

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА

На правах рукописи

Сумкина Александра Андреевна

**Взаимосвязь современных изменений ледовитости
Баренцева моря, гидрологической структуры вод и процессов
взаимодействия моря и атмосферы**

1.6.17. Океанология

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Москва – 2024

Диссертация подготовлена на кафедре океанологии
Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова

- Научный руководитель** – ***Иванов Владимир Владимирович**,
доктор физико-математических наук*
- Официальные оппоненты** – ***Алексеев Генрих Васильевич**, доктор
географических наук, профессор, главный
научный сотрудник, зав. лабораторией
крупномасштабного взаимодействия и
динамики климата Арктического и
антарктического научно-
исследовательского института*
- Дианский Николай Ардальянович**,
доктор физико-математических наук,
доцент, профессор кафедры физики моря
и вод суши физического факультета МГУ
имени М.В.Ломоносова*
- Зимин Алексей Вадимович**, доктор
географических наук, доцент, главный
научный сотрудник, рук. лаборатории
геофизических пограничных слоев Санкт-
Петербургского филиала Института
океанологии им. П.П. Шириова РАН*

Защита диссертации состоится «19» декабря 2024 г. в 17 часов на заседании диссертационного совета МГУ.016.2 Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова по адресу: 119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы д. 1, ГЗ МГУ, Географический факультет, 18 этаж, ауд. 1801 (тел. +7(495)939-22-38, факс +7(495)932-88-36).

E-mail: Diss1102MSU@yandex.ru

С диссертацией можно ознакомиться в отделе диссертаций научной библиотеки МГУ имени М.В. Ломоносова (Ломоносовский просп., д. 27) и на портале <https://dissovet.msu.ru/dissertation/3229>

Автореферат разослан «14» ноября 2024 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета,
доктор биологических наук

А.В. Ольчев

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы исследования. С начала 2000-х годов существенно увеличилась средняя годовая температура воды во всей толще Баренцева моря (БМ). Со второго десятилетия 21-го века северную часть Баренцева моря, как район с интенсивной трансформацией гидрологических и ледовых условий, определили к субполярному типу, характерному для морей Северо-Европейского бассейна [Renner et al., 2018; Ivanov and Repina, 2019]. Значительные изменения вертикальной гидрологической структуры вод были бы невозможны без изменений условий на поверхности моря, которые в свою очередь вызваны значительным сокращением ледяного покрова в начале 2000-х годов и снижением выноса льда из Арктического бассейна. Отмечено возрастание температуры вод атлантического происхождения (АВ), поступающих в Баренцево море через западную границу [Arthun et al., 2021; Ivanov et al., 2020]. На междекадных временных масштабах показана статистическая связь между увеличением адвективного потока тепла в юго-западной части и уменьшением площади ледяного покрова в Баренцевом море [Калавиччи, Башмачников, 2019]. Рассматривалась связь между ледовитостью БМ в марте и температурой воздуха в январе, феврале, марте и апреле (синхронная корреляция). В настоящее время наблюдается увеличение продолжительности безледного сезона в Баренцевом море [Peng et al., 2018]. Это связано с ростом температуры верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) вследствие увеличения объема поглощаемой коротковолновой солнечной радиации и повышения эффективности турбулентного энергообмена на границе между морем и атмосферой [Суркова и Романенко, 2021]. Наличие в ВКС избыточного тепла сдвигает начало локального ледообразования на более поздние сроки, либо вообще может препятствовать замерзанию в районах, где в относительно стабильных климатических условиях второй половины 20-го века оно происходило. Увеличение продолжительности безледного периода также приводит к уменьшению инверсии температуры воздуха, увеличению испарения и количества осадков, изменению атмосферной циркуляции [Smedsrud et al., 2013]. Несмотря на многочисленные публикации, подтверждающие важную роль поступающего из более низких широт тепла в изменениях ледовитости Баренцева моря [Onarheim et

al., 2015], сохраняется неопределенность в вопросе о том, насколько существенен вклад горизонтальной адвекции по сравнению с теплообменом с атмосферой. С учетом изложенного, количественная оценка относительных вкладов процессов на границе моря и атмосферы и в водной толще в сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных параметров и характеристик ледяного покрова является актуальной для понимания тенденций вероятных последующих изменений гидрологического и ледового режима БМ.

Объектом исследования является ледовитость Баренцева моря и термохалинные параметры ВКС.

Предмет исследования – вклады горизонтальной адвекции и атмосферного воздействия в формирование термохалинных параметров ВКС и ледяного покрова в характерных районах.

Целью работы является количественная оценка относительных вкладов процессов на границе моря и атмосферы и в водной толще в сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных параметров ВКС, определяющих внутригодовую и межгодовую динамику ледяного покрова в различных районах Баренцева моря.

Для достижения поставленной цели решались следующие **задачи**:

- 1) провести количественную оценку пространственно-временной изменчивости адвективного потока тепла, теплового баланса поверхности моря и дат полного очищения ото льда;
- 2) определить среднюю продолжительность теплого и холодного периодов года и рассчитать суммарный тепловой баланс БМ за эти периоды и его межгодовую изменчивость;
- 3) выполнить районирование БМ по датам полного очищения ото льда методом кластерного анализа HDBSCAN;
- 4) разработать алгоритм для определения относительного вклада влияющих процессов в изменение термохалинных параметров ВКС для районов, выделенных по датам полного очищения ото льда;
- 5) рассчитать вклады различных влияющих процессов в изменение термохалинных параметров ВКС на годовом и межгодовом масштабах и проанализировать полученные результаты.

Научная новизна диссертационной работы заключается в **следующих положениях, выносимых на защиту:**

1. Благодаря значительному сокращению ледяного покрова в начале 21-го века возросла роль Баренцева моря как энергоактивной зоны, обеспечивающей перекачку тепла, накопленного верхним квазиоднородным слоем (ВКС) в теплый сезон, из моря в атмосферу – в холодный сезон. В 1979–2003 годах средняя суммарная теплоотдача с поверхности моря в холодный сезон составляла 1900 МДж/м², а в 2004–2019 годах выросла до 2600 МДж/м².

2. В Баренцевом море после 2003 г. наблюдается устойчивое смещение сроков сезонного очищения ото льда на более ранние (в среднем на 17 суток за 10 лет). Методом кластерного анализа в море выделено 6 районов с квази-синхронной изменчивостью сроков очищения ото льда.

3. Доминирующий вклад в формирование внутригодовой изменчивости температуры ВКС вносит теплообмен с атмосферой (57%) и горизонтальная адвекция (40%), сглаживающая нагрев в теплый сезон и охлаждение – в холодный. Внутригодовая изменчивость солености контролируется таянием льда в теплый сезон (27%) и горизонтальной адвекцией (54%) – в холодный.

4. Наблюдаемый тренд повышения средней температуры вод Баренцева моря порядка 1° за 10 лет в начале 21-го века обеспечивается адвективным поступлением тепла через западную границу моря, не скомпенсированным теплоотдачей с поверхности моря в холодный сезон.

Практическая значимость работы. Полученные оценки относительных вкладов процессов на границе моря и атмосферы и в водной толще в сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных параметров ВКС имеют важное значение для совершенствования климатических прогнозов, развития хозяйственной деятельности и судоходства в арктических морях.

Личный вклад автора. Автор разработал и применил программы для анализа концентрации льда, теплового баланса, адвективного потока тепла на языке программирования «Python». Выполнил численные эксперименты с различными параметрами кластерного метода HDBSCAN. Провел исследование взаимосвязи между изменчивостью даты полного очищения ото льда, тепловым

балансом поверхности моря, адвективным потоком тепла. Автор занимался апробацией и разработкой алгоритма расчета относительного вклада отдельных процессов в изменение термohалинных параметров ВКС, выполнил расчеты и проанализировал полученные результаты.

