

САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

На правах рукописи

Яковлева Диана Андреевна

**ВЛИЯНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОЙ АДВЕКЦИИ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕРМОХАЛИННОЙ
СТРУКТУРЫ МОРЕЙ НОРВЕЖСКОГО, ИРМИНГЕРА, ЛАБРАДОР И НА РАЗВИТИЕ
ГЛУБОКОЙ КОНВЕКЦИИ**

Научная специальность 1.6.17. Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
кандидат географических наук
Башмачников Игорь Львович

Санкт-Петербург

2025

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА.....	13
1.1 Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция	13
1.2 Индексы атмосферной и океанической циркуляции	16
1.3 Норвежское море.....	20
1.4 Море Лабрадор	22
1.5 Море Ирмингера.....	25
ГЛАВА 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА	29
ГЛАВА 3. ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ АДВЕКЦИИ ТЕПЛА В НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ	39
ГЛАВА 4. ВЛИЯНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПЕРЕНОСА НА ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЕ И ГЛУБОКУЮ КОНВЕКЦИЮ В МОРЕ ИРМИНГЕРА	49
ГЛАВА 5. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ МОРЯ ЛАБРАДОР ...	59
ГЛАВА 6. ВЗАИМНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРЕНОСА ОКЕАНИЧЕСКОГО ТЕПЛА В НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ И МОРЯ СУБПОЛЯРНОГО КРУГОВОРОТА	69
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	80
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	82
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	83
Приложение 1	97
Приложение 2	98
Приложение 3	100

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования и степень ее разработанности

Океаническая адвекция тепла во многом определяет изменчивость климатической системы Северной Атлантики и морей Северо-Европейского бассейна. В частности, адвекция океанического тепла вносит значительный вклад в изменчивость теплосодержания верхнего слоя океана и оказывает влияние на температуру воздуха вышеупомянутых и прилегающих к ним регионов, а также влияет на интенсивность глубокой конвекции в морях Лабрадор, Ирмингера, Норвежском и Гренландском. Интенсивность конвекции определяет интенсивность возвратного глубинного потока Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) и влияет на интенсивность АМОЦ.

АМОЦ, в свою очередь, характеризует интенсивность меридионального переноса океанического тепла в Атлантике и во многом ответственна за формирование климатической изменчивости субполярных и полярных широт Северного полушария. В предыдущих исследованиях были выделены периоды ослабления и усиления АМОЦ. С 1960-е по 1980-е гг. происходило ослабление АМОЦ (Caesar et al., 2021; Chen and Tung, 2018; Frajka-Williams et al., 2019; McCarthy et al., 2020). Во второй половине 1990-х гг. началось усиление АМОЦ (Alekseev et al., 2021; Karcher et al., 2003), которое достигло максимума в середине 2000-х гг. при локальном снижении в середине 1990-х гг. (Chen and Tung, 2018). С середины 2000-х гг. началось снижение интенсивности АМОЦ, которое захватывает и 2010-е гг. (Chen and Tung, 2018; McCarthy et al., 2020). Интенсивность АМОЦ связана в том числе с изменением интенсивности глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера (Кузнецова и Башмачников, 2023). Если раньше объем глубинных вод, которые образовались в море Лабрадор (Yashayaev, 2007), являлся наиболее значимым для изменения интенсивности АМОЦ, то к середине 2010-х гг. площадь глубокой конвекции восточной части Субполярного круговорота (в море Ирмингера и в области южнее мыса Фарвель) превысила площадь области глубокой конвекции моря Лабрадор, а объемы глубинных вод стали сопоставимы (Lozier et al., 2019; Rühls et al., 2021). Глубокая конвекция в субполярных областях Атлантики (в морях Лабрадор и Ирмингера) обусловлена холодными зимами и наличием выраженной циклонической циркуляции в этих акваториях (Yashayaev, 2007; Гладышев и др., 2018). В море Ирмингера не всегда повышенная потеря тепла из океана в атмосферу приводила к усилению глубокой конвекции (Гладышев и др., 2016а), а интенсивная конвекция могла происходить и при умеренной потере тепла океаном (de Jong et al., 2012). В

Норвежском море, наоборот, глубокая конвекция, которая эпизодически наблюдалась в центральной части Лофотенского бассейна, определялась, прежде всего, интенсивностью теплоотдачи из океана в атмосферу (Fedorov et al., 2021).

Характер атмосферной циркуляции оказывает влияние не только на локальный теплообмен, но и на изменчивость интенсивности переноса океанических вод, тем самым косвенно изменяя температуру поверхности океана (Visbeck et al., 2003). Например, существуют многочисленные работы зависимости скорости океанических течений и переноса ими тепла в Северной Атлантике от величины индексов атмосферной циркуляции, в частности, индекса Североатлантического колебания (САК) (Barrier et al., 2014; Desbruyères et al., 2015; Raj et al., 2018; Iakovleva and Bashmachnikov, 2021).

Цель и задачи

Цель работы – оценка характера и причин изменчивости океанической адвекции тепла в Норвежское море, море Ирмингера и море Лабрадор, а также влияния океанического переноса тепла на глубокую конвекцию.

Задачи:

1. Выявить характер и причины межгодовой изменчивости океанической адвекции тепла в Норвежское море и ее влияние на теплосодержание верхнего слоя моря.
2. Выделить характер и причины межгодовой изменчивости океанической адвекции тепла в море Ирмингера и ее влияние на теплосодержание верхнего слоя моря и глубокую конвекцию.
3. Выявить характер и причины межгодовой изменчивости океанической адвекции тепла в море Лабрадор и ее влияние на теплосодержание верхнего слоя моря и глубокую конвекцию.
4. Выявить особенности взаимной изменчивости океанической адвекции тепла в моря Субполярного круговорота Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна в связи с изменчивостью атмосферной циркуляции в регионе.

Научная новизна

Научная новизна работы состоит в следующих трех основных результатах исследования.

Выявлена зависимость глубокой конвекции моря Ирмингера от океанической адвекции тепла. Ранее считалось, что основной вклад в изменчивость глубокой конвекции в регионе вносит интенсивность теплообмена океан-атмосфера.

В межгодовой изменчивости теплосодержания верхнего 500-метрового слоя моря Лабрадор выделены доминирующие циклы продолжительностью 2–4 года и 5–8 лет, и выявлена роль океанической адвекции и атмосферной циркуляции в формировании этих циклов.

Показано, что причиной межгодовой изменчивости интенсивности адвекции тепла атлантических вод в моря Северо-Европейского бассейна, включая обе ветви Норвежского течения, является изменение градиента уровня моря через Норвежское течение, который, в свою очередь, определяется как экмановским нагоном, так и локальным ротором поля ветра.

Теоретическая и практическая значимость работы

Теоретическая значимость работы состоит в выявлении возможного механизма стабилизации АМОЦ. Ранее было показано, что конвекция в море Ирмингера играет ведущую роль в долгопериодной изменчивости АМОЦ (Losier et al., 2019, Кузнецова и Башмачников, 2023). В диссертационной работе показано, что интенсивность глубокой конвекции моря Ирмингера уменьшается с ростом конвергенции океанического тепла в море, прежде всего, за счет адвекции течением Ирмингера. Это позволяет предположить, что присутствует отрицательная обратная связь между интенсивностью конвекции в море Ирмингера и интенсивностью АМОЦ.

Практическая значимость работы состоит в существенном влиянии океанического переноса тепла из тропических в субполярные районы Атлантики и далее на север, и существенном влиянии этого переноса на климат обширных территорий. Атлантический океан ответственен примерно за четверть общего (океанического и атмосферного) переноса тепла в полярные широты Северного полушария (Buckley и Marshall, 2016). Мониторинг изменчивости поступающих атлантических вод, как основного фактора (Beszczynska-Moller et al., 2012; Аксенов и Иванов, 2018) изменчивости термохалинной структуры Северного Ледовитого океана, крайне важен для возможности прогнозирования крупномасштабных климатических изменений в Северном полушарии. Теплые атлантические воды АМОЦ поступают в Норвежское море и далее в другие моря Северного Ледовитого океана, в том числе, в моря российского сектора Арктики. Атлантические воды распространяются с запада на восток, двигаясь вдоль материкового склона и проникая в желоба и заливы морей Баренцева, Карского и Лаптевых (Гаккель и др., 1970). Дальше к востоку проникает лишь слабая ветвь потока атлантических вод,

уходящая в море Бофорта (Гаккель и др., 1970). Поток атлантических вод влияет на изменения температуры воздуха Арктики (Семенов, 2008; Мохов и др., 2008; Walczowski et al., 2012), на площадь ледяного покрова в Баренцевом и Карском морях (Семенов, 2008; Иванов и др., 2014; Алексеев и др., 2015), на климат Европейской части России (Мохов и др., 2008), а также на климат Европы (Мохов и др., 2008).

Оказывая влияние на перестройку вертикальной структуры североатлантических вод, потоки тепла и соли непосредственно влияют на интенсивность поступления биогенных веществ в верхний освещённый слой и интенсивность развития фитопланктона, которая, в свою очередь, определяет развитие последующих трофических звеньев, биопродуктивность акватории, изменчивость потоков кислорода и углекислого газа в системе океан-атмосфера и изменчивость нисходящих потоков органического углерода в глубинные слои океана (Billet et al., 1986). Увеличение свободной ото льда поверхности воды и разрушение стратификации вод в арктических регионах является другим фактором, который приводит к усилению процессов фотосинтеза в этих акваториях (Ardyna et al., 2014), и как следствие – к увеличению биопродуктивности. Адвекция вод Норвежским течением (атлантические воды) переносит фитопланктон и биогены из районов с более высокой продуктивностью умеренных и субполярных широт в полярные регионы, способствуя поддержанию там более высокого уровня первичной продукции (Vernet et al., 2019; Oziel et al., 2020).

Степень достоверности и апробация результатов

По теме диссертационного исследования опубликовано 6 статей (3 на русском языке, 3 на английском языке). Все статьи опубликованы в периодических изданиях, индексируемых в РИНЦ и Web of Science / Scopus. Список опубликованных работ по теме диссертации:

1. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в куполе холодных вод моря Лабрадор // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64. – №. 1. – С. 136-158.
2. **Iakovleva D. A.**, Bashmachnikov I. L. On the seesaw in interannual variability of upper ocean heat advection between the North Atlantic Subpolar Gyre and the Nordic Seas // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2021. – V. 96. – P. 101263.
3. Fedorov A. M., Bashmachnikov I. L., **Iakovleva D. A.**, Kuznetcova D. A. & Raj R. P. Deep convection in the Subpolar Gyre: Do we have enough data to estimate its intensity? // Dynamics of Atmospheres and Oceans. – 2023. – V. 101. – P. 101338.

4. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л., Кузнецова Д. А. Влияние Атлантической меридиональной океанической циркуляции на температуру верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора Северного Ледовитого океана // *Океанология*. – Т. 63. – № 2. – С. 173–181.
5. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Роль региональной атмосферной циркуляции в межгодовой изменчивости адвекции тепла в Северо-Европейский бассейн // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. – 2023. – V. 59. – №. 5. – P. 539-548.
6. **Iakovleva D. A.**, Bashmachnikov I. L., Diansky N. A. Coherence of deep convection in the Irminger Sea with oceanic heat advection // *Oceanology*. – 2023. – V. 63. – №. 1. – P. S1–S10.

Результаты диссертационного исследования были доложены на 14 конференциях, из которых 9 всероссийских и 5 международных. Ниже представлен список опубликованных тезисов докладов конференций:

1. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Тренды и цикличности теплосодержания центральных областей моря Лабрадор. Шестнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» ИКИ РАН (г. Москва), 12-16 ноября 2018 г.
2. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Тренды и цикличности теплосодержания и пресной воды в куполе холодных вод моря Лабрадор. II Всероссийская Конференция «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» (г. Санкт-Петербург), 19-20 декабря 2018 г.
3. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Связь межгодовой изменчивости теплосодержания верхнего слоя моря Лабрадор и индекса Северо-Атлантического колебания (САК). IV Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (г. Севастополь), 22-26 апреля 2019 г.
4. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Перераспределение переноса тепла в Северной Атлантике в связи с изменчивостью фазы Северо-Атлантического колебания. Семнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» ИКИ РАН (г. Москва), 11-15 ноября 2019 г.
5. Башмачников И. Л., Федоров А. М., **Яковлева Д. А.**, Весман А. В. Межгодовая изменчивость интенсивности глубокой конвекции в субполярных морях Северной Атлантики и СЛО. III Всероссийская конференция «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» (г. Санкт-Петербург), 18-19 декабря 2019 г.

6. **Яковлева Д.А.**, Башмачников И.Л. Перераспределение меридионального потока океанического тепла в Северной Атлантике в зависимости от фазы NAO. III Всероссийская конференция «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития» (г. Санкт-Петербург), 18-19 декабря 2019 г.
7. **Iakovleva D.**, Bashmachnikov I. Variations of oceanic and atmospheric heat fluxes in the North Atlantic and their link to the North Atlantic Oscillation Index. EGU General Assembly 2020 (Vienna, Austria), 4–8 May 2020.
8. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л., Голубкин П. А. Механизм формирования глубокой конвекции в море Ирмингера. V Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (г. Калининград), 18-22 мая 2020 г.
9. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Связь пространственно-временной изменчивости температуры воды Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана с АМОЦ. Девятнадцатая международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» (г. Москва), 15 - 19 ноября 2021 г.
10. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Тепловой баланс субполярной Северной Атлантики. VI Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (г. Москва), 18-24 апреля 2021 г.
11. **Iakovleva D.**, Bashmachnikov I. The heat balance shapes deep convection in the Irminger Sea. EGU General Assembly 2021 (Vienna, Austria), 19–30 April 2021.
12. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Причины межгодовой изменчивости интенсивности глубокой конвекции в море Ирмингера. Всероссийская научная конференция «Моря России: Год науки и технологий в РФ – Десятилетие наук об океане ООН» (г. Севастополь), 21-24 сентября 2021 г.
13. Fedorov A. M., Bashmachnikov I. L., **Iakovleva D. A.**, Kuznetcova D. A. and Raj R. P. Deep convection in the Subpolar Gyre, how much data is needed to estimate its intensity? EGU General Assembly 2022 (Vienna, Austria), 23–27 May 2022.
14. **Яковлева Д. А.**, Башмачников И. Л. Причины межгодовой изменчивости океанического потока тепла на разрезе Свиной. Двадцатая международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» (г. Москва), 14 - 18 ноября 2022 г.

15. **Яковлева Д. А., Башмачников И. Л.** Изменение потоков тепла океан-атмосфера и скорости ветра при изменении интенсивности АМОЦ. VII Всероссийская научная конференция молодых ученых "Комплексные исследования Мирового океана" (г. Санкт-Петербург), 15-19 мая 2023 г.

Отдельные результаты, полученные в рамках данной работы, были отмечены наградами:

1. Призер в III Всероссийском конкурсе студенческих научных работ по арктической тематике Национального арктического научно-образовательного консорциума (2019 г.)
2. Призер олимпиады Petropolitan Science (Re)Search, СПбГУ (2019 г.)
3. Призер конкурса курсовых, дипломных и научных работ 2018-2019 года, посвященного 200-летию открытия Антарктиды русскими мореплавателями (2020 г.)

Личный вклад автора

Личный вклад автора состоит в выборе методик, написании скриптов для обработки данных, расчетах и визуализации данных, анализе полученных результатов, написании текста статей и текста диссертации.

Структура диссертации

Диссертация соответствует следующим пунктам паспорта специальности 1.6.17. Океанология (географические науки): внешние силы, действующие на океан, и потоки вещества и энергии; процессы формирования водных масс, их пространственно-временной структуры, гидрофизические поля Мирового океана.

Диссертация состоит из введения, шести глав, заключения, списка сокращений, списка литературы, включающего 150 ссылок, и трех приложений. Работа изложена на 100 страницах, включая 27 рисунков и 9 таблиц.

Введение. Описана актуальность работы, сформулированы цели и задачи диссертационной работы, указаны новизна, теоретическая и практическая значимость данной работы, степень достоверности и апробация результатов, представлены основные научные результаты и положения, выносимые на защиту.

Глава 1. Дано физико-географическое описание исследуемого района. Подробно проанализированы литературные источники, посвященные, в первую очередь, исследованию теплосодержания и океанических потоков тепла в северной части Северной Атлантики и в морях

Северо-Европейского бассейна, а также исследованию АМОЦ. Дан краткий обзор основных индексов атмосферной и океанической циркуляции.

Глава 2. Представлено описание массивов данных, на основе которых проводилось данное исследование, приведена кросс-валидация данных из различных источников; приведены основные расчетные формулы, использованные в работе.

Глава 3. Приводятся основные причины изменчивости океанической адвекции тепла в Норвежское море. Показано, что океаническая адвекция тепла в Норвежское море определяется изменением градиента уровня моря через Норвежское течение, который, в свою очередь, определяется как экмановским нагоном, так и локальным ротором поля ветра.

Глава 4. Исследована связь между теплосодержанием, тепловым балансом и глубокой конвекцией в море Ирмингера. Доказано ведущее влияние океанического переноса тепла на глубокую конвекцию в море Ирмингера.

Глава 5. Проведено исследование характера межгодовой изменчивости теплосодержания и содержания пресной воды моря Лабрадор, выделены основные цикличности, выявлена связь этих цикличностей с индексом Северо-Атлантического колебания и описаны механизмы этой связи, включая океаническую адвекцию. Рассмотрено влияние теплосодержания на глубокую конвекцию в море Лабрадор.

Глава 6. Рассмотрена связь температуры воды Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО с изменчивостью интенсивности АМОЦ. Выявлена противофазность океанического переноса тепла в моря Северо-Европейского бассейна и в моря Лабрадор и Ирмингера и связь этого явления с фазой САК.

Заключение содержит основные выводы диссертационной работы.

Благодарности

Автор благодарит своего научного руководителя к.г.н. Башмачникова Игоря Львовича за труд, терпение и мотивацию к работе, а также родителей и бабушку.

Исследования, которые получены в результате данной работы, получили финансовую поддержку:

- Грант Российского научного фонда № 17-17-01151, проект «Динамика глубокой конвекции в субполярных и полярных районах океана в условиях меняющегося климата, ее связь с потоками пресной воды и тепла, и влияние на Атлантическую меридиональную термохалинную циркуляцию»

- Грант Санкт-Петербургского государственного университета № 94033410, проект «Атлантические ворота в Арктику: океаническая циркуляция как фактор долгосрочной изменчивости климата Арктики и состояния полярных экосистем»
- Проект Министерства науки и высшего образования РФ № 13.2251.21.0006 (идентификатор RF-225121X0006, соглашение № 075-10-2021-104 в информационной системе “Электронный бюджет” РФ) «Арктический регион в климатической системе Земли и его трансформация при глобальном потеплении»

Основные научные результаты

1. Интенсивность конвекции моря Ирмингера определяется в первую очередь конвергенцией океанической адвекции тепла (коэффициент корреляции -0.57); т. е. чем меньше тепла переносится в море с рециркулирующими водами течения Ирмингера за предшествующий период, тем больше будет максимальная глубина конвекции (Iakovleva et al., 2023, p. S8).
2. Расход на разрезе Свиной определяется градиентом уровня моря, который формируется, прежде всего, экмановским нагоном. Корреляция изменчивости градиента уровня моря, вызванного совместной изменчивостью величины нагона и локального ротора поля ветра, значимо коррелирует с расходом (0.57) и с океаническим потоком тепла (0.50) (Яковлева и Башмачников, 2023, с. 547).
3. Показано, что несмотря на похожую изменчивость глубины конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера Субполярного круговорота, в некоторые годы наблюдаются существенные различия. Так, в течение зим 2003/2004-2005/2006 годов конвекции ослабла в море Ирмингера (глубина конвекции составляла 400 и 600 м), тогда как в море Лабрадор конвекция усилилась (глубина конвекции составляла 1200-1600 м). Это говорит о том, что помимо факторов, оказывающих совместное влияние на глубину конвекции в обоих морях, существенное влияние на глубину конвекции оказывают также и региональные факторы. (Fedorov et al., 2023, p. 5).
4. Вейвлет-анализ теплосодержания и содержания пресной воды позволяет выделить два доминирующих межгодовых цикла: продолжительностью 5–8 лет (в течение всего периода наблюдений) и продолжительностью 2–4 года (с 2000 г.). Вейвлет-когерентность показала значимость связи для циклов 5–8 лет и 2 года с аналогичными циклами индекса САК (Яковлева и Башмачников, 2019, с. 153-154).

5. На основе анализа нескольких массивов данных с разной длительностью рядов показано, что АМОЦ формирует вторую моду ЕОФ температуры верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО, вклад которой составляет 20–27% от общей дисперсии температуры воды (Яковлева и др. 2023, с. 178).
6. Выявлено сильное влияние АМОЦ на верхние слои центральной части моря Ирмингера, где наблюдаемая в последние десятилетия изменчивость интенсивности АМОЦ может приводить к амплитуде колебаний температуры верхнего 100-метрового слоя моря в 1.5–2 °С. Это существенно влияет на интенсивность конвекции в этом ключевом регионе (Яковлева и др. 2023, с. 178).
7. В Субполярном круговороте наблюдается высокая корреляция теплосодержания верхнего слоя океана с индексом САК, обусловленная изменением региональной атмосферной циркуляции.: для моря Ирмингера от 0,40 до 0,65, а для моря Лабрадор от 0,30 до 0,70 (в зависимости от массива данных). Показано, что при низких значениях индекса САК наблюдается не только усиленная потеря тепла с поверхности моря, но и более слабая региональная конвергенция тепла с океаническим переносом. Последнее является результатом уменьшения переноса тепла течением Ирмингера и увеличения притока холодной воды с Восточно-Гренландским течением и течением Баффинова залива. Численные оценки показывают, что изменение интенсивности океанической адвекции тепла почти удваивает эффект теплообмена океан-атмосфера в ответ на воздействие САК (Iakovleva and Bashmachnikov, 2021, p. 9).

Положения, выносимые на защиту

1. Расход атлантических вод и адвекция океанического тепла в Норвежское море определяются региональной аномалией поля атмосферного давления, которая приводит к изменению градиента уровня моря за счет экмановского нагона, а также роста локального ротора поля ветра.
2. Выявлена высокая зависимость межгодовой изменчивости теплосодержания и глубокой конвекции в море Ирмингера от интенсивности океанической адвекции тепла, прежде всего, связанная с рециркулирующими водами течения Ирмингера.
3. В межгодовой изменчивости теплосодержания верхнего 500-метрового слоя моря Лабрадор выделены доминирующие циклы продолжительностью 5–8 лет, которые обуславливаются изменчивостью адвекции океанического тепла и теплообмена океан-атмосфера и связаны с изменчивостью индекса Североатлантического колебания.

ГЛАВА 1. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ИССЛЕДУЕМОГО РАЙОНА

Районом исследования (Рис. 1.1) являются моря Субполярного круговорота северной части Атлантического океана и моря Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана. К морям Субполярного круговорота Атлантического океана относятся море Лабрадор и море Ирмингера. Согласно советской номенклатуре, к морям Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана относятся Норвежское, Гренландское, Баренцево и Белое (Трешников и др., 1967). В частности, в данной работе из морей Северо-Европейского бассейна рассматривается Норвежское море.

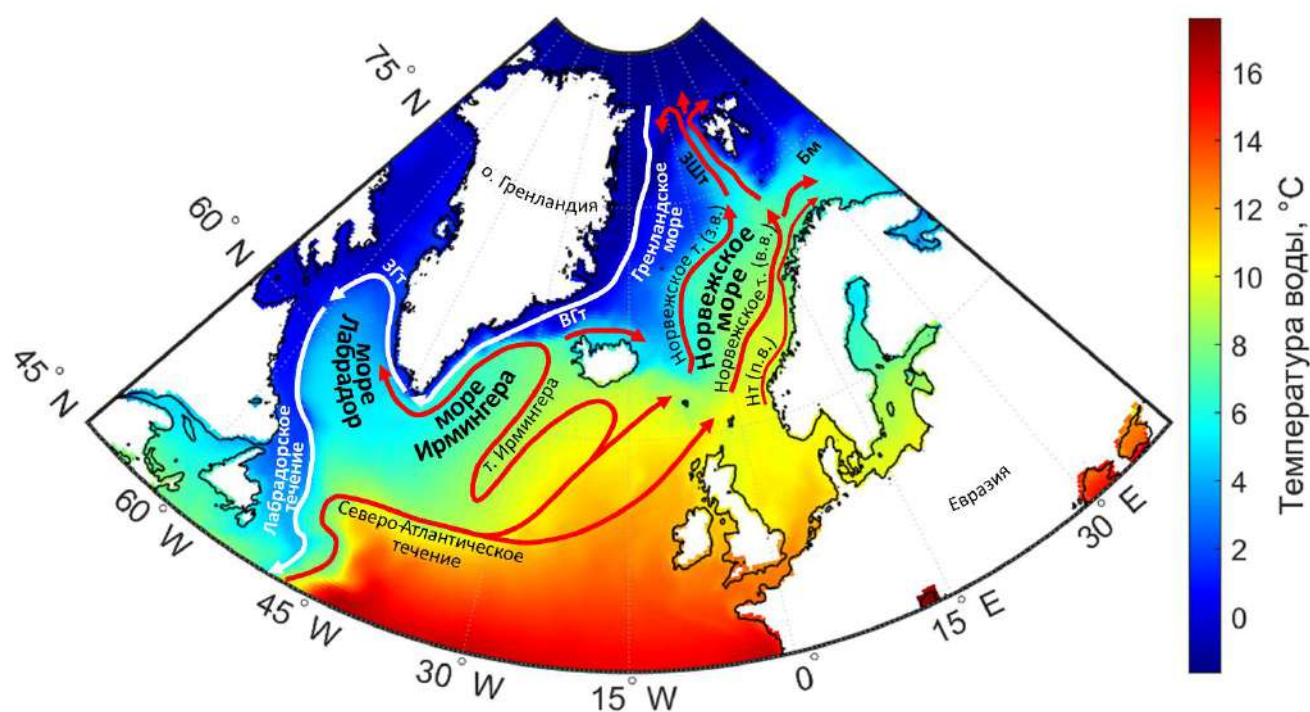


Рисунок 1.1. Карта района исследования: пространственное распределение поверхностной температуры воды, осредненной за 1993-2020 гг. по данным ARMOR-3D. Бм – Баренцево море, ВГт – Восточно-Гренландское течение, ЗГт – Западно-Гренландское течение, ЗШт – Западно-Шпицбергенское течение, Норвежское т. (в.в.) – Норвежское течение (восточная ветвь), Норвежское т. (з.в.) – Норвежское течение (западная ветвь), Нт (п.в.) – Норвежское течение (прибрежная ветвь), т. Ирмингера – течение Ирмингера.

1.1 Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция

Процессы, происходящие в Субполярном круговороте, имеют значительное влияние на интенсивность Атлантической меридиональной океанической циркуляции – АМОЦ (Rhein et al.,

2011; Lozier et al., 2019; Кузнецова и Башмачников, 2021). АМОЦ характеризует обобщенный перенос массы (тепла, соли) в меридиональном направлении. Адвекция тепла верхней ветвью АМОЦ в субполярные регионы Северной Атлантики перераспределяется в Исландской котловине между двумя основными продолжениями Северо-Атлантического течения: течением Ирмингера, которое переносит тепло в Субполярный круговорот, и Норвежским течением, которое переносит тепло через Северо-Европейский бассейн. Относительно малая доля общего потока тепла также попадает в Норвежское течение с одним из продолжений течения Ирмингера, огибающим Исландию с запада (так называемое Северо-Исландское течение Ирмингера).

В моря Северо-Европейского бассейна атлантические воды поступают через Фареро-Шетландский пролив, где поток формирует восточную и западную ветви Норвежского течения, которые несут теплые воды далее в Арктический бассейн. От общего притока вод, поступающих в Арктический бассейн, атлантические воды составляют две трети (Гаккель и др., 1970). Восточная ветвь преимущественно формируется Шетландской ветвью Северо-Атлантического течения со средним расходом 3–4 Св ($1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), а западная ветвь – Северо-Исландским течением Ирмингера со средним расходом менее 1 Св и Фарерской ветвью Северо-Атлантического течения со средним расходом 3–4 Св (Hansen et al., 2008).

Нижняя ветвь АМОЦ, возвратный глубинный поток АМОЦ, формируется в районах глубокой конвекции в морях Ирмингера, Лабрадор и Гренландском, где зимой наблюдается интенсивная потеря тепла океаном. Долгое время считалось, что изменчивость объема образующихся глубинных вод в море Лабрадор (Yashayaev, 2007) является одним из наиболее значимых факторов изменчивости АМОЦ. Изменчивость объема глубинных вод, образующихся в море Ирмингера, является куда более важным источником межгодовой изменчивости АМОЦ (Кузнецова и Башмачников, 2021; Lozier et al., 2019). При довольно небольшой интенсивности конвекции до начала 2000-х гг., к середине 2010-х гг. площадь глубокой конвекции восточной части Субполярного круговорота (в море Ирмингера и в области южнее мыса Фарвель) превысила площадь области глубокой конвекции моря Лабрадор, впервые с 1950-х гг., а объем вновь формирующихся промежуточных водных масс стал сравним с таковым моря Лабрадор. Согласно литературным источникам, такая ситуация сохранялась по крайней мере до конца 2010-х гг. (Rühs et al., 2021).

Возможное влияние АМОЦ на температуру атлантических вод в Северном Ледовитом океане следует из наблюдаемого характера переноса аномалий температуры системой поверхностных течений Северной Атлантики. В частности, показано, что изменчивость температуры вод Северо-Атлантического течения в Фареро-Шетландском проливе может

проникать далеко в Евразийский бассейн Северного Ледовитого океана (Алексеев и др., 2019; Karcher et al, 2003; Polyakov et al., 2000). Можно также проследить распространение аномалий температуры поверхности океана от областей тропической Северной Атлантики до пролива Фрама (примерно в течение 4-х лет) и далее, вдоль кромки шельфа Евразийского бассейна, до центральных районов Северного Ледовитого океана (Alekseev et al., 2021). Предполагается, что такое распространение аномалий температуры в океане поддерживается крупномасштабными механизмами взаимодействия океана и атмосферы, которые, в свою очередь, приводят к увеличению атмосферного переноса тепла в Арктику, что оказывает существенное влияние на межгодовую изменчивость площади морских льдов Северного Ледовитого океана (Алексеев и др., 2017).

Достоверно динамику АМОЦ в Северной Атлантике можно оценить с начала функционирования трансатлантического массива наблюдений RAPID с первой половины 2000-х гг. (Volkov et al., 2020). С первой половины 1990-х гг. динамику АМОЦ можно оценить по результатам совместной обработки данных спутниковой альтиметрии и буев Арго, по отдельным наблюдениям за течениями в некоторые годы, а также с использованием косвенных индикаторов (Caesar et al., 2021; Chen and Tung, 2018; Frajka-Williams et al., 2019; McCarthy et al., 2020). Все имеющиеся данные указывают на процесс постепенного ослабления АМОЦ с 1960-х по 1980-е гг. Далее, во второй половине 1990-х гг., произошло кратковременное усиление АМОЦ. В этот период объем, температура и соленость атлантических вод в Северо-Европейском бассейне, а, несколько позже, и в Евразийском бассейне СЛО, выросла и оставалась высокой относительно климатического среднего до середины 1990-х гг. (Alekseev et al., 2021; Karcher et al, 2003). С середины 1990-х гг. отмечается локальное снижение интенсивности АМОЦ (Chen and Tung, 2018), которое сопровождалось снижением потока тепла и расхода Западно-Шпицбергенского течения (Karcher et al, 2003). В середине 2000-х гг. наблюдался локальный максимум АМОЦ, после чего началось достаточно быстрое уменьшение интенсивности АМОЦ, продолжавшееся до 2010-х гг., отмеченное и по данным прямых наблюдений на разрезе RAPID (26° с.ш.) (Chen and Tung, 2018; McCarthy et al., 2020). Оно сопровождалось уменьшением глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера (Башмачников и др., 2019) и ослаблением течений Субполярного круговорота (Лабрадорского, Восточно-Гренландского, Западно-Гренландского и Ирмингера) (Белоненко и др., 2018). Далее расход АМОЦ стабилизировался на более низких значениях. Подавляющее большинство современных климатических моделей прогнозирует долгосрочную тенденцию к дальнейшему замедлению АМОЦ, в среднем на 30% к концу XXI века (Visbeck,

2007). На эту тенденцию могут накладываться отмеченные ранее декадные и внутривекальные колебания.

Конечно, АМОЦ является лишь одним из механизмов, который может регулировать колебания потока океанического тепла в субполярных и полярных регионах. На основе анализа натуральных и модельных данных многие исследователи связывают усиление интенсивности переноса тепла на север через Северо-Европейский бассейн в 1990-х гг. с региональным усилением атмосферной циклонической циркуляции над бассейном и ослаблением теплоотдачи поверхностью океана в этом районе (Алексеев и др., 2017; Karcher et al., 2003). Интенсивность потоков тепла в этом регионе также связывают с влиянием крупномасштабных атмосферных структур, характеризующихся индексами Североатлантического колебания (САК), Восточно-Атлантического колебания, индексами циркуляции Вангергейма-Гирса (Karcher et al., 2003, Vesman et al., 2023). С другой стороны, изменчивость САК и динамика АМОЦ предположительно связана между собой через многочисленные механизмы прямых и обратных связей (см., например, Алексеев и др., 2017; Våge et al., 2011a).

