

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ СУШИ С АТМОСФЕРОЙ И ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПОСЛЕДСТВИЙ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

УДК 551.58, 551.46

ЧИСЛЕННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ КОМПОНЕНТОВ КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ И ИХ РОЛИ В УСИЛЕННОМ ПОТЕПЛЕНИИ АРКТИКИ¹

© 2023 г. Г. А. Платов^а, *, Е. Н. Голубева^а, В. Н. Крупчатников^а, М. В. Крайнева^а

^аИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
Новосибирск, 630090 Россия

*e-mail: Platov.G@gmail.com

Поступила в редакцию 25.01.2023 г.

После доработки 25.01.2023 г.

Принята к публикации 20.03.2023 г.

С помощью численного моделирования и данных реанализа исследованы некоторые взаимодействия компонентов климатической системы в Арктике в условиях потепления климата. При анализе данных и результатов численных экспериментов использовался метод разложения полей характеристик состояния среды по естественным ортогональным функциям. Выявлены тенденции изменения атмосферного воздействия на систему океан–лед в период потепления и их связь с тенденциями будущих проекций потепления в рамках наиболее жесткого сценария RCP 8.5 в проекте CMIP-5. Кроме того, с помощью численного моделирования выявлена 44-летняя периодичность в системе взаимодействия общей циркуляции Северного Ледовитого океана и теплосодержания слоя Атлантических вод в нем, которая может быть связана с Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляцией.

Ключевые слова: климатические изменения, Арктика, взаимодействие компонентов климата, будущие проекции климата, численное моделирование.

DOI: 10.31857/S0321059623600059, **EDN:** EAHWRX

ВВЕДЕНИЕ

Центральная проблема теории климата – прогнозирование его изменений, вызванных антропогенной деятельностью [11]. Процесс глобального потепления имеет наибольшее проявление в Арктике [7], чему способствует ряд факторов. Наиболее важный из них – рост температуры воздуха вследствие увеличения количества парниковых газов в атмосфере Земли [17]. Эффект потепления усиливается благодаря вызванному им уменьшению количества льда и снега и наличию обратной связи с альбедо подстилающей поверхности [5].

Морской лед – одна из основных компонент климатической системы, он влияет на нее за счет повышенного по сравнению с океаном альбедо, он играет ключевую роль в термохалинной циркуляции [8]. Океан способен удерживать тепло более эффективно, чем атмосфера. Эта тепловая “память” означает, что сезонный цикл океана от-

стает от цикла атмосферы. Однако зимой, когда солнечное воздействие минимально, а температура воздуха низкая, морской лед изолирует океан от потери тепла в атмосферу, а в летние месяцы морской лед оказывает охлаждающее действие, поскольку он не позволяет океану поглощать большое количество тепла от солнечной радиации или из атмосферы.

Даже небольшие изменения в атмосфере и океане могут кардинально изменить годовой цикл таяния и роста морского льда, это означает, что изменения морского льда отражают совокупные изменения, происходящие как в океане, так и в атмосфере.

Хотя таяние арктических льдов может повлиять на многие другие компоненты климатической системы, все еще существует некоторая неопределенность относительно того, как эти изменения повлияют на климат в других регионах. Один из важных факторов – усиление обмена явным и скрытым теплом между океаном и атмосферой [19]. Рост температуры и влажности воздуха в комбинации с изменениями атмосферной циркуляции приводит к частому вторжению воздушных масс

¹ Работа выполнена при финансовой поддержке Российской Федерации в лице Минобрнауки России (Соглашение № 075-15-2021-947).

из умеренных широт в полярные [27], к увеличению потоков нисходящей длинноволновой радиации из-за более теплой тропосферы [4] и повышенной влажности и облачности [2, 16]. Важный вопрос о сопоставлении вкладов атмосферного и океанического переноса тепла в изменение протяженности морского льда рассматривался в ряде исследований [12, 31].

МЕТОД ЕОФ-ДЕКОМПОЗИЦИИ

Достичь необходимого понимания региональных климатических тенденций можно, используя метод декомпозиции по естественным (эмпирическим) ортогональным функциям (ЕОФ) [9], с помощью которого можно исследовать изменчивость распределений климатических характеристик, представленных в виде более значимых пространственных мод и их амплитуд, зависящих от времени:

$$Z_{ij} = Z(r_i, t_j) \approx \sum_{k=1}^K P_k(t_j) E_k(r_i),$$

$Z(r_i, t_j)$ – значение характеристики $Z(r, t)$ как функции координат r и времени t в i -й точке, положение которой определяется вектором r_i в j -й момент времени t_j ; E_k – естественная ортогональная функция k -й моды; P_k – ее зависящая от времени амплитуда (главная компонента). Выбор количества слагаемых разложения K определяется остаточной ошибкой представления, которая стремится к нулю при стремлении K к бесконечности. Однако определение сеточных представлений функций E_k с ростом K связано с обращением плохо определенного оператора, так что решение может оказаться вырожденным [21]. В этом случае, так как E_k находятся по очереди, все последующие E_k для $k' > k$ также не имеют смысла, поскольку алгоритм их поиска использует предыдущие, в том числе и вырожденное E_k . Как правило, пригодными для использования оказываются лишь несколько первых мод разложения, имеющих значительно отличающиеся собственные значения.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЕОФ-ДЕКОМПОЗИЦИИ АТМОСФЕРНОГО ФОРСИНГА ОКЕАНА

Для анализа климатических изменений Арктики и северной Атлантики в данном исследовании использовались данные реанализа NCEP/NCAR [18], охватывающие период с 1948 по 2022 г. Применяемый подход состоит в том, что в качестве вектора состояния используются сразу две компоненты, а именно – поле давления на уровне моря и поле температуры приземного воздуха. Вариации давления и приземной температуры

масштабировали, следуя описанному в [24] подходу, в соотношении 100 Па на 1°C. Результаты разложения полей этих вариаций с использованием восьми ведущих ЕОФ показывают, что 75.6% изменчивости состояния объясняется первой модой разложения, представляющей сезонный ход. Обычно сезонный ход фильтруется перед ЕОФ-разложением. Однако даже малые изменения его характеристик имеют значительные последствия. Поэтому в данном разложении сезонная фильтрация не проводилась. Остаточная часть изменчивости (24.4%) на четверть (6.2%) объясняется следующей модой, которую традиционно называют арктической осцилляцией (АО). Набор мод, возникающий в результате добавления к вектору состояния температуры, в целом согласуется с модами, построенными исключительно по полю давления. Однако третья мода разложения (2.2%) возникла в результате включения в вектор состояния поля приземной температуры. Первые восемь мод в совокупности описывают 92.4% изменчивости состояния, однако гарантированно невырожденными модами оказались только первые четыре. Их структура и главные компоненты представлены на рис. 1.

