

УДК 551.465

ОСОБЕННОСТИ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ В СИСТЕМЕ ОКЕАН–АТМОСФЕРА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗОВ

© 2021 г. К. А. Калавиччи^{а, *}, И. Л. Башмачников^{а, б, **}

^аСанкт-Петербургский государственный университет,
Университетская наб., 7–9, Санкт-Петербург, 199034 Россия

^бМеждународный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Нансена,
14 линия В. О., 7, оф. 49, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: katrina.calavicci@mail.ru

**e-mail: igorb1969@mail.ru

Поступила в редакцию 13.05.2020 г.

После доработки 17.09.2020 г.

Принята к публикации 09.12.2020 г.

В данной работе анализируются элементы механизма положительной обратной связи между изменчивостью океанического потока тепла, площадью ледяного покрова и характером атмосферной циркуляции в районе Баренцева моря по данным реанализов. Показано, что увеличение со временем океанического потока тепла через западную границу моря идет значительно быстрее, чем в Норвежском склоновом течении в восточной части Норвежского моря, что подтверждает локальность механизма потепления Баренцева моря. При усиленном потоке океанического тепла в Баренцево море наблюдается отступление кромки льда, ослабевают суммарные вертикальные потоки тепла на границе океан–атмосфера в юго-западной части моря и усиливаются к западу от Новой Земли и в северной части моря. Последнее связано с увеличением площади акватории, свободной ото льда. Усиление потоков тепла в Баренцево море также сопровождается зимним увеличением приземного атмосферного давления практически над всей акваторией моря, наиболее выраженной в юго-восточной его части. Это приводит к локализации циклонической атмосферной циркуляции в северо-западной части моря, увеличению атмосферного переноса тепла через южную границу и уменьшению через северную границу, усиливая конвергенцию тепла в регионе. При этом, конвергенция атмосферного переноса тепла в исследуемый район в приземном слое (от 1000 до 975 гПа) усиливается, а выше (от 975 до 100 гПа) – ослабевает.

Ключевые слова: Баренцево море, положительная обратная связь, океанические и атмосферные потоки тепла, ледяной покров

DOI: 10.31857/S0002351521020061

ВВЕДЕНИЕ

Мелководное Баренцево море является одним из важнейших районов интенсивной трансформации теплых Атлантических вод в Северном Ледовитом океане. Изменчивость потока атлантического тепла во многом определяет изменчивость климатических характеристик над Баренцевым морем и над значительной частью Арктики [1], и понимание характера и причин этой изменчивости важны для прогноза изменений климата региона. В частности, в работе [2] был проведен модельный эксперимент с полной остановкой притока теплых атлантических вод в Баренцево море. Результаты показали, что прекращение притока теплых атлантических вод в Баренцево море приводит к быстрым климатическим изменениям в Арктическом регионе, связанным с сильным похолоданием в северных широтах и перестройки

системы поверхностных течений Северного Ледовитого океана.

В работах [3, 4], на основе результатов численного моделирования, был описан механизм положительной обратной связи в системе океан–атмосфера в Баренцевом море. В частности, было показано, что увеличение океанического потока тепла на входе в Баренцево море вызывает сокращение площади ледяного покрова [3]: коэффициент корреляции между этими двумя показателями при 5-летнем осреднении составил -0.6 , как для зимних, так и для среднегодовых значений. Уменьшение площади ледяного покрова увеличивает площадь отдачи тепла с поверхности моря, в нижней тропосфере усиливается циклоническая завихренность, которая увеличивает градиент давления между Шпицбергенем и северной частью Норвежского побережья, что приводит к усилению юго-

западных ветров в западной части моря, а они, в свою очередь, увеличивают океанический и атмосферный приток тепла в Баренцево море [5]. Описанная модель механизма положительной обратной связи усложняется тем, что отклик атмосферной циркуляции на изменения ледяного покрова над Баренцевым морем не является линейным. В идеализированных экспериментах с МОЦА ЕСНАМ5 было показано, что антициклонические аномалии автосферной циркуляции над Баренцевым морем формируются при зимней концентрации морского льда в диапазоне 40–80%, а при более низких или высоких концентрациях формируются циклонические аномалии [6, 7]. Дальнейшие эксперименты [7] подтвердили, что атмосферный отклик на изменение аномалий площади ледяного покрова в Арктике не является линейным.

Некоторые авторы связывают наблюдаемое в последние десятилетия увеличение приземной температуры воздуха в Арктике с уменьшением площади арктического льда [8, 9], отмечая максимальное сокращение ледяного покрова в регионе Баренцева моря [8]. Сплоченность льда здесь уменьшается в среднем на 21% за 10 лет [10].

К основным причинам изменчивости площади ледяного покрова в Баренцевом море относят колебания адвекции тепла океаном [11, 12], изменчивость выноса льда из Северного Ледовитого океана [13], изменение количество циклонов в регионе [14]. В работах [15, 16] показано, что аномалии площади морского льда в северных морях (включая Баренцево море) тесно связаны с аномалиями потока океанического тепла, вызываемыми более ранним атмосферным воздействием. Изменения летней температуры воды на входе в Баренцево море объясняют 75% дисперсии ледяного покрова северных морей (включая Баренцево море) следующей зимой, а также изменчивость в этих районах атмосферных характеристик, прежде всего в прикромочной ледовой зоне. В работе [16] было описано три этапа взаимодействия океан–атмосфера в зимне-весенний период как реакции на усиление океанического притока тепла в Баренцево море: (1) аномальное потепление нижней атмосферы (прежде всего в районе кромки льда) как реакция на подъем более теплых вод во время осенне-зимней конвекции; (2) изменение атмосферной циркуляции и усиления адвекции тепла атмосферой с юга; (3) усиление океанической адвекции тепла в море под воздействием изменившейся атмосферной циркуляции, которая делает процесс однонаправленным. Работа построена на статистических связях, а сам механизм во многом остается гипотетическим.

В данной работе исследуются процессы, связанные с функционированием механизма положительной обратной связи в системе океан–атмо-

сфера в регионе Баренцева моря по данным реанализов за период 1993–2014 гг.

ДАнные И МЕТОды АНАЛИЗА

Океанический поток тепла рассчитывался как перенос тепла через исследуемые разрезы (рис. 1.) по формуле: $Q_O = (t_o - t_6)v_m\rho C_p dz dx$, где t_o – температура воды (°C), $t_6 = -1.8^\circ\text{C}$ – “базовая температура” (принята температура замерзания морской воды), v_m – скорость течения (м с^{-1}), $\rho = 1030 \text{ кг м}^{-3}$ – плотность воды, $C_p = 4183 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$ – удельная теплоемкость воды. Данные по скорости течения и температуре воды были взяты из базы данных ARMOR-3D (<http://marine.copernicus.eu>).

База данных ARMOR-3D комбинирует натурные и спутниковые наблюдения и предоставляет данные характеристик в узлах регулярной сетки, полученные путем интерполирования “синтетических” профилей (по выведенным регрессионным зависимостям между температурой и солесностью на различных горизонтах и спутниковыми аномалиями температуры поверхности океана и уровня моря), и профилей *in situ* методом оптимальной интерполяции [17].

Адвективные атмосферные потоки тепла рассчитывались через разрезы (рис. 1) на границах моря с использованием данных по температуре воздуха и скорости ветра из базы данных ERA-Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets>) с пространственным разрешением 0.75 град. и дискретностью 6 ч по формуле: $Q_A = t_v v_b \rho_b C_{p_b} dz dx$, где t_v – температура воздуха (K), v_b – скорость ветра (м с^{-1});

$\rho_b = \frac{p_d}{R_d t_b} + \frac{p_v}{R_v t_b}$ – плотность воздуха (кг м^{-3}); $C_{p_b} = 1005 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ K}^{-1}$ – удельная теплоемкость воздуха; dz – высота ячейки (столба воздуха, м); dx – горизонтальный масштаб ячейки (разреза, м), p_d, p_v – парциальные давления, R_d, R_v – удельные газовые постоянные сухого воздуха и водяного пара соответственно.

