

Новые механизмы Полярного усиления, инициированные сокращением арктического морского льда

В.В. Иванов

С действием положительных обратных связей связывают феномен так называемого Полярного усиления, благодаря которому увеличение приземной температуры воздуха в Арктике в последние десятилетия примерно в 2.5 раза больше, чем в других широтных зонах. Сокращение арктического морского льда стало «спусковым механизмом», обеспечившим интенсификацию обратных связей, которые в условиях преобладания толстого сплоченного льда либо вообще не проявлялись, либо были малоэффективными. В дополнение к хорошо известным и описанным в литературе обратным связям, актуальным для высоких широт, в статье рассмотрены два новых механизма: «сезонная память» в характеристиках ледяного покрова и «атлантификация». Показано, что эти механизмы способствуют дальнейшему сокращению арктического морского льда. В регионе приатлантической Арктики оба механизма действуют согласованно, усиливая конечный результат. Согласно климатическим сценариям прогнозируется, что потепление Арктики усилится в ближайшие десятилетия, вызывая изменения в различных средах. Можно ожидать, что немаловажную роль в этом будут играть положительные обратные связи, обеспечивающие Полярное усиление в современных условиях, когда арктическая климатическая система находится в неустойчивом переходном состоянии.

Ключевые слова: Арктика, Полярное усиление, обратные связи, морской лед, взаимодействие океана и атмосферы.

**Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№15-15-20067, 15-29-06993, 17-05-00558, 17-05-41197 и 18-05-60083).*

Введение

Возрастающий интерес международного научного сообщества к Арктике закономерен и связан с рядом причин. Среди них выделяются две основные: быстрые климатические изменения, в которых Арктика играет ключевую роль и насущная потребность освоения уникальных минеральных и биологических ресурсов региона. Среди приарктических государств Российская Федерация обладает самым протяженным и обширным континентальным шельфом, который в значительной степени обеспечивает стратегически важный экономический и военно-политический потенциал страны. Принимая это во внимание, политическое ру-

ководство России уделяет приоритетное внимание Арктике как стратегическому объекту, в котором хозяйственные, природоохранные и оборонные интересы взаимосвязаны. Особое значение придается научно-исследовательским работам, без систематического проведения которых невозможно надежно оценить происходящие изменения природной среды и дать обоснованный прогноз их развития в будущем.

С середины 1990-х годов в Северном Ледовитом океане (СЛО) наблюдается заметное сокращение морского ледяного покрова. После достижения абсолютного минимума в сентябре 2012 г. сезонные колебания площади распространения ледяного покрова стабилизировались на новом уровне, который на $22 \pm 8\%$ ниже среднеклиматической нормы 1979–2018 гг. (рис. 1). Необходимо подчеркнуть, что, несмотря на указанную стабилизацию общей площади ледяного покрова на пике сезонного минимума, наблюдается существенная неравномерность его сокращения в различных секторах СЛО в отдельные годы.



ИВАНОВ
Владимир Владимирович
Московский государственный
университет им. М.В. Ломоносова
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

Так, в начале сентября 2020 г. граница ледяного покрова в восточно-атлантическом секторе СЛО (0–120° в.д.) впервые за период спутникового мониторинга (с 1979 г.) сместилась севернее 85° с.ш. (<https://seaice.unibremen.de/databrowser/>), а практически полное освобождение ото льда окраинных морей сибирского шельфа произошло со значительным опережением средних климатических сроков. Усилившееся таяние и ускорившийся вынос льда из окраинных морей и Арктического бассейна приводит к увеличению площади открытой воды, что оказывает влияние на тепловой баланс в системе «океан–лед–атмосфера», гидрологический режим верхнего слоя океана и биологическую продуктивность.

Зарубежные ученые [1] осторожно предсказывают переход к сезонно-безледному СЛО уже в 2035 году, то есть более чем на 50 лет раньше, чем это прогнозировалось в климатических моделях еще несколько лет назад [2]. В качестве возможной причины ускоренного летнего сокращения арктического морского льда в модельном исследовании [1] предложено сквозное протаивание снежниц – луж талой воды, которые образуются на поверхности льда в летний сезон под действием солнечной радиации. Снежницы на поверхности морского льда образовывались и раньше. Однако в условиях преобладания толстого многолетнего льда, наблюдавшихся в СЛО до середины 2000-х годов, их влияние на таяние льда было практически ничтожно, поскольку сквозного протаивания, как правило, не происходило [3]. Значительное сокращение средней толщины морского льда в СЛО [4] и переход к сезонному ледяному покрову на большей части СЛО после 2007 г. [5] привело к тому, что, даже при неизменной площади снежниц, резко возросло число случаев сквозного протаивания, что, в свою очередь, ускорило разрушение ледяного покрова. Описанный механизм может рас-

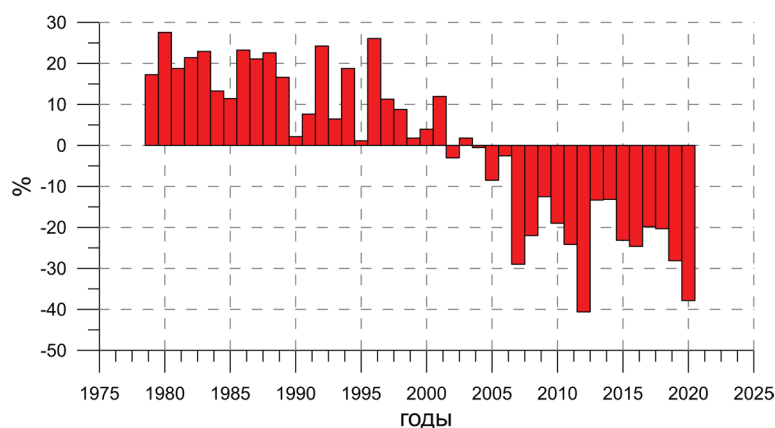


Рис. 1. Аномалия минимального распространения арктического морского ледяного покрова (концентрация льда 15%) в сентябре (%) относительно средней за период спутниковых наблюдений (1979–2019 гг.).

считаться как одно из проявлений генеральной тенденции, которую можно определить как усиление обратных связей в системе «океан–лед–атмосфера». Принципиальным при этом является то, что сокращение площади морского льда и его утоньшение, изначально вызванное повышением температуры воздуха, стало «спусковым механизмом», обеспечившим интенсификацию обратных связей, которые в условиях преобладания толстого сплоченного льда либо вообще не проявлялись, либо были малоэффективными.

