

Федеральное государственное учреждение науки
Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

На правах рукописи

КОНИК АЛЕКСАНДР АЛЕКСАНДРОВИЧ
**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК КРУПНОМАСШТАБНЫХ
ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН В БАРЕНЦЕВОМ И КАРСКОМ МОРЯХ В XXI ВЕКЕ**

Специальность 1.6.17 — «Океанология»

ДИССЕРТАЦИЯ

На соискание ученой степени кандидата географических наук

Научный руководитель:
доктор географических наук, доцент
Зимин Алексей Вадимович

Санкт-Петербург

2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. ОБЪЕКТ И ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	14
1.1.Физико-географические характеристики Баренцева и Карского морей.....	14
1.1.1. Баренцево море.....	14
1.1.2. Карское море.....	17
1.2.Фронтальные зоны как предмет исследования.....	20
1.2.1. Определение, классификация, основные параметры и явления внутри фронтальных зон	20
1.2.2. Основные фронтальные зоны Баренцева и Карского морей.....	23
1.2.3. Современные методы исследования фронтальных зон.....	26
1.3.Выводы к главе 1.....	30
ГЛАВА 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА.....	31
2.1.Обзор исходных данных для детектирования фронтальных зон.....	31
2.2.Обзор исходных данных для валидации спутниковых измерений, разномасштабных процессов океана и атмосферы.....	32
2.3.Методика верификации спутниковых данных	34
2.4.Универсальная методика определения пространственного положения и количественных оценок поверхностных проявлений фронтальных зон.....	35
2.5.Примеры применения нового методического подхода к выделению и получению количественных оценок фронтальных зон.....	38
2.5.1. Стоковая фронтальная зона.....	38
2.5.2. Полярная фронтальная зона.....	41
2.5.3. Арктическая фронтальная зона.....	44
2.6.Методы анализа связи фронтальных зон с разномасштабными процессами атмосферы и океана.....	46
2.6.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции.....	46
2.6.2. Региональные процессы.....	47
2.7.Вывод к главе 2.....	49
ГЛАВА 3. СТОКОВАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА	50
3.1. Валидация данных дистанционного зондирования.....	50
3.2.Сезонная и межгодовая изменчивость Стоковой фронтальной зоны.....	52

3.3.Выявление взаимосвязей параметров Стоковой фронтальной зоны с процессами атмосферы и океана.....	59
3.3.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции.....	59
3.3.2. Региональные процессы.....	61
3.4.Субмезомасштабные вихревые структуры в Стоковой фронтальной зоне.....	68
3.5.Выводы к главе 3.....	70
ГЛАВА 4. ПОЛЯРНАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА	73
4.1.Сезонная и межгодовая изменчивость Полярной фронтальной зоны	73
4.2.Выявление взаимосвязей параметров Полярной фронтальной зоны с процессами атмосферы и океана.....	78
4.2.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции.....	78
4.2.2. Региональные процессы.....	79
4.3.Субмезомасштабные вихревые структуры в Полярной фронтальной зоне.....	82
4.4.Выводы к главе 4.....	84
ГЛАВА 5. АРКТИЧЕСКАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА.....	86
5.1.Сезонная и межгодовая изменчивость Арктической фронтальной зоны	86
5.2.Выявление взаимосвязей параметров Арктической фронтальной зоны с процессами атмосферы и океана.....	89
5.2.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции	89
5.2.2. Региональные процессы.....	90
5.3.Вывод к главе 5.....	93
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	95
СПИСОК УСЛОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ.....	97
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	98

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. В последние десятилетия в арктическом регионе наблюдаются значительные климатические изменения [Callaghan et al., 2010; Матишов и др., 2011; Overland et al., 2013; Yamanouchi and Takata, 2020; Макаревич и Олейник, 2020], которые, в первую очередь, отражаются в уменьшении площади ледяного покрова [Serreze et al., 2015; Feltham, 2015; Матишов и др., 2020]. Кроме того, исследования [Årthun et al., 2012; Barton et al., 2018] указывают на усиление процесса «атлантификации» (увеличение притока атлантических вод) в арктических морях. В связи с этим, в современных условиях меняющегося климата, изучение изменчивости положения и характеристик фронтальных зон различного генезиса, формирующихся в морях Северного Ледовитого океана (СЛО), является важной научной задачей, решение которой необходимо для понимания интенсификации механизмов трансформации гидрологической структуры вод [Физическая природа..., 1983; Feratal., 2014; Bartonetal., 2020]. Получаемые характеристики фронтальных зон можно использовать в качестве индикаторов для оценки климатических изменений параметров вод в отдельных морях Арктики.

Увеличение площадей открытых ото льдов вод и появление новых спутниковых сенсоров позволяет шире использовать поступающие на постоянной основе данные дистанционных измерений, что открывает новые возможности в исследовании поверхностных проявлений фронтальных зон и позволяет сформировать представления об их изменчивости за несколько десятилетий. Однако данные спутниковых систем требуют валидации на предмет возможности их применения для детектирования фронтальных зон на акватории полярных морей. Кроме того, неоднородность распределения и малая величина поверхностных градиентов гидрофизических полей во фронтальных зонах морей Арктики является препятствием для получения количественных оценок их положения и характеристик на обширных акваториях, что, в свою очередь, делает необходимым совершенствование методик их выделения.

Отметим, что фронтальные зоны являются перспективными районами для развития рыболовства и оказывают существенное влияние на разные компоненты морских экосистем [Woesckel et al., 2008; Калашников и Сентябов, 2022], что важно для оценки изменений экономического потенциала арктического региона. Перечисленные актуальные задачи соответствуют целям новой Морской Доктрины Российской Федерации (РФ) 2022 года [Указ Президента..., 2022], где важное направление отдано исследованиям, связанным с влиянием Мирового океана на экосистему и климат планеты (в первую очередь на территории РФ).

Степень разработанности темы исследования. Согласно классификации, представленной в фундаментальном труде К.Н. Федорова [Физическая природа..., 1983], механизмы формирования большинства фронтальных зон арктического региона имеют синоптический или «локальный» характер, и связаны с речным стоком, таянием кромки ледяного покрова, атмосферным воздействием или топографическими эффектами. В тоже время, в Арктике встречаются и «климатические» фронтальные зоны, сформированные в результате взаимодействия крупномасштабных элементов общей циркуляции океана. Данное исследование посвящено наиболее крупным фронтальным зонам, наблюдающимся в Баренцевом и Карском морях — «локальным» Стоковой и Арктической, и «климатической» Полярной фронтальной зоне.

СЛО характеризуется поступлением значительного материкового стока, особенно в шельфовых районах Карского моря [Речные плюмы, 2021]. Речные воды образуют значительный по площади поверхностный опресненный слой (ПОС), оказывающий существенное влияние на многие физические и биологические процессы в Карском море [Зацепин и др., 2010а; Завьялов и др., 2015; Kubryakov et al., 2016; Osadchiev et al., 2017; Mosharov et al., 2018; Polukhin et al., 2019; Osadchiev et al., 2020]. Пограничная область между водами морского и речного генезиса характеризуется значительной неустойчивостью [Зацепин и др., 2010а; Завьялов и др., 2015; Osadchiev et al., 2017]. Согласно классификации из работы [Физическая природа..., 1983], данная область называется Стоковой фронтальной зоной (СФЗ). СФЗ — это зона между речными и морскими водами, отличающаяся резкими соленостными и температурными градиентами. Однако использование данного термина при описании гидрологического режима вод Карского моря встречается крайне редко. В [Физическая природа..., 1983; Pavlov and Pfirmann, 1995] было обозначено только присутствие такой зоны, а в [Завьялов и др., 2015; Atadzhanova et al., 2018] описано наличие фронтальных разделов в различных частях ПОС и представлены их количественные оценки за отдельные годы. В настоящее время для определения положения фронтальных зон в Карском море чаще всего используются нерегулярные судовые измерения [Зацепин и др., 2010а; Завьялов и др., 2015; Osadchiev et al., 2020], гораздо реже применяют спутниковые данные температуры [Atadzhanova et al., 2018] или хлорофилла-а [Буренков и др., 2010; Глуховец и Гольдин, 2014; Kubryakov et al., 2016]. Вместе с тем, необходимо признать, что методология таких исследований на текущий момент не является универсальной. В большинстве таких работ рассматривается вся область ПОС, а СФЗ, являющаяся внешней границей ПОС, остается не изученной. Отсутствуют сведения о том, где, по данным регулярных

многoletних наблюдений, прослеживается СФЗ, каковая у зоны внутригодовая и межгодовая пространственная изменчивость и каковы количественные оценки её характеристик.

В Баренцевом море располагается Полярная фронтальная зона (ПФЗ), исследование которой чаще всего выполняется по данным контактных наблюдений [Воды Баренцева моря..., 2016; Oziel et al., 2016; Моисеев и др., 2019], так как зона лучше всего прослеживается на подповерхностных горизонтах. Зона формируется за счет взаимодействия теплых и соленых атлантических вод с холодными и опресненными арктическими водами [Oziel et al., 2016, Моря СССР, 1982]. В работах [Чвилев, 1991; Harris, 1998] фронтальную зону соотносят с модифицированными баренцевоморскими водами. Установлено, что донная топография играет немаловажную роль в положении ПФЗ [Johannessen and Foster, 1978; Parson et al., 1996]. Фронтальная зона в большинстве исследований выделяется только по данным температуры [Oziel et al., 2016; Ivshin et al., 2019; Våge et al., 2014], значительно реже — по солености [Barton et al., 2018]. В работе [Артамонов и др., 2019] была изучена многолетняя сезонная изменчивость Полярного фронта и его ветвей на основе данных реанализа, показавшего наличие внутрисезонных циклов его пространственной изменчивости. В тоже время, большинство исследований ПФЗ носит фрагментарный характер, что связано с неоднородностью пространственного распределения градиентов внутри фронтальной зоны. Кроме этого, согласно [Воды Баренцева моря..., 2016], обеспеченность измерениями восточной части Баренцева моря гораздо ниже, чем западной, что не позволяет полноценно описать пространственную изменчивость ПФЗ на акватории Баренцева моря.

В Баренцевом и Карском морях на границе льда и морских вод формируется уникальная по своей гидрологической структуре прикромочная ледовая зона (ПЛЗ) [McPhee et al., 1987; Ginsburg and Fedorov, 1989; Collins et al., 2015]. Многообразие работ по исследованию ПЛЗ [Van Aken et al., 1995; Kędra et al., 2015; Моисеев и Жичкин, 2017; Макаревич и Олейник, 2017; Atadzhanova et al., 2018; Brenner et al., 2020] показало, что в результате воздействия относительно холодных распресненных вод вблизи кромки ледяного покрова и более теплых и отдаленных от кромки морских вод формируется фронтальная зона [Океанические фронты..., 1998]. Необходимо признать, что, до настоящего времени, даже нет установившегося наименования данной фронтальной зоны. Данную область называют Арктической [Океанические фронты..., 1998; Van Aken et al., 1995], Прикромочной [Atadzhanova et al., 2018], либо просто именуют как фронтальную зону ПЛЗ [Brenner et al., 2020]. Данное исследование будет опираться на терминологию из работы [Океанические фронты..., 1998], где область называется Арктической фронтальной зоной (АФЗ). Методические сложности контактных и

дистанционных наблюдений в области АФЗ обуславливают отсутствие надежных сведений о многолетней изменчивости количественных оценок её характеристик в рассматриваемых морях. Из отдельных работ [Океанические фронты..., 1998; Моисеев и Жичкин, 2017] известно, что, по данным судовых измерений в Баренцевом море, АФЗ обладает сложной сезонной и межгодовой пространственной динамикой, которая зависит от характеристик и положения кромки ледяного покрова, а также от параметров приповерхностного ветра. В теплый период года АФЗ в Баренцевом море [Atadzhanova et al., 2018; Моисеев и Жичкин, 2017] характеризуется ярко-выраженными вертикальными и горизонтальными термохалинными градиентами. В Карском море в работе [Atadzhanova et al., 2018] с помощью данных спутникового зондирования радиометров высокого разрешения в отдельные годы описана пространственная динамика АФЗ и получены некоторые сезонные оценки её температурных градиентов и ширины. Однако весьма редкие и отрывочные исследования не позволяют на продолжительном интервале времени описать пространственную динамику и систематизировать количественные оценки характеристик АФЗ за длительный период времени.

Цель работы:

Формирование представлений об изменчивости основных физико-географических характеристик фронтальных зон Баренцева и Карского морей за первые два десятилетия XXI века в условиях современного меняющегося климата.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Проведение валидации данных дистанционного зондирования с помощью масштабных полигонных *in situ* измерений в Карском море.
2. Создание универсальной методики определения пространственного положения и количественных оценок поверхностных проявлений фронтальных зон в морях Арктики на основе объединения разнородных спутниковых данных.
3. Выделение поверхностных проявлений основных фронтальных зон Баренцева и Карского морей на основе многолетних дистанционных измерений и количественная оценка их изменчивости в условиях меняющегося климата за период с 2002 по 2020 гг.
4. Оценка связи параметров фронтальных зон с разномасштабными процессами в океане и атмосфере.

Методология и методы исследования. Для исследования основных характеристик фронтальных зон в Баренцевом и Карском морях применялись статистические и физико-географические методы. Для описания пространственно-временной изменчивости

фронтальных зон использовались картографический, описательный и аналитический подходы.

В качестве исходных данных для идентификации фронтальных зон использовались поля температуры спутников Aqua и Suomi NPP VIIRS, поля солёности спутника NASA SMAP и поля аномалий уровня базы AVISO. Для проверки возможности применения спутниковых данных для выделения фронтальных зон была проведена их верификация по широкомасштабным судовым измерениям.

В основе разработанного метода определения пространственной изменчивости и параметров (средние характеристики, градиенты, площадь) фронтальных зон в Баренцевом и Карском морях использовалось сочетание алгоритмов кластерного анализа на базе объединённых данных дистанционного зондирования и их производных. Метод прост в использовании, не требует значительных вычислительных ресурсов и пригоден для выделения фронтальных зон в различных морях арктического региона.

Научная новизна работы заключается в том, что впервые:

1. Создана универсальная методика, основанная на кластерном анализе, для определения характеристик поверхностных проявлений фронтальных зон, имеющая широкий потенциал применения для акваторий полярных морей.
2. Выполнена верификация современных спутниковых данных по температуре и солёности с помощью крупномасштабной полигонной съёмки Карского моря, которая показала возможность их использования для оценки характеристик фронтальных зон в поверхностном слое арктических морей.
3. Получены количественные оценки физико-географических характеристик на внутрисезонном и межгодовом интервалах Стоковой, Полярной и Арктической фронтальных зон Баренцева и Карского морей в течении двух десятилетий XXI века.
4. Установлена связь параметров поверхностных проявлений основных фронтальных зон Баренцева и Карского морей с величиной объёма речного стока Енисея, адвекции тепла с Норвежского моря, и глобальной атмосферной циркуляцией, выраженной в атмосферных индексах Североатлантического, Скандинавского и Полярного колебаний.
5. Получены количественные оценки связи частоты детектирования проявлений субмезомасштабных вихревых структур с изменчивостью характеристик фронтальных зон на многолетнем временном интервале.

Теоретическая и практическая значимость работы. Полученные результаты позволяют расширить представления о пространственной изменчивости фронтальных зон

на акватории морей Арктики, что может быть использовано в интересах развития глобальных моделей климата, изучении причин и следствий региональных климатических изменений, экологических и биологических исследований. Созданная методика детектирования фронтальных зон на поверхности, основанная на регулярно пополняемых данных спутниковых измерений и не требующая значительных вычислительных ресурсов, позволяет получать оценки фронтальных зон в оперативном режиме и может быть применена для других полярных акваторий. Полученные параметры фронтальных зон могут быть использованы при поиске зон повышенной биопродуктивности и планировании морских гидрологических работ.

Положения, выносимые на защиту:

1. Универсальная методика определения поверхностных проявлений фронтальных зон, основанная на применении кластерного анализа к интегрированным спутниковым данным и позволяющая детектировать их основные характеристики даже в отсутствии однородных градиентных зон.
2. Среднегодовое и внутрисезонное количественные оценки характеристик СФЗ Карского моря, как самостоятельной гидрологической структуры. Величина градиента и площадь фронтальной зоны за безледный период второго десятилетия XXI века уменьшается (на $0,04$ °C/км и 100 тыс. км²).
3. Многолетняя изменчивость характеристик поверхностных проявлений ПФЗ в Баренцевом море. За теплый сезон второй декады XXI века величина градиента и площадь зоны уменьшается (на $0,02$ °C/км и 150 тыс. км²).
4. Среднегодовое количественные оценки и пространственная изменчивость характеристик АФЗ. Положение зоны за второе десятилетие XXI века смещается на 150 км на север.

Степень достоверности определяется тем, что научные выводы, сделанные в диссертации, получены с использованием апробированной методики на обширном массиве наблюдений с корректной оценкой статистической значимости. Также применялись методы количественной оценки физико-географических характеристик фронтальных зон, не требующие априорных ограничений и, таким образом, исключающие фактор субъективности. Достоверность и новизна научных результатов, в том числе, подтверждается публикациями в ведущих профильных рецензируемых журналах.

Апробация результатов. Основные результаты, изложенные в диссертации, были представлены на 23 международных и всероссийских научных конференциях и семинарах: II Всероссийская конференция «Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-

2017)» (Москва, 10–14 апреля 2017 г.), XV Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 13–17 ноября 2017 г.), I Всероссийская конференция «Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы» (Санкт-Петербург, 19–20 декабря 2017 г.), III Всероссийская конференция «Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2018)» (Санкт-Петербург, 21–25 мая 2018 г.), XIV Всероссийская конференция «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики» (Санкт-Петербург, 23–25 мая 2018 г.), II Всероссийская конференция «Гидрометеорология и экология: научные и образовательные достижения и перспективы» (Санкт-Петербург, 19–20 декабря 2018 г.), Международный симпозиум "Мезомасштабные и субмезомасштабные процессы в гидросфере и атмосфере МСП-2018", посвященный 90-летию члена-корреспондента АН СССР, проф. К.Н. Федорова (Санкт-Петербург, 30 ноября–2 декабря 2018 г.), VI Всероссийская конференция «Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2019)» (Севастополь, 22–26 апреля 2019 г.), V Всероссийская конференция «Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2020)» (Калининград, 18–22 мая 2020 г.), Международная научная конференция «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики» (Санкт-Петербург, 2–4 марта 2020 г.), XVIII Всероссийская открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 16–20 ноября 2020 г.), Международная «EGU General Assembly 2021» (Вена, 19–31 апреля 2021 г.), VI Всероссийская конференция «Комплексные исследования Мирового океана (КИМО-2021)» (Москва, 18–24 апреля 2021 г.), Всероссийская научная конференция «Моря России» (Севастополь, 20–24 сентября 2021 г.), XIX Международная открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (Москва, 15–19 ноября 2021 г.), Международная конференция «EGU General Assembly 2022» (Вена, 23–27 мая 2022 г.), Всероссийская конференция с международным участием «XXIX Береговая конференция: натурные и теоретические исследования – в практику берегопользования» (Калининград, 19–24 апреля 2022 г.), Международная конференция «Оценка состояния ресурсов, экосистем озер и морей в условиях современных изменений климата и социо-экономического развития» (Петрозаводск, 12–14 сентября 2022 г.), Шестнадцатая Всероссийская конференция «Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики» (Санкт-Петербург, 20–22 сентября 2022 г.), Всероссийская научная конференция «Моря России» (Севастополь, 26–30 сентября 2022 г.).

Связь с научными программами, планами, темами. Работа выполнялась в соответствии с научными планами и программами исследований в рамках следующих проектов:

1. Проект РФФИ «Явления и процессы приливного арктического моря в субмезомасштабном интервале изменчивости», № 15-05-04639 (2015–2017 гг.).
2. Проект РФФИ «Мезо- и субмезомасштабная динамика верхнего слоя Северного Ледовитого океана: синтез спутниковых наблюдений, контактных измерений и результатов численного моделирования», № 18-35-20078 (2018–2020 гг.).
3. Государственное задание Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН «Волновые процессы, явления переноса и биогеохимические циклы в морях и океанах: исследование формирующих механизмов на основе физико-математического моделирования и натурных экспериментальных работ», FMWE-2021-0014 (2019–2022 г.).
4. Проект РФФИ «Связь фронтальной и вихревой динамики в арктических морях в условиях меняющегося климата», № 20-35-90053 (2020–2022 гг.).

Личный вклад автора. Автор лично участвовал во всех этапах работы — от постановки задач исследования до формулирования основных результатов и выводов. Автором проведен подбор и выполнен анализ данных судовых и спутниковых измерений. Соискатель разработал и апробировал оригинальную методику для расчета основных параметров фронтальных зон. Автором проведен анализ пространственно-временной изменчивости характеристик Стоковой, Полярной и Арктической фронтальных зон и создана база данных о параметрах перечисленных фронтальных зон. Соискателем произведена оценка связи разномасштабных процессов атмосферы и океана с полученными характеристиками фронтальных зон в условиях современного меняющегося климата. Автором лично написаны все статьи, в которых он является первым автором, и части статьей, опубликованных в соавторстве, а также в представлении результатов работы в научных докладах и конференциях.

Публикации по теме диссертации. Результаты диссертационной работы опубликованы в 29 научных работах, из них 8 статей в рецензируемых научных журналах.

1. Свергун, Е.И. Изменчивость фронтальных разделов и короткопериодные внутренние волны в Баренцевом и Карском морях по данным спутниковых наблюдений за тёплый период 2007 года / Е.И. Свергун, А.В. Зимин, О.А. Атаджанова, А.А. Коники, Е.В. Зубкова, И.Е. Козлов // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. – № 4. – С. 181–188. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2018-15-4-181-188>. — Scopus.
2. Атаджанова, О.А. Субмезомасштабные вихревые структуры и фронтальная динамика в Баренцевом море / О.А. Атаджанова., А.В. Зимин, Е.И. Свергун,

- А.А. Коник** // Морской гидрофизический журнал. – 2018. – Т. 34. – № 3 (201). – С. 237–246. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2018-3-237-246> — Scopus.
3. Зимин, А.В. Количественные оценки изменчивости характеристик температуры поверхности моря (ТПМ) в районе фронтальных зон Баренцева моря / А.В. Зимин, **А.А. Коник**, О.А. Атаджанова // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – 2018. – № 51. – С. 99–108. URL: <https://www.elibrary.ru/item.asp?id=35630100> (дата обращения 15.10.2022).
 4. **Коник, А.А.** Количественные оценки изменчивости характеристик температуры поверхности моря в районе фронтальных зон Карского моря / А.А. Коник, А.В. Зимин, О.А. Атаджанова // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2019. – Т. 12. – № 1. – С. 54–61. <https://doi.org/10.7868/S2073667319010076> — Scopus.
 5. **Коник, А.А.** Спутниковые наблюдения вихрей и фронтальных зон Баренцева моря в годы с различной ледовитостью / А.А. Коник, И.Е. Козлов, А.В. Зимин, О.А. Атаджанова // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2020. – Т. 17. – № 5. – С. 191–201. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2020-17-5-191-201> — Scopus.
 6. **Коник, А.А.** Оценки изменчивости характеристик Стоковой фронтальной зоны Карского моря на основе комплексирования данных спутникового дистанционного зондирования / А.А. Коник, А.В. Зимин, О.А. Атаджанова., А.П. Педченко // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2021. – Т.18. – №.2. – С. 241–250. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2021-18-2-241-250> — Scopus.
 7. **Konik, A.A.** Spatial and temporal variability of the polar frontal zone characteristics in the Barents sea in the first two decades of the XXI century / A.A. Konik, A.V. Zimin, I.E. Kozlov // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Vol. 14, iss. 4. – P. 39–51. <https://doi.org/10.7868/S2073667321040043> — Scopus.
 8. **Коник, А.А.** Пространственно-временная изменчивость характеристик арктической фронтальной зоны в Баренцевом и Карском морях в летний период года в первые два десятилетия XXI века / А.А. Коник, А.В. Зимин // Морской гидрофизический журнал. – 2022. № 6. Принята в печать. — Scopus.

Благодарности. Автор выражает свою признательность научному руководителю Зимину Алексею Вадимовичу, д. г. н., за безграничное терпение и помощь на всех этапах выполнения диссертации. Автор благодарен за поддержку в работе член-корреспонденту и

д. т. н. Родионову А. А., к. г. н. Исаеву А. В. и к. г. н. Атаджановой О. А. за полезные советы и обсуждения в ходе работы. Также автор выражает благодарность Гордеевой С. М., к. г. н., и Козлову И. Е., к. ф-м. н., за помощь в разработке методов исследования и консультации при обработке и анализе спутниковых данных, и Педченко А. П., к. г. н., за предоставление данных полигонной съемки в Карском море.

Структура и объем диссертации. Работа состоит из введения, 5 глав, заключения, списка условных сокращений и списка литературы из 125 наименования. В ней содержится 110 страниц, 13 таблиц и 40 рисунков.

ГЛАВА 1. ОБЪЕКТ И ПРЕДМЕТ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1. Физико-географические характеристики Баренцева и Карского морей

1.1.1. Баренцево море

Географическое положение. Баренцево море является самым западным морем Российского сектора Арктики (см. рис. 1.1). На севере граница моря с СЛО располагается между арх. Шпицберген и арх. Земля Франца Иосифа (ЗФИ). На западе граница моря проходит от южной оконечности арх. Шпицберген до северной оконечности Скандинавского полуострова. Южная граница моря проходит вдоль Кольского полуострова, горла Белого моря и Печерского моря. На востоке море ограничивается проливом Карские ворота, арх. Новая Земля и южной оконечностью арх. ЗФИ.

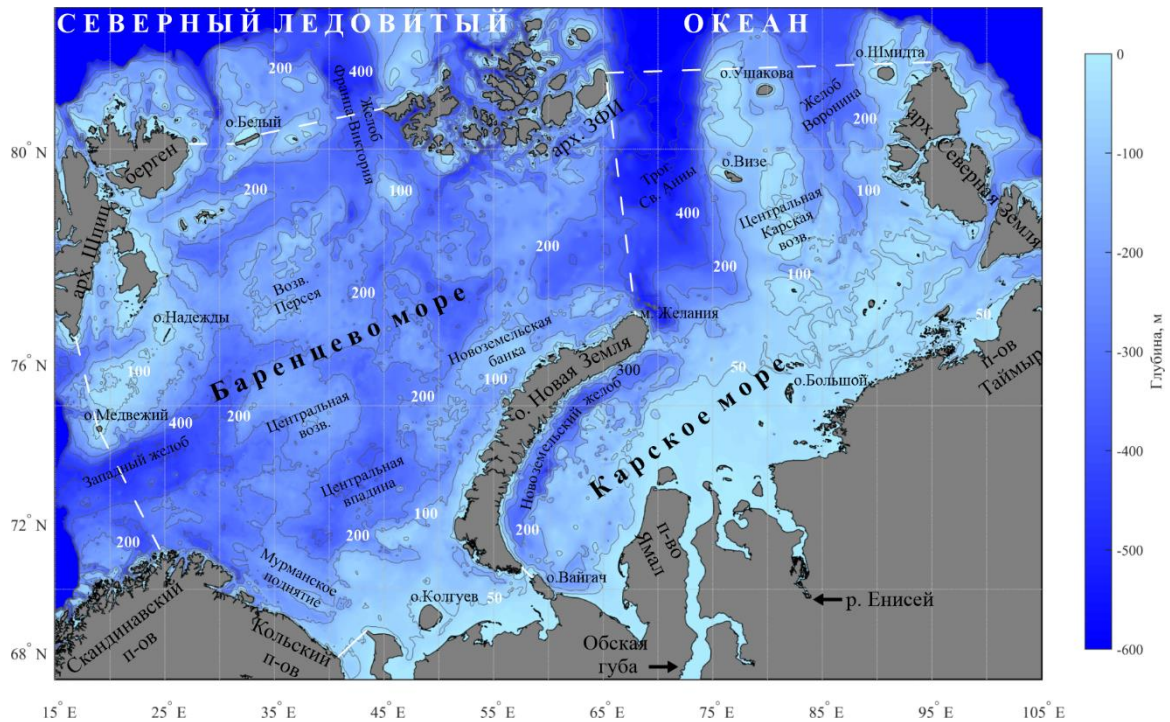


Рисунок 1.1. Географическое положение Баренцева и Карского морей.

Море полностью расположено на континентальном шельфе. Только в юго-западной (Западный желоб, 600 м) и северной (Желоб Франц-Виктория, 450 м) частях моря наблюдаются относительно большие глубины. [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990].

Климат. Баренцево море располагается в уникальной пограничной зоне, так как имеет непосредственную связь с относительно теплыми водами Атлантического океана и холодным Центральным Арктическим бассейном. Баренцево море имеет полярный

морской климат, характеризующийся большой влажностью и малой величиной амплитуды годового хода температуры воздуха. В зимний сезон направление ветров, преимущественно, юго-западное с порывами до 20 м/с. Среднемесячная температура воздуха в зимний период характеризуется значительной неоднородностью (центральная часть моря — $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$; юго-восточная часть моря — $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$), которая связана с отепляющим воздействием Норвежского течения и охлаждающим влиянием Карского моря и СЛО. Летний период характеризуется северо-восточными ветрами силой до 7–12 м/с. Июль и август являются самыми теплыми месяцами в году, в которые температура воздуха в среднем за месяц может достигать 9–10 $^{\circ}\text{C}$. В весенний и осенний сезоны наблюдается перестройка крупномасштабных барических полей, которая находит отражение в резких перепадах температур воздуха и в сильных (до 25 м/с) ветрах с постоянно меняющимся направлением.

Гидрологический режим. Основной вклад в формирование и изменчивость гидрологического режима вод Баренцева моря вносят адвекция теплых атлантических вод с запада от Норвежского моря в центральную часть Баренцева моря, и холодных арктических вод, поступающих с севера.

Общее распределение температуры вод характеризуется её понижением с запада на восток. В летний период года поверхностная температура вод слегка повышается, достигая 0–1,5 $^{\circ}\text{C}$ на севере и 9–10 $^{\circ}\text{C}$ на юге моря. В весенний и осенний сезоны распределение и величина температуры вод незначительно меняется. В зимний период года отрицательные температуры наблюдаются по всей акватории Баренцева моря. Максимальные значения горизонтального распределения полей солености наблюдаются в центре и на юго-востоке из-за близости к Норвежскому морю и достигают 35 ‰. В северных частях соленость может падать до 34‰, что объясняется близостью и таянием арктических льдов. Внутрисезонная изменчивость поверхностного распределения полей солености характеризуется максимальными значениями в зимний и минимальными в летний период. Сезонные изменения вертикального хода солености незначительны.

Схема общей циркуляции вод Баренцева моря представлена на рисунке 1.2. Вследствие влияния множества факторов (обмен вод с соседними акваториями, рельеф дна и т.п.), циркуляция вод довольно сложна, однако общая тенденция движения вод против часовой стрелки сохраняется. Наибольшее влияние на гидрологические условия моря оказывает Нордкапское течение, которое входит с запада и движется на восток вдоль Кольского полуострова.

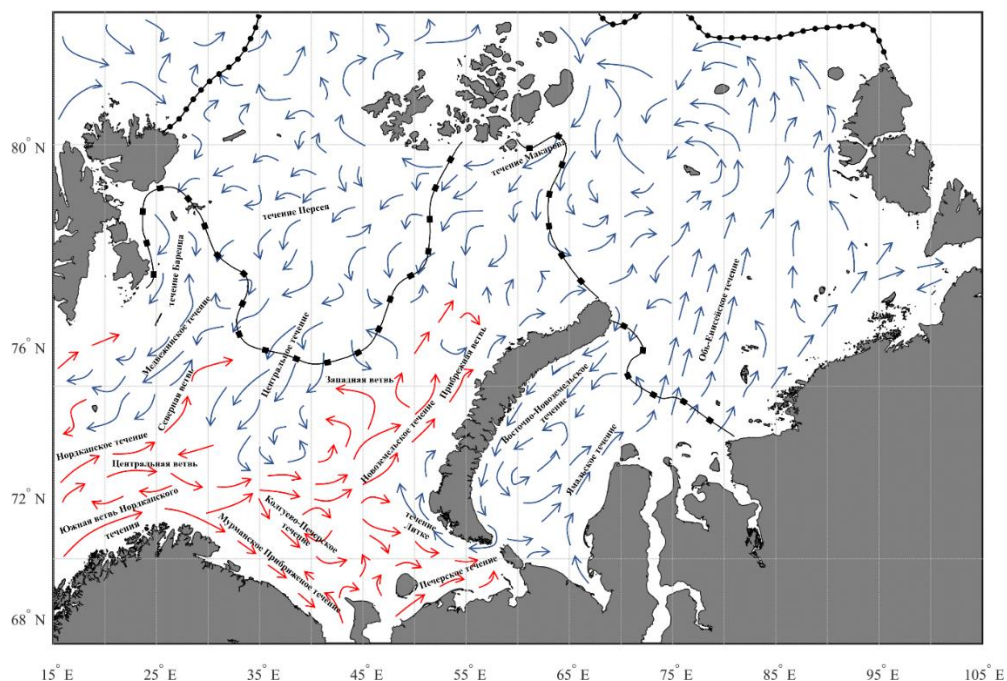


Рисунок 1.2. Общая циркуляция вод и границы льдов в августе 2002 (линия с черными квадратами) и августе 2020 (линия с чёрными точками) года в Баренцевом и Карском морях [Моря СССР, 1982; Grøsvik et al., 2018].

Водные массы. Климатические и региональные особенности термохалинной структуры вод, поверхностных и глубинных течений, материковый сток, распространение льдов формируют четыре основные водные массы.

Атлантическая водная масса (атлантические воды) располагается в западной и частично центральной частях Баренцева моря [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Oziel et al., 2016; Ivshin et al., 2019; Barton et al., 2018, 2020]. Её существование обеспечивают атлантические воды, поступающие с запада в виде поверхностных и глубинных течений. Таким образом, данная водная масса характеризуется теплыми и солеными водами и наблюдается на акватории Баренцева моря в течении всего года. Средние значения температуры в летний период достигают 8–10 °С, а соленость составляет 34,5–35 ‰.

Арктическая водная масса (арктические воды) формируется за счет холодных течений на севере Баренцева моря у арх. Шпицберген и арх. ЗФИ [Johannessen and Foster, 1987; Harris et al., 1998; Bauch and Cherniavskaia, 2018]. Внутригодовой диапазон изменчивости термохалинных характеристик вод незначительный. Данная водная масса более холодная и распресненная: температура варьируется в пределах от -2 °С до 2 °С, а соленость, в среднем, составляет 32,5 ‰.

Прибрежная водная масса (прибрежные воды) находится вблизи материка. Данная водная масса формируется под воздействием прибрежных течений Кольского полуострова и речного стока [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990]. Данные факторы сказываются на её ярко-выраженной сезонной изменчивости. В летний период воды характеризуются большими значениями температуры (7–10 °С) и малыми значениями солёности (30–32 ‰), а в зимний период наоборот (0–2 °С/34 ‰).

Баренцевоморская водная масса (баренцевоморские/трансформированные воды) формируется в центральной части моря за счет трансформации и перемешивания всех трех перечисленных водных масс [Моря СССР, 1982; Oziel et al., 2016; Barton et al., 2020]. Данные воды отличаются низкими значениями температуры до 5 °С и высокой солёностью до 34,5 ‰. Однако данная водная масса хорошо выражена в зимний сезон, а в летнее время трансформированные воды обнаруживаются только на глубинах ниже слоя скачка.

Ледовые условия. Морские льды в Баренцевом море формируются ежегодно, однако ¼ его часть никогда полностью не замерзает, что относит его к уникальным морям СЛО. Большинство льдов в Баренцевом море местного происхождения, что объясняется их малым выносом в соседние акватории. Основная часть льдов Баренцева моря относится к однолетним или сезонным, исключения составляют льды на севере моря вблизи СЛО.

1.1.2. Карское море

Географическое положение. Карское море (см. рис. 1.1) является окраинным морем СЛО. На севере море граничит с СЛО, на западе с Баренцевым морем, где граница располагается между арх. ЗФИ и арх. Новая Земля. Южная граница Карского моря проходит вдоль Сибирского побережья, а на востоке — с морем Ларевых. Море характеризуется вытянутостью с юго-запада на северо-восток.

Неоднородный донный рельеф Карского моря характеризуется значительным перепадом глубин от 50–100 метров (Центральная Карская возвышенность) в южной части до 500–600 м (Новоземельская впадина, трог Святой Анны, желоб Воронина) на севере и северо-западе моря. Море отличается от множества других морей Арктики большим по объему пресноводным стоком, который в среднем за год составляет 1350–1500 км³ [Gordeev et al., 1997].

Климат. Карское море, по сравнению с Баренцевым, из-за устойчивой связи с СЛО и атмосферным «барьером» в виде арх. Новая Земля, характеризуется более суровым полярным морским климатом.

В холодный период года (осень-зима) в северной части моря преобладают ветра северных румбов силой до 9 м/с, а в южной направление ветра и скорость нестабильна и постоянно меняется. Иногда более теплый воздух с Баренцева моря может проникать вглубь Карского моря, что приводит к неустойчивой погоде в южной и юго-западной частях моря. В теплый сезон (весна-лето) направление ветров в конце весеннего периода неустойчиво, а скорость составляет в среднем 5–6 м/с. Однако температура резко не поднимается: в мае она составляет в среднем –8 °С, а в июле 5–6 °С. В летнее время формируется область повышенного давления, которая приводит к постоянным северным ветрам с максимальной скоростью 5 м/с.

Гидрологический режим. Основной вклад в формирование и изменчивость гидрологического режима вод вносит почти всесезонный ледяной покров, значительный объем речного стока и его водообмен с соседними акваториями.