1.2 Индексы атмосферной и океанической циркуляции

Североатлантическое колебание (САК)

САК является главной модой изменчивости атмосферной циркуляции Северной Атлантики. Индекс САК представляет собой разницу атмосферного давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Иногда отрицательную и положительную фазы САК изучают как отдельные погодные условия из-за определенного смещения упомянутых выше центров действия между положительными и отрицательными фазами САК (Barrier et al., 2015). Альтернативно, угловой индекс САК (the Angle NAO Index) (Wang et al., 2012) определяет зональную миграцию Исландского минимума относительно фактического положения Азорского максимума. На межгодовых временных масштабах угловой индекс САК довольно тесно связан с классическим индексом САК.

САК по-разному влияет на потоки тепла (теплосодержание) в разных районах Северной Атлантики (Marshall et al., 2001; Visbeck et al., 2003; Levermann and Born, 2007; Barrier et al., 2015; Белоненко и др., 2018; Яковлева и Башмачников, 2019). Во время положительной фазы САК ветра западных направлений проходят через море Лабрадор и отклоняются на север над восточной частью Норвежского моря (см., например, Visbeck et al., 2003). Над Норвежским морем преобладает более теплый воздух, а над морем Лабрадор наблюдаются холодные и сухие условия из-за усиления северо-западных ветров с Канадского архипелага. В результате

теплоотдача поверхности моря Лабрадор увеличивается, а Норвежского моря уменьшается. Когда САК находится в отрицательной фазе, западные ветра в целом сосредоточены южнее, но проходят на север над восточной частью Субполярного круговорота. Тогда теплые и влажные условия преобладают над морями Лабрадор и Ирмингера, а холодный и сухой воздух над Норвежским морем обусловлен усилением полярных северо-западных ветров со стороны Гренландского моря. В период нашего исследования индекс САК был преимущественно положительным. Его тенденция к увеличению с 1970-х годов меняется на противоположную в начале 1990-х годов, после чего следует новый рост после 2010 года (см. Luo et al., 2011; Wang et al. 2012). Соответствующая изменчивость теплосодержания в верхней части моря Лабрадор, когда происходил рост с 1993 г. и снижение после 2010 г., предположительно связана с изменениями режима атмосферной циркуляции, регулируемые индексом САК (Yashayaev et al., 2015; Yashayaev and Seidov, 2015; Яковлева и Башмачников, 2019).

Изменчивость интенсивности переноса океанических вод также формируется характером атмосферного воздействия, при этом регулируя потоки тепла океан-атмосфера внутри и за пределами исследуемых регионов за счет изменения температуры морской поверхности (Visbeck et al., 2003). В частности, САК оказывает значительное влияние на скорость океанических течений и перенос тепла, что до сих пор до конца не изучено. При положительном индексе САК перенос в южной части Норвежского течения увеличивается. Увеличение океанической адвекции тепла в морях Северо-Европейского бассейна наблюдалось с 1993 по 2016 г., когда доминировала положительная фаза САК (Raj et al., 2018). Однако значительная часть термохалинных аномалий притока атлантических вод рециркулирует вокруг морей Северо-Европейского бассейна (Eldvik et al., 2009), что снижает корреляции с непосредственным воздействием САК в морях Северо-Европейского бассейна на десятилетних временных масштабах.

Восточно-Атлантическая осцилляция (ВАО)

В работе (Wallace and Gutzler, 1981) ВАО характеризуется тремя центрами: один расположен к юго-западу от Канарских островов (25° с.ш. и 25° з.д.), другой – к западу от Великобритании (55° с.ш. и 20° з.д.) и третий – недалеко от Черного моря (50° с.ш. и 40° в.д.). В более поздней работе (Нестеров, 2009) отмечается, что в период положительной фазы ВАО отрицательная аномалия приземного давления распространена в Северной Атлантике севернее 30° с.ш. (максимум – к востоку от Ньюфаундленда). В период положительной фазы ВАО (Нестеров, 2009) формируется дипольная структура аномалий приземного давления (центр положительной аномалии – между Исландией и Великобританией, отрицательной – в восточной части Тропической Атлантики).

В зимний период при положительной фазе ВАО доминирует зональный тип циркуляции над Атлантико-Европейским регионом, тогда как при отрицательной фазе ВАО доминирует меридиональный (Михайлова и Юровский, 2016). Также авторы (Михайлова и Юровский, 2016) отмечают, что в положительную фазу ВАО происходит смещение струйного течения над Северной Атлантикой в южное ($34-38^\circ$ с.ш.) и центральное ($42-46^\circ$ с.ш.) положения, в отрицательную фазу ВАО наблюдается усиление струйного течения в его северном положении ($54-58^\circ$ с.ш.). Зимой в положительную фазу ВАО струйное течение расположено в центральном и южном положении, тем самым циклоническая активность увеличивается в умеренных широтах, а в полярных – уменьшается (Михайлова и Юровский, 2016). В отрицательную фазу ВАО над Северной Атлантикой образуется аномальная антициклоническая циркуляция, струйное течение находится в северном положении, тем самым в полярных широтах циклоническая активность возрастает, а в умеренных – снижается (Михайлова и Юровский, 2016).

Арктическая океаническая осцилляция (АОО)

Интенсивность океанической адвекции тепла и соли, влияющих на формирование термохалинного режима в море Лабрадор, характеризуется в том числе индексом Арктической океанической осцилляции (Arctic Ocean Oscillation Index — АООИ). Интенсивность адвекции холодных и пресных арктических вод в море можно охарактеризовать фазой индекса АОО. Он рассчитывается как разность уровней моря между центральной частью антициклонического круговорота Бофорта и последней замкнутой линией тока вокруг формирующегося там купола холодных распресненных вод (Proshutinsky et al., 2015). При положительных значениях индекса АОО распресненная поверхностная вода, как и лед, накапливаются в канадской части Арктического бассейна. В период отрицательных значений индекса наблюдаются усиление циклонической циркуляции в центральной и евразийской частях Арктического бассейна и интенсификация сброса распресненных вод и льда через проливы Фрама/Датский и Дэвисов пролив. В межгодовой изменчивости индекса АОО доминирует 10–14-летняя цикличность (Proshutinsky et al., 2015).

Арктическая осцилляция (АО)

Влияние Арктики на климат морей Лабрадор, Ирмингера и морей Северо-Европейского бассейна зависит от степени замкнутости тропосферной и стратосферной циркуляции в полярных районах. Эта замкнутость определяется по индексу АО, представляющему собой разность давлений воздуха в центральной Арктике и в области $37-45^\circ$ с. ш., и характеризует интенсивность ведущей моды колебаний атмосферного давления всего Северного полушария.

Когда индекс АО уменьшается, то ослабляется полярный антициклонический вихрь над Арктикой и интенсифицируется обмен воздушными массами между Арктикой и умеренными широтами. При низких значениях индекса АО над северо-западной частью моря Лабрадор наблюдается более холодная погода, а над юго-восточной — более теплая (Bingyi and Jia, 2002). Индекс АО хорошо коррелирует с индексом САК, и САК часто называют региональным проявлением АО. В межгодовой изменчивости индекса АО проявляются примерно те же цикличности, что и в индексе САК: 2,5–3,5, 6–8 и 12–20 лет (Jevrejeva et al., 2003).

Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО)

Температура вод, приносимых течением Ирмингера, связана с индексом АМО, представляющим собой среднюю аномалию температуры поверхности океана в Северной Атлантике между 0 и 70° с. ш. (Drinkwater et al., 2014). Индекс АМО имеет выраженную цикличность с холодными и теплыми фазами, длительность которых составляет 10–20 и 60–80 лет, а разница температур между экстремумами достигает 1 °С. В период теплой фазы индекса АМО также возрастают число и интенсивность тропических штормов, но в умеренных широтах число штормов слабо связано с фазами этого индекса. Его значение росло с 1990-х гг. до 2000 г., после чего оно начало уменьшаться (Yashayaev et al., 2015).

East Atlantic/Western Russia Pattern (EAWRP)

Положительная фаза EAWRP связана с положительными аномалиями высот, расположенными над Европой и над северной частью Китая, и отрицательными аномалиями высот, расположенными над центральной частью Северной Атлантики и над северной частью Каспийского моря. Во время положительной (отрицательной) фазы EAWR более влажные (более засушливые) условия наблюдаются над восточным Китаем, а более сухие (более влажные) условия преобладают в Центральной Европе и Средиземноморском регионе. Положительная (отрицательная) фаза EAWR связана также с температурами выше средней (ниже средней) над Восточной Азией и ниже средней (выше средней) над западной Россией и северо-восточной Африкой (Barnston and Livezey, 1987).

Tropical/Northern Hemisphere Pattern (TNHP)

Положительная фаза модели TNHP связана с приземными температурами ниже средней температуры на всей западной и центральной части Соединенных Штатов Америки, а также на всей территории центральной и восточной Канады (Mo and Livezey, 1986). Также наблюдается количество осадков выше среднего в центральной и восточной субтропической части северной части Тихого океана, а количество осадков ниже среднего – на западе Соединенных Штатов

Америки, на Кубе, Багамских островах и на большей территории центральной части северной части Атлантического океана (Mo and Livezey, 1986).

Polar/Eurasia Pattern (PEP)

Положительная фаза PEP отражает отрицательные аномалии высоты над полярным регионом и положительные аномалии над северным Китаем и Монголией. Положительная фаза отражает усиленный циркумполярный вихрь, а отрицательная фаза отражает более слабый, по отношению к средним значениям, полярный вихрь. PEP в основном связана с температурами выше средних значений в восточной части Сибири и с температурами ниже средних значений в восточной части Китая. Также PEP связан с количеством осадков выше средних значений в полярном регионе к северу от Скандинавии.

Scandinavian Pattern (SP)

SP имеет основной центр циркуляции над Скандинавией и более слабые центры противоположного знака над Западной Европой и восточной Россией/западной Монголией. Положительная фаза SP связана с положительными аномалиями высот, иногда отражающими крупные блокирующие антициклоны, над Скандинавией и западной Россией, тогда как отрицательная фаза этой закономерности связана с отрицательными аномалиями высот в этих регионах (Barnston and Livezey, 1987).

Положительная фаза PEP связана с температурами ниже средних значений в центральной России, а также в Западной Европе. Также в этот период наблюдается повышенное количество осадков относительно средних значений в Центральной и Южной Европе и пониженное количество осадков относительно среднего значения в Скандинавии.

1.3 Норвежское море

Для морей Российской Арктики, а также для Европы, важно влияние атлантических вод, которые являются частью АМОЦ, и которые поступают в более северные районы через Норвежское море. Норвежское море принадлежит к морям Северо-Европейского бассейна и является окраинным морем Северного Ледовитого океана. Основная циркуляция в Норвежском море – это Норвежское течение.

В южной части Норвежского моря регулярные океанографические наблюдения проводятся на разрезе Свиной (около 66° с.ш.), который пересекает все три ветви Норвежского течения. Средний расход вод Норвежского течения через разрез Свиной составляет 7–9 Св (Orvik et al., 2001; Hansen et al., 2008), а если учитывать только атлантические воды – 3–4 Св (Hansen et

al., 2015). Общий расход вод остается практически неизменным вплоть до пролива Фрама, где по данным буйковых станций на 78° с.ш. средний расход составляет 7 Св при 3 Св атлантических вод (Schauer et al., 2004; Beszczynska-Moller et al., 2011). Атлантические воды на всем протяжении Норвежского течения наблюдаются от поверхности до глубины 400–600 м (Latarius and Quadfasel, 2016). Однако температура атлантических вод уменьшается по мере их движения на север за счет теплообмена с атмосферой и смешения их с гренландскими холодными водами. Так, атлантические воды на разрезе Свиной выделяют: как воды с соленостью выше 35 и с температурой выше 5 °С (Orvik et al., 2001), либо воды с соленостью выше 34.95 и с температурой выше 3 °С (Latarius and Quadfasel, 2016), либо только по температуре более 4 °С (Hansen et al., 2015). Атлантические воды в проливе Фрама выделяют уже по изотерме 2 °С (Beszczynska-Moller et al., 2011).

Попытки связать расход через разрез Свиной со значениями основного индекса атмосферной циркуляции в северной Атлантике – Североатлантического колебания (САК) не показали устойчивой значимой связи. Так, значимая связь наблюдалась с расходом восточной ветви атлантических вод за апрель 1996 – февраль 1999 гг., что связывалось с изменчивостью западных ветров, но не за апрель 1995 – апрель 1996 гг. (Orvik et al., 2001). Некоторое усиление скорости восточной ветви Норвежского течения с ростом САК было обнаружено на композитных картах спутниковой альтиметрии (Raj et al., 2018). Летние значения расхода через разрез Свиной высоко и значимо коррелировали с индексом САК за февраль-апрель (0.75) (Mork and Blindheim, 2000), однако причины такой межсезонной связи неясны и потому сама связь представляется сомнительной. Эти результаты свидетельствуют, что САК, как минимум, является не единственным фактором, который определяет интенсивность потока атлантических вод на север в этом районе. Другие авторы исследовали связь расхода ветвей Норвежского течения с локальным полем ветра. Так, Orvik и Skagseth (2003) обнаружили высокую корреляцию (0.88) между зонально интегрированным ротором напряжения ветра на 55° с.ш. и расходом восточной ветви Норвежского течения на 62° с.ш., при запаздывании расхода на 15 месяцев. Дальнейшее исследование (Orvik, 2022) показало, что в динамике восточной ветви Норвежского течения основную роль играет положение линии нулевого ротора поля ветра, разделяющее субполярный и субтропический океанические круговороты в восточной Атлантике. Положение же линии нулевого ротора поля ветра во многом определяется значениями индекса Восточно-Атлантической осцилляции (East Atlantic Pattern – EAP). Океанический поток тепла атлантических вод, нижняя граница которых определяется изотермой 4 °С, в среднем составляет 125 ТВт при базовой температуре 0 °С (Hansen et al., 2015), тогда как общий поток океанического

тепла при той же базовой температуре составляет примерно 200 ТВт (Лебедев и др., 2019). Этот поток за 20 лет (с 1993 по 2013 гг.) увеличился примерно на 18%, причем наибольшие изменения произошли между 2003 и 2006 г. (Hansen et al., 2015). Это связывалось с увеличением температуры вод Фарерского течения, которая с середины 1990-х до начала 2000-х гг. увеличилась на 1 °С (Hansen et al., 2015). После этого поток тепла начал уменьшаться, и Orvik (2022) не выявил значимых трендов в океанической адвекции тепла восточной ветвью Норвежского течения за период 1995–2020 гг. Изменчивость интенсивности адвекции тепла восточной ветвью Норвежского течения через разрез Свиной определялась изменчивостью расхода, а не температурой воды.

В целом, по данным буев ARGO, поверхностный слой вод Норвежского и Гренландского морей теплел, по крайней мере, за период 2005–2014 гг., поскольку приток теплых атлантических вод в область Норвежского и Гренландского морей был больше, чем отток (Лебедев и др., 2019). Существенную роль в перераспределении тепла и увеличении температуры Норвежско-Гренландского региона играет перенос тепла вихрями от восточной ветви Норвежского течения в центральные области Лофотенского бассейна (Bashmachnikov et al., 2023). Этот поток составляет примерно 30% от суммарного притока тепла в Северо-Европейский бассейн с восточной ветвью Норвежского течения.

В дни, когда наблюдаются экстремальные значения максимума перемешанного слоя в Лофотенском бассейне Норвежского моря, формируются две области низкого давления над уровнем моря – это Исландский минимум и область над Скандинавским полуостровом (Fedorov et al., 2021). Минимум давления над уровнем моря в районе Скандинавии формирует сильные северные и северо-восточные ветра над Лофотенской котловиной в данный период (Fedorov et al., 2021). Также потеря тепла морем увеличивается почти в два раза по сравнению со средним климатическим для тех же дат (Fedorov et al., 2021).

1.4 Море Лабрадор

Море Лабрадор — одно из субполярных морей Северной Атлантики, место взаимодействия холодных и распресненных полярных с теплыми и солеными субтропическими водами. Оно представляет собой один из немногих районов, в котором наблюдается глубокая зимняя конвекция (достигающая глубины 2000 м) и формируются глубинные водные массы Северной Атлантики. Распространяясь на юг, эти воды формируют значительную часть возвратного глубинного потока Атлантической меридиональной термохалинной циркуляции, являющейся одним из долгосрочных климатообразующих факторов (Buckley and Marshall, 2016).

В море Лабрадор глубокая конвекция возникает при достаточно интенсивном осенне-зимнем охлаждении (термическая конвекция) и усиливается при осолонении приповерхностного слоя в ходе образования льда (соленостная конвекция). При относительно стабильных термохалинных характеристиках глубинных слоев изменение температуры и солености приповерхностного слоя за теплый период года определяет интенсивность стратификации вод к началу осенне-зимнего охлаждения, формируя условия для дальнейшего развития конвективного перемешивания.

Холодные распресненные арктические воды (с температурой менее 2 °С и соленостью 33–34) поступают в море Лабрадор из СЛО через Девисов пролив и с Восточно-Гренландским течением. В последнем случае эти воды уже модифицированы за счет перемешивания с теплыми атлантическими водами в Датском проливе и в море Ирмингера. Восточно- и Западно-Гренландские течения имеют сложную структуру. Помимо модифицированных арктических вод эти течения также переносят модифицированные воды течения Ирмингера (с температурой более 4 °С и соленостью более 34,9). Воды течения Ирмингера прослеживаются в море Лабрадор на глубинах около 500 м и частично проникают в центральные части моря (Yashayaev, 2007). Это связывают с интенсивным вихревым переносом от юго-западного континентального склона о. Гренландия (Chanut et al., 2008). Воды Восточно-Гренландского течения, сливаясь с арктическими водами, поступающими из Девисова пролива, и с распресненными водами Гудзонова залива, образуют Лабрадорское течение. С юга незначительное количество субтропических Атлантических вод поступает в море Лабрадор за счет трансфронтального обмена через Северо-Атлантическое течение.

Горизонтальные потоки тепла и соли, а также вертикальный обмен теплом и пресной водой с атмосферой формирует основные характеристики и характер распределения приповерхностных водных масс в море Лабрадор. Верхние слои Субполярного циклонического круговорота моря занимает субполярная приповерхностная водная масса (СПВМ, или SPMW — Subpolar Mode Water). Приповерхностная фракция СПВМ (100–200 м) характеризуется низкой соленостью 34,7–34,85 и температурой 2–4 °С. Она особенно выражена в западной и центральной частях моря. Нижняя фракция СПВМ (200–500 м) имеет повышенные значения солености 34,77–34,92 и температуры 3–5 °С, и особенно выражена в восточной и южной частях моря. Обе фракции формируются за счет смешения, в разных пропорциях, пресных и холодных вод Гренландского и Лабрадорского течений с более теплыми и солеными водами течения Ирмингера (McCartney and Talley, 1982; Khaliwala et al., 2002; Yashayaev, 2007; Brambilla et al., 2008; Rhein et al., 2011). Промежуточная и глубинная водные массы в море Лабрадор включают

в себя «классическую» лабрадорскую водную массу (ЛВМ или CLSW — Classical Labrador Sea Water, или LSW — Labrador Sea Water) с температурой 2,95 °С и соленостью 34,86, и ее более легкую фракцию — верхнюю лабрадорскую водную массу (ВЛВМ, или ULSW — Upper Labrador Sea Water) с температурой 3,5 °С и соленостью 34,80. Предполагается, что ВЛВМ образуется в зоне интенсивной вихревой активности в юго-западной части моря Лабрадор (возможно, в Лабрадорском течении) и вовлекается в Западное прибрежное глубинное течение (Stramma et al., 2004; Yashayaev, 2007). Обе фракции лабрадорской водной массы формируются во время глубокой конвекции. Наиболее глубокие слои моря Лабрадор занимает североатлантическая глубинная водная масса (СГВМ, или NADW — North Atlantic Deep Water) с температурой 1,30–2,55 °С и соленостью 34,87–34,96. Она формируется в результате выноса и модификации глубинных вод Гренландского моря через Датский и Фареро-Шетландский проливы (Khaliwala et al., 2002; Yashayaev, 2007; Yashayaev and Clarke, 2008; Rhein et al., 2011; Jenkins et al., 2015).

С 1960-х гг. в межгодовой изменчивости термохалинного режима моря Лабрадор в литературных источниках выделяют несколько периодов. Наиболее холодные и пресные глубинные воды отмечались в 1987–1994 гг. Это связано с суровыми зимами в данный период, во время которых наблюдалась интенсивная глубокая конвекция (Curry and McCartney, 1996; Yashayaev, 2007). Аномально теплые и соленые воды наблюдались в 1962–1971, 1977–1983 и 1994–2006 гг. (Yashayaev, 2007). После 1998–1999 гг. отмечалось снижение плотности лабрадорской водной массы, формирующейся в результате зимней конвекции. В эти годы вместо «классической» лабрадорской водной массы преимущественно формировалась более легкой верхний ее тип ВЛВМ (Yashayaev, 2007).

На существенную роль атмосферных процессов в формировании характеристик вод моря Лабрадор указывает наблюдающаяся связь между изменением характеристик формирующихся зимой глубинных лабрадорских вод и индекса САК. Так, период 1962–1971 гг. (в течение которого было зафиксировано слабое конвективное перемешивание и незначительное обновление глубинных лабрадорских вод, все более теплых и соленых) характеризовался преимущественно отрицательными значениями индекса САК. Наоборот, периоды 1972–1976 гг. и 1988–1994 гг. (когда воды моря Лабрадор были наиболее холодными и распресненными) характеризовались преимущественно положительными значениями индексами САК (Yashayaev, 2007). С 1990 по 2010 гг. индекс САК имел общую тенденцию к падению (Yashayaev et al., 2015), что говорит об увеличении влияния воздушных масс умеренных широт на климат моря Лабрадор. В 2010–2015 гг. снижение индекса САК сменилось на противоположную тенденцию (Yashayaev et al., 2015). В межгодовой изменчивости индекса САК, достаточно хаотичной, проявляются

квазидвухлетняя, квазичетырехлетняя, пяти-семилетняя, квазидвадцатилетняя цикличности (Pozo-Vazquez et al., 2000; Bashmachnikov et al., 2013).

1.5 Море Ирмингера

Море Ирмингера – один из нескольких районов в Северной Атлантике, где формируются североатлантические глубинные воды, достаточно плотные для того, чтобы составлять часть возвратного глубинного потока Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ).

Глубокая конвекция в субполярных областях Атлантики обусловлена холодными зимами и наличием выраженной циклонической циркуляции в этих акваториях (Yashayev, 2007; Гладышев и др., 2018). Средняя потеря тепла в море Ирмингера зимой высока (100–200 Вт/м²), хотя и меньше, чем в море Лабрадор (200–250 Вт/м²) (Pickart et al., 2003a; Pickart et al., 2003b). В восточной части Субполярного циклонического круговорота течение Ирмингера переносит теплые и соленые атлантические воды на север вдоль хребта Рейкьянес. Расход течения Ирмингера в его северной части варьируется по различным оценкам между 7–14 Св (Гладышев и др., 2017; Le Bras et al., 2018) и 19 ± 3 Св (Våge et al., 2011a; Fried and de Jong, 2022) (1 Св = 10⁶ м³/с). Оценка расхода атлантических вод на южной границе моря Ирмингера (58° с.ш., 32–44° з.д.) несколько меньше и по различным массивам данных (ARMOR-3D, ORAS5, SODA3.4.2, SODA3.12.2) находится в пределах 4–6 Св (Iakovleva and Bashmachnikov, 2021). В западной части Субполярного круговорота, вдоль континентального склона Гренландии, Восточно-Гренландское течение переносит по разным оценкам 18–23 Св, куда входит поток более пресной и холодной полярной воды и более теплых и соленых рециркулирующих вод течения Ирмингера (Гладышев и др., 2017; Le Bras et al., 2018). Полярных вод склоновая ветвь Восточно-Гренландского течения переносит по разным оценкам 3.5–15 Св (Гладышев и др., 2017; Le Bras et al., 2018). Шельфовая ветвь Восточно-Гренландского течения имеет расход 1–2 Св, перенося основную часть талых вод, включая сток пресной воды с ледников Гренландии и таяние морского льда (Vacon et al., 2002; Гладышев и др., 2017). Эти воды, как правило, не выходят за пределы шельфа Гренландии и мало влияют на центральные области моря Ирмингера (Dukhovskoy et al., 2019). Рециркулирующие воды течения Ирмингера Восточно-Гренландского течения активно вовлекаются в центральную часть циклонического круговорота моря Ирмингера. Именно изменения в характеристиках рециркулирующих вод течения Ирмингера привели к увеличению солености в центральной части моря Ирмингера на протяжении середины и конца 1990-х гг. (Iakovleva and Bashmachnikov, 2021; Yang et al., 2016). Одновременно произошло сильное

потепление восточной части Субполярного круговорота в 1990-х – 2000-х гг. (Desbruyères et al., 2015). Развивая эти исследования, в этой работе мы показываем, что долгопериодная изменчивость глубокой конвекции в море Ирмингера, прежде всего, формируется изменчивостью океанической адвекции тепла, а не изменчивостью локального тепло- и влагообмена океан-атмосфера.

Верхний слой глубинных вод моря Ирмингера (примерно от 500 до 1500 м) формируют верхняя или глубинная промежуточные водные массы моря Ирмингера, в зависимости от интенсивности локальной конвекции (Le Bras et al., 2020). Эти воды имеют ту же плотность, что и водные массы, образующиеся при умеренной конвекции в море Лабрадор. При этом воды моря Ирмингера немного теплее и солонее (Pickart et al., 2003b). Ниже, до 2500 м, доминирует более плотная лабдорская водная масса, которая попадает в море Ирмингера после интенсивной конвекции в море Лабрадор (Yashayaev, 2007). Еще глубже, в придонных слоях, преобладают исландско-шетландские воды и воды Датского пролива (Eldevik et al., 2009; Våge et al., 2011b; Chafik and Rossby, 2019). Они являются результатом трансформации наиболее плотных вод, сформированных в результате глубокой конвекции в Гренландском море, на относительно неглубоких порогах Фареро-Шетландского и Датского проливов (Mastropole et al., 2017).

Глубокая конвекция в море Ирмингера не считалась значимой до недавнего времени. В конце 1990-х гг. Pickart и др. (2003b) отметили, что конвекция в море Ирмингера, в отдельные годы, может достигать 1800 м, что сравнимо с интенсивностью глубокой конвекцией моря Лабрадор. Дальнейшие наблюдения показали, что в 1990-х и 2010-х годах глубокая конвекция в море Ирмингера достаточно регулярно достигала глубин 700–1000 м и более, хотя в 2000-е гг. такое глубокое перемешивание происходило лишь изредка (зимой 2008 и 2009 гг.) (de Jong et al., 2012; Гладышев и др., 2016б; Гладышев и др., 2016а; Башмачников и др., 2019; Våge et al., 2009). Было также отмечено, что к середине 2010-х гг. общее количество промежуточных вод моря Ирмингера в Субполярном круговороте увеличивалось (Rühs et al., 2021). Глубокая конвекция в море Ирмингера обычно была локализована на относительно небольших участках акватории, но в отдельные зимы область конвекции охватывала почти всю центральную часть моря (Гладышев и др., 2016а; Федоров и др., 2018; Башмачников и др., 2018; Le Bras et al., 2020). В некоторых недавних исследованиях признается большое климатическое значение глубокой конвекции в море Ирмингера, которая во многом определяет долгопериодную изменчивость АМОЦ (Sarafanov et al., 2012; Lozier et al., 2019; Petit et al., 2020; Кузнецова и Башмачников, 2021). Помимо классической конвекции в центральной части бассейна, также отмечалось глубокое перемешивание вследствие гидростатической неустойчивости при экмановском

трансфронтальном переносе более плотных поверхностных рециркулирующих вод течения Ирмингера в область менее плотных полярных вод Восточно-Гренландского течения (Le Bras et al., 2020), а также каскадного сброса холодных шельфовых вод вниз по континентальному склону Гренландии (Falina et al., 2012). Впрочем, авторы цитируемых выше работ отмечали, что эти факторы, скорее всего, имеют ограниченный эффект на формирование глубинных вод моря Ирмингера.

Изменения в интенсивности конвекции в море Ирмингера часто связывают с изменчивостью температуры верхнего слоя моря (Yashayaev and Loder, 2016; Piron et al., 2017; Zunino et al., 2020). Следуя гипотезе Нансена (Nansen, 1912), во многих исследованиях межгодовая изменчивость зимнего теплообмена океан-атмосфера рассматривается как основной фактор изменчивости теплосодержания верхнего слоя океана, а также глубины конвекции (Pickart et al., 2003a; Pickart et al., 2003b; de Jong et al., 2012; Yashayaev and Loder, 2016; Yashayaev et al., 2015). Усиление потери тепла зимой связано с изменением структуры региональной атмосферной циркуляции, которая наиболее тесно связана с расположением центра Исландского минимума (Bakalian et al., 2007). Его положение, в частности, влияет на частоту появления сильных западных стоковых ветров от южной оконечности Гренландии. Океаническая потеря тепла в области их влияния может достигать $400\text{--}700\text{ Вт/м}^2$. Подобные эпизоды обычно длятся не более 3-х дней, но могут повторяться несколько раз в месяц (Pickart et al., 2003a; Гладышев и др., 2016б; Josey et al., 2019). Частота проникновения стоковых ветров в центральную часть моря Ирмингера увеличивается при высоких положительных значениях индекса САК, когда Исландский минимум не только усиливается, но и смещается на северо-восток, в сторону Исландии (Pickart et al., 2003a; Våge et al., 2008). В результате потеря тепла морем Ирмингера с ростом индекса САК усиливается. Интенсификация атмосферного воздействия усиливает циклоническую циркуляцию в Субполярном круговороте, что способствует поднятию пикноклина в центральной части круговорота, уменьшая интегральный запас плавучести в верхнем слое океана, что благоприятствует конвективному перемешиванию (Våge et al., 2011a; Desbruyères et al., 2015). Обратный эффект наблюдается при росте индекса Восточно-Атлантической осцилляции.

Однако не всегда изменчивость интенсивности конвекции может быть напрямую связана с теплообменом океана и атмосферы. Так, зимой 2009 г. интенсивная конвекция (до 1000 м) наблюдалась при достаточно умеренной потере тепла океаном, достигавшей 150 Вт/м^2 только в середине зимы (de Jong et al., 2012). С другой стороны, зимой 2011 г., несмотря на очень интенсивную потерю тепла поверхностью океана, временами превышающую 650 Вт/м^2 ,

конвекция в море Ирмингера не достигла и 400 м (Гладышев и др., 2016а). Эти несоответствия, в принципе, могут быть объяснены влиянием интенсивности конвекции прошлых лет. Так, было отмечено, что хорошо перемешанный слой на средних глубинах, образующийся в результате конвекции текущего года, создает условия для более глубокого перемешивания вод в течение последующих 2-х – 3-х лет (Гладышев и др., 2016а). Ниже мы показываем, что отмеченные выше особенности межгодовой изменчивости развития конвекции могут объясняться только изменчивостью интенсивности океанической адвекции тепла в центральные области моря Ирмингера.

ГЛАВА 2. ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для данной работы температура воды, соленость воды и данные составляющих скоростей течений были получены из следующих 4-мерных массивов данных: ARMOR-3D, SODA3.4.2, SODA3.12.2, ORAS4, ORAS5 и GLORYS (Табл. 2.1).

ARMOR-3D¹ представляет собой массив комбинированных *in-situ* и спутниковых наблюдений. В этом массиве четырехмерные поля термохалинных характеристик приводятся на регулярной сетке с горизонтальным разрешением $1/4^\circ$, на стандартных океанографических горизонтах и с разрешением во времени 1 месяц (Larnicol et al, 2006; Buongiorno Nardelli et al, 2012). Временной интервал массива ARMOR-3D ограничен снизу началом качественных наблюдений спутниковых альтиметров (т. е. 1993 г.). Источниками данных являются:

1. профили температуры (Т) и солености (S), полученные с буев ARGO, CTD-зондов, батитермографов ХВТ, метеобуев и других платформ (данные из базы наблюдений the World Ocean Data Base, а также других массивов);
2. аномалии уровня моря, полученные по данным спутниковой альтиметрии с пространственным разрешением $1/4^\circ$ (the SSALTO/DUACS center);
3. температура верхнего перемешанного слоя океана (ТПО) по данным спутниковых и натуральных наблюдений реанализа Reynolds с пространственным разрешением 1° .

Разработчики массива ARMOR-3D получили трехмерные поля температуры и солености в узлах регулярной сетки в два этапа. Во-первых, были найдены регрессионные зависимости температуры и солености на разных горизонтах от аномалий ТПО и уровня моря. Для этого использовались подспутниковые наблюдения температуры и солености *in-situ*. Указанные зависимости использовались для построения «синтетических» профилей температуры и солености в каждой точке регулярной сетки до глубины 1500 м. Во-вторых, «синтетические» и определенные *in-situ* вертикальные профили температуры и солености совместно интерполируются методом оптимальной интерполяции в точки регулярной сетки. При этом весовые коэффициенты каждого профиля обратно пропорциональны рассчитанным ошибкам определения термохалинных характеристик в профиле данного типа (для профилей, полученных *in-situ*, ошибки меньше, чем для «синтетических»), а также зависят от расстояния между профилем и узлом сетки. Преимущество данного массива перед результатами оптимальной интерполяции только с использованием полученных *in-situ* вертикальных профилей в верхнем

¹ <http://marine.copernicus.eu/>

слое океана состоит в дополнительном привлечении спутниковой информации. Так, в работе (Larnicol et al., 2006) утверждается, что при использовании данного метода точность реконструкции полей температуры увеличивается в среднем на 25 %.

