

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

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

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор физико-математических наук
Иванов Владимир Владимирович

Москва – 2024

Содержание

Введение	3
Глава 1. Обзор исследований по тематике работы	12
1.1. Краткая физико-географическая характеристика Баренцева моря.....	12
1.2. Тепловой баланс поверхности моря.....	16
1.3. Циркуляция вод и «атлантификация» Баренцева моря.....	20
1.4. Диагноз и прогноз элементов ледового режима Баренцева моря.....	23
Глава 2. Данные и Методы	28
2.1. Расчет теплового баланса	28
2.2. Расчет адвективных потоков тепла и соли	28
2.3. Определение характеристик ледяного покрова и ледовых фаз.....	30
2.4. Кластерный анализ.....	31
2.5. Определение нижней границы ВКС и его термохалинных параметров ...	33
2.6. Алгоритм расчета относительного вклада влияющих процессов в изменение термохалинных параметров ВКС	33
Глава 3. Пространственно-временная изменчивость ледового режима Баренцева моря и факторов ее определяющих	37
3.1. Сплоченность льда.....	37
3.2. Районирование Баренцева моря по датам полного очищения ото льда....	41
3.3. Адвекция тепла и соли.....	46
3.4. Тепловой баланс поверхности моря.....	52
Глава 4. Изменения параметров ледового режима и верхнего квазиоднородного слоя Баренцева моря в 21 веке	63
4.1. Зависимость дат полного очищения от льда от адвективного переноса тепла.....	63
4.2. Роль полного очищения ото льда в формировании сезонной изменчивости параметров ВКС	70
4.3. Вклады влияющих процессов в изменения термохалинных параметров ВКС	75
4.4. Повышение температуры вод Баренцева моря в начале 21-го века	130
Заключение.....	137
Список литературы.....	140

Введение

Баренцево море – часть Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана, расположено в западной части евразийского шельфа, характеризуется более теплым климатом по сравнению с другими арктическими морями, что обусловлено адвекцией тепла течениями и особенностями теплообмена с атмосферой [Калавиччи, Башмачников, 2019]. В последние десятилетия в Баренцевом море (БМ) наблюдаются значительные климатические изменения [Иванов и др., 2022; Smedsrud et al., 2013]. Согласно прогнозам, к середине XXI века БМ будет круглогодично свободно ото льда [Михайлова, Юровский, 2017]. Сокращение ледового покрова сопровождается повышением температуры промежуточного слоя вод атлантического происхождения, возрастанием амплитуды сезонного хода температуры верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и ослаблением плотностной стратификации. В связи с этим в настоящее время БМ представляет собой регион, интересный для изучения взаимодействия атмосферы, морского льда и океана.

Актуальность темы. С начала 2000-х существенно увеличилась средняя годовая температура воды во всей толще БМ. Со второго десятилетия 21 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, 2018; Ivanov, Repina, 2019]. Значительные изменения вертикальной гидрологической структуры вод невозможны без изменения условий на поверхности моря, которые в свою очередь вызваны значительным сокращением ледяного покрова в начале 2000-х годов и снижением импорта льда из Арктического бассейна. Отмечено возрастание температуры поступающих вод атлантического происхождения (АВ) в Баренцево море через западную границу [Arthun et al., 2012; Ivanov et al., 2020]. На междекадных временных масштабах показана статистическая связь между увеличением адвективного потока тепла в юго-западной части моря и уменьшением площади ледяного покрова в Баренцевом море [Калавиччи, Башмачни-

ков, 2019]. Рассматривалась связь между ледовитостью Баренцева моря в марте и температурой воздуха в январе, феврале, марте и апреле (синхронная корреляция). В настоящее время наблюдается увеличение продолжительности безледного сезона в Баренцевом море [Сумкина и др., 2021]. 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 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. Увеличение продолжительности безледного периода также приводит к уменьшению инверсии температуры воздуха, увеличению испарения и количества осадков, изменению атмосферной циркуляции [Smedsrud et al., 2010]. 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.

Основной целью работы является количественная оценка относительных вкладов процессов на границе «море-атмосфера» и в водной толще в сезонную и межгодовую изменчивость термохалинных параметров ВКС, определяющих внутригодовую и межгодовую динамику ледяного покрова в различных районах Баренцева моря.

Исходными материалами для выполнения работы являются данные спутниковых наблюдений за концентрацией льда ClimateDataRecord (CDR) NOAA/NSIDC за период 1979–2019 гг. [Maer et al., 2018; <https://www.ncei.noaa.gov>], с 1993 по 2018 гг. океанский реанализ GLORYS12V1 [<http://marine.copernicus.eu/>], с 1979 по 2019 гг. атмосферный реанализ ERA-5 [<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>].

В соответствии с указанной целью ставились следующие задачи:

Разработка и отладка программ для обработки данных спутниковых наблюдений о концентрации льда с помощью языка программирования «Python».

Расчеты дат характерных ледовых событий (даты полного очищения ото льда (ДПО) и полного замерзания) в БМ и всей Арктике.

Разработка и отладка программы для расчета и анализа адвективного потока тепла с помощью языка программирования «Python».

Выполнение кластерного анализа методом HDBSCAN для дат полного очищения ото льда.

Расчет даты начала и окончания нагрева поверхности моря, суммарного теплового баланса в зимний период, продолжительность зимнего охлаждения и летнего нагрева.

Разработка и отладка программы для определения нижней границы ВКС и его термохалинных параметров, расчета относительного вклада отдельных процессов в изменение термохалинных параметров ВКС. Выполнение расчетов и анализ результатов.

Исследование взаимосвязи между адвективным потоком тепла и суммарным тепловым балансом в зимний период, а также между адвективным потоком тепла и датой полного очищения ото льда.

Для решения поставленных в работе задач:

Выполнена количественная оценка пространственно-временной изменчивости ДПО, адвективного потока тепла, теплового баланса.

Для районирования БМ по ДПО был применен метод кластерного анализа HDBSCAN [Campello et al., 2013]. Единственным параметром, задаваемым перед запуском алгоритма, является минимальное количество соседних объектов (minPts), необходимое для объединения объектов в кластер.

Анализ выделенных районов с синхронной динамикой ДПО, с помощью кластерного метода HDSCAN, для последующей оценки влияния атмосферы и океана.

Взаимосвязь между ДПО и адвективным потоком тепла, тепловым балансом оценивалась с помощью коэффициента корреляции Спирмена и кросс-корреляции.

Выполнено исследование изменчивости суммарного теплового баланса Баренцева моря за холодный период года. Под холодным периодом подразумевается период выхолаживания поверхности моря (период, когда поток тепла устойчиво направлен в атмосферу). Оценивался вклад двух значимых составляющих теплового баланса (потоков явного и скрытого тепла) в увеличение теплоотдачи на границе море-атмосфера за холодный период.

В диссертационной работе рассматривается межгодовая изменчивость дат наступления теплого и холодного периодов года, продолжительность теплого и холодного периодов.

Рассчитан относительный вклад отдельных процессов в изменение термохалинных параметров ВКС для 6 районов, выделенных на основании дат полного очищения ото льда для холодного и теплого периодов.

Научную новизну работы составляют следующие основные положения, выносимые 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 солёности 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. В Баренцевом море сосредоточены значительные запасы промысловых видов рыб и беспозвоночных. Основу вылова составляют треска, пикша, палтус, мойва, окунь. Запасы водных биологических ресурсов в БМ зависят от изменчивости компонент климатической системы, а именно ледовых и термических условий. На протяжении многих десятков лет треска является основным объектом промысла в БМ [Жичкин, 2013]. Площадь морского льда определяет границу района промысла северо-восточной арктической трески. Коэффициент корреляции между средней ледовитостью моря за февраль-май к северу от 75° с.ш. и выловом на этой же акватории в августе-ноябре того же года равен 0,79 с 1977 по 2010 г. [Жичкин, 2013]. В аномально холодные годы 1977–1979 районы промысла были ограничены замерзающей

частью моря, тогда как в теплый период 2004–2006 гг. данные районы были открыты [Матишов и др., 2011]. Понимание причин и тенденций изменчивости гидрологии моря позволит усовершенствовать модели оценки промысловых запасов, а также адаптировать существующую промышленную инфраструктуру к современным изменениям климата.

Апробация работы. Основные результаты, составившие содержание данной работы, докладывались на научных конференциях «Моря России» (2020), «Комплексные исследования мирового океана» (2020, 2021), «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики» (2020, 2022, 2023), «Океанологические исследования» (2021, 2023), «Морские исследования и образование» (2023).

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

Публикации. По теме диссертации опубликовано 5 статей в отечественных рецензируемых журналах, 3 журнала входят в систему индексирования Scopus, одна статья в RSCI.

Во всех опубликованных работах вклад автора является определяющим. Автор активно участвовал в формулировании научных задач, проведении исследований с использованием океанского и атмосферного реанализов, анализе полученных результатов и их подготовке к публикации. Проведена значительная работа над текстом статей, созданы иллюстративные материалы, а также представление в редакции журналов, переписка с редакторами и рецензентами (Сумкина и др., 2022; Сумкина и др., 2023; Sumkina et al., 2023; Сумкина и др.,

2024). Автором был проведен расчет дат полного очищения ото льда для Берингова моря по такой же методике, которая используется в данной диссертационной работе (Кивва и др. 2020).

В статье «Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами» (Сумкина и др., 2022) автором описаны необходимые условия обработки массива данных концентрации льда для расчета и проанализирована пространственно-временная изменчивость ДПО, взаимосвязь с адвективным потоком тепла. Непосредственно разработан код программ на языке программирования Python. В Главе 2 приведено описание кластерного анализа HDBSCAN. В Главах 3, 4 подробно проиллюстрирован результат кластеризации данных ДПО методом HDBSCAN. Рассмотрена связь ДПО с суммарным адвективным потоком тепла атлантических вод из Норвежского моря через разрез между м. Нордкап и о. Медвежий. Материалы изложены в Главе 4.

В статье «Сезонность теплообмена на поверхности Баренцева моря» (Sumkina et al., 2024) автором рассматривается межгодовая изменчивость дат наступления теплого и холодного периодов года, продолжительность теплого и холодного периодов. Выявлен сдвиг даты начала нагрева в южной и юго-западной части на более поздние сроки (4–5 дней за 10 лет), и наоборот, сдвиг на более ранние сроки в северной и северо-восточной части моря (4–5 дней за 10 лет). Для дат окончания нагрева наблюдается обратная ситуация, чем для дат начала нагрева. В Главе 3 подробно приведены результаты исследования. В Главе 5 результаты используются для определения холодного и теплого периода ВКС.

В статье «Тепловой баланс поверхности Баренцева моря в холодный период года» (Сумкина и др., 2024) автор приводит результаты изменчивости суммарного теплового баланса (ТБ) Баренцева моря за холодный период года. Под холодным периодом подразумевается период выхолаживания поверхности моря (период, когда поток тепла устойчиво направлен в атмосферу). Оценивается вклад двух значимых составляющих теплового баланса (потоков явного и

скрытого тепла) в наблюдающееся увеличение теплоотдачи на границе море-атмосфера за холодный период. В Главе 4 диссертации используются результаты, опубликованные в статье.

В статье «Относительные вклады теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла в повышение температуры вод Баренцева моря в начале 21-го века» (Сумкина и др., 2024) используется упрощенную боксовую модель БМ и оценивается повышение температуры воды БМ. В Главе 4 диссертации приведены результаты.

В статье «Роль физических процессов в формировании весеннего «цветения» фитопланктона в Беринговом море» (Кивва и др., 2020) проведен расчет ДПО для акватории Берингова моря. Аналогичный расчет определения ДПО с использованием порогового значения концентрации льда 15 % применяется в диссертационной работе для Баренцева моря. В диссертационной работе описан метод расчета ДПО в Главе 2.

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.

Глава 1 посвящена обзору исследований по теме работы. В ней рассматриваются современные изменения климатических условий и физико-географические характеристики Баренцева моря. Также приведено описание актуальных исследований в области эволюции морского льда и теплообмена на границе море-атмосфера, а также обсуждается механизм «атлантификации» в Баренцевом море.

В Главе 2 подробно представлен алгоритм расчета даты полного освобождения ото льда, адвекции тепла, кластерный анализ методом HDBSCAN. Также описаны данные, на основе которых проводились исследования.

В Главе 3 описана пространственно-временная изменчивость адвекции тепла, концентрации льда, теплового баланса, даты полного очищения ото льда. Анализ пространственно-временной изменчивости ДПО с использованием метода кластерного анализа HDBSCAN позволил выделить районы (кластеры) с

синхронной динамикой ДПО.

Глава 4 посвящена исследованию взаимосвязи ДПО с адвективным потоком тепла. Заметное влияние на ДПО адвективного потока тепла через западную границу Баренцева моря выявлено для районов в центральной и восточной частях моря. Описаны вклады основных физических процессов, влияющих на изменения термохалинных параметров ВКС. Рассмотрены относительные вклады теплообмена на границе моря и атмосферы и адвективного переноса тепла в повышение температуры вод.

В заключении кратко обобщены основные результаты работы.

Благодарности. Автор выражает искреннюю благодарность научному руководителю доктору физико-математических наук, Иванову Владимиру Владимировичу, за неоценимую помощь при работе над диссертацией. Также выражается признательность сотрудникам кафедры океанологии Географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и Отдела динамики климата и водных экосистем ФГБНУ «Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии». 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.

Глава 1. Обзор исследований по тематике работы

1.1. Краткая физико-географическая характеристика Баренцева моря

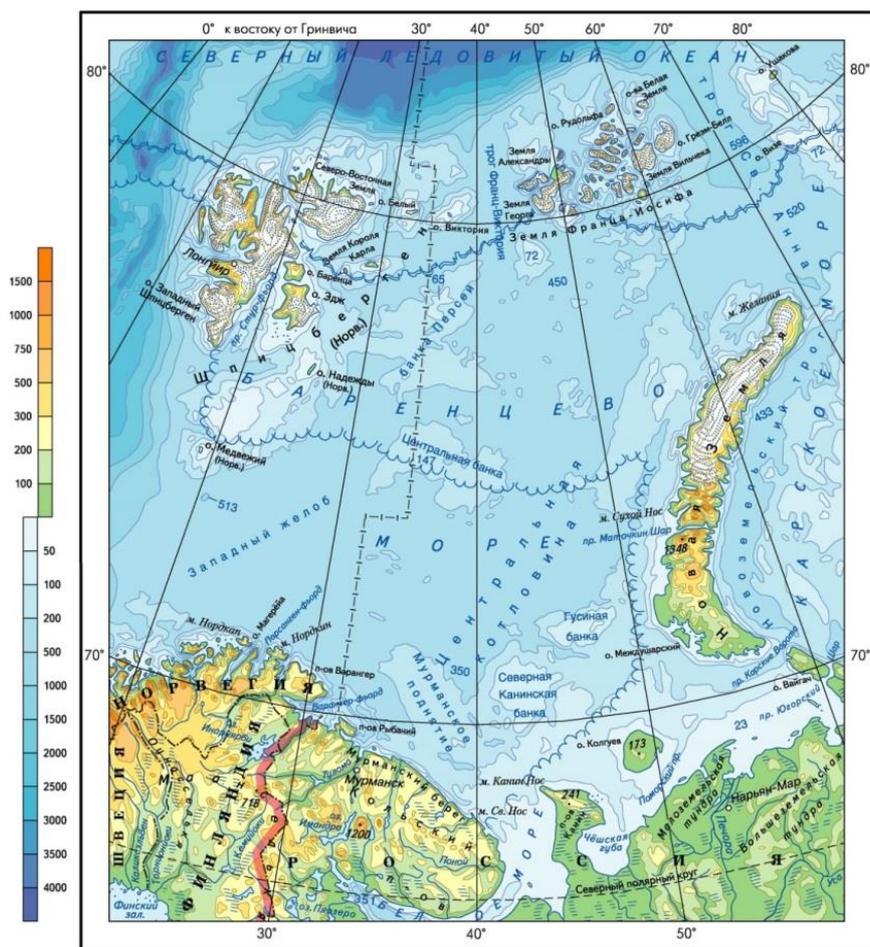
Баренцево море (БМ) расположено на Северо-Европейском шельфе и входит в число морей Северо-Европейского бассейна (СЕБ) (рис. 1.1). Это одно из самых больших морей России. Его площадь 1 млн 424 тыс. км², объем – 316 тыс. км³, средняя глубина – 186 м, а максимальная глубина – 600 м [Добровольский, Залогин, 1982]. На западе море свободно сообщается с Норвежским морем через широкий пролив между м. Нордкап и о. Медвежий. Южная граница проходит вдоль линии м. Святой Нос – м. Канин Нос, отделяющей его от Белого моря. На востоке границей моря являются западные побережья островов Вайгач и Новая Земля и далее линия м. Желания – м. Кользат. На севере граница моря проходит по северной окраине Земли Франца-Иосифа и далее от м. Мэри Хармсуорт (о. Земля Александры) через острова Виктория и Белый к м. Ли-Смит, расположенном на о. Северо-Восточная Земля (архипелаг Шпицберген). В Баренцевом море много островов, самые крупные из которых – архипелаги Шпицберген, Земля Франца Иосифа и Новая Земля. Сложная и расчлененная береговая линия включает многочисленные мысы, фьорды, заливы и бухты. Рельеф дна неоднороден. Выделяется большое количество поднятий и банок, разделенных сравнительно глубокими впадинами и ложбинами. К наиболее значимым для гидрологического режима относятся: Центральная возвышенность и возвышенность Персея в центральной части моря, глубоководные желоба: Франц-Виктория между Землей Франца-Иосифа и о. Виктория, и Медвежинский между о. Медвежий и м. Нордкап.

Климатические особенности моря формируются его пограничным положением между зонами влияния воздушных масс Северной Атлантики и Арктического бассейна. В целом климат может быть охарактеризован как морской полярный. Однако большая протяженность моря приводит к заметным климатическим различиям, которые наиболее ярко выражены между юго-западной и северо-восточной частями моря. В северной части моря преобладает арктиче-

ский воздух, а в южной – воздушные массы умеренных широт. Это приводит к формированию квазистационарного атмосферного арктического фронта, в среднем направленного от м. Желания к о. Медвежий. Зимой углубление исландской депрессии обостряет фронт, что усиливает циклоническую активность над центральной частью моря. В результате зимой, как правило, наблюдается изменчивая погода с сильными ветрами, большими колебаниями температуры, интенсивными снежными «зарядами». Чередование затоков теплого атлантического воздуха и холодных арктических масс приводит к резким похолоданиям или оттепелям. Летом с формированием устойчивого антициклона устанавливается прохладная пасмурная погода со слабыми ветрами северо-восточной четверти. Максимальная летняя температура воздуха в центральной части моря составляет 8...9 °С, на севере 4...6 °С. Таким образом, основные черты климатических условий над морем могут быть охарактеризованы как мягкая зима, прохладное лето.

Материковый сток сравнительно невелик (163 км³/год) по сравнению с другими арктическими морями. Максимум стока приходится на период весеннего половодья и существенно влияет на гидрологические условия только в районе так называемого Печорского моря – юго-восточной части 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.



Масштаб 1:12 500 000

Рисунок 1.1 – Батиметрическая карта Баренцева моря. Средняя граница кромки льда в 20-м веке летом (жирная сплошная линия), и зимой (сплошная линия) моря [Атлас океанов. Северный Ледовитый океан, 1980].

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].

Большие пространства открытой воды и сильные ветры способствуют развитию ветрового волнения. При устойчивых западных и юго-западных ветрах со скоростью 20–25 м/с максимальная высота волн в центральных районах моря может достигать 10–11 м [Добровольский, Залогин, 1982]. В прибрежных районах развитие интенсивного волнения в большей степени связано с ветрами северо-западной четверти. При штормовых ветрах волны достигают высоты 7–8 м. Наибольшая повторяемость штормов – в осенне-зимний сезон, летом, высота волн в среднем составляет 3–4 м [Мысленков и др., 2015].

Приливы в море связаны в первую очередь с приливной волной из Норвежского моря, носят правильный полусуточный характер с максимальной высотой подъема уровня – 3 м на Мурманском побережье. К северу и северо-востоку высота прилива уменьшается до 0.5–1.5 м. Максимальные скорости приливных течений (около 1,5 м/с) наблюдаются у Мурманского побережья. У Кольского побережья сильные и продолжительные ветра способны вызывать стонно-нагонные колебания уровня с высотой до 3 м.

Одним из ключевых факторов, определяющих гидрологический режим БМ, является образование и таяние льда [Бойцов, 1995]. Баренцево море относится к числу ледовитых морей, но в отличие от других арктических морей оно никогда не покрывается льдом полностью [Polyakov et al., 2017]. Наличие льда влияет на взаимодействие между водной поверхностью и атмосферой, что сказывается на тепловом балансе моря, а именно уменьшает интенсивность теплообмена между океаном и атмосферой. Средняя граница распространения льда в БМ проходит к северу от полярного фронта [Arthun et al., 2016]. Юго-западная часть моря всегда свободна ото льда благодаря теплу атлантических вод. Ледообразование в море начинается в сентябре с северных районов, постепенно распространяясь до юго-восточной части моря к концу ноября. Припай в море развит слабо и преобладают дрейфующие льды толщиной менее 1 м. Исключение составляет Печорское море. Здесь припай может простираться на десятки километров. В море преобладают дрейфующие льды, толщина которых не пре-

вышает 90–120 см. Только в некоторых районах моря: проливе Карские Ворота, створе Земля Франца Иосифа – м. Желания, на северной границе моря могут встречаться более толстые льды. Их появление связано главным образом с адвекцией льда из Карского моря и ледообменом с Арктическим бассейном. Однако поступление льда из Карского моря в целом незначительно. Ледообмен моря с Арктическим бассейном носит циклический характер. В среднем в зимний период происходит вынос льда в Арктический бассейн (по расчетным оценкам около 40 тыс. км² за октябрь-март). В летний период, наоборот, обычно наблюдается поступление льдов из Арктического бассейна (около 35 тыс км² за апрель – сентябрь) [Гудкович и др., 1972]. В районах, прилегающих к архипелагам Новая Земля, Земля Франца-Иосифа и Шпицберген встречаются небольшие айсберги (длина 600 м и высота 25 м), образующиеся из фрагментов ледников. Весной лед быстро тает. Иногда уменьшение ледовитости наблюдается даже с конца апреля. До конца лета все море освобождается ото льда, за исключением самой северной части и районов, прилегающих к северным островам.

С 1953 по 2016 гг. в БМ площадь морского льда (ПМЛ) в марте сократилась на 60 % [Stammerjohn et al., 2012]. В 1950–70 годах не отмечалось полного освобождения акватории моря ото льда в летний период, а в период с 1980-х годов до настоящего времени в некоторые годы наблюдаются нулевые значения ПМЛ. При этом разброс межгодовой изменчивости ПМЛ в годы минимума и максимума достигал 700 тыс. км². Летом эти значения гораздо ниже, что связано с практически полным отсутствием морских льдов. С 1980-х годов всё чаще наблюдаются периоды с полностью свободным ото льда морем, а с 2005 г. режим полностью свободного ото льда моря стал практически постоянным.

1.2. Тепловой баланс поверхности моря

Теплообмен через морскую поверхность является основным локальным процессом, определяющим параметры верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) и контролирующим дату ледообразования и таяния льда в морях с сезонным

ледяным покровом. По определению, тепловой баланс (ТБ) поверхности моря показывает, какое количество тепла было отдано или получено морем в результате взаимодействия с атмосферой [Терзиев, Гирдюка, 1990; Тепловой баланс..., 1956] (см. рис. 1.2).

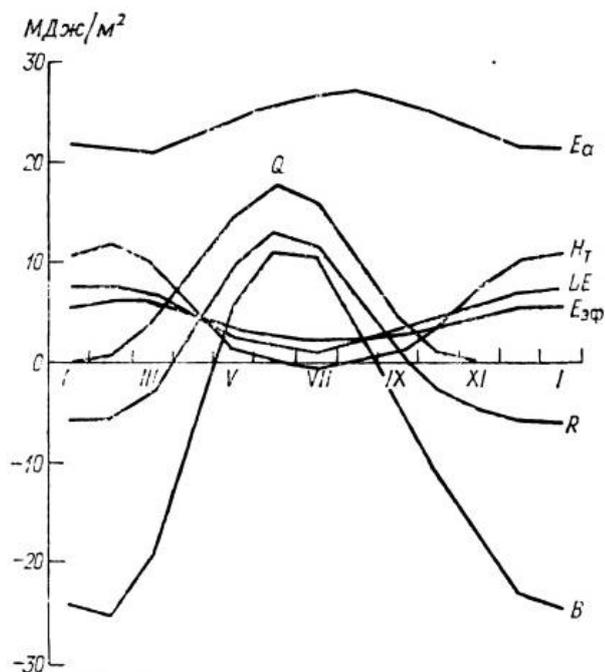


Рисунок 1.2. – Годовой ход суточных составляющих теплового баланса поверхности южной части Баренцева моря. Q – суммарная солнечная радиация, B – результирующий поток тепла на поверхности моря, E_a – тепловое излучение атмосферы, E_{эф} – эффективное излучение поверхности моря, R – радиационный баланс, H_T – турбулентный поток тепла, LE – затраты тепла на испарение [Тепловой..., 1956].

От суммарной теплоотдачи с поверхности моря в атмосферу в холодный период года зависит глубина проникновения конвекции, которая определяет особенности структуры вод и мощность верхнего квазиоднородного слоя (ВКС). ТБ определяет условия зимней конвекции, в том числе сроки её начала и окончания. В статье [Сумкина и др., 2022] было показано, что на севере, северо-востоке и востоке БМ наблюдается статистически значимый отрицательный линейный тренд суммарного теплового баланса (ТБ) поверхности моря за хо-

лодный период года порядка $-1000 \text{ (Дж/м}^2\text{)}/40$ лет. Это означает, что в этих районах в последние годы поверхность моря теряет гораздо больше тепла во время холодного периода, чем в предшествующие годы. В период охлаждения в арктических морях наблюдаются относительно малые значения радиационного баланса, особенно, когда коротковолновая радиация отсутствует. Таким образом, турбулентный обмен между поверхностью и атмосферой играет ведущую роль в ТБ поверхности моря в более продолжительный зимний сезон. В БМ в среднем за год более 60 % теплоотдачи в атмосферу обеспечивается потоками явного и скрытого тепла [Сизов и др., 2019].

Прямых наблюдений за радиационным и турбулентным теплообменом на границе море-атмосфера для БМ немного. Инструментальные наблюдения выполняются эпизодически во время экспедиций, а регулярные измерения проводятся только в прибрежных зонах на нескольких метеостанциях [Суркова, Романенко, 2021]. Один из немногочисленных примеров прямых наблюдений за потоками тепла в БМ в арктических морях в недавние годы – исследование атмосферных процессов над акваториями морей российской Арктики в рамках международного проекта NABOS (Nansen and Amundsen Basin Observation System), описанное в работе [Варенцов и др., 2016]. Использовались данные составляющих радиационного баланса, потоков тепла, влаги и импульса из экспедиций НЭС «Академик Федоров» (2013 год) и НЭС «Академик Трешников» (2015 год). Результаты показали, что турбулентные потоки тепла были значительно выше в 2015 году, чем в 2013 году. Приповерхностный слой воды в 2015 году был в среднем на $1 \text{ }^\circ\text{C}$ теплее, чем в 2013 году, что авторы объяснили большей продолжительностью безледного периода, благодаря чему в верхнем слое оказалось аккумулировано больше тепла. Таким образом, в БМ наблюдается значительная межгодовая изменчивость составляющих турбулентного теплообмена на границе море-атмосфера.

Поскольку количественно оценить величины потоков явного и скрытого тепла по данным прямых измерений в БМ затруднительно, ценным источником

информации об изменчивости составляющих ТБ служат реанализы, в которых эти параметры оцениваются с использованием методов ассимиляции данных наблюдений (включая спутниковые) и численного моделирования. Например, в исследовании [Суркова, Романенко, 2021] выявлено, что в целом за год над всей акваторией Баренцева моря поток явного тепла направлен в атмосферу, достигает максимума у берегов Скандинавского и Кольского полуостровов, а также у берегов о. Южный архипелага Новая Земля. Это связано с тем, что через данные акватории проходит продолжение Северо-Атлантического течения (центральная ветвь Нордкапского течения и Мурманское течение), и различия между температурой поверхности океана и приводного слоя атмосферы наибольшие. Наименьший поток явного тепла наблюдается над северными, покрытыми льдом районами моря. Среднегодовой поток скрытого тепла наибольший над южной, юго-западной и юго-восточной частями моря, там, где проходит южная ветвь Нордкапского течения [Атлас геологических и гидрометеорологических условий ..., 2020,], и где большую часть года ледяной покров отсутствует [Суркова, Романенко, 2021]. В южной части моря поток скрытого тепла достигает 40 Вт/м^2 за счет испарения и таяния льдов, приносимых из Карского моря через пролив Карские ворота. Над самым севером Баренцева моря, в особенности в районе архипелага Земля Франца-Иосифа, поток скрытого тепла имеет низкие значения, близкие к нулю (до 10 Вт/м^2), так как там даже в летний (теплый) период года температура воздуха отрицательная, а испарение с поверхности моря – незначительно [Суркова, Романенко, 2021]. Показано, что на свободной ото льда акватории интегральный турбулентный теплообмен ($P + LE$) ответственен за 60–80 % зимнего выхолаживания поверхности, но в районах, покрытых льдом, его роль составляет 30–50 %. Наблюдается статистически значимое увеличение интегральной теплоотдачи в северной и восточной частях моря, происходящее, главным образом, за счёт изменения P и LE . Изменения суммарных величин P и LE за зимний сезон, вероятно, связаны с изменениями ледовых условий [Суркова, Романенко, 2021].

1.3. Циркуляция вод и «атлантификация» Баренцева моря

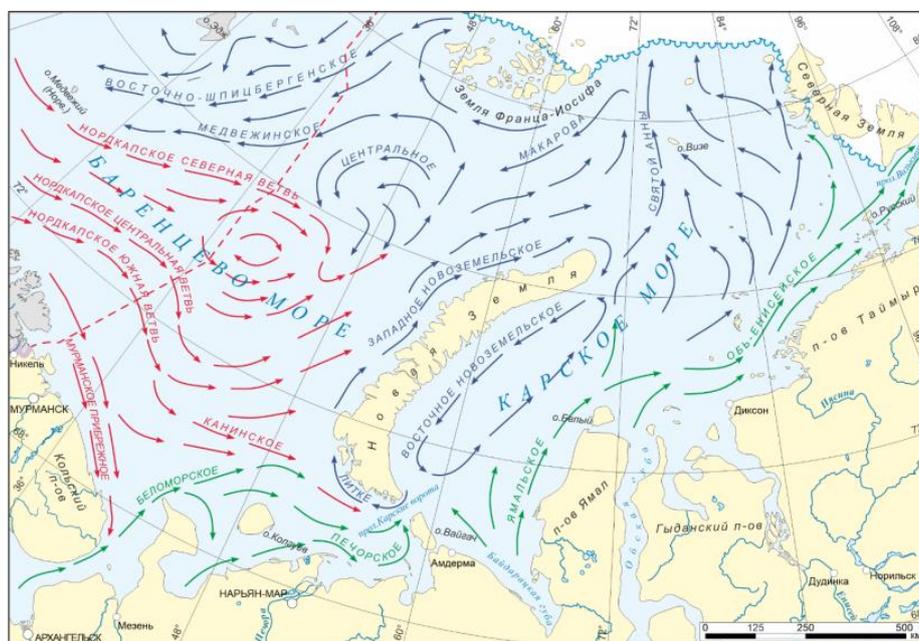
С учетом отмеченной выше открытости БМ для поступления вод через западную границу моря, одним из ключевых факторов, определяющим гидрологический режим, является поступление теплых и соленых атлантических вод из Норвежского моря с Нордкапским течением (20–25 см/с). Несмотря на то, что значительная часть этого мощного потока сравнительно быстро покидает море, рециркулируя вдоль склона Медвежинского желоба, почти 90 % приносимого ими тепла повышают суммарный тепловой баланс БМ и препятствуют ледообразованию в зимний сезон, что подтверждается меридиональной закономерностью распределения поверхностной температуры вод: понижение от 4–5 °С в юго-западной части летом (зимой) до температуры замерзания – на северо-востоке моря. Атлантические воды (АВ) распространяются в море тремя ветвями (рис. 1.3). Южная ветвь – Мурманское прибрежное течение движется вдоль побережья Кольского полуострова со скоростью 25–30 см/с, частично проникает в горло Белого моря, а затем продолжается на восток как уже достаточно холодное и распресненное (вследствие малых глубин и перемешивания) Канинское течение в направлении Карских ворот. Южная и Центральная ветви Нордкапского течения (10–15 см/с) переносят АВ в генеральном направлении на восток. На траекторию этого течения оказывает существенное влияние донная топография. В районе 40 °в.д. (см. рис. 1.3) течение отклоняется к югу, огибая Центральную возвышенность, после чего поворачивает к северу, переходя в Западное Новоземельское течение [Ivanov, Tuzov, 2021], образующее восточную периферию глобального циклонического круговорота в Баренцевом море. Двигаясь вдоль западного шельфа Новой Земли атлантические воды теряют большую часть оставшегося тепла, перемешиваясь с холодными водами течения Литке (из Карского моря) и уплотненными водами, активно формирующимися в районе Западно-Новоземельской полыньи в зимний сезон [Ivanov, Shapiro, 2005]. В результате в северо-восточной части БМ воды Западного Новоземельского течения практически теряют свою «атлантическую идентичность» (положительную температуру). Северная ветвь Нордкапского течения огибает Цен-

тральную возвышенность с севера и быстро охлаждается и распресняется в результате теплопотерь в атмосферу в зимний сезон и горизонтального перемешивания через Полярный фронт с холодными, распресненными водами, поступающими в БМ из Арктического бассейна. Положение фронта является квазистационарным, однако оно может испытывать короткопериодные колебания, с амплитудой 50–100 миль и сезонные смещения в направлении север-юг (150–200 миль), вызванные зимним охлаждением и ледообразованием [Атаджанова и др., 2018].

В северной части моря через глубоководный желоб Франц-Виктория втекают глубинные атлантические воды с положительной температурой, поступающие в Арктический бассейн из Гренландского моря через пролив Фрама [Ivanov et al., 2020]. Ареал их распространения в море определяется интенсивностью поступления атлантической воды через пролив Фрама и в меньшей степени атмосферной циркуляцией. Возвышенность Персея и мелководные банки, с глубинами до 100 м, расположенные примерно вдоль 77–78 °с.ш. препятствуют распространению глубинных атлантических вод в южную часть БМ. В результате, большая часть потока уходит на запад вдоль оси желоба Ольги и далее через желоб Квитойя между о. Белый и архипелагом Шпицберген, и возвращается в Арктический бассейн. При аномально интенсивном поступлении глубинных атлантических вод, они, вдоль понижений рельефа дна, частично проникают в восточную часть Карского моря к югу от острова Сальм. Водообмен с Норвежским морем осуществляется также к северу от о. Медвежий, где из Баренцева моря выносятся холодные воды течения о. Медвежий.

Постепенное повышение температуры и солёности в БМ отмечается с середины 2000-х гг. 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 солёности ВКС [Lind et al., 2018]. На большей части акватории теплые и солёные атлантические воды расположены в подповерхностном слое,

кроме юго-западной части БМ, где верхняя граница АВ может достигать поверхности моря. Когда осенне-зимняя конвекция достигает слоя АВ, то поднимает ее к поверхности и тогда теплая и соленая вода препятствует ледообразованию.



→ Холодные течения → Теплые течения → Распределенные воды

Рисунок 1.3 – Генеральная схема поверхностных течений в Баренцевом и Карском морях [Атлас геологических и гидрометеорологических условий ..., 2020].

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, 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 верхнего перемешанного слоя, 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 воздей-

ствия поступающих в БМ атлантических вод на ВКС и ледяной покров определен, как «атлантификация» [Иванов, Аксенов, 2013; Polyakov et al., 2017].

1.4. Диагноз и прогноз элементов ледового режима Баренцева моря

В исследовании [Матвеева и др., 2020] применялся автокорреляционный анализ для площади морского льда (ПМЛ). Для морского льда коэффициент автокорреляции, как правило, становится незначимым уже на сдвигах в два и более месяца [Stroeve et al., 2014]. Самое медленное уменьшение коэффициента автокорреляции отмечается для Баренцева моря, где значимая связь между ПМЛ прослеживается до сдвига в четыре месяца [Матвеева и др., 2020]. Это может быть связано, с влиянием притока атлантической воды на изменчивость ПМЛ в течение нескольких последовательных месяцев. Непосредственно на побережье Баренцева моря в марте статистически значимой связи аномалий приземной температуры и льда не отмечается, за исключением Кольского п-ова [Stammerjohn et al., 2012]. Рассматривались между связи ПМЛ в Баренцевом море в марте и температурой в январе, феврале, марте (синхронная корреляция) и апреле. Установлено, что наибольшие области значимых корреляций отмечаются между температурой в январе и площадью льда в марте. Обнаруживается и быстрое убывание абсолютного значения коэффициента корреляции в случае связи хода температуры в апреле с ПМЛ в марте. Запаздывание изменений ПМЛ относительно температуры воздуха указывает на роль океанического притока тепла в формировании аномалий ПМЛ [Матвеева и др., 2020]. Аномалии притока формируются аномалиями атмосферной циркуляции и с задержкой в несколько месяцев влияют на ПМЛ.

[Cherenkova et al., 2020] в исследовании рассматривала возможность использования температуры приземного воздуха (ТПВ) в Северном полушарии в качестве потенциального предиктора зимней концентрации морского льда в Баренцевом море. С помощью метода сингулярной декомпозиции (СД) определены области наиболее значимой корреляции между концентрацией льда (КЛ) в январе-марте и ТПВ в осенние, зимние и весенние месяцы в период 1979–2019

гг. Выявлено, что КЛ за январь–март в северной части Баренцева моря сильно коррелирует с ТПВ за ноябрь–январь в Скандинавии и над Баренцевым морем (коэффициент корреляции $-0,8$). Взаимосвязь между КЛ и ТПВ в ключевых областях позволила получить оценки КЛ в северной части Баренцева моря в 21 веке. В качестве основы был взят ансамбль из 30 GCM CMIP5 с использованием данных ТПВ моделей. Было обнаружено, что сценарий RCP 4.5 приводит к сильному сокращению морского льда в северной части Баренцева моря к 2041–2050 гг. При этом полного исчезновения морского льда до конца века не ожидается. По агрессивному сценарию RCP 8.5 к середине 21 века ожидается практически свободный лед в Баренцевом море [Cherenkova et al., 2020].

[Михайлова и др., 2017] анализировали среднемесячные значения КЛ, среднемесячные значения приземной температуры воздуха, атмосферного давления на уровне моря, зональной и меридиональной составляющих скорости ветра, турбулентных потоков явного и скрытого тепла. Поскольку наиболее значительные изменения наблюдаются в зимний период, цель работы состояла в исследовании межгодовой изменчивости площади ледяного покрова Баренцева моря зимой (декабрь–февраль), а также факторов, ее обуславливающих. По результатам анализа главных компонент полей концентрации морского льда в Баренцевом море было выделено три моды межгодовой изменчивости. Показано, что первая мода описывает 65,4 % суммарной дисперсии концентрации морского льда и характеризует многолетний тренд, вторая мода (10,8%) связана с вариациями притока тепла с течениями под действием атмосферной циркуляции, третья мода (7,8%) вызвана изменчивостью суммарного турбулентного потока тепла из океана в атмосферу в области границы кромки льда на севере Баренцева моря [Михайлова и др., 2017]. В среднем сплоченность льда здесь уменьшается на 21 % за 10 лет.

С конца 1978 года пассивные микроволновые датчики, установленные на спутниках, позволяют получать данные концентрации морского льда. Данные помогают исследовать изменение климата в полярных регионах. Площадь морского льда и протяженность морского льда долгое время считались ключевыми

климатическими индикаторами и были включены в многочисленные национальные и международные отчеты об оценке климата [Onarheim et al., 2017]. Однако эти два параметра предоставляют лишь ограниченную информацию о характере морского льда; кроме того, они не полностью отображают будущее состояния морского льда, как сезонного, так и межгодового. Набор взаимосвязанных индикаторов морского льда, выходящих за рамки протяженности и площади, был получен для описания сезонной эволюции морского ледяного покрова Арктики от весны до осени. Эти индикаторы разработаны на основе методов, описанных в работах [Bliss et al., 2019; Peng et al., 2018], с использованием долгосрочных спутниковых климатических данных. Предлагаются показатели, перечисленные в Таблице 1.1, позволяющие исследовать изменчивость морского льда.

Таблица 1.1 – Аббревиатура, определение и описание дат.

Аббревиатура	Определение и описание дат
ДО	Дата открытия, последняя концентрация льда (КЛ) равная 80% перед первым летним минимумом.
ДПО	Дата полного очищения, последняя КЛ равная 15% перед первым летним минимумом.
ДПП	Дата первого повышения, первый день, когда КЛ увеличивается более чем на 15% после последнего летнего минимума
ДПЗ	Дата первого закрытия, первый день, когда КЛ превышает 80% после последнего летнего минимума.

Одной из важных характеристик для анализа межгодовой изменчивости КЛ является ДПО. Информация о времени начала таяния и образования льда в

Арктике, может быть полезной для множества заинтересованных сторон. Разработчики моделей морского льда могут использовать информацию об изменении ледяного покрова в течение лета, чтобы улучшить сезонные прогнозы морского льда. Продолжительность сезона открытой воды (исходя из дат очищения / образования) важна для деятельности человека. Долгосрочные средние значения и изменчивость этих дат как индикаторов климата полезны для планирования хозяйственной деятельности и мониторинга климата. В исследовании [Peng et al., 2018] описываются основные характеристики изменчивости климатических индикаторов морского льда в Арктике, полученные на основе спутниковых климатических данных с марта 1979 года по февраль 2017 года в сезоны таяния и образования морского льда. [Peng et al., 2018] для определения ДПО по акватории всей Арктики, использовал пороговое значение, концентрации льда 15%. [Bliss et al., 2019] определяет ДПО, как последний день с концентрацией льда 15 % перед летним минимумом. Результаты [Peng et al., 2018] показывают, что в арктическом регионе начало таяния льда становится более ранними со скоростью более 5 дней в десятилетие, в то время как даты образования льда становятся более поздними.

Согласно исследованию [Parkinson, 2014] в период с 1979 по 2013 год на большей части арктического региона ледовый сезон сокращался в среднем не менее чем на 5 дней в десятилетие, а на небольшой территории в северо-восточной части Баренцева моря скорость сокращения достигла более 16 дней в десятилетие.

В исследовании [Stroeve et al., 2016] используется ДПО для прогнозирования ледообразования. На большей части арктического региона продолжительность ледового периода в морях сокращается в среднем не менее чем на 5 дней / десятилетие, а в северо-восточной части Баренцева моря скорость сокращения достигала более 16 дней/десятилетие. Наибольший отрицательный тренд ДПО среди арктических морей отмечается в БМ и составляет в среднем $-5,6$ дней/ декаду, уровень значимости 99 %. Усредненные тренды ДПО для всей акватории БМ в период с 1979/80 по 2010/11 гг. составляют $-1,8 \pm 0,5$ дней

/ год. Также наблюдается смещение дат начала ледообразования на 5 дней за десятилетие. Согласно [Stroeve et al., 2016], время сезонного максимума температуры поверхности океана (ТПО) зависит от ДПО. В выше перечисленных исследованиях проводился подробный анализ трендов и сдвигов ДПО для всей Арктики. В диссертационной работе проводится анализ ДПО непосредственно для акватории Баренцева моря.

Глава 2. Данные и Методы

2.1. Расчет теплового баланса

Для расчета теплового баланса (ТБ) поверхности моря использовались данные о потоках коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла из атмосферного реанализа Европейского центра по среднесрочному прогнозированию погоды ERA5 (Европейский реанализ, версия 5) с 1979 по 2019 гг., с горизонтальным разрешением $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ по широте и долготе и шагом по времени 1 час [Hersbach et al., 2020]. Составляющие теплового баланса в ERA-5 рассчитываются по аэродинамическим балк-формулам [Hersbach et al., 2020]. Дополнительно для анализа из ERA5 выбирались данные приземной температуры воздуха на высоте 2 м над уровнем моря, температуры поверхности моря (ТПМ) и скорости ветра.

ТБ поверхности моря рассчитывался как сумма потоков коротковолновой и длинноволновой радиации, явного и скрытого тепла, которые осреднялись посуточно. Дата перехода ТБ через ноль для каждого года выбиралась, как момент времени, после которого продолжительность периода с положительным/отрицательным тепловым балансом была наибольшей. Эти даты принимались за границы теплого и холодного периодов года и в последующих разделах обозначены, как дата начала нагрева (ДНН), и дата начала охлаждения (ДНО). Отдельно рассчитывались средний годовой ТБ, ТБ и потоки явного и скрытого тепла за теплый и холодный периоды каждого года ($\sum P$ и $\sum LE$).

