

УДК 551.461.25

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ «РОССИЙСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

Ангудович Яромир Игоревич

**Крупномасштабная изменчивость уровня в Северной Атлантике и его
связь с изменениями климата**

Специальность 1.6.17 – Океанология

Диссертация

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:

доктор географических наук, профессор,

Академик РАН

Малинин Валерий Николаевич

Санкт-Петербург

2026 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1. Крупномасштабная циркуляция океана в Северной Атлантике	16
1.1 Циркуляционные системы Северной Атлантики.....	16
1.2 Характеристика основных течений	22
1.3 Крупномасштабная циркуляция в Северной Атлантике и ее индикаторы	30
ГЛАВА 2. Материалы и методы	45
2.1 Данные по уровню моря	45
2.2 Характеристики климата	47
2.3 Методы анализа.....	53
2.3.2 Факторный анализ.....	58
2.3.3 Кластерный анализ.....	61
ГЛАВА 3. Связь морского уровня с океанической циркуляцией в СА на основе спутниковой альтиметрии	64
3.1 Уровенные разрезы и их связь с климатическими индексами СА	64
3.2 Статистическая модель АМОЦ	86
3.3 Интегральный индекс ИСЦ.....	93
Выводы по 3 главе	97
ГЛАВА 4. Долгопериодные колебания уровня в Северной Атлантике и их связь с климатом Арктики	100
4.1 Факторный анализ стационарных наблюдений.....	100
4.2 Связь градиента уровня между станциями Key West и Portland с климатическими индексами СА	106

4.3 Связь градиента уровня KW-P с климатом западного сектора

Арктики.....	112
Выводы по 4 главе	119
ВЫВОДЫ.....	122
Литература.....	124

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования

Глобальное потепление климата и связанное с ним повышение уровня Мирового океана (УМО) делают практически неизбежным затопление обширных равнинных прибрежных территорий, создавая катастрофические риски для инфраструктуры и усиливая штормовые нагоны. Все крупнейшие мегаполисы США, Европы и Азии, включая Санкт-Петербург, потенциально попадают в зону затопления и подтопления. По многим оценкам, уже в 30-е гг. текущего столетия в этой зоне может оказаться от 700 млн до 1 млрд человек, что потребует переселения десятков миллионов людей [1]. В связи с этим во многих странах, особенно в США, на исследование проблемы возможных изменений уровня океана выделяются огромные ресурсы. В России цикл аналогичных работ выполнен в РГГМУ [1 — 6 и др.]. Очевидно, что УМО является важнейшим параметром климатической системы [7]. На основе современных альтиметрических данных он растет со скоростью 3,4 мм/год и на сегодняшний день данный тренд только повышается. Важным моментом является тесная связь изменения морского уровня и циркуляции океана.

Особого внимания заслуживает Северная Атлантика (СА), расположенная в окружении ведущих стран мира, где изменения уровня и циркуляции вод имеют критическое значение. Именно здесь протекает так называемая «печка» Европы — течение Гольфстрим, влияющее на климат огромного региона и обеспечивающее экономическое благосостояние. Известно, что изменения морского уровня и циркуляция океана тесно связаны друг с другом. С ростом пространственного градиента уровня интенсивность течений, как правило, возрастает, но одновременно с этим течения формируют пространственные перепады в уровне океана [8 — 12 и др.]. Крупномасштабная циркуляция в Северной Атлантике (СА) представлена двумя мощными круговоротами вод: субтропический антициклонический

круговорот вод (САКВ) и субполярный циклонический круговорот вод (СЦКВ). Данная система циркуляции имеет огромное влияние не только на климат СА, но и способствует формированию глобального климата, определяя перенос и пространственное распределение тепла, солёности и других важнейших океанологических характеристик океана.

Крупномасштабной изменчивости уровня в Северной Атлантике и её связи с изменениями климата посвящено много значимых работ как отечественных, так и зарубежных учёных. В частности, в работе [13], на основе данных спутниковой альтиметрии TOPEX/Poseidon и ERS — 1/2 за 1992 — 2000 гг., был выполнен анализ годовой и межгодовой изменчивости уровня в северной части Северной Атлантики. Авторами установлено, что за пределами субтропического антициклонического круговорота межгодовая изменчивость уровня моря составляет около $2/3$ общей дисперсии во всей Северной Атлантике. В работе [9] по данным спутниковой альтиметрии, авторы установили четкую зависимость изменчивости уровня в субполярном круговороте с декадными изменениями крупномасштабной океанической циркуляции. На основе минимальных значений аномалий стерических колебаний уровня, авторы работы [14] предложили новый метод определения районов глубокой конвекции в Лабрадорском море и море Ирмингера. Интенсивная зимняя конвекция в данном регионе, как известно формирует североатлантическую глубинную водную массу — важнейшую компоненту глобальной термохалинной циркуляции Брокера. Существует множество работ направленных на исследование водных масс Северной Атлантики и локализации глубокой конвекции, здесь отметим лишь наиболее значимые [14 — 21 и др.]. Фундаментальное исследование [22] позволило установить, что изменчивость уровня моря в области Гольфстрима, Северо-Атлантического течения, субполярного круговорота и вдоль восточного побережья США характеризует мощность одного из ключевых климатических параметров Северной Атлантики — атлантической меридиональной опрокидывающей

циркуляции (АМОЦ) [23]. Важно отметить, что крупномасштабная адвекция теплой и соленой воды в системе АМОЦ на север, является основным внешним источником тепла и соли для Северного ледовитого океана (СЛО) [24 — 25]. Единственной на сегодняшний день количественной оценкой притока теплых атлантических вод в полярные широты служит разрез «Кольский меридиан», на котором уже более 120 лет проводятся комплексные океанографические наблюдения, включая измерения температуры и солёности в поверхностном слое [26].

Таким образом, можно полагать, что крупномасштабная изменчивость уровня в Северной Атлантике является интегральным показателем термодинамических процессов в океане и может служить надежным индикатором мониторинга состояния всей климатической системы, чему и посвящено настоящее исследование. Однако многие вопросы крупномасштабной изменчивости уровня в СА изучены явно недостаточно, в частности их взаимосвязь с циркуляционными системами САКВ и СЦКВ, а также с основными параметрами климатической системы СА.

Цель исследования

Изучить закономерности межгодовых колебаний уровня в Северной Атлантике (СА) и оценить их взаимосвязь с системой субтропического антициклонического и субполярного циклонического круговоротов вод, а также выявить взаимосвязь колебаний уровня с основными параметрами климатической системы СА.

Задачи, решаемые для достижения цели

Для достижения поставленной цели в работе сформированы следующие задачи:

1. Осуществить анализ межгодовой изменчивости морского уровня и крупномасштабной циркуляции вод в пределах антициклонического и

циклонического круговоротов вод на широтных разрезах 26° и 56° с.ш. по данным спутниковой альтиметрии;

2. Выполнить статистическую параметризацию Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и обратного потока вод за счет рециркуляции субтропического круговорота (Q_{UMO}) по альтиметрическим данным об уровне моря на широтном разрезе 26° и 56° с.ш. СА;

3. Обосновать интегральный индекс Североатлантической циркуляции (ИСЦ), характеризующий совместную динамику субтропического и субполярного круговоротов, выявить его межгодовую изменчивость и связь с другими климатическими индексами СА;

4. Показать, что градиент уровня между станциями Ки-Вест и Портленд на восточном побережье Северной Америки может служить индикатором взаимодействия антициклонического и циклонического круговоротов вод;

5. Оценить влияние уровня индекса между станциями Ки-Вест и Портленд на изменчивость характеристик теплового режима Баренцева моря.

Методы научного исследования основаны на комплексном применении современных методов одномерного и многомерного статистического анализа. В работе используются корреляционный анализ для количественной оценки связей между переменными, пошаговый множественный линейный регрессионный анализ для параметризации сложных зависимостей и построения моделей, а также метод факторного анализа для выявления скрытых закономерностей в многолетних рядах. Для классификации и выделения однородных групп применяется иерархический кластерный анализ по методу Уорда. Обработка исходной информации включает процедуры сглаживания временных рядов с помощью скользящего среднего для подавления высокочастотных флуктуаций и выделения

долгопериодных составляющих. Статистическая значимость полученных результатов оценивалась с использованием критериев Стьюдента и Фишера.

Научная новизна выполненного исследования

1. **Впервые** на основе данных спутниковой альтиметрии за период 1993 — 2024 гг. выполнено детальное исследование изменчивости градиентов (Δh) и средних значений уровня ($h_{\text{ср}}$) на широтных разрезах 26° и 56° с.ш. Разрез на широте 26° является реперным для САКВ, а на широте 56° — для СЦКВ. Выявлено, что Δh и $h_{\text{ср}}$ на локальных разрезах 26° и 56° с.ш. имеют значимую корреляцию с климатическими индексами. В пределах 26° с.ш. наиболее репрезентативными являются разрезы в центральной части Североатлантического океана 70° — 25° з.д. и в пределах 80° — 70° з.д., характеризующий расход Флоридского течения. В пределах 56° с.ш. — разрез 10° — 28° з.д., который косвенно характеризует приток вод в полярные широты Североатлантическим течением.

2. **Впервые** дается обоснование интегрального индекса Североатлантической циркуляции, представляющий собой разность уровня океана на широтах 26° и 56° с.ш., который является характеристикой взаимодействия субтропического и субполярного круговоротов. Данный индекс имеет высокую линейную связь с климатическими индексами СА и с ТПО северных морей. Самая высокая корреляция отмечается с индексом САК ($r = 0,82$) и АО ($r = 0,86$), которые в значительной степени контролируют атмосферную циркуляцию и изменения климата не только в СА, но и далеко за её пределами.

3. **Впервые** разработана статистическая модель, состоящая из четырех уравнений, Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и обратного потока вод за счет рециркуляции субтропического круговорота ($Q_{\text{УМО}}$) по альтиметрическим данным об уровне моря на широтном разрезах 26° и 56° СА. Модели демонстрируют высокую точность:

коэффициент детерминации для АМОЦ на разрезе 26° с.ш. составляет 0,89 (ошибка 0,38 в долях СКО), для Q_{UMO} 0,92 (ошибка 0,32 в долях СКО); на разрезе 56° с.ш. — 0,96 (ошибка 0,22 СКО) и 0,90 (ошибка 0,34 СКО) соответственно. Это позволяет рассчитывать АМОЦ и Q_{UMO} по легко определяемым альтиметрическим значениям уровня моря, не прибегая к трудоёмкой процедуре определения гидрофизических параметров в толще океана.

4. **Впервые** дается обоснование нового индекса $\Delta KW-P$, который рассчитывается как градиент межгодовых значений уровня между станциями Ки-Вест и Портленд на восточном побережье Северной Америки. Факторный анализ уровня моря по данным 23 береговых станций за период 1948 — 2024 гг. позволил установить, что самыми репрезентативными станциями, наилучшим образом отражающими корреляцию с уровнем других станций, являются Key West (Ки-Вест) и Portland (Портленд). Выявлено, что градиент межгодовых колебаний уровня на этих станциях $\Delta KW-P$ характеризует динамику САКВ и СЦКВ. Корреляция $\Delta KW-P$ с интегральным индексом ИСЦ за период 1993 — 2024 гг. составляет $r = 0,82$, с индексом АО $r = 0,81$, с индексом САК в зимний период $r = 0,87$.

5. **Впервые** установлено, что индекс $\Delta KW-P$ представляет собой репрезентативный индикатор изменчивости характеристик теплового режима Баренцева моря. С помощью пошагового регрессионного анализа показано, что индекс $\Delta KW-P$ значительно превосходит по вкладу в дисперсию климатических параметров БМ другие индексы СА (АО, САК, АМО, TNA, EA/WR). Так, вклад $\Delta KW-P$ в температуру воздуха составляет 44 %, в температуру воды на Кольском меридиане — 37 %, в площадь ледового покрова моря — около 11 %.

Положения, выносимые на защиту

1. Закономерности межгодовых колебаний морского уровня на широтных разрезах 26° и 56° с.ш. по данным спутниковой альтиметрии, их связь с циркуляцией вод Северной Атлантики, климатическими индексами (САК, АО, АМО, GSNW, EA/WR) и температурой поверхности океана в районах глубокой конвекции (море Лабрадор, море Ирмингера, Гренландская котловина).
2. Интегральный индекс Североатлантической циркуляции вод, рассчитанный как разность морских уровней между широтными разрезами 26° и 56° с.ш., оценка его связи с ведущими климатическими индексами и с температурой поверхности океана в высоких широтах.
3. Статистическая модель, состоящая из четырех уравнений, Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции и обратного потока вод за счет рециркуляции субтропического круговорота по альтиметрическим данным уровня на широтных разрезах 26° и 56° без использования трудоёмкой процедуры определения гидрофизических параметров в толще океана;
4. Индекс $\Delta KW-P$ (градиент межгодовых значений морского уровня береговых станций Ки-Вест — Портленд) представляет собой репрезентативный индикатор долгопериодной изменчивости циркуляции вод Северной Атлантики и межгодовой изменчивости характеристик теплового режима Баренцева моря.

