

УДК 551.465

К МЕХАНИЗМУ ПОЛОЖИТЕЛЬНОЙ ОБРАТНОЙ СВЯЗИ ДОЛГОСРОЧНОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КОНВЕРГЕНЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ И АТМОСФЕРНЫХ ПОТОКОВ ТЕПЛА И ПЛОЩАДИ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В БАРЕНЦЕВОМ МОРЕ

© 2019 г. К. А. Калавиччи^{1*}, И. Л. Башмачников^{1,2**}

¹Санкт-Петербургский государственный университет
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

²Международный центр по окружающей среде и дистанционному зондированию им. Хансена
199034, Санкт-Петербург, 14 линия, В.О., 7

E-mail: *katrina.calavicci@mail.ru, **igorb1969@mail.ru

Поступила в редакцию 16.03.2019 г.

Принята к печати 07.08.2019 г.

В данной работе представлены результаты исследования межгодовой изменчивости конвергенции океанических и атмосферных адвективных потоков тепла в районе Баренцева моря за период 1993–2014 гг. на основе современных массивов комбинированных натуральных, спутниковых и модельных данных: ARMOR-3D и ERA-Interim. В изменчивости площади ледового покрова Баренцева моря, на междекадных временных масштабах показана ведущая роль конвергенции океанических потоков тепла, а на межгодовых масштабах — конвергенции атмосферных потоков тепла. В формировании междекадной и межгодовой изменчивости океанического потока тепла показана ведущая роль изменения скорости течения на западной границе Баренцева моря. В междекадной изменчивости вклад скорости течения составил 70%, при этом основную роль играет увеличение расхода Нордкапского течения. Выявленная связь изменения расхода Нордкапского и Возвратного течений с изменением меридионального градиента зональной составляющей поля ветра, которое в свою очередь, связано с увеличением притока океанического тепла в Баренцево море и вызванного этим уменьшением площади льда. Приводимые в статье результаты анализа натуральных данных свидетельствуют о вероятной эффективности механизма положительной обратной связи между изменчивостью океанического потока тепла, площадью ледяного покрова и характером атмосферной циркуляции на междекадных временных масштабах.

Ключевые слова: Баренцево море, Арктика, ARMOR, ERA-Interim, океанические и атмосферные потоки тепла, ледяной покров.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002-3515556171-181>

ВВЕДЕНИЕ

С начала XXI в. в северном полушарии отмечается замедление повышения среднегодовой приземной температуры воздуха, однако в Арктике повышение температуры продолжается теми же темпами [1], что связывают с уменьшением площади арктического льда [2, 3]. При этом сокращение площади ледяного покрова в Баренцевом море в последние десятилетия является максимальным в арктическом регионе [2, 4]. Переносимое океаном и атмосферой тепло в регион Баренцева моря может являться одним из значимых факторов этого «арктического усиления». Адвективные потоки тепла формируют ледовые условия в Баренцевом море и оказывают влияние на климат всего

Евразийского сектора Арктики [5, 6]. Изменение теплообмена между океаном и атмосферой, вызванное сокращением площади ледяного покрова в Баренцевом море может являться причиной крупномасштабной изменчивости атмосферной циркуляции [7, 8].

На данный момент нет единого мнения о величине относительного вклада океанических и атмосферных потоков тепла в продолжающееся сокращение площади ледяного покрова. Одни авторы указывают на основной вклад адвекции тепла океаном [9], другие же считают, что на межгодовую изменчивость ледяного покрова большее влияние оказывает атмосферная циркуляция [10]. Однако атмосфера влияет на тепловой баланс Баренцева моря не только за счет переносимого ею тепла. Атмосферная

циркуляция во многом определяет интенсивность океанического потока тепла на входе в Баренцево море [11]. Океанический поток тепла, в свою очередь, усиливает западные ветра в юго-западной части моря, которые приводят к дальнейшему росту притока океанического тепла. Эффективность такого механизма положительной обратной связи, предложенного в [12] на основе результатов анализа модели общей динамики океана и атмосферы, исследуется в этой статье на основе анализа данных натуральных наблюдений.

ДАнные И МЕТОды АНАЛИЗА

В данной работе анализируются конвергенция океанических и атмосферных потоков тепла за период с 1993 по 2014 гг.

В расчетах адвективных атмосферных потоков тепла через границы района исследования (рис. 1) были использованы данные по температуре воздуха и скорости ветра базы ERA-Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets>) с пространственным разрешением 0.75° и дискретностью 6 ч.

Атмосферные потоки тепла через границы Баренцева моря рассчитывались по формуле: $Q_A = T_B \cdot v_B \cdot \rho_B \cdot C_{PB} \cdot dz \cdot dx$ где T_B — температура воздуха ($^\circ\text{K}$), v_B — скорость ветра (м с^{-1}); $\rho_B = \frac{p_d}{R_d \cdot t_B} + \frac{p_v}{R_v \cdot t_B}$ — плотность воздуха (кг м^{-3}); $C_{PB} = 1005 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ — 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.

Вертикальные профили средних атмосферных потоков тепла через меридиональные и зональные границы района исследования, осредненные за период 1993–2014 гг., в слое от 1000 до 100 гПа (рис. 2а, б) схожи для потоков через зональные и меридиональные границы соответственно. Порядок значений меридиональных потоков на разных высотах соответствует полученным ранее значениям меридионального переноса тепла через параллель 70° с.ш. [13, 14].

Конвергенция атмосферного переноса тепла рассчитывалась путем суммирования разницы потоков тепла через западную и восточную, южную и северную границы Баренцева моря. Для анализа изменчивости горизонтальной конвергенции атмосферного потока тепла в нижней тропосфере, по вертикальным средним профилям атмосферного потока тепла и конвергенции атмосферного переноса тепла, был выбран слой 1000–850 гПа (рис. 2в).