С действием положительных обратных связей связывают феномен так называемого Полярного усиления (ПУ), благодаря которому увеличение приземной температуры воздуха в Арктике в последние десятилетия примерно в 2.5 раза больше, чем в других широтных зонах [2]. Известные в настоящее время океанские механизмы ПУ кратко описаны в следующем разделе. В последующих разделах статьи обобщены результаты недавних исследований автора с коллегами, полученные в том числе в рамках проектов РФФИ, и показывающие, что изменение ледового режима СЛО в 2000-е годы создало предпосылки для активизации положительных обратных связей в системе «океан–лед–атмосфера». В первую очередь эти ранее незначимые эффекты проявились в так называемой приатлантической Арктике – части восточно-атлантического сектора СЛО, испытывающей наиболее сильное влияние воздушных и водных масс, поступающих из Северной Атлантики [6]. Результирующее изменение гидрологической структуры верхнего слоя вод обеспечило расширение площади и увеличение продолжительности открытой воды (в том числе в зимний сезон). Подобные изменения дополнительно способствуют повышению приземной температуры воздуха и, соответственно, могут быть отнесены к факторам, вносящим вклад в ПУ в современных климатических условиях.

Океанские механизмы Полярного усиления

Полярное усиление объясняют совокупным эффектом ряда механизмов, действующих в разных средах и на разных временных и пространственных масштабах [7]. Применительно к поверхности океана, частично покрытого льдом, основной движущей силой ПУ считается так называемый «альбедный механизм», связанный с многократным различием между отражательной способностью (альбедо) льда и воды. Появление зон открытой воды в массивах сплоченного льда, вследствие сезонного таяния и разрушения льда, обеспечивает эффективное поглощение коротковолновой солнечной радиации верхним слоем вод в межледном пространстве и его нагрев. Дополнительное таяние льда сбоку и снизу в нагретой воде способствует дальнейшему расширению свободной ото льда поверхности и возрастанию поглощения солнечной радиации, обеспечивая тем самым положительную обратную связь. Необходимо подчеркнуть, что альбедный механизм работает только в летний сезон, когда тепловой баланс поверхности океана положителен (океан получает тепло из атмосферы). В зимний сезон, вследствие многократного различия температуры поверхности воды и льда, наличие открытой воды приводит к противоположному эффекту: быстрому формированию нового льда на открытой водной поверхности за счет интенсивной теплоотдачи в атмосферу, то есть к отрицательной обратной связи.

Термодинамический эффект альбедного механизма может быть усилен динамическим форсингом. Результатами ветрового воздействия атмосферы на ледяной покров являются его механическое разрушение (фрагментация) и движение (дрейф). В условиях сплоченного и толстого ледяного покрова оба процесса не оказывают значимого влияния на сезонные изменения морского льда. С уменьшением сплоченности и расширением свободных ото льда зон ситуация может меняться. С одной стороны, увеличение длины разбега способствует возрастанию высоты ветровых волн, проникновению волн зыби на большее расстояние в зону сплошного ледяного покрова и возрастанию площади фрагментации [8]. С другой стороны, в разреженном льду скорость дрейфа возрастает. Характерные примеры такого рода изменений продемонстрировал дрейф яхты «Тара» в 2006–2007 гг. [9] и экспедиция MOSAiC на борту НИС «Поларштерн» в 2019 г. (<https://mosaic-expedition.org/>). Оба судна примерно следовали историческому дрейфу «Фрама», который длился около трех лет (1893–1896 гг.). Дрейф «Тары» к проливу Фрама

потребовал вдвое меньше времени. Хотя «Поларштерн» был вморожен в лед примерно на 600 миль ближе к проливу Фрама (из-за невозможности найти подходящее ледовое поле для развертывания лагеря), за девять месяцев в свободном дрейфе судно почти достигло архипелага Шпицберген.

Благоприятное сочетание термодинамического и динамического форсингов, вероятно, способно значительно ускорить летнее отступление льда в условиях уменьшенной ледовитости СЛО. Эффективность альбедного механизма возрастает в результате большей фрагментации истончившегося льда и возрастания суммарного периметра льдин, что приводит к интенсификации бокового таяния [10]. Ускоренное летнее очищение ото льда морей сибирского шельфа вследствие более быстрого выноса сравнительно тонкого однолетнего льда в центральный Арктический бассейн ведет к удлинению периода открытой воды, возрастанию теплосодержания верхнего слоя и его углублению вследствие усиления вертикального турбулентного и приливного перемешивания [11]. В летний сезон термодинамический и динамический форсинги действуют согласованно в направлении дальнейшего сокращения ледяного покрова и повышения приземной температуры воздуха, обеспечивающего ПУ. Потенциальные последствия указанных процессов на сезонном масштабе были сформулированы Stroeve *et al.* [12]. Далее будет показано, что некоторые из предсказанных в этой работе сценариев начали находить подтверждение в регионе приатлантической Арктики во второй половине 2010-х годов [13], и описан феномен «атлантификации» Арктики, который может трактоваться, как специфический океанский механизм ПУ, связанный с особенностями водообмена Атлантического и Северного Ледовитого океанов [14].

Сезонная «память» в характеристиках ледяного покрова

Гипотетическая связь альбедного механизма с процессами в другие сезоны описана в [12]. Сформировавшаяся в силу внешних причин (глобальное повышение температуры воздуха) большая площадь открытой воды летом усиливает действие альбедного механизма, что способствует ускоренному очищению ото льда и большей аккумуляции тепла в верхнем слое океана в летний сезон. Наличие избыточного тепла 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. Затем весь цикл повторяется, но уже при уменьшенной начальной площади льда. Описанная схема достаточно условна, 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 [15]. 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. До середины 2010-х годов документальных (основанных на данных наблюдений) свидетельств, что такая ситуация складывалась в каких-то

районах СЛО, не встречалось. Однако анализ результатов ансамблевых расчетов на климатических моделях [16] показал статистически значимую «память» об избыточном летнем нагреве в параметрах ледяного покрова, превышающую типичный спектр «красного шума», в котором значимая корреляция теряется на масштабе около трех месяцев [17].