Теоретическая и практическая значимость работы заключается в углублении понимания механизмов взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике и их роли в формировании климата. Разработанные в диссертации статистические модели и индексы расширяют теоретическую базу океанологии и климатологии, предлагая новые инструменты для

диагностики состояния крупномасштабной циркуляции. Практическая значимость работы определяется возможностью использования полученных результатов в оперативной практике прогнозирования гидрометеорологических условий. Предложенный индекс $\Delta KW-P$, рассчитываемый по данным стандартных береговых наблюдений, может быть использован в качестве дополнительного предиктора при разработке методов долгосрочного прогноза температуры воздуха, температуры воды и ледовитости в Баренцевом море, что имеет важное значение для обеспечения безопасности мореплавания и хозяйственной деятельности в Арктическом регионе.

Обоснованность и достоверность научных положений и выводов диссертационной работы обеспечивается использованием репрезентативных массивов исходных данных, включающих спутниковые альтиметрические измерения ведущих мировых центров, многолетние ряды береговых наблюдений, данные реанализов и прямых инструментальных наблюдений. Применение современных, статистически обоснованных методов анализа, включающих корреляционный, регрессионный, факторный и кластерный анализы, а также оценка значимости полученных результатов на основе строгих статистических критериев, подтверждают надежность и объективность выводов. Сформулированные в работе положения не противоречат известным фундаментальным представлениям о физике океана и согласуются с результатами исследований других авторов.

Соответствие диссертации паспорту специальности 1.6.17 — Океанология

Диссертация соответствует следующим пунктам специальности:

1. Динамические процессы (волны, вихри, течения, пограничные слои) в океане;

2. Процессы формирования водных масс, их пространственно-временной структуры, гидрофизические поля Мирового океана;
3. Закономерности переноса вещества и энергии в океане;
4. Взаимодействие в системе литосфера — гидросфера — атмосфера.

Личный вклад автора состоит в непосредственном участии на всех этапах выполнения диссертационного исследования. Автором самостоятельно проведен анализ отечественной и зарубежной научной литературы по теме диссертации, сформулированы цель и задачи работы, обоснована ее актуальность. Выполнены сбор, обработка и систематизация обширных массивов спутниковых альтиметрических данных, данных береговых наблюдений за уровнем моря и климатических индексов. Автором проведены все статистические расчеты, включая корреляционный, регрессионный, факторный и кластерный анализ, построены статистические модели и графические материалы. Проведена интерпретация полученных результатов, сформулированы научные положения и выводы, выносимые на защиту, а также подготовлены тексты научных публикаций и докладов по теме диссертации.

Апробация диссертационной работы

Основные результаты и положения диссертационной работы докладывались и обсуждались на всероссийских и международных научных конференциях, среди них всероссийская конференция молодых ученых КИМО-2024, II международная научно-практическая конференция «Гидрометеорология и физика атмосферы: современные тенденции в гидрометеорологии», XII Международная конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса». Доклады получили положительную оценку научной общественности.

Кроме того, результаты исследования частично были получены в рамках выполнения государственного задания Минобрнауки № FSZU-2023-0002 в ФГБОУ «РГГМУ».

Публикации

По теме диссертации опубликовано 9 научных работ. 6 статей опубликованы в рецензируемых научных изданиях, рекомендованных Высшей аттестационной комиссией (ВАК) при Министерстве науки и высшего образования Российской Федерации для опубликования основных результатов диссертационных исследований. Из них 2 статьи переведены на английский язык и опубликованы в английской версии российского журнала «Космические исследования» (англ. *Cosmic Research*). 3 публикации, связанные с темой диссертации опубликованы в зарубежных рецензируемых журналах, индексируемых в международных базах данных (Scopus, Web of Science) и относящихся к первому и второму квартилям (Q1 — Q2).

Статьи в журналах и периодических изданиях, включенных в перечень ВАК РФ

1. *Малинин В.Н., Ангудович Я.И.*, Изменчивость уровня морей Северной Атлантики по альтиметрическим данным // Общество. Среда. Развитие. 2021. №4. С. 79–83. DOI 10.53115/19975996_2021_04_079-083.
2. *Малинин В.Н., Ангудович Я.И.*, Изменчивость уровня и циркуляции океана в Северной Атлантике по спутниковой альтиметрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. №3. Т. 19. С. 281—294. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-281-294.
3. *Малинин В.Н., Ангудович Я.И.*, Уровень океана как показатель межгодовой изменчивости циркуляции вод и климата в Северной Атлантике // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21. №5. С. 335—353. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-5-335-353.

4. *Ангудович Я.И., Малинин В.Н.,* Межгодовая изменчивость уровня океана в Северной Атлантике и его влияние на характеристики климата в Баренцевом море // Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса. 2026. Т. 23. №4. С. 9—26. DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-4-9-26.

5. *Malinin V.N., Angudovich Ya.I.,* Variability of Sea Level and Circulation in the North Atlantic Based on Satellite Altimetry Data // Cosmic Research. 2023. V. 60. P. S18-S26.

6. *Malinin V.N., Angudovich Ya.I.,* Sea level as an indicator of interannual Variability of water circulation and climate in the North Atlantic // Cosmic research. 2026. V. 63. P. S139 – S150. DOI: 10.1134/S0010952525601999.

Публикации в других научных изданиях (Scopus, Web of Science)

7. *Soldatenko S., Alekseev G., Angudovich Y.,* On the Links Between Tropical Sea Level and Surface Air Temperature in Middle and High Latitudes // Atmosphere. 2025. V 16. P. 913. DOI:10.3390/atmos16080913.

8. *Soldatenko S., Alekseev G., Loginov V., Angudovich Y., Danilovich, I.,* Climate Indices as Potential Predictors in Empirical Long-Range Meteorological Forecasting Models // Forecasting. 2026. V 8. P 9. DOI: 10.3390/forecast8010009

9. *Alekseev G., Soldatenko S., Glok N., Kharlanenkova N., Angudovich Y., Smirnov M.,* Tropical Sea Surface Temperature and Sea Level as Candidate Predictors for Long-Range Weather and Climate Forecasting in Mid-to-High Latitudes // Climate. 2025. V 13. P. 84. DOI: 10.3390/cli13050084.

Другие научные публикации

10. *Soldatenko S., Angudovich Y.,* Методология суррогатного моделирования нелинейной динамики атмосферы: от концептуальной модели к нейронным

сетям // Метеорология и гидрология. 2025. №2. с. 5 — 20. DOI: 10.52002/0130-2906-2025-2-5-20.

11. *Soldatenko S., Angudovich Y.*, Using Machine Learning for Climate Modelling: Application of Neural Networks to a Slow-Fast Chaotic Dynamical System as a Case Study Climate // Climate. 2024. Vol. 12. DOI:10.3390/cli12110189.

12. *Ангудович Я.И., Татаренко Ю.А.*, О применении нейронных сетей в задачах оперативного прогнозирования уровня воды в акватории Обской губы // Гидрометеорология и экология. 2025. №78. С. 42-65. DOI: 10.33933/2713-3001-2025-78-42-65.

Структура диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, обзора крупномасштабной циркуляции вод Северной Атлантики и её индикаторов, описания материалов и методов исследования, результатов собственных исследований 2 главы) и заключения. Полный объём диссертации составляет 141 страница, включает 38 рисунков и 14 таблиц. Список литературы содержит 138 источников, подавляющее большинство из которых представлено зарубежными публикациями.

Благодарности

Автор выражает глубокую признательность научному руководителю — профессору Валерию Николаевичу Малинину — за неоценимую помощь в работе и всестороннюю поддержку. Автор также искренне благодарит преподавательский состав кафедры прикладной океанографии и КУПЗ РГГМУ за ценные советы, мудрые замечания и внимание к исследованию.

ГЛАВА 1. Крупномасштабная циркуляция океана в Северной Атлантике

1.1 Циркуляционные системы Северной Атлантики

Крупномасштабная циркуляция вод Мирового океана представляет собой систему квазистационарных макроциркуляционных круговоротов, формирование и поддержание которых определяется совместным воздействием ветрового форсинга и термохалинных сил, возникающих из-за горизонтальных градиентов температуры и солёности воды [1] (рис. 1). Циркуляция вод на поверхности океана тесным образом связана с циркуляцией атмосферы. Глобальная атмосферная циркуляция, возникающая из-за неравномерного нагрева Земли, создаёт устойчивые ветровые системы: пассаты в тропиках, западные ветры в умеренных широтах и восточные — в полярных. Тангенциальное напряжение ветра на поверхности океана приводит в движение верхний слой воды. Под действием силы Кориолиса потоки течений формируют замкнутые циркуляционные системы [27]. В океанических бассейнах формируются субтропические антициклонические круговороты, создаваемые в зонах высокого атмосферного давления между пассатами и западными ветрами в умеренных широтах обоих полушарий. Субполярные циклонические круговороты образуются в более высоких широтах под влиянием западных и полярных ветров [1, 27]. Помимо постоянного атмосферного форсинга, свое влияние оказывают барические центры атмосферной циркуляции, среди которых можно выделить экваториальную депрессию, субтропические максимумы — Северо-Атлантический (Азорский), Северо-Тихоокеанский (Гонолульский или Гавайский), Исландский и Алеутский минимумы, Арктический и Антарктический максимумы. Важно отметить, что циркуляция океана имеет в

основном зональный характер. Меридиональная протяженность циклонических и антициклонических круговоротов составляет примерно 2000 — 5000 км, в то время как зональная — от 5000 до 15000 км. [28]. На юге крупномасштабную систему океанических круговоротов объединяет мощное Антарктическое циркумполярное течение.

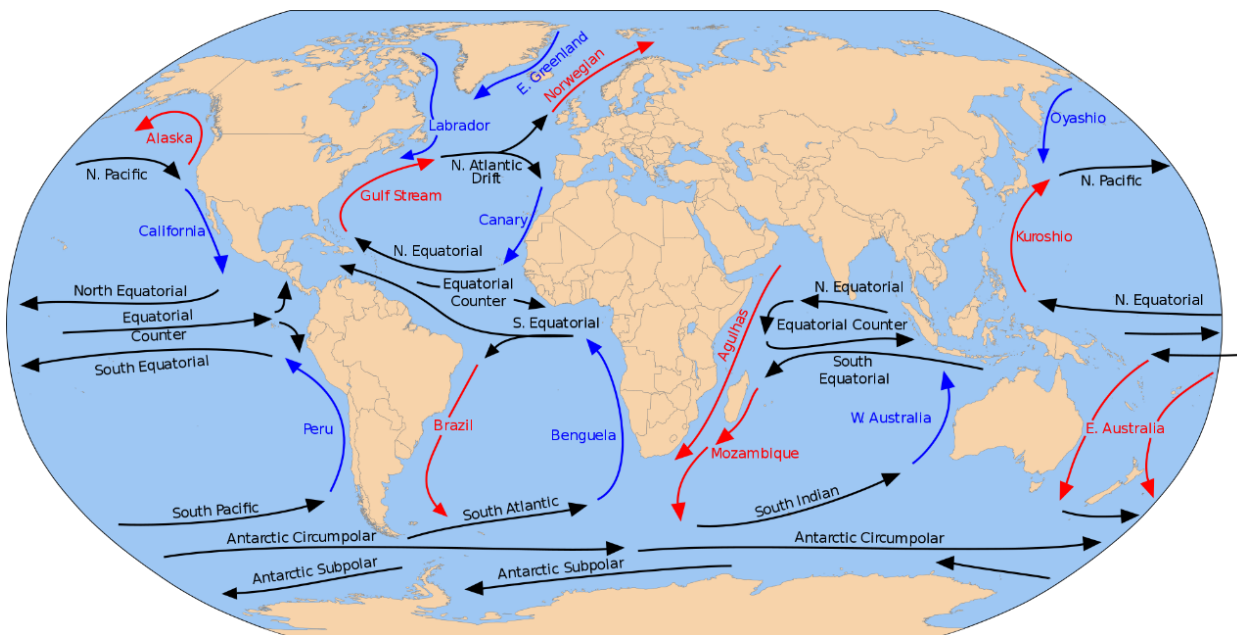


Рисунок 1. Распределение круговоротов в мировом океане [29].

Важнейшим следствием атмосферной ветровой циркуляции является формирование обширных зон конвергенции (схождения) и дивергенции (расхождения) поверхностных вод, среди которых можно выделить: АК — арктическая конвергенция, ССПД — северная субполярная дивергенция, ССТК — северная субтропическая конвергенция, СТД — северная тропическая дивергенция, СТК — северная тропическая конвергенция, ЭД — экваториальная дивергенция, ЮТК — южная тропическая конвергенция, ЮТД — южная тропическая дивергенция, ЮСТК — южная субтропическая конвергенция, ЮСПД — южная субполярная дивергенция, АнтК — антарктическая конвергенция, АнтД — антарктическая дивергенция. Зоны конвергенции и дивергенции поверхностных вод часто совпадают с положением океанических фронтов — областей резких горизонтальных

градиентов плотности, обусловленных различиями в гидрологических свойствах водных масс. Они формируются преимущественно на границах основных океанических круговоротов. Крупномасштабная циркуляция создаёт условия для возникновения вертикальных движений воды. В областях преобладающей конвергенции, таких как субтропические круговороты, происходит опускание поверхностных вод (субдукция). В областях преобладающей дивергенции, например, в субполярных круговоротах и у экватора, наблюдается подъём глубинных вод (апвеллинг) [30]. Эти вертикальные процессы играют ключевую роль в обмене между слоями океана, перераспределении биогенных элементов и формировании промежуточных водных масс.

