

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ
ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ» (СПбГУ)

Институт наук о Земле

Направление «Гидрометеорология»
Профиль «Океанология»

Курсовая работа на тему:

«Межгодовая изменчивость океанических и атмосферных потоков тепла в
Баренцево море»

Выполнила:
студентка 3 курса
Калавиччи К.А.

Научный руководитель:
кандидат географических наук,
доцент кафедры океанологии
Башмачников И.Л.

Санкт-Петербург
2019

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Данные и методы исследования	5
Глава 2. Анализ океанических и атмосферных потоков тепла	8
Глава 3. Причины междекадной изменчивости океанического потока тепла с 1993г.	11
Глава 4. Связь океанического потока тепла на входе в Баренцево море со скоростью ветра .	14
Глава 5. Связь площади ледяного покрова с потоками тепла в Баренцевом море	16
Заключение.....	17
Список литературы.....	19

Введение

Актуальность темы исследования

С начала XXI века в северном полушарии отмечается замедление повышения среднегодовой приземной температуры воздуха, однако в Арктике повышение температуры продолжается теми же темпами [7], что связывают с уменьшением площади арктического льда [19,20]. При этом сокращение площади ледяного покрова в Баренцевом море в последние десятилетия является максимальным в арктическом регионе [18,20]. Переносимое океаном и атмосферой тепло в регион Баренцева моря называют одним из основных факторов этого «арктического усиления». Адвективные потоки тепла формируют ледовые условия в Баренцевом море и оказывают влияние на климат всего Евразийского сектора Арктики [4,16]. Изменение теплообмена между океаном и атмосферой, вызванное сокращением площади ледяного покрова в Баренцевом море может являться причиной крупномасштабной изменчивости атмосферной циркуляции [11,21].

На данный момент нет единого мнения о важности 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 [26]. Однако атмосфера влияет на тепловой баланс Баренцева моря не только за счет переносимого ею тепла. Известно, что изменчивость океанического потока тепла на входе в Баренцево море во многом определяется полем ветра [23]. Механизм положительной обратной связи, предложенный в [10], является возможной причиной усиления западных ветров в юго-западной части моря, которые приводят к более интенсивному притоку океанического тепла.

Практическое значение исследования региональных климатических изменений в Арктике заключается в прогнозировании возможности освоения запасов нефти, природного газа и минеральных ресурсов в данном регионе. Кроме того, изменения ледовых условий оказывают существенное влияние на навигацию по Северному морскому пути, который позволяет сократить расстояние между основными портами Европы и Азии примерно на 7000 км.

Цель исследования – исследование гипотезы о механизме положительной обратной связи между изменчивостью океанического потока тепла, площадью ледяного покрова и характером атмосферной циркуляции в районе Баренцева моря на основе данных наблюдений.

Задачи исследования:

1. Рассчитать среднегодовые и сезонные значения океанических и атмосферных потоков тепла и их линейные тренды.
2. Оценить вклад температуры воды и скорости течения в формирование изменчивости океанического потока тепла.
3. Выявить связь изменчивости скоростей Мурманского, Нордкапского и Возвратного течений с градиентами уклона уровня моря и с зональной составляющей скорости ветра.
4. Выявить связь изменчивости площади ледяного покрова Баренцева моря со следующими параметрами: атмосферным потоком тепла, океаническим потоком тепла, скоростью течения и температурой воды.
5. Исследовать гипотезу об эффективности механизма положительной обратной связи в изменчивости адвективных потоков тепла и площади ледяного покрова.

Глава 1. Данные и методы исследования

В данной работе анализируются океанические и атмосферные потоки тепла за период с 1993 по 2014 гг.

В расчетах конвергенции адвективных атмосферных потоков тепла были использованы данные по температуре воздуха и скорости ветра базы ERA-Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets>) с пространственным разрешением 0,75 градуса и дискретностью 6 часов.

Атмосферные потоки тепла через границы Баренцева моря (Рис. 1) рассчитывались по формуле: $Q_A = t_v * v_v * \rho * C_p * dz * dx$, где t_v – температура воздуха, К; v_v – скорость ветра, м/с; $\rho = 1,28 \text{ кг м}^{-3}$ – плотность воздуха; $C_p = 1030 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ }^\circ\text{К}^{-1}$ – удельная теплоемкость воздуха; dz – высота ячейки (столба воздуха), м; dx – горизонтальный масштаб ячейки (разреза), м.