2.2. Расчет адвективных потоков тепла и соли

Для задач данного исследования был использован океанский реанализ GLORYS12V1 [<http://marine.copernicus.eu>], основанный на актуальной версии прогностической системы CMEMS и хорошо зарекомендовавший себя для воспроизведения термохалинной структуры и циркуляции СЕБ и прилегающей части Арктического бассейна СЛО. GLORYS12V1 является продуктом постоянно обновляемой системы ассимиляции данных с 1993 г. по настоящее время с мо-

дельной составляющей NEMO, горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ и 50 уровнями по вертикали (22 из которых - в верхнем 100-метровом слое). С моделью океана сопряжена модель динамики и термодинамики морского льда LIM3. Граничные условия на поверхности задаются из атмосферного реанализа ERA-5. Наблюдения ассимилируются с помощью фильтра Калмана. В данной работе для расчета адвективных потоков тепла и соли на границах БМ были использованы данные из массива GLORYS12V1 по температуре воды, солёности и течениям с временной дискретностью 1 сутки на разрезах, пересекающих проливы, соединяющие Баренцево море с соседними водными акваториями.

Суммарный перенос тепла (D_H) и соли (D_S) в фиксированной точке представляет интегральный перенос соответствующей характеристики в заданном диапазоне глубин через единичный сегмент, соответствующий узлу разреза. Интегралы F_H и F_S по всей длине разреза определяют суммарные переносы характеристик через весь разрез в направлении, перпендикулярном оси разреза. Пространственное положение большинства разрезов не совпадало с направлением осей координат, что привело к необходимости пересчета скоростей течения. Для этого использовалась формула:

$$V_n = v \times \cos(\alpha) + u \times \cos(\beta), \quad (2.1.1)$$

где V_n – скорость течения, нормальная к оси разреза, β – угол наклона оси разреза относительно направления на восток, $\alpha = 90 - \beta$. В случае, когда ось разреза совпадала с направлением осей координат, использовались соответствующие компоненты скоростей течений.

Произведение аномалии температуры ($T(z) - T_{ref}$) и скорости течения пропорционально потоку тепла (D_H , Вт/м), которое выражается формулой:

$$D_H = \int_{z_l}^{z_{up}} \rho c_p V_n(z) (T(z) - T_{ref}) dz \approx \sum_j 0,5 \rho c_p [V_n(T_j - T_{ref}) + V_n(T_{j+1} - T_{ref})] (z_{j+1} - z_j) \quad z_l \leq z_j \leq z_{up} \quad (2.2.2)$$

Произведение аномалии солёности ($S(z) - S_{ref}$) и скорости течения пропорционально потоку соли (D_S , кг/м/с):

$$D_S = \int_{z_l}^{z_{up}} \rho V n(z) (S(z) - S_{ref}) dz$$

$$\approx \sum_j 0,5 \rho [V n_j (S_j - S_{ref}) + V n_{j+1} (S_{j+1} - S_{ref})] (z_{j+1} - z_j)$$

$$z_l \leq z_j \leq z_{up} \quad (2.2.3)$$

В формулах (2.2) и (2.3) z_l и z_{up} – нижний и верхний пределы интегрирования, c_p – удельная теплоемкость морской воды при постоянном давлении ($c_p = 3989$ Дж/Кг/К), а ρ средняя плотность морской воды ($\rho = 1027$ Кг/м³), $V n_j$ – скорость течения на уровне z_j . T_j и S_j – температура и солёность, измеренные на уровне z_j , соответственно, $T_{ref} = -1,8$ °С, $S_{ref} = 0$. Величины суммарных переносов: F_H (Вт) и F_S (кг/с) рассчитывались путем горизонтального интегрирования средних по глубине потоков, по всей длине разреза (L). Были использованы следующие формулы:

$$F_H = \int_{(L)} D_H dl \approx \sum_{i=1}^5 0,5 (D_{H_i} + D_{H_{i+1}}) \Delta l_{i,i+1}, \quad (2.2.4)$$

$$F_S = \int_{(L)} D_S dl \approx \sum_{i=1}^5 0,5 (D_{S_i} + D_{S_{i+1}}) \Delta l_{i,i+1}, \quad (2.2.5)$$

В формулах (2.4) и (2.5) i обозначает номер узла разреза относительно его начала, $\Delta l_{i,i+1}$ – расстояние между двумя соседними узлами, обозначенными i и $i+1$.

2.3. Определение характеристик ледяного покрова и ледовых фаз

Для определения характеристик ледяного покрова (сплоченность льда и протяженность), а также ледовых фаз (ДПО) использовались данные о концен-

трация льда. С 1979 года пассивные микроволновые датчики регистрируют концентрацию морского льда, что позволяет отслеживать изменчивость морского льда в полярных регионах. В исследовании использованы данные о концентрации льда ClimateDataRecord (CDR) NOAA/NSIDC [Meier et al., 2017] с 1979 по 2019 г. Исходный массив сформирован на полярной стереографической сетке с горизонтальным разрешением $25 \text{ км} \times 25 \text{ км}$. Временная дискретность составляет 2 дня до июля 1987 г. и 1 день после этой даты. Данные линейно интерполированы для получения массива с однородным временным разрешением одни сутки. Синоптическая изменчивость удалена с помощью сглаживания 7-дневным скользящим средним, чтобы исключить высокочастотные колебания сплоченности льда. ДПО определяется по данным о сплоченности льда. В работе [Peng et al., 2018] для определения ДПО по акватории всей Арктики использовали пороговое значение сплоченности льда 0.15. В работе [Bliss et al., 2019] ДПО определяли как последний день со сплоченностью льда 0.15 перед минимальной летней сплоченностью льда. Это определение было дополнено условием, что после данной даты продолжительность периода со сплоченностью льда менее 0.15 должна быть наибольшей.

2.4. Кластерный анализ

Для районирования Баренцева моря по датам полного очищения от льда (ДПО) был применен метод кластерного анализа HDBSCAN [Campello et al., 2013], являющимся расширением разработанного ранее алгоритма кластерного анализа DBSCAN [Ester et al., 1996]. Преимуществом HDBSCAN, в отличие от многих других методов кластерного анализа, является возможность не задавать количество кластеров (групп). Единственным параметром, задаваемым перед запуском алгоритма, является минимальное количество соседних объектов (*minPts*), необходимое для объединения объектов в кластер. Значение этого параметра в результате работы алгоритма однозначно определяет количество выделенных групп. Определенным недостатком метода является то, что выбор *minPts* является в известной степени произвольным и определяется по имею-

щейся предварительной информации о пространственной структуре исследуемой совокупности. Формализованные подходы к выбору minPts [напр.: Sander et al., 1998; Hahsler et al., 2019], в данном случае оказались малоэффективными. Согласно [Sander et al., 1998] предлагается выбирать minPts в два раза больше размерности ряда. В рассматриваемом случае размерность ряда составила 40 лет, что дает значение minPts равное 80. В статье [Hahsler et al., 2019] предлагается устанавливать minPts на единицу больше размерности ряда (в данном случае – 41). Однако при выборе таких больших значений minPts , и сравнительно небольшим количеством группируемых объектов (в данном случае 44 758), группировка методом HDBSCAN объединит практически все объекты в один кластер. 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, были выполнены тестовые расчеты с разными значениями minPts (от 10 до 60). На основании результатов тестирования был выбран вариант ($\text{minPts} = 25$), который в наибольшей степени отражает физико-географические особенности Баренцева моря, описанные в разделе 1.1.

ДПО в каждом узле сетки за каждый год представлены либо номером дня года (1–365), либо «nan» в том случае, если лед наблюдался весь год или полностью отсутствовал. Выбирались только те узлы сетки, для которых имелось не менее 20 значений ДПО за временной интервал с 1979 по 2019 гг. Отсутствующим значениям присваивался 0 (льда не было) или 367 (лед наблюдался весь год). Таким образом, в данном 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 исключения отрицательных расстояний в расчётах использовалось $\rho + 1$.

2.5. Определение нижней границы ВКС и его термохалинных параметров

Для определения параметров ВКС был использован описанный в подразделе 2.2 океанский реанализ GLORYS12V1 на временном интервале 1994–2018 гг. с временным шагом 1 сутки. По определению, нижняя граница ВКС соответствует глубине устойчивого возрастания градиента потенциальной плотности. При этом, численное значение пороговой величины градиента в различных исследованиях может быть различным и зависит от вертикальной дискретности и точности измерений/расчетов. В исследовании это значение было задано равным $0,0025 \text{ кг/м}^4$. Предварительные тестовые расчеты показали, что в случае задания меньшей величины, результаты расчета оказываются «зашумленными» малыми отклонениями плотности в пределах ВКС, а при увеличении порогового значения, нижняя граница ВКС зачастую оказывается глубже, чем ее экспертная оценка по вертикальному профилю. В случаях, когда расчетная глубина ВКС была менее 5-ти метров, она приравнивалась 5-ти метрам, в предположении, что эта глубина приблизительно соответствует глубине ветро-волнового перемешивания, не разрешаемого в данных реанализа. Глубина ВКС рассчитывалась на каждом временном шаге, равном 1 суткам, после чего определялись средняя по ВКС температура и соленость.

2.6. Алгоритм расчета относительного вклада влияющих процессов в изменение термохалинных параметров ВКС

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

(а) на границе моря и атмосферы:

- поглощение коротковолновой солнечной радиации;
- поглощение/излучение длинноволновой радиации;
- турбулентный теплообмен (явные и скрытые потоки тепла);
- осадки/испарение.

(б) на поверхности моря:

- образование/таяние льда;

(в) в толще воды:

- вертикальное перемешивание (турбулентное и конвективное);
- горизонтальная адвекция.

Изменение температуры (ΔT_{mix}) и солёности (ΔS_{mix}) ВКС может быть представлено в следующем общем виде:

$$\Delta T_{mix} = \Delta T_h + \Delta T_w + \Delta T_i + \Delta T_a \quad (2.6.1)$$

$$\Delta S_{mix} = \Delta S_h + \Delta S_w + \Delta S_i + \Delta S_a \quad (2.6.2)$$

где: индекс h относится к изменениям температуры и солёности под действием потоков энергии на границе моря и атмосферы, i , - на поверхности моря, а w и a – в толще воды. 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 солёности в ВКС.

(1) Суммарный поток тепла отрицательный (море отдает тепло в атмосферу).

(а) В этом случае используются следующие формулы:

$$Q = R + L_w + F_h + L_h \quad (2.6.3)$$

$$Q_i = -Q \left(1 - \frac{h_i}{h_{max}} \right) \quad (2.6.4)$$

$$\Delta h_i = \frac{Q_i C_i}{L_i \rho_i} \Delta t \quad (2.6.5)$$

$$\Delta h_{i,adv} = h_{i,k} - h_{i,k-1} - \Delta h_i \quad (2.6.6)$$

$$\Delta T_H = \frac{Q(1-C_i)}{c_p \rho_H} \Delta t \quad (2.6.7)$$

$$\Delta S_H = S_{mix} \left(\frac{z_{mix}}{z_{mix} + \Delta z_{PE}} - 1 \right) \quad (2.6.8)$$

$$\Delta S_i = S_{mix} \left(\frac{z_{mix}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} - 1 \right) + \frac{0.69 \Delta h_{ice} \delta S_{mix}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} \quad (2.6.9)$$

$$\Delta T_i = T_{mix} \left(\frac{z_{mix}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} - 1 \right) + \frac{\Delta h_{ice} \delta T_{frez}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} \quad (2.6.10)$$

где: Q - суммарный поток тепла на границе моря и атмосферы, R – поглощенная на поверхности моря суммарная солнечная радиация, PE – осадки и испарение, L_w – разница между восходящей и нисходящей длинноволновой радиацией, F_h – турбулентный поток тепла, L_h – затраты тепла на испарение, $\sigma = 5.67 \times 10^{-8}$

$W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ – постоянная Стефана-Больцмана, Q_i – редуцированный за счет наличия льда поток тепла на нижней границе льда [Ivanov et al., 2016], $h_{max}=2$ м – средняя предельная толщина однолетнего льда в СЛО [Kwok et al., 2008], C_i – концентрация льда в долях единицы, $L_i = 2.97 \times 10^5$ (Дж/кг) – удельная теплота плавления морского льда [Maykut, 1986], Δh_i – изменение толщины льда вследствие фазовых переходов, $\Delta h_{i,adv}$ – изменение толщины льда вследствие дрейфа. Дрейф льда считался ненулевым в случае, если толщина льда из реанализа отличалась от расчетной, $c_p = 3.98 \times 10^3$ Дж/кг/К – удельная теплоемкость морской воды [Gill, 1982]; $\rho=1027,5$ (кг/м³) – средняя плотность морской воды; $\rho_i=920$ (кг/м³) – средняя плотность морского льда [Доронин и Хейсин, 1975]; T_{frez} – температура замерзания морской воды при данной солености; $\delta = \rho/\rho_i$; H – глубина ВКС; $\Delta t = 1$ (сутки) – временной шаг. Индекс k обозначает временной расчетный слой. При отсутствии льда ($h_i=0$) происходит охлаждение ВКС и используется только формула (2.6.6). При заглублинии ВКС, т.е., если: $H(t) > H(t-\Delta t)$, рассчитываются связанные с вертикальным перемешиванием изменения его температуры и солености по формулам:

$$\Delta T_w = \left(T_{mix} z_{mix} + \int_{z_{mix}}^{z_1} T(z) dz \right) / z_1 \quad (2.6.11)$$

$$\Delta S_w = \left(S_{mix} z_{mix} + \int_{z_{mix}}^{z_1} S(z) dz \right) / z_1 \quad (2.6.12)$$

где: T_{mix} , S_{mix} и z_{mix} – температура, соленость и глубина ВКС, а $T(z)$ и $S(z)$ температура и соленость в слое от z_{mix} до z_1 на временном слое $t-\Delta t$.

(2) Суммарный поток тепла положительный (море получает тепло из атмосферы). В этом случае формулы (2.6.5), (2.6.9) и (2.6.10) заменяются на следующие:

$$\Delta h_i = - \frac{Q C_i}{L_i \rho_i} \Delta t \quad (2.6.13)$$

$$\Delta S_i = S_{mix} \left(\frac{z_{mix}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} - 1 \right) - \frac{\Delta h_{ice} \delta S_{ice}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} \quad (2.6.14)$$

$$\Delta T_i = T_{mix} \left(\frac{z_{mix}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} - 1 \right) - \frac{\Delta h_{ice} \delta T_{frez}}{z_{mix} - \Delta h_{ice} \delta} \quad (2.6.15)$$

В формулах (2.6.9), (2.6.10), (2.6.14) и (2.6.15) учтены противоположные знаки Δh_i при нарастании/таянии льда, а также отрицательное значение температуры замерзания. Числовой коэффициент (0.69) в формуле (9) соответствует

оценочной величине солёности молодого льда (около 10 ЕПС), образующегося при замерзании морской воды [Martin and Cavalieri, 1989]. Солёность льда (S_{ice}) в формуле (2.6.14) задавалась равной 4 ЕПС, что соответствует средней солёности однолетнего льда к началу сезона таяния [Доронин и Хейсин, 1975]. Адвективный вклад во всех случаях рассчитывается как остаточный член:

$$\Delta T_a = \Delta T_{mix} - \Delta T_H - \Delta T_w - \Delta T_i \quad (2.6.16)$$

$$\Delta S_a = \Delta S_{mix} - \Delta S_w - \Delta S_i - \Delta S_h \quad (2.6.17)$$

где ΔT_{mix} и ΔS_{mix} – температура и солёность ВКС.

Расчёты выполнялись с 1994 по 2018 год для каждого узла шести выделенных районов, после чего производилось пространственное осреднение для каждого района. Представленные ниже результаты основаны на анализе временной изменчивости средних по каждому району параметров ВКС и вкладов в изменчивость.

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 были 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, было проведено районирование 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.

3.1. Сплоченность льда

По определению, сплоченность (концентрация) льда определяется, как отношение, выраженное в десятых долях и описывающее общую площадь морской поверхности, покрытую льдом как часть всей рассматриваемой площади [Номенклатура ВМО по морскому ..., 2020].

Положение средней кромки морского льда за последние четыре десятилетия (1979-1988, 1989-1998, 1999-2008 и 2009-2019) показаны на рис. 3.1. Зональные смещения кромки льда в целом согласуются с периодами похолоданий (1977-1982, 1986-1988, 1996-1998 гг.) и потеплений (1983-1984, 1989-1995, 1999-2010 гг.) [Жичкин, 2013]. Кромка льда распространялась дальше всего на юг в период 1989-1998 гг. В 1979-1988 гг., когда аномальное похолодание (1979-1982 гг.) сменилось потеплением (1983-1984), кромка льда уходит немного севернее. С 1979 до 1998 года кромка льда достигала о-ва Медвежий на за-

паде моря и южных отрогов Центральной возвышенности в центральной части моря.

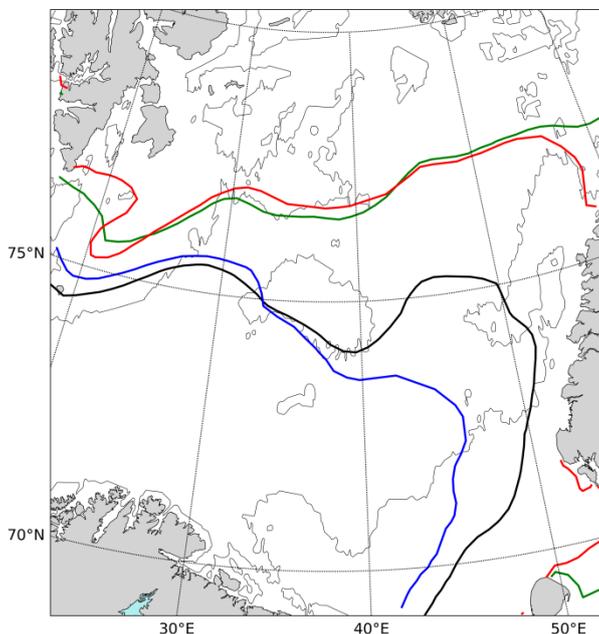


Рисунок 3.1 – Положение средней кромки морского льда (пороговое значение сплоченности 0,15) за периоды 1979–1988 гг. (черная линия), 1989–1998 гг. (синяя линия), 1999–2008 гг. (зеленая линия), 2009–2019 гг. (красная линия).

На юго-востоке сплошной ледяной покров наблюдался на расстоянии до 200–300 м. миль от западного побережья Новой Земли. В следующие два десятилетия 1999–2008 гг. и 2009–2019 гг. средняя кромка льда значительно сдвинулась на север и ее конфигурации в эти два периода очень близки. В частности, отчетливо видно образование «языка» в районе Шпицбергенской банки, к востоку от которого кромка льда уходит к северу через возвышенность Персея и далее к востоку располагается между 76° и 77° с.ш. В целом, за 40 лет наибольшее смещение средней годовой границы морского льда к северу произошло в северо-восточной части БМ. В западной части моря значительного продвижения на север не произошло.

С учетом сильной сезонной изменчивости распространения морского льда в Баренцевом море были отдельно рассмотрены положения границы ледя-

ного покрова на пиках сезонного максимума (в марте) и сезонного минимума (в сентябре) для тех же четырех десятилетий (рис. 3.2).

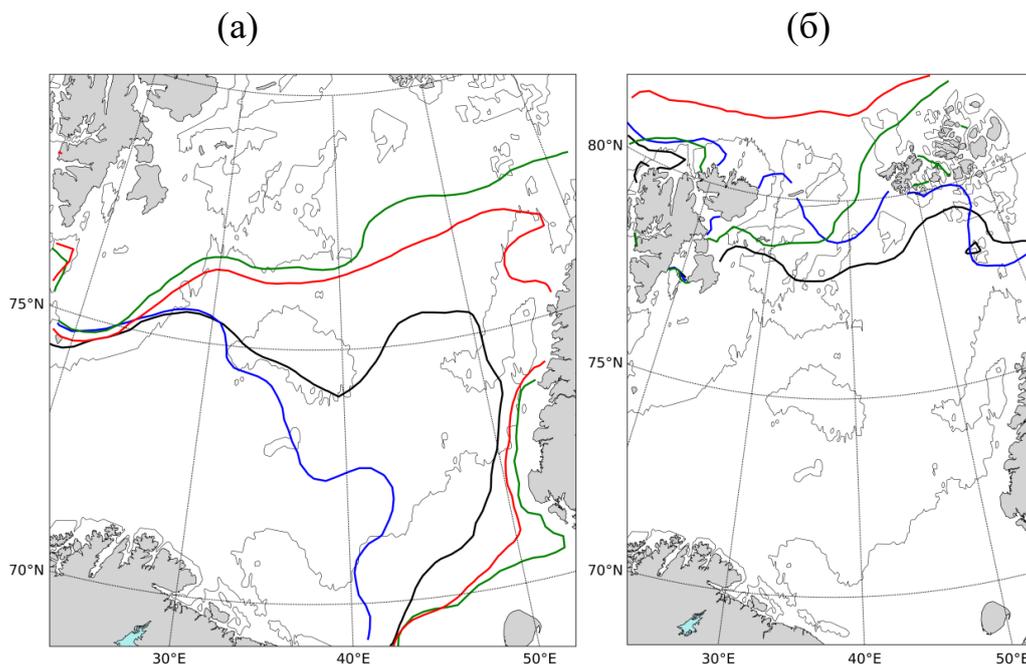


Рисунок 3.2. – Положение средней кромки морского льда в марте (а) и в сентябре (б) за периоды 1979–1988 гг. (черная линия), 1989–1998 гг. (синяя линия), 1999–2008 гг. (зеленая линия), 2009–2019 гг. (красная линия).

В марте в западной части акватории, в районе о-ва Медвежий, положение кромки льда за 40 лет практически не изменилось, в отличие от восточной части моря, где граница льда в последние два десятилетия сдвинулась на 350–400 миль на север и «прижалась» к побережью Новой Земли. Северный сдвиг кромки льда начинается в районе Центральной возвышенности. В 1979–1988 и 1989–1998 гг. граница ледяного покрова в марте близка к среднегодовой (см. рис. 3.1). Самое южное распространение льда в марте отмечается в период 1989–1998 гг. а самое северное – в 1999–2008 гг. Самое южное положение сентябрьской кромки льда было зафиксировано в период 1979–1988 гг. В последнее десятилетие она значительно сдвинулась на север, а в десятилетие 2009–2019 вышла за северную границу Баренцева моря в Арктический бассейн СЛО.

Среднегодовая за 40 лет сплоченность льда по всему Баренцеву морю составляет 0,4 (рис. 3.3-а.). 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. В восточной части моря (у западного побережья архипелага Новая Земля) сплоченность выше, чем на этой же широте в центральной части моря. Возрастание сплоченности с юга на север не равномерно: максимальный меридиональный градиент (прикромочная ледовая зона) расположен на 76° – 77° с.ш. Далее к северу сплоченность превышает 0,6.

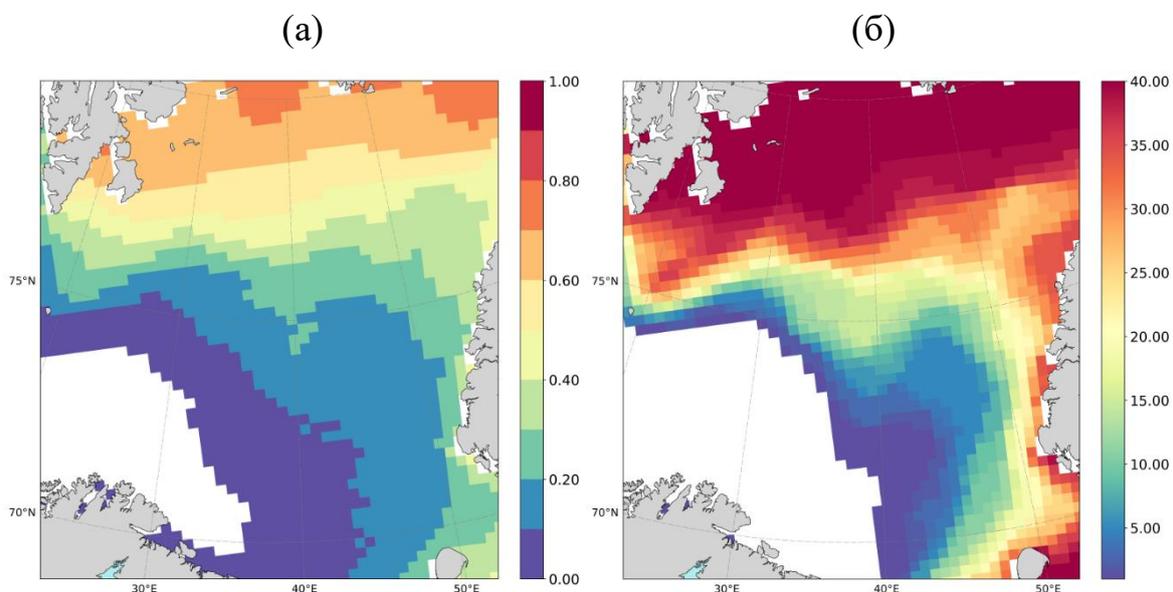


Рисунок 3.3 – Среднегодовая (1979 -2019) сплоченность морского льда в Баренцевом море (а) и число лет, когда среднегодовая сплоченность льда была больше 0,15 (б).

Пространственное распределение повторяемости ежегодного появления льда – количества лет, когда наблюдался ледяной покров со сплоченностью более 0,15 (рис. 3.3-б), в значительной степени повторяет распределение средней сплоченности. В юго-западной части, находящейся под непосредственным воздействием теплых атлантических вод, лед круглогодично отсутствует.

Для оценки пространственно-временной изменчивости среднегодовой сплоченности ледяного покрова были проанализированы линейные тренды годовой сплоченности на акватории моря, где повторяемость появления льда составила более 20 лет. Предварительно для исследуемых рядов был рассчитан критерий Шапиро-Уилка [Hanusz et al., 2016], позволяющий оценить нормальности выборки, численность которой составляет от 8 до 50 значений. Для большей части моря критерий Шапиро-Уилка оказался менее 0,1, что указывает

на то, что распределение не является нормальным. С учетом этого, для анализа межгодовых трендов была использована оценочная функция Тейла-Сена [Ohlson et al., 2015], преимуществом которой, по сравнению с методом наименьших квадратов, является большая устойчивость к выбросам. Как видно из рисунка 3.4, коэффициент линейного тренда (угол наклона оценочной функции Тейла-Сена) 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 коэффициент линейного тренда близок к нулю, что очевидно 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 [Ivanov et al., 2020].

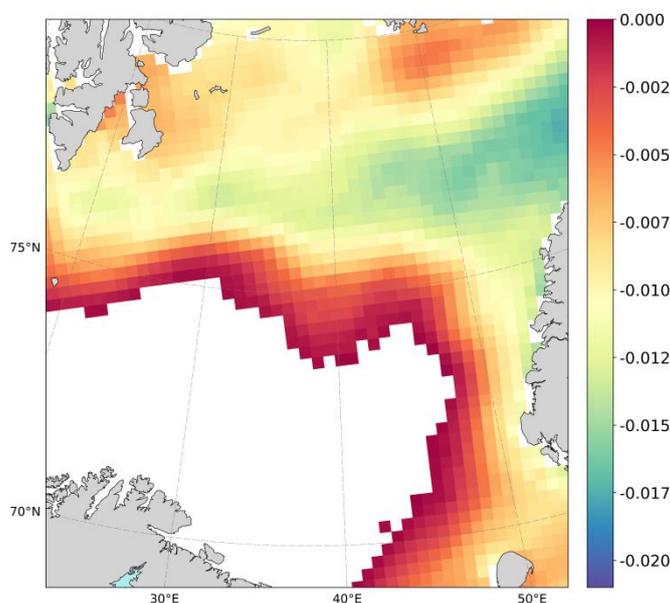


Рисунок 3.4 – Коэффициент линейного тренда (угол наклона оценочной функции Тейла-Сена) для ряда среднегодовых значений сплоченности льда с 1979 по 2019 гг.

3.2. Районирование Баренцева моря по датам полного очищения ото льда

В морях с сезонным ледяным покровом даты полного освобождения от льда и полного замерзания разделяют периоды года, в течение которых процес-

сы, формирующие гидрологические условия в верхнем квазиоднородном слое, принципиально различаются. Поскольку полного замерзания в Баренцевом море не происходит, а граница сплоченного ледяного покрова в зимний сезон постепенно смещается к северу, в качестве интегрального показателя региональных особенностей гидрологического и ледового режимов была выбрана дата полного очищения ото льда (ДПО).

Распределение ДПО по всей акватории Баренцева моря с 1979 по 2019 гг. характеризуется зональной закономерностью, с более ранними датами в южной части моря. Освобождение ото льда начинается в феврале в южной части моря и последовательно продвигается на север, где полное очищение происходит в конце сентября. В 1980-х годах наблюдались редкие периоды с полностью свободным ото льда морем к концу летнего сезона, а с 2005 г. режим полностью свободного от льда моря в конце летнего сезона стал практически постоянным [Матвеева и др., 2020]. Основная часть акватории освобождается ото льда в период с апреля по август включительно (рис. 3.5). Западная часть моря отличается от восточной части более ранними сроками ДПО.

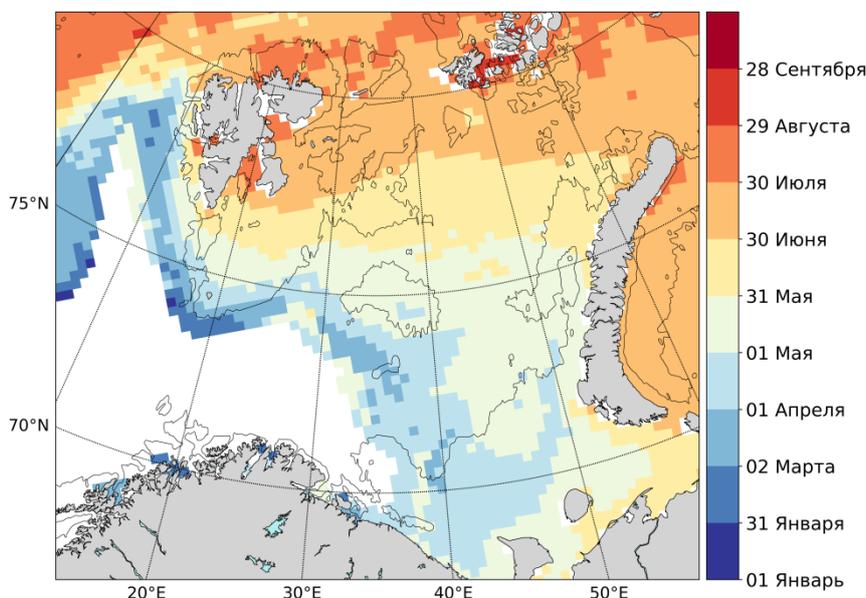


Рисунок 3.5 – Среднее ДПО с 1979 по 2019 гг. в Баренцевом море.

На временном интервале 1979–2019 на большей части моря происходил сдвиг ДПО на более ранние сроки, что характеризуется значимым отрицательным коэффициентом линейной регрессии ДПО. С помощью метода кластерного анализа HDBSCAN (см. раздел 2.4) было выделено 6 районов моря с квази-синхронной датой полного очищения ото льда (рис. 3.6).

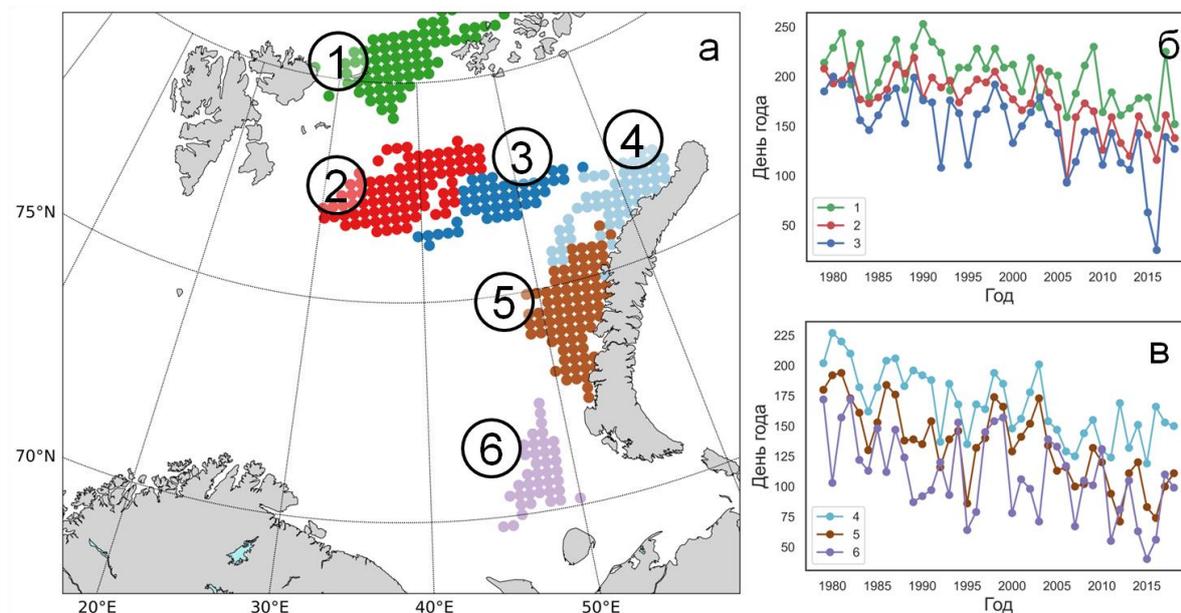


Рисунок 3.6 – Районы с квази-синхронной изменчивостью ДПО (а) и временной ход среднего по району ДПО с 1979 по 2019 гг. (б, в).

Выделенные районы сосредоточены в северной, северо-восточной и юго-восточной частях моря. Ранняя, средняя, поздняя ДПО, а также коэффициент регрессии для каждого из районов с 1979 по 2019 гг. представлены в таблице 3.1.

В большинстве районов минимальное значение ДПО (самый ранний сход льда) наблюдалось в интервале 2012–2019 гг. Только в районе 2 оно пришлось на 2006 г. 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]. В районах 3 и 4, которые находятся близко друг к другу, самый поздний сход льда в исследуемый период наблюдался в 1980 г.

Таблица 3.1 – Максимальная, минимальная и средняя дата полного очищения ото льда для каждого района

Характеристики	Номер района					
	1	2	3	4	5	6
Раннее ДПО	27.05. 2016	05.04. 2006	25.01. 2016	29.04. 2019	11.03. 2012	09.02. 2015
Среднее ДПО	20.07	23.06	28.05	17.06	14.05	19.04
Позднее ДПО	11.09. 1990	08.08. 1989	18.07. 1980	14.08. 1980	14.07. 1981	22.06. 1982
Коэффициент линейной регрессии	-1,3	-1,8	-2,2	-1,8	-2,1	-1,5

В районах 5 и 6 лёд сошёл наиболее поздно (в середине июля и во второй половине июня соответственно) в 1981 и 1982 гг. При этом в районах 1 и 2 несмотря на то, что район 2 граничит с районом 3, в 1980–1982 гг. позднего очищения ото льда не наблюдалось. Наиболее позднее очищение ото льда в них наблюдалось в первой половине сентября и первой половине августа в 1990 и 1989 гг. соответственно. Для районов 2, 3 и 5 отмечены наибольшие по абсолютной величине отрицательные коэффициенты линейной регрессии, что свидетельствует о том, что в этих районах наблюдаются наиболее выраженные тренды ДПО. Минимальный отрицательный коэффициент линейной регрессии наблюдается в районе 1 (-13 дней за 10 лет), а максимальный – в районе 3 (-22 дня за 10 лет).

Связь между районами по изменчивости ДПО количественно оценена с помощью коэффициента ранговой корреляции Спирмена (ρ). Самый высокий коэффициент корреляции наблюдается между ДПО в районе 3 и в остальных

районах. Очень высокая положительная и значимая корреляция (коэффициент корреляции 0,90, $p < 0,05$) наблюдается между районами 3 и 4. Связь между районами 3 и 2, которые находятся рядом, несколько слабее: коэффициент корреляции равен 0,83. Между районом 3 и районом 5, который находится значительно южнее, связь высокая и коэффициент корреляции равен 0,89. В тоже время коэффициент корреляции между районами 4 и 5 равен 0,84. Также отмечается высокая корреляция между районом 2 и районами 4 и 5, равная 0,76 и 0,74 соответственно. Для района 1 самая высокая корреляция наблюдается с районами 2 и 3 (0,60 и 0,61 соответственно). Очень слабая и минимальная корреляция ($\rho = 0,26$) отмечается между самыми отдаленными друг от друга районами 1 и 6. В целом, между ДПО в районе 1 и в остальных районах корреляция наиболее слабая.

В ряде районов ледовые условия конкретного года могут отчасти определяться условиями предыдущего года [Bliss et al., 2019]. 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 следующее. 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.

Определённый интерес также представляет вопрос возможного влияния ДПО в одних районах на ДПО в других с интервалом 1 год. Для установления таких связей рассчитаны коэффициенты корреляции со сдвигом 1 год между всеми парами районов ($\rho[\text{ДПО}_n, \text{ДПО}_m]$, где ДПО_n и ДПО_m – ряды ДПО в районах n и m , причём ряд ДПО_m сдвинут на одно значение влево). Наиболее высокие значения данного параметра в интервале 0,5–0,63 обнаружены для района 2

(например, $\rho[\text{ДПО}_2, \text{ДПО}_5] = 0,63$), наиболее низкие – для района 6 (значения параметра от 0,23 до 0,40).

В целом, во всех выделенных районах отмечается смещение сроков очищения акватории ото льда на более ранние, но с различной скоростью. Наиболее значительный сдвиг ДПО произошел в районе 3, расположенном в центральной части моря (–22 дня за 10 лет), а наименьшие изменения произошли в районе 1, расположенном на северной границе моря (–13 дней за 10 лет). Между рядами ДПО в соседних районах есть значимые корреляции. Значимая корреляция для удаленных друг от друга районов отсутствует. Также 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.

3.3. Адвекция тепла и соли

Поступление тепла и соли в Северный Ледовитый океан с морскими течениями является важной составной частью теплового и солевого бюджетов Северо-Европейского, Арктического бассейнов и окраинных морей [Polyakov et al., 2017]. На тенденцию повышения значимости адвекции тепла и соли из умеренных широт в полярные в последние десятилетия повлияли изменения скорости и термохалинных характеристик Северо-Атлантического течения [Зуев и др., 2012]. В Баренцево море наиболее мощный заток вод атлантического генезиса происходит через западную границу – широкий пролив между Скандинавским полуостровом и архипелагом Шпицберген. Поступление тепла и соли с этими водами оказывает сильное влияние на гидрологический и ледовый режимы моря [Иванов и др., 2014; Onarheim et al., 2015]. Основные струи атлантических вод (АВ), проникающие в Баренцево море, расположены между островом Медвежий и мысом Нордкап (см. рис. 1.3). В соответствии с методикой, изложенной в разделе 2.2, были рассчитаны интегральные среднегодовые потоки тепла и соли через этот разрез, а также через другие проливы, соединяющие БМ с сопредельными морскими бассейнами (рис. 3.7).

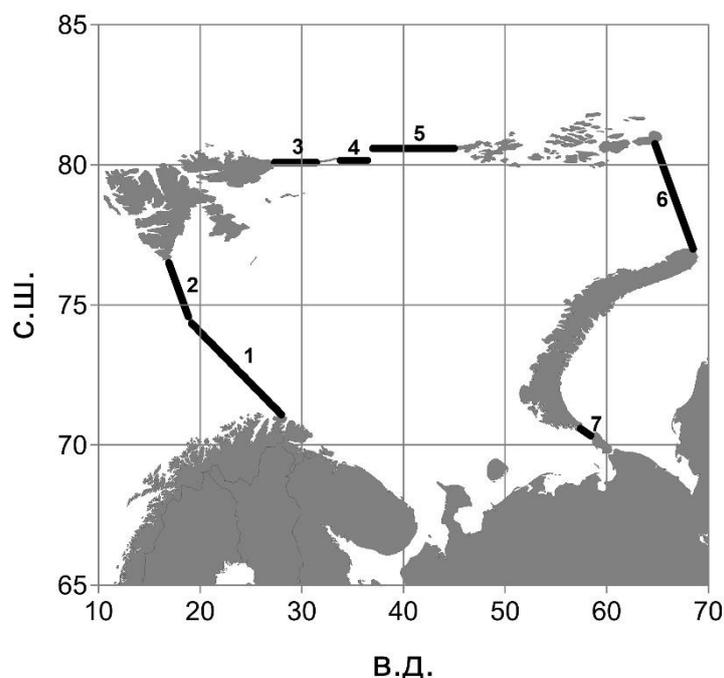


Рисунок 3.7 – Пространственное положение разрезов на границах Баренцева моря, через которые рассчитывались адвективные потоки тепла и соли.

Адвекция тепла через разрез 1 (о. Медвежий – м. Нордкап) практически полностью определяет суммарный адвективный тепловой бюджет Баренцева моря (рис. 3.7-а). В среднем за год на анализируемом временном интервале в Баренцево море через разрез о. Медвежий – м. Нордкап поступает 92 ± 10 ТВт. Вклад в тепловой бюджет БМ потоков тепла через остальные проливы составляет менее 10 % от этого значения. В балансе соли важную роль также играет пролив между Землей Франца Иосифа и Новой Землей (рис. 3.8 -б), через которую происходит вынос модифицированных атлантических вод в Карское море и далее в Арктический бассейн [Schauer et al., 2002]. Поскольку адвекция из БМ не оказывает существенного влияния на гидрологический режим внутри бассейна, в дальнейшем анализируется только поступление тепла и соли через разрез между о. Медвежий и м. Нордкап.

Адвективные потоки тепла и соли через разрез о. Медвежий – м. Нордкап демонстрируют колебания с периодом 5-6 лет на фоне общего тренда на возрастание. Максимальный среднегодовой приток тепла приходится на 2016 год, когда в Баренцевом море наблюдалась отрицательная аномалия сплоченности

ледяного покрова (см. раздел 3.1). В среднем за год на анализируемом временном интервале в море через разрез о. Медвежий – м. Нордкап поступало 92 ± 10 ТВт тепла и $103 \pm 10 \times 10^6$ кг/с соли.

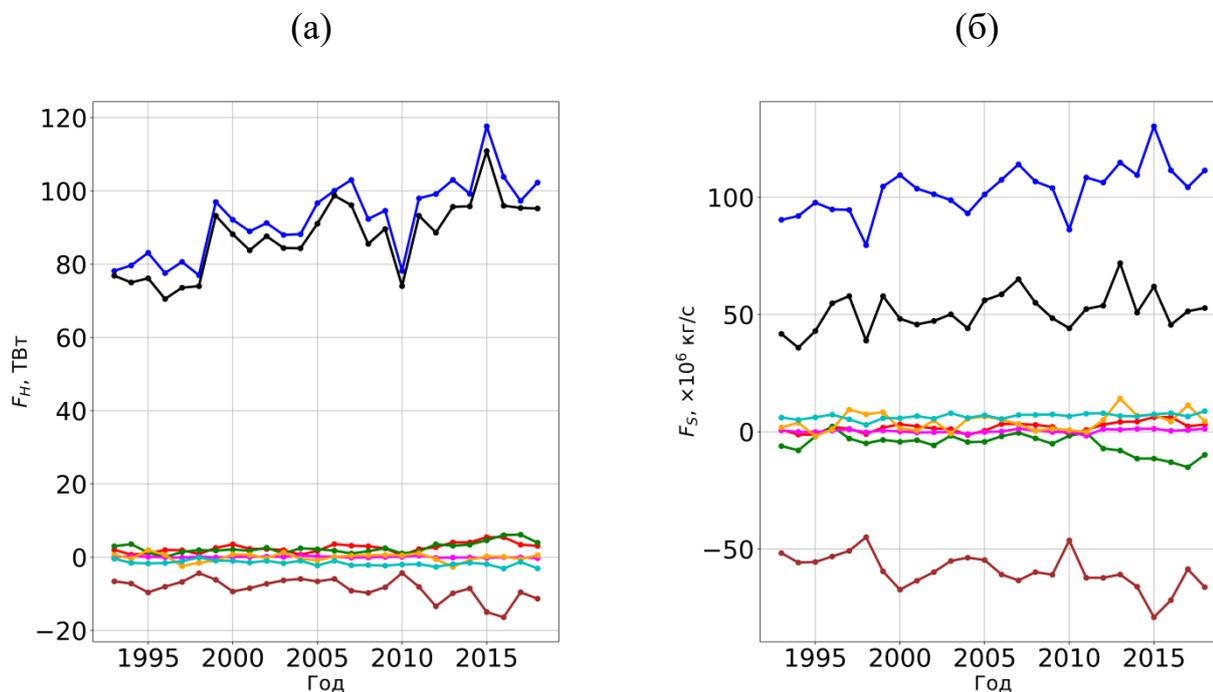


Рисунок 3.8 – Среднегодовая адвекция тепла (а) и соли (б) через проливы, соединяющие Баренцево море с соседними акваториями с 1993 по 2018 гг. по данным реанализа GLORIS12V1: разрез 1 (красный цвет); разрез 2 (синий цвет); разрез 3 (розовый цвет); разрез 4 (голубой цвет); разрез 5 (оранжевый цвет); разрез 6 (коричневый цвет); разрез 7 (зеленый цвет). Черным цветом показаны суммарные адвективные тепловой и солевой бюджет Баренцева моря.