Первая мода демонстрирует ярко выраженную сезонную изменчивость (до 98%). Сезонность, с одной стороны, заключается в том, что изменения давления в северной части Тихого и Атлантического океанов находятся в противофазе с его изменениями на континентах, включая западную Арктику. С другой стороны, структура ЕОФ по приземной температуре показывает, что на суше колебания происходят с большей амплитудой, чем над океанами, что понятно, но при этом Северный Ледовитый океан здесь подобен суше, очевидно потому, что его поверхность покрыта льдом и снегом. Изменчивость приземной температуры объясняется на 92% изменчивостью главной компоненты первой моды. Устойчивый рост среднегодовых значений главной компоненты первой моды начиная с 1980 г., вместе с ней и приземной температуры воздуха позволяет предположить, что этот рост связан с климатическим трендом. Кроме того, амплитуда сезонных колебаний (рис. 2в) демонстрирует тенденцию к уменьшению. Это может быть как причиной, так и следствием сокращения поля льда. Из-за его сокращения увеличивается влияние океана, а его повышенная тепловая “память” означает, что взаимодействие между океаном и атмосферой должно приводит к затуханию сезонного цикла, так как океан задерживает охлаждение атмосферы осенью и, наоборот, задерживает ее потепление весной. Таким образом, обе выявленные тенденции, рост среднего и уменьшение амплитуды, подтверждают известный из наблюдений вывод о более заметном потеплении зим по сравнению с другими сезонами [1]. С этим непосредственно

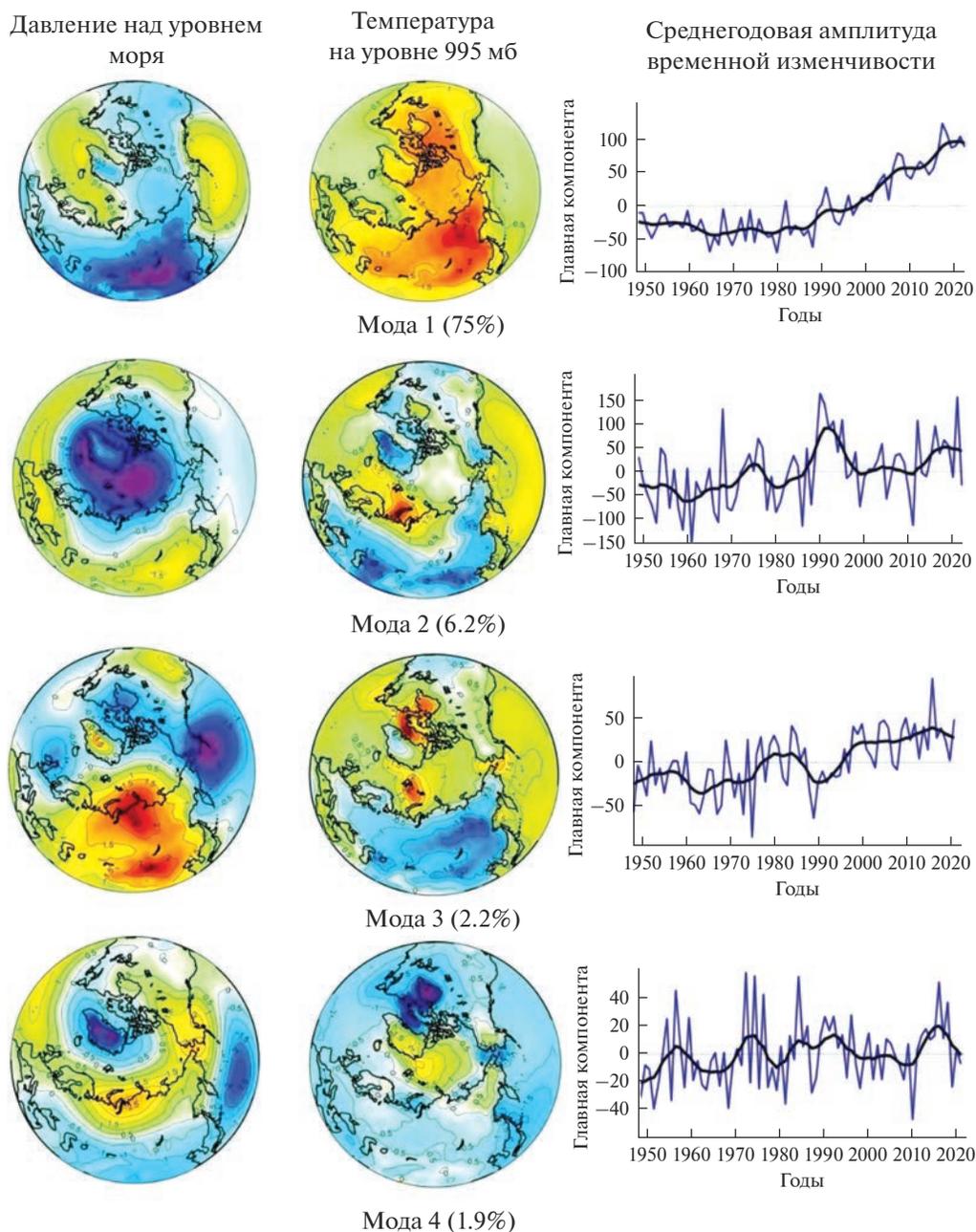


Рис. 1. Четыре главные моды ЕОФ-разложения, полученные по данным реанализа NCEP/NCAR, представленные в виде аномалий давления на уровне моря и температуры на уровне 995 мб. На графиках представлены среднегодовые значения главных компонент, жирная линия представляет их пятилетнее скользящее среднее.

связана и тенденция увеличения периода таяния льда, составляющая 5–10 дней за десятилетие в зависимости от региона [20, 29].