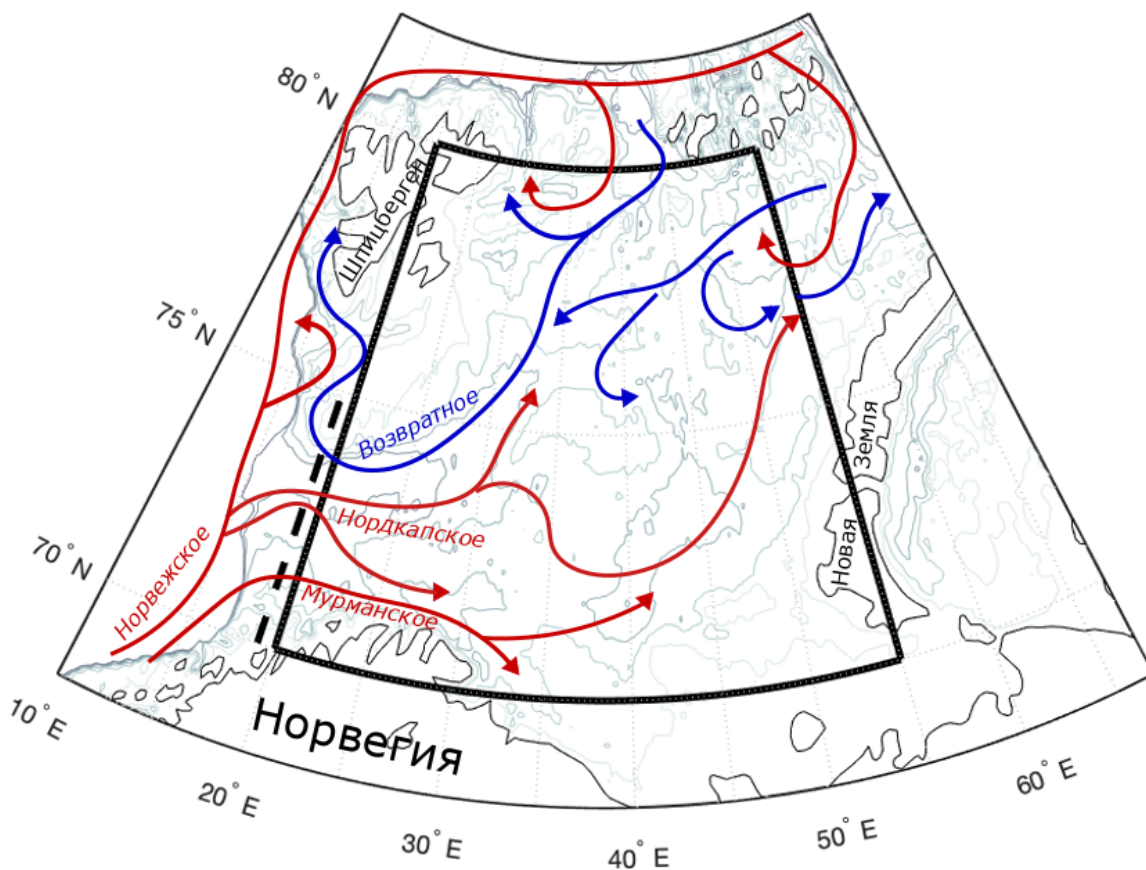


Рисунок 1 – Карта исследуемого региона. Черным цветом показаны разрезы, через которые рассчитывались атмосферные (сплошные линии) и океанические (штриховая линия) потоки тепла. Красными стрелками показана схема распространения атлантических вод, синими – арктических вод.

Конвергенция атмосферного переноса тепла рассчитывалась путем суммирования потоков тепла по всем четырем разрезам на границах Баренцева моря.

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 градуса, на стандартных океанографических горизонтах с дискретностью 1 месяц, начиная с 1993г. Для получения интерполированных полей массива комбинируют натурные и спутниковые наблюдения. In situ вертикальные профили температуры и солености получены CTD-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/>).

Данные по температуре и солености в узлах регулярной сетки получают в два этапа. Вначале, в каждой точке, строятся «синтетические» профили, на основе полученных зависимостей между температурой и соленостью на различных горизонтах и аномалиями температуры поверхности океана и уровня моря по спутниковым данным. После чего, «синтетические» профили и профили in situ интерполируются методом оптимальной интерполяции в точки регулярной сетки с разными весовыми коэффициентами.

Данные по скорости течения на поверхности моря получают по данным спутниковой альтиметрии. Течения на стандартных горизонтах получают путем экстраполяции поверхностных геострофических течений вглубь океана с использованием геострофических соотношений и данных о плотности воды. Последние рассчитываются по данным о температуре и солености в узлах регулярной сетки.

В формируемых полях объективного анализа сочетание спутниковых данных с высоким пространственно-временным разрешением и широким охватом с эпизодическими наблюдениями in situ высокой точности позволяет более объективно оценивать пространственно-временную изменчивость океанологических характеристик, чем только результаты интерполяции данных 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: $Q_0 = (t_o - t_b) * v_t * \rho * C_p * dz * dx$, где t_b – температура воды, °С; t_o – «базовая температура»; v_t – скорость течения, м/с; $\rho = 1030 \text{ кг м}^{-3}$ – плотность воды; $C_p = 4183 \text{ Дж кг}^{-1} \text{ °С}^{-1}$ – удельная теплоемкость воды. В статье принята $t_b = -1,8 \text{ °С}$, температура замерзания морской воды.

Расчет океанического потока тепла проводился только через западную границу Баренцева моря, между северной границей Норвегии и Медвежьим островом, где проходит основной приток теплых атлантических вод в Баренцево море (~ 50 ТВт при базовой

температуре 0 °С) [22,24]. Количество тепла, приносимое в Баренцево через северную границу моря, оценивается ~1 (+/- 5) ТВт [23,24], на порядок меньше. В то же время, наличие ледяного покрова в северной и восточной частях моря затрудняет получение достоверных данных о скорости течения в этих районах. Т.о. учет океанических потоков тепла через северную и восточную границы будет скорее вносить ошибку, нежели уточнять значение океанического потока тепла в море.

Площадь ледяного покрова в Баренцевом море с дискретностью 1 месяц была получена из Арктической региональной системы наблюдения за океаном – Arctic ROOS (<https://arctic-roos.org/node/94>). Arctic ROOS была создана в 2007 году группой из 14 учреждений, которые работают с системами наблюдения и моделирования океана для Северного Ледовитого океана, а также прилегающих морей.