Апробация работы. Основные результаты докладывались на следующих научных конференциях: «Моря России» (2020), «Комплексные исследования мирового океана» (2020, 2021, 2023, 2024), «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики» (2020), «Океанологические исследования» (2021, 2023), «Морские исследования и образование» (2023).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 5 статей в отечественных рецензируемых журналах, 3 из которых входят в систему индексирования Scopus и одна статья в RSCI. Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим. Он активно участвовал в формулировании научных задач, проведении исследований с использованием океанского и атмосферного реанализов, анализе полученных результатов и их подготовке к публикации.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка использованных источников из 91 наименования. В ней содержится 149 страниц, 6 таблиц и 51 рисунок.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. Иванову В.В., за неоценимую помощь в работе над диссертацией. Также выражается признательность сотрудникам кафедры океанологии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Отдела динамики климата и водных экосистем ФГБНУ «ВНИРО». Особая благодарность адресуется к.г.н. Кивве К.К. и к.г.н. Смирнову А.В. за ценные консультации. В завершение автор хотел бы поблагодарить родителей и друзей за постоянную поддержку на протяжении всего периода написания диссертационной работы.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во **Введении** изложена актуальность работы, ее цели и задачи, научная новизна и практическая значимость, обозначен личный вклад автора, а также приведены основные положения, выносимые на защиту.

Глава 1. Обзор исследований по тематике работы

В разделе 1.1 приведено краткое физико-географическое описание Баренцева моря. В структуре вод выделяются следующие водные массы: атлантические поверхностные воды, поступающие с Нордкапским течением и глубинные атлантические воды, поступающие из Арктического бассейна. Обе эти водные массы характеризуются положительной температурой и высокой соленостью. Арктические поверхностные воды, поступающие из Арктического бассейна, имеют отрицательную температуру, близкую к точке замерзания зимой и значительно распреснены. Прибрежные воды, проникающие из Белого и Норвежского морей, быстро прогреваются летом, а зимой их температура близка к точке замерзания. В море образуются две новые водные массы. Баренцевоморские воды образуются зимой в центральной и восточной частях моря в результате конвективного перемешивания поступивших водных масс. Летом эта водная масса, как более тяжелая, заполняет понижения рельефа дна, по всей площади моря, усиливая плотностную стратификацию. Баренцевоморские атлантические воды образуются в результате смешения атлантических вод и шельфовых интрузий на западном шельфе Новой Земли. Сформировавшаяся водная масса с отрицательной температурой и сравнительно высокой соленостью входит в северо-западную часть Карского моря к северу от м. Желания [Loeng et al., 1991].

В разделе 1.2 приведено описание теплового баланса (ТБ) в БМ. От суммарной теплоотдачи с поверхности моря в атмосферу в холодный период года зависит глубина проникновения конвекции, которая определяет особенности структуры вод, мощность верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и дату начала ледовых фаз.

Раздел 1.3 посвящен описанию циркуляции вод и «атлантификации» БМ. Постепенное повышение температуры и солености в БМ отмечается с середины 2000-х годов. Такую тенденцию связывают с общим сокращением объема морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО), что привело к уменьшению объема талой воды, смешивающейся с АВ, и обусловило увеличение температуры и солености ВКС [Lind et al., 2018]. На большей части акватории теплые и соленые АВ расположены в подповерхностном слое, кроме юго-западной части БМ, где

верхняя граница АВ может достигать поверхности моря. Когда осенне-зимняя конвекция достигает слоя АВ, она поднимает ее к поверхности, и в результате теплая и соленая вода препятствует образованию льда. Охлаждаясь у поверхности вследствие интенсивной теплоотдачи из океана в атмосферу, эта вода опускается глубже своего исходного положения, что приводит к подъему на поверхность моря новой порции теплой и соленой воды из нижележащего слоя АВ [Аксенов и Иванов, 2018]. Таким образом, необходимой предпосылкой возрастания интенсивности зимней конвекции в БМ стало сокращение площади и толщины морского льда. Уменьшение объема образующейся при таянии льда воды приводит к возрастанию солезапаса ВКС, ослаблению вертикальной плотностной стратификации и созданию благоприятных условий для более глубокого конвективного перемешивания в последующий осенне-зимний сезон. Данный механизм положительной обратной связи, суть которого заключается в усилении теплового воздействия поступающих в БМ атлантических вод на ВКС и ледяной покров, был определен как «атлантификация» [Иванов, Аксенов 2013; Polyakov et al., 2017].

В разделе 1.4 рассматриваются особенности ледовых условий БМ. В последние десятилетия в БМ наблюдается сокращение площади морского льда зимой примерно на 50%. Однако ледовитость и площадь ледяного покрова представляют неполную информацию об изменчивости морского льда. Помимо стремительного сокращения площади морского льда в БМ в настоящее время наблюдается освобождение акватории ото льда в более ранние сроки и образование морского льда в более поздний срок. Усредненные тренды даты полного очищения ото льда (ДПО) для всей акватории БМ в период с 1979/80 по 2010/11 годы составляют $-1,8 \pm 0,5$ дней/год [Peng et al, 2018]. Увеличение длительности безледного периода ведет к эффективному потеплению поверхностного слоя вод.

Глава 2. Данные и методы

Подробно описаны алгоритм определения ДПО, кластерный анализ методом HDBSCAN, расчет адвекции тепла и расчет относительного вклада отдельных процессов в изменение термохалинных параметров ВКС.

Использованы данные потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла, температуры воздуха (2 м), температуры поверхности моря и скорости ветра из атмосферного реанализа Европейского центра по среднесрочному прогнозированию погоды ERA5 (Европейский реанализ, версия 5) с горизонтальным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ по широте и долготе и шагом по времени 1 час. Данные океанского реанализа GLORYS12V1 применялись для расчета адвекции тепла и соли на границах 9 разрезов. Использованы данные по температуре воды и горизонтальным течениям с временной дискретностью 1 сутки. Для задачи расчета вклада в изменение термохалинных параметров ВКС выбирались ежесуточные вертикальные профили температуры и солености, а также тепловой баланс, концентрация и толщина льда.

Дата полного очищения ото льда (ДПО) определяется на основе данных о концентрации льда. В работе [Bliss et al., 2019] ДПО определяли, как последний день с концентрацией льда 15% перед достижением минимальной летней концентрацией льда. В диссертационной работе это определение дополнено условием, что после данной даты продолжительность периода с концентрацией льда менее 15% должна быть наибольшей. ТБ поверхности моря рассчитан как сумма потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла. Определили даты перехода ТБ через ноль для каждого года, а именно дата начала нагрева (ДНН) и дата окончания нагрева (ДОН). ДНН и ДОН определены следующим образом: выбирали те даты, после которых продолжительность периода с тепловым балансом выше и ниже 0 была наибольшей. Выполнен кластерный анализ рядов ДПО в каждом узле сетки методом HDBSCAN [Campello et al., 2013]. Выбраны только те узлы сетки, для которых имелось не менее 20 значений ДПО за временной интервал с 1979 по 2019 гг. Таким образом, в нашем случае группируемые объекты – узлы сетки, в каждом из которых определены ДПО минимум за 20 лет из интервала 1979–2019 гг. В качестве меры сходства объектов (узлов сетки) использован коэффициент корреляции Спирмена (ρ). Для HDBSCAN, в отличие от многих других методов кластерного анализа, не задается количество кластеров (групп). В данном методе группировки необходимо задать единственный параметр – минимальное количество соседних объектов (minPts), в нашем случае узлов сетки, необходимое для объединения объектов в кластер. Для

HDBSCAN нет единого определения значения minPts. В работе [Campello et al., 2013] предлагается выбирать minPts в зависимости от целей анализа. Руководствуясь данной рекомендацией и необходимостью выделения географических районов с относительно синхронной изменчивостью ДПО, группировка выполнялась с разными значениями minPts (от 10 до 60) и выбрали тот вариант, который максимально отражает географические особенности акватории и характер циркуляции моря (minPts = 25). Таким образом, было выделено 6 районов моря с квази-синхронной динамикой полного очищения ото льда.