В статье [13] выполнен сравнительный анализ параметров верхнего слоя вод и характера энергообмена между океаном и атмосферой в центральной части моря Лаптевых в контрастирующие по ледовым условиям 2003, 2005 и 2013, 2015 годы. Возрастание сезонности морского льда в море Лаптевых после 2007 г. (рис. 2) создало базовые предпосылки для возрастания теплосодержания верхнего слоя океанических вод вследствие отступления летней границы льда к северу и удлинению периода открытой воды. С наступлением осеннего охлаждения скорость теплопотерь из верхнего перемешанного слоя вод в первую очередь определяется преобладающей атмосферной циркуляцией и связанными с ней погодными условиями, контролирующими интенсивность турбулентного теплообмена между океаном и атмосферой (в отсутствие приходящей коротковолновой солнечной радиации). При характерной средней интенсивности теплоотдачи из океана в атмосферу в диапазоне 100–200 Вт/м² для достижения в верхнем перемешанном слое температуры точки замерзания потребовалось менее суток в 2003 и в 2005 гг., от трех до шести дней в 2013 г. и от 16 до 32 дней в 2015 г. Последнее означает заметную задержку начала ледообразования в 2015 году, которая была зафиксирована на спутниковых снимках. Для средней зимней приземной температуры воздуха в море Лаптевых -30 °С, эмпирическая формула Н.Н. Зубова [18] дает толщину однолетнего льда после 180 дней роста льда, равную 182 см. Уменьшение временного интервала на 16–32 дня приводит к уменьшению толщины однолетнего льда на 8–17 см. Несмотря на малость этой величины, спутниковые измерения

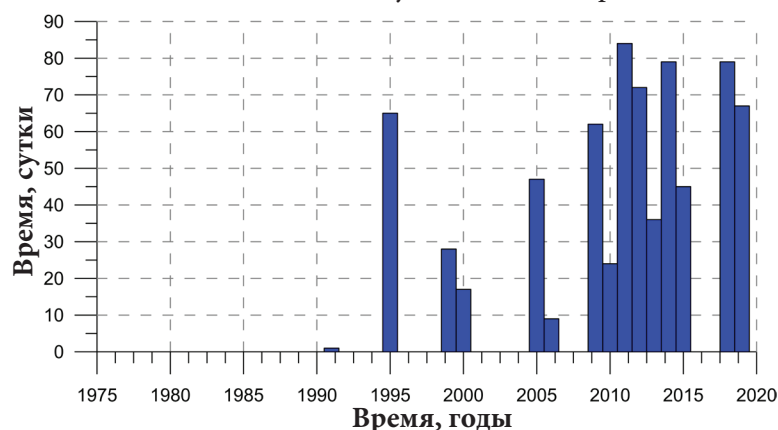


Рис. 2. Временной ряд продолжительности периода открытой воды (концентрация льда меньше 15%) в море Лаптевых: на основе данных из Cavalieri et al. [20].

ями позволяют ее зафиксировать [19]. Кроме того, на более коротких временных интервалах при более позднем начале замерзания относительное истончение льда может быть более значимым, что, с учетом описанного в предыдущем разделе динамического воздействия, способно повлиять на сплоченность ледяного покрова в середине зимы.

На основе описанных результатов были исследованы возможные связи между средней площадью/протяженностью льда в августе-октябре и в декабре-феврале для двух репрезентативных арктических регионов: евразийского сегмента, определенного в границах 90–120° в.д., и амеразийского сегмента, определенный в границах 150° в.д. – 150° в.д. Широтные границы обоих сегментов были взяты одинаковыми: 65–80° с.ш. «Сезонная память», характеризующаяся согласованным изменением параметров ледяного покрова в последовательные сезоны, была выявлена в евразийском сегменте в период с 2007–2017 гг. (рис. 3а), тогда как в амеразийском сегменте такой сезонной памяти обнаружено не было, несмотря на более сильное сокращение летней протяженности/площади льда в этом регионе после 2007 г. (рис. 3б). Возможное объяснение этого «евразийско-американского» контраста связано с преобладающим режимом циркуляции атмосферы над Арктическим бассейном СЛО в осенний период 2010-х гг. Зональный поток на северной периферии антициклонической циркуляции переносит теплый и влажный воздух из североевропейского бассейна через моря сибирского шельфа до западной окраины Восточно-Сибирского моря, замедляя, таким образом, остывание поверхностных вод осенью. В амеразийском сегменте, напротив, усиленная циклоническая циркуляция доставляет холодный воздух из Гренландии, ускоряя охлаждение верхнего

перемешанного слоя вод и сокращая временной интервал до начала ледообразования.

Следует отметить, что в 2018 и 2019 гг. задержка начала ледообразования в море Лаптевых составила более одного месяца (<https://seaice.uni-bremen.de/databrowser>). С учетом этого, аномально раннее очищение моря Лаптевых (в начале июля) в 2020 г. (<https://seaice.uni-bremen.de/databrowser>) может рассматриваться как дополнительное свидетельство усиления положительной обратной связи между параметрами океана и ледяного покрова на сезонном масштабе.

Атлантификация СЛО

В процитированной в предыдущем разделе статье [16] показано, что экстремальные величины корреляции летней температуры верхнего слоя вод с параметрами ледяного покрова в последующий зимний сезон географически привязаны к районам поступления атлантических и тихоокеанских вод в Арктический бассейн СЛО. Исходя из этого можно предположить, что вертикальная структура водных масс ниже перемешанного слоя является значимым фактором, определяющим сезонную память в характеристиках ледяного покрова. На большей части