Общий внутригодовой ход поверхностной температуры характеризуется её равномерными понижением с юго-запада на северо-восток. С конца октября по апрель температура в подледном слое близка к температуре замерзания и составляет –1,7 °С. В устьевых зонах рек возможно некоторое увеличение температуры весной до 2–3 °С. В летний период в северных районах моря поверхностная температура увеличивается до 5–6 °С, а в центральной части моря может достигать 7–9 °С, особенно вблизи областей речного стока. Сезонное вертикальное распределение температуры вод неоднородно. В зимний период оно почти везде достигает температуры замерзания. Пространственная изменчивость поверхностной солености характеризуется значительной неоднородностью и в течение года меняется в пределах от 0–5 ‰ в устьевых районах до 33–34 ‰ в северных частях Карского моря. Сезонная пространственная изменчивость характеризуется максимальными значениями солености 30 ‰ в зимний период. В теплый период года весенний и летний приток речных опресненных вод уменьшает величину поверхностной солености до 15–20 ‰. При исключении устьевых областей, соленость на поверхности в среднем составляет 20–35 ‰ и меняется от меньших значений в центре моря до больших величин на юге.

Согласно описанию общей циркуляции вод Карского моря (см. рис. 1.2), представленной в работах [Моря СССР, 1982; Pavlov and Pfirman, 1995], в его западной части формируется циклонический круговорот и разнонаправленные потоки в южной, центральной и северной частях моря. Западный круговорот образуется за счет водообмена с Баренцевым морем и взаимодействием с Обь-Енисейским течением. Далее в центральной части моря поток поворачивает на юг в виде Восточно-Новоземельского течения, которое направляется обратно в Карские ворота.

Водные массы. Значительный объем речного стока, водообмен с соседними морями и суровые климатические ледовые условия являются основными факторами, которые влияют на выделение четырех водных масс, наблюдающихся на акватории Карского моря.

Арктическая водная масса формируется в северных частях моря и является единственной водной массой, которая располагается в водах Карского моря в течении всего года. Термохалинные характеристики данной водной массы близки к водам, которые регистрируются в Баренцевом море. Годовой ход температуры значительно не меняется, амплитуда составляет 1 °С. Однако водная масса в Карском море более распресненная по сравнению с Баренцевым морем — соленость здесь достигает 29 ‰.

Баренцевоморская водная масса проникает в Карское море через пролив Карские ворота, а также через северную оконечность арх. Новая Земля. Данная водная масса является сезонной и, в результате перемешивания с другими водными массами, выделяется на небольшой площади Карского моря. Водная масса характеризуется большой величиной температуры в теплый период года, которая в среднем составляет 7 °С, а соленость таких вод составляет 33 ‰.

Карская водная масса (карские воды) располагается вблизи полуострова Ямал и арх. Новая Земля на западе, а также на севере и востоке Карского моря, недалеко от полуострова Таймыр [Hydrometeorological Regime..., 1996; Harms and Karcher, 1999]. Детектируется только в теплый сезон. Средняя температура данной водной массы составляет 7 °С, а соленость — 24,5 ‰. Необходимо учитывать, что карские воды постоянно взаимодействуют с другими водами Карского моря, что сказывается на термохалинных характеристиках водной массы.

Речные воды или ПОС выделяются только в теплый период года [Hydrometeorological Regime..., 1996; Зацепин и др., 2010а; Завьялов и др., 2015; Osadchiev et al., 2017; Речные плюмы, 2021]. Пространственная изменчивость ПОС сильно зависит от гидрометеорологических условий в регионе и описывается несколькими типами: западным, восточным и центральным. Средняя температура в области ПОС может достигать 11 °С. Соленость вод в приустьевых районах достигает 1 ‰, а ближе к центральной части моря — 10–15 ‰. ПОС является наименее стабильной водной массой на акватории Карского моря, что связано с её постоянным взаимодействием с другими водами.

Речной сток. В Карское море впадает множество рек, наиболее крупными из которых являются Обь, Енисей, Таз, Пур, Пясины [Gordeev et al., 1997]. Среднегодовая величина речного стока представлена в таблице 1.1.

Таблица 1.1. Годовая величина объема речного стока крупных рек, впадающих в Карское море.

Река	Енисей	Обь	Пясина	Таз	Пур
Объем речного стока, км ³ /год	650	430	86	43	33

Большая часть речного стока поступает в Карское море из Енисейского залива и Обской губы. Гидрологический режим Енисея, Оби и других рек, впадающих в Карское море, характеризуется крайне низким стоком в холодное время года и летне-весенним половодьем [Hydrometeorological Regime..., 1996, Речные пюмы, 2021]. В частности, более 70 % речного стока в Карское море поступает из Обской губы и Енисейского залива с июня по сентябрь, что составляет примерно 3 % от всего годового континентального стока в Мировой океан [Meade et al., 2000; Речные пюмы, 2021].

Ледовые условия. Суровый климат Карского моря обуславливает его полное замерзание в осенне-зимнее время и круглогодичное существование льда в море. Ледообразование начинается в сентябре в северных районах моря и в октябре на юге. С октября по май почти все море покрыто льдами разного вида и возраста. Прибрежную зону занимает припай толщиной до 150 см. Значительные ледяные поля формируются у арх. Северная Земля и арх. Новая Земля, которые могут таять до начала летнего сезона.

1.2. Фронтальные зоны как предмет исследования

1.2.1. Определение, классификация, основные параметры и явления внутри фронтальных зон

В настоящее время океанологические понятия «фронтальная зона», «фронтальный раздел» и «фронт» до сих пор не имеют четкого определения. В отечественной океанологии [Баранов, 1972; Физическая природа..., 1983; Гидрология фронтальных..., 1986; Океанические фронты..., 1998] термин «фронтальная зона» использовался с учетом направленности проводимого исследования. В целом, каждое понятие «фронтальная зона» вполне верное и имеет право на существование. В настоящее время наиболее распространённым является определение фронтальной зоны К.Н. Федорова [Физическая природа..., 1983] — это «зона, в которой пространственные градиенты основных термодинамических характеристик значительно обострены по сравнению со средним равномерным распределением между устойчиво существующими климатическими или иными экстремумами». Данный термин используется в значительном количестве

исследований [Океанические фронты..., 1998; Булгаков и др., 1998; Kartushinsky et al., 2000; Тананаева, 2008; Морозов и др., 2017; Våge et al., 2014; Atadzhanova et al., 2018; Barton et al., 2018; Ivshin et al., 2019]. При этом «фронтальный раздел» определяется как поверхность внутри фронтальной зоны, которая совпадает с поверхностью максимального градиента одной или нескольких характеристик, а «фронт» — как линия пересечения фронтального раздела с любой выбранной поверхностью. Перечисленные определения являются наиболее подходящими, так как сразу подразумевают применение установленного критерия для каждой конкретной задачи исследователя. В данном исследовании перечисленные понятия будут соответствовать работе [Физическая природа..., 1983] и применяться к поверхности океана.

Наиболее крупные фронтальные зоны, согласно классификации [Физическая природа..., 1983], подразделяются на климатические (связанные с глобальной океанической и атмосферной циркуляцией) и локальные (связанные с синоптическими процессами взаимодействия атмосферы и океана). К климатическим фронтальным зонам относят области основных океанических круговоротов, которые содержат в себе водные массы с определенной горизонтальной и вертикальной структурой. Локальные фронтальные зоны чаще всего формируются под воздействием отдельных гидрологических процессов в океане (фоновых течений, приливов, стока рек) или в атмосфере (циклоническая активность, скорость и направление ветра). Под воздействием крупномасштабных климатических фронтов и их меандрирования могут сформировываться локальные фронтальные зоны и мезомасштабные и мелкомасштабные фронты. Положение фронтальных зон в Мировом океане может влиять на характеристики водных масс [Johannessen and Foster, 1987; Гидрология фронтальных..., 1986; Океанические фронты..., 1998], глобальную и региональную атмосферную циркуляцию [Small et al., 2008; D'Asaro et al., 2011; Parfitt et al., 2016], акустические свойства [Акуличев, 2002] и биологическую продуктивность [Tremblay et al., 2002; Тананаева, 2008; Voeckel et al., 2008; Scales et al., 2014]. В результате, неоднородность пространственного распределения характеристик внутри фронтальных зон значительно осложняет их выделение и исследование как отдельного океанического явления.

Основные климатические фронтальные зоны чаще всего привязаны к крупным холодным или теплым течениям [Физическая природа..., 1983; Гидрология фронтальных..., 1986; Казьмин, 2012]. Ширина такой фронтальной зоны в некоторых областях Мирового океана может достигать тысячи километров, а градиент характеристик превышать фоновое распределение в 10–15 раз.

Локальные фронтальные зоны возникают под воздействием каких-либо синоптических процессов и проявляются только в отдельные сезоны/месяцы/дни [Физическая природа..., 1983; Гидрология фронтальных..., 1986; Казьмин, 2012]. Например, в области речного стока крупных рек [Garvine and Monk, 1974; Schiller et al., 2011; Denamiel et al., 2013; Зацепин и др., 2010b; Osadchiev et al., 2020], впадающих в Мировой океан в период паводка, возникают стоковые фронтальные зоны. Ширина таких зон может достигать нескольких сотен километров, а градиент характеристик превышать фоновое распределение в 5–10 раз.

Для анализа характеристик фронтальной зоны [Океанические фронты..., 1998] и их изменчивости чаще всего используют величину градиента, которая является основным параметром, позволяющим определить наличие фронтальной зоны. Согласно концепции [Физическая природа..., 1983], градиент должен на порядок превышать его фоновое распределение. Однако для морей Арктики, где изменчивость гидрологических полей не так велика, фронтальной зоной считается область, в которой градиент термохалинной характеристики в два раза превышает фоновый [Океанические фронты..., 1998; Ожигин, 2016].

При описании характеристик фронтальной зоны обычно оцениваются её границы, площадь распространения, величина градиента внутри фронтальной зоны и т.д. Данные характеристики фронтальной зоны позволяют оценить её пространственную изменчивость по горизонтали. Для расчета площади корректнее всего использовать регулярные спутниковые данные, так как использование *in situ* измерений не позволяет одновременно и целиком детектировать всю фронтальную зону, которая может занимать значительную часть акватории моря.

Внутренняя структура фронтальной зоны является неоднородной, что связано с наличием внутри зоны мезомасштабных фронтальных разделов, меандров, вихревых структур и активным развитием процессов меньшего масштаба (субмезомасштабных, мелкомасштабных). Синоптическая и мезомасштабная изменчивость во фронтальных зонах рассмотрена в исследованиях [Johannessen et al., 1987; Rodionov, 1992; Manucharyan and Timmermans, 2014]. Представленные в различных работах [Bourke et al., 1987; Johannessen et al., 1987; Rodionov, 1992; Manucharyan, Timmermans, 2014] оценки показывают, что механизм баротропной или смешанной бароклинно-баротропной неустойчивости является одним из основных в генезисе меандрирования и вихреобразования в области фронтальных зон. Субмезомасштабная динамика, которая занимает переходное звено от мезомасштабных к мелкомасштабным процессам, активно исследуется только в последние десятилетия [Субприливные процессы..., 2018;

Atadzhanova et al., 2018; Kozlov et al., 2022]. Пространственный масштаб таких процессов составляет единицы километров, а время жизни от нескольких часов до суток. К субмезомасштабным процессам относят малые вихри, горизонтальный масштаб которых меняется от сотен метров до десятков километров. Оценки вихревых структур данного масштаба представлены во множестве работ [Yamaguchi and Kawamura, 2009; Alpers et al., 2013; Mizobata et al., 2020; Kozlov et al., 2022]. Однако изучение вихрей в контексте формирования и их связи с особенностями фронтальных зон [Ikeda, et al., 1989; Mysak, Schott, 1997; Sullivan et al., 2017], в том числе для арктического региона [Atadzhanova et al., 2018], на длительных временных интервалах практически не проводилось.

1.2.2. Основные фронтальные зоны Баренцева и Карского морей.

Большинство фронтальных зон в Арктике имеют локальный характер изменчивости и формируются за счет сезонных и синоптических процессов взаимодействия атмосферы и океана. Исключением является климатическая фронтальная зона вблизи крупных теплых Нордкапского и Шпицбергенского течений. В данной работе будут рассматриваться три крупномасштабные фронтальные зоны Баренцева и Карского морей (см. рис. 1.3): Стоковая, Полярная и Арктическая фронтальные зоны.

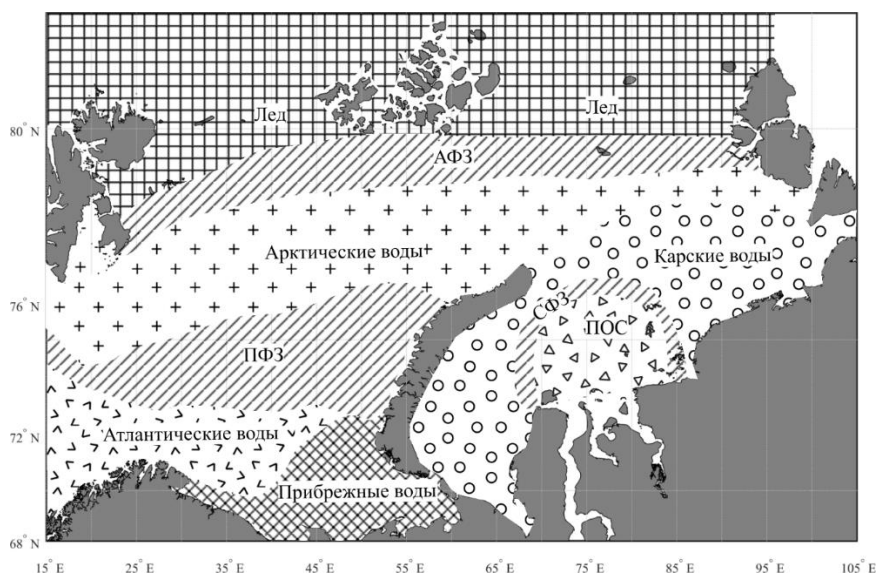


Рисунок 1.3. Общая схема климатических и локальных фронтальных зон Баренцева и Карского морей в теплый период года: ПФЗ — Полярная фронтальная зона, СФЗ — Стоковая фронтальная зона, АФЗ — Арктическая фронтальная зона, ПОС — поверхностный опреснённый слой.

Локальная Стоковая фронтальная зона [Зацепин и др., 2010а; Завьялов и др., 2015; Atadzhanova et al., 2018; Osadchiev et al., 2017, 2020] является пограничной областью между водами речного плюма и Карским морем. СФЗ является областью между речными и морскими водами, которая характеризуется резкими соленостными и температурными градиентами [Физическая природа..., 1983]. Трансформация и перемешивание поверхностного опресненного слоя (возникает в результате значительного объема пресноводного стока рек Оби и Енисея в Карское море) и карских вод приводит к формированию барьера или фронтального раздела, где значительно ослабевает вертикальное перемешивание. Под СФЗ образуется вертикальный скачок плотности, существенно ограничивающий турбулентное перемешивание. В отдельных исследованиях [Физическая природа..., 1983; Atadzhanova et al., 2018] в некоторые годы описаны количественные оценки СФЗ в Карском море. Известно, что колебания полей надводного ветра могут кардинально менять положение и параметры области ПОС [Kubryakov et al., 2016; Polukhin, 2019], что отражается и на СФЗ. В настоящее время для определения физико-географических характеристик фронтальных зон в Карском море чаще всего используются нерегулярные судовые измерения солености [Зацепин и др., 2010а; Osadchiev et al., 2019; Osadchiev et al., 2020]. В большинстве работ [Завьялов и др., 2015; Речные плюмы, 2021] рассматривается только внутренняя область ПОС. Однако СФЗ, являющаяся внешней границей ПОС, остается не исследованной. Таким образом, в настоящее время отсутствуют представления о физико-географических характеристиках СФЗ и их изменчивости, что, в условиях меняющегося климата, актуализирует её исследование.

Климатическая Полярная фронтальная зона [Johannessen and Foster, 1978; Harris et al., 1998; Våge et al., 2014; Воды Баренцева моря..., 2016; Oziel et al., 2016; Barton et al., 2018; Артамонов и др., 2019; Ivshin et al., 2019] располагается в Баренцевом море и формируется в результате взаимодействия теплых и соленых атлантических вод Нордкапского и Шпицбергенского течений с холодными и опресненными арктическими водами [Моря СССР, 1982; Oziel et al., 2016]. В работах [Чвилев, 1991; Harris et al., 1998] данную фронтальную зону соотносят с модифицированными баренцевоморскими водами. Установлено, что донная топография играет немаловажную роль в положении ПФЗ [Johannessen and Foster, 1978; Parsons et al., 1996]. Исследование ПФЗ чаще всего производится по данным контактных наблюдений [Морозов и др., 2017; Моисеев и др., 2019; Ivshin et al., 2019], так как зона лучше всего прослеживается на подповерхностных горизонтах. Фронтальная зона в большинстве работ выделяется только

по данным температуры [Våge et al., 2014; Oziel et al., 2016; Ivshin et al., 2019], значительно реже — по солености [Barton et al., 2018]. По данным судовых измерений [Fer and Drinkwater, 2014; Våge et al., 2014; Ivshin et al., 2019] наибольшие температурные и соленостные градиенты внутри ПФЗ отмечаются в области о. Медвежий, что связано с наиболее тесным контактом атлантических и арктических водных масс в данном районе. С этой зоной часто связывают районы с повышенной биологической продуктивностью. Исследование связи положения ПФЗ и характеристик ледяного покрова Арктики показало, что в годы минимальной ледовитости ПФЗ отмечается гораздо севернее [Atadzhanova et al., 2018], нежели в годы, когда ледовитость Баренцева моря выше среднего. В работе [Артамонов и др., 2019] было проведено исследование многолетней сезонной изменчивости Полярного фронта и его ветвей на основе данных реанализа, которое показало наличие внутрисезонных циклов его пространственной изменчивости. В то же время, большинство исследований ПФЗ носит фрагментарный характер, что связано как со сложностями интерпретации ее синоптической и внутримесячной изменчивости, так и с неоднородностью пространственного распределения градиентов внутри фронта. Кроме этого, согласно данным [Воды Баренцева моря..., 2016], обеспеченность измерениями восточной части Баренцева моря в различные сезоны года гораздо ниже, чем западной, что не дает возможности полноценно описать вклад ПФЗ в гидрологический режим всего Баренцева моря. Использование данных моделирования не всегда позволяет качественно описать изменчивость гидрофизических характеристик вод Баренцева моря [Зимин и др., 2020]. В связи с этим, комплексное исследование многолетней изменчивости ПФЗ с применением данных дистанционного зондирования остается актуальным.

Локальная Арктическая фронтальная зона в Баренцевом и Карском морях [Van Aken et al., 1995; Piechura and Walczowski, 1995; Океанические фронты..., 1998] формируется в результате воздействия относительно холодных распресненных вод вблизи ледовой кромки и более теплых и отдаленных от кромки морских вод в прикромочной ледовой зоне. Данная фронтальная зона в Баренцевом море, согласно [Океанические фронты..., 1998], обладает сложной сезонной и межгодовой пространственной динамикой, что связано со значительными внутригодовыми движениями ледовой кромки. Кроме этого, известно, что горизонтальные градиенты термохалинных характеристик в теплый период года в АФЗ могут достигать нескольких десятых градусов и промилле на километр. В работе [Kushnir et al., 2003] были произведены расчеты вертикальных скоростей в АФЗ вблизи арх. Шпицбергена, а результаты моделирования толщины конвективного слоя сопоставимы с данными судовых измерений. Результаты гидрологических весенних разрезов в АФЗ [Моисеев и Жичкин, 2017] показали большие по величине температурные

и соленостные градиенты. Большинство же исследований в Карском море направлено на изучение межгодовых колебаний сплоченности многолетнего ледяного покрова [Duan et al., 2019; Kumar et al., 2021] в ПЛЗ. Соответственно редкие и отрывочные исследования не позволяют на продолжительном интервале времени описать пространственную динамику и систематизировать количественные оценки характеристик АФЗ в Баренцевом и Карском морях. Получение и уточнение этих данных является важным аспектом в понимании происходящих глобальных климатических изменений.

Таким образом, анализ исследований о фронтальных зонах Баренцева и Карского морей показывает, что описанные явления требуют общей систематизации, так как большинство исследований о количественных оценках и пространственно-временной изменчивости фронтальных зон имеют либо отрывочный характер, либо отсутствуют вовсе. В условиях уменьшения площади ледяного покрова использование дистанционных измерений поверхности океана позволит получить новые представления об изменчивости основных фронтальных зон Баренцева и Карского морей.

1.2.3. Современные методы исследования фронтальных зон

Высокая пространственно-временная изменчивость фронтальных зон значительно осложняет их описание и изучение, однако исследования таких явлений в последние десятилетия активно стимулируются совершенствованием техники и оперативным поступлением данных спутниковых измерений в различных диапазонах. Фронтальные зоны на спутниковых изображениях проявляются в виде высокоградиентных участков гидрофизических характеристик (прежде всего температуры, солености, аномалий уровня моря). Спутниковые измерения позволяют в оперативном режиме оценить и описать положения и характеристики фронтальных зон. В связи с этим, более подробно рассмотрим методические особенности использования спутниковых измерений как перспективной базы для детектирования поверхностных проявлений фронтальных зон.

ИК-диапазон. На сегодняшний день данный диапазон является самым используемым при исследованиях фронтальных зон [Фукс, 2009; Kostianoy and Nihoul, 2009; Казьмин и др., 2012; Субприливные процессы..., 2018; Atadzhanova et al., 2018; Barton et al., 2020]. Измеряемое спутниковыми сенсорами излучение в различных диапазонах длин волн в области инфракрасного диапазона (ИК) позволяет извлекать оценки температуры поверхности вод, которые могут использоваться для получения характеристик фронтальных зон. Анализ данных спутниковых ИК-измерений позволяет наблюдать за возникновением, обострением, перемещением, положением и разрушением фронтальных

зон в поверхностном слое моря. На ИК-изображениях фронтальные зоны выделяются как области резкого уменьшения/возрастания характеристики, размер которой зависит от её пространственного масштаба.

На сегодняшний день в качестве основных инструментов используются: спутники NOAA-KLM с радиометром AVHRR (с пространственным разрешением 1,1 км); спутники Aqua/Terra с сенсором MODIS (с разрешением до 1000 м); спутник Suomi NPP с установленным на него радиометром VIIRS (с пространственным разрешением до 400 м).

Существуют определенные сложности с использованием этих данных. Например, ошибка данных суточной температуры морской поверхности MODIS (см. рис. 1.4) в центральных частях Мирового океана составляет $0,15^{\circ}\text{C}$ [Liu and Minnett, 2016] и далее увеличивается от центра к северным и южным районам. Кроме того, использование ИК-измерений в различных спектрах ограничено атмосферными условиями, которые в Арктике выражаются в постоянном присутствии облачного покрова, что сказывается на качестве получаемой информации.

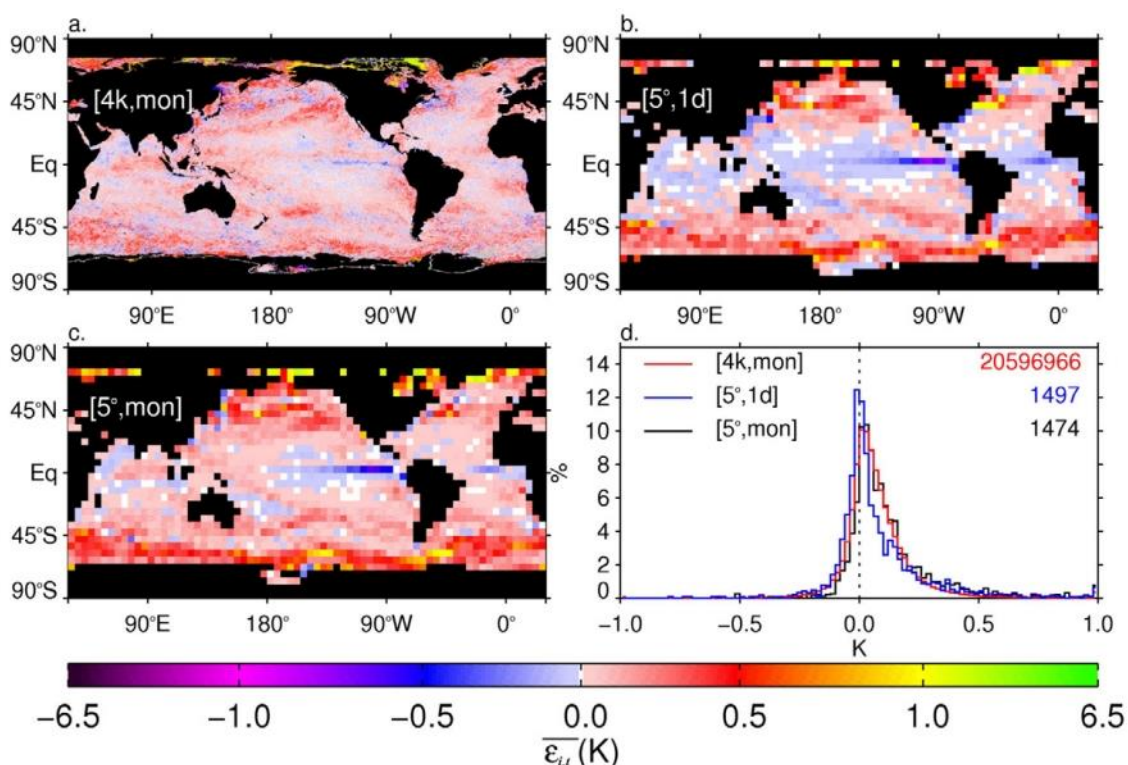


Рисунок 1.4. Ошибки спутников MODIS [Liu and Minnett, 2016]: а-с — глобальное среднее годовое распределение ошибок выборки с использованием облачных масок; d — плотность вероятности SST показанных карт.

Видимый диапазон. Отметим так же, что проявления фронтальных зон на поверхности океана реализуются за счет различных трассеров [Комплексный спутниковый..., 2011], например, модуляции поверхностного волнения, биологических пленок, ледяных полей. Высокое пространственное разрешение таких изображений позволяет исследовать многие структурные детали проявлений фронтальных зон. Использование спутниковых измерений хлорофилла-а [Буренков и др., 2010; Глуховец и Гольдин, 2014; Картушинский и Кукоба, 2015], особенно в устьевых районах, позволяет использовать данную характеристику в качестве верификационного инструмента положения фронтальной зоны и оценки правильности выбранной методики. Однако использование данных в видимом диапазоне возможно только при отсутствии облачного покрова, что накладывает определенное ограничение на их применение в Арктике.

СВЧ-радиометрия. Использование спутниковых измерений солености на сегодняшний день является наиболее перспективным направлением для изучения поверхностных проявлений фронтальных зон. В работах [Hopkins et al., 2013; Falcieri et al., 2014; Brando et al., 2015] данные спутниковой солености используются для расчета градиентов фронтальной зоны, положения основного фронта, описания его пространственной изменчивости для районов открытого океана и областей смешения морских и речных вод. На сегодняшний день спутник NASA SMAP, с установленным на него комбинированным микроволновым радиометром с частотой 1,41 ГГц и разрешением порядка 30 км, является наиболее современным прибором для получения данных о поверхностной солености Мирового океана. Однако точность таких измерений зависит от температуры поверхностных вод [Meissner et al., 2018] — при температурах от 10 до 20 °С яркостная температура практически не чувствительна к величине солености. В районах СЛО температура редко поднимается выше 10 °С, что значительно ухудшает качество данных солености и предопределяет необходимость их валидации данными судовых измерений.

Альтиметрия. Измерения аномалий уровня моря с помощью альтиметров (радиовысотометров) широко применяются в качестве инструмента для описания динамических характеристик фронтальных зон вблизи течений, которые имеют свое отражение на поверхности моря [Костяной и др., 2003; Старицын, 2009; Картушинский и Кукоба, 2015; Лебедев, 2016]. Однако для анализа фронтальных зон ширина полосы измерительных приборов аномалий уровня довольно мала, что приводит к использованию композитных спутниковых продуктов, например, альтиметрической базы AVISO, где интегрированы данные таких спутников, как Jason-1,2,3 — радиометров с рабочим диапазоном частот от 5 до 13 ГГц. Величина ошибки спутниковых данных аномалий уровня

моря базы AVISO составляет 1–2 см на расстоянии, превышающим 20–40 км от берега [Ablain et al., 2015].

Радиолокация. Анализ фронтальных зон по данным радиолокации проводится довольно редко [Johannessen et al., 1996, 2005], что связано со сложностью интерпретации получаемых результатов. Наиболее распространенный метод заключается в выделении основного фронтального раздела в виде крупных темных/светлых полос, которые очень часто соотносятся с зонами конвергенции/дивергенции поверхностных течений на границах водных масс. У радиолокационных данных также есть ряд как существенных плюсов (не зависят от облачности и времени суток, изображения с высоким пространственным разрешением), так и минусов (абсолютная недееспособность при больших величинах скоростей надводного ветра, угол зондирования от 20° до 60°) [Комплексный спутниковый..., 2011]. Однако, до настоящего времени, не разработана корректная методика, с помощью которой было бы возможно полноценно детектировать фронтальную зону и определять её параметры, используя только данные радиолокации. В качестве основных инструментов для поступления такого вида данных используются радиолокаторы с синтезированной апертурой в С-диапазоне длин волн (5–6 см): Radarsat SAR (Synthetic Aperture Radar)-1,2 с шириной полосы обзора от 25 км до 500 км и разрешением от 8 м до 100 м; Sentinel-1 SAR, разрешение которого составляет от 5 м до 40 м с шириной полосы обзора до 250 км.

Из-за различного характера проявлений фронтальных зон, который связан с их сложной структурой, использование конкретного вида спутниковых данных, каждый из которых имеет определенные технические ограничения, значительно лимитирует объем получаемых оценок фронтальных зон. Таким образом, существует необходимость комплексирования типов спутниковых измерений, позволяющая рассматривать сразу несколько гидрофизических характеристик поверхностных вод.

В настоящее время наиболее репрезентативным методом обнаружения и получения количественных оценок фронтальных зон является единое использование данных судовых и спутниковых измерений. В большинстве случаев, такой подход позволяет избежать ограничений, связанных с использованием только одного вида данных, и обеспечивает получение горизонтальной и вертикальной структуры фронтальной зоны. Например, в работе [Barton et al., 2018] единым методом были использованы данные судовых измерений, по которым анализировалась глубина и общая T, S-характеристика фронтальной зоны, и спутникового мониторинга, позволившего выявить ширину и пространственную динамику фронтальной зоны. Подспутниковые эксперименты, проводившиеся в Белом море [Субприливные процессы..., 2018], позволили описать структуру фронтальных зон и также

показали, что для спутниковых данных необходимо проведение их валидации *in situ* измерениями. Такой комплексный подход увеличивает точность и позволяет избежать некорректной интерпретации получаемых оценок характеристик фронтальных зон.

Таким образом, наиболее перспективным подходом к исследованию поверхностных проявлений фронтальных зон является использование спутниковых данных, прошедших валидацию широкомасштабными полигонными измерениями.

1.3. Выводы к 1 главе.

Объектом исследования в работе будет являться гидрологический режим Баренцева и Карского морей, которые относятся к морям СЛО, обладают сезонным ледяным покровом и сложной структурой гидрологических полей. Предметом исследования будут являться пространственная изменчивость и параметры крупномасштабных фронтальных зон в описанных морях: Стоковой (формируется из-за взаимодействия речных и морских вод), Полярной (формируется в области контакта атлантических и арктических вод) и Арктической (формируется на границе холодных распресненных вод тающих льдов и более теплых вод, удаленных от ледового покрова). Отсутствие надежных и статистически обеспеченных оценок пространственно-временной изменчивости поверхностных проявлений фронтальных зон, сокращение ледяного покрова, все больший объем и разнообразие спутниковых данных, а также отсутствие единого методического подхода для детектирования фронтальных зон в морях Арктики являются основными предпосылками к данному исследованию.

ГЛАВА 2. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ИСПОЛЪЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ АНАЛИЗА

2.1. Обзор исходных данных для детектирования фронтальных зон

Для определения пространственного положения и характеристик фронтальных зон Баренцева и Карского морей использовались многолетние архивы спутниковых данных (о температуре, солености и уровне моря) за период с мая по октябрь с 2002 по 2020 гг.

Для идентификации фронтальных зон по температуре использовались среднемесячные данные температуры поверхности моря (ТПМ) уровня обработки L3 (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>), полученные с помощью инфракрасных спутниковых радиометров высокого разрешения MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) Aqua и Suomi NPP VIIRS (Visible Infrared Imaging Radiometer Suite, см. рис. 2.1.а) с пространственным разрешением $0,05^\circ$ [Liu and Minnett, 2016].

В качестве данных, описывающих изменчивость солености поверхности моря (СПМ), были взяты среднемесячные радиометрические данные уровня обработки L3 (<https://podaac.jpl.nasa.gov>) спутника NASA SMAP (Soil Moisture Active Passive, см. рис. 2.1.б) с пространственным разрешением $1/4^\circ$ [Meissner et al., 2018].

Для анализа колебаний уровня были взяты среднемесячные данные абсолютной динамической топографии (АДТ) из базы AVISO (<https://resources.marine.copernicus.eu>) с пространственным разрешением $1/4^\circ$. Объединенный массив включал в себя скорректированные альтиметрические данные со спутников Cryosat-2, Jason-1-3 (см. рис. 2.1.в), Envisat, TOPEX/ Poseidon, GFO-1, ERS-1 и ERS-2 [Ablain et al., 2015].

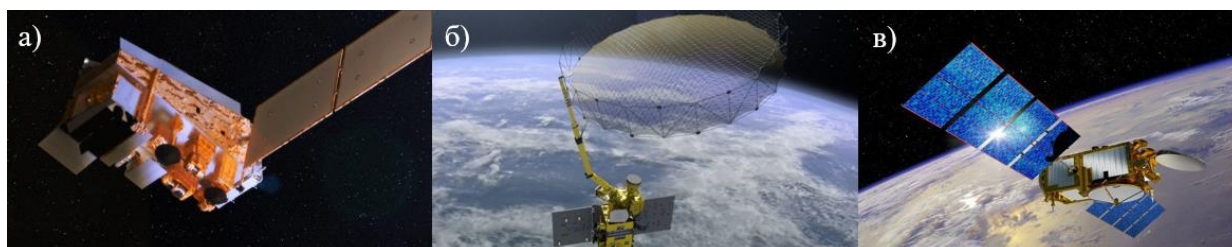


Рисунок 2.1. Примеры спутников, с которые были получены исходные данные: а — Suomi NPP VIIRS (ТПМ); б — NASA SMAP (СПМ); в — Jason 3 (АДТ).

2.2. Обзор исходных данных для валидации спутниковых измерений, разномасштабных процессов атмосферы и океана

Для валидации спутниковых данных температуры и солености проводилось их сопоставление с *in situ* измерениями для горизонта 0 м. В ходе проведения полигонной съемки на исследовательском судне «Профессор Леванидов» были выполнены 47 гидрографических станций. Исследования проводились в южной и западной частях Карского моря (см. рис. 2.2) в период с 15 по 27 сентября 2019 г. Термохалинную структуру вод измеряли с помощью CTD зонда (SBE 19plus SeaCAT).

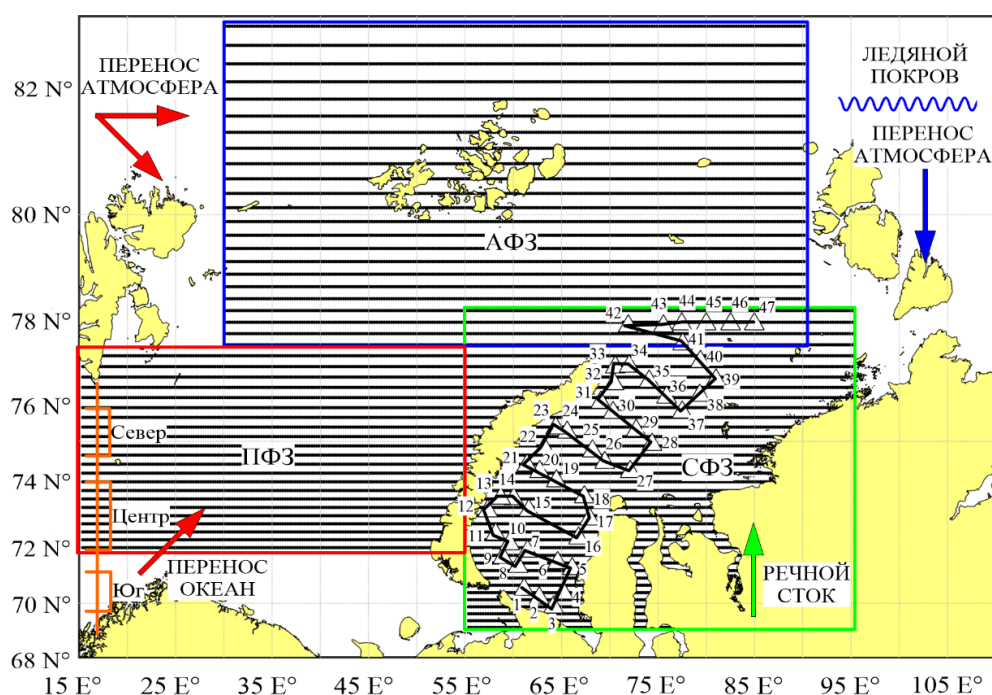


Рисунок 2.2. Итоговые области использования результатов кластерного анализа для ПФЗ (красная линия), СФЗ (зеленая линия), АФЗ (синяя линия), расчетная область для кластерного анализа (черные точки), схема станций (треугольники) с направлением движения (от 1 к 47 станции) НИС «Профессор Леванидов» во время проведения океанографических измерений, меридиональный разрез (черная линия) для расчетов потока тепла на 17° в.д. с указанием южного, центрального и северного участков и процессы (стрелки, линии), влияющие на формирование фронтальных зон.