Реанализ океана SODA3 (версии 4.2 и 12.2, Simple Ocean Data Assimilation, 1980–2018 гг.)² предоставляет ежемесячные данные с горизонтальным разрешением $0,5 \times 0,5^\circ$. Реанализ основан на модели общей циркуляции океана MOM5 с ледовым блоком SIS1. Модель ассимилирует профили температуры и солёности in-situ из базы данных World Ocean Database, наблюдения ТПО из the International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS), а также данные дистанционного зондирования ТПО (Carton et al., 2018). Две версии SODA, используемые в этом исследовании, различаются атмосферным воздействием: SODA3.4.2 ассимилирует атмосферный реанализ ERA-Interim, а SODA3.12.2 – реанализ JRA-55DO.

ORAS5 (Ocean ReAnalysis System 5, 1958–2018 гг.)³ — это глобальный океанический ансамблевый вихреразрешающий реанализ с временным разрешением месяц и горизонтальным разрешением $1 \times 1^\circ$ (Zuo et al., 2019). Реанализ основан на океанической модели NEMO 3.4.1. Модель ассимилирует ТПО из оперативных массивов данных HadISST2 и OSTIA, концентрацию морского льда из массива данных OSTIA, аномалии уровня моря из AVISO DT2014 и вертикальные профили in-situ из массива данных EN4. В зависимости от периода моделирования модель использует атмосферные реанализы ERA-40 (до 1979 г.), ERA-Interim (с 1979 по 2015 г.) и ECMWF NWP (с 2015 г.).

Океанический реанализ ORAS4 (Ocean Re-Analysis System 4, 1958–2017 гг.)⁴ основан на океанической модели NEMO V3.0. Реанализ имеет пространственное разрешение $1^\circ \times 1^\circ$ (Balmaseda et al., 2013). В зависимости от периода моделирования, в качестве форсинга модели используются либо данные атмосферного реанализа ERA-40 (с 1957 по 1989 гг.), либо ERA-Interim (с 1989 по 2009 гг.), либо ECMWF NWP (с 2010 г.). ORAS4 ассимилирует натурные вертикальные профили температуры и солёности воды, данные буйковых станций и датчиков, закрепленных на морских животных, а также спутниковые данные ТПО и концентрации морского льда.

Массив данных глобального океанического реанализа GLORYS (Global Ocean Physics Reanalysis, 1993–2019 гг.)⁵ основан на модели NEMO с атмосферным форсингом из базы данных ERA-Interim. Временная периодичность и пространственное разрешение реанализа – месяц и

² <http://www.soda.umd.edu/>

³ <https://www.ecmwf.int/>

⁴ <https://www.cen.uni-hamburg.de/en/icdc/data/ocean/easy-initocean/ecmwf-ocean-reanalysis-system-4-oras4.html>.

⁵ <https://marine.copernicus.eu/>

1/12°. Реанализ GLORYS ассимилирует спутниковые данные альтиметрии, температуры поверхности океана, концентрации морского льда и натурные данные профилей температуры и солености.

Таблица 2.1. Пространственное, временное разрешение массивов данных ARMOR-3D, SODA3 (версии 4.2 и 12.2), ORAS5, ORAS4, GLORYS, а также с какого года данные в наличии.

Массив данных	Пространственное разрешение	Временное разрешение	Наличие данных
ARMOR-3D	0.25×0.25°	месяц	с 1993 г.
SODA3 (версии 4.2 и 12.2)	0.5×0.5°	месяц	с 1980 г.
ORAS5	1×1°	месяц	с 1958 г.
ORAS4	1×1°	месяц	с 1958 г.
GLORYS	0.083×0.083°	месяц	с 1993 г.

Теплосодержание (OHC), содержание пресной воды (FWC), океаническая конвергенция тепла (ΔOHF) верхнего 500-метрового слоя, вертикальный турбулентный поток (VHF) через нижнюю границу исследуемого верхнего слоя (500 м), океанический поток тепла (OHF) и расход (WT) через разрез были рассчитаны по формулам:

$$OHC = \iiint \rho_0 C_p (T - T_{ref}) dz dx dy \quad (1)$$

$$FWC = \iiint \frac{S - S_{ref}}{S_{ref}} dz dx dy \quad (2)$$

$$\Delta OHF = \int \oint \rho_0 C_p (T - T_{ref}) V dl dz \quad (3)$$

$$OHF = \iint \rho_0 C_p (T - T_{ref}) V dx(dy) dz \quad (4)$$

$$WT = \iint V dz dx(dy) \quad (5)$$

$$VHF = \iint \rho_0 C_p K_z \frac{dT}{dz} dx dy, \quad (6)$$

где ρ_0 – базовая плотность морской воды (1027 кг/м³), C_p – удельная теплоемкость морской воды (3900 Дж/(кг*°C)), T – температура воды in situ (°C), T_{ref} – базовая температура

воды (в Главе 4 для моря Ирмингера базовая температура воды = 3.5 °С, для остальных глав базовая температура воды = -1.8 °С), S – соленость воды, S_{ref} – базовая соленость (в Главе 4 для моря Ирмингера базовая соленость воды = 34.9), V – скорость течения, перпендикулярная разрезу (м/с), dl – расстояние вдоль границы замкнутой области интегрирования (м), $dx(dy)$ – расстояние вдоль разреза (зонального или меридионального), $K_z = 10^{-4}$ м²/с – коэффициент вертикальной турбулентной диффузии тепла (Беляев и Соловьев, 1996). В Главе 4 для моря Ирмингера в качестве базовых температуры и солености морской воды были взяты средние значения этих характеристик на 500-1000 м (Björk et al., 2001; Piron et al., 2016; Sarafanov et al., 2012). Выбор уменьшает вклад нижних слоев моря Ирмингера в горизонтальную адвекцию тепла, где достоверность данных термохалинных характеристик и скорости течений массива ARMOR-3D уменьшается. $\frac{dT}{dz} = \frac{T_{500} - T_{600}}{100}$ рассчитывался как разница температур между 500 и 600 м (следующий ближайший горизонт). Слой 500 метров был выбран как слой, в котором сконцентрирован основной перенос тепла течениями в регионах исследования. Глубина 500 м в рассматриваемых конвективных бассейнах представляет собой границу промежуточных и глубинных водных масс, условно разделяя области слабой и умеренной конвекции.

Тепловой баланс для моря Ирмингера рассчитывался как сумма океанической конвергенции тепла, скрытого и явного потоков теплообмена океан-атмосфера, радиационного баланса поверхности моря и вертикального потока тепла через нижнюю границу верхнего 500-м слоя.

Массивы данных (ARMOR-3D, ORAS5, SODA3.4.2, SODA3.12.2) демонстрируют схожую десятилетнюю изменчивость теплосодержания в выделенных районах исследования (Прил. 1), хотя средние значения могут различаться (Прил. 2). Наибольшие различия средних значений теплосодержания наблюдаются в шельфовой части моря Лабрадор и в районе Норвежского и Гренландского морей (Прил. 2б,д,е). Реанализы SODA3.4.2 и SODA3.12.2 показывают незначительные различия в межгодовой изменчивости теплосодержания в данных районах исследования, за исключением несколько большей разницы в средних значениях теплосодержания верхнего слоя океана Норвежского моря (Прил. 2). Таким образом, результаты на основе массивов SODA3.4.2 и SODA3.12.2 в значительной степени независимы от модели атмосферного воздействия. Теплосодержание, рассчитанное на основе океанических реанализов за период 1993–2016 гг., показывает высокие и значимые корреляции для всех массивов с эталонным массивом данных ARMOR-3D (см. диаграммы Тейлора в Прил. 2, уровень значимости равен 0.4 при 95%). SODA3 показывает более близкое соответствие с результатами ARMOR-3D по сравнению с ORAS5 (с точки зрения средних значений и корреляций, которые в основном

близки к 0.9, Прил. 2б,д,е). В морях Лабрадор и Ирмингера теплосодержание снижается с 1970-х по 1990-е годы, затем увеличивается в течение 1990-х — начала 2000-х годов и далее начинает снижаться с середины 2000-х годов. Данная изменчивость может быть проявлением 20–30-летних колебаний, хотя временные ряды слишком коротки, чтобы сделать однозначный вывод. Помимо этих колебаний, с 1980-х годов наблюдается общий рост примерно на 0.1 Дж/м^2 . В Норвежском и Гренландском морях общая тенденция увеличения теплосодержания с 1980-х годов также наблюдается со средней скоростью около 1.5 Дж/м^2 (район 6 в Прил. 1), около 0.2 Дж/м^2 в Норвежском море (район 5 в Прил. 1). В этом тренде очевидна изменчивость во временном масштабе 10–12 лет (с локальными минимумами в начале 1980-х, 1990-х и 2010-х гг., отдельными максимумами в конце 1970-х, 1980-х, в начале 2000-х и в конце 2010-х гг.).

Хотя интегральное теплосодержание верхних слоев океана демонстрирует практически одинаковую межгодовую изменчивость среди 4-х массивов данных (Прил. 2), перенос тепла в верхних слоях океана через выбранные разрезы (Прил. 1) может заметно различаться в разных массивах данных (Рис. 2.1). Результаты ARMOR-3D (Табл. 2.2) показывают, что средний расход в верхних 500 м в моря Северо-Европейского бассейна (через 64° с.ш.) составляет 6–10 Св (согласно Hansen et al., 2008; Sarafanov et al., 2012; Raj et al., 2018), в море Лабрадор (через 44° з.д.) — 9–12 Св (согласно Sarafanov et al., 2012; Dickson and Brown, 1994; Xu et al., 2010), в то время как перенос течения Ирмингера на север в море Ирмингера (через 58° с.ш.) 4–7 Св (по данным Sarafanov et al., 2012; Xu et al., 2010). Для ARMOR-3D характерные средние значения переноса тепла в океане ($T_{ref} = -1.8 \text{ }^\circ\text{C}$) в верхних слоях 300–350 ТВт в моря Северо-Европейского бассейна с юга и в море Лабрадор с востока, тогда как течение Ирмингера переносит на север около 150–200 ТВт. Реанализ SODA3.4.2 (с использованием атмосферного воздействия ERA-Interim) лучше отражает абсолютные значения, тогда как линейные тенденции и межгодовая изменчивость переноса тепла в океане лучше отражена по ARMOR-3D (Рис. 2.1). В среднем за период анализа (1993–2017 гг.) SODA и ORAS5 занижают значения расходов и потоков тепла по всем разрезам примерно на 30–35% (Табл. 2.2). Для SODA3.12.2. (с использованием атмосферного реанализа JRA-55DO) получено особенно сильное занижение (на 50%) полярного модифицированного притока атлантических вод в море Лабрадор через меридиональный разрез южнее мыса Фарвель.

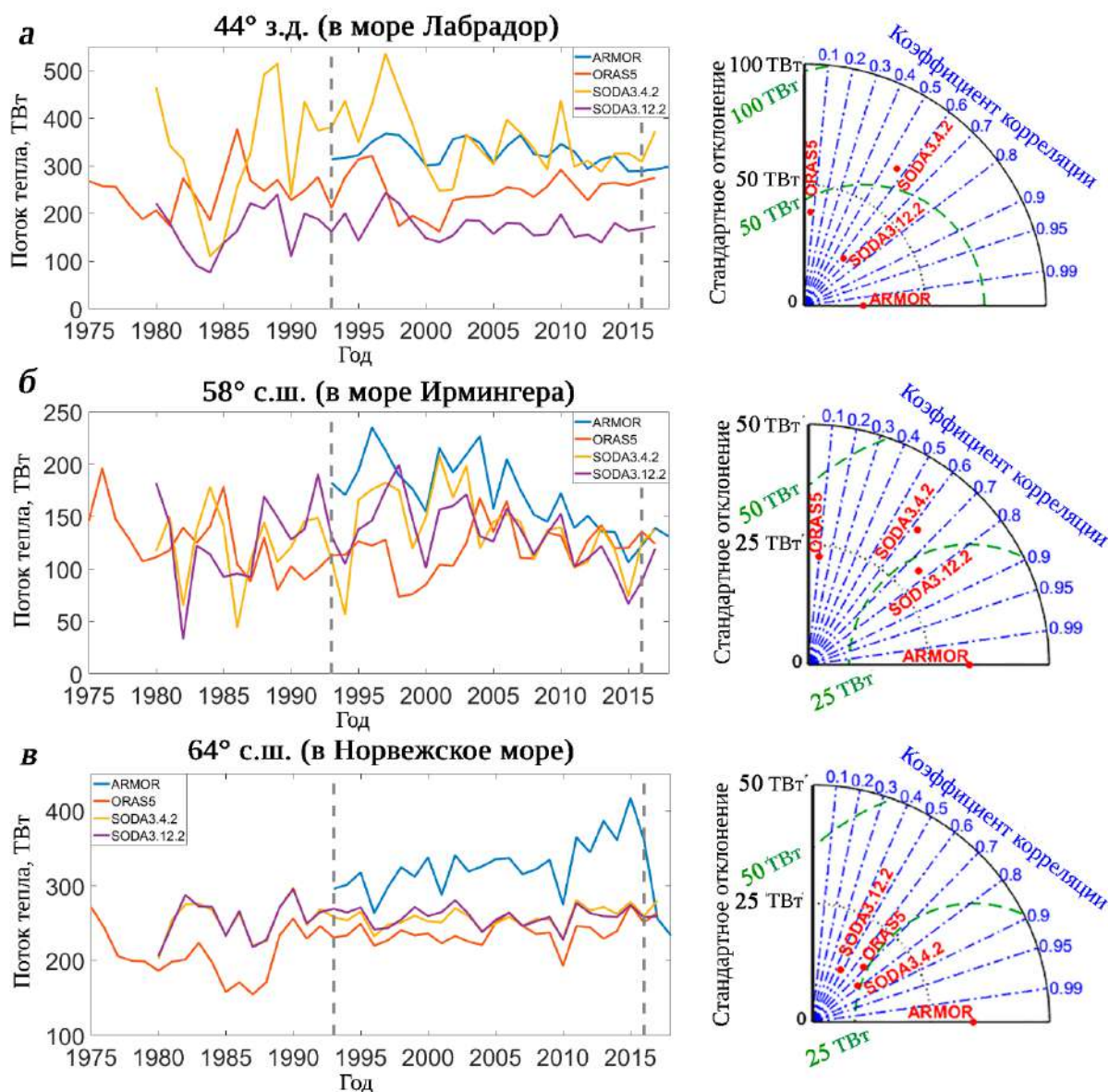


Рисунок 2.1. Межгодовая изменчивость среднегодовых значений океанического потока тепла на основе данных ARMOR-3D, ORAS5, SODA3.4.2, SODA3.12.2: а – через 44° з.д. (положительные значения означают, что поток направлен на запад), б – через 58° с.ш. (положительные значения означают, что поток направлен на север), в – через 64° с.ш. (положительные значения означают, что поток направлен на север, Прил. 1). Диаграммы Тейлора построены для периода 1993-2016 гг. (на графиках период ограничен серыми пунктирными линиями) после вычитания среднего за данный период. Синие штрихпунктирные линии показывают корреляции с массивом ARMOR-3D, зеленые пунктирные линии показывают среднеквадратическую ошибку с результатами ARMOR-3D. Базовая температура воды для расчета была взята как температура замерзания морской воды (-1.8°C).

Таблица 2.2. Среднегодовые значения океанического потока тепла (ТВТ), расходов (Св) в верхнем 500-метровом слое через 44° з.д., 58° с.ш., 64° с.ш. за период 1993-2017 гг. В скобках указано стандартное отклонение.

		ARMOR-3D	SODA3.4.2	SODA3.12.2	ORAS5
44° з.д., в море Лабрадор с востока	Расход (Св)	12.6 (0.9)	6.1 (1.1)	5.9 (1.0)	10.2 (1.7)
	Поток тепла (ТВТ)	327 (25)	354 (69)	172 (25)	245 (39)
58° с.ш., в море Ирмингера с юга	Расход (Св)	5.6 (1.0)	4.6 (0.9)	4.5 (0.9)	3.8 (0.7)
	Поток тепла (ТВТ)	172 (34)	138 (36)	132 (30)	120 (23)
64° с.ш., в моря Северо-Европейского бассейна с юга	Расход (Св)	10.0 (0.9)	7.8 (0.5)	7.9 (0.6)	7.2 (0.5)
	Поток тепла (ТВТ)	326 (37)	258 (13)	259 (12)	238 (17)

Давление на уровне моря и скорость ветра были получены по базе данных атмосферного реанализа ERA-5⁶ за период 1993–2019 гг. с дискретностью один месяц. Реанализ ERA-5 имеет пространственное разрешение 0.25°. Он основан на Integrated Forecasting System (IFS) Cy41r2, которая была введена в 2016 г. (Dee et al., 2011). По полю ветра рассчитывается межгодовая изменчивость экмановского нагона и относительной завихренности в районе исследования. Экмановский нагон определяется как экмановский транспорт к берегу.

Вертикальная скорость, формирующаяся вследствие прибрежного нагона экмановскими потоками (w_1 , м/с), оценивалась как:

$$w_1 = \frac{\tau_l}{\rho_0 f L}, \quad (7)$$

где τ_l – тангенциальное напряжение ветра вдоль берега (кг/(м*с²)), f – параметр Кориолиса (с⁻¹), L – расстояние от берега до точки (м). Чем больше будет величина вертикальной скорости, тем больше будет отклонение уровня от среднего, связанное с прибрежным экмановским нагоном.

Вертикальная скорость, формирующаяся относительной завихренностью поля ветра (w_2 , м/с), оценивалась как:

$$w_2 = -\frac{1}{\rho_0 f} \text{rot}(\tau), \quad (8)$$

⁶ <https://climate.copernicus.eu/>

где τ – тангенциальное напряжение ветра. Чем больше будет величина вертикальной скорости, тем больше будет отклонение уровня от среднего, связанное с конвергенцией/дивергенцией экмановских потоков под действием относительной завихренности поля ветра.

Также в работе использовались данные радиационного баланса, скрытый и явный потоки тепла, которые получены из реанализа ERA-Interim⁷ на сетке $1/4 \times 1/4^\circ$ с осреднением в месяц (Dee et al., 2011). Радиационный баланс включает коротковолновую и длинноволновую радиацию (Hogan, 2015).

Поля пространственно-временной изменчивости температуры верхнего слоя океана раскладывались на характерные моды своей изменчивости методом естественных ортогональных функций (ЕОФ). Метод позволяет выделить характерные пространственные структуры вариации параметра, которые имеют однотипную изменчивость во времени, а также определить вклад каждой из этих структур в общую дисперсию исходной изменчивости температуры выделенного региона (Ляхов, 2006). Моды, полученные по методу ЕОФ, ортогональны друг к другу, т.е. можно ожидать, что физические процессы, описывающие разные моды ЕОФ, различны, хотя это не всегда так. Дополнительную сложность в интерпретации результатов ЕОФ представляет тот факт, что различные природные процессы, формирующие изменчивость температуры воды, часто оказываются взаимосвязанными.

Интенсивность Атлантической меридиональной океанической циркуляции за весь период наблюдений характеризовалась как температурным, так и соленостными индексами (Chen and Tung, 2018). Согласно цитируемой работе, соленостные индексы определялись как средняя соленость вод Северной Атлантики между $45-65^\circ$ с.ш. в слое 0–1500 м. Один индекс был рассчитан по базам натуральных данных ISHII⁸ (1946–2015 гг.) и Scripps⁹ (2004–2020 гг.), другой – по данным базы EN4¹⁰ (1946–2020 гг.). Температурный индекс HADIsst (1871–2020 гг.) представляет собой разницу между ТПО в регионе Субполярного круговорота и глобальной ТПО (Caesar et al., 2018). Эти индексы хорошо воспроизводят изменчивость АМОЦ, полученную как по результатам анализа данных наблюдений массива RAPID с 2004 г., так и по результатам совместного анализа данных альтиметрии и траекторий буев Арго с начала 1990-х гг. (Chen and Tung, 2018). Ансамблевый индекс АМОЦ характеризует среднее между тремя вышеупомянутыми индексами, предварительно нормированными (Рис. 2.2).

⁷ <https://www.ecmwf.int/>

⁸ <http://rda.ucar.edu/datasets/ds285.3/>

⁹ http://www.argo.ucsd.edu/Gridded_fields.html

¹⁰ <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/en4/>

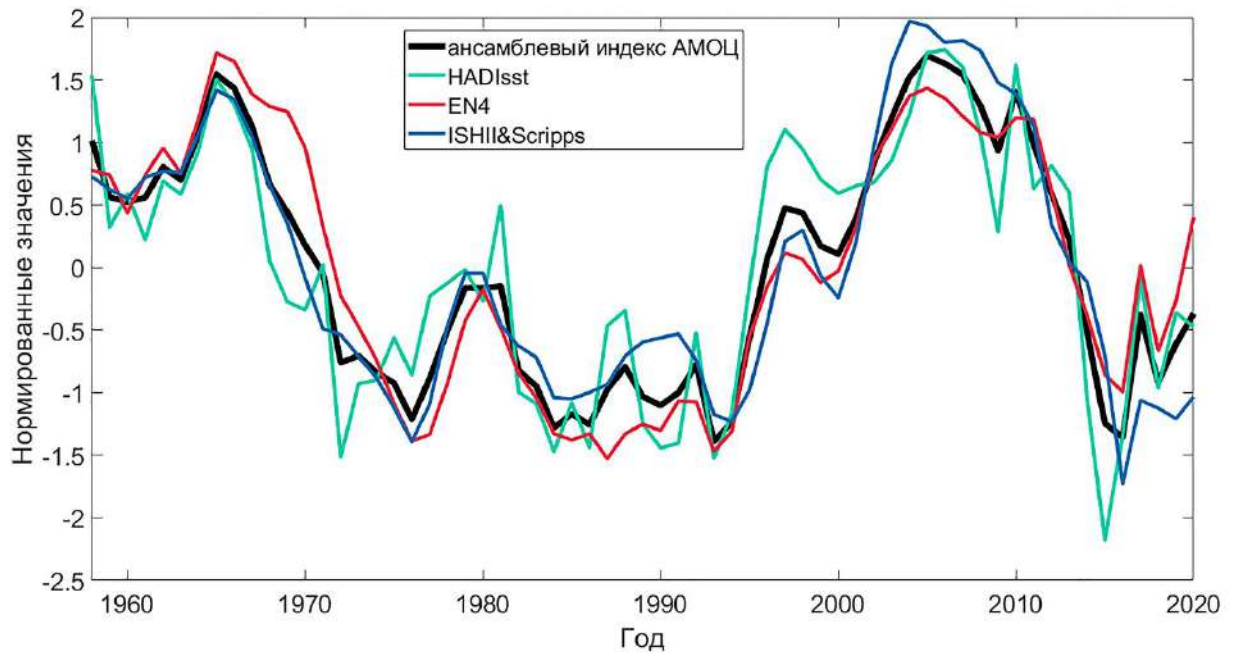


Рисунок 2.2. Межгодовая изменчивость нормированных значений 3-х индексов АМОЦ по массивам HADIsst (температурный индекс), EN4 (соленостный индекс), ISHII&Scripps (соленостный индекс) и ансамблевого индекса АМОЦ с 1958 г.

Глубина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) определялась на основе данных ARMOR-3D тремя методами. Авторы работы (de Boyer Montégut et al., 2004) рассматривают глубину ВКС как верхний горизонт, где различие между потенциальной плотностью на глубине 10 м и нижележащим слоем ($\Delta\sigma$) превышает выбранное критическое значение ($\Delta\sigma_c$): $\Delta\sigma > \Delta\sigma_c$. Заглубление верхней границы позволяет отбросить возможное влияние дневного пикноклина. В работе (Kara et al., 2003) фиксируется пороговое вертикальное изменение температуры ΔT , которое используется для расчета $\Delta\sigma_c$ с использованием уравнения состояния. При таком подходе $\Delta\sigma_c$ уменьшается с понижением температуры воды, что обеспечивает лучшую регистрацию глубины ВКС в сглаженных зимних профилях плотности. Метод Духовского (Башмачников и др., 2018) следует принципу, изложенному в работе (Piron et al., 2016). Здесь глубина ВКС фиксируется на горизонте, где вертикальный градиент плотности воды превышает два его локальных стандартных отклонения, рассчитанных в 50-метровом интервале глубин вокруг контрольной точки. Иначе говоря, глубина ВКС фиксируется в верхней точке пикноклина, где вертикальный градиент плотности начинает относительно быстро увеличиваться с глубиной. Метод Духовского оказался наиболее точным в определении глубин ВКС в слабо стратифицированных субполярных районах. По результатам работы (Fedorov et al., 2023), имеющиеся в открытых базах данных количество натуральных профилей позволяет

достоверно оценивать максимальную зимнюю глубину ВКС в море Ирмингера начиная с середины 1990-х гг.

Значения индексов САК, ВАО, АОО, АО, АМО, ЕАWRP, TNHP, PEP, SP загружены с сайта NOAA¹¹.

¹¹ <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/>

ГЛАВА 3. ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЧИВОСТИ ОКЕАНИЧЕСКОЙ АДВЕКЦИИ ТЕПЛА В НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ

В данной Главе рассмотрено влияние региональных атмосферных процессов на изменчивость адвекции тепла и температуры воды в Норвежском море. Был выбран разрез 66.5° с.ш. и 4° з.д. – 12.5° в.д. (Рис. 3.1), который находится в непосредственной близости от разреза Свиной, где регулярно проводятся гидрологические съемки. Несмотря на некоторые расхождения в ориентации выбранного разреза относительно разреза, где выполнялись натурные наблюдения, далее разрез будет называться разрезом Свиной. Атлантические воды выделялись от поверхности моря до изопикны $27.8 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ (Vesman et al., 2023). Глубина залегания изопикны $27.8 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ вдоль разреза увеличивается от примерно 100 м в западной части разреза до 400 м в восточной (Рис. 3.2). Использовались данные массива GLORYS (1993–2019 гг.) в связи с более высоким разрешением и с ассимиляцией массивом данных спутниковой альтиметрии, что увеличивает достоверность исследуемой изменчивости скорости течения.

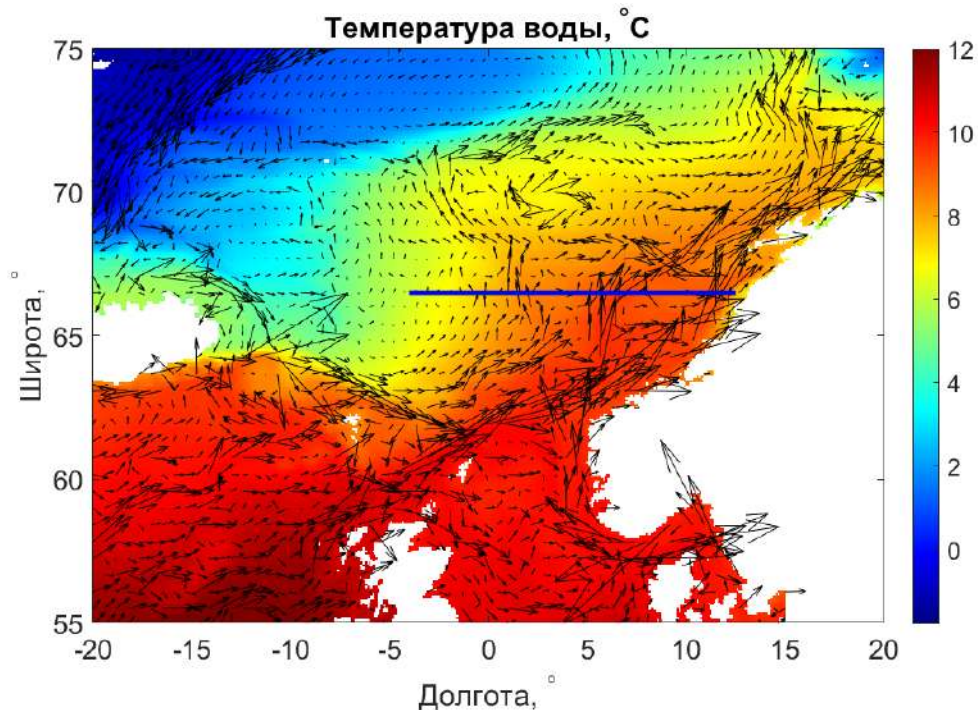


Рисунок 3.1. Пространственное распределение температуры воды ($^\circ\text{C}$) и векторов течений на поверхности моря, осредненные за период 1993–2019 гг. по данным GLORYS. Синей линией показан разрез Свиной (66.5° с.ш. и 4° з.д. – 12.5° в.д.).

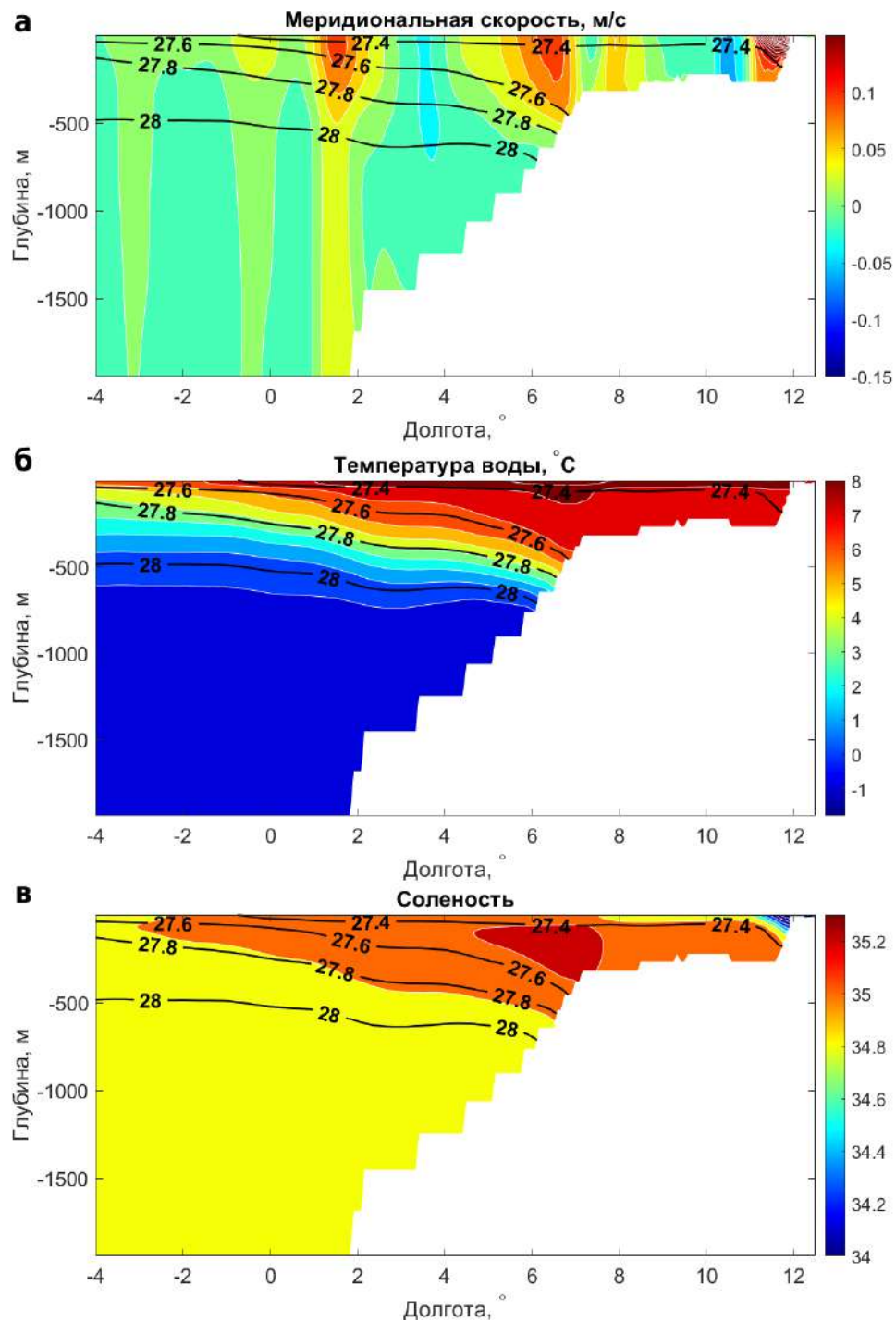


Рисунок 3.2. а – меридиональная составляющая скорости течения (м/с); б – температура воды (°С); в – соленость воды вдоль разреза Свиной по данным GLORYS. Характеристики осреднены за период 1993–2019 гг. На Рис. 3.2а, 3.2б и 3.2в черными линиями показаны изопикны потенциальной плотности ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-3}$).

По данным массива GLORYS выделяются все три известные ветви Норвежского течения (Рис. 3.2а), западная (вдоль субполярного фронта), восточная (захваченная кромкой шельфа) и прибрежная (вдоль берега). Первые две ветви приносят атлантические воды Северо-

Атлантического течения, а последняя – шельфовые воды Северного моря. Характерные скорости западной и восточной ветвей составляют около 10 см/с. Слой атлантических вод выделялся по потенциальной температуре не менее 4 °С, что соответствует изопикне 27.8 кг/м³ (Рис. 3.2б) и значениям солености не менее 35.0–35.2 (Рис. 3.2в). Прибрежная ветвь существенно распреснена (соленость 33.4), что связано с влиянием вод Балтийского моря и речного стока со Скандинавского полуострова. Вертикальная мощность слоя менялась от 150 м в западной части разреза до 500 м в восточной, у континентального склона Скандинавии.