Для оценки изменчивости турбулентных потоков тепла на границе океан–атмосфера были использованы данные проекта OAFflux (<http://oaf-flux.who.edu/heatflux.html>). База данных OAFflux – массив среднемесячных полей вертикальных потоков явного и скрытого тепла для вод, свободных от ледяного покрова, на сетке $1^\circ \times 1^\circ$ с 1985 г. В данном массиве скрытые и явные потоки тела рассчитываются на основе параметризации потоков как функции от наземных метеорологических наблюдений, таких как скорость ветра, температура воздуха и воды, а также влажность воздуха. В массиве OAFflux используется синтез данных спутниковых наблюдений и трех атмосферных реанализов (NCEP1, NCEP2 и ERA40) [18]. Важ-

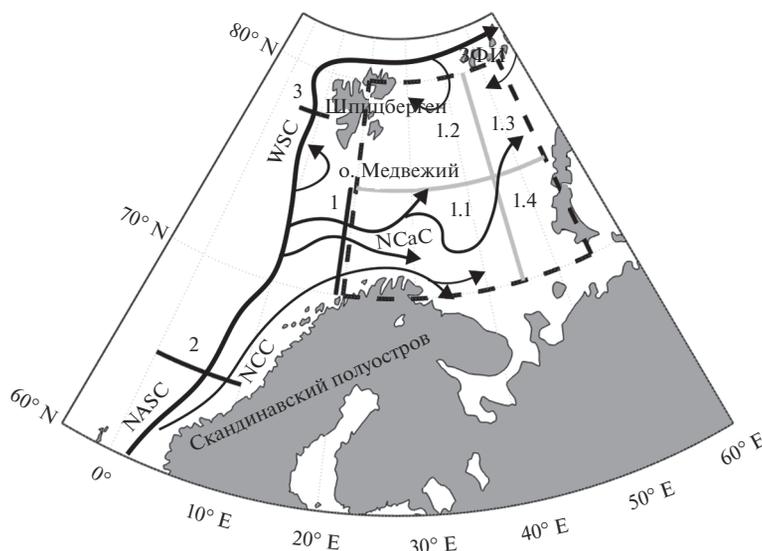


Рис. 1. Карта исследуемого региона. Черными линиями показаны разрезы, через которые рассчитывались океанические (сплошные линии) и атмосферные (штриховая линия) потоки тепла. Черными стрелками показана схема распространения атлантических вод. Серыми линиями показаны границы районов Баренцева моря. NASC – Норвежское склоновое течение, NCC – Норвежское прибрежное течение, NCaC – Нордкапское течение, WSC – Западно-Шпицбергенское течение.

ной частью теплового баланса Баренцева моря являются также радиационные потоки тепла. При отступлении кромки льда благодаря увеличению океанического потока тепла усиливается поглощение солнечной радиации за счет увеличения площади моря, свободной ото льда. В результате чего формируется положительная обратная связь лед–альbedo–температура. На изменчивость радиационных потоков тепла существенное влияние оказывает перенос тепла атмосферой. Положительные аномалии температуры и влажности воздуха приводят к увеличению длинноволновой нисходящей радиации на поверхность, в результате чего уменьшается рост льда в зимнее время года. В данной работе радиационные потоки тепла не рассматриваются, так как целью данной работы было исследовать только элементы положительной обратной связи в Баренцевом море, описанные в модельном эксперименте [3, 4].

Также были использованы данные по ледяному покрову и атмосферному приземному давлению реанализа ERA-Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets>) с пространственным разрешением 0.25 град., которые тоже были приведены к месячной дискретности.

РЕЗУЛЬТАТЫ. ИЗМЕНЧИВОСТЬ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПОТОКОВ ТЕПЛА

Наличие механизма положительной обратной связи должно сопровождаться локальным усилением притока теплых атлантических вод на входе

в Баренцево море относительно других районов их распространения из Северной Атлантики в Арктику [4, 6]. Для выявления этой тенденции были рассчитаны океанические потоки тепла через разрезы на входе в Баренцево море (разрез № 1), в южной части Норвежского моря (разрез № 2) и в восточной части Гренландского моря (разрез № 3) (рис. 1, 2).

В табл. 1 представлены статистические оценки полученных океанических потоков тепла. Среднее значение потока на входе в Баренцево море за весь период исследования составило 102 ТВт при среднеквадратическом отклонении 16 ТВт; в Норвежском море – 278 и 25 ТВт соответственно; в Западно-Шпицбергенском течении (северо-восточная часть Гренландского моря) 73 и 15 ТВт соответственно. При этом океанический приток тепла за исследуемые 22 г. в Баренцевом море увеличился вдоль линейного тренда на 43 ТВт, что составляет 42% от среднего значения за данный период, а в Норвежском море – только на 11 ТВт, что составляет 4% от его среднего значения. Ранее, по 9-летнему ряду наблюдений (в пределах исследуемого нами периода), было выявлено увеличение притока тепла в Баренцево море на 48% относительно среднего за исследуемый период, а значимого тренда через разрез в южной части Норвежского моря выявлено не было [19]. При этом изменчивость расхода воды является основным фактором формирования сезонной и межгодовой изменчивости океанического потока тепла на входе в Баренцево море [11, 20], а также формирует порядка

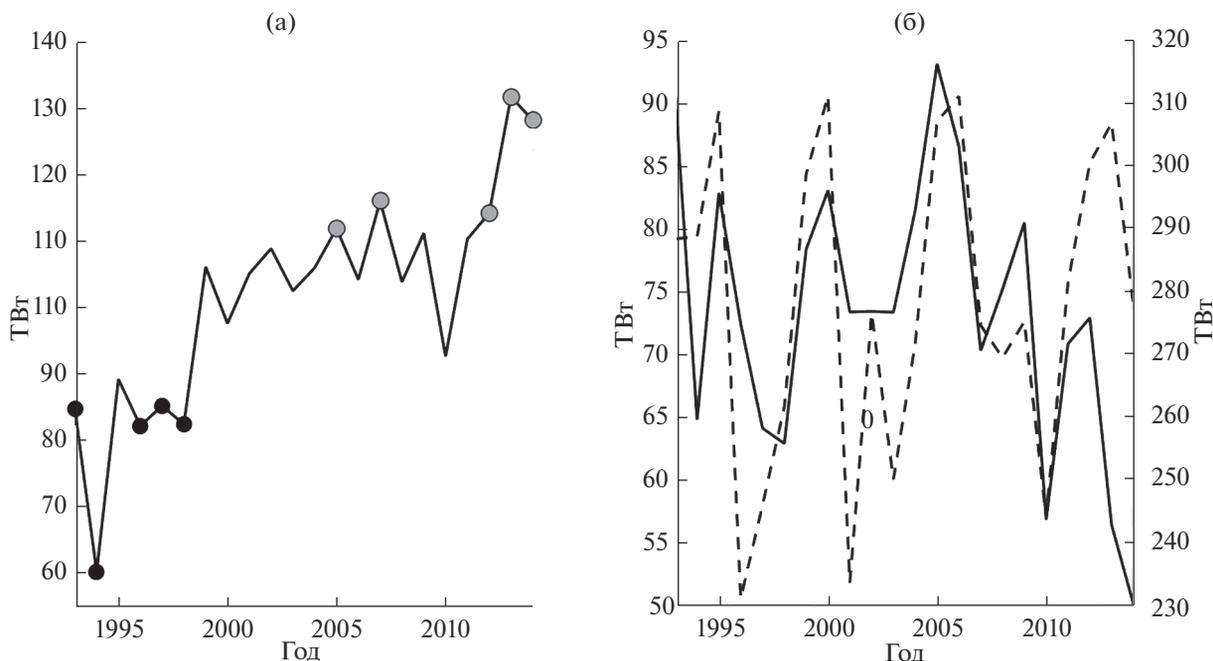


Рис. 2. Межгодовая изменчивость океанического потока тепла для (а) разреза № 1, (б) разрезов № 2 (пунктирная линия, правая ось у, Норвежское склоновое течение) и № 3 (сплошная линия, левая ось у, Западно-Шпицбергенское течение). Цветом выделены годы с максимальными (серым) и минимальными (черным) значениями океанического потока тепла на входе в Баренцево море, используемые в дальнейшем анализе.