Адвективный поток тепла (D_h , Вт) рассчитан как произведение аномалии температуры ($T(z) - T_{ref}$), скорости течения, плотности воды, и теплоемкости при постоянном давлении, проинтегрированной по площади разреза. Для каждого из 9 разрезов рассчитаны суммарные переносы тепла, из которых для последующего анализа был удален линейный тренд и выполнено осреднение по месяцам.

Изменение температуры и солёности ВКС в Баренцевом море может происходить в результате следующих процессов:

- на границе моря и атмосферы: поглощение коротковолновой солнечной радиации; поглощение/излучение длинноволновой радиации; турбулентный теплообмен (явные и скрытые потоки тепла); осадки/испарение.
- на поверхности моря: образование/таяние льда.
- в толще воды: вертикальное перемешивание (турбулентное и конвективное); горизонтальная адвекция.

Относительный вклад отдельных процессов в изменение термohалинных параметров ВКС определялся с помощью балансовых формул. Для определения нижней границы ВКС, численное значение пороговой величины градиента плотности было задано $0,0025 \text{ кг/м}^3$ относительно поверхности моря. Изменение температуры (ΔT_{mix}) и солёности (ΔS_{mix}) ВКС может быть представлено в следующем общем виде:

$$\Delta T_{mix} = \Delta T_h + \Delta T_w + \Delta T_i + \Delta T_a \quad (1)$$

$$\Delta S_{mix} = \Delta S_h + \Delta S_w + \Delta S_i + \Delta S_a \quad (2)$$

где: индекс h относится к изменениям температуры и солёности под действием потоков энергии на границе моря и атмосферы; i – образование/таяние льда; w – в

толще воды: вертикальное перемешивание (турбулентное и конвективное); a – горизонтальная адвекция. В зависимости от знака суммарного потока тепла на границе океана и атмосферы, и состояния поверхности моря (наличие или отсутствие льда) возможна реализация различных сценариев изменения температуры и солености в ВКС. Расчеты выполнялись с 1994 по 2018 год для каждого узла сетки шести выделенных районов, после чего производилось пространственное осреднение для каждого района. Минимальное количество узлов (41) в 6 районе, а максимальное количество узлов во 2 районе – 87. Представленные ниже результаты основаны на анализе временной изменчивости средних по каждому району параметров.

Глава 3. Пространственно-временная изменчивость ледового режима Баренцева моря и факторов, ее определяющих

Ледовый режим Баренцева моря определяется пространственными изменениями объема (сплоченности и толщины) льда в течение года и длительностью периодов наличия и отсутствия льда. С учетом отсутствия продолжительного ряда надежных спутниковых наблюдений за толщиной льда в СЛЮ, в данном исследовании выполнены расчеты изменений сплоченности/протяженности ледяного покрова, а также оценена продолжительность временных интервалов, когда ледяной покров полностью отсутствовал. На основании выполненных расчетов методом кластерного анализа проведено районирование Баренцева моря по датам полного очищения ото льда. В двух заключительных разделах данной главы рассмотрена временная изменчивость адвекции тепла и соли через границы Баренцева моря и пространственно-временная изменчивость теплового баланса на поверхности моря – двух основных факторов, определяющих ледовые и температурные условия моря.

Раздел 3.1 посвящен оценке сплоченности льда. Среднегодовая за 40 лет сплоченность льда по всему Баренцеву морю составляет 0,4. В южной части моря средняя сплоченность не превышает 0,2, в центральной части находится в диапазоне 0,2–0,6, а в северной – 0,6–0,9. Для оценки пространственно-временной изменчивости среднегодовой сплоченности ледяного покрова были проанализированы линейные тренды годовой сплоченности на той части акватории

моря, где повторяемость появления льда составила более 20 лет. Коэффициент линейного тренда (КЛТ) на всей акватории, где повторяемость появления льда составила более 20 лет, отрицательный. Это означает, что в течение исследуемого временного интервала происходило постепенное сокращение ледяного покрова. Вдоль кромки льда в южной части моря КЛТ близок к нулю, что объясняется низкой сплоченностью льда вблизи границы распространения ледяного покрова. Максимальные значения коэффициента линейного тренда (около 0,015) наблюдаются в северо-восточной части моря, где в последнее десятилетие возросла площадь открытой воды в зимний сезон вследствие «атлантификации».

В разделе 3.2 рассмотрено районирование Баренцева моря по датам полного очищения ото льда. Освобождение ото льда начинается в феврале в южной части моря и последовательно продвигается на север, где полное очищение происходит в конце сентября. Основная часть акватории освобождается ото льда в период с апреля по август, включительно. На временном интервале 1979–2019 годы на большей части моря происходит сдвиг ДПО на более ранние сроки, что характеризуется отрицательным КЛТ. С помощью метода кластерного анализа HDBSCAN выделено 6 районов моря с квази-синхронной динамикой дат полного очищения ото льда (рисунок 1).

В большинстве районов минимальное значение ДПО (самый ранний сход льда) наблюдалось в интервале 2012–2019 годы, только в районе 2 оно пришлось на 2006 год. В районе 3 отступление льда в отдельные годы наблюдалось в более ранний период, чем в районах 5 и 6, которые находятся значительно южнее. В 2016 г. отмечался ранний сход льда в районах 1 и 3, когда в Баренцевом море была зафиксирована аномально низкая сплоченность льда зимой [Lundesgaard, Sundfjord, 2021]. Для районов 2, 3 и 5 отмечены наибольшие по абсолютной величине отрицательные КЛТ, что свидетельствует о том, что в этих районах наблюдаются наиболее выраженные тренды ДПО. Минимальный отрицательный КЛТ наблюдается в районе 1 (–13 дней за 10 лет), а максимальный – в районе 3 (–22 дня за 10 лет). В ряде районов ледовые условия конкретного года могут отчасти определяться условиями предыдущего года [Bliss et al., 2019].