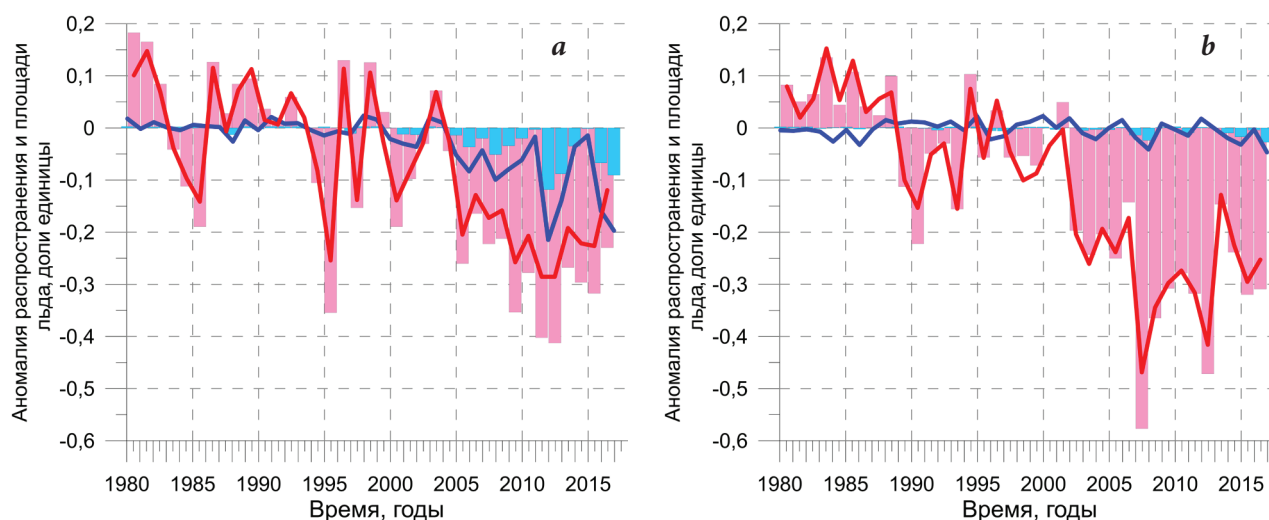


Рис. 3. Временные ряды аномалий распространения (столбики) и площади (линии) морского льда в долях единицы в августе-октябре (красный цвет) и декабре-феврале следующего года (синий цвет) для: а – Евразийского сегмента СЛО (90–120° в.д., 65–80° с.ш.); б – амеразийского сегмента СЛО (150° в.д. – 150° з.д., 65–80° с.ш.).

Арктического бассейна поступающие из Атлантического океана теплые и соленые воды (АВ) расположены в диапазоне глубин 150–900 м [21] и изолированы от верхнего перемешанного слоя сильно стратифицированной по плотности структурной зоной (халоклином/пикноклином), препятствующей вертикальному перемешиванию. Исключения составляют западная часть бассейна Нансена (между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа) и юго-западная часть Баренцева моря, где верхняя граница АВ может достигать поверхности океана [6]. Скорость охлаждения и распреснения верхней части АВ по мере ее движения в указанных районах непосредственно зависит от состояния ледяного покрова [22, 23]. Сокращение площади и толщины морского льда в СЛО в 1990-е – 2010-е годы привело к уменьшению объема талой воды, смешивающейся с АВ, что обусловило увеличение температуры и солености верхнего перемешанного слоя вод. В силу преобладающего вклада солености в плотность воды при низких температурах результатом подобных изменений стало ослабление вертикальной плотностной стратификации на нижней границе перемешанного слоя.

В условиях ослабленной плотностной стратификации возникли предпосылки для более глубокого перемешивания вдоль траекторий переноса АВ в бассейне Нансена и в Баренцевом море. Последствия произошедших изменений отчетливо проявились в западной части бассейна Нансена во второй половине 2010-х годов через аномально низкую концентрацию льда в зимний сезон (рис. 4) и были объяснены действием положительной обратной связи, инициированной возрастанием глубины зимней термической конвекции [13]. При достижении конвекцией слоя АВ поднимаемая к поверхности океана теплая и соленая вода препятствует формированию льда [23].

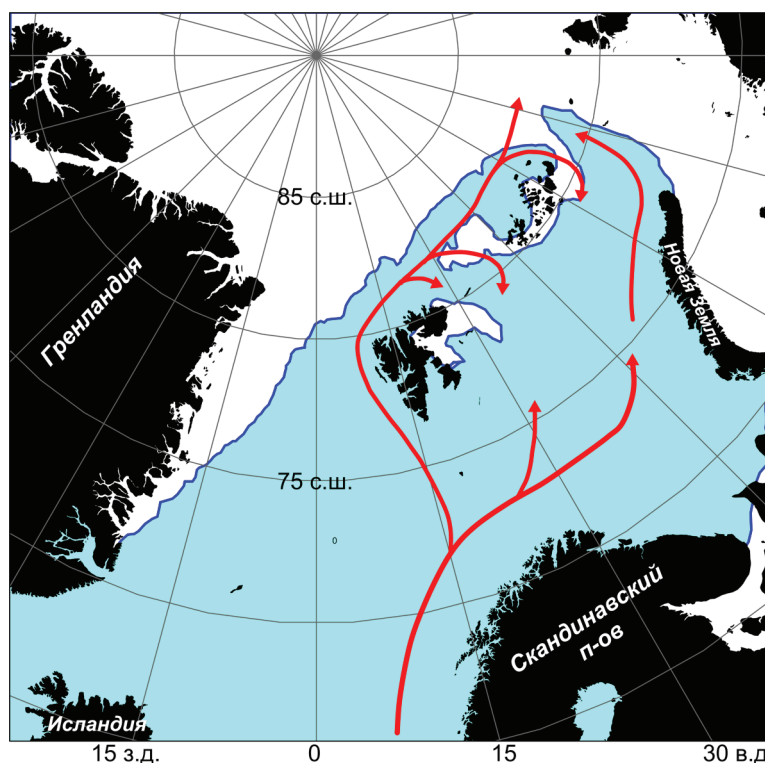


Рис. 4. Положение границы распространения ледяного покрова (концентрация льда 15%) 26 февраля 2016 г. (на основе спутниковой карты из архива <https://seaice.uni-bremen.de/databrowser/>); генеральная схема переносов АВ показана красными стрелками.

Охлаждаясь у поверхности вследствие интенсивной теплоотдачи из океана в атмосферу, эта вода опускается глубже своего исходного положения, что приводит к подъему на поверхность океана новой порции теплой и соленой воды из нижележащего слоя АВ. Через этот механизм реализуется положительная обратная связь, поддерживающая открытую воду в зимний сезон в районах с ослабленной вертикальной плотностной стратификацией. 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» [14]. Необходимо подчеркнуть, что реализация «атлантификации», так же, как и формирование рассмотренной в предыдущем разделе «сезонной памяти», изначально вызваны сокращением морского ледяного покрова как необходимым предварительным условием. При наличии сплошного толстого льда сильная плотностная стратификация на нижней границе верхнего перемешанного слоя препятствует глубокому проникновению конвекции и эффективно работающая обратная связь не формируется [23].