70% наблюдаемого в последние десятилетия линейного тренда потока тепла [5].

Таким образом, усиление притока тепла в Баренцево море при практическом постоянстве потока тепла Норвежского склонового течения и уменьшении (хоть и незначительном) потока тепла Западно-Гренландского течения (табл. 1, рис. 2), является результатом регионального перераспределения потока атлантических вод между акваториями Северо-Европейского бассейна. Это согласуется с предположением о существовании механизма положительной обратной связи в Баренцевом море.

ВЛИЯНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ АДВЕКЦИИ ТЕПЛА НА ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПОТОКИ ТЕПЛА В АТМОСФЕРЕ

В работе [21] показано, что изменчивость интегрального теплосодержания в Баренцевом море значимо коррелирует с изменчивостью потока теп-

ла на западной границе моря. При этом отмечается, что выделенный положительный тренд в теплосодержании не является значимым, что объясняется потерей тепла в результате интенсивного теплообмена между океаном и атмосферой. Усиление океанического притока тепла происходит за 1–10 мес. до увеличения теплосодержания и за 1–5 мес. до усиления вертикальных потоков тепла на границе океан–атмосфера [21].

По данным ERA-Interim был построен сезонный ход площади ледяного покрова (не представлен) и выделен зимний сезон январь–апрель (см. также [22]). Ниже рассматривается изменчивость среднегодовых и среднезимних значений. Для построения карты распределения средних значений суммарных вертикальных потоков тепла за исследуемый период (рис. 3а, 3б) учитывались только те точки региона, в которых имелось не менее двух из четырех среднемесячных значений за сезон.

Таблица 1. Характеристики океанических потоков тепла через исследуемые разрезы. СКО – среднеквадратическое отклонение, C_v – коэффициент вариации, a – угловой коэффициент линейного тренда (в скобках указаны критические значения значимого тренда)

	Среднее, ТВт	СКО, ТВт	C_v , %	a , ТВт/год
Разрез № 1	102	16	16	2.0 (0.3)
Разрез № 2	278	25	9	0.5 (0.5)
Разрез № 3	73	15	15	–0.6 (0.2)

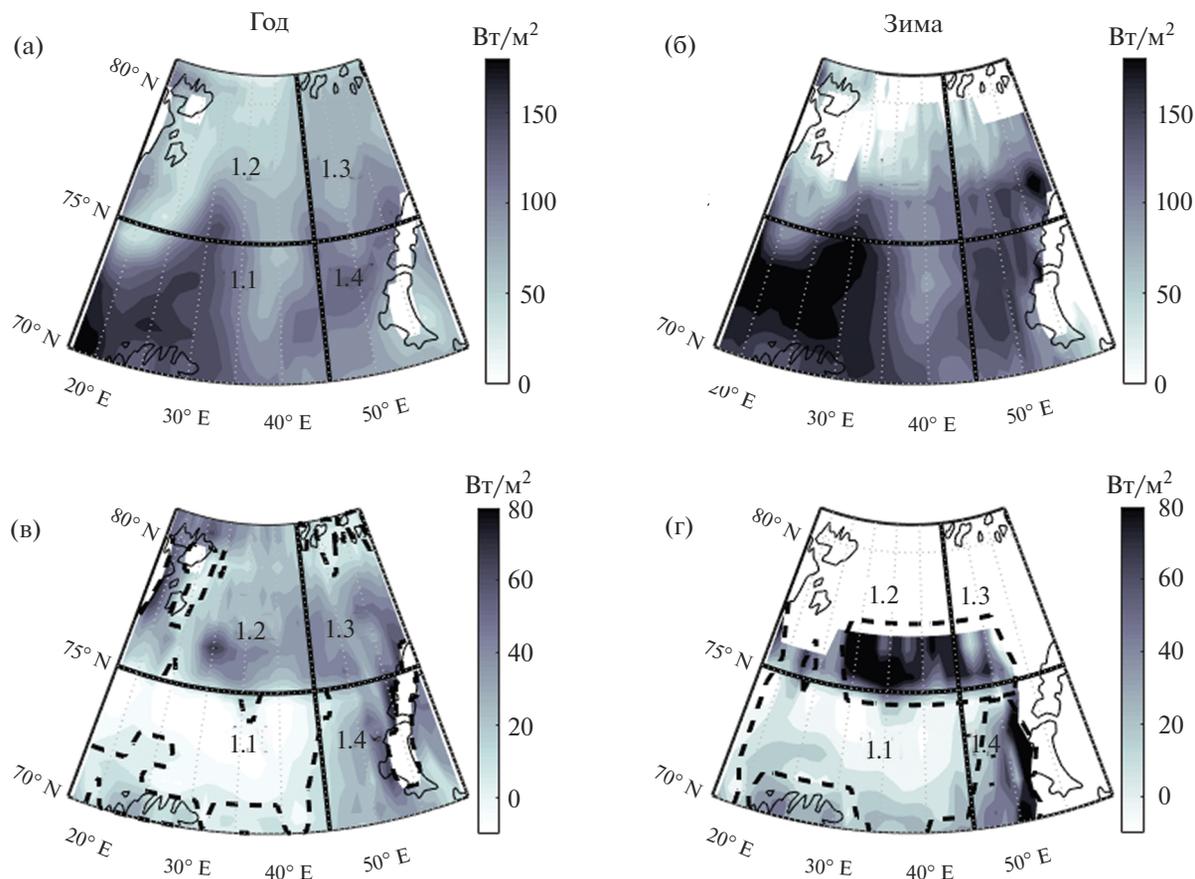


Рис. 3. Средние значения суммарных вертикальных потоков тепла (а, б) при среднегодовом (а) и зимнем (б) осреднении и изменение суммарных вертикальных потоков тепла вдоль линейного тренда (в, г), за период 1993–2014 гг., при среднегодовом (в) и зимнем (г) осреднении. Пунктиром отмечены области значимого тренда.

Среднее за исследуемый период значение потерь тепла по всей площади моря составило 80 ТВт. За более ранний период 1958–1997 гг. в [21] было получено среднее значение 40 ТВт. Максимальные средние значения вертикальных потоков тепла наблюдаются вдоль траекторий движения атлантических вод (рис. 1, 3а, 3б). Для дальнейшего анализа было выделено четыре района Баренцева моря: юго-западный (1.1), северо-западный (1.2), северо-восточный (1.3) и юго-восточный (1.4) (рис. 1). В юго-западной части моря потери тепла были наиболее высокими и составили 93 и 148 Вт/м² при годовом и зимнем осреднении, соответственно. Также область повышенной теплоотдачи в атмосферу выделяется в юго-восточной части Баренцева моря, к западу от Новой Земли (табл. 2, рис. 3а, 3б).

В каждой точке массива OAFflux был рассчитан линейный тренд суммарных потоков тепла в атмосферу из Баренцева моря и оценено изменение потоков вдоль тренда за период наблюдений. Предварительно были отфильтрованы точки, где наблюдалось менее семи из одиннадцати значе-

ний либо в первой, либо во второй половине рассматриваемого 22-летнего периода.

Изменчивость потоков тепла в атмосферу вдоль линейного тренда за исследуемый период (рис. 3в, 3г) показывает уменьшение теплоотдачи во времени в южной части моря, где концентрируются более теплые атлантические воды. Усиление теплоотдачи наблюдается, прежде всего, севернее 75° с.ш., где в исследуемый период наблюдается отступление кромки льда [3]. Также выделяется область к западу от Новой Земли, где потоки достаточно высоки. В данной области также наблюдается отступление зимнего припая. Таким образом, усиление во времени теплоотдачи в атмосферу, прежде всего, происходит в зимний период за счет отступления кромки льда (см. также [16]). Средний рост потоков тепла в атмосферу в областях 1.2–1.4 составил 48 Вт/м² при среднегодовом и 98 Вт/м² при зимнем осреднении.