Вторая мода также соответствует противофазным колебаниям приземной температуры между сушей и океаном, но Северный Ледовитый океан в данном случае подобен океану, а не суше, особенно в районах, где лед присутствует не круглый год. Главная компонента моды повторяет черты изменчивости амплитуды второй моды давления

и напрямую согласуется с межгодовой изменчивостью индексов арктической осцилляции (АО) и североатлантического колебания (САК) [22]: в основном отрицательная фаза до 1970 г. и близкая к нейтральной в последующие годы при наличии существенных положительных аномалий в 1989–1994 и в 2015–2021 гг., когда в соответствии со структурой ЕОФ усиливалась круговая мода атмосферной циркуляции. Усиление градиента в Атлантическом секторе в эти годы способствует

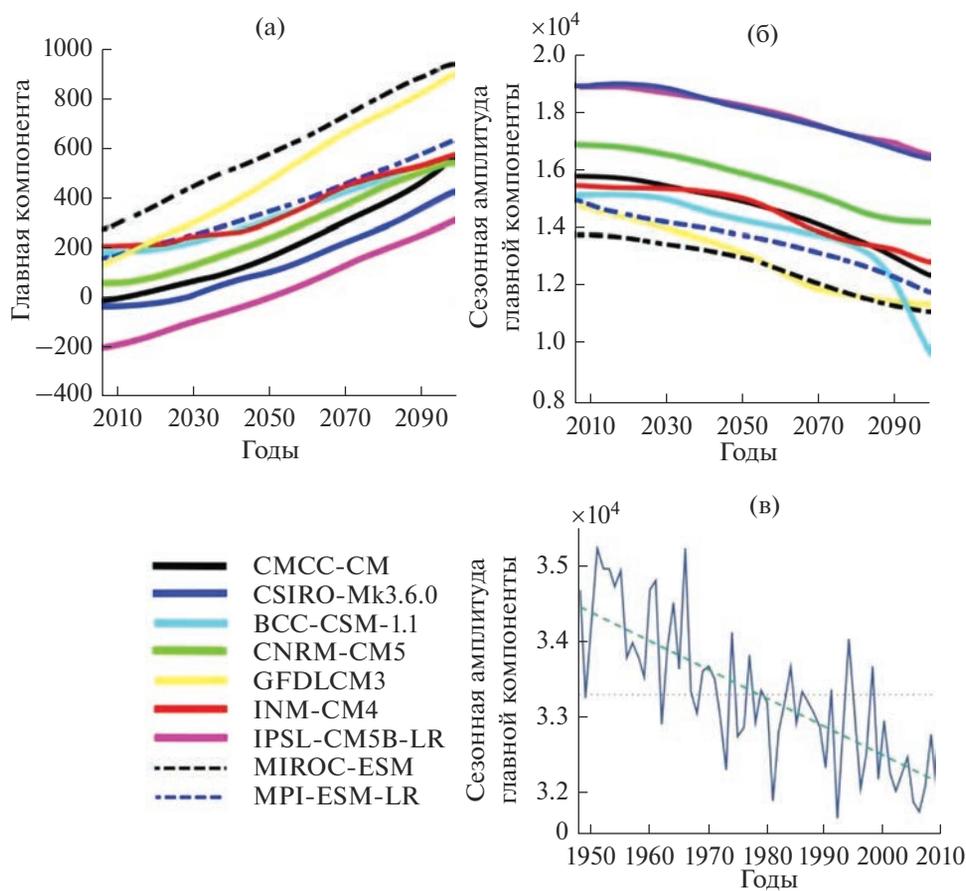


Рис. 2. Тенденции среднегодовых значений (а) и амплитуд сезонных изменений (б, в) главной компоненты первой моды ЕОФ-разложения: а, б — тенденции этой моды, полученные на основе результатов перечисленных моделей CMIP-5 для периода 2006–2100 гг. по сценарию RCP 8.5; в — тенденция амплитуд сезонных изменений в NCEP/NCAR.

развитию положительной фазы САК, перемещению холодных арктических масс в район Лабрадора и Гренландии, а теплых и влажных воздушных масс Атлантики — на север Европы и в сторону Баренцева и Карского морей, формированию в этом районе положительных аномалий температуры, что и наблюдается в соответствующей структуре температурной моды. Небольшой наблюдаемый положительный тренд этой моды согласуется также с результатами [6]. Вместе с тем положительная фаза этой моды и общий рост циклоничности в полярных районах связаны с отрицательной аномалией приземной температуры в северном Китае и Монголии. Вторжение арктических масс в этот регион, согласно [15], объясняется компенсирующим усилением антициклоничности в Сибири, которое также можно наблюдать и в структуре ЕОФ этой моды по давлению.

Третья мода включает в себя формирование температурных аномалий в районах сезонного льда в Баренцевом и Карском морях, кроме этого — в районе Берингова пролива, в море Баффина и в

Гудзоновом заливе, где сезонные и климатические изменения в поле льда также существенны. Противоположные температурные аномалии при этом формируются в Якутии и северном Китае. Главная компонента этой моды демонстрирует общий тренд увеличения, принимая наибольшие положительные значения в 2000-е и 2010-е гг., что означает рост температуры в районах сезонного льда и ее уменьшение на северо-востоке Азии. Вероятно, это связано с отступлением границы поля льда. Рост площади открытой поверхности океана приводит к повышенной влажности воздуха, усилению потока отраженного атмосферой длинноволнового излучения и уменьшению альбедо поверхности. Приземная температура на северо-востоке Азии уменьшается в положительной фазе при том, что соответствующее поле давления в пределах Арктики, в отличие от предыдущего случая, не демонстрирует усиления круговой моды, а способствует росту давления в Сибири и в районе Северной Земли. Это показывает, что рост антициклоничности в этом регионе не обязательно связан с долгопериодным усилением

круговой моды и может быть напрямую вызван сокращением морского льда. Согласно [23], нагревание нижней тропосферы над Баренцевым и Карским морями в Восточной Арктике, вызванное сокращением морского льда, может привести к сильной антициклонической аномалии и аномальной адвекции с востока в северной части континента, что в свою очередь вызывает зимнее похолодание континентального масштаба, достигающее -1.5°C , с более чем трехкратным увеличением вероятности экстремально холодных зим.

Четвертая мода в период отрицательных значений главной компоненты способствует усилению Трансполярного дрейфа и выносу льда через прол. Фрама в северную Атлантику. Распределение аномалий давления соответствует так называемому Арктическому диполю (АД). При этом в европейском секторе Арктики приземный воздух становится холоднее, а в районе Берингова пролива и моря Бофорта становится теплее. Значительные аномалии теплого воздуха формируются в море Баффина и в Гудзоновом заливе благодаря тому, что под действием преобладающих ветров эти районы освобождаются ото льда и получают больше тепла из океана.