Результаты показали, что, за период 1993–2019 гг. расход атлантических вод через выбранный разрез (Рис. 3.1) колебался между 6.5–7.5 Св, не показывая значимого тренда (Рис. 3.3а). Температура воды в среднем составляла 7.3 °С; она выросла с 1995 по 2003 гг. примерно на 1 °С, после чего стабилизировалась (Рис. 3.3а). В согласии с натурными наблюдениями (Orvik, 2022), по данным массива GLORYS океаническая адвекция тепла обеих ветвей Норвежского течения на разрезе Свиной определялась изменчивостью расхода воды (корреляция 0.90), но имела небольшой тренд к повышению. Последний определял низкую (но значимую) корреляцию с временной изменчивостью средней по разрезу температуры воды (0.39). Средние за период значения океанической адвекции тепла составляли 242 ТВт. Относительно высокие значения связаны со взятой $T_{ref} = -1.8$ °С. При $T_{ref} = 0$ °С океанический поток тепла через разрез Свиной в среднем равен 193 ТВт, что соответствует оценкам (Лебедев и др., 2019).

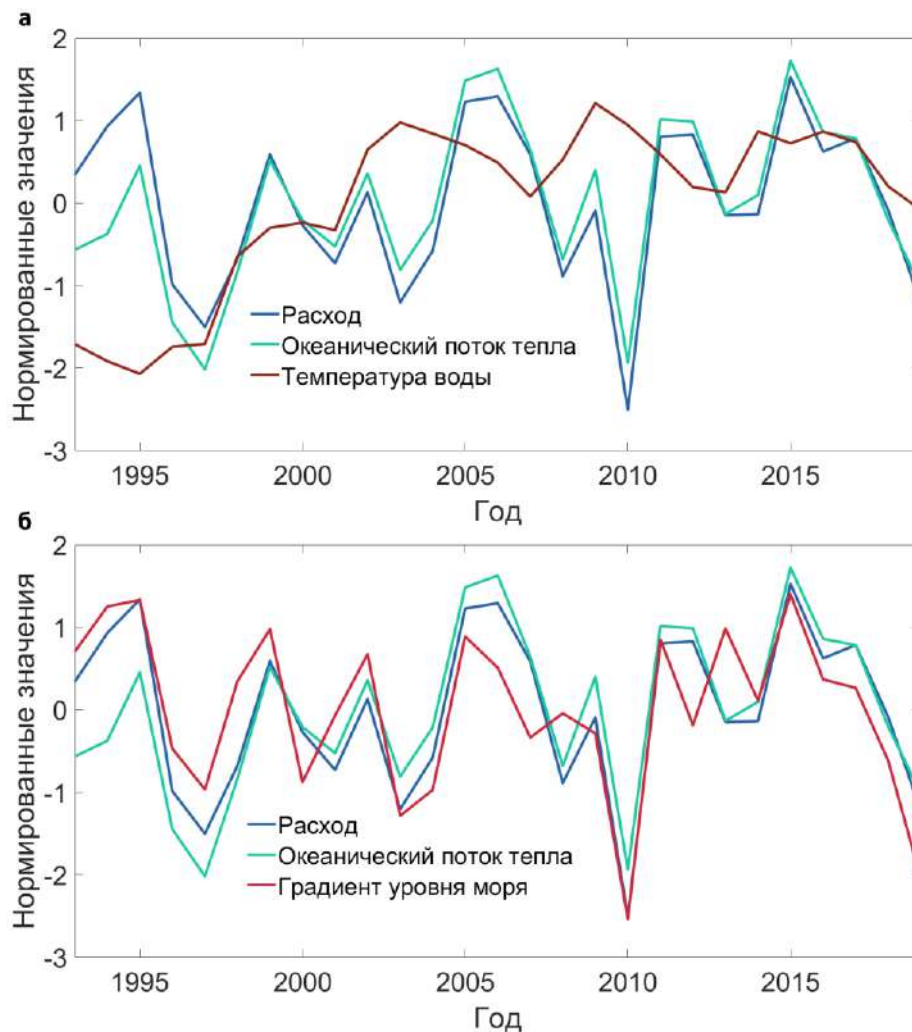


Рисунок 3.3. Межгодовая изменчивость среднегодовых нормированных значений через разрез Свиной за период 1993–2019 гг. по данным GLORYS: а – расхода (синяя линия), океанического потока тепла (зеленая линия) и температуры воды (красная линия) атлантических вод; б – расхода, океанического потока тепла и градиента уровня моря. Базовая температура воды для расчета океанического потока тепла была взята как температура замерзания морской воды ($-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$).

В связи с определяющим влиянием расхода воды на адвекцию тепла (уже выявленное ранее Orvik (2022)), далее нами исследовались причины изменчивости расхода. Оказалось, что изменчивость расхода почти полностью определяется изменчивостью градиента уровня моря через Норвежское течение (Рис. 3.3б), что отражается в высоких значениях коэффициента корреляции градиента уровня моря с расходом воды (0.82), а также с океаническим потоком тепла (0.64). Это позволяет предположить, что расход (и океаническая адвекция тепла) на разрезе Свиной определяется полем ветра, который обычно и формирует градиенты уровня моря.

В связи с вышесказанным были рассчитаны корреляции среднегодовой адвекции океанического потока тепла атлантических вод с индексами атмосферной циркуляции, определяющих основные моды изменчивости полей атмосферного давления в Северной Атлантике и прилегающих регионах, а также с океаническими индексами АМОЦ и АМО (Табл. 3.1). Результаты не позволили выявить высокой значимой связи ни с одним из индексов. Ранее низкая корреляция скорости Норвежского течения с индексом САК (0.36) была получена по среднемесячным значениям за период 1995–1999 гг. (Skagseth, 2004). В связи с тем, что использованные индексы отражают основные моды крупномасштабной изменчивости поля атмосферного давления (таких крупных регионов, как всей или значительной части Северной Атлантики или СЛО), мы можем предположить существенную роль региональной составляющей поля атмосферного давления в межгодовой изменчивости интенсивности адвекции тепла Норвежским течением.

Таблица 3.1. Корреляции океанической адвекции тепла атлантических вод, расхода воды через разрез Свиной и градиента уровня моря вдоль разреза Свиной с основными атмосферными индексами за период 1993–2019 гг. Жирным шрифтом выделены значимые корреляции. ЕАР – East Atlantic Pattern (Восточно-Атлантическая осцилляция), TNHP – Tropical/Northern Hemisphere Pattern, АМОЦ – Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция, АМО – Атлантическая мультideкадная осцилляция, ЕАWRP – East Atlantic/Western Russia Pattern, САК – Североатлантическое колебание, РЕР – Polar/Eurasia Pattern, SP – Scandinavian Pattern. Все индексы осреднены за январь–март, кроме АМОЦ и АМО, которые осреднены за год. Уровень значимости = 0.38.

	ЕАР	TNHP	АМОЦ	АМО	ЕАWRP	САК	РЕР	SP
Адвекция тепла	-0.21	0.22	0.00	0.43 (АМО опережает на 1 год)	-0.07	0.26	-0.18	-0.15
Расход воды	-0.28	0.16	-0.25	-0.08	-0.05	0.44	-0.04	-0.21
Градиент уровня моря	-0.11	0.03	-0.30	-0.22	-0.07	0.33	0.05	-0.15

Композитные карты полей давления и ветра в годы наибольших и наименьших значений расхода воды на разрезе Свиной показали, что в годы наибольших расходов через разрез Свиной (1995, 2005, 2006, 2015 годы) углубляется Исландский минимум и область низкого давления вытягивается на северо-восток через все Норвежское море (Рис. 3.4а). При этом увеличиваются градиенты давления в районе разреза Свиной и усиливается юго-западный ветер. Это увеличивает прибрежный нагон, а также региональные значения ротора поля ветра. В годы наименьших расходов через разрез Свиной (1996, 1997, 2003, 2010 годы) отрицательная аномалия атмосферного давления в области Исландского минимума и Норвежского моря, а также сила ветра в районе исследования, наоборот, ослабевают (Рис. 3.4б). Наиболее выраженная изменчивость аномалий атмосферного давления формируется над Норвежским морем, которая лишь опосредованно связана с индексом САК (Рис. 3.4в). Для выявления значимости полученных аномалий, для рядов среднегодовых значений давления в годы высоких и в годы низких расходов на разрезе Свиной был проведен дисперсионный анализ (ANOVA). Анализ показал, что в центральной области наиболее интенсивных аномалий атмосферного давления в центральной части Норвежского моря, различия давления в годы высоких и низких потоков на разрезе Свиной статистически значимы при уровне значимости ($\geq 99\%$, т.е. p -статистики ≤ 0.01). Дополнительно были также рассчитаны корреляции изменчивости расхода через разрез Свиной с изменчивостью атмосферного давления на уровне моря в каждой точке района исследования (Рис. 3.4г). Наиболее сильные отрицательные корреляции около -0.7 (существенно выше уровня значимости) оконтуривают примерно ту же область центральной части Норвежского моря, что на Рис. 3.4в.

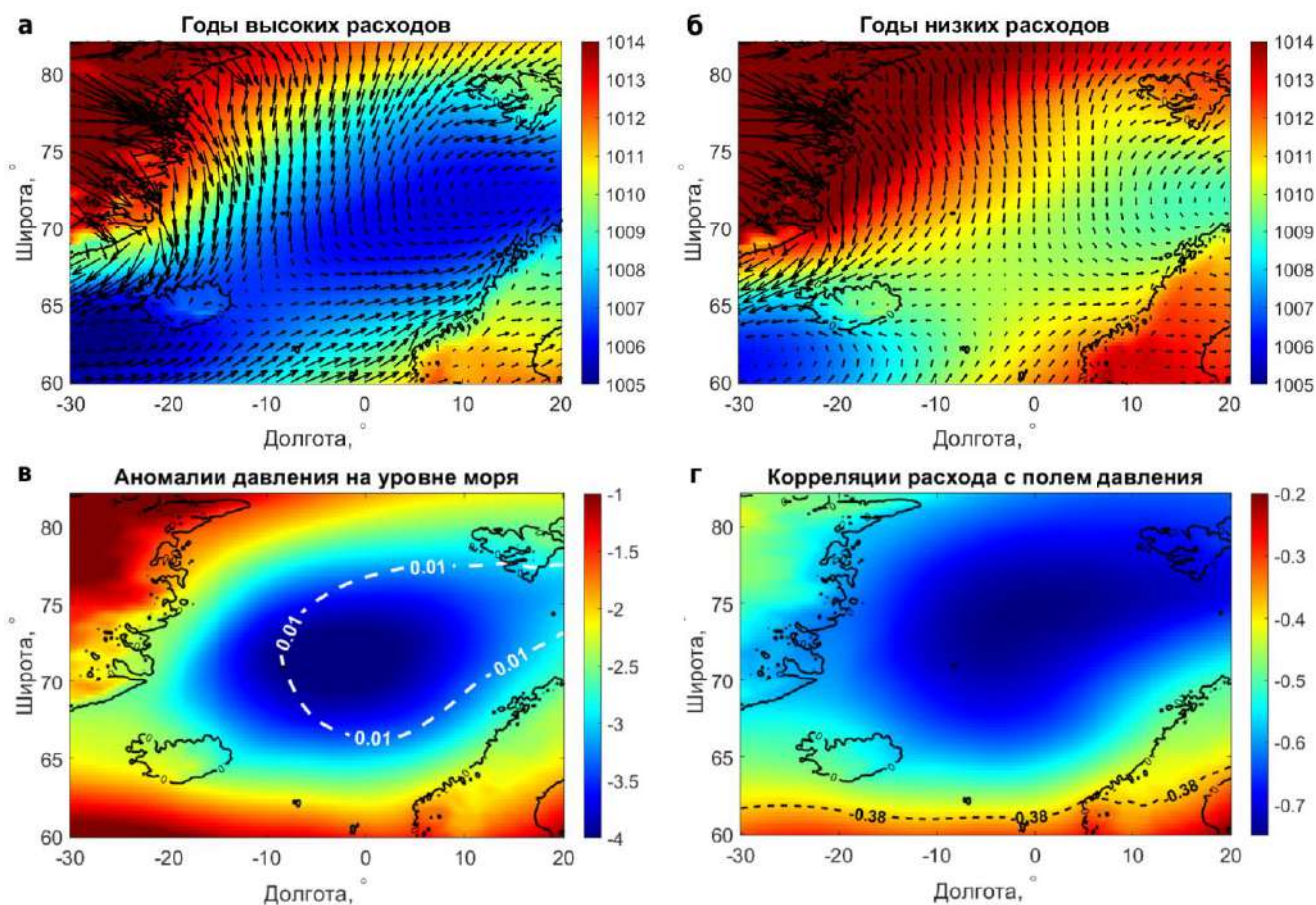


Рисунок 3.4. а – среднее поле давления на уровне моря (гПа) и направление ветра в годы наибольших расходов на разрезе Свиной (1995, 2005, 2006, 2015 годы); б – среднее поле давления на уровне моря (гПа) и направление ветра в годы наименьших расходов на разрезе Свиной (1996, 1997, 2003, 2010, 2019 годы); в – аномалии давления на уровне моря (получены как разность среднего давления в годы наибольших расходов и в годы наименьших расходов на разрезе Свиной); в области внутри петли, очерченной белым пунктиром, различия давления значимы при уровне значимости $\geq 99\%$ (p -значение ≤ 0.01); г – корреляции расхода через разрез Свиной с полем давления на уровне моря при среднегодовом осреднении (пунктирной линией отмечен уровень значимости 0.38).

Корреляции расхода Норвежского течения с полем атмосферного давления в зоне Исландского минимума, который является одним из центров действия атмосферы для расчета индексов САК и ВАО, ослабевают в 1.5–2 раза. Это и является причиной низкой корреляции градиента уровня моря (и расхода воды) с этими атмосферными индексами (Табл. 3.1).

Поле ветра формирует градиенты уровня моря через конвергенцию (дивергенцию) экмановских потоков, которые проявляются как в виде прибрежного нагона, так и за счет локального ротора поля ветра. Рассчитанный по формуле (7) нагон быстро убывает с расстоянием

от берега, но даже над восточной ветвью Норвежского течения, на расстоянии 250 км от берега, создаваемые им вертикальные скорости сравнимы с вертикальными скоростями под действием ротора поля ветра. Градиенты вертикальной скорости поверхности моря вдоль разреза Свиной, которые и вызывают изменчивость уровня моря, для нагона и ротора поля ветра (Рис. 3.5а) значимо и положительно коррелируют между собой, хотя коэффициент корреляции невелик (0.41). В межгодовой изменчивости градиента уровня моря вдоль разреза доминирует влияние нагона. В среднем по разрезу влияние нагона на градиент уровня моря, связанный с нагоном примерно в два раза больше, чем влияние относительной завихренности поля ветра. Корреляция наблюдаемого градиента уровня моря с интенсивностью нагона значима и положительна, хотя и невелика (0.46). С градиентом уровня, формируемым ротором поля ветра, аналогичная корреляция также положительна, но не превышает уровня значимости (0.30). Корреляции межгодовой изменчивости расхода и океанического потока тепла с изменчивостью градиента уровня, формируемого нагоном, тоже значимы и положительны, и составляют 0.54 и 0.46, соответственно. Корреляции межгодовой изменчивости расхода и океанического потока тепла с изменчивостью градиента уровня, связанного с ротором поля ветра, незначимы (0.38 и 0.36, соответственно). Совместный учет градиента уровня моря, связанного как с ротором поля ветра, так и с ветровым нагоном, несколько повышают корреляции как с расходом (0.57), так и с океаническим потоком тепла (0.50).

Градиент уровня моря через Норвежское течение имел схожую межгодовую изменчивость и с градиентом стерических колебаний, рассчитанных для слоя 0–500 м (Рис. 3.5б). Среднее значение градиента уровня моря вдоль разреза составило 6×10^{-7} , а градиента стерических колебаний – -1×10^{-7} . Корреляция между ними значимая положительная 0.57. Нужно отметить, что наибольшая связь (0.82) градиента стерических колебаний с градиентом уровня моря прослеживается между 1995 и 2006 гг., когда среднегодовая температура вод Норвежского течения монотонно росла (Рис. 3.3а). Значимых связей градиента стерических колебаний с расходом или с океаническим потоком тепла обнаружено не было.

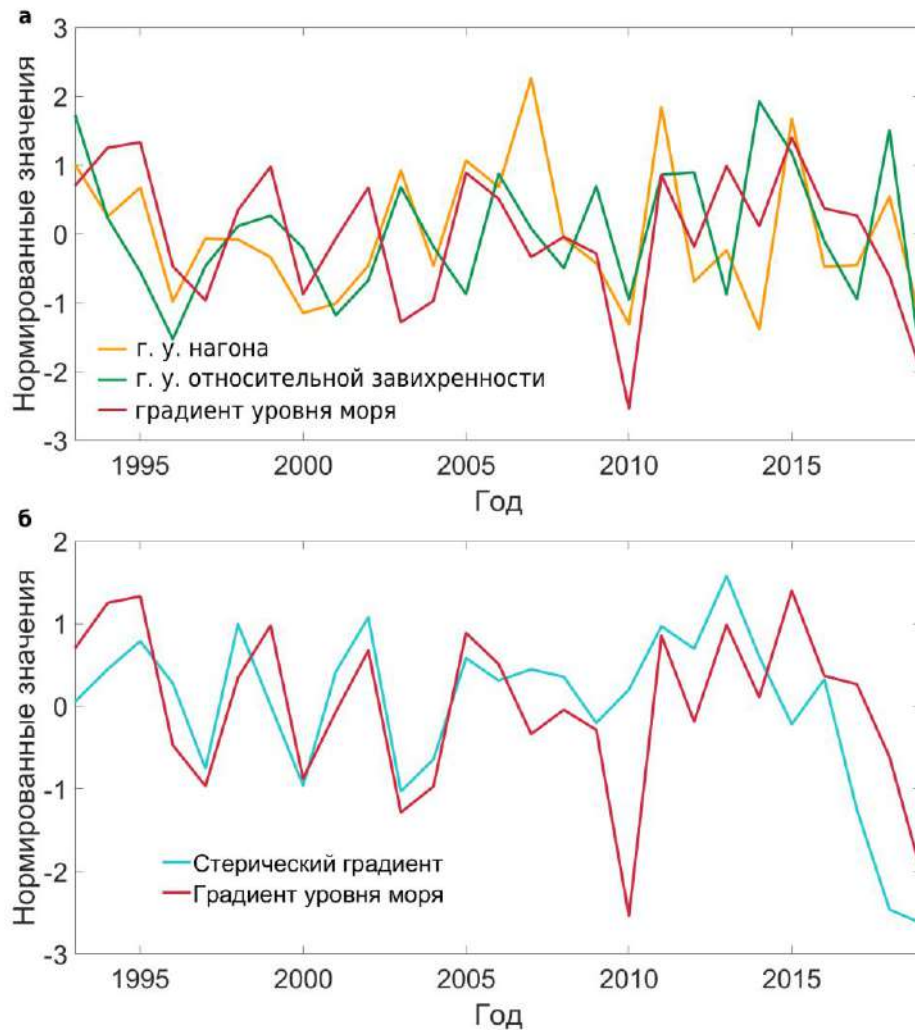


Рисунок 3.5. Межгодовая изменчивость среднегодовых нормированных значений градиента уровня моря на разрезе Свиной за 1993–2019 гг. (красным) и (а) – градиента уровня моря, связанного с ветровым нагоном (желтым), градиента уровня моря, связанного с относительной завихренностью поля ветра (зеленым); и (б) – градиента стерической составляющей уровня моря (голубым).

Суммарный по разрезу поток Свердрупа составил в среднем за период 1993-2019 гг. 0.4 Св, что является 6% от среднего расхода. Корреляция между потоком Свердрупа и расходом невелика и незначима (0.35).

В Лофотенской котловине Норвежского моря зимняя конвекция в отдельные годы может достигать 600 м и даже 1000 м (Fedorov et al., 2021). Глубокая конвекция в данном районе происходит при потере тепла океаном, что связано с аномально низкими температурами воздуха (Fedorov et al., 2021). В целом в декабре-мае над районом преобладают западные и юго-западные ветра, которые уменьшают потерю тепла океаном. Эпизодическое проявление северных и северо-восточных ветров в зимний период приводит к кратковременному развитию конвекции в

ограниченной области центральной части Лофотенской котловины. В частности, зимой 2010 и 2011 гг. в центральной части Лофотенской котловины в течение нескольких дней глубина конвекции достигала 1200 м (Fedorov et al., 2021). Минимум расхода/океанического потока тепла (Рис. 3.3) соответствует экстремально глубокой конвекции (до 1200 м) в 2010 г. в Норвежском море (Fedorov et al., 2021). Также в этот год ожидается меньший нагон при сильных северных ветрах; область низкого давления смещается в сторону Баренцева моря (Fedorov et al., 2021), что также видно на Рис. 3.4б.

ГЛАВА 4. ВЛИЯНИЕ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПЕРЕНОСА НА ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЕ И ГЛУБОКУЮ КОНВЕКЦИЮ В МОРЕ ИРМИНГЕРА

Как было отмечено во введении, море Ирмингера – один из нескольких районов в Северной Атлантике, где формируются североатлантические глубинные воды в результате глубокой конвекции. Для данного района было произведено сравнение расчетов для больших и меньших площадей района исследования (Рис. 4.1а), которое показало, что рассматриваемая изменчивость конвергенции океанического переноса тепла мало чувствительна к выбору границ области.

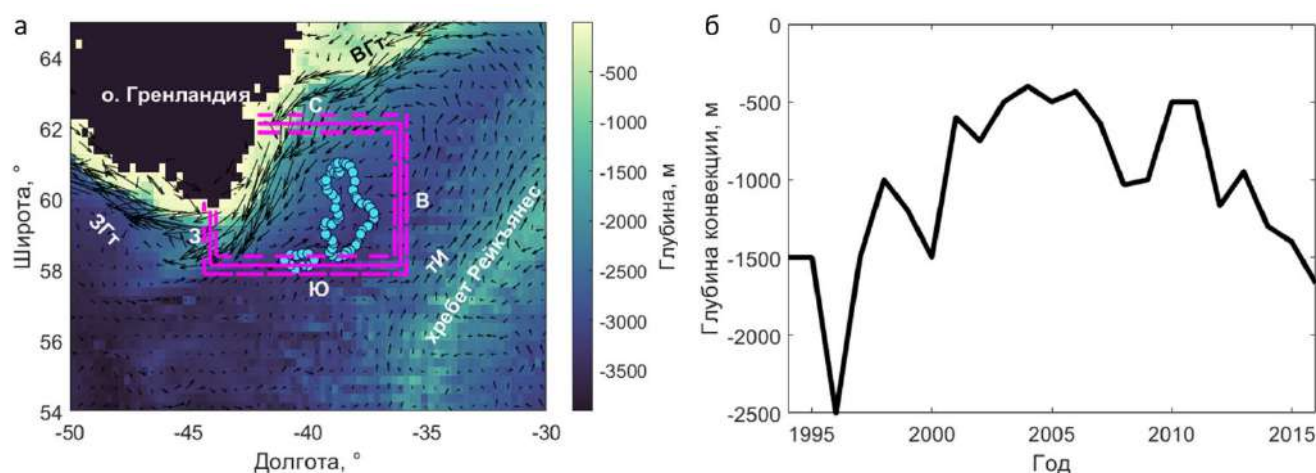


Рисунок 4.1. Район исследования: а – батиметрическая карта (м, цвет) и среднее поле поверхностных течений (черные стрелки) за период анализа (1993–2016 гг.). Голубые точки показывают районы, где наиболее часто была зарегистрирована зимняя конвекция более 1000 м, в соответствии с работой (Башмачников и др., 2018). Сплошные розовые линии (центральные) определяют район расчета параметров теплового баланса. Пунктирные розовые линии (внутренние и внешние) определяют разрезы, которые были использованы для анализа чувствительности океанических потоков тепла к выбору границ региона. ЗГТ – Западно-Гренландское течение, ВГТ – Восточно-Гренландское течение, тИ – течение Ирмингера; З – западный разрез (44° з.д.), С – северный разрез (62° с.ш.), В – восточный разрез (36° з.д.), Ю – южный разрез (58° с.ш.); б – максимальная глубина конвекции в море Ирмингера (м) в холодный период года (январь – апрель).

При анализе адвекции через границы моря Ирмингера, помимо относительно холодных полярных вод (с температурой 1.5–3 °С) Восточно-Гренландского течения (со скоростью 5–35 см/с) (Рис. 4.2), была выделена выраженная хорошо известная рециркуляция (Гладышев и др., 2018; Våge et al., 2011a) теплых (5–7 °С) и соленых модифицированных вод течения Ирмингера (атлантических вод), поступающих в район исследования через северную границу исследуемой

области (Рис. 4.1а). Часть этих атлантических вод уходит из района исследования через западную границу в море Лабрадор, имея температуру 4–6 °С. По данным ARMOR-3D, средний расход через северную границу достигает 17 Св, а океаническая адвекция тепла через северную границу составляет 104 ТВт (Рис. 4.3г). Только 14 Св и 64 ТВт уходят из моря через западную границу (Рис. 4.3г). Разница в 40 ТВт между океаническими потоками тепла через эти границы формирует основной источник океанической конвергенции тепла исследуемого региона (*ΔOHF*).

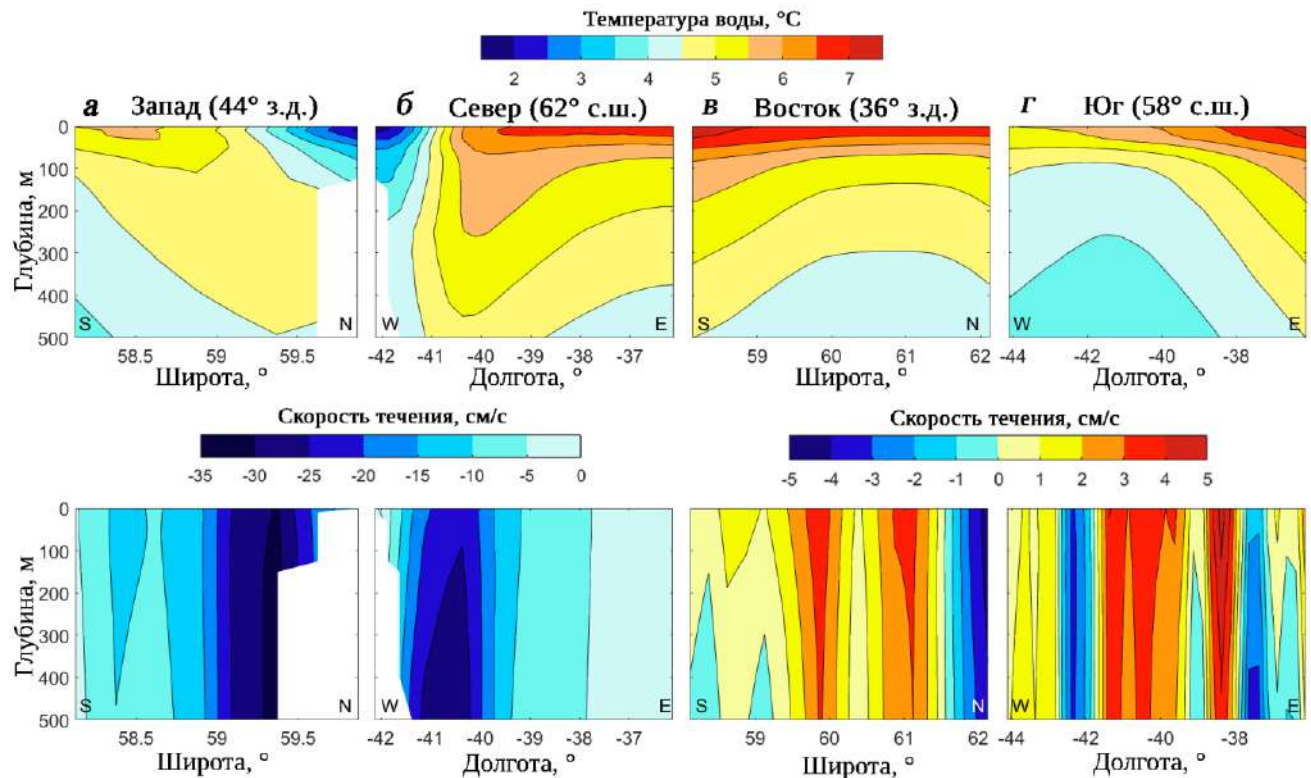


Рисунок 4.2. Температура воды (°С, верхний ряд) и скорость течения (см/с, нижний ряд) вдоль западного (а), северного (б), восточного (в) и южного (г) разрезов (см. Рис. 4.1а). Температура воды и скорость течений представлены как среднее за период 1993-2016 гг. в верхнем 500-метровом слое по данным ARMOR-3D. S – юг, N – север, W – запад, E – восток.

Несмотря на значительные потери тепла атлантическими водами при их пересечении западной части выделенной области моря Ирмингера, потоки океанического тепла через северную и западную границы высоко коррелированы (-0.96). Среднегодовой дисбаланс расходов составляет 3 ± 0.5 Св в верхнем слое и скорее всего является результатом регионального усиления потока глубинных вод ниже рассматриваемого 500-м слоя, который может возникать за счет развития глубокой конвекции в центральной части моря Ирмингера и на восточной границе Восточно-Гренландского течения. Это согласуется с предыдущими оценками (Le Bras et

al., 2020) оттока локально сформированных нижних фракцией промежуточных вод из моря Ирмингера, который ниже 500 м оценивается в 2–5 Св.

Кроме того, атлантические воды поступают в район исследования с юга. Этот поток менее интенсивен (скорости течения в верхнем слое составляют 1–5 см/с при температуре воды 4–7 °С). Эти воды покидают район исследования через его восточную границу (Рис. 4.1а). Потоки тепла через южную и восточную границы сильно взаимосвязаны (корреляция -0.90) и во многом компенсируют друг друга. В среднем через южную границу приходит 2 Св и 10 ТВт, тогда как через восточную границу выносятся 2 Св расхода и 13 ТВт (Рис. 4.3г). Океанические потоки тепла через северную/западную и южную/восточную границы взаимосвязаны гораздо слабее (корреляции 0.5 и 0.4, на межгодовых масштабах изменчивости), что свидетельствует о различиях в динамике Восточно-Гренландского течения и западной ветви течения Ирмингера, формирующих рассматриваемый перенос (Рис. 4.1а).

На сезонных масштабах (Рис. 4.3а) изменчивость теплосодержания верхнего слоя океана достигает минимума в марте и совпадает с пиком интенсивности глубокой конвекции (Башмачников и др., 2018). Максимум теплосодержания наблюдается в сентябре. На этих временных масштабах изменчивость теплосодержания верхнего слоя океана является следствием сезонной изменчивости теплообмена океан-атмосфера (сумма скрытого и явного потоков тепла) и радиационного баланса. Суммарный эффект на поверхности моря говорит об отдаче тепла океаном в течение 7 месяцев (с сентября по март). Океаническая конвергенция тепла, будучи всегда положительной, показывает ярко выраженный минимум в феврале – марте, который сменяется дальнейшим ее увеличением до конца декабря, что также влияет на сезонную эволюцию теплосодержания верхнего слоя океана.

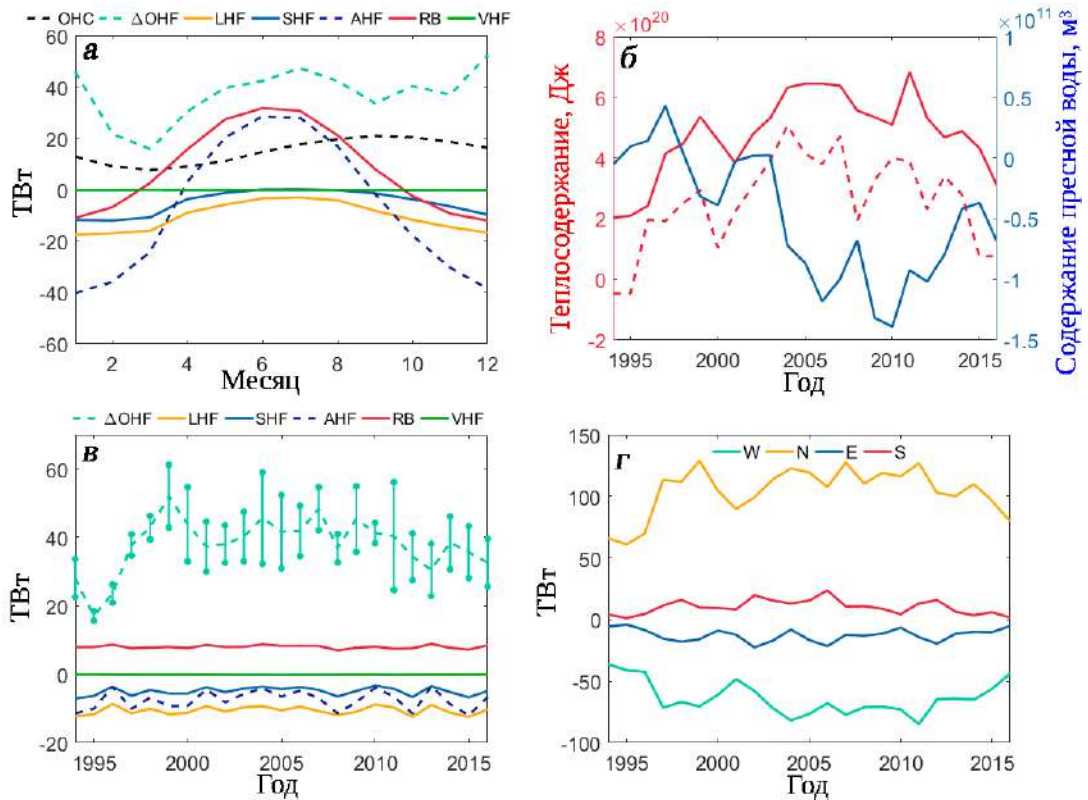


Рисунок 4.3. (а) Сезонная изменчивость характеристик в центральной части моря Ирмингера: океанический поток тепла (ΔOHF), скрытый поток тепла (LHF), явный поток тепла (SHF), вертикальные потоки тепла на границе океан-атмосфера (сумма скрытого, явного потока тепла и радиационного баланса, AHF), радиационный баланс (RB) и вертикальная турбулентная диффузия тепла (VHF) через нижнюю границу области на глубине 500 м. (б) Межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в центральной части моря Ирмингера; сплошными линиями – среднее с апреля предыдущего года по март текущего года, пунктирной линией – теплосодержание за март. (в) Межгодовая изменчивость характеристик в центральной части моря Ирмингера: океанический поток тепла (ΔOHF), скрытый поток тепла (LHF), явный поток тепла (SHF), вертикальные потоки тепла на границе океан-атмосфера (сумма скрытого, явного потока тепла и радиационного баланса, AHF), радиационный баланс (RB) и вертикальная турбулентная диффузия тепла (VHF) через нижнюю границу области на глубине 500 м (среднее с апреля предыдущего года по март текущего года). Ошибка ΔOHF представляет собой ошибку среднего за каждый год, рассчитанную по трем областям с границами, приведенными на Рис. 4.1а. (г) Межгодовая изменчивость океанических потоков тепла через границы: W – через западную границу, N – через северную границу, E – через восточную границу, S – через южную границу (см. Рис. 4.1а). Базовая температура воды для расчета океанических потоков тепла и теплосодержания была взята 3.5 °С; базовая соленость для расчета содержания пресной воды 34.9.