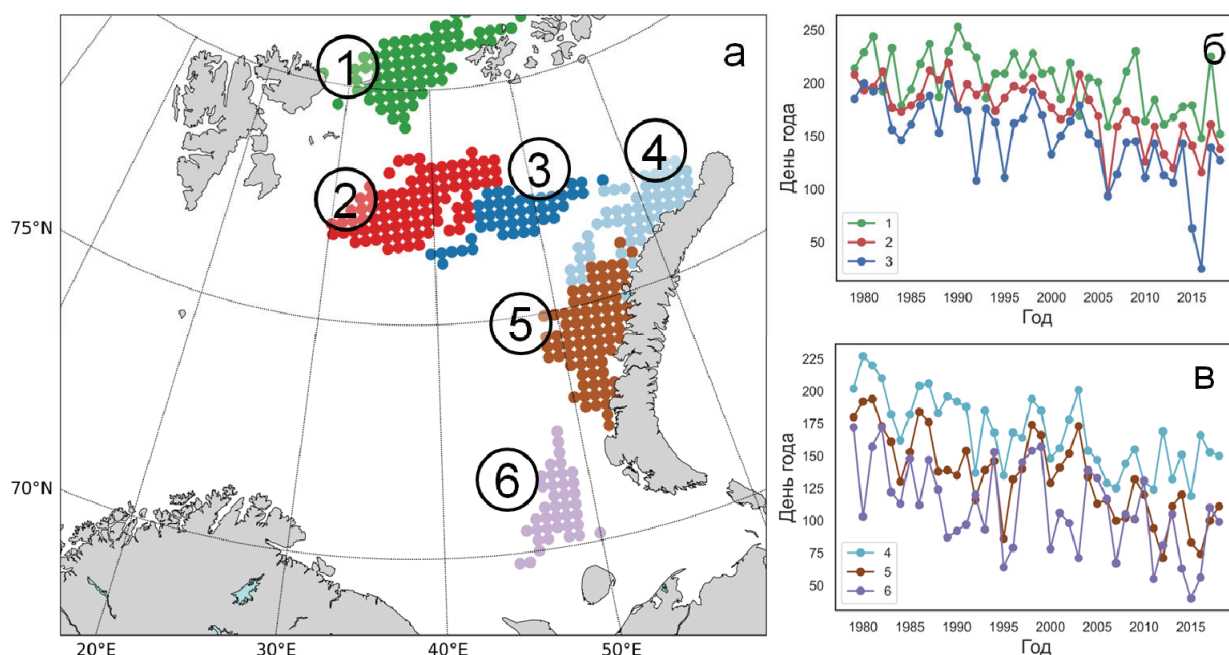


Рисунок 1 – Районы с квази-синхронной изменчивостью дата полного очищения ото льда (ДПО) (а) и временной ход среднего по району ДПО с 1979 по 2019 год (б, в).

Для установления степени связи ДПО в пределах выделенных районов с соответствующими значениями предыдущего года рассчитан коэффициент автокорреляции со сдвигом 1 год (ρ_{auto}), который показал следующие результаты. Максимальная автокорреляция относительно других районов наблюдается для района 5 ($\rho_{\text{auto}} = 0,69$), что говорит о заметной взаимосвязи между последующими годами. Коэффициенты автокорреляции для районов 2, 3 и 4 равны 0,57, 0,50 и 0,60, что так же показывает наличие взаимосвязи. Автокорреляция северного района 1 и южного района 6 равна 0,20 и 0,26 соответственно, что отражает слабую зависимость ДПО от значения ДПО в предыдущий год. Наблюдается достаточно высокая и значимая автокорреляция со сдвигом 1 год для всех выделенных районов, кроме района 1, что свидетельствует о влиянии на ДПО ледовых условий в предшествующий год.

В разделе 3.3 рассмотрена адвекция тепла и соли. Адвекция тепла через разрез 1 (о. Медвежий – м. Нордкап) практически полностью определяет суммарный адвективный тепловой бюджет Баренцева моря. Поступление тепла и соли с этими водами оказывает сильное влияние на гидрологический и ледовый режимы моря [Иванов и др., 2014; Onarheim et al., 2017]. В среднем за год с 1993 по

2018 годы через разрез о. Медвежий – м. Нордкап поступает 92 ± 10 ТВт. Поток тепла, проходящий через данный разрез, увеличивается на 0,9 ТВт в год. Максимум приходится на зимние месяцы с октября/ноября по январь/февраль, минимум на летние. Максимум поступления адвективного тепла наблюдается в январе и в среднем составляет 122 ТВт, а минимум в июле – 70 ТВт. В январе наблюдается максимальный тренд, поток тепла увеличивается с интенсивностью 1,2 ТВт в год. Максимальный тренд для потока соли также отмечается в январе и увеличивается на 2×10^6 кг/с в год.

В разделе 3.4 рассмотрен тепловой баланс БМ. В ряде работ отмечается, что в последние сорок лет возросла роль Баренцева моря как энергоактивной зоны, обеспечивающей перекачку тепла из океана в атмосферу. Уменьшение площади ледяного покрова и очищение акватории ото льда в более ранние сроки увеличивают площадь отдачи тепла с поверхности моря. Увеличение теплоотдачи влияет на атмосферную циркуляцию и усиление океанического притока тепла в БМ, который во многом и определяет границу протяженности морского льда. Данная схема, описанная в статье [Bengtsson et al., 2004], известна как механизм «положительной обратной связи» в Баренцевом море.

От суммарной теплоотдачи с поверхности моря в холодный сезон зависит глубина проникновения конвекции, которая определяет особенности структуры вод. В работе рассмотрены: теплый сезон – море получает тепло из атмосферы и нагревается, холодный сезон – море отдает тепло в атмосферу и охлаждается. Переход ТБ через ноль к отрицательным значениям начинается в августе на севере, востоке и заканчивается в середине сентября на юге. Переход ТБ через ноль к положительным значениям начинается в середине апреля на юге и заканчивается в начале мая на севере, востоке. Согласно выполненным расчетам, средний годовой ТБ на поверхности БМ с 1993 по 2018 год отрицателен на всей акватории моря. Максимальная по абсолютной величине суммы ТБ в холодный сезон наблюдается в районе центральной ветви Нордкапского течения: 72° – 73° с.ш., 20° – 30° в.д. (значения в интервале от -4500 до -4000 МДж/м²). Высокие по абсолютной величине значения суммы ТБ в холодный сезон наблюдаются также вдоль траектории теплого Новоземельского течения (от -4000 до -3000 МДж/м²).

Результаты выполненных расчетов показали увеличение суммарного ТБ в холодный сезон в северной части моря (на 2000 МДж/м² за 40 лет) и уменьшение в южной части моря (на 1000 МДж/м² за 40 лет). В 1979–2003 годах средняя суммарная теплоотдача с поверхности моря в холодный сезон составляла 1900 МДж/м², а в 2004–2019 годах выросла до 2600 МДж/м². Исходя из результатов пространственного распределения теплового баланса в теплый и холодный сезоны видно, что в теплый период года к поверхности моря поступает в 1,5–2 раза меньше тепла, чем отдается с поверхности моря в холодный период. Таким образом, рост теплоотдачи в холодный период не связан с увеличением нагрева в теплый период.

Установлено, что значительный вклад в изменчивость теплоотдачи в холодный период вносит турбулентный теплообмен. Расчет показал, что в северной и северо-восточной частях моря отдача тепла за счёт явного теплообмена увеличивается (КЛТ суммы потока явного тепла за период охлаждения поверхности составил минус 500–1500 МДж/м² за 40 лет). Величины явного и скрытого турбулентного теплообмена зависят от разности температуры поверхности моря (ТПМ) и приземной температуры воздуха (ПТВ), а также от скорости ветра. Наиболее значимое увеличение разности между аномалией приземной температуры воздуха и температуры поверхности моря наблюдается в северо-восточной части моря (на 0,009°C за год), что позволяет обоснованно связать указанный тренд с аналогичным трендом ТБ. Аномалия скорости ветра подвержена межгодовой изменчивости, характеризуется близким к нулю КЛТ. В исследовании [Суркова, Крылов, 2016] отмечается отсутствие многолетнего выраженного тренда экстремальных скоростей ветра над Баренцевым морем с 1981 по 2010 гг. Это позволяет сделать вывод, что изменчивость скорости ветра практически не повлияла на выявленное возрастание теплоотдачи из моря в атмосферу. Возрастание явного потока тепла связано не с изменением скорости ветра, а с изменением разности температур воды и воздуха, и главным образом с ростом температуры воды. Рост температуры воды влияет на интенсификацию теплообмена и имеет тенденцию к «сохранению сезонной памяти», что препятствует ледообразованию.

