moscow State University "The future of the planet and global environmental changes".

Список литературы

1. *Stroeve J, Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons // Environmental Reseach Letters. 2018. V. 13, 103001.
2. *Guarino M., Sime L.C., Schröeder D. Malmierca-Vallet I, Rosenblum E., Ringer M., Jeff Ridley J., Feltham D., Bitz C., Stei E.J., Wolff E., Stroeve J., Sellar A.* Sea — ice — free Arctic during the Last Interglacial supports fast future loss // Nature Climate Change. 2020. doi: 10.1038/s41558-020-0865-2.
3. *Årthun M., Onarheim I. H., Dörr J., Eldevik T.* The seasonal and regional transition to an ice — free Arctic // Geophysical Research Letters. 2021. V. 48, e2020GL090825. doi: 10.1029/2020GL090825.
4. *Notz D., SIMIP Community*. Arctic sea ice in CMIP6 // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47, e2019GL086749. doi:10.1029/2019GL086749.
5. *Малинин В.Н., Вайновский П.Н.* Когда наступит безледный режим регионов Арктики? // Ученые записки РГГМУ. 2019. № 56. С. 98—109. doi: 10.33933/2074-2762-2019-56-98-109.
6. Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 2013: The Physical Science Basis / Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by T.F. Stocker et al. 2013. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., and New York. 1535 p. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
7. *Notz D., Stroeve J.* Observed Arctic sea — ice loss directly follows anthropogenic CO_2 emission // Science. 2016. V. 354. P. 747—750.
8. *Screen J.A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // Nature. 2010. V. 464. P. 1334.
9. *Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M.* The emergence of surface — based Arctic amplification // Cryosphere. 2009. V. 3. P. 11—19. doi: 10.5194/tc-3-11-2009.
10. *Черниговский Н.Т., Маршунова М.С.* Климат Советской Арктики. Л.: Гидрометеоиздат, 1965. 199 с.
11. *Макштас А.П.* Тепловой баланс арктических льдов в зимний период. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 67 с.