Результаты недавних исследований показали, что атлантификация (в указанном выше смысле) начала проявляться и на дальней границе приатлантической Арктики – в восточной части бассейна

Нансена [24]. Согласно [25], в 2015–2018 гг. верхняя граница АВ поднялась до глубины 80 м против типичных 150 м в этом районе, что создает благоприятные условия для вовлечения теплых и соленых вод в верхний перемешанный слой и таяние льда снизу в зимний сезон, что ранее не отмечалось.

Обсуждение и выводы

В настоящее время большинство ученых-климатологов принимают утверждение, что положительные обратные связи в системе «океан–лед–атмосфера» являются одной из главных причин Полярного усиления, обеспечивающего ускоренный рост приземной температуры воздуха в Арктике на фоне ее более медленного роста в низких широтах. В дополнение к хорошо известным и описанным в литературе обратным связям, актуальным для высоких широт (а именно: альбедный механизм, большая скорость падения температуры воздуха с увеличением высоты (*lapse rate*), меридиональный перенос тепла в атмосфере и океане, облачный покров и водяные пары, сажа на снегу и др. [7]), в статье рассмотрены два новых механизма: «сезонная память» в характеристиках ледяного покрова и «атлантификация». Специфической особенностью указанных обратных связей является то, что их эффект стал заметно проявляться только после значительного сокращения площади арктического морского льда, вызванного другой причиной – глобальным повышением температуры воздуха.

Феномен «сезонной памяти» в параметрах морского льда известен достаточно давно [21]. Однако в условиях ледового режима, характерного для второй половины XX века, взаимосвязь между параметрами ледяного покрова в последовательные сезоны отмечалась лишь для окраинных морей в отдельные годы с аномальной ледовитостью. Переход на качественно иной ледовый режим, характеризующийся преобладанием однолетнего льда, создал предпосылки для формирования устойчивой «сезонной памяти» в параметрах ледяного покрова в восточно-атлантическом секторе СЛО после 2007 г. Механизмом формирования «сезонной памяти» является накопление избыточного тепла в верхнем перемешанном слое в условиях продолжительного существования открытой воды в летний сезон. Когда этого тепла оказывается достаточно, чтобы существенно отсрочить начало замерзания, это приводит к уменьшению толщины льда и сопряженному через динамический атмосферный форсинг уменьшению концентрации льда в последующий зимний сезон. В случае значительной задержки в начале ледообразования (более одного месяца?) можно ожидать смещения сроков вскрытия весной и полного очищения ото льда ле-

том на более ранние, то есть реализации положительной обратной связи уже в годовом масштабе, что было гипотетически предположено в [12]. В подобном контексте аномально раннее очищение моря Лаптевых (в начале июля) в 2020 году может быть объяснено именно этим явлением.

Термин «атлантификация» (в широком смысле) означает усиление влияния тепла поступающих в СЛО вод атлантического происхождения на ледяной покров [14]. Основным проводником «атлантификации» в приатлантической Арктике выступает зимняя термическая конвекция, обеспечивающая эффективный вертикальный теплообмен между слоем атлантической воды и верхним перемешанным слоем. Причиной возрастания интенсивности зимней конвекции является сокращение площади и толщины морского льда в летний сезон. Уменьшение объема образующейся при таянии льда воды приводит к возрастанию солезапаса верхнего перемешанного слоя, ослаблению вертикальной плотностной стратификации и созданию благоприятных предпосылок для более глубокого конвективного перемешивания в последующий осенне-зимний сезон. Несбалансированный приток тепла к поверхности океана из слоя АВ замедляет нарастание льда и/или способствует его таянию. Охлаждение и распреснение в верхней части атлантического слоя замедляется, что обеспечивает более дальнейшее проникновение теплой и соленой воды вблизи поверхности океана и дополнительное таяние льда вдоль траектории переноса АВ. Благодаря такой положительной обратной связи существует гипотетическая возможность распространения «атлантификации» на восточную часть бассейна Нансена, что обсуждается в ряде недавно опубликованных статей (Polyakov *et al.*, [25, 26]).

Рассмотренные в статье обратные связи способствуют дальнейшему сокращению арктического морского льда, что в свою очередь ведет к их

дополнительному усилению. В регионе приатлантической Арктики оба механизма действуют согласованно, усиливая конечный результат. Более интенсивный летний прогрев верхнего квазиоднородного слоя за счет пониженной ледовитости может на каком-то этапе привести к ситуации, когда поступающая в Арктический бассейн АВ сольется с прогретым верхним перемешанным слоем (то есть сезонный термоклин заметно ослабеет или даже сменит знак?). Следствием этого может стать резкое возрастание глубины зимнего конвективного перемешивания

вдоль траектории распространения АВ, в результате чего теоретически возможна ситуация, наблюдавшаяся в климатических условиях XX века в Норвежском море и в западной части Баренцева моря: круглогодично безлёдный режим, поддерживаемый интенсивной теплоотдачей из океана в атмосферу.

Согласно климатическим сценариям IPCC [27] прогнозируется, что потепление Арктики, наблюдаемое сегодня, усилится в ближайшие десятилетия, вызывая изменения в различных средах, с последствиями как внутри, так и за пределами Арктики. Можно ожидать, что немаловажную роль в этом будут играть положительные обратные связи, обеспечивающие Полярное усиление в современных условиях, когда арктическая климатическая система находится в неустойчивом переходном состоянии.