Поток тепла, проходящий через о. Медвежий – м. Нордкап, увеличивается на 0,9 ТВт в год. В исследовании [Калавиччи, Башмачников, 2019] с 1993 по 2014 гг. океанический поток на входе в Баренцево море увеличивается на 2 ТВт в год. В исследовании [Arthun, Schrum, 2010] рассматривалось поступление вод через западную границу с 1958 по 1997 гг. Исходя из результатов [Arthun, Schrum, 2010], больше адвективного тепла поступает в БМ в середине 1970-х и начале 1990-х годов. Средние значения в период с 1972 по 1976 год и с 1989 по 1993 годы составляют 38 ТВт и 39 ТВт, соответственно. Это вдвое больше теп-

ла по сравнению с 1960-ми годами (20 ТВт) и периодом с 1977 по 1982 годы (18 ТВт). Средний суммарный адвективный тепловой баланс Баренцева моря составляет 87,4 ТВт и увеличивается на 0,9 ТВт в год (см. рис. 3.7). Через Разрез 6 (см. рис. 3.6) проходит основная адвекция тепла Новоземельским течением из акватории Баренцева моря в Карское море. Через этот пролив в Карское море в среднем поступает 11 ± 4 ТВт тепла и $59 \pm 7 \times 10^6$ кг/с соли. Адвекция тепла и соли через Разрез 6 увеличивается на 0,2 ТВт в год и $0,5 \times 10^6$ кг/с в год. Несмотря на увеличивающееся поступление тепла в Карское море из БМ через Разрез 6, на суммарный адвективный тепловой и солевой баланс это не влияет. Средний за год суммарный адвективный тепловой баланс составляет 87 ± 10 ТВт, а суммарный солевой баланс $51,2 \pm 5 \times 10^6$ кг/с. Суммарный адвективный солевой баланс Баренцева моря увеличивается на $0,4 \times 10^6$ кг/с в год. Увеличение суммарного адвективного теплового и солевого балансов согласуется с наблюдаемым ростом температуры и солености вод в БМ [Lind et al., 2018].

Детально рассмотрена внутригодовая изменчивость поступления тепла и соли для западной границы (Разрез 1). Через Разрез 1 проходит основной поток, который вносит вклад в тепловой и солевой баланс моря. Внутригодовое распределение поступления тепла и соли из Норвежского моря неравномерно. Максимум приходится на зимние месяцы с октября/ноября по январь/февраль, минимум на летние месяцы. Максимум поступления адвективного тепла наблюдается в январе и в среднем составляет 122 ТВт, а минимум – в июле 70 ТВт (рис. 3.9 а). Максимум потока соли отмечается в декабре $129,5 \times 10^6$ кг/с, а минимум – в июле 80×10^6 кг/с. Этот результат согласуется с исследованиями отечественных и зарубежных ученых. В январе наблюдается максимальный тренд, поток тепла увеличивается с интенсивностью 1,2 ТВт в год. Максимальный тренд для потока соли отмечается также в январе, поток увеличивается на 2×10^6 кг/с в год. Существование сезонного цикла с повышенным притоком АВ в моря СЕБ в зимний период считается доказанным фактом [напр.: Blindheim, 1993; Loeng et al., 1997]. Для Баренцева моря аналогичный вывод был сделан на

основе геострофических расчетов бароклинного течения, выполненных отечественными учеными [Уралов, 1960; Морецкий и Степанов, 1974; Орлов и Порошин, 1988]. Поскольку течения в Баренцевом море в основном баротропны по своей природе [напр.: Blindheim, 1993; Naugan, 1999], сезонность бароклинной компоненты может давать более сезонный сигнал в общем потоке. Сезонный сигнал был также отмечен в измерениях течений из области оттока в северо-восточной части Баренцева моря [Loeng et al., 1993]. Сезонность тесно связана с сезонными вариациями региональных полей атмосферного давления. Расчеты по атмосферным моделям [Adlandsvik, 1989; Harms, 1992] показывают, что южные ветры, преобладающие зимой, увеличивают дрейфовую компоненту течения, а более слабые, переменные восточные ветры, характерные для лета, ее уменьшают.

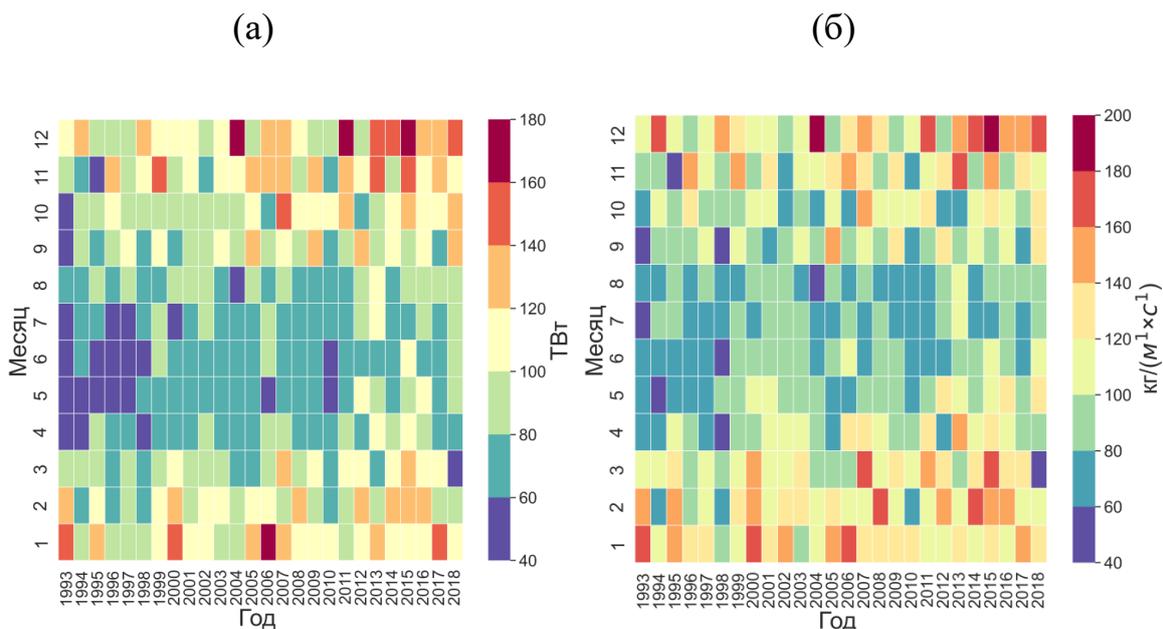


Рисунок 3.9 – Месячная изменчивость адвекции тепла, ТВт; (а) и соли, $\times 10^6$ кг/с (б) через разрез о. Медвежий – м. Нордкап с 1993 по 2018 г. по данным реанализа GLORIS12V1.

Наличие сезонной изменчивости в скорости течений было продемонстрировано на близко расположенном к разрезу о. Медвежий – м. Нордкап меридиональном разрезе между о. Медвежий и побережьем Норвегии (рис. 3.10), на

котором в 1998–1999 гг. была получена годичная серия инструментально измеренных течений от поверхности до дна на 5-ти автономных буйковых станциях (АБС) [Ingvaldsen et al., 2002]. Различие в скорости средних зональных течений в летний (с середины марта по конец августа) и зимний (с сентября по середину марта) сезоны проиллюстрировано на рис. 3.11.

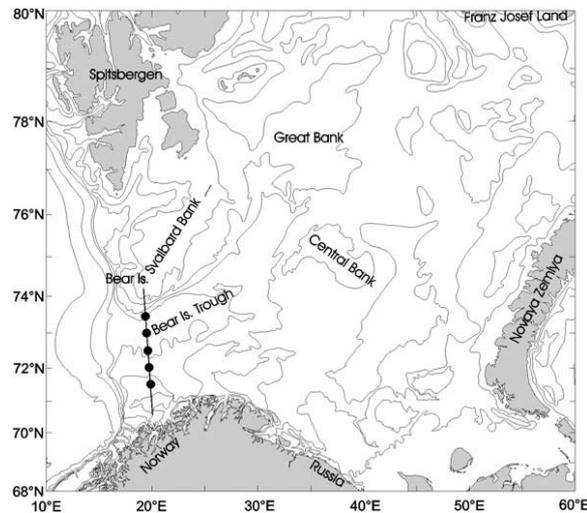


Рисунок 3.10 – Рельеф дна Баренцева моря и пространственное положение АБС в 1998-99 гг. [Ingvaldsen et al., 2002].

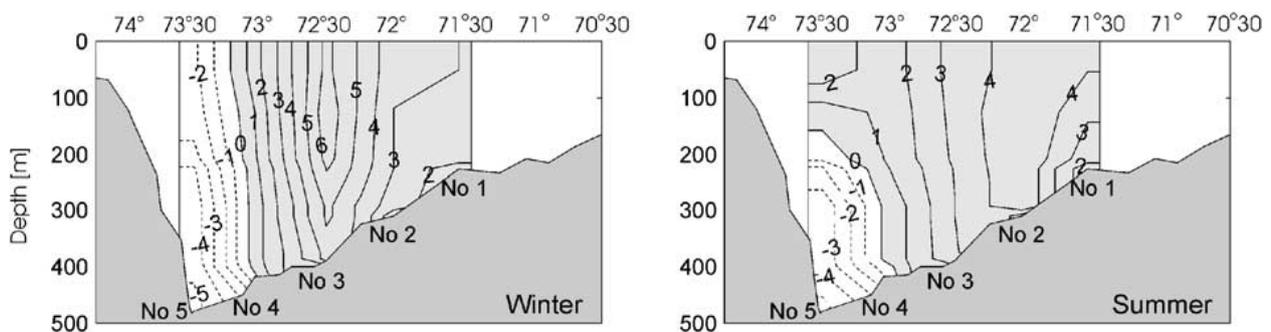


Рисунок 3.11 – Скорости зонального течения западной границе Баренцева моря в 1998-99 гг. [Ingvaldsen et al., 2002].

В статье [Ingvaldsen et al., 2002] выявленное сезонное различие объясняется тем, что частое прохождение циклонов в осенне-зимний период усиливало дрейфовые течения, создавая структуру с сильными боковыми градиентами скоростей. Летом при слабых восточных ветрах область притока была несколько шире, а скорости меньше. Судя по вертикальности изотак на АБС 3 и 4, в этой части пролива в глубинной части разреза доминирует баротропная компо-

нента течения, которая транслирует сезонные изменения скорости Северо-Атлантического течения на южном входе в СЕБ [Blindheim, 1993].

Слишком короткий (годовой) ряд инструментальных измерений не позволяет сделать однозначный вывод, что полученная закономерность сезонных изменений скорости течений в 1998-99 гг. может рассматриваться как типичная. Однако согласованность этой закономерности с результатами, полученными в данном исследовании по реанализу GLORIS12V1, а также ранее, с помощью динамического метода [напр.: Орлов и Порошин, 1988] и моделирования [Harms, 1992] позволяют рассматривать вывод о наличии сезонного сигнала в потоках тепла и соли на западной границе Баренцева моря заслуживающим доверия.

3.4. Тепловой баланс поверхности моря

В ряде статей 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 (см. разделы 3.1 и 3.2) 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 описана в статье [Bengtsson et al, 2004] и называется механизм «положительной обратной» связи в Баренцевом море. В исследовании [Arthun, Schrum, 2010] выявлен высокий тренд на увеличение теплоотдачи в период с 1957 по 1997 гг. на $-0,36 \text{ Вт/м}^2$ в год или $14,4 \text{ Вт/м}^2$ за 40 лет. Значения варьируются от -44 Вт/м^2 в 1961 г. до -57 Вт/м^2 в 1990 г., при средней потере тепла с поверхности -51 Вт/м^2 [Arthun, Schrum, 2010]. В статье [Смирнов, Кораблев, 2010] приводятся три основных периода усиления потока тепла из океана в атмосферу: в конце 1960-х, середине 1980-х гг. и середине 1990-х гг. В этом разделе рассмотрена изменчивость теплообмена на поверхности БМ в последние десятилетия на среднегодовом масштабе, а также в теплые и холодные периоды. Тепло-

обмен на границе море-атмосфера и адвективные потоки из соседних акваторий непосредственно вносят вклад формирование термохалинных условий БМ. Рассмотрение теплообмена именно в холодный период необходимо для понимания закономерностей формирования термохалинных условий верхнего квазиоднородного слоя (см. далее Глава 4). В среднем за год более 60 % теплоотдачи в атмосферу регулируется потоками явного и скрытого тепла [Суркова, Романенко, 2021]. Поэтому оценивался вклад двух этих составляющих в суммарную теплоотдачу с поверхности моря в атмосферу. Предпринята попытка выяснить, с какой именно из этих двух составляющих ТБ в большей степени связано наблюдающееся увеличение сезонной теплоотдачи.

Согласно выполненным расчетам, средний годовой ТБ на поверхности БМ с 1993 по 2018 год отрицателен на всей акватории моря (рис. 3.12): в теплый период года к поверхности моря поступает в 1,5–2 раза меньше тепла, чем отдается с поверхности моря в холодный период.

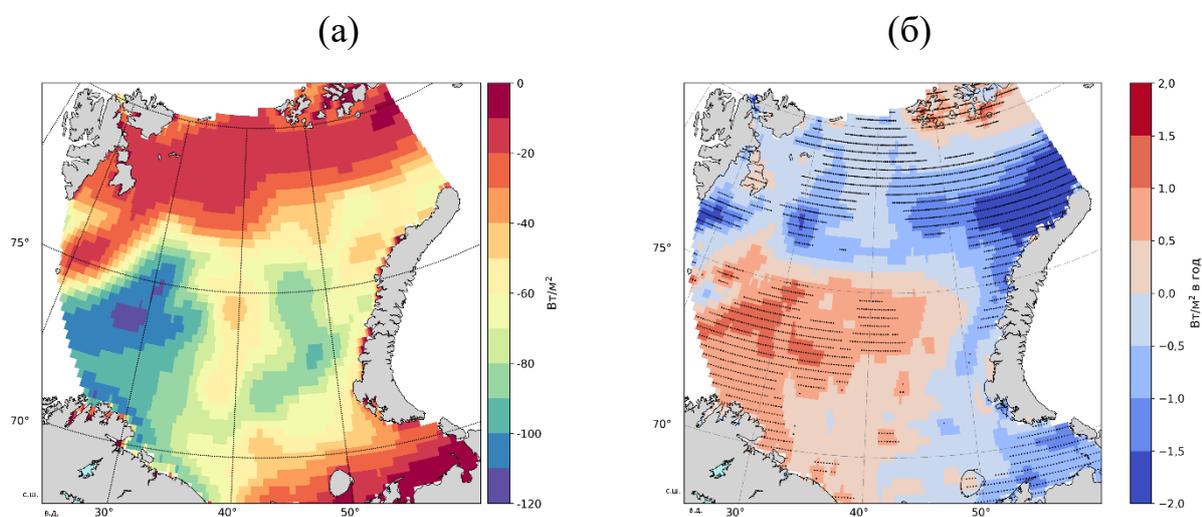


Рисунок 3.12 – Средний годовой ТБ на поверхности БМ с 1993 по 2018 гг. (а); коэффициент линейного тренда ТБ с 1993 по 2018 гг. (б). Точками показаны узлы со статистически значимым коэффициентом линейного тренда ($p < 0,05$).

Абсолютный максимум средней теплоотдачи за 26 лет отмечается в юго-западной части моря (-90 до -110 Вт/м²), куда поступает основной поток теплых атлантических вод из Норвежского моря. Положительная температура по-

верхности моря (ТПМ) в течение всего года за счет теплого Нордкапского течения ($1...8\text{ }^{\circ}\text{C}$) и низкая температура приземного воздуха (ПТВ), характерная для арктических морей, а также высокая повторяемость скорости ветра больше $11\text{--}15\text{ м/с}$ [Терзиев, Гирдюка, 1990] приводят к усилению теплоотдачи в этом районе. Южная часть Баренцева моря выделяется как регион с большой повторяемостью холодных вторжений [Эзау, Чернокульский, 2015]. Адвекция холодного воздуха на теплую поверхность ведет к возрастанию и усилению теплоотдачи. В северной и северо-восточной частях моря, где наблюдается сезонный морской лед, средний ТБ за 26 лет минимален по абсолютной величине и составляет от -10 до -30 Вт/м^2 . Это объясняется тем, что в поверхностном слое вод в этой части моря преобладают арктические воды, характеризующиеся пониженной ТПМ, малым диапазоном ее сезонных изменений ($-1,8 \dots 2\text{ }^{\circ}\text{C}$), а также наличием сплоченного морского льда в течение большей части года. Высокие абсолютные значения среднего ТБ за исследуемый период отмечаются в районе Центрального желоба от -70 до -90 Вт/м^2 , что объясняется теплым Новоземельским течением в этом районе. В районе Центральной банки (75° с.ш., 38° в.д.) абсолютные величины среднего ТБ значительно ниже (от -40 до -60 Вт/м^2), чем в описанных выше районах моря. Относительно низкие абсолютные значения ТБ объясняются холодным Центральным течением и формированием в этом районе холодных уплотненных вод в зимний сезон [Ivanov, Tuzov, 2021].

Коэффициент линейного тренда (КЛТ) для среднегодового теплового баланса в северной и северо-восточной части БМ отрицателен, что указывает на то, что теплоотдача с течением времени возрастает на $0,5... 1,2\text{ Вт/м}^2$ в год. Ранее было показано, что в этой части моря разница между ПТВ и ТПМ в зимний сезон увеличивается [Сумкина и др., 2024], что приводит к усилению интенсивности теплообмена на поверхности моря. В этой же части моря наблюдается смещение сроков освобождения акватории ото льда на существенно более ранние сроки [Сумкина и др., 2022] и, как следствие, уменьшение длительности ледового периода. Ранее лёд препятствовал теплообмену между морем и атмо-

сферой. Поэтому в условиях сокращения ледовитости в северо-восточной части теплоотдача из моря в атмосферу может возрастать. В работе [Суркова, Крылов, 2016] отмечается отсутствие многолетнего выраженного тренда экстремальных скоростей ветра с 1981 по 2010 гг. над Баренцевым морем. Поэтому скорость ветра практически не влияет на выявленное возрастание теплоотдачи. Однако в работе [Polyakov et al., 2023] отмечается увеличение скорости течений. В исследовании показано, что атмосферный Арктический Диполь (АД), связанный с антициклоническими ветрами над Северной Америкой и циклоническими ветрами над Евразией, регулирует потоки из Северной Атлантики через северные моря. Чередующиеся фазы АД создают «переключающий механизм». С 2007 по 2021 год этот «переключающий механизм» привел к росту скорости течений через западную границу Баренцева моря.

В южной и юго-западной части моря среднегодовая теплоотдача, наоборот, уменьшается на $0,5 \dots 1,2 \text{ Вт/м}^2$ в год. В этой части моря разница между ПТВ и ТПМ уменьшается [Сумкина и др., 2024], следовательно, и теплоотдача будет от года к году становиться меньше. Статистически значимые величины линейного тренда разности между ПТВ и ТПМ наблюдаются в зимние месяцы в северной и северо-восточной части моря, а также в некоторые месяцы в западной части. Ледовый покров здесь отсутствует, поэтому факторы, связанные со льдом, влиять не могут.

В северо-восточной и северной частях моря, где интенсивнее всего наблюдается сокращение льда, сильнее всего меняется среднегодовой баланс тепла на поверхности. В результате чего увеличилась суммарная теплоотдача с поверхности моря. От суммарной теплоотдачи с поверхности моря в холодный сезон зависит глубина проникновения конвекции, которая определяет особенности структуры вод. Однако интенсивная отдача тепла в атмосферу в какой-то момент должна приводить к ледообразованию, чего в северо-восточной и северной части моря не происходит. Далее в диссертационной работе рассмотрены по отдельности: теплый сезон – море получает тепло из атмосферы и нагрет-

вается, холодный сезон – море отдает тепло в атмосферу и охлаждается. Продолжительность теплого и холодного периода определялась, как разность между датой окончания нагрева (ДОН) и датой начала нагрева (ДНН) в днях, которые рассчитывались в соответствии с методикой, изложенной в разделе 2.2. Для временных периодов, определённых таким образом, рассматривались изменения термохалинных условий в 6 районах (см. далее раздел 4.3).

Средняя сумма ТБ за холодный сезон уменьшается с юга на север. Пространственное распределение суммы ТБ поверхности моря (рис. 3.13) соответствует траектории переноса атлантических вод, включая максимумы над центральной ветвью Нордкапского течения и Западно-Новоземельским течением (рис. 1.3), а также локальный минимум над Центральной банкой (75° с.ш., 38° в.д.), который связан с формированием в этом районе «купола» плотных холодных вод в период выхолаживания [Ivanov and Tuzov, 2021]. Для ДНН и ДОН характерно зональное распределение в южной части Баренцева моря (к югу от 72° с.ш.), а в центральной и северной частях моря осложняется секторностью за счёт действия течений (тёплого Нордкапского, несущего воды атлантического происхождения, и холодного Восточно-Шпицбергенского, переносящего воды арктического происхождения с северо-востока на юго-запад). Переход теплового баланса через ноль к отрицательным значениям начинается в августе на севере и востоке, а заканчивается в середине сентября на юге. Среднемноголетняя ДНН в рассматриваемой акватории отмечалась в конце марта–начале апреля, а самая поздняя – в конце мая–начале июня.

Максимальная по абсолютной величине сумма ТБ 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 наблюдаются также вдоль траектории теплого Новоземельского течения (от -4000 до -3000 МДж/м²). ДНН и ДОН в среднем в этом районе 25–30 апреля и 19–24 августа, соответственно. В районе Шпицбергенской банки отмечается высокий градиент средней суммы ТБ и существенно менее высокие значения, чем в соседнем районе между островом Медвежьим и мысом

Нордкап. В этом районе сумма ТБ за холодный сезон составляет до -2000 МДж/м². Вероятно, такие отличия связаны с действием холодного Восточно-Шпицбергенского течения. Дата окончания нагрева в связи с этим наступает позже, чем в соседних районах, а именно 1–5 сентября [Sumkina et al., 2024]. В районе положения полярного фронта (76° – 77° с.ш., 20° – 55° в.д) [Трофимов и др., 2018] наблюдается максимальный градиент суммы теплового баланса за холодный период. На севере Баренцева моря, где последние 40 лет наблюдается сезонный морской лед, отмечается минимальная абсолютная величина суммы ТБ (от -1500 до -1000 МДж/м²). Начало и окончание нагрева в этом районе наступает значительно позже всей остальной акватории – 4–8 мая и 23–28 августа соответственно [Sumkina et al., 2024]. В целом минимальная теплоотдача с поверхности моря за холодный сезон наблюдалась в начале 80-х годов. Максимальные значения выхолаживания наблюдались в 1980, 1992 и 2001 гг. Выявлено статистически значимое ($p < 0,05$) увеличение теплоотдачи в холодный период года на части акватории Баренцева моря. В северной и восточной частях Баренцева моря преобладают отрицательные статистически значимые величины коэффициента линейного тренда суммы ТБ за холодный период. То есть, там наблюдается увеличение количества тепла, отдаваемого океаном в атмосферу в холодный период. В районе возвышенности Персея, желоба Франц-Виктории, между архипелагами Новая Земля и Земля Франца-Иосифа отмечается тренд на увеличение теплоотдачи на 500 – 2000 МДж/м² за 40 лет в холодный период. Максимальное увеличение теплоотдачи с поверхности моря выявлено в проливе между архипелагами Новая Земля и Земля Франца Иосифа. 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).

Можно предположить, что увеличение теплоотдачи в холодный сезон связано с увеличением нагрева в предшествующий теплый сезон. Рассмотрим детально пространственную изменчивость теплового баланса в теплый сезон. В

теплый период суммарный ТБ поверхности моря севернее 76° с.ш. распределен зонально, а южнее 76° с.ш. наблюдается нарушение зональности (секторность), связанное, по всей видимости, с действием течений и близостью материка (рис. 3.13). Максимальные значения суммы ТБ (1100 МДж/м^2) расположены вдоль пути следования центральной и южной ветвей Нордкапского течения, в районе Мурманского мелководья, Северо-Канинской и Гусиной банок. В северной части моря, где доминирует арктическая холодная водная масса, сумма ТБ поверхности моря за теплый период в среднем составляет от 700 до 800 МДж/м^2 . Коэффициент линейного тренда суммы ТБ за теплый период года отрицательный в южной, юго-западной, центральной части моря. Положительный тренд – в северной, северо-западной части моря. Наиболее высокий значимый положительный линейный тренд суммы ТБ за теплый период наблюдается в районе между архипелагами Земля Франца-Иосифа и Новая Земля (от 200 до 300 МДж/м^2 за 40 лет). Минимальный значимый тренд наблюдается в районе Западного и Центрального желобов, вдоль западного побережья архипелага Шпицберген (до -500 МДж/м^2 за 40 лет). 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.

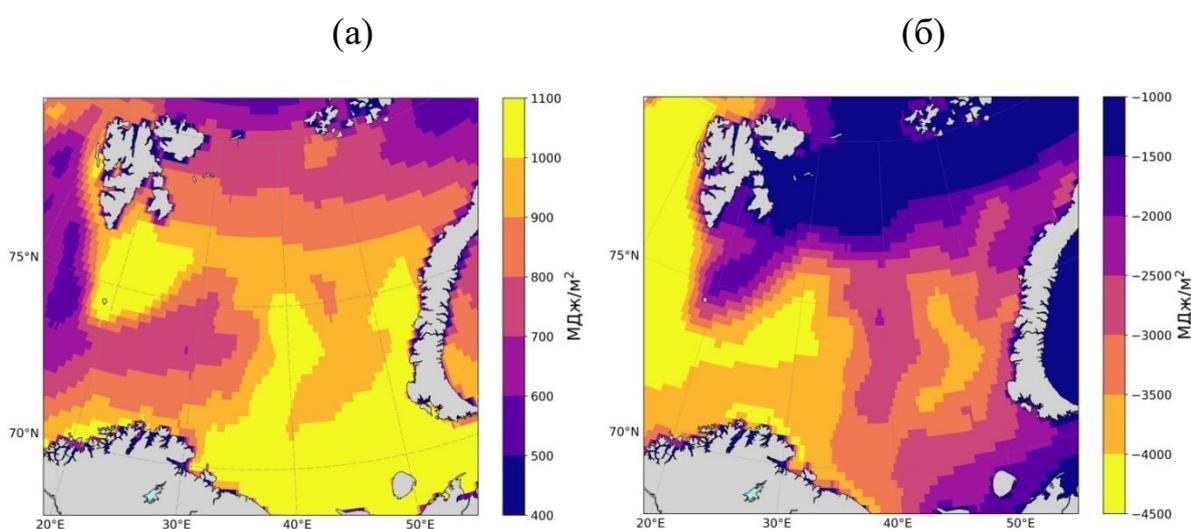


Рисунок 3.13 – Средняя сумма теплового баланса поверхности моря за теплый (а) и холодный (б) периоды 1979–2019 гг.

Одной из характеристик теплоотдачи является продолжительность холодного сезона (ПХС). Она отображает длительность периода, когда море отдаёт тепло в атмосферу. ПХС в БМ в среднем составляет 7–8 месяцев. Максимальная продолжительность холодного периода (240–260 суток) наблюдается в районе пролива между островом Медвежий и мысом Нордкап, а также над Западным желобом. В районе поступления атлантических вод в акваторию БМ выше: от 260–280 суток. В южной и центральной частях моря продолжительность холодного сезона увеличивается на 4 дня за 40 лет, что возможно, связано с возрастанием поступления тепла за счёт адвекции АВ.

Продолжительность холодного сезона в северной части моря сокращается на 8 дней за 40 лет, что согласуется с интенсивным сокращением льда в этом районе и увеличением теплоотдачи. В южной, юго-западной и центральной частях моря в тёплый сезон года отмечается уменьшение поступления тепла из атмосферы к поверхности моря, но также уменьшение теплоотдачи в атмосферу в холодный период. В северной и северо-западной частях моря в тёплый сезон отмечается увеличение поступления тепла из атмосферы к поверхности моря, но также наблюдается увеличение теплоотдачи в атмосферу в холодный период. Сдвиг даты начала нагрева наблюдается в южной и юго-восточной части на более поздние сроки (4–5 дней за 10 лет), и наоборот, сдвиг на более ранние сроки в северной и северо-восточной части моря (4–5 дней за 10 лет). Для дат окончания нагрева наблюдается обратная ситуация, чем для дат начала нагрева. В южной части отмечается сдвиг на более ранние сроки (1–2 дня за 10 лет), в северной – на более поздние сроки (4–5 дней за 10 лет).

Исходя из представленных результатов, рост теплоотдачи в зимний период не связан с увеличением нагрева в тёплый 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). В южной и юго-западной частях моря наблюдается обратная тенденция: отдача тепла в период охлаждения поверхности постепенно уменьшается (КЛТ суммы потока явного тепла за период охлаждения положительный, 500–1000 МДж/м² за 40 лет). При этом теплоотдача за счёт потока скрытого тепла почти на всей акватории моря увеличивается (КЛТ суммы потока скрытого тепла за период охлаждения на большей части акватории составляет минус 200–800 МДж/м² за 40 лет). То есть, на севере и северо-востоке моря тенденции этих двух составляющих имеют одинаковый знак, а в южной и юго-западной части моря они разнонаправленны, но преобладает рост теплоотдачи за счёт явного потока тепла.

Величины явного и скрытого турбулентного теплообмена зависят от разности температуры поверхности моря (ТПМ) и приземной температуры воздуха (ПТВ), а также от скорости ветра. С целью оценки того, какой из этих параметров внес наибольший вклад в наблюдаемые тренды потоков тепла, была проанализирована их изменчивость на исследуемом временном интервале. Статистически значимый положительный тренд разности между ПТВ и ТПМ характерен для большинства месяцев года. Наиболее выражен положительный тренд в северной и северо-восточной частях моря, а в южной части тренд отрицательный или близок к 0. Для примера, приведен тренд разности ПТВ и ТПМ, скорости ветра для трех контрольных точек (см. рис. 3.14, 3.15). Точки выбраны в районах с характерной изменчивостью северо-восточной и центральной и юго-западной частях моря (76° с.ш. 50° в.д.; 75° с.ш. 40° в.д.; 73° с.ш. 30° в.д.).

Как следует из приведенных графиков, разность аномалий ТПМ и ПТВ во всех контрольных точках имеет положительный тренд (0,001–0,009 °С за год), который обусловлен в большей степени ростом ПТВ (КЛТ аномалии ПТВ составляет от 0,005 °С за год в точке А до 0,012 °С за год в точке В). В контрольных точках в центральной, юго-западной, северо-восточной частях БМ коэффициент линейного тренда аномалии ТПМ составляет 0,003 °С/год.

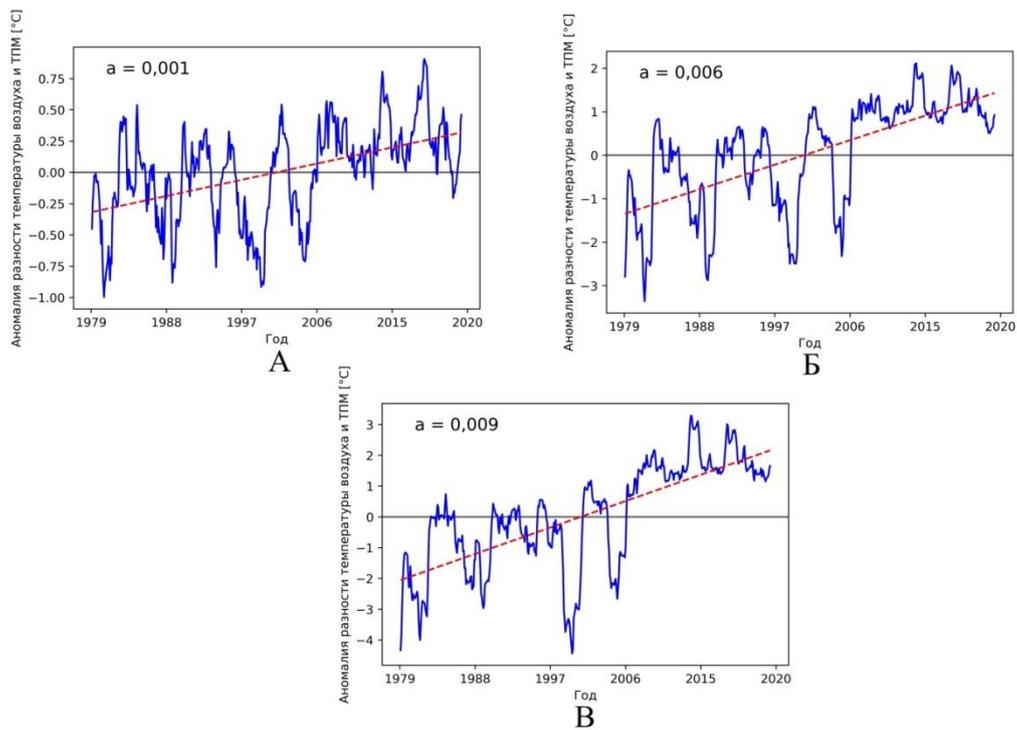


Рисунок 3.14 – Аномалии разности между температурой воздуха на 2 м и температурой поверхности моря для контрольных точек 73° с.ш. 30° в.д. (А), 75° с.ш. 40° в.д. (Б) и 76° с.ш. 50° в.д. (В).

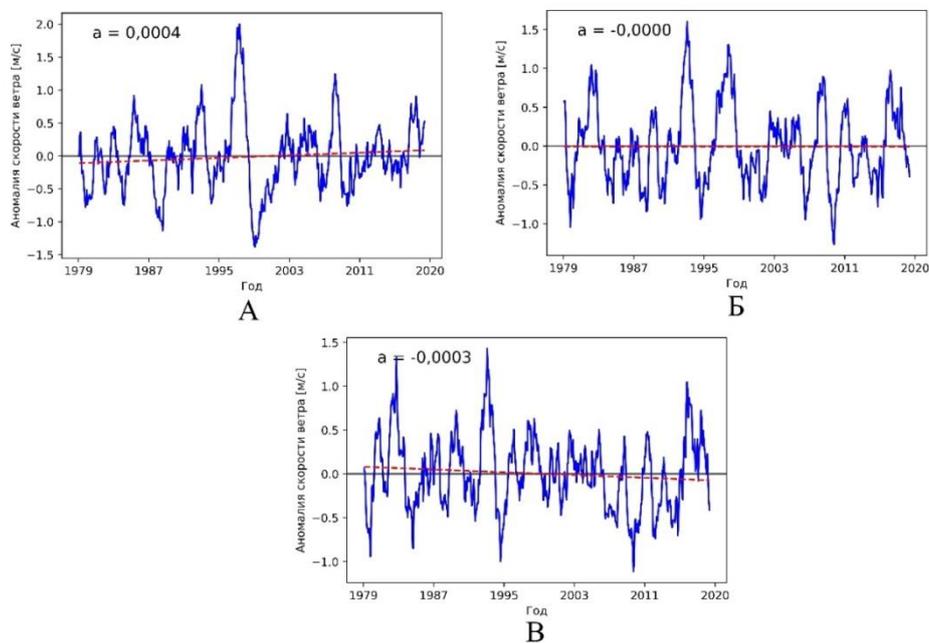


Рисунок 3.15 – Аномалии скорости ветра для контрольных точек 73° с.ш. 30° в.д. (А), 75° с.ш. 40° в.д. (Б) и 76° с.ш. 50° в.д. (В)

В юго-западной части моря тренд разности между температурами либо отрицательный, либо близок к 0.

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 во всех трёх контрольных точках хоть и подвержена межгодовой изменчивости, характеризуется близким к нулю коэффициентом линейного тренда. В исследовании [Суркова, Крылов, 2016] отмечается отсутствие многолетнего выраженного тренда экстремальных скоростей ветра над Баренцевым морем с 1981 по 2010 гг., хотя для 1990-х гг. отмечается увеличение значений скорости и рост повторяемости процессов меридионального типа. 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 тенденция к «сохранению сезонной памяти», что препятствует ледообразованию.

Далее в разделе 4.3 рассмотрен вклад теплового баланса в изменение термодинамических параметров ВКС, а в разделе 4.4 рассмотрен относительный вклад теплообмена на границе моря и атмосферы на примере простой боксовой модели в изменение средней температуры вод БМ с учетом затрат тепла на таяние льда.

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 влияющих процессов 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.

4.1. Зависимость дат полного очищения от льда от адвективного переноса тепла

Как было показано в разделе 3.4, в Баренцевом море основным адвективным источником тепла является поступление атлантических вод из Норвежско-

го 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. Результаты расчета кросс-корреляций между ДПО и адвективным потоком тепла для различных месяцев года представлены в таблице 4.1.

Таблица 4.1 – Кросс-корреляция между ДПО и среднемесячным потоком тепла (с удаленным линейным трендом) через разрез – 1 на временном интервале 1993–2019

Месяц	Номер района					
	1	2	3	4	5	6
1	0,128	-0,254	-0,410	-0,290	-0,228	-0,244
2	0,433	0,063	0,190	-0,377	-0,504	-0,359
3	0,141	0,319	-0,129	-0,495	-0,191	-0,351
4	-0,261	-0,318	-0,229	0,124	0,201	0,046
5	-0,244	-0,195	0,320	-0,270	-0,260	-0,173
6	-0,336	-0,293	-0,243	0,431	0,310	0,129
7	-0,401	-0,593	0,143	-0,018	-0,109	0,507
8	-0,197	-0,208	-0,219	-0,098	0,016	-0,098
9	-0,162	0,090	0,228	0,051	0,174	-0,135
10	-0,105	0,449	-0,031	0,302	0,327	-0,367
11	-0,444	0,093	-0,256	0,296	0,324	-0,069
12	-0,226	-0,069	-0,144	0,383	0,321	0,323

Пояснение: жирным шрифтом выделены коэффициенты корреляции, превышающие по абсолютной величине 0,5.

Максимальный, по абсолютной величине, коэффициент корреляции отмечается для района 2 и потоком тепла в июле. С учетом среднего ДПО для этого района

(конец июня), рассмотренного выше, этот результат можно считать вполне ожидаемым, поскольку район 2 находится в непосредственной близости от западной границы моря, и поступающая с северной ветвью Нордкапского течения (см. рис. 1.3) атлантическая вода быстро его достигает, не успевая заметно трансформироваться. Высокие по абсолютной величине коэффициенты корреляции наблюдаются также для района 5 ($-0,504$ с потоком тепла в феврале) и района 4 ($-0,495$ с потоком тепла в марте). Если сопоставить расположение районов 4 и 5 (см. рис. 3.6) со схемой течений на рисунке 1.3, то можно видеть, что район 5 находится на пути южной ветви Нордкапского течения, переходящего в Западное Новоземельское течение на южной границе района 4. Соответственно, временной сдвиг в 5 месяцев косвенно показывает время добегания теплового сигнала в южной ветви Нордкапского течения до указанных районов. Меньшие коэффициенты корреляции для районов 4 и 5, по сравнению с районом 2, вероятно, связаны с трансформацией (охлаждением и распреснением) атлантической воды в южной ветви Нордкапского течения вследствие слияния с водами холодного течения Литке (см. рис. 1.3). Высокий и, при этом, положительный коэффициент корреляции ($0,507$) ДПО с потоком тепла в июле для самого южного района 6 вызвал сомнения в его реалистичности. При более внимательном изучении временного ряда ДПО для района 6 выяснилось, что из 26-ти лет (с 1993 по 2019 гг.) ледяной покров в данном районе наблюдался только в 9-ти случаях. Т.е. временной ряд ДПО на две трети состоит из нулевых значений, что не позволяет рассматривать полученный высокий коэффициент корреляции как реалистично описывающий связность временных рядов. Корреляции между фактическими и рассчитанными по регрессионным зависимостям аномалиями ДПО для районов 2 и 5, а также фактические и рассчитанные временные ряды ДПО с добавленными линейными трендами представлены на рисунке 4.1. Хорошо заметно, что резкое уменьшение ДПО в обоих районах произошло между 2003 и 2007-м годами. В районе 5 существенно возросла амплитуда межгодовых колебаний, причем в отдельные годы после 2007 года район 5 был в среднем круглогодично безледным.

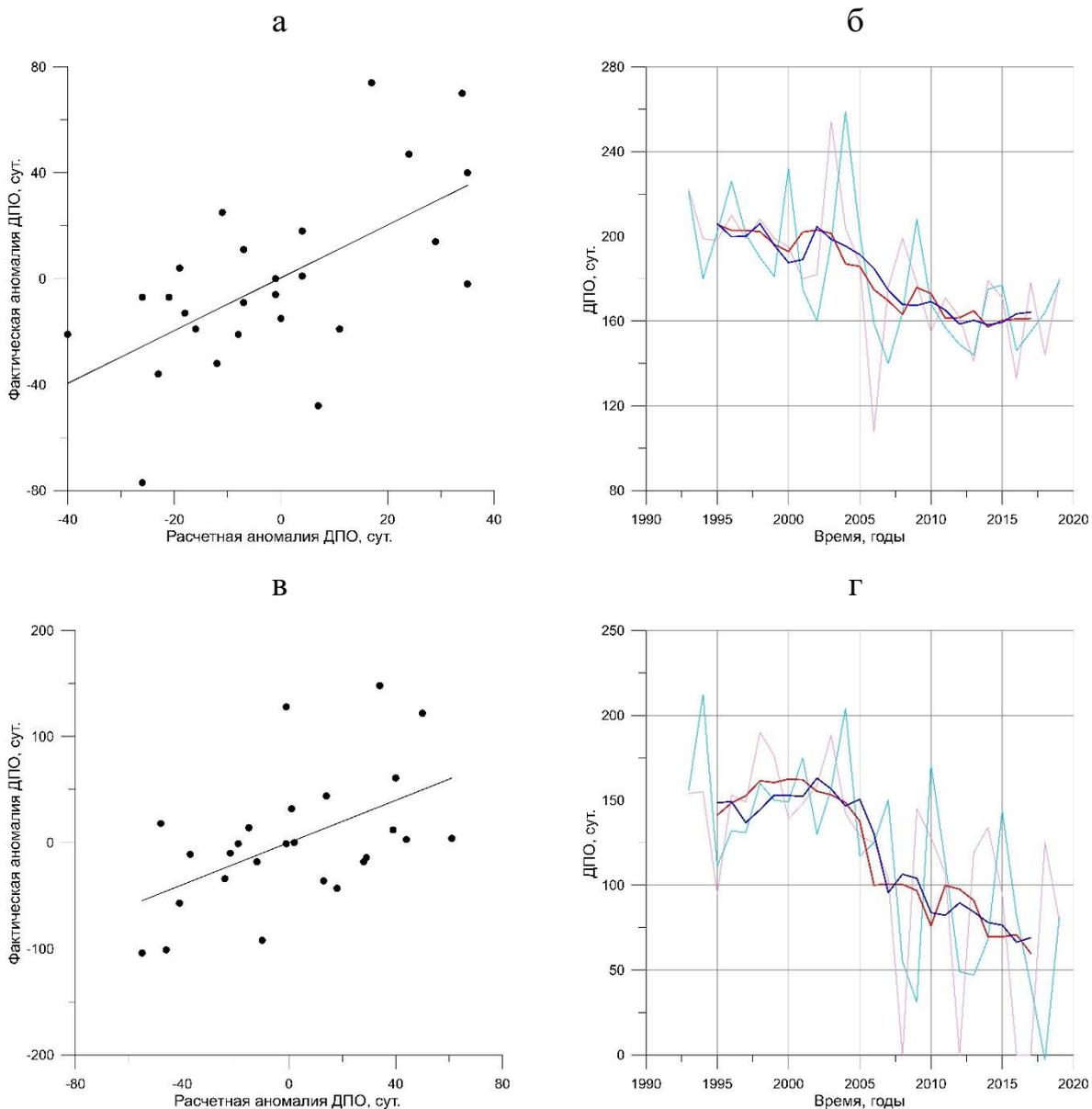


Рисунок 4.1 – Корреляции между фактическими и рассчитанными по регрессионным зависимостям аномалиями ДПО для районов 2 (А) и 5 (В). Фактические (красный цвет) и рассчитанные (голубой цвет) временные ряды ДПО с добавленными линейными трендами для районов 2 (Б) и 5 (Г). Жирными линиями на (Б) и (Г) показано скользящее 5 летнее сглаживание.