Глава 2. Анализ океанических и атмосферных потоков тепла

В рассчитанных по данным наблюдений среднегодовых и сезонных значениях океанических и атмосферных адвективных потоков тепла за период 1993-2014 гг. были выделены линейные тренды (Рис. 2а, б). Для расчета доверительных интервалов угловых коэффициентов линейных трендов использовалась формула [13]: $b_1 \pm \frac{(S_y * t_{95, N-1})}{(N-1)^{1/2} * S_x}$, 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 .

Для оценки сезонной изменчивости было выделено пять сезонов года с учетом особенностей ледового режима Баренцева моря: январь-апрель – период устойчивого ледяного покрова, май – период максимальных значений ледяного покрова, июнь-август – период активного льдотаяния, сентябрь – период минимальных значений ледяного покрова, октябрь-декабрь – период активного ледообразования [5,23].

В таблице 1 показаны полученные статистические оценки рассчитанных океанических и атмосферных потоков тепла.

Таблица 1 – Характеристики океанических и атмосферных потоков тепла. В скобках указаны критические величины значимости тренда; СКО- среднеквадратическое отклонение, C_v – коэффициент вариации, a – угловой коэффициент линейного тренда.

	Январь- Апрель	Май	Июнь- Август	Сентябрь	Октябрь- Декабрь	Год
океанические потоки тепла						
среднее, ТВт	109	74	79	98	124	101
СКО, ТВт	26	14	16	27	23	16
C_v , %	24	19	20	28	18	16
a , ТВт/год	2(0,5)	1(0,3)	2(0,3)	2(0,6)	3(0,5)	2(0,3)
атмосферные потоки тепла						
среднее, ТВт	734	-233	-263	293	628	338
СКО, ТВт	356	348	282	383	270	189
C_v , %	48	149	107	131	43	56

<i>a</i> , ТВт/год	-5(7,4)	-11(7,2)	3(5,8)	-5(7,9)	-2(5,6)	-3(3,9)
-----------------------	---------	----------	--------	---------	---------	---------

Среднее значение океанического потока тепла за весь период исследования составило 101 ТВт. Ранее, по данным модели (Massachusetts Institute of Technology general circulation model – MIT GCM), при той же «базовой температуре», но на разрезе расположенном 35 км восточнее, было получено среднее значение океанического потока равное 78 ТВт [2]. Максимальные значения океанического потока тепла достигаются в холодный период года (октябрь-декабрь и январь-апрель), что характерно для данного региона [23]. Выделенный линейный тренд (Рис. 2а) показывает устойчивый рост переносимого океаном тепла в течение всего промежутка наблюдений порядка 2 ТВт в год. При этом угловые коэффициенты тренда значимы, как в среднем за год, так и по сезонам (Табл. 1). Ранее, по данным модели МИТ было получено среднее значение увеличения океанического потока тепла, равное 1 ТВт в год [2], а по натурным данным, за период 1998-2006 гг. – 2,5 ТВт в год [23].

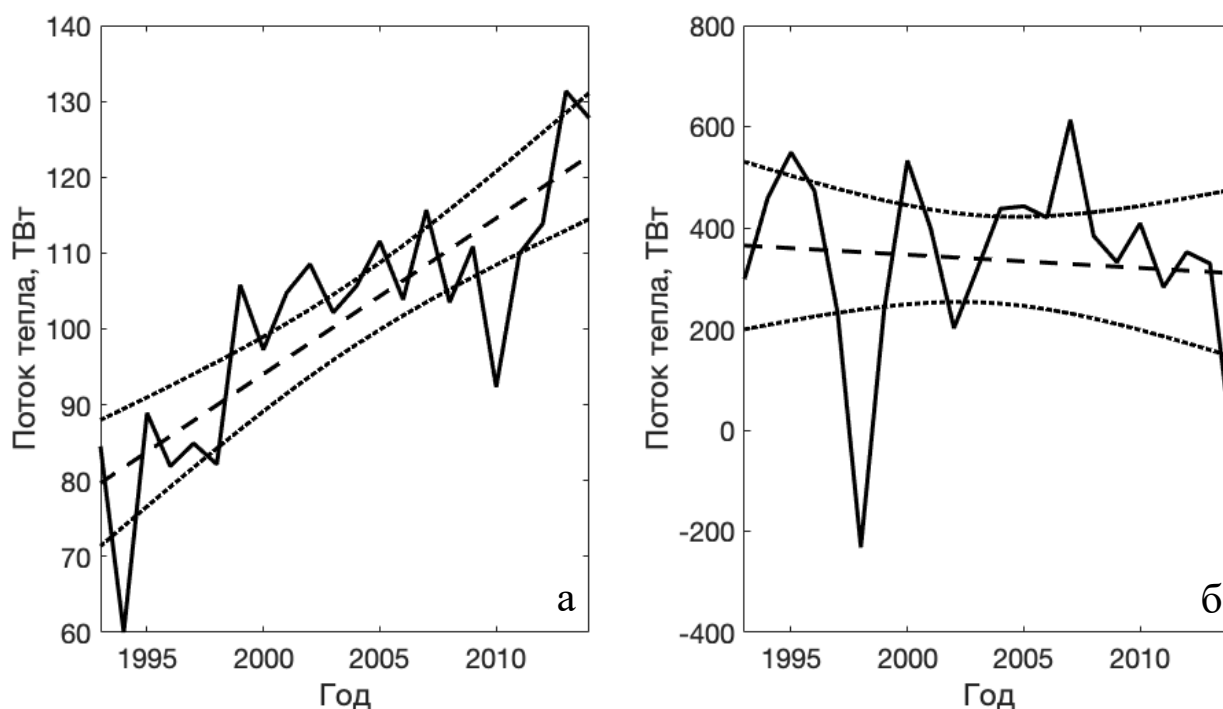


Рисунок 2 – Межгодовая изменчивость океанического (а) и атмосферного (б) потоков тепла (сплошные линии), линейные тренды (штриховая линия) и их доверительные интервалы (пунктир).