Литература

1. M. Guarino, L.C. Sime, D. Schröder, I. Malmierca-Vallet, E. Rosenblum, M. Ringer, J. Jeff Ridley, D. Feltham, C. Bitz, E.J. Stei, E. Wolff, J. Stroeve, A. Sellar *Nat. Clim. Change*, 2020, **10**, 928. DOI: 10.1038/s41558-020-0865-2.
2. IPCC, 2014: *Summary for Policymakers In Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds C.B. Field et al., USA, NY, New York and United Kingdom, Cambridge, Cambridge University Press, 2014, pp. 1–32. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WGIIAR5-PartA_FINAL.pdf).
3. А.П. Макинас *Тепловой баланс арктических льдов в зимний период*, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1984, 67 с.
4. D.A. Rothrock, Y. Yu, G.A. Maykut *Geophys. Res. Lett.*, 1999, **26**(23), 3469. DOI: 10.1029/1999GL010863.
5. В.В. Иванов, В.А. Алексеев, Т.А. Алексеева, Н.В. Колдунов, И.А. Репина, А.В. Смирнов *Исследования Земли из космоса*, 2013, №4, 50.
6. В.В. Иванов *Дисс. докт. физ.-мат наук*, Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, РФ, Москва, 2012, 305 с.
7. M. Serreze, R. Barry *Global Planet. Change*, 2011, **77**, 85. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
8. M.G. Asplin, R. Galley, D. G. Barber, S. Prinsenberg *J. Geophys. Res.*, 2012, **117**, C06025. DOI: 10.1029/2011JC007221.
9. J.-C. Gascard, J. Festy, H. le Goff et al. *Eos Trans. AGU*, **89**(3), 21. DOI: 10.1029/2008EO030001.
10. D.K. Perovich, B. Light, H. Eicken, K.F. Jones, K. Runciman, S.V. Nghiem *Geophys. Res. Lett.*, 2007, **34**, L19505. DOI: 10.1029/2007GL031480.
11. A.V. Pnyushkov, I.V. Polyakov *J. Phys. Oceanogr.*, 2012, **42**(1), 78. DOI: 10.1175/JPO-D-11-064.1.
12. J.C. Stroeve, M.C. Serreze, M.M. Holland, J.E. Kay, J. Malanik, A.P. Barrett *Climatic Change*, 2012, **110**, 1005. DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1.
13. V.V. Ivanov, I.A. Repina *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 2019, **231**, 012024. DOI: 10.1088/1755-1315/231/1/012024.
14. П.В. Аксенов, В.В. Иванов *Проблемы Арктики и Антарктики*, 2018, **64**(1), 42. DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
15. Ю.П. Доронин, Д.Е. Хейсин *Морской лед*, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1975, 318 с.
16. E. Blanchard-Wrigglesworth, K. C. Armour, C.M. Bitz, E. Deweaver *J. Climate*, 2011, **24**(1), 231. DOI: 10.1175/2010JCLI3775.1.
17. R.W. Lindsay, J. Zhang *J. Climate*, 2005, **18**(22), 4879. DOI: 10.1175/JCLI3587.1.
18. Н.Н. Зубов *Льды Арктики*, СССР, Москва, Изд. Главсевморпути, 1945, 360 с.
19. V.A. Alexeev, J.E. Walsh, V.V. Ivanov, V.A. Semenov, A.V. Smirnov *Environ. Res. Lett.*, 2017, **12**(8), 084011. DOI: 10.1088/1748-9326/aa7a1d.
20. D.J. Cavalieri, C.L. Parkinson, P. Gloersen, H.J. Zwally *Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Ver. 1*, USA, Colorado, Boulder, NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 1996 (updated yearly). DOI: 10.5067/8GQ8LZQVL0VL.
21. Е.Г. Никуфоров, А.О. Шнайхер *Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана*, СССР, Ленинград, Гидрометеиздат, 1980, 269 с.
22. S. Lind, R.B. Ingvaldsen, T. Furevik *Nat. Clim. Change*, 2018, **8**, 634. DOI: 10.1038/s41558-018-0205-y.
23. V.V. Ivanov, A.V. Smirnov, V.A. Alexeev, N.V. Koldunov, I.A. Repina, V.A. Semenov *J. Geophys. Res.: Oceans*, 2018, **123**, 6581. DOI: 10.1029/2018JC013995.
24. I.V. Polyakov, A.V. Pnyushkov, M.B. Alkire, I.M. Ashik, T.M. Baumann, E.C. Carmack, I. Goszczko, J. Guthrie, V.V. Ivanov, T. Kanzow, R. Krishfield, R. Kwok, A. Sundfjord, J. Morison, R. Rember, A. Yulin *Science*, 2017, **356**(6335), 285. DOI: 10.1126/science.aai82.
25. 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. Climate*, 2020, **33**, 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
26. IPCC, 2018: *Summary for Policymakers In Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty*, Eds V. Masson-Delmotte et al., in press, pp. 1–24. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/05/SR15_SPM_version_report_LR.pdf).

[illegible]

New Mechanisms of Polar Amplification Triggered by the Arctic Sea Ice Loss*

Vladimir V. Ivanov

Lomomoso Moscow State University
1 Leninskiye Gory, GSP-1,
Moscow, 119991, Russia
Arctic and Antarctic Research Institute
38 Bering Str.,
St. Petersburg, 199397, Russia
vladimir.ivanov@aari.ru

Abstract

The effect of positive feedbacks is associated with the phenomenon of the so-called Polar amplification, due to which an increase of the surface air temperature in the Arctic in recent decades was approximately 2.5 times higher than in the other latitudinal zones. Reduction of the Arctic sea ice acted as a “trigger” that provided an intensification of feedbacks, which were either not manifested at all or were ineffective under the conditions of the prevalence of thick consolidated ice. In addition to the well-known and described in the literature feedbacks that are acting in high latitudes, two new mechanisms are introduced: “seasonal memory” in the ice cover properties and “atlantification”. It has been shown that these mechanisms contribute to the further reduction of the Arctic sea ice. In the East-Atlantic sector of the Arctic Ocean both mechanisms operate in concert, enhancing the end result. According to climate scenarios, Arctic warming is projected to intensify in the coming decades, causing changes in various environments. It can be expected that an important role in this will be played by positive feedbacks that provide the Polar amplification in modern conditions, when the Arctic climate system is in an unstable transitional state.