Получение количественных оценок связи глобальных атмосферных процессов с параметрами фронтальных зон в Баренцевом и Карском морях выполнялось на основе индексов атмосферной циркуляции. В исследовании были использованы индексы с Climate Prediction Centre (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov>) Североатлантического колебания

(САК/NAO), Скандинавского колебания (СК/SCAND) и Полярного колебания (ПК/POL). Индексы САК описывают колебания атмосферного давления между северной и восточной частью Атлантического океана и Европой [Barnston et al., 1987; Wang et al., 2012; Североатлантическое..., 2013] и в положительную фазу приводят к усилению зональных переносов, ослаблению процессов блокировки в атмосфере и смещению на север траекторий приходящих с Атлантического океана циклонов. При отрицательной фазе индекса возникают обратные описанным процессы. Индекс СК показывает изменение атмосферного давления над Скандинавией и при положительных значениях характеризуется усилением блокировки зональных переносов воздушных масс, а при отрицательных — их ослаблением над полуостровом. Индекс ПК описывает изменчивость атмосферного давления между Арктикой и Евразией [Barnston et al., 1987; Gao et al., 2019; Scott et al., 2021]. Положительные значения индекса характеризуют увеличение интенсивности циклонической активности в Арктике и усиление меридиональных переносов, а отрицательные — ослабление циклонов и переносов.

Для получения количественных оценок связи региональных процессов с параметрами фронтальных зон Баренцева и Карского морей использовались сведения о потоке тепла, объеме речного стока, скорости и направлении ветра, площади и сплоченности ледяного покрова за период с января по декабрь с 2002 по 2020 гг.

В качестве основных данных для расчета потоков тепла, поступающих в Баренцево море, использовались температура, соленость и скорости течений на глубинах от 0 до 541 м на меридиональном разрезе 17° в.д. и широтах от 69 до 76° с.ш. за период с мая по сентябрь 2002–2020 гг. продуктов GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 и GLOBAL_ANALYSIS_FORECAST_PHY_001_024 базы Copernicus Marine Environmental Monitoring Service (<https://marine.copernicus.eu>) с пространственным разрешением $0,08^\circ$. На полученном разрезе выделялись несколько отдельных струй течений на южном ($69,5$ – $71,5^\circ$ с.ш.), центральном (72 – 74° с.ш.) и северном ($74,5$ – 76° с.ш.) участках разреза (см. рис. 2.2).

Для Карского моря информация об объемах речного стока была получена с Arctic ArcticGRO (Great Rivers Observatory, <https://www.arcticrivers.org>) в наиболее близких к нему гидропостах на Оби в Салехарде и Енисее в Игарке.

Для анализа характеристик приводного ветра в Баренцевом и Карском морях привлекались среднемесячные данные о его скорости и направлении (зональной и меридиональной составляющих) с пространственным разрешением $1/4^\circ$ продукта WIND_GLO_WIND_L4_REP_OBSERVATIONS_012_006, полученные от Copernicus Marine Environmental Monitoring Service.

Данные о площади и сплоченности ледяного покрова в границах, заданных исследованием (см. рис. 2.2), получены с помощью данных радиометров AMSR-E и AMSR-2 (спутники MODIS и GCOM-W1) с пространственным разрешением 1/4° [Spreen et al., 2008], подготовленных Бременским университетом (<https://seaice.uni-remen.de>). По этим данным определялось положение кромки ледяного покрова как изолинии, где величина сплоченности льда составляла менее 1 %.

Анализ пространственной изменчивости проявлений вихревых структур на поверхности проводился на основе архивных изображений радиолокаторов синтезированной апертуры (РСА) С-диапазона, полученных прибором Европейского космического агентства Envisat Advanced SAR (ASAR) в августе 2007 г., 2009 г. и 2011 г. Кроме этого, использовались данные действующих в настоящее время миссий РСА — приборы Copernicus Sentinel-1A/B, работающие в С-диапазоне. Спутниковые радиолокационные изображения (РЛИ) последнего были использованы за август с 2015 по 2020 гг. (см. табл. 2.1).

Таблица 2.1. Количество спутниковых изображений РСА для детектирования проявлений вихревых структур в Баренцевом и Карском морях за август.

Год	2007	2009	2011	2015	2016	2017	2018	2019	2020	Всего
Сенсор	ASAR			S-1 A, B						
Кол-во РЛИ	154	137	59	310	389	373	130	160	368	2080

Данные ASAR Envisat были получены из архива ESA (European Space Agency). Представленные изображения характеризовались широкой полосой обзора (до 400 км) с пространственным разрешением 150 м. Данные Sentinel-1A/B были загружены из Alaska Satellite Facility (<https://search.asf.alaska.edu>). Изображения получены в интерферометрическом режиме широкой и сверхширокой полосы обзора (до 250 км) с пространственным разрешением около 20 и 90 м соответственно. В общей сложности в анализе было использовано 2080 изображений РСА.

2.3. Методика верификации спутниковых данных

Валидация спутниковых измерений по данным *in situ* выполнялась согласно методике, представленной в работе [Зимин и др., 2020]. Спутниковые данные усреднялись за период судовых измерений. Далее строились композитные карты, объединяющие результаты спутниковых наблюдений и *in situ* измерений в точках полигонной съемки.

Затем для каждой гидрологической станции, содержащей набор *in situ* (I) данных по температуре и солености, подбирались наиболее близкие по расположению значения спутниковых (X) измерений (см. рис. 2.2). К полученным рядам данных применялся регрессионный и корреляционный анализ [Data Analysis..., 2001].

Дополнительно выполнялось сравнение данных по средним значениям (по критерию Стьюдента) и по пространственной дисперсии (по критерию Фишера). Кроме этого, производилась оценка средней аномалии (разница между спутниковыми и *in situ* данными) An и функции расхождения (стоимости) F [Eilola et al., 2009] по формулам:

$$An = \frac{\sum_{j=1}^N |I_j - X_j|}{N}$$

$$F = \left| \frac{M_i - M_x}{\sqrt{D}} \right|$$

где N — длина ряда, M_i и D — среднее значение и дисперсия *in situ* наблюдений I соответственно, M_x — среднее значение данных продуктов X , j — порядковый номер узла.

2.4. Универсальная методика определения пространственного положения и количественных оценок поверхностных проявлений фронтальных зон

Блок-схема разработанного алгоритма метода определения положения и количественных оценок поверхностных проявлений фронтальных зон на основе объединения разнородных спутниковых данных представлена на рисунке 2.3. Рассмотрим схему по блокам.

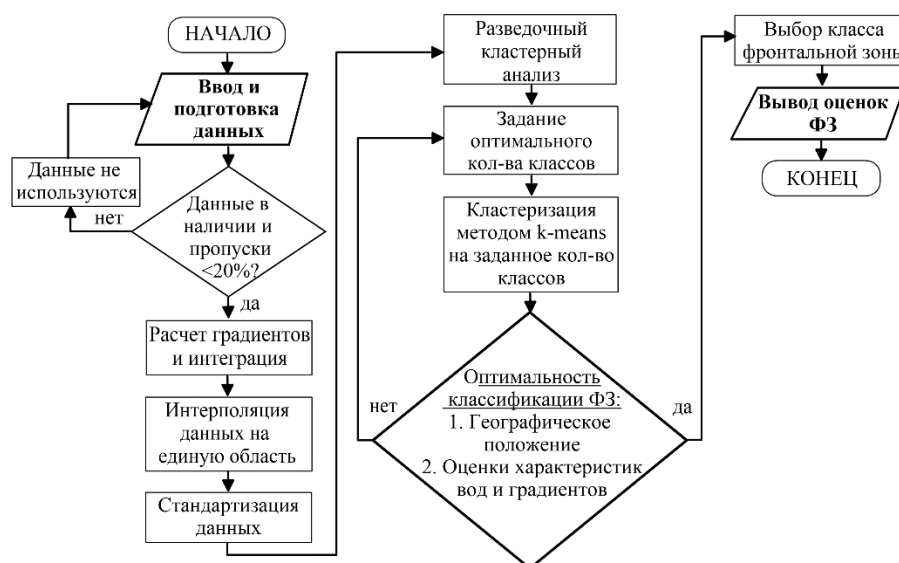


Рисунок 2.3. Схема разработанного алгоритма метода определения положения и количественных оценок поверхностных проявлений фронтальных зон на основе объединения разнородных спутниковых данных.

Ввод и подготовка данных. На первом этапе алгоритма метода выполнялась загрузка исходных данных выбранных характеристик — ТПМ, СПМ и т.д.

Контроль пропусков. На втором этапе проводилась проверка наличия исходных данных для рассматриваемой области и выполнялся контроль пропусков в выбранных исходных данных. Если данные по полю отсутствовали или количество пропусков превышало 20%, то они не использовались — выполнялся переход к блоку «Ввод и подготовка данных». В обратном случае шел переход к блоку «Расчет градиентов и интеграция».

Расчет градиентов и интеграция. На данном этапе в начале производился расчет горизонтального градиента рассматриваемых характеристик [Ivshin et al., 2019]. Для определения модуля горизонтального градиента $|\text{grad}D|$ полей вначале производился расчет шага по параллели S_1 и меридиану S_2 в километрах:

$$S_1 = 1,852 |\lambda_{j+1} - \lambda_j| \cos \frac{\varphi_{i+1} + \varphi_{i-1}}{2}$$

$$S_2 = 1,852 |\varphi_{i+1} - \varphi_{ij}|$$

где S_1 — шаг расчетной сетки по параллели, S_2 — шаг расчетной сетки по меридиану, φ и λ — широта и долгота узлов расчетной сетки.

Затем выполнялся расчет зональной и меридиональной составляющих градиента для узла сетки i, j выполнен с помощью формул:

$$\frac{dD}{dx} = (D_{i,j+1} - D_{i,j-1}) / 2S_1$$

$$\frac{dD}{dy} = \frac{D_{i+1,j} - D_{i-1,j}}{2S_2}$$

где D — значение данных спутниковых характеристик в узлах регулярной сетки.

Итоговый среднемесячный модуль горизонтального градиента по исходным данным $|\text{grad}D|$ рассчитывался по формуле:

$$|\text{grad} D| = \sqrt{\left(\frac{dD}{dx}\right)^2 + \left(\frac{dD}{dy}\right)^2}$$

После проведенных расчетов выполнялась интеграция исходных данных и их градиентов для создания матриц объединенных характеристик в зависимости от детектируемой области.

Интерполяция данных на единую область. Следующим шагом являлось создание в программном обеспечении MathWorks © Matlab с помощью функции «griddata» двумерной

области. Для рассматриваемых в диссертации случаях выбирались области, представленные на рисунке 2.2. Координаты границ областей определялись исходя из описанных ранее положений искомых фронтальных зон [Моисеев и Жичкин, 2017; Ivshin et al., 2019; Osadchiev et al., 2020] и для ПФЗ соответствовали центральной части Баренцева моря (71–77° с.ш. и 15–55° в.д.), для СФЗ — центральной части Карского моря (69–78° с.ш. и 55–95° в.д.), а для АФЗ — северным районам Баренцева и Карского морей (76–81.5° с.ш. и 30–90° в.д.). Шаг созданной области выбирался исходя из максимального разрешения представленных в матрице характеристик. В данной работе шаг сетки составлял 1/4°.

Стандартизация данных. Каждый параметр внутри объединенной матрицы был приведен к безразмерному виду — стандартизирован — путем деления каждой используемой в анализе характеристики на максимальное значение.

Разведочный кластерный анализ. Полученный массив интерполированных и стандартизированных данных использовался для разбиения данных на однородные устойчивые во времени и по местоположению группы. Для разведочного анализа использовался иерархический алгоритм кластеризации на основе метода Уорда с Евклидовой метрикой [Krolak-Schwerdt et al., 1991; Ogasawara and Kon, 2021]. С помощью дендрограмм, как геометрических интерпретаций расстояний между кластерами, за разные месяцы производилась предварительная оценка возможного количества классов, которые могли соответствовать различным типам вод. В данной работе использовался программный пакет Statistica 10.0 (StatSoft, Statistica 10.0, Tulsa, Oklahoma, USA).

Задание оптимального количества классов. Из анализа дендрограмм, полученных на прошлом шаге реализации метода, выбиралось минимально возможное число классов, которое принималось за оптимальное.

Кластеризация методом k-means на заданное количество классов. Для окончательной кластеризации по типам вод применялся интерактивный метод k-means [García-Escudero and Gordaliza, 1999; Celebi et al., 2013]. Количество классов, полученное с помощью метода Уорда, использовалось в качестве априорных ограничений для разбиения данных методом k-means.

Оптимальность выделения классов. Данный шаг алгоритма метода предполагал анализ географической локализации выбранных классов и сопоставление с ранее опубликованными оценками характеристик вод и их градиентов с акцентом на класс, который может соответствовать фронтальной зоне. В данной работе оптимальность произведенной кластеризации определялась положением фронтальной зоны между водами с резко отличающимися средними термохалинными характеристиками, а величина их

градиента должна была минимум в два раза превышать фоновый градиент для Баренцева и Карского морей [Физическая природа..., 1983; Океанические фронты..., 1998; Ожигин, 2016; Ivshin et al., 2019]. При невыполнении критериев оптимальности выполнялся переход к блоку «Задание оптимального количества классов» с увеличением количества классов.

Выбор класса фронтальной зоны. По результатам проведенной кластеризации выбирался класс, соответствующий исследуемой фронтальной зоне. Производился расчет характеристик фронтальной зоны по заданному полю.

Вывод оценок фронтальной зоны. В конце алгоритма выполнялся вывод средних положений и характеристик искомой фронтальной зоны (ТПМ, СПМ, АДТ и т.д.), её градиентов и площади. В данном исследовании дополнительно для АФЗ определялись координаты её самой северной точки, чтобы на их основе по десятилетиям оценить повторяемость широт, на которых регистрировалась её северная граница.

Уникальность выбранной методики состоит в использовании интегральных спутниковых измерений: температуры, солёности и аномалий уровня моря и одновременно двух различных алгоритмов кластерного анализа. Отличительные черты данной методологии заключаются в отсутствии требований к значительным вычислительным ресурсам, простоте в использовании, выводе сразу нескольких океанографических характеристик поверхностных проявлений фронтальных зон на различных (в зависимости от задач исследователя) временных интервалах и универсальности её применения в рамках изучения любого другого региона Арктики.

2.5. Примеры применения нового методического подхода к выделению и получению количественных оценок фронтальных зон

2.5.1. Стоковая фронтальная зона

В качестве примера для детектирования и получения характеристик СФЗ использовались подготовленные данные за август 2019 года. Результаты кластеризации алгоритмом Уорда представлены на рисунке 2.4-а. На дендрограмме четко выделялись два основных класса, что предполагает наличие существенных различий между характеристиками вод. Данные классы могут быть интерпретированы как морские и солоноватые воды. При уменьшении порогового расстояния в среднем в три раза, каждый из классов может быть разделен на два подкласса. Класс, идентифицированный как морские воды, разделялся на подклассы более четко, чем солоноватые. Из физических соображений известно [Моря СССР, 1982; Pavlov and Pfirman, 1995; Harms and Karcher, 1999; Зацепин и

др., 2010a], что морские воды в данном районе разделяются на баренцевоморские и карские воды. Речные же воды, как правило, представляются единым классом [Osadchiev et al., 2020], что вполне логично, если задать единый с морскими водами формальный уровень разделения на классы (см. рис.2.4.а). Однако на представленной дендрограмме видно, что у класса речных вод также наблюдалось четкое разделение два подкласса, которые далее будут называться воды внутренней части ПОС и воды СФЗ. Отметим, что в исследованиях [Завьялов и др., 2015; Osadchiev et al., 2020] часто отмечалось наличие фронтальных разделов в области ПОС, характеристики вод в которых отличаются от основной массы вод опреснённой линзы. Соответственно, результаты кластерного анализа методом Уорда позволяют сделать вывод о том, что в речных водах так же, как и в морских, присутствует четкое разделение на воды с различными характеристиками. В результате, в данном регионе наиболее оптимально с физической и статистической точки зрения будет выделение четырех классов вод. Дальнейшее подробное деление на классы не целесообразно.

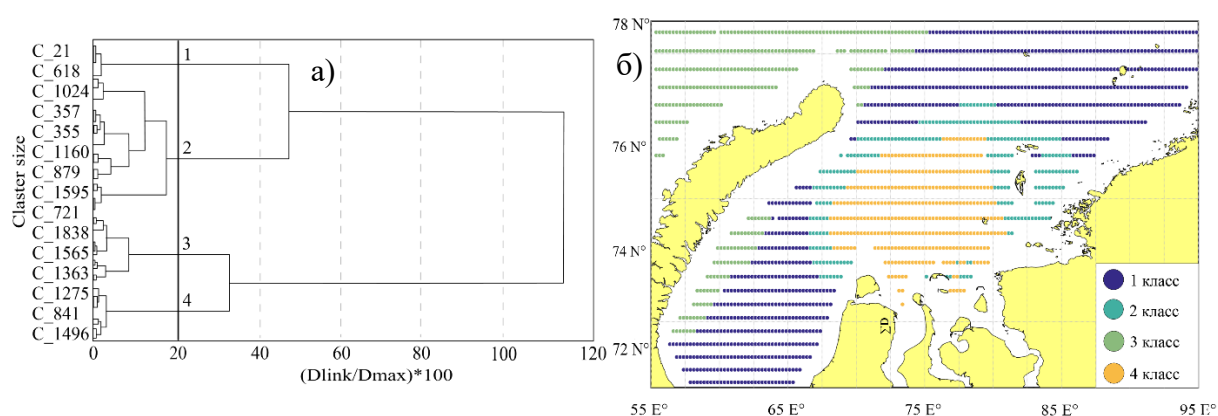


Рисунок 2.4. Результаты кластерного анализа подготовленных данных в августе 2019 г. в Карском море: а — дендрограмма, полученная методом Уорда. Черными вертикальными линиями и цифрами обозначены основные классы вод; б — классификация, полученная методом k-средних: 1 класс (синий) — карская водная масса, 2 класс (зеленый) — баренцевоморская водная масса, 3 класс (бирюзовый) — внешняя граница ПОС — СФЗ, 4 класс (оранжевый) — внутренняя часть ПОС.

Полученное количество классов в качестве априорных ограничений использовалось при кластеризации методом k-means, результаты которого изображены на рисунке 2.4-б. Количественные оценки полученной кластеризации представлены в таблице 2.2. Из данной

таблицы видно, что проведенная классификация позволяет достаточно четко соотнести полученные классы с водами разного генезиса, которые наблюдаются в Карском море.

Таблица 2.2. Количественные оценки характеристик ТПМ, СПМ, и их градиентов и АДТ по результатам кластеризации в августе 2019 г. \bar{T} — ТПМ; $\Delta\bar{T}$ — градиент ТПМ; \bar{H} — АДТ; \bar{S} — СПМ; $\Delta\bar{S}$ — градиент СПМ; s — площадь класса.

Параметр	1 класс	2 класс	3 класс	4 класс
\bar{T} , °C	5,9	4,7	7,8	8,6
$\Delta\bar{T}$, °C/км	0,05	0,04	0,06	0,04
\bar{H} , см	-6,9	-20,4	1,6	7,5
\bar{S} , ‰	28,0	32,6	19,5	12,8
$\Delta\bar{S}$, ‰/км	0,07	0,06	0,11	0,08
s , тыс. км ²	378	168	96	138

Согласно [Моря СССР, 1982; Pavlov and Pfirman, 1995; Harms and Karcher, 1999; Bauch and Cherniavskaja, 2018; Osadchiev et al., 2020], карские воды располагались вблизи полуострова Ямал и арх. Новая Земля на западе, а также на севере и востоке Карского моря не далеко от полуострова Таймыр. Пространственное положение 1 класса (см. рис. 2.4.б) полностью совпадало с описанием климатического положения данной водной массы. Средняя температура данной водной массы составляла 6–8 °C, а соленость — 24–28 ‰ [Pavlov and Pfirman, 1995; Harms and Karcher, 1999; Osadchiev et al., 2020]. Необходимо учитывать, что карские воды постоянно взаимодействуют с другими типами вод Карского моря, что сказывается на их гидрологических характеристиках [Моря СССР, 1982; Hydrometeorological Regime..., 1996]. В связи с этим, между полученными и климатическими оценками вод могут присутствовать различия, особенно в характеристиках солености. Однако величина поверхностных значений температуры и солености близка к индексам, соответствующим Карской водной массе.

Баренцевоморские воды попадают в Карское море с запада, севернее мыса Желания, и южным путем через Новоземельские проливы, распространяясь на восток [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Harris et al., 1998; Oziel et al., 2016; Barton et al., 2020]. Климатическое описание положения частично схоже с расположением на карте второго класса (см. рис. 2.4.б). Данная водная масса характеризовалась относительно высокой температурой в юго-западной части Карского моря (до 8–10 °C) и малой на северо-востоке моря (4–5 °C) [Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Oziel et al., 2016]. Средняя соленость вод составляла 30–32 ‰, что гораздо выше в сравнении с другими водными массами данного региона [Oziel et al., 2016; Barton et al., 2020]. Таким

образом, средние многолетние оценки индексов баренцевоморских вод совпадают с количественными оценками 2 класса, полученными в ходе проведенной кластеризации.

Показанное в данном примере положение вод 3 и 4 класса (см. рис. 2.4.б) соотносится с «центральной» типом распространения вод ПОС, которое встречалось довольно часто [Kubryakov et al., 2016]. ПОС, согласно [Osadchiev et al., 2020] и характеризуется пониженной соленостью (~15 ‰) и высокими значениями температуры (~8 °С), что также схоже с оценками 3 и 4 класса (см. табл. 2.2). Однако проведенные ранее экспедиционные исследования [Зацепин и др., 2010а; Завьялов и др., 2015; Osadchiev et al., 2020] и анализ спутниковых данных [Kubryakov et al., 2016] показывал наличие нескольких отдельных фронтальных разделов на западной, восточной и центральной границах ПОС. Это дало возможность предположить, что 3 класс, отличающийся максимальной величиной градиентов ТПМ и СПМ, относился к выделенным ранее фронтальным разделам на внешней границе ПОС. 4 класс, характеризующийся пониженными значениями солености и градиентов СПМ (см. табл. 2.2), являлся внутренней линзой вод ПОС (см. рис. 2.4.б).

Положение вод 3 класса, полученное по результатам кластеризации, схоже с исследованием [Завьялов и др., 2015; Kubryakov et al., 2016], где рассматривались расположения фронтов разного генезиса в области ПОС. Границу фронта между морскими и опресненными водами авторы проводили по изохалине 25–27 ‰, что соотносится с полученными результатами (см. табл. 2.2): воды 3 класса имеют среднюю соленость 19 ‰ и занимают промежуточное положение между карскими водами (28 ‰) и внутренней линзой ПОС (12 ‰). У 3 класса наблюдались максимальные градиенты ТПМ и СПМ (см. табл. 2.2), что, согласно классификации из [Физическая природа..., 1983], подтверждает его отождествление к фронтальной зоне. Анализ полученных результатов позволил отнести 3 класс к водам СФЗ, которые формируются на границе между карскими водами (1 класс) и внутренней линзой ПОС (4 класс).

Таким образом, с помощью созданного метода удалось детектировать и определить количественные оценки СФЗ на поверхности Карского моря.

2.5.2. Полярная фронтальная зона

В качестве примера для детектирования и получения характеристик ПФЗ использовались подготовленные данные за август 2018 года. На рисунке 2.5-а представлена дендрограмма, полученная с помощью метода Уорда. На дендрограмме выделялось три основных класса, которые могли относиться к трем типам поверхностных морских вод в

Баренцевом море. Из работ [Johannessen and Foster, 1978; Моря СССР, 1982; Воды Баренцева моря..., 2016; Ivshin et al., 2019] известно, что в Баренцевом море воды подразделяются на арктические, атлантические и трансформированные (воды перемешивания). Как известно [Моря СССР, 1982; Воды Баренцева моря..., 2016; Barton et al., 2018], в результате их перемешивания в центральной части Баренцева моря возникают ярко-выраженные градиенты термохалинных характеристик, которые можно отнести и классифицировать как ПФЗ. Важно отметить, что в исследованиях [Våge et al., 2014; Oziel et al., 2016] в области трансформированных вод часто регистрировали поверхностные фронты и фронтальные разделы. В результате, в данном регионе наиболее оптимально с физической и статистической точки зрения будет выделение трех классов вод. Дальнейшее подробное деление на классы не целесообразно.

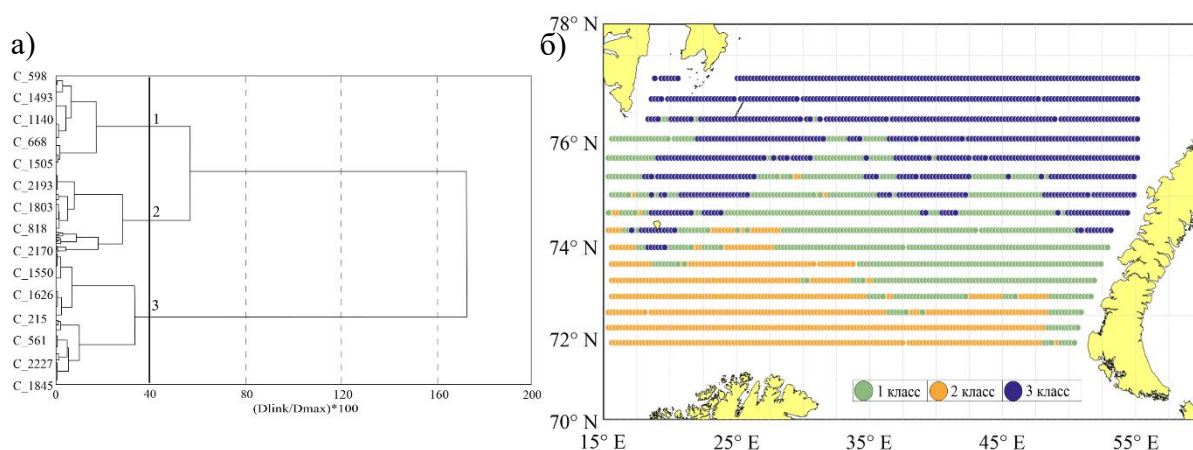


Рисунок 2.5. Результаты кластерного анализа подготовленных данных в августе 2018 г. в Баренцевом море: а — дендрограмма для определения оптимального количества классов, полученная методом Уорда; б — классификация, полученная методом k-средних: 1 класс — область ПФЗ, 2 класс — арктическая водная масса, 3 класс — атлантическая водная масса.

Полученное количество классов использовалось при кластеризации методом k-means, результаты которого изображены на рисунке 2.5-б. Количественные оценки полученной кластеризации представлены в таблице 2.3. Из данной таблицы видно, что проведенная классификация позволяла достаточно четко соотнести полученные классы с водами разного генезиса, которые наблюдались в Баренцевом море.

Таблица 2.3. Внутрикласовые среднемесячные оценки количественных характеристик ТПМ, СПМ и их градиентов за август 2018 г.: \bar{T} — ТПМ, $\Delta\bar{T}$ — градиент ТПМ, \bar{S} — СПМ, $\Delta\bar{S}$ — градиент СПМ, s — площадь.

Характеристика	1 класс	2 класс	3 класс
\bar{T} , °C	7,2	10	4,7
$\Delta\bar{T}$, °C/км	0,07	0,06	0,05
\bar{S} , ‰	35,1	35,2	34,4
$\Delta\bar{S}$, ‰/км	0,016	0,007	0,034
s , тыс. км ²	311	268	338

Согласно [Johannessen and Foster, 1978; Моря СССР, 1982; Воды Баренцева моря..., 2016; Oziel et al., 2016; Barton et al., 2018], трансформированные воды располагаются в центральной части Баренцева моря и растягивают в зональном направлении от о. Медвежий до арх. Новая Земля. Пространственное положение первого класса (см. рис. 2.5.б) соотносилось с климатическим описанием положения трансформированных вод. Из работ [Моря СССР, 1982; Fer and Drinkwater, 2014; Воды Баренцева моря..., 2016] известно, что поверхностная температура ПФЗ в теплый период года может достигать 6–8 °C, а соленость — 34,5–35,5 ‰, что хорошо соотносилось с результатами кластеризации из таблицы 2.3. Важно отметить, что у первого класса наблюдался максимальный поверхностный температурный градиент, который позволял отнести его к выделенным ранее фронтальным разделам. Таким образом, первый класс можно отнести к области ПФЗ.

Из работ [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990; Oziel et al., 2016; Ivshin et al., 2019; Barton et al., 2018, 2020] известно, что в южных областях Баренцева моря располагаются атлантические воды, климатическое положение которых соотносилось с положением второго класса (см. рис. 2.5.б). Максимальная поверхностная температура и соленость у вод второго класса (см. табл. 2.3) также указывала на их принадлежность к более теплым и соленым водам атлантического происхождения. Оценки вод, которые представлены в работах [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990], также соотносились с их климатической величиной, что позволяло отнести данный класс к водам атлантического типа.

Положение третьего класса (см. рис. 2.5.б) хорошо соотносилось с положением арктических вод, которые, согласно [Johannessen and Foster, 1987; Harris et al., 1998; Bauch and Cherniavskaia, 2018], наблюдаются в северных областях Баренцева моря у арх. Шпицбергена, арх. ЗФИ, северной части арх. Новая Земля. Климатические значения термохалинных характеристик арктических вод из исследований [Johannessen and

Foster, 1987; Harris et al., 1998] сопоставимы с полученными в ходе кластеризации оценками третьего класса (см. табл. 2.3), что позволяло классифицировать его как арктические воды.

Таким образом, с помощью созданного метода удалось детектировать и определить количественные оценки ПФЗ на поверхности Баренцева моря.

2.5.3. Арктическая фронтальная зона

В качестве примера для детектирования и получения характеристик АФЗ использовались подготовленные данные за август 2002 года. На рисунке 2.6-а представлена дендрограмма, полученная с помощью метода Уорда. На дендрограмме выделялись два основных класса, которые можно отнести к чистым морским водам и водам в области арктического ледяного покрова. Уменьшая пороговое расстояние более чем в три раза, можно наблюдать разделение класса морских вод на два подкласса. Согласно общим представлениям о характеристиках вод Баренцева и Карского морей [Johannessen and Foster, 1978; Моря СССР, 1982; Pavlov and Pfirman, 1995; Речные плюмы, 2021] известно, что в рассматриваемом регионе наблюдается Арктическая водная масса. В ходе различных исследований [Океанические фронты..., 1998; Моисеев и Жичкин, 2017], было установлено, что между водами, формирующимися под непосредственным влиянием кромки ледяного покрова и арктическими водами, в данном регионе возникают фронтальные зоны разного генезиса. Соответственно, результаты кластеризации методом Уорда позволяли сделать предположение о наличии в поверхностном слое двух модификаций морских вод и отдельного класса вод в области дрейфующего ледяного покрова. В результате, в данном регионе наиболее оптимально с физической и статистической точки зрения будет выделение трех классов вод. Дальнейшее подробное деление на классы не целесообразно.

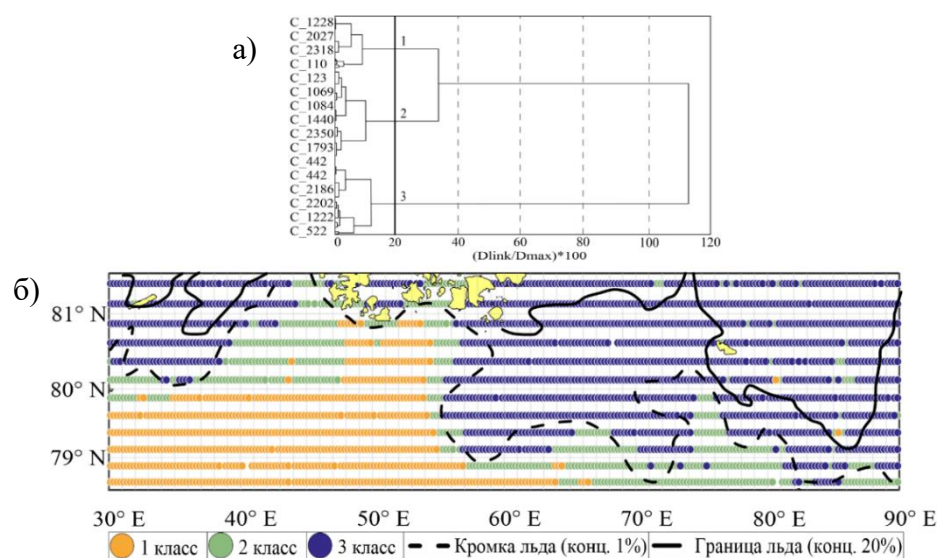


Рисунок 2.6. Результаты кластерного анализа подготовленных данных в августе 2002 г. в Баренцевом и Карском морях: а — дендрограмма, полученная методом Уорда. Черной вертикальной линией и цифрами обозначены основные классы вод; б — классификация, полученная методом k-средних: 1 класс (оранжевый) — Арктическая водная масса, 2 класс (зеленый) — АФЗ, 3 класс (синий) — воды в области ледяного покрова; черная штрих-линия — среднемесячное положение кромки ледяного покрова (сплоченность 1 %); черная сплошная линия — граница льдов со сплоченностью 20 %.

Полученное количество классов использовалось при кластеризации методом k-means, результаты которого изображены на рисунке 2.6-б. Количественные оценки полученной кластеризации представлены в таблице 2.4. Из данной таблицы видно, что проведенная классификация позволяла достаточно четко соотнести полученные классы с водами разного генезиса, которые наблюдались в Баренцевом море.

Таблица 2.4. Количественные оценки характеристик ТПМ, её градиентов и площади по результатам кластеризации в августе 2002 г.: \bar{T} — ТПМ; $\Delta\bar{T}$ — градиент ТПМ; s — площадь.

Параметр	1 класс	2 класс	3 класс
\bar{T} , °C	2,6	1,8	-0,2
$\Delta\bar{T}$, °C/км	0,03	0,06	0,04
s , тыс. км ²	272	263	641

Согласно исследованиям [Johannessen and Foster, 1978; Моря СССР, 1982; Pavlov and Pfirman, 1995; Harris et al., 1998; Bauch and Cherniavskaia, 2018], арктические воды в Баренцевом и Карском морях чаще всего отмечаются выше 77–79° с.ш. и располагаются

вблизи арх. Шпицберген, арх. ЗФИ и кромки ледяного покрова. Положение первого класса (см. рис. 2.6.б) соответствовало описанному климатическому положению данной водной массы из [Моря СССР, 1982; Pavlov and Pfirman, 1995]. Средняя температура Арктических вод в теплый сезон в среднем составляет 2–3 °С, что, в целом, совпадало с результатами проведенной кластеризации (см. табл. 2.4).

Второй класс занимал пограничное положение между арктическими водами и сезонными (тающими) льдами (сплоченность более 1 %). Северная граница класса практически на всем своем протяжении соприкасалась с кромкой ледяного покрова. Такое пространственное положение класса сопоставимо с ранее описанным положением [Океанические фронты..., 1998] АФЗ на границе льда в ПЛЗ. У данного класса (см. табл. 2.4.) наблюдался максимальный поверхностный температурный градиент (0,06 °С/км) что, согласно классификации [Физическая природа..., 1983], позволяло отнести его к фронтальной зоне. Кроме этого, результаты экспедиционных исследований [Моисеев и Жичкин, 2017] соотносились с полученной величиной температурного градиента фронтальной зоны, который был выделен на границе ПЛЗ. Исходя из проведенного анализа, данный класс можно отнести к АФЗ.

Анализ данных радиометра AMSR-E за август 2002 г. показал, что в области 3 класса максимальную площадь (более 340 тыс. км²) занимали воды с ледяными полями со сплоченностью более 1 %. Полученные в результате кластеризации количественные оценки ТПМ (преимущественно отрицательные значения) также подтверждали, что данный класс относился к водам в области сезонных ледяных полей (см. табл. 2.4). Важно отметить, что отрицательные температуры, схожие с температурой поверхностных вод, также формировались на отдельных открытых участках тонкого льда вблизи проталин.

Таким образом, с помощью созданного метода удалось детектировать и определить количественные оценки АФЗ на поверхности Баренцева и Карского морей.

2.6. Методы оценки связи фронтальных зон с разномасштабными процессами в атмосфере и океане

2.6.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции

Для определения степени связи глобальных процессов атмосферной циркуляции с характеристиками фронтальных зон использовался кросскорреляционный анализ [Data Analysis..., 2001]. В начале выполнялось осреднение индексов атмосферной циркуляции и основных параметров фронтальных зон по сезонам года (3 месяца). Затем полученные ряды

коррелировались между собой со сдвигом от 0 до 3 сезонов. Полученные коэффициенты проходили проверку с помощью критерия Стьюдента. В работе описывались только коэффициенты, значимые на 95 %-ом уровне.

2.6.2. Региональные процессы

Расчет теплового потока, поступающего в Баренцево море, для каждой вертикальной ячейки отдельно, по формуле, представленной в работах [Башмачников и др., 2018; Соколов и Гордеева, 2019]:

$$Ft(\text{Вт}) = C_p * \rho * (T - T_f) * V * \Delta H * \Delta R$$

где V — скорость течения в слое, м/с; ΔH — толщина слоя, м; ΔR — расстояние между станциями; C_p — удельная теплоемкость воды, равная 4200 Дж/(кг*с); ρ — плотность воды, равная 1024 кг/м³; T — температура морской воды, °С; T_f — минимальная температура морской воды, равная -1,8°С.

Расчет потока производился как для всего разреза, так и для его отдельных частей чтобы выделить наиболее интенсивные струи крупных течений, поступающих в Баренцево море [Башмачников и др., 2018; Соколов и Гордеева, 2019]: южной, центральной и северной (см. рис. 2.2).