Расчет атмосферных потоков тепла проводился от поверхности Земли до изобарического уровня 750 гПа. Как было показано в работе [1] именно в этом слое поступает основной приток тепла в Арктический регион. Среднее значение атмосферных потоков тепла за весь период исследования составило 338 ТВт, что согласуется с оценками общего переноса тепла нижней тропосферой в регион [12]. Максимальные значения потока тепла также

отмечаются в холодный период (октябрь-декабрь и январь-апрель). Стандартное отклонение и коэффициент вариации атмосферных потоков, в целом, выше, чем океанических. Однако линейные тренды показывают уменьшение переноса тепла атмосферой с 1993 г. (Рис. 2б), как в целом за год, так и практически во все сезоны, кроме июня-августа (Табл. 1). Ослабление меридионального атмосферного переноса тепла в Арктический регион в последние десятилетия отмечается и в других работах [8,25].

Корреляции межгодовой изменчивости потоков атмосферного и океанического тепла (при удаленном тренде), как правило не значимы. Коэффициенты корреляции, превышающие критические, достигаются только в сентябре (0,53) и в октябре-декабре (0,50). Также в сентябре наблюдаются максимальное значение коэффициента вариации океанического потока тепла и второе по величине значение этой характеристики атмосферного потока тепла. Это может указывать на слабое проявление механизма положительной обратной связи, при котором усиление океанического потока тепла и сопутствующее ему уменьшение ледяного покрова приводит к усилению атмосферной циркуляции над Баренцевым морем [7,10].

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

Глава 3. Причины междекадной изменчивости океанического потока тепла с 1993г.

Полученное в предыдущей части увеличение океанического потока тепла может быть связано как с изменением температуры воды, так и скорости течения. Средняя температура по разрезу за весь период составила 5,8°C, средняя скорость течения по данным ARMOR-3D по разрезу – 2,9 см/с (Рис. 3а, б). На входе в Баренцево море (Рис. 3б) выделяются Мурманское течение, две ветви Нордкапского течения и Возвратное холодное течение в самой северной части разреза [22].

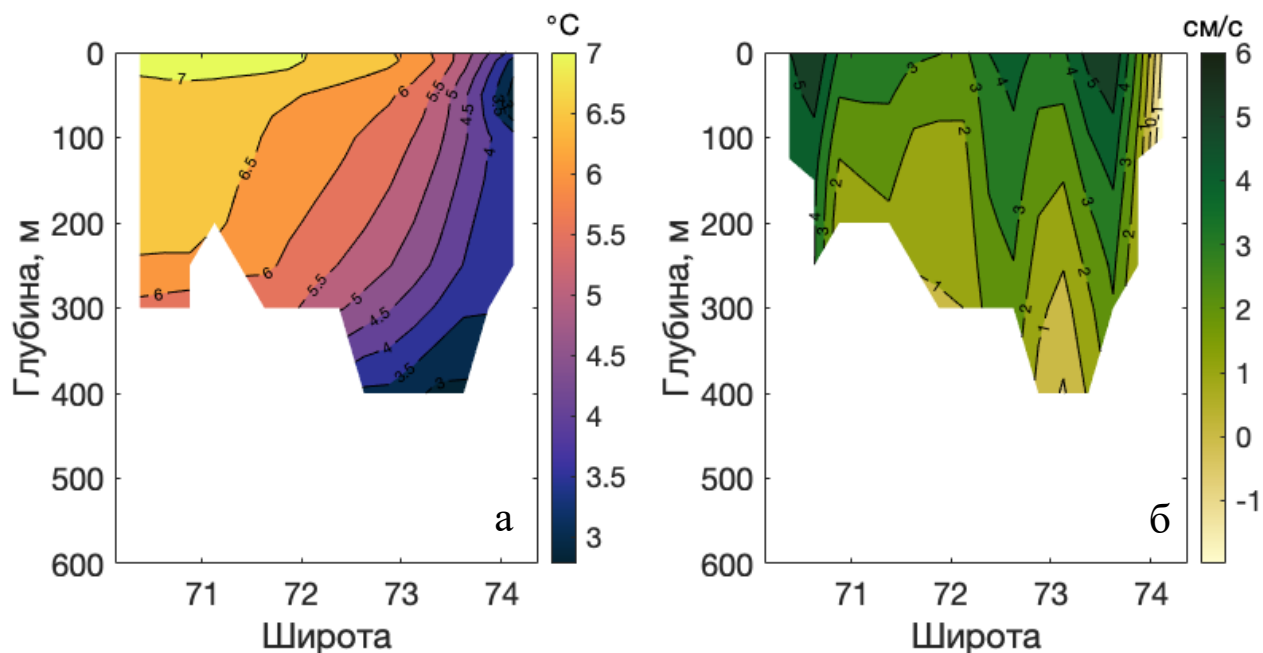


Рисунок 3 – Вертикальные разрезы температуры воды (а) и скорости течения (б), осредненные за 1993-2014 гг.