Глава 4. Изменения параметров ледового режима и верхнего квазиоднородного слоя Баренцева моря в 21 веке

Результаты предыдущей главы показывают важную роль как поступающего из более низких широт тепла и соли, так и локального атмосферного форсинга в изменениях элементов ледового режима Баренцева моря. В данной главе предпринята попытка количественно оценить вклады этих процессов. В первых двух разделах главы методами корреляционного анализа исследована связь межгодовой изменчивости ДПО с адвективными потоками и тепловым балансом поверхности моря. В заключительном разделе исследуются вклады отдельных процессов, влияющих на внутригодовые и межгодовые изменения параметров верхнего квазиоднородного слоя (толщину, температуру и соленость). Актуальность такого анализа определяется тем, что в условиях увеличения продолжительности безледного сезона в Баренцевом море [Сумкина и др., 2021], возрастает нагрев ВКС, вследствие большего объема поглощаемой коротковолновой солнечной радиации и повышения эффективности турбулентного энергообмена на границе моря и атмосферы [Суркова и Романенко, 2021]. Наличие в ВКС этого избыточного тепла сдвигает начало локального ледообразования на более поздние сроки, либо вообще может препятствовать замерзанию в районах, где в относительно стабильных климатических условиях второй половины 20-го века оно происходило. С другой стороны, отсутствие льда в холодный сезон усиливает теплоотдачу из моря в атмосферу, что в конечном итоге может приводить к ледообразованию при достижении температурой ВКС точки замерзания. С учетом этого параметры ВКС могут рассматриваться как интегральный гидрологический фактор, определяющий внутригодовую и межгодовую изменчивость ледового режима.

В разделе 4.1 рассмотрена зависимость дат полного очищения ото льда от адвективного переноса тепла. Как было показано в разделе 3.4, в Баренцевом море основным адвективным источником тепла является поступление атлантических вод из Норвежского моря между м. Нордкап и о. Медвежий. Согласно выполненным расчетам, поток тепла через этот разрез на порядок величины превышает потоки тепла через другие границы моря. Соответственно, для исследования возможной связи с ДПО была рассмотрена изменчивость суммарного адвективного потока

тепла только через этот разрез. Ряд выделенных районов с синхронной динамикой ДПО (рис. 1) находятся на пути распространения АВ в Баренцевом море, что позволило связать выявленную временную изменчивость ДПО с изменчивостью переноса АВ через западную границу моря. Северная ветвь Нордкапского течения пересекает район 2, для которого отмечается самая высокая по абсолютной величине корреляция с адвективным переносом тепла через западную границу моря между мысом Нордкап и о. Медвежий. Несмотря на близкое расположение районов 2 и 3, временная изменчивость ДПО в этих районах различна. Для указанных районов раннее и позднее очищение ото льда наблюдалось в разные годы. В районе 3 лед сходит в среднем в конце мая, а в районе 2 на месяц позже, в конце июня. Также для района 2 характерны годы с более ранним сходом льда в теплый период (с 2003 года) и более поздним в холодный период (с 1979 по 1989 год), но при этом в среднем лед сходит позже. Коэффициент корреляции ДПО с адвективным потоком тепла через западную границу моря для района 3 ни для одного из месяцев года не превосходит по абсолютной величине 0,5. Исходя из перечисленных фактов, можно заключить, что, несмотря на близкое географическое положение указанных районов, изменчивость ДПО в них определяется воздействием различных факторов. Из схемы поверхностных течений в Баренцевом море, в частности следует, что район 3 находится как под влиянием поступающих с юга АВ, так и поступающих с севера холодных арктических вод, которые вероятно в значительной степени блокируют тепловое воздействие АВ. Вдоль западного побережья архипелага Новая Земля, на пути распространения прибрежного Западного Новоземельского течения, выделяются районы 5 и 4. Для этих районов отмечены достаточно высокие коэффициенты корреляции с адвективным переносом тепла через западную границу Баренцева моря, хотя они несколько меньше, чем для района 2, что объясняется тем фактом, что АВ в Западном Новоземельском течении утрачивает свои исходные термохалинные характеристики вследствие перемешивания с водами холодного течения Литке, а также с холодными водами, образующимися на западном шельфе архипелага Новая Земля в зимний сезон [Ivanov, 2020]. Значимой связи потока тепла через западную границу Баренцева моря с ДПО в районах 1 и 6 выявлено не было. Район 1, находящийся на границе Баренцева моря и бассейна Нансена находится в

стороне от потока АВ через Баренцево море, и, ДПО в этом районе может зависеть от поступления АВ с севера через желоб Франц-Виктория. Однако, расчеты корреляций между ДПО в районе 1 и потоком тепла через разрез 5 не показали высоких коэффициентов корреляции. Для района 6 высокий положительный коэффициент корреляции между ДПО и потоком тепла через западную границу моря в июле оказался артефактом в силу того, что в большинстве проанализированных лет ледяной покров в районе 6 круглогодично отсутствовал.

В разделе 4.2 проанализирована связь ДПО и суммарного теплового баланса в зимний период с помощью коэффициента корреляции Спирмена. Положительная корреляция между ДПО и теплоотдачей говорит о том, что чем больше теплоотдача с поверхности моря, тем раньше сойдет лед (0,5...0,7). Однако увеличение теплоотдачи в зимний период наоборот должно приводить к интенсивному ледообразованию, что в свою очередь должно способствовать более продолжительному сохранению ледяного покрова. Увеличение теплоотдачи в холодный сезон, вероятно, приводит к тому, что конвекция распространяется глубже и дополнительное тепло из глубинных слоев поступает в ВКС, препятствуя ледообразованию. В результате к началу нагрева, лед оказывается тоньше и быстрее тает. Далее, раннее освобождение ото льда запускает ряд физических процессов, которые в конечном итоге увеличивают аккумуляцию тепла в ВКС.

В разделе 4.3 рассмотрены вклады влияющих процессов в изменения термохалинных параметров ВКС. На большей части акватории Баренцева моря параметры ВКС существенно меняются в течение года. В первую очередь это относится к районам с ежегодным сезонным ледяным покровом (1–4). Однако и в южных районах 5 и 6, где ледяной покров наблюдается не каждый год (особенно в последнее десятилетие [Smedsrud et al., 2010]) интенсивная теплоотдача в холодный сезон приводит к существенной перестройке вертикальной термохалинной структуры вод. С учетом этого, анализ межгодовой изменчивости выполнялся отдельно для теплого и холодного сезонов. Для оценки изменчивости были выбраны параметры ВКС: толщина, температура и соленость.

В среднегодовом изменении параметров ВКС на временном интервале 1994–2018 годы во всех шести районах выделяется ряд общих черт, но выявляются и

характерные для отдельных районов особенности. Продолжительность холодного сезона (когда тепловой баланс отрицателен и ВКС углубляется, охлаждается и осолоняется) в среднем по всем районам в 2 раза больше, чем продолжительность теплого сезона (когда тепловой баланс положителен и ВКС мелеет, нагревается и распресняется). Соответственно, средняя скорость изменений в теплый сезон примерно вдвое превышает скорость противоположных изменений в холодный сезон. В районах 1–5, повышение температуры ВКС в теплый сезон определяется радиационным притоком тепла, который частично компенсируется горизонтальной адвекцией относительно более холодной воды в среднем по районам 1–5 в процентном соотношении 54/45 при пренебрежимо малом вкладе остальных процессов. При этом в районах 1 и 2 это соотношение близко к 51/48, а в районах 3–5 постепенно возрастает до 55/43. В районе 6 вклад адвекции превышает вклад радиационного нагрева и составляет 57%, что приводит к тому, что осеннее охлаждение в этом районе начинается еще до окончания теплого сезона. В холодный сезон ситуация противоположная: в районах 1–5 теплоотдача через поверхность контролирует охлаждение ВКС (59%), а горизонтальная адвекция (38%) и поток тепла из глубин (3%), тормозят охлаждение. В районе 6 адвекция, также как и в теплый сезон, доминирует над потоком тепла через поверхность и составляет те же 57%, причем ее вклад отрицателен, т.е. адвекция практически круглогодично усиливает охлаждение в этом районе.