Верхний квазиоднородный слой (ВКС), толщина которого в зависимости от сезона варьируется от 10 – 30 м летом до 100 – 500 м зимой (например, в зонах сильных штормов или конвективного опускания вод), является зоной наиболее активного взаимодействия океана и атмосферы. Здесь градиенты температуры и солёности минимальны, а тепло- и газообмен максимальны. Однако именно горизонтальная неоднородность этих характеристик (температуры и солёности) между различными водными массами создают градиенты плотности, которые служат движущей силой для глубинной и придонной циркуляции [31]. Этот процесс, известный как термохалинная циркуляция, объединяет отдельные океанические бассейны в единую глобальную систему, часто называемую глобальным океаническим конвейером Брокера [32] (рис. 2).

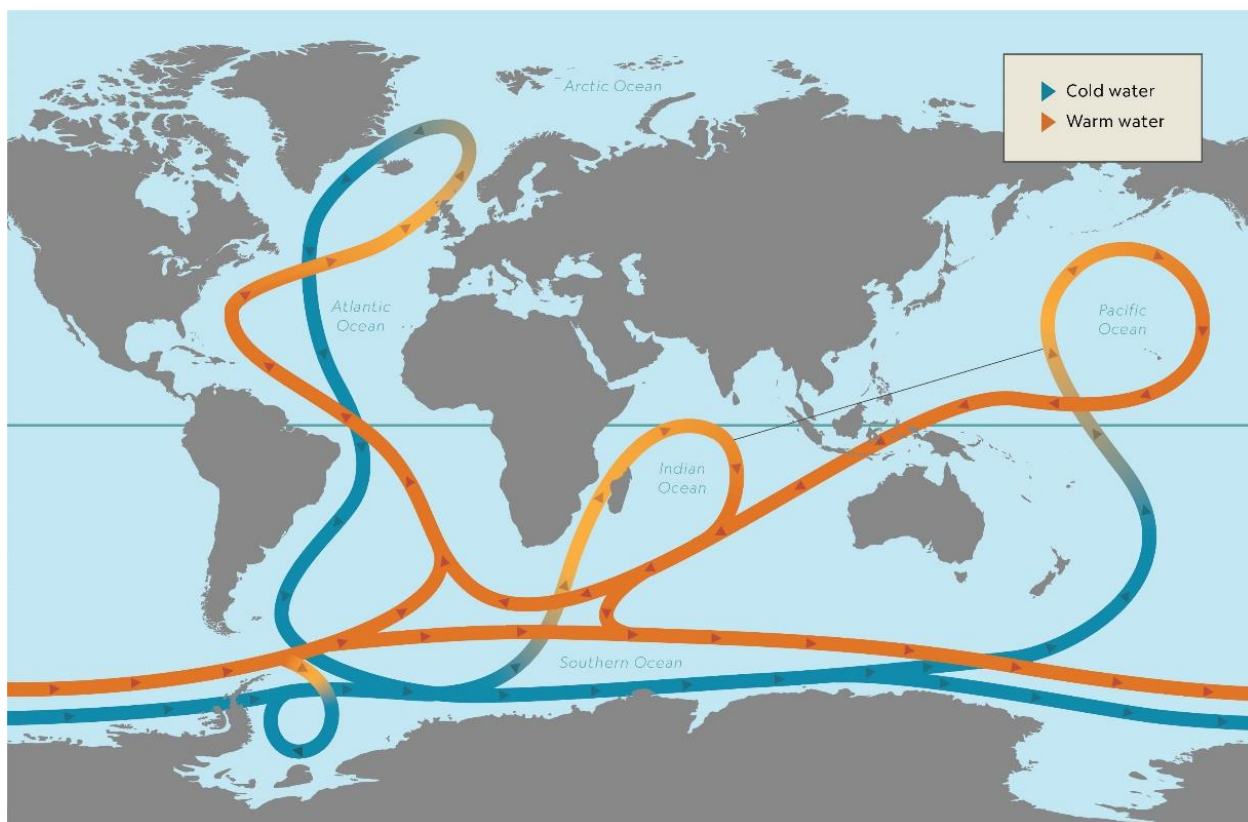


Рисунок 2. Схема глобальной океанической циркуляции Брокера. [33]

Одной из наиболее мощных и устойчивых циркуляционных систем Мирового океана является субтропический антициклонический круговорот вод (САКВ) в Северной Атлантике (СА) (рис. 1). Он охватывает акваторию примерно между 10° и 45° с.ш. Формирование САКВ происходит в результате устойчивых пассатов в тропической зоне, обеспечивающих перенос вод на южной периферии круговорота, и западного переноса умеренных широт, влияющего на его северную границу [1, 27]. Ключевой компонентой САКВ является атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция (АМОЦ) – меридионально ориентированная система объёмного переноса, в которой тёплые и солёные поверхностные воды переносятся на север. За счёт охлаждения и увеличения их плотности эти воды опускаются и возвращаются на юг в виде глубинных водных масс [34]. Важнейшей особенностью субтропических антициклонических круговоротов Мирового океана является их асимметричность. Вследствие того, что центры круговоротов относительно центра атмосферного давления смещены к западу, возникает западная

интенсификация. Так, наиболее мощным течением САКВ является устойчивая струя пограничного течения Гольфстрим, на которое приходится основной меридиональный перенос тепла к полюсам антициклонической системы течений в Северной Атлантике. Важной особенностью САКВ является его долгопериодная многодекадная изменчивость. Она связана как с колебаниями атмосферной циркуляции, так и с внутренней океанической динамикой, включая мезомасштабную вихревую активность, которая играет ключевую роль в поддержании структуры и интенсивности круговорота [35, 36]. Наблюдения показывают, что мощность САКВ подвержена значительным межгодовым и многолетним колебаниям. Отмечаются периоды усиления и ослабления циркуляции, связанные как с атмосферным форсингом, так и с внутренней океанической динамикой [35, 37]. Например, в период с 1970-х по середину 1990-х годов отмечалось значительное усиление круговорота, сменившееся последующим ослаблением.

Субполярный циклонический круговорот вод (СЦКВ) расположен к северу от САКВ, примерно между 45° и 65° северной широты, и имеет противоположное, циклоническое направление вращения (рис. 1). Циклоническая циркуляция развита слабее антициклонической вследствие того, что ветры умеренных и субполярных широт в значительной степени слабее устойчивой пассатной циркуляции. Главной особенностью СЦКВ является его ключевая роль в формировании Североатлантической глубинной водной массы — важнейшей компоненты глобальной термохалинной циркуляции. Процесс её образования связан с интенсивной осенне-зимней глубокой конвекцией в морях Лабрадор и Ирмингера. Дополнительный вклад вносит поступление плотных глубинных вод через Датский пролив из Гренландского моря. Сформированная глубинная водная масса даёт начало глобальному океаническому конвейеру, переносящему её на юг [16, 32]. Через ветви САТ, проникающие в Норвежское и Баренцево моря, СЦКВ осуществляет прямой перенос атлантического тепла в европейский сектор

Арктики, являясь основным драйвером процесса «атлантификации», который проявляется в сокращении ледового покрова, повышении температуры воды и воздуха [24, 38].

Взаимодействие между круговоротами происходит в динамичной переходной зоне, примерно между 45° и 55° с.ш., где расположен Североатлантический полярный фронт. Основным связующим звеном выступает Северо-Атлантическое течение (САТ). Мощностью и положением его ветвей определяют, какая часть тёплых субтропических вод будет вовлечена в субполярную циркуляцию и достигнет районов глубокой конвекции, а какая часть будет рециркулировать в пределах САКВ [39]. Однако данное взаимодействие не ограничено только адвективным переносом, а также имеет мезомасштабный характер. Образующаяся фронтальная зона между круговоротами характеризуется бароклинной неустойчивостью. Это приводит к формированию вихрей, которые перемешивают водные массы, осуществляя таким образом перенос тепла, соли и биогенных элементов [40]. Количественные оценки показывают, что лишь около 15 — 30% объема теплых вод, переносимых Гольфстримом и САТ, в конечном итоге проникают в субполярный круговорот и далее в Арктику, причем эта доля сильно варьирует [40, 41]. Остальные воды рециркулируют в САКВ. Эффективность обмена вод двух круговоротов является ключевым фактором, регулирующим перераспределение тепла в высоких широтах. Интенсивность осуществляемого взаимообмена напрямую зависит от режимов атмосферной циркуляции, главным образом от фаз Североатлантического колебания (САК). Положительная фаза САК характеризует усиление зональной циркуляции в атмосфере. При этом интенсивность САКВ и СЦКВ возрастает, а восточная ветвь САТ смещается к востоку, что увеличивает прямой меридиональный перенос тепла в полярные широты. При этом усиление северных ветров над районами Лабрадорского, Северо-Атлантического и Канарского течений приводит к отрицательным аномалиям температуры поверхности океана

(АТПО) [42]. В то же время интенсификация круговоротов приводит к усилению Гольфстрима и положительным значениям АТПО в Северной Атлантике [42]. Можно ожидать, что меридиональный приток теплых Атлантических вод в полярные широты также будет возрастать, в частности в Норвежское и Гренландское моря. В отрицательную фазу САК наблюдается ослабление круговоротов и возникновение положительных АТПО в районах Лабрадорского, Северо-Атлантического и Канарского течений, что, в свою очередь, может подавлять интенсивность глубокой конвекции [39, 43]. Также отметим, что широтное положение Субполярного фронта, связанного с границей между СЦКВ и САКВ, также регулируется САК: в его положительную фазу фронт в западной части Атлантики (50° — 70° з.д.) смещается к северу, а в восточной (20° — 40° з.д.) — к югу. В отрицательную фазу направление смещений меняется на противоположное, что напрямую влияет на перенос теплых атлантических вод в полярный бассейн [39]. Кроме прямого воздействия САК, долгопериодные колебания, например, Атлантическая мультideкадная осцилляция (АМО), характеризуют взаимодействие круговоротов на масштабах нескольких десятилетий. Тёплая фаза АМО ассоциируется с усилением Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции (АМОЦ) и соответствующими изменениями в меридиональном переносе тепла океаном, что оказывает значительное влияние на климат высоких широт [44].

1.2 Характеристика основных течений

Схематическое представление системы течений Северной Атлантики [45], приведено на рис. 3. Наиболее мощным течением в системе САКВ является Гольфстрим. Это мощное западное пограничное течение начинает свое формирование из вод Северного Пассатного течения (СПТ). Южная ветвь СПТ углубляется в Карибское море и Мексиканский залив формируя стоковое Флоридское течение (ФТ). Вторая ветвь устремляется вдоль Антильских островов, формируя Антильское течение. Слияние Флоридского и

Антильского течения примерно на широте 25° с.ш. формирует мощное течение Гольфстрим — узкую, быструю струю с средним расходом порядка 100 Св и скоростями в поверхностном слое, часто превышающими 1 м/с [1, 45]. Таким образом, ФТ может выступать в качестве прямой характеристики изменчивости Гольфстрима. Длительный мониторинг расхода ФТ на 27° с.ш. (мыс Канаверал — остров Большой Багама) предоставляет уникальный непрерывный ряд данных [46].

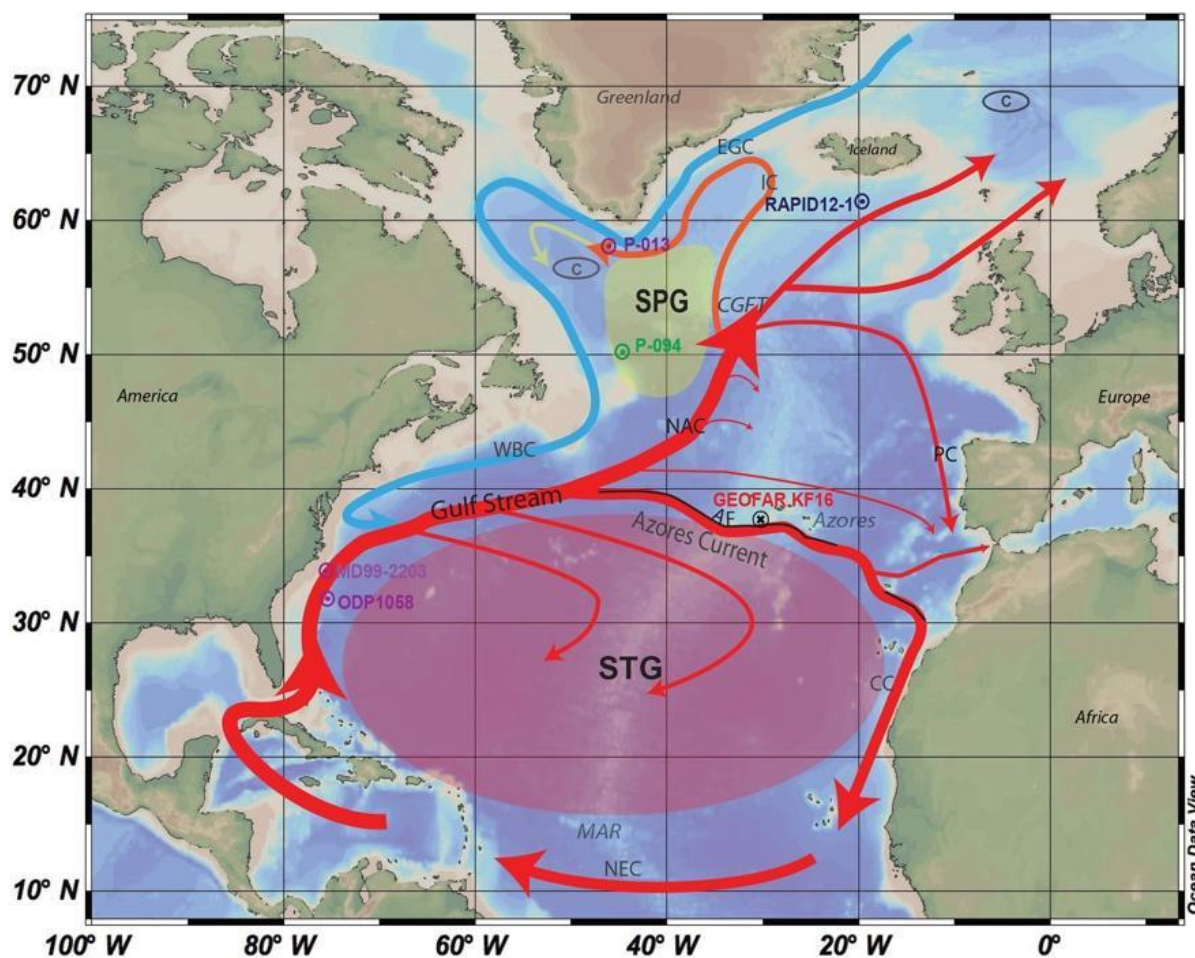


Рисунок 3. Схема циркуляции вод в Северной Атлантике [45]. STG (англ. subtropical gyre) — САКВ; SPG (англ. subpolar gyre) — СЦКВ. Красные стрелки — тёплые поверхностные течения; синие стрелки — холодные глубинные течения. Знаком «C» обозначены регионы формирования интенсивной конвекции.