Для расчета океанических потоков тепла использовались данные по температуре воды и скорости течения базы ARMOR-3D (<http://marine.copernicus.eu>), которая предоставляет четырехмерные поля характеристик на регулярной сетке с пространственным разрешением 0.25° , на стандартных океанографических горизонтах с дискретностью 1 месяц, начиная с 1993 г. Для получения интерполированных полей массива комбинируют натурные и спутниковые наблюдения. *In situ* вертикальные профили температуры и солёности получены STD-зондами, буями ARGO и батитермографами ХВТ. Спутниковые наблюдения включают в себя спутниковую альтиметрию (AVISO, <https://www.aviso.altimetry.fr>) и температуру поверхности океана (Raynolds SST, <https://www.nhc.noaa.gov/sst/>). В массиве также используются данные скоростей поверхностных течений, полученные с помощью поверхностных дрейфующих буйев.

Данные по температуре и солёности в узлах регулярной сетки получают в два этапа. Вначале, в каждой точке, строятся «синтетические» профили, на основе полученных ранее зависимостей между температурой (или солёностью) на различных горизонтах и аномалиями температуры поверхности океана и уровня моря, полученных по спутниковым данным. После чего, методом оптимальной интерполяции, «синтетические» профили и профили *in situ*, с разными весовыми коэффициентами, интер-

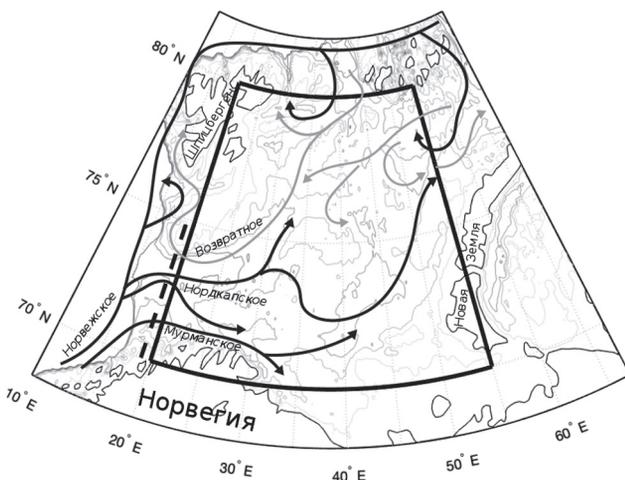


Рис. 1. Батиметрия исследуемого региона. Жирными черными линиями показаны разрезы, через которые рассчитывались атмосферные (сплошные линии) и океанические (штриховая линия) потоки тепла. Черными стрелками показана схема распространения атлантических вод, серыми — арктических вод.

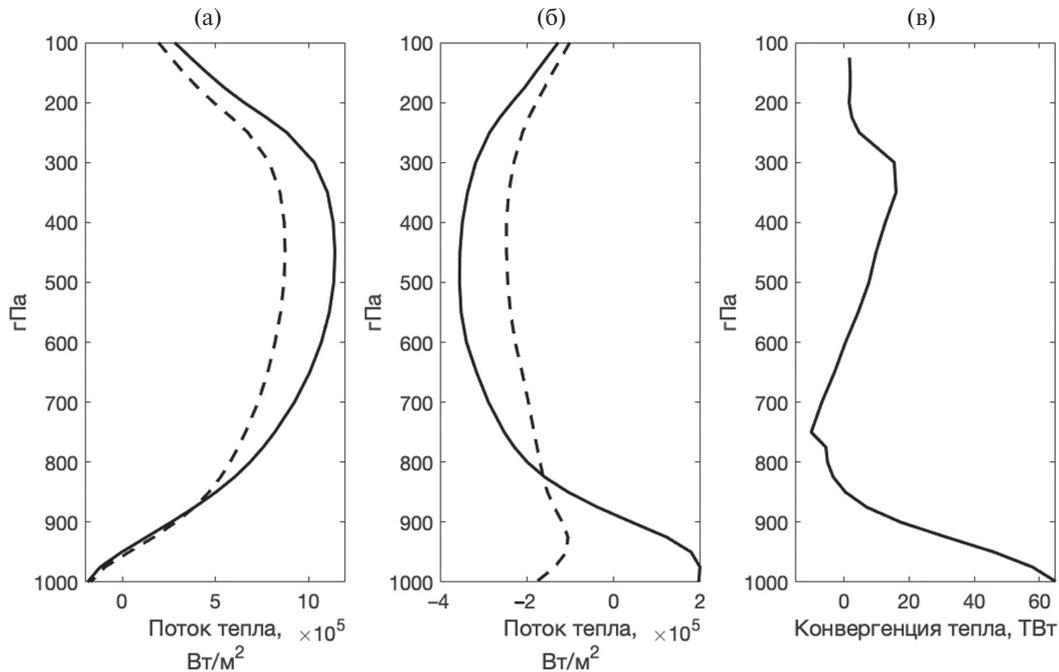


Рис. 2. Вертикальные профили средних за период 1993–2014 гг. значений атмосферного потока тепла (Вт м⁻²): (а) зональных — на западной (сплошная линия) и восточной (пунктирная линия) границах, и (б) меридиональных — на южной (сплошная линия) и северной (пунктирная линия) границах Баренцева моря (см. рис. 1); положительные потоки тепла направлены на восток и север соответственно. (в) Вертикальный профиль средней за период конвергенции интегрального атмосферного переноса тепла через границы моря (ТВт).

полируются в точки регулярной сетки. Течения на поверхности моря получены по данным спутниковой альтиметрии и буев, а течения на стандартных горизонтах получают путем экстраполяции поверхностных геострофических течений вглубь океана с использованием геострофических соотношений и данных о плотности воды. Последние рассчитываются в узлах регулярной сетки по рассчитанным полям температуры и солёности.