12. *Никифоров Е.Г., Шпайхер А.О.* Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 270 с.
13. *Тимофеев В.Т.* Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 190 с.
14. *Алексеев Г.В., Булатов Л.В., Захаров В.Ф., Мякошин О.И.* Формирование аномалий содержания пресной воды в верхнем слое Арктического бассейна в связи с их влиянием на климат // Метеорология и гидрология. 2000. № 8. С. 32—44.
15. *Иванов В.В.* Пресноводный баланс Арктического океана. // Труды ААНИИ. 1976. Т. 323. С. 138—147.
16. *Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J.* The “Great Salinity Anomaly” in the northern Noth Atlantic 1968—1982 // Progress in Oceanography. 1988. V. 20. P. 103—151.
17. *Mauritzen C.* Arctic freshwater // Nature Geoscience. 2012. V. 5. P. 162—164.
18. *Зубов Н.Н.* Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1947. 500 с.
19. *Proshutinsky A.Y., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. 1997. V. 102. P. 12493—12514.
20. *Алексеев Г.В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е.* Изменение площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования // Известия АН, ФАО. 2009. Т. 45, № 6. С. 723—735.
21. *Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003—2008 // Journal of Geophysical Research. 2009. V. 114. C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.
22. *Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A.* Thinning of the Arctic sea ice cover // Geophysical Research Letters. 1999. V. 26. P. 3469—3472.
23. *Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В, Репина И.А., Смирнов А.В.* Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 50—65.
24. *Hakkinen, S., Proshutinsky A., Ashik I.* Sea ice drift in the Arctic since the 1950s // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L19704. doi: 10.1029/2008GL034791.
25. *Vihma T., Tisler P., Uotila P.* Atmospheric forcing on the drift of Arctic sea ice in 1989—2009 // Geophysical Research Letters. 2012. V. 39. L02501. doi: 10.1029/2011GL050118.
26. *Spreen G., Kwok R., Menemenlis D.* Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992—2009 // Geophysical Research Letters. 2011. V. 38 (19). doi: 10.1029/2011GL048970.
27. *Vihma T.* Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate // A Review Survey Geophysics. 2014. V. 35. P. 1175—1214, doi: 10.1007/s10712.014-9284-O.
28. Обзор гидрометеорологических процессов в Северной Полярной области, 2011, …, 2019 / Под редакцией чл.-корр. РАН, д-ра геогр. наук И.Е. Фролова, ААНИИ, Санкт-Петербург. [Электронный ресурс]. URL: http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=449.
29. *Latonin M.M., Bashmachnikov I. L., Bobylev L. P.* The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2020. Т. 13, № 3. С. 3—19.
30. *Serreze M.C., Barry R. G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis // Global and Planetary Change. 2011. V. 77, No 1—2. P. 85—96.
31. *L’Heureux M.L., Kumar A., Bell G.D., Halpert M.S., Higgins R.W.* Role of the Pacific — North American (PNA) pattern in the 2007 Arctic sea ice decline // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L20701. doi: 10.1029/2008GL035205.
32. *Ogi M., Rigor I.G., McPhee M.G., Wallace J.M.* Summer retreat of Arctic sea ice: role of summer winds // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L24701. doi:10.1029/2008GL035672.
33. *Overland J.E, Wang M., Salo S.* The recent Arctic warm period // Tellus. 2008. V. 60A. P. 589—597.
34. *Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L05706. doi: 10.1029/2008GL036706.
35. *Wu B.Y., Wang J., Walsh J.E.* Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion // Journal of Climate. 2006. V. 19. P. 210—225. doi: 10.1175/JCLI3619.1.
36. *McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B.* Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean // Geophysical Research Letters. 2009. V. 36. L10602. doi: 10.1029/2009GL037525.
37. *Proshutinsky A., Krishfield R., Timmermans M.L.* Introduction to special collection on arctic ocean modeling and observational synthesis (FAMOS) 2: Beaufort gyre phenomenon // Journal of Geophysical Research Oceans. 2020. V. 125. doi: 10.1029/2019JC015400.