Для дальнейшего анализа влияния изменчивости притока океанического тепла на входе в Баренцево море на изменчивость различных климатических характеристик были выбраны пять лет с

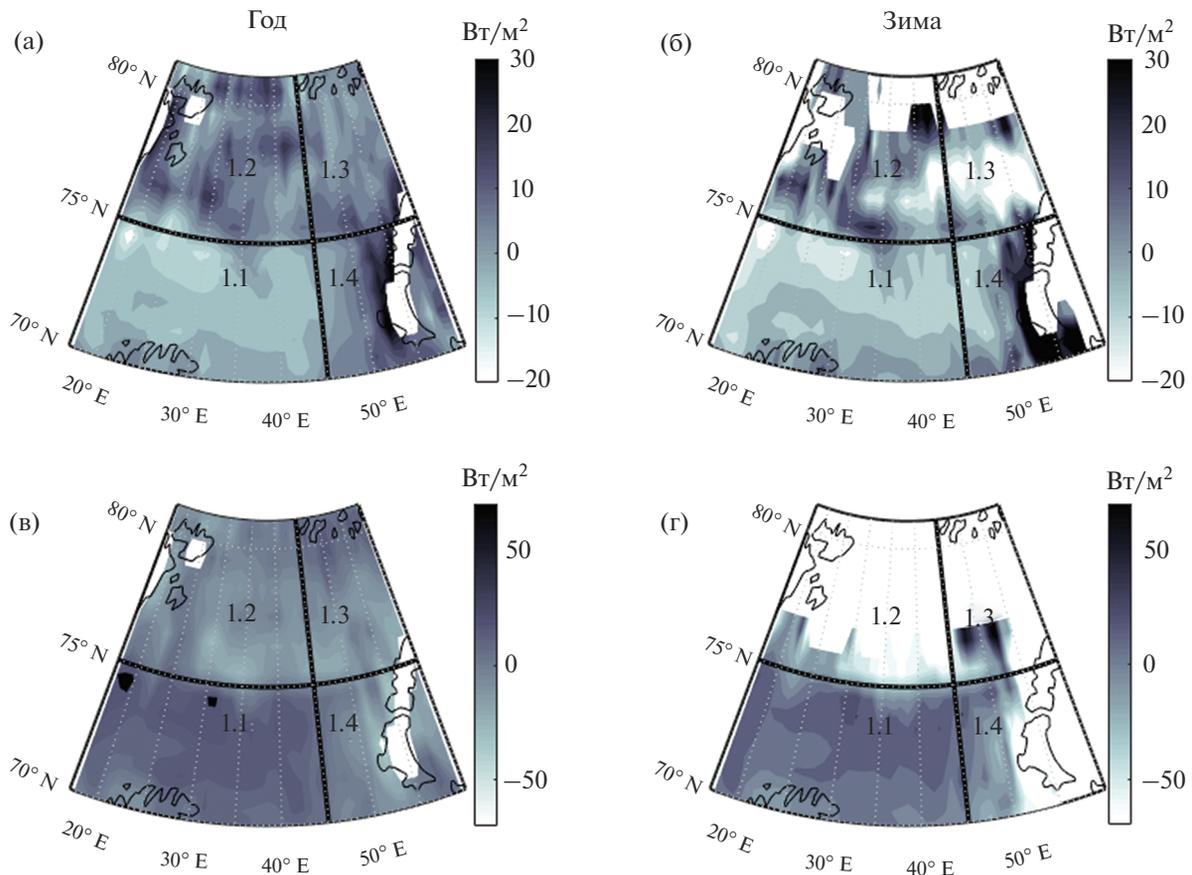


Рис. 4. Аномалии вертикальных потоков тепла (а, б) относительно средних значений за период 1993–2014 гг., в годы с максимальными значениями океанического потока тепла на входе в Баренцево море при среднегодовом (а) и зимнем (б) осреднении и в годы с минимальными значениями потоков тепла (в, г) при среднегодовом (в) и зимнем (г) осреднении. Отсутствие данных свидетельствует о том, что большую часть времени пиксель был покрыт льдом.

максимальными (2005, 2007, 2012–2014 гг., $Q_{oc\ max}$) и пять лет с минимальными (1993, 1994, 1996–1998 гг., $Q_{oc\ min}$) значениями притока океанического тепла в Баренцево море (рис. 2а).

В годы с усиленным океаническим притоком тепла в Баренцево море (рис. 4а, 4б) наблюдаются обширные отрицательные аномалии турбулент-

ных потоков тепла в южной части моря от западной границы до 50° в.д. Это может быть связано с уменьшением разности температур океана и атмосферы в этом районе. В среднегодовых значениях в северной части моря (севернее 75° с.ш.), а также к западу от Новой Земли наблюдаются преимущественно положительные аномалии (аналогич-

Таблица 2. Характеристики суммарных потоков тепла в атмосферу по 4 выделенным районам Баренцева моря (рис. 1). СКО – среднееквадратическое отклонение. В районе 1.1 ледяной покров отсутствует и корреляции не считались

№ района (положение области в море)	Среднее за год (СКО), $Вт/м^2$	Среднее за зиму (СКО), $Вт/м^2$	Средние годовые аномалии в годы $Q_{oc\ max}$ (СКО), $Вт/м^2$	Средние зимние аномалии в годы $Q_{oc\ max}$ (СКО), $Вт/м^2$	Средние годовые аномалии в годы $Q_{oc\ min}$ (СКО), $Вт/м^2$	Средние зимние аномалии в годы $Q_{oc\ min}$ (СКО), $Вт/м^2$	Корреляции с площадью ледяного покрова
1.1 (ЮЗ)	93 (6)	148 (7)	-1 (1)	-5 (2)	3 (1)	6 (2)	-
1.2 (СЗ)	43 (7)	81 (18)	5 (2)	0 (5)	-8 (2)	-24 (14)	-0.28
1.3 (СВ)	41 (4)	112 (9)	6 (2)	-7 (10)	-7 (1)	-30 (16)	-0.40
1.4 (ЮВ)	60 (4)	100 (13)	10 (3)	14 (11)	-11 (4)	-36 (14)	-0.43