В формируемых массивах использование спутниковых данных (с высоким пространственно-временным разрешением) наряду с эпизодическими наблюдениями *in situ* высокой точности позволяет более объективно оценивать пространственно-временную изменчивость океанологических характеристик, чем результаты интерполяции только по данным *in situ*. Эти преимущества массива особенно очевидны для мелководных районов с существенной баротропной составляющей адвективных потоков, каким является вход в Баренцево море.

Океанический поток тепла рассчитывался как перенос тепла через разрез на западной границе моря (рис. 1) по формуле: $Q_o = (T - T_6) \times V \cdot \rho \cdot C_p \cdot dz \cdot dx$, где T — температура воды (°C), $T_6 = -1.8$ °C — «базовая температура» (принята температура замерзания морской воды), V — скорость течения (м с⁻¹), $\rho = 1030$ кг м⁻³ — плот-

ность воды, $C_p = 4183$ Дж кг⁻¹ °C⁻¹ — удельная теплоемкость воды.

Расчет океанического потока тепла проводился через западную границу Баренцева моря, между северной границей Норвегии и Медвежьим островом. В предыдущих исследованиях приток тепла в Баренцево море через этот разрез оценивался примерно в 50 ТВт (при $T_6 = 0$ °C) [15, 16]. Количество тепла, приносимое в Баренцево море через северную границу моря, на порядок меньше, ~1 (±5) ТВт [15, 17], а наличие ледяного покрова в северной и восточной частях моря затрудняет получение достоверных данных о гидродинамических характеристиках в этих районах. В данной работе океанические потоки тепла через северную и восточную границы не учитывались, т.к., при практическом отсутствии наблюдений и регулярном присутствии ледяного покрова, эти потоки скорее будут вносить ошибку, нежели уточнять расчеты. Таким образом, изменчивость конвергенции океанического потока тепла описывается изменением океанического потока тепла на западной границе моря.

Площадь ледяного покрова в Баренцевом море, с дискретностью 1 месяц и пространственным разрешением 0.25°, была рассчитана по данным реанализа ERA-Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets>).

РЕЗУЛЬТАТЫ

1. Межгодовая изменчивость конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла в Баренцево море

Для оценки межгодовой изменчивости характеристик, помимо среднегодовых значений, было выделено пять сезонов, с учетом особенностей ледового режима Баренцева моря: январь–март — период устойчивого ледяного покрова, апрель — период максимальных значений ледяного покрова, май–август — период активного льдотаяния, сентябрь — период минимальных значений ледяного покрова, октябрь–декабрь — период активного ледообразования [11, 18].

В табл. 1 приведены статистические оценки конвергенции океанических и атмосферных (в слое 1000–850 гПа) потоков тепла. Атмосферные потоки тепла включают в себя как адвективный, так и вихревой перенос тепла. Среднее значение океанического потока тепла за весь период исследования составило 102 ТВт. Ранее, по данным модели МИТ (Massachusetts Institute of Technology general circulation model — MIT GCM), на разрезе расположенном 35 км восточнее среднее значение океанического потока тепла составило 78 ТВт, при той же T_6 [19]. Максимальные значения океанического потока тепла достигаются в холодный период года (октябрь–декабрь и январь–март), что характерно для этого региона [11].

В рассчитанных по данным наблюдений среднегодовых и сезонных значениях конвергенции океанических и атмосферных адвек-

тивных потоков тепла за период наблюдений были выделены линейные тренды (рис. 3а, б). Для расчета доверительных интервалов угловых коэффициентов линейных трендов использова-

лась формула [20]: $b_1 \pm \frac{(S_y \cdot t_{95, N-1})}{(N-1)^{1/2} \cdot S_x}$, где $t_{95, N-1}$ —

значение распределения Стьюдента при уровне значимости 95% при $N-1$ степенях свободы, где

N — длина ряда; $s_y = \left[\frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2 \right]^{1/2}$; $s_x =$

$\left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2}$, — y_i и \hat{y}_i значения исходного ряда и линейного тренда в точках x_i , \bar{x} — среднее значение x_i .

Результаты свидетельствуют о значимом устойчивом росте переносимого океаном тепла в течение всего промежутка наблюдений порядка 2 ТВт в год (рис. 3а). Угловые коэффициенты тренда значимы, не только в среднем за год, но и по сезонам (табл. 1). Ранее, по данным модели МИТ за период 1993–2014 гг. было получено увеличение океанического потока тепла на 1 ТВт в год [19], а по натурным данным за период 1998–2006 гг. — 2.5 ТВт в год [16].

Среднее значение конвергенции атмосферных потоков тепла за весь период исследования составило 225 ТВт. Максимальные по модулю значения конвергенции тепла отмечаются в холодный период (октябрь–декабрь и январь–март). Стандартное отклонение и коэффициент вариации конвергенции атмосферных потоков тепла существенно выше, чем океани-

Таблица 1. Характеристики конвергенции интегральных океанических и атмосферных потоков тепла через границу Баренцева моря

	Январь– Март	Апрель	Май– Август	Сентябрь	Октябрь– Декабрь	Год
Океанический поток тепла						
Среднее, ТВт	123	83	79	98	124	102
СКО, ТВт	22	21	14	27	23	16
C_v , %	18	25	18	28	18	16
a , ТВт/год	0.9(0.4)	1.5(0.4)	1.5(0.3)	2.5(0.6)	2.7(0.5)	2.0(0.3)
Конвергенция атмосферных потоков тепла						
Среднее, ТВт	405	263	4	217	336	225
СКО, ТВт	283	207	96	209	158	102
C_v , %	70	79	2400	1174	96	45
a , ТВт/год	–16(6)	7(4)	–4(2)	1(4)	–1(3)	–5(2)

Примечание. СКО — среднеквадратическое отклонение, C_v — коэффициент вариации, a — угловой коэффициент линейного тренда (в скобках указаны критические значения значимого тренда).