БУДУЩИЕ ТЕНДЕНЦИИ АТМОСФЕРНОГО ФОРСИНГА

Временные ряды коэффициентов разложения демонстрируют существенное различие их изменчивости между периодами 1948–1970 и 1980–2022 гг. Немалый интерес представляет вопрос о сохранении этих тенденций в будущем, который можно исследовать на основе численного моделирования возможных будущих сценариев. Для оценки тенденции дальнейших климатических изменений в XXI в. исследовались результаты моделирования в рамках проекта CMIP-5 [30] по девяти моделям, данные которых были предоставлены: CMCC-CM, CSIRO_Mk3.6.0, BCC-CSM-1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, INM-CM4, IPSL-CM5B-LR, MIROC-ESM и MPI-ESM-LR. Полученные тенденции главных компонент ЕОФ-разложения в значительной степени оказались не только совпадающими у разных моделей, но и повторяющимися климатические тенденции в период 1980–2022 гг.

На рис. 2, 3 представлены тенденции изменений среднегодовых значений и амплитуд сезонной изменчивости четырех невырожденных мод предыдущего ЕОФ-разложения. Можно подчеркнуть, что для XXI в. характерно следующее:

для первой моды (сезонный ход) сохраняется тенденция роста среднегодовых значений (рис. 2а) при одновременном уменьшении амплитуды сезонных колебаний (рис. 2б);

для второй моды (АО) большинство моделей демонстрирует тенденцию слабого роста главной компоненты, что соответствует высоким значениям индекса АО, однако модели BCC-CSM-1.1, INM-CM4 и MPI-ESM-LR скорее показывают отсутствие выраженных тенденций (рис. 3а);

тенденции третьей моды показывают усиление роли освобождающихся из-под льда районов океана (рис. 3б) в формировании аномалий давления и приземной температуры;

для четвертой моды (АД) большинство моделей не демонстрирует выраженных тенденций, однако модели CNRM-CM5 и MIROC-ESM указывают на усиление этого фактора, тогда как CSIRO-Mk3.6.0 и IPSL-CM5B-LR, наоборот, — на его ослабление (рис. 3в).

ВОЗДЕЙСТВИЕ НА МОРСКОЙ ЛЕД

Способность океана за счет своей теплоемкости дольше удерживать тепло означает, что сезонные изменения его характеристик отстают от соответствующих изменений атмосферы. Поэтому взаимодействие между океаном и атмосферой обычно приводит к уменьшению скорости сезонных изменений; океаны задерживают охлаждение атмосферы осенью и задерживают потепление атмосферы весной. Наличие морского льда меняет эту закономерность, препятствуя потере тепла океаном в атмосферу зимой и оказывая охлаждающее действие летом.

Даже небольшие изменения в атмосфере и океане могут кардинально изменить годовой цикл таяния и роста морского льда, это означает, что изменения морского льда отражают совокупные изменения, происходящие как в океане, так и в атмосфере.

Наиболее яркое проявление указанных выше тенденций — сокращение морского льда, т. е. уменьшение его объема и площади, выяснение причин этого необходимо для понимания последствий и для поиска способов адаптации к ним. В настоящее время численное моделирование климатической системы — важная методологическая основа решения подобных задач [11]. Проведена серия численных экспериментов с использованием модели SibCIOM [13, 14], в них использовался синтезированный атмосферный форсинг [24], полученный в результате суммирования восьми мод описанного выше ЕОФ-разложения. В качестве базового эксперимента использовался тот, в котором главные компоненты разложения использовались в неизменном виде — M0. В экспериментах M1, M2, M3 и M4 главные компоненты первой, второй, третьей и четвертой мод соответственно лишены выявленного тренда 1980–2020 гг. Таким образом, сравнение результатов экспериментов M1, M2, M3 и M4 с результатами базового эксперимента M0 показы-

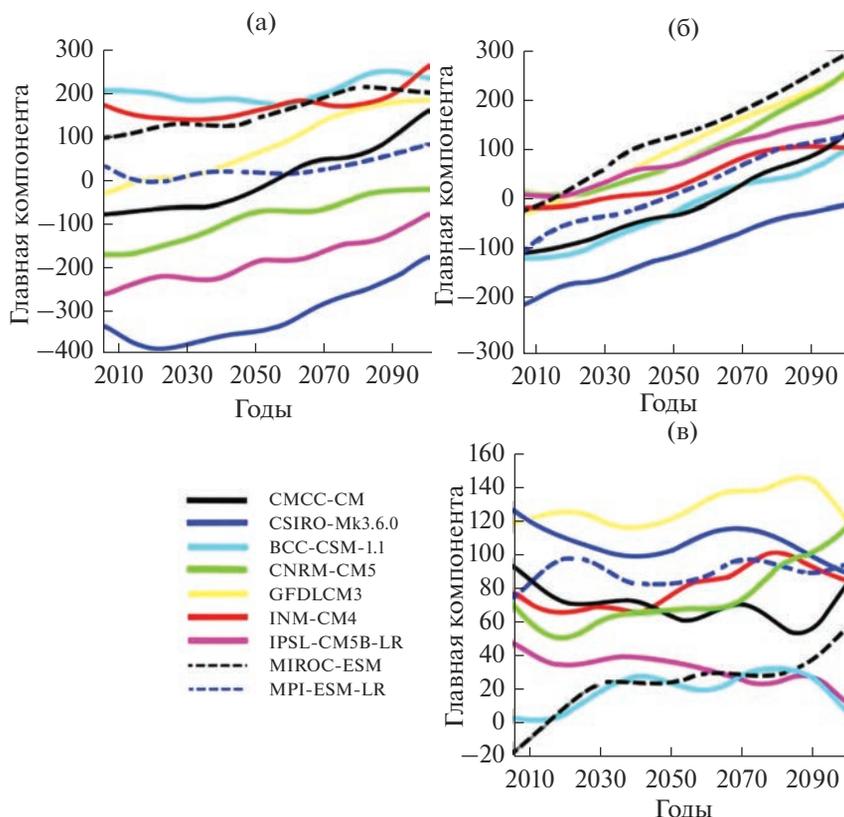


Рис. 3. Тенденции среднегодовых значений второй (а), третьей (б) и четвертой (в) мод ЕОФ-разложения, полученные на основе результатов ряда моделей СМIP-5 для периода 2006–2100 гг. по сценарию RCP 8.5.

вает, насколько существенны выявленные климатические тренды.