На межгодовых масштабах теплосодержание показывает в целом тенденцию к росту, достигая максимума в 2004–2011 гг. (Рис. 4.3б). Такое увеличение температуры верхнего слоя моря Ирмингера с начала 2000-х гг. отмечалось в предыдущих исследованиях (Гладышев и др., 2016а). В этот же период отмечался рост солёности верхнего слоя моря. Межгодовая изменчивость среднегодовых значений теплосодержания верхнего слоя океана высоко коррелирует (0.84) с межгодовой изменчивостью в марте, что говорит о том, что межгодовую изменчивость формирует, в первую очередь, зимний сезон.

Межгодовая изменчивость океанического теплосодержания в марте показывает высокую положительную корреляцию (0.77) с суммой конвергенции океанических и атмосферных потоков тепла (Табл. 4.2), которые осреднены с момента окончания активного развития конвекции за предыдущий период (с апреля предыдущего года по март текущего года). Даже в зимние месяцы, когда наблюдается наиболее высокая изменчивость атмосферных потоков тепла из океана, межгодовая изменчивость океанической конвергенции тепла остается в 1.5 раза выше (Рис. 4.3в и Табл. 4.1). Коэффициент корреляции между теплосодержанием и конвергенцией океанических потоков тепла составляет 0.77. Коэффициент корреляции между теплосодержанием и потоками тепла океан-атмосфера незначим (0.20). Из этого следует, что конвергенция океанических потоков тепла определяет межгодовую изменчивость теплосодержания верхнего слоя моря.

Таблица 4.1. Средние значения (с апреля предыдущего года по март текущего года) океанического потока тепла, скрытого потока тепла, явного потока тепла, радиационного баланса, вертикальной турбулентной диффузии тепла на границе 500 м, теплового баланса. Доверительный интервал средних и стандартное отклонение рассчитывались по среднегодовым значениям в центральной области моря Ирмингера (область выделена сплошными линиями на Рис. 4.1а). Статистики рассчитывались за период 1994–2016 гг.

		Среднее и доверительный интервал, ТВт	Стандартное отклонение, ТВт
Конвергенция адвекции океанического тепла (ΔOHF)		38±3.4	7.9
Потоки тепла океан-атмосфера	Скрытый (LHF)	-11±0.5	1.2 (3.0 зимой)
	Явный (SHF)	-5±0.5	1.2 (3.6 зимой)
Радиационный баланс (RB)		8±0.2	0.5
Вертикальный турбулентный перенос через горизонт 500 м (VHF)		-0.1±0.02	0.04
Тепловой баланс		30±3.7	8.6

Теплосодержание, тепловой баланс и глубина конвекции показывают схожую межгодовую изменчивость (Рис. 4.4а, для глубины конвекции меньшие (отрицательные) значения на графике соответствуют большей глубине конвекции (см. Рис. 4.1б)). Коэффициент корреляции между теплосодержанием и глубиной конвекции составляет -0.77, т.е. более глубокая конвекция соответствует меньшему теплосодержанию центральной части моря Ирмингера (Табл. 4.2). Содержание пресной воды показывает неожиданно положительную корреляцию с глубиной конвекции, достигая максимума (0.63) со сдвигом 1 год (глубина конвекции опережает). Данная связь – скорее всего наведенная и объясняется корреляцией между содержанием пресной воды и теплосодержанием в верхней части моря Ирмингера (максимальная кросс-корреляция достигает -0.79, если теплосодержание опережает на 1 год). Таким образом, механизм межгодовой изменчивости глубокой конвекции в море Ирмингера определяется изменчивостью баланса тепла в верхнем слое, что отличает его от механизма в Гренландском море, где интенсивность конвекции определяется балансом пресной воды (Bashmachnikov et al., 2021). Также у глубокой конвекции в море Ирмингера и индекса САК выявлена низкая (хотя значимая) корреляция (0.45).

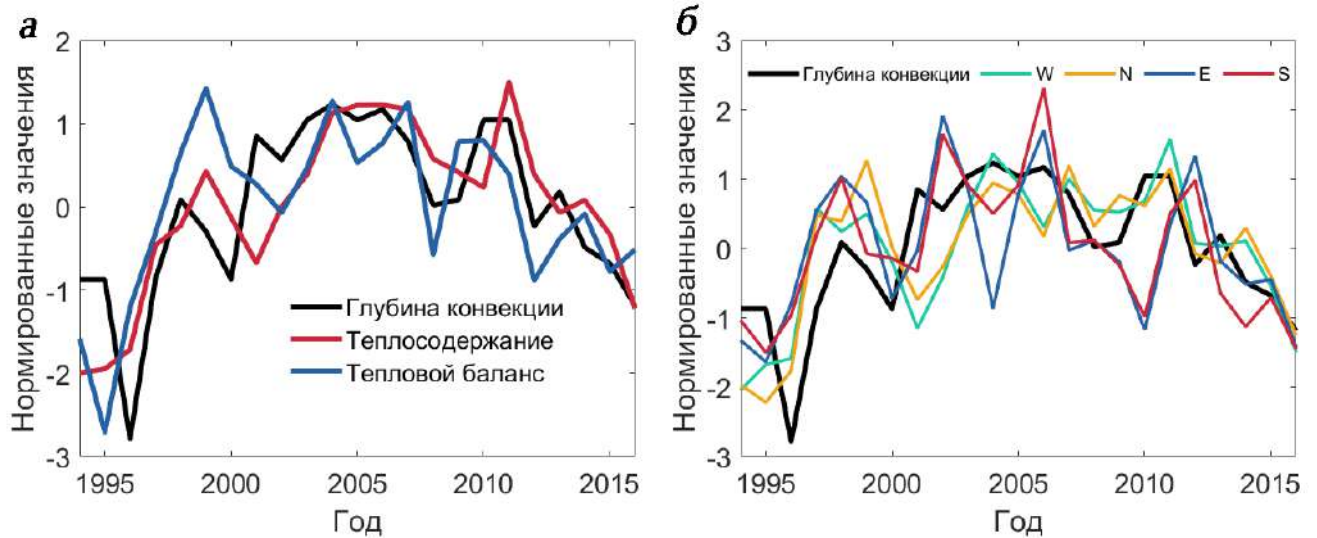


Рисунок 4.4. (а) Межгодовая изменчивость нормированных значений глубины конвекции, теплосодержания и теплового баланса (среднее с апреля предыдущего года по март текущего года). Стоит отметить, что ось глубины конвекции перевернута: более высокие значения глубины конвекции на Рис. 4.4а соответствуют более слабой конвекции (см также Рис. 4.1б). (б) межгодовая изменчивость нормированных значений глубины конвекции и океанических потоков тепла: W – через западную границу, N – через северную границу, E – через восточную границу, S – через южную границу (см. Рис. 4.1а). Нормировка осуществлялась вычитанием среднего значения за весь период с последующим делением на стандартное отклонение. Океанические потоки тепла через западный (W) и восточный (E) разрезы на Рис. 4.4б представлены с противоположным знаком.

В тепловом балансе исследуемой центральной области моря Ирмингера корреляции суммы потоков тепла на границе океан-атмосфера (АНФ) с глубиной конвекции незначима (-0.34), тогда как океаническая конвергенция тепла значимо и высоко коррелирует с глубиной конвекции (-0.57 при нулевом сдвиге и -0.62 , если океаническая конвергенция тепла опережает ход конвекции на 1 год). Среди океанических потоков тепла через границы района исследования наибольшие коэффициенты корреляции с глубиной конвекции получены с океаническим потоком тепла через северную и западную границы (-0.64 и 0.68 соответственно, см также Рис. 4.4б). Корреляции с потоками тепла через южную и восточную границы несколько меньше, хотя также значимы (-0.58 и 0.44 соответственно). Данный результат показывает значимость океанического притока тепла с рециркулирующими водами течения Ирмингера с севера, которое далее проникает в центральную часть циклонического круговорота моря Ирмингера и формирует предпосылки для развития конвекции. Тем самым подтверждается гипотеза о том, что именно

адвекция тепла с севера обуславливает изменчивость плотности воды в центральной части моря Ирмингера (Pickart et al., 2003a).

Таблица 4.2. Взаимные корреляции океанического потока тепла (ΔOHF), потоков тепла на границе океан-атмосфера ($AHF = LHF + SHF + RB$), скрытого потока тепла (LHF), явного потока тепла (SHF), радиационного баланса (RB), вертикального потока тепла на 500 м (VHF), теплового баланса, теплосодержания ($ОНС$) и глубины конвекции (большие значения характеризуют меньшую глубину конвекции – см. Рис. 4.1б). Уровень значимости – 0.37. Коэффициенты корреляции рассчитывались по среднегодовым значениям (среднее с апреля предыдущего года по март текущего года) за период 1994–2016 гг.

	AHF	LHF	SHF	RB	VHF	Тепловой баланс	$ОНС$	Глубина конвекции
ΔOHF	0.11	0.06	0.24	-0.10	-0.72	0.95	0.77	-0.57
AHF	–	0.98	0.98	0.79	-0.25	0.42	0.20	-0.34
LHF		–	0.96	0.70	-0.22	0.37	0.17	-0.30
SHF			–	0.71	-0.36	0.53	0.34	-0.44
RB				–	-0.00	0.16	-0.11	-0.10
VHF					–	-0.74	-0.90	0.73
Тепловой баланс						–	0.77	-0.63
$ОНС$							–	-0.77

На рис. 3 представлены аномалии температуры и солёности воды, которые были рассчитаны как разница средней температуры воды/солёности в годы, когда глубина конвекции превышала 1000 м, и в годы, когда глубина конвекции была меньше или равна 1000 м. Для верхнего слоя (показаны горизонты 100 и 400 м) аномалии температуры воды отрицательны, причем в некоторых областях, в том числе в центральных районах моря Ирмингера, разница на горизонте 100 м достигала $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Рис. 4.5а), а на горизонте 400 м составляла $-0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Рис. 4.5в). Аномалии солёности в море Ирмингера были меньше аномалий температуры почти на два порядка (Рис. 4.5б, 4.5г), что говорит об их незначительном вкладе в изменчивость плотности верхнего слоя. Изменчивость солёности будет оказывать более существенное влияние на изменчивость плотности в море Лабрадор (Рис. 4.5б, 4.5г).

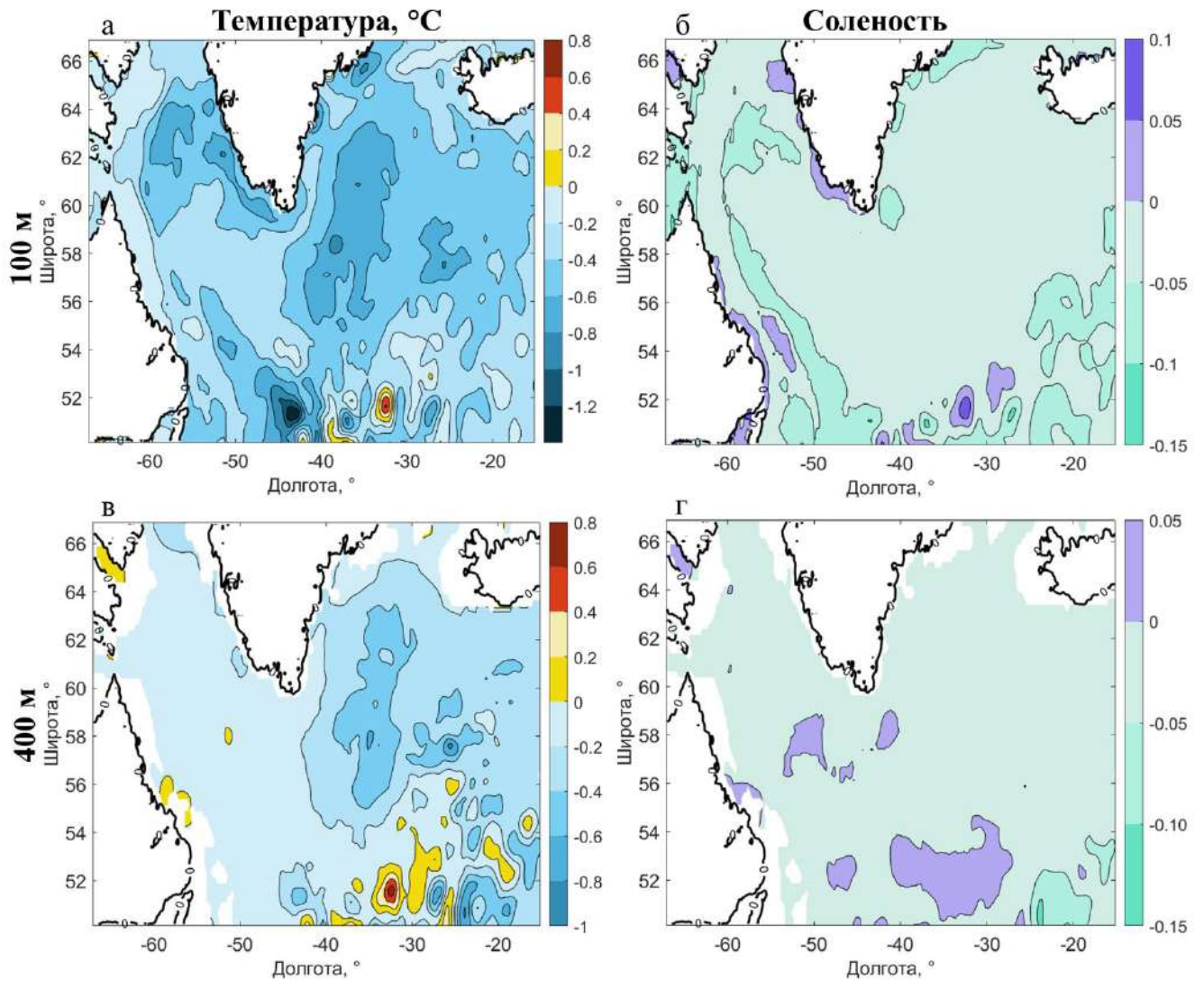


Рисунок 4.5. Пространственное распределение аномалий температуры воды (а, в) и солёности (б, г) на горизонтах 100 м (а, б) и 400 м (в, г) по данным GLORYS. Аномалии были рассчитаны как разница средней температуры воды/солёности в годы, когда максимальная глубина конвекции в море Ирмингера превышала 1000 м (11 лет), и когда она была меньше или равна 1000 м (12 лет). Осреднение проводилось за октябрь – декабрь, до начала интенсивной конвекции. Рассматривался период 1993–2016 гг.

Тепло, которое расходуется на таяние льда в море Ирмингера (Рис. 4.6) мало по сравнению с потоками тепла. Тепло, которое расходуется на таяние льда (IF) в море Ирмингера было рассчитано по формуле:

$$IF = \int l\rho C_{pi} IT IC Vi dl, \quad (9)$$

где $l\rho$ – плотность льда (920 кг/м^3), C_{pi} – удельная теплота плавления льда ($3.3 \times 10^5 \text{ Дж/кг}$), IT – толщина льда (м), IC – концентрация льда (%), Vi – скорость льда, перпендикулярная разрезу

(м/с). Толщина льда, концентрация льда и скорость льда получены из PIOMAS Arctic Sea Ice Volume Reanalysis¹².

Практически весь поступающий лед, который приходит с Восточно-Гренландским течением, тает в море Ирмингера. Потери тепла поверхностью моря за счет таяния льда в среднем за январь-март составляют около 0.04 ТВт. В связи со столь небольшими значениями потерями тепла за счет таяния льда по сравнению с потоками тепла влияние их на изменчивость глубокой конвекции не рассматривалось.

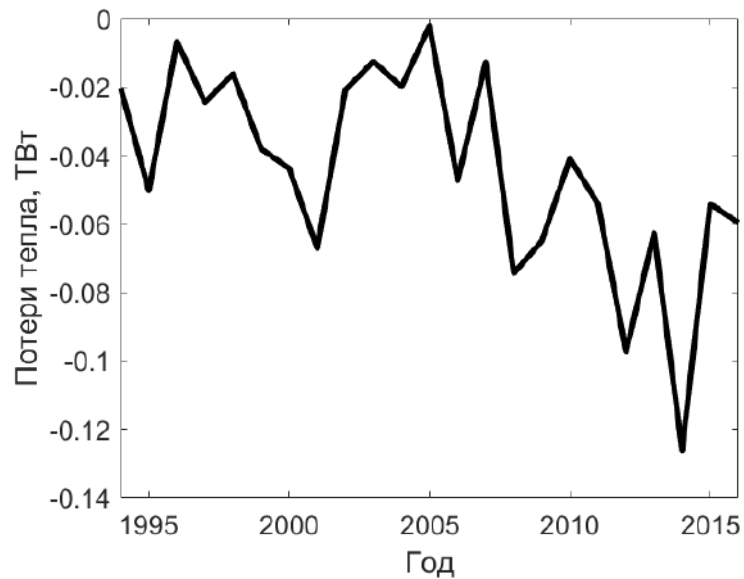


Рисунок 4.6. Межгодовая изменчивость тепла (среднее за январь-март), которое расходуется на таяние льда (IF , ТВт). Расчет произведен через зональный разрез на 62° с.ш.

¹² <https://psc.apl.uw.edu/research/projects/arctic-sea-ice-volume-anomaly/>

ГЛАВА 5. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ МОРЯ ЛАБРАДОР

В данной главе исследовалась межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в котловине моря Лабрадор, 55–63° с. ш. и 44–60° з. д. (Рис. 5.1) Район охватывает область циклонического круговорота моря Лабрадор, включая область глубокой конвекции и формирования ЛВМ (Фалина и др., 2017; Федоров и др., 2018).

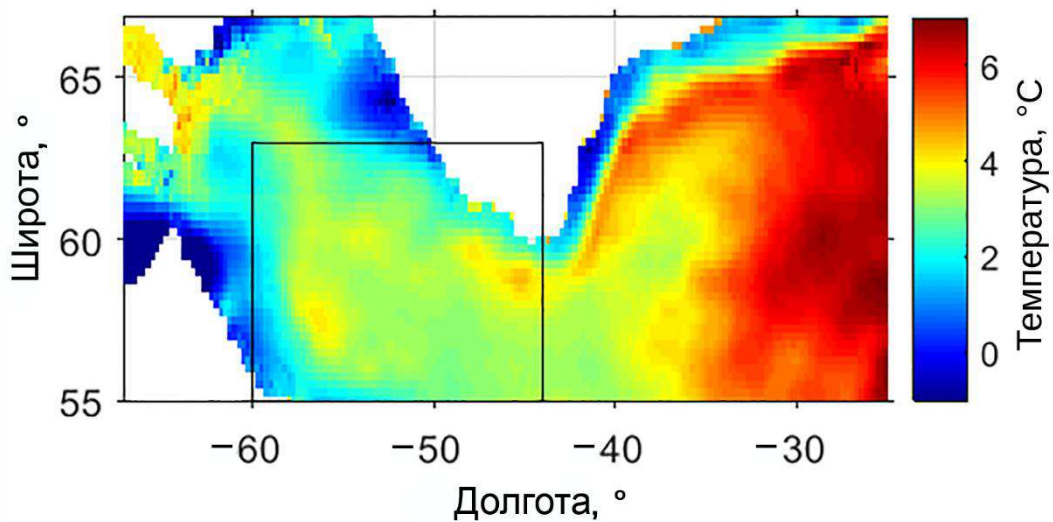


Рисунок 5.1. Карта распределения температуры воды (°C) на глубине 100 м в марте 1996 г. по данным массива ARMOR-3D. Прямоугольником обозначен исследуемый район моря Лабрадор.

В среднем по району исследования сезонная изменчивость температуры воды на поверхности моря имеет выраженный максимум в августе, когда наблюдается максимальное количество приходящей солнечной радиации. На 100 м и глубже максимум температуры смещается по времени к ноябрю-декабрю и выражен слабо. Минимумы температуры на всех глубинах приходятся на март-апрель — период максимального развития глубокой конвекции (Федоров и др., 2018). Впрочем, на глубине 500 м температура продолжает едва заметно понижаться вплоть до июня. Амплитуда сезонных колебаний температуры на поверхности составляет 5,72 °C, уменьшается до 1,48 °C на горизонте 100 м, и на горизонте 500 м составляет 0,3 °C. Сезонные изменения солёности воды на поверхности имеют противоположный ход: максимум приходится на март, а минимум — на август. Этот ход согласуется с сезонной динамикой выноса пресной воды из Арктики (Serreze et al., 2006), которая, прежде всего, определяет динамику солёности поверхности субполярных морей северной Атлантики (Peterson

et al., 2006). На горизонте 200 м и глубже сезонный ход незначителен и практически синфазен сезонному ходу температуры, что связано с распреснением подповерхностных слоев в результате глубокой конвекции (Holte et al., 2017). Амплитуда сезонной изменчивости на поверхности составляет 0,59, а на горизонте 500 м уменьшается до 0,03. Летом вертикальные градиенты температуры и солёности свидетельствуют об устойчивой стратификации вод, зимой и весной наблюдается инверсия температуры и ослабление градиента солёности, что позволяет предположить регулярное развитие конвекции в верхнем 500-метровом слое.

Аномалии межгодовой изменчивости температуры и солёности формируются на поверхности моря и в дальнейшем распространяются вниз. Например, на поверхности моря наибольшая среднегодовая температура воды наблюдалась в 2010 г., тогда как на горизонте 500 м межгодовой максимум температуры воды сместился по времени на 2011 г. В то же время уменьшение температуры воды в период после 2011 г. на горизонте 500 м наблюдается во все сезоны, а на поверхности моря — в основном зимой. Подобная межгодовая изменчивость характерна для развития конвекции в результате выхолаживания приповерхностного слоя при аномально низких зимних температурах воздуха.

Среднегодовые значения теплосодержания в верхнем 500-метровом слое (Рис. 5.2а), с 1993 по 2010 г. увеличились с $1,18 \cdot 10^{10}$ до $1,39 \cdot 10^{10}$ Дж*м⁻² (т. е. на 18 %), после чего началось его уменьшение. Максимум квадратичного тренда температуры воды достигался в 2006–2007 гг. После удаления квадратичного тренда характеристики межгодовой изменчивости теплосодержания и содержания пресной воды по-прежнему показывают достаточно высокую отрицательную корреляцию (–0,56).

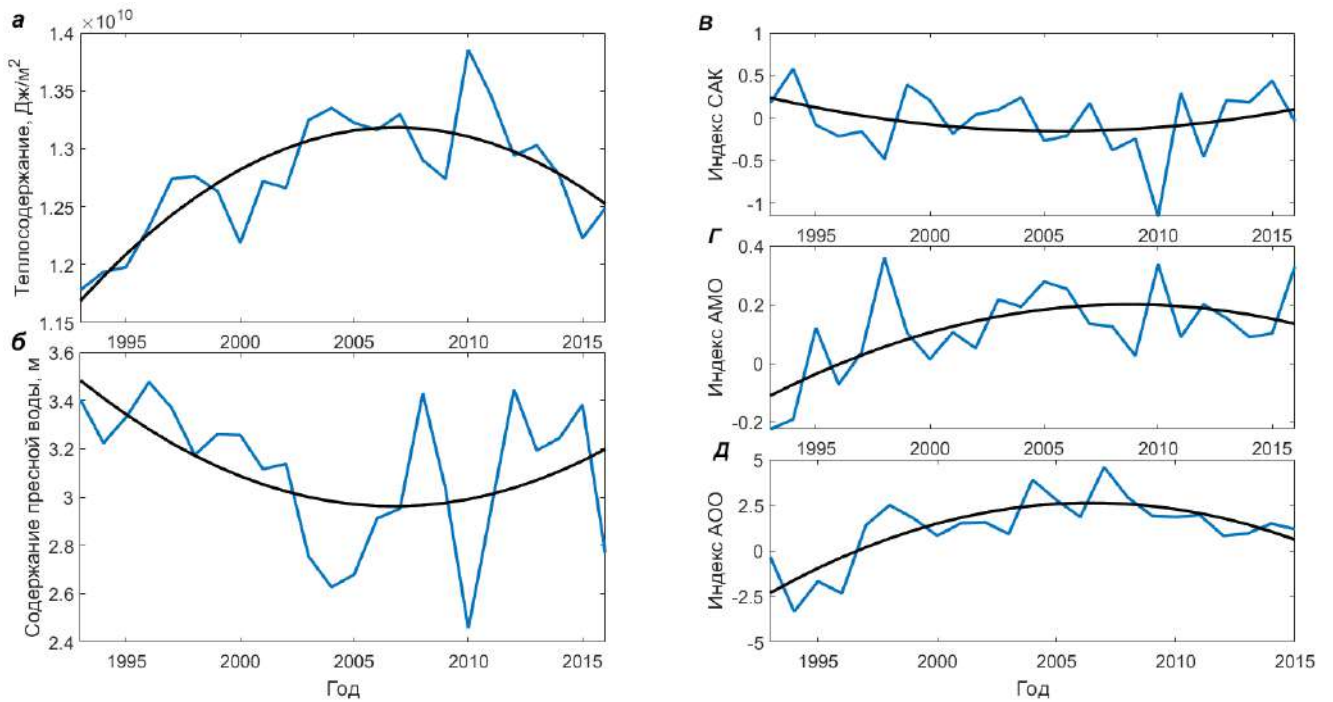


Рисунок 5.2. Межгодовая изменчивость: а — теплосодержание, б — содержание пресной воды, в — индекс САК, г — индекс АМО, д — индекс АОО; синяя линия — среднегодовые значения, черная — квадратичный тренд. Базовая температура воды для расчета теплосодержания была взята как температура замерзания морской воды $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$; базовая соленость для расчета содержания пресной воды 35. См. район на Рис. 5.1.

Экстремумы трендов в индексах САК (Рис. 5.2в), АМО и АОО соответствуют таковым в теплосодержании и содержания пресной воды в море Лабрадор. Многие межгодовые экстремумы часто тоже совпадают. Рост САК приводит к смещению оси западных ветров в восточную Атлантику, а над морем Лабрадор начинает доминировать холодный и сухой воздух с Канадского арктического архипелага (Рис. 5.4). В период низких значений индекса САК эти ветра ослабевают. В это время часто происходит смещение к западу оси юго-западного атмосферного переноса, который проходит через центральную и восточную части моря Лабрадор. Подобное изменение атмосферной циркуляции может быть причиной аномально теплой и соленой воды в море Лабрадор в период низких значений САК. Увеличение индекса АМО говорит об общем увеличении температуры (и солености) поверхностных вод Северной Атлантики, а увеличение индекса АОО — об уменьшении стока холодных и распресненных вод из Арктики (Proshutinsky et al., 2015). Это тоже может приводить к увеличению температуры и солености вод в море Лабрадор в периоды высоких значений АМО и АОО (Рис. 5.2).

Корреляции зимнего индекса САК (январь - март) с теплосодержанием ($-0,64$) и с содержанием пресной воды ($0,46$) являются значимыми. В то же время короткопериодная

межгодовая изменчивость характеристик верхнего 500-метрового слоя моря Лабрадор слабо коррелирует с АМО и АОО, но коррелирует с САК. При удаленном квадратичном тренде коэффициенты корреляции связи теплосодержания и содержания пресной воды с индексом АОО составляют 0,16 и $-0,04$ соответственно. Соответствующие коэффициенты корреляции связи этих характеристик с индексом АМО несколько выше (0,38 и $-0,42$), но также незначимы.

Скрытый и явный потоки тепла над морем Лабрадор увеличиваются в периоды высокого индекса САК (индекс САК > 0.9) (Рис. 5.3), особенно сильно увеличивается явный поток тепла (Рис. 5.3г). Это происходит, потому что при высоких значениях САК холодный и сухой воздух из Канадского Арктического архипелага интенсивно переносится в район Субполярного круговорота (Рис. 5.4а). На протяжении отрицательной фазы САК (индекс САК < -0.1) более слабые юго-западные ветра приносят более теплый и влажный воздух в район Субполярного круговорота (Рис. 5.4б), что приводит к уменьшению теплоотдачи поверхностью моря Лабрадор (Рис. 5.3).

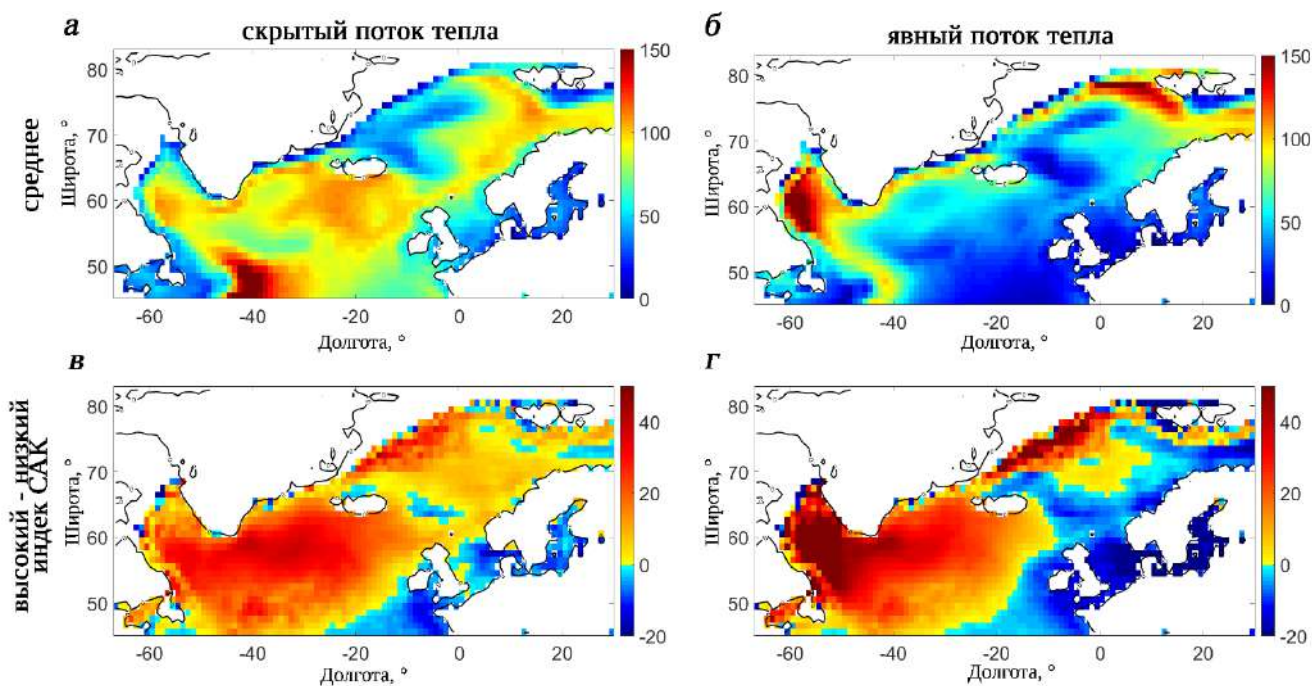


Рисунок 5.3. Пространственное распределение средних за январь-март потоков тепла океан-атмосфера ($\text{Вт}/\text{м}^2$) на основе данных OAFflux (положительные значения – из океана) за период 1975-2016 гг.: а – средний скрытый поток тепла, б – средний явный поток тепла, в – аномалии скрытого потока тепла, г – аномалии явного потока тепла. Аномалии были рассчитаны как разность потока тепла в годы высокого индекса САК и низкого индекса САК.