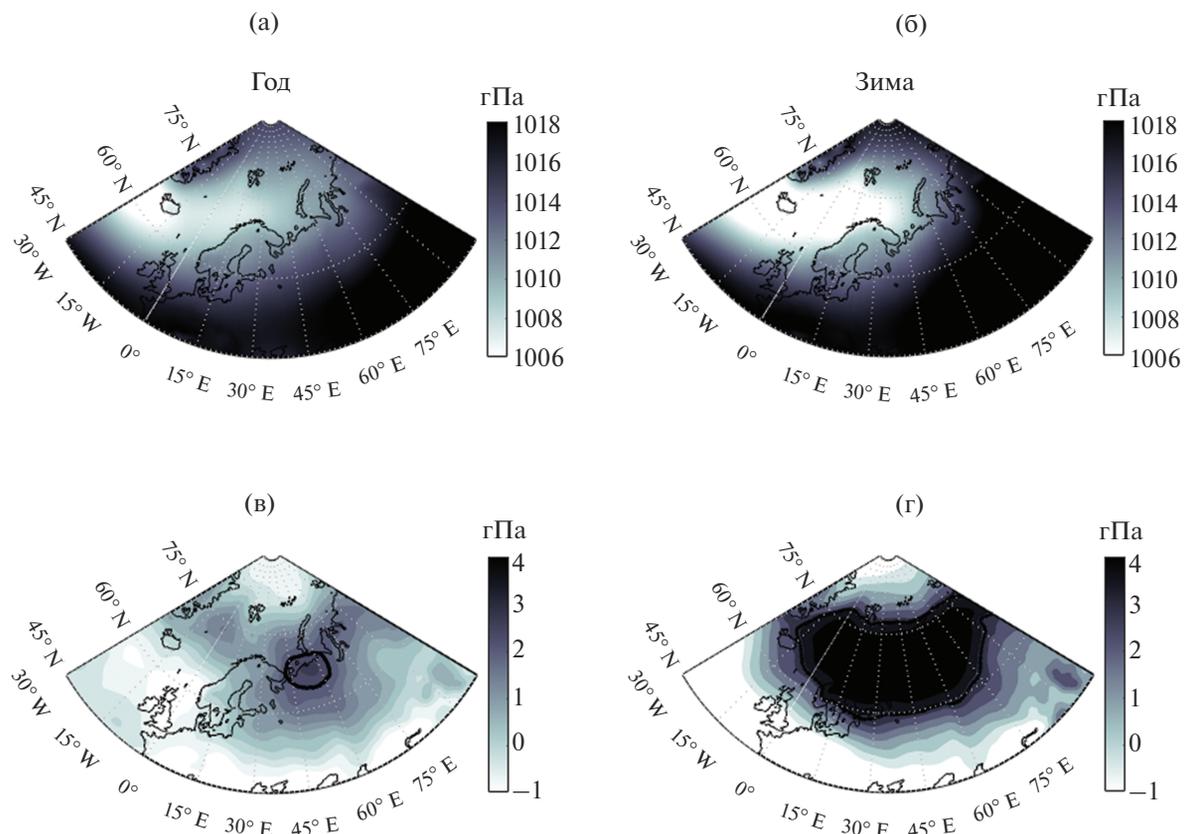


Рис. 5. Средние значения приземного атмосферного давления при среднегодовом (а) и зимнем (б) осреднении и изменение приземного атмосферного давления вдоль линейного тренда за период 1993–2014 гг. при среднегодовом (в) и зимнем (г) осреднении. Черными линиями выделены области значимых трендов.

но рис. 3в, 3г). В годы с минимальными значениями океанического потока тепла на входе в Баренцево море (рис. 4в, 4г) картина меняется на противоположную. Сравнение рис. 4б и 4г показывает, что на севере и востоке региона изменчивость потоков тепла в атмосферу связана, прежде всего, с увеличением площади теплоотдачи из океана в атмосферу при отступлении кромки льда в периоды усиления адвекции океанического тепла. При этом в средnezимних значениях в северо-восточной части Баренцева моря выделяются небольшие области с сильными отрицательными аномалиями, что может быть связано с ошибкой данных из-за частого присутствия в данном районе плотного ледяного покрова. Коэффициент корреляции между общей площадью ледяного покрова и интегрированными по морю суммарными вертикальными потоками тепла, при удаленных трендах, составляет -0.38 и не является значимым. Невысокий коэффициент корреляции вызван разными знаками аномалий турбулентных потоков тепла относительно средних значений в разных районах Баренцева моря. Максимальные коэффициенты корреляции в областях 1.3–1.4 являются значимыми (табл. 2)

ИЗМЕНЕНИЕ ПОЛЯ ДАВЛЕНИЯ

Изменение характера теплообмена между океаном и атмосферой оказывает влияние на поле давления и, следовательно, на атмосферную циркуляцию в регионе. Понижение давления воздуха в результате усиления теплоотдачи из океана в атмосферу отмечается в [3, 4]. Результаты гидродинамического моделирования показывают, что расход воды через западную границу Баренцева моря значимо коррелирует с атмосферным приземным давлением практически над всей акваторией моря [23].

В среднем над Баренцевым морем наблюдается локальный минимум атмосферного давления (рис. 5а, 5б), 1009 гПа в районе 70° – 80° с.ш. и 15° – 60° в.д. при среднегодовом осреднении. Локальный минимум приземного атмосферного давления особенно выражен в зимний сезон, с наиболее низкими значениями в центре моря и некоторым их повышением на периферии. Анализ изменения значений вдоль линейного тренда, рассчитанного за период 1993–2014 гг., показывает увеличение приземного атмосферного давления практически над всей акваторией Ба-

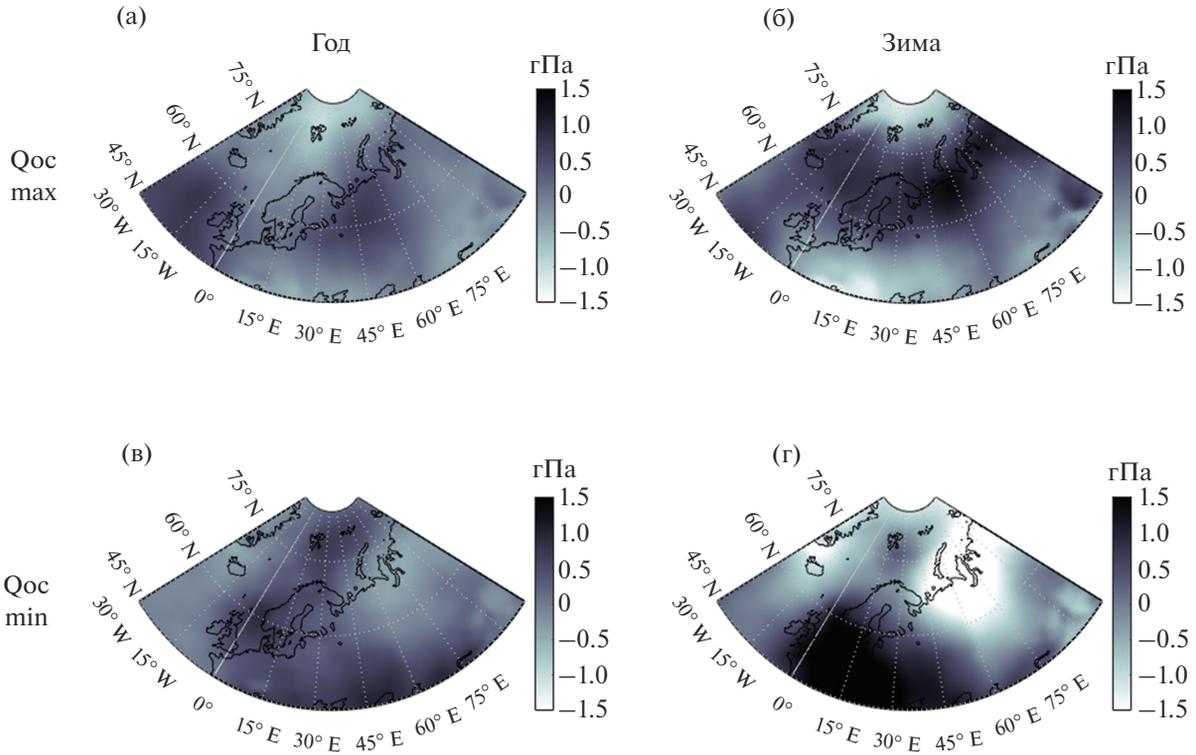


Рис. 6. Аномалии приземного атмосферного давления, относительно средних значений за период 1993–2014 гг., в годы с максимальными значениями океанического потока тепла на входе в Баренцево море при среднегодовом (а) и зимнем (б) осреднении и в годы с минимальными значениями при среднегодовом (в) и зимнем (г) осреднении.

ренцева моря и прилегающими областями как для среднегодовых значений, так и для осредненных за зимний сезон (рис. 5в, 5г). Однако значимые значения линейного тренда в среднегодовых значениях наблюдаются только в юго-восточной части моря, что усиливает градиенты давления между центром и этой частью моря.

Для оценки изменчивости поля давления в зависимости от количества тепла, поступающего через западную границу моря, были также построены композитные карты аномалий средних значений приземного атмосферного давления в годы с максимальными (рис. 6а, 6б) и минимальными (рис. 6в, 6г) значениями океанического потока тепла.