Выполненный в разделе 3.3 анализ пространственно–временной изменчивости ДПО для акватории Баренцева моря с использованием метода кластерного анализа HDBSCAN позволил выделить районы (кластеры) с синхронной динамикой ДПО (см. раздел 3.4). Выделенные районы находятся на пути распространения атлантических вод (АВ) в Баренцевом море (рис. 4.2), что позво-

лило связать выявленную временную изменчивость ДПО с изменчивостью переноса АВ через западную границу моря.

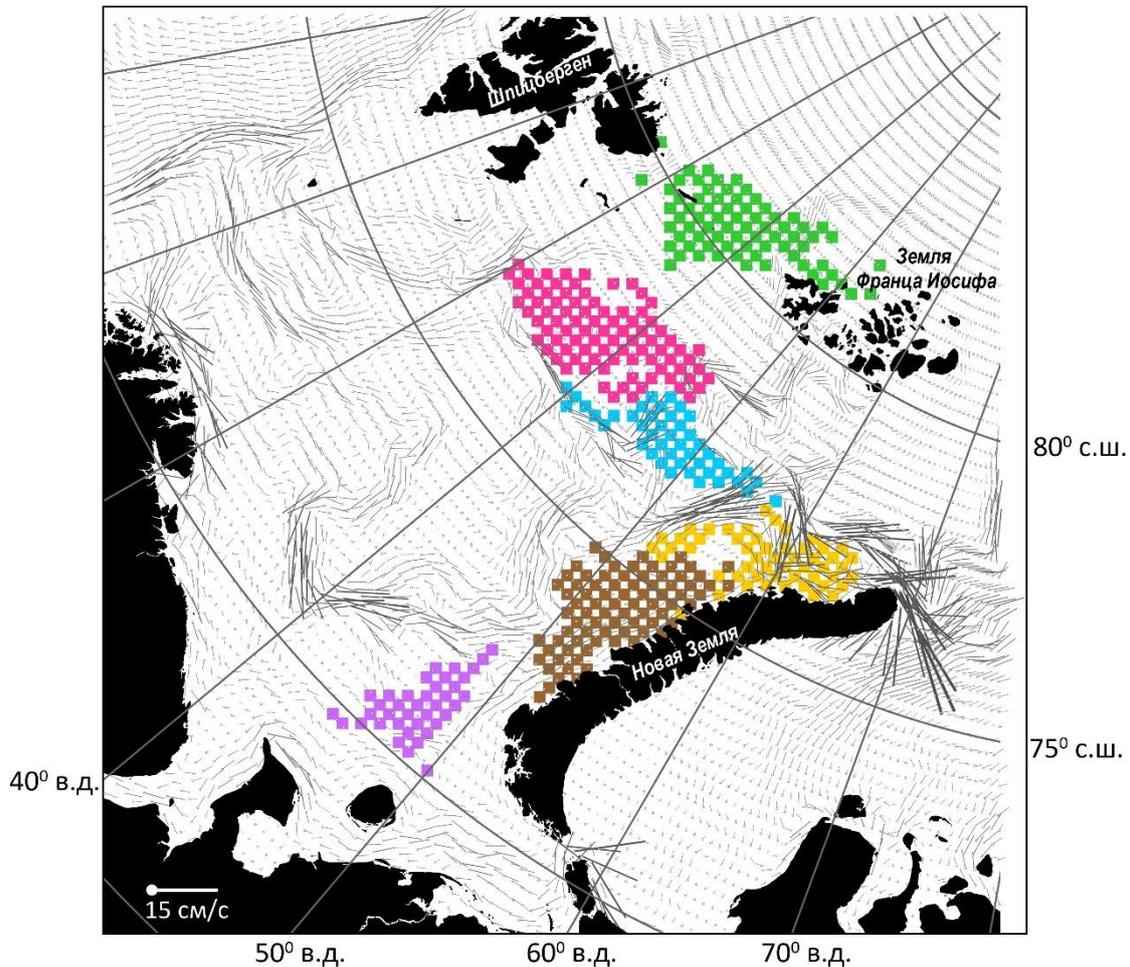


Рисунок 4.2 – Районирование Баренцева моря по датам полного сезонного очищения ото льда (ДПО) - см. раздел 3.4. Район 1 (зеленый цвет), район 2 (красный цвет), район 3 (синий цвет), район 4 (голубой цвет), район 5 (коричневый цвет), район 6 (сиреневый цвет). Осредненные на интервале 1993-2018 векторы течений у поверхности моря показаны черным цветом [<http://bulletin.mercator-ocean.fr/en/PSY4#3/75.50/-51.33>].

Тепловое воздействие АВ обусловлено поступлением дополнительного тепла в верхний слой вод и к нижней границе ледяного покрова. Сдвиг во времени между поступлением АВ через западную границу Баренцева моря и ДПО определяется скоростью течения при условии, что тепловой сигнал достигает интересующих районов с сохранением достаточной интенсивности. Некоторое

ограничение на представленные ниже выводы внесли два обстоятельства. Первое связано с тем, что доступные временные ряды адвективных потоков тепла начинаются с 1993 года, т.е. составляют только 26 лет, что, безусловно, не может быть признано достаточным для строгой оценки полученных корреляционных зависимостей. Другим ограничением являются значительные тренды во временных рядах. При этом следует отметить, что тренды не являются однородными по времени, что косвенно указывает на изменение статистической структуры рядов в начале 2000-годов. Чтобы отфильтровать искусственно завышенные корреляции, связанные с трендами, перед расчетом корреляций линейные тренды в рядах удалялись, а на этапе применения полученных регрессионных зависимостей добавлялись к расчетному ряду в виде детерминированной компоненты. Благодаря применению указанной процедуры количество значимых корреляций существенно сократилось, что вероятно следует признать позитивным результатом, поскольку рассчитанные таким образом корреляции по сути отражают искомую связность рядов, а не связность трендов.

Результаты анализа, представленного в предыдущем разделе, в целом согласуются с расположением выделенных 6 однородных по изменчивости ДПО районов (кластеров). 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, особенности временной изменчивости ДПО в этих районах существенно различны. 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 г.) и более поздним в холодный период (с 1979 г. по 1989 г.), 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 абсолют-

ной величине 0,5 (см. таблицу 4.1). 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 (см. рис. 1.3 и 4.2.), 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, вероятно, 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, теоретически, 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.

4.2. Роль полного очищения ото льда в формировании сезонной изменчивости параметров ВКС

Интуитивно понятно, что дата полного очищения от льда (ДПО) должна в той или иной степени зависеть от теплового баланса поверхности моря в предшествующий холодный сезон. Как было показано ранее (см. раздел 3.4) теплоотдача с поверхности моря в холодный сезон возрастает в районах, где ледяной покров сокращается, что, вероятно, должно вести к смещению ДПО на более ранние сроки. При этом малая величина коэффициента корреляции в каком-то из выделенных по ДПО районах косвенно указывает на более значимую роль горизонтальной адвекции в этом районе. С другой стороны, после начала теплого сезона (ДНН), ДПО будет зависеть от того насколько быстро будет происходить разрушение ледяного покрова, что характеризуется степенью связности разности ДПО и ДНН с потоком тепла на границе моря и атмосферы в конкретном районе и сплоченностью льда на момент начала нагрева. Очевидно, что ДПО является ключевым параметром, определяющим начало активной аккумуляции тепла ВКС. Кроме ДПО, максимальная температура ВКС в летний сезон зависит от потока тепла на границе моря и атмосферы в теплый сезон и температуры ВКС к началу теплого периода.

Как уже было описано в разделе 3.1, концентрация льда по всей акватории БМ сокращается. Концентрация льда в ДНН и ДПО имеют однонаправленный тренд. Коэффициент корреляции Спирмена между ДПО и концентрацией льда в дату начала нагрева положительный и значимый (рис. 4.3). Высокая корреляция между концентрацией льда и последующим очищением акватории ото льда отмечается для районов 3 и 6 – 0,85...0,87. Внутри районов корреляция положительная, значимая и составляет 0,5...0,7. Нагрев начинается значительно раньше, чем наступает полное очищение ото льда. Следовательно, чем ниже концентрация льда на момент начала нагрева, тем раньше произойдет освобождение акватории ото льда.

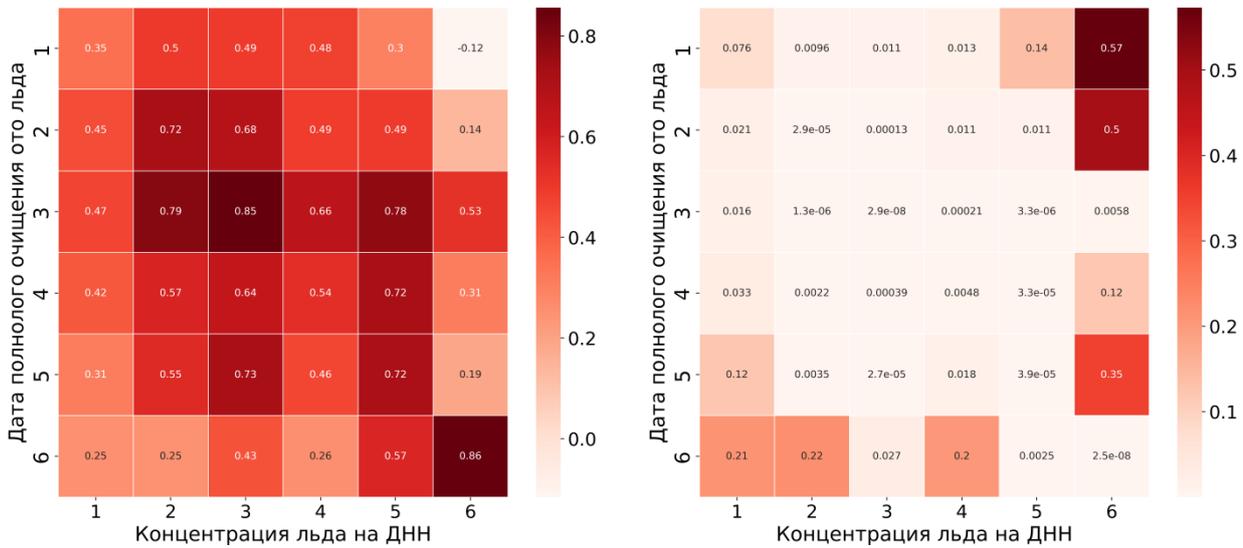


Рисунок 4.3 – Коэффициент корреляции Спирмена между ДПО и концентрацией льда в дату начала нагрева (слева), p-value (справа).

Проанализирована связь ДПО и суммарного теплового баланса в зимний период (ТБЗП) с помощью коэффициента корреляции Спирмена (рис. 4.4).

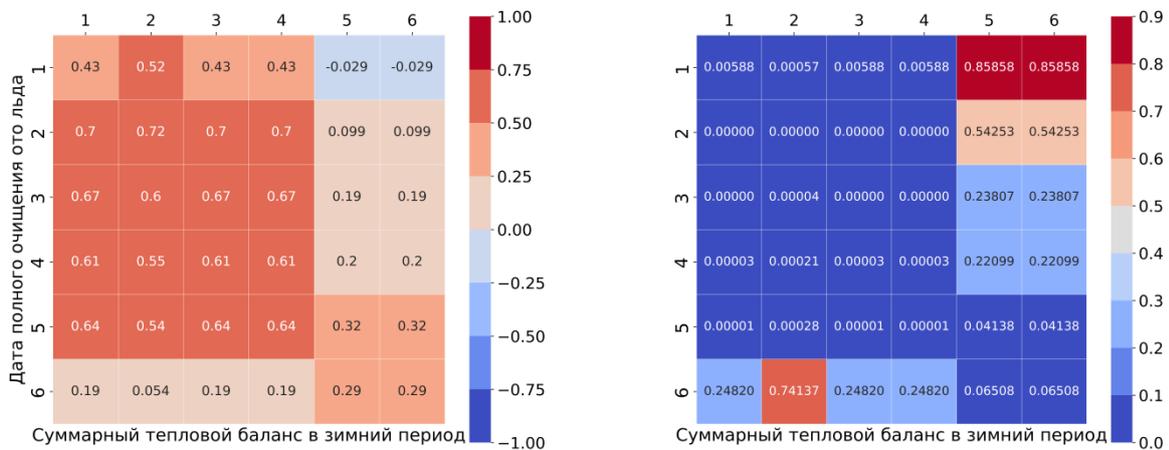


Рисунок 4.4 – Коэффициент корреляции Спирмена между ДПО и суммарным тепловым балансом в зимний период (слева), p-value (справа).

Максимальная значимая корреляция (0,72) наблюдается между суммарным тепловым балансом в зимний период в районе 2 и ДПО в районе 2. Для дат очищения ото льда в районе 2 характерен максимальный сдвиг на более ранние сроки. Стоит отметить, что высокая значимая корреляция отмечается между суммарным тепловым балансом в зимний период в районах 1–4 с ДПО в районах 2–5 (0,54...0,7). В целом это связано с близким расположением друг к другу

районов. ТБ_{ЗП} имеет отрицательный линейный тренд по модулю и с каждым годом отдача в атмосферу увеличивается (см. раздел 3.4). Положительная связь между ДПО и суммарным тепловым балансом в зимний период, говорит о том, что чем больше теплоотдача в холодный период с поверхности моря, тем раньше сойдет лед. 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.

Коэффициент корреляции Спирмена между <ДПО – ДНН> и суммарным потоком тепла на границе моря и атмосферы (рис. 4.5) за временной интервал равный ДПО минус ДНН для большинства районов незначим ($p\text{-value} > 0,05$). Суммарный поток тепла в теплый период увеличивается для 1–4 районов, а для 5–6 районов уменьшается (см. раздел 3.4).

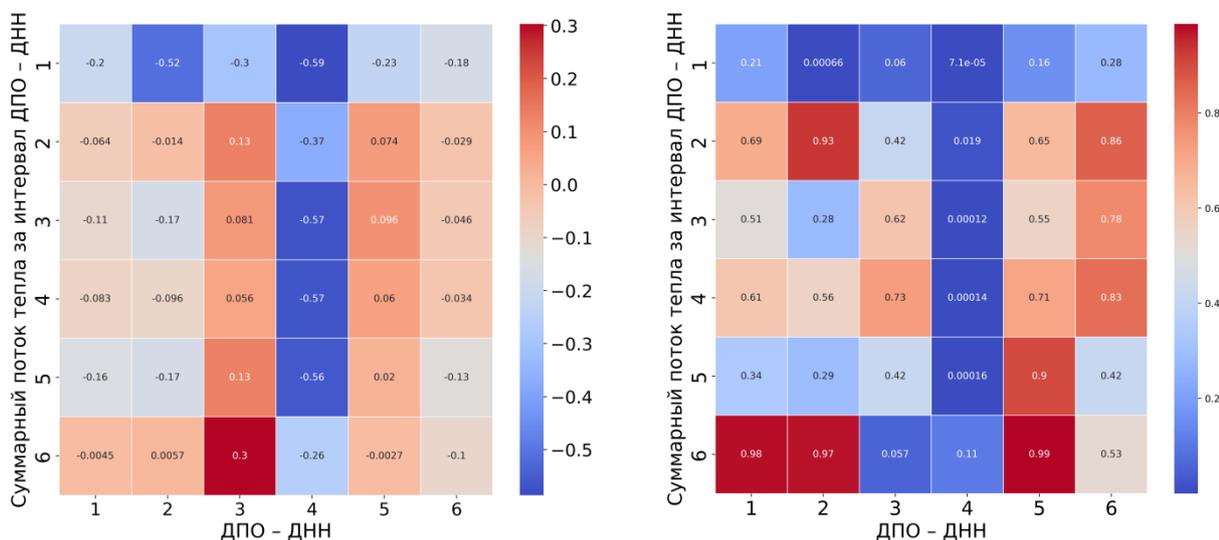


Рисунок 4.5 – Коэффициент корреляции Спирмена между <ДПО – ДНН> и суммарным потоком тепла на границе моря и атмосферы за временной интервал равный ДПО – ДНН, p-value (справа).

Разница между датой освобождения ото льда и нагревом поверхности с каждым годом становится меньше, по причине сильного сдвига ДПО на ранние сроки. ДНН на ранние сроки сдвигается незначительно (см. раздел 3.4). Значимый отрицательный коэффициент отмечается только для района 4 с суммарными потоками тепла в других районах, минимальное значение ($-0,57$). Что подтверждает связь между увеличением потока тепла и ледообразованием: чем раньше начинается нагрев и разрушается лед, тем больше тепла аккумулируется на поверхности (рис. 4.5).

Коэффициент корреляции Спирмена между началом очищения ото льда и максимальной температурой ВКС в теплый сезон для всех районов отрицательный и значим (рис. 4.6). Для всей акватории моря наблюдается рост температуры ВКС. Отрицательная корреляция в данном случае значит, что сдвиг очищения ото льда на ранние сроки приводит к увеличению температуры ВКС в последующем сезоне. Максимальная корреляция наблюдается для района 2 ($-0,65$): чем раньше начинает сходить лед, тем выше температура ВКС в последующий теплый сезон. Высокая, значимая корреляция наблюдается в близко расположенных районах (2–4).

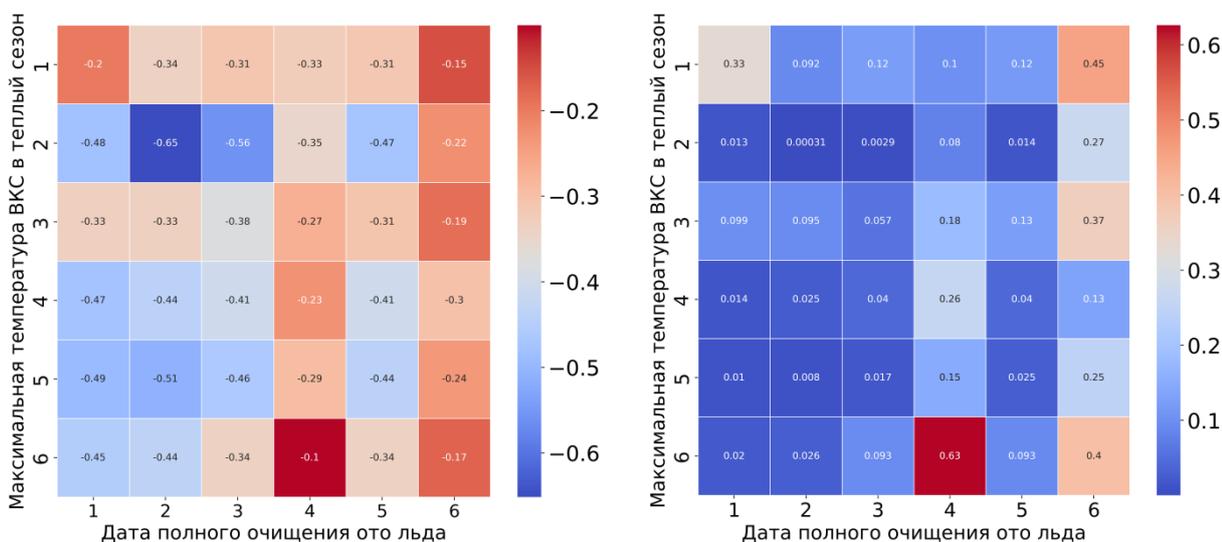


Рисунок 4.6 – Коэффициент корреляции Спирмена между ДПО и максимальной температурой ВКС в теплый сезон, p-value (справа)

Для большинства районов корреляция между ТБ в теплый период и максимальной температурой положительная (рис. 4.7). Максимальная значимая корреляция между суммарным тепловым балансом в теплый период и максимальной температурой ВКС отмечается для района 2 (0,55). В этом районе отмечается рост ТБ в теплый период (см. раздел 3.4), а также рост температуры. Отрицательные коэффициенты корреляции в этом случае все незначимы. Между максимальной температурой ВКС в районе 5 и суммарным ТБ в теплый период в районе 2 отмечается положительный коэффициент корреляции (0,44).

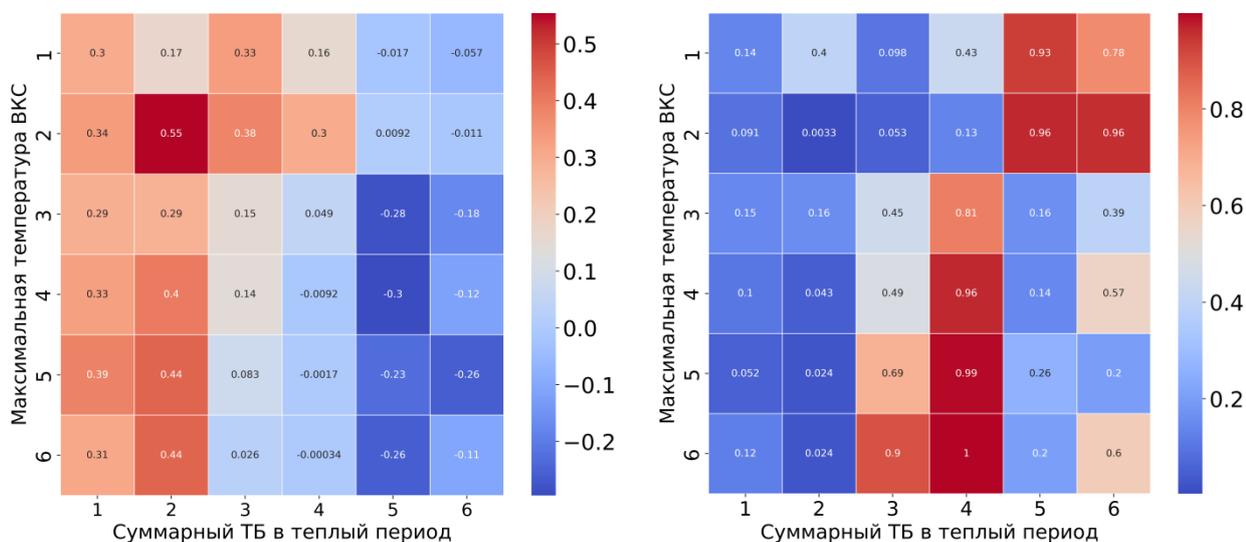


Рисунок 4.7 – Коэффициент корреляции Спирмена между ТБ в летний сезон и максимальной температурой ВКС, p value (справа)

Коэффициент корреляции Спирмена между температурой ВКС к началу теплого сезона и максимальной температурой ВКС для районов 1 и 2 отрицательный и незначим (рис. 4.8). Для всех остальных районов корреляция между максимальной температурой ВКС и температурой к началу теплого сезона положительная и значима (0,5...0,75). Для всех районов отмечается рост температуры ВКС к началу теплого сезона, максимальный тренд отмечается для районов 5 и 6 (см. далее 4.3). Самая высокая корреляция между температурами отмечается для 5–6 районов (0,6–0,7).

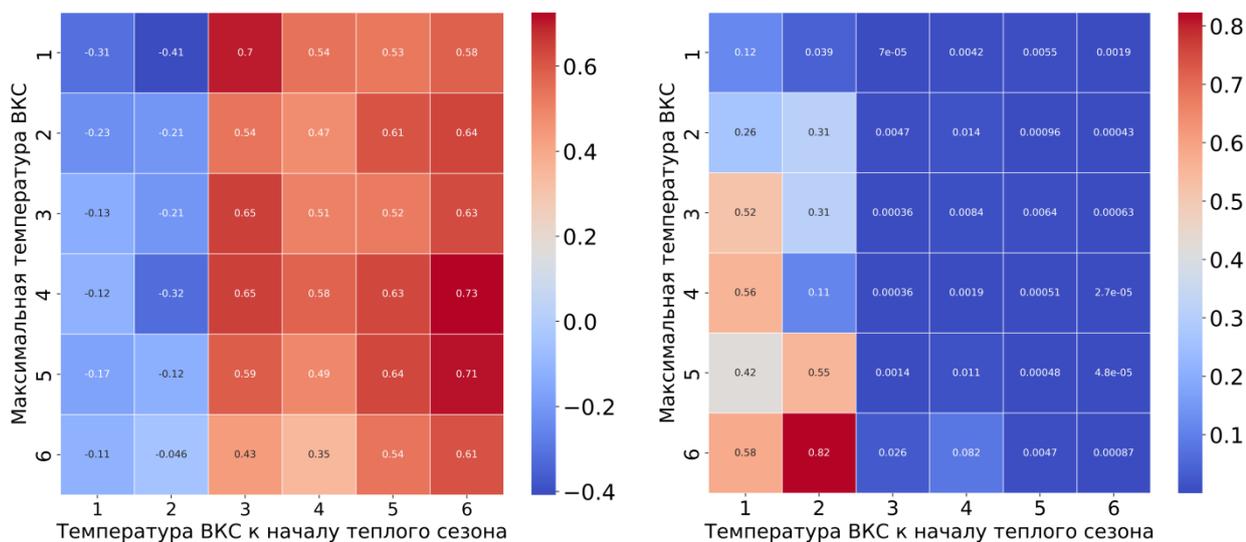


Рисунок 4.8 – Коэффициент корреляции Спирмена между температурой ВКС к началу теплого сезона и максимальной температурой ВКС, p-value (справа)

Согласно приведенным выше расчетам, подтверждается ведущая роль ДПО в формировании температурных условий ВКС. Увеличение теплоотдачи в холодный период (см. раздел 3.4) не приводит к формированию продолжительного ледового сезона, и наблюдается освобождения ото льда в более ранние сроки. Далее, раннее освобождение ото льда запускает ряд физических процессов, которые в конечном итоге увеличивают аккумуляцию тепла в ВКС.

4.3. Вклады влияющих процессов в изменения термохалинных параметров ВКС

На большей части акватории Баренцева моря параметры ВКС существенно меняются в течение года [Ожигин и др., 2016]. 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., 2013]) 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, определенных в разделе 3.4. Для определения средних временных границ теплого и холодного сезонов

пространственно-осредненные ежесуточные данные о суммарном тепловом балансе на поверхности моря в каждом из районов были осреднены посуточно по всем годам на временном интервале 1994–2018, после чего были определены даты перехода теплового баланса через ноль, соответствующие средним временным границам сезонов. Для оценки изменчивости были выбраны параметры ВКС: толщина, температура и соленость.

Алгоритм расчета вкладов перечисленных процессов в изменение параметров ВКС приведен в подразделе 2.6. Средние по пространству статистические характеристики рассматриваемых параметров в каждом из шести районов для теплого и холодного сезонов представлены в таблицах 4.2 и 4.3.

Таблица 4.2 – Пространственные статистические характеристики
для холодного сезона

Интервал осреднения		08.09 - 22.05	07.09 - 03.05	07.09 - 24.05	07.09 - 17.05	04.09 - 13.05	10.10 - 28.04
Параметр	Статистика	Район- 1	Район- 2	Район- 3	Район- 4	Район- 5	Район- 6
Глубина ВКС, м	Среднее	43.4	81.8	124.5	73.2	87.9	73.0
	СКО	21.5	42.2	67.4	27.7	35.2	17.8
	Макс.	77.2	137.5	208.9	102.02	126.3	96.0
	Мин.	8.6	16.1	19.7	18.6	18.3	32.2
Температура ВКС, °С	Среднее	-1.3	-0.6	-0.03	-0.11	1.07	1.4
	СКО	0.4	1.1	1.2	1.4	1.9	1.6
	Макс.	0.06	2.6	3.2	3.4	5.2	5.5
	Мин.	-1.6	-1.4	-1.2	-1.4	-0.7	-0.1
Соленость ВКС, ЕПС	Среднее	34.0481	34.4307	34.7031	34.723	34.700	34.58
	СКО	0.5289	0.2279	0.1449	0.123	0.0833	0.04
	Макс.	34.5369	34.6695	34.8535	34.858	34.8	34.63
	Мин.	32.7593	33.9714	34.3948	34.431	34.548	34.48

Концентрация льда, доли единицы	Среднее	0.68	0.45	0.27	0.27	0.14	0.11
	СКО	0.20	0.25	0.16	0.17	0.12	0.09
	Макс.	0.86	0.72	0.48	0.48	0.31	0.24
	Мин.	0.26	0.012	0.001	0.005	0.00006	0.001
Толщина льда, м	Среднее	0.81	0.47	0.29	0.31	0.17	0.13
	СКО	0.17	0.22	0.16	0.17	0.12	0.09
	Макс.	0.95	0.67	0.45	0.50	0.33	0.26
	Мин.	0.42	0.02	0.005	0.01	0.0004	0.001
Суммарный поток тепла на поверхности океана, Вт/м ²	Среднее	-58.72	-75.77	-109.68	-119.45	-133.08	-19.00
	СКО	26.86	39.33	51.20	56.07	66.63	6.65
	Макс.	-0.74	-0.14	-2.01	-0.66	-2.2	-2.17
	Мин.	-101.8	-147.9	-172.7	-186.65	-236.46	-30.36

Таблица 4.3 – Пространственные статистические характеристики для теплого сезона

Интервал осреднения		23.05	04.05	25.05	18.05	14.05	29.04
		–	–	–	–	–	–
		07.09	06.09	06.09	06.09	03.09	09.10
Параметр	Статистика	Район-1	Район-2	Район-3	Район-4	Район-5	Район-6
Глубина ВКС, м	Среднее	7.5	11.2	14.6	13.4	20.9	15.4
	СКО	4.1	5.4	8.2	5.8	16.1	7.1
	Макс.	27.6	36.7	51.7	34.3	67.5	34.8
	Мин.	5.2	7.4	8.8	8.2	10.0	7.9
Температура ВКС, °С	Среднее	-0.55	1.4	2.05	2.02	3.2	5.7
	СКО	0.8	1.7	1.67	1.8	2.06	1.9
	Макс.	0.3	3.2	3.6	3.7	5.3	7.5
	Мин.	-1.7	-1.4	-1.05	-1.2	-0.5	1.2

Соленость ВКС, ЕПС	Среднее	33.014	33.914	34.320	34.393	34.582	34.43
	СКО	0.6755	0.202	0.102	0.114	0.041	0.02
	Макс.	34.3930	34.4694	34.621	34.693	34.685	34.48
	Мин.	32.4054	33.7241	34.200	34.272	34.540	34.41
Концентрация льда, доли единицы	Среднее	0.49	0.20	0.12	0.13	0.05	0.02
	СКО	0.16	0.18	0.12	0.11	0.06	0.03
	Макс.	0.76	0.57	0.39	0.36	0.2	0.11
	Мин.	0.26	0.011	0.0013	0.005	0.0001	0
Толщина льда, м	Среднее	0.66	0.24	0.15	0.16	0.04	0.02
	СКО	0.16	0.18	0.13	0.12	0.05	0.04
	Макс.	0.42	0.58	0.49	0.38	0.19	0.14
	Мин.	0.92	0.027	0.004	0.01	0.0003	0.00001
Суммарный поток тепла на поверхно- сти океана, Вт/м ²	Среднее	60.21	78.21	79.3	79.37	92.34	64.95
	СКО	30.61	39.68	46.9	56.08	58.04	50.4
	Макс.	110.5	156.7	161.48	173.74	179.15	165.16
	Мин.	0.63	2.13	3.2	1.84	1.05	0.49

Таблица 4.4 – Вклад различных процессов (%) в среднесуточные изменения температуры и солености ВКС

район	сезон	dtq	dta	dtw	dti	dsp	dsa	dsw	dsi
1	холодный	53	44	3	0	12	45	5	38
	теплый	51	48	0	0	6	44	0	50
	год	52	45	2	0	11	44	4	41
2	холодный	59	36	5	0	12	53	10	25
	теплый	51	48	1	0	11	50	2	37
	год	56	40	4	0	12	52	7	29
3	холодный	62	35	3	0	9	70	12	8
	теплый	54	45	1	0	16	50	2	32

	год	59	38	2	0	11	65	9	15
4	холодный	60	38	1	0	11	58	11	20
	теплый	55	44	1	0	17	47	2	34
	год	58	40	1	0	13	54	8	25
5	холодный	63	36	2	0	24	52	10	14
	теплый	57	42	1	0	28	46	1	25
	год	61	38	1	0	25	50	7	18
6	холодный	28	69	2	0	10	71	13	5
	теплый	41	57	2	0	33	46	5	16
	год	35	63	2	0	21	60	9	11

4.3.1. Сезонная изменчивость

Район 1 - самый северный из выделенных районов, расположен между архипелагами Шпицберген и Земля Франса-Иосифа. В этом районе согласно Loeng, 1991 выделяют арктические водные массы (АркВМ) ($<0,0$ °С, 34,3...34,8 ЕПС). Они распространяются до глубины 50 м, и образуются в результате конвекции. Для этого района характерны атлантические воды, поступающие из Арктического бассейна, заполняющие всю систему желобов на глубине 100 и более метров [Lind et al., 2018]. Атлантические воды, поступающие из Норвежского моря, в этом районе отсутствуют. Основное поступление атлантических вод происходит через желоб Франц-Виктория на глубине 50–300 м. Они распространяются под арктическими водами и заглубляются в южном направлении. Средняя сезонная изменчивость параметров ВКС, параметров ледяного покрова, а также потока тепла на границе моря и атмосферы представлена на рисунке 4.9. Глубина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) в январе-феврале составляет 45–70 м, максимум достигается в середине апреля (80 м). после чего происходит резкое уменьшение до 4–5 м в мае. Такая глубина ВКС сохраняется до конца августа и постепенно увеличивается до 25 м к концу сентября. Глубина ВКС в конце ноября достигает 40–45 м.

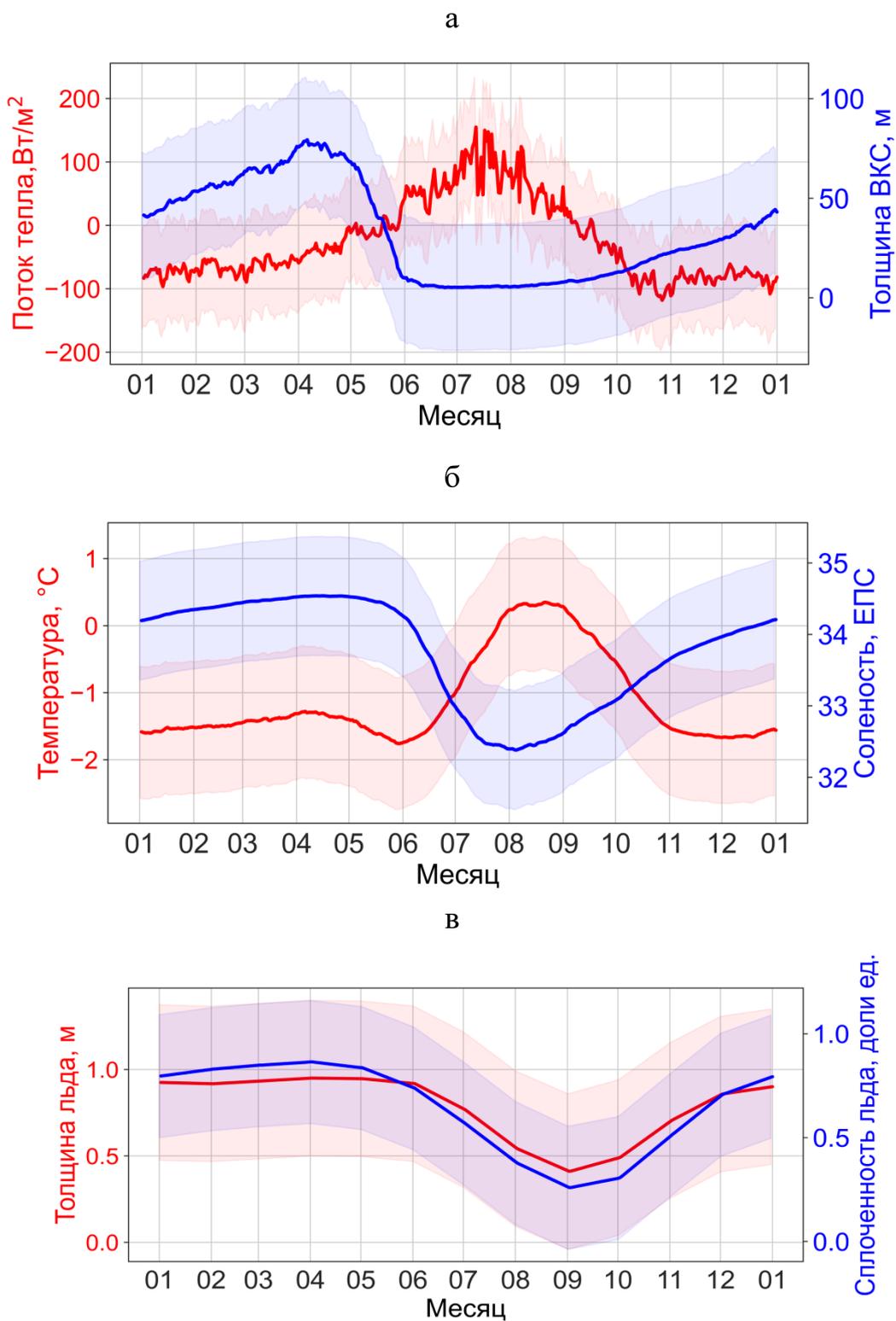


Рисунок 4.9 – Средняя сезонная изменчивость в районе 1: (а) толщину ВКС (синий цвет) и потока тепла на границе моря и атмосферы (красный цвет); (б) температуры (красный цвет) и солёности (синий цвет); (в) толщину льда (красный цвет) и сплоченности льда (синий цвет).

Температура ВКС в январе-феврале составляет $-1 \dots -1,5$ °С, минимальная – отмечается в конце апреля, начале мая и составляет $-1,7$ °С, а максимальная – в конце июля, начале февраля $0,3 \dots 0,5$ °С. Далее температура ВКС понижается до $-1 \dots -1,3$ °С. Среди выделенных районов для района 1 характерна максимальная амплитуда солёности ВКС между летними и зимними периодами. В январе-марте солёность ВКС составляет $34,1 \dots 34,3$ ЕПС. Максимальная солёность отмечается в апреле ($34,6$ ЕПС), во время, когда сплоченность льда максимальна и составляет более $0,9$, а толщина льда 1 м. В июне-июле, когда отмечается активное таяние льда и сплоченность льда опускается до $0,4 \dots 0,5$, солёность уменьшается с 34 до 33 ЕПС. В начале августа отмечается минимум солёности ВКС ($32,6$ ЕПС), а также параметров ледяного покрова. С конца августа до ноября происходит активное ледообразование, ведущее к возрастанию солёности от 33 до 34 ЕПС.

Вклад различных процессов в изменения температуры ВКС представлен на рисунке 4.10. С января по апрель, когда толщина ВКС наибольшая, изменение температуры незначительно и составляет $-0,01 \dots 0,01$ °С/сут. Устойчивый переход к повышению температуры ВКС наблюдается в начале июня, максимальное увеличение отмечается 5 июля и составляет $0,06$ °С/сут, когда толщина ВКС минимальна. В середине августа отмечается переход к понижению температуры ВКС, минимальное понижение температуры ВКС отмечается 5 октября и составляет $-0,05$ °С/сут. С конца октября изменение температуры ВКС незначительно и составляет $-0,01 \dots -0,05$ °С/сут. В среднем период, когда изменение температуры ВКС положительное, длится от $1,5$ до 2 месяцев. Вклад поток тепла на границе море-лед-атмосфера (dtq) вносит значительный в изменчивость температуры перемешанного слоя. С 5 сентября по 25 мая теплоотдача из моря в атмосферу уменьшает температуру ВКС. Максимальный вклад потока тепла на поверхности в уменьшение температуры отмечается в начале октября и составляет $-0,1$ °С/сут. С середины октября и до середины апреля вклад потока

тепла составляет от 0,03 до $-0,05$ $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$ Вклад адвективный поток (dta) оказывает не менее значимое влияние на изменение температуры ВКС.

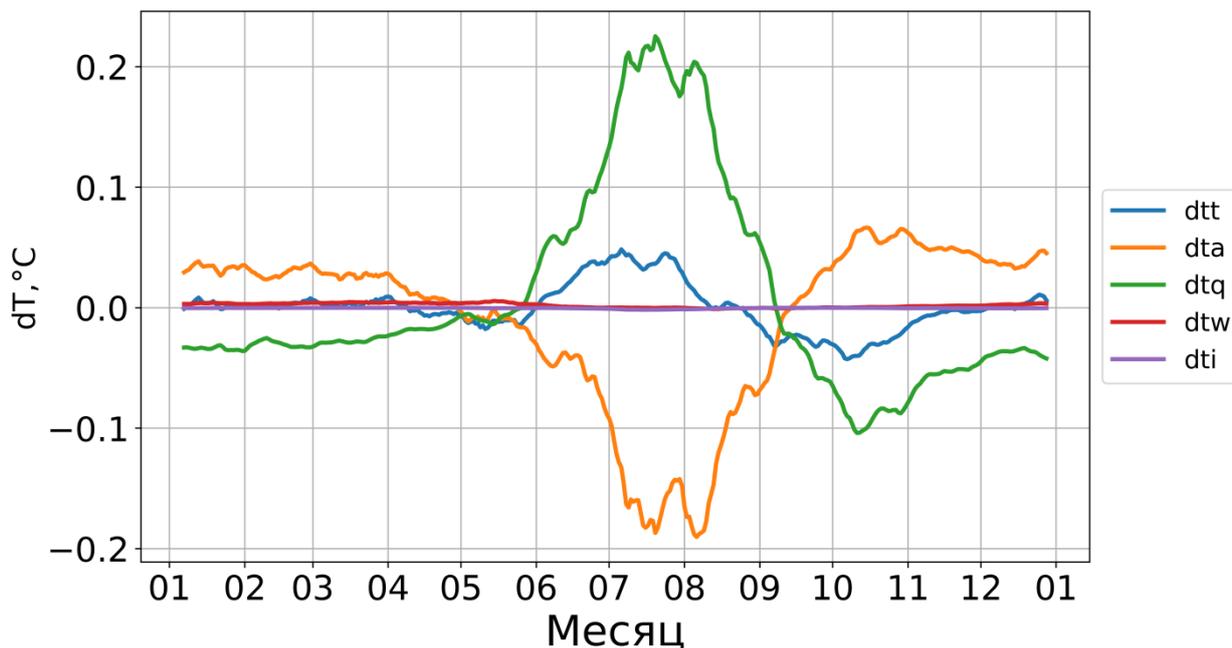


Рисунок 4.10 – Район 1: среднесуточные значения изменения температуры ВКС (dtt , $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$), среднесуточные значения изменения за счет: адвективного потока (dta , $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$), потока тепла на границе море-атмосфера-лед (dtq , $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$), потока тепла из глубин (dtw , $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$), ледообразования и таяния (dti , $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$).

С сентября по апрель положительный вклад адвективного потока в изменение температуры составляет 0,01 до 0,05 $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$ Абсолютный максимум вклада адвективного потока в изменение температуры ВКС отмечается в первой половине октября и составляет 0,08 $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$ С мая по сентябрь вклад горизонтальной адвекции в изменение температуры ВКС меняется на противоположный с максимумом по абсолютной величине в середине июля - начале августа ($-0,19$ $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$). Вертикальный поток тепла на нижней границе ВКС (dtw) вносит значительно меньший вклад в изменение температуры ВКС. В холодный сезон этот поток контролируется термохалинной конвекцией, а в теплый сезон турбулентным вовлечением [Ivanov and Tuzov, 2021]. С сентября по май dtw увеличивает температуру в среднем от 0,002 до 0,004 $^{\circ}\text{C}/\text{сут.}$ Летом вклад этой компоненты

близок к 0. Вклад таяния и образования льда (d_{ti}) в изменение температуры составляет 0.

Вклад различных процессов в изменения солености ВКС (d_{ts}) представлен на рисунке 4.11. Переход от распреснения к осолонению и обратно происходит в среднем 1 мая и 5 августа. Абсолютный максимум увеличения солености ВКС отмечается в начале октября (0,02 ЕПС/сут.). Значения от 0,01 до 0,02 ЕПС/сут. наблюдаются с октября по декабрь. Далее скорость изменения солености ВКС уменьшается в марте-апреле и составляет около 0,003 ЕПС/сут. При анализе среднесуточных значений скорости изменения солености обращает на себя внимание значительный вклад адвекции (рис. 4.7). Большую часть года (с июля до декабря) адвективная компонента (d_{sa}) увеличивает соленость ВКС. Наибольший вклад (более 0.1 ЕПС/сут.) наблюдается в осенние месяцы. С ноября влияние адвекции на соленость постепенно снижается менее 0,01 ЕПС/сут.