Keywords: Arctic, Polar amplification, feedback loops, sea ice, ocean-atmosphere interaction

**The work was financially supported by RFBR (projects 15-15-20067, 15-29-06993, 17-05-00558, 17-05-41197 and 18-05-60083).*

Images & Tables

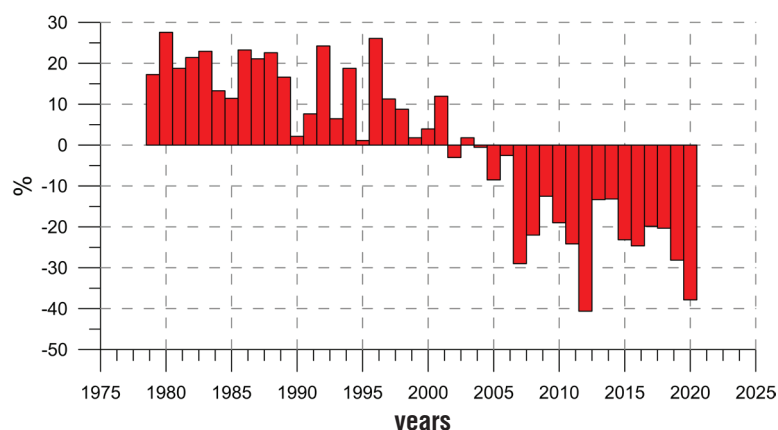


Fig. 1. Anomaly of the minimum distribution of the Arctic sea ice extent (the border of ice concentration less than 15%) in September (%) relative to the average for the period of satellite observations (1979–2019). Based on data from Cavalieri et al. (1996, updated).

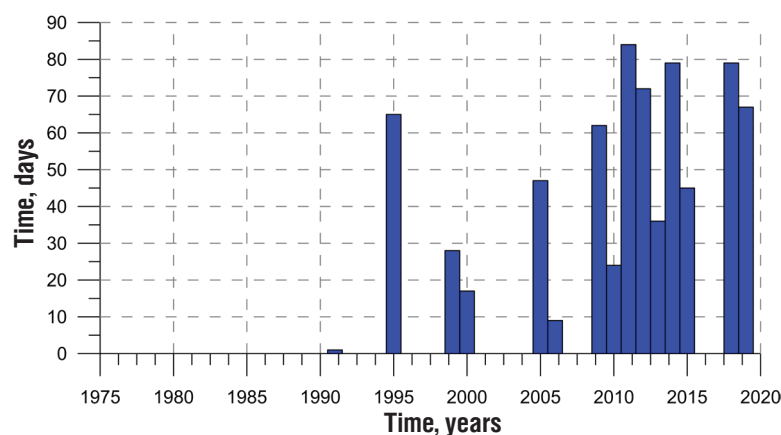


Fig. 2. Time series of the duration of the open water period (ice concentration less than 15%) in the Laptev Sea. Based on data from Cavalieri et al. (1996, updated).

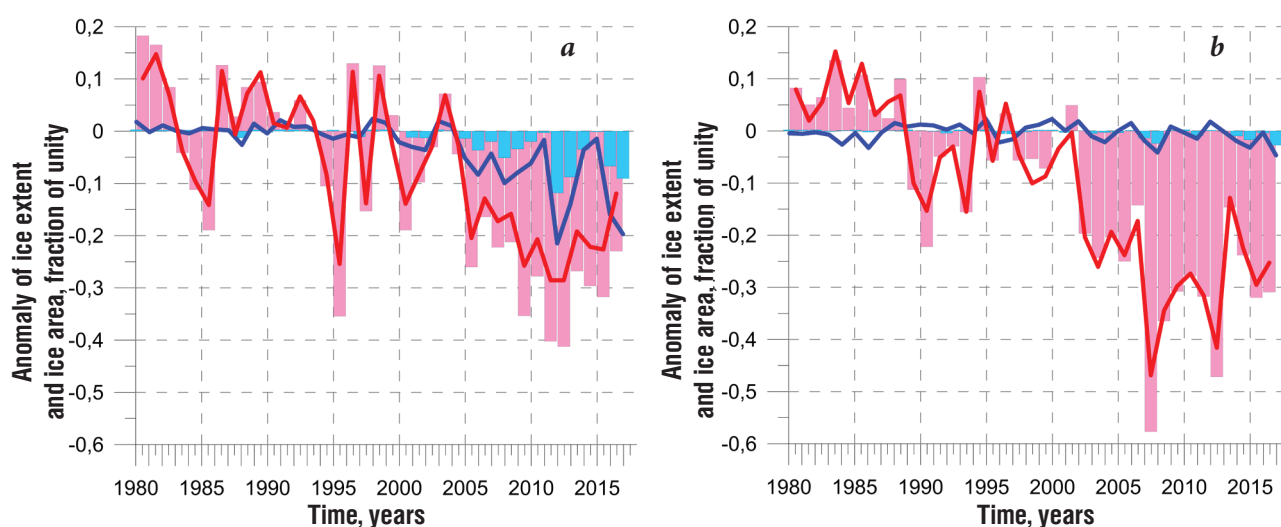


Fig. 3. Time series of anomalies of ice extent (bars) and ice area (lines) in fractions of a unit in August-October (red) and December-February of the next year (blue) for: a – the Eurasian segment of the Arctic Ocean (90–120° E, 65–80° N), and b – Amerasian segment of the Arctic Ocean (150° E – 150° W, 65–80° N).

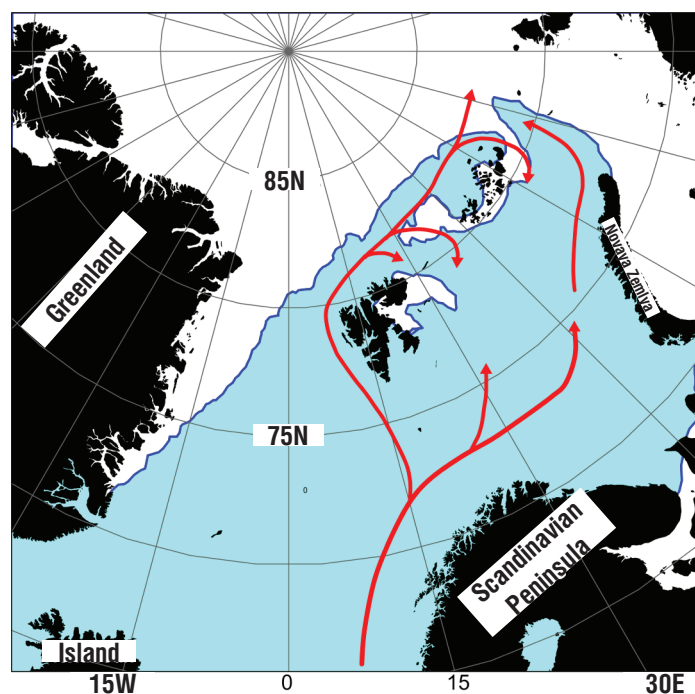


Fig. 4. Ice cover extent (the border of ice concentration less than 15%) on February 26, 2016. Based on a satellite map from the archive: <https://seaiice.uni-bremen.de/databrowser>. The general scheme of Atlantic Water pathways is shown by red arrows.