Временной ряд среднегодовых значений расхода ФТ за период с 1982 по 2024 гг. представлен на рис. 4. Несмотря на низкую изменчивость в расходе течения, можно выделить два локальных периода усиления переноса: с 1982 по 1998 год и последующий новый этап роста, с 1999 до 2021 года. Среднее значение за весь период наблюдений около 32 Св. В период с 1998 по 2000 год инструментальные измерения имеют пропуски, что в свою очередь незначительно влияет на достоверную оценку его межгодовых колебаний.

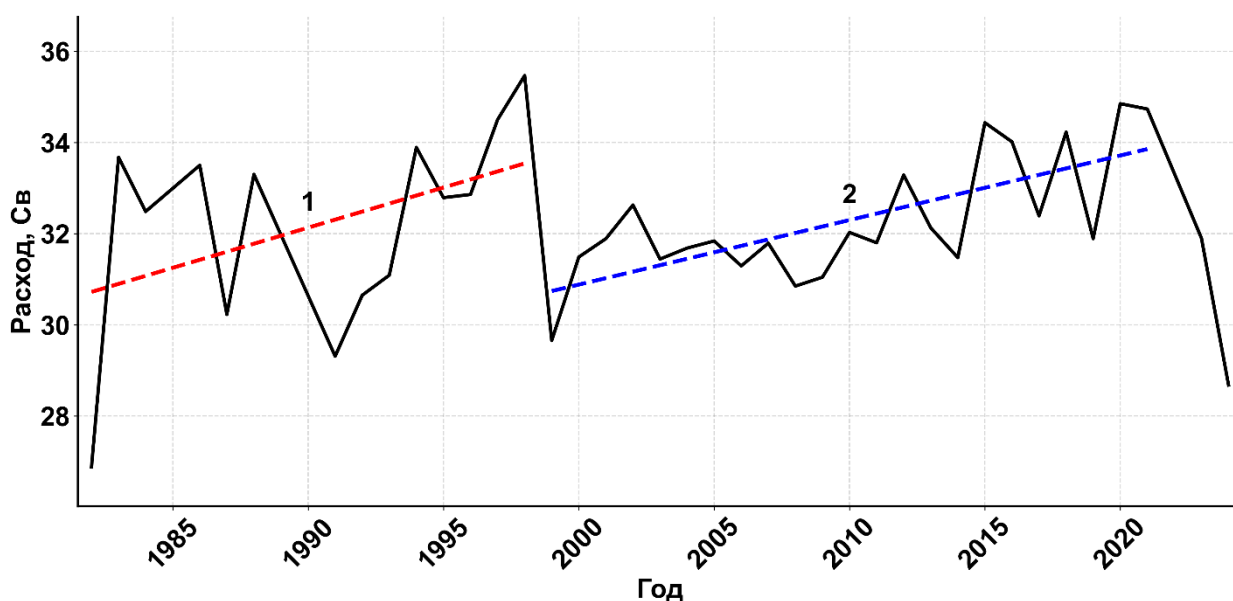


Рисунок 4. Среднегодовой ряд переноса Флоридским течением (Св), измеренного в ходе натурных измерений на 27° с.ш. в период с 1982 по 2024 гг. [46] Пунктирной линией выделены локальные тренды: 1 — $Tr_{(1982-1998)} = 0.176$ Св/год; 2 — $Tr_{(1999-2021)} = 0.142$ Св/год.

После выхода из Флоридского пролива Гольфстрим, как узкая и быстрая струя, следует вдоль материкового склона Северной Америки. Его мощность на этом участке в значительной степени обеспечивается устойчивостью пассатной циркуляции над тропической Атлантикой [1]. Важным индикатором состояния и положения Гольфстрима к северу от пролива служит индекс «Северной стены» (GSNW — англ. Gulf Stream North Wall Index). Этот индекс рассчитывается на основе спутниковых измерений температуры поверхности моря (ТПО) и данных судовых наблюдений, как правило, по

положению изотермы 15°C на глубине 200 м. GSNW характеризует положение северной границы тёплого течения, отмеченной резким горизонтальным градиентом ТПО [47]. Динамика GSNW за период 1971–2023 гг. (рис. 5) демонстрирует сходную с расходом ФТ среднегодовую изменчивость. Рост индекса с 1971 по 1995 год (тренд $\text{Tr}_{(1971-1995)} = +0.108^{\circ}\text{с.ш./год}$), и последующий, но более медленный, рост до 2023 года ($\text{Tr}_{(1998-2023)} = +0.033^{\circ}\text{с.ш./год}$). Стоит отметить низкий коэффициент корреляции между расходом ФТ и индексом GSNW ($r = 0.32$ по 3г. сглаж.), что можно объяснить пространственной неоднородностью данных характеристик. Прямые измерения Флоридского течения проходят примерно на 27° с.ш., а вычисление индекса GSNW — на стыке циклонического и антициклонического круговоротов [47] и лишь косвенно отражают расход течения. Однако согласованность локальных трендов в поведении двух характеристик явно указывает на их общую природу.

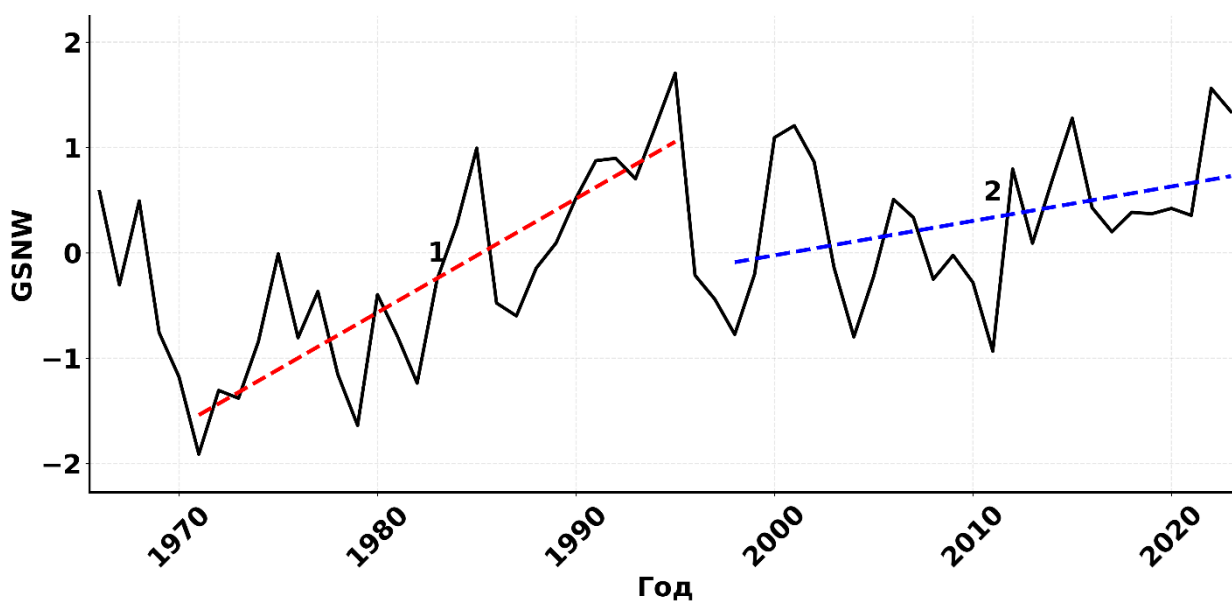


Рисунок 5. Среднегодовой ряд индекса Северной стены Гольфстрима (GSNW) [48]. Пунктирной линией выделены локальные тренды: 1 — $Tr_{(1971-1995)} = 0.108 \text{ }^{\circ}\text{C.ш.}/\text{год}$; 2 — $Tr_{(1998-2023)} = 0.033 \text{ }^{\circ}\text{C.ш.}/\text{год}$.

Покинув материковый склон в районе мыса Хаттерас, Гольфстрим под действием силы Кориолиса и западного переноса отклоняется к востоку, начиная меандрировать и распадаться на отдельные вихри. В этой области происходит его трансформация в Северо-Атлантическое течение (САТ) — широкий поток, характеризующий зональный и меридиональный перенос тепла и солёных субтропических вод в восточном направлении [35]. Восточную и южную периферию САКВ замыкают Канарское и Северное Пассатное течения. Восточное пограничное Канарское течение переносит охлаждённые и относительно распреснённые воды на юг вдоль побережья Северо-Западной Африки [49]. У берегов Мавритании и Сенегала формируется область апвеллинга, что приводит к обогащению поверхностных вод биогенными элементами и формированию одной из наиболее продуктивных зон Мирового океана [50]. Северное Пассатное течение, формируемое под действием северо-восточного пассата, осуществляет возвратный перенос вод на запад, завершая таким образом субтропический круговорот.

Система течений субполярного циклонического круговорота (СЦКВ) кардинально отличается от субтропического антициклонического как по своей динамике, так и по климатообразующей роли (рис. 3). Восточно-Гренландское течение начинает свой путь из Северного Ледовитого океана через пролив Фрама. Это холодное и относительно распреснённое течение, несущее арктические воды вдоль восточного побережья Гренландии на юг. Расход Восточно-Гренландского течения оценивается в 2—4 Св, причем его мощность подвержена значительным межгодовым колебаниям, тесно связанным с фазами Арктической осцилляции и Североатлантического колебания [51, 52]. Во время положительной фазы Арктического колебания,

Североатлантического колебания и отрицательной фазы арктической дипольной аномалии (область высокого давления над арктическими регионами Северной Америки и область низкого давления над регионами Евразии), аномалия циклонической циркуляции в Северном Ледовитом океане способствует усилению поверхностного стока по обе стороны Гренландии [53]. Около южной части Гренландии (м. Фарвель) значительная часть вод Восточно-Гренландского течения поворачивает на запад, образуя Западно-Гренландское и далее холодное Лабрадорское течение (ЛТ). Это западное пограничное течение СЦКВ, несущее холодные, распреснённые воды из моря Лабрадор вдоль канадского континентального склона со средним расходом порядка 3 — 5 Св [54]. Центральную часть СЦКВ представляет течение Ирмингера. Оно вовлекает в себя как теплые воды САТ, так и воды Восточно-Гренландского течения.

Северо-Атлантическое течение (САТ), являясь продолжением Гольфстрима, при подходе к европейскому шельфу разветвляется, формируя сложную систему течений, осуществляющих теплоперенос в высокие широты. Этот процесс является частью крупномасштабного обмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами, большая часть которого происходит через Норвежское и Гренландское моря. Теплообмен ограничен Гренландско-Шотландским хребтом. Поверхностная тёплая и солёная атлантическая вода поступает в северные моря и далее в Арктику. По пути она охлаждается, что увеличивает её плотность, заполняя промежуточные и глубинные слои океана. Основной приток теплой атлантической воды происходит к северу от Исландии (Исландский приток), к северу от Фарерских островов (Фареро-Исландский приток) и, что наиболее важно, через Фареро-Шетландский пролив (желтые линии 1, 2, 3 на рис. 6), через который осуществляется основной перенос атлантических вод на север. По данным долгосрочного мониторинга, средний расход через этот пролив составляет около 3.5 ± 0.5 Св,

причём около 70% этого переноса приходится на теплые, солёные поверхностные воды Атлантики [55].