На среднегодовых масштабах осреднения, при максимальном притоке тепла в Баренцево море, наблюдается уменьшение приземного атмосферного давления практически над всей акваторией. Это согласуется с результатами [19]. Увеличение частоты встречаемости циклонов над Баренцевым морем, в частности интенсивных циклонов, в ответ на усиление океанического притока тепла и сокращение площади ледяного покрова отмечено в [24]. При этом отрицательные аномалии приземного атмосферного давления формируются также над Норвежским и Гренландским морями.

Положительные аномалии охватывают юго-восточную часть Баренцева моря и европейскую часть России. Что указывает на возможное усиление и расширение как Исландского минимума, так и Сибирского максимума. Усиление Сибирского максимума в результате генерации атмосферной волны Россби, как следствия аномально высоких вертикальных потоков тепла на границе океан–атмосфера в Баренцевом и Карском морях в ноябре, отмечено в работе [25]. Было также выявлено наличие связи между усилением Сибирского максимума и осенними ледовыми условиями в Баренцевом море [26–28]. В годы с минимальным притоком океанического тепла через западную границу моря картина меняется на противоположную.

В зимнее время года, при усилении океанического притока тепла, над Баренцевым морем наблюдаются положительные аномалии приземного атмосферного давления, интенсивность которых усиливается к юго-востоку (рис. 6б), усиливая средние градиенты давления (рис. 5б). При минимальном океаническом потоке тепла, наоборот, положительные аномалии давления концентрируются в северо-западной части моря, а отрицательные аномалии — над остальной частью акватории, что ослабляет градиенты давления над морем.

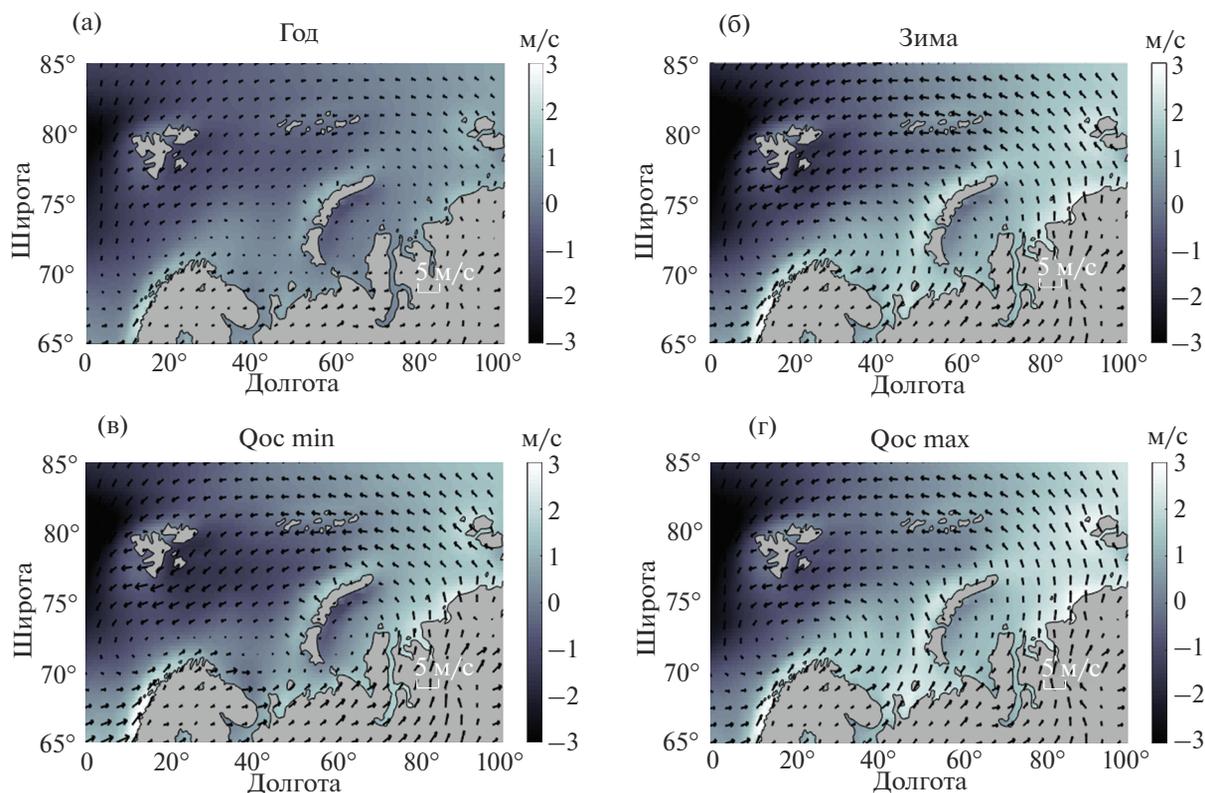


Рис. 7. Средние значения скорости ветра (черные стрелки) на высоте 10 м при среднегодовом (а) и зимнем (б) осреднении. При зимнем осреднении, в годы с минимальными (в) и максимальными (г) значениями океанического потока тепла на входе в Баренцево море. Цветом показаны значения меридиональной составляющей скорости ветра, положительные значения соответствуют северному направлению, отрицательные – южному.

Положительные зимние аномалии приповерхностного атмосферного давления в 2005–2012 гг. (усиление потока тепла в Баренцево море, рис. 2а) относительно 1971–2000 гг. описаны в [28]. Положительные (отрицательные) аномалии атмосферного давления над Баренцевым морем соответствуют годам с низкой (высокой) концентрацией морского льда в море [26]. Авторы связали зимнее повышение давления в годы с низкой концентрацией льда (усиление океанической адвекции тепла в Баренцево море – см. выше) с изменением локальных траекторий движения циклонов.

ИЗМЕНЕНИЕ ХАРАКТЕРА АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Изменение поля атмосферного давления вызывает изменение характера атмосферной циркуляции, которая, с одной стороны, влияет на количество явного и скрытого тепла, переносимого атмосферой, а с другой стороны, приводит к изменению интенсивности океанической адвекции тепла в Баренцево море, за счет изменения зональной составляющей дивергенции Экмановского переноса между северной Норвегией и о. Медвежий, к югу от Шпицбергена [5].

Как в среднем за год, так и в среднем за зиму, над исследуемой акваторией наблюдается циклонический характер атмосферной циркуляции с центром на юго-западе моря (рис. 7а, 7б). Для зимнего сезона характерна более высокая интенсивность циркуляции.

При максимальных значениях океанического потока тепла на входе в Баренцево море наблюдается усиление атмосферного переноса с юга в юго-восточной части моря и ослабление меридионального переноса с севера в северо-западной части (рис. 7в), что согласуется с [16]. В годы с минимальными значениями океанического потока тепла происходит изменение характера атмосферной циркуляции. Практически над всей акваторией доминирует меридиональный перенос с севера, а перенос тепла с юга между Норвегией и о. Новая Земля практически исчезает (рис. 7г).