Для осреднённых помесечно данных о речном стоке, ветре, площади и сплоченности ледяного покрова, а также потоках тепла выполнялись оценки коэффициентов корреляции с характеристиками фронтальных зон со сдвигом от 1 до 12 месяцев. Полученные коэффициенты проходили проверку с помощью критерия Стьюдента. В работе описывались только коэффициенты, значимые на 95 %-ом уровне.

Обработка и анализ спутниковых изображений на предмет наличия на поверхности проявлений субмезомасштабных вихревых структур проводился в программном обеспечении SNAP (Sentinel Application Platform) ESA и в среде MathWorks © Matlab. Методы выделения вихрей на РЛИ изображениях для всего района исследований были однотипные [Atadzhanova et al., 2018; Kozlov et al., 2022]. Данный анализ выполнялся в два этапа. На первом этапе проводилась низкочастотная фильтрация, которая исключала пространственные вариации полей радиолокационного сигнала, размеры которых были существенно больше диаметра вихревых структур. Далее производилось сглаживание с помощью адаптивного фильтра Винера [Two-dimensional..., 1990] в MathWorks © Matlab и фильтра Ли [Lee, 1983], который встроен в программное обеспечение SNAP.

На первом этапе исследования производился анализ всех РЛИ на предмет наличия вихревых сигнатур. Затем вихревые структуры выделялись на поверхности, как это описано в работах [Mityagina et al., 2010; Atadzhanova et al., 2018; Kozlov et al., 2022]. Основная суть метода заключалась в следующем:

1. На поверхности моря находились проявления вихревых структур в виде закручивающихся дуг и спиралей (см. рис. 2.7), которые вписывались в эллипс.
2. Далее в области эллипса проводились два разреза, координаты которых сохранялись в формате *.txt для их дальнейшей обработки в среде MathWorks © Matlab.

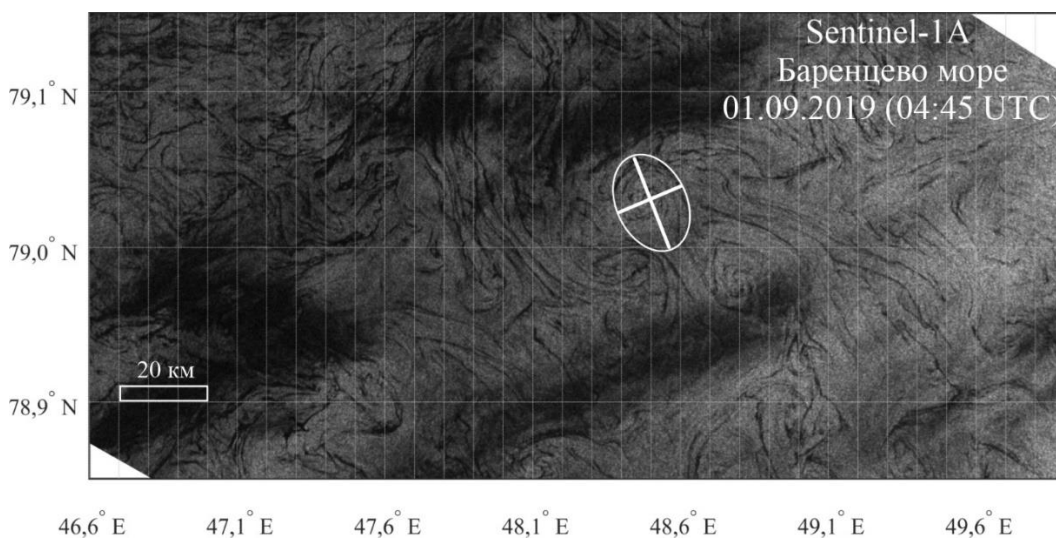


Рисунок 2.7. Пример РЛИ за сентябрь 2019 г. с проявлением малых вихревых структур на поверхности Баренцева моря: белым кругом обозначен эллипс, в который вписывался вихрь; белыми линиями обозначены два разреза, по которым производился расчет диаметра вихря.

После обработки данных *.txt-файлов для каждой вихревой структуры определялись: координаты центра вихря, тип закрутки (циклонический (С) или антициклонический (АС)) и диаметр (определялся как среднее между двумя перпендикулярными друг к другу разрезам, проведенным через центр вихря). Кроме этого, был проведен анализ композитных карт, сочетающих положение вихрей с положением фронтальных зон. Для определения частоты повторяемости вихрей в области фронтальных зон был произведен расчет критерия встречаемости, в основу которого легло отношение количества вихрей на площади, занимаемой фронтальной зоной. Чем выше было значение данного критерия, тем чаще вихревые структуры встречались во фронтальной зоне. Полученные в рамках данного метода характеристики позволяли выполнить оценку проявлений вихревых структур в области проявлений фронтальных зон на межгодовых интервалах.

2.7. Вывод к главе 2

Для детектирования СФЗ использовались данные спутникового зондирования по температуре, солености и уровню моря, для ПФЗ — по температуре и солености, а для АФЗ — температуры за теплый сезон с 2002 по 2020 гг.

Для спутниковых данных ТПМ и СПМ описана методика их валидации по данным крупномасштабной судовой съемки.

Для определения пространственной изменчивости и параметров (средние характеристики, градиент, площадь) крупномасштабных фронтальных зон в Баренцевом и Карском морях создана универсальная методика, основанная на интеграции спутниковых измерений и комбинировании иерархического (Уорд) и интерактивного (k-means) методов кластерного анализа.

Для определения наличия связи разномасштабных процессов атмосферы и океана с изменчивостью характеристик фронтальных зон привлекались данные в виде индексов глобальной атмосферной циркуляции, объемов речного стока, скоростей и направлений ветра, площади и сплоченности ледяного покрова, адвекции тепла течениями и характеристик субмезомасштабных вихревых структур.

ГЛАВА 3. СТОКОВАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА

3.1. Валидация данных дистанционного зондирования

Для проведения валидации были построены композитные карты, объединяющие результаты спутниковых наблюдений и *in situ* измерений в точках полигонной съемки за сентябрь 2019 г., и было выполнено прямое сопоставление результатов спутниковых и контактных наблюдений. Результаты представлены на рисунке 3.1.

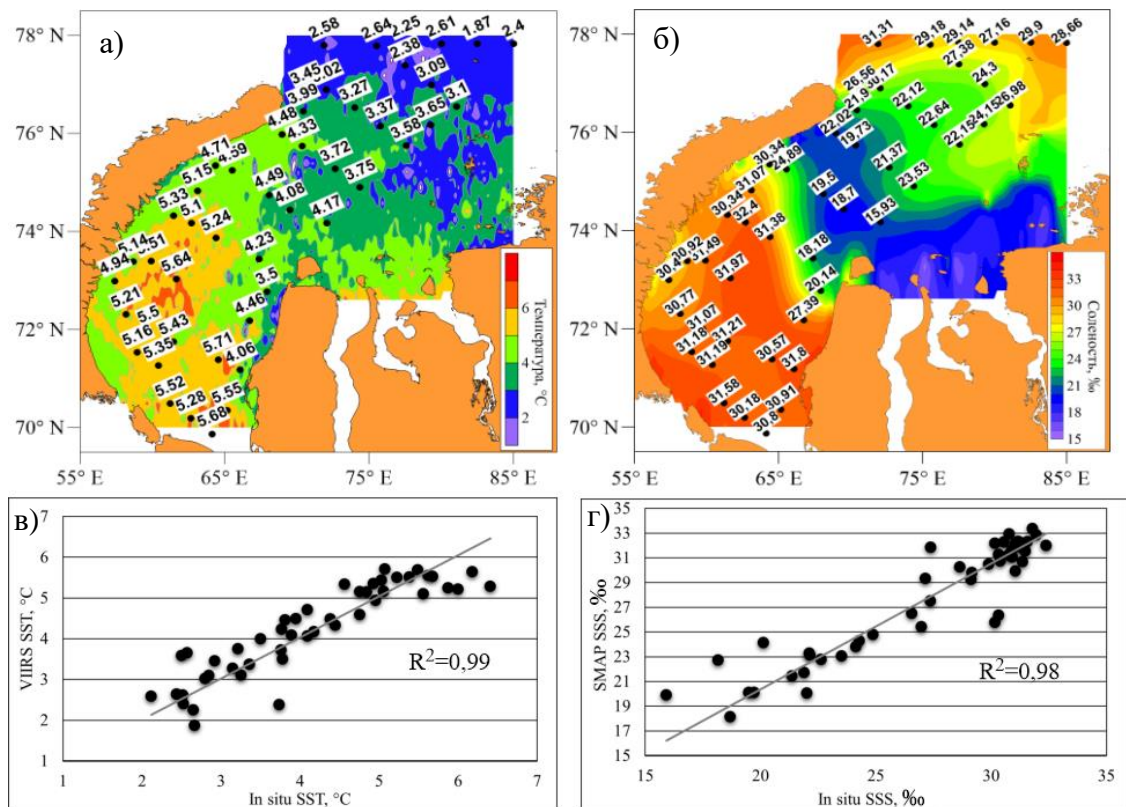


Рисунок 3.1. Композитные карты, объединяющие результаты спутниковых наблюдений температуры Suomi NPP VIIRS (а) и солёности NASA SMAP (б) совместно с *in situ* измерениями на гидрографических станциях за период с 15 по 27 сентября 2019 г. Результаты расчета линейной регрессии между спутниковыми и *in situ* измерениями температуры (в) и солёности (г).

Как видно из рисунка 3.1-а, по осредненным спутниковым данным температура менялась от 1 °C в северных районах Карского моря, недалеко от м. Желания до 7 °C в западной части моря. По данным контактных наблюдений в поверхностном слое температура варьировалась от 1,8 °C на севере Карского моря до 5,7 °C в районе южной оконечности арх. Новая Земля. Спутниковые измерения поверхностной солёности,

представленные на рисунке 3.1-б, характеризовались максимальными значениями (>30 ‰) на юго-западе и минимальными (<20 ‰) в центральной части Карского моря. В поверхностном слое по *in situ* измерениям воды с соленостью выше 30 ‰ наблюдались в юго-западной и северной частях Карского моря, в то время как область распресненных вод, где величина солености составляет от 15 ‰ до 25 ‰, регистрировалась в центральной части моря и у северной оконечности арх. Новая Земля. Распределение солености в обоих типах данных хорошо воспроизводит области морских и солоноватых вод, описание которых было представлено в более ранних исследованиях [Osadchiev et al., 2017; Mosharov et al., 2018; Polukhin et al., 2019]. Анализ пространственного сопоставления спутниковых и судовых измерений ТПМ и СПМ показал, что данные достоверно воспроизводят общие тенденции распределения характеристик вод на поверхности Карского моря. Для температуры (см. рис. 3.1.в) и солености (см. рис. 3.1.г) наблюдаются достаточно высокие коэффициенты детерминации между судовыми и спутниковыми данными.

Анализ статистических характеристик показал, что значения средних и дисперсии данных температуры *in situ* и спутника Suomi NPP VIIRS схожи, что подтверждается критериями Стьюдента и Фишера (см. табл. 3.1). Критерии оказались меньше своих критических значений [Data Analysis..., 2001]. Небольшая величина аномалии поля температуры 0,4 °С, которая составила всего 10 % от общего диапазона изменчивости. Кроме того, наблюдается высокая корреляция (>0,9) и минимальное значение функции расхождения. У характеристик солености, несмотря на среднюю аномалию между данными *in situ* и NASA SMAP в 1,32 ‰, функция расхождения близка к нулю (0,11), а коэффициент корреляции довольно высок (>0,9). Критерии Фишера и Стьюдента меньше своих критических значений [Data Analysis..., 2001], что свидетельствует о незначимых различиях по дисперсии и среднему.

Таблица 3.1. Статистические параметры для сравнительного анализа экспедиционных и спутниковых данных ($F_{test}=1,48$, $t_{test}=2$, при уровне значимости 0,05).

Параметр	Температура	Соленость
\bar{T} or $\bar{S}_{in\ situ}/\bar{T}$ or \bar{S}_{sat}	4,2 °C/4,1 °C	27,16 ‰/27,69 ‰
$D_{in\ situ} / D_{sat}$	1,6 °C ² /1,2 °C ²	21,60 ‰ ² /17,32 ‰ ²
An	0,43 °C	1,32 ‰
F	0,09	0,11
F_{test}	1,3	1,25
t_{test}	0,4	0,57
r	0,91	0,92

Проведенная валидация подтверждает, что данные с радиометров Suomi NPP VIIRS и NASA SMAP с высокой достоверностью описывают термохалинные поля на поверхности. Это позволяет сделать вывод о пригодности их применения для анализа характеристик поверхностных вод и выделения фронтальных зон.

3.2. Сезонная и межгодовая изменчивость Стоковой фронтальной зоны

Сезонная многолетняя изменчивость. По результатам применения созданного алгоритма определения физико-географических характеристик фронтальных зон удалось получить многолетние положения (см. рис. 3.2) и выявить наличие сезонного хода в динамике СФЗ.

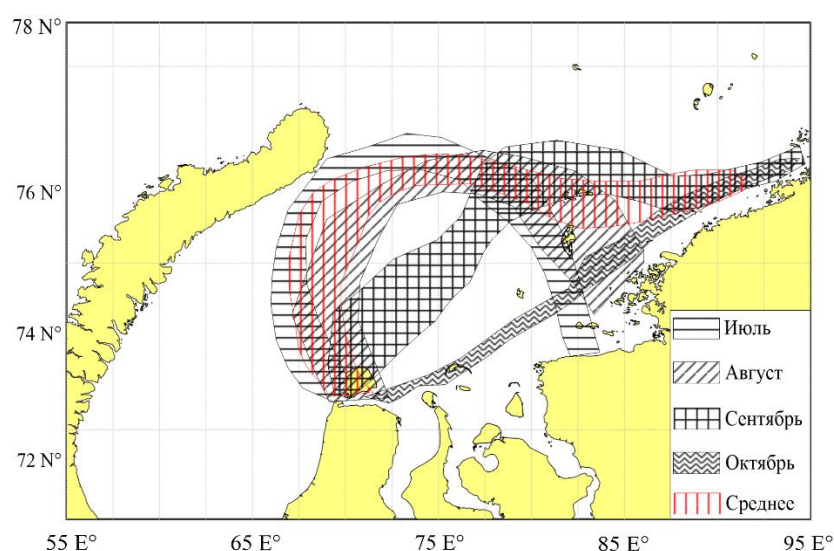


Рисунок 3.2. Средние многолетние и среднее за сезон положения СФЗ за период с 2002–2020 гг.

В июле СФЗ располагается в центральной части моря и имеет довольно узкую площадь распространения. Северная граница зоны располагается у арх. Новая Земля, а южные границы располагаются у полуостровов Ямал и Таймыр. В августе зона значительно увеличивается, и её северная граница смещается ближе к Сибирскому побережью. Сентябрь характеризуется полным смещением зоны СФЗ на восток. Площадь зоны сильно не уменьшается, однако СФЗ вытягивается на восток до 95° в.д. В октябре площадь СФЗ существенно уменьшается, а сама зона полностью располагается вдоль восточной части Сибирского побережья. Важно отметить, что западная часть СФЗ во все месяцы исследования располагается вблизи полуострова Ямал. Среднее многолетнее положение за теплый сезон, занимаемое СФЗ на акватории Карского моря, характеризуется её

распространением от полуострова Ямал до северной оконечности арх. Новая Земля и постепенным смещением до 90° в.д. к Сибирскому побережью.

На рисунке 3.3 представлено сопоставление пространственной изменчивости СФЗ между первыми двумя декадами XXI века за август. Видно, что в рассматриваемые периоды СФЗ располагается в центральной и восточной частях Карского моря. Важно отметить, что во втором десятилетии зона смещается на 70–90 км на север, а занимаемая ею площадь значительно сокращается.

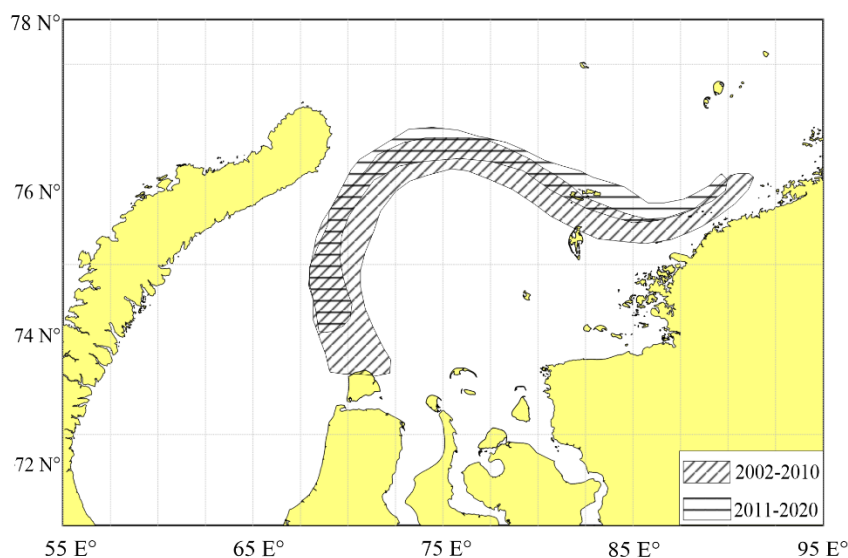


Рисунок 3.3. Пространственная изменчивость СФЗ за август с 2002–2010 гг. и с 2010–2020 гг. в Карском море.

В таблице 3.2 представлены осредненные многолетние параметры за теплый сезон по месяцам (июль, август, сентябрь, октябрь) за период с 2002 по 2020 гг., а также средние характеристики СФЗ за весь период исследования.

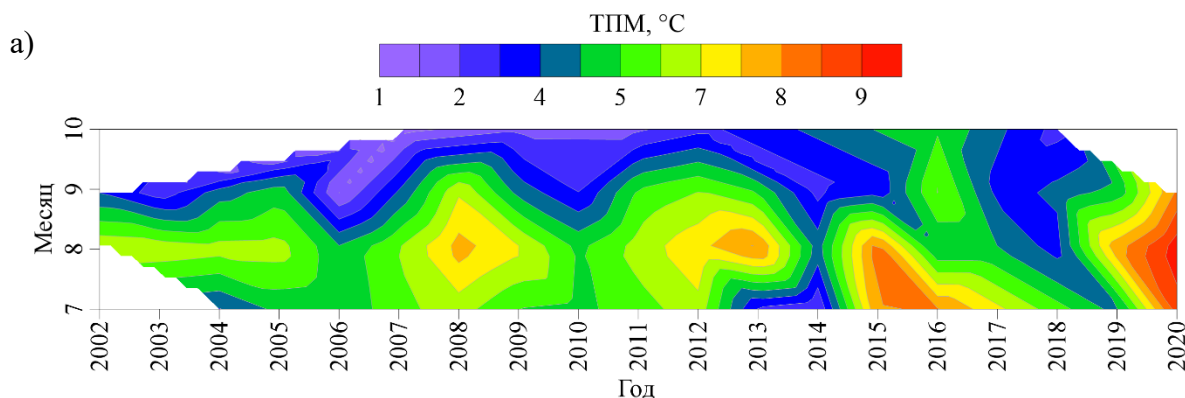
Таблица 3.2. Средние многолетние и средние за весь период исследования (2002–2020 гг.) количественные характеристики СФЗ: \bar{T} — ТПМ; $\Delta\bar{T}$ — градиент ТПМ; \bar{H} — АДТ; \bar{S} — СПМ; $\Delta\bar{S}$ — градиент СПМ; s — площадь СФЗ.

Месяц	\bar{T} , °C	$\Delta\bar{T}$, °C/км	\bar{H} , см	\bar{S} , ‰	$\Delta\bar{S}$, ‰/км	s , тыс.км ²
Июль	5,4	0,10	-0,8	18,6	0,14	130
Август	6,3	0,06	1,2	22,6	0,10	159
Сентябрь	4,3	0,08	5,9	25,7	0,10	175
Октябрь	2,8	0,08	9,3	31,4	0,06	157
Среднее за сезон	4,7	0,08	3,9	24,6	0,10	155

Средние многолетние оценки ТПМ за каждый месяц отражают общий годовой ход с максимумом в августе. Величина градиентов ТПМ и СПМ в течение теплого сезона стабильно высока, максимум градиентов регистрируется в июле. Минимальные значения АДТ наблюдаются в июле, а максимальные наблюдаются в октябре. Площадь поверхностной СФЗ за теплый сезон увеличивается, максимума достигает в сентябре и затем идет на спад.

В СФЗ на поверхности отмечаются стабильно высокие средние градиенты температуры и солености за теплый сезон, величина которых превышает фоновые градиенты Карского моря [Pavlov and Pfirman, 1995]. Зона градиентов, ассоциируемых с СФЗ, в среднем занимает до 15 % площади Карского моря.

Межгодовая изменчивость. Изменчивость характеристик температуры и её градиента в СФЗ за весь рассматриваемый период представлена на рисунке 3.4. Видно, что с 2002 по 2020 гг. ТПМ в СФЗ колеблется от 1 °С в октябре до 9,9 °С в августе. Чаще всего максимальные значения поверхностной температуры регистрируются в августе, минимальные значения ТПМ наблюдаются в октябре. В период с 2002 по 2010 гг. параметры ТПМ в каждый сезон соответствуют годовому ходу температур в Карском море: минимальные значения наблюдаются осенью, а максимальные — летом. Однако, с 2011 по 2020 гг. наблюдаются выраженные положительные и отрицательные аномалии характеристик ТПМ в СФЗ. Например, в августе 2014 или 2018 г. ТПМ составляет 3,1 °С, что почти в два раза ниже средних оценок, полученных за весь период исследования (см. табл. 3.2). При этом в последние пять лет наблюдается положительный тренд поверхностной температуры в СФЗ, на величину которого влияют максимумы в августе 2015 ($\bar{T} = 8,8$ °С) и 2020 ($\bar{T} = 9,9$ °С) г.



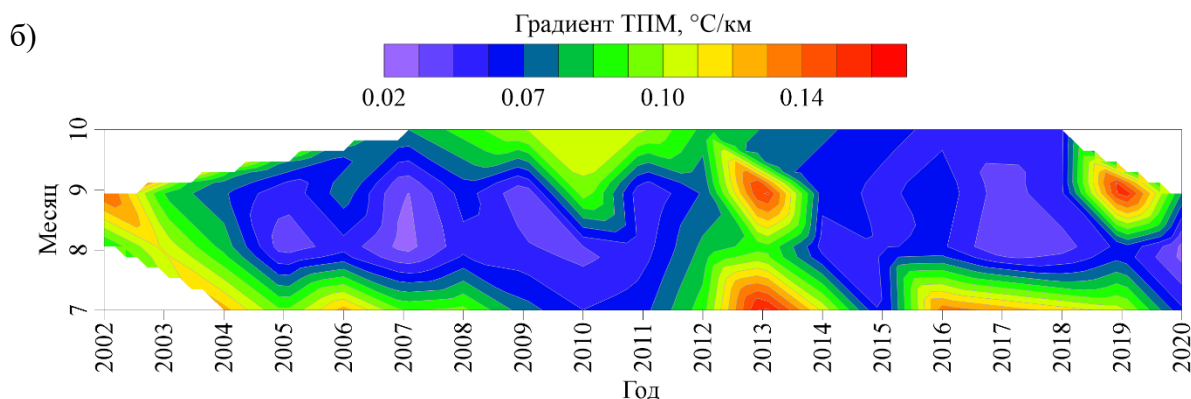


Рисунок 3.4. Параметры ТПМ (а) и градиентов ТПМ (б) в СФЗ за период с июля по октябрь 2002–2020 гг.

Величина градиента ТПМ (см. рис. 3.4.б) в СФЗ за период с 2002 по 2020 гг. характеризуется значительной неоднородностью. Температурный градиент в СФЗ меняется от $0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в августе 2020 г. до $0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ в июле 2013 г. Максимальная разница между десятилетиями достигает $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Многолетняя изменчивость градиента ТПМ показала, что максимумы чаще всего отмечаются в июле и сентябре, тогда как минимумы в августе и октябре. Положительные и отрицательные аномалии градиента встречаются редко и отмечаются только в отдельные годы. Например, в 2007 г. средняя величина градиента ТПМ за теплый сезон составила всего $0,03\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а в 2013 — $0,12\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$. Таким образом, значение градиента может минимум в два раза отличаться от средней многолетней величины (см. табл. 3.2). Стоит отметить, что в отдельные месяцы наблюдается обратная связь между параметрами градиента ТПМ и значениями поверхностной температуры вод: в июле 2013 г. ($\bar{T} = 2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$; $\Delta\bar{T} = 0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$), августе 2015 г. ($\bar{T} = 8,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; $\Delta\bar{T} = 0,05\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$) и сентябре 2019 г. ($\bar{T} = 4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; $\Delta\bar{T} = 0,17\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$). Однако данные случаи являются исключительными и не распространяются на весь период исследования.

Ввиду относительно позднего начала работы спутника NASA SMAP по сравнению с другими системами, данные о поверхностной солености в СФЗ доступны только за период с 2015 по 2020 гг. (см. рис. 3.5.а). Характеристики СПМ меняются от минимума в июле ($\bar{S} = 17\text{ ‰}$) до максимума в октябре ($\bar{S} = 32,5\text{ ‰}$). В июле в чаще наблюдаются солоноватые воды, значение которых не превышает $17\text{--}19\text{ ‰}$. В августе начинается постепенное увеличение значений поверхностной солености, а максимальных значений характеристика достигает в сентябре и октябре. В совокупности наблюдается постепенное уменьшение СПМ в СФЗ в среднем на $3\text{--}5\text{ ‰}$. Однако в полученных межгодовых оценках не наблюдаются значительные отклонения при их сопоставлении со средними значениями СПМ в СФЗ (см. табл. 3.2).

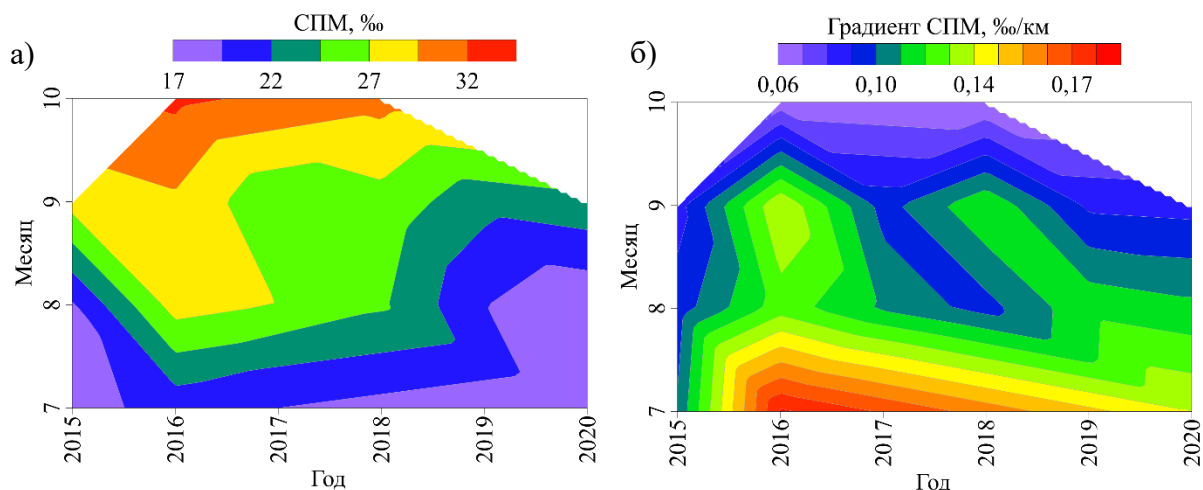


Рисунок 3.5. Параметры СПМ (а) и градиентов СПМ (б) в СФЗ за период с июля по октябрь 2015–2020 гг.

Колебания градиентов СПМ (см. рис. 3.5.б) за период исследования составляют от 0,06 ‰/км в октябре до 0,19 ‰/км в июле 2016 г. Максимальная изменчивость градиентов поверхностной солености отмечается в августе и сентябре. Относительно стабильное значение градиента наблюдается в июле и октябре. Август 2015 г. и 2018 г. выделяется на фоне общей изменчивости аномально низкими значениями градиента СПМ ($\Delta\bar{S} = 0,09$ ‰/км). Данная отрицательная аномалия отражается в характеристиках поверхностной температуры и градиентов ТПМ (см. рис. 3.4). Неоднородность параметров градиента поверхностной солености осложняет его сопоставление со средним значением (см. табл. 3.2).

Изменчивость характеристик АДТ в СФЗ представлена на рисунке 3.6-а. Минимальное значение АДТ зарегистрировано в августе 2004 г. ($\bar{H} = -7,1$ см), а максимальное в октябре 2007 г. ($\bar{H} = 18,1$ см). Наблюдается внутрисезонный ход, который характеризуется минимумами в летние месяцы и максимумами в осенние. Частота положительных аномалий уровня в теплый сезон с 2012 по 2020 гг. увеличивается. Полученные расчеты показывают наличие отрицательных (2004 г., 2008 г., 2015 г., 2017 г.) и положительных (2013 г., 2016 г.) аномалий АДТ. Однако положительная средняя величина уровня за период с 2002 по 2020 гг. (см. табл. 3.2) сопоставима с результатами межгодовой изменчивости параметров АДТ.

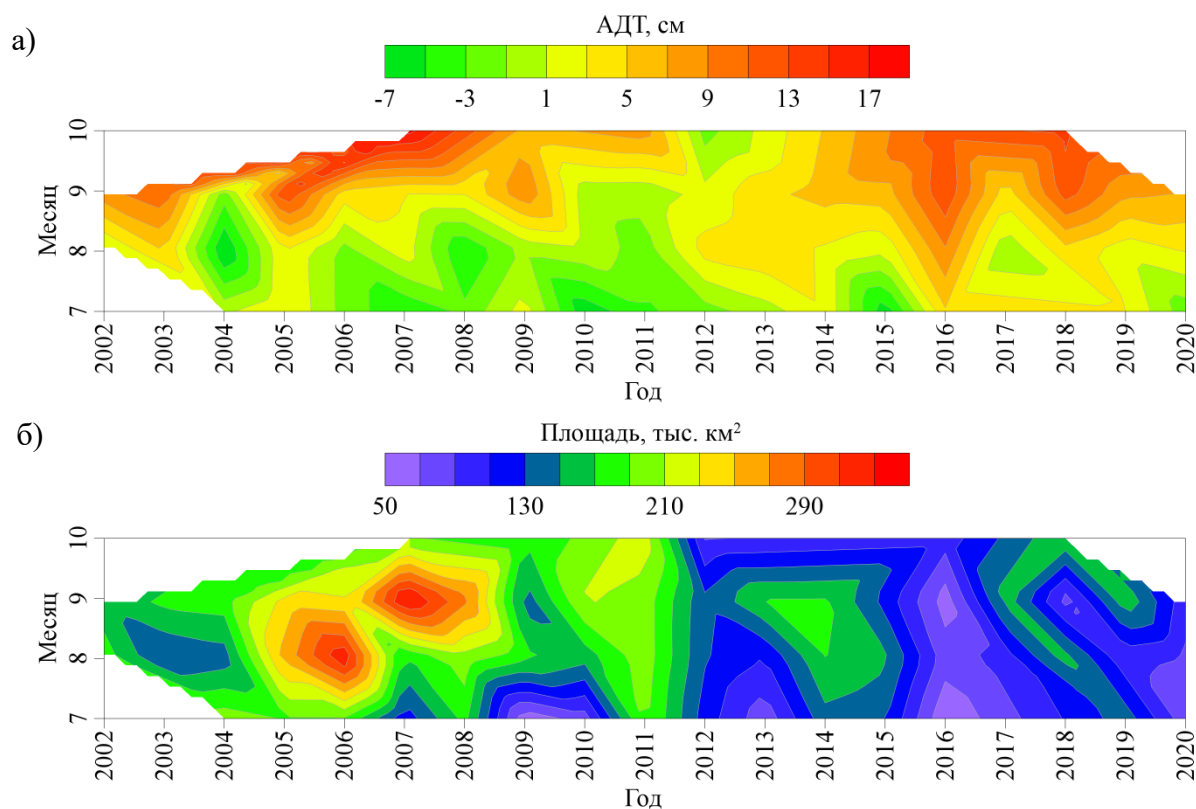


Рисунок 3.6. Параметры АДТ (а) и площади (б) СФЗ за период с июля по октябрь 2002–2020 гг.

Изменение площади СФЗ по результатам проведённого анализа представлено на рисунке 3.6-б. Минимальное значение площади СФЗ отмечается в июле 2016 г. ($s = 55$ тыс. км²), а максимальное в сентябре 2007 г. ($s = 340$ тыс. км²). Важно отметить, что внутрисезонный ход площади СФЗ в каждый отдельный год характеризуется большой неоднородностью. Например, в 2011 г. ежемесячное значение площади практически не менялось и составляло в среднем 200–210 тыс. км². При этом, в 2009 г. за четыре месяца величина площади менялась от 50 тыс. км² до 160 тыс. км². Анализ многолетней изменчивости показывает, что в первом десятилетии XXI века площадь в среднем была в 4 раза больше по сравнению с периодом 2012–2020 гг. — разница составляет 100 тыс. км². Перелом в изменчивости характеристик произошел в 2012 г., когда площадь уменьшилась с 220 до 89 тыс. км². В период с 2012 по 2020 гг. наблюдается отрицательный тренд, площадь СФЗ значительно сокращается.

Анализ межгодовой пространственной изменчивости позволил выявить несколько типов пространственного распространения СФЗ и внутренней области ПОС, которые представлены на рисунке 3.7.

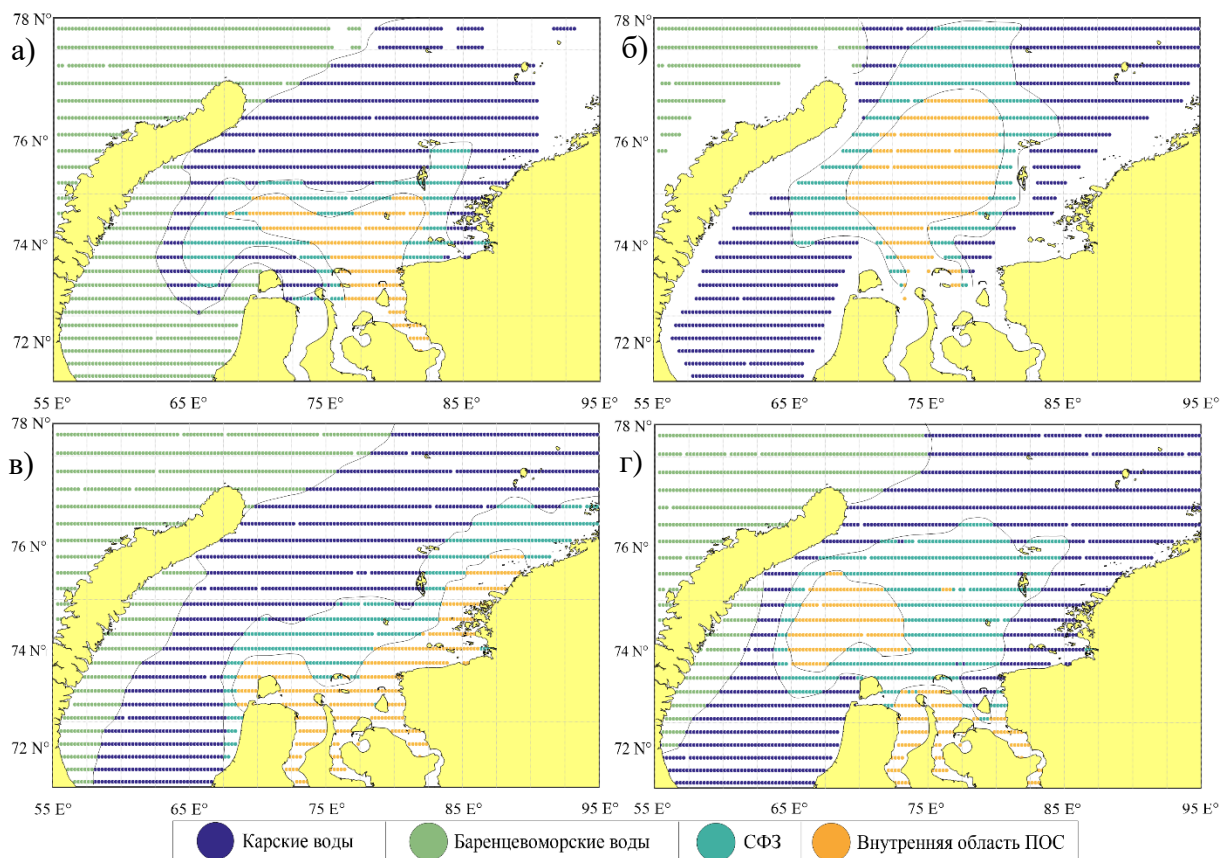


Рисунок 3.7. Типы пространственной изменчивости основных поверхностных вод и СФЗ (бирюзовый цвет) по результатам кластерного анализа: а — западный тип на примере июля 2007 г.; б — центральный тип на примере августа 2015 г.; в — восточный тип на примере сентября 2009 г.; г — нестандартный тип на примере августа 2011 г.