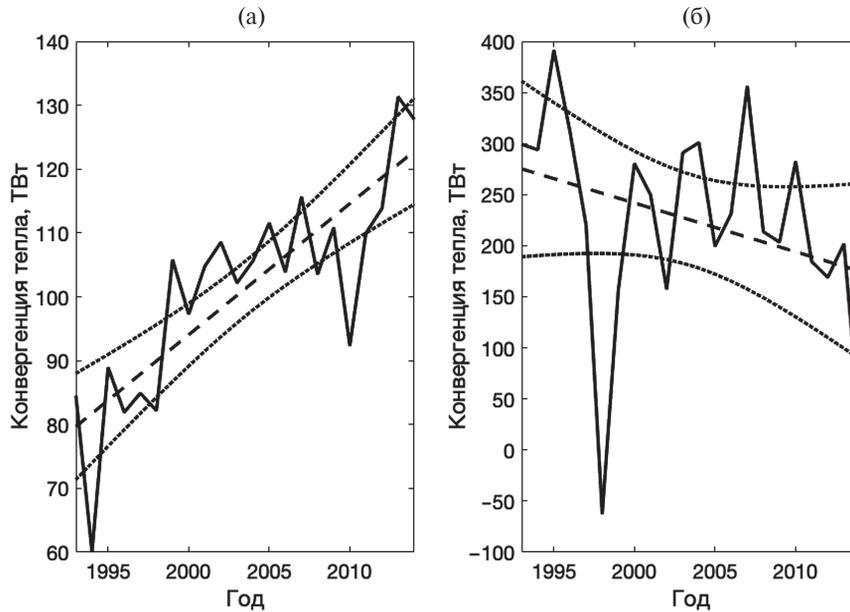


Рис. 3. Межгодовая изменчивость (при годовом осреднении) конвергенции интегральных (а) океанического и (б) атмосферного (в слое 1000–850 гПа) потоков тепла через границу Баренцева моря (сплошные линии, ТВт); нанесены линейные тренды (штриховая линия) и их доверительные интервалы (пунктирные линии).

ческих. Линейные тренды показывают тенденцию к уменьшению переноса тепла атмосферой с 1993 г. (рис. 3б), как в целом за год, так и практически во все сезоны, кроме апреля и сентября (табл. 1). В других работах тоже отмечается некоторое ослабление меридионального атмосферного переноса тепла в Арктический регион в последние десятилетия [13, 17]. (табл. 1, рис. 3б).

Проведенный анализ позволяет предположить ведущую роль конвергенции океанического потока тепла в междекадной изменчивости площади ледяного покрова Баренцева моря.

2. Причины междекадной изменчивости океанического потока тепла в Баренцево море

Полученное в предыдущем разделе увеличение океанического потока тепла может быть связано как с увеличением температуры воды, так и скорости течения. По данным ARMOR-3D, средняя температура по разрезу (1993–2014 гг.) составила 5.9 °С, а средняя скорость течения по разрезу — 2.8 см с⁻¹ (рис. 4а, б). На входе в Баренцево море (рис. 4б) выделяются теплое Мурманское течение, две ветви Нордкапского течения, а в самой северной части разреза — холодное Возвратное течение [16].

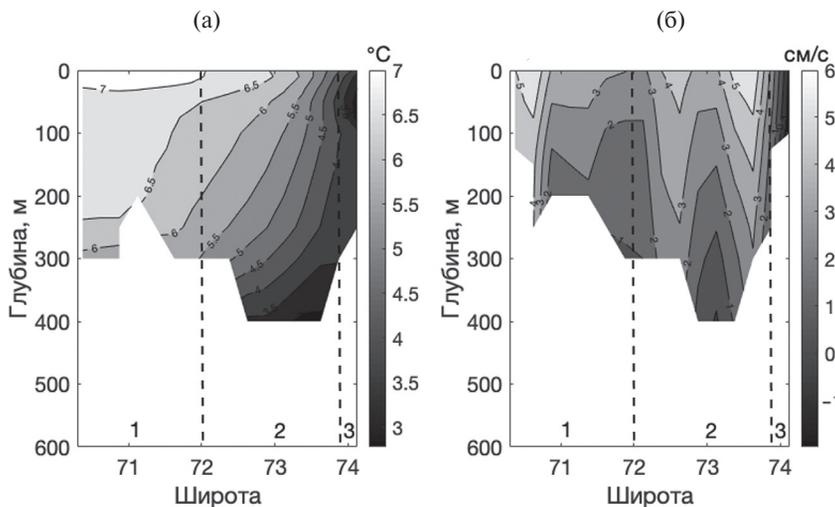


Рис. 4. Вертикальные разрезы температуры воды (а, °С) и скорости течения (б, см с⁻¹) на входе в Баренцево море, осредненные за 1993–2014 гг. Пунктирными линиями обозначены границы основных течений — (1) Мурманского, (2) Нордкапского и (3) Возвратного.

Тенденции к росту наблюдались как в среднегодовых значениях скорости течения, так и в среднегодовых значениях температуры воды (рис. 5а, б). Это подтверждается результатами других натурных наблюдений [11, 16]. Зная начальные и конечные (по линейному тренду) значения температуры воды и скорости течения, вклад каждой из этих переменных в формирование общего тренда океанического потока тепла можно оценить по формуле:

$$Q_2 - Q_1 = \rho \cdot C_p \cdot dz \cdot dx \times \left[\frac{1}{2}(T_2 + T_1)(V_2 - V_1) + \frac{1}{2}(V_2 + V_1)(T_2 - T_1) \right], \quad (1)$$

где Q_1 и Q_2 — начальное и конечное значение потока тепла по линии тренда соответственно; T_1 и T_2 — начальная и конечная температура по линии тренда соответственно; V_1 и V_2 — начальная и конечная скорость течения по линии тренда соответственно. В формуле (1), линейный тренд общего изменения потока тепла раскладывался на вклад изменения скорости течения (первое слагаемое правой части), и вклад изменения температуры воды (второе слагаемое правой части) за период наблюдений. Слагаемые рассчитываются в каждой точке регулярной сетки, с последующим интегрированием по разрезу.