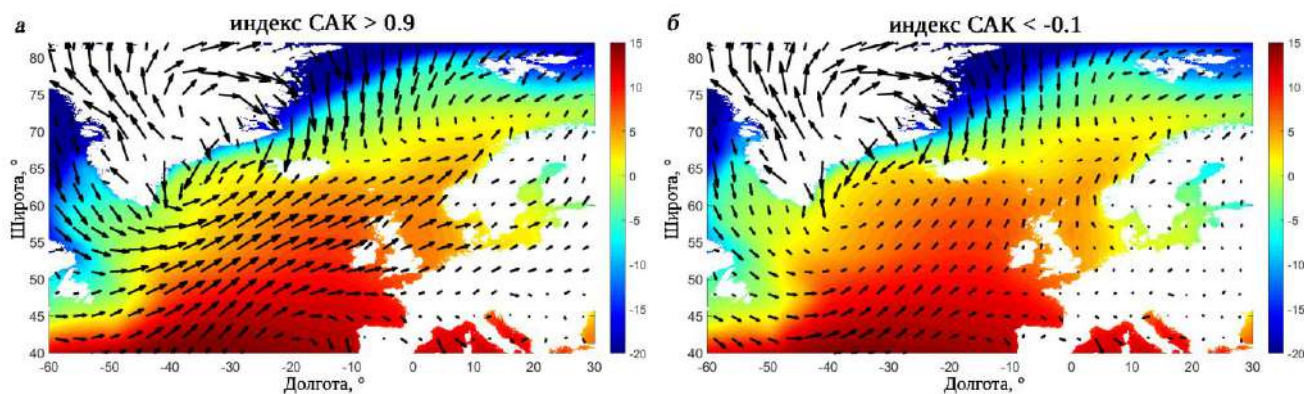


Рисунок 5.4. Пространственное распределение температуры воздуха (цветом, $^{\circ}\text{C}$) и ветра (вектора) над Северной Атлантикой за январь-март 1993-2016 гг., полученное на основе реанализа ERA-5: а – при высоких значениях индекса САК (>0.9), б – при низких значениях индекса САК (<-0.1).

При выделении периодичностей по временным рядам природных параметров часто наблюдается неустойчивость амплитуд и периодов доминирующих межгодовых цикличностей. В связи с этим вместо классического Фурье-анализа целесообразно использовать вейвлет-анализ,

который позволяет учитывать нестационарность доминирующих цикличностей (Астафьева, 1996; Kumar and Foufoula-Georgiou, 1997). Проведенный вейвлет-анализ исходных рядов с месячной дискретностью показал (Рис. 5.5), что и в теплосодержании, и в содержании пресной воды, помимо сезонной изменчивости, выделяются циклы продолжительностью 5–8 лет (Рис. 5.5*а,б*), а с 2000 г. проявляется также цикл продолжительностью 2–4 года. Эти же циклы присутствуют в изменчивости индексов САК, АМО и АОО (Рис. 5.5*в–д*).

Амплитуды 2–4-летних циклов в теплосодержании и в содержании пресной воды увеличиваются с 2009 по 2011 г., одновременно с увеличением амплитуд индексов САК и АМО, тогда как у индекса АОО увеличение амплитуд 2-4-летних колебаний произошло несколько раньше — в 2004–2007 гг. Это может быть связано с удаленностью моря Бофорта, где оценивается индекс АОО от моря Лабрадор. Аналогичное, хотя и не столь синхронное увеличение амплитуд индексов САК и АМО произошло и в начале периода наблюдений, но оно не привело к увеличению амплитуд колебаний теплосодержания и содержания пресной воды в море Лабрадор. Это говорит о неустойчивости возможных связей между этими индексами и термохалинными характеристиками моря Лабрадор, а также может быть связано с изменением характера климатического режима Северной Атлантики в начале 2000-х гг., когда произошла интенсификация циклогенеза с усилением зонального западного переноса и увеличилась потеря тепла океаном в атмосферу в Северной Атлантике (Бышев и др., 2011).

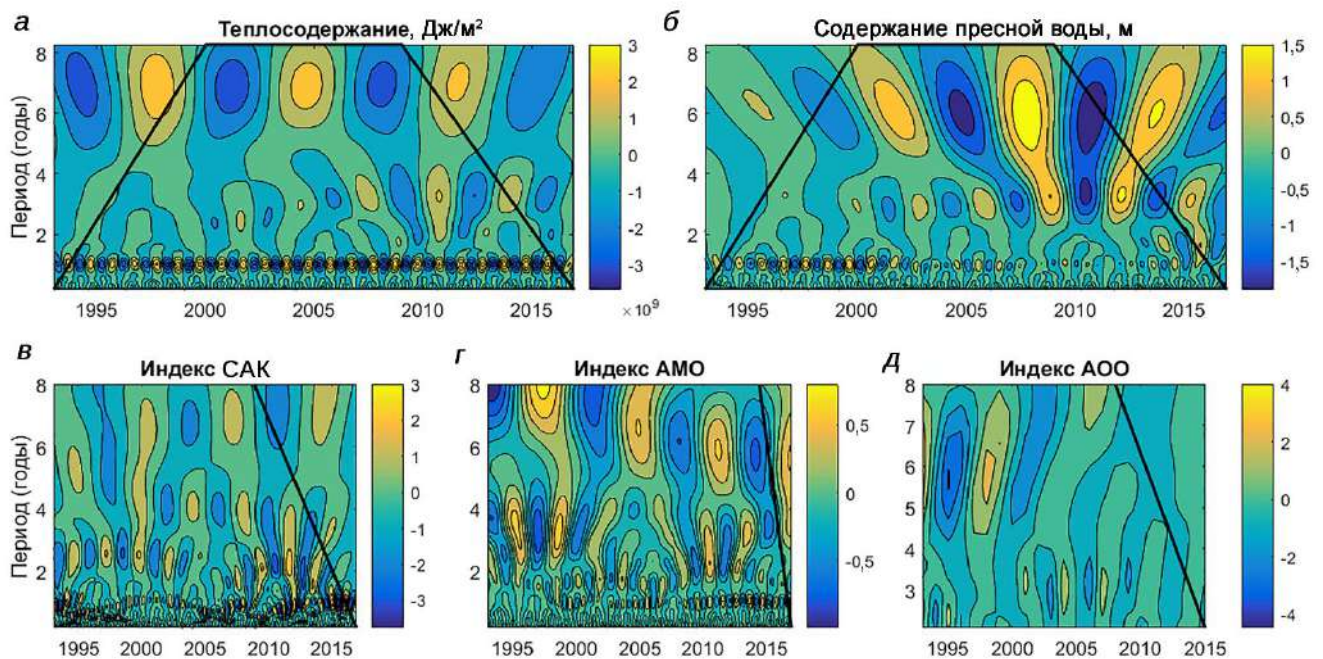


Рисунок 5.5. Результаты вейвлет-анализа: а – теплосодержания, б – содержания пресной воды, в – индекса САК, г – индекса АМО, д – индекса АОО. На графиках а – г проанализированы ряды с исходной месячной дискретностью, на графике д – с исходной годовой дискретностью; черные линии – треугольники достоверности.

Кросс-вейвлет-анализ теплосодержания и индекса САК (Рис. 5.6а) показывает высокую когерентность для циклов 2 года и 5–8 лет. Значимая когерентность на периодах сезонной изменчивости проявляется только в годы повышенных значений амплитуд сезонного хода индекса САК. Практически на всех периодах наблюдается запаздывание колебаний индекса САК на четверть периода по сравнению с колебаниями теплосодержания. Можно предположить, что как индекс САК влияет на теплосодержание, так и теплосодержание в море Лабрадор опосредовано влияет на индекс САК (Gnatiuk et al., 2018). В содержании пресной воды также прослеживаются когерентность с индексом САК, но только на 7–8-летних циклах с близкой к 0 разностью фаз. Связь теплосодержания/содержания пресной воды с индексом АМО прослеживается, прежде всего, на 5–8-летних периодах. Связь на 2–4-летних периодах стала проявляться к концу интервала наблюдений, когда выросли амплитуды циклических колебаний теплосодержания/содержания пресной воды (Рис. 5.5). На 5–8-летних циклах индекс АМО практически синфазно меняется с теплосодержанием, а для циклов продолжительностью 2–4 года и сезонных циклов индекса АМО опережает теплосодержание примерно на 1/8 периода. Когерентность рассматриваемых характеристик океана с индексом АОО практически отсутствует.

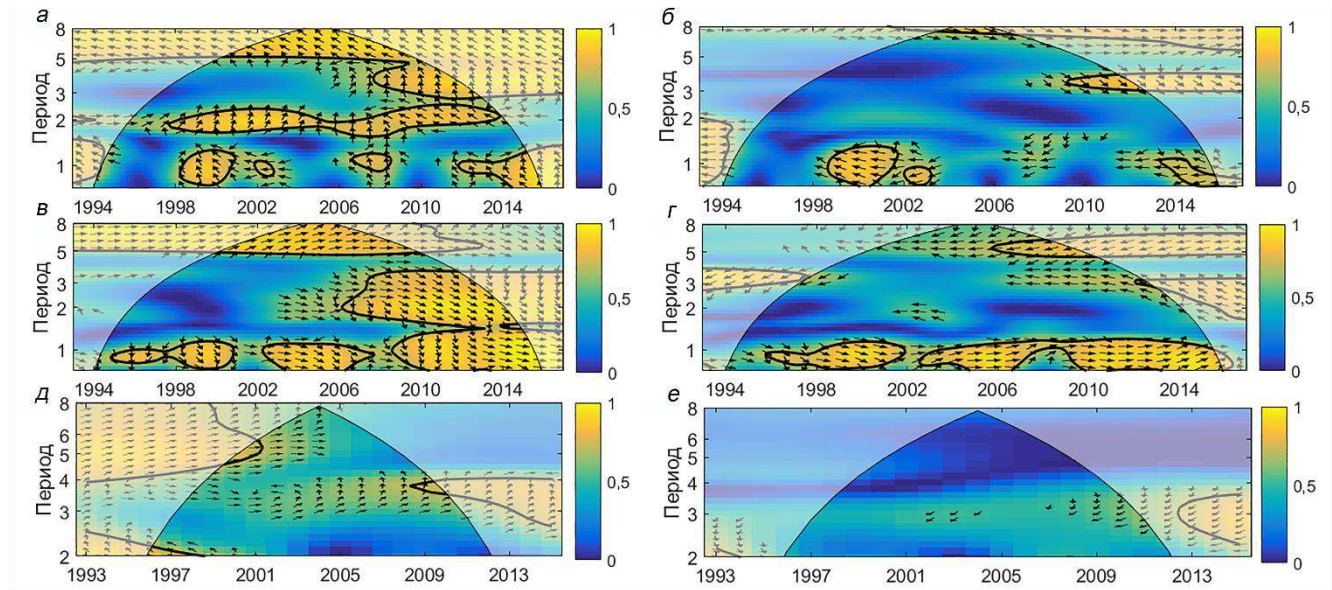


Рисунок 5.6. Вейвлет-когерентности: а — теплосодержания и САК, б — содержания пресной воды и САК, в — теплосодержания и АМО, г — содержания пресной воды и АМО, д — теплосодержания и АОО, е — содержания пресной воды и АОО.

Выделенные нами тенденции (Рис. 5.2а,б) согласуются с расчетами характера изменчивости теплового (Barrier et al., 2015) и пресного (Serreze et al., 2006; Myers et al., 2007; Haine et al., 2015) балансов арктического и субарктического регионов, выполненных другими авторами. Согласно этим расчетам, изменение характера атмосферной циркуляции ведет к уменьшению теплоотдачи в атмосферу в море Лабрадор, а также региональной конвергенции океанических потоков тепла (Barrier et al., 2015). Параллельное увеличение индекса АМО к середине 2000-х гг. (и его дальнейшее снижение после 2007–2008 гг.) говорит об увеличении (и дальнейшем уменьшении) температуры и солёности субтропических вод, поступающих в море Лабрадор с течением Ирмингера и его продолжением. В пресном балансе региона значительное снижение пресного стока из Арктики с 1980–1990-х до 2000-х гг. (и за счет увеличения солёности полярных вод, и за счет уменьшения выноса льда) не компенсируется некоторым увеличением количества осадков в субполярных морях (Serreze et al., 2006; Myers et al., 2007; Haine et al., 2015), что приводит к наблюдаемому уменьшению содержания пресной воды в приповерхностных слоях моря. Совместно, эти процессы объясняют наблюдаемые внутридекадные тенденции изменения теплосодержания и содержания пресной воды в верхнем 500-метровом слое.

При рассмотрении вейвлет-когерентностей между теплосодержанием и океаническим потоком тепла через меридиан 44° з.д. в море Лабрадор (Рис. 5.7а) выделяется связь на сезонных масштабах и на 3-4-летних периодах с близкой к 0 разностью фаз; на 6-8-летних периодах – океанический поток тепла в море Лабрадор опережает теплосодержание на $1/8$ периода. Между

теплосодержанием и явным потоком тепла выделяется высокая связь на сезонных и 3-4-летних периодах при запаздывании явного потока тепла на 1/4 периода, на 7-8-летних периодах – явный поток тепла запаздывает на 3/8 периода.

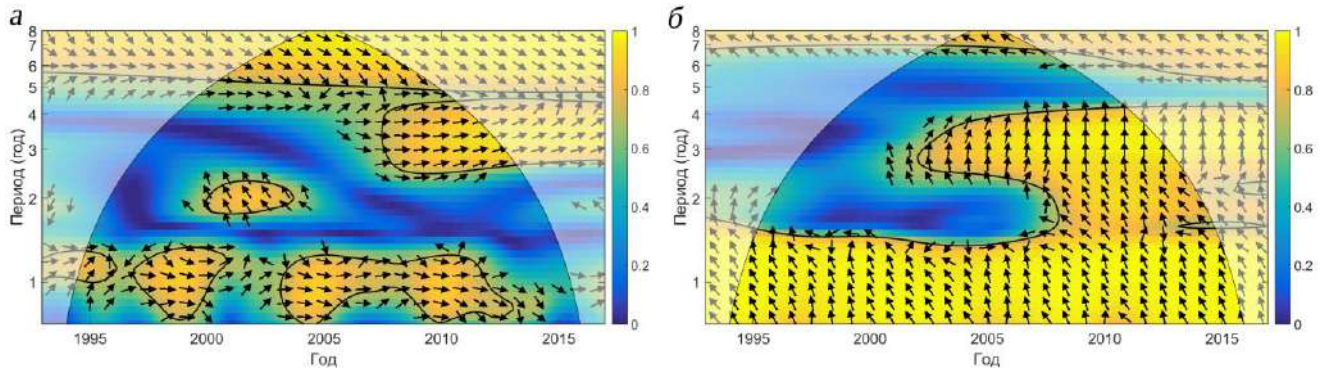


Рисунок 5.7. Вейвлет-когерентности в море Лабрадор: а — теплосодержания и океанического потока тепла через меридиан 44° з.д., б — теплосодержания и явного потока тепла.

Несмотря на значимую связь теплосодержания с глубиной конвекции (-0.47 , при 3-летнем сглаживании -0.59) и довольно высокую значимую связь теплосодержания с явным потоком тепла от поверхности моря (-0.56), корреляция между глубиной конвекции и явным потоком тепла мала и незначима (0.06). Океанический перенос тепла через восточную границу моря Лабрадор (44° з.д.) также не имеет высокой корреляции ни с глубиной конвекции (0.03), ни с теплосодержанием (0.05) на нулевом сдвиге. Несмотря на схожий ход межгодовой изменчивости между теплосодержанием в море Лабрадор и в море Ирмингера, межгодовая изменчивость глубокой конвекции (Рис. 5.8) в данных двух морях не схожа, что отражается в низкой и незначимой корреляции (0.16).

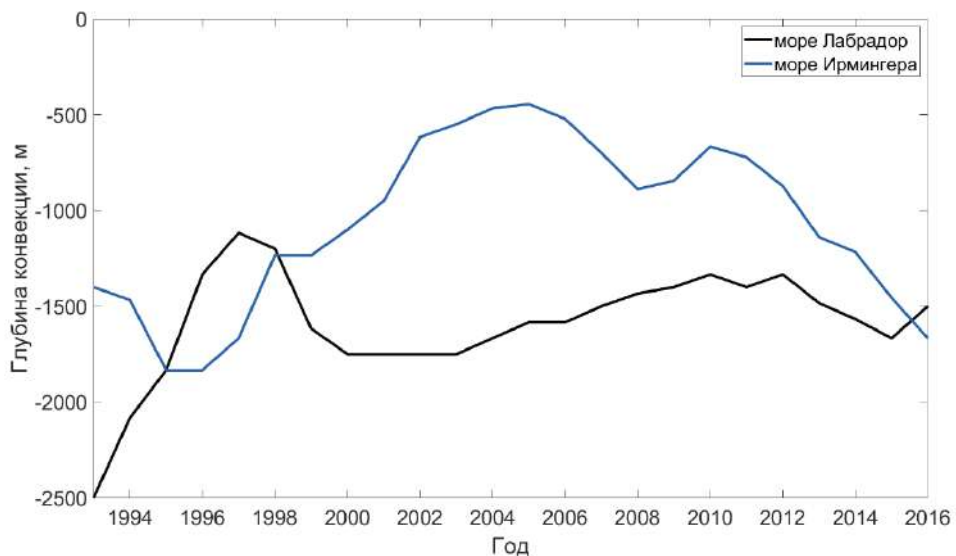


Рисунок 5.8. Межгодовая изменчивость глубины конвекции (м) в море Лабрадор и в море Ирмингера, сглаженная 3-х-летним скользящим средним по данным ARMOR-3D.

На Рис. 5.9 представлены аномалии температуры (а) и солёности (б) воды на горизонте 100 м, которые получены как разность средней температуры воды/солёности в октябре – декабре 1993 г. (до начала более глубокой конвекции в 1994 г. в море Лабрадор) и в октябре – декабре 1997 г. (до начала менее глубокой конвекции в 1998 г. в море Лабрадор). Аномалии температуры могут достигать $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ в море Лабрадор, аномалии солёности 0-0.2.

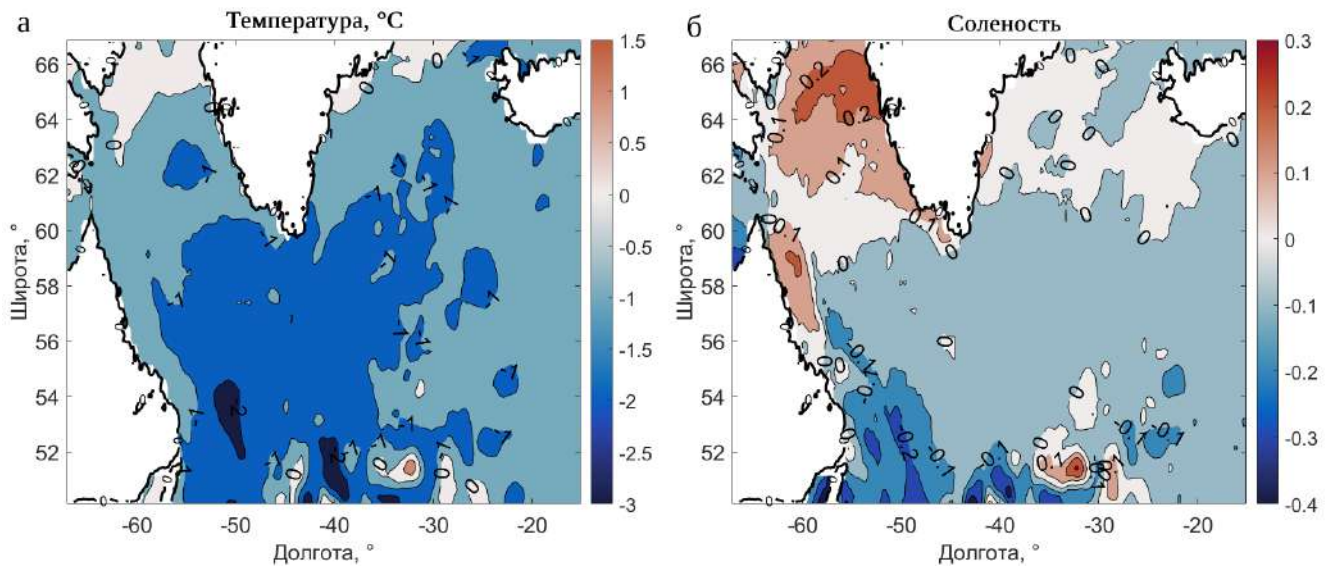


Рисунок 5.9. Пространственное распределение аномалий температуры воды (а) и солёности (б) на горизонте 100 м по данным ARMOR-3D. Аномалии были рассчитаны как разность средней температуры воды/солёности в октябре – декабре 1993 г. (до начала интенсивной глубокой конвекции в 1994 г. в море Лабрадор) и в октябре – декабре 1997 г. (до начала относительно слабой глубокой конвекции в 1998 г. в море Лабрадор).

ГЛАВА 6. ВЗАИМНАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПЕРЕНОСА ОКЕАНИЧЕСКОГО ТЕПЛА В НОРВЕЖСКОЕ МОРЕ И МОРЯ СУБПОЛЯРНОГО КРУГОВОРОТА

В данной Главе проведен ЕОФ-анализ температуры воды верхнего 100-метрового слоя в Северной Атлантике и в СЛО для поиска связей с АМОЦ. По результатам ЕОФ-анализа температуры воды Северной Атлантики и СЛО (45° – 90° с.ш. и 70° з.д.– 140° в.д.), дисперсии первых трех ЕОФ температуры воды суммарно превышают 70% для любого из 3-х используемых массивов данных: ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4 (Табл. 6.1).

Таблица 6.1. Дисперсия (%) первых трех мод ЕОФ температуры воды в слое 0–100 м по массивам данных ARMOR-3D, SODA3.4.2 и ORAS4.

	ЕОФ1	ЕОФ2	ЕОФ3
ARMOR-3D	41	27	9
SODA3.4.2	43	21	8
ORAS4	41	20	10

Первая мода ЕОФ характеризует общую тенденцию температуры верхнего слоя моря к увеличению за весь период наблюдений (Рис. 6.1а). Эта мода характеризует процесс потепления верхнего слоя океана и, по всем трем базам данных, вносит наибольший вклад в общую дисперсию, превышающий 40% (Табл. 6.1).

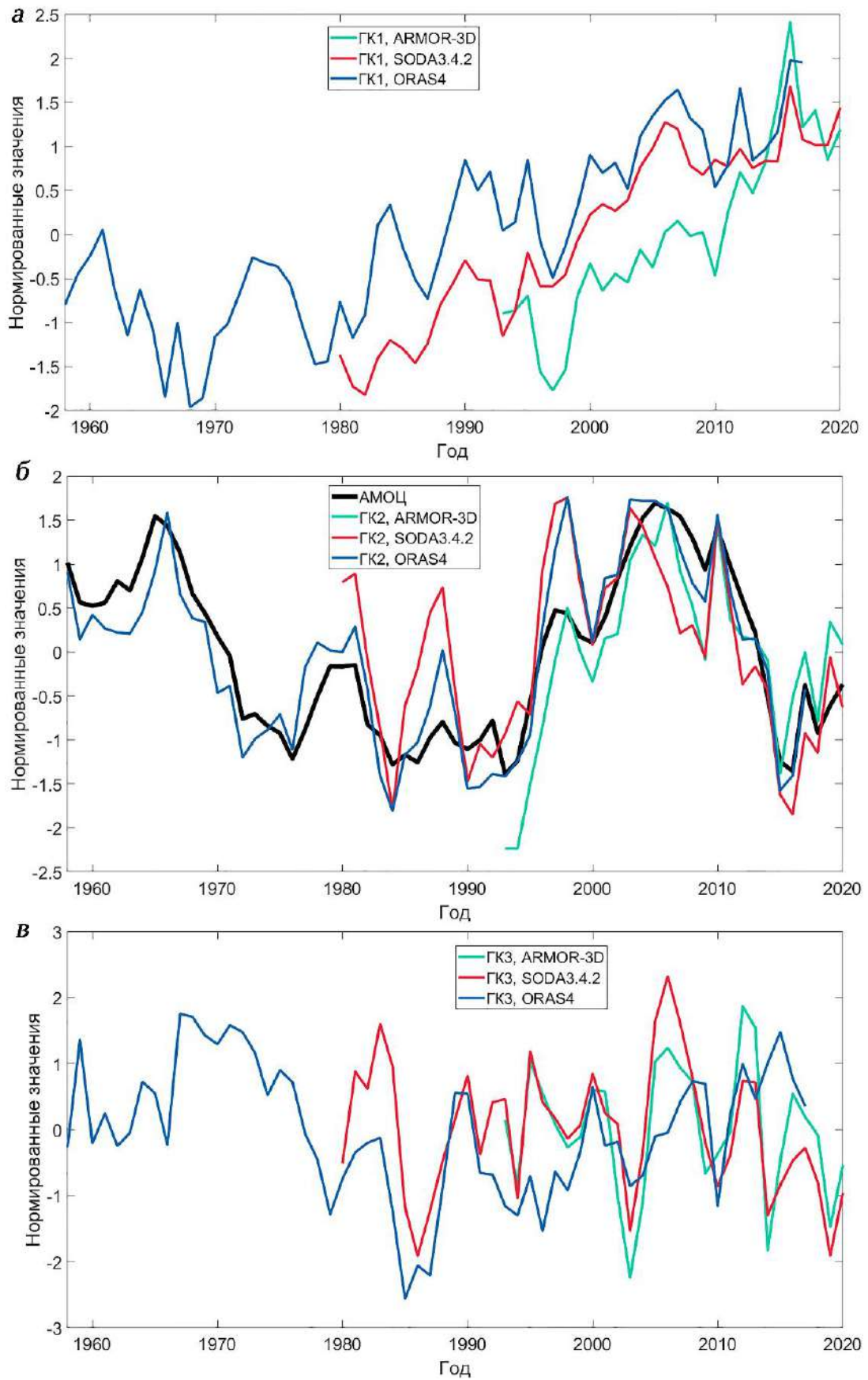


Рисунок 6.1. Межгодовая изменчивость главных компонент EOF по данным ARMOR-3D (с 1993 г.), SODA3.4.2 (с 1980 г.) и ORAS4 (с 1958 г.): а – 1-ая мода, б – 2-ая мода, в – 3-я мода.

Дисперсия второй моды ЕОФ тоже достаточно велика и составляет для ARMOR-3D – 27%, SODA3.4.2 – 21% и ORAS4 – 20% (Табл. 6.1). Вторая мода ЕОФ температуры воды представляет для нас наибольший интерес, так как именно ее главная компонента (ГК) имеет высокие (от 0.60 до 0.90) корреляции со всеми индексами АМОЦ, включая ансамблевый индекс (Табл. 6.2 и Рис. 6.1б). Эта мода определяет, в основном, междекадную изменчивость температуры верхнего слоя океана. Связанная с ней изменчивость температуры воды отражает тенденцию к уменьшению интенсивности АМОЦ с середины 1960-х гг. до середины 1970-х гг., увеличению интенсивности АМОЦ в 1990-х гг. и до середины 2000-х гг., новому ослаблению АМОЦ до начала 2010-х гг. и слабо выраженной тенденции к некоторому усилению АМОЦ в конце 2010-х гг. Ослабление и дальнейшее усиление АМОЦ начала XXI века согласуется с данными прямых наблюдений с 2004 года (Volkov et al., 2020), в то время как ослабление АМОЦ в 1960-х–1970-х гг. подтверждается данными анализа состояния коралловых рифов и прямыми гидрографическими наблюдениями за отдельные годы (Rahmstorf et al., 2015).

Таблица 6.2. Корреляции вторых ГК температуры воды в слое 0–100 м с индексами АМОЦ. Уровень значимости корреляций для каждого из массивов данных указан в скобках в последнем столбце таблицы.

Массив данных\ индекс АМОЦ	АМОЦ HADIsst	АМОЦ ISHII&Scripps	АМОЦ EN4	Ансамблевый индекс АМОЦ	Уровень значимости корреляций
ARMOR-3D, ГК2	0.79	0.77	0.88	0.86	0.38
SODA3.4.2, ГК2	0.80	0.66	0.61	0.73	0.31
ORAS4, ГК2	0.92	0.85	0.80	0.90	0.25

Третья мода ЕОФ описывает порядка 10% общей величины дисперсии температуры воды (Табл. 6.1 и Рис. 6.1в). Она характеризует более короткопериодную внутридекадную изменчивость температуры воды.

Связь изменчивости второй ГК с изменчивостью АМОЦ позволяет выявить влияние АМОЦ на пространственную структуру температуры верхнего слоя океана (Рис. 6.2). Пространственные распределения аномалий температуры, связанные с динамикой АМОЦ, схожи по всем трем массивам данных. В субполярной Северной Атлантике и в морях Северо-Европейского бассейна с усилением интенсивности АМОЦ происходит повышение температуры верхнего 100-метрового слоя океана (Рис. 6.2). Наиболее сильное увеличение температуры воды наблюдается в центральной части моря Ирмингера, северо-восточной части моря Лабрадор и

вдоль Лабрадорского течения. При этом теплее становятся также южная и юго-восточная части Норвежского моря. Однако в Гренландском и Баренцевом морях, а также севернее Шпицбергена реанализы SODA3.4.2 и ORAS4 показывают понижение температуры верхнего 100-метрового слоя моря с увеличением интенсивности АМОЦ. В ARMOR-3D, на фоне общего увеличения температуры воды в значительной части Северо-Европейского бассейна, также наблюдается некоторое уменьшение температуры воды к северу от Шпицбергена и в восточной части Баренцева моря. В верхнем слое морей Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского, где слабо воздействие адвекции атлантических вод, связь температуры верхнего слоя воды с изменчивостью АМОЦ не прослеживается.

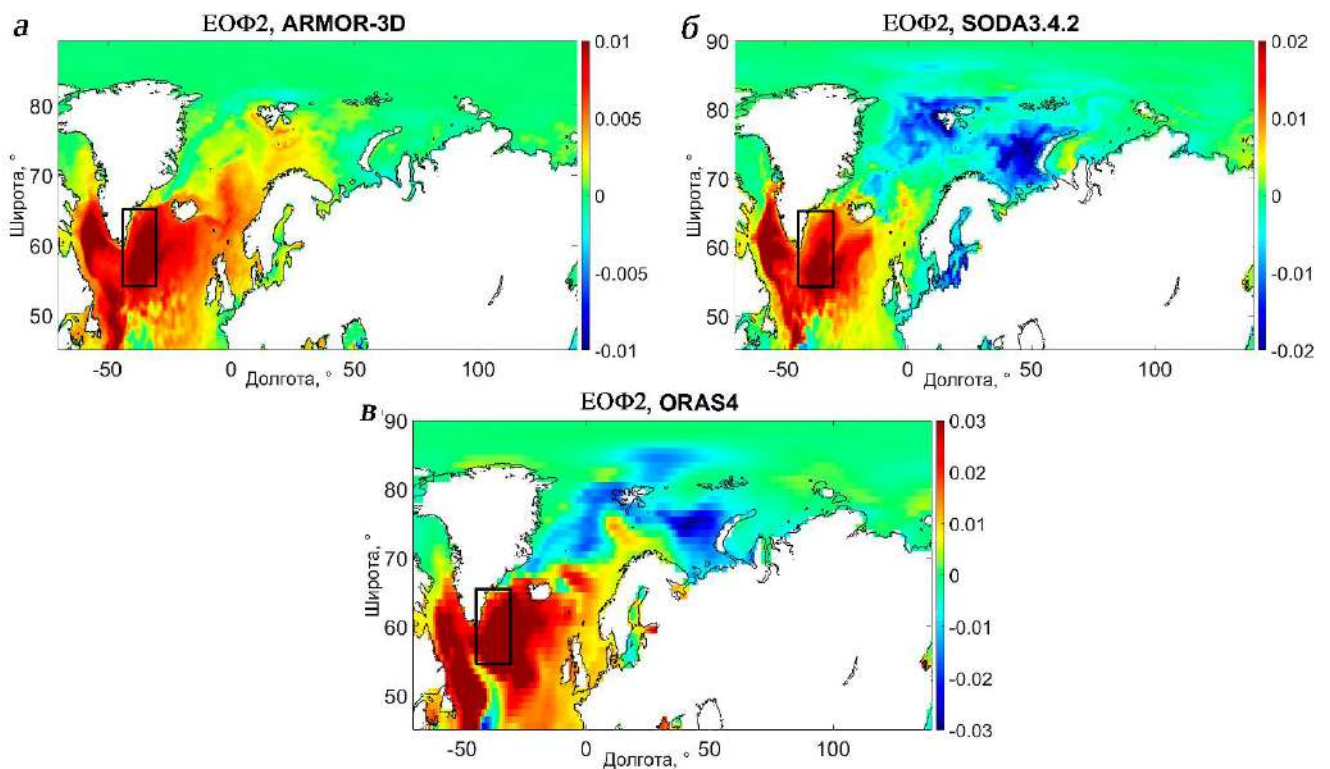


Рисунок 6.2. Пространственные распределения амплитуды изменчивости 2-ой моды ЕОФ температуры воды в слое 0–100 м, связанной с изменчивостью АМОЦ: а – по данным ARMOR-3D, б – по данным SODA3.4.2, в – по данным ORAS4. Черным прямоугольником выделен район моря Ирмингера.

Различия в проявлении холодных областей при усилении АМОЦ в массиве ARMOR-3D могут быть связаны с разной длиной рядов. Так, ЕОФ2 относительно короткого ряда ARMOR-3D включает в себя часть тренда современного потепления, что видно по некоторому наклону второй ГК ARMOR-3D по отношению к соответствующим ГК SODA3.4.2 и ORAS4 за период 1993–2020 гг. (Рис. 6.16). Практически отсутствующая изменчивость в высоких широтах Арктического бассейна второй ЕОФ массива ARMOR-3D, в отличие от реанализов SODA3.4.2 и

ORAS4, связана с тем, что данные ARMOR-3D базируются исключительно на спутниковых данных и данных наблюдений, которых крайне мало в покрытых льдом регионах, что не позволяет достоверно выявлять пространственно-временную изменчивость характеристик вод в этих областях СЛО.