«Западный» тип (см. рис. 3.7.а) характеризуется распространением СФЗ в район 55-65° в.д. к западной части арх. Новой Земли. Видно, что внутренняя часть ПОС также в большей степени имеет западное направление, а баренцевоморские воды практически полностью занимают юго-восточную часть моря. Важно отметить, что центральная и восточная часть СФЗ при «западном» распространении занимает очень маленькую площадь (см. рис. 3.6.б). «Центральный» тип (см. рис. 3.7.б) характеризуется расположением СФЗ в районе между 65-85° в.д., которая распространяется на север за м. Желания. Западная и восточная граница СФЗ вблизи речного стока рек Оби и Енисея очень тонкая, а ближе к центру граница сильно увеличивается. Внутренняя область ПОС находится в СФЗ и соединена с устьевыми участками рек. При таком распространении также наблюдается преобладание карских вод на поверхности моря. «Восточный» тип (см. рис. 3.7.в) распределения характеризуется расположением СФЗ вдоль Сибирского побережья: от полуострова Ямал до восточной оконечности полуострова Таймыра. При относительно большой длине распространения (от 65 до 95° в.д.) сама СФЗ довольно узкая. Внутренняя

область ПОС оказывается прижатой к устьевым участкам рек и берегу. «Нестандартный» тип (см. рис. 3.7.г) СФЗ наблюдается при полном окружении фронтальной зоной внутренней области ПОС, которая делится на ряд изолированных участков. Основным признаком данного типа распределения заключается в том, что линза внутренней области ПОС отрывается от устьевых участков рек. При таком распространении СФЗ располагается не на периферии внутренней области ПОС и занимает большую площадь.

3.3. Выявление взаимосвязей параметров Стоковой фронтальной зоны с процессами атмосферы и океана

3.3.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции

Карское море находится на границе влияния воздушных масс, зарождающихся над Атлантикой и Арктикой [Моря СССР, 1982]. В результате, влияние процессов, связанных с глобальной атмосферной циркуляцией, на климат данного моря довольно велико [Hydrometeorological Regime..., 1996]. Для анализа были привлечены индексы СК (отражает зональный перенос) и ПК (отражает меридиональный перенос). Временной ход индексов представлен на рисунке 3.8.

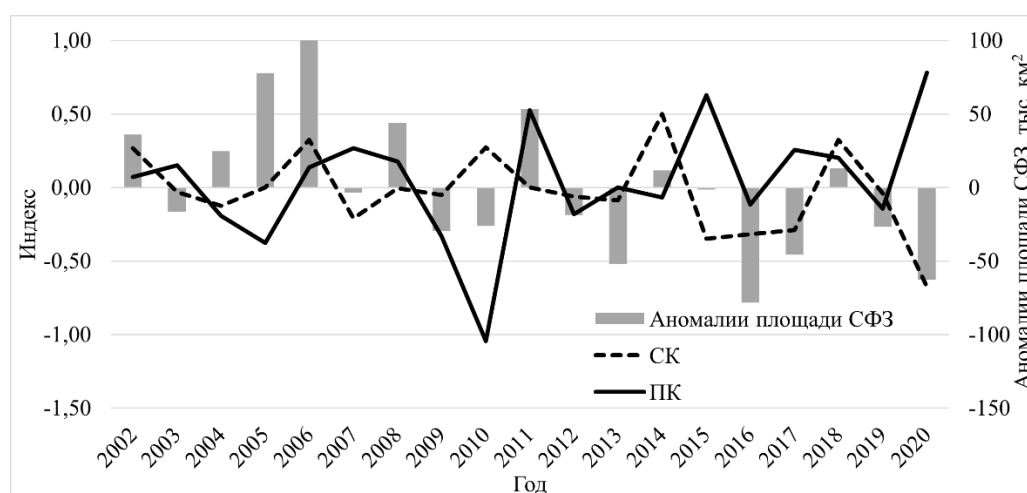


Рисунок 3.8. Межгодовая динамика осредненных летних индексов атмосферной циркуляции Скандинавского (штрих-линия) колебания и зимних индексов Полярного (сплошная линия) колебания, а также аномалий СФЗ (отклонение от среднего значения за весь период исследования, серые столбцы) площади за летний период.

Изменчивость колебания СК в целом характеризуется отрицательными значениями. Минимальное значение (-0,67) колебания СК отмечается в 2020 г., а максимальное (0,18) в

2010. Средняя межгодовая амплитуда составляет 0,9–1,0. В последние годы наблюдается устойчивая отрицательная фаза, что отражается на ослаблении зонального переноса теплого атлантического воздуха и процессов блокировки циклонов, проходящих с запада на восток. Изменчивость индекса ПК (черная линия) характеризуется в основном положительными значениями. Минимум индекса (-1,04) отмечается в 2010 г., а максимум (0,78) в 2020 г. Размах межгодовых колебаний составляет 1,8–2. В период с 2019 по 2020 гг. данный индекс характеризуется положительной фазой, что отражает усиление меридионального переноса холодного арктического воздуха и увеличение количества проходящих циклонов с севера на юг.

Взаимный анализ межгодовой изменчивости параметров СФЗ и индексов глобальной атмосферной циркуляции показал, что большая величина градиентов ТПМ в СФЗ в 2010 г., 2016 г. и 2019 г. (см. рис. 3.4.б) отмечается в период отрицательной фазы индексов ПК. На фоне ослабления меридионального переноса холодного воздуха с Арктики в Евразию [Gao et al., 2019; Scott et al., 2021] происходит усиление выхолаживания морских вод, при этом, речные воды остаются теплыми, что далее сказывается на интенсивности градиента ТПМ в СФЗ. Минимальные значения градиентов ТПМ в СФЗ в 2010 г., 2018 г. и 2020 г. (см. рис.3.4.б) регистрируются при росте индексов СК. Такая изменчивость происходит в результате интенсификации зональной атмосферной циркуляции [Gao et al., 2021], которая увеличивает поступление тёплого воздуха из Атлантики и минимизирует неоднородности градиента ТПМ. Максимальные значения площади СФЗ в 2006 г. (см. рис. 3.6.б) соотносятся с ростом величин индексов СК и ПК. Минимальные значения площади СФЗ в 2012 г. и 2016 г. (см. рис. 3.6.б) регистрируются в отрицательной фазе обоих индексов. Уменьшение интенсивности переноса отражается на ослаблении прогрева поверхностных вод, что повлияло на величину площади СФЗ.

Корреляционный анализ атмосферной циркуляции с параметрами СФЗ показал наличие связи между зимними значениями индекса ПК ($r = 0,46$) и летними характеристиками поверхностной температуры СФЗ. Отмечаются значимые отрицательные статистические связи между зимним ($r = -0,46$), весенним ($r = -0,52$) индексом СК с летним значением ТПМ в СФЗ. Усиление процессов блокировки над Скандинавским полуостровом и увеличение повторяемости меридиональных Арктических циклонов [Barnston et al., 1987; Gao et al., 2021] сформировало значительный объем осадков [Kuzin and Lapteva, 2015] в зимний и весенний период в районах водосбора рек Оби и Енисея. В результате, их величина количественно меняет объем более теплых речных вод, поступающих в Карское море, которые затем могут уменьшать или увеличивать поверхностную температуру в СФЗ. Значимые коэффициенты корреляции также

отмечались между летним индексом СК ($r = 0,65$) и летней площадью СФЗ. Такая связь наблюдается при усилении зонального переноса [Barnston et al., 1987], который влияет на региональную ветровую циркуляцию, определяющую распространение и площадь поверхностных вод СФЗ.

Полученные результаты показывают возможность использования индекса СК и ПК для создания модели прогноза летних значений поверхностной температуры и площади СФЗ на следующий летний сезон.

3.3.2. Региональные процессы

Наиболее важной региональной особенностью Карского моря, которая влияет на формирование СФЗ, является изменчивость речного стока крупных сибирских рек Оби и Енисея [Pavlov and Pfirman, 1995; Harms and Karcher, 1999; Kuzin and Lapteva, 2014; Shiklomanov and Lammers, 2014]. Кроме того, на характеристики поверхностного слоя вод моря оказывают влияние особенности ледовых условий [Hydrometeorological Regime..., 1996; Карклин и др., 2017]. Средние многолетние оценки этих процессов представлены в таблице 3.3.

Таблица 3.3. Средние многолетние оценки речного стока Оби и Енисея, площади ледяного покрова и его сплоченности с мая по октябрь за 2002–2020 гг.

Месяц	Сток Оби, м ³ /сек	Сток Енисея, м ³ /сек	Площадь льда, тыс. км ²	Сплоченность льда, %
Май	19465	36572	532	87
Июнь	32307	66095	332	60
Июль	21166	49959	188	23
Август	16548	37928	25	7
Сентябрь	13612	31639	13	3
Октябрь	10797	15041	204	22

Средняя многолетняя изменчивость суммарного речного стока Оби и Енисея характеризуется выраженным максимумом в июне (100 тыс. м³/сек) и минимумом в октябре (25 тыс. м³/сек), что связано с началом половодья и меженью рек [Kuzin and Lapteva, 2014; Shiklomanov and Lammers, 2014]. В мае также наблюдается максимальная площадь и сплоченность ледяного покрова, которая резко начинает уменьшаться в июне. Далее наблюдается постепенное снижение расхода рек в середине лета и практически полное освобождение центральной части Карского моря от льдов. Минимальный уровень стока

наблюдается в осенний период. Минимальная площадь и сплоченность ледяного покрова наблюдается в сентябре, после отмечается их постепенный рост в октябре.

Сопоставление средних многолетних параметров СФЗ (см. табл. 3.2) и речного стока (см. табл. 3.3) показало, что в июле за счет воздействия большого объема речных вод в СФЗ наблюдаются максимумы градиентов ТПМ и СПМ и минимумы СПМ и АДТ. При этом площадь СФЗ минимальна в этом месяце, что соотносится с увеличенным объемом поступающих пресных вод и недостаточным радиационным прогревом.

Уменьшение поверхностного температурного и соленостного градиентов и увеличение ТПМ в СФЗ в августе (см. табл. 3.2) связано с минимизацией неоднородных зон температуры и солености за счет уменьшения площади и сплоченности льдов (см. табл. 3.3) и увеличением притока солнечной радиации. Снижение объема теплых речных вод Оби и Енисея в августе приводит к стабилизации фронтальной зоны и росту значений СПМ, АДТ в СФЗ, а также увеличению её площади.

В сентябре (см. табл. 3.3) резкое сокращение объёмов речного стока и отсутствие влияния таяния льдов в данном районе определяют продолжающийся рост значений АДТ, СПМ и площади СФЗ. Величина градиента ТПМ увеличивается, а значения поверхностной температуры в СФЗ уменьшаются. Такая изменчивость соотносится с уменьшением притока солнечной радиации и началом процессов выхолаживания [Hydrometeorological Regime..., 1996] в Карском море. При этом, величина градиента СПМ в СФЗ не изменяется по сравнению с прошлыми месяцами.

В октябре (см. табл. 3.2) отмечается максимальная величина СПМ и АДТ в СФЗ, что связано с началом осенней межени рек Оби и Енисея [Kuzin and Lapteva, 2014; Shiklomanov and Lammers, 2014]. Уменьшение объема речного стока (см. табл. 3.3) отрицательно сказывается на величине градиентов СПМ, значение которых в октябре минимально. В результате интенсивного выхолаживания всей толщи вод Карского моря, сформированного отрицательными температурами воздуха [Моря СССР, 1982], параметры ТПМ и площади СФЗ значительно уменьшаются. При этом из-за роста площади и сплоченности льдов возникает все больше неоднородностей в полях термохалинных характеристик, что приводит к относительно большой величине температурного градиента СФЗ.

Оценки характеристик речного стока, площади и сплоченности ледяного покрова по годам представлены на рисунке 3.9. Видно, что наблюдаются положительные (2002 г. — 61 тыс. м³/сек; 2007 г. — 58 тыс. м³/сек; 2014 г. — 56 тыс. м³/сек; 2015 г. — 57 тыс. м³/сек) и отрицательные аномалии (2012 г. — 35 тыс. м³/сек) суммарного стока. Площадь и сплоченность ледяного покрова имеют общий отрицательный тренд, который особенно

выражен в отдельные годы (2011 г. — 136 тыс. км², 23 %; 2012 г. — 133 тыс. км², 26 %; 2016 г. — 153 тыс. км², 20 %; 2020 г. — 120 тыс. км², 19 %). Важно отметить, что в некоторые годы (с 2011 по 2014 гг.; с 2014 по 2016 гг.) величина суммарного стока рек, площади и сплоченности ледяного покрова изменяются квазисинхронно.

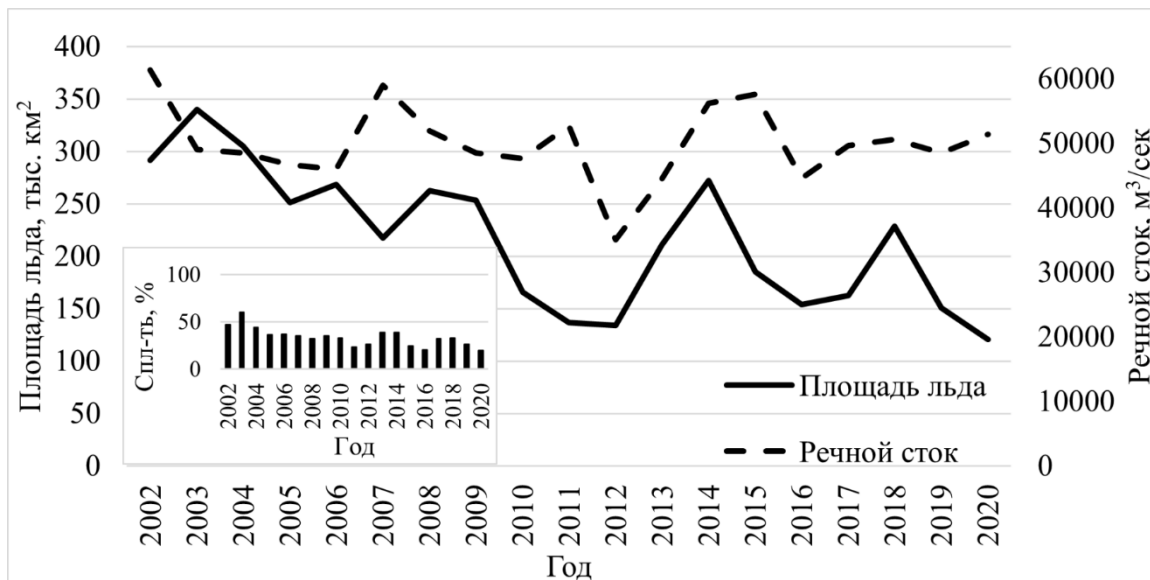


Рисунок 3.9. Межгодовые оценки речного стока Оби и Енисея, площади ледяного покрова и его сплоченности в заданном районе исследования за 2002–2020 гг.

Сопоставление межгодовых параметров стока и льда с характеристиками СФЗ показало, что общий рост поверхностной температуры СФЗ (см. рис. 3.4.а) за период с 2002 по 2020 гг. формируется на фоне отрицательных величин площади, сплоченности ледяного покрова [Serreze et al., 2015] и стока рек. Стоит отметить, что относительно низкая ТПМ в СФЗ (4,7 °С) в 2010 г. совпадает с малыми значениями площади и сплоченности ледяного покрова. Резкое увеличение объема речного стока рек Оби и Енисея, площади и сплоченности ледяного покрова совпадает по времени с минимальными значениями ТПМ в СФЗ в 2011 г. и 2018 г. Рост значений ТПМ в СФЗ в 2016 г., 2019–2020 гг. соотносится с уменьшением сплоченности и площади ледяного покрова. Таким образом, значительные колебания поверхностной температуры СФЗ во второе десятилетие XXI века на фоне уменьшения площади и сплоченности льдов отражают глобальные климатические изменения, происходящие в Арктике [Callaghan et al., 2010; Матишов и др., 2011; Overland et al., 2013; Yamanouchi and Takata, 2020; Макаревич и Олейник, 2020].

Большая величина градиента ТПМ в СФЗ, зафиксированная в 2002 г. и в 2013 г. (см. рис. 3.4.б), совпадает с годом увеличенного объема речного стока и повышенных значений сплоченности ледяного покрова. Рост градиента температуры в эти годы,

появляется в результате увеличения температурных контрастов [Pavlov and Pfirman, 1995] между большим объемом теплых речных и охлажденных льдом морских вод. Малые значения градиента ТПМ в СФЗ возникают на фоне небольшой величины площади и сплоченности льдов, которая уменьшает температурный контраст между морскими и речными водами.

Изменение поверхностной солености в СФЗ (см. рис. 3.5.а) в общих чертах соотносится с изменением речного стока Оби и Енисея: малая величина солености отмечается в конце весеннего половодья, а её увеличение наблюдается в начале осенней межени [Kuzin and Lapteva, 2014; Shiklomanov and Lammers, 2014]. Эти же процессы отражаются и на величине градиента СПМ в СФЗ (см. рис. 3.5.б).

Многолетние колебания уровня (см. рис. 3.6.а) в период с 2002 по 2010 гг. в целом стабильны, что связано с малой амплитудой изменчивости речного стока в данный период. Значительное уменьшение объема речных вод Оби и Енисея в 2011 г. находит отражение в наблюдающейся положительной аномалии АДТ. Стоит также отметить малую величину АДТ 2004 г., которая не находит отражения в параметрах стока.

Максимальные значения площади СФЗ (см. рис. 3.6.б) в первую декаду XXI века (2006, 2007) соотносятся с большими объемами речного стока Оби и Енисея [Pavlov and Pfirman, 1995; Osadchiev et al., 2020], которые увеличивают зону распространения речных вод в Карском море. В период с 2011 по 2020 гг. величина площади значительно уменьшается, однако амплитуда её изменчивости возрастает. Малая величина площади СФЗ в 2012 и 2016 г. отмечается при минимальных значениях речного стока и характеристик льда. Такая изменчивость приводит к возникновению на фоне относительно стабильных значений ТПМ и СПМ гомогенизации вод и, как следствие, минимизации неоднородных зон и площади СФЗ.

Корреляционный анализ показал, что объем речного стока Енисея имеет значимый коэффициент корреляции за июль ($r = 0,61$) и август ($r = 0,51$) со значениями площади СФЗ в сентябре. Большой объем речного стока в первые месяцы лета формирует значительную площадь ПОС, которая затем интенсивно перемешивается с морскими водами в сентябре, что отражается на росте площади СФЗ в последующие месяцы. Площадь и сплоченность льдов за октябрь предыдущего года коррелирует с июльскими значениями температуры ($r = -0,72$) и августовскими значениями градиента ТПМ ($r = 0,58$) в СФЗ. Такая связь возникает из-за того, что площадь образовавшихся в октябре льдов является индикатором объёма теплозапаса вод моря [Карклин и др., 2017], колебания которого в следующий сезон влияют на уменьшение ТПМ в период образования фронтальной зоны,

что, по мере прогрева поверхностного слоя, отражается на интенсификации градиента ТПМ в СФЗ.

Проведенный анализ показал возможность использования параметров речного стока с интервалом до 2 месяцев и параметров площади и сплоченности ледяного покрова Карского моря с интервалом до 9 месяцев для прогноза значений ТПМ и градиента ТПМ в СФЗ в начале теплого сезона.

Одним из ключевых факторов, влияющих на поверхностную динамику вод Карского моря является ветровое воздействие [Моря СССР, 1982; Hydrometeorological Regime..., 1996; Osadchiev et al., 2020]. Для анализа связи ветровой динамики и положения фронтальной зоны были построены композитные карты, представленные на рисунке 3.10.

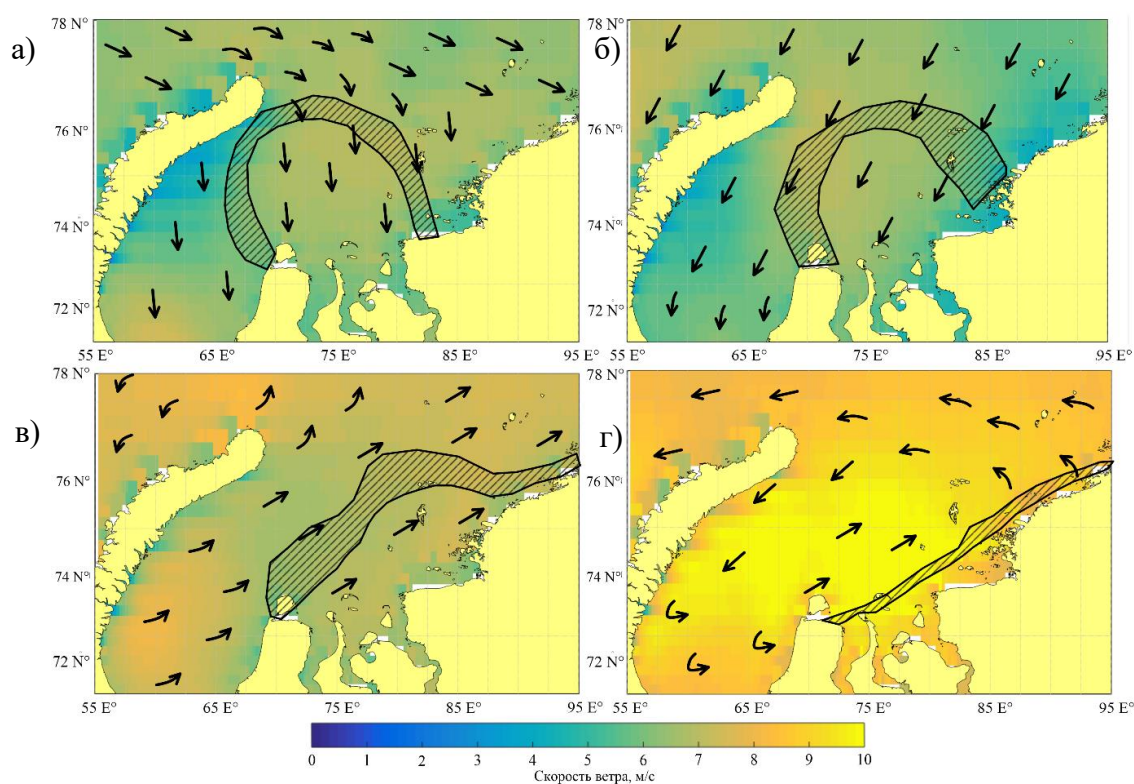


Рисунок 3.10. Композитная карта скорости и общего направления ветра над акваторией Карского моря и положений СФЗ по средним многолетним данным за 2002–2020 гг.: а — июль, б — август, в — сентябрь, г — октябрь.

В Карском море, согласно [Hydrometeorological Regime..., 1996; Osadchiev et al., 2020], в теплый период года направление ветра чаще всего характеризуется северными румбами. В июле и августе в Карского моря наблюдается ветер северного и северо-западного направления, средняя скорость которого составляет не более 5–7 м/с. Наибольшая величина скорости ветра в эти месяцы наблюдается в восточной и центральной

частях Карского моря. В осенние месяцы вблизи Сибирского побережья наблюдается южный и юго-восточный ветер, а вблизи арх. Новой Земли северный и северо-восточный. При этом в сентябре средняя скорость ветра составляет 8–9 м/с, а в октябре увеличивается до 10–11 м/с. Таким образом, в осенние месяцы в центральной части Карского моря формируется ветровая циклоническая циркуляция, которая в октябре имеет более выраженный характер.

В июле под влиянием северного ветра в приповерхностных слоях моря возникают течения юго-восточного направления. В результате, СФЗ вытягивается от полуострова Ямал до северной оконечности арх. Новая Земля. Схожая картина наблюдается в августе, однако СФЗ слегка отдалается на юг и смещается в центр Карского моря. В сентябре скорость ветра увеличивается, что усиливает влияние поверхностных ветровых течений и влечет за собой смену положения СФЗ, которое характеризуется смещением зоны к Сибирскому побережью. Усиление юго-западных ветров на фоне отрицательных температур воздуха [Моря СССР, 1982] и значительного уменьшения речного стока в октябре (см. табл. 3.3) приводит к еще большему сдвигу положения СФЗ на юг к Сибирскому побережью.

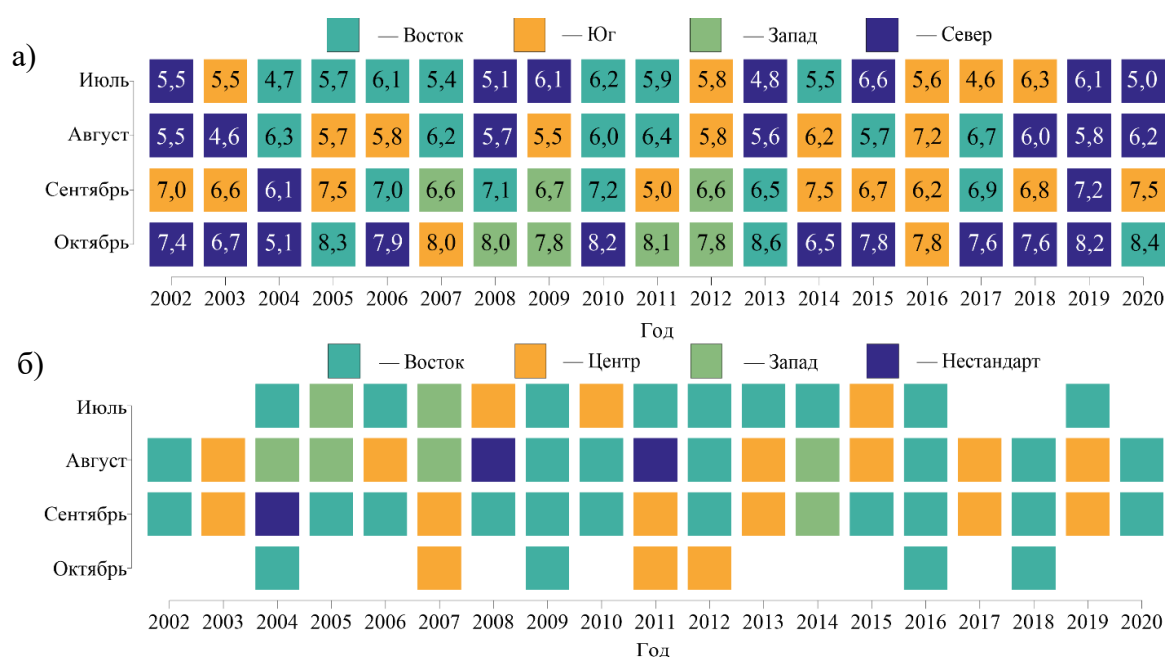


Рисунок 3.11. Скорость и общее направление ветра (а), и типы распространения СФЗ (б) за период с июля по октябрь с 2002 по 2020 гг.

Сопоставление характеристик ветра (см. рис. 3.11.а) с характеристиками площади СФЗ (см. рис. 3.6.б) показало, что в периоды её максимумов (2006–2007 гг.) наблюдается

западный ветер средней силой до 6 м/с, а минимумы (2012, 2016 гг.) возникают под воздействием ветров южных и восточных румбов со средней скоростью более 6 м/с.

Из рис. 3.11-б видно, что наиболее часто встречающийся «восточный» тип распространения СФЗ наблюдается при южных и юго-западных ветрах со скоростью более 6 м/с. Данный ветер интенсифицирует движение линзы пресных вод вдоль Сибирского побережья, которая формируется без воздействия ветра под влиянием силы Кориолиса. Для «центрального» типа СФЗ характерны ветры северных румбов со скоростью более 6,5 м/с, сила которых ослабляет основное геострофическое течение вдоль берега. Это приводит к смещению ПОС на запад от Сибирского побережья в центральную часть Карского моря. Редкий «западный» тип распространения СФЗ формируется восточными ветрами со скоростью более 6 м/с. Вероятно, усиление экмановского переноса смещает поверхностное антициклоническое течение в центральной части Карского моря [Pavlov et al, 1996; Зацепин и др., 2010b], что приводит к отклонению линзы пресных вод на запад. Условия для появления «нестандартного» типа распространения СФЗ характеризуются преобладанием ветров северных румбов со скоростью менее 6 м/с. Малая величина силы ветра ослабляет экмановский перенос, при этом не давая силе Кориолиса стать определяющей в распространении пресных вод. В результате, возникающий дисбаланс экмановского и геострофического переносов приводит к формированию обширных фронтальных зон, разделению вод внутренней линзы ПОС на части и формированию «нестандартного» типа распространения СФЗ.

Корреляционный анализ зональной и меридиональной составляющих ветра и параметров СФЗ показал, что величина переноса зональной составляющей ветра в июле ($r = -0,67$) и августе ($r = -0,59$) связана с уменьшением ТПМ в СФЗ в августе. Такая связь показывает, что перемещение холодных воздушных масс с востока влияет на понижение поверхностной температуры в СФЗ. Рост значений АДТ в СФЗ в сентябре ($r = 0,61$) и августе ($r = 0,62$) связан со значениями меридиональной составляющей ветра в августе, когда из-за ветрового нагона морских вод с севера возникает рост уровня в области СФЗ.

Полученные абсолютные значения коэффициентов корреляции, хоть их величина и мала, показывают важность глобальных и региональных процессов атмосферы и океана в формировании СФЗ. Таким образом, изменение параметров СФЗ происходит преимущественно под влиянием изменения объемов стока реки Енисей и аномалий состояния атмосферы, связанного с развитием ситуаций, блокирующих западный перенос над Скандинавским полуостровом.

3.4. Субмезомасштабные вихревые структуры в Стоковой фронтальной зоне

Анализ многолетней изменчивости параметров СФЗ показал, что в августе регистрируется наибольшее количество аномалий характеристик во фронтальной зоне. В результате, август является наиболее оптимальным месяцем для рассмотрения и анализа вихревой динамики в СФЗ. Периоды минимальных (2011 г.) и максимальных (2020 г.) проявлений вихревых структур в области СФЗ представлены на рисунке 3.12.

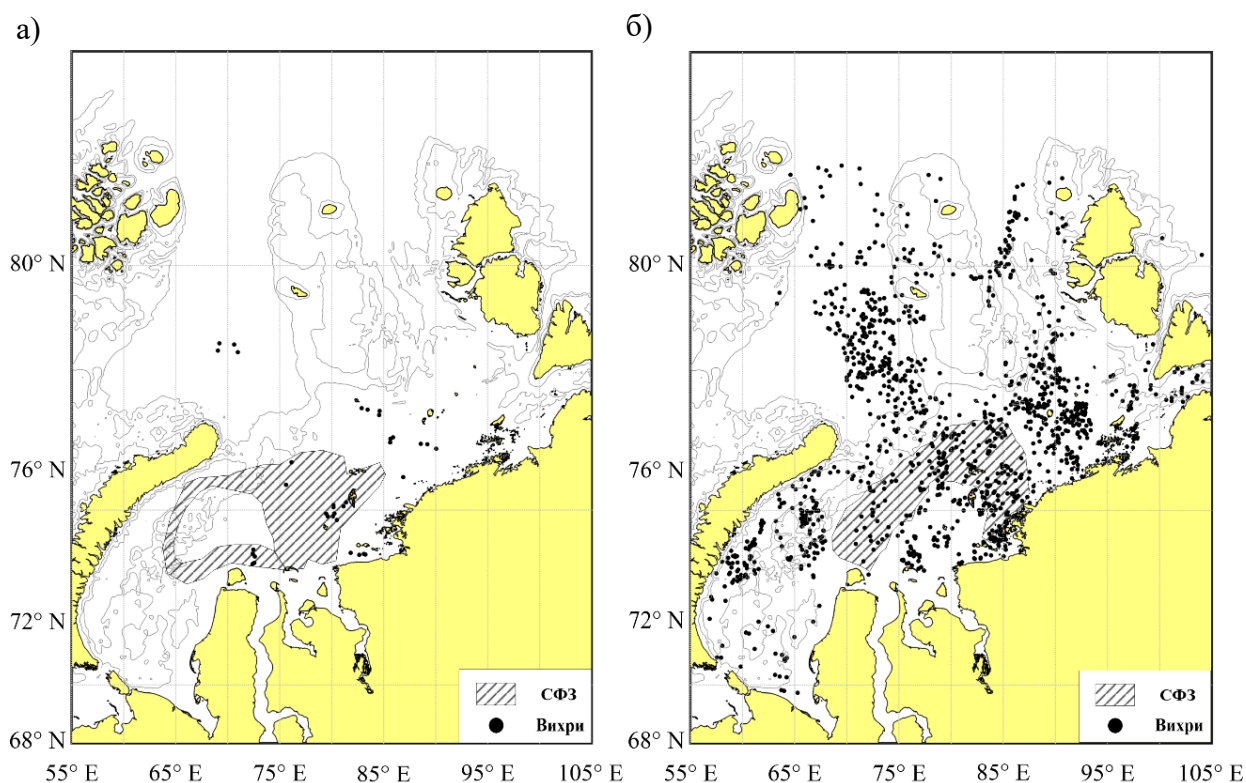


Рисунок 3.12. Композитные карты положения СФЗ и вихревых структур за август: а — 2011 г.; б — 2020 г. Серым цветом обозначена изобата 100 м.

Рисунок 3.12 иллюстрирует значительную неоднородность распределения вихрей по акватории Карского моря в различные годы. В большинство лет поверхностные проявления вихрей отмечаются в областях неоднородностей рельефа дна (Новоземельская впадина, трог Святой Анны). Большая часть вихревых структур в 2020 г. регистрируется на шельфе, вблизи устьевых зон рек Оби и Енисея.

Наглядное представление о межгодовых оценках проявлений вихревых структур в СФЗ и основных параметрах фронтальной зоны можно получить из таблицы 3.4.

Таблица 3.4. Межгодовые характеристики вихревых структур и СФЗ за август.

Год		2007	2009	2011	2015	2016	2017	2018	2019	2020
Кол-во вихрей	Ас	46	113	4	33	36	27	60	55	43
	С	434	526	31	896	432	1014	533	790	1186
Средний диаметр	Ас	2,7	6,7	3,8	3,1	2,7	2,2	4,1	4,2	3,4
	С	2,6	5,4	2,4	3,1	2,5	2,2	2,9	2,7	2,7
	Все	2,65	6,05	3,1	3,1	2,6	2,2	3,5	3,45	3,05
Градиент ТПМ, °С/км		0,03	0,05	0,05	0,05	0,06	0,03	0,04	0,06	0,03
Градиент СПМ, ‰/км		–	–	–	0,09	0,12	0,10	0,09	0,11	0,11
Площадь СФЗ, тыс. км ²		166	176	202	155	80	99	158	96	87
Кол-во вихрей в СФЗ		112	154	11	132	51	183	140	190	207
Повторяемость вихрей в СФЗ		0,02	0,03	0,003	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,04
Тип СФЗ		Запад	Восток	Нестандарт	Центр	Восток	Центр	Восток	Центр	Восток

В общей сложности за все исследуемые августы было выделено 6259 проявлений вихревых структур, из которых 5842 циклонического и 417 антициклонического типа. Наиболее характерной особенностью является преобладание циклонических вихрей над антициклоническими во все годы спутниковых измерений. Часть вихревых структур отражалась в виде диполей, в которых присутствовали одновременно как циклонические, так и антициклонические проявления. Наименьшее количество проявлений отмечается в 2011 г., в то время как максимум отмечается в 2020 г. Максимальный среднемесячный диаметр вихревых структур в Карском море отмечается в 2009 г., а минимальный — в 2017 г. Средний диаметр и количество проявлений вихрей в последние несколько лет имеют положительный тренд.

Количественные оценки показали, что параметры градиентов ТПМ и площади СФЗ за август значительно разнятся как между собой, так и при сопоставлении со средними многолетними оценками (см. табл. 3.2). Например, в 2007 г. и 2018 г. при больших площадях СФЗ градиент температуры в среднем ниже. Однако, в 2017 г. и 2020 г. наблюдается противоположная изменчивость, когда площадь и градиент ТПМ в СФЗ ниже. В периоды минимального количества вихревых структур в области СФЗ градиент ТПМ в августе выше. При большом количестве вихревых структур во фронтальной зоне величина градиента ТПМ ниже, а градиента СПМ выше своих средних многолетних значений. Важно отметить, что чаще всего минимальное значение площади СФЗ совпадает с максимумом

проявлений вихревых структур. В результате анализа типов пространственной изменчивости СФЗ выявлено, что при «центральном» положении СФЗ вероятность проявления вихрей увеличивается, тогда как при «восточном», наоборот, уменьшается. Причиной увеличения интенсивности проявления вихрей при определенном положении СФЗ может являться колебание поля скорости приводного ветра.

Повторяемость проявлений вихревых структур в области СФЗ показала, что в последние годы заметен общий тренд на их увеличение. Из таблицы 3.5 видно, что в период максимальной повторяемости вихрей в области СФЗ чаще наблюдается малая величина градиента ТПМ, площади СФЗ и большая величина градиентов СПМ. Возможной причиной увеличения проявлений вихревых структур в области СФЗ является ослабление градиентов ТПМ в СФЗ, что приводит к интенсификации бароклинной неустойчивости в поверхностном слое [Океанические фронты..., 1998].

Таким образом, максимум вихреобразования в области СФЗ регистрируется в августе 2020 г. Показано, что значительная часть проявлений вихревых структур приурочена к неоднородностям рельефа дна. Установлено, что на фоне уменьшения градиентов ТПМ и площади СФЗ, а также увеличения градиентов СПМ количество вихревых структур в области СФЗ в последние годы значительно возрастает. Многолетний анализ характеристик вихревых структур показал, что, вероятно, ослабление градиентов ТПМ в СФЗ приводит к усилению интенсивности бароклинной неустойчивости в поверхностном слое, что сказывается на увеличении проявлений вихревых структур в области СФЗ. Стоит отметить, что причиной таких проявлений также может быть, как лучшая обеспеченность данными (малое/большее количество РЛИ, полученное в области СФЗ), так и благоприятные метеорологические условия (интенсивность скоростей и направлений приводного ветра).

3.5. Выводы к главе 3

В ходе данной работы получены сезонные многолетние и межгодовые оценки пространственно-временной изменчивости и параметров СФЗ как отдельной гидрологической структуры Карского моря. Выполнен анализ и получены количественные оценки связи основных параметров СФЗ с разномасштабными процессами атмосферы и океана.

Проведена валидация данных дистанционного зондирования с помощью полигонных *in situ* измерений в Карском море на основе анализа статистических критериев. Значения средних и дисперсии данных температуры и солености *in situ* и спутников схожи,

у обеих характеристик наблюдается высокая корреляция ($>0,9$) и минимальное значение функции расхождения. Таким образом, статистический анализ подтвердил, что радиометры Suomi NPP VIIRS и NASA SMAP с высокой достоверностью описывают термохалинные поля на поверхности, что позволяет их применять для выделения фронтальных зон.