Расчет с использованием правой части формулы показал, что общее количество тепла, которое переносится океаном, за весь период исследования, увеличилось на 40.3 ТВт, а рост суммарного потока тепла согласно левой части формулы составил 40.4 ТВт. Незначительное

расхождение может быть связано с погрешностью многократного расчета линейных трендов в каждой точке разреза. С учетом доверительных интервалов углового коэффициента тренда, рост суммарного потока тепла в Баренцево море находится в пределах 35–46 ТВт. Вклад изменения скорости течения в суммарный поток океанического тепла в Баренцево море составил 28 ТВт (69%). С учетом доверительных интервалов углового коэффициента тренда этот вклад находится в пределах 23 (66%)–33 ТВт (72%). Вклад изменения температуры воды в суммарный поток океанического тепла в Баренцево море составил 12 ТВт (31%). С учетом доверительных интервалов углового коэффициента тренда этот вклад находится в пределах 11 (34%)–13 ТВт (28%). Таким образом, в формировании долгосрочной изменчивости потока океанического тепла ведущий вклад вносит увеличение скорости течения, а наблюдаемое увеличение температуры играет второстепенную роль.

При удаленных трендах, наблюдаются высокие значимые коэффициенты корреляции между потоком океанического тепла и скоростью течения (0.8–0.9), как в среднем за год, так и по сезонам (кроме апреля) (табл. 2). Ведущая роль изменчивости расхода воды в формировании сезонной и межгодовой изменчивости потоков тепла на 2–4 летних циклах отмечалась в [19]. Значимые (и невысокие) корреляции между потоком океанического тепла и температурой воды получены только для двух сезонов: январь–март (0.54) и май–август (0.45). Изменение расхода воды, как основного фактора межгодовой

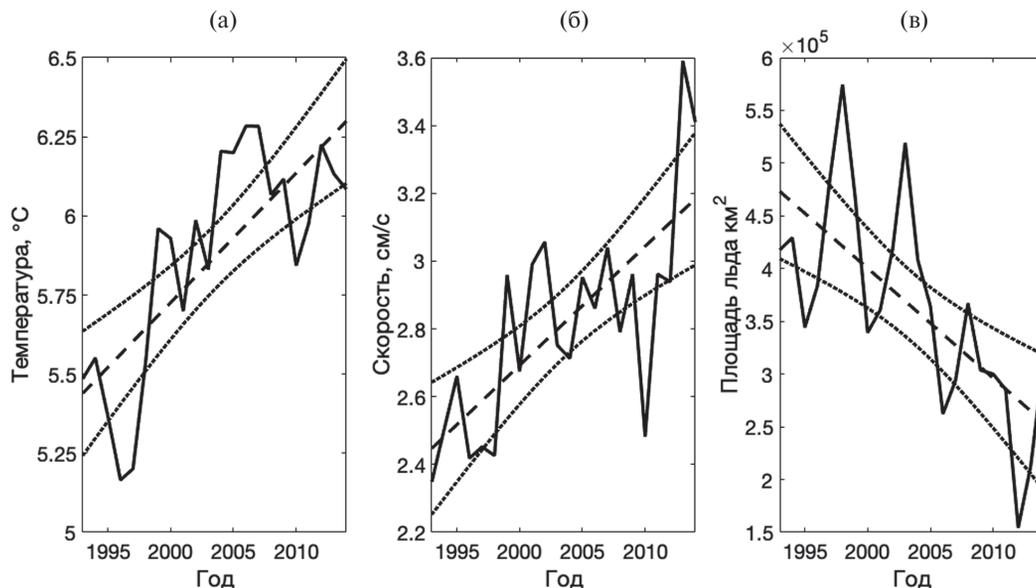


Рис. 5. Межгодовая изменчивость (при годовом осреднении) температуры воды (а, °С), скорости течения (б, см с⁻¹) на входе в Баренцево море и площади ледяного покрова в море (в, км²) (сплошные линии); нанесены линейные тренды (штриховая линия) и их доверительные интервалы (пунктирные линии).

Таблица 2. Коэффициенты корреляции между параметрами океанического потока тепла на входе в Баренцево море

	Январь— Март	Апрель	Май— Август	Сентябрь	Октябрь— Декабрь	Год
Q_{ot} и V_t	0.94	0.25	0.90	0.95	0.90	0.77
Q_{ot} и T_t	0.54	0.25	0.45	0.24	0.37	0.38

Примечания. Индекс t означает, что корреляции считались при удаленных линейных трендах; жирным шрифтом выделены коэффициенты, превышающие 95% уровень значимости; Q_{ot} — океанический поток тепла; V_t — скорость течения; T_t — температура воды.

изменчивости океанического тепла на входе в Баренцево море, соответствует результатам [9].

Таким образом, наши результаты показывают, что скорость течения является основным фактором формирования как долгосрочной, так и межгодовой изменчивости конвергенции потока океанического тепла в Баренцевом море. При этом, оценки изменчивости расхода каждого из основных течений на входе в Баренцево море показали, что основной вклад в наблюдаемую изменчивость вносят изменение расхода Нордкапского течения, формирующее 68% общей изменчивости расхода воды по тренду, а вклад Мурманского и Возвратного течений составил 17% и 15% соответственно.