Амплитуда колебаний температуры воды слоя 0–100 м в результате изменения интенсивности АМОЦ в районе глубокой конвекции (см. Башмачников и др., 2018; Федоров и др., 2018) центральной части моря Ирмингера максимальна и составляет 1.5–2 °С. Этот результат был подтвержден дополнительным ЕОФ-анализом, охватывающим только море Ирмингера (черный прямоугольник на Рис. 6.2). В этом ограниченном регионе процент дисперсии температуры воды верхнего 100-метрового слоя, связанный с изменчивостью АМОЦ, составлял 61% по данным ORAS4, 78% по данным SODA3.4.2 и 85% по данным ARMOR-3D. Корреляции ансамблевого индекса АМОЦ с соответствующими ГК любого из трех массивов данных составили 0.9.

Как было отмечено ранее, вклад АМОЦ в изменчивость температуры воды в морях Субполярного круговорота Северной Атлантики и в Норвежском море значителен. Особенно велик вклад в изменчивость температуры воды в море Ирмингера. Помимо океанической циркуляции важную роль в изменчивости температуры верхнего слоя океана играет взаимодействие с атмосферой. Ниже анализируется влияние атмосферы на изменчивость океанических потоков тепла и теплосодержания верхнего слоя океана.

Графики межгодовой изменчивости океанических потоков тепла на трех разрезах через 44° з.д., 58° с.ш., 64° с.ш. (Прил. 1) приведены на Рис. 2.1, средние значения океанических потоков тепла (и расходов) через разрезы на основе 4-х массивов данных представлены в Табл. 2.2. Для данной Главы океанические потоки тепла рассчитаны при базовой температуре, равной температуре замерзания морской воды ($T_{ref} = -1.8$ °С). В целом отмечается практически стабильное количество океанического тепла, которое приходит в море Лабрадор с востока (Рис. 2.1), тогда как в море Ирмингера океанический перенос тепла, по-видимому, предшествует соответствующему изменению теплосодержания. Как и теплосодержание, океаническая адвекция тепла в Норвежском море (Рис. 2.1) демонстрирует тенденцию к увеличению с 1980 по 2015 гг. Однако квазидесятилетние циклы, наблюдаемые в теплосодержании (Прил. 2), не проявляются в переносе тепла.

САК является ведущей модой ЕОФ изменчивости атмосферы над Северной Атлантикой. Теплообмен между океаном и атмосферой и океаническая адвекция с юга должны привести к увеличению теплосодержания верхних слоев океана в Субполярном круговороте при низкой

САК и в Норвежском море – при высокой САК. Фактически, корреляции между среднегодовым теплосодержанием верхних слоев океана и индексом САК (январь-март) в море Ирмингера и в море Лабрадор высокие и отрицательные (Табл. 6.3, см. также Hauser et al., 2015; Li et al., 2015). Однако все массивы данных показывают невысокую связь между теплосодержанием верхних слоев океана в морях Северо-Европейского бассейна и индексом САК (Табл. 6.3, см. также Skagseth et al., 2008; Hauser et al., 2015). Эти результаты принципиально не зависят от того, используются ли среднегодовые значения, средние значения за январь-март или их комбинации для расчета коэффициентов корреляций. Однако, поскольку теплосодержание верхних слоев океана является результатом накопления тепла, по крайней мере, с момента предыдущей зимы, а влияние атмосферной циркуляции на океан в основном определяется индексом САК в холодное время года (Visbeck et al., 2003), здесь показаны только корреляции индекса САК за январь-март со среднегодовым теплосодержанием.

Таблица 6.3. Коэффициенты корреляций между среднегодовыми значениями теплосодержания в исследуемых районах (Прил. 1) с зимними значениями индекса САК (январь-март). Значимые корреляции выделены жирным шрифтом. Уровень значимости для каждого массива данных указан в скобках.

	ARMOR-3D (0.39)	SODA3.4.2 (0.32)	SODA3.12.2 (0.32)	ORAS5 (0.30)
Центральная часть моря Лабрадор	-0.70	-0.28	-0.28	-0.62
Шельфовая часть моря Лабрадор	-0.70	-0.26	-0.25	-0.43
Центральная часть моря Ирмингера	-0.62	-0.41	-0.41	-0.64
Шельфовая часть моря Ирмингера	-0.65	-0.53	-0.53	-0.50

Норвежское и Гренландское моря	-0.00	-0.04	-0.00	0.09
Норвежское море	-0.17	-0.09	-0.03	0.03

Кросс-корреляция между теплосодержанием верхних слоев океана и зимним индексом САК (январь-март) была рассчитана в каждой ячейки сетки массива данных ARMOR-3D для разных временных сдвигов. Верхний 500-метровый слой был разделен на слой 0–100 м (где можно ожидать высокое влияние теплообмена океан-атмосфера) и слой 300–500 м (где океаническая адвекция тепла должна доминировать, особенно летом). Результаты по данным ARMOR-3D получились схожими для обоих выбранных слоев (Рис. 6.3), и схожие результаты были получены при использовании SODA (не показан).

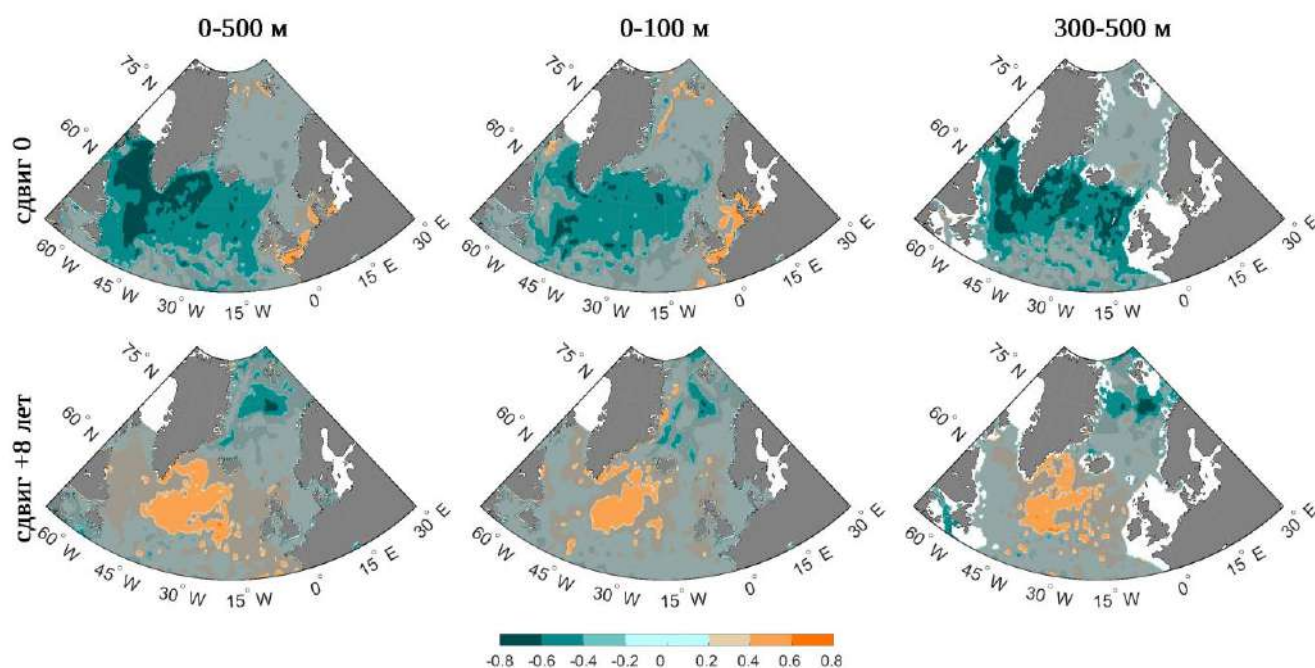


Рисунок 6.3. Пространственное распределение коэффициентов корреляций между зимними значениями индекса САК (январь-март) и теплосодержанием верхнего слоя океана (ARMOR-3D): верхний ряд – коэффициенты корреляций со сдвигом 0; нижний ряд – коэффициенты корреляций со сдвигом 8 лет (положительный знак сдвигов показывает, что индекс САК опережает). Сдвиги индекса САК (в годах) относительно теплосодержания показаны слева. Между этими двумя сдвигами области со значимой корреляцией между переменными сокращаются очень сильно, снижаясь до нуля практически на всей территории исследования при сдвигах 3–7 лет. Первая колонка соответствует слою 0-500 м (среднегодовые значения); вторая

колонка – слою 0-100 м (январь-март); третья колонка – слою 300-500 м (июнь-сентябрь). Серым оттенком показаны районы, где корреляции незначимы.

Большие районы со значимыми коэффициентами корреляций получены со сдвигом 0 и 8 лет (положительный сдвиг означает, что индекс САК опережает). Отрицательные корреляции с индексом САК покрывают весь Субполярный круговорот и соседние области с юга и востока (от 40 до 65° с.ш.). Это немедленная реакция верхних слоев океана на изменения индекса САК, в основном вызванная соответствующими изменениями теплообмена океан-атмосфера, тогда как отсроченная (противоположный знак) реакция может быть результатом изменений в интенсивности океанического переноса тепла (Visbeck et al., 2003). Результаты также показывают, что увеличение океанического потока тепла в круговорот Ирмингера в 1995-2005 гг. (Рис. 2.1б) предшествует максимуму теплосодержания моря Ирмингера в 2000–2010 гг. В морях Северо-Европейского бассейна корреляции в основном незначимы, но положительные корреляции наблюдаются на пути рециркулирующих атлантических вод вдоль западного Шпицбергена и на северо-восточном шельфе Гренландии. Последняя ситуация может быть вызвана 10–15-летним циклом в морях Северо-Европейского бассейна, ранее обсуждавшимся Proshutinsky et al. (2015).

В среднем на протяжении 1993-2018 гг. суммарный поток тепла в атмосферу над всем Субполярным круговоротом (районы 1-4, Прил. 1) составил 162 ТВт, который в среднем составляет 86 Вт/м², тогда как над Норвежским морем (район 5, Прил. 1) – 55 ТВт и 94 Вт/м², соответственно. Конвергенция среднегодового океанического потока тепла зависит от выбранного параметра T_{ref} (Формула 1). Для дальнейшего сравнения с теплообменом океан-атмосфера T_{ref} была взята равной 5°C, которая характеризует среднегодовую поверхностную температуру воды в районе Субполярного круговорота и Норвежского моря. С T_{ref} выше получается, что океанический поток тепла, который поступает в Субполярный круговорот (районы 1-4, Прил. 1), составляет 113 ТВт, преимущественно через южную границу, а 29 ТВт уходит из района, что в основном представляет собой холодную воду, переносимую через его северную границу. В Норвежском море (район 5, Прил. 1) океанический поток тепла приносит 53 ТВт (через южную границу) и 33 ТВт уходит из района (через северную границу). Стоит отметить, что в обоих районах исследования океаническая адвекция тепла и тепловыделение в атмосферу имеют одинаковый порядок величины.

На протяжении высокого индекса САК (индекс САК > 0.9) скрытый и явный потоки тепла увеличиваются по сравнению с периодом низкого индекса САК над Субполярным круговоротом и западной частью морей Северо-Европейского бассейна (Рис. 5.3), поскольку холодный и сухой

воздух из Канадского Арктического архипелага достигает Субполярного круговорота, а циклоническая циркуляция усиливается над Гренландским и Норвежским морями (Рис. 5.4а). На протяжении отрицательной фазы САК (индекс САК < -0.1) наблюдается противоположная ситуация (Рис. 5.4б). Более слабые юго-западные ветра приносят более теплый и влажный воздух в район Субполярного круговорота, причем оба фактора уменьшают выделение тепла над морем. По сравнению с периодом низкого индекса САК, для периодов высокого индекса САК характерны уменьшение средней температуры воздуха над морем Лабрадор и Ирмингера на 2-3 °С и увеличение скорости ветра примерно на 2 м/с, оба эти фактора увеличивают потерю тепла океаном. Над Норвежским морем, где в период высоких значений индекса САК приходит более влажный и теплый воздух с юга, средняя температура воздуха повышается на 0.3 °С в сравнении с периодом низких значений индекса САК, что частично компенсируется эффектом увеличения скорости ветра примерно на 1 м/с (Visbeck et al., 2003). В результате, над Субполярным круговоротом наблюдается явная интенсификация потери тепла поверхностью океана в период высокого индекса САК, тогда как суммарная потеря тепла практически не изменяется над Норвежским морем (Табл. 6.4).

Таблица 6.4. Среднегодовые значения океанической конвергенции тепла (ТВт) верхнего 500-метрового слоя и теплообмена океан-атмосфера (ТВт) (положительные значения характеризуют то, что поток направлен в океан) в районе Субполярного круговорота и в Норвежском море для периодов высокого и низкого индекса САК (1993-2018 гг.). Океанический поток тепла рассчитан на основе данных ARMOR-3D. Стандартные отклонения даны в скобках.

	Теплообмен океан-атмосфера, ТВт		Океаническая конвергенция тепла, ТВт	
	Высокий индекс САК	Низкий индекс САК	Высокий индекс САК	Низкий индекс САК
Субполярный круговорот	-161 (21)	-147 (19)	80 (18)	89 (18)
Норвежское море	-56 (3)	-56 (5)	24 (16)	19 (8)

Межгодовая изменчивость океанического потока тепла обычно регулируется изменчивостью скорости течений, которая часто связана с фазой САК (Kwok, 2000; Bersch, 2002; Skagseth et al., 2004; Raj et al., 2018). На протяжении зимних значений (январь-март) низкого индекса САК (индекс САК < -0.1) скорость течений в Субполярном круговороте снижается, но

скорости течений Ирмингера и Восточно-Гренландского увеличиваются (Рис. 6.4). Даная ситуация была выделена по всем массивам данных. Увеличение интенсивности Субполярного круговорота и циклонического круговорота морей Северо-Европейского бассейна соответствует усилению атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой (Рис. 5.3 и 6.4, Foukal and Lozier, 2017). Северо-западная ветвь Северо-Атлантического течения, питающая течение Ирмингера, наоборот, ослабевает (Рис. 6.4).

В итоге, в море Ирмингера (и в море Лабрадор) периоды с высоким индексом САК характеризуются менее интенсивной адвекцией более теплых вод течения Ирмингера (и вод Западно-Гренландского течения), и более усиленной адвекцией холодных полярных вод с Восточно-Гренландским течением (и течение Баффинова залива). Это приводит к ослаблению конвергенции океанического тепла с океанической адвекцией, происходящей параллельно с усилением теплопотерь поверхностью океана (Табл. 6.4 и Прил. 3). Оба фактора способствуют уменьшению содержания тепла в верхних слоях океана в Субполярном круговороте при высоких значениях индекса САК, тогда как обратные аномалии потоков тепла приводят к потеплению Субполярного круговорота при низких значениях индекса САК. Этим и объясняются высокие отрицательные корреляции теплосодержания с индексом САК (Рис. 6.3 и Табл. 6.3). Отметим, что в Субполярном круговороте аномалия конвергенции океанического переноса тепла (9 ТВт), образовавшаяся в результате изменения САК, лишь немного меньше аномалии теплообмена океан-атмосфера равной 14 ТВт (Табл. 6.4).

В Норвежском море также наблюдается некоторое увеличение конвергенции океанического переноса тепла в периоды высоких значений индекса САК (аномалия достигает 5 ТВт), тогда как выделение тепла в атмосферу остается практически неизменным (Табл. 6.4). Однако такая разница не приводит к явному увеличению теплосодержания верхней части Норвежского моря, что позволяет предположить, что теплосодержание регулируется не только воздействием САК, но и другими процессами (см. также Прил. 3).

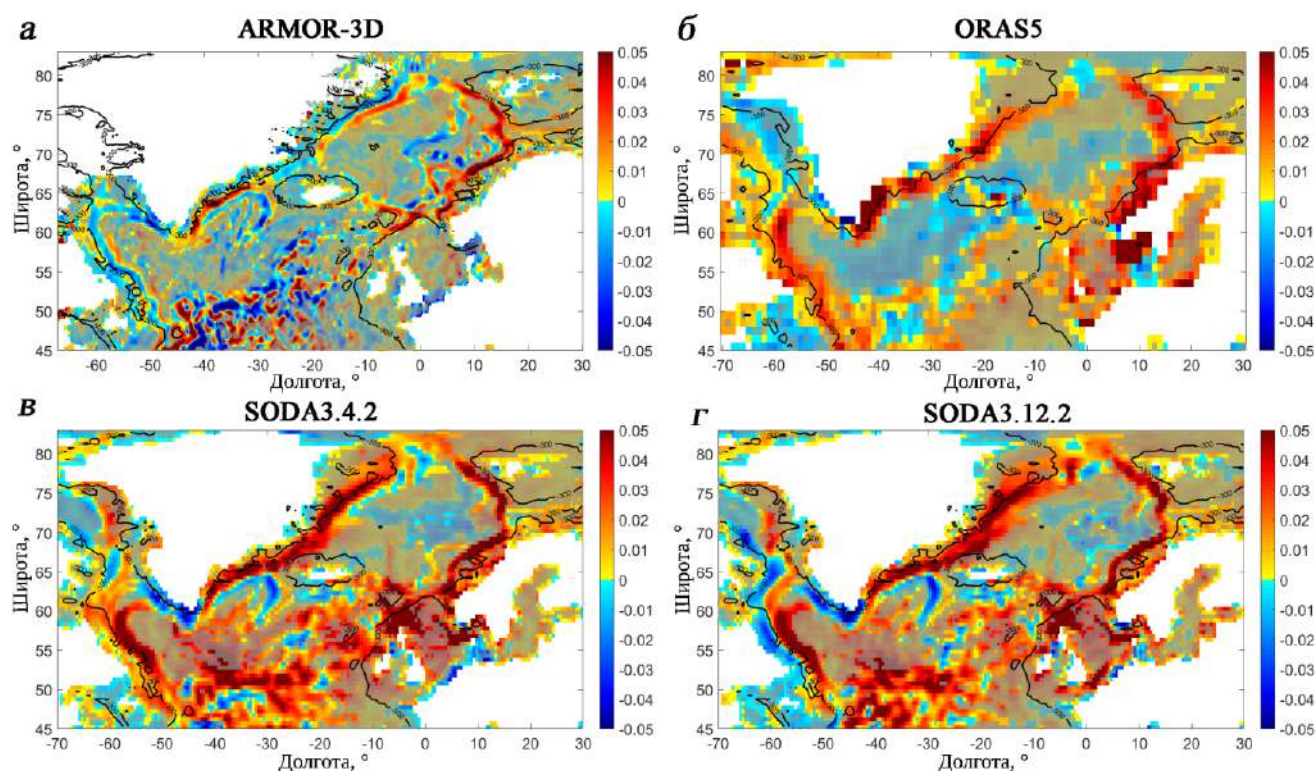


Рисунок 6.4. Пространственное распределение аномалий модуля скорости (м/с) поверхностных течений в среднем за январь-март на основе 4 массивов данных: а – ARMOR-3D (1993–2018 гг.), б – ORAS5 (1975–2017 гг.), в – SODA3.4.2 (1980–2017 гг.), г – SODA3.12.2 (1980–2017 гг.). Аномалии получены как разность между модулем скорости в годы высокого индекса САК (>0.9) и низкого индекса САК (<-0.1). Серым оттенком показаны районы, где скорости течений менее 0.05 м/с. Черной линией показана изобата 300 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главы 1 и 2 являются вводными. В них приводятся физико-географическое описание районов исследования, материалы и методы.

В **Главе 3** исследовались причины межгодовой изменчивости адвективного потока тепла с атлантическими водами в Норвежском море. Было показано, что межгодовая изменчивость адвекции тепла полностью определяется изменчивостью расхода воды. Расход определялся градиентом уровня моря через разрез, который, в свою очередь, формировался экмановским нагоном и, в меньшей степени, локальным ротором поля ветра. Период слабого нагона в 2010 г. был также периодом сильных северных ветров и сильного выхолаживания поверхности моря. Совместно это привело к аномально высокой конвекции в центральной части Лофотенской котловины в этот год.

В **Главе 4** показано, что в центральной части моря Ирмингера наблюдается высокая связь глубины конвекции с теплосодержанием верхнего 500-метрового слоя (коэффициент корреляции -0.77) за период 1994–2016 гг. На межгодовых масштабах основной вклад в изменчивость теплосодержания центральной части моря Ирмингера вносит океаническая адвекция тепла (корреляция 0.77), тогда как межгодовая изменчивость теплосодержания слабо зависит от изменчивости потоков тепла на границе океан-атмосфера (корреляция 0.20). Из вышесказанного следует, что интенсивность конвекции моря Ирмингера определяется в первую очередь конвергенцией океанической адвекции тепла (коэффициент корреляции -0.57), т.е. чем меньше тепла приносится в море с рециркулирующими водами течения Ирмингера за предшествующий период, тем больше будет максимальная глубина конвекции. В то же время сама межгодовая и междесятилетняя изменчивость конвергенции океанической адвекции тепла может быть вызвана соответствующей изменчивостью в циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой, о чем свидетельствует умеренная корреляция глубины конвекции в море Ирмингера с индексом САК, а также связь теплосодержания моря Ирмингера с интенсивностью АМОЦ.

В **Главе 5** показано, что в верхнем 500-метровом слое вод моря Лабрадор теплосодержание и содержание соли в целом увеличиваются с 1993 г., возможно, представляя собой часть цикличности большего периода (около 30 лет). Вейвлет-анализ теплосодержания и содержания пресной воды позволяет выделить два доминирующих межгодовых цикла: продолжительностью 5–8 лет (в течение всего периода наблюдений) и продолжительностью 2–4 года (с 2000 г.). Вейвлет-когерентность показала значимость связи этих циклов с аналогичными циклами индекса САК. Связь изменчивости термohалинных характеристик моря Лабрадор с

индексом САК определяется усилением теплообмена океан-атмосфера и одновременным ослаблением океанической адвекции тепла в море Лабрадор при уменьшении индекса САК.

В **Главе 6** на основе анализа нескольких различных массивов данных разной длительности, показано, что АМОЦ формирует вторую моду ЕОФ температуры верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора СЛО, вклад которой составляет 20–27% от общей дисперсии температуры воды. В частности, показано, что АМОЦ вносит существенный вклад в понижение температуры верхнего слоя океана с середины 1960-х до середины 1970-х гг., повышение с 1990-х гг. до середины 2000-х гг. и новое понижение с середины 2000-х гг. до середины 2010-х гг. Ранее подобные зависимости были получены только для отдельных районов Атлантики и юго-восточной части Северо-Европейского бассейна СЛО (см., например, Alekseev et al., 2021; Bryden et al., 2020; Caesar et al., 2021).

Результаты показывают, что изменчивость АМОЦ оказывает наиболее сильное влияние на температуру верхних слоев центральной части моря Ирмингера. Здесь наблюдаемая в последние десятилетия изменчивость интенсивности АМОЦ может приводить к амплитуде колебаний температуры верхнего 100-метрового слоя моря в 1.5–2 °С. Это существенно влияет на интенсивность конвекции в этом ключевом регионе.

Также в **Главе 6** исследуется характер влияния основных мод атмосферной циркуляции на интенсивность адвекции тепла в исследуемые районы. В этой главе показано, что скорости Северо-Атлантического, Норвежского, Восточно-Гренландского и Лабрадорского течений увеличиваются с увеличением индекса САК, а скорости течений Ирмингера и Западно-Гренландского, наоборот, уменьшаются. Это формирует перераспределение характера адвекции тепла Северо-Атлантического течения между морями Ирмингера и Лабрадор (Субполярный круговорот) и морями Северо-Европейского бассейна. В Субполярном круговороте в периоды высокого индекса САК эта отрицательная аномалия конвергенции океанического тепла усиливает поток тепла из океана в атмосферу, что в совокупности эффективно снижает теплосодержание верхних слоев Субполярного круговорота, усиливая конвекцию. Теплосодержание же верхних слоев Норвежского моря, несмотря на некоторый рост потока океанического тепла через его южную границу, оказалось практически не связанным с САК. Это говорит о том, что САК не является ведущей модой изменчивости в переносе тепла в этом регионе, а также может быть результатом процессов перераспределения тепла Норвежского течения в Норвежском море, связанных с высокой интенсивностью вихревого переноса тепла в этом регионе.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

АМО – Атлантическая мультидекадная осцилляция

АМОЦ – Атлантическая меридиональная океаническая циркуляция

АО – Арктическая осцилляция

АОО – Арктическая океаническая осцилляция

ВАО – Восточно-Атлантическая осцилляция (EAP – East Atlantic Pattern)

ВЛВМ – верхняя лабдорская водная масса (ULSW — Upper Labrador Sea Water)

ГК – главная компонента

ЕОФ – естественные ортогональные функции

ЛВМ – «классическая» лабдорская водная масса (CLSW — Classical Labrador Sea Water, или
LSW — Labrador Sea Water)

САК – Североатлантическое колебание

СГВМ – североатлантическая глубинная водная масса (NADW — North Atlantic Deep Water)

СЛО – Северный Ледовитый океан

СПВМ – субполярная приповерхностная водная масса (SPMW — Subpolar Mode Water)

ЕAWRP – East Atlantic/Western Russia Pattern

PEP – Polar/Eurasia Pattern

SP – Scandinavian Pattern

TNHP – Tropical/Northern Hemisphere Pattern

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов П. В., Иванов В. В. "Атлантификация" как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2018. – Т. 64. – №. 1. – С. 42-54.
2. Алексеев Г. В., Александров Е. И., Глок Н. И. и др. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. – 2015. – №. 2. – С. 5-5.
3. Алексеев Г. В., Вязилова А. Е., Глок Н. И. и др. Влияние аномалий температуры воды в низких широтах океана на колебания климата Арктики и их предсказуемость // Арктика: экология и экономика. – 2019. – Т. 3. – № 35. – С. 73–83.
4. Алексеев Г. В., Кузмина С.И., Глок Н.И. и др. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике // Лед и снег. – 2017. – Т. 57. – № 3. – С. 381–390.
5. Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // Успехи физических наук. – 1996. – Т. 166. – №. 11. – С. 1145-1170.
6. Башмачников И. Л., Федоров А. М., Весман А. В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 1: локализация областей конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. – № 7. – С. 184–194. doi: 10.21046/2070-7401-2018-15-7-184-194
7. Башмачников И. Л., Федоров А. М., Весман А. В. и др. Термохалинная конвекция в субполярных морях Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна СЛО по спутниковым и натурным данным. Часть 2: индексы интенсивности конвекции // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2019. – Т. 16. – № 1. – С. 191–201.
8. Белоненко Т. В., Федоров А. М., Башмачников И. Л., Фукс В. Р. Тренды интенсивности течений в Лабрадорском море и море Ирмингера по спутниковым альтиметрическим данным // Исследование Земли из космоса. – 2018. – № 2. – С. 3–12.
9. Беляев К. П., Соловьев В. Н. О численных расчетах уравнений термогидродинамики, моделирующих океанические течения в районе субполярного фронта северной Атлантики // Математическое моделирование. – 1996. – Т. 8. – №. 11. – С. 87-95.

10. Бышев В. И., Нейман В. Г., Романов Ю. А., Серых И. В. О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики // Доклады Академии Наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2011. – Т. 438. – №. 6. – С. 817-822.
11. Гладышев С. В., Гладышев В. С., Гулев С. К., Соков А. В. Аномально глубокая конвекция в море Ирмингера зимой 2014–2015 гг. // Доклады академии наук. – 2016а. – Т. 469. – № 3. – С. 351–355.
12. Гладышев С. В., Гладышев В. С., Соков А. В. и др. Среднемноголетняя структура и перенос вод системой западных пограничных течений восточнее Гренландии // Доклады Академии наук. – 2017. – Т. 473. – № 1. – С. 93–97.
13. Гладышев С. В., Гладышев В. С., Фалина А. С., Сарафанов А. А. Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004–2014 гг. // Океанология. – 2016б. – Т. 56. – № 3. – С. 353–363.
14. Гладышев С. В., Соков А. В., Гулев С. К. и др. Роль циркуляционных механизмов и изменчивость промежуточных вод в море Ирмингера в период глубокой конвекции // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 483. – № 5. – С. 549–553.
15. Иванов В. В., Алексеев В. А., Репина И. А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана // Турбулентность, динамика атмосферы и климата. – 2014. – С. 336-344.
16. Кузнецова Д. А., Башмачников И. Л. О механизмах изменчивости Атлантической меридиональной океанической циркуляции (АМОЦ) // Океанология. – 2021. – Т. 61. – № 6. – С. 843–855.
17. Лебедев К. В., Филюшкин Б. Н., Кожелупова Н. Г. Водообмен Полярных морей с Атлантическим и Северным Ледовитым океанами на основе наблюдений Арго // Океанологические исследования. – 2019. – Т. 47. – № 2. – С. 183–197.
18. Ляхов А. Н. Современные методы обработки данных в геофизике // Труды Международной Байкальской Молодежной Научной Школы по Фундаментальной Физике и Конференции молодых ученых "Физические процессы в космосе и околоземной среде". Иркутск: Редакционно-издательский отдел ИСЗФ СО РАН, 2006 г. – С. 39–46.
19. Михайлова Н. В., Юровский А. В. Восточноатлантическое колебание: механизм и влияние на климат Европы в зимний период // Морской гидрофизический журнал. – 2016. – №. 4 (190). – С. 27-37.
20. Мохов И. И., Семенов В. А., Хон В. Ч. и др. Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по

- долгопериодным модельным расчетам // Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2008. – Т. 419. – №. 5. – С. 687-690.
21. Нестеров Е. С. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. – 2009. – №. 12. – С. 32-40.
22. Семенов В. А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике // Доклады академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2008. – Т. 418. – №. 1. – С. 106-109.
23. Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана) / Акад. наук СССР, Ин-т географии; ред.: Я. Я. Гаккель, Л. С. Говоруха, И. П. Герасимов. – М.: Наука, 1970. – 526 с.
24. Трешников А. Ф., Балакшин Л. Л., Белов Н. А. и др. Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1967. – №. 27. – С. 5.
25. Фалина А. С., Сарафанов А. А., Добролюбов С. А. и др. Конвекция и стратификация вод на севере Атлантического океана по данным измерений зимой 2013/14 гг // Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2017. – №. 4. – С. 45-54.
26. Федоров А. М., Башмачников И. Л., Белоненко Т. В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2018. – Т. 63. – № 3. – С. 345–362.
27. Яковлева Д. А., Башмачников И. Л. Межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в куполе холодных вод моря Лабрадор // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. – 2019. – Т. 64. – №. 1. – С. 136-158. doi: 10.21638/spbu07.2019.108.
28. Яковлева, Д. А., Башмачников, И. Л. Роль региональной атмосферной циркуляции в межгодовой изменчивости адвекции тепла в Северо-Европейский бассейн // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2023. – Т. 59. – №. 5. – С. 539–548.
29. Яковлева Д. А., Башмачников И. Л., Кузнецова Д. А. Влияние Атлантической меридиональной океанической циркуляции на температуру верхнего слоя Северной Атлантики и атлантического сектора Северного Ледовитого океана // Океанология. – 2023. – Т. 63. – № 2. – С. 173–181.

30. Alekseev G. V., Smirnov A. V., Pnyushkov A. V. et al. Changes of fresh water content in the upper layer of the Arctic Basin in the 1950s-2010s // *Fundamentalnaya I Prikladnaya Gidrofizika*. – 2021. – V. 14. – № 4. – P. 25–38.
31. Ardyna M., Babin M., Gosselin M. et al. Recent Arctic Ocean sea ice loss triggers novel fall phytoplankton blooms // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – V. 41. – №. 17. – P. 6207-6212.
32. Bacon S., Reverdin G., Rigor I. G., Snaith H. M. A freshwater jet on the east Greenland shelf // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2002. – V. 107. – № C7. – P. 5-1–5-16.
33. Bakalian F., Hameed S., Pickart R. Influence of the Icelandic Low latitude on the frequency of Greenland tip jet events: Implications for Irminger Sea convection // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2007. – V. 112. – № C4.
34. Balmaseda M. A., Mogenssen K., Weaver A. T. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4 // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2013. – V. 139. – № 674. – P. 1132–1161.
35. Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Monthly weather review*. – 1987. – V. 115. – №. 6. – P. 1083-1126.
36. Barrier N., Cassou C., Deshayes J., Treguier A. M. Response of North Atlantic Ocean circulation to atmospheric weather regimes // *Journal of Physical Oceanography*. – 2014. – V. 44. – №. 1. – P. 179-201.
37. Barrier N., Deshayes J., Treguier A. M., Cassou C. Heat budget in the North Atlantic subpolar gyre: Impacts of atmospheric weather regimes on the 1995 warming event // *Progress in Oceanography*. – 2015. – V. 130. – P. 75-90.
38. Bashmachnikov I., Belonenko T. V., Koldunov A. V. Intra-annual and interannual non-stationary cycles of chlorophyll concentration in the Northeast Atlantic // *Remote sensing of environment*. – 2013. – V. 137. – P. 55-68.
39. Bashmachnikov I. L., Fedorov A. M., Golubkin P. A. et al. Mechanisms of interannual variability of deep convection in the Greenland Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2021. – V. 174. – P. 103557.
40. Bashmachnikov I. L., Raj R. P., Golubkin P., Kozlov I. E. Heat transport by mesoscale eddies in the Norwegian and Greenland seas // *J. Geophysical Research: Oceans*. – 2023. – P. e2022JC018987.