Тенденции к росту за период наблюдений наблюдались как в среднегодовых значениях скорости течения, так и в среднегодовых значениях температуры воды (Рис. 4 а, б). Это согласуется с результатами натурных наблюдений [22,23]. Зная начальные и конечные (по линейному тренду) значения температуры воды и скорости течения, можно оценить вклад каждой из этих переменных в формирование общего тренда океанического потока тепла.

Вклад каждого из этих параметров определялся по формуле:

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

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. Таким образом, мы тренд общего изменения потока тепла раскладываем на изменение потока тепла,

связанное с трендом скорости течения, и изменение потока тепла, связанное с изменением температуры воды. Разложение проводилось в каждой точке регулярной сетки с последующим интегрированием по всему разрезу.

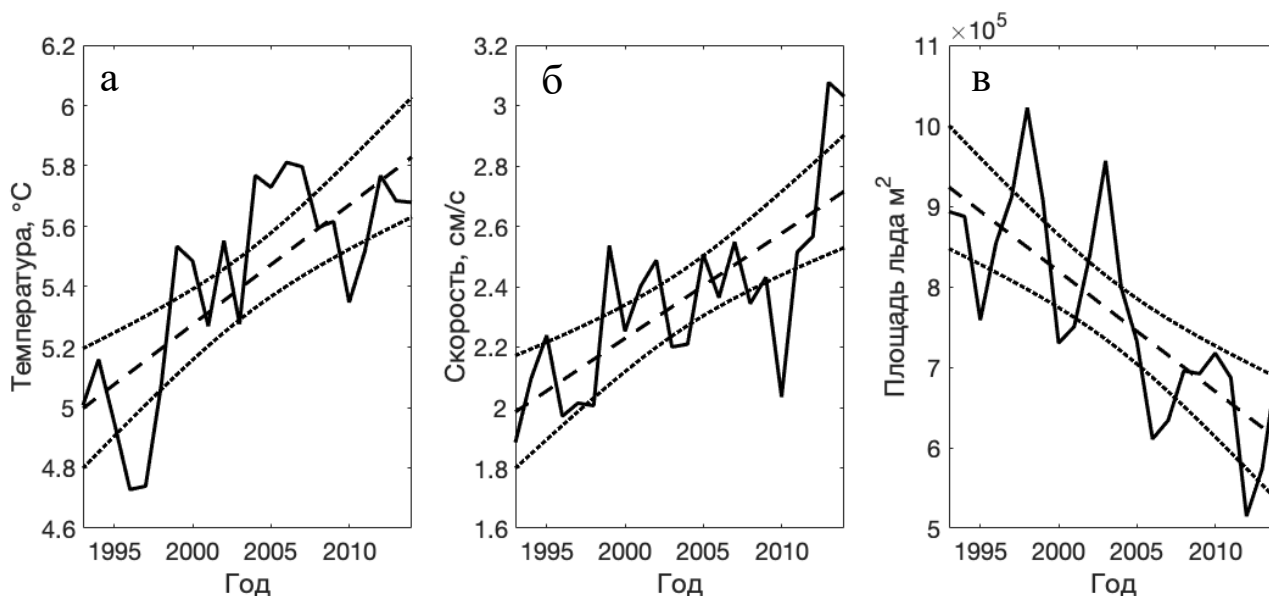


Рисунок 4 – Межгодовая изменчивость температуры воды (а), скорости течения (б) и площади ледяного покрова (в) (сплошные линии), линейные тренды (штриховая линия) и их доверительные интервалы (пунктир).

Расчет с использованием правой части формулы показал, что количество тепла, которое переносится океаном, за весь период исследования, увеличилось на 40,3 ТВт, а роста 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 потока тепла находится в пределах от 35 до 46 ТВт. Вклад изменения скорости течения в суммарный поток океанического тепла в Баренцево море (первое слагаемое формулы (1)) составил 28 ТВт (69%). С учетом доверительных интервалов углового коэффициента тренда этот вклад находится в пределах от 23 ТВт (66%) до 33 ТВт (72%). Вклад изменения температуры воды в суммарный поток океанического тепла в Баренцево море (второе слагаемое формулы (1)) составил 12 ТВт (31%). С учетом доверительных интервалов углового коэффициента тренда этот вклад находится в пределах от 11,6 до 13 ТВт (28%-33%). Таким образом, в формировании тренда потока океанического тепла ведущий вклад вносит увеличение скорости течения, хотя и увеличение температуры играет определенную роль. На изменение расхода воды, как основного фактора изменчивости океанического тепла на входе в Баренцево море, также указывают в [9].

При удаленных трендах, наблюдаются высокие значимые коэффициенты корреляции между потоком океанического тепла и скоростью течения (0.7-0.9), как в среднем за год, так и по сезонам (Табл. 2). Ведущая роль изменчивости расхода воды в формировании сезонной и межгодовой изменчивости на 2-4 летних циклах отмечена в [2]. Невысокие значимые корреляции между потоком океанического тепла и температурой воды получены только для двух сезонов: январь-апрель (0,44) и июнь-август (0,53).

Таблица 2 – Коэффициенты корреляции между параметрами на входе в Баренцево море (жирным шрифтом выделены коэффициенты, превышающие уровень значимости); Q_o – океанический поток тепла; V_T – скорость течения; t_w – температура воды;

	Январь- Апрель	Май	Июнь- Август	Сентябрь	Октябрь- Декабрь	Год
Q_o/V_T	0,71	0,81	0,86	0,88	0,88	0,71
Q_o/t_w	0,44	0,27	0,53	0,18	0,41	0,39

Таким образом, результаты этого раздела показывают, что скорость течения на входе в Баренцево море является основным фактором формирования как долгосрочной, так и межгодовой изменчивости потока океанического тепла в море.