Анализ полученных средних многолетних и декадных положений СФЗ показал наличие у зоны внутрисезонной изменчивости и выявил во втором десятилетии XXI века смещение СФЗ на 70 км на север, в сторону арх. Новая Земля. Получены средние многолетние и межгодовые количественные характеристики поверхностных проявлений СФЗ. Многолетний градиент ТПМ фронтальной зоны за весь период исследования составил $0,08$ °C/км, СПМ — $0,1$ ‰/км, а площадь — 155 тыс. км². Изменчивость межгодовых оценок градиента ТПМ в СФЗ составила от $0,03$ до $0,17$ °C/км, градиента СПМ от $0,06$ до $0,19$ ‰/км, а площади от 50 до 340 тыс. км². Во второй декаде XXI века наблюдается наличие значительных аномалий разного знака практически по всем параметрам СФЗ. Особенно сильно это отражается на градиенте ТПМ, который уменьшился на $0,04$ °C/км, и площади, занимаемой СФЗ на поверхности, которая сократилась на 100 тыс. км². Данная изменчивость характеристик площади нашла отражение и на пространственном положении СФЗ. Полученные результаты указывают на значительную изменчивость СФЗ за последние 20 лет на фоне отмечаемых глобальных изменений в климате Арктики [Callaghan et al., 2010; Матишов и др., 2011; Overland et al., 2013; Yamanouchi and Takata, 2020; Макаревич и Олейник, 2020].

Анализ корреляционных оценок показал наличие статистически значимых связей глобальных и региональных процессов с параметрами вод СФЗ. Большая величина индексов СК и ПК отражается на уменьшении/увеличении температуры в СФЗ, что может быть связано с блокированием зонального переноса [Barnston et al., 1987] и увеличением осадков в зоне водосбора рек Оби и Енисея в течение теплого периода года. Установлено, что по оценкам объема речного стока Енисея со сдвигом в один/два месяца в теплый сезон возможно предсказать характер изменения ТПМ в области СФЗ. Показано, что характеристики площади и сплоченности ледяного покрова Карского моря в конце текущего теплого сезона могут быть предикторами для прогнозирования градиента температуры в СФЗ в начале следующего теплого сезона. Полученные корреляционные связи могут в дальнейшем лечь в основу комплексной прогностической модели параметров СФЗ.

Анализ проявлений субмезомасштабных структур на многолетнем интервале показал, что вихревые структуры по данным съемки РСА чаще всего проявляются в области СФЗ в августе 2020 г., а реже — в августе 2011 г. Показано, что ослабление градиентов

ТПМ в СФЗ приводит к интенсификации бароклинной неустойчивости в поверхностном слое, что сказывается на увеличении проявлений вихревых структур в области СФЗ.

Таким образом, полученные результаты многолетнего анализа СФЗ в Карском море за первые два десятилетия XXI века показали, что глобальные климатические изменения отражаются на характеристиках фронтальной зоны. Выявленные особенности многолетней изменчивости параметров могут быть типичными и для других СФЗ Арктики (Лены, Колымы, Макензи).

ГЛАВА 4. ПОЛЯРНАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА

4.1. Сезонная и межгодовая изменчивость Полярной фронтальной зоны

Сезонная многолетняя изменчивость. По результатам применения созданного алгоритма определения физико-географических характеристик фронтальных зон удалось получить многолетние положения (см. рис. 4.1) и выявить наличие сезонного хода в динамике ПФЗ.

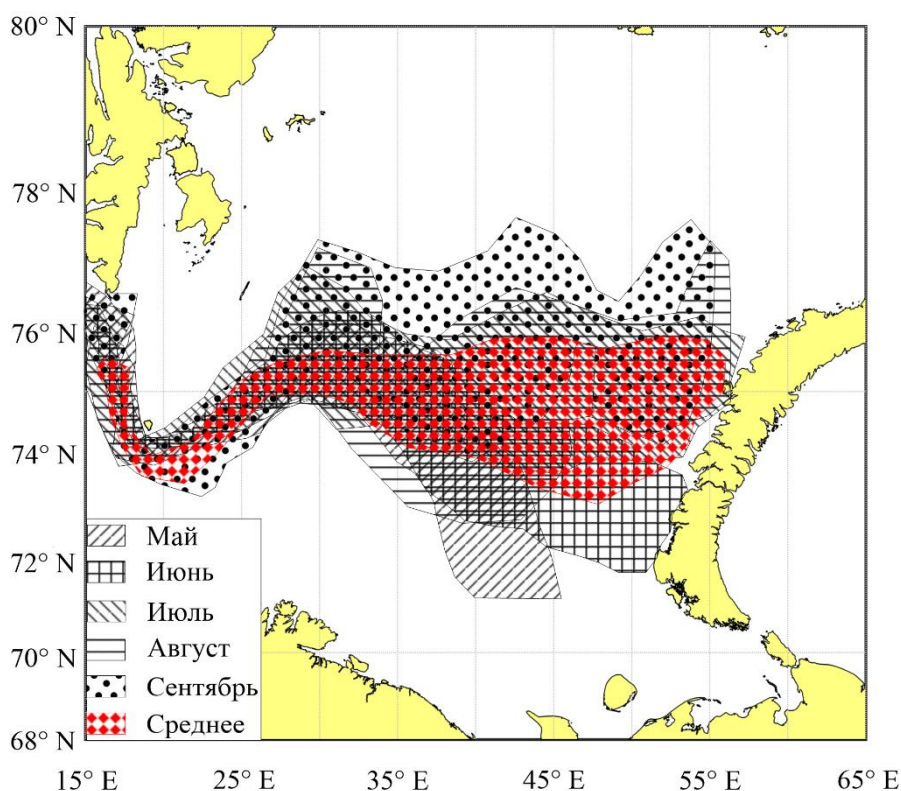


Рисунок 4.1. Средние многолетние и среднее за сезон положения ПФЗ за период с 2002–2020 гг.

Многолетняя пространственная изменчивость, представленная на рисунке 4.1, характеризуется отчётливым сезонным ходом. Среднее положение ПФЗ следующее: зона берет свое начало у южной оконечности арх. Шпицберген, далее огибает о. Медвежий и проходит на северо-восток вдоль западного желоба в район до 30° в.д. Далее в первые месяцы теплого сезона (май–июнь) ПФЗ располагается в области от 71° до 74° с.ш., характеризуясь «южным» типом и увеличиваясь в площади. В период с июля по сентябрь ПФЗ детектируется в пределах от 74° до 77° с.ш., что можно описать как «северный» тип. В сентябре зона занимает максимальную площадь на поверхности Баренцева моря. Среднее

многолетнее положение за теплый сезон, занимаемое ПФЗ на акватории Баренцева моря, характеризуется её распространением от арх. Шпицберген до о. Медвежий, затем вдоль 75° с.ш. до арх. Новая Земля. Важно отметить, что, согласно множеству исследований [Johannessen and Foster, 1978; Harris et al., 1998; Våge et al., 2014; Воды Баренцева моря..., 2016; Oziel et al., 2016; Barton et al., 2018; Артамонов и др., 2019; Ivshin et al., 2019], ПФЗ в области о. Медвежьего круглый год располагается на подповерхностных горизонтах, даже когда поверхностные ее проявления отсутствуют.

На рисунке 4.2 представлено сопоставление пространственной изменчивости ПФЗ между первыми двумя декадами XXI века за август. Видно, что в рассматриваемые периоды зона располагается в центральной части Баренцева моря, вытягиваясь от о. Медвежий на восток к арх. Новая Земля, и соотносится со своим климатическим положением в западной части Баренцева моря [Физическая природа..., 1983; Гидрология фронтальных..., 1986; Океанические фронты..., 1998]. Однако, восточная часть ПФЗ во втором десятилетии сместилась на 90–100 км на север к 77° с.ш., а занимаемая ею площадь значительно сократилась.

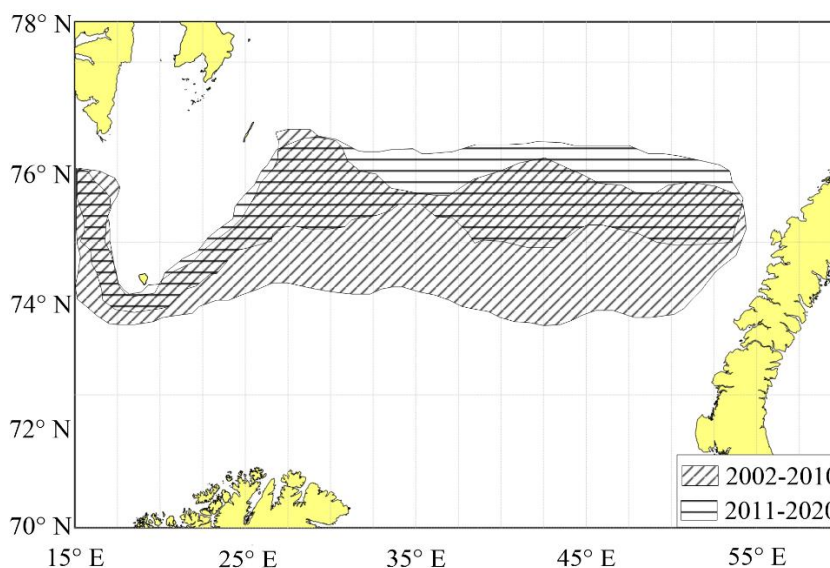


Рисунок 4.2. Пространственная изменчивость ПФЗ за август с 2002–2010 гг. и с 2010–2020 гг. в Баренцевом море.

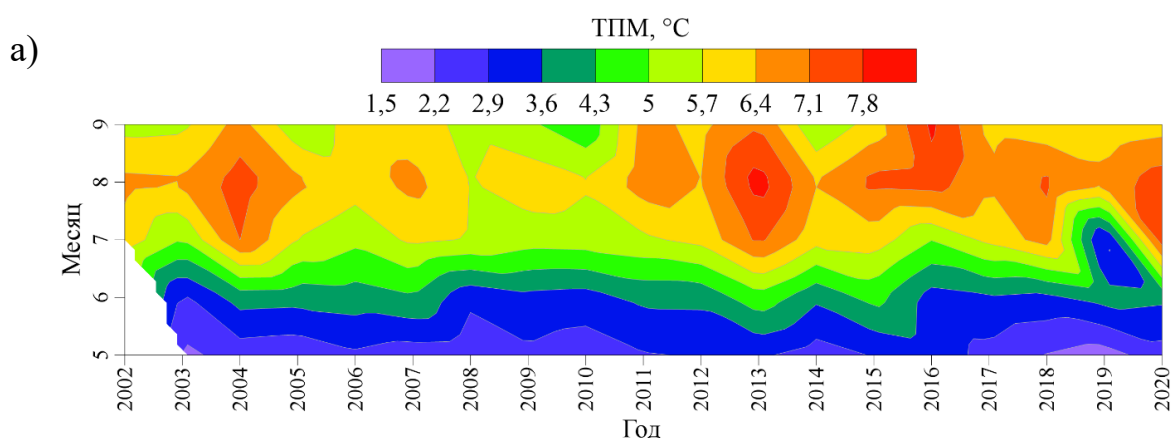
В таблице 4.1 представлены осредненные многолетние параметры за теплый сезон по месяцам (май, июнь, июль, август, сентябрь) за период с 2002 по 2020 гг., а также средние характеристики ПФЗ за весь период исследования.

Таблица 4.1. Средние многолетние и средние за весь период исследования (2002–2020 гг.) количественные характеристики ПФЗ: \bar{T} — ТПМ; $\Delta\bar{T}$ — градиент ТПМ; \bar{S} — СПМ; $\Delta\bar{S}$ — градиент СПМ; s — площадь ПФЗ.

Месяц	\bar{T} , °C	$\Delta\bar{T}$, °C/км	S , ‰	$\Delta\bar{S}$, ‰/км	s , тыс. км ²
Май	2,6	0,05			245
Июнь	3,7	0,05	34,9	0,02	288
Июль	5,7	0,05	35,0	0,02	313
Август	6,7	0,04	34,9	0,02	331
Сентябрь	5,9	0,05	34,9	0,02	341
Среднее за сезон	5,0	0,05	34,9	0,02	303

Видно, что градиенты ТПМ и СПМ остаются стабильными в течение всего рассматриваемого периода. Температура и соленость вод отражают общую тенденцию годового хода с максимумом в июле-августе. Площадь поверхностной ПФЗ в течение теплого сезона увеличивается, причем резкий рост наблюдается в начале сезона.

Межгодовая изменчивость. Межгодовая изменчивость основных параметров ПФЗ представлена на рисунке 4.3. В течении теплого сезона ТПМ в области ПФЗ колеблется от 1,5 °C в мае до 8,5 °C в августе (см. рис. 4.3.а), а СПМ от 34,7 ‰ в июне до 35,3 ‰ в октябре. Общая временная изменчивость ТПМ характеризуется более низкими температурами с 2003 по 2010 гг., а после 2010 г., наоборот, виден тренд на потепление. В среднем разница между первым и вторым десятилетием может достигать 0,5–1,0 °C, что соотносится с общемировыми тенденциями меняющегося климата в Арктике [Callaghan et al., 2010; Матишов и др., 2011; Overland et al., 2013; Yamanouchi and Takata, 2020].



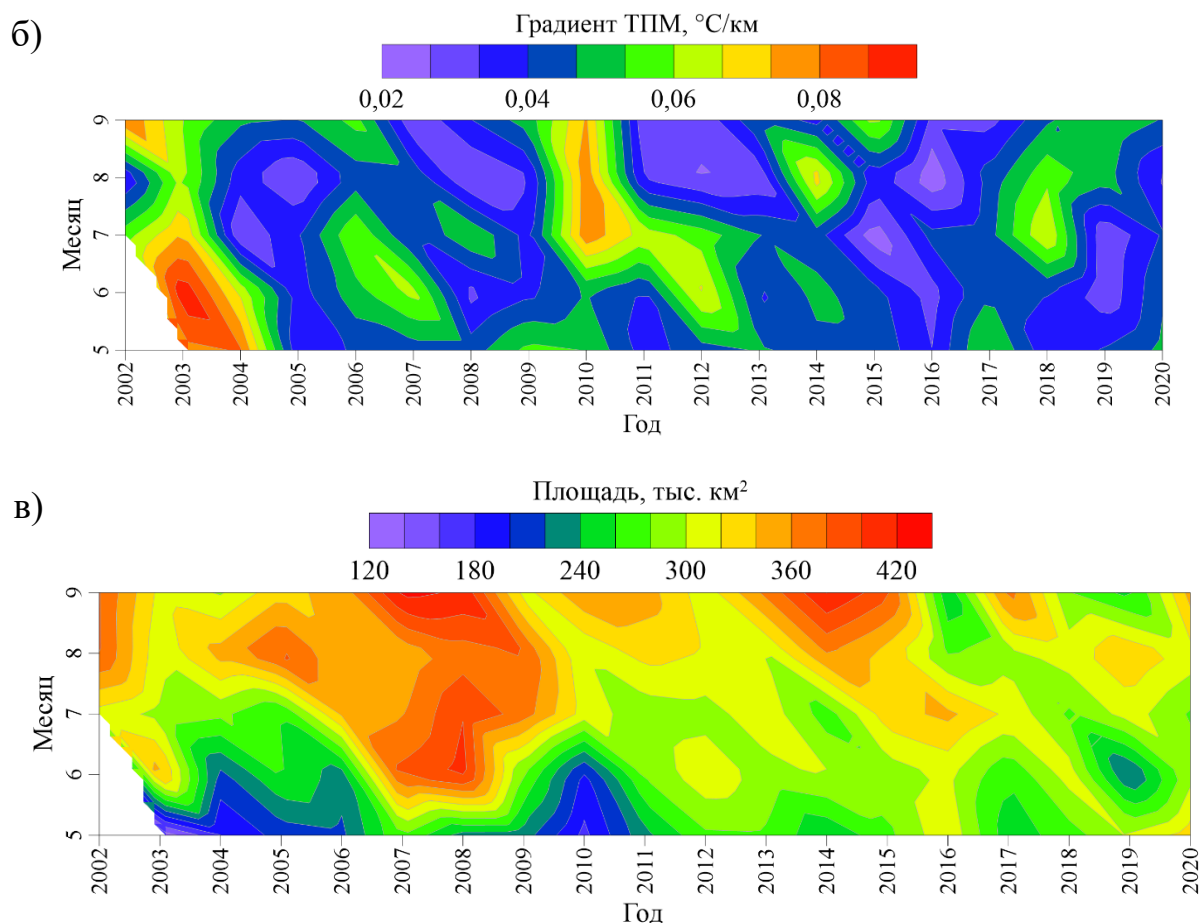


Рисунок 4.3. Параметры ТПМ (а), градиентов ТПМ (б) и площади (в) ПФЗ за период с мая по сентябрь 2002–2020 гг.

Года с минимальными величинами градиента ТПМ совпадают с периодами, в которые отмечались значительные температурные аномалии разного знака, например, в августе 2002 ($\bar{T} = 6,8 \text{ }^\circ\text{C}$; $\Delta\bar{T} = 0,04 \text{ }^\circ\text{C/км}$), июле 2013 ($\bar{T} = 5,3 \text{ }^\circ\text{C}$; $\Delta\bar{T} = 0,08 \text{ }^\circ\text{C/км}$) или августе 2020 ($\bar{T} = 7,5 \text{ }^\circ\text{C}$; $\Delta\bar{T} = 0,04 \text{ }^\circ\text{C/км}$) гг. В первом десятилетии градиент ТПМ в целом был выше, а после 2010 г. отмечается общий тренд на уменьшение его интенсивности при общем потеплении в области ПФЗ (см. рис. 4.3.б). Максимальная разница градиента ТПМ между первыми двумя десятилетиями XXI века составляет $0,02 \text{ }^\circ\text{C/км}$ и имеет тенденцию к увеличению.

Межгодовая изменчивость СПМ и градиентов СПМ в области ПФЗ характеризуется максимумами в 2018 г. и минимумами в 2020 г. Явных связей с другими параметрами ПФЗ не было выявлено. Стоит отметить, что отрицательная аномалия, зарегистрированная по данным ТПМ в июле 2019 ($\bar{T} = 2,6 \text{ }^\circ\text{C}$) г., также отмечается в виде пониженных значений СПМ ($\bar{S} = 34,7 \text{ } \%$).

Значения площади ПФЗ имеют ярко-выраженную изменчивость по десятилетиям. Видно, что в первой декаде XXI века, когда значения ТПМ были в среднем ниже, площадь ПФЗ занимала значительную часть Баренцева моря (см. рис. 4.3.в), однако после 2010 г., когда наблюдалось общее потепление (см. рис. 4.3.а), зона сузилась на 80–100 тыс. км². Наибольшие по времени положительные аномалии площади ПФЗ отмечались в теплые сезоны 2008 г. и 2009 г., после 2007 г., когда площадь ледяного покрова Арктики была гораздо меньше среднемноголетней [Feltham, 2015].

Анализ среднегодовых оценок площади и температурного градиента ПФЗ (см. рис. 4.4) показал, что максимум градиента ТПМ отмечается, когда площадь ПФЗ минимальна и, наоборот, когда площадь зоны максимальна, градиент ТПМ в ней минимальный. Видно, что втором десятилетии XXI века произошёл перелом в изменчивости площади ПФЗ — зона уменьшилась и ее внутрисезонный ход перестал иметь четкие тенденции.

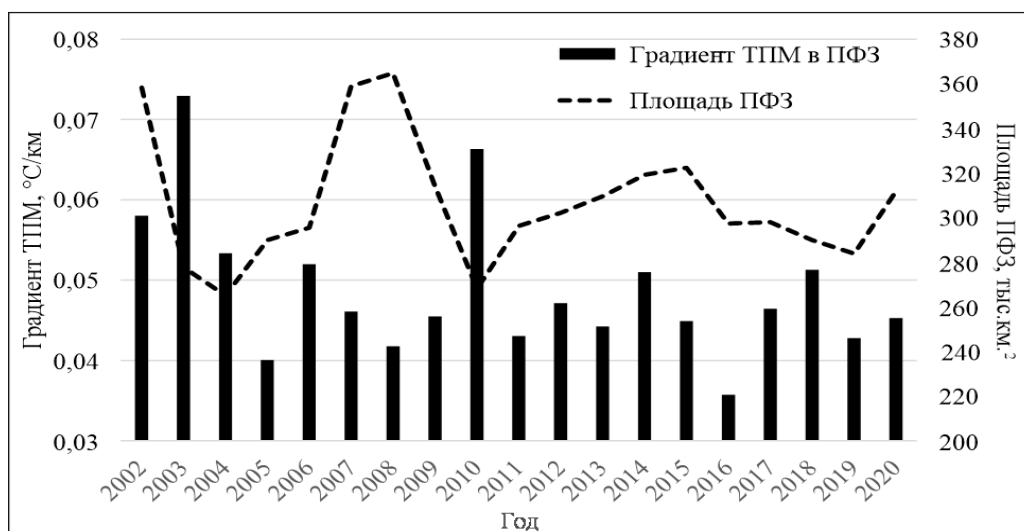


Рисунок 4.4. Среднегодовые оценки градиента ТПМ и площади ПФЗ.

Максимальные значения градиента чаще встречались в первом десятилетии XXI века (см. рис. 4.4). Например, максимумы отмечались в 2002 г., 2003 г., 2006 г., 2010 г. Площадь ПФЗ также характеризуется максимумами в период с 2002 по 2010 гг. К холодным годам, когда градиент был значительно ниже среднего, можно отнести 2005 г., 2008 г., 2016 г. Анализ данных показывает, что после 2010 г. значения градиентов ТПМ заметно уменьшились, что отразилось на площади фронтальной зоны. Такая изменчивость соотносится с отмечаемым процессом «атлантификации» вод Баренцева моря [Årthun et al., 2012; Barton et al., 2018], который может влиять на уменьшение интенсивности проявлений ПФЗ на поверхности.

4.2. Выявление взаимосвязей параметров Полярной фронтальной зоны с процессами атмосферы и океана

4.2.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции

Баренцево море находится под значительным влиянием переноса теплых атлантических воздушных масс [Североатлантическое..., 2013], которые вносят весомый вклад в формирование его климата. Для получения возможных количественных оценок связи атмосферных условий над Баренцевым морем и характеристик ПФЗ были привлечены многолетние значения индексов атмосферной циркуляции СК. Временной ход индексов представлен на рисунке 4.5.

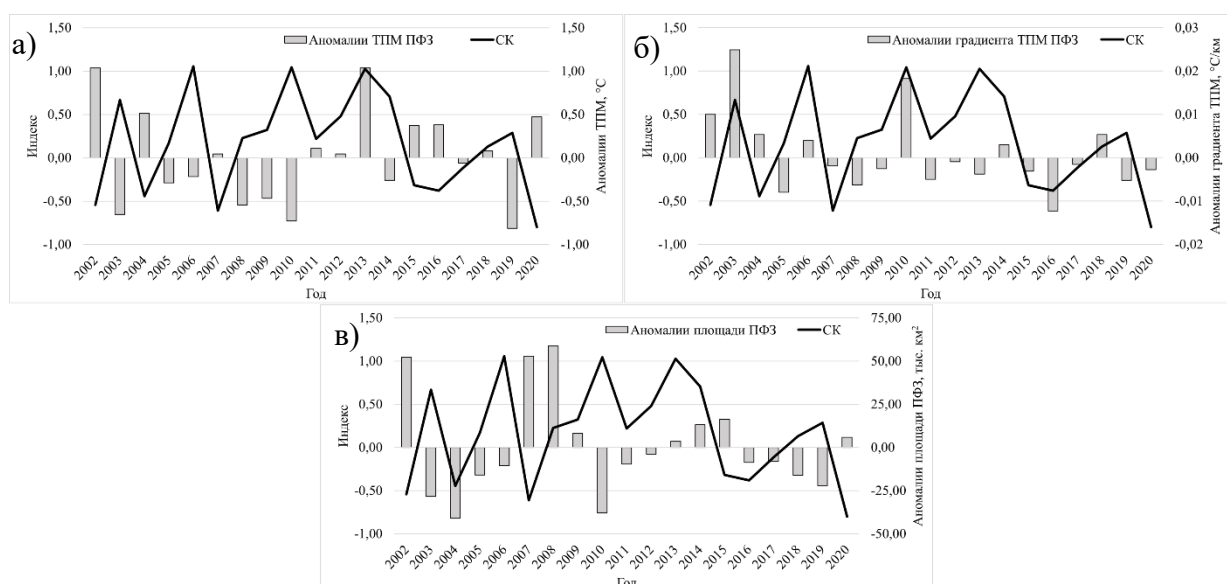


Рисунок 4.5. Межгодовая динамика осредненных зимних индексов атмосферной циркуляции Скандинавского (сплошная линия) колебания и аномалий (отклонение от среднего значения за весь период исследования, серые столбцы) ТПИ (а), градиента ТПИ (б) и площади (в) ПФЗ за теплый сезон.

Отдельный анализ колебаний показал, что изменчивость индекса СК характеризуется положительными значениями в зимний сезон, что показывает ослабление процессов блокировки и усиления зонального переноса. Минимальное значение (-0,8) индекса отмечается в 2020 г., а максимальное (1,06) — в 2006 г. В последние годы наблюдается переход от положительной к отрицательной фазе индекса, что может отражать ослабление зонального переноса теплого воздуха и процессов блокировки циклонов, проходящих с запада на восток над Скандинавским полуостровом.

Проведенный корреляционный анализ показал, что значимые отрицательные статистические связи наблюдаются между зимними индексами СК и ТПМ ($r = -0,42$), и положительные с градиентами ТПМ ($r = 0,47$) и площадью ПФЗ ($r = -0,44$). При положительных значениях индекса происходит увеличение антициклонической активности [Попова, 2020], которая усиливает энергообмен с атмосферой. В результате увеличения теплоотдачи от океана в атмосферу в зимний сезон усиливаются конвективные процессы в деятельном слое Норвежского моря. В дальнейшем эти воды транспортируются в Баренцево море и, будучи более холодными, заглубляются быстрее и формируют на поверхности меньшую по площади, но более выраженную по градиентам область ПФЗ. Размер сдвига и коэффициенты корреляции индекса СК схожи с результатами работы [Попова, 2020], где описано его влияние на изменение и формирование ледяного покрова Баренцева и Карского морей. Полученные результаты позволяют рассматривать возможность использования зимнего индекса СК в качестве предиктора для прогноза характеристик поверхностной ПФЗ на будущий летний сезон.

4.2.2. Региональные процессы

Результаты расчетов внутрисезонной изменчивости потока тепла за 2002–2020 гг. представлены в таблице 4.2.

Таблица 4.2. Параметры внутрисезонной изменчивости составляющих потока тепла: общей, южной, центральной и северной широтных зонах меридионального разреза 17° в.д. ($69\text{--}76^\circ$ с.ш.).

Месяц	Ft общий, ТВт	Ft Юг, ТВт	Ft Центр, ТВт	Ft Север, ТВт
Май	131,36	23,35	30,08	1,04
Июнь	113,46	19,82	24,00	0,12
Июль	114,82	20,85	23,83	2,04
Август	118,34	18,86	27,02	2,38
Сентябрь	128,56	21,54	29,38	2,97

Внутрисезонная изменчивость общего переноса тепла через разрез 17° в.д. в теплый период года характеризуется максимумом в мае и минимумом в июне. Наибольший перенос среди трех ветвей наблюдается у центрального потока. Для получения возможных количественных оценок связи потоков тепла, поступающих в Баренцево море, и

характеристик ПФЗ были привлечены значения общего, центрального и южного потоков, временной ход которого представлен на рисунке 4.6.

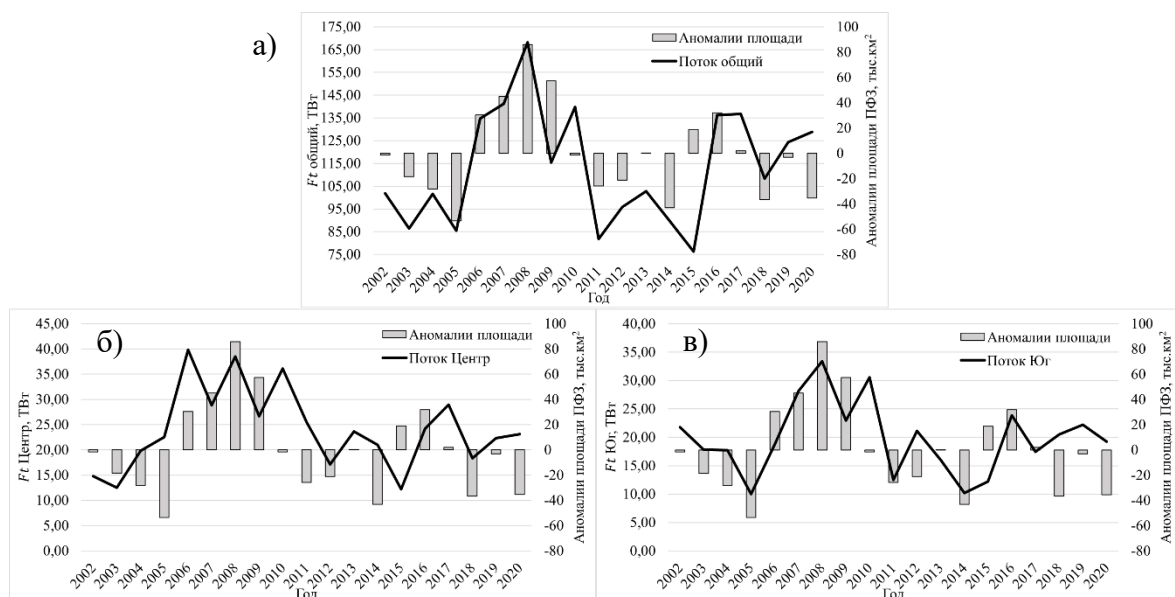


Рисунок 4.6. Межгодовая динамика общего (а), центрального (б), южного (в) потоков тепла и аномалий (отклонение от среднего значения за весь период исследования, серые столбцы) площади ПФЗ за теплый сезон.

Межгодовая изменчивость общего потока тепла (см. рис. 4.6), поступающего в Баренцево море, схожа с его отдельными ветвями. Значительное количество тепла в летний период наблюдалось в Баренцевом море в 2007–2011 гг. и 2016–2018 гг., что совпадает с отмечаемыми минимумами площади и сплоченности льдов в Арктике [Serreze, 2015] и с продолжающимся в настоящее время процессом «атлантификации» вод Баренцева моря [Årthun et al., 2012; Barton et al., 2018].

Кросскорреляционный анализ потоков тепла с параметрами ПФЗ показал наличие статистической связи между общим потоком тепла ($r = 0,65$), южной ($r = 0,67$), центральной ($r = 0,53$) струями в июне и площадью фронтальной в июле. Таким образом, в отдельные летние месяцы увеличение поступающего потока тепла из Норвежского моря на восток в Баренцево море может влиять на увеличение площади проявлений ПФЗ на поверхности.

Для анализа характеристик приводного ветра и его связи с положением ПФЗ были построены композитные карты, представленные на рисунке 4.7.

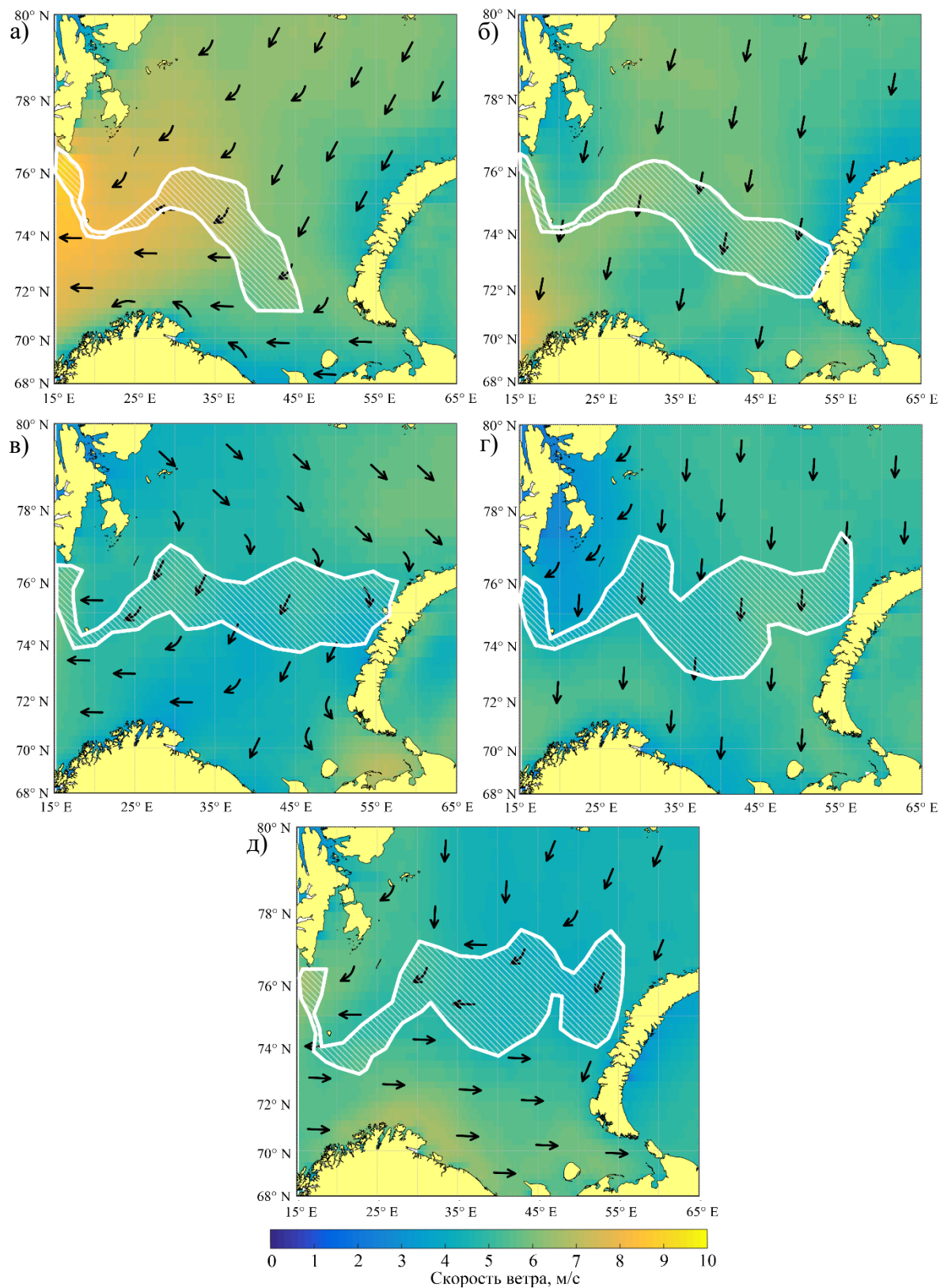


Рисунок 4.7. Композитная карта скорости и общего направления ветра над акваторией Баренцева моря и положений ПФЗ по средним многолетним данным за период 2002–2020 гг.: а — май, б — июнь, в — июль, г — август, д — сентябрь.

В Баренцевом море, согласно рисунку 4.7, теплый период года характеризуется устойчивыми северными и восточными ветрами со средней скоростью 4–5 м/с. В мае–июне

наблюдаются ветра до 9 м/с северных и северо-западных направлений, в основном, в западной части Баренцева моря, вблизи арх. Шпицберген и о. Медвежий. В северных районах и около арх. Новая Земля скорость ветра не превышает 3–5 м/с, что указывает на постепенное исчезновение Сибирского антициклона и смещение Полярного максимума на север [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990]. В июле-августе наблюдается ослабление приводного ветра до 2 м/с в центральной части моря и до 4 м/с в восточных и северных районах Баренцева моря. В сентябре начинает формироваться Сибирский антициклон и усиливается Полярный максимум [Моря СССР, 1982; Гидрометеорология и гидрохимия..., 1990], что отражается на перестройке барических полей и интенсификации скорости приводного ветра северных и восточных направлений до 6–8 м/с вблизи Скандинавского полуострова.

В мае и июне устойчивые северные ветра практически не влияют на распространение поверхностных проявлений ПФЗ, положение которой постепенно смещается на север. В июле и августе, на фоне ослабления скоростей севера–восточного и северного ветров, область ПФЗ регистрируется выше 76° с.ш. и наблюдается не далеко от северной оконечности арх. Новая Земля. В сентябре, при усилении и перестройке направлений ветра с северного на восточный, ПФЗ занимает максимальную площадь на акватории Баренцева моря и детектируется вблизи 77° с.ш. Анализ ветровых условий за весь теплый сезон показывает, что западная часть ПФЗ, огибающая о. Медвежий, практически не подвергается ветровому воздействию.

Таким образом, ключевую роль в изменчивость характеристик поверхностных проявлений ПФЗ вносит величина адвекции тепла, поступающего из Норвежского в Баренцево море.

4.3. Субмезомасштабные вихревые структуры в Полярной фронтальной зоне

Анализ многолетней изменчивости параметров ПФЗ показал, что в августе регистрируется наибольшее количество аномалий характеристик во фронтальной зоне. В результате, август является наиболее оптимальным месяцем для рассмотрения и анализа вихревой динамики в ПФЗ. Периоды минимальных (2018 г.) и максимальных (2009 г.) проявлений вихревых структур в области ПФЗ представлены на рисунке 4.8.