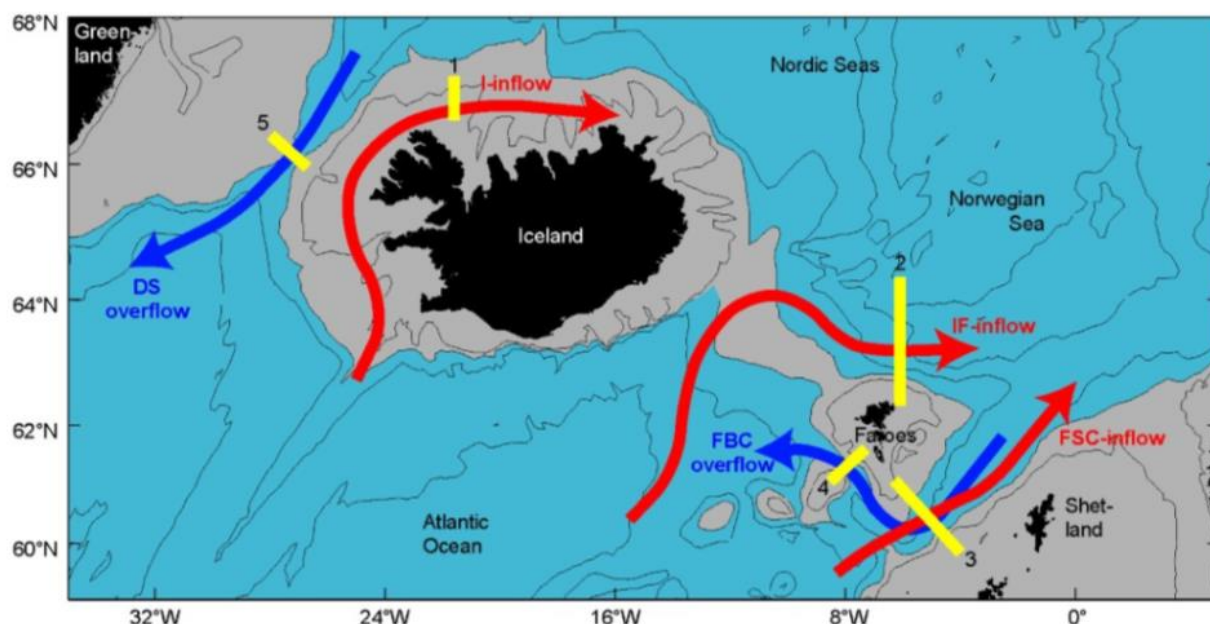


Рисунок 6. Схема взаимодействия теплых течений Северной Атлантике с высокими широтами. Желтыми линиями отмечены основные разрезы, по которым ведется мониторинг: 1 — Северо-Исландский приток, Ирмингерское течение; 2 — Фареро-Исландский приток; 3 — Фареро-Шетландский приток; 4 — Фареро-Банковский отток; 5 — отток через датский пролив [56].

Мониторинг этих ветвей был начат в середине 1990-х годов в рамках международных программ таких как VEINS, ASOF, NOMP и т.д. Изначально данные профилирования (CTD) объединялись с измерениями скорости течений (ADCP) для оценки переноса. В последнее время для оценки также используются спутниковые альтиметрические измерения [57] и измерения температуры у дна [58]. Северо-Атлантические течения переносят большое количество тепла в Арктический бассейн и поэтому имеют огромное значение для регионального и глобального климата. Обратные потоки Восточно-

Гренландского течения в Датском проливе (Denmark Strait, разрез "DS") и на Фарерском проливе (Faroe Bank Channel, разрез "FBC") — регистрируются с помощью установленных на якорю акустических профилографов течений (ADCP) и комплексов гидрографических датчиков (рис. 6). Измерения в этих местах проводятся с 1990-х годов [59]. Большая часть плотных глубинных вод, вытекающих из Северных морей, проходит через Датский и Фареро-Шетландский проливы в Северную Атлантику.

Межгодовая изменчивость расхода переносимых вод через Фареро-Шетландский пролив за период 1993 — 2017 гг. представлен на рис. 7. Анализ среднегодовых значений, рассчитанных по данным альтиметрии, выявил следующие ключевые особенности. За весь период спутниковых наблюдений средний расход составил 2.73 Св, что сопоставимо с ранее полученными оценками многолетних наблюдений в работе [55]. Общий линейный тренд за 1993 — 2017 гг. является статистически незначимым, что указывает на отсутствие долгопериодной изменчивости переноса вод за данный период. Отметим три локальных тренда с разным направлением и интенсивностью. Период интенсивного роста наблюдался с 1996 по 2002 гг. Расход увеличивался со скоростью +0.162 Св/год, достигнув абсолютного прироста в 0.97 Св (43.2%) от начального уровня. Этот тренд характеризуется низкой, но статистически значимой ($p < 0.05$) вероятностью. Период умеренного спада с 2002 по 2007 гг. характеризуется снижением расхода со скоростью -0.135 Св/год (абсолютное изменение -0.67 Св, или -21.9%). Период роста с 2007 по 2016 гг. со скоростью +0.080 Св/год. За 9 лет прирост составил 0.72 Св (31.0%), при статистической значимости тренда ($p < 0.05$). Полученные результаты, основанные на данных спутниковой альтиметрии, хорошо согласуются с выводами о влиянии индекса САК на взаимодействие антициклонического и циклонического круговоротов через Северо-Атлантическое течение. Значимый коэффициент корреляции между потоком через Фареро-Шетландский пролив и индексом САК по сглаженным (3 года) значениям

составил $r = 0.56$. Можно полагать, что переход САК в положительную фазу приводит к усилению расхода течения через Фареро-Шетландский пролив.

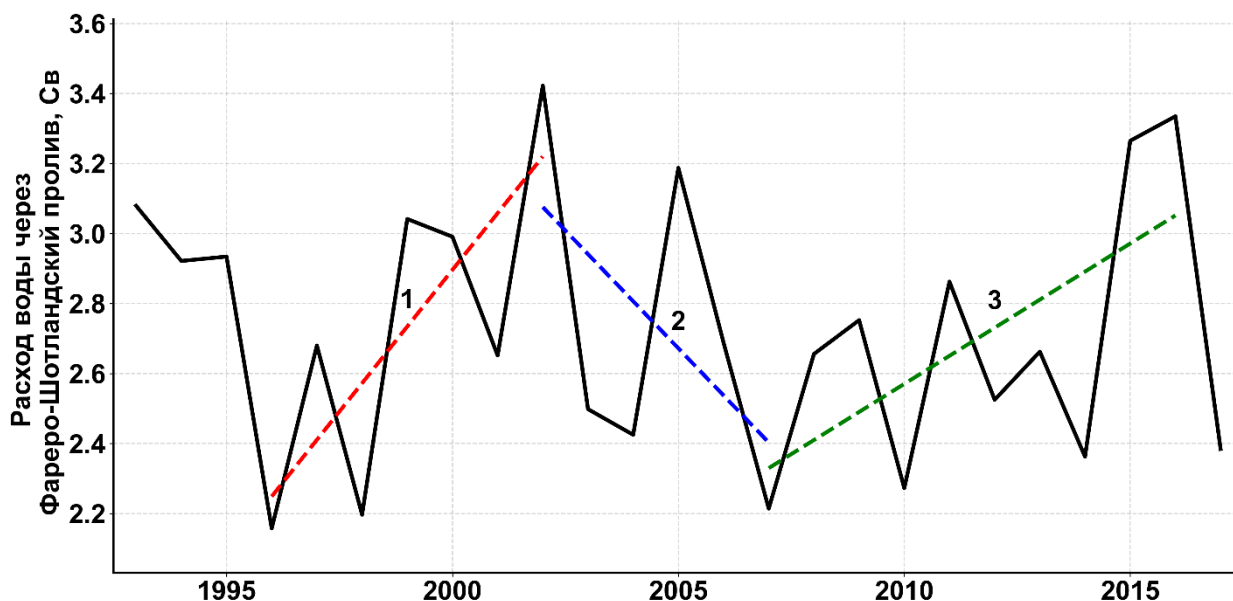


Рисунок 7. Среднегодовой ряд расхода воды через Фареро-Шетландский пролив по альтиметрическим данным за период с 1993 по 2017гг.

Пунктирной линией выделены локальные тренды: 1 — $Tr_{(1996-2002)} = 0.162$ Св/год; 2 — $Tr_{(2002-2007)} = -0.135$ Св/год; 3 — $Tr_{(2007-2016)} = 0.080$ Св/год [56].

1.3 Крупномасштабная циркуляция в Северной Атлантике и ее индикаторы

В последние десятилетия сформировалось устойчивое мнение, что Североатлантическое колебание (САК) является одним из доминирующих факторов межгодовой и междекадной изменчивости как океанической циркуляции, так и связанных с ней климатических параметров в регионе [42, 60]. Атмосферную циркуляцию над Северной Атлантикой можно описать двумя основными режимами: западным (зональным) переносом в умеренных широтах и меридиональным переносом, связанным с развитием устойчивых планетарных волн и блокирующих антициклонов. Западный перенос управляется разностью температур между экватором и полюсом и представляет собой поток воздуха с запада на восток, который наиболее

интенсивен в холодный период года [61]. Данный перенос определяет положение и интенсивность основных барических образований — субтропического Азорского антициклона (максимума) и субполярной Исландской депрессии (минимума). Именно разность приземного давления между этими центрами действия атмосферы и лежит в основе индекса Североатлантического колебания [62] (рис. 8). Восточная циркуляция, часто усиливающаяся в периоды ослабления западного переноса, характеризуется развитием меридиональных потоков, способствующих переносу теплого воздуха на север или, наоборот, холодного арктического воздуха на юг, что является ключевым механизмом аномальных погодных условий в Европе [42].

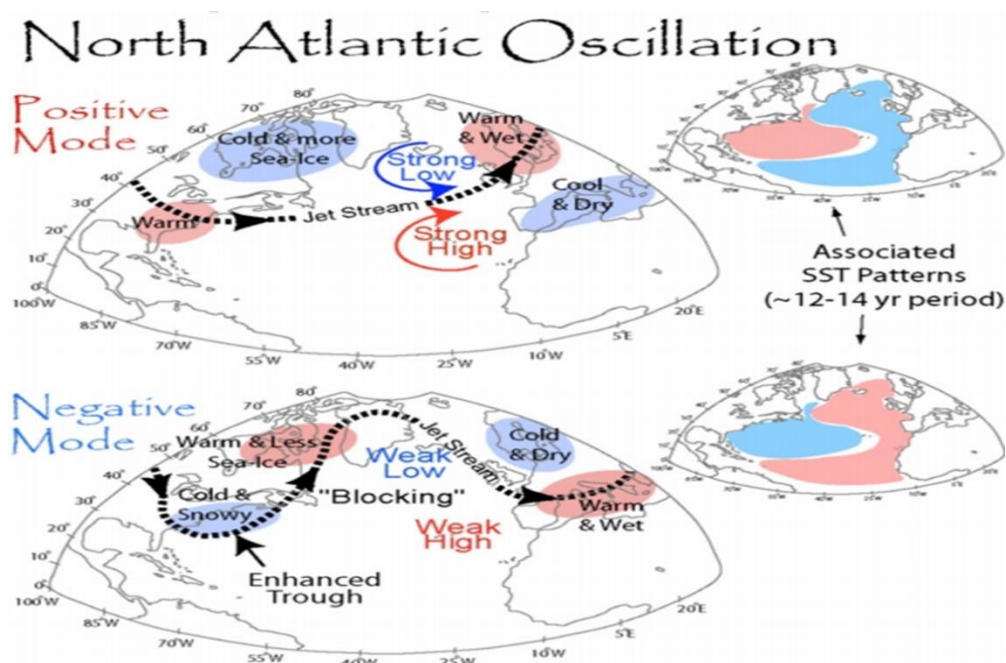


Рисунок 8. Особенности атмосферной циркуляции при положительной и отрицательной фазе индекса Североатлантического колебания.

Авторами статьи [63] была произведена попытка воспроизведения изменчивости траектории течения Гольфстрим в зависимости от отрицательной и положительной фазы САК. Используя индекс северной стены Гольфстрима (GSNW), было получено, что течение углубляется на север в годы положительной фазы САК относительно своего среднего положения и наоборот, южнее среднего положения в годы отрицательной фазы САК.

Используя трехмерные температурные поля, исходя из моделируемой фазы САК, была получена оценка среднего положения течения Гольфстрим от 75 до 45° з.д. (Рис. 9). Видно, что тенденция смоделированного положения Гольфстрима в значительной степени соотносится с фазой САК до 60 — 65° з.д. и траектория проходит южнее в отрицательную фазу САК и севернее в положительную фазу. Важно отметить, что реакция положения Гольфстрима на изменения САК происходит не мгновенно. Согласно современным исследованиям, максимальная корреляция между индексом САК и положением северной стены Гольфстрима наблюдается с запаздыванием около одного года, что, предположительно, связано с распространением волн Россби [63].