38. *Proshutinsky A., Krishfield R., Toole J.M., Timmermans M.L., Williams W., Zimmermann S.* Analysis of the Beaufort Gyre freshwater content in 2003—2018 // Journal of Geophysical Research Oceans. 2019. V. 124. doi: 10.1029/2019JC01528.
39. *Morison J., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I., Andersen R., Steele M.* Changing Arctic Ocean freshwater pathways // Nature. 2012. V. 481. P. 66—70. doi: 10.1038/nature10705.
40. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Ashik I.M., Bacon S., Beszczynska-Möller A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fortier L., Gascard J.-C., Hansen E., Hölemann J., Ivanov V.V., Kikuchi T., Kirillov S., Lenn Y.-D., McLaughlin F., Piechura J., Repina I., Timokhov L.A., Walczowski W., Woodgate R.* NOWCAST: Fate of early — 2000's Arctic warm water pulse // Bulletin of American Meteorological society. 2011. V. 92, No 5. P. 561—565. doi: 10.1175/2010BAMS292I.I.
41. *Årthun M.A., Eldevik T., Smedsdrud L.H., Skagseth O, Ingvaldsen R.B.* Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat // Journal of Climate. 2012. V. 25. P. 4736—4743.
42. *Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A.* Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback // Journal of Physical Oceanography. 2016. V. 46. P. 1437—1456, doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
43. *Аксенов П.В., Иванов В.В.* «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64, № 1. С. 42—54. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-1-42-5.
44. *Ivanov V.V., Smirnov A.V., Alexeev V.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Semenov V.A.* Contribution of convection — induced heat flux to winter ice decay in the Western Nansen Basin // Journal of Geophysical Research. 2018. V. 123. P. 1—17; doi: 10.1029/2018JC013995.
45. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V.V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A.* Greater role for Atlantic inflows on sea — ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. V. 356. P. 285—291.
46. *Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Alkire M.B., Baumann T.M., Carmack E.C., Ingvaldsen R., Ivanov V.V., Janout M., Lind S., Padman L., Pnyushkov A.V., Rember R.* Weakening of Cold Halocline Layer Exposes Sea Ice to Oceanic Heat in the Eastern Arctic Ocean // Journal of Climate. 2020. V. 33. P. 8107—8123, doi: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
47. *Perovich D.K., Richter-Menge J.A., Jones K.F., Light B.* Sunlight, water and ice: extreme Arctic sea icemelt during the summer of 2007 // Geophysical Research Letters. 2008. V. 35. L11501. doi: 10.1029/2008GL034007.
48. *Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E.* Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean — Air Heat Exchange in the Late Summer // Atmosphere. 2019. V. 10. 184. doi: 10.3390/atmos10040184.
49. *Goosse H., Kay J.E., Armour K.C., Bodas-Salcedo A., Chepfer H., Docquier D., Jonko A., Kushner P.J., Lecomte O., Massonnet F., Park H.-S., Pithan F., Svensson G., Vancoppenolle M.* Quantifying climate feedbacks in polar regions // Nature. Communications. 2018. V. 9. doi: 10.1038/s41467-018-04173-0.
50. *Curry J.A., Schramm J.H., Ebert E.E.* Sea ice albedo feedback mechanism // Journal of Climate. 1995. V. 8. P. 240—247.
51. *Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеоиздат, 1996. 213 с.
52. *Martin S., Cavalieri D.J.* Contribution of the Siberian shelf to the Arctic Ocean intermediate and deep water // Journal of Geophysical Research. 1989. V. 94, No 12. P. 12725—12738.
53. *Gordon N.D., Jonko A.K., Forster P.M., Shell K.M.* An observationally based constraint on the water—vapor feedback // Journal of. Geophysical Research, Atmosphere. 2013. V. 118. 12435—12443.
54. *Alexeev V.A., Walsh J.E., Ivanov V.V., Semenov V.A., Smirnov A.V.* Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice // Environmental Research Letters. 2017. V. 12, No 8. 084011. doi: 10.1088/1748-9326/aa7a1d.
55. *Schweiger A.L., Lindsay R.W., Vavrus S., Francis, J.A.* Relationships between Arctic sea ice and clouds during Autumn // Journal of Climate. 2008. V. 21. P. 4799—4810.
56. *Mitchell J.F.B., Senior C.A., Ingram W.J.* On CO_2 and climate: a missing cloud feedback? // Nature. 1989. V. 341. P. 132—134.
57. *Кудрявая К.И., Серяков Е.И., Скриптунова Л.И.* Морские гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. 272 с.