41. Bersch M. North Atlantic Oscillation–induced changes of the upper layer circulation in the northern North Atlantic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2002. – V. 107. – №. C10. – P. 20-1-20-11.
42. Beszczynska-Möller A., Fahrbach E., Schauer U., Hansen E. Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997–2010 // *ICES Journal of Marine Science*. – 2012. – V. 69. – №. 5. – P. 852-863.
43. Beszczynska-Moller A., Woodgate R. A., Lee C. et al. A synthesis of exchanges through the main oceanic gateways to the Arctic Ocean // *Oceanography*. – 2011. – V. 24. – №. 3. – P. 82–99.
44. Björk G., Gustafsson B. G., Stigebrandt A. Upper layer circulation of the Nordic seas as inferred from the spatial distribution of heat and freshwater content and potential energy // *Polar Research*. – 2001. – V. 20. – №. 2. – P. 161-168.
45. Billet D. S. M., Lampitt R. S., Rice A. L., Mantoura R. F. C. Seasonal sedimentation of phytoplankton to the deep sea benthos // *Nature*. – 1986. – V. 302. – P. 520–522.
46. Bingyi W., Jia W. Possible impacts of winter Arctic Oscillation on Siberian high, the East Asian winter monsoon and sea–ice extent // *Advances in Atmospheric Sciences*. – 2002. – V. 19. – №. 2. – P. 297-320.
47. Brambilla E., Talley L. D., Robbins P. E. Subpolar mode water in the northeastern Atlantic: 2. Origin and transformation // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2008. – V. 113. – №. C4.
48. Bryden H. L., Johns W. E., King B. A. et al. Reduction in ocean heat transport at 26 N since 2008 cools the eastern subpolar gyre of the North Atlantic Ocean // *Journal of Climate*. – 2020. – V. 33. – №. 5. – P. 1677–1689.
49. Buckley M. W., Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review // *Reviews of Geophysics*. – 2016. – V. 54. – №. 1. – P. 5-63.
50. Buongiorno Nardelli B., Guinehut S., Pascual A. et al. Towards high resolution mapping of 3-D mesoscale dynamics from observations // *Ocean Science*. – 2012. – V. 8. – №. 5. – P. 885-901.
51. Caesar L., McCarthy G. D., Thornalley D. J. R. et al. Current Atlantic meridional overturning circulation weakest in last millennium // *Nature Geoscience*. – 2021. – V. 14. – №. 3. – P. 118–120.
52. Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A. et al. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature*. – 2018. – V. 556. – №. 7700. – P. 191–196.

53. Carton J. A., Chepurin G. A., Chen L. SODA3: A new ocean climate reanalysis // *Journal of Climate*. – 2018. – V. 31. – №. 17. – P. 6967-6983.
54. Chafik L., Rossby T. Volume, heat, and freshwater divergences in the subpolar North Atlantic suggest the Nordic Seas as key to the state of the meridional overturning circulation // *Geophysical Research Letters*. – 2019. – V. 46. – № 9. – P. 4799–4808.
55. Chanut J., Barnier B., Large W. et al. Mesoscale eddies in the Labrador Sea and their contribution to convection and restratification // *Journal of Physical Oceanography*. – 2008. – V. 38. – №. 8. – P. 1617-1643.
56. Chen X., Tung K. K. Global surface warming enhanced by weak Atlantic overturning circulation // *Nature*. – 2018. – V. 559. – № 7714. – P. 387–391.
57. Curry R. G., McCartney M. S., Labrador sea water carries northern climate signal south // *Oceanus-Woods Hole Mass.* – 1996. – V. 39. – P. 24-28.
58. de Boyer Montégut C., Madec G., Fischer A. S. et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2004. – V. 109. – № C12.
59. de Jong M. F., van Aken H. M., Våge K., Pickart R. S. Convective mixing in the central Irminger Sea: 2002–2010 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2012. – V. 63. – P. 36–51.
60. Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly J. royal meteorological society*. – 2011. – V. 137. – № 656. – P. 553–597.
61. Desbruyères D., Mercier H., Thierry V. On the mechanisms behind decadal heat content changes in the eastern subpolar gyre // *Progress in Oceanography*. – 2015. – V. 132. – P. 262–272.
62. Dickson R. R., Brown J. The production of North Atlantic Deep Water: sources, rates, and pathways // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1994. – V. 99. – №. C6. – P. 12319-12341.
63. Drinkwater K. F., Miles M., Medhaug I. et al. The Atlantic Multidecadal Oscillation: Its manifestations and impacts with special emphasis on the Atlantic region north of 60 N // *Journal of Marine Systems*. – 2014. – V. 133. – P. 117-130.
64. Dukhovskoy D. S., Yashayaev I., Proshutinsky A. et al. Role of Greenland freshwater anomaly in the recent freshening of the subpolar North Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2019. – V. 124. – № C5. – P. 3333–3360.

65. Eldevik T., Nilsen J. E. Ø., Iovino D. et al. Observed sources and variability of Nordic seas overflow // *Nature Geoscience*. – 2009. – V. 2. – № 6. – P. 406–410.
66. Emery W. J., Thomson R. E. *Data Analysis Methods in Physical Oceanography* // Elsevier, Amsterdam, 2001. – P. 1–634.
67. Falina A., Sarafanov A., Mercier H. et al. On the cascading of dense shelf waters in the Irminger Sea // *Journal of Physical Oceanography*. – 2012. – V. 42. – № 12. – P. 2254–2267.
68. Fedorov A.M., Bashmachnikov I.L., Iakovleva D.A. et al. Deep convection in the Subpolar Gyre: Do we have enough data to estimate its intensity? // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 2023. – V. 101. – P. 101338.
69. Fedorov A. M., Raj R. P., Belonenko T. V. et al. Extreme convective events in the Lofoten Basin // *Pure and Applied Geophysics*. – 2021. – V. 178. – № 6. – P. 2379-2391.
70. Foukal N. P., Lozier M. S. Assessing variability in the size and strength of the North Atlantic subpolar gyre // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – V. 122. – № 8. – P. 6295-6308. <https://doi.org/10.1002/2017JC012798>.
71. Frajka-Williams E., Anson I. J., Baehr J. et al. Atlantic meridional overturning circulation: observed transport and variability // *Frontiers in Marine Science*. – 2019. – V. 6. – № 260.
72. Fried N., de Jong M. F. The role of the Irminger Current in the Irminger Sea northward transport variability // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2022. – V. 127. – № C3. – P. e2021JC018188.
73. Gnaniuk N., Vihma T., Bobylev L. Inter-seasonal teleconnections between Earth surface temperature and near-surface air temperature // *POLAR*. – 2018. – P. 15-26.
74. Haine T. W. N., Curry B., Gerdes R. et al. Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects // *Global and Planetary Change*. – 2015. – V. 125. – P. 13-35.
75. Hansen B., Østerhus S., Turrell W.R. et al. The inflow of Atlantic water, heat, and salt to the Nordic seas across the Greenland–Scotland ridge // *Arctic–subarctic ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate*. – 2008. – P. 15–43.
76. Hansen B., Larsen K. M. H., Hátún H. et al. Transport of volume, heat, and salt towards the Arctic in the Faroe Current 1993–2013 // *Ocean Science*. – 2015. – V. 11. – № 5. – P. 743–757.
77. Hauser T., Demirov E., Zhu J., Yashayaev I. North Atlantic atmospheric and ocean inter-annual variability over the past fifty years–Dominant patterns and decadal shifts // *Progress in Oceanography*. – 2015. – V. 132. – P. 197-219.
78. Hogan R. Radiation quantities in the ECMWF model and MARS // *ECMWF*, 2016. – 2015.

79. Holte J., Straneo F. Seasonal overturning of the Labrador Sea as observed by Argo floats // *Journal of Physical Oceanography*. – 2017. – V. 47. – №. 10. – P. 2531-2543.
80. Iakovleva D. A, Bashmachnikov I. L. On the seesaw in interannual variability of upper ocean heat advection between the North Atlantic Subpolar Gyre and the Nordic Seas // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 2021. – V. 96. – P. 101263.
81. Iakovleva D. A., Bashmachnikov I. L., Diansky N. A. Coherence of Deep Convection in the Irminger Sea with Oceanic Heat Advection // *Oceanology*. – 2023. – V. 63. – №. Suppl 1. – P. S1-S10.
82. Jenkins W. J., Smethie Jr W. M., Boyle E. A., Cutter G. A. Water mass analysis for the US GEOTRACES (GA03) North Atlantic sections // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2015. – V. 116. – P. 6-20.
83. Jevrejeva S., Moore J. C., Grinsted A. Influence of the Arctic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation (ENSO) on ice conditions in the Baltic Sea: The wavelet approach // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2003. – V. 108. – №. D21.
84. Josey S. A., de Jong M. F., Oltmanns M. et al. Extreme variability in Irminger Sea winter heat loss revealed by ocean observatories initiative mooring and the ERA5 reanalysis // *Geophysical Research Letters*. – 2019. – V. 46. – № 1. – P. 293–302.
85. Kara A. B., Rochford P. A., Hurlburt H. E. Mixed layer depth variability over the global ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2003. – V. 108. – № C3. – P. 3079.
86. Karcher M. J., Gerdes R., Kauker F., Köberle C. Arctic warming: evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2003. – V. 108. – №C2.
87. Khatiwala S., Schlosser P., Visbeck M. Rates and mechanisms of water mass transformation in the Labrador Sea as inferred from tracer observations // *Journal of Physical Oceanography*. – 2002. – V. 32. – №. 2. – P. 666-686.
88. Kumar P., Foufoula-Georgiou E. Wavelet analysis for geophysical applications // *Reviews of geophysics*. – 1997. – V. 35. – №. 4. – P. 385-412.
89. Kwok R. Recent changes in Arctic Ocean sea ice motion associated with the North Atlantic Oscillation // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – V. 27. – №. 6. – P. 775-778. <https://doi.org/10.1029/1999GL002382>.
90. Larnicol G., Guinehut S., Rio M. H. et al. The global observed ocean products of the French Mercator project. Proceedings of the Symposium on 15 Years of Progress in Radar Altimetry, 13–18 March 2006. Venice, Italy.

91. Latarius K., Quadfasel D. Water mass transformation in the deep basins of the Nordic Seas: Analyses of heat and freshwater budgets // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2016. – V. 114. – P. 23–42.
92. Le Bras I. A., Straneo F., Holte J. et al. Rapid export of waters formed by convection near the Irminger Sea's western boundary // *Geophysical Research Letters*. – 2020. – V. 47. – № 3. – P. e2019GL085989.
93. Le Bras I. A. A., Straneo F., Holte J., Holliday N. P. Seasonality of freshwater in the East Greenland Current system from 2014 to 2016 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2018. – V. 123. – № C12. – P. 8828–8848.
94. Levermann A., Born A. Bistability of the Atlantic subpolar gyre in a coarse-resolution climate model // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – V. 34. – № 24. – P. L24605.
95. Li F., Jo Y. H., Yan X. H., Liu W. T. Varying temperature and heat content signatures in the central Labrador Sea at different layers and timescales // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2015. – V. 103. – P. 114–124.
96. Lozier M. S., Li F., Bacon S. et al. A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // *Science*. – 2019. – V. 363. – №. 6426. – P. 516–521.
97. Luo D., Diao Y., Feldstein S. B. The variability of the Atlantic storm track and the North Atlantic Oscillation: A link between intraseasonal and interannual variability // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2011. – V. 68. – №. 3. – P. 577–601.
98. Marshall J., Johnson H., Goodman J. A study of the interaction of the North Atlantic Oscillation with ocean circulation // *Journal of Climate*. – 2001. – V. 14. – №. 7. – P. 1399–1421.
99. Mastropole D., Pickart R. S., Valdimarsson H. et al. On the hydrography of Denmark Strait // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2017. – V. 122. – № 1. – P. 306–321.
100. McCarthy G. D, Brown P. J., Flagg C. N. et al. Sustainable observations of the AMOC: methodology and technology // *Reviews of Geophysics*. – 2020. – V. 58. – № 1. – P. e2019RG000654.
101. McCartney M. S., Talley L. D. The subpolar mode water of the North Atlantic Ocean // *Journal of Physical Oceanography*. – 1982. – V. 12. – №. 11. – P. 1169–1188.
102. Mo K. C., Livezey R. E. Tropical-extratropical geopotential height teleconnections during the Northern Hemisphere winter // *Monthly Weather Review*. – 1986. – V. 114. – №. 12. – P. 2488–2515.

103. Mork K. A., Blindheim J. Variations in the Atlantic inflow to the Nordic Seas, 1955–1996 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2000. – V. 47. – № 6. – P. 1035–1057.
104. Myers P. G. Josey S. A., Wheler B., Kulan N. Interdecadal variability in Labrador Sea precipitation minus evaporation and salinity // *Progress in Oceanography*. – 2007. – V. 73. – №. 3-4. – P. 341-357.
105. Nansen F. Das bodenwasser und die abkühlung des meeres // *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*. – 1912. – V. 5. – №. 1. – P. 1-42.
106. Orvik K. A. Long-Term Moored Current and Temperature Measurements of the Atlantic Inflow Into the Nordic Seas in the Norwegian Atlantic Current; 1995–2020 // *Geophysical Research Letters*. – 2022. – V. 49. – № 3. – P. e2021GL096427.
107. Orvik K. A., Skagseth Ø. The impact of the wind stress curl in the North Atlantic on the Atlantic inflow to the Norwegian Sea toward the Arctic // *Geophysical Research Letters*. – 2003. – V. 30. – №. 17.
108. Orvik K. A., Skagseth Ø., Mork M. Atlantic inflow to the Nordic Seas: current structure and volume fluxes from moored current meters, VM-ADCP and SeaSoar-CTD observations, 1995–1999 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2001. – V. 48. – № 4. – P. 937–957.
109. Oziel L., Baudena A., Ardyna M. et al. Faster Atlantic currents drive poleward expansion of temperate phytoplankton in the Arctic Ocean // *Nature Communications*. – 2020. – V. 11. – №. 1. – P. 1705.
110. Peterson B. J., McClelland J., Curry R. et al. Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle // *Science*. – 2006. – V. 313. – №. 5790. – P. 1061-1066.
111. Petit T., Lozier M. S., Josey S. A., Cunningham S. A. Atlantic deep water formation occurs primarily in the Iceland Basin and Irminger Sea by local buoyancy forcing // *Geophysical Research Letters*. – 2020. – V. 47. – № 22. – P. e2020GL091028.
112. Pickart R. S., Spall M. A., Ribergaard M. H. et al. Deep convection in the Irminger Sea forced by the Greenland tip jet // *Nature*. – 2003a. – V. 424. – № 6945. – P. 152–156.
113. Pickart R. S., Straneo F., Moore G. K. Is Labrador Sea water formed in the Irminger basin? // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2003b. – V. 50. – № 1. – P. 23–52.

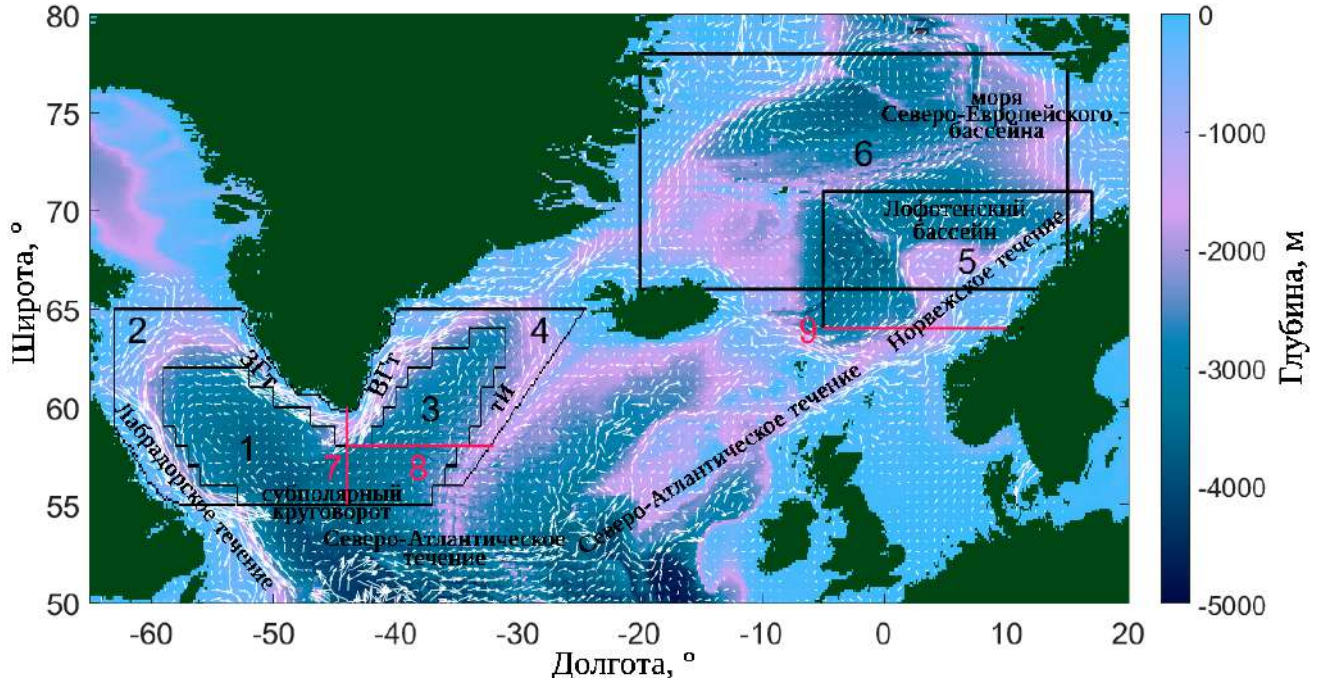
114. Piron A., Thierry V., Mercier H., Caniaux G. Argo float observations of basin-scale deep convection in the Irminger sea during winter 2011–2012 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2016. – V. 109. – P. 76-90.
115. Piron A., Thierry V., Mercier H., Caniaux G. Gyre-scale deep convection in the subpolar North Atlantic Ocean during winter 2014–2015 // *Geophysical Research Letters*. – 2017. – V. 44. – № 3. – P. 1439–1447.
116. Polyakov I., Johnson M. Arctic decadal and interdecadal variability // *Geophysical Research Letters*. – 2000. – V. 27. – № 24. – P. 4097–4100.
117. Pozo-Vázquez D., Esteban-Parra M. J., Rodrigo F. S., Castro-Díez Y. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains // *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2000. – V. 20. – № 14. – P. 1675-1692
118. Proshutinsky A., Dukhovskoy D., Timmermans M. L. et al. Arctic circulation regimes // *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. – 2015. – V. 373. – №. 2052. – P. 20140160.
119. Rahmstorf S., Box J. E., Feulner G. et al. Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature climate change*. – 2015. – V. 5. – № 5. – P. 475–480.
120. Raj R. P., Nilsen J. Ø., Johannessen J. A. et al. Quantifying Atlantic Water transport to the Nordic Seas by remote sensing // *Remote Sensing of Environment*. – 2018. – V. 216. – P. 758–769.
121. Rhein M., Kieke D., Hüttl-Kabus S. et al. Deep water formation, the subpolar gyre, and the meridional overturning circulation in the subpolar North Atlantic // *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*. – 2011. – V. 58. – №. 17-18. – P. 1819-1832.
122. Rühls S., Oliver E. C., Biastoch A. et al. Changing spatial patterns of deep convection in the subpolar North Atlantic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2021. – V. 126. – № 7. – P. e2021JC017245.
123. Sarafanov A., Falina A., Mercier H. et al. Mean full-depth summer circulation and transports at the northern periphery of the Atlantic Ocean in the 2000s // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2012. – V. 117. – № C1.
124. Schauer U, Fahrbach E., Osterhus S., Rohardt G. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements // *J. Geophysical Research: Oceans*. – 2004. – V. 109. – № C6.

125. Serreze M. C., Barrett A. P., Slater A. G. et al. The large-scale freshwater cycle of the Arctic // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2006. – V. 111. – №. C11.
126. Skagseth Ø. Monthly to annual variability of the Norwegian Atlantic slope current: Connection between the northern North Atlantic and the Norwegian Sea // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2004. – V. 51. – № 3. – P. 349–366.
127. Skagseth Ø., Furevik T., Ingvaldsen R. et al. Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents Seas // *Arctic–subarctic ocean fluxes: Defining the role of the northern seas in climate*. – 2008. – P. 45-64.
128. Skagseth Ø., Orvik K. A., Furevik T. Coherent variability of the Norwegian Atlantic Slope Current derived from TOPEX/ERS altimeter data // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – V. 31. – №. 14.
129. Stramma L., Kieke D., Rhein M. et al. Deep water changes at the western boundary of the subpolar North Atlantic during 1996 to 2001 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2004. – V. 51. – №. 8. – P. 1033-1056.
130. Våge K., Pickart R. S., Moore G. W. K., Ribergaard M. H. Winter mixed layer development in the central Irminger Sea: The effect of strong, intermittent wind events // *Journal of Physical Oceanography*. – 2008. – V. 38. – № 3. – P. 541–565.
131. Våge K., Pickart R. S., Sarafanov A. et al. The Irminger Gyre: Circulation, convection, and interannual variability // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2011a. – V. 58. – № 5. – P. 590–614.
132. Våge K., Pickart R. S., Spall M. A. et al. Significant role of the North Icelandic Jet in the formation of Denmark Strait overflow water // *Nature Geoscience*. – 2011b. – V. 4. – № 10. – P. 723–727.
133. Våge K., Pickart R. S., Thierry V. et al. Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 2007–2008 // *Nature Geoscience*. – 2009. – V. 2. – № 1. – P. 67–72.
134. Vernet M., Ellingsen I. H., Seuthe L. et al. Influence of phytoplankton advection on the productivity along the Atlantic water inflow to the Arctic Ocean // *Frontiers in Marine Science*. – 2019. – V. 6. – P. 583.
135. Vesman A. V., Bashmachnikov I. L., Golubkin P. A., Raj R. P. The coherence of the oceanic heat transport through the Nordic seas: oceanic heat budget and interannual variability // *Russian J. Earth Sciences*. – 2023. – P. 1–24.
136. Visbeck M. Power of pull // *Nature*. – 2007. – V. 447. – № 7143. – P. 383–383.

137. Visbeck M., Chassignet E. P., Curry R. G. et al. The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability // *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*. – 2003. – V. 134. – P. 113-146.
138. Volkov D. L., Meinen C. S., Schmid C. et al. Atlantic meridional overturning circulation and associated heat transport // In: Blunden J., Arndt D.S. (eds.). *State of the climate in 2019*. American Meteorological Society. – 2020. – P. 159–163.
139. Walczowski W., Piechura J., Goszczko I., Wieczorek P. Changes in Atlantic water properties: an important factor in the European Arctic marine climate // *ICES Journal of Marine Science*. – 2012. – V. 69. – №. 5. – P. 864-869.
140. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // *Monthly weather review*. – 1981. – V. 109. – №. 4. – P. 784-812.
141. Wang Y. H., Magnusdottir G., Stern H. et al. Decadal variability of the NAO: Introducing an augmented NAO index // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – V. 39. – №. 21.
142. Xu X., Schmitz Jr. W. J., Hurlburt H. E. et al. Transport of Nordic Seas overflow water into and within the Irminger Sea: an eddy-resolving simulation and observations. // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2010. – V. 115. – №. C12.
143. Yang Q., Dixon T. H., Myers P. G. et al. Recent increases in Arctic freshwater flux affects Labrador Sea convection and Atlantic overturning circulation // *Nature communications*. – 2016. – V. 7. – № 1. – P. 10525.
144. Yashayaev I. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 1960–2005 // *Progress in Oceanography*. – 2007. – V. 73. – № 3–4. – P. 242–276.
145. Yashayaev I., Clarke A. Evolution of North Atlantic water masses inferred from Labrador Sea salinity series // *Oceanography*. – 2008. – V. 21. – №. 1. – P. 30-45.
146. Yashayaev I., Loder J. W. Recurrent replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2016. – V. 121. – № C11. – P. 8095–8114.
147. Yashayaev I., Seidov D. The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas // *Progress in Oceanography*. – 2015. – V. 132. – P. 68-127. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.11.009>.
148. Yashayaev I., Seidov D., Demirov E. A new collective view of oceanography of the Arctic and North Atlantic basins // *Progress in Oceanography*. – 2015. – V. 132. – P. 1–21.

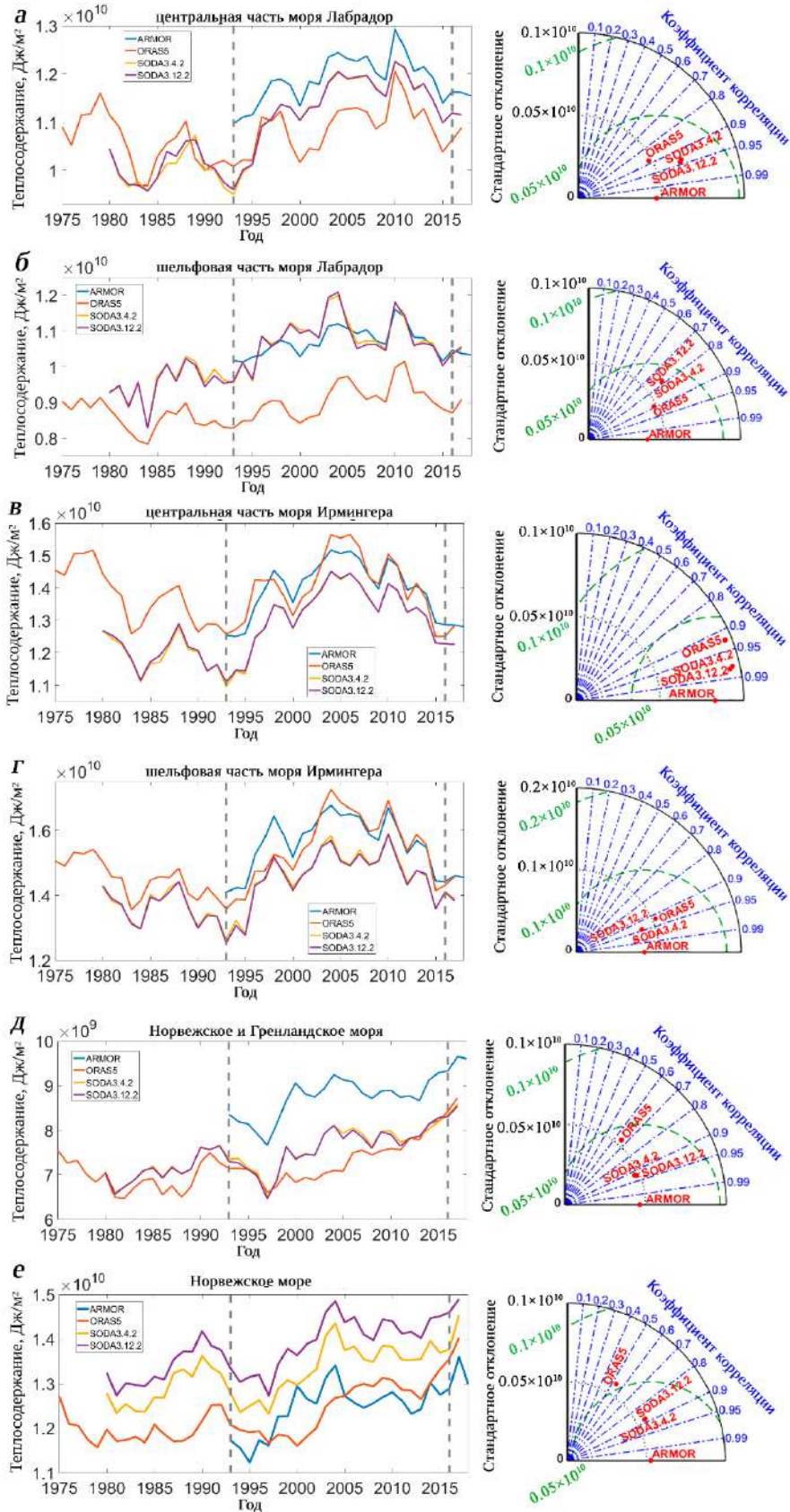
149. Zunino P., Mercier H., Thierry V. Why did deep convection persist over four consecutive winters (2015–2018) southeast of Cape Farewell? // *Ocean Science*. – 2020. – V. 16. – № 1. – P. 99–113.
150. Zuo H., Balmaseda M. A., Tietsche S. et al. The ECMWF operational ensemble reanalysis–analysis system for ocean and sea ice: a description of the system and assessment // *Ocean science*. – 2019. – V. 15. – №. 3. – P. 779-808.

Приложение 1



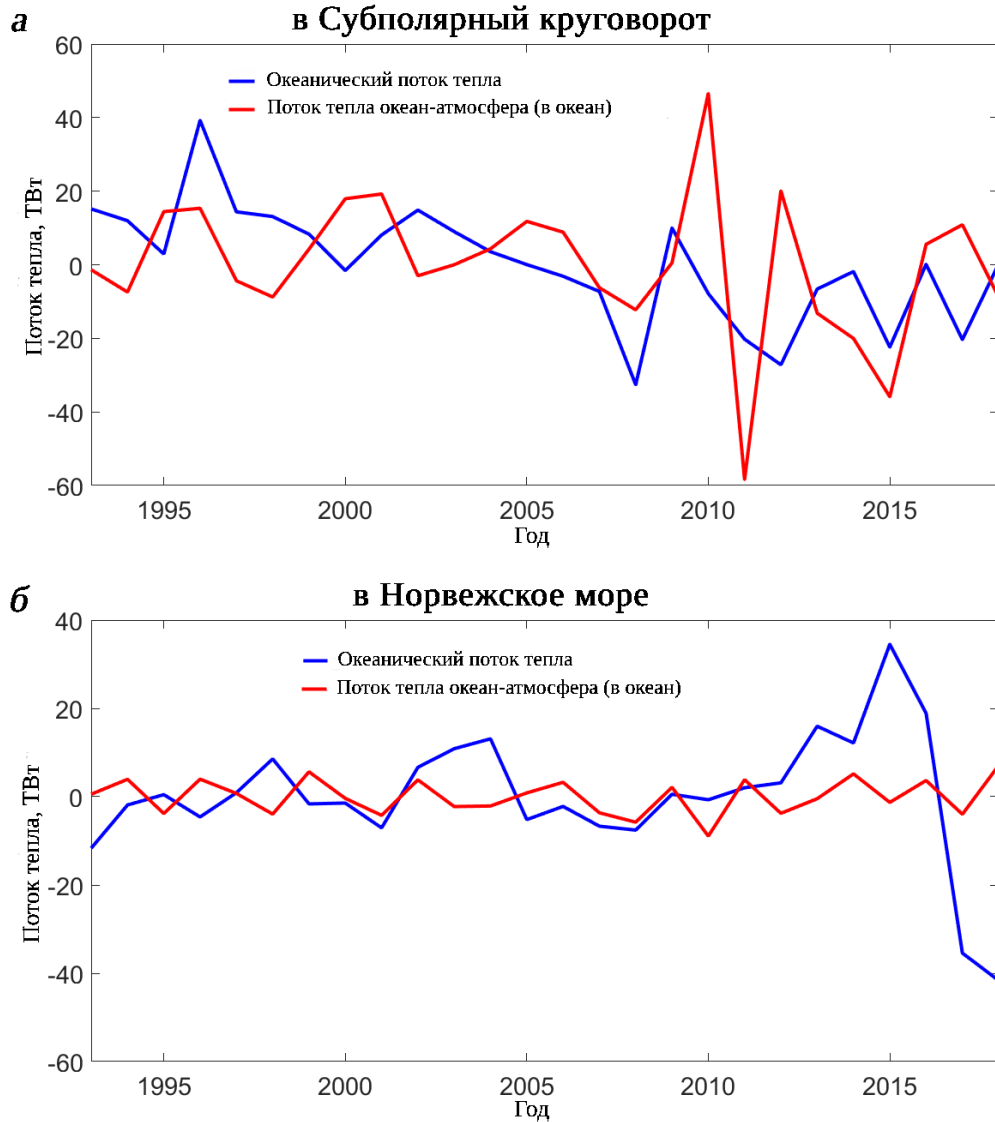
Карта района исследования с районами и тремя разрезами для сравнения массивов (Рис. 2.1 и Прил. 2): 1 – центральная часть моря Лабрадор, 2 – шельфовая часть моря Лабрадор, 3 – центральная часть моря Ирмингера, 4 – шельфовая часть моря Ирмингера, 5 – Норвежское море, 6 – Норвежское и Гренландское моря, 7 – через 44° з.д. ($55\text{-}60^\circ$ с.ш.), 8 – через 58° с.ш. ($44\text{-}32^\circ$ з.д.), 9 – через 64° с.ш. (5° з.д. – 12° в.д.). ВГт – Восточно-Гренландское течение, ЗГт – Западно-Гренландское течение, тИ – течение Ирмингера.

Приложение 2



Межгодовая изменчивость среднегодовых значений теплосодержания верхнего 500-метрового слоя по данным ARMOR-3D, ORAS5, SODA3.4.2, SODA3.12.2 и диаграммы Тейлора: а – центральная часть моря Лабрадор, б – шельфовая часть моря Лабрадор, в – центральная часть моря Ирмингера, г – шельфовая часть моря Ирмингера, д – Норвежское и Гренландское моря, е – Норвежское море (границы районов см. в Прил. 1). Диаграммы Тейлора построены для периода 1993-2016 гг. (ограничен серыми пунктирными линиями) после удаления среднего за весь период. Синие штрих-пунктирные линии показывают корреляции с массивов данных ARMOR-3D, зеленые пунктирные линии показывают среднеквадратическую ошибку от массива ARMOR-3D. Базовая температура воды для расчета теплосодержания была взята как температура замерзания морской воды $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Приложение 3



Межгодовая изменчивость конвергенции океанических потоков тепла и потоков тепла океан-атмосфера (средние значения удалены): а – в Субполярном круговороте (моря Лабрадор и Ирмингера, районе 1-4 в Прил. 1), б – в Норвежском море (район 5 в Прил. 1). Конвергенция океанических потоков тепла рассчитана как сумма океанических потоков тепла через все границы района. Базовая температура воды для расчета океанических потоков тепла была взята как температура замерзания морской воды ($-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$).