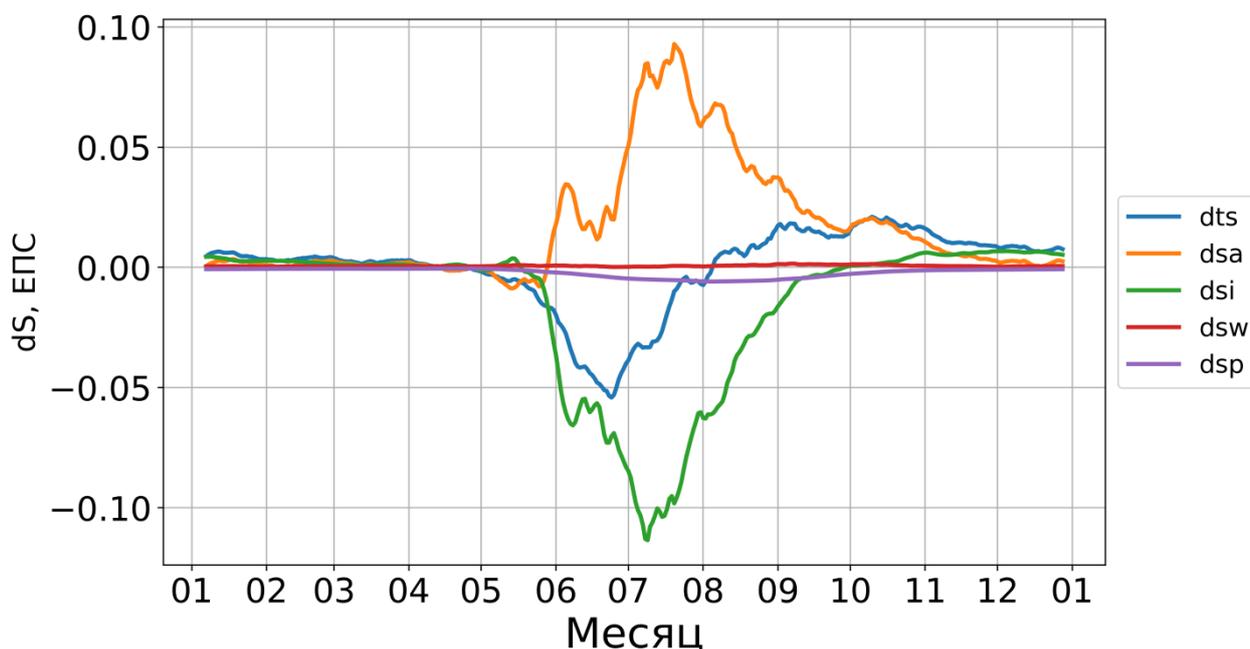


Рисунок 4.11 – Район 1: среднесуточное изменение солёности перемешанного слоя (d_{ts} , ЕПС/сут.), среднесуточные изменения солёности за счет: адвективного потока (d_{sa} , ЕПС/сут.), ледяного покрова (d_{si} , ЕПС/сут.), потока соли из глубин (d_{sw} , ЕПС/сут.), осадков (d_{sp} , ЕПС/сут.)

Важной компонентой, влияющей на изменение солёности ВКС, является вклад нарастание/таяние льда (dsi). В осенне-зимний период при нарастании льда dsi вносит положительный вклад. Максимум осолонения наблюдается в ноябре-декабре и составляет (0,003 ЕПС/сут.) (рис. 4.11). В весенний период изменение солёности за счет вклада льда не отмечается, так как в этом районе основное ледообразование завершилось, а разрушение еще не началось. С середины мая, когда лед начинает постепенно таять, солёность ВКС начинает уменьшаться. С 15 мая по конец сентября dsi уменьшает солёность ВКС. Максимальный вклад таяния льда в летнее распреснение отмечается в начале июля и составляет $-0,12$ ЕПС/сут. В среднем летом таяние уменьшает солёность ВКС от $-0,02$ до $-0,07$ ЕПС/сут. Вклад вертикального потока соли на нижней границе ВКС (dsw) вносит существенно меньший вклад в изменение солёности по сравнению с адвекцией и нарастанием/таянием льда. В среднем с января по февраль, включительно поток соли из глубин увеличивает солёность на 0,0003 ЕПС/сут. С марта по апрель, включительно отмечается увеличение dsw в скорость изменения солёности ВКС с 0,0005 до 0,0012 ЕПС/сут., что вероятно связано с достижением максимальной глубины ВКС. Далее отмечается снижение влияние dsw на солёность почти до с 0,0006 ЕПС/сут до конца года. С января по апрель изменения солёности (dfs) практически не наблюдаются, вклады основных факторов незначительны и компенсируют друг друга. Вклад осадков (dsp) с ноября по май в изменение солёности ВКС отсутствует. В теплый период года количество осадков на море больше [Эзау, Чернокульский, 2015] и за счет этого ВКС опресняется в среднем на $-0,003$ ЕПС/сут. Максимум опреснения за счет осадков достигается в начале августа, dsp составляет $-0,006$ ЕПС/сут.

Район 2 расположен над возвышенностью Персея, в центральной части Баренцева моря, где глубина достигает 100–200 м. Расположение района характеризуется непосредственной близостью к западной границе моря, и поступающая с северной ветвью Нордкапкого течения АВ быстро его достигает, не успевая заметно трансформироваться. Температура этих вод всегда остается

положительной и изменяется от 1 до 8 °С, а соленость составляет от 34,9 до 35,2 ЕПС [Loeng et al., 1997]. Средняя сезонная изменчивость параметров ВКС, параметров ледяного покрова, а также потока тепла на границе моря и атмосферы представлена на рисунке 4.12. Максимальных глубин ВКС в районе 2 достигает в марте (130-137 м), а абсолютный максимум отмечается в начале апреля и составляет 140 м. Далее мощность ВКС быстро уменьшается и к середине июня становится меньше 20 м. Постепенное увеличение толщины ВКС начинается в середине августа и продолжается всю календарную осень. В декабре средняя толщина ВКС составляет 80 м. Минимум температуры ВКС отмечается в середине мая (-1,5 °С), когда наблюдается резкое уменьшение солености и мощности ВКС. После достижения абсолютного минимума температура ВКС начинается увеличиваться с переходом к положительным значениям в конце июня. До абсолютного максимума (3,2 °С) температура ВКС поднимается в середине августа. Далее температура ВКС постепенно опускается и достигает нулевой отметки в третьей декаде октября.

В зимний период температура ВКС в среднем составляет от -1,2 °С до -1 °С. Максимальная соленость ВКС в районе 2 отмечается в марте-апреле (34,7 ЕПС), одновременно с максимальной мощностью ВКС и сплоченностью льда (0,7). В мае-июне отмечается быстрое понижение солености с 34,7 ЕПС до 33,7 ЕПС. Абсолютный минимум солености отмечается в середине июля и составляет 33,6 ЕПС, после чего соленость начинает увеличиваться. Осенью и зимой соленость ВКС постепенно увеличивается до 34,3 ЕПС, что связано ледообразованием. Ледообразование начинается в ноябре, индикатором чего является увеличение сплоченности выше 0,15 (см. рис. 4.12-в). В зимние месяцы сплоченность составляет 0,4–0,65, а толщина льда – 0,55–0,65 м. В марте-апреле отмечается максимум сплоченности и толщины морского льда: 0,68–0,73 и 0,65–0,68 м, соответственно.

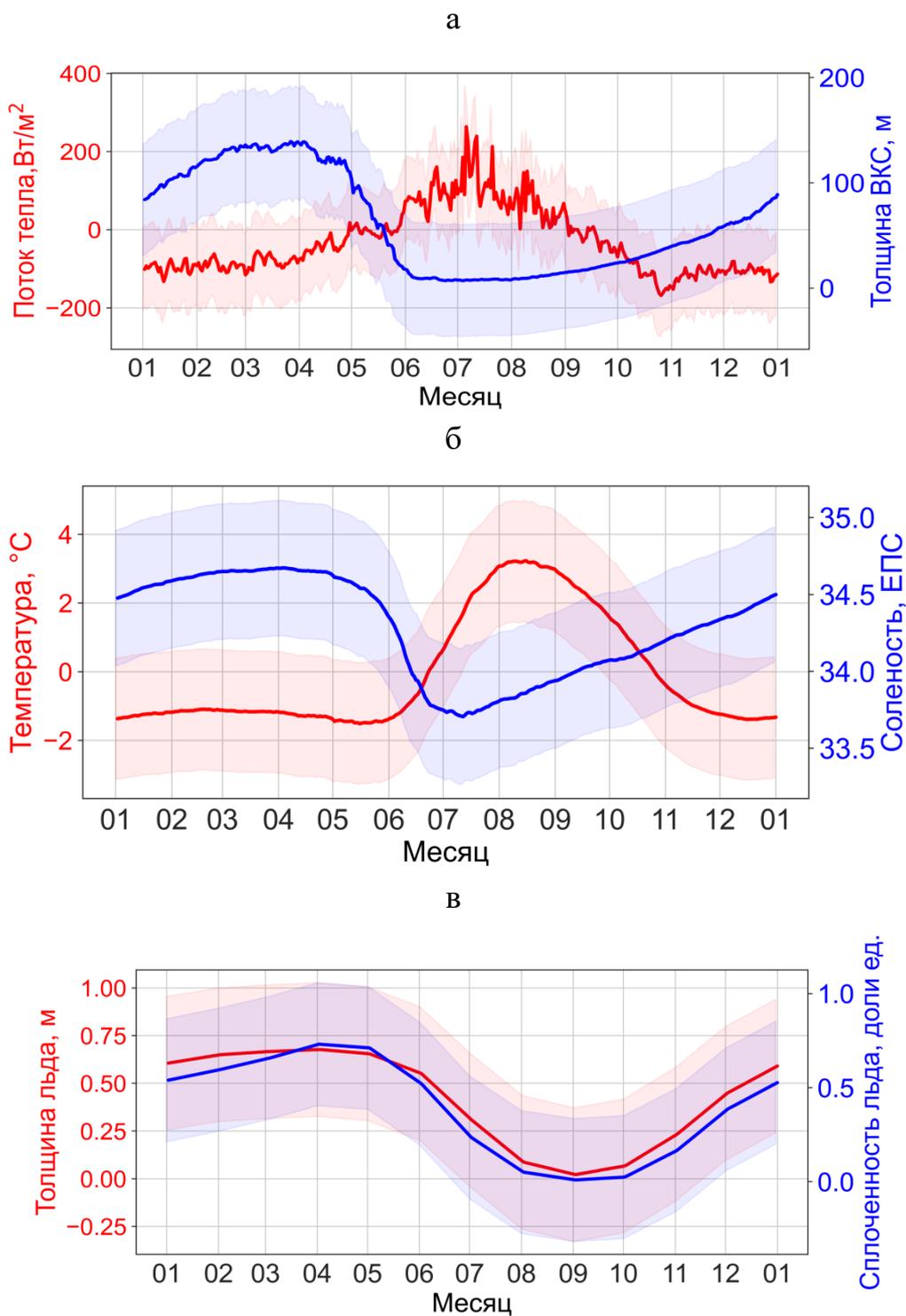


Рисунок 4.12 – Средняя сезонная изменчивость в районе 2: (а) толщину ВКС (синий цвет) и потока тепла на границе моря и атмосферы (красный цвет); (б) температуры (красный цвет) и солености (синий цвет); (в) толщину льда (красный цвет) и сплоченности льда (синий цвет).

Вклад различных компонент в скорость изменения температуры ВКС (dtt) для района 2 представлен на рисунке 4.13. Аналогично району 1, в зимние месяцы, когда толщина ВКС в районе 2 наибольшая, изменение температуры ВКС незначительно ($-0,01 \dots 0,01$ °C/сут.).

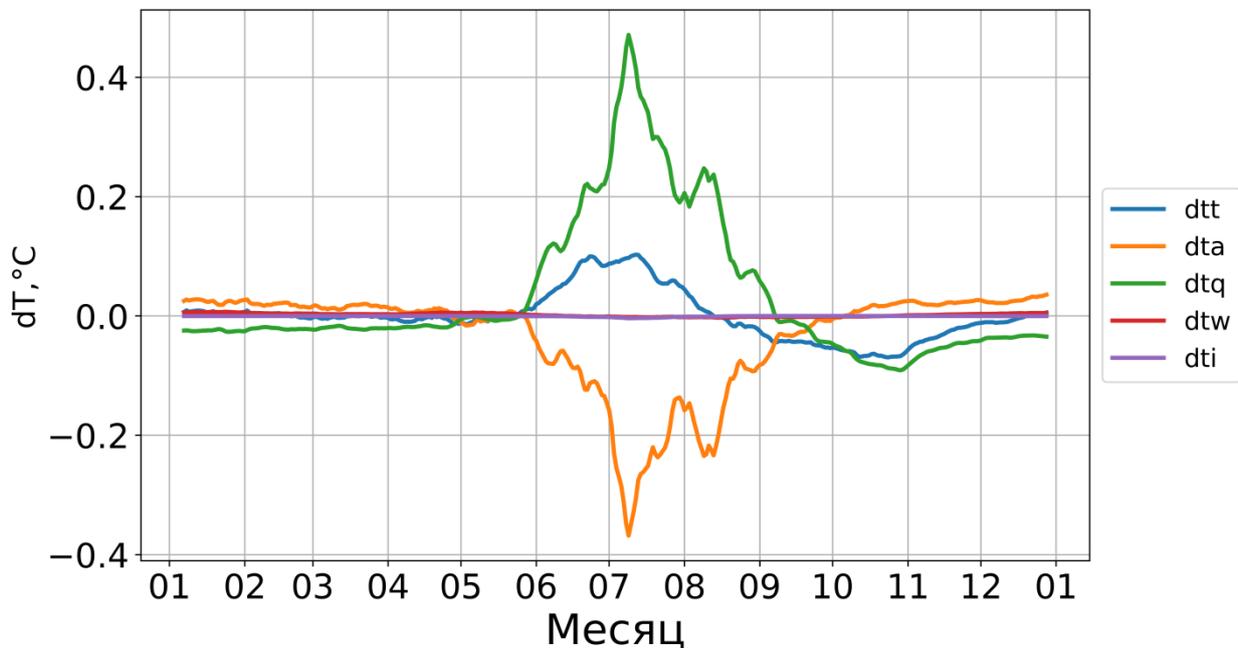


Рисунок 4.13 – Район 2: среднесуточные значения изменения температуры перемешанного слоя (dtt , °C/сут.), среднесуточные значения изменения за счет адвективного потока (dta , °C/сут.), потока тепла на границе море-атмосфера-лед (dtq , °C/сут.), потока тепла из глубин (dtw , °C/сут.), ледообразования и таяния (dti , °C/сут.)

Устойчивый переход к повышению температуры ВКС наблюдается в третьей декаде мая, а максимальное увеличение отмечается во второй половине июня – начале июля и составляет $0,1$ °C/сут., когда толщина ВКС наименьшая. С начала августа dtt переходит к отрицательным значениям. Минимальное понижение температуры ВКС отмечается в первой декаде октября и составляет $-0,1$ °C/сут. С середины октября температура ВКС незначительно увеличивается и составляет с ноября до конца календарной весны $0,001 \dots 0,02$ °C/сут. Поток тепла на границе море-атмосфера-лед вносит вклад в понижение температуры ВКС календарной осенью, зимой и весной $-0,001 \dots -0,05$ °C/сут. Устойчивый

переход, когда поступление тепла из атмосферы начинает увеличивать температуру перемешанного слоя, происходит в последней декаде мая. В среднем в летний период dtq увеличивает температуру ВКС на $0,2 \text{ }^\circ\text{C/сут.}$ Абсолютный максимум вклада этой компоненты отмечается в середине июля и составлял $0,45 \text{ }^\circ\text{C/сут.}$ Понижение температуры ВКС за счет теплоотдачи в атмосферу начинается с середины сентября и достигает абсолютного максимума в конце ноября $-0,1 \text{ }^\circ\text{C/сут.}$ В течение большей части года (с октября по конец мая) адвективная компонента вносит вклад в увеличение температуры ВКС в среднем на $0,01^\circ\text{C/сут.}$ В летние месяцы вклад адвективной компоненты отрицателен с максимальными по абсолютной величине значениями до $-0,39 \text{ }^\circ\text{C/сут.}$ Вклад потока тепла из глубин (dtw) в изменение температуры ВКС незначителен и составляет $0,01 \dots 0,05 \text{ }^\circ\text{C/сут.}$ Вклад льда (dli) в изменение температуры незначителен. Максимальный вклад в понижение температуры отмечается в середине июля и составляет $-0,001 \text{ }^\circ\text{C/сут.}$, что незначительно в сравнении с другими компонентами.

Вклады различных процессов в изменение солёности ВКС (dts) в районе 2 представлены на рисунке 4.14. Солёность ВКС с начала апреля по середину июля быстро уменьшается, а в остальную часть года медленно увеличивается. Абсолютный минимум изменения солёности ВКС отмечается в начале июня и составляет $-0,03 \text{ ЕПС/сут.}$ В основном, изменение солёности ВКС в этот период составляет $-0,01 \text{ ЕПС/сут.}$ С середины июля солёность перемешанного слоя постепенно увеличивается на $0,001 \text{ ЕПС/сут.}$ Максимальное увеличение солёности ВКС отмечается в октябре и составляет $0,02 \text{ ЕПС/сут.}$ С января солёность ВКС постепенно уменьшается на $0,001 \text{ ЕПС/сут.}$ За счет адвективного потока (dsa) с начала по конец мая солёность ВКС уменьшается, в остальной период года увеличивается. Абсолютный минимум dsa отмечается в конце мая и составляет $-0,015 \text{ ЕПС/сут.}$ С конца мая отмечается увеличение солёности ВКС вследствие влияния адвекции. Абсолютный максимум достигается в середине июля и составляет $0,065 \text{ ЕПС/сут.}$

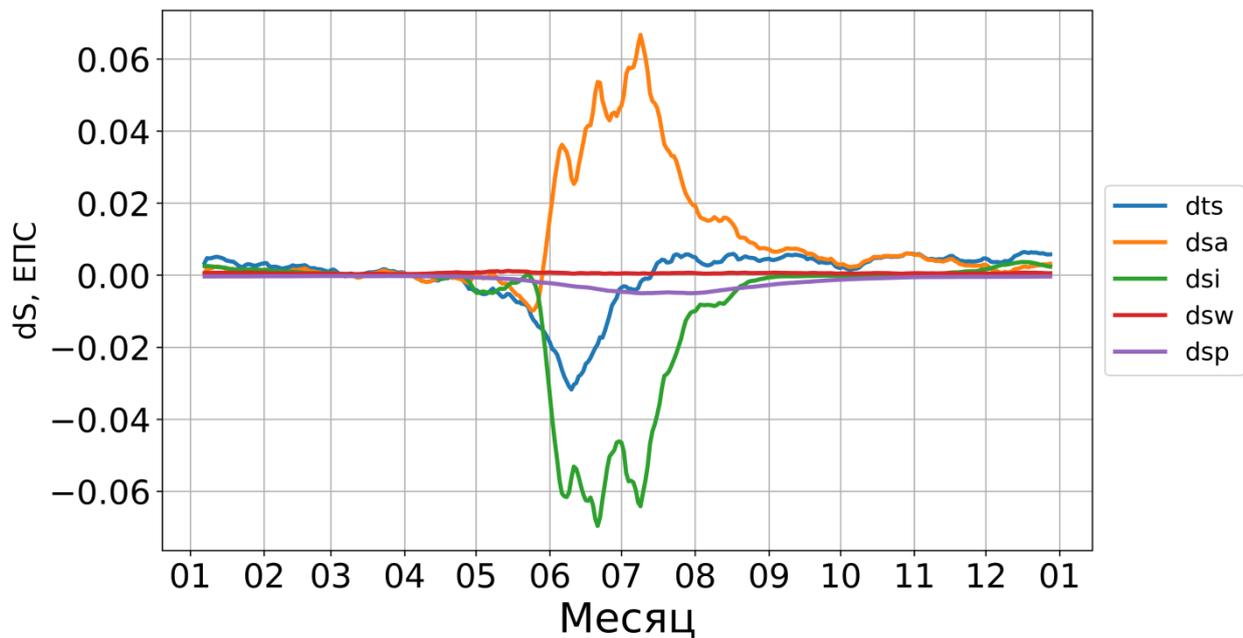


Рисунок 4.14 – Район 2: среднесуточное изменение солёности перемешанного слоя (*dts*, ЕПС/сут.), среднесуточные изменения солёности за счет: адвективного потока (*dsa*, ЕПС/сут.), ледяного покрова (*dsi*, ЕПС/сут.), потока соли из глубин (*dsw*, ЕПС/сут.), осадков (*dsp*, ЕПС/сут.)

Высокие положительные значения *dsa* (0,04–0,06 ЕПС/сут.) сохраняются с середины июня по середину июля 0,04 – 0,06 ЕПС/сут. Далее влияние адвекции начинает снижаться до декабря включительно и составляет 0,04 – 0,01 ЕПС/сут. Следующим по значимости процессом, вносящем вклад в сезонные изменения солёности в районе 2, является образование и таяние льда. Увеличение солёности за счет этой компоненты наблюдается с сентября по конец апреля. Наибольшее повышение солёности ВКС за счет ледообразования отмечается с декабря по январь и составляет 0,005 ЕПС/сут. С апреля до августа, включительно, *dsi* обеспечивает распреснение. Максимальное скорость понижения солёности ВКС за счет этой компоненты отмечается в середине июня и составляет –0,06 ЕПС/сут. Средний вклад *dsi* в уменьшение солёности ВКС летом составляет –0,03 ЕПС/сут. Вклад потока соли из глубин (*dsw*) в районе 2 на протяжении всего года положителен. Максимум отмечается в середине октября и

увеличивает соленость на 0,001 ЕПС/сут. Во все остальное время года вклад этой компоненты в увеличение солености в среднем составляет 0,0005 ЕПС/сут. В отличие от потока соли из глубин, осадки влияют на соленость ВКС сильнее. На протяжении всего года осадки опресняют ВКС с разной интенсивностью. С октября по апрель за счет осадков (*dsp*) соленость в среднем уменьшается на $-0,001$ ЕПС/сут., а в остальное время на $-0,003$ ЕПС/сут. Максимум опреснения за счет осадков происходит в июне $-0,005$ ЕПС/сут.

Район 3 находится несколько восточнее района 2 и расположен между возвышенностью Персея и Новоземельской банкой. В этом районе выделяются поверхностная арктическая водная масса (АркВМ) [Loeng, 1991] с отрицательной температурой и соленостью 34,3–34,8 ЕПС и высокосоленая (34,5–35,0 ЕПС) баренцевоморская водная масса (БмВ) с температурой $-1,5-5$ °С. [Ожигин и др., 2016]. Главным образом БмВ формируется вследствие трансформации поступающих с юго-запада АВ.

Средняя сезонная изменчивость параметров ВКС, параметров ледяного покрова, а также потока тепла на границе моря и атмосферы представлена на рисунке 4,15. В марте-апреле толщина ВКС составляет около 200 м с максимумом в конце марта (210 м). С конца апреля наблюдается резкое уменьшение толщины ВКС до минимальных значений (5–10 м) в середине июня, которые сохраняются до середины августа, после чего толщина ВКС начинает постепенно увеличиваться до 25–50 м в октябре, 100–125 м в декабре и 175–200 м в январе-феврале. Минимум температуры ВКС отмечается в середине мая и составляет $-1,2$ °С. Далее температура начинает увеличиваться и достигает максимума в середине августа (3,6 °С). К октябрю температура уменьшается до 1 °С, а в середине ноября пересекает нулевую отметку. С декабря по февраль температура ВКС составляет $-0,5$ °С, а в апреле-мае опускается до годового минимума ($-1,2$ °С).

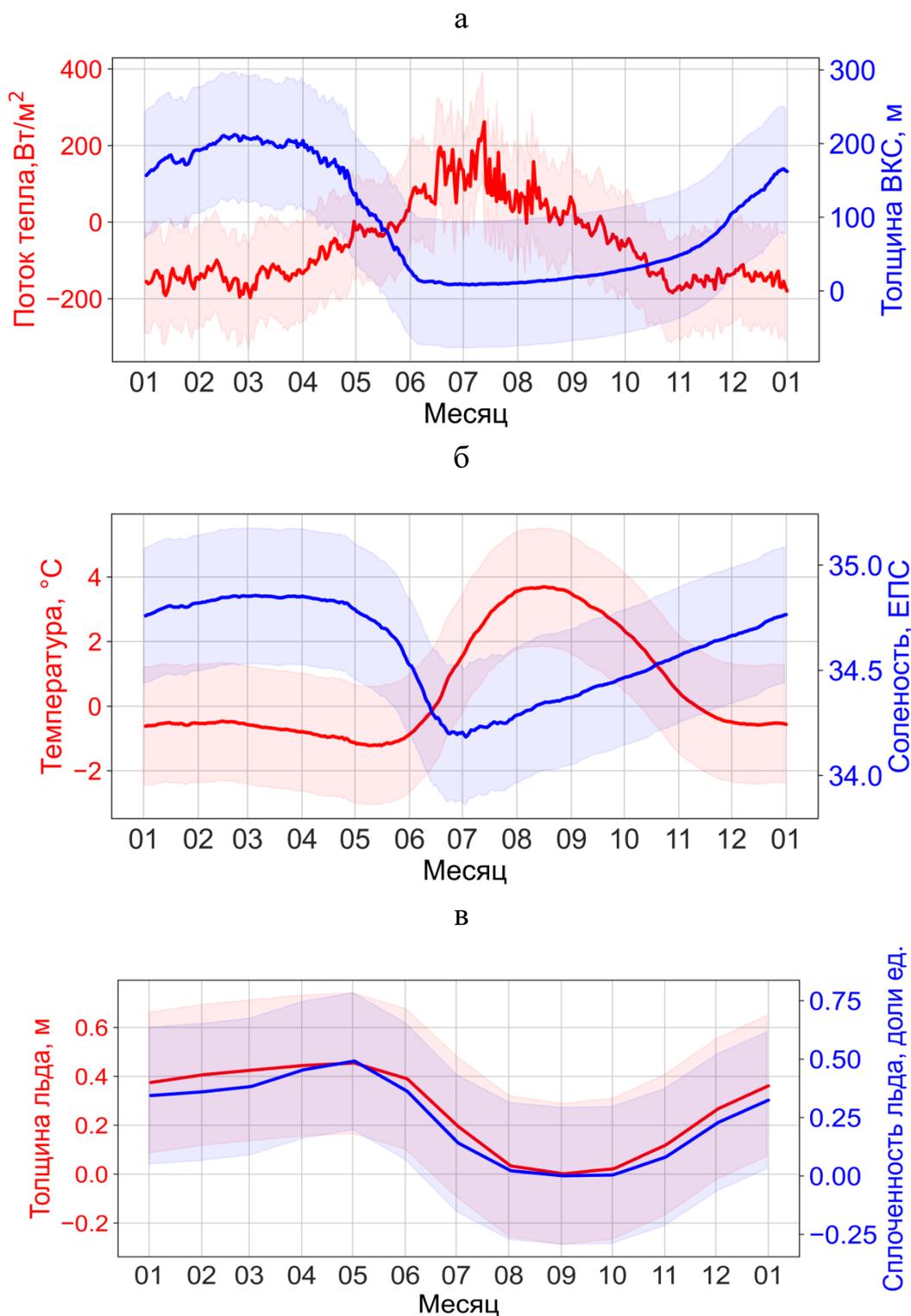


Рисунок 4.15 – Средняя сезонная изменчивость в районе 3: (а) толщины ВКС (синий цвет) и потока тепла на границе моря и атмосферы (красный цвет); (б) температуры (красный цвет) и солёности (синий цвет); (в) толщины льда (красный цвет) и сплоченности льда (синий цвет).

Максимальная соленость отмечается в феврале-марте и достигает 34,85 ЕПС, после чего падает до абсолютного минимума 34,2 ЕПС в конце июня. Сплоченность льда в феврале-марте составляет от 0,37 до 0,45, а абсолютный максимум наблюдается в конце апреля - начале мая (0,49). С начала мая сплоченность льда быстро уменьшается, достигая порогового значения (0,15) в конце июня. Соленость ВКС начинает расти с середины июля от минимального значения 34,2 до 34,6–34,7 ЕПС в ноябре-декабре.

Среднесуточные значения изменения температуры перемешанного слоя (dt_t) и вклады различных процессов для района 3 показаны на рис. 4.16. Переход dt_t через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ отмечается 15 мая и 15 августа, соответственно. Максимальное суточное изменение температуры ВКС отмечается в середине июля ($0,1\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$). Минимальное значение $dt_t = -0,1\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$ отмечается в середине октября. Зимой и весной температура ВКС медленно уменьшается со средней скоростью менее $0,01\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$. Доминирующий вклад в изменение температуры ВКС вносит поток тепла на границе моря и атмосферы (dt_q). С конца мая по первую декаду сентября благодаря этому потоку температура ВКС повышается. Максимальный вклад в увеличение температуры ВКС отмечается в середине июля и составляет $0,47\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$. В среднем летом температура за счет этой компоненты увеличивается на $0,22\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$. Максимальное понижение температуры ВКС за счет теплоотдачи из моря в атмосферу отмечается в конце октября-начале ноября $-0,13\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$. В среднем в холодный период температура ВКС за счет dt_q понижается на $-0,09\text{ }^{\circ}\text{C/сут}$. Значительный вклад в изменение температуры ВКС вносит адвекция тепла (dt_a).

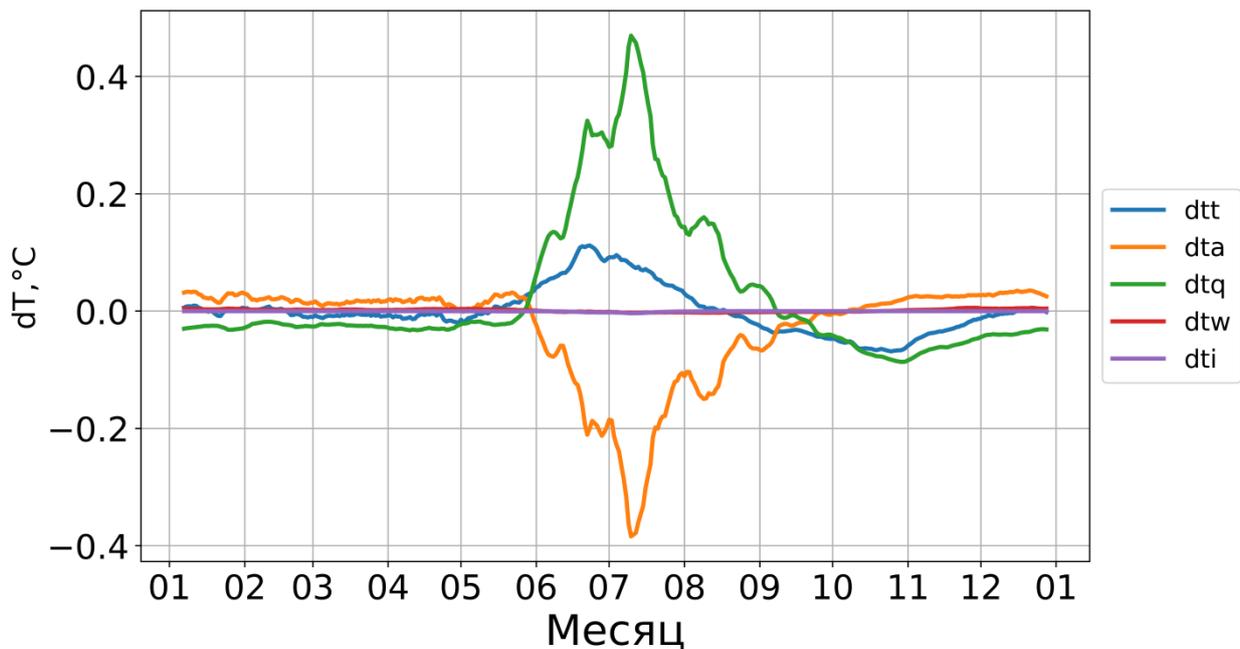


Рисунок 4.16 – Район 3: Среднесуточные значения изменения температуры перемешанного слоя (dt_t , °C/сут.), среднесуточные значения изменения за счет адвективного потока (dt_a , °C/сут.), потока тепла на границе море-атмосфера-лед (dt_q , °C/сут.), поток тепла из глубин (dt_w , °C/сут.), ледообразования и таяния (dt_i , °C/сут.).

В летний период за счет адвекции температура ВКС понижается (в среднем на $-0,2$ °C/сут); в остальное время года повышается. Переход dt_a через 0 °C отмечается в начале июня и в конце сентября. С конца сентября вклад dt_a в изменение температуры становится положительным. Максимальное повышение температуры ВКС за счет адвекции ($0,03$ °C/сут) отмечается в декабре. С октября по май включительно температура ВКС повышается за счет адвекции на $0,01$ °C/сут. Вклад потока тепла из глубин (dt_w) в изменение температуры ВКС в районе 3 незначителен в течение всего года, за исключение конца ноября ($0,03$ °C/сут). Вклад процессов, связанных со льдом (dt_i), в изменение температуры, практически незначим. На протяжении всего года вклад dt_i равен 0 , с июня по август вклад в понижение температуры равен $-0,002$ °C/сут.

Распреснение в районе 3 ($dt_s < 0$) наблюдается с апреля до начала июля (рис. 4.17). В среднем в этот период соленость ВКС уменьшается на $-0,008$

ЕПС/сут с максимумом по абсолютной величине в середине июня ($-0,02$ ЕПС/сут).

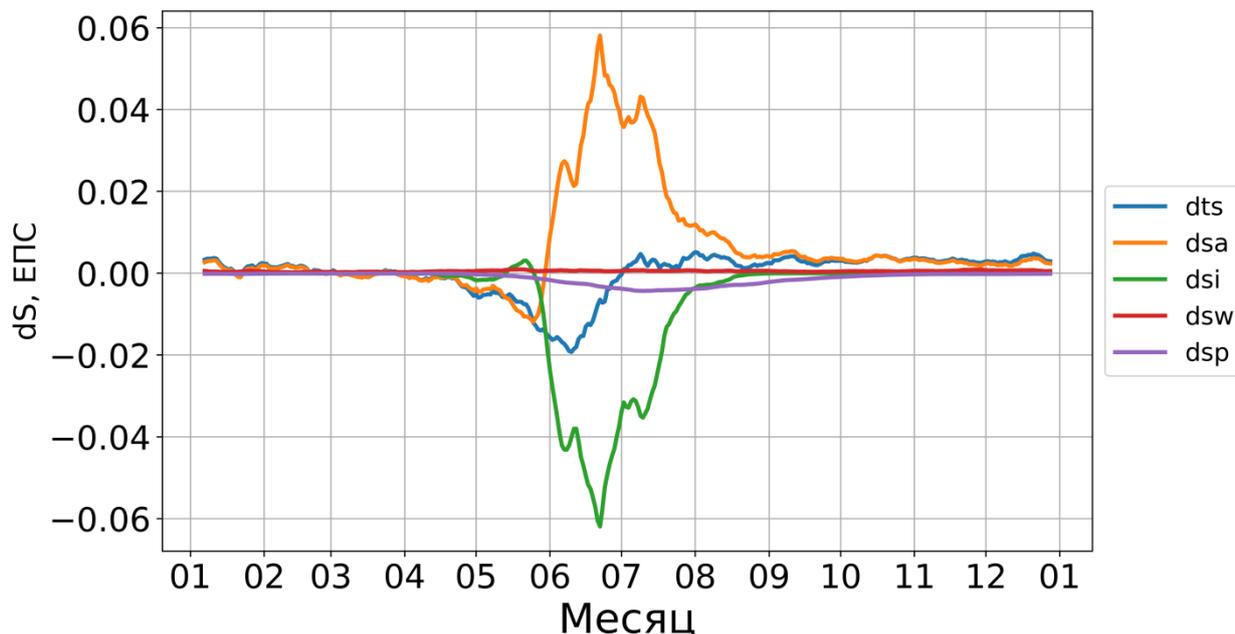


Рисунок 4.17 – Район 3: среднесуточное изменение солёности ВКС (*dts*, ЕПС/сут.), среднесуточные изменения солёности за счет: адвективного потока (*dsa*, ЕПС/сут.), ледяного покрова (*dsi*, ЕПС/сут.), потока соли из глубин (*dsw*, ЕПС/сут), осадков (*dsp*, ЕПС/сут.).

С июля до декабря, включительно, среднее значение *dts* составляет 0,0035 ЕПС/сут. Максимальная скорость повышения солёности ВКС отмечается в начале августа и составляет 0,005 ЕПС/сут; второй, аналогичный по величине максимум отмечается в третьей декаде декабря. С января *dts* начинает уменьшаться и в среднем составляет 0,002 ЕПС/сут. С конца апреля по конец мая адвекция понижает солёность ВКС. Абсолютный минимум (*dsa* = $-0,015$ ЕПС/сут) отмечается в конце мая. В среднем солёность ВКС за счет адвекции понижается на $-0,007$ ЕПС/сут. Большую часть года (с середины июня до начала января) наблюдается повышение солёности ВКС за счет адвекции, с абсолютным максимумом в середине июня (0,06 ЕПС/сут). С середины июня до середины июля отмечается период, когда вклад адвекции в увеличение солёности ВКС максимальный и составляет 0,03 ЕПС/сут, после чего он падает до 0,004

ЕПС/сут в среднем с августа по декабрь. В январе-феврале вклад адвекции в рост снижается до 0,003 ЕПС/сут. С конца мая по первую декаду августа тающий лед (*dsi*) распресняет ВКС. В среднем в этот период соленость ВКС за счет таяния льда понижается на $-0,03$ ЕПС/сут, с максимумом по абсолютной величине ($-0,06$ ЕПС/сут) в середине июня. Увеличение солености за счет ледообразования в районе 3 не происходит, за исключением нескольких дней в середине мая ($dsi = 0,001$ ЕПС/сут). Вклад потока соли из глубин (*dsw*) на протяжении всего года незначительный и положительный. Вклад осадков (*dsp*) в изменение солености незначителен на протяжении всего года. Опреснение ВКС за счет осадков наблюдается в первой декаде июня и составляет $-0,004$ ЕПС/сут.

Район 4.

Район 4 расположен вдоль северо-западного побережья архипелага Новая Земля примерно на одной широте с районами 2 и 3, но восточнее. В этом районе также выделяются поверхностная арктическая водная масса (АрКВМ) с температурой меньше 0 °С и соленостью 34,3-34,8 ЕПС [Loeng, 1991] и трансформированная (охлажденная) АВ с температурой $-1,5...+5$ °С и соленостью 34,5–35,0 ЕПС [Ожигин и др., 2016].

Средняя сезонная изменчивость параметров ВКС, параметров ледяного покрова, а также потока тепла на границе моря и атмосферы представлена на рисунке 4.18. Максимальная толщина ВКС в районе 4 отмечается с конца января до начала марта (98–102 м) при общей средней глубине в этом районе – 119 м. С начала апреля до конца июня мощность ВКС уменьшается с 90 м до 5–10 м и сохраняют эти значения до начала августа. В августе мощность ВКС начинает постепенно увеличиваться и уже в октябре, когда происходит ощутимое выхолаживание поверхности моря, составляет 55–60 м. В декабре мощность ВКС составляет 85–90 м. Минимальная температура ВКС отмечается в середине мая ($-1,5$ °С), одновременно с быстрым уменьшением толщины ВКС. Температура ВКС в начале июня пересекает нулевую отметку и достигает 3 °С в июле. Мак-

симальная температура ВКС отмечается в августе (3,8 °С) и сохраняется на протяжении всего месяца.

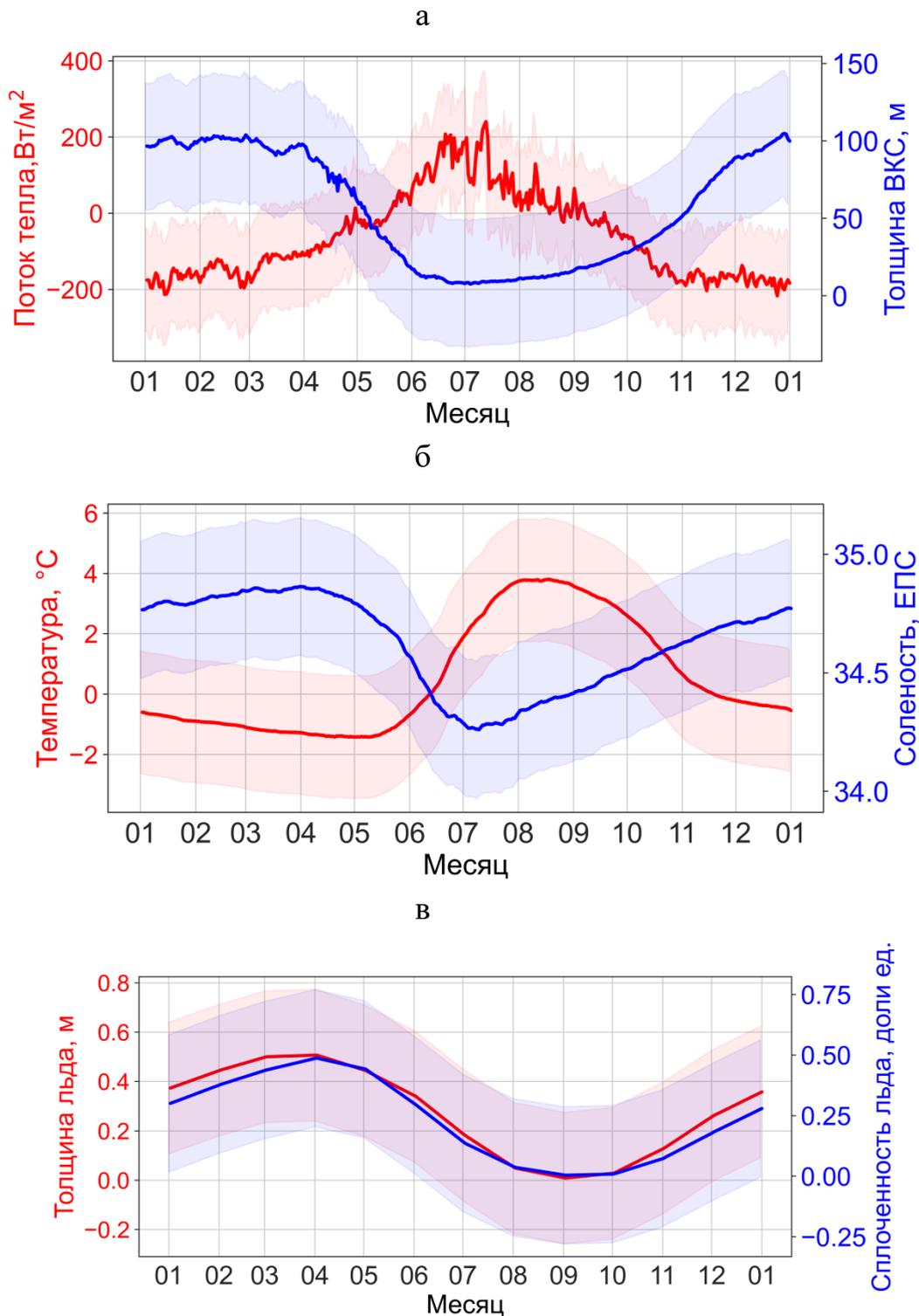


Рисунок 4.18 – Средняя сезонная изменчивость в районе 4: (а) толщины ВКС (синий цвет) и потока тепла на границе моря и атмосферы (красный цвет); (б) температуры (красный цвет) и солёности (синий цвет); (в) толщины льда (красный цвет) и сплоченности льда (синий цвет).

В октябре температура ВКС опускается до $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и в середине ноября становится отрицательной. В декабре температура ВКС составляет $-0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, после чего медленно опускается до $-1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в мае. Высокая соленость ВКС ($34,8\text{--}34,87$ ЕПС) отмечается с февраля до начала апреля, абсолютный максимум приходится на начало апреля ($34,87$ ЕПС). С середины апреля ВКС начинает интенсивно опресняться и соленость с $34,8$ ЕПС понижается до $34,29$ ЕПС в начале июля. Минимальная соленость сохраняется несколько дней, дальше соленость постепенно увеличивается и достигает $34,5$ ЕПС в начале октября. В декабре соленость уже составляет $34,7$ ЕПС. Максимальная концентрация льда в районе 4 отмечается в начале апреля ($0,49$). Далее происходит сокращение ледяного покрова до $0,15$ в начале июня. В сентябре лед полностью отсутствует. В октябре начинается интенсивное ледообразование.

В декабре-феврале концентрация льда составляет $0,25\text{--}0,4$. В районе 4 переход dt_t через $0\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$ происходит в первой декаде мая (рис. 4.19), после чего dt_t сохраняет положительные значения (в среднем $0,06\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$) до середины августа. Максимальное увеличение температуры ВКС на $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$. отмечается в третьей декаде июня. С 14 августа фиксируется переход, как следствие понижение температуры ВКС. Максимальное понижение температуры ВКС (dt_t) отмечается в сентябре-ноябре и в среднем составляет $-0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$. с максимумом по абсолютной величине в середине октября ($-0,08\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$.). С декабря по апрель включительно температура ВКС понижается на $-0,007\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$. Основной вклад в изменение температуры ВКС вносит поток тепла на границе море-атмосфера (dt_q). Повышение температуры ВКС за счет dt_q отмечается с третьей декады мая по середину сентября с двумя максимумами: в конце июня ($0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$) и в середине июля ($0,45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$.). В среднем в теплый сезон ежесуточное повышение температуры за счет поступления тепла из атмосферы составляет $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{сут}$.