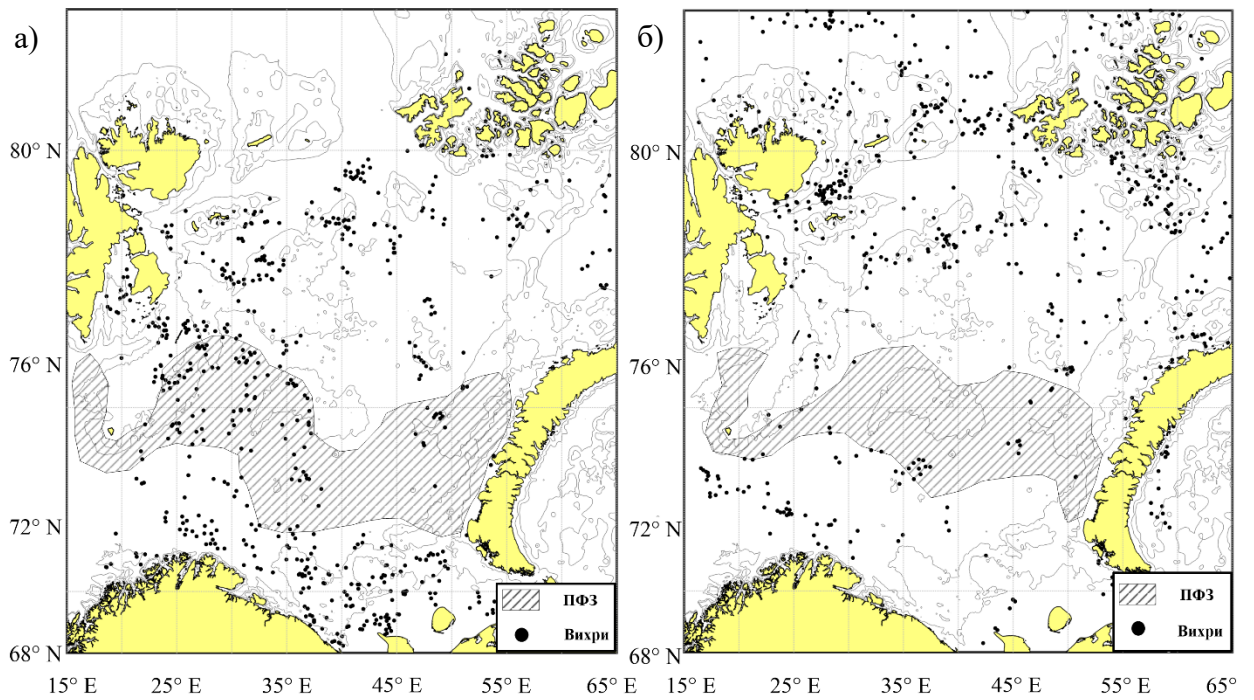


Рисунок 4.8. Композитные карты положения ПФЗ и вихревых структур за август: а — 2009 г.; б — 2018 г. Серым цветом обозначена изобата 100 м.

Рисунок 4.8 иллюстрирует неоднородность распределения вихрей по акватории Баренцева моря в различные годы. В 2009 г. многие вихревые структуры расположены в центральной и южной частях Баренцева моря, а в 2018 г. основные районы встречаемости находятся в северной части моря, ближе к арх. Шпицберген и арх. ЗФИ. Стоит также отметить, что часто вихревые структуры отмечаются в областях со значительной изменчивостью донной топографии (например, вблизи Центральной возвышенности).

Наглядное представление о межгодовых оценках проявлений вихревых структур в ПФЗ и основных параметрах фронтальной зоны можно получить из таблицы 4.3.

Таблица 4.3. Межгодовые характеристики вихревых структур и ПФЗ за август.

Год		2007	2009	2011	2018
Кол-во вихрей, шт	Ac	83	130	11	124
	C	179	483	183	541
Средний диаметр, км	Ac	2,4	6	3,1	3,1
	C	2,2	7,1	2,3	3
	Все	2,3	6,5	2,7	3,1
Градиент ТПМ, °C/км		0,05	0,03	0,04	0,07
Площадь ПФЗ, тыс. км ²		345	380	328	312
Кол-во вихрей в ПФЗ		12	113	25	29
Повторяемость вихрей в ПФЗ		0,06	0,6	0,4	0,1

Согласно таблице 4.3, количество зарегистрированных вихревых структур значительно отличается друг от друга по годам как в целом по морю, так и во фронтальной зоне. В общей сложности за все августы было выделено 1734 проявления вихревых структур, из которых 1386 циклонического и 348 антициклонического типа. Наибольшее количество проявлений регистрируется в 2018 г., в то время как минимум отмечается в 2011 г. Максимальный среднемесячный диаметр вихревых структур в Баренцевом море отмечается в 2009 г., а минимальный — в 2007 г.

Повторяемость проявлений вихревых структур в области ПФЗ показала, что в последние годы заметен общий тренд на их уменьшение. Из таблицы 4.3 видно, что в период максимальной повторяемости вихрей в области ПФЗ чаще наблюдается малая величина градиента ТПМ. Возможной причиной увеличения проявлений вихревых структур в области ПФЗ является ослабление градиентов ТПМ, что приводит к увеличению интенсивности бароклинной неустойчивости в поверхностном слое [Океанические фронты..., 1998]. Стоит отметить, что умеренное ветровое воздействие может способствовать интенсификации динамических процессов и лучшей идентификации проявлений вихревых структур в области ПФЗ на спутниковых изображениях.

4.4. Выводы к главе 4

В ходе данной работы получены сезонные многолетние и межгодовые оценки пространственно-временной изменчивости и параметров ПФЗ в Баренцевом море. Выполнен анализ и получены количественные оценки связи основных параметров ПФЗ с разномасштабными процессами атмосферы и океана.

Анализ полученных средних многолетних и декадных положений ПФЗ показал наличие у зоны внутрисезонной изменчивости и выявил во втором десятилетии XXI века смещение ПФЗ на 100 км на север к 77° с.ш. Получены средние многолетние и межгодовые количественные характеристики поверхностных проявлений ПФЗ. Многолетний поверхностный градиент ТПМ фронтальной зоны за весь период исследования составил $0,05$ °С/км, СПМ — $0,02$ ‰/км, а площадь — 303 тыс. км². Изменчивость межгодовых оценок градиента ТПМ в ПФЗ составила от $0,02$ до $0,1$ °С/км, градиента СПМ от $0,01$ до $0,03$ ‰/км, а площади от 90 до 300 тыс. км². Межгодовая и сезонная изменчивость характеристик ПФЗ показала, что их интенсивность в первом десятилетии была на порядок выше, чем в период с 2011 по 2020 гг. Особенно сильно это отражается на градиенте ТПМ, который уменьшился на $0,02$ °С/км, и площади, занимаемой ПФЗ на поверхности, которая сократилась на 150 тыс. км². Данная изменчивость характеристик площади нашла

отражение только на восточной части ПФЗ, западная же часть соотносится с климатическим положением зоны [Гидрология фронтальных..., 1986; Океанические фронты..., 1998]. Тенденция отмеченных аномалий соотносится с увеличением затока теплых атлантических вод в Баренцево море [Årthun et al., 2012; Barton et al., 2018], которые создают положительные аномалии ТПМ, дестабилизируя при этом устойчивость ПФЗ.

Анализ корреляционных оценок показал наличие значимых статистических связей глобальных и региональных процессов с параметрами ПФЗ. Показано, что увеличение антициклонической активности над Скандинавским полуостровом, которая усиливает энергообмен с атмосферой, увеличивает величину градиентов ТПМ и уменьшает площадь, занимаемую ПФЗ. Анализ региональных процессов показал, что потоки тепла из Норвежского моря влияют на увеличение площади ПФЗ с интервалом в один месяц. Установлено, что ветровая циркуляция над Баренцевым морем оказывает влияние только на положение восточной части ПФЗ. Полученные корреляционные связи могут в дальнейшем лечь в основу комплексной прогностической модели параметров ПФЗ.

Анализ проявлений субмезомасштабных структур на многолетнем интервале показал, что вихревые структуры по данным съемки РСА чаще всего проявляются в области ПФЗ в августе 2009 г. В остальные годы подобное пространственное распределение вихрей в области ПФЗ отсутствует. Стоит отметить, что большая часть вихрей приурочена к неоднородностям рельефа дна. Многолетний анализ характеристик вихревых структур показал, что, вероятно, ослабление градиентов ТПМ в ПФЗ приводит к усилению интенсивности бароклинной неустойчивости в поверхностном слое, что сказывается на увеличении проявлений вихревых структур в области ПФЗ.

Таким образом, полученные результаты многолетнего анализа ПФЗ в Баренцевом море за первые два десятилетия XXI века показали, что глобальные климатические изменения отражаются на характеристиках фронтальной зоны.

ГЛАВА 5. АРКТИЧЕСКАЯ ФРОНТАЛЬНАЯ ЗОНА

5.1. Сезонная и межгодовая изменчивость Арктической фронтальной зоны

Сезонная многолетняя изменчивость. По результатам применения созданного алгоритма определения физико-географических характеристик фронтальных зон удалось получить многолетние положения АФЗ за август–сентябрь (см. рис. 5.1).

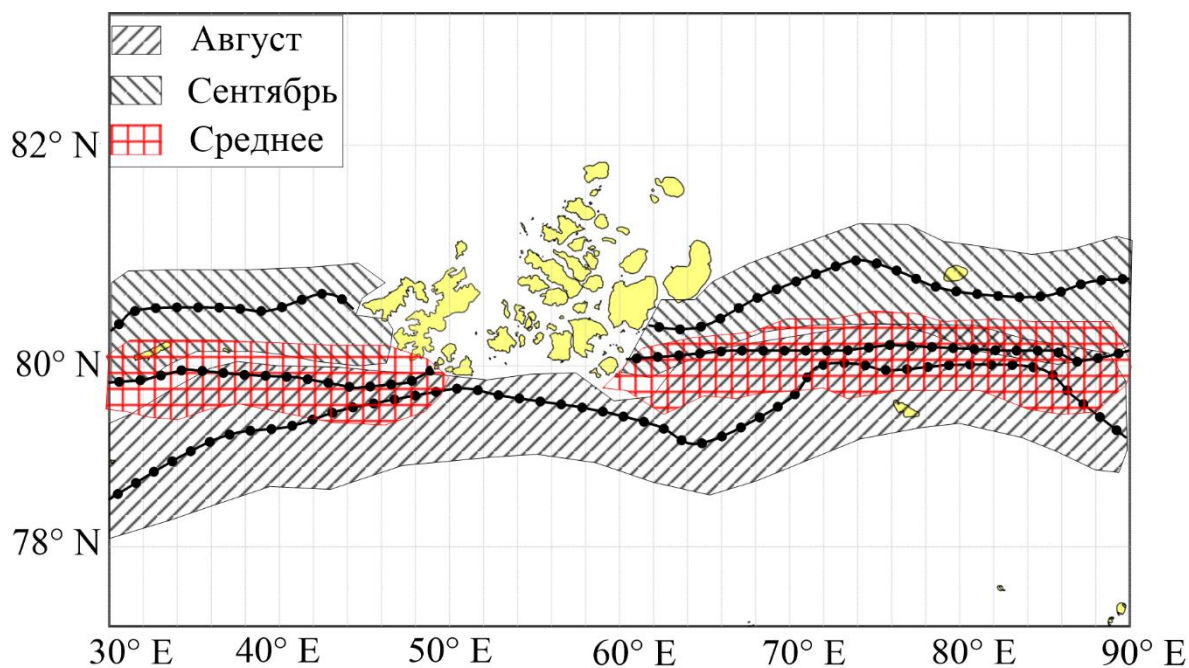


Рисунок 5.1. Средние многолетние и средние за август–сентябрь положения АФЗ за 2002–2020 гг. Черной линией указано положение кромки ледяного покрова.

Анализ многолетней пространственной динамики АФЗ (см. рис. 5.1) показал, что в августе фронтальная зона располагается в районах от 78°–80° с.ш., находясь при этом южнее арх. ЗФИ. В сентябре АФЗ, разделяясь на две обособленные части, смещается в область 80°–81° с.ш. Вероятно, основной вклад в изменчивость пространственного положения фронтальной зоны в данный период года вносит интенсивность солнечной радиации, которая воздействует на таяние и отход кромки ледяного покрова на север. Среднее многолетнее положение за теплый сезон, занимаемое АФЗ на акватории Баренцева и Карского морей, характеризуется её распространением вдоль 80° с.ш.

Анализ диаграмм повторяемости широты северной границы АФЗ за первые две декады XXI века (см. рис. 5.2) показал, что в первое десятилетие фронтальная зона наблюдалась в южных районах арх. ЗФИ (80,5°–81,5° с.ш.), а во второе чаще стала

наблюдаться гораздо севернее, в области до 82,5° с.ш. Важно отметить, что в период с 2010 по 2020 гг. увеличился процент встречаемости северной границы фронтальной зоны в более высоких широтах. Смещение положения фронтальной зоны в среднем составило 150 км на север. АФЗ, как и арктический ледяной покров, значительно смещается в сторону СЛО и выходит далеко за пределы географических границ Баренцева и Карского морей.

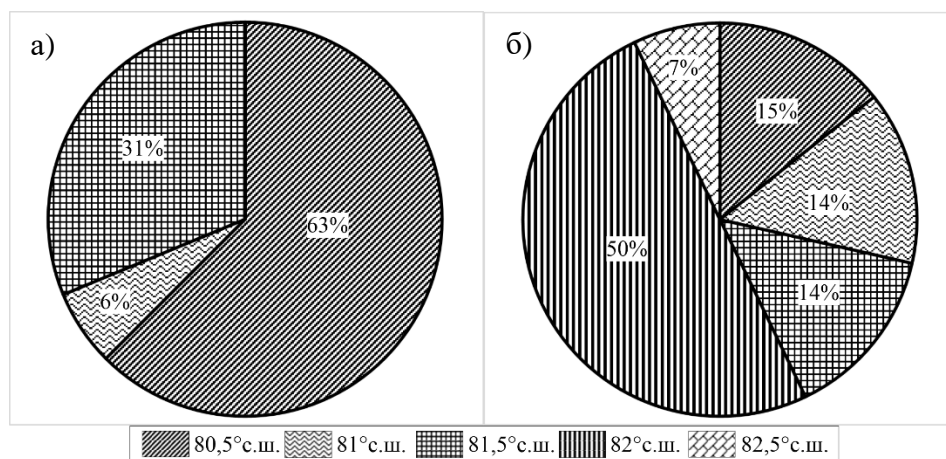


Рисунок 5.2. Декадная изменчивость повторяемости координат северной границы АФЗ за период с 2002–2010 гг. (а) и с 2010–2020 гг. (б) в Баренцевом и Карском морях.

В таблице 5.1 представлены осредненные многолетние параметры за теплый сезон по месяцам (август, сентябрь) за период с 2002 по 2020 гг., а также средние характеристики АФЗ за весь период исследования.

Таблица 5.1. Средние многолетние и средние за весь период исследования (2002–2020 гг.) количественные характеристики АФЗ: \bar{T} — ТПМ; $\Delta\bar{T}$ — градиент ТПМ; s — площадь АФЗ.

Месяц	\bar{T} , °С	$\Delta\bar{T}$, °С/км	s , тыс. км ²
Август	1,2	0,06	364
Сентябрь	0,8		332
Среднее	1,0		348

Многолетние оценки ТПМ характеризуются максимумом в августе и минимумом в сентябре. Величина температурного градиента в августе и сентябре остается неизменной. Максимум площади, занимаемой АФЗ, регистрируется в августе, а затем наблюдается незначительный спад её величины.

Межгодовая изменчивость. Межгодовая изменчивость основных параметров АФЗ представлена на рисунке 5.3. Видно, что с 2002 по 2020 гг. ТПМ (см. рис. 5.3.а) колеблется

от 0,4 °С в сентябре до 2,1 °С в августе. Чаще всего максимум поверхностной температуры наблюдается в августе, а минимум — в сентябре. В период с 2002 по 2012 гг. ТПМ в АФЗ значительно не изменялась, а максимальные значения достигали 1,4 °С, что совпадает со средними многолетними оценками (см. табл. 5.1). Во вторую декаду XXI века наблюдается положительный тренд поверхностной температуры, максимум которого отмечается в августе 2020 г. и составляет 2,1 °С, что в два раза выше средних оценок (см. табл. 5.1). Важно сразу отметить, что в последние годы АФЗ в рассматриваемом регионе регистрируется только в августе.

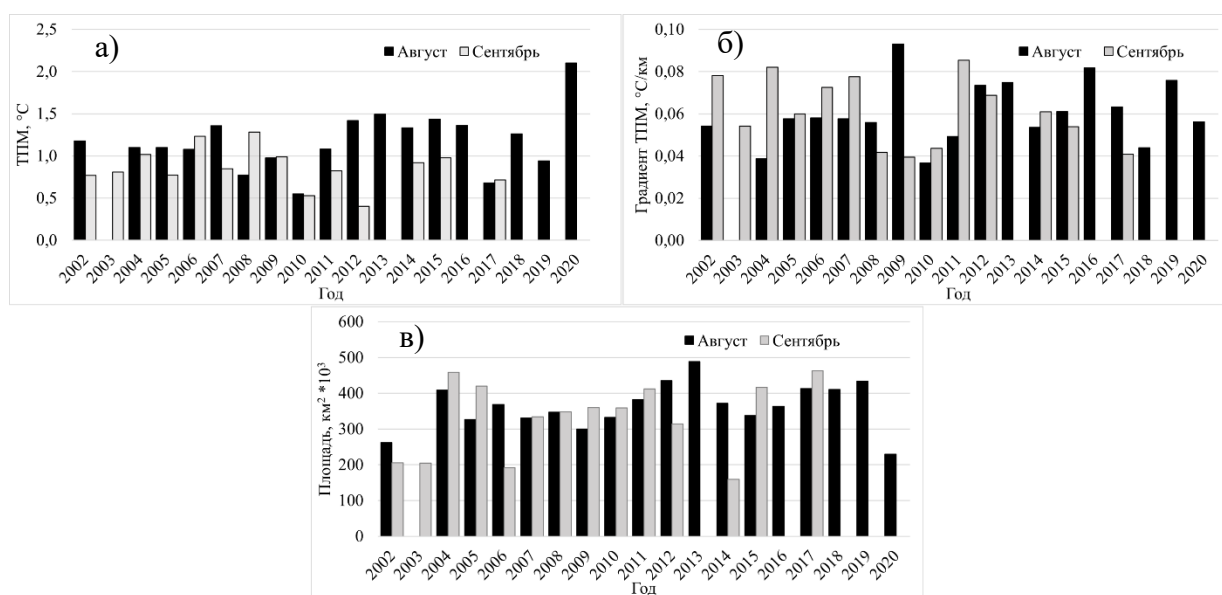


Рисунок 5.3. Параметры ТПМ (а), градиентов ТПМ (б) и площади (в) АФЗ за период с августа по сентябрь 2002–2020 гг.

Градиент температуры (см. рис. 5.3.б) колеблется от 0,04 °С/км в 2010 г. до 0,09 °С/км в 2009 г. В первую декаду XXI века величина градиента ТПМ практически не меняется и соответствует его средним многолетним значениям (см. табл. 5.1). Однако в период с 2011 по 2020 гг. наблюдается небольшой рост величины градиента с максимумом 0,08 °С/км в сентябре 2016 г. Стоит отметить, что в отдельные месяцы, например, в августе 2009 г., 2019 г. при небольших значениях ТПМ ($\bar{T} = 1,0$ °С; $\bar{T} = 0,9$ °С) наблюдаются максимумы градиента ТПМ в АФЗ. Однако данные случаи являются исключительными и не распространяются на весь период исследования.

Параметры площади АФЗ (см. рис. 5.3.в) характеризуются минимальным значением в сентябре 2014 г. ($\bar{s} = 139$ тыс. км²) и максимумом в августе 2013 г. ($\bar{s} = 489$ тыс. км²). Межгодовая изменчивость площади отличается незначительными колебаниями в первое десятилетие XXI века (амплитуда 30–40 тыс. км²), а в период с 2010 по 2020 гг. её диапазон

возрастает в несколько раз (амплитуда более 330 тыс. км²). В некоторые годы наблюдаются как положительные (2004 г., 2013 г., 2017 г.), так и отрицательные (2006 г., 2014 г., 2020 г.) аномалии площади АФЗ, величина которых значительно превышает средние многолетние оценки (см. табл. 5.1). Стоит также отметить наличие циклов роста (2008–2012 гг.; 2016–2019 гг.) и спада (2004–2007 гг.; 2013–2015 гг.) величины площади, интервал которых составляет от 3 до 4 лет.

5.2. Выявление взаимосвязей параметров Арктической фронтальной зоны с процессами атмосферы и океана

5.2.1. Индексы глобальной атмосферной циркуляции

Для получения возможных количественных оценок связи атмосферных условий над Баренцевым и Карским морями и характеристик АФЗ были привлечены многолетние значения индексов атмосферной циркуляции САК. Временной ход индексов представлен на рисунке 5.4.

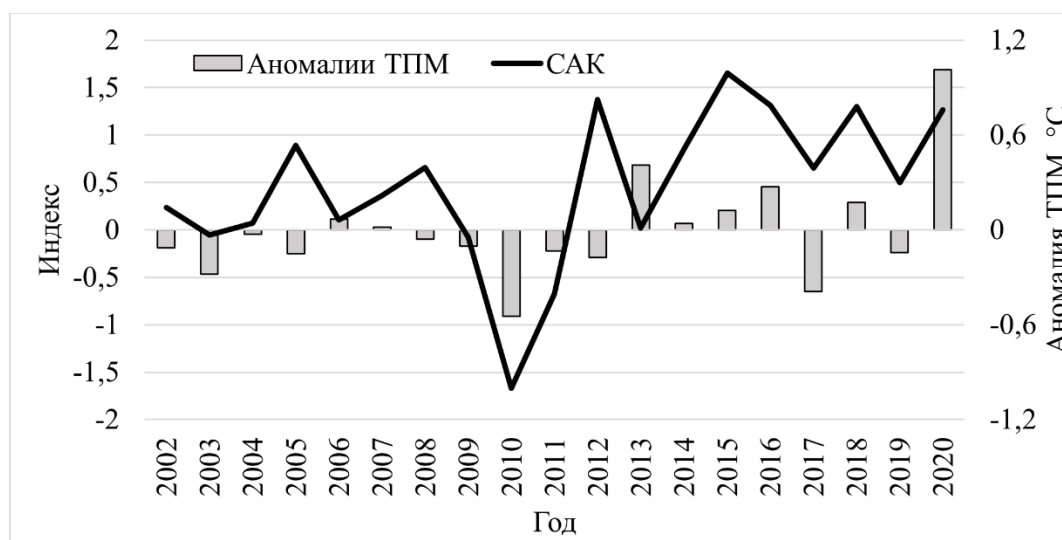


Рисунок 5.4. Межгодовая динамика осредненных зимних индексов атмосферной циркуляции Североатлантического (сплошная линия) колебания и аномалий (отклонение от среднего значения за весь период исследования, серые столбцы) ТПИМ в АФЗ за теплый сезон.

Колебания САК в большинство лет характеризуется положительными значениями, что показывает ослабление процессов блокировки циклонов в восточной части Атлантического океана. Важно отметить, что значения индекса САК в период с 2011 по

2020 гг. увеличились почти в два раза по сравнению с первым десятилетием XXI века, что указывает на усиление зонального переноса теплого воздуха с северной части Атлантического океана в рассматриваемую область Баренцева и Карского морей.

Корреляционный анализ зимних значений индекса САК и текущих летних величин ТПМ в АФЗ показал, что между ними существует значимая статистическая связь ($r = 0,50$). Наблюдающаяся интенсификация зонального переноса с запада на восток в зимний сезон влияет на увеличение транспортировки вод из северной части Атлантического океана в СЛО. Данный процесс влияет на температуру вод у кромки льдов в теплый сезон, что косвенно может увеличивать ТПМ в АФЗ. Полученные результаты позволяют рассматривать возможность использования зимнего индекса САК в качестве предиктора для прогноза характеристик поверхностной АФЗ на будущий летний сезон. Стоит отметить, что полученные абсолютные значения коэффициентов корреляции, хоть их величина и мала, показывают важность глобальных переносов в формировании АФЗ.

5.2.2. Региональные процессы

Оценки характеристик площади и сплоченности ледяного покрова, а также величины скорости ветра за исследуемый период на рассматриваемой акватории представлены на рисунке 5.5. Параметры площади и сплоченности ледяного покрова за рассматриваемый период имеют ярко-выраженный отрицательный временной тренд. При этом минимальные оценки чаще фиксируются в отдельные годы второго десятилетия XXI века (2012 г. — 117 тыс. км²/5 %, 2013 г. — 52 тыс. км²/4 %, 2018 г. — 110 тыс. км²/3 %, 2020 г. — 53 тыс. км²/4 %). Стоит отметить, что площадь льдов в области изучаемого региона за первые два десятилетия XXI века в среднем уменьшается на 200–250 тыс. км², а их сплоченность снижается более чем в два раза с 16 % до 6 %. Усиление скорости ветра чаще наблюдается в период с 2002 по 2010 гг.: максимумы отмечаются в 2006 г. (2,9 м/с) и 2009 г. (3,5 м/с). Во второй декаде XXI века скорость уменьшилась. Важно отметить, что в последние годы (с 2016 по 2019 гг.) параметры ледяного покрова и средней скорости ветра изменяются синхронно.

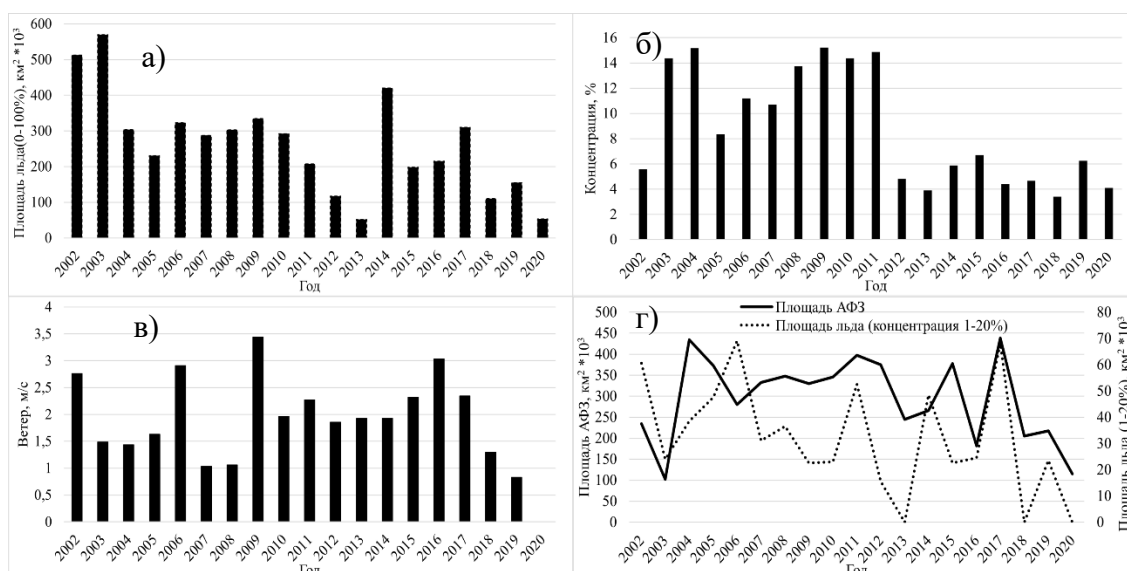


Рисунок 5.5. Межгодовые оценки параметров морского льда (общая площадь, сплоченность и площадь льда со сплоченностью до 20 %), скорости приводного ветра и площади АФЗ за август и сентябрь с 2002 по 2020 гг.: а — площадь льда со сплоченностью от 1 до 100 %; б — средняя сплоченность льда в районе исследования; в — скорость ветра; г — среднесезонная величина площади АФЗ и площади льдов со сплоченностью от 1 до 20 %.

Сопоставление межгодовых параметров льда и ветра с характеристиками АФЗ показало, что общий рост поверхностной температуры во фронтальной зоне (см. рис. 5.3.а) за отдельные годы (2015 г., 2016 г., 2018 г., 2020 г.) формируется на фоне малой величины скорости приводного ветра, а также понижения площади и сплоченности ледяного покрова. Большинство малых значений ТПМ в АФЗ (2002 г., 2003 г., 2007 г., 2009 г.) совпадает с большой величиной площади и сплоченности льдов и максимальной скоростью ветра в регионе. Исключением является 2012 год, когда, при средней скорости ветра не более 2 м/с, наблюдаются минимальные значения ТПМ (0,4 °С) и малая величины площади и сплоченности льдов. Вероятно, в начале второго десятилетия XXI века интенсивное таяние льдов не могло иметь одномоментный отклик в изменении поверхностной температуры АФЗ. Однако постоянное увеличение открытой от льдов морской поверхности на фоне малых скоростей ветра, по-видимому, повлияло на интенсификацию радиационного прогрева и формирование значительных положительных аномалий ТПМ в АФЗ, как, например, в августе 2020 г.

Большая величина температурного градиента АФЗ (см. рис. 5.3.б), зафиксированная в 2009 г., 2016 г. и 2018 г., наблюдается при относительно высоких скоростях приводного ветра и минимумах площади и сплоченности ледяного покрова. Возрастание градиента возникает в результате увеличенного поступления холодных распресненных вод из-за

таяния льдов в область вне ледовой зоны, которое усиливается за счет большой величины скорости приводного ветра. Малая величина градиентов ТПМ в сентябре 2008 г. и августе-сентябре 2010 г. соответствует небольшой скорости ветра и периодам максимумов площади и сплоченности льдов, что указывает на возможную связь характеристик градиента АФЗ с объемом поступающих в результате таяния вод.

Максимальные величины площади АФЗ (см. рис. 5.3.в, 2012 г., 2013 г., 2017 г., 2019 г.) совпадают с периодами, когда отмечаются небольшие скорости ветра и минимумы площади и сплоченности ледяного покрова. В годы увеличенной площади и сплоченности льдов (2002 г., 2003 г., 2006 г., 2014 г.), а также в периоды усиления ветра наблюдаются минимальные площади, занимаемые АФЗ. Сравнение площади АФЗ и площади льдов со сплоченностью не более 20 % в рассматриваемом регионе (см. рис. 5.5.г) показало наличие их почти синхронной изменчивости. Такая взаимозависимость позволяет предположить, что интенсивность таяния льдов вносит значительный вклад в формирование площади АФЗ. Единственное исключение (ресинхронизация) регистрируется в 2006 г., когда при уменьшении площади АФЗ наблюдается рост площади льда с низкой сплоченностью, что связано с интенсификацией скорости приводного ветра в этот период (см. рис.5.5), которая повлияла на увеличение объема выносимых льдов из северных районов СЛО.

Роль ветра во внутрисезонной изменчивости величины площади фронтальной зоны хорошо иллюстрирует рисунок 5.6. В сентябре 2014 г. при ветрах южных румбов со средней скоростью более 4 м/с регистрируется минимальная площадь АФЗ (см. рис. 5.6.а). Максимальная величина площади АФЗ (см. рис. 5.6.б), которая отмечается в августе 2013 г., наблюдается при северных ветрах со средней скоростью до 3,5 м/с.

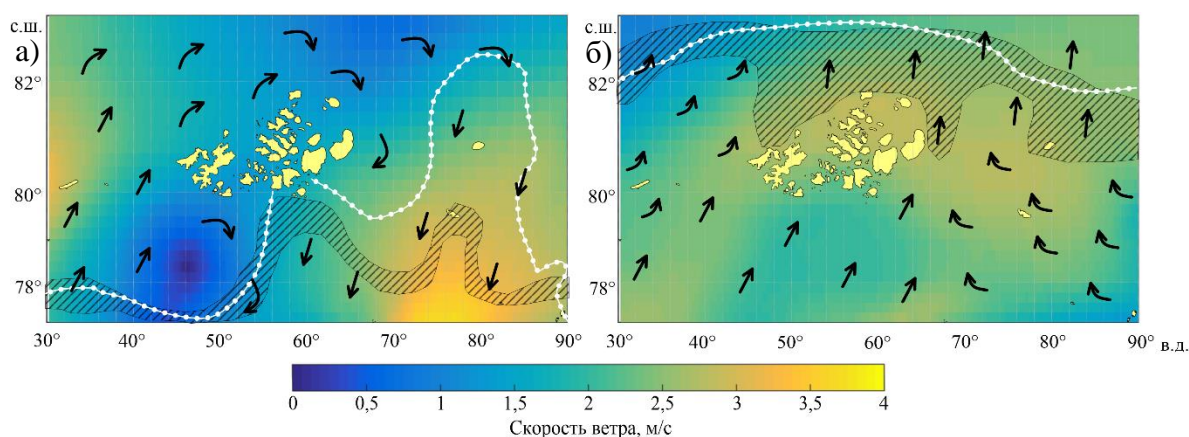


Рисунок 5.6. Минимальная (а — сентябрь 2014 г.) и максимальная (б — август 2013 г.) площадь распространения АФЗ при различных ветровых условиях. Белой линией указано положение кромки ледяного покрова.

Корреляционный анализ параметров льда и АФЗ показал, что сплоченность льдов в исследуемом регионе за октябрь прошлого года имеет значимый коэффициент корреляции с градиентом ТПМ в августе ($r = -0,44$) и площадью АФЗ в сентябре ($r = 0,47$). Кроме этого, площадь льдов в октябре прошлого года коррелирует с сентябрьскими значениями ТПМ в АФЗ ($r = 0,55$). Причина таких взаимосвязей кроется в величине теплозапаса вод, образовавшихся в высоких широтах в течении теплого сезона. В результате, в следующий летний сезон, по мере таяния льдов, величина объема освободившегося тепла может влиять на ослабление градиента в области фронтальной зоны в период ее формирования в августе, а затем в сентябре сказываться на повышении ТПМ и площади АФЗ.

Таким образом, площадь и сплочённость формирующегося ледяного покрова в северных районах Баренцева и Карского морей являются преобладающими факторами, под влиянием которых меняются основные параметры АФЗ.

5.3. Выводы к главе 5

В ходе данной работы получены сезонные многолетние и межгодовые оценки пространственно-временной изменчивости и параметров АФЗ в Баренцевом и Карском морях. Выполнен анализ и получены количественные оценки связи основных параметров АФЗ с разномасштабными процессами атмосферы и океана.

Анализ полученных средних многолетних и декадных положений АФЗ показал смещение фронтальной зоны во втором десятилетии XXI века на север на 150 км в область открытых вод СЛО. Такая изменчивость пространственного положения зоны возникает в результате значительного уменьшения площади льдов в Арктике. Многолетний градиент ТПМ во фронтальной зоне составил $0,06$ °С/км, а площадь — 348 тыс. км². Межгодовые колебания температурного градиента составили от $0,04$ °С/км до $0,09$ °С/км, а площади АФЗ — от 159 до 489 тыс. км². Поверхностная температура АФЗ на фоне таяния льдов в последнее десятилетие стремительно растет, при этом поверхностный температурный градиент остается стабильным. Площадь АФЗ характеризуется цикличностью роста/спада её величины с интервалом от 3 до 4 лет и, в целом, соотносится с параметрами площади и сплоченности льдов.

Анализ корреляционных оценок показал наличие значимых статистических связей глобальных и региональных процессов с параметрами АФЗ. Установлено, что изменение зимних индексов глобальной атмосферной циркуляции САК вносит весомый вклад в изменение ТПМ в АФЗ в летний сезон. По оценкам площади и сплоченности льдов в северных районах Баренцева и Карского морей со сдвигом в 10 месяцев возможно судить о

характере изменчивости оценок поверхностной температуры, градиента и площади АФЗ. Полученные корреляционные связи впоследствии можно использовать для создания прогностической модели, описывающей характеристики области АФЗ.

Таким образом, полученные результаты многолетнего анализа АФЗ в Баренцевом и Карском морях за первые два десятилетия XXI века показали, что глобальные климатические изменения отражаются на характеристиках фронтальной зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе исследована пространственно-временная изменчивость характеристик основных фронтальных зон (СФЗ, ПФЗ и АФЗ) Баренцева и Карского морей за период с 2002 по 2020 гг. в условиях современного меняющегося климата. Сформированные представления показывают, что глобальные климатические изменения отражаются на характеристиках фронтальных зон: они смещаются в северном направлении, градиент ТПМ в них ослабевает, а площади сокращаются.

Основные результаты работы:

1. Установлено, что данные спутниковых радиометров Suomi NPP VIIRS и NASA SMAP с высокой достоверностью описывают термохалинные поля на поверхности морей Арктики, что позволяет их применять для выделения фронтальных зон.
2. Создана универсальная методика определения физико-географических характеристик фронтальных зон, основанная на применении кластерного анализа к интегрированным спутниковым данным и позволяющая детектировать их основные характеристики даже в отсутствии однородных градиентных зон. Отличительными чертами методики являются отсутствие требований к вычислительным ресурсам и простота её применения.
3. Получены среднеголетние и внутрисезонные количественные оценки характеристик гидрологических полей в области СФЗ. Средний многолетний градиент ТПМ в области фронтальной зоны составил $0,08$ °C/км, СПМ — $0,1$ ‰/км, а площадь — 155 тыс. км². Изменчивость межгодовых оценок градиента ТПМ в СФЗ составила от $0,03$ до $0,17$ °C/км, градиента СПМ от $0,06$ до $0,19$ ‰/км, а площади от 50 до 340 тыс. км². Отмечено, что во второй декаде XXI века наблюдается уменьшение градиента ТПМ в области СФЗ на $0,04$ °C/км, сокращение площади зоны на 100 тыс. км² и её смещение на 70 км на север, в сторону арх. Новая Земля. Характеристики СФЗ преимущественно изменяются под влиянием величины объема стока реки Енисей и состояния атмосферы, связанного с развитием ситуаций, блокирующих западный перенос над Скандинавским полуостровом.
4. Получены среднеголетние и внутрисезонные количественные оценки характеристик гидрологических полей в области ПФЗ. Средний многолетний градиент ТПМ в области фронтальной зоны составил $0,05$ °C/км, СПМ — $0,02$ ‰/км, а площадь — 303 тыс. км². Изменчивость межгодовых оценок градиента ТПМ в ПФЗ составила от $0,02$ до $0,1$ °C/км, градиента СПМ от $0,01$ до $0,03$ ‰/км, а площади от 90 до 300 тыс. км². Установлено, что во втором десятилетии XXI века наблюдается

уменьшение градиента ТПМ в области ПФЗ на $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, сокращение площади зоны на 150 тыс. км^2 и её смещение на 100 км на север к 77° с.ш. Ключевую роль в изменчивость характеристик поверхностных проявлений ПФЗ вносит величина адвекции тепла, поступающего из Норвежского в Баренцево море.