3. Роль ветра в формировании изменчивости океанического потока тепла на входе в Баренцево море

Расход воды на входе в Баренцево море представляет собой сумму расходов геострофического и Экмановского потоков. Интегральный по глубине Экмановский перенос рассчитывался по формуле [21]: $U_E = \frac{C_w \cdot \rho_e \cdot W^2}{f_o \cdot \rho_o}$, где C_w — коэффициент трения (1.45×10^{-3}); ρ_e — плотность воздуха (1.2 кг м^{-3}); W — скорость ветра (м с^{-1}); f_o — параметр Кориолиса ($1.4 \cdot 10^{-4} \times \text{с}^{-1}$); ρ_o — характерная плотность воды (1028 кг м^{-3}). Для расчета использовались данные меридиональной составляющей скорости ветра реанализа ERA-Interim. Расход Экмановского течения на входе в Баренцево море, а также его межгодовая изменчивость, оказались на порядок меньше объема воды, переносимого геострофическим течением: в среднегодовых выражениях —

0.2 Св против 2.8 Св соответственно. Поэтому при дальнейшем анализе исследовалась только динамика расхода геострофического течения. Течения на входе в Баренцево море имеют существенную баротропную составляющую [15]. Для ее оценки, по данным спутниковой альтиметрии AVISO была рассчитана межгодовая изменчивость меридионального градиента уровня поверхности моря и приращение скоростей течения за период 1993–2014 гг: $U = -\frac{g}{f_o} \frac{\partial \zeta}{\partial y}$, где ζ — уровень моря (м); g — ускорение свободного падения. Исследуемый разрез был разделен на три сегмента, которые соответствовали среднему положению трех основных течений в регионе: Мурманского, Нордкапского и Возвратного (см. рис. 1 и 4б).

В среднегодовых значениях положительные тренды абсолютных величин меридионального градиента уровня моря наблюдается только в районе Нордкапского течения, что свидетельствует об увеличении баротропной составляющей расхода этого течения с 1993 г. (рис. 6а). Максимальные значения изменения градиента уровня моря вдоль линейного тренда, за период 1993–2014 г., достигаются в апреле, сентябре и октябре–декабре (табл. 3), в несколько раз превышая значения в остальные сезоны. В районах Мурманского течения и Возвратного течения линейные тренды показывают уменьшение меридионального градиента уровня моря, что говорит об уменьшении их расходов (рис. 6а). Положительное значение приращения в южной части Возвратного течения связано с изменением направления потока на восточное (в Баренцево море) к концу периода наблюдений.

Таблица 3. Изменения по тренду (1993–2014 гг.) сезонных и среднегодовых значений меридиональных градиентов уровня поверхности моря (gradH) и зональной составляющей тангенциального напряжения трения ветра (gradW, Н м^{-3}) в районе Нордкапского течения

	Январь— Март	Апрель	Май— Август	Сентябрь	Октябрь— Декабрь	Год
gradH · 10^{-8}	0.2	–8.5	–3.4	–17.8	–16.5	–7.9
gradW · 10^{-9}	33.0	–35.7	3.1	–14.2	–28.7	–2.1

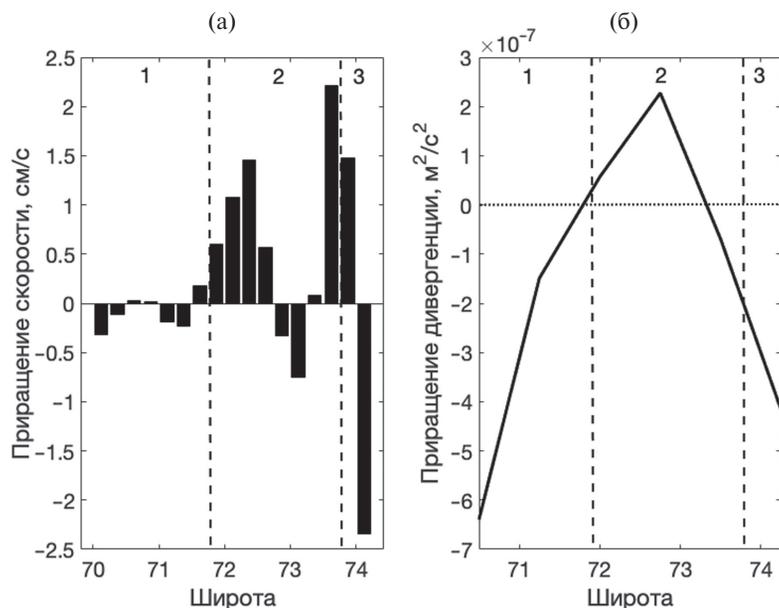


Рис. 6. Приращение (а) модуля скорости течения (см с^{-1}) и (б) модуля зональной составляющей дивергенции Экмановских потоков ($\text{м}^2 \text{с}^{-2}$) вдоль линейного тренда за период с 1993–2014 гг. на входе в Баренцево море. Пунктирными линиями обозначены границы основных течений — (1) Мурманского, (2) Нордкапского и (3) Возвратного.

В работах [22, 23] было показано, что изменчивость расхода воды на входе в Баренцево море между северной частью Норвегии и Медвежим островом главным образом зависит от атмосферной циркуляции. При усилении циклонической циркуляции в западной части Баренцева моря, наблюдается усиление интенсивности Экмановского переноса вод и локальный подъем уровня в северо-западной части моря. Возникающие меридиональные градиенты давления увеличивают объем поступающих в Баренцево море атлантических водных масс за счет ослабления Возвратного течения [24].