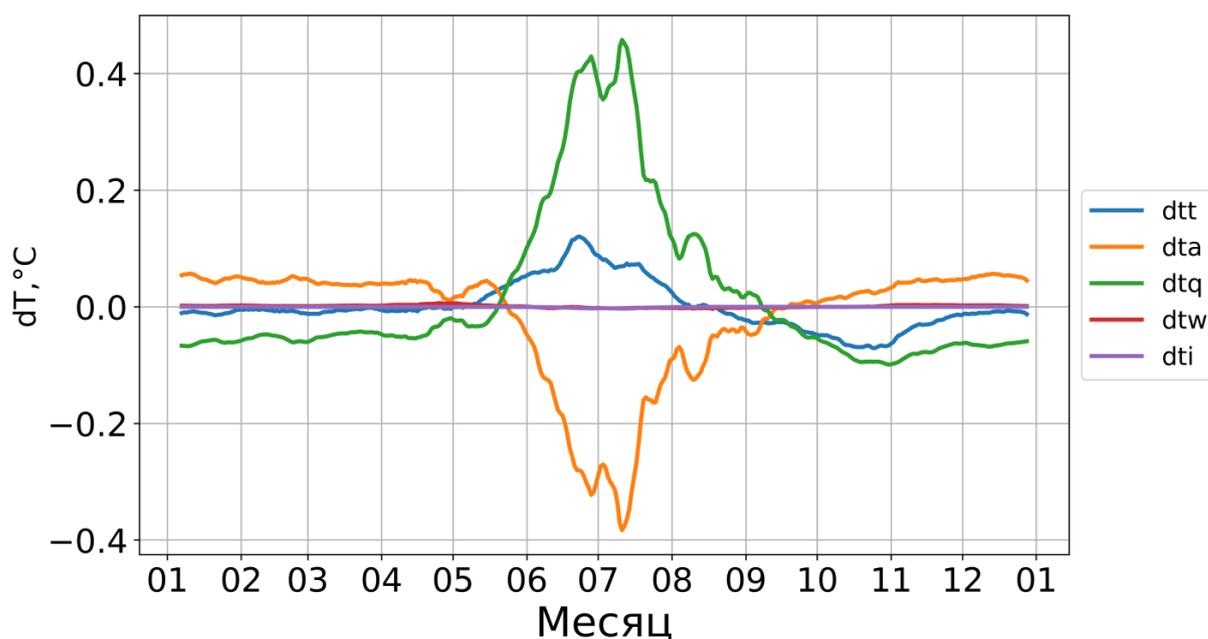


Рисунок 4.19 – Район 4: среднесуточные значения изменения температуры ВКС (dtт, °С/сут.), среднесуточные значения изменения за счет: адвективного потока (dта, °С/сут.), потока тепла на границе море-атмосфера-лед (dtq, °С/сут.), поток тепла из глубин (dtw, °С/сут.), ледообразования и таяния (dti, °С/сут.).

С сентября по май включительно температура ВКС уменьшается вследствие теплоотдачи в атмосферу (в среднем на $-0,08$ °С/сут.). С третьей декады мая по середину сентября адвективный поток тепла способствует уменьшению температуры ВКС (в среднем на $-0,18$ °С/сут.), а с сентября до конца мая вклад адвекции положителен ($0,05$ °С/сут.). понижается, во все остальное время года повышается. Вклад потока тепла из глубин и процессов, связанных со льдом, в изменение температуры ВКС на протяжении всего года незначительны.

Сезонные изменения солёности ВКС несколько отличаются от рассмотренных ранее для районов 1–3. Опреснение ВКС ($dts < 0$) наблюдается с начала апреля по первую декаду июля. В этот период в среднем солёность ВКС понижается на $-0,005$ ЕПС/сут. Максимальное опреснение ВКС отмечается в начале июня на $-0,013$ ЕПС/сут. С конца июня солёность начинает повышаться с максимумом ($0,006$ ЕПС/сут.) в начале августа. Далее до начала января солёность ВКС увеличивается в среднем на $0,003$ ЕПС/сут. Во второй декаде января и в

первой половине марта выделяются короткие (десятидневные) периоды, когда соленость ВКС понижается на $-0,001$ ЕПС/сут. Сходные эпизоды, но меньшей интенсивности и продолжительности, отмечаются также в районе 3, но отсутствуют в районах 1 и 2. В феврале-марте соленость ВКС увеличивается со скоростью $0,002$ ЕПС/сут. Преобладающий вклад в изменение солености ВКС вносит адвекция (*dsa*). С конца марта до середины мая вклад *dsa* опресняет ВКС (в среднем $-0,003$ ЕПС/сут) и максимумом по абсолютной величине в середине мая ($-0,007$ ЕПС/сут). Со второй декады мая до середины июля средний вклад адвекции ($0,03$ ЕПС/сут), с максимальными значениями в середине июня ($0,06$ ЕПС/сут). Вклад адвекции в повышение солености ВКС с августа до января в среднем составляет $0,003$ ЕПС/сут. Отмеченные выше короткие эпизоды распреснения в январе и марте полностью контролируются адвекцией ($-0,002$ ЕПС/сут) и, вероятно, связаны с таянием льда, вынесенного на относительно теплую воду [Ivanov and Shapiro, 2005].

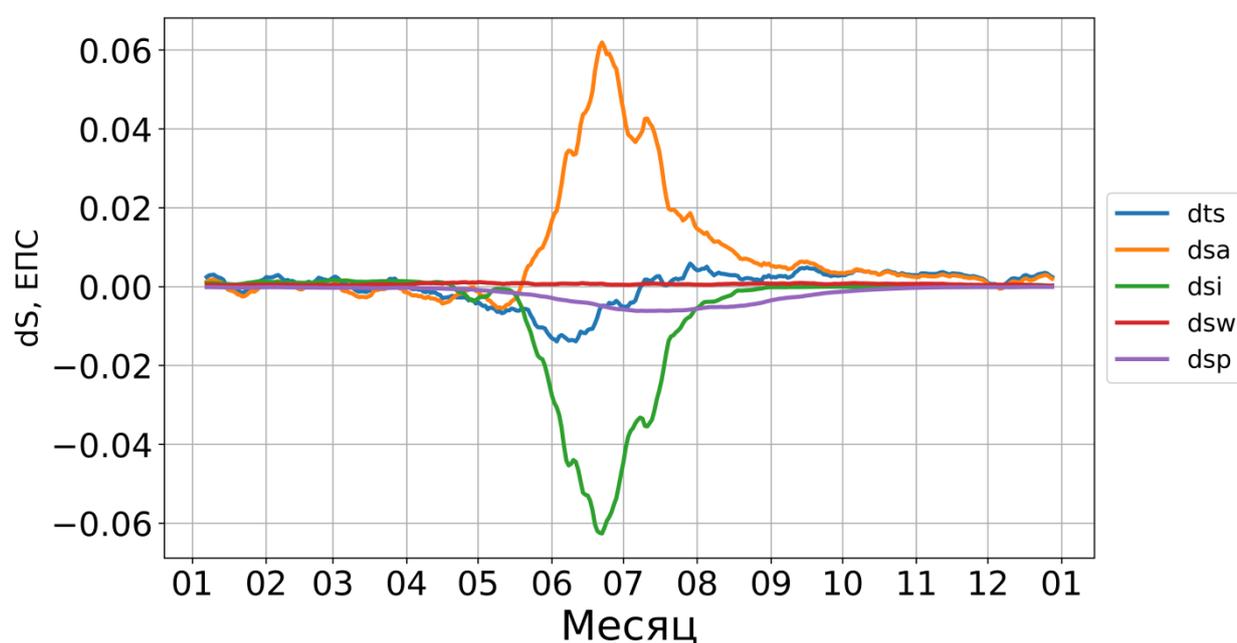


Рисунок 4.20 – Район 4: Среднесуточное изменение солёности ВКС (*dts*, ЕПС/сут.), среднесуточные изменения солёности за счет: адвективного потока (*dsa*, ЕПС/сут.), ледяного покрова (*dsi*, ЕПС/сут.), потока соли из глубин (*dsw*, ЕПС/сут.), осадков (*dsp*, ЕПС/сут.)

Ледообразование вносит незначительный вклад в повышение солёности в районе 4, в отличие от таяния, которое интенсивно развивается с середины мая по середину августа и даёт среднюю скорость распреснения $-0,04$ ЕПС/сут, с максимумом по абсолютной величине в третьей декаде июня ($-0,06$ ЕПС/сут). Этот результат, вероятно, объясняется тем, что лёд, который тает в районе 4 не локального происхождения, а принесённый извне. Вклад потока соли из глубин (dsw) в районе 4, существенно больше, чем в районах 1–3 и превышает вклад от ледообразования, составляя $0,0008$ ЕПС/сут с июля по декабрь и $0,001$ ЕПС/сут с апреля по июнь. Минимальный вклад dsw в январе-феврале $0,0004$ ЕПС/сут. Опреснение ВКС за счёт осадков (dsp) имеет схожий сезонный с районами 1 – 3. В районе 4 отмечается более высокое опреснение ВКС за счёт осадков в летнее время, нежели в районах 1 – 3, $dsp = -0,006$ ЕПС/сут.

Район 5.

Район 5 находится в восточной части Баренцева моря над Новоземельской банкой, где средняя глубина достигает 140 м. В этом районе преобладает баренцевоморская водная масса с температурой $-1,5-2$ °С и солёностью 34,7–35,0 ЕПС [Loeng, 1991]. Район расположен на траектории Западного Новоземельского течения, воды которого формируется в результате смешения АВ с водами холодного течения Литке, проникающего в Баренцево море из Карского. В этом районе выделяют Новоземельские прибрежные воды (НЗПВ) с температурой $-1,8-6,0$ °С и солёностью 33,0–34,9 ЕПС) [Ожигин и др., 2016].

Средняя сезонная изменчивость параметров ВКС, параметров ледяного покрова, а также потока тепла на границе моря и атмосферы представлена на рисунке 4.21. Максимальная толщина ВКС в районе 5 достигается в конце декабря – феврале и составляет 120–122 м, с абсолютным максимумом в конце декабря – 125 м. С марта толщина ВКС начинает уменьшаться с 110 м до 70 м в мае. В июле-августе мощность ВКС минимальна, далее начинает постепенно увеличиваться и достигает 50 м в октябре и 100 м в декабре. Температура ВКС минимальна в апреле ($-0,8$ °С).

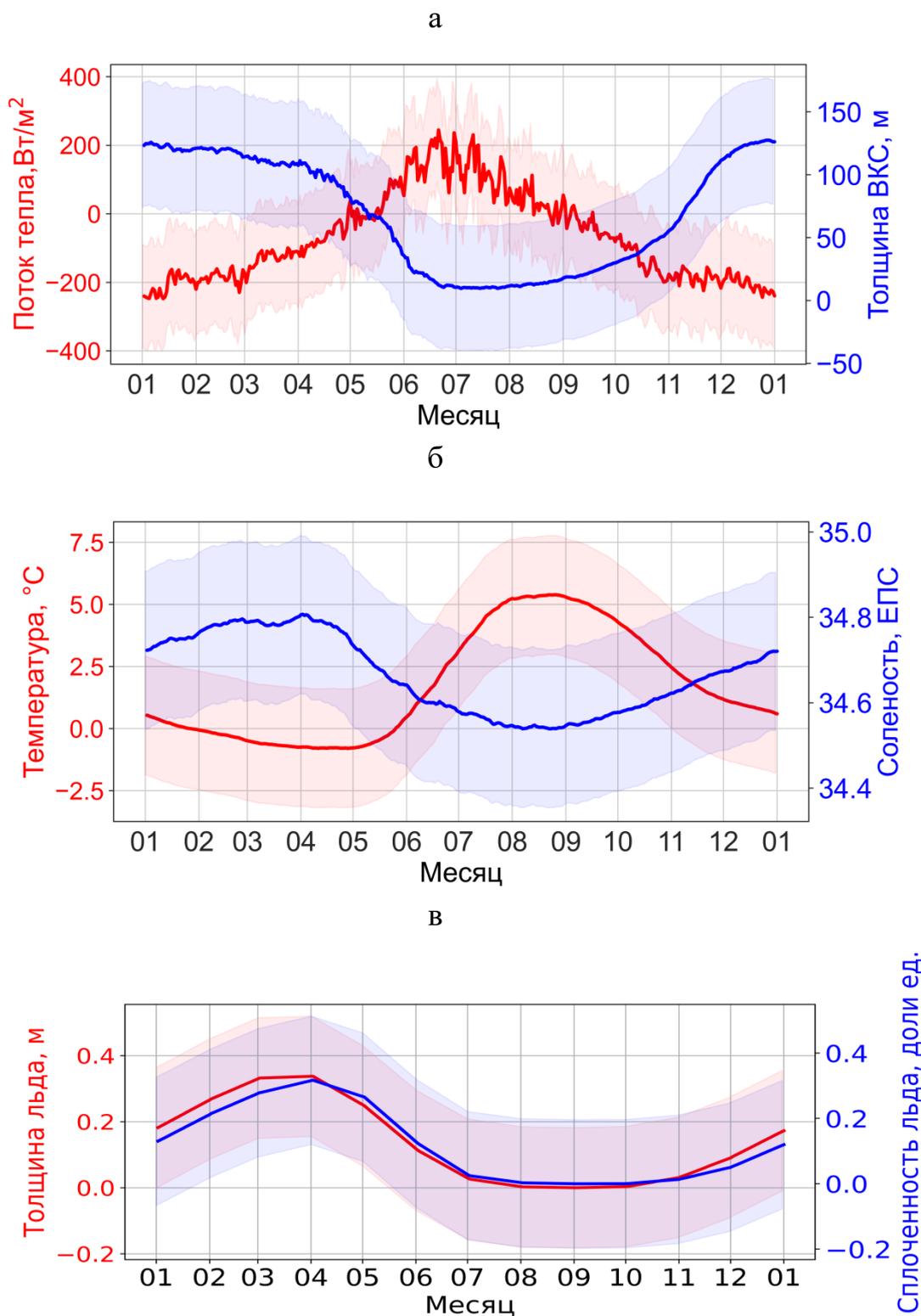


Рисунок 4.21 – Средняя сезонная изменчивость в районе 5: (а) толщины ВКС (синий цвет) и потока тепла на границе моря и атмосферы (красный цвет); (б) температуры (красный цвет) и солёности (синий цвет); (в) толщины льда (красный цвет) и сплоченности льда (синий цвет).

В мае температура начинает увеличиваться и достигает положительных значений в конце мая. С июня до августа температура увеличивается до 5 °С. Максимальная температура ВКС наблюдается в конце августа и составляет 5,6 °С. Далее температура ВКС начинает постепенно понижаться: в октябре составляет 2,7 °С, декабре 0,8 °С. С 1 февраля температура ВКС опускается ниже 0 °С. Высокая соленость ВКС наблюдается в феврале-марте (34,77 ЕПС), а максимум достигается в начале апреле 34,8 ЕПС. Далее происходит интенсивное опреснение ВКС. К концу апреля соленость уменьшается до 34,75 ЕПС, а в августе достигает минимума 34,54 ЕПС. С сентября начинается осолонение ВКС. Соленость с 34,6 ЕПС в октябре возрастает до 34,7 ЕПС в декабре. Сплоченность льда достигает максимума (0,33) в конце марта-начале апреля, в мае уменьшается ниже 0,15, а с конца июля до начала октября лед в районе 5 отсутствует. Ледообразование начинается в ноябре и сплоченность льда достигает 0.15 в январе.

С конца апреля по конец августа в районе 5 происходит увеличение температуры ВКС ($dt_t > 0$) со средней скоростью 0,05 °С/сут. Максимальное увеличение (0,1 °С/сут) отмечается в третьей декаде июня. С конца августа температура ВКС понижается и максимум уменьшения температуры по абсолютной величине ($-0,07$ °С/сут) наблюдается в конце ноября. Зимой и весной скорость уменьшения температуры меньше и составляет в среднем $-0,03$ °С/сут. Относительные вклады потока тепла на границе моря и атмосферы (dt_q), адвекции (dt_a), потока тепла из глубин (dt_w) и ледообразования и таяния (dt_i) близки к описанным выше для других районов. Доминирующий вклад приходится на поток тепла через водную поверхность, что ведет к нагреванию ВКС с середины мая по середину сентября со средней скоростью 0,22 °С/сут. и максимальной – в середине июля (0,43 °С/сут.). В осенне-зимний период температура ВКС теплоотдача в атмосферу ведет к понижению температуры со средней скоростью $-0,05$ °С/сут.

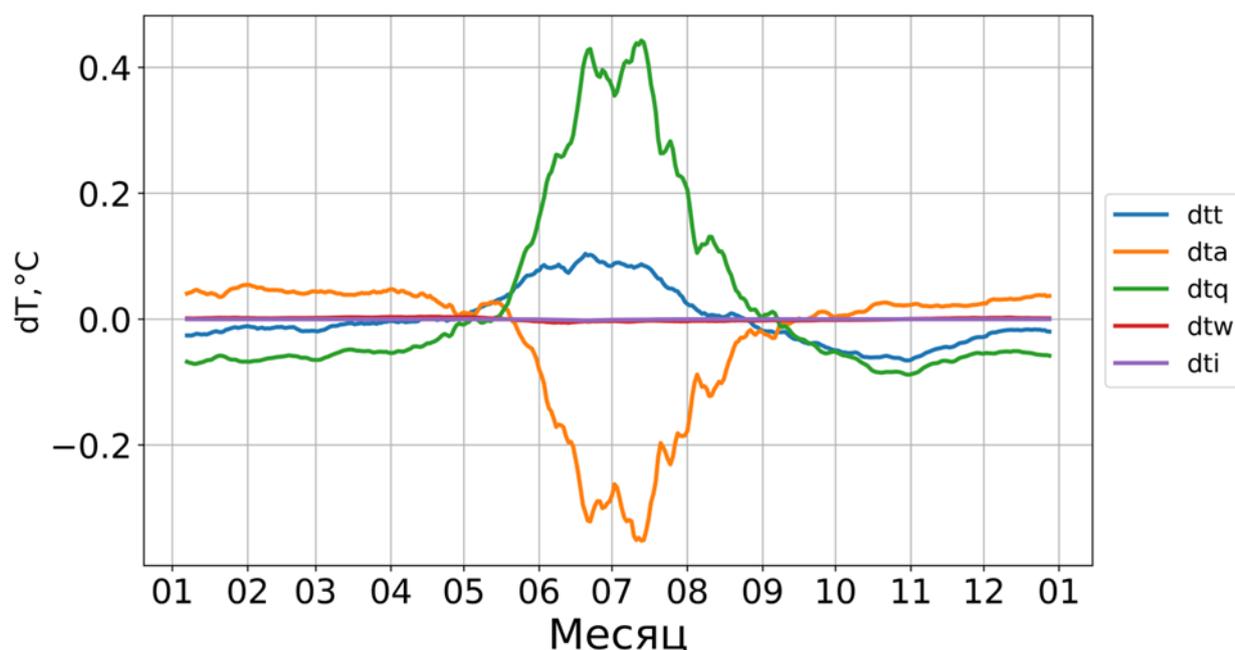


Рисунок 4.22 – Район 5: среднесуточные значения изменения температуры ВКС (dtт, °C/сут.), среднесуточные значения изменения за счет: адвективного потока (dта, °C/сут.), потока тепла на границе море-атмосфера-лед (dtq, °C/сут.), поток тепла из глубин (dtw, °C/сут.), ледообразования и таяния (dti, °C/сут.).

Вклад в адвекции в изменение температуры также весьма значим, но несколько меньше. Также, как и в других рассмотренных районах, вклад адвекции противоположен вкладу теплового потока на границе моря и атмосферы: в теплый сезон (с третьей декады мая по первую декаду сентября) адвекция понижает температуру ВКС (в среднем на $-0,25$ °C/сут.), а с сентября ее вклад меняется на положительный ($0,02$ °C/сут., в среднем). Максимальное увеличение температуры ВКС за счет адвекции происходит в феврале-марте $0,07$ °C/сут. Вклад потока тепла из глубин в изменении температуры в этом районе незначителен на протяжении всего года.

Вклады влияющих процессов в изменение солености ВКС представлены на (рис. 4.23). По сравнению с другими районами, амплитуда сезонных изменений солености в районе 5 - наименьшая. Распреснение ВКС ($dtс < 0$) наблюдается с начала апреля до первой декады августа со средней скоростью $-0,002$ ЕПС/сут. Наиболее быстрое уменьшение солености ($-0,004$ ЕПС/сут.) происхо-

дит в конце апреля-начале мая. С начала августа до конца марта соленость ВКС возрастает со средней скоростью 0.0015 ЕПС/сут. и максимальной – в конце декабря (0,0022 ЕПС/сут.). В первой половине марта отмечается полумесячный эпизод уменьшения солености за счет адвекции, аналогичный описанному выше для районов 3 и 4, но более продолжительный по времени.

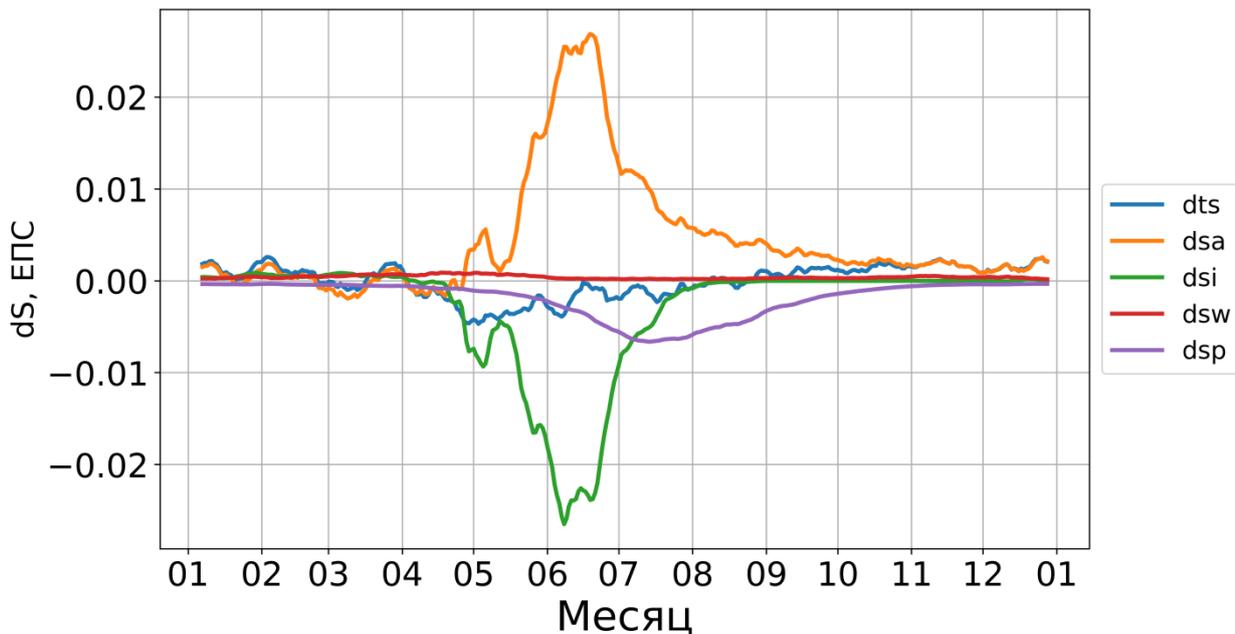


Рисунок 4.23 – Район 5: Среднесуточное изменение солёности ВКС (dts, ЕПС/сут), среднесуточные изменения солёности за счет: адвективного потока (dsa, ЕПС/сут), ледяного покрова (dsi, ЕПС/сут), потока соли из глубин (dsw, ЕПС/сут), осадков (dsp, ЕПС/сут)

В течение короткого весеннего периода (с начала апреля по третью декаду мая) вклады адвекции (dsa) и таяния льда (dsi) в уменьшение солености близки по величине и отрицательны (в среднем -0.002 ЕПС/сут.). После этого, вклад адвекции меняется на положительный (в среднем 0,002 ЕПС/сут.) и сохраняется таким до полумесячного эпизода распреснения в начала марта, описанного выше. Абсолютный максимум вклада адвекции в увеличении солености ВКС отмечается в середине июня на 0,0048 ЕПС/сут. Вклад таяния льда (dsi) в распреснение является доминирующим с конца апреля по первую декаду

июля, с максимумом dsi по абсолютной величине в начале июня (0,0062 ЕПС/сут.). Вклад нарастания льда в осолонение ВКС незначителен, в отличие от вклада потока соли из глубин (dsw), который в этом районе значительно выше, чем в рассмотренных выше районах. Наиболее значительное увеличение солености за счет dsw (0,0007 ЕПС/сут.) отмечается с апреля по май и в ноябре - декабре (0,0003 ЕПС/сут.).

Район 6.

Район 6 расположен в юго-восточной части Баренцева моря над Гусиной банкой, где средняя глубина составляет 102 м. Этот район находится под влиянием центральной ветви Нордкапского течения, переносящего АВ, а в своей южной части также и Беломорского течения, выносящего распресненные воды из Белого моря. Температура АВ в этом районе всегда остается положительной и изменяется от 1 до 8 °С, а соленость составляет от 34,9 до 35,2 ЕПС [Loeng, 1991]. Средняя сезонная изменчивость параметров ВКС, параметров ледяного покрова, а также потока тепла на границе моря и атмосферы представлена на рисунке 4.24.

Максимальная толщина ВКС (95 м) в районе 6 отмечается на несколько месяцев раньше, чем в рассмотренных ранее районах – в конце декабря-начале января. В мае и июне наблюдается быстрое уменьшение толщины ВКС до 5 м. На протяжении календарного лета толщина ВКС минимальна (5–10 м). В сентябре толщина ВКС возрастает до 20 м, а в ноябре 55–60 м. Максимум температуры ВКС отмечается в августе и достигает 7,5 °С. Далее температура начинает понижаться до 4,5 °С в октябре, 2,5 °С в декабре.

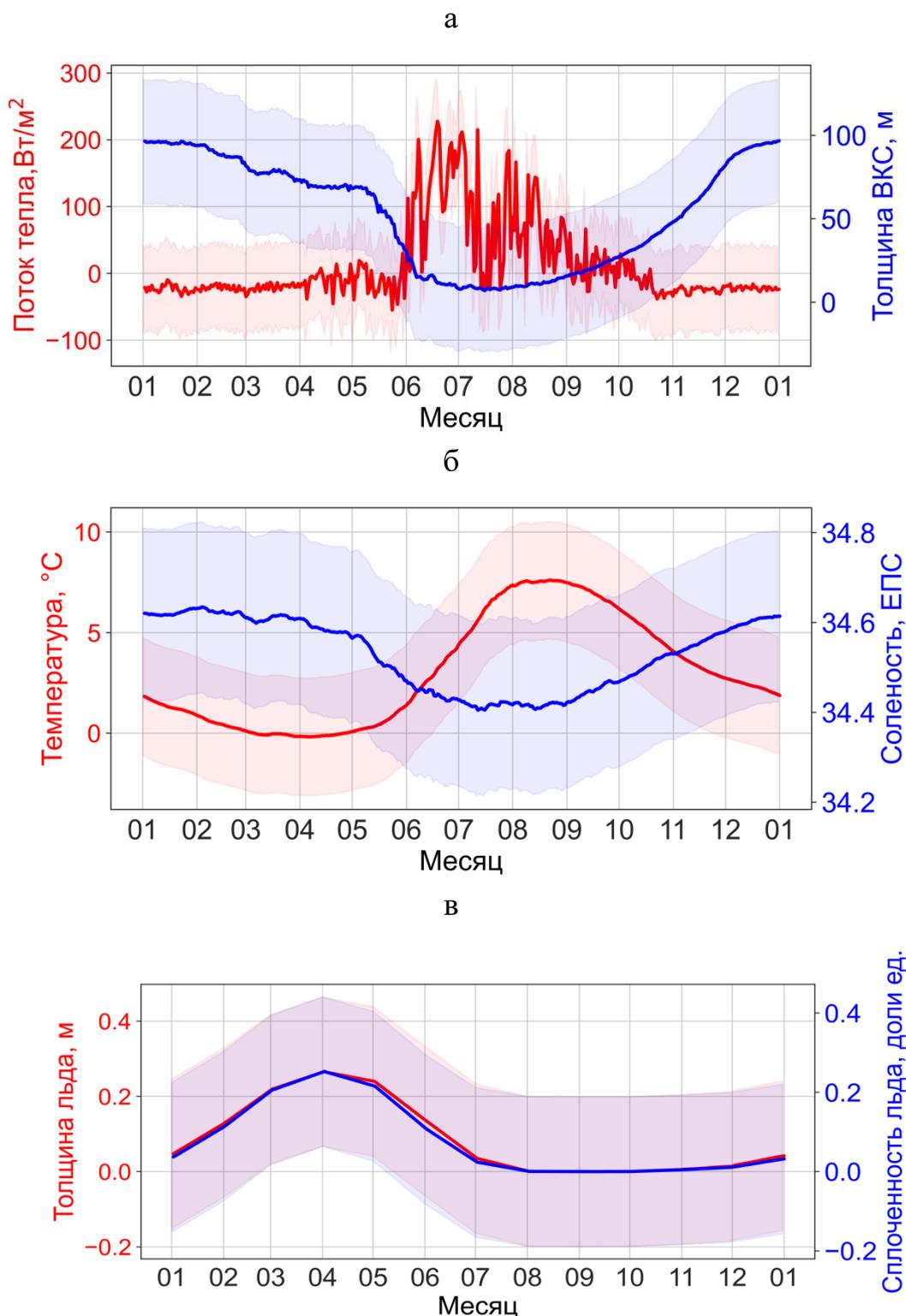


Рисунок 4.24 – Средняя сезонная изменчивость в районе б: (а) толщины ВКС (синий цвет) и потока тепла на границе моря и атмосферы (красный цвет); (б) температуры (красный цвет) и солёности (синий цвет); (в) толщины льда (красный цвет) и сплоченности льда (синий цвет).

Минимум температуры ВКС наблюдается в конце марта-начале апреля ($-0,3^{\circ}\text{C}$). С мая по июль температура ВКС увеличивается до $2,5^{\circ}\text{C}$ в июне, $5,5^{\circ}\text{C}$ в июле. В июле-августе отмечается минимум солёности ВКС $33,42$ ЕПС. С сентября начинается осолонение ВКС и солёность в октябре достигает $34,5$ ЕПС, в декабре $34,6$ ЕПС. Максимальная солёность ВКС наблюдается в начале февраля и составляет $34,75$ ЕПС, в феврале-марте $34,6$ ЕПС. Максимум сплоченности льда наблюдается в начале апреля и составляет $0,25$, в 20-х числах мая отмечается переход через $0,15$. Начало ледообразования происходит в декабре, а сплоченность $0,15$ достигается в марте.

Вклады влияющих процессов в изменение солёности ВКС представлены на рис. 4.25. Температура ВКС с середины апреля по третью декаду августа увеличивается ($dt > 0$). Максимум достигается в середине июня ($0,12^{\circ}\text{C/сут.}$). В среднем в этот период температура ВКС увеличивается на $0,05^{\circ}\text{C/сут.}$ С конца августа температура ВКС понижается. Наиболее быстрое понижение температуры ВКС отмечается в осенний период (в среднем $-0,04^{\circ}\text{C/сут.}$). В весенне-зимний период температура ВКС опускается медленнее ($-0,01^{\circ}\text{C/сут.}$). С конца мая по начало октября температура ВКС повышается за счет поступления тепла через границу моря и атмосферы ($0,25^{\circ}\text{C/сут.}$ в среднем). В остальное время года понижение температуры ВКС обеспечивается в основном адвекцией (dta). С середины апреля до начала июня адвективный поток тепла повышает температуру ВКС (на $0,08^{\circ}\text{C/сут.}$). В течение остальной части года вклад адвекции в изменение температуры ВКС – отрицательный, кроме короткого эпизода в середине июня.

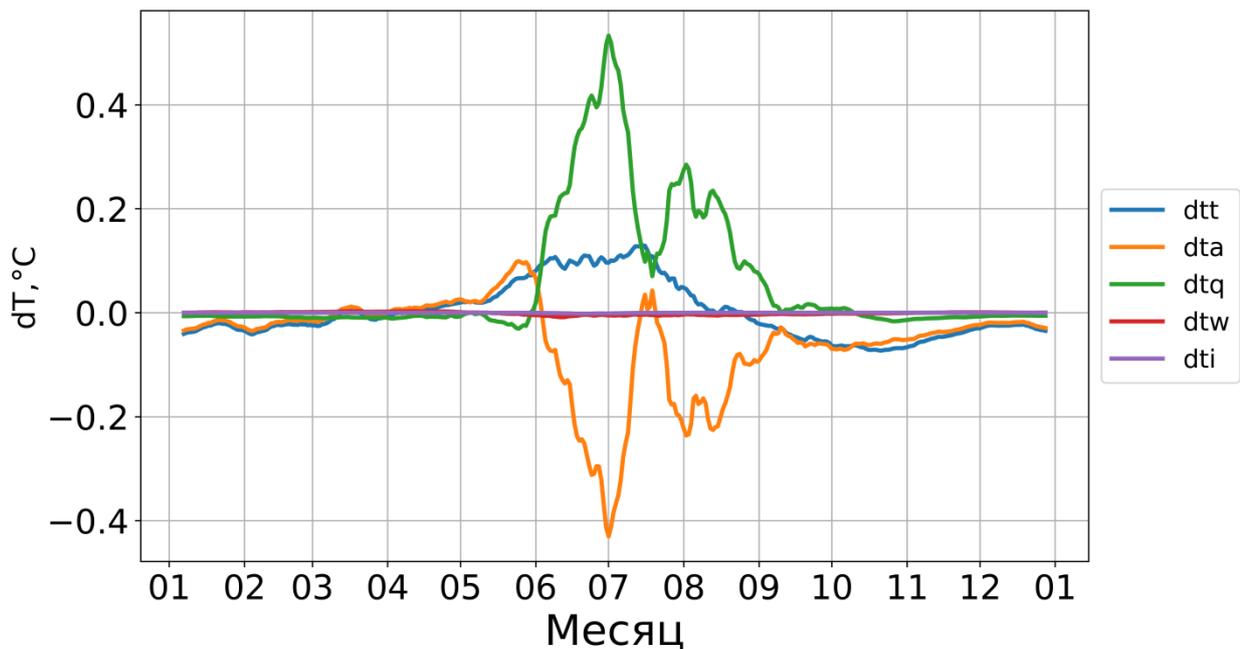


Рисунок 4.25 – Район 6: среднесуточные значения изменения температуры ВКС (dt_t , °C/сут), среднесуточные значения изменения за счет: адвективного потока (dt_a , °C/сут), потока тепла на границе море-атмосфера-лед (dt_q , °C/сут), поток тепла из глубин (dt_w , °C/сут), ледообразования и таяния (dt_i , °C/сут)

Максимальное понижение температуры ВКС за счет адвекции отмечается в начале июля ($dt_a = -0,4$ °C/сут). В августе за счет адвекции температура ВКС понижается в среднем на $-0,15$ °C/сут, а с сентября по ноябрь на $-0,08$ °C/сут. Вклад потока тепла из глубин в этом районе практически отсутствует.

Доминирующая роль адвекции (dt_a) в изменении солёности ВКС объясняет отсутствие ярко выраженного сезонного хода солёности в районе 6 (рис. 4.26), что было отмечено для других рассмотренных районов. В январе и марте наблюдается повышение солёности ВКС ($dt_s = 0,002$ ЕПС/сут.), а в феврале ВКС опресняется на $-0,002$ ЕПС/сут. С 20 марта до 10 июля наблюдается опреснение ВКС, максимум опреснения наблюдается в середине мая на $-0,0059$ ЕПС/сут. В этот период солёность ВКС сокращается на $0,0035$ ЕПС/сут. В июле отмечается кратковременное повышение солёности на $0,001$ ЕПС/сут. С середины августа и до начала января наблюдается повышение солёности ВКС в среднем на $0,002$ ЕПС/сут. Перечисленные выше изменения солёности ВКС в

течение большей части года в основном связаны с адвекцией. Только в течение короткого периода в середине июня вклад таяния превышает вклад адвекции и ВКС распресняется вследствие таяния льда. Таяние и ледообразование тоже вносит свой вклад в изменение солёности ВКС.

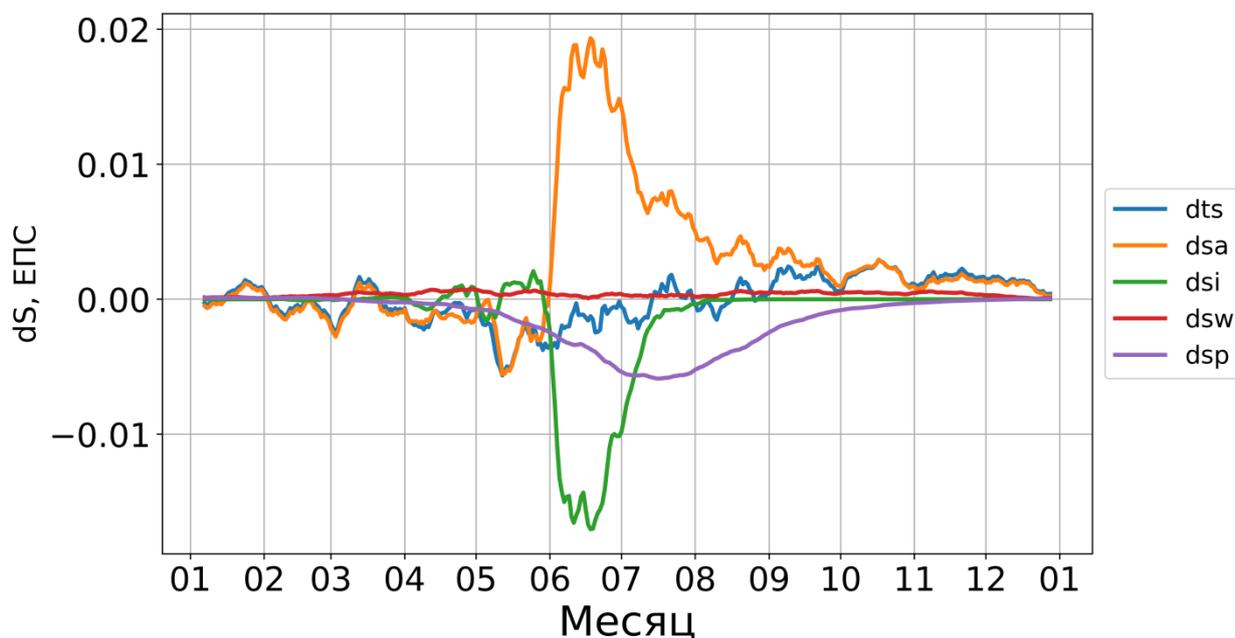


Рисунок 4.26 – Район 6: Среднесуточное изменение солёности ВКС (dts, ЕПС/сут.), среднесуточные изменения солёности за счет: адвективного потока (dsa, ЕПС/сут.), ледяного покрова (dsi, ЕПС/сут.), потока соли из глубин (dsw, ЕПС/сут.), осадков (dsp, ЕПС/сут.)

В остальное время года ледообразование/таяние не влияет на солёность ВКС. Вклад потока соли из глубин в изменение солёности в районе 6 по сравнению с другими районами – наибольший, и с марта по ноябрь достигает 0,0007 ЕПС/сут. В остальную часть года этот вклад близок к 0.

Для определения временных границ теплого и холодного сезонов пространственно-осредненные ежесуточные данные о суммарном тепловом балансе на поверхности моря в каждом из районов были осреднены посуточно по всем годам на временном интервале 1994–2018, после чего были определены средние по всем годам даты перехода теплового баланса через ноль, соответствующие средним временным границам сезонов. Средние по пространству

статистические характеристики параметров ВКС, толщины и сплоченности льда и суммарного потока тепла на границе моря и атмосферы в каждом из шести районов для теплого и холодного сезонов представлены в таблицах 4.2 и 4.3.

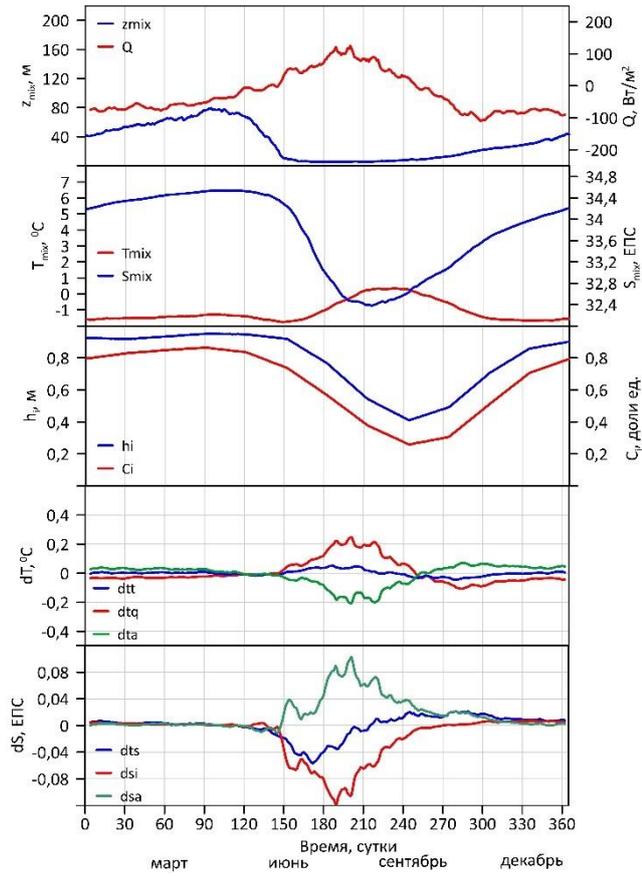
Во всех районах наблюдается значительное сезонное различие в параметрах ВКС, что в первую очередь связано с возрастанием толщины однородного слоя почти на порядок величины в холодный сезон, когда термохалинная конвекция в Баренцевом море перемешивает большую часть водной толщи [Добровольский и Залогин, 1982], что обуславливает зависимость толщины ВКС от глубины моря (см. табл. 4.2 и 4.2). Различие в толщине ВКС в теплый сезон между районами 2 – 6 составляет менее 10 м (максимальное различие – 12,5 м – между районами 1 и 5), что указывает на определяющую роль ветро-волнового перемешивания в формировании ВКС в теплый сезон. Малая толщина ВКС в теплый сезон создает благоприятные предпосылки для эффективного воздействия поступающей через поверхность моря коротковолновой солнечной радиации на весь перемешанный слой и его нагрев во всех районах. Следует отметить, что повышение температуры в теплый сезон не зонально. В районах 1 и 2 разница температуры между сезонами составляет около 0,6 °С, в районах 3, 4, 5 – около 2,1 °С, а в самом южном районе 6 – 4,3 °С. Сезонные изменения солености противоположны изменениям температуры: в холодный сезон наблюдается повышение солености во всех шести районах, что логично связано с годовым циклом ледообразования/таяния.