Глава 4. Связь океанического потока тепла на входе в Баренцево море со скоростью ветра

Расход воды на входе в Баренцево море представляет собой сумму расходов геострофического и Экмановского потоков. Интегральный по глубине Экмановский перенос рассчитывался по формуле [3]: $u = \frac{C_w * \rho_a * W^2}{f_0 * \rho_0}$, (где C_w – коэффициент трения ($1,45 \cdot 10^{-3}$); ρ_a – плотность воздуха ($1,2 \text{ кг м}^{-3}$); W – скорость ветра на 10 м; f_0 – сила Кориолиса ($1,4 \cdot 10^{-4} \text{ с}^{-1}$); ρ_0 – плотность воды (1028 кг м^{-3}). Для расчета использовались данные меридиональной составляющей скорости ветра массива ERA-Interim. Расход Экмановского течения на входе в Баренцево море, а также его межгодовая изменчивость, оказались на три порядка меньше объема воды, переносимого геострофическим течением: в среднегодовых выражениях – $0,0015 \text{ Св}$ против $1,3 \text{ Св}$, соответственно. Поэтому, при дальнейшем анализе исследовалась только динамика расхода геострофического течения. Течения на входе в Баренцево море имеют существенную баротропную составляющую [24]. Для ее оценки, по данным спутниковой альтиметрии AVISO была рассчитана межгодовая изменчивость меридионального градиента уровня поверхности моря. При этом, исследуемый разрез был разделен на три сегмента, которые соответствовали среднему положению трех основных течений в регионе: Мурманского, Нордкапского и Возвратного (см. Рис. 3б).

В среднегодовых значениях увеличение абсолютных величин меридионального градиента уровня моря наблюдается только в районе Нордкапского течения (Рис. 5а), что свидетельствует об увеличении баротропной составляющей расхода этого течения. Максимальные значения углового коэффициента линейного тренда градиента уровня моря достигаются в 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 (Рис. 5а), что говорит об уменьшении скоростей этих течений после 1993 г.

Таблица 3 – Изменения по тренду (за год) сезонных и годовых значений меридиональных градиентов уровня поверхности моря (gradH) и зональной составляющей скорости ветра (gradW , с^{-1}) в районе Нордкапского течения

	Январь- Апрель	Май	Июнь- Август	Сентябрь	Октябрь- Декабрь	Год
gradH	$-1,9 \cdot 10^{-7}$	$-0,8 \cdot 10^{-7}$	$-2,1 \cdot 10^{-7}$	$-8,8 \cdot 10^{-7}$	$-7,9 \cdot 10^{-7}$	$-3,8 \cdot 10^{-7}$
gradW	$-3,2 \cdot 10^{-8}$	$5,3 \cdot 10^{-8}$	$0,5 \cdot 10^{-8}$	$11 \cdot 10^{-8}$	$7 \cdot 10^{-8}$	$2,2 \cdot 10^{-8}$

В работах [14,15] было показано, что изменчивость расхода воды на входе в Баренцево море между северной частью Норвегии и Медвежьим островом главным образом зависит от атмосферной циркуляции. При ослаблении циклонической активности в северной части Баренцева моря наблюдается ослабление дивергенции Экмановских потоков и локальный подъем уровня в этой области. Возникающие меридиональные градиенты давления увеличивают объем поступающих в Баренцево море атлантических водных масс [17].