Интенсивное распреснение в теплый сезон определяется таянием льда и адвекцией. В начале теплого сезона (в среднем по всем районам) до начала июля, вклады таяния и адвекции сонаправлены, т.е. адвекция усиливает распреснение. После этого вклад адвекции меняется на противоположный, что в конечном итоге ведет к постепенному осолонению ВКС к концу теплого сезона, поскольку вклады адвекции, таяния и осадков/испарения составляют в среднем по районам 1–5 47, 35 и 16% соответственно. Минимальный вклад таяния (16%) и максимальный вклад осадков/испарения (33%) в изменения солёности в летний сезон отмечен для района 6. В холодный сезон, вклад адвекции в осолонение ВКС полностью доминирует (58% в среднем по всем районам). Вклад ледообразования в среднем по всем районам составляет 18%: наибольший в районе 1–38%, а наименьший в

районе 6 – 5%. Вклады осадков/испарения и потока соли из глубин соизмеримы и составляют в среднем по всем районам 13 и 10% соответственно.

В целом можно заключить, что на внутригодовом масштабе в формирование теплового режима ВКС в районах 1–5 доминирующий вклад вносит теплообмен с атмосферой, а в районе 6 – горизонтальная адвекция (Рисунок 2). Сравнительно малый вклад потока тепла из нижележащего слоя в холодный сезон, тем не менее, играет существенную роль, поскольку дополнительно тормозит охлаждение ВКС и сдвигает сроки локального ледообразования на более поздние.

Годовой ход солёности в ВКС, наоборот, определяется горизонтальной адвекцией, которая в течение большей части года во всех районах вносит положительный вклад в солевой баланс ВКС, за исключением первой половины теплого сезона, когда адвекция относительно более пресной (талой) воды извне усиливает локальное распреснение, вызванное сезонным таянием льда и положительным балансом осадков/испарения. Значимая роль горизонтальной адвекции в среднегодовых изменениях термического и солёностного режимов ВКС в районах 3–6, неплохо согласуется со схемой средних поверхностных течений. Эти районы расположены на пути распространения различных ветвей атлантической воды, поступающей в Баренцево море из Норвежского моря и достигающей поверхности моря.

В холодный сезон, перемещающиеся через районы 3–5 с юго-запада воды трех ветвей Нордкапского течения и Западно-Новоземельского течения оказываются теплее, чем ВКС, сильно охлажденный в результате интенсивной теплоотдачи в атмосферу (от -200 до -150 Вт/м²) [Сумкина и др., 2024]. В самом южном районе 6, расположенном в зоне слияния Канинского и Беломорского течений, и где зимняя теплоотдача на порядок величины меньше (около -20 Вт/м²), локальное охлаждение происходит медленнее, и вклад адвекции в понижение температуры ВКС в холодный сезон оказывается доминирующим. В район 1 с Восточно-Шпицбергенским течением поступают воды из Арктического бассейна и из желоба Франц-Виктория. Средние скорости течения – менее 5 см/с. Однако с учетом возрастания толщины ВКС в холодный сезон до 60–80 м, адвективное

поступление тепла в ВКС, вероятно, происходит и из верхней части атлантического слоя, что приводит к значимой величине горизонтального потока тепла (44%).

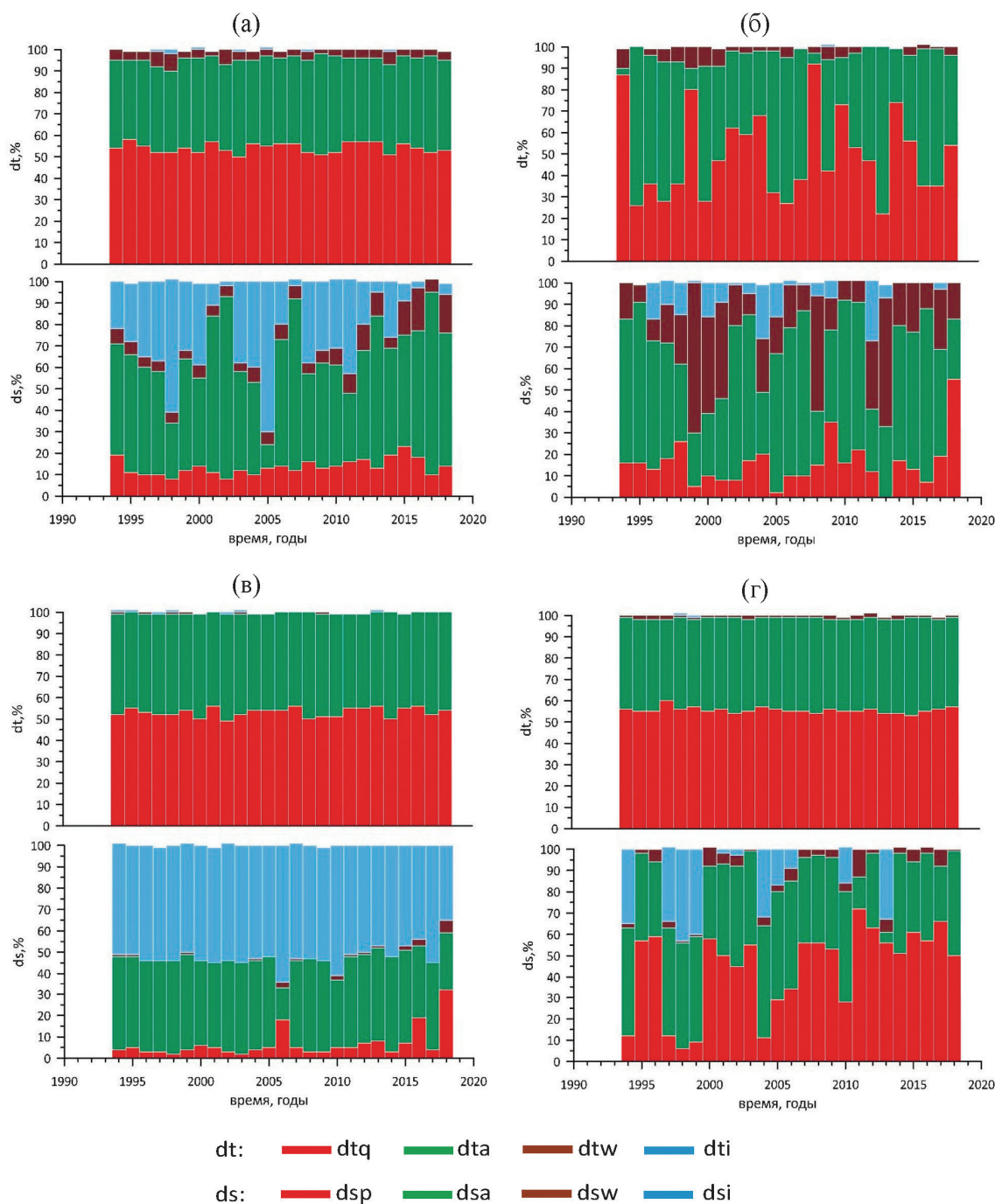


Рисунок 2 – Межгодовая изменчивость среднегодовых вкладов различных процессов (%) в изменение термохалинных параметров ВКС ($dt = \Delta T_{mix}$ и $ds = \Delta S_{mix}$) в холодный сезон в районе 1 (а), 6 (б), в теплый сезон в районе 1 (в), 6 (г). Принятые символические обозначения: dtq – за счет теплообмена; dta – за счет адвекции; dtw – за счет потока тепла из глубин; dti – за счет ледообразования; dsp – за счет осадков и испарения; dsa – за счет адвекции; dsw – за счет потока соли из глубин; dsi – за счет ледообразования и таяния льда.