Для объяснения перечисленных базовых особенностей сезонной изменчивости параметров ВКС были рассмотрены их среднегодовые распределения совместно с аналогичными распределениями вкладов различных процессов в наблюдаемую изменчивость (табл. 4.4 и рис. 4.27). Продолжительность холодного сезона во всех районах (за исключением самого южного района-6) превышает 8 месяцев. В холодный сезон море отдает тепло в атмосферу, ледяной покров достигает максимальной сплоченности и толщина льда – наибольшая. В

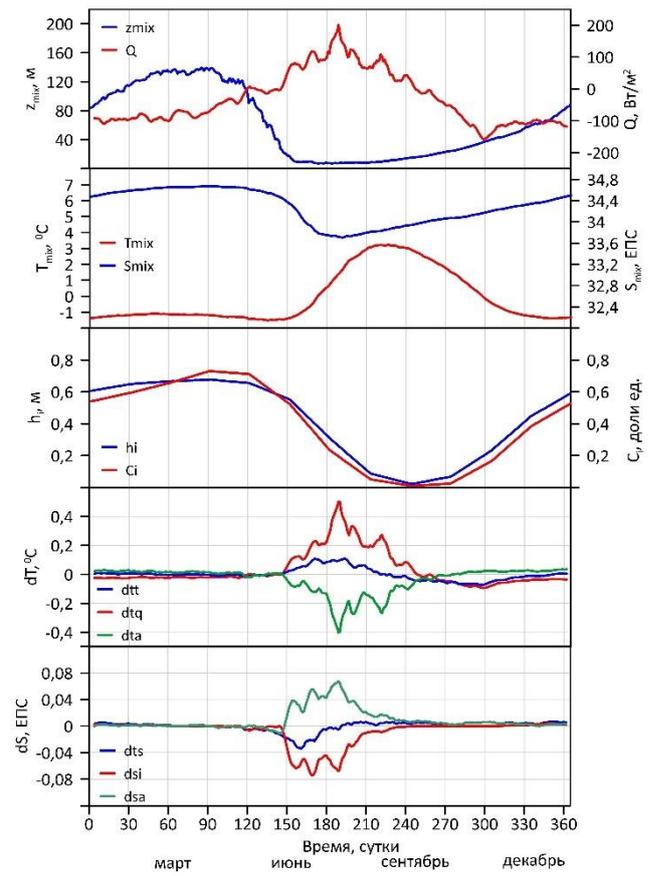
теплый сезон – картина противоположная. Основными процессами, контролирующими изменение температуры ВКС (ΔT_{mix}), численно равной средней суточной скорости изменения температуры ВКС (с учетом временного шага расчетов), являются поток тепла через поверхность моря (ΔT_H) и горизонтальная адвекция (ΔT_a), причем их вклады в течение большей части года сопоставимы по абсолютной величине (см. табл. 4.4) и противоположны (см. рис. 4.27). Практически в течение всего года роль адвекции заключается в демпфировании теплового потока на границе моря и атмосферы: в теплый сезон адвекция относительно более холодной воды приводит к замедлению радиационного нагрева ВКС, а в холодный сезон адвекция относительно более теплой воды частично компенсирует охлаждение, контролируемое турбулентным теплообменом. Таким образом, адвекция, по сути, ограничивает амплитуду сезонных колебаний температуры ВКС. Исключение составляет район 6, где вклады адвекции и потока тепла через поверхность моря совпадают в течение большей части холодного сезона (см. рис. 4.27), и вклад адвекции в отличие от других районов превышает вклад потока тепла через поверхность (см. табл. 4.4). Амплитуда внутригодовых изменений среднесезонной солености ВКС ожидаемо максимальна в районе 1 (2,13 ЕПС), где в холодный сезон наблюдается сплоченный и толстый ледяной покров. В самом южном районе 6, где максимальная сплоченность ледяного покрова составляет 0,2, амплитуда колебаний среднесезонной солености на порядок величины меньше (0,22 ЕПС). В течение 2–3 месяцев (с конца марта-начала апреля по конец июня) вклад адвекции (ΔS_a) в изменение солености ВКС отрицателен (см. рис. 4.27). Это вероятно связано с поступлением распресненных при таянии льда вод из более южных районов, где таяние начинается раньше. В остальные месяцы года вклад адвекции в изменение солености ВКС положителен. При смещении с северо-запада на юго-восток постепенно возрастает вклад осадков/испарения (ΔS_H) в изменение солености ВКС: от 11–13 % в районах 1–4, до 21–25 % в районах 5 и 6, в которых среднегодовой вклад осадков/испарения в распреснение ВКС превышает вклад от таяния льда. Вклад в охлаждение ВКС при таянии льда ожидаемо ничтожен, вследствие малого

объема образующейся при таянии талой воды. Поступление тепла и соли из глубин при возрастании толщины ВКС вследствие конвекции в холодный сезон и турбулентного вовлечения в теплый сезон также достаточно мало. Это, возможно, связано с тем, что отдельные конвективные события, которые могут иметь заметный эффект, при осреднении за много лет не отражаются на графике. В целом, на первый взгляд, различия во внутригодовой изменчивости параметров ВКС и вкладов влияющих процессов в эту изменчивость между рассматриваемыми районами заключаются только в амплитуде сезонных колебаний, фазе смены знака вклада отдельных процессов и величин их относительных вкладов в наблюдаемые изменения (см. табл. 4.2, 4.3, 4.4 и рис. 4.27). Однако, при более детальном рассмотрении, выявляются важные особенности. В районах 1–3 в годовом ходе температуры ВКС помимо абсолютного максимума в августе-сентябре выделяется также слабый локальный максимум во второй половине холодного сезона, который отсутствует в районах 4–6. Наиболее заметно этот «зимний» максимум температуры проявляется в самом северном районе 1 (в начале апреля). Если обратиться к графику изменений вкладов в температуру ВКС различных процессов для района–1 (см рис. 4.27-а: dt), то можно заметить, что в холодный сезон (до начала апреля) отрицательный вклад теплоотдачи в атмосферу (dtq) превышает положительный вклад горизонтальной адвекции (dta), но наличие сравнительно малого вклада потока тепла из глубин ($dtw = \Delta T_w$) – 3 % (см. табл. 4.4) компенсирует это различие, обеспечивая слабый рост температуры ВКС. В районах 2 и 3 (см. рис. 4.27-б, в) ситуация аналогичная, с той лишь разницей, что «зимний» максимум температуры менее заметен и достигается раньше (в середине февраля). В районах 4 - 6 (см. рис. 4.27-г, д, е) локального максимума температуры в холодный сезон не наблюдается. Вероятной причиной этого различия является так называемый «топографический эффект», заключающийся в большей скорости осенне-зимнего выхолаживания в мелководных районах по сравнению с глубоководными при одинаковой теплоотдаче из моря в атмосферу [Shapiro et al.,2003].

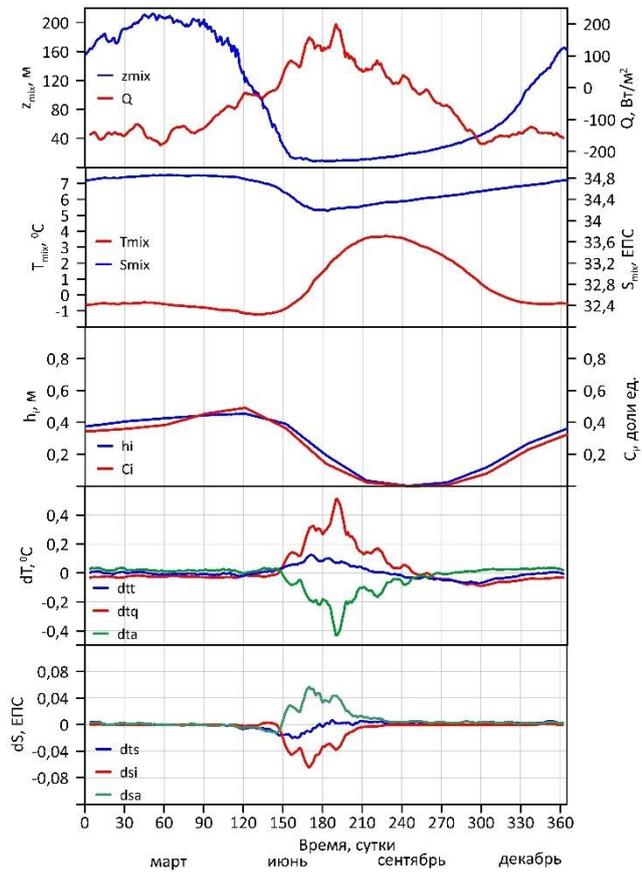
(a)



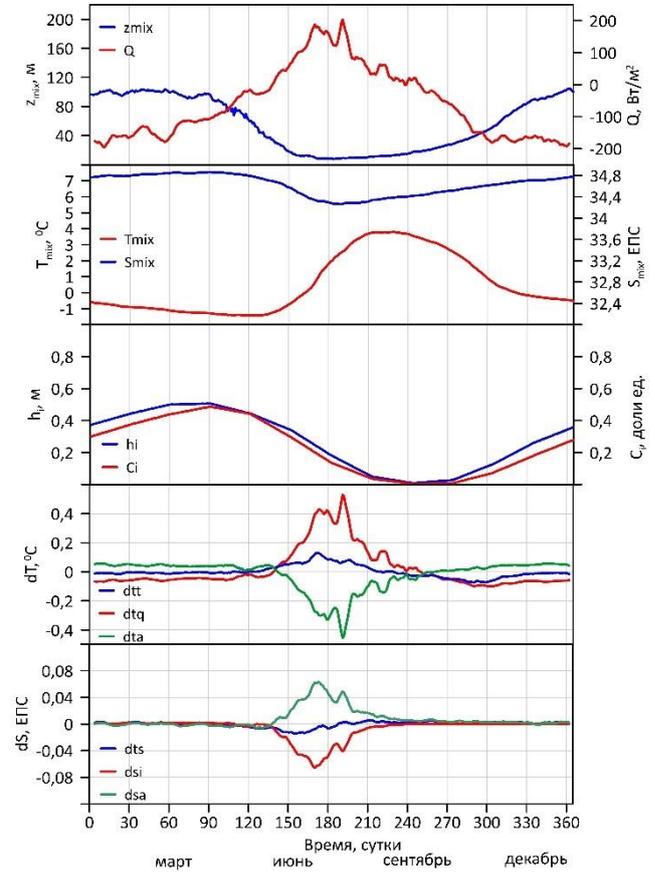
(б)



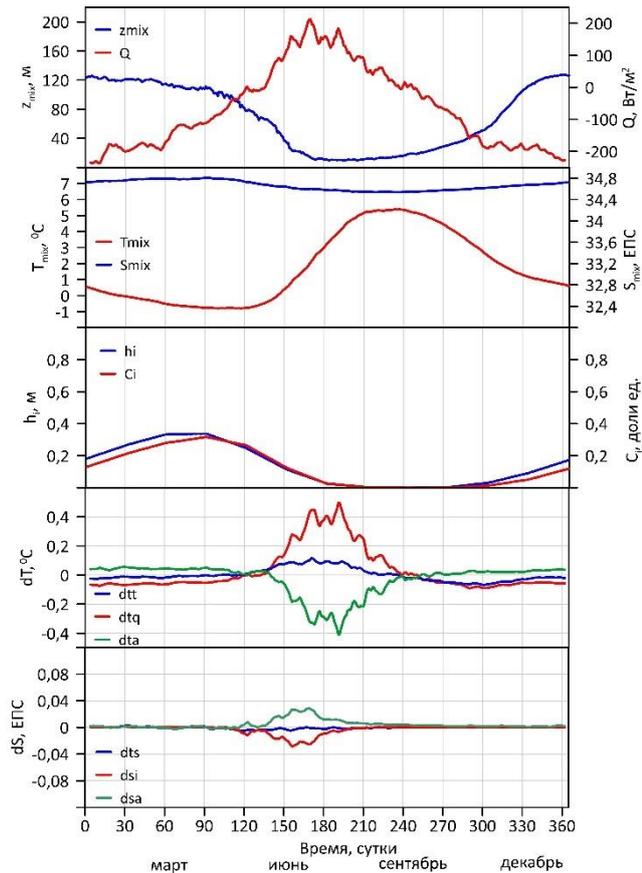
(B)



(Г)



(д)



(е)

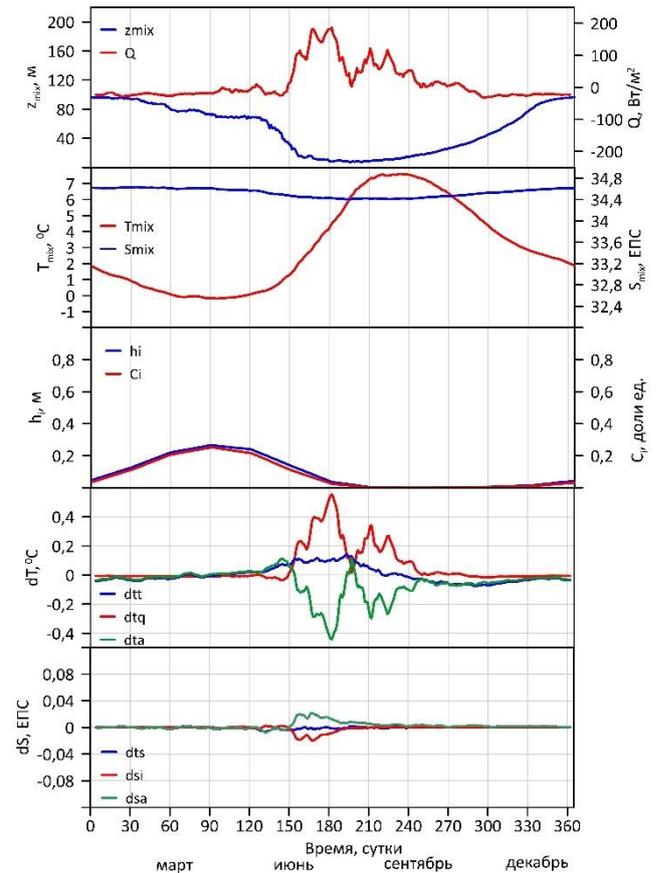


Рисунок 4.27 – Среднегодовая изменчивость параметров ВКС и вкладов влияющих процессов в эту изменчивость в различных районах 1 (а), 2 (б), 3(в), 4(г), 5 (д) и 6 (е). Температура, соленость, толщина ВКС, толщина и сплоченность льда: ежесуточные значения. Поток тепла и вклады различных процессов в изменение температуры и солености: скользящее 7-ми дневное осреднение. Принятые символические обозначения: $dtt = \Delta T_{mix}$; $dtq = \Delta T_H$; $dta = \Delta T_a$; $dts = \Delta S_{mix}$; $dsi = \Delta S_i$; $dsa = \Delta S_a$. Примечание: графики каждого параметра приведены в единой вертикальной шкале с целью сопоставимости величин в разных районах. Значения ΔT_i , ΔT_w , ΔS_h и ΔS_w не показаны в силу их относительной малости.

В мелководных районах 4–6 (см. табл. 4.2), при достижении ВКС дна (в конце декабря), дальнейшего углубления однородного слоя не происходит, и dtw обращается в ноль. В относительно глубоководных районах 1–3 углубление ВКС продолжается еще несколько месяцев, результатом чего является вовлечение более теплых и соленых нижележащих вод в перемешанный слой. В результате время наступления максимальной толщины ВКС в районах 1–3 совпа-

дает с наступлением «зимнего» максимума температуры и внутригодового максимума солености. После достижения максимума толщина ВКС во всех районах сперва медленно снижается (на 20–30 м), а потом резко падает до минимальных летних значений. Быстрое уменьшение толщины ВКС, очевидно, связано с уменьшением солености вследствие локального таяния льда и адвективного поступления распресненных вод извне (см. рис. 4.27: *dsi* и *dsa*). Медленное уменьшение толщины ВКС после завершения активной стадии вертикальной конвекции, вероятно, обусловлено мезомасштабной и суб-мезомасштабной турбулентностью, обеспечивающей ре-стратификацию в нижней части однородного слоя на временном масштабе от десяти суток до месяцев в зависимости от интенсивности турбулентного перемешивания [Xavier et al., 2015].

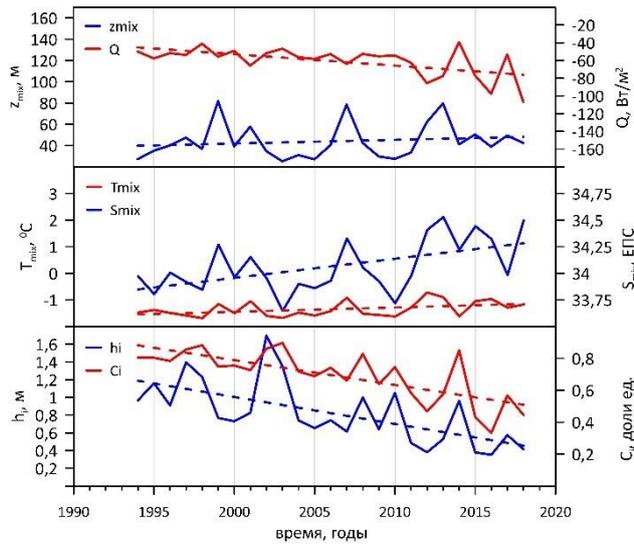
Параметры ВКС непосредственно определяют характеристики ледяного покрова в каждом из шести районов (см. рис. 4.27). Локальное ледообразование возможно только при достижении температурой ВКС точки замерзания, которая зависит от солености. В то же время ледяной покров, после его нарастания до первых десятков сантиметров [Доронин и Хейсин, 1975], начинает влиять на параметры ВКС, экранируя теплоотдачу в атмосферу, и, благодаря этому, уменьшая скорость дальнейшего нарастания льда, осолонения подледного слоя и заглубления ВКС вследствие халинной конвекции. По характеристикам внутригодовой изменчивости параметров ледяного покрова можно объединить районы 1 и 2, где максимальные сплоченность и толщина превышают 0,7 и 0,6 м соответственно, районы 3 и 4 (около 0,5 и 0,5 м) и районы 5 и 6, где указанные параметры ледяного покрова составляют менее 0,3 и 0,35 м. Средняя продолжительность безледного сезона (сплоченность льда менее 0,15) меняется от 2,5 месяцев в районе 2 до 7-ми месяцев в районе 6. В районе 1 ледяной покров со сплоченностью более 0,25 присутствует круглогодично. Вклад ледообразования (*dsi*) в повышение солености ВКС в холодный сезон не максимальный в районе 1 и равен 38% (табл. 4.4). В районе 2 этот вклад снижается до 25 %, а в осталь-

ных районах составляет 5–20 %. Наибольший рост солёности ВКС вследствие ледообразования во всех районах происходит с января по апрель, тогда как в осенние месяцы (октябрь–декабрь) заметное повышение солёности наблюдается только в районе 1, где в эти месяцы уже активно идет ледообразование. Интересной особенностью временного хода dsi , проявляющейся в разной степени в районах 1–3, является слабый положительный экстремум в мае, соответствующий достижению абсолютного минимума температурой ВКС. Возможное объяснение этого феномена связано с полным расходом тепла, содержащегося в ВКС, к концу холодного сезона и нарастанием небольшого количества льда в условиях температуры, близкой к точке замерзания. В теплый сезон, вклад таяния в понижение солёности ВКС в районах 1–4 составляет 34–50%. В районах 5 и 6 этот вклад примерно вдвое меньше, но также существенно превышает вклад ледообразования в повышение солёности в зимний сезон (см. табл. 4.4). Это означает, что поступление льда извне во всех рассматриваемых районах значительно превышает локальное ледообразование.

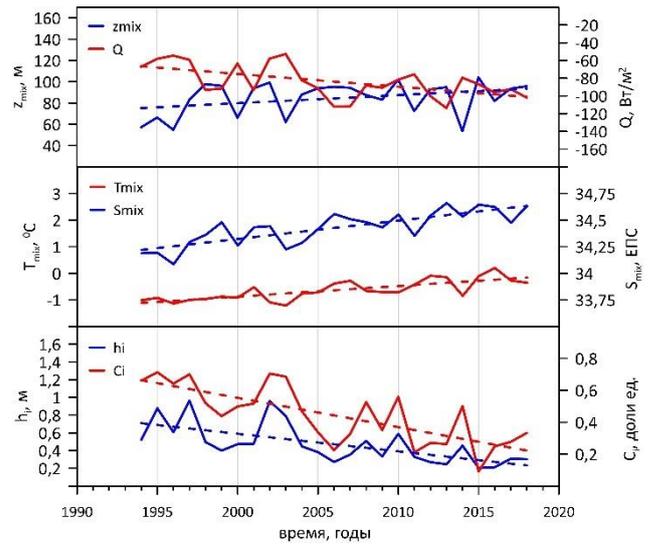
4.3.2. Межгодовая изменчивость

Для определения межгодовой изменчивости пространственно-осредненные по каждому району параметры ВКС и суточные изменения вкладов различных процессов, определяющие изменчивость параметров ВКС, осреднены отдельно за теплый и холодный сезоны за каждый год по всем годам на временном интервале 1994–2018. Временные ряды межгодовой изменчивости параметров ВКС, ледяного покрова и потока тепла через поверхность моря в холодный и теплый сезоны представлены на рисунках 4.28 и 4.30. Межгодовая изменчивость среднегодовых вкладов различных процессов (в процентах) в среднюю скорость изменения термохалинных параметров ВКС в холодный и теплый сезоны представлена на рисунках 4.29 и 4.31.

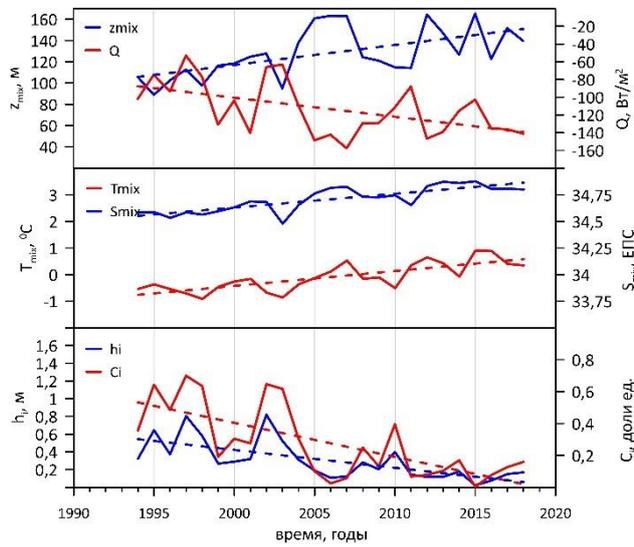
(a)



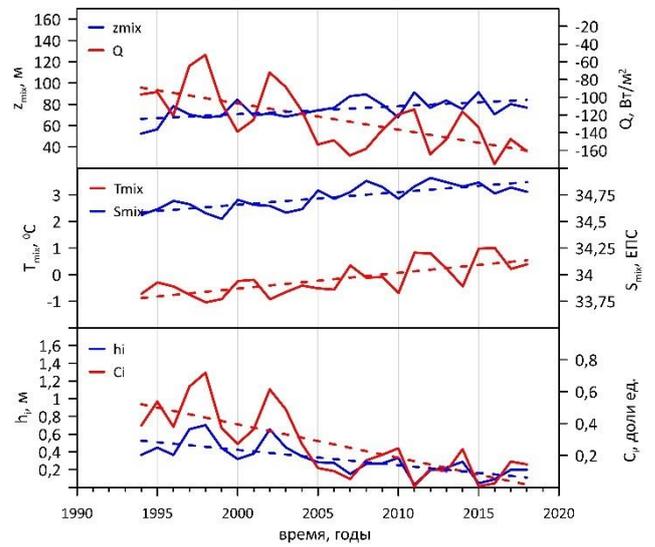
(б)



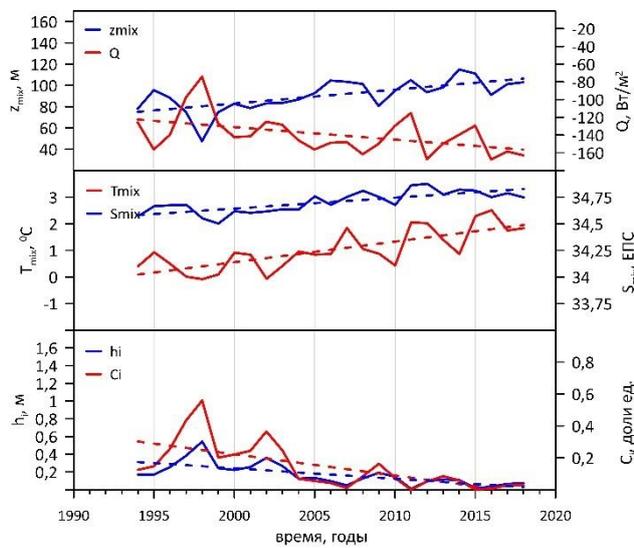
(в)



(г)



(д)



(е)

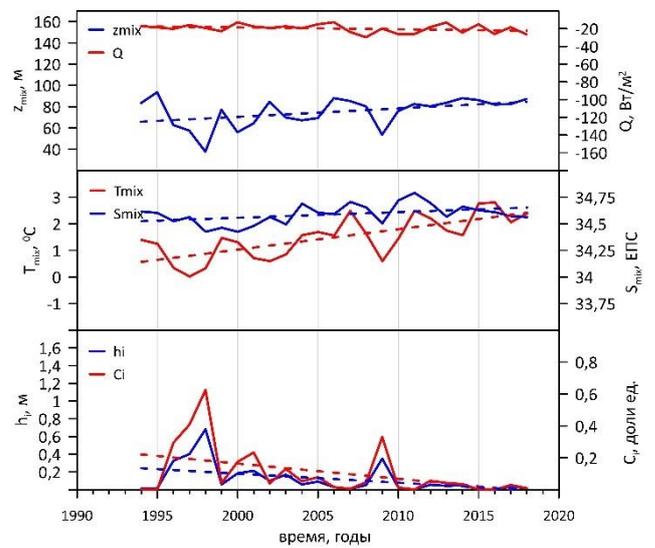
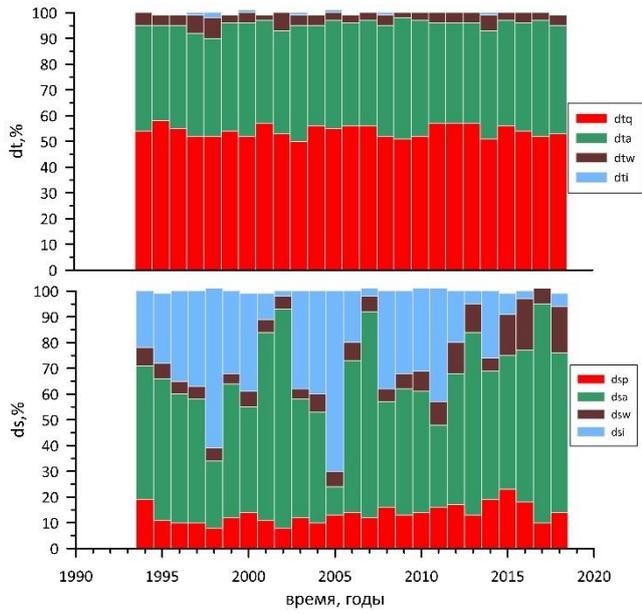


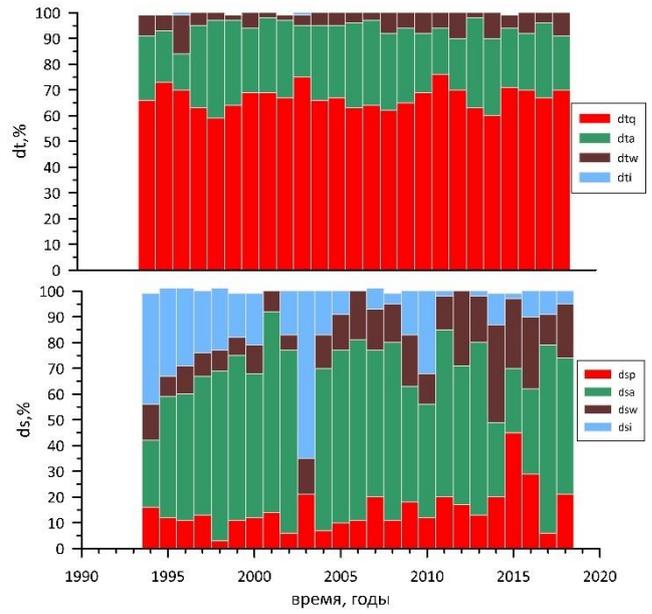
Рисунок 4.28 – Межгодовая изменчивость параметров ВКС, ледяного покрова и потока тепла через поверхность моря в теплый сезон в различных районах 1 (а), 2 (б), 3(в), 4(г), 5 (д) и 6 (е). Примечание: графики каждого параметра приведены в единой вертикальной шкале с целью сопоставимости величин в разных районах.

В холодный сезон во всех районах средние температура, соленость и толщина ВКС демонстрируют положительный межгодовой тренд различной интенсивности на фоне квазирегулярных циклических колебаний с периодом 4–5 лет. Межгодовые колебания температуры и солености в целом синфазны, т.е. при повышении температуры наблюдается и повышение солености. Пространственная изменчивость коэффициентов линейного тренда противоположна для температуры и солености. Максимальный коэффициент линейного тренда для солености наблюдается в районе 1 (0,018), а минимальный – в районе 6 (0,006). Для температуры в районе 1 коэффициент линейного тренда составляет 0,017, а в районах 5 и 6 он одинаков и составляет 0,077. Это означает, что за 25 лет рост средней солености в самом северном районе 1 составил около 0,5 ЕПС, а рост средней температуры в районах 5 и 6 составил более 2 °С. Максимальный рост толщины ВКС происходил в районе 3 с коэффициентом линейного тренда 1,87. Во всех районах также наблюдалось постепенное сокращение сплоченности льда и его толщины. С начала 2000-х годов в юго-восточных районах (4–6) выделяются годы, где ледяной покров в холодный сезон полностью отсутствовал, т.е. в эти годы данные районы были круглогодично безледными. В районе 6 после 2004 года сильно разряженный ледяной покров (со сплоченностью менее 0,2) наблюдался лишь эпизодически.

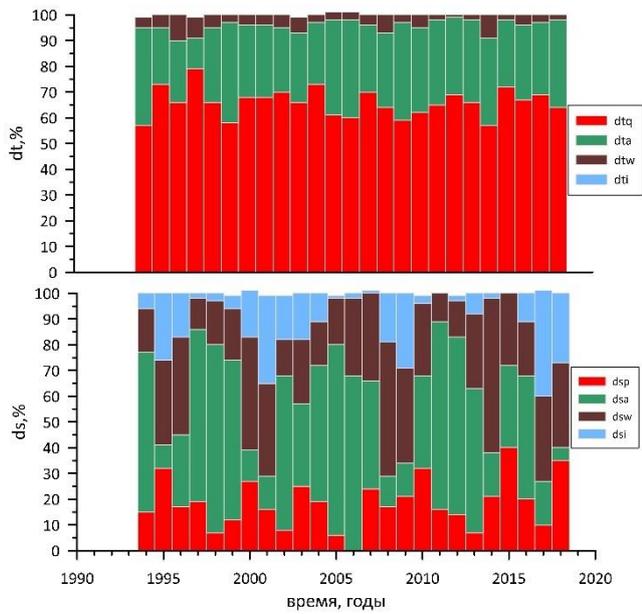
(a)



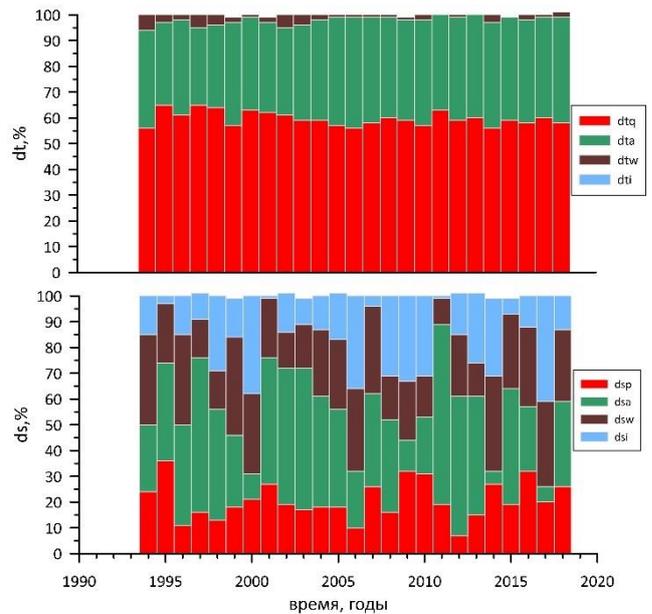
(б)



(B)



(Г)



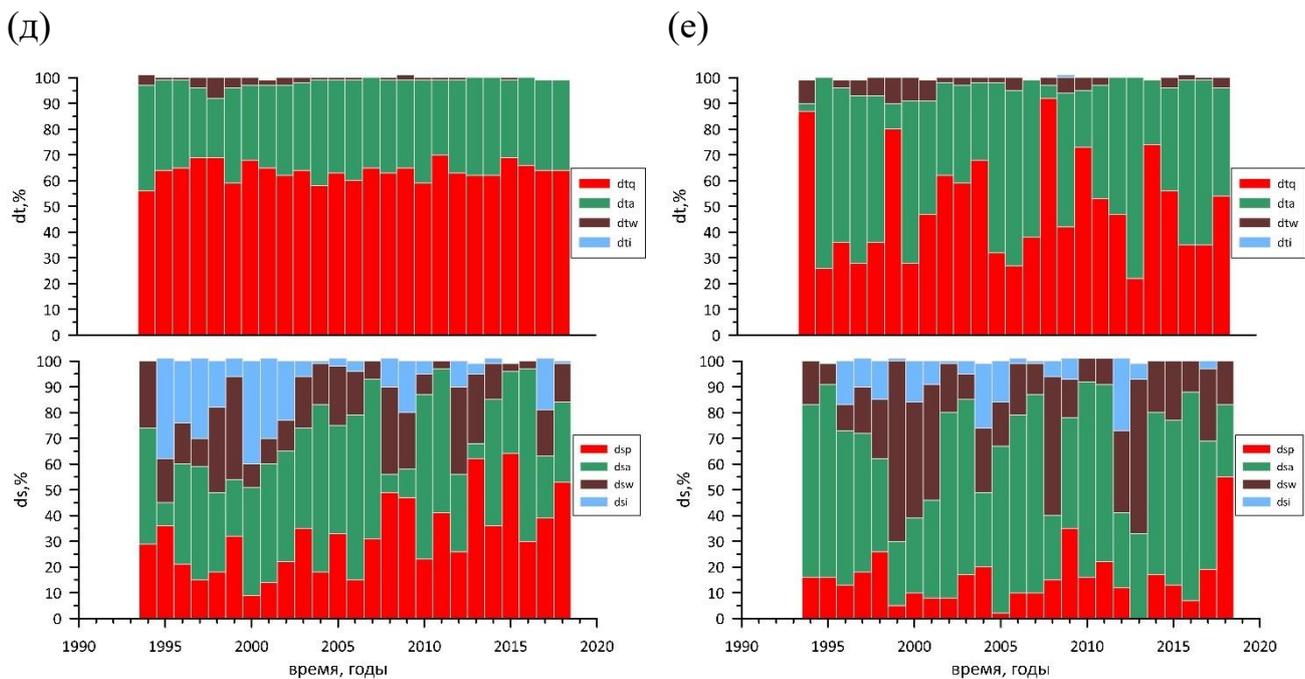
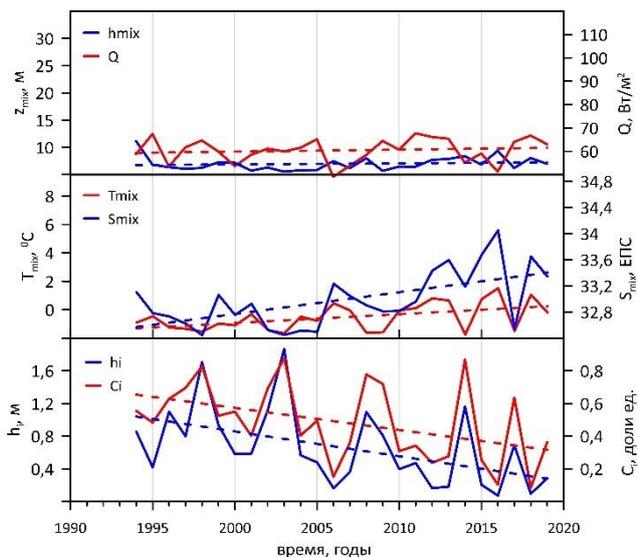


Рисунок 4.29 – Межгодовая изменчивость среднегодовых вкладов различных процессов (%) в изменение термохалинных параметров ВКС ($dtt = \Delta T_{mix}$ и $dts = \Delta S_{mix}$) в холодный сезон в различных районах 1 (а), 2 (б), 3(в), 4(г), 5 (д) и 6 (е). Принятые символические обозначения: $dtq = \Delta T_H$; $dta = \Delta T_a$; $dtw = \Delta T_w$; $dti = \Delta T_i$; $dsp = \Delta S_h$; $dsa = \Delta S_a$; $dsw = \Delta S_w$; $dsi = \Delta S_i$.

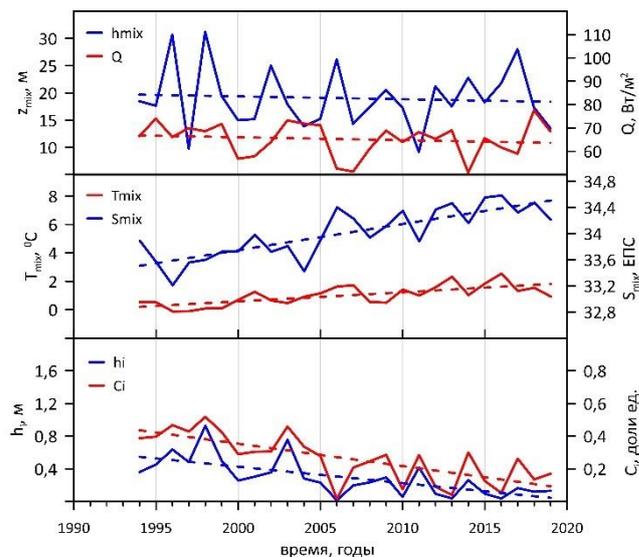
Вклады отдельных процессов в понижение температуры ВКС в холодный сезон от года к году в целом меняются незначительно: средняя скорость охлаждения обеспечивается теплоотдачей в атмосферу и частично компенсируется адвекцией более теплой воды. Только в районе 6 наблюдаются значительные межгодовые колебания вкладов потока тепла через поверхность и адвекции. Вклад потока тепла из глубин ($dtw = \Delta T_w$) в отдельные годы превышает 10 %, но в среднем находится в диапазоне 3–7 %. Несмотря на это, как было указано выше, во всех районах от года наблюдается устойчивый тренд на повышение температуры ВКС. Возможное объяснение такой тенденции, вероятно, связано с большей скоростью нагрева ВКС в теплый сезон по сравнению со скоростью охлаждения в холодный сезон (ср. dtt на рис. 4.29 и 4.31), а также в возрастании продолжительности теплого сезона [Сумкина и др., 2022] и будет подробно проанализировано в следующем разделе. Временная изменчивость средней

скорости изменения солёности ВКС в холодный сезон в районах 1 и 2 контролируется временной изменчивостью адвекции и нарастанием льда при значительном уменьшении последнего после 2010-го года (см. рис. 4.29-а, б). Синхронно с сокращением вклада нарастания льда возрастает вклад потока соли из глубин и осадков/испарения, которые в отдельные годы после 2012 г. превышают вклад адвекции в районе 2.

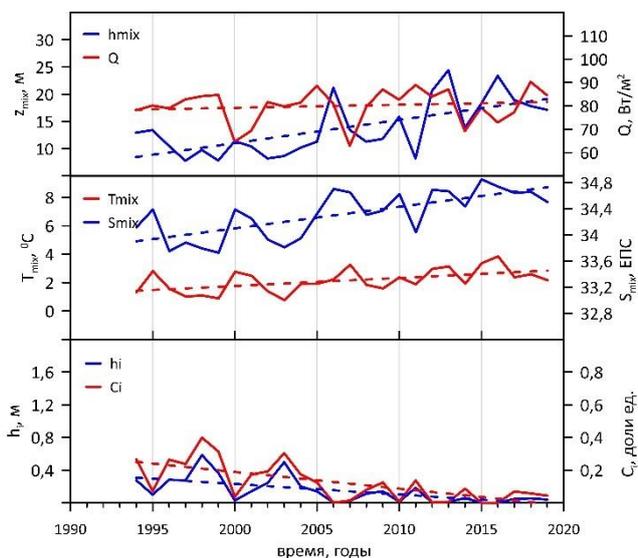
(а)



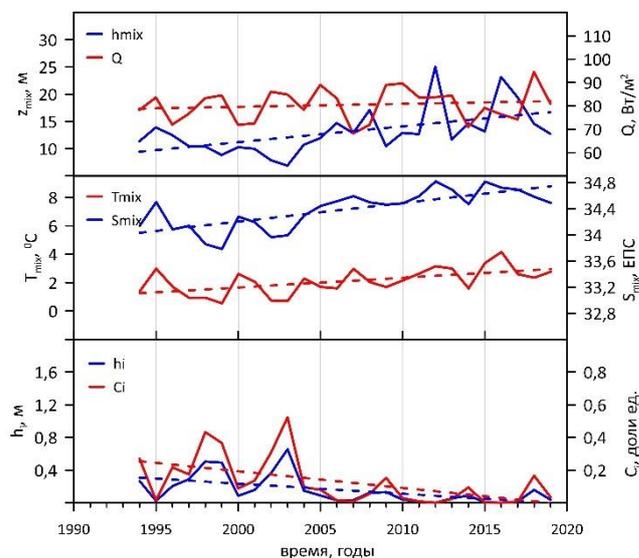
(б)



(в)



(г)



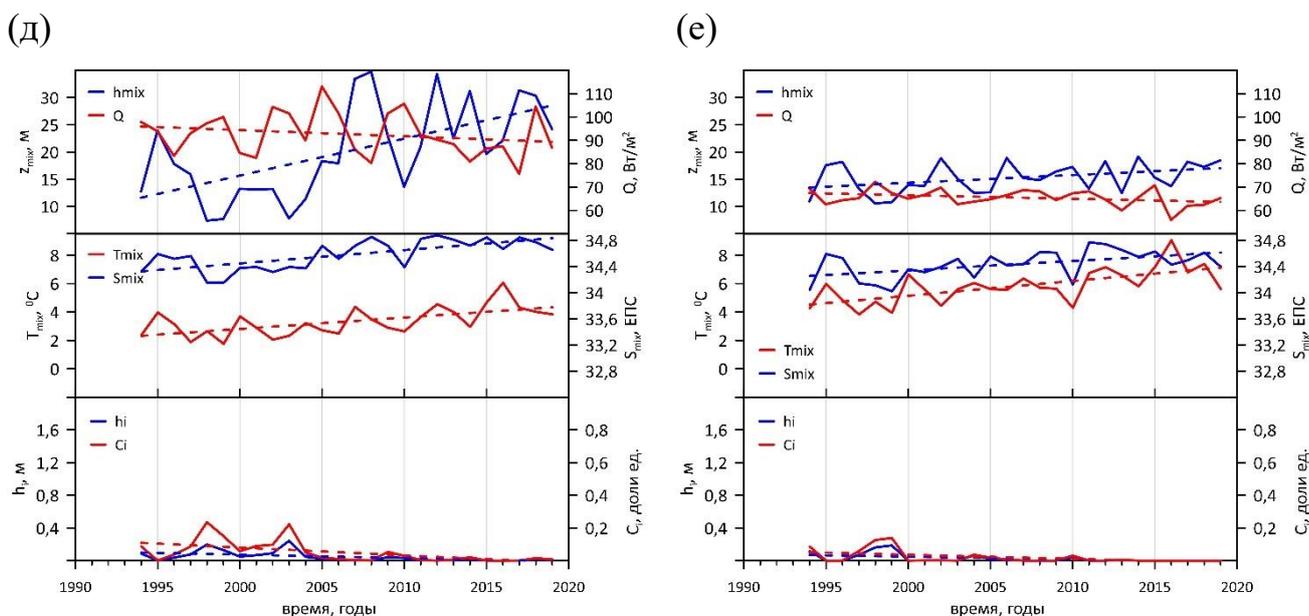
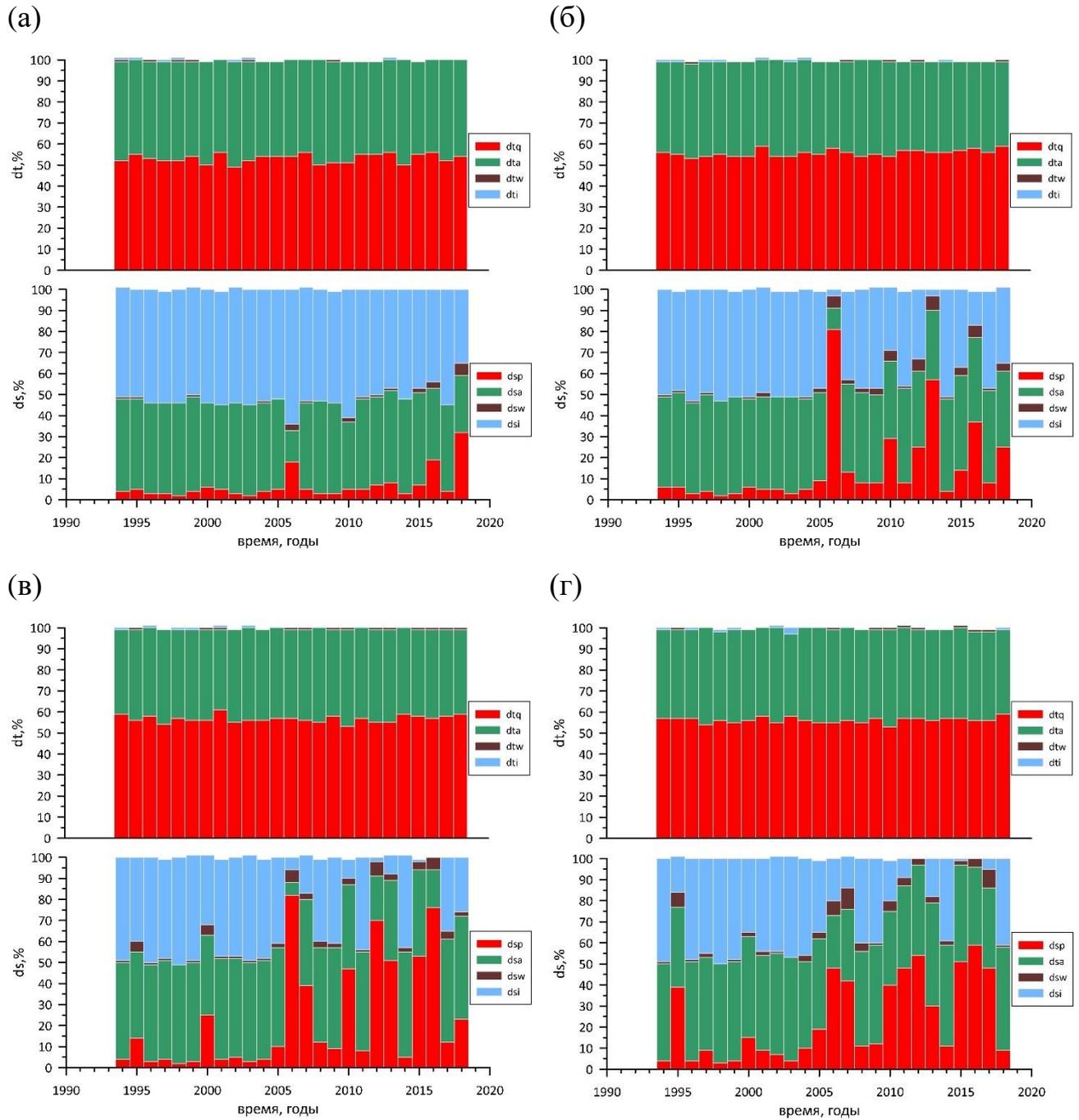


Рисунок 4.30 – Межгодовая изменчивость параметров ВКС, ледяного покрова и потока тепла через поверхность моря в теплый сезон в различных районах 1 (а), 2 (б), 3(в), 4(г), 5 (д) и 6 (е). Примечание: графики каждого параметра приведены в единой вертикальной шкале с целью сопоставимости величин в разных районах.