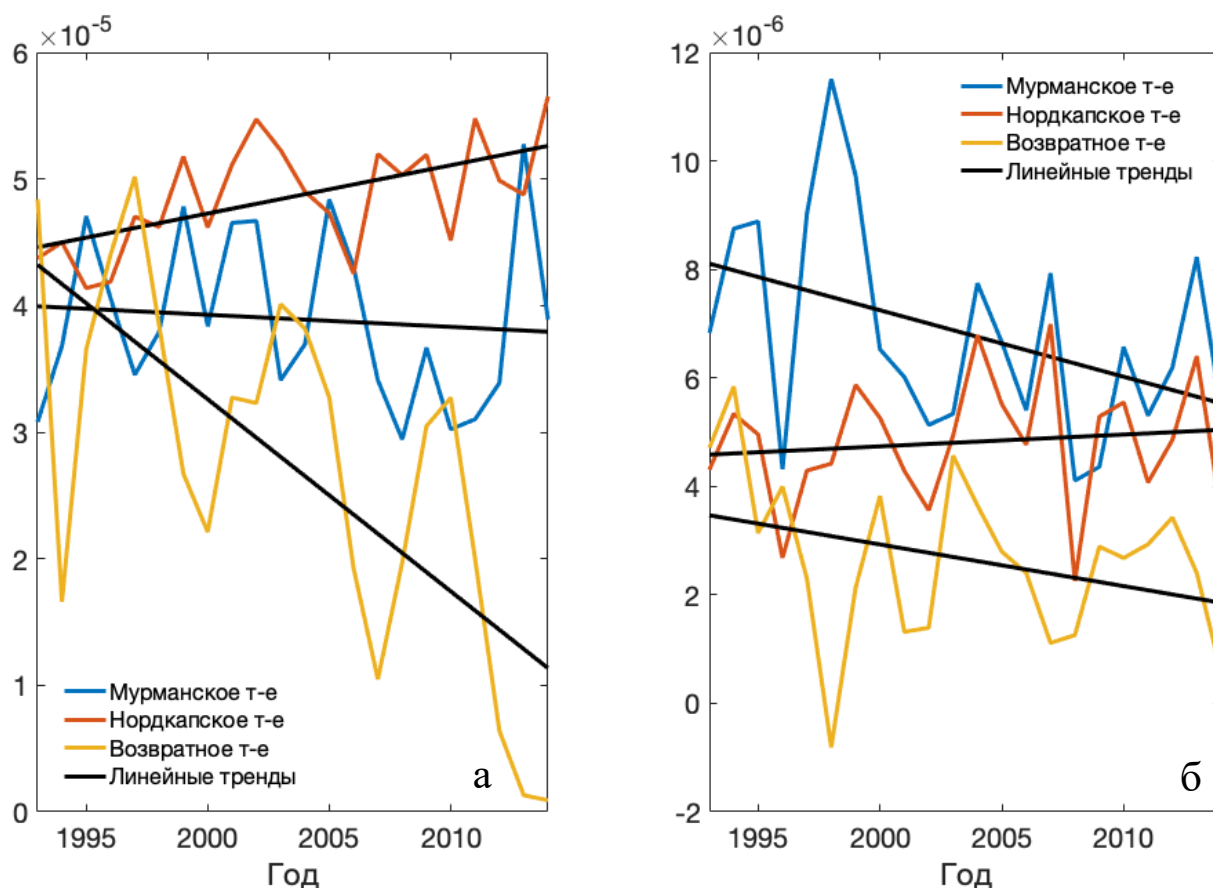


Рисунок 5 – (а) Модуль меридионального градиента уровня и (б) меридионального градиента зональной составляющей скорости ветра (c^{-1}) вдоль разреза на входе в Баренцево море

Для оценки влияния поля ветра на изменчивость уровня моря и баротропной скорости течения на входе в Баренцево море рассматривалась конвергенция зональной составляющей Экмановского переноса по участкам исследуемого разреза. Было установлено, что увеличение меридионального градиента зональной составляющей скорости ветра наблюдается только для Нордкапского течения (Рис. 5б). При этом, наибольшие значения угловых коэффициентов линейного тренда градиентов скорости ветра наблюдаются в сентябре и октябре-декабре (Табл. 3), т.е. в период минимальных значений ледяного покрова и в период формирования ледяного покрова.

Глава 5. Связь площади ледяного покрова с потоками тепла в Баренцевом море

Среднегодовые величины площади ледяного покрова имеют выраженный тренд к уменьшению (см. Рис. 4в по данным Arctic ROOS, а также [6,26]). В предыдущих разделах было показано, что это является следствием положительных трендов 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 удаленными трендами (Табл. 4). Были получены значимые отрицательные значения корреляции площади ледяного покрова со всеми параметрами в зимний период (январь-апрель). Наиболее высокий коэффициент корреляции межгодовой изменчивости наблюдался между площадью ледяного покрова и атмосферным потоком тепла, что указывает на его основной вклад в межгодовой изменчивости площади ледяного покрова Баренцева моря.

Таблица 4 – Коэффициенты корреляции с площадью льда (жирным цветом выделены коэффициенты, превышающие уровень значимости); Q_o – океанический поток тепла; Q_a – атмосферный поток тепла; t_w – температура воды; V_T – скорость течения

	Январь- Апрель	Май	Июнь- Август	Сентябрь	Октябрь- Декабрь	Год
Q_o	-0,49	-0,01	-0,13	-0,02	-0,03	-0,09
Q_a	-0,6	-0,1	-0,7	0,2	-0,3	-0,7
t_w	-0,55	-0,26	-0,17	-0,42	-0,27	-0,25
V_T	-0,61	0,08	-0,22	-0,14	-0,03	-0,17

Закключение

На основе данных ERA-Interim и ARMOR-3D были проанализированы среднегодовые и сезонные значения атмосферных и океанических потоков тепла в Баренцевом море за период 1993-2014 гг. Среднее значение океанического потока, при выбранной базовой температуре - 1,8°C, составило 101 ТВт, а тренд 2 ТВт в год, что согласуется с литературными данными [2,22]. Среднее значение атмосферного потока тепла за все исследуемые года составило 338 ТВт, что тоже согласуется с литературными данными [12]. В сезонном ходе потока океанического и атмосферного тепла в Баренцево море прослеживается характерная для данного региона изменчивость, с максимальными значениями СКО в зимний период и минимальными значениями в летний. Однако, если для океанического потока тепла наблюдаются выраженные линейные тренда за год, и во все сезоны, в атмосферном потоке тепла во все сезоны, кроме лета, и в среднегодовых значениях линейные тренды отрицательны и не являются значимыми. Эти результаты позволяют предположить ведущую роль океанического потока тепла в наблюдаемом долгосрочном уменьшении площади ледяного покрова Баренцева моря. В межгодовой же изменчивости площади ледяного покрова основную роль играет атмосферная циркуляция.