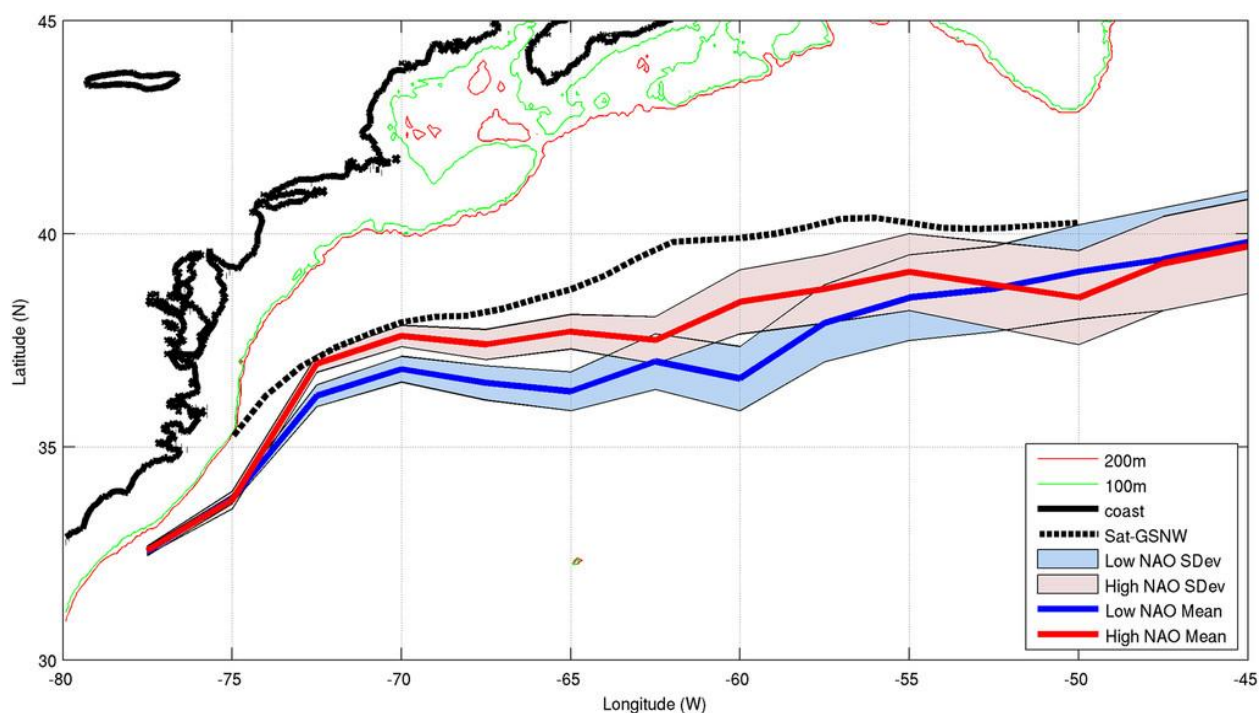


Рисунок 9. Среднегололетний ход положения течения Гольфстрим в верхнем интегрированном слое (50 — 450 м) для положительной и отрицательной фазы САК [63]

Помимо САК, в климатической изменчивости региона можно выделить ряд других важных индексов. Индекс Арктической осцилляции (АО) представляет собой ведущий режим изменчивости приземного давления к

северу от 20° с.ш. и характеризует синхронные колебания давления в полярных и средних широтах [64] (рис. 10). Положительная фаза АО соответствует усилению полярного вихря и усиленному зональному переносу, изолирующему Арктику, а отрицательная — ослаблению вихря и усилению меридионального переноса, что способствует выносу холодного арктического воздуха в средние широты и проникновению теплого атлантического воздуха в Арктику. Индекс АО демонстрирует тесную связь с САК ($r = 0,73$ с 1950 по 2024 гг.) и другими процессами в Северной Атлантике, включая изменчивость уровня моря и циркуляции вод [5].

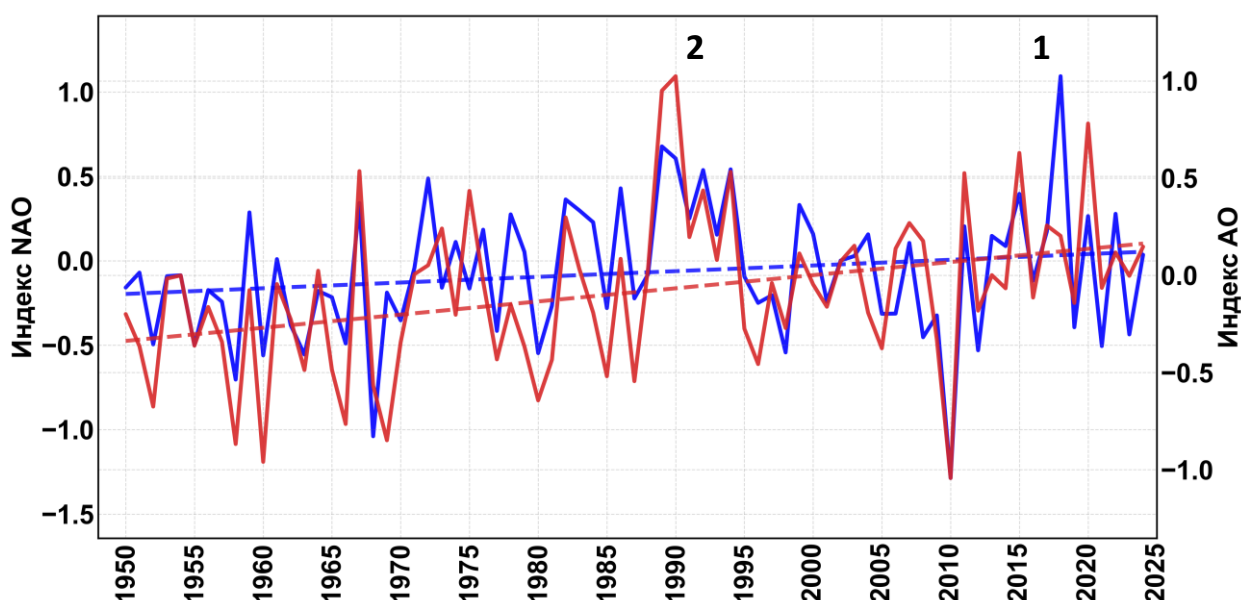


Рисунок 10. Временной ход атмосферных индексов Североатлантического колебания (1) и Арктической осцилляции (2).

Ключевое различие индекса САК и АО заключается в их пространственном масштабе. Арктическая осцилляция, описывая крупномасштабные изменчивости атмосферного давления между Арктикой и средними широтами, затрагивает всё Северное полушарие. В то время как САК описывает только региональную изменчивость в пределах средних и умеренных широт Северной Атлантики. При этом оба индекса характеризуют

один и тот же механизм изменения зонального потока. Индекс АО рассчитывается путем проецирования ежедневных аномалий геопотенциала на уровне около 1000 гПа в широтном поясе от 20° с.ш. до 90° с.ш. на модель Арктической осцилляции. Эта модель, в свою очередь, определена эмпирической функцией, построенной на основе среднемесячных значений геопотенциала на том же уровне (1000 гПа) за базовый период с 1979 по 2000 гг. (Рис. 11). Затем временной ряд нормализуется с помощью стандартного отклонения от среднего значения за месяц.

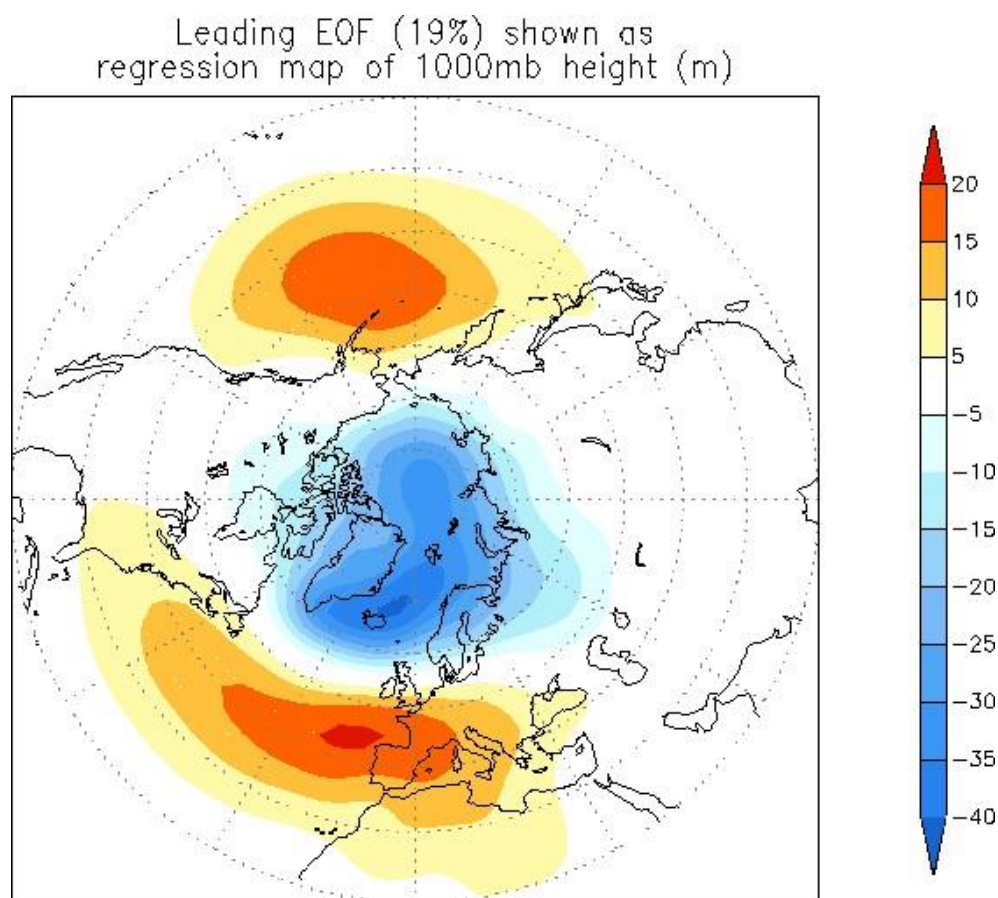


Рисунок 11. Пространственная структура АО, определенная как первая мода анализа эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) среднемесячных высот поверхности 1000 гПа за период с 1979 по 2000 гг. [65]

Для характеристики термодинамики океана используются индексы, основанные на измерениях температуры поверхности океана. Индекс в тропической Северной Атлантике (TNA — Tropical Northern Atlantic)

рассчитывается как среднее значение аномалий ТПО в регионе $5,5^{\circ} — 23,5^{\circ}$ с.ш., $15^{\circ} — 57,5^{\circ}$ з.д. и связан с изменчивостью пассатной циркуляции и интенсивностью Азорского антициклона [66]. Более низкочастотные колебания климата региона отражает индекс Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО — Atlantic Multidecadal Oscillation), представляющий собой колебания средней ТПО в бассейне Северной Атлантики ($0^{\circ} — 60^{\circ}$ с.ш.) с периодом 60—80 лет. Данные колебания оказывают глобальное влияние на температуру воздуха и осадки в Европе и Северной Америке [67]. Известно, что частое возникновение сильной засухи в Северном полушарии связано с теплыми фазами АМО. На рис. 12 представлен сглаженный межгодовой ход индекса АМО, определяемый как декадные среднегодовые сглаженные аномалии ТПО, усредненные по площади и с удаленной трендовой составляющей. Некоторые исследования последних лет подтверждают, что аномалии температуры поверхности моря (ТПО) в тропической Атлантике оказывают запаздывающее воздействие на климат высоких широт [68]. Обнаружены статистически значимые корреляции между тропическими ТПО и аномалиями температуры поверхности воздуха (ТПВ) в Арктике с лагом в несколько лет. Это свидетельствует о возможном существовании долгопериодных связей, опосредованных системой АМОЦ и атмосферной циркуляцией [69].

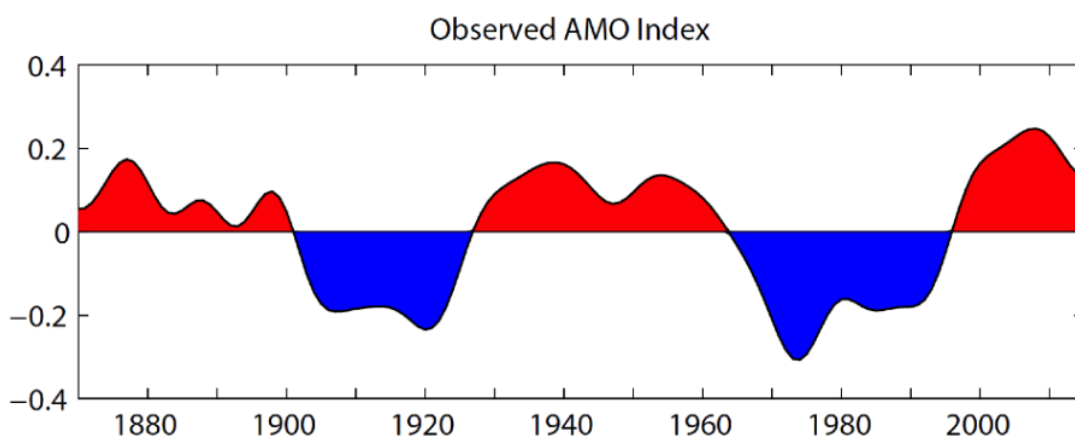


Рисунок 12. Наблюдаемый индекс АМО, определяемый как декадные среднегодовые сглаженные аномалии ТПО, усредненные по площади, без

тренда над Североатлантическим бассейном (0° с.ш. — 65° с.ш., 80° з.д. — 0° в.д.), с использованием набора данных HadISST [70] за период 1870 г. 2015.