58. *Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J., Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // Climatic Change. 2012. doi: 10.1007/s10584-011-0101-1.
59. *Доронин, Ю.П., Хейсин, Д.Е.* Морской лед. Л.: Гидрометеоиздат, 1975. 318 с.
60. *Иванов В.В., Тимохов Л.А.* Атлантические воды в арктической циркуляционной трансполярной системе // Метеорология и Гидрология. 2019. № 4. С. 36—53.
61. *Ivanov V.V., Repina I.A.* Mid — winter anomaly of sea ice in the Western Nansen Basin in 2010s. // IOP Conference Series: Earth Environmental Science. 2019. V. 231. 012024. doi: 10.1088/1755-1315/231/1/012024.
62. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea—ice import // Nature Climate Change. 2018. V. 8, No 7. P. 634—639.
63. *Иванов В.В., Репина И.А.* Влияние сезонной изменчивости атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Изв. РАН. Сер. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54, № 1. С. 73—82.
64. *Screen J.* Simulated Atmospheric Response to Regional and Pan — Arctic Sea Ice Loss. // Journal of Climate. 2017. V. 30. P. 3946—3962.
65. *Deser C., Tomas R., Alexander M., Lawrence D.* The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty — first century // Journal of. Climate. 2010. V. 23. P. 333—351. doi: 10.1175/2009JCLI3053.
66. *Screen J.A., Simmonds I.* Increasing fall — winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification // Geophysical Research Letters. 2010. V. 37. L16797. doi: 10.1029/2010GL044136.
67. *Deser C., Sun L., Tomas R.A., Screen J.* Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? // Geophysical Research Letters. 2016. V. 43. doi:10.1002/2016GL067792.
68. *Alexander M.A., Bhatt U.S., Walsh J.E., Timlyn M.S., Miller J.S., Scott J.D.* The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM // Journal of Climate. 2004. V. 17. P. 890—905.
69. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents — Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // Journal of Geophysical Research. 2010. V. 115. D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
70. *Rinke A., Dethloff K., Dorn W., Handorf D., Moore J.C.* Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies // Journal of Geophysical Research Atmosphere. 2013. V. 118. P. 7698—7714. doi: 10.1002/jgrd.50584.
71. *Bader J., Mesquita M.D.S., Hodges K.I., Keenlyside N., Østerhus S., Miles M.* Atlantic Oscillation: Observations and projected changes // Atmospheric Research. 2011. V. 101. P. 809—834.
72. *Wang J., Kim H., Chang E.K.M.* Changes in Northern Hemisphere Winter Storm Tracks under the Background of Arctic Amplification // Journal of Climate. 2017. V. 30. P. 3705—3724.
73. *Rinke A., Maturilli M., Graham R.M., Matthes H., Handorf D., Cohen L., Hudson S.R., Moore J.C.* Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends // Environmental Research Letters. 2017. V. 12. 094006. doi: 10.1088/1748-9326/aa7def.
74. *Komatsu K.K., Alexeev V.A., Repina I.A., Tachibana Y.* Poleward upgliding Siberian atmospheric rivers over sea ice heat up Arctic upper air // Scientific Reports. 2018. V. 8. P. 2872. doi: 10.1038/s41598-018-21159-6.

References

1. *Stroeve J., Notz D.* Changing state of Arctic sea ice across all seasons. Environmental Reseach Letters. 2018, 13: 103001.
2. *Guarino M., Sime L.C., Schröeder D. Malmierca-Vallet I, Rosenblum E., Ringer M., Jeff Ridley J., Feltham D., Bitz C., Stei E.J., Wolff E., Stroeve J., Sellar A.* Sea — ice — free Arctic during the Last Interglacial supports fast future loss. Nature Climate Change. 2020. doi: 10.1038/s41558-020-0865-2.
3. *Årthun M., Onarheim, I.H., Dörr, J., Eldevik, T.* The seasonal and regional transition to an ice — free Arctic. Geophysical Research Letters. 2021, 48: e2020GL090825. doi: 10.1029/2020GL090825.
4. *Notz, D., SIMIP Community.* Arctic sea ice in CMIP6. Geophysical Research Letters. 2020, 47: e2019GL086749. doi: 10.1029/2019GL086749.