Сравнение временных рядов объема арктического льда показало следующее.

Отсутствие трендов первой моды при наличии всех остальных приводит к практически полному (до 96%) восстановлению арктического льда, что говорит о ключевой роли увеличения средней температуры воздуха и уменьшения амплитуды ее сезонного колебания в уменьшении объема льда.

Отсутствие трендов второй моды способствует восстановлению 17% объема льда, что также говорит о важной роли усиления круговой циркуляционной моды.

Отсутствие трендов третьей моды приводит к восстановлению 18% объема льда, что указывает на немалую роль уменьшения доли поверхности, покрытой льдом, в еще большем уменьшении количества льда в Арктике, т. е. имеет место положительная обратная связь.

Отсутствие трендов четвертой моды приводит к незначительному сокращению объема льда еще на 2%, это говорит о том, что сам по себе АД не оказывает заметного влияния на объем льда, вызывая лишь его перемещения.

Столь сильное влияние трендов первой моды оказывается не столь заметным при рассмотрении акваторий окраинных морей. В качестве критерия, определяющего силу этого влияния, рассматривалось среднее за определенный период значение минимального за год объема морского льда в регионах. В табл. 1 показаны результаты сравнения значений этого критерия, обозначенного символом V_{\min} , в периоды 1979–1988 и 2000–2009 гг. Табл. 1 показывает процентное отношение V_{\min} во второй период к V_{\min} в первый период. В базовом эксперименте сокращение морского льда было по всем акваториям, включая окрестности северного полюса, однако наибольшее сокращение в период 2000–2009 гг. произошло в Карском море, где сохранилось лишь 7% V_{\min} предшествующего периода. Причем тренды ни второй моды, ни четвертой на это практически не влияют. Однако влияние трендов остальных мод оказалось также не столь значительным, в эксперименте M1 сохранилось лишь 37% объема, а в M3 – 17%. Второе по объему потерянного льда — Чукотское море, где в период 2000–2009 гг. осталось лишь 20% ото льда в 1979–1988 гг. Наибольшую роль в этом сыграли изменения давления и приземной температуры, связанные с их сезонным ходом (M1 дает сокраще-

Таблица 1. Отношение среднего значения V_{\min} за 2000–2009 гг. к среднему значению V_{\min} за 1979–1988 гг., % (M0, M1 и т. д. – номера экспериментов согласно описанию в тексте; жирный шрифт – значения в базовом эксперименте M0, в ходе которого главные компоненты разложения форсинга использовались в неизменном виде)

Моря Северного Ледовитого океана	M0	M1	M2	M3	M4
Баренцево море	26	50	28	46	15
Карское море	7	37	7	17	7
Море Лаптевых	32	75	50	43	28
Восточно-Сибирское море	24	77	32	27	28
Чукотское море	20	54	29	22	22
Море Бофорта	46	77	49	53	49
Окрестности полюса (широта выше 80° с.ш.)	84	101	88	89	84

Таблица 2. Вклад компонент теплового баланса в общий приток тепла для морского льда (отрицательные значения – отток) в базовом эксперименте M0 по сравнению с экспериментами M1–M4 ($3Дж = 10^{21}$ Дж)

Слагаемые теплового баланса льда	M1	M2	M3	M4
Поток тепла из океана	-0.9	1.3	-2.2	0.2
Поток явного тепла из атмосферы	1.7	-1.3	-1	0.2
Поток скрытого тепла из атмосферы	-1.8	-1.1	-2.8	0
Поглощенная солнечная радиация	-0.7	-1.6	-2	-0.7
Приток длинноволновой радиации	3.3	3.1	8.3	0.5

ние только до 54%) и с усилением кольцевой моды АО атмосферной циркуляции (в M2 сокращение происходит до 29%). Однако в других морях амеразийского сектора, кроме Чукотского, восстановление постоянной сезонности в эксперименте M1 привело к более заметному (>70%) сохранению льда. Лишение трендов АО (M2) в наибольшей степени повлияло на восстановление льда в море Лаптевых и в Восточно-Сибирском море, сохранив соответственно 50 и 32% против 32 и 24% в эксперименте M0. Влияние сокращения площади морского льда на уменьшение его объема наиболее заметно в районе Баренцева моря, при удалении трендов третьей моды в M3 сохранилось 46% от начального объема льда против 26% в M0. Перемещения льда, связанные с действием АД, наоборот, способствуют некоторому его накоплению в Баренцевом море и в море Лаптевых (табл. 1). В окрестности полюса во всех экспериментах в основном лед сокращается до 84–89%, однако в эксперименте M1 количество льда в этом районе, наоборот, увеличивается на 1% по сравнению с предыдущим периодом.

СОКРАЩЕНИЕ ЛЬДА

Очевидно, что роль выявленных тенденций в сокращении арктического льда так или иначе связана с потеплением приземного воздуха. Однако конкретный механизм воздействия может отличаться, так как изменения приземной темпе-

ратуры происходят вследствие ряда причин, включая изменения потоков явного и скрытого тепла на границе атмосферы с океаном и льдом, а также изменения в нисходящих потоках длинноволновой и коротковолновой радиации. Табл. 2 дает представление о вкладе в суммарный тепловой баланс пяти источников тепла для морского льда в эксперименте M0 по сравнению с экспериментами M1–M4. За исключением эксперимента M4, доминирующее значение в тепловом балансе имеют изменения длинноволновой радиации. Ее рост вызван увеличением температуры приземного воздуха, следствием которого является рост собственного излучения воздуха, с одной стороны, а с другой – увеличивается отражение воздухом излучаемой подстилающей поверхностью длинноволновой радиации вследствие увеличения с ростом температуры его удельной влажности.

Особое внимание необходимо уделить вопросу о динамическом перераспределении льда. В предыдущей работе [25] исследована роль атмосферной циркуляции в приземном слое в формировании структуры арктических льдов. Для анализа также использовался метод ЕОФ-разложения поля приземного ветра, а реакция льда на изменение главных компонент ведущих мод исследовалась методом построения ведущих мод исследовалась скорость изменения льда в Арктике с режимом колебаний Северного Ледовитого океана, авторы пришли к выводу, что изменчивость первой моды,

связанная с этим режимом, демонстрирует образование “качелей” в ледовом поле между двумя районами. С одной стороны, это район центральной глубоководной части Арктики, включая Восточно-Сибирское море, а с другой – все остальные окраинные моря. Таким образом, тот факт, что во всей серии экспериментов М0–М4 получено стремительное сокращение количества льда в окраинных морях, может быть следствием усиления этой фазы колебаний ветрового воздействия в Арктике. Второй (“дипольный”) режим наиболее связан с увеличением/уменьшением толщины льда на выходе из Арктики через прол. Фрама, а также с образованием так называемой “фабрики льда” в прибрежном районе моря Бофорта в положительной фазе этого режима. Имеется также существенная связь между изменчивостью третьего режима и поступлением в Арктику атлантических вод с высоким теплосодержанием через Баренцево море, что создает предпосылки для режима образования/таяния льда в этом районе.