Для оценки влияния поля ветра на изменчивость уровня моря и баротропной скорости течения на входе в Баренцево море рассматривалась изменчивость во времени конвергенции зональной составляющей Экмановского переноса по участкам исследуемого разреза.

$$\text{div}V = -\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x^w}{\rho_0 f_0} \right), \text{ где } \tau_x^w \text{ — тангенциальное на-}$$

пряжение ветра (Н м^{-2}). Было установлено, что увеличение меридионального градиента зональной составляющей тангенциального напряжения трения ветра наблюдается только в районе Нордкапского течения. При этом наибольшие отрицательные значения угловых коэффициентов линейного тренда градиентов тангенциального напряжения трения ветра наблюдаются в апреле, сентябре и октябре–декабре (табл. 3), т.е. в периоды формирования и максимальных

значений ледяного покрова в море. Полученные значения приращения зональной составляющей дивергенции на исследуемом разрезе (рис. 6б), осредненные за период 1993–2014 гг., согласуются с увеличением расхода Нордкапского течения и уменьшением расхода Возвратного течения, как следствия изменения локальных градиентов уровня моря. Ослабление дивергенции поля ветра соответствует некоторому уменьшению скорости Мурманского течения, однако ослабление прибрежного течения связано с локальным уменьшением скорости ветра (при сдвиге центра ячейки циркуляции), а не его градиента. Таким образом изменчивость поля ветра является вероятной причиной формирования наблюдаемых тенденций: увеличения расхода Нордкапского течения и уменьшения расхода Возвратного течения.

4. Связь площади ледяного покрова с потоками тепла в Баренцево море

Среднегодовые величины площади ледяного покрова, с 1993 по 2014 гг., имеют выраженный тренд к уменьшению (см. рис. 5в, по данным ERA-Interim, а также [10, 25]). В предыдущих разделах было показано, что это является следствием увеличения притока океанического тепла в Баренцево море за последние десятилетия. Для оценки роли различных факторов в формировании более короткопериодной (межгодовой) изменчивости площади ледяного покрова были рассчитаны коэффициенты корреляции между рядами данных с удаленны-

Таблица 4. Коэффициенты корреляции межгодовой изменчивости океанических и атмосферных параметров с площадью льда в Баренцевом море

	Январь– Март	Апрель	Май– Август	Сентябрь	Октябрь– Декабрь	Год
Q_{ot}	–0.42	0.16	0.05	–0.02	0.02	0.00
Q_{at}	–0.52	–0.09	–0.44	0.06	–0.14	–0.53
T_t	–0.42	–0.49	0.10	–0.41	–0.11	–0.04
V_t	–0.58	–0.06	–0.05	–0.05	0.09	–0.09

Примечания. Индекс t означает, что корреляции считались при удаленных линейных трендах; жирным шрифтом выделены коэффициенты, превышающие 95% уровень значимости; Q_{ot} — океанический поток тепла; Q_{at} — атмосферный поток тепла; V_t — скорость течения; T_t — температура воды.

ми трендами (табл. 4). Были получены значимые отрицательные значения корреляции площади ледяного покрова со всеми параметрами в зимний период (январь–март). Наиболее высокие коэффициенты корреляции межгодовой изменчивости наблюдались между площадью ледяного покрова и конвергенцией атмосферных потоков тепла, что указывает на основной вклад этого параметра в межгодовую изменчивость площади ледяного покрова Баренцева моря в среднегодовом выражении (табл. 4).

ВЫВОДЫ

На основе данных ERA-Interim и ARMOR-3D были проанализированы среднегодовые и сезонные значения конвергенции атмосферных и океанических потоков тепла в Баренцевом море с 1993 по 2014 гг. В сезонном ходе конвергенции океанического и атмосферного потоков тепла прослеживается характерная для данного региона изменчивость, с максимальными значениями СКО в зимний период и минимальными — в летний. Среднее за весь период значение океанического потока, при $T_b = -1.8$ °C, составило 102 ТВт, при тенденции к росту на 2 ТВт в год, что согласуется с литературными данными [16, 19]. Значимые тренды наблюдались во все сезоны. Среднее значение конвергенции атмосферных потоков тепла через границы моря за весь исследуемый период составило 225 ТВт, а отрицательные линейные тренды показывают уменьшение во времени количества тепла, приносимого атмосферой. Эти результаты позволяют предположить ведущую роль океанического потока тепла в долгосрочном уменьшении площади ледяного покрова Баренцева моря. На меньших временных масштабах основную роль вносит межгодовая изменчивость конвергенции атмосферных потоков тепла.

За период исследования, около 70% линейного роста океанического потока тепла

в Баренцево море формировалась за счет увеличения скорости течения. Вклад роста температуры воды составил порядка 30%. С учетом доверительных интервалов, вклад каждой из составляющих может варьировать в пределах 2–4%. На меньших (межгодовых) временных масштабах сохраняется определяющий вклад скорости течения в формирование изменчивости океанического потока тепла: корреляции между океаническим потоком тепла и скоростью течения (в среднем за год и во все сезоны) значима и составляет 0.77, при практическом отсутствии таковой с температурой воды.

Дальнейший анализ показал ведущую роль изменчивости скорости Нордкапского течения в межгодовой изменчивости суммарного расхода воды на входе в Баренцево море. Выявлена связь изменчивости скорости Нордкапского и Возвратного течений с изменением меридионального градиента уровня моря. Последнее вызвано увеличением конвергенции Экмановских потоков, за счет роста градиента зональной составляющей скорости ветра на входе в Баренцево море.

Проведенный анализ натуральных данных показал вероятную эффективность и позволил выявить детали функционирования механизма положительной обратной связи, ранее предложенного на основании данных моделирования [12]. На междекадных временных масштабах показана статистическая связь между увеличением океанического потока тепла и уменьшением площади ледяного покрова в Баренцевом море. Как следствие, усиливается циклоническая атмосферная циркуляция на западе моря, что проявляется в усилении градиентов восточных ветров в северо-западной части моря. При этом, увеличения скорости ветра в юго-западной части Баренцева моря и, соответственно, усиления Мурманского течения не происходит, в отличие от того, что предполагалось ранее [26]. Рост океанического притока тепла, при локальном уве-

личении меридиональных градиентов зональной составляющей скорости ветра, происходит за счет увеличения расхода Нордкапского течения и уменьшения выноса тепла Возвратным течением. Это приводит к дальнейшему ускорению таяния льда и изменению атмосферной циркуляции.