5. *Malinin V.N., Vaynovskiy P.N.* When will the ice-free regime of the Arctic regions come? *Uchenyye zapiski RGGMU*. Scientific notes RSHU. 2019, 56: 98—109. doi: 10.33933/2074-2762-2019-56-98-109. [In Russian].
6. Intergovernmental Panel on Climate Change, Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, edited by T.F. Stocker et al. 2013. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K., and New York. 1535 p. doi: 10.1017/CBO9781107415324.
7. *Notz D., Stroeve J.* Observed Arctic sea — ice loss directly follows anthropogenic CO_2 emission. Science. 2016, 354: 747—750.
8. *Screen J.A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature. 2010, 464: 1334.
9. *Serreze M.C., Barrett A.P., Stroeve J.C., Kindig D.N., Holland M.M.* The emergence of surface — based Arctic amplification. Cryosphere. 2009, 3: 11—19. doi: 10.5194/tc-3-11-2009.
10. *Chernigovskiy N.T., Marshunova M.S. Klimat Sovetskoi Arktiki.* Climate of the Soviet Arctic. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1965: 199 p. [In Russian].
11. *Makshtas A.P. Teplovoy balans arkticheskikh l'dov v zimniy period*. Heat balance of Arctic ice in winter. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1984: 67 p. [In Russian].
12. *Nikiforov Ye.G., Shpaykher A.O. Zakonomernosti formirovaniya krupnomasshtabnykh kolebaniy gidrologicheskogo rezhima Severnogo Ledovitogo okeana.* Regularities of the formation of large — scale fluctuations in the hydrological regime of the Arctic Ocean. L.: Gidrometeoizdat, 1980: 270 p. [In Russian].
13. *Timofeyev V.T. Vodnyye massy Arkticheskogo basseyna*. Water masses of the Arctic basin. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1960: 190 p. [In Russian].
14. *Alekseyev G.V., Bulatov L.V., Zakharov V.F., Myakoshin O.I.* Formation of fresh water anomalies in the upper layer of the Arctic basin in connection with their influence on the climate. *Meteorologiya i gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2000, 8: 32—44. [In Russian].
15. *Ivanov V.V.* Freshwater balance of the Arctic Ocean. *Trudy AANII*. The proceedings of AANII. 1976, 323: 138—147. [In Russian].
16. *Dickson R.R., Meincke J., Malmberg S.A., Lee A.J.* The “Great Salinity Anomaly” in the northern Noth Atlantic 1968—1982. Progress in Oceanography. 1988, 20: 103—151.
17. *Mauritzen C.* Arctic freshwater. Nature Geoscience. 2012, 5: 162—164.
18. *Zubov N.N. L'dy Arktiki*. Arctic ice. Moscow: Izd. Glavsevmorputi, 1947: 500 p. [In Russian].
19. *Proshutinsky A.Y., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind driven Arctic Ocean. Journal of Geophysical Research. 1997, 102: 12493 — 12514.
20. *Alekseyev G.V., Danilov A.I., Kattsov V.M., Kuz'mina S.I., Ivanov N.Ye*. Changes in the area of sea ice in the Northern Hemisphere in the XX and XXI centuries according to observations and modeling. *Izvestiya AN, FAO*. The proceedings AN, FAO. 2009, 45, 6: 723—735. [In Russian].
21. *Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003—2008. Journal of Geophysical Research. 2009, 114: C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.
22. *Rothrock D.A., Yu Y., Maykut G.A.* Thinning of the Arctic sea ice cover. Geophysical Research Letters. 1999, 26: 3469—3472.
23. *Ivanov V.V., Alekseyev V.A., Alekseyeva T.A., Koldunov N.V, Repina I.A., Smirnov A.V.* Is the Arctic ice cover becoming seasonal? *Issledovaniya Zemli iz kosmosa*. Earth exploration from space. 2013, 4: 50—65. [In Russian].
24. *Hakkinen, S., Proshutinsky A., Ashik I.* Sea ice drift in the Arctic since the 1950s. Geophysical Research Letters. 2008, 35: L19704. doi: 10.1029/2008GL034791.
25. *Vihma T., Tisler P., Uotila P.* Atmospheric forcing on the drift of Arctic sea ice in 1989—2009. Geophysical Research Letters. 2012, 39: L02501. doi: 10.1029/2011GL050118.
26. *Spreen G., Kwok R., Menemenlis D.* Trends in Arctic sea ice drift and role of wind forcing: 1992—2009. Geophysical Research Letters. 2011, 38 (19). doi: 10.1029/2011GL048970.
27. *Vihma T.* Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate. A Review Survey Geophysics. 2014, 35: 1175—1214. doi: 10.1007/s10712.014-9284-O.
28. *Obzor gidrometeorologicheskikh protsessov v Severnoy Polyarnoy oblasti, 2011, …, 2019.* Review of hydrometeorological processes in the North Polar Region 2011, …, 2019. Pod redaktsiyey chl.-korr.