В районах 3–6 суммарный вклад ледообразования, потока соли из глубин и осадков/испарения сопоставим с вкладом адвекции, причем в районах 5 и 6 наблюдается явный тренд на возрастание вклада осадков/испарения на фоне снижающегося вклада адвекции и осолонения вследствие ледообразования (см. рис. 4.29 в-е). В теплый сезон межгодовая изменчивость параметров ВКС в целом сходна с описанной выше для холодного сезона. Отличие состоит в абсолютных величинах параметров и трендов. Толщина ВКС в районах 1 и 2 практически не меняется, тогда как в районах 3–6 наблюдается ее рост на 5–15 м. Коэффициенты линейного тренда для температуры и солёности во всех районах превышают аналогичные коэффициенты для холодного сезона в 1,03–3,64 раза. Наибольшее различие в коэффициентах линейных трендов для температуры наблюдаются в районе 1 (0,062 против 0,017), а наименьшее в районе 5 (0,080 против 0,077). Для солёности, наибольшие различия наблюдаются в районе 6 (0,015 против 0,006). После 2005 года, ледяной покров в районах 4–6 практиче-

ски отсутствует, за исключением отдельных лет, а в районах 2 и 3 фиксируется эпизодически. Только в районе 1 в теплый сезон на протяжении всего исследуемого временного интервала сохраняется ледяной покров сплоченностью около 0,2 – 0,4 и толщиной 0,4–1,0 м.



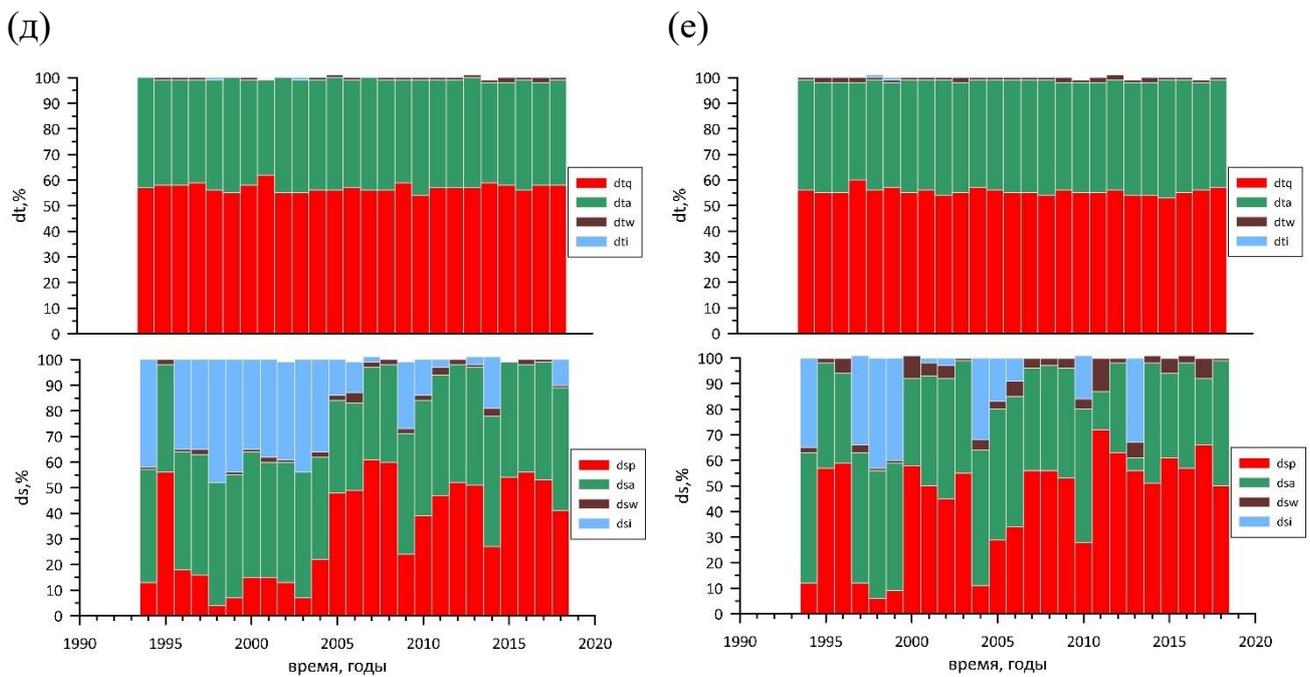


Рисунок 4.31 – Межгодовая изменчивость среднегодовых вкладов различных процессов (%) в изменение термохалинных параметров ВКС ($dtt = \Delta T_{mix}$ и $dts = \Delta S_{mix}$) в теплый сезон в различных районах 1 (а), 2 (б), 3(в), 4(г), 5 (д) и 6 (е).

Принятые символические обозначения: $dtq = \Delta T_H$; $dta = \Delta T_a$; $dtw = \Delta T_w$; $dti = \Delta T_i$;

$$dsp = \Delta S_h; dsa = \Delta S_a; dsw = \Delta S_w; dsi = \Delta S_i;$$

Вклады отдельных процессов в среднюю скорость изменения температуры ВКС в теплый сезон на протяжении всего временного интервала с 1994 по 2018 год во всех районах меняются незначительно: радиационный нагрев ВКС частично компенсируется адвекцией относительно более холодной воды, при пренебрежимо малых вкладах остальных процессов. Временные тренды практически отсутствуют. Временная изменчивость средней скорости изменения солености ВКС в теплый сезон в районе 1 определяется временной изменчивостью средней скорости распреснения вследствие таяния льда и осолонения вследствие адвекции (см. рис 4.31-а). В остальных районах вклад средней скорости распреснения постепенно снижается, а его место в общем балансе занимает вклад осадков/испарения (см. рис. 4.31 б -е). В целом, по мере сокращения объема нарастающего и стаивающего льда, распреснение в теплый сезон уменьшается, что вероятнее всего объясняет отмеченный выше тренд на возрастание солености во всех районах в теплый сезон.

Результаты недавних исследований свидетельствуют в пользу того, что в 2010-е годы в северной части Баренцева моря произошли значительные изменения в гидрологической структуре вод [Lind et al., 2018]. Выявленную тенденцию к возрастанию температуры и солености ВКС гипотетически связывают с летним сокращением ледовитости СЛО [Schlichtholz, 2019], следствием чего является снижение выноса льда на акваторию Баренцева моря и вызванного этим осолонения, что ведет к ослаблению плотностной стратификации, интенсификации вертикального перемешивания и возрастанию поступления тепла и соли из глубин к поверхности моря – так называемой «атлантификации» [Аксенов, Иванов, 2018]. С другой стороны, сокращение площади морского льда повышает эффективность поглощения солнечной радиации ВКС в сезон нагрева моря и приводит к возрастанию теплоотдачи из моря в атмосферу в холодный сезон, что также способно вызвать значительные изменения параметров ВКС.

В среднегодовом изменении параметров ВКС на временном и интервале 1994–2018 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, так же, 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, причем в начале теплого сезона (в среднем по всем районам) до начала июля, вклады таяния и адвекции со-направлены, 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 в процентном соотношении, вклады адвекции и таяния и осадков/испарения составляют в среднем по районам 1–5: 47/35/16. Минимальный вклад таяния (16 %) и максимальный вклад осадков/испарения (33 %) в изменения солености 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. Сравнительно малый вклад потока тепла из глубин в холодный сезон, тем не менее, играет существенную роль, поскольку дополнительно тормозит охлаждение ВКС и сдвигает сроки локального ледообразования на более поздние. Годовой ход солености 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

распределение, вызванное сезонным таянием льда и положительным балансом осадков/испарения.

Значимая роль горизонтальной адвекции в среднегодовых изменениях термического и соленостного режимов ВКС в районах 3–6, неплохо согласуется со схемой средних поверхностных течений (см. рис. 1.3). Эти районы расположены на пути распространения различных ветвей атлантической воды, поступающей в Баренцево море из Норвежского и достигающей поверхности. 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 ($-200 \dots -150 \text{ Вт/м}^2$) [Сумкина и др., 2024]. В самом южном районе 6, расположенном в зоне слияния Канинского и Беломорского течений, где зимняя теплоотдача на порядок величины меньше (около -20 Вт/м^2), 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 %). 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 прогревом 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. Очевидно, что 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 (см. рис. 4.29 а, б), 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, обеспечивающих 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 солености ВКС достаточно хорошо выражены (см. рис. 4.28д и 4.30д). На рисунке 4.32 для района 5 объединены графики межгодовой изменчивости средней температуры и солености ВКС в хо-

лодный и теплый период (аналогичные представленным на рис. 4.28д и 4.30д), а также среднегодовая температура и соленость по данным из табл. 4.2 и 4.3 за каждый год.

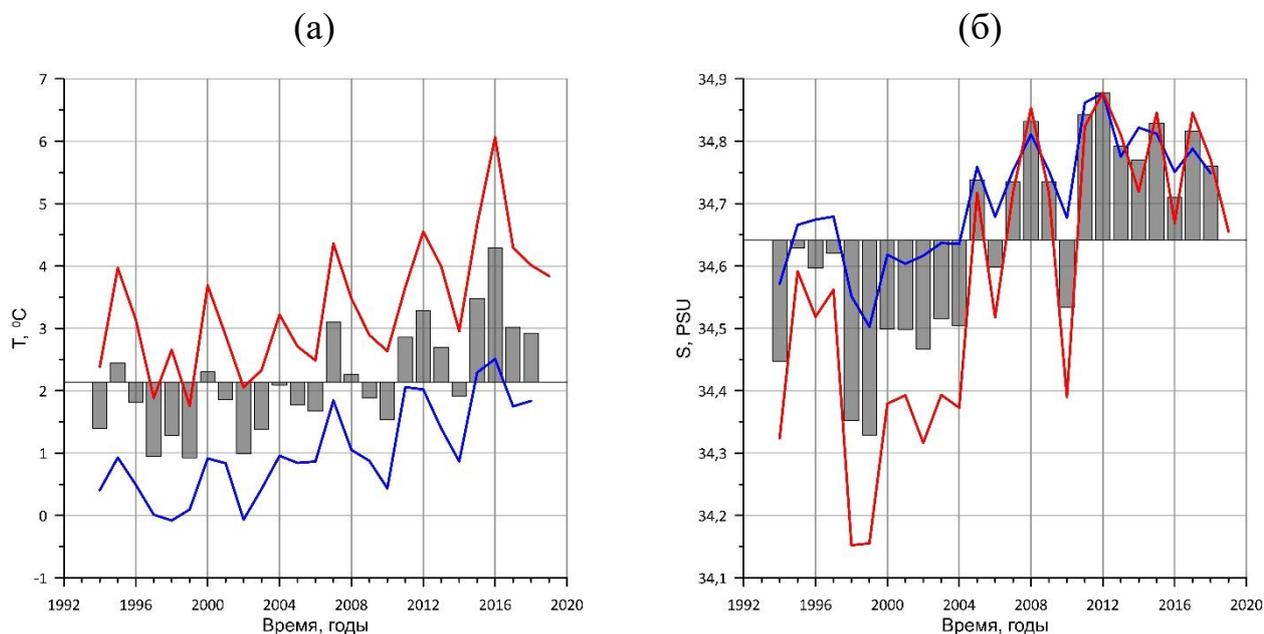


Рисунок 4.32 – Межгодовая изменчивость температуры, °С (а) и солености, ЕПС (б) в районе 5. Средняя температура/солёность в тёплый сезон (красный цвет), средняя температура/солёность в холодный сезон (синий цвет), среднегодовая температура/солёность – вертикальные полосы. Базовые линии: среднеемноголетние температура и солёность на временном интервале 1994-2018.

На графике температуры, на временном интервале с 1994 до 2004 года в холодный сезон тренд практически отсутствует, а в тёплый сезон даже выделяется незначительный отрицательный тренд. При этом среднегодовая температура ВКС была стабильно ниже среднеемноголетнего значения. После резкого возрастания температуры ВКС в тёплый 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 гг., что проявилось в преодолении среднегодовой температурой среднеемноголетнего уровня. В последующие годы среднегодовая температура ВКС была почти неизменно выше среднеемноголетнего уровня, а средние сезонные температуры показывали устойчивый положительный тренд,

что вероятно связано с устойчивым превышением адвекции тепла в Баренцево моря 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 гг.) и с повышенной солёностью (с 2004 по 2018 гг.). 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 (см. рис. 4.30д) и связанного с этим уменьшения 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 (см. рис. 4.28е и 4.30е) 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].

4.4. Повышение температуры вод Баренцева моря в начале 21-го века

Как уже указывалось выше, температурный режим моря определяется адвекцией вод из соседних морей и теплообменом между морем и атмосферой.

Для расчета адвективного баланса тепла БМ были использованы данные океанского реанализа GLORYS12V. В качестве референсного значения использовалась среднегодовая температура водной толщи БМ, рассчитанная по данным реанализа (от 1,7 до 1,9 °C в зависимости от года). Значения температуры воды, скорости и направления течений выбирались на вертикальных разрезах, пересекающих проливы между БМ и сопредельными водными акваториями (см. раздел 2.2.). Определяющим источником адвективного тепла является поступление атлантических вод из Норвежского моря между м. Нордкап и о. Медвежий. В среднем через разрез мыс Нордкап – остров Медвежий ежегодно поступает 40,8 ТВт адвективного тепла. В исследуемый отрезок времени линейный тренд адвективного потока тепла через данный разрез составил 0,14 ТВт в год. Средний суммарный адвективный тепловой баланс Баренцева моря составляет 20,7 ТВт и уменьшается на 0,26 ТВт в год.

Из рисунка 4.32 видно, что суммарный адвективный тепловой баланс значительно превышает годовой тепловой баланс поверхности. Средний по всей площади моря годовой ТБ поверхности изменялся в интервале от –5 до –10 ТВт (среднее многолетнее значение –7,2 ТВт). То есть, по нашим данным, БМ в среднем теряет 7,2 ТВт в год за счёт теплообмена на границе море-атмосфера. Среднегодовая теплоотдача с поверхности моря увеличивается с интенсивностью 0,02 ТВт в год.

Разница между суммарным адвективным потоком тепла и суммарным тепловым балансом поверхности (по модулю) становится меньше со скоростью 0,2 ТВт в год и в большей степени за счет уменьшения адвективного потока тепла. Выраженный отрицательный тренд адвективного потока тепла в БМ отмечается с 2010 г. При этом преобладание количества тепла, переносимого течениями, над теплоотдачей с поверхности моря сохраняется [Bengtsson et al., 2004; Arthun and Schrum 2010]. Адвективное тепло эффективно теряется за счет интенсивного теплообмена между атмосферой и океаном в границах Баренцева

моря. Однако его приходит настолько много, что оно приводит и к увеличению теплоотдачи, и к наблюдаемому повышению температуры вод.

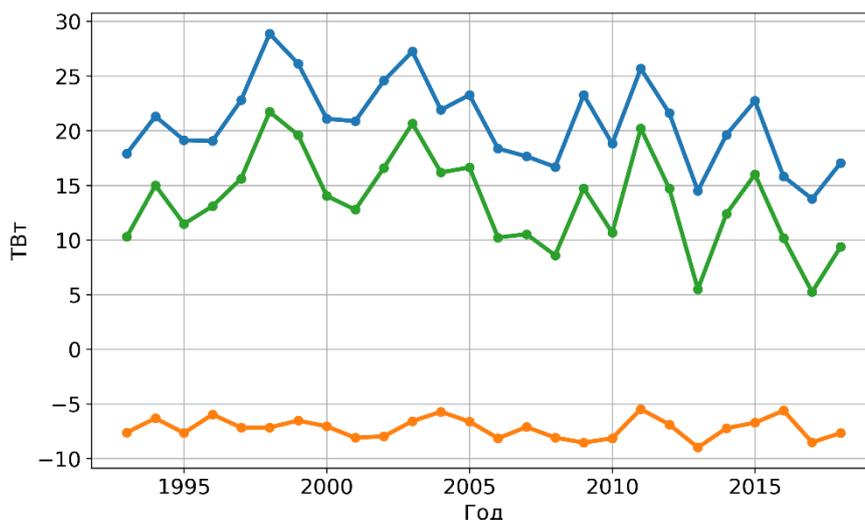


Рисунок 4.32 – Среднегодовой суммарный адвективный тепловой баланс (синяя линия); среднегодовой суммарный тепловой баланс поверхности (оранжевая линия); разница между суммарным адвективным тепловым балансом и суммарным тепловым балансом поверхности, взятым по модулю (зеленая линия).

Для оценки изменений средней температуры воды БМ была применена простая боксовая модель, описываемая уравнением (1):

$$\bar{Q}_a + \bar{Q}_s = \bar{Q}_{tot} \quad (4.4.1)$$

\bar{Q}_a – среднегодовой адвективный тепловой баланс Баренцева моря, Вт

\bar{Q}_s – среднегодовой тепловой баланс поверхности Баренцева моря, Вт

\bar{Q}_{tot} – среднегодовой суммарный тепловой баланс Баренцева моря, Вт

Подставляя \bar{Q}_a и \bar{Q}_s из подраздела *Суммарный годовой баланс*, получаем значение среднегодового суммарного теплового баланса Баренцева моря на временном интервале 1993-2018: $13,5 \times 10^{12} \text{Вт} = 13,5 \text{ТВт}$. Нормирование этого значения на площадь поверхности БМ ($S=1,424 \times 10^6 \text{ км}^2$ [Добровольский и За-

логин, 1982]), дает среднегодовое поступление тепла к объему воды единичной площади от поверхности до дна:

$$\bar{Q}_{tot}^* = \frac{\bar{Q}_{tot}}{S} = 9,5 \frac{Bm}{M^2} \quad (4.4.2)$$

Это избыточное тепло тратится на нагрев воды и таяние льда:

$$\bar{Q}_{tot}^* = \bar{Q}_T^* + \bar{Q}_i^* \quad (4.4.3)$$

$$\bar{Q}_T^* = \rho c_p H \frac{\Delta T}{\Delta t} \quad (4.4.4)$$

$$\bar{Q}_i^* = \rho_i L \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (4.4.5)$$

где: \bar{Q}_T^* – компонента суммарного теплового баланса, обеспечивающая изменение температуры воды, Вт/м²; \bar{Q}_i^* – компонента суммарного теплового баланса, обеспечивающая фазовые переходы, Вт/м²; $c_p = 3,99 \times 10^3$ Дж/кг/К – удельная теплоемкость морской воды при атмосферном давлении, нулевой температуре и солёности 35 ЕПС [Gill, 1982]; $\rho = 1027,5$ кг/м³ – средняя плотность морской воды, $\rho_i = 920$ кг/м³ – средняя плотность морского льда [Доронин и Хейсин, 1975]; $L = 2,97 \times 10^5$ Дж/кг – удельная теплота плавления морского льда при солёности 10 ЕПС [Maykut, 1986]; $H = 230$ м – средняя глубина БМ [Добровольский и Залогин, 1982]; $\frac{\Delta T}{\Delta t}$ – скорость изменения температуры воды, $\frac{\Delta h}{\Delta t}$ – скорость нарастания/таяния льда. Из формул (4.4.4) и (4.4.5) получаются соотношения для расчета годовых изменений средней толщины льда (4.4.6) и средней температуры воды (4.4.7):

$$\Delta \bar{h}_{year} = \frac{\gamma \bar{Q}_{tot}^*}{\rho_i L} \delta t \quad (4.4.6)$$

$$\Delta \bar{T}_{year} = \frac{(1-\gamma) \bar{Q}_{tot}^*}{\rho c_p H} \delta t \quad (4.4.7)$$

Где $\Delta\bar{h}_{year}$ – среднее изменение толщины льда за год, $\Delta\bar{T}_{year}$ – среднее изменение температуры воды за год, γ – часть суммарного теплового баланса, которая расходуется на таяние льда, $\delta t = 3,536 \times 10^7 - 1$ год (в секундах). Величина γ была оценена по среднему изменению толщины льда на всей акватории БМ за год ($\Delta\bar{h}_{year}$) на временном интервале 1993–2018 по данным реанализа GLORYS12V1. Для этого, в каждом узле расчетной сетки реанализа определялась разность максимальной и минимальной среднемесячной толщины льда за каждый год рассматриваемого временного интервала. После этого вычислялось значение $\Delta\bar{h}_{year}$ с учетом зависимости площади ячейки расчетной сетки от географической широты. Результаты расчета представлены на рисунке 4.33.

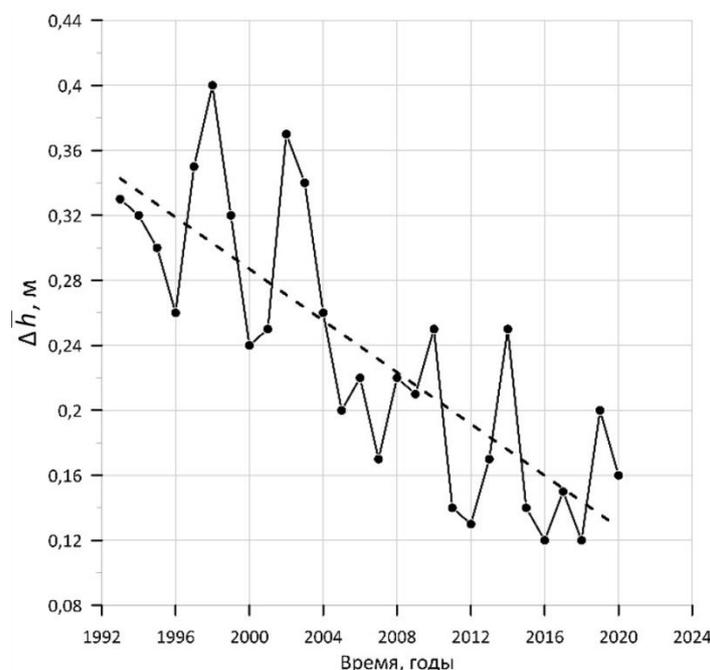


Рисунок 4.33 – Расчетное изменение средней толщины льда, стаявшего в течение года на акватории Баренцева моря по данным реанализа GLORYS12V1.

Подстановка среднего значения $\Delta\bar{h}_{year} = 0,23$ м в формулу (4.4.6) дает величину $\gamma = 0,18$, что позволяет оценить возрастание средней температуры БМ по формуле (4.4.7) в $0,28$ °C/год.

Согласно представленным в данной статье и других публикациях [Smedsrud et al., 2010] результатам, в последние 20–25 лет наблюдается возрастание

тание зимней теплоотдачи с поверхности БМ в холодный сезон, что ведет к возрастанию по абсолютной величине среднего годового (отрицательного) теплового баланса поверхности моря. Вероятными причинами этого являются сокращение площади ледяного покрова и повышение температуры поступающих из Норвежского моря вод атлантического происхождения. Обе указанные тенденции способствуют усилению турбулентного потока тепла из моря в атмосферу в холодный сезон, когда температура поверхности моря больше температуры приземного слоя воздуха. В то же время, согласно данным прямых измерений, средняя годовая температура воды во всех основных водных массах БМ существенно повысилась между 2000 и 2016-м гг. [Lind et al., 2018]. Причиной такого расхождения предположительно является возрастание адвективного поступления тепла, которое не только полностью компенсирует уменьшение температуры воды вследствие возрастания теплоотдачи через поверхность моря, но и обеспечивает наблюдаемое повышение температуры воды. Для количественной проверки этой гипотезы была применена упрощенная боксовая модель БМ, в которой по данным атмосферного и океанского реанализов был рассчитан средний годовой баланс тепла БМ, и на его основе оценено изменение средней температуры воды с учетом затрат тепла на таяние льда. Выполненные расчеты показали превышение удельного (отнесенного к объему воды единичной площади от поверхности до дна) среднегодового поступления тепла за счет адвекции над теплоотдачей с поверхности моря на $9,5 \text{ Вт/м}^2$. С учетом затрат тепла на среднегодовое таяние льда (18 %), это избыточное поступление тепла обеспечило расчетное повышение температуры воды БМ с 1993 по 2018 год со скоростью $0,28 \text{ }^\circ\text{C/год}$ или $7 \text{ }^\circ\text{C}$ за 26 лет. Полученное значение достаточно велико, и возникает вопрос, насколько оно адекватно реальности, тем более, с учетом того, что оно получено не по данным измерений, а по данным атмосферного и океанского реанализов?

В статье [Lind et al., 2018] была выполнена оценка изменений средней температуры в северо-западной части БМ ($77\text{--}79^\circ$ с.ш., $25\text{--}45^\circ$ 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 °С, в промежуточном – 4 °С, и в атлантическом – 1,5 °С. Таким образом, средне-взвешенное (с учетом толщины слоев) повышение температуры вод БМ в данном районе составило 2,46 °С за 16 лет, что соответствует скорости потепления 0,15 °С/год. Полученная величина потепления превышает значение из статьи [Lind et al., 2018] почти в 2 раза. Несмотря на это, на наш взгляд, 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].

Предложенная гипотеза – о компенсации теплопотерь с поверхности БМ адвективным потоком тепла – справедлива и количественно подтверждается расчетами на простой боксовой модели (с точностью до порядка величины) по данным атмосферного и океанского реанализов. Необходимо также отметить, что хотя данные реанализов ERA5 и GLORYS12V1 адекватно описывают базовые закономерности наблюдаемой изменчивости параметров океана, морского льда и атмосферы в Баренцевом море, применение этих данных без привязки к данным прямых наблюдений не гарантирует получения реальных значений гидрометеорологических параметров и производных от этих параметров характеристик.

Заключение

Результаты недавних исследований свидетельствуют в пользу того, что в 2010-е годы в северной части Баренцева моря произошли значительные изменения в гидрологической структуре вод [Lind et al., 2018]. Выявленную тенденцию к возрастанию температуры и солёности ВКС гипотетически связывают с летним сокращением ледовитости СЛО [Schlichtholz, 2019], следствием чего является снижение импорта льда на акваторию Баренцева моря и вызванного этим осолонения, что ведет к ослаблению плотностной стратификации, интенсификации вертикального перемешивания и возрастанию поступления тепла и соли из глубин к поверхности моря - так называемой «атлантификации», ускоряющей дальнейшее сокращение ледяного покрова [Arthun et al., 2021]. С другой стороны, сокращение площади морского льда повышает эффективность теплоотдачи из моря в атмосферу в холодный сезон, что способно ускорить охлаждение ВКС, и создать благоприятные предпосылки для активного ледообразования.

В данной работе была количественно оценена степень значимости процессов на границе моря и атмосферы (теплообмена с атмосферой, образования/таяния льда) и в водной толще (адвекции, вертикального тепло и массообмена) в наблюдаемых изменениях ледяного покрова и параметров ВКС (толщины, температуры и солёности) на временном интервале 1994–2018 гг. для шести районов Баренцева моря, которые были выделены по характерным срокам полного очищения ото льда. Основные результаты выполненного исследования можно сформулировать в следующих выводах:

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. Тогда как 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 разно-

сти между ПТВ и ТПМ, обеспечивающим наблюдаемый тренд теплового баланса и его турбулентных составляющих.

2. Внутригодовая изменчивость солености во всех районах контролируется горизонтальной адвекцией соли (54 ± 10 %), которая в течение большей части года обеспечивает осолонение ВКС. Следующим по значимости в районах 1–4 является нарастание/таяние льда (27 ± 12 %), а в районах 5 и 6 осадки/испарение (23 ± 2 %). Вклад поступления соли из глубин в среднем для всех районов составляет 7 ± 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. Для всех районов, кроме самого южного района 6, доминирующий вклад в формирование внутригодовой изменчивости температуры ВКС вносит теплообмен с атмосферой (57 ± 5 %). Следующей по значимости является горизонтальная адвекция (40 ± 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. Для температуры и солености ВКС во всех районах 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 гг.

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 °C/год.

Список литературы

Аксенов П. В., Иванов В. В. "Атлантификация" как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Т. 64. №. 1. С. 42–54.

Атаджанова О. А., Зимин, А. В., Свергун, Е. И., Коник, А. А.. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море // Морской гидрофизический журнал. 2018. Т. 34. №. 3 (201). – С. 237–246.

Атлас геологических и гидрометеорологических условий Арктических и Дальневосточных морей Российской Федерации. М.: ООО "Издательский дом Недра". 2020. С. 203.

Атлас океанов. "Северный Ледовитый океан." Министерство обороны СССР. Главное управление навигации и океанографии. 1980.

Бойцов В.Д. Климатические границы водных масс Баренцева моря // Вопросы промысловой океанологии Северного бассейна. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 1995. С. 5–22.

Варенцов М.И. и др. Экспериментальные исследования энергообмена и динамики атмосферного пограничного слоя в Арктике в летний период // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Р.Ф. 2016. № 361. С. 95–127.

Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А. Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 348 с.

Добровольский А.Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М.: Изд-во Московского ун-та; 1982. 192 с.

Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед. Гидрометеиздат; Л.:1975. 320 с.

Дружкова Е.И. Нанофитопланктон ледовой прикромочной зоны Баренцева моря в летний период 2017 года // Труды Кольского научного центра РАН. 2018. № 4. С. 29–44.

Жичкин А.П. Особенности климатических колебаний и рыбный промысел в высокоширотных районах Баренцева моря // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2013. № 30. С. 108–115.

Зуев В.В., Семенов В.А. и др. 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.

Иванов В.В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова // Гидрометеорология и экология. 2021. № 64. С. 407–434. doi: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434

Иванов В.В., Алексеев В.А., Репина И.А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Труды международной конференции памяти академика А.М.Обухова. М.: ГЕОС. 2014. С. 267–273.

Иванов В.В., Аксенов Е.О. Трансформация Атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. Т. 95. № 1. С. 72–87.

Калавиччи К.А., Башмачников И.Л. К механизму положительной обратной связи долгосрочной изменчивости конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла и площади ледяного покрова в Баренцевом море // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2019. № 55(6). С. 171–181.

Кивва К.К., Селиванова Ю.В., Писарева М.Н., Сумкина А.А. Роль физических процессов в формировании весеннего «цветения» фитопланктона в Беринговом море // Труды ВНИРО. 2020. Т 181. С. 206–222.

Матвеева Т.А., Семенов В.А., Астафьева Е.С. Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии // Лёд и Снег. 2020. № 60(1). С. 134–148.

Матишов Г.Г., Дженюк С.Л., и др.. Учет вековой динамики климата Баренцева моря при планировании морской деятельности // Труды Кольского научного центра РАН. 2013. № 1(14). С. 1733–1746.

Махотин М.С., Иванов В.В. Распространение атлантических водных масс в Баренцевом море по данным наблюдений и численного моделирования // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра российской федерации. 2016. Т. 361.С. 169–191.

Михайлова Н.В., Юровский А.В. Анализ главных компонент полей концентрации морского льда в Баренцевом море // Морской гидрофизический журнал. 2017. №2.С. 12–20.

Морецкий В. Н., Степанов С. И. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы воды Нордкапского течения //Тр. ААНИИ. 1974. Т. 325. С. 92–95.

Мысленков С. А., Платонов В. С., Торопов П. А., Шестакова А. А.. Моделирование штормового волнения в Баренцевом море //Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2015. №. 6. С. 65–75.

Номенклатура ВМО по морскому льду ВМО-№ 259, Т.1, Гидрометеоздат, 1970 -2019. 2020

Ожигин В. К., Ившин, В. А., Трофимов А. Г., Карсаков А. Л., Анциферов М. Ю. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. ФГБНУ "Полярный научно-исследовательский ин-т морского рыбного хоз-ва и океанографии им. Н. М. Книповича" (ФГБНУ "ПИНРО"); Мурманск: 2016. 260 с.

Орлов Н. Ф., Порошин В. В. Расходы воды и тепла Нордкапского течения в 1961-1980 гг. // Природа и хозяйство Севера. Мурманск. 1988. №. 16. С. 31.

Смирнов А. В., Кораблев А. А. Взаимосвязь между характеристиками перемешанного слоя и потоками тепла на границе раздела океан-атмосфера в Северо-Европейском бассейне //Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. №. 3. С. 79–88.

Сизов А.А., Михайлова Н.В., Баянкина Т.М. Режимы крупномасштабного взаимодействия атмосферы и океана в Норвежском и Баренцевом морях // Доклады Академии наук. 2019. Т. 484. № 5. С. 615–618.

Сумкина А.А., Кивва К.К., Иванов В.В., Смирнов А.В. Сезонное очищение ото льда Баренцева моря и его зависимость от адвекции тепла Атлантическими водами // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2022. Т. 15. № 1. С. 82–97. doi: 10.48612/fpg/1krp-xbuk-6grz

Сумкина А.А., Иванов В.В., Кивва К.К. Тепловой баланс поверхности Баренцева моря в холодный период года. Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2024. Т. 79. № 3. С. 124–135.

Суркова Г.В., Крылов А.А. Синоптические ситуации, способствующие формированию экстремальных значений скорости ветра в Баренцевом море // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. География. 2016. № 6. С. 18–25.

Суркова Г.В., Романенко В.А. Сезонные и многолетние изменения турбулентных потоков тепла между морем и атмосферой в западном секторе Российской Арктики // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 5. Геогр. 2021. № 4. С. 74–82

Тепловой баланс земной поверхности / Под ред. Будыко М. И. Л.: Гидрометеиздат, 1956. 256 с.

Терзиев Ф. С., Гирдюка Г. В. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море Вып. 1. Л.: Гидрометеиздат; 1990. 280 с.

Титкова Т. Б., Михайлов А. Ю., Виноградова В. В. Арктический фронт и ледовитость Баренцева моря в зимний период // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. Т. 11. №. 3. С. 117–125.

Трофимов А. Г., Карсаков А.Л., Ившин В.А. Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека // Труды ВНИРО. 2018. Т. 173. С. 79–91.

Уралов Н. С. Об адвективной составляющей теплового баланса южной половины Баренцева моря // Труды ГОИН. 1960. №. 55. С. 3–20.

Эзау И.Н., Чернокульский А.В. Поля конвективной облачности в Атлантическом секторе Арктики: спутниковые и наземные наблюдения. Исследование Земли из космоса. 2015. Т. 2. С. 49–63.

Ådlandsvik B. Wind-driven variations in the Atlantic inflow to the Barents Sea. – ICES, 1989.

Årthun M. et al. The seasonal and regional transition to an ice-free Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2021. Vol. 48. No. 1. P. e2020GL090825.

Årthun M., Eldevik T. On anomalous ocean heat transport toward the Arctic and associated climate predictability // *Journal of Climate*. 2016. 29. No. 2. P. 689–704.

Årthun M., Eldevik T., Smedsrud L. H., Skagseth Ø., Ingvaldsen R. B. Quantifying the influence of Atlantic heat on Barents Sea ice variability and retreat // *Journal of Climate*. 2012. Vol. 25. No. 13. P. 4736–4743.

Arthun M., Schrum C. Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea // *Journal of Marine Systems*. 2010. Vol. 83(1-2). P. 88–98. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2010.07.003>

Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. The early twentieth-century warming in the Arctic—A possible mechanism // *Journal of Climate*. 2004. Vol. 17. No. 20. P. 4045–4057. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3c4045:TETWIT%3e2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017%3c4045:TETWIT%3e2.0.CO;2).

Blindheim J. Seasonal variations in the Atlantic inflow to the Nordic Seas. ICES, 1993.

Bliss A.C. et al. Regional variability of Arctic sea ice seasonal change climate indicators from a passive microwave climate data record // *Environmental Research Letters*. 2019. Vol. 14(4). P. 045003. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aafb84>

Campello R.J.G.B., Moulavi D., Sander J. Density-based clustering based on hierarchical density estimates // *Pacific-Asia conference on knowledge discovery and data mining*, Springer, Berlin, Heidelberg. 2013. P. 160–172. https://doi.org/10.1007/978-3-642-37456-2_14

Cherenkova E. A., Semenov V. A., Titkova T. B. An empirical method for the prediction of extreme low winter sea ice extent in the Barents Sea // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, 2020. Vol. 611. No. 1. P. 012042.

Daily Global Physical Bulletin at 1/12. <http://bulletin.mercator-ocean.fr/en/PSY4#3/75.50/-51.33> (дата обращения: 10.02.2021).

Ester M., Kriegel H.P., Sander J., Xu X. A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise // In kdd. 1996. V. 96(34). P. 226–231.

Gill A. E. *Atmosphere-ocean dynamics*. Academic press; Cambridge. 1982. 660 p.

Haugan P. M. Structure and heat content of the West Spitsbergen Current //Polar Research. 1999. Vol. 18. No. 2. P. 183–188.

Ingvaldsen R., Loeng H., Asplin L. Variability in the Atlantic inflow to the Barents Sea based on a one-year time series from moored current meters //Continental Shelf Research. 2002. Vol. 22. No. 3. P. 505–519.

Ivanov V. et al. Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: A suggested positive feedback //Journal of Physical Oceanography. 2016. Vol. 46. No. 5. P. 1437–1456.

Ivanov V.V., Frolov I.E., Filchuk K.V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter // Arctic and Antarctic Research. 2020. N 66 (3). P. 246–266. <https://doi.org/10.30758/0555-2648-2020-66-3-246-266>

Ivanov V. V., Repina I. A. Mid-winter anomaly of sea ice in the Western Nansen Basin in 2010s //IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing. 2019. Vol. 231. No. 1. P. 012024. doi:10.1088/1755-1315/231/1/012024.

Ivanov V.V., Tuzov F.K. Formation of dense water dome over the Central Bank under conditions of reduced ice cover in the Barents Sea. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers. 2021. Vol. 175. P. 103590. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2021.103590>

Ivanov V. V., Shapiro G. I. Formation of a dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2005. Vol. 52. No. 9. P. 1699–1717.

Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2009. Vol. 114. No. C7. P. C07005. doi:10.1029/2009JC005312.

Lind S., Ingvaldsen R. B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import // *Nature climate change*. 2018. Vol. 8. No. 7. P. 634–639.

Lind S., Ingvaldsen R. B., Furevik T. Arctic layer salinity controls heat loss from deep Atlantic layer in seasonally ice-covered areas of the Barents Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2016. Vol. 43. No. 10. P. 5233–5242.

Loeng H. Features of the physical oceanographic conditions of the Barents Sea // *Polar research*. 1991. Vol. 10. No. 1. P. 5–18.

Loeng H., Ozhigin V., Ådlandsvik B. Water fluxes through the Barents Sea // *ICES Journal of Marine Science*. 1997. Vol. 54. No. 3. P. 310–317.

Lundesgaard Ø., Sundfjord A., Renner A.H.H. Drivers of Interannual Sea Ice Concentration Variability in the Atlantic Water Inflow Region North of Svalbard // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2021. Vol. 126(4). P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2020JC016522>

Hahsler M., Piekenbrock M., Doran D. DBSCAN: Fast density-based clustering with R // *Journal of Statistical Software*. 2019. V. 91(1). P. 1–30. <https://doi.org/10.18637/jss.v091.i01>

Hanusz Z., Tarasinska J., Zielinski W. Shapiro–Wilk test with known mean // *REVSTAT-Statistical Journal*. 2016. Vol. 14. No. 1. P. 89–100.

Harms I. H. A numerical study of the barotropic circulation in the Barents and Kara Seas // *Continental Shelf Research*. 1992. Vol. 12. No. 9. P. 1043–1058.

Hersbach H. et al. The ERA5 global reanalysis //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146. No. 730. P. 1999–2049.

Martin S., Cavalieri D. J. Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water // Journal of Geophysical Research: Oceans. 1989. Vol. 94. No. C9. P. 12725–12738.

Maykut G. A. The surface heat and mass balance //The geophysics of sea ice. – Boston, MA : Springer US, 1986. P. 395–463.

Meier W.N. et al. NOAA/NSIDC Climate Data Record of Passive Microwave Sea Ice Concentration, Version 3. Boulder, Colorado USA. NSIDC: National Snow and Ice Data Center. 2017. doi: <https://doi.org/10.7265/N59P2ZTG>.

NEMO. Community Ocean Model. www.nemo-ocean.eu (дата обращения: 10.02.2021).

Ohlson J. A., Kim S. Linear valuation without OLS: the Theil-Sen estimation approach // Review of Accounting Studies. 2015. Vol. 20. P. 395–435.

Onarheim I. H., Eldevik T., Årthun M., Ingvaldsen R. B., and Smedsrud L. H. Skillful prediction of Barents Sea ice cover // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. P. 5364–5371. doi:10.1002/2015GL064359.

Onarheim I. H., Årthun M. Toward an ice-free Barents Sea //Geophysical Research Letters. 2017. Vol. 44. No. 16. P. 8387–8395. <https://doi.org/10.1002/2017GL074304>

Parkinson C.L. Spatially mapped reductions in the length of the Arctic sea ice season // Geophysical Research Letters. 2014. V. 41(12). P. 4316–4322. <https://doi.org/10.1002/2014GL060434>

Polyakov I. V. et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean // Science. 2017. Vol. 356. No. 6335. P. 285–291.

Polyakov I. V. et al. Fluctuating Atlantic inflows modulate Arctic atlantification // Science. 2023. Vol. 381. No. 6661. P. 972–979. DOI:10.1126/science.adh5158.

Peng G. et al. Temporal means and variability of Arctic sea ice melt and freeze season climate indicators using a satellite climate data record // *Remote Sensing*. 2018. V. 10(9). P. 1328.

Renner A. H. H. et al. Variability and redistribution of heat in the Atlantic Water boundary current north of Svalbard // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2018. Vol. 123. No. 9. P. 6373–6391. doi: 10.1029/2018JC013814.

Sakshaug E. Primary and secondary production in the Arctic Seas // *The organic carbon cycle in the Arctic Ocean*. Springer, Berlin, Heidelberg. 2004. P. 57–81.

Schlichtholz P. Subsurface ocean flywheel of coupled climate variability in the Barents Sea hotspot of global warming // *Scientific reports*. 2019. Vol. 9. No. 1. P. 13692. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-49965-6>.

Sander J., Ester M., Kriegel H.P., Xu X. Density-based clustering in spatial databases: The algorithm gdbscan and its applications // *Data mining and knowledge discovery*. 1998. V. 2(2). P. 169–194.

Schauer U. et al. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. 2002. Vol. 49. No. 12. P. 2281–2298.

Shapiro G.I., Huthnance J.M., Ivanov V.V. Dense water cascading off the continental shelf // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. C12. P. 1–19. doi: 10.1029/2002JC001610.

Smedsrud L.H. et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // *Reviews of Geophysics*. 2013. V. 51(3). P. 415–449. <https://doi.org/10.1002/rog.20017>

Smedsrud L. H. et al. Heat in the Barents Sea: Transport, storage, and surface fluxes // *Ocean science*. 2010. Vol. 6. No. 1. P. 219–234.

Stammerjohn S., Massom R., Rind D., Martinson D. Regions of rapid sea ice change: An inter-hemispheric seasonal comparison // *Geophysical Research Letters*. 2012. V. 39(6). P. 1–8. <https://doi.org/10.1029/2012GL050874>

Stroeve J. C., Crawford A. D., Stammerjohn S. Using timing of ice retreat to predict timing of fall freeze-up in the Arctic // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43(12). P. 6332–6340. <https://doi.org/10.1002/2016GL069314>

Sumkina A.A., Kivva K.K., Ivanov V.V. Seasonality of Heat Exchange on the Barents Sea Surface. *Oceanology* 63 (Suppl 1), S65–S71 (2023)

Xavier C., Dumas F., Garnier V., P. Aurelien, Talandier C., Treguier A.-M. Mixed Layer formation and restratification in presence of mesoscale and sub-mesoscale turbulence. *Ocean Modelling*, 96, Pt 2, P. 243–253, <http://dx.doi.org/10.1016/j.ocemod.2015.10.004>