Район 2 в разных частях находится под воздействием течений как с севера (Центральное течение), так и с юга (северная ветвь Нордкапского течения), что вероятно и определяет относительный вклад адвекции тепла в холодный сезон – 36% (среднее между районами 1 и 3). В теплый сезон солнечная радиация быстро нагревает мелководный ВКС во всех районах и термический вклад горизонтальной адвекции в тепловой баланс ВКС меняется на противоположный, поскольку поступающая извне вода оказывается холоднее, чем вода в локально прогретом ВКС.

Согласно результатам, представленным в предыдущем разделе, в межгодовой изменчивости во всех районах, как в холодный, так и в теплый сезоны наблюдаются линейные тренды на возрастание температуры и солености ВКС, и сокращение сплоченности и толщины льда. В большинстве районов также присутствуют тренды на возрастание толщины ВКС в холодный сезон и возрастание теплоотдачи в атмосферу. Объяснение таких закономерностей очевидно связано с сокращением ледяного покрова, но, помимо этого, вероятно также с проявлением положительной обратной связи на сезонном масштабе – так называемой «сезонной памяти» [Иванов, 2021]. В процитированной статье сезонная обратная связь была рассмотрена в качестве возможной причины смещения сроков начала ледообразования на более поздние. Однако аналогичный подход может быть применен и для параметров ВКС. Интуитивно понятно, что в годы, когда температура ВКС к концу теплого сезона поднимается выше некоего среднего значения, а охлаждение ВКС в последующий холодный сезон сохраняется на среднем уровне, температура ВКС к моменту окончания холодного сезона окажется выше, чем температура годом ранее. При сохранении внешних условий неизменными, каждый последующий год температура к концу обоих сезонов будет постепенно повышаться. Подобная схема излишне идеализирована, поскольку нет оснований полагать, что внешние факторы (в данном случае теплообмен с атмосферой, адвекция, наличие/отсутствие льда) могут в течение нескольких лет не меняться. Более того, хорошо известно, что сокращение ледяного покрова, продемонстрированное во всех рассмотренных районах Баренцева моря, ведет к усилению теплоотдачи из моря в атмосферу в холодный сезон и охлаждению ВКС. Принимая это во внимание, можно предположить, что существенным в реализации

описанного механизма сезонной памяти является не сами процессы, обеспечивающие повышение/понижение температуры ВКС в теплый/холодный сезоны, а степень их интенсивности.

Разберем действие сезонной памяти на примере района 5, в котором тренды на повышение температуры и солёности ВКС достаточно хорошо выражены. На рисунке 3 для района 5 объединены графики межгодовой изменчивости средней температуры и солёности ВКС в холодный и теплый период, а также среднегодовая температура и солёность.

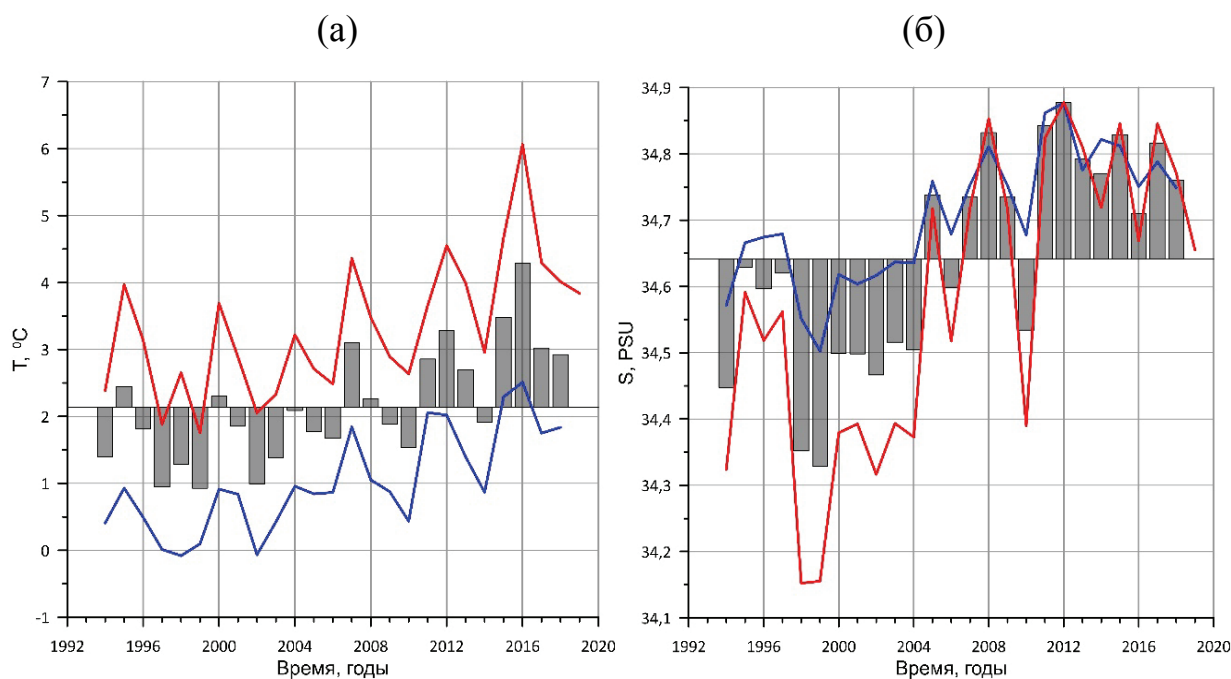


Рисунок 3 – Межгодовая изменчивость температуры, °С (а) и солёности, ЕПС (б) в районе 5. Средняя температура/солёность в теплый сезон (красный цвет), средняя температура/солёность в холодный сезон (синий цвет), среднегодовая температура/солёность (столбики). Базовые линии – среднемноголетние значения температуры и солёности на временном интервале 1994–2018 гг.

На графике температуры на временном интервале с 1994 по 2004 год в холодный сезон тренд практически отсутствует, а в теплый сезон даже выделяется незначительный отрицательный тренд. При этом среднегодовая температура ВКС была стабильно ниже среднемноголетнего значения. После резкого возрастания температуры ВКС в теплый сезон 2007 года (когда произошло резкое сокращение площади ледяного покрова в СЛО на пике сезонного минимума) [Иванов и др., 2014], заметно возросла и температура ВКС в последующий холодный сезон 2007–

2008 годов, что проявилось в преодолении среднегодовой температурой среднемноголетнего уровня.

В последующие годы среднегодовая температура ВКС была почти неизменно выше среднемноголетнего уровня, а средние сезонные температуры показывали устойчивый положительный тренд, что вероятно связано с устойчивым превышением адвекции тепла в Баренцево море теплоотдачи с поверхности моря в холодный сезон в 2000–2010-е годы [Сумкина и др., 2024].

На графике солёности выделяется интервал с пониженной солёностью (с 1994 по 2003 год) и с повышенной солёностью (с 2004 по 2018 год). В тёплый сезон 2004 года произошло резкое повышение солёности (более чем на 0,3 ЕПС), что вероятнее всего было вызвано сокращением объёма льда почти до нуля в районе 5 летом 2004 года и связанного с этим уменьшением таяния. В последующие годы среднегодовая солёность ВКС в районе 5 была стабильно выше среднемноголетнего уровня, причем различие между средней солёностью в тёплый и холодный сезоны не превышало 0,1 ЕПС. В остальных пяти районах также выявляются описанные для района 5 закономерности, но наблюдаются различия в амплитуде годовой изменчивости параметров ВКС и временных границах различных режимов. Так, в районе 1 резкое уменьшение солёности произошло на 8 лет позже, чем в районе 5 в 2012 году после достижения абсолютного минимума площади летнего ледяного покрова в СЛО. В районах 2, 3 и 4 изменение солёностного режима по времени совпадает с описанным выше для района 5, т.е. рубежом стал 2004 год, что подтверждает ключевую роль летнего сокращения льда в этих районах в формировании внутригодового режима солёности. В самом южном районе 6 синхронное повышение температуры и солёности ВКС фиксируется с конца 1990-х годов. Учитывая малую ледовитость этого района и доминирующий вклад горизонтальной адвекции в изменение температуры и солёности ВКС, можно предположить, что положительные тренды обоих параметров связаны с возрастанием температуры и солёности поступающих из низких широт АВ, что было зафиксировано в 2000–2010-е годы как в Баренцевом море [Lind et al., 2018], так и в других районах СЛО [Polyakov et al., 2017].