RAN, d-ra geogr. nauk I.Ye. Frolova, AANII, St-Petersburg. Available at: http://www.aari.ru/main.php?lg=0&id=449. [In Russian].
29. *Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P.* The Arctic amplification phenomenon and its driving mechanisms. *Fundamental'naya i prikladnaya gidrofizika*. Fundamental and applied hydrophysics. 2020, 13, 3: 3—19.
30. *Serreze M.C., Barry R.G.* Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. Global and Planetary Change. 2011, 77, 1—2: 85—96.
31. *L'Heureux M.L., Kumar A., Bell G.D., Halpert M.S., Higgins R.W.* Role of the Pacific—North American (PNA) pattern in the 2007 Arctic sea ice decline. Geophysical Research Letters. 2008, 35: L20701. doi: 10.1029/2008GL035205.
32. *Ogi M., Rigor I.G., McPhee M.G., Wallace J.M.* Summer retreat of Arctic sea ice: role of summer winds. Geophysical Research Letters. 2008, 35: L24701. doi: 10.1029/2008GL035672.
33. *Overland J.E, Wang M., Salo S.* The recent Arctic warm period. Tellus. 2008, 60A: 589—597.
34. *Wang J., Zhang J., Watanabe E., Ikeda M., Mizobata K., Walsh J.E., Bai X., Wu B.* Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? Geophysical Research Letters. 2009, 36: L05706. doi: 10.1029/2008GL036706.
35. *Wu B.Y., Wang J., Walsh J.E.* Dipole anomaly in the winter Arctic atmosphere and its association with sea ice motion. Journal of Climate. 2006, 19: 210—225. doi: 10.1175/JCLI3619.1.
36. *McPhee M.G., Proshutinsky A., Morison J.H., Steele M., Alkire M.B.* Rapid change in freshwater content of the Arctic Ocean. Geophysical Research Letters. 2009, 36: L10602. doi: 10.1029/2009GL037525.
37. *Proshutinsky A., Krishfield R., Timmermans M.L.* Introduction to special collection on arctic ocean modeling and observational synthesis (FAMOS) 2: Beaufort gyre phenomenon. Journal of Geophysical Research Oceans. 2020, 125. doi: 10.1029/2019JC015400.
38. *Proshutinsky A., Krishfield R., Toole J.M., Timmermans M.L., Williams W., Zimmermann S.* Analysis of the Beaufort Gyre freshwater content in 2003—2018. Journal of Geophysical Research Oceans. 2019, 124. doi: 10.1029/2019JC01528.
39. *Morison J., Kwok R., Peralta-Ferriz C., Alkire M., Rigor I., Andersen R., Steele M.* Changing Arctic Ocean freshwater pathways. Nature. 2012, 481: 66—70. doi: 10.1038/nature10705.
40. *Polyakov I.V., Alexeev V.A., Ashik I.M., Bacon S., Beszczynska-Möller A., Carmack E.C., Dmitrenko I.A., Fortier L., Gascard J.-C., Hansen E., Hölemann J., Ivanov V.V., Kikuchi T., Kirillov S., Lenn Y.-D., McLaughlin F., Piechura J., Repina I., Timokhov L.A., Walczowski W., Woodgate R.* NOWCAST: Fate of early — 2000's Arctic warm water pulse. Bulletin of American Meteorological society. 2011, 92, 5: 561—565. doi: 10.1175/2010BAMS292I.I.
41. *Årthun M.A., Eldevik T., Smedsdrud L.H., Skagseth O, Ingvaldsen R.B.* Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat. Journal of Climate. 2012, 25: 4736—4743.
42. *Ivanov V., Alexeev V., Koldunov N.V., Repina I.A., Sandoe A.B., Smedsrud L.H., Smirnov A.* Arctic Ocean Heat Impact on Regional Ice Decay: A Suggested Positive Feedback. Journal of Physical Oceanography. 2016, 46: 1437—1456. doi: 10.1175/JPO-D-15-0144.1.
43. *Aksenov P.V., Ivanov V.V.* "Atlantification" as a probable reason for the reduction of the sea ice area in the Nansen basin in the winter season. *Problemy Arktiki i Antarktiki*. Problems of the Arctic and Antarctic. 2018, 64, 1: 42—54. doi: 10.20758/0555-2648-2018-64-1-42-5. [In Russian].
44. *Ivanov V.V., Smirnov A.V., Alexeev V.A., Koldunov N.V., Repina I.A., Semenov V.A.* Contribution of convection — induced heat flux to winter ice decay in the Western Nansen Basin. Journal of Geophysical Research. 2018, 123: 1—17 doi: 10.1029/2018JC013995.
45. *Polyakov I.V., Pnyushkov A.V., Alkire M.B., Ashik I.M., Baumann T.M., Carmack E.C., Goszczko I., Guthrie J., Ivanov V.V., Kanzow T., Krishfield R., Kwok R., Sundfjord A., Morison J., Rember R., Yulin A.* Greater role for Atlantic inflows on sea — ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean. Science. 2017, 356: 285—291.
46. *Polyakov I.V., Rippeth T.P., Fer I., Alkire M.B., Baumann T.M., Carmack E.C., Ingvaldsen R., Ivanov V.V., Janout M., Lind S., Padman L., Pnyushkov A.V., Rember R.* Weakening of Cold Halocline Layer Exposes Sea Ice to Oceanic Heat in the Eastern Arctic Ocean. Journal of Climate. 2020, 33: 8107—8123. doi: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
47. *Perovich D.K., Richter-Menge J.A., Jones K.F., Light B.* Sunlight, water and ice: extreme Arctic sea icemelt during the summer of 2007. Geophysical Research Letters. 2008, 35: L11501. doi: 10.1029/2008GL034007.