Еще одним значимым атмосферным режимом является Восточно-Атлантический/Западно-Российский паттерн (EA/WR — East Atlantic/West Russia pattern). Его положительная фаза, связанная с формированием антициклона над Западной Россией, вызывает отрицательные аномалии температуры воздуха в арктическом секторе России и может влиять на ледовые условия в Баренцевом море [71]. Согласно каноническому определению, данному в работе [71], паттерн идентифицируется методом вращаемого анализа главных компонент (REOF) для месячных аномалий геопотенциала на уровне 700 гПа. Пространственная структура EA/WR представляет собой волновой паттерн с тремя центрами действия: положительные аномалии геопотенциала располагаются в районах Великобритании (50° с.ш. — 60° с.ш., 10° з.д. — 10° в.д.) и северо-восточного Китая (40° с.ш. — 50° с.ш., 115° в.д. — 135° в.д.), в то время как отрицательная аномалия фокусируется к северу от Каспийского моря (40° с.ш. — 50° с.ш., 50° в.д. — 60° в.д.). Главная компонента временного ряда, ассоциированного с данной модой, и представляет собой индекс EA/WR. На рис. 13 показаны карты пространственных структур индекса EA/WR для разных месяцев с января по октябрь. Видно, что в сравнении с кольцеобразной структурой АО, EA/WR имеет более сложную дипольную структуру. Карты построены таким образом, что цифры в каждом узле сетки показывают, насколько сильно изменения давления в этом районе коррелируют с индексом Восточно-Атлантического / Западно-Российского паттерна в конкретный сезон. Коэффициенты корреляции для удобства интерпретации были умножены на 100.

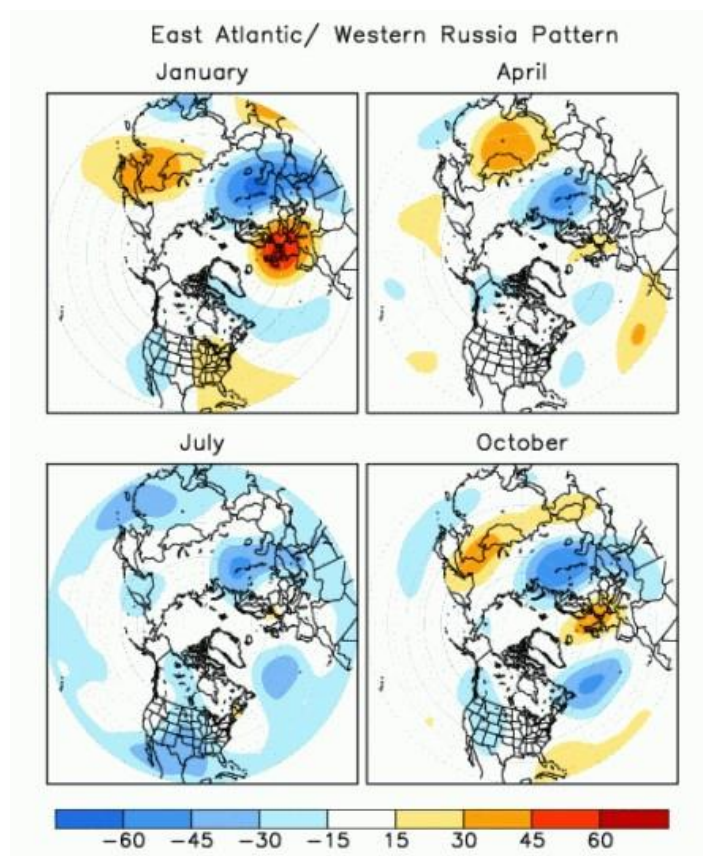


Рисунок 13. Сезонная эволюция центра действия Восточно-Атлантического / Западно-Российского паттерна (EA/WR). Значения на рисунке характеризуют корреляцию между стандартизированными месячными аномалиями геопотенциала в данной точке и временным рядом индекса EA/WR [72].

Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологических процессов в системе океан — атмосфера вносит огромный вклад в колебания современного климата. Океан в данной системе является своего рода аккумулятором, накапливающим тепло из атмосферы. Кроме всего прочего вода характеризуется повышенной теплоемкостью, поэтому температура океана меняется гораздо медленнее, чем в атмосфере, но при этом несет в себе огромные запасы энергии, осуществляя мощный теплообмен с атмосферой. Влияние атмосферы на океан обусловлено термодинамикой. Вследствие положительной обратной связи повышение глобальной температуры воздуха приводит к увеличению испарения и влагосодержания в атмосфере, что, в свою очередь усиливает парниковый эффект и способствует дальнейшему

росту температуры [73]. В 1970 году впервые появилась идея об особо активных областях океана, где теплообмен с атмосферой носит наиболее значимый характер. Такие районы принято называть энергоактивными зонами океана (ЭАЗО). В Северной Атлантике можно выделить три основные энергоактивные зоны: Бермудская, Ньюфаундлендская и Норвежская (рис. 14). Бермудская энергоактивная зона является самой мощной из всех. Она располагается севернее Бермудских островов, на границе зон тропического и субтропического климата. Западный перенос воздушных масс во многом способствует выносу холодного воздуха с материка Северной Америки. Это, в свою очередь, усиливает контраст между температурой поверхности океана и температурой воздуха в приводном слое атмосферы. Данная система дополнительно усиливается теплыми потоками мощного течения Гольфстрим, вдоль которого вытянута Бермудская ЭАЗО. Действие теплых течений способствует аномальному росту интенсивности испарения. Расход течения Гольфстрим является одним из основных параметров усиления системы энергообмена океана и атмосферы. В результате формируется мощный поток тепла в атмосферу, характеризующийся большими значениями суммарной теплоотдачи ($P+LE$), где P — суммарный вклад турбулентного потока тепла, а LE — затраты на испарение.

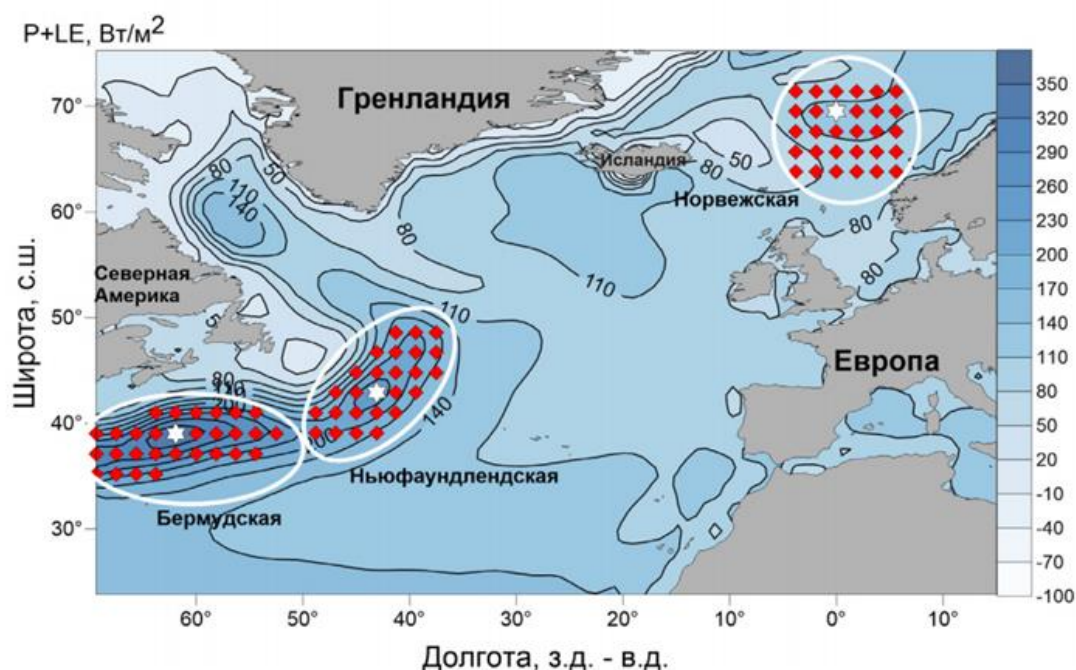


Рисунок 14. Среднемноголетние распределение годовых значений суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике за 1980 — 2017 гг. в Вт/м². [73].

Взаимодействие крупномасштабной атмосферной и океанической циркуляции отражается в ключевом для Северной Атлантике процессе — меридиональный перенос тепла течениями. В Северной Атлантике он достигает максимума для Северного полушария — около 1 ПВт на широте 25° с.ш. [74]. Причем, по различным оценкам, до 20 — 30% вклада в общий меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике приходится на Гольфстрим [74]. Это значение, однако, подвержено значительным пространственным и временным колебаниям. По данным обобщённого анализа зональных разрезов WOCE (*англ.* World Ocean Circulation Experiment), выполненных в конце XX века, максимальный средний меридиональный перенос тепла (МПТ) в субтропической Атлантике достигает $1,38 \pm 0,19$ ПВт и демонстрирует интенсивную сезонную изменчивость: в конце лета он может увеличиваться примерно до 1,9 ПВт, а в конце зимы снижаться до 0,8 ПВт [75]. Более поздние оценки дают значения порядка 1,2 — 1,3 ПВт [74]. Основная доля этого переноса (до 90%) осуществляется верхним тысячеметровым слоем

в системе течений субтропического антициклонического круговорота (САКВ), ключевым элементом которого является Гольфстрим. В районе Флоридского пролива поток тепла Гольфстримом оценивается примерно в 1,3 ПВт. Анализ данных за период 1993–2020 годов подтверждает высокую степень связи ($r \approx 0.96$) между изменчивостью АМОЦ и меридиональным переносом тепла в Северной Атлантике, что позволяет рассматривать АМОЦ как ключевой драйвер теплопереноса в регионе [76]. В исследовании авторов [76] использовались четыре современных океанических ре-анализа Copernicus Marine Service (CMEMS): ORAS5, GLORYS12V1, FOAM и CGLORS с 1990 по 2020 гг. Для количественной оценки изменчивости Атлантической меридиональной опрокидывающей циркуляции (АМОЦ) и связанного с ней меридионального переноса тепла (МПТ) можно использовать данные непрерывного мониторинга, полученные в рамках международной программы RAPID-MOCHA (англ. Rapid Climate Change–Meridional Overturning Circulation and Heatflux Array). Данная наблюдательная система развёрнута вдоль 26.5° с.ш. в Атлантическом океане. Она функционирует с апреля 2004 года по настоящее время и представляет собой уникальный источник прямых измерений ключевых параметров океанической циркуляции [77]. Программа была инициирована для отслеживания возможных изменений меридиональной циркуляции в ответ на глобальное потепление и стала эталонным проектом в области океанологического мониторинга. Методология расчёта АМОЦ в RAPID основана на комбинации прямых измерений и геострофического приближения. Массив наблюдений состоит из цепочки заякоренных буйковых станций, оснащённых акустическими доплеровскими профилографами течений (ADCP), датчиками проводимости, температуры и глубины (CTD), а также придонными датчиками давления.

Принципиальная схема опрокидывающейся циркуляции, показывающая составные части данной системы представлена на рис. 15. Чёрные толстые стрелки обозначают экмановский перенос (преимущественно на север) в

поверхностном 100-м слое; белые стрелки, направленные на юг, показывают рециркуляцию тёплых вод в верхнем (1100 м) слое океана; чёрные тонкие стрелки указывают основной поток на юг более холодных глубинных вод.

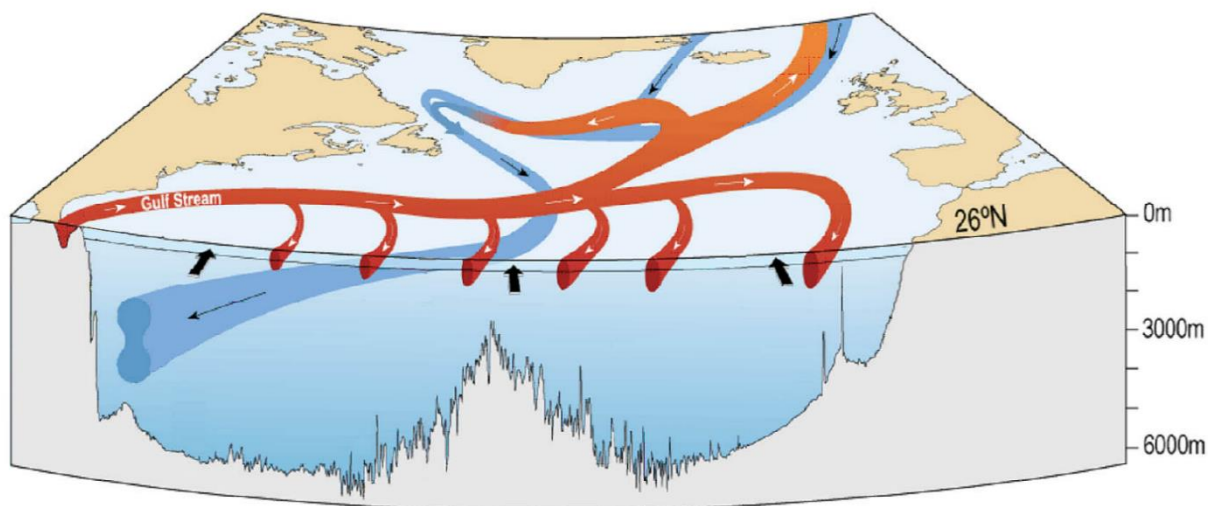


Рисунок 15. Принципиальная схема, показывающая составные части АМОЦ на широте 26° с.ш. [78].