Источник финансирования. Исследование выполнено за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 17-17-01151).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // Докл. РАН. 2008. Т. 418. № 1. С. 106–109.
2. Screen J.A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // Nature. 2010. V. 464. № 7293. P. 1334–1337.
3. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A. et al. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap // J. phys. oceanogr. 2010. V. 40. № 12. P. 2743–2756.
4. Parkinson C.L., Cavalieri D.J. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006 // J. Geophys. Res.-oceans. 2008. V. 113. № C7. C07003
5. Зуев В.В., Семенов В.А., Шелехова Е.А. и др. Оценки влияния океанического переноса тепла в Северной Атлантике и в Баренцевом море на климат северного полушария // Докл. РАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 585–589.
6. Jungclaus J.H., Koenigk T. Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations // Clim. Dynam. 2010. V. 34. № 2–3. P. 265–279.
7. Screen J., Simmonds I. The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss // J. Climate. 2013. V. 26. № 4. P. 1230–1248.
8. Cohen J., Screen J., Furtado J. et al. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // Nat. Geosci. 2014. V. 7. № 9. P. 627–637.
9. Årthun M., Eldevik T. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat // J. Climate. 2012. V. 25. № 13. P. 4736–4743.
10. Sorokina S.A., Li K., Wettstein J.J. et al. Observed atmospheric coupling between Barents Sea ice and the warm-Arctic cold-Siberian anomaly pattern // J. Climate. 2016. V. 29. № 2. P. 495–511.
11. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Rev. Geophys. 2013. V. 51. № 3. P. 415–449.
12. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early-twentieth-century warming in the Arctic — A possible mechanism // J. Climate. 2004. V. 17. № 20. P. 4045–4057.
13. Сорочкина 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.
14. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразильдеева А.В. и др. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на потепление в Арктике в зимний период // ФПК. 2016. Т. 1. С. 43–63.
15. Smedsrud L.H., Ingvaldsen R., Nilsen J. et al. Heat in the Barents Sea: Transport, storage, and surface fluxes // Ocean Sci. 2010. V. 6. № 1. P. 219–234.
16. Skagseth O., Furevik T., Ingvaldsen R. et al. Volume and Heat Transports to the Arctic Ocean Via the Norwegian and Barents Seas // Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. Dordrecht: Springer Netherlands, 2008. P. 45–64.
17. Smedsrud L.H., Sorteberg A., Kloster K. Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover // Geophys. Res. Lett. 2008. V. 35. № 20. L20503
18. Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 с.
19. Башмачников И.Л., Юрова А.Ю., Бобылев Л.П. и др. Сезонная и межгодовая изменчивость потоков тепла в районе Баренцева моря // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2018. Т. 54. № 2. С. 1–11.
20. Thomson R.E., Emery W.J. Data Analysis Methods in Physical Oceanography. Elsevier. Amsterdam, 2014. 634 p.
21. Боуден К., Шадрин И.Ф. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 388 с.
22. Ingvaldsen R.B., Asplin L., Loeng H. Velocity field of the western entrance to the Barents Sea // J. Geophys. Res.-oceans. 2004. V. 109. № C3. C03021
23. Ingvaldsen R.B., Asplin L., Loeng H. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during the years 1997–2001 // Cont. Shelf. Res. 2004. V. 24. № 9. P. 1015–1032.
24. Lien V.S., Schlichtholz P., Skagseth Ø. et al. Wind-driven Atlantic water flow as a direct mode for reduced Barents Sea ice cover // J. Climate. 2017. V. 30. № 2. P. 803–812.
25. Михайлова Н.В., Юровский А.В. Анализ главных компонент полей концентрации морского льда в Баренцевом море // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 2 (194). С. 12–20.
26. Skagseth Ø., Drinkwater K.F., Terrile E. Wind-and buoyancy-induced transport of the Norwegian Coastal Current in the Barents Sea // J. Geophys. Res.-oceans. 2011. V. 116. № C8. C08007.

On the Mechanism of a Positive Feedback in Long-term Variations of the Convergence of Oceanic and Atmospheric Heat Fluxes, and the Ice Cover in the Barents Sea

K. A. Kalavichchi^{1*}, I. L. Bashmachnikov^{1, 2**}

¹*Saint Petersburg State University*

Universitetskaya nab., 7-9, 199034, Saint Petersburg, Russia

²*Nansen International Environmental and Remote Sensing Centre*

14th Line V.O., 7, 199034, Saint Petersburg, Russia

*E-mail: *katrina.calavicci@mail.ru, **igorb1969@mail.ru*

Received: 16.03.2019

Accepted: 07.08.2019

This paper presents a study the interannual variability of the convergence oceanic and atmospheric advective heat fluxes in the Barents Sea region for 1993–2014, using combined in situ, satellite and numerical model-based oceanic and atmospheric data-sets: ARMOR-3D and ERA-Interim. On inter-decadal scales, the leading role of convergence of the oceanic heat flux, and on interannual scale – of atmospheric heat flux are demonstrated to play the leading role in variations of the sea-ice area of the Barents Sea. The inter-decadal and the interannual variations of the oceanic heat flux are found to be mainly shaped by variations of the current velocity. In the long-term tendencies the current velocity is responsible for about 70% of the increase in the oceanic heat flux, mainly due to a higher transport in the North Cape Current. Variations in transport of the North Cape current and of the Return current are governed by variations in the meridional gradients of the zonal wind speed, in turn, caused by the stronger oceanic heat transport into the Barents sea and by the consequent melting of the sea-ice. The in situ observations supports the effectiveness of the previously suggested positive feedback between variations in the oceanic heat flux into the Barents Sea, and changes of the sea-ice area and of the atmospheric circulation in the Barents Sea region on the decadal time scales.

Keywords: the Barents Sea, the Arctic, ARMOR, ERA-Interim, oceanic heat flux, atmospheric heat flux, sea-ice cover.