48. *Ivanov V., Varentsov M., Matveeva T., Repina I., Artamonov A., Khavina E.* Arctic Sea Ice Decline in the 2010s: The Increasing Role of the Ocean — Air Heat Exchange in the Late Summer. Atmosphere. 2019, 10: 184. doi: 10.3390/atmos10040184.
49. *Goosse H., Kay J.E., Armour K.C., Bodas-Salcedo A., Chepfer H., Docquier D., Jonko A., Kushner P.J., Lecomte O., Massonnet F., Park H.-S., Pithan F., Svensson G., Vancoppenolle M.* Quantifying climate feedbacks in polar regions. Nature. Communications. 2018, 9. doi: 10.1038/s41467-018-04173-0.
50. *Curry J.A., Schramm J.H., Ebert E.E.* Sea ice albedo feedback mechanism. Journal of Climate. 1995, 8: 240—247.
51. *Zakharov V.F. Morskiye l'dy v klimaticheskoy sisteme*. Sea ice in the climate system. St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 1996. 213 p. [In Russian].
52. *Martin S., Cavalieri, D.J.* Contribution of the Siberian shelf to the Arctic Ocean intermediate and deep water. Journal of Geophysical Research. 1989, 94, 12: 12725—12738.
53. *Gordon N.D., Jonko A.K., Forster P.M., Shell K.M.* An observationally based constraint on the water—vapor feedback. Journal of. Geophysical Research, Atmosphere. 2013, 118: 12435—12443.
54. *Alexeev V.A., Walsh J.E., Ivanov V.V., Semenov V.A., Smirnov A.V*. Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice. Environmental Research Letters. 2017, 12, 8: 084011. doi: 10.1088/1748-9326/aa7a1d.
55. *Schweiger A.L., Lindsay R.W., Vavrus S., Francis, J.A.* Relationships between Arctic sea ice and clouds during Autumn. Journal of Climate. 2008, 21: 4799—4810.
56. *Mitchell J.F.B., Senior C.A., Ingram W.J.* On CO_2 and climate: a missing cloud feedback? Nature. 1989, 341: 132—134.
57. *Kudryavaya K.I., Seryakov Ye.I., Skriptunova L.I. Morskiye gidrologicheskiye prognozy.* Marine hydrological forecasts. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1974: 272 p. [In Russian].
58. *Stroeve J.C.,·Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Malanik J.,·Barrett A.P.* The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. Climatic Change. 2012. doi: 10.1007/s10584-011-0101-1.
59. *Doronin Yu.P., Kheysin D.Ye. Morskoy led*. Sea ice. Leningrad: Gidrometeoizdat, 1975: 318 p. [In Russian].
60. *Ivanov V.V., Timokhov L.A*. Atlantic waters in the Arctic circulating transpolar system. *Meteorologiya i Gidrologiya*. Meteorology and hydrology. 2019, 4: 36—53. [In Russian].
61. *Ivanov V.V., Repina I.A.* Mid — winter anomaly of sea ice in the Western Nansen Basin in 2010s. IOP Conference Series: Earth Environmental Science. 2019, 231: 012024. doi: 10.1088/1755-1315 /231/1/012024.
62. *Lind S., Ingvaldsen R.B., Furevik T.* Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea—ice import. Nature Climate Change. 2018, 8, 7: 634—639.
63. *Ivanov V.V., Repina I.A.* Influence of seasonal variability of Atlantic water on the ice cover of the Arctic Ocean. *Izv. RAN, Ser. Fizika atmosfery i okeana*. The proceedings RAN. Ser.: Physics of the Atmosphere and Ocean 2018, 54, 1: 73—82. [In Russian].
64. *Screen J.* Simulated Atmospheric Response to Regional and Pan-Arctic Sea Ice Loss. Journal of Climate. 2017, 30: 3946—3962.
65. *Deser C., Tomas R., Alexander M., Lawrence D.* The seasonal atmospheric response to projected Arctic sea ice loss in the late twenty — first century. Journal of. Climate. 2010, 23: 333—351. doi: 10.1175/2009JCLI3053.
66. *Screen J.A., Simmonds I.* Increasing fall — winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification. Geophysical Research Letters. 2010, 37: L16797. doi: 10.1029/2010GL044136.
67. *Deser C., Sun L., Tomas R.A., Screen J.* Does ocean coupling matter for the northern extratropical response to projected Arctic sea ice loss? Geophysical Research Letters. 2016. doi: 10.1002/2016GL067792.
68. *Alexander M.A., Bhatt U.S., Walsh J.E., Timlyn M.S., Miller J.S., Scott J.D.* The Atmospheric Response to Realistic Arctic Sea Ice Anomalies in an AGCM. Journal of Climate. 2004, 17: 890—905.
69. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents—Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents. Journal of Geophysical Research. 2010, 115: D21111. doi: 10.1029/2009JD013568.
70. *Rinke A., Dethloff K., Dorn W., Handorf D., Moore J.C.* Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies. Journal of Geophysical Research Atmosphere. 2013, 118: 7698—7714. doi: 10.1002/jgrd.50584.