ИЗМЕНЕНИЕ КОНВЕРГЕНЦИИ АТМОСФЕРНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА

Для выявления наличия связи океанической и атмосферной конвергенции тепла были рассчитаны вертикальные профили атмосферных пото-

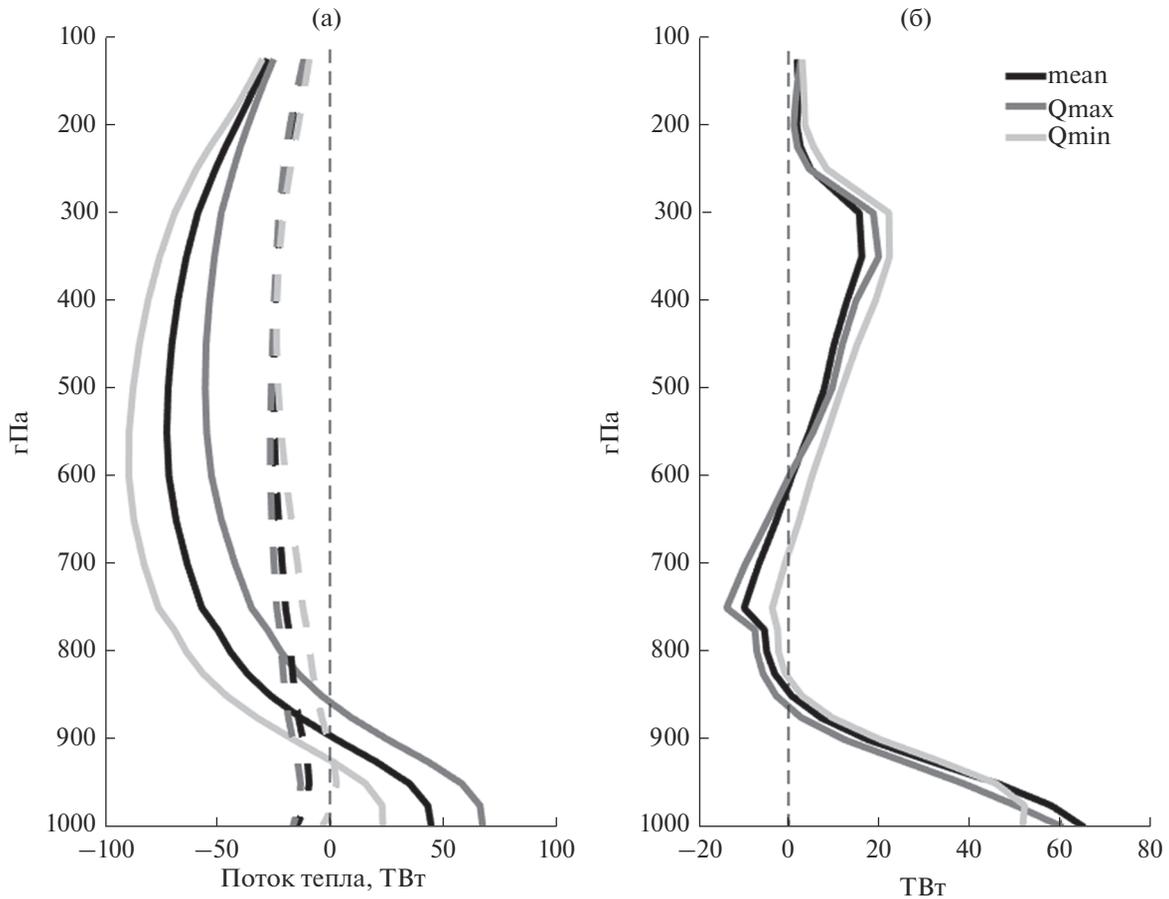


Рис. 8. Вертикальный профиль (а) атмосферного переноса тепла через южную (сплошные линии) и северную (пунктирные линии) границы моря и (б) конвергенции атмосферного потока тепла в Баренцево море, осредненного (при годовом осреднении) за период (1993–2014 гг.) (черная линия), за годы с максимальными (темно-серая линия) и минимальными (светло-серая линия) значениями океанического потока тепла.

ков тепла в слое от 1000 до 100 гПа на исследуемых разрезах через границы Баренцева моря (рис. 1). Порядок значений меридиональных потоков согласуется с расчетами меридионального переноса тепла через параллель 70° с.ш [29].

В годы, когда наблюдалось увеличение адвекции тепла океаном, усиливается атмосферный поток тепла через южную границу моря и уменьшается через северную (рис. 8а). В годы с минимальными значениями океанического потока ситуация противоположная – атмосферный поток тепла через южную границу моря ослабевает, а через северную – усиливается (см. также рис. 7в, 7г). Таким образом, усиление океанического притока тепла в море сопровождается усилением атмосферного потока тепла в приводном слое 975–1000 гПа (рис. 8б). Эта изменчивость, прежде всего, связана с изменчивостью интенсивности переноса через южную границу моря, где разница составляет 43 ТВт (рис. 8а). Впрочем, выше 975 гПа ситуация обратная (рис. 8б). Уменьшение интегрального по

вертикали атмосферного меридионального переноса тепла в Арктический регион в последние десятилетия, в том числе в связи с увеличением океанического потока тепла в Баренцево море, ранее отмечалось в ряде работ [20, 29, 30].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

На основе данных ARMOR-3D был проведен анализ изменчивости океанической адвекции тепла, с 1993 по 2014 гг., на пути следования теплых атлантических вод их Северной Атлантики в Арктику, через выбранные разрезы через Норвежское склоновое течение в Норвежском море, через Нордкапское и Мурманское течения на входе в Баренцево море и через Западно-Шпицбергенское течение в восточной части Гренландского моря (рис. 1). Максимальные средние переносы тепла за исследуемый период через выбранные разрезы составили 278 ТВт в Норвежском море, 102 ТВт в Баренцевом море и 78 ТВт в во-

сточной части Гренландского моря. Выделенные линейные тренды в среднегодовых значениях показывают увеличение количества тепла, переносимого океаном в Баренцево море и одновременное с этим уменьшение океанического притока тепла на север с Западно-Шпицбергенским течением, при незначимых трендах в расходе Норвежского склонового течения. Эти результаты указывают на тенденцию к перераспределению притока тепла (и расхода) Норвежского склонового течения между Баренцевым морем и проливом Фрама в течение исследуемого периода, что говорит о региональном механизме контроля притока океанического тепла в Баренцево море.

Наши исследования также показали, что при увеличении притока океанического тепла в Баренцево море, одновременно усиливается конвергенция атмосферного тепла над морем в приводном слое атмосферы (950–1000 ГПа). При этом конвергенция тепла на больших высотах и интегральные значения конвергенции потока тепла, наоборот, ослабевают (см. также [20, 29, 30]). Непосредственной причиной усиления приземной конвергенции атмосферного тепла является интенсификация циклонической циркуляции над морем и смещение центра циркуляции на северо-запад. Это, в свою очередь, происходит за счет существенно более быстрого роста атмосферного давления на юго-востоке региона, что и приводит к усилению атмосферного переноса с юга и ослаблению с севера. Одновременно усиливаются меридиональные градиенты скорости ветра на входе в Баренцево море, что усиливает океанический приток тепла в море [5]. Наоборот, при минимальных значениях океанической адвекции тепла над регионом доминируют северо-восточные ветры. Атмосферный поток тепла через южную границу моря и градиенты поля ветра на входе в Баренцево море ослабевают.

Предполагается, что усиление меридионального переноса тепла атмосферой в море связано с внутренними региональными механизмами и происходит не одномоментно, а в два этапа [16]. Триггером является усиление притока океанического тепла в прикормочную зону, которое задерживает формирование льда, как за счет аномального прогрева перемешанного слоя в теплый сезон, так и за счет подъема положительных подповерхностных океанических температурных аномалий при осенне-зимнем перемешивании. Это приводит к возникновению положительных аномалий потока тепла в атмосферу и локальному увеличению горизонтальных градиентов приповерхностной температуры воздуха (термодинамическая стадия). Возникающие градиенты атмосферного давления усиливают перенос тепла через южную границу моря. Во вторую (динамическую) стадию дальнейшая задержка формирования или отступление льда и усиление аномалий потоков тепла на

границе океан–атмосфера поддерживаются за счет адвекции тепла аномальным геострофическим ветром. Это формирует еще одну положительную обратную связь внутри климатической системы Баренцева моря.

Результаты нашей работы показали, что хотя области повышенной теплоотдачи из океана в атмосферу соответствуют траекториям движения атлантических вод в Баренцевом море, при увеличении притока океанического тепла в море теплоотдача океаном в этих областях уменьшается. Предположительно, это происходит за счет уменьшения градиентов температуры вода–воздух за счет одновременного усиления атмосферной адвекции тепла с юга. Увеличение же теплоотдачи из океана в атмосферу при усилении притока океанического тепла происходит в северной и восточной частях моря, за счет отступления кромки льда. В свою очередь, отступление кромки льда связано как с притоком более теплых вод, так и с усилением притока атмосферного тепла с юга (и ослаблением с севера).