РОЛЬ ОКЕАНА

Таяние арктических льдов может оказывать влияние на все компоненты климатической системы. Однако все еще существует некоторая неопределенность относительно того, как эти изменения повлияют на климат в других регионах. Например, уменьшение площади арктического морского льда связано с изменениями струйного течения и САК, которые играют важную роль в определении зимних условий в Западной Европе. Изменения параметров сезонного цикла арктического морского льда влияют также на соленность и плотность океана и вследствие этого – на его крупномасштабную циркуляцию. Опреснение субполярной Арктики снижает интенсивность Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции (АМОЦ) [28] и связанный с этим перенос тепла океаническими течениями на север [10], вызывая аккумуляцию тепла в тропических широтах [32].

Для оценки характеристик динамики и термодинамики Северного Ледовитого океана использовались результаты моделирования, полученные с помощью той же совместной модели океан–лед SibCIOM Арктики и Северной Атлантики.

Одна из наиболее важных характеристик интегральной изменчивости Северного Ледовитого океана – объемный расход основных течений и теплосодержание слоя атлантических вод (АВ). Для анализа результатов численных экспериментов авторы снова воспользовались методом ЕОФ-разложения, а также сравнили временной ход их главных компонент с временным ходом основных индексов атмосферной циркуляции.

Основная часть результатов получена в численном эксперименте по восстановлению дина-

мики морского льда в период с января 1948 г. по декабрь 2020 г. Атмосферный форсинг получен по результатам реанализа NCEP/NCAR [18] и включает в себя приземную температуру воздуха (на уровне 995 дБ), влажность воздуха, давление на уровне моря, количество осадков, нисходящую длинноволновую и коротковолновую радиацию, а также скорость приземного ветра.

На рис. 4а–4в показаны первые три невырожденные моды ЕОФ-разложения интегральной функции тока: $SF1$, $SF2$ и $SF3$. Первый режим представляет собой однонаправленную (циклоническую или антициклоническую) тенденцию циркуляции во всем бассейне Северного Ледовитого океана, за исключением окраинных морей, где формируется противоположная компенсирующая тенденция.

Вторая и третья моды показывают доминирующую тенденцию циркуляции в Норвежском и Гренландском морях, в первом случае противоположную тенденции в Канадском бассейне, во время как бассейн Амундсена имеет слабую сонаправленную тенденцию, а во втором случае – противоположную тенденцию циркуляции в бассейне Амундсена, в то время как бассейн Канады имеет слабую сонаправленную тенденцию. Отметим также, что усиление второй моды соответствует формированию так называемой антициклонической фазы арктического океанического колебания (АОО) [26], а ее ослабление – формированию циклонической фазы.

Второе поле, которое проанализировано с помощью ЕОФ-разложения, – это теплосодержание слоя АВ. Верхняя граница слоя h_u определялась как точка перехода температуры воды от отрицательных значений, характерных для поверхностных арктических вод, к положительным; нижняя h_l – как обратный переход от положительной к отрицательной температуре глубинных вод.

На рис. 4г–4е показан результат ЕОФ-разложения этой функции по трем невырожденным модам. Для понимания этих мод предположим, что их структура отражает реакцию на поступление аномально теплых вод через прол. Фрама. Это означает, что знаки первых двух мод совпадают с показанными на рис. 4, а знак третьей должен быть противоположным. Картина первой моды показывает, что одновременно с приходом теплых АВ происходит их охлаждение к северу от островов Канадского архипелага и потепление в районе котловины Макарова. Вторая мода демонстрирует повсеместное остывание АВ, кроме склона Евразийского шельфа. И, наконец, третья мода практически не затрагивает большую часть Северного Ледовитого океана, но приводит к значительному похолоданию на евразийском склоне.

При рассмотрении полученных мод большой интерес представляет вопрос о соответствии режимов циркуляции Северного Ледовитого океана

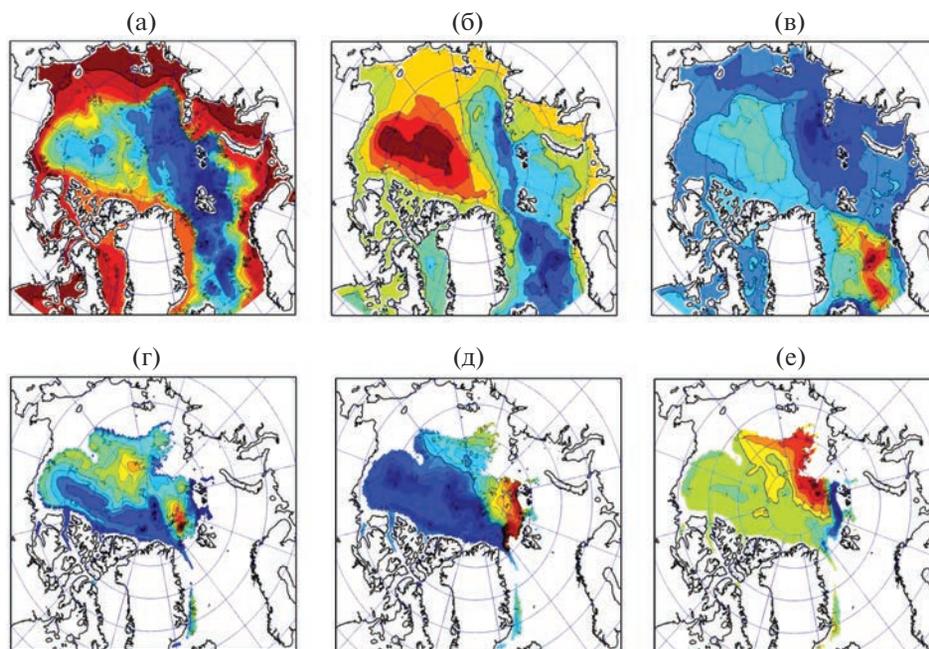


Рис. 4. Первые три моды ЕОФ-разложения интегральной функции тока (а – первая – SF1, б – вторая – SF2, в – третья – SF3) и теплосодержания АВ в Арктике (г – первая – Q1, д – вторая – Q2, е – третья – Q3).