71. *Bader J., Mesquita M.D.S., Hodges K.I., Keenlyside N., Østerhus S., Miles M.* Atlantic Oscillation: Observations and projected changes. Atmospheric Research. 2011, 101: 809—834.
72. *Wang J., Kim, H., Chang E.K.M.* Changes in Northern Hemisphere Winter Storm Tracks under the Background of Arctic Amplification. Journal of Climate. 2017, 30: 3705—3724.
73. *Rinke A., Maturilli M., Graham R.M., Matthes H., Handorf D., Cohen L., Hudson S. R., Moore J.C.* Extreme cyclone events in the Arctic: Wintertime variability and trends. Environmental Research Letters. 2017, 12: 094006. doi: 10.1088/1748-9326/aa7def.
74. *Komatsu K.K., Alexeev V.A., Repina I.A., Tachibana Y.* Poleward upgliding Siberian atmospheric rivers over sea ice heat up Arctic upper air. Scientific Reports. 2018, 8: 2872. doi: 10.1038/s41598-018-21159-6.

Конфликт интересов: конфликт интересов отсутствует.

Статья поступила 10.05.2021
Принята к публикации 05.08.2021

Сведения об авторе

Иванов Владимир Владимирович, д-р физ.-мат. наук, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, vladimir.ivanov@aari.ru.

Information about the author

Ivanov Vladimir Vladimirovich, Grand PhD (Phys. and Math. Sci.), Lomonosov Moscow State university, geography department.