5. Получены среднегодовые и внутрисезонные количественные оценки характеристик гидрологических полей в области АФЗ. Средний многолетний градиент ТПМ в области фронтальной зоны составил $0,06\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а площадь — 348 тыс. км^2 . Межгодовая изменчивость температурного градиента составили от $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ до $0,09\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а площади АФЗ — от 159 до 489 тыс. км^2 . Показано, что во второй декаде XXI века АФЗ сместилась на север на 150 км в область открытых вод СЛО. Площадь и сплочённость формирующегося ледяного покрова в северных районах Баренцева и Карского морей являются преобладающими факторами, под влиянием которых меняются характеристики АФЗ.
6. Установлено, что ослабление поверхностных градиентов ТПМ, связанное с интенсификацией бароклинной неустойчивости, приводит к увеличению количества проявлений вихревых структур в области СФЗ и ПФЗ.

СПИСОК УСЛОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- АДТ — абсолютная динамическая топография
- АФЗ — Арктическая фронтальная зона
- ЗФИ — Земля Франца Иосифа
- ИК — инфракрасный
- ПЛЗ — прикромочная ледовая зона
- ПОС — поверхностный опресненный слой
- ПФ — Полярный фронт
- ПФЗ — Полярная фронтальная зона
- РАН — Российская Академия Наук
- РЛИ — радиолокационное изображение
- РФФИ — Российский фонд фундаментальных исследований
- СПМ — соленость поверхности моря
- СФ — Стоковой фронт
- СФЗ — Стоковая фронтальная зона
- СЛО — Северный Ледовитый океан
- ТПМ — температура поверхности моря
- AMSR-2 — Advanced microwave scanning radiometer
- AMSR-E — Advanced microwave scanning radiometer for EOS (Electro Optic System)
- AVHRR — Advanced very-high-resolution radiometer
- СMEMS — Copernicus Marine Environmental Monitoring Service
- ВАК — Восточно-атлантическое колебание
- ВАК/ЗР — Восточно-атлантическое колебание/Западная Россия
- ASAR — Advanced Synthetic Aperture Radar
- MODIS — Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
- САК — Североатлантическое колебание
- NASA SMAP — National American Space Agency Soil Moisture Active Passive
- NPP VIIRS — National Polar-orbiting Partnership Visible Infrared Imaging Radiometer Suite
- ПК — Полярное колебание/Евразийское колебание
- SAR — Synthetic Aperture Radar
- SBE — Sea-Bird Electronics
- СК — Скандинавское колебание
- SNAP ESA — Sentinel Application Platform European Space Agency

ЛИТЕРАТУРА

1. Акуличев, В.А. Влияния фронтальной зоны на распространение звука в океане / В.А. Акуличев // Доклады IX научной школы-семинара акад. Л.М. Бреховских, совмещенной с XII сессией Российского Акустического Общества. – Москва. – 2002. – С. 54–59.
2. Артамонов, Ю.В. Сезонная изменчивость температурных фронтов на поверхности Баренцева моря / Ю.В. Артамонов, В.А. Скрипалева, А.В. Федирко // Метеорология и гидрология. – 2019. – № 1. – С. 78–89.
URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=36783360> (дата обращения 10.10.2022).
3. Баранов, Е.И. Средние месячные положения гидрологических фронтов северной части Атлантического океана / Е.И. Баранов // Океанология. – 1972. – Т. 12, № 2. – С. 228–233.
4. Башмачников, И.Л. Сезонная и межгодовая изменчивость потоков тепла в районе Баренцева моря / И.Л. Башмачников, А.Ю. Юрова, Л.П. Бобылева, А.В. Весман // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54, № 2. – С. 239–249.
<https://doi.org/10.7868/S0003351518020149>
5. Булгаков, Н.П. Физико-гидрологические характеристики фронтальных зон Тропической Атлантики / Н.П. Булгаков, Р.А. Ярошения, Е.А. Скрипалева, Л.А. Воскресенская // Морской гидрофизический журнал. – 1998. – № 4. – С. 39–55.
6. Буренков, В.И. Оптические характеристики вод Карского моря по судовым и спутниковым наблюдениям / В.И. Буренков, Ю.А. Гольдин, В.А. Артемьев, С.В. Шеберстов // Океанология. – 2010. – Т. 50, № 5. – С. 716–729.
URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=15249401> (дата обращения 10.10.2022).
7. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Том 1. Баренцево море. / Г.В. Гирдюк, [и др.]. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 280 с.
8. Глуховец, Д.И. Исследование биооптических характеристик вод Карского моря с использованием данных спутниковых и судовых измерений / Д.И. Глуховец, Ю.А. Гольдин // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11, № 4. – С. 346–350.
URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=22993685> (дата обращения 10.10.2022).
9. Гидрология фронтальных зон Мирового океана. / В.М. Грузинов. Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 272 с.
10. Моря СССР. / А.Д. Добровольский, Б.С. Залогин. М.: МГУ, 1982. – 192 с.

11. Завьялов, П.О. Структура термохалинных и биооптических полей в поверхностном слое Карского моря в сентябре 2011 года / П.О. Завьялов, А.С. Ижницкий, А.А. Осадчиев, В.В. Пелевин, А.Б. Грабовский // *Океанология*. – 2015. – Т. 55, № 4. – С. 461–467. <https://doi.org/10.7868/S0030157415040176>
12. Зацепин, А.Г. Поверхностный опресненный слой в Карском море / А.Г. Зацепин, П.О. Завьялов, В.В. Кременецкий, С.Г. Поярков, Д.М. Соловьев // *Океанология*. – 2010а. – Т. 50, № 5. – С. 698–708. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=15249399> (дата обращения 10.10.2022).
13. Зацепин, А.Г. Циркуляция вод в Юго-Западной части Карского моря в сентябре 2007 г / А.Г. Зацепин, Е.Г. Морозов, В.Т. Пака, А.Н. Демидов, А.А. Кондрашов, А.О. Корж, В.В. Кременецкий, С.Г. Поярков, Д.М. Соловьев // *Океанология*. – 2010б. – Т. 50, № 5. – С. 683–697. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=15249398> (дата обращения 10.10.2022).
14. Зацепин, А.Г. Субмезомасштабные вихри на Кавказском шельфе Черного моря и порождающие их механизмы / А.Г. Зацепин, В.И. Баранов, А.А. Кондрашов, А.О. Корж, В.В. Кременецкий, А.Г. Островский, Д.М. Соловьев // *Океанология*. – 2011. – Т. 51, № 4. – С. 592–605. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=16537571> (дата обращения 10.10.2022).
15. Субприливные процессы и явления в Белом море. / А.В. Зимин. М.: ГЕОС, 2018. – 220 с.
16. Зимин, А.В. Сравнение результатов наблюдений, выполненных в Баренцевом море, с данными из глобальных океанологических баз / А.В. Зимин, О.А. Атаджанова, А.А. Коник, С.М. Гордеева // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. – 2020. – Т. 13, № 4. – С. 66–77. <https://doi.org/10.7868/S2073667320040061>
17. Казьмин, А.С. Изменчивость крупномасштабных океанических фронтальных зон: анализ глобальной спутниковой информации / А.С. Казьмин // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. – 2012. – Т. 9, № 1. – С. 213–218. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17739845> (дата обращения 10.10.2022).
18. Калашников, Ю. Н. Атлантическая скумбрия в Норвежском и Баренцевом морях: история и современность / Ю.Н. Калашников, Е.В. Сентябов // *Труды ВНИРО*. – 2022. – Т. 188. – С. 49–58. <https://doi.org/10.36038/2307-3497-2022-188-49-58>.
19. Карклин, В.П. Климатическая изменчивость ледяных массивов Карского моря / В.П. Карклин, А.В. Юлин, М.В. Шаратунова, Л.П. Мочнова // *Проблемы Арктики*

- и Антарктики. – 2017. – № 4. – С. 37–46.
URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=30780916> (дата обращения 10.10.2022).
20. Картушинский, А.В. Изучение градиентных полей поверхности земли по спутниковым данным / А.В. Картушинский, Н.А. Кукоба // Вестник Сибирского государственного аэрокосмического университета им. академика М.Ф. Решетнева. – 2015. – Т. 16, № 3. – С. 587–596. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=25109448> (дата обращения 10.10.2022).
21. Комплексный спутниковый мониторинг морей России. / О.Ю. Лаврова, [и др.]. М.: ИКИ РАН, 2011. – 480 с.
22. Костяной, А.Г. Фронты и мезомасштабная изменчивость в Южной части Индийского океана по альтиметрическим данным TOPEX/Poseidon и ERS-2 / А.Г. Костяной, А.И. Гинзбург, С.А. Лебедев [и др.] // Океанология. – 2003. – Т. 43. – № 5. – С. 671–682.
23. Лебедев, С.А. Методика обработки данных спутниковой альтиметрии для акваторий Белого, Баренцева и Карского морей / С.А. Лебедев // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – № 6. – С. 203–223. <https://doi.org/10.21046/2070-7401-2016-13-6-203-223>.
24. Макаревич, П.Р. Фитопланктон Баренцева моря в весенний период: состав и структура в районе ледовой кромки / П.Р. Макаревич, А.А. Олейник // Труды Кольского научного центра РАН. – 2017. – Т. 8, № 2–4. – С. 50–58. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=30731560> (дата обращения 10.10.2022).
25. Макаревич, П.Р. Флористические находки в Баренцевом море: климатический тренд как фактор флорогенеза / П.Р. Макаревич, А.А. Олейник // Российский журнал биологических инвазий. – 2020. – Т. 13, № 3. – С. 40–50. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=43855769> (дата обращения 10.10.2022).
26. Моисеев, Д.В. Термохалинные условия в прикромочной зоне на севере Баренцева моря в апреле 2016 года / Д.В. Моисеев, Жичкин А.П. // Труды Кольского научного центра РАН. – 2017. – Т. 8, № 2–4. – С. 10–25. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=30731556> (дата обращения 10.10.2022).
27. Моисеев, Д.В. Идентификация положения фронтальных зон на поверхности Баренцева моря по данным контактного и дистанционного мониторинга (2008–2018) / Д.В. Моисеев, И.Ф. Запорожцев, Т.М. Максимовская, Г.Н. Духно // Арктика: экология и экономика. – 2019. – Т. 34, № 2. – С. 48–63. <https://doi.org/10.25283/2223-4594-2019-2-48-63>

28. Морозов, А.Н. Полярная фронтальная зона Западного желоба Баренцева моря по данным контактных наблюдений 2007 года / А.Н. Морозов, В.К. Павлов, О.А. Павлова, С.В. Федоров // Морской гидрофизический институт. – 2017. – № 2. – С. 39–53. <https://doi.org/10.22449/0233-7584-2017-2-39-53>
29. Матишов, Г.Г. Современные климатические тенденции в Баренцевом море / Г.Г. Матишов, В.В. Денисов, А.П. Жичкин, Д.В. Моисеев, М.С. Громов // Доклады Академии наук. – 2011. – Т. 441, № 3. – С. 395–398. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=17058127> (дата обращения 10.10.2022).
30. Матишов, Г.Г. Лед как индикатор изменения климата (на примере Баренцева и Азовского морей) / Г.Г. Матишов, Л.В. Дашкевич, Е.Э. Кириллова // Наука Юга России. – 2020. – Т. 16, № 2. – С. 27–40. <https://doi.org/10.7868/S25000640200204>
31. Указ Президента Российской Федерации об утверждении морской доктрины, <http://static.kremlin.ru/media/events/files/ru/xBBH7DL0RicfdtdWPol32UekiLMTAycW.pdf> (дата обращения: 21.09.2022).
32. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. / Е.С. Нестеров М.: Триада, 2013. – 144 с.
33. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. / В.К. Ожигин, [и др.]. Мурманск: ПИНРО, 2016. – 260 с.
34. Речные плюмы. / А.А. Осадчиев. М.: Научный мир, 2021. – 228 с.
35. Попова, В.В. Вклад аномалий ледяного покрова Баренцева и Карского морей в изменение режима циркуляции и температуры северной Евразии с середины 1990–х годов / В.В. Попова // Лед и снег. – 2020. – Т. 60, № 3. – С. 409–422. <https://doi.org/10.31857/S2076673420030048>
36. Океанические фронты морей Северо–европейского бассейна. / Родионов В.Б., Костяной А.Г. М.: ГЕОС, 1998. – 292 с.
37. Соколов, А.А. Изменение адвекции тепла в Баренцевом море / А.А. Соколов, С.М. Гордеева // Российская Арктика. – 2019. – № 4. – С. 34–44. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=37138438> (дата обращения 10.10.2022).
38. Старицын, Д.К. Опыт выделения динамического и термодинамического фронтов в Японском и Охотском морях по данным спутниковых альтиметрических измерений / Д.К. Старицын // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2009. – Т. 6, № 1. – С. 477–483. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=15610831> (дата обращения 10.10.2022).
39. Тананаева, Ю.Н. Влияние температурных условий тихоокеанской субарктической фронтальной зоны на выживаемость горбуши в зимний период / Ю.Н. Тананаева //

- Океанология. – 2008. – Т. 48, № 3. – С. 417–424.
URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=10008353> (дата обращения 10.10.2022).
40. Физическая природа и структура океанических фронтов. / К.Н. Федоров Л.: Гидрометеиздат, 1983. – 296 с.
41. Фукс, В.Р. О возможности оценки положения фронтальных зон в океане по данным спутниковых измерений / В.Р. Фукс // *Фундаментальная и прикладная гидрофизика*. 2009. – Т. 3, № 1. – С. 29–34.
URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=12568281> (дата обращения 10.10.2022).
42. Чвилев, С.В. Фронтальные зоны Баренцева моря / С.В. Чвилев // *Метеорология и гидрология*. – 1991. – № 11. – С. 103–108.
43. Ablain, M. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project / M. Ablain, [et al.] // *Ocean Science*. – 2015. – iss. 11. – P. 67–82. <https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015>
44. Alpers, W. Small-scale oceanic eddy off the coast of West Africa studied by multi-sensor satellite and surface drifter data / W. Alpers, [et al.] // *Remote Sensing of Environment*. – 2013. – iss. 129. – P. 132–143. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.10.03>
45. Årthun, M. Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat* / M. Årthun, T. Eldevik, L.H. Smedsrud, Ø. Skagseth, R.B. Ingvaldsen // *Journal of Climate*. – 2012. – Vol. 25, iss. 13. – P. 4736–4743. <https://doi.org/10.1175/jcli-d-11-00466.1>
46. Atadzhanova, O.A. Submesoscale eddy structures and frontal dynamics in the Barents Sea / O.A. Atadzhanova, A.V. Zimin, E.I. Svergun, A.A. Konik // *Physical Oceanography*. – 2018. – Vol. 25, iss. 3. – P. 220–228. <https://doi.org/10.22449/1573-160X-2018-3-220-228>
47. Barnston, A.G. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns / A.G. Barnston, R.E. Livezey // *Monthly Weather Review*. – 1987. – Vol. 115, iss. 6. – P. 1083–1126. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:csapol>2.0.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:csapol>2.0.co;2)
48. Barton, B.I. Observed Atlantification of the Barents Sea Causes the Polar Front to Limit the Expansion of Winter Sea Ice / B.I. Barton, Y.D. Lenn, C. Lique // *Journal of Physical Oceanography*. – 2018. – Vol. 48, iss. 8. – P. 1849–1866. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-18-0003.1>
49. Barton, B.I. Water mass properties derived from satellite observations in the Barents Sea / B.I. Barton, C. Lique, Y.-D. Lenn // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2020. – iss. 125. – P. 1–18. <https://doi.org/10.1029/2019jc015449>

50. Bauch, D. Water Mass Classification on a Highly Variable Arctic Shelf Region: Origin of Laptev Sea Water Masses and Implications for the Nutrient Budget / D. Bauch, E. Cherniavskaia // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2018. – Vol. 123, iss. 3. – P. 1896–1906. <https://doi.org/10.1002/2017jc013524>
51. Boeckel, B. Vertical and lateral variations in coccolithophore community structure across the subtropical frontal zone in the South Atlantic Ocean / B. Boeckel, K.-H. Baumann // *Marine Micropaleontology*. – 2008. – Vol. 67, iss. 3-4. – P. 255–273. <https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.014>
52. Bourke, R.H. Eddy near the Molloy Deep revisited / R.H. Bourke, M.D. Tunnicliffe, J.L. Newton, R.G. Paquette, T.O. Manley // *Journal of Geophysical Research*. – 1987. – Vol. 92, iss. C7. – P. 6773. <https://doi.org/10.1029/jc092ic07p06773>
53. Brando, V.E. High-resolution satellite turbidity and sea surface temperature observations of river plume interactions during a significant flood event / V.E. Brando, [et al.] // *Ocean Science*. – 2015. – Vol. 11, iss. 6. – P. 909–920. <https://doi.org/10.5194/os-11-909-2015>
54. Brenner, S. The evolution of a shallow front in the Arctic marginal ice zone / S. Brenner, L. Rainville, J. Thomson, C. Lee // *Elem Sci Anth*. – 2020. – iss. 8. – P. 17. <https://doi.org/10.1525/elementa.413>
55. Callaghan, T.V. A new climate era in the sub-Arctic: Accelerating climate changes and multiple impacts / T.V. Callaghan, F. Bergholm, T.R. Christensen, C. Jonasson, U. Kokfelt, M. Johansson // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – Vol. 37, iss. 14. – P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2009gl042064>
56. Celebi, M.E. A comparative study of efficient initialization methods for the k-means clustering algorithm / M.E. Celebi, H.A. Kingravi, P.A. Vela // *Expert Systems with Applications*. – 2013. – Vol. 40, iss. 1. – P. 200–210. <https://doi.org/10.1016/j.eswa.2012.07.021>
57. Collins, C.O. In situ measurements of an energetic wave event in the Arctic marginal ice zone / C.O. Collins, W.E. Rogers, A. Marchenko, A.V. Babanin // *Geophysical Research Letters*. – 2015. – Vol. 42, iss. 6. – P. 1863–1870. <https://doi.org/10.1002/2015gl063063>
58. D’Asaro, E. Enhanced Turbulence and Energy Dissipation at Ocean Fronts / E. D’Asaro, C. Lee, L. Rainville, R. Harcourt, L. Thomas // *Science*. – 2011. – Vol. 332, iss. 6027. – P. 318–322. <https://doi.org/10.1126/science.1201515>
59. Denamiel, C. The Congo River plume: Impact of the forcing on the far-field and near-field dynamics / C. Denamiel, W.P. Budgell, R. Toumi // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2013. – iss. 118. – P. 964–989. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20062>

60. Duan, C. Temporal variability and trends of sea ice in the Kara Sea and their relationship with atmospheric factors / C. Duan, S. Dong, Z. Xie, Z. Wang // *Polar Science*. – 2019. – Vol. 20. – P. 136–147. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2019.03.002>
61. Eilola, K. On the dynamics of oxygen, phosphorus and cyanobacteria in the Baltic Sea; A model study / K. Eilola, H.E.M. Meier, E. Almroth // *Journal of Marine Systems*. – 2009. – Vol. 75, iss. 1–2. – P. 163–184. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2008.08.009>
62. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography*. / W.J. Emery, R.E. Thomson. Elsevier, 2001. – 638 p.
63. Falcieri, F.M. Po River plume pattern variability investigated from model data / F.M. Falcieri, A. Benetazzo, M. Sclavo, A. Russo, S. Carniel // *Continental Shelf Research*. – 2014. – V. 87. – P. 84–95. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.001>
64. Feltham, D. Arctic Sea ice reduction: the evidence, models and impacts / D. Feltham // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2015. – V. 373, iss. 2045. – P. 1–3. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0171>
65. Fer, I. Mixing in the Barents Sea Polar Front near Hopen in spring / I. Fer, K. Drinkwater // *Journal of Marine Systems*. – 2014. – iss. 130. – P. 206–218. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2012.01.005>
66. Gao, N. A Novel Identification of the Polar/Eurasia Pattern and Its Weather Impact in May / N. Gao, C. Bueh, Z. Xie, Y. Gong // *Journal of Meteorological Research*. – 2019. – Vol. 33, iss. 5. – P. 810–825. <https://doi.org/10.1007/s13351-019-9023-z>
67. García-Escudero, L.Á. Robustness Properties of k Means and Trimmed k Means / L.Á. García-Escudero, A. Gordaliza // *Journal of the American Statistical Association*. – 1999. – Vol. 94, iss. 447. – P. 956–969. <https://doi.org/10.1080/01621459.1999.10474200>
68. Garvine, R.W. Frontal structure of a river plume / R.W. Garvine, J.D. Monk, // *Journal of Geophysical Research*. – 1974. – iss. 17. – P. 2251–2259. <https://doi.org/10.1029/jc079i015p02251>
69. Ginsburg, A.I. On the Multitude of Forms of Coherent Motions in Marginal ICE Zones (MIZ) / A.I. Ginsburg, K.N. Fedorov // *Elsevier Oceanography Series*. – 1989. – P. 25–39. [https://doi.org/10.1016/S0422-9894\(08\)70175-2](https://doi.org/10.1016/S0422-9894(08)70175-2)
70. Gordeev, V.V. A reassessment of the Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean / V.V. Gordeev, J.M. Martin, I.S. Sidorov, M.V. Sidorova // *American Journal of Science*. – 1997. – Vol. 296, iss. 6. – P. 664–691. <https://doi.org/10.2475/ajs.296.6.664>

71. Grøsvik, B.E. Assessment of Marine Litter in the Barents Sea, a Part of the Joint Norwegian–Russian Ecosystem Survey / B.E. Grøsvik, T. Prokhorova, E. Eriksen, P. Krivosheya, P.A. Horneland, D. Prozorkevich // *Frontiers in Marine Science*. – 2018. – Vol. 5. – P. 1–11. <https://doi.org/10.3389/fmars.2018.00072>
72. Harms, I.H. Modeling the seasonal variability of hydrography and circulation in the Kara Sea / I.H. Harms, M.J. Karcher // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1999. – Vol. 104, iss. C6. – P. 13431–13448. <https://doi.org/10.1029/1999jc900048>
73. Harris, C.L. Water mass distribution and polar front structure in the western Barents Sea / C.L. Harris, A.J. Pluedemann, G.G. Gawarkiewich // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1998. – V. 103, iss. C2. – P. 2905–2917. <https://doi.org/10.1029/97jc02790>
74. Hopkins, J. Detection and variability of the Congo River plume from satellite derived sea surface temperature, salinity, ocean colour and sea level / J. Hopkins, M. Lucas, C. Dufau, M. Sutton, J. Stum, O. Lauret, C. Channelliere // *Remote Sensing of Environment*. – 2013. – V. 139. – P. 365–385. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.015>
75. Ikeda, M. A process study of mesoscale meandres and eddies in the Norwegian Coastal Current / M. Ikeda, J.A. Johannessen, K. Lygre, S. Sandven // *Journal of Geophysical Research*. – 1989. – Vol. 19, iss. 1. – P. 20–35.
76. Ivshin, V.A. Barents Sea thermal frontal zones in 1960–2017: variability, weakening, shifting / V.A. Ivshin, A.G. Trofimov, O.V. Titov // *ICES Journal of Marine Science*. – 2019. – V. 76. – P. i3–i9. <https://doi.org/10.1093/icesjms/fsz159>
77. Johannessen, O.M. A note on the topographically controlled oceanic polar front in the Barents Sea / O.M. Johannessen, L.A. Foster // *Journal of Geophysical Research*. – 1978. – V. 83, iss. C9. – P. 4567–4571. <https://doi.org/10.1029/jc083ic09p04567>
78. Johannessen, O.M. Ice-Edge Eddies in the Fram Strait Marginal Ice Zone / O.M. Johannessen, J.A. Johannessen, E. Svendsen, R.A. Shuchman, W.J. Campbell, E. Josberger // *Science*. – 1987. – Vol. 236, iss. 4800. – P. 427–429. <https://doi.org/10.1126/science.236.4800.427>
79. Johannessen, J.A. Coastal ocean fronts and eddies imaged with ERS 1 synthetic aperture radar / J.A. Johannessen, [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1996. – Vol. 101, iss. C3. – P. 6651–6667. <https://doi.org/10.1029/95jc02962>
80. Johannessen, J.A. On radar imaging of current features: 2. Mesoscale eddy and current front detection / J.A. Johannessen, [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 2005. – Vol. 110, iss. C7. – P.1–14. <https://doi.org/10.1029/2004JC002802>
81. Kartushinsky, A.V. Time-space structure and variability of surface temperature frontal zones in the ocean (based on AVHRR satellite data) / A.V. Kartushinsky // *Advances in*

- Space Research. – 2000. – Vol. 25, iss. 5. – P. 1107–1110. [https://doi.org/10.1016/s0273-1177\(99\)00871-6](https://doi.org/10.1016/s0273-1177(99)00871-6)
82. Kędra, M. Status and trends in the structure of Arctic benthic food webs / M. Kędra, [et al.] // Polar Research. – 2015. – Vol. 34. – P. 23775. <https://doi.org/10.3402/polar.v34.23775>
83. Kostianoy, A.G. Frontal Zones in the Norwegian, Greenland, Barents and Bering Seas / A.G. Kostianoy, J.C.J. Nihoul // NATO Science for Peace and Security Series C: Environmental Security. – 2009. – P. 171–190. <https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015>
84. Kozlov, I.E. Eddies in the Marginal Ice Zone of Fram Strait and Svalbard from Spaceborne SAR Observations in Winter / I.E. Kozlov, O.A. Atadzhanova // Remote Sensing – 2022. – iss. 14. – P. 1–19. <https://doi.org/10.3390/rs14010134>
85. Krolak-Schwerdt, S. A Regression Analytic Modification of Ward's Method: A Contribution to the Relation between Cluster Analysis and Factor Analysis / S. Krolak-Schwerdt, P. Orlik, A. Kohler // Classification, Data Analysis, and Knowledge Organization. – 1991. – P. 23–27.
86. Kubryakov, A.A. River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based Lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data / A.A. Kubryakov, S.V. Stanichny, A.G. Zatsepin // Remote Sensing of Environment. – 2016. – iss. 176. – P. 177–187. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.020>
87. Kumar, A. Spatio-temporal change and variability of Barents-Kara sea ice, in the Arctic: Ocean and atmospheric implications / A. Kumar, J. Yadav, R. Mohan // Science of The Total Environment. – 2021. – iss. 753. – P. 142046. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142046>
88. Kushnir, V.M. Thermohaline Convection in the Edge-Ice Zone in the Barents Sea to the East of Spitsbergen / V.M. Kushnir, E. Hansen, V.K. Pavlov, A.N. Morozov // Physical Oceanography. – 2003. – Vol. 13, iss. 6. – P. 361–374. <https://doi.org/10.1023/b:poce.0000013233.69589.d1>
89. Kuzin, V.I. Mathematical simulation of runoff of main Siberian rivers / V.I. Kuzin, N.A. Lapteva // Atmospheric and Oceanic Optics. – 2014. – Vol. 27, iss. 6. – P. 525–529. URL: <https://elibrary.ru/item.asp?id=21946233> (дата обращения 10.10.2022).
90. Lee, J.-S. Digital image smoothing and the sigma filter / J.-S. Lee // Computer Vision, Graphics, and Image Processing. – 1983. – Vol. 24, iss. 2. – P. 255–269. [https://doi.org/10.1016/0734-189x\(83\)90047-6](https://doi.org/10.1016/0734-189x(83)90047-6)
91. Two-dimensional signal and image processing. / J.S. Lim. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall, 1990. – 694 p.

92. Liu, Y. Sampling errors in satellite-derived infrared sea-surface temperatures. Part I: Global and regional MODIS fields / Y. Liu, P.J. Minnett // *Remote Sensing of Environment*. – 2016. – Vol. 177. – P. 48–64. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2016.02.026>
93. Manucharyan, G.E. Generation and separation of mesoscale eddies from surface ocean fronts / G.E. Manucharyan, M.L. Timmermans // *Journal of Physical Oceanography*. – 2014. – Vol. 43, iss. 12. – P. 2545–2562. <https://doi.org/10.1175/jpo-d-13-094.1>
94. McPhee, M.G. Dynamics and thermodynamics of the ice/upper ocean system in the marginal ice zone of the Greenland Sea / M.G. McPhee, G.A. Maykut, J.H. Morison // *Journal of Geophysical Research*. – 1987. – Vol. 92, iss. C7. – P. 7017. <https://doi.org/10.1029/jc092ic07p07017>
95. Meade, R.H. Suspended-sediment and fresh-water discharge in the Ob and Yenisey rivers, 1960–1988 / R.H. Meade, N.N. Bobrovitskaya, V.I. Babkin // *International Journal of Earth Sciences*. – 2000. – Vol. 89, iss. 3. – P. 461–469. <https://doi.org/10.1007/s005310000107>
96. Meissner, T. The Salinity Retrieval Algorithms for the NASA Aquarius Version 5 and SMAP Version 3 Releases / T. Meissner, F.J. Wentz, D.M. Le Vine // *Remote Sensing*. – 2018. – iss. 10. – P. 1121. <https://doi.org/10.3390/rs10071121>
97. Mityagina, M.I. Multi-sensor survey of seasonal variability in coastal eddy and internal wave signatures in the north-eastern Black Sea / M.I. Mityagina, O.Y. Lavrova, S.S. Karimova // *International Journal of Remote Sensing*. – 2010. – Vol. 31, iss. 17–18. – P. 4779–4790. <https://doi.org/10.1080/01431161.2010.485151>
98. Mizobata, K. The cyclonic eddy train in the Indian Ocean sector of the Southern Ocean as revealed by satellite radar altimeters and in situ measurements / K. Mizobata, K. Shimada, S. Aoki, Y. Kitade // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2020. – Vol. 125. – P. 1–16. <https://doi.org/10.1029/2019jc015994>
99. Mosharov, S.A. Structure and Productivity of the Phytocenosis in the Southwestern Kara Sea in Early Spring / S.A. Mosharov, A.F. Sazhin, E.I. Druzhkova, P.V. Khlebopashev // *Oceanology*. – 2018. – Vol. 58, iss. 3. – P. 396–404. <https://doi.org/10.1134/s0001437018030141>
100. Mysak, L.A. Evidence for baroclinic instability of the Norwegian Current / L.A. Mysak, B. Schott // *Journal of Geophysical Research*. – 1997. – Vol. 82. – P. 2087–2095. <https://doi.org/10.1029/jc082i015p02087>
101. Ogasawara, Y. Two clustering methods based on the Ward method and dendrograms with interval-valued dissimilarities for interval-valued data / Y. Ogasawara,

- M. Kon // *International Journal of Approximate Reasoning*. – 2021. – Vol. 129. – P.103–121. <https://doi.org/10.1016/j.ijar.2020.11.001>
102. Osadchiev, A.A. Structure of the buoyant plume formed by Ob and Yenisei River discharge in the southern part of the Kara Sea during summer and autumn / A.A. Osadchiev, A.S. Izhitskiy, P.O. Zavialov, V.V. Kremenetskiy, A.A. Polukhin, V.V. Pelevin, Z.M. Toktamysova // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – Vol. 122, iss. 7. – P. 5916–5935. <https://doi.org/10.1002/2016jc012603>
103. Osadchiev, A.A. Structure of the freshened surface layer in the Kara Sea during ice-free periods / A.A. Osadchiev, D.I. Frey, S.A. Shchuka, N.D. Tilinina, E.G. Morozov, P.O. Zavialov // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2020. – Vol. 126. – P. 1–26. <https://doi.org/10.1029/2020jc016486>
104. Overland, J.E. Future Arctic climate changes: Adaptation and mitigation time scales / J.E. Overland, M. Wang, J.E. Walsh, J.C. Stroeve // *Earth's Future*. – 2013. – iss. 2. – P. 68–74. <https://doi.org/10.1002/2013ef000162>
105. Oziel, L. The Barents Sea frontal zones and water masses variability (1980–2011) / L. Oziel, J. Sirven, J.C. Gascard // *Ocean Science*. – 2016. – V. 12, iss. 1. – P. 169–184. <https://doi.org/10.5194/os-12-169-2016>
106. Parfitt, R. The atmospheric frontal response to SST perturbations in the Gulf Stream region / R. Parfitt, A. Czaja, S. Minobe, A. Kuwano-Yoshida // *Geophysical Research Letters*. – 2016. – Vol. 43, iss. 5. – 2299–2306. <https://doi.org/10.1002/2016gl067723>
107. Parsons, A.R. The Barents Sea polar front in summer / A.R. Parson, [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. – 1996. – V. 101, iss C6. – P. 14201–14221. <https://doi.org/10.1029/96jc00119>
108. Pavlov, V.K. Hydrographic structure and variability of the Kara Sea: Implications for pollutant distribution / V.K. Pavlov, S.L. Pfirman // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 1995. – Vol. 42, iss. 6. – P. 1369–1390. [https://doi.org/10.1016/0967-0645\(95\)00046-1](https://doi.org/10.1016/0967-0645(95)00046-1)
109. Hydrometeorological Regime of the Kara, Laptev, and East-Siberian Seas. / V.K. Pavlov, [et al.]. University of Washington, Seattle, 1996. – 185 p.
110. Piechura, J. The Arctic Front: structure and dynamics / J. Piechura, W. Walczowski // *Oceanologia*. – 1995. – Vol. 37, iss. 1. – P. 47–73.
111. Polukhin, A.A. The role of river runoff in the Kara Sea surface layer acidification and carbonate system changes / A.A. Polukhin // *Environ. Res. Lett.* – 2019. – iss. 14. – P. 105007. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab421e>

112. Rodionov, V.B. On the mesoscale structure of the frontal zones in the Nordic Seas / V.B. Rodionov // *J. Marine Systems*. – 1992. – iss. 3. – P. 127–139. [https://doi.org/10.1016/0924-7963\(92\)90034-6](https://doi.org/10.1016/0924-7963(92)90034-6)
113. Schiller, R.V. The dynamics of the Mississippi River plume: Impact of topography, wind and offshore forcing on the fate of plume waters / R.V. Schiller, V.H. Kourafalou, P. Hogan, W.D. Walker // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2011. – Vol. 116. – P. 1–22. <https://doi.org/10.1029/2010jc006883>
114. Scott, T. Role of atmospheric indices in describing inshore directional wave climate in the United Kingdom and Ireland / T. Scott, [et al.] // *Earth's Future*. – 2021. – Vol. 9. – P. 1–21. <https://doi.org/10.5194/os-11-67-2015> <https://doi.org/10.1029/2020ef001625>
115. Serreze, M.C. Arctic sea ice trends, variability and implications for seasonal ice forecasting / M.C. Serreze, J. Stroeve // *Philosophical transactions: mathematical, physical and engineering science*. – 2015. – Vol. 373, iss. 2045. – P. 1–16. <https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0159>
116. Shiklomanov, A.I. River ice responses to a warming Arctic—recent evidence from Russian rivers / A.I. Shiklomanov, R.B. Lammers // *Environmental Research Letters*. – 2014. – Vol. 9, iss. 3. – P. 1–10. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/9/3/035008>
117. Small, R.J. Air–sea interaction over ocean fronts and eddies / R.J. Small // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 2008. – Vol. 45, iss. 3-4. – P. 274–319. <https://doi.org/10.1016/j.dynatmoce.2008.01.001>
118. Spreen, G. Sea ice remote sensing using AMSR-E 89 GHz channels / G. Spreen, L. Kaleschke, G. Heygster // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol. 113. – P. 1–14. <https://doi.org/10.1029/2005jc003384>
119. MATLAB Programming for Engineers / J.C. Stephen. Cengage Learning, 2015. – 672 p.
120. Sullivan, P.P. Frontogenesis and frontal arrest of a dense filament in the oceanic surface boundary layer / P.P. Sullivan, J.C. McWilliams // *Journal of Fluid Mechanics*. – 2017. – Vol. 837. – P. 341–380. <https://doi.org/10.1017/jfm.2017.833>
121. Våge, S. Physical structure of the Barents Sea Polar Front near Storbanken in August 2007 / S. Våge, S.L. Basedow, K.S. Tande, M. Zhou // *Journal of Marine Systems*. – 2014. – Vol 130. – P. 256–262. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2011.11.019>
122. Van Aken, H.M. The anatomy of the Arctic Frontal Zone in the Greenland Sea / H.M. Van Aken, G. Budéus, M. Hähnel // *Journal of Geophysical Research*. – 1995. – Vol. 100, iss. C8. – P. 15999. <https://doi.org/10.1029/95jc01176>

123. Wang, Y.-H. Decadal variability of the NAO: Introducing an augmented NAO index / Y.-H. Wang, G. Magnusdottir, H. Stern, X. Tian, Y. Yu // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – Vol. 39. – P. 1–5. <https://doi.org/10.1029/2012gl053413>
124. Yamaguchi, S. SAR-imaged spiral eddies in Mutsu Bay and their dynamic and kinematic models / S. Yamaguchi, H. Kawamura // *Journal of Oceanography*. – 2009. – Vol. 65, iss. 4. – P. 525–539. <https://doi.org/10.1007/s10872-009-0045-5>
125. Yamanouchi, T. Rapid change of the Arctic Climate system and its global influences - Overview of GRENE Arctic Climate change research project (2011–2016) / T. Yamanouchi, K. Takata // *Polar Science*. – 2020. – Vol. 25. – P. 100548. <https://doi.org/10.1016/j.polar.2020.100548>