изменчивости теплосодержания АВ. В табл. 3 приведены значения коэффициентов взаимной корреляции соответствующих главных компонент.

Если рассматривать синхронные изменения основных составляющих разложения функции тока и теплосодержания АВ, то можно установить, что наиболее заметная связь, составляющая –52% корреляции, проявляется между вторым режимом циркуляции Северного Ледовитого океана и второй модой изменчивости теплосодержания АВ. Эта связь выражается в значительном потеплении АВ в Канадской котловине при формировании циклонического режима циркуляции в Северном Ледовитом океане (соответствует положительной фазе АОО). Кроме того, можно отметить, что третий режим циркуляции антисинхронизирован с первым режимом изменчивости теплосодержания АВ. Отрицательный тренд особенно заметен на склоне евразийского шельфа с корреляцией –34%. Это значение находится на границе диапазона, внутри которого корреляция может считаться значимой. Остальные взаимные корреляции либо слабые, либо незначительные.

Однако перестройка циркуляции не должна приводить к немедленному изменению теплосодержания в слое АВ, или, наоборот, второе не должно приводить немедленно к первому. Поэтому целесообразно рассматривать взаимные ковариации с учетом временного лага. В табл. 3 также приведены максимальные значения корреляций с временным лагом, при котором такая корреляция достигается. В качестве положительной вели-

чины запаздывания примем ситуацию, когда перестройка течения предшествует изменению теплосодержания слоя АВ. Отметим наиболее значимые связи:

Изменение первого режима циркуляции SF1 приводит через шесть лет к сонаправленным изменениям первой моды изменчивости теплоемкости слоя АВ. Соответствующий коэффициент корреляции значим и составляет 60%.

Более выраженная реакция на изменение SF1 возникает через 13 лет. Можно проследить это по усилению противофазы Q2. Коэффициент корреляции составляет –78%. Напротив, изменение Q2

Таблица 3. Коэффициенты корреляции (%) главных компонент первых трех мод ЕОФ-разложения интегральной функции тока: SF1, SF2, SF3, – и теплосодержания АВ: Q1, Q2 и Q3 (первый ряд без временного сдвига; второй и третий ряды – самая сильная корреляция с соответствующим временным лагом в годах (под косой чертой))

Моды ЕОФ	SF1	SF2	SF3
Q1	21	15	–34
	60/6		–54/–13
Q2	10	–52	2
	–78/13	–85/2	48/2
Q3	4	–12	2
	20/4	–67/14	37/15

приводит с корреляцией 73% к сонаправленному изменению $SF1$ через 9 лет. Таким образом, внутри этих двух режимов ($SF1$ и $Q2$) можно проследить 44-летний цикл: положительный $SF1$ – отрицательный $Q2$ через 13 лет – отрицательный $SF1$ через 9 лет – положительный $Q2$ через 13 лет – снова положительный $SF1$ через 9 лет.

Изменение второго режима циркуляции $SF2$ за два года формирует противоположное изменение $Q2$ с коэффициентом 85%. Через 14 лет при коэффициенте 67% происходит обратное изменение $Q3$.

Реакция на изменение режима циркуляции $SF3$ аналогична реакции $SF2$, но противоположна по знаку и менее достоверна в корреляции. Для $Q2$ корреляция составляет 48% через 2 года, а для $Q3$ – 37% через 15 лет.

При корреляции 54% за изменением $Q1$ через 13 лет следуют противоположные изменения циркуляции $SF3$.

Наиболее интересная особенность, выявленная в результате проведенного анализа, – наличие 44-летнего цикла во взаимодействии режима циклонической циркуляции в Арктике и второго режима теплосодержания слоя АВ, связанного с потеплением АВ в районе круговорота Бофорта. При рассмотрении возможных причин формирования такого цикла были выделены два крупномасштабных колебания. Одной из причин такого цикла статистически может быть Атлантическая многодекадная осцилляция (АМО), однако полученная корреляция с выявленным циклом находится на границе допустимой значимости, а период колебаний АМО, согласно различным оценкам, в 1.5–2.0 раза больше. На взгляд авторов, более правдоподобной представляется связь с колебаниями АМОЦ. Ряд модельных исследований указывает на наличие периодичности АМОЦ, близкой к 44-летней, а анализ результатов моделирования указывает на наличие сильной (~90%) зависимости характеристик АМОЦ и циклонического режима циркуляции в Арктике с 20-летним временным лагом. Понимание роли этих двух среднеширотных процессов в Арктических изменениях и того, выступают ли они причиной или следствием этих изменений, требует дальнейших исследований.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследована пространственно-временная изменчивость процессов, происходящих в океане и в ледовом покрове, обусловленных изменчивостью состояния атмосферы полярных широт.

С использованием метода ЕОФ-декомпозиции выделены основные моды и тенденции атмосферного форсинга, включающего в себя поля давления на уровне моря и приземной температуры воздуха. Для анализа роли каждой моды в фор-

мировании тенденции сокращения объема арктического льда проведена серия численных экспериментов, в которых применена процедура устранения тренда для каждой моды. Согласно результатам сравнения серии постановочных экспериментов с базовым экспериментом, включающим все тренды, первый режим, представляющий сезонный ход, формирует интегральную тенденцию к уменьшению объема льда на 96% от первоначального тренда. Результаты экспериментов показывают, что большее влияние на эту тенденцию также оказывают два других режима: второй режим (формирующий тенденцию на 17%), представляющий собой Арктическое колебание, и третий режим (на 18%) – результат включения температуры приземного воздуха в вектор состояния.