В разделе 4.4 представлен результат моделирования повышения температуры вод БМ. Основной вклад в формирование термического режима БМ

вносят адвективный перенос тепла из соседних акваторий и теплообмен через поверхность. Оценены по данным атмосферного и океанского реанализов относительные вклады этих процессов в изменение средней температуры воды БМ на временном интервале 1993–2018 годы. Рассчитан средний годовой баланс тепла БМ (с учетом затрат тепла на таяние льда), показавший преобладание среднегодового поступления тепла за счет адвекции над теплоотдачей с поверхности моря. В рамках упрощенной боксовой модели БМ получено, что, согласно данным реанализов, избыточное поступление адвективного тепла обеспечило повышение температуры воды БМ с 1993 по 2018 год со средней скоростью $0,28$ °C/год.

В статье [Lind et al., 2018] была выполнена оценка изменений средней температуры в северо-западной части БМ (77 – 79° с.ш., 25 – 45° в.д.) для трех выделенных по вертикали водных масс: поверхностной (0 – 30 м), промежуточной арктической (30 – 120 м) и атлантической (120 – 250 м). Согласно представленным в [Lind et al., 2018: fig. 2-a,b,c] графикам, с 2000 по 2016 год, возрастание температуры вод в поверхностном слое составило 2°C , в промежуточном – 4°C , и в атлантическом – $1,5$ °C. Таким образом, средневзвешенное (с учетом толщины слоев) повышение температуры вод БМ в данном районе составило $2,46$ °C за 16 лет, что соответствует скорости потепления $0,15$ °C/год.

Полученная величина потепления превышает значение из статьи [Lind et al., 2018] почти в 2 раза. Несмотря на это подобное расхождение не является критичным, поскольку, во-первых, тенденции потепления по натурным данным и по данным реанализов совпадают. Во-вторых, результаты, полученные в [Lind et al., 2018], относятся к сравнительно небольшому району в северо-западной части БМ, тогда как наиболее значимые изменения состояния ледяного покрова и связанные с этим изменения температуры вод произошли в северо-восточной части моря [Ivanov and Tuzov, 2021].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении перечислены основные результаты проведенного исследования и сформулированы следующие выводы.

1. В последние сорок лет возросла роль Баренцева моря как энергоактивной зоны, обеспечивающей перекачку тепла из океана в атмосферу. Увеличение теплопотерь с поверхности моря наблюдается в холодный период. В 1979–2003 годах средняя суммарная теплоотдача с поверхности моря в холодный сезон составляла 1900 МДж/м^2 , а в 2004–2019 годах выросла до 2600 МДж/м^2 . В южной, юго-западной и центральной частях моря в теплый период года отмечается уменьшение поступления тепла из атмосферы к поверхности. Выявленные изменения с высокой степенью вероятности объясняются возрастанием разности между приземной температурой воздуха и температурой поверхности моря, обеспечивающим наблюдаемый тренд теплового баланса и его турбулентных составляющих.

2. Внутригодовая изменчивость солености во всех районах контролируется горизонтальной адвекцией соли ($54 \pm 10\%$), которая в течение большей части года обеспечивает осолонение ВКС. Следующим по значимости в районах 1–4 является нарастание/таяние льда ($27 \pm 12\%$), а в районах 5 и 6 осадки/испарение ($23 \pm 2\%$). Вклад поступления соли из глубин в среднем для всех районов составляет $7 \pm 3\%$ и в основном связан с осенне-зимней конвекцией, вовлекающей в ВКС более соленую нижележащую воду. Локальное нарастание льда в холодный сезон вносит значительный вклад в возрастание солености (38%) только в самом северном районе 1. В других районах возрастание солености в результате зимнего ледообразования существенно меньше, чем распреснение, вызванное летним таянием льда.

3. Во всех районах, кроме самого южного района 6, доминирующий вклад в формирование внутригодовой изменчивости температуры ВКС вносит теплообмен с атмосферой ($57 \pm 5\%$). Следующей по значимости является горизонтальная адвекция ($40 \pm 5\%$), которая доминирует в районе 6 (63%). При этом роль адвекции заключается в сглаживании изменений температуры ВКС – нагрева в теплый сезон, и охлаждения – в холодный. Вклад других процессов – теплообмена с нижележащими водными массами и таяния льда – составляет около 2%.

4. Во всех районах для температуры и солености ВКС наблюдаются устойчивые положительные тренды различной интенсивности. Эти тренды связаны

с постепенным сокращением ледяного покрова (прямое действие), что в свою очередь обусловило повышение эффективности положительной обратной связи на сезонном масштабе – так называемой «сезонной памяти». При появлении в холодный сезон сплоченного ледяного покрова температура ВКС опускается до точки замерзания независимо от того, какая температура была достигнута к концу предшествующего теплого сезона. При отсутствии ледяного покрова (или его значительном сокращении), нагрев ВКС к концу теплого сезона может превысить охлаждение в последующий холодный сезон. В результате температура ВКС к моменту окончания холодного сезона может оказаться выше, чем температура годом ранее. Аналогичная ситуация справедлива и для солености в случае, если летнее распреснение сократилось (из-за сокращения ледяного покрова) настолько, что не компенсирует адвективное осолонение в последующий холодный сезон. Для различных районов подобная ситуация стала типичной в разные годы на исследованном временном интервале: для района 1 – после 2012 года, для районов 2 – 5 после 2004 года (для солености) и после 2007 года (для температуры), а для района 6 – с конца 1990-х годов.

5. В рамках упрощенной боксовой модели БМ получено, что, согласно данным реанализов, избыточное поступление адвективного тепла обеспечило повышение температуры воды БМ с 1993 по 2018 год со средней скоростью 0,28 °С/год.

СПИСОК ОПУБЛИКОВАННЫХ РАБОТ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Публикации в рецензируемых научных изданиях, определенных в п. 2.3 Положения о присуждении ученых степеней в Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова:

1. **Сумкина А.А.** Роль физических процессов в формировании весеннего «цветения» фитопланктона в Беринговом море / Кивва К.К., Селиванова Ю.В., Писарева М.Н., Сумкина А.А. // Труды ВНИРО. 2020. Т. 181. С. 206–222. 1,96 п.л. ИФ РИНЦ = 0,64, доля участия 1/4.

2. **Сумкина А.А.** Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами / Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. № 15 (1). С. 82–97. 1,85 п.л. SJR = 0.29, доля участия 1/4.

3. **Sumkina A.A.** Seasonality of heat exchange on the Barents Sea surface / Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V. // *Oceanology*. 2023. Vol. 63. Suppl. 1. P. 65–71. 0,81 п.л. SJR = 0.40, доля участия 2/3.

4. **Сумкина А.А.** Тепловой баланс поверхности Баренцева моря в холодный период года / Сумкина А.А., Иванов В.В., Кивва К.К. // *Вестник Московского университета. Серия 5. География*. 2024. Т. 79. № 3. С.123–134. 1,39 п.л. SJR = 0.26, доля участия 2/3.

5. **Сумкина А.А.** Относительные вклады теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла в повышении температуры вод Баренцева моря в начале 21-го века / Сумкина А.А., Смирнов А.В., Кивва К.К., Иванов В.В. // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2024. Т. 70. № 3. С. 310–322. 1,50 п.л. ИФ РИНЦ = 0,54, доля участия 1/2.