Рост океанических потоков тепла на 40 ТВт за 22 года наблюдений формируется как за счет роста температуры воды, так и за счет увеличения скорости течения. Оценки вклада каждой из этих факторов показали, что основную роль в формировании тренда океанического потока тепла вносит скорость течения (порядка 70%), а температура приносимой воды играет второстепенную роль (около 30%). С учетом доверительных интервалов линий тренда, вклад каждого из компонент может варьироваться в пределах 2-4%. На меньших (межгодовых) временных масштабах, получена значимая положительная корреляция (0,88) между океаническим потоком тепла и скоростью течения (в среднегодовых значениях и во все сезоны), и отсутствие таковой с температурой воды (за исключением слабой корреляции для двух сезонов). Это показывает определяющий вклад скорости течения не только в долгопериодной, но и в межгодовой изменчивости количества тепла, переносимого океаном в Баренцево море. Дальнейший анализ показал связь изменчивости скорости течения с изменением меридионального градиента уровня моря в районе Нордкапского течения, вызываемым конвергенцией Экмановских потоков за счет усиления градиента зональной составляющей скорости ветра на входе в Баренцево море.

Проведенный анализ на натуральных данных показал возможность функционирования механизма положительной обратной связи, ранее, на основании данных моделирования, предложенного в [10]. Из-за увеличения океанического потока тепла уменьшается площадь ледяного покрова, что приводит к усилению ветров в западной части Баренцева моря. Увеличение меридиональной изменчивости поля ветра на входе в Баренцево море увеличивает

градиент уровня поверхности моря за счет усиления конвергенций Экмановских потоков в районе Нордкапского течения. Это далее увеличивает скорость течения, еще более усиливая поток океанического тепла в Баренцево море.

Список литературы

1. Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость //Метеорология и гидрология. – 2016. – №8. – С. 38-56.
2. Башмачников И.Л, Юрова А.Ю, Бобылев Л.П, Весман А.В. Сезонная и межгодовая изменчивость потоков тепла в районе Баренцева моря //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – № 2. – С. 1-11.
3. Боуден К. Физическая океанография прибрежных вод. М.: Мир, 1988. 388 с.
4. Зуев В.В., Семенов В.А., Шелехова Е.А., Гулев С.К., Колтерманн П. Оценки влияния океанического переноса тепла в Северной Атлантике и в Баренцевом море на климат северного полушария //Доклады Академии наук. – 2012. – Т. 445. – №. 5. – С. 585-589.
5. Миронов Е.У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. СПб.: ААНИИ, 2004. 320 стр.
6. 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.
7. Семенов В.А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике //Доклады Академии наук. – 2008. – Т. 418. – №. 1. – С. 106-109.
8. Сорокина С.А., Эзау И.Н. Меридиональный поток энергии в Арктике по данным архива радиозондирования IGRA //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 45. – № 5. – С. 622-633.
9. Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H. et al. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat //Journal of Climate. – 2012. – Т. 25. – №. 13. – С. 4736-4743.
10. Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M. The early-twentieth-century warming in the Arctic – A possible mechanism //Journal of Climate. – 2004. – Т. 17. – №. 20. – С. 4045-4057.
11. Cohen, J., and Coauthors, 2014: Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather //Nature geoscience. – 2014. – Т. 7. – №. 9. – С. 627-637.

12. Dickson B., Meincke J., Rhines P. Arctic–subarctic ocean fluxes: defining the role of the northern seas in climate //Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. – Springer, Dordrecht, 2008. – C. 1-13.
13. Thomson R. E., Emery W. J. Data analysis methods in physical oceanography. Newnes, 2014. 634 crp.
14. Ingvaldsen R. B., Asplin L., Loeng H. Velocity field of the western entrance to the Barents Sea //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2004. – T. 109. – №. C3.
15. Ingvaldsen R. B., Asplin L., Loeng H. The seasonal cycle in the Atlantic transport to the Barents Sea during the years 1997–2001 //Continental Shelf Research. – 2004. – T. 24. – №. 9. – C. 1015-1032.
16. Jungclaus J. H., Koenigk T. Low-frequency variability of the arctic climate: the role of oceanic and atmospheric heat transport variations //Climate dynamics. – 2010. – T. 34. – №. 2-3. – C. 265-279.
17. Lien V. S. et al. Wind-driven Atlantic water flow as a direct mode for reduced Barents Sea ice cover //Journal of Climate. – 2017. – T. 30. – №. 2. – C. 803-812.
18. Parkinson C. L., Cavalieri D. J. Arctic sea ice variability and trends, 1979–2006 //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2008. – T. 113. – №. C7. C07003
19. Polyakov I. V. et al. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap //Journal of Physical Oceanography. – 2010. – T. 40. – №. 12. – C. 2743-2756.
20. Screen J. A., Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification //Nature. – 2010. – T. 464. – №. 7293. – C. 1334-1337.
21. Screen J. A. et al. The atmospheric response to three decades of observed Arctic sea ice loss //Journal of Climate. – 2013. – T. 26. – №. 4. – C. 1230-1248.
22. Skagseth Ø. et al. Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents Seas //Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. – Springer, Dordrecht, 2008. – C. 45-64.
23. Smedsrud L. H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system //Reviews of Geophysics. – 2013. – T. 51. – №. 3. – C. 415-449.

24. Smedsrud L. H. et al. Heat in the Barents Sea: Transport, storage, and surface fluxes // *Ocean Science*. – 2010. – T. 6. – №. 1. – C. 219–234.
25. Smedsrud L. H., Sorteberg A., Kloster K. Recent and future changes of the Arctic sea-ice cover // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – T. 35. – №. 20. L20503
26. Sorokina S. A. et al. Observed atmospheric coupling between Barents Sea ice and the warm-Arctic cold-Siberian anomaly pattern // *Journal of Climate*. – 2016. – T. 29. – №. 2. – C. 495-511.