Для анализа изменчивости интегральных характеристик Северного Ледовитого океана, таких как объемный перенос основных течений и теплосодержание слоя АВ, полученных по данным численного моделирования, также был использован метод ЕОФ-декомпозиции. Получены три невырожденные моды для интегральной функции потока и три моды для теплосодержания слоя АВ в Арктике. При рассмотрении кросс-корреляции главных компонент этих мод обнаружено, что наиболее очевидные связи между этими выявленными модами проявляются при учете возможного временного лага между временными рядами. Обнаружен 44-летний цикл во взаимодействии режима циклонической циркуляции в Арктике и второго режима теплосодержания слоя АВ, связанного с потеплением АВ в районе круговорота Бофорта, вероятно, связанный с колебаниями АМОЦ и/или с АМО [3].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментал. приклад. климатология*. 2015. Т. 1. С. 11–26.
2. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата // *Исследование Земли из космоса*. 2015. № 2. С. 5. <https://doi.org/10.7868/S0205961415020025>
3. Багатинский В.А., Дианский Н.А. Изменчивость термохалинной циркуляции Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции по данным океанских объективных анализов и реанализов // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2021. Т. 57. № 2. С. 1–14. <https://doi.org/10.31857/S0002351521020024>
4. Бекряев Р.В. Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах // *Фундаментал. приклад. Климатология*. 2015. Т. 1. С. 27–48.

5. Будыко М.И. Избранные работы. СПб.: Америк: ГГО, 2020. 206 с.
6. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Моделирование климата и его изменений: современные проблемы // Вестн. РАН. 2012. Т. 82. № 3. С. 227–236.
7. Семенов В.А. Современные исследования климата Арктики: прогресс, смена концепций, актуальные задачи // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2021. Т. 57. № 1. С. 21–33.
<https://doi.org/10.31857/S0002351521010119>
8. Barry R.G., Serreze M.C., Maslanik J.A., Preller R.H. The Arctic sea ice-climate system: Observations and modeling // Rev. Geophys, 1993. V. 31. P. 397–422.
<https://doi.org/10.1029/93RG01998>
9. Bjornsson H., Venegas S.A. A manual of EOF and SVD analyses of climate data // CCGCR Rep. 97–1. McGill Univ. 1997. 52 p.
10. Drijfhout S. Competition between global warming and an abrupt collapse of the AMOC in Earth's energy imbalance // Sci. Rep. 2015. V. 5. 14877.
<https://doi.org/10.1038/srep14877>
11. Дымников В.П., Лыкосов В.Н., Володин Е.М. Problems of modeling climate and climate change // Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics. 2006. V. 42. № 5. P. 568–585.
<https://doi.org/10.1134/S0001433806050045>
12. Eisenman I. Factors controlling the bifurcation structure of sea ice retreat // J. Geophys. Res. 2012. V. 117. D01111.
<https://doi.org/10.1029/2011JD016164>
13. Golubeva E.N., Platov G.A. Numerical modeling of the Arctic Ocean ice system response to variations in the atmospheric circulation from 1948 to 2007 // Izv. Atmos. Ocean. Phys. 2009. V. 45. 137–151.
14. Golubeva E.N., Platov G.A. On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. C04S05.
15. Inoue J., Masatake E.H., Koutarou T. The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly // J. Clim. 2012. V. 25. P. 2561–2568.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00449.1>
16. Intrieri J.M., Fairall C.W., Shupe M.D., Persson P.O.G., Andreas E.L., Guest P.S., Moritz R.E. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA // J. Geophys. Res. 2002. V. 107. C10. 8039.
<https://doi.org/10.1029/2000JC000439>
17. IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds Pörtner H.-O., Roberts D.C., Tignor M., Poloczanska E.S., Mintenbeck K., Alegría A., Craig M., Langsdorf S., Lösschke S., Möller V., Okem A., Rama B. Cambridge, UK; NY, USA: Cambridge Univ. Press, 3056 p.
<https://doi.org/10.1017/9781009325844>
18. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77. P. 437–471.
<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html> (дата обращения: 16.01.2023)
19. Lykosov V.N., Platov G. A numerical model of interaction between atmospheric and oceanic boundary layers // Russian J. Numerical Analysis Mathematical Modelling. 1992. V. 7. № 5. P. 419–440.
<https://doi.org/10.1515/rnam.1992.7.5.419>
20. Markus T., Stroeve J.C., Miller J. Recent changes in Arctic sea ice melt onset, freezeup, and melt season length // J. Geophys. Res. 2009. V. 114. C12024.
<https://doi.org/10.1029/2009JC005436>
21. North G.R., Bell T.L., Cahalan R.F., Moeng F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions // Mon. Weather Rev. 1982. V. 110. P. 699–706.
[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1982\)110%3C0699:SEITEO%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1982)110%3C0699:SEITEO%3E2.0.CO;2)
22. Osborn T.J. Winter 2009/2010 temperatures and a record-breaking North Atlantic Oscillation index // Weather. 2011. V. 66. P. 19–21.
<https://doi.org/10.1002/wea.660>
23. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // J. Geophys. Res., 2010. V. 115. D21111.
<https://doi.org/10.1029/2009JD013568>
24. Platov G.A., Golubeva E.N., Kraineva M.V., Malakhova V.V. Modeling of climate tendencies in Arctic seas based on atmospheric forcing EOF decomposition // Ocean Dynamics. 2019. V. 69. P. 747–767.
<https://doi.org/10.1007/s10236-019-01259-1>
25. Platov G., Iakshina D., Krupchatnikov V. Characteristics of Atmospheric Circulation Associated with Variability of Sea Ice in the Arctic // Geosci. 2020. V. 10. 359.
<https://doi.org/10.3390/geosciences10090359>
26. Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M.-L., Krishfield R., Bamber J. Arctic circulation regimes // Phil. Trans. R. Soc. A. 2015. V. 373. 20140160
<https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0160>
27. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. The large-scale energy budget of the Arctic // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. D11122.
<https://doi.org/10.1029/2006JD008230>
28. Sévellec F., Fedorov A., Liu W. Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic Meridional Overturning Circulation // Nat. Clim. Chang. 2017. V. 7. P.604–610.
<https://doi.org/10.1038/nclimate3353>
29. Stroeve J.C., Markus T., Boisvert L., Miller J., Barrett A. Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss // Geophys. Res. Lett. 2014. V. 41. P. 1216–1225.
<https://doi.org/10.1002/2013GL058951>
30. Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A. An overview of CMIP5 and the experiment design // Bull. Amer. Meteor. Soc. 2012. V. 93. P. 485–498.
<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>
31. Thorndike A.S. A toy model linking atmospheric thermal radiation and sea ice growth // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. P. 9401–9410.
<https://doi.org/10.1029/92JC00695>
32. Zhang R., Sutton R., Danabasoglu G., Kwon Y.-O., Marsh R., Yeager S.G., Amrhein D.E., Little C.M. A review of the role of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in Atlantic Multidecadal Variability and associated climate impacts // Rev. Geophys. 2019. V. 57. P. 316–375.
<https://doi.org/10.1029/2019RG000644>