Для АМОЦ свойственна очень высокая изменчивость. Так, в течение одного года АМОЦ может испытывать колебания от 4 до 35 Св, а годовой ход имеет амплитуду более 5 Св [79]. Мониторинг в рамках RAPID также показал высокую межгодовую и внутрисезонную изменчивость АМОЦ. В частности, был зафиксирован период значительного ослабления переноса в 2009—2010 годах, что вызвало широкую научную дискуссию о возможной долгосрочной тенденции к замедлению циркуляции под влиянием антропогенного потепления и таяния ледников Гренландии [80 – 82] (рис. 16). Однако последующие наблюдения продемонстрировали восстановление мощности АМОЦ после 2010 года. Малый период мониторинга циркуляции не позволяет достоверно судить о степени устойчивости АМОЦ во времени. Скорее всего, ослабление до 2010 г. — это лишь отрицательная фаза её более длительных колебаний [4]. Как видно из рис. 16 АМОЦ фактически определяет меридиональный перенос тепла в пределах 26° с.ш., а связь является почти функциональной ($r = 0.96$). Это, в свою очередь, хорошо согласуется с

результатами [76] (рис. 17). По результатам авторов, расход АМОЦ в различных моделях имеет высокий коэффициент корреляции с меридиональным переносом тепла (от $r = 0.88$ до $r = 0.97$).

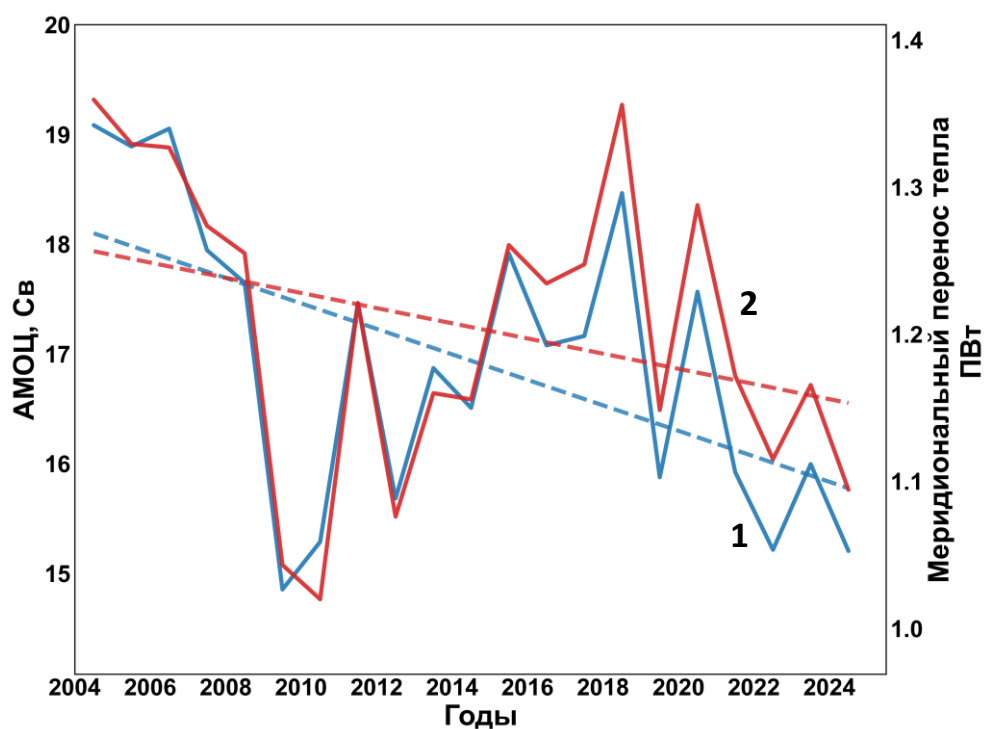


Рисунок 16. Временной ход среднегодовых значений АМОЦ (1) в Св и меридионального переноса тепла (2) в ПВт через широту 26° с.ш.

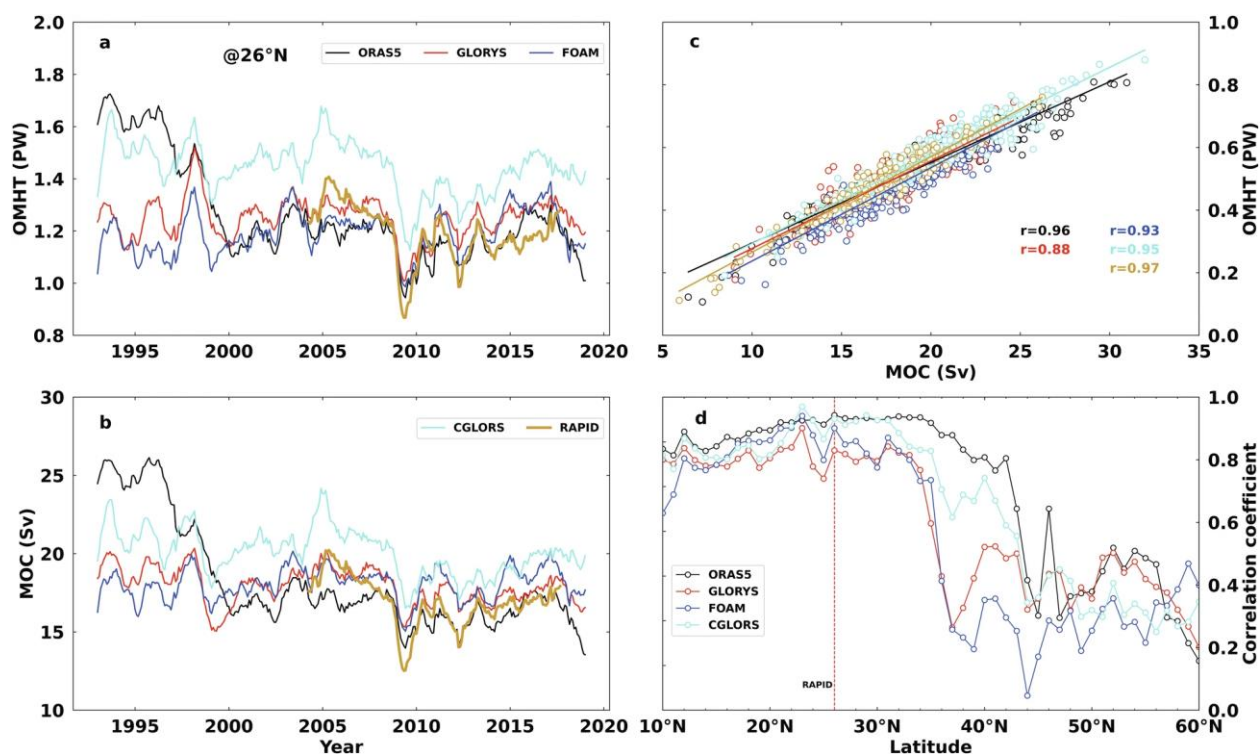


Рисунок 17. Взаимосвязь между меридиональным переносом тепла (ОМНТ) и АМОЦ (МОС). Временные ряды (а) ОМНТ и (б) МОС на 26° с.ш., все линии сглажены 12-месячным скользящим средним. (с) Точечная диаграмма рассеяния между МОС и ОМНТ, также показаны коэффициенты корреляции между ними из различных наборов данных. (д) Коэффициент корреляции между МОС и ОМНТ в период 1993–2020 гг. на разных широтах в Северной Атлантике [76].

Важное значение в формировании нижней глубинной ветви АМОЦ имеет один из мощнейших очагов глубокой конвекции в море Лабрадор. Суть системы состоит в конвективном перемешивании поверхностных вод с нижележащими слоями и образовании слабо стратифицированной, холодной, обогащенной кислородом водной массы [83]. Следствием данного взаимодействия является образование Североатлантической глубинной водной массы [84, 85]. Мощность ЛТ и интенсивность конвекции в море Лабрадор тесно связаны с атмосферной циркуляцией, демонстрируя ослабление в периоды отрицательной фазы САК [86]. Аналогично морю

Лабрадор, море Ирмингера является районом интенсивной зимней глубокой конвекции, хотя и менее регулярной. Возникновение глубокой конвекции сильно зависит от суровости зимы в восточной части Канады. Когда индекс САК высок, западные ветры сильнее, чем обычно, и чаще наблюдается приток холодного воздуха с Лабрадора. Это, в свою очередь, приводит к охлаждению поверхностного слоя Лабрадорского моря и в конце зимы может привести к сильным конвективным опрокидываниям, иногда до глубины более 2000 м [84]. Другой эффект наблюдается в море Ирмингера. Когда индекс САК выше среднего, в данной области наблюдаются менее суровые зимние условия, чем обычно. Это приводит к снижению конвективной активности [87, 88].

ГЛАВА 2. Материалы и методы

2.1 Данные по уровню моря

Основой расчетов послужил обширный массив спутниковой информации и натурных гидрологических наблюдений. Для расчета интегрального показателя ИСЦ, характеризующего циркуляцию в системе САКВ и СЦКВ, использовались значения уровня, полученные из архива реанализа Copernicus Marine Service [89], данные аномалий уровня моря SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047, охватывающие период с 1993 по 2024 гг. (значения представлены в метрах). Продукт представляет собой результат ассимиляции альтиметрических наблюдений, прошедших процедуру оптимальной интерполяции в рамках мультимиссионной системы обработки данных DUACS.

Данные реанализа имеют пространственное разрешение $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ и минимальную среднесуточную дискретность. Аномалии уровня моря (Sea Level Anomalies, SLA) в данном продукте рассчитываются относительно среднего значения за двадцатилетний период (1993–2012 гг.). Благодаря использованию режима отложенной обработки (REPROCESSED), архив отличается высочайшее качество высотометрических измерений и геофизических поправок, что позволяет минимизировать возникновение невязок и ошибок в данных. В реанализе учитываются результаты всех значимых спутниковых миссий, включая Jason (1, 2, 3), Sentinel (3A), Cryosat-2, Envisat, ERS (1/2), а также Saral/AltiKa, HY-2A, GFO и T/P.

Итоговый массив данных представлен на регулярной сетке и включает в себя не только поля аномалий уровня (SLA), но и показатели абсолютной динамической топографии (ADT). На основе этих полей рассчитываются как аномальные (переменные $ugosa$, $vgosa$), так и абсолютные (переменные $ugos$, $vgos$) компоненты геострофических скоростей. Благодаря высокой пространственной дискретизации и полноте выборки, использование данного

архива является наиболее удобным и надежным для проведения гидродинамических расчетов и анализа циркуляции вод Северной Атлантики.

Кроме того, использовались натурные систематизированные альтиметрические данные уровня СА Лаборатории спутниковой альтиметрии США (англ. Laboratory for Satellite Altimetry/Sea Level Rise) за тот же период [90]. Исходные альтиметрические данные покрывают океан от 66° с.ш. до 65° ю.ш., имеют пространственное разрешение $1/3^{\circ}$ в меркаторской проекции, дискретность — 9,9 сут и точность расчёта — 4,2 см. Неопределённости оценок морского уровня обусловлены методическими аспектами преобразования необработанных спутниковых измерений в реальные оценки морского уровня, необходимостью учёта атмосферных условий, ветровых волн и приливов, а также гляциоизостатического приспособления, в результате чего происходит некоторое увеличение площади океанских бассейнов из-за отступления суши в конце последнего ледникового периода. Приблизённо скорость их увеличения оценивается в $-0,3$ мм/год с ошибкой не менее 50 % [91]. На сайте спутниковой лаборатории [90] представлены временные ряды, полученные со многих спутниковых миссий, в числе которых T/P, Jason-1, Jason-2, Jason-3, ERS-2, GFO и Envisat. В исходных данных исключены воздействия гляциоизостатической корректировки, учитывающей вертикальные движения земной коры, которые при усреднении в глобальном масштабе составляют от $+0,2$ до $+0,5$ мм/год. В рамках работы использовались данные с исключенным сезонным сигналом и с использованием данных всех спутников за различные промежутки времени.

Для исследования долгопериодной изменчивости уровня океана в СА использовались временные ряды среднегодовых данных на береговых станциях, расположенных на восточном побережье Северной Америки. Эти данные за период 1948—2023 гг., характеризующиеся минимальным количеством пропусков, были получены из архива Постоянной службы среднего уровня моря PSMSL (англ. Permanent Service for Mean Sea Level,

[92]), которая является признанным мировым центром по долгосрочным измерениям уровня моря и функционирует под эгидой Международной ассоциации геодезии IAG, (англ. International Association of Geodesy) с 1933 года. К сожалению, данные по уровню береговых станций в Исландии и на Британских островах, расположенных ближе к ядру СЦКВ, имеют существенные пропуски в середине XX века, что делает их непригодными для статистического анализа совместно с американскими станциями.

2.2 Характеристики климата

Для оценки влияния межгодовых колебаний уровня в Северной Атлантике на климат, использовался набор известных индексов Северного полушария за период 1948—2024 гг., полученный с портала PSL (англ. Physical Sciences Laboratory) Национального управления океанических и атмосферных исследований США NOAA