Обособление атмосферной циклонической циркуляции на северо-западе моря, происходящее одновременно с усилением океанического притока тепла в море, связано с особенно быстрым ростом атмосферного давления на юго-востоке моря. Рост давления в этой части моря не согласуется с усилением потока океанического тепла в атмосферу, а вероятно является следствием расширения Сибирского максимума, на что указывает ряд работ [6, 19, 24–27]. Расширение же Сибирского максимума атмосферного давления авторы цитируемых работ связывают с изменением характера меандрирования западного переноса над северной Евразией.

Таким образом, триггером описанного ранее, на основе модельных экспериментов, механизма положительной обратной связи в Баренцевом море [3, 4], который приводит к самоускоряющемуся потеплению Баренцева моря, может являться изменчивость крупномасштабной атмосферной циркуляции в регионе. Результаты проведенного анализа натуральных данных дополняют схему механизма положительной обратной связи в Баренцевом море [3, 4] и позволяют предположить существенный дополнительный вклад атмосферных процессов в формирование и усиление долгосрочных климатических аномалий.

Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 18-17-00027).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Junglaus J.H., Koenigk T.* Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric

- heat transport variations // *Clim. Dyn.* 2010. V. 34. № 2–3. P. 265–279.
2. *Semenov V.A., Park W., Latif M.* Barents Sea inflow shut-down: A new mechanism for rapid climate changes // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 14. C. L14709.
 3. *Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M.* The early-twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism // *J. Clim.* 2004. V. 17. № 20. P. 4045–4057.
 4. *Ådlandsvik B., Loeng H.* A study of the climatic system in the Barents Sea // *Polar Res.* 1991. V. 10. № 1. P. 45–50.
 5. *Калавиччи К.А., Башмачников И.Л.* К механизму положительной обратной связи долгосрочной изменчивости конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла и площади ледяного покрова в Баренцевом море // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2019. Т. 55. № 6. С. 171–181.
 6. *Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2010. V. 115. № D21.
 7. *Semenov V.A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. № 5. P. 054020.
 8. *Screen J.A., Simmonds I.* The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature.* 2010. V. 464. № 7293. P. 1334.
 9. *Polyakov I.V. et al.* Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. V. 40. № 12. P. 2743–2756.
 10. *Михайлова Н.В., Юровский А.В.* Анализ главных компонент полей концентрации морского льда в Баренцевом море // *Морской гидрофизический журн.* 2017. № 2(194). С. 12–20.
 11. *Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H. et al.* Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat // *J. Clim.* 2012. V. 25. № 13. P. 4736–4743.
 12. *Kauker F., Gerdes R., Karcher M., Köberle C., Lieser J.L.* Variability of Arctic and North Atlantic sea ice: A combined analysis of model results and observations from 1978 to 2001 // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2003. V. 108. № C6.
 13. *Koenigk T., Mikolajewicz U., Jungclauss J.H., Kroll A.* Sea ice in the Barents Sea: seasonal to interannual variability and climate feedbacks in a global coupled model // *Clim. Dyn.* 2009. V. 32. № 7–8. P. 1119–1138.
 14. *Sorteberg A., Kvingsdal B.* Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice extent // *J. Clim.* 2006. V. 19. № 19. P. 4772–4784.
 15. *Schlichtholz P.* Influence of oceanic heat variability on sea ice anomalies in the Nordic Seas // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № 5.
 16. *Schlichtholz P.* Observational evidence for oceanic forcing of atmospheric variability in the Nordic seas area // *J. Clim.* 2013. V. 26. № 9. P. 2957–2975.
 17. *Larnicol G., Guinehut S., Rio M.H., Drevillon M., Faugere Y., Nicolas G.* The global observed ocean products of the French Mercator project // *Proc. of International Symposium on Radar Altimetry: 15 years of altimetry.* 2006. V. 15. P. 614.
 18. *Yu L., Jin X., Weller R.A.* Multidecade global flux datasets from the Objectively Analyzed Air-Sea Fluxes (OAFlux) Project: Latent and sensible heat fluxes, ocean evaporation, and related surface meteorological variables. Woods Hole Oceanographic Institution OAFlux Project Tec // *OAFlux Project Tech. Rep. OA-2008-01.*
 19. *Skagseth Ø. Et al.* Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents Seas // *Arctic-Subarctic Ocean Fluxes.* Dordrecht: Springer, 2008. P. 45–64.
 20. *Башмачников И.Л., Юрова А.Ю., Бобылев Л.П., Весман А.В.* Сезонная и межгодовая изменчивость потоков тепла в районе Баренцева моря // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2018. Т. 54. № 2. С. 1–11.
 21. *Årthun M., Schrum C.* Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea // *J. Marine Syst.* 2010. V. 83. № 1–2. P. 88–98.
 22. *Миронов Е.У.* Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.
 23. *Sandø A.B. et al.* Importance of heat transport and local air-sea heat fluxes for Barents Sea climate variability // *J. Geophys. Res. Oceans.* 2010. V. 115. № C7.
 24. *Akperov M. et al.* Impact of Atlantic water inflow on winter cyclone activity in the Barents Sea: Insights from coupled regional climate model simulations // *Environ. Res. Lett.* 2020. V. 15. № 2. P. 024009.
 25. *Honda M., Inoue J., Yamane S.* Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters // *Geophys. Res. Lett.* 2009. V. 36. № 8.
 26. *Inoue J., Hori M.E., Takaya K.* 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. № 7. P. 2561–2568.
 27. *Mori M. et al.* Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades // *Nat. Geosci.* 2014. V. 7. № 12. P. 869.
 28. *Semenov V.A., Latif M.* Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 // *Environ. Res. Lett.* 2015. V. 10. № 5. P. 054020.
 29. *Сорокина С.А., Эзау И.Н.* Меридиональный поток энергии в Арктике по данным архива радиозондирования IGRA // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2011. Т. 47. № 5. С. 622–633.
 30. *Smedsrud L.H., Sorteberg A., Kloster K.* Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover // *Geophys. Res. Lett.* 2008. Т. 35. № 20.

The Ocean–Atmosphere Interaction in the Barents Sea Region from Reanalyses Data

К. А. Kalavichchi^{1, *} and I. L. Bashmachnikov^{1, 2, **}

¹*The Saint Petersburg State University, Universitetskaya nab., 7–9, Saint Petersburg, 199034 Russia*

²*Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre,
14th Line V.O., 7, office 49H, Saint Petersburg, 199034 Russia*

**e-mail: katrina.calavicci@mail.ru*

***e-mail: igorb1969@mail.ru*

In this study we detail the mechanism of positive feedback linking variability of the oceanic heat flux in the Barents Sea, the area of ice cover and the atmospheric circulation over the region using oceanic and atmospheric reanalyses. The results shows that, the an increase in the oceanic heat flux in the western Barents Sea goes much faster than an increase in the northwards heat transport by the Norwegian Slope Current in the eastern Norwegian sea, which suggests a regional nature of the Barents Sea amplification. With an increase of the oceanic heat flux in the Barents sea, the sea-ice retreats, the ocean–atmosphere heat fluxes weaken in the southwestern part of the sea and increase in the northern and eastern areas of the sea. The latter is a result of an increase of the ice-free areas. The increasing heat flux into the Barents sea goes along with a winter growth of the sea–surface atmospheric pressure over the sea with the maximum changes in the south-eastern Barents Sea. This leads to an increase of a cyclonic circulation in the north-western Barents Sea, a growth of the atmospheric heat transport across the southern boundary of the sea and a decrease of the atmospheric heat transport across its northern boundary, amplifying the heat convergence in this region. The convergence of the atmospheric heat flux in the study region increases near the sea surface (1000–975 hPa) and decreases at higher levels (975–100 hPa).

Keywords: the Barents Sea, positive feedback, oceanic and atmospheric heat flux, sea-ice cover