References

1. *M. Guarino, L.C. Sime, D. Schröder, I. Malmierca-Vallet, E. Rosenblum, M. Ringer, J. Jeff Ridley, D. Feltham, C. Bitz, E.J. Stei, E. Wolff, J. Stroeve, A. Sellar*
Nat. Clim. Chang., 2020, **10**, 928. DOI: 10.1038/s41558-020-0865-2.
2. IPCC, 2014: *Summary for Policymakers In Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Eds C.B. Field et al., USA, NY, New York, and United Kingdom, Cambridge, Cambridge University Press, 2014, pp. 1–32. (https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WGIIAR5-PartA_FINAL.pdf).
3. *A.P. Makshtas*
Teplotovoy balans arkticheskikh ldov v zimniy period [Heat Balance of Arctic Sea Ice in Winter], USSR, Leningrad, Gydrometeoizdat, 1984, 67 pp.
4. *D.A. Rothrock, Y. Yu, G.A. Maykut*
Geophys. Res. Lett., 1999, **26**(23), 3469.
DOI: 10.1029/1999GL010863.
5. *V.V. Ivanov, V.A. Alexeev, T.A. Alexeeva, N.V. Koldunov, I.A. Repina, A.V. Smirnov*
Issledovanie Zemli iz kosmosa [Earth Exploration from Space], 2013, №4, 50 (in Russian).
6. *V.V. Ivanov*
D. Sci. Thes. (Physics & Mathematics) [Dissertation for the degree of a Doctor of physical and mathematical sciences], Shirshov Institute of Oceanology, RAS, RF, Moscow, 2012, 305 pp. (in Russian).
7. *M. Serreze, R. Barry*
Global Planet. Change, 2011, **77**, 85.
DOI: 10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
8. *M.G. Asplin, R. Galley, D. G. Barber, S. Prinsenberg*
J. Geophys. Res., 2012, **117**, C06025. DOI: 10.1029/2011JC007221.
9. *J.-C. Gascard, J. Festy, H. le Goff et al.*
Eos Trans. AGU, **89**(3), 21. DOI: 10.1029/2008EO030001.
10. *D.K. Perovich, B. Light, H. Eicken, K.F. Jones, K. Runciman, S.V. Nghiem*
Geophys. Res. Lett., 2007, **34**, L19505.
DOI: 10.1029/2007GL031480.
11. *A.V. Pnyushkov, I.V. Polyakov*
J. Phys. Oceanogr., 2012, **42**(1), 78. DOI: 10.1175/JPO-D-11-064.1.
12. *J.C. Stroeve, M.C. Serreze, M.M. Holland, J.E. Kay, J. Malanik, A.P. Barrett*
Climatic Change, 2012, **110**, 1005.
DOI: 10.1007/s10584-011-0101-1.
13. *V.V. Ivanov, I.A. Repina*
IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci., 2019, **231**, 012024.
DOI: 10.1088/1755-1315/231/1/012024.
14. *P.V. Aksenov, V.V. Ivanov*
Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research], 2018, **64**(1), 42 (in Russian).
DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
15. *Yu.P. Doronin, D.E. Kheysin*
Morskoy led [Sea Ice], USSR, Leningrad, Gidrometeoizdat, 1975, 318 pp. (in Russian).
16. *E. Blanchard-Wrigglesworth, K. C. Armour, C.M. Bitz, E. Deweaver*
J. Clim., 2011, **24**(1), 231. DOI: 10.1175/2010JCLI3775.1.
17. *R.W. Lindsay, J. Zhang*
J. Clim., 2005, **18**(22), 4879. DOI: 10.1175/JCLI3587.1.
18. *N.N. Zubov*
Ldy Arktiki, [Arctic Ice], USSR, Moscow, Glavsevmorputi Publ. House, 1945, 360 pp. (in Russian).
19. *V.A. Alexeev, J.E. Walsh, V.V. Ivanov, V.A. Semenov, A.V. Smirnov*
Environ. Res. Lett., 2017, **12**(8), 084011.
DOI: 10.1088/1748-9326/aa7a1d.
20. *D.J. Cavalieri, C.L. Parkinson, P. Gloersen, H.J. Zwally*
Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I-SSMIS Passive Microwave Data, Ver. 1, USA, Colorado, Boulder, NASA National Snow and Ice Data Center Distributed Active Archive Center, 1996 (updated yearly).
DOI: 10.5067/8GQ8LZQVL0VL.
21. *E.G. Nikiforov, A.O. Shpaykher*
Zakonomernosti formirovaniya krupnomashtabnykh kolebaniy gidrologicheskogo rejima Severnogo Ledovitogo okeana [Features of Formation of Large-Scale Oscillations of Hydrological Regime of the Arctic Ocean], Leningrad, Gydrometeoizdat Publ., 1980, 269 pp. (in Russian).
22. *S. Lind, R.B. Ingvaldsen, T. Furevik*
Nat. Clim. Change, 2018, **8**, 634.
DOI: 10.1038/s41558-018-0205-y.
23. *V.V. Ivanov, A.V. Smirnov, V.A. Alexeev, N.V. Koldunov, I.A. Repina, V.A. Semenov*
J. Geophys. Res.: Oceans, 2018, **123**, 6581.
DOI: 10.1029/2018JC013995.
24. *I.V. Polyakov, A.V. Pnyushkov, M.B. Alkire, I.M. Ashik, T.M. Baumann, E.C. Carmack, I. Goszczko, J. Guthrie, V.V. Ivanov, T. Kanzow, R. Krishfield, R. Kwok, A. Sundfjord, J. Morison, R. Rember, A. Yulin*
Science, 2017, **356**(6335), 285. DOI: 10.1126/science.aai82.
25. *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. Climate, 2020, **33**, 8107. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0976.1.
26. IPCC, 2018: *Summary for Policymakers In Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5°C above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty*, Eds V. Masson-Delmotte et al., in press, pp. 1–24.
(https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/sites/2/2019/05/SR15_SPM_version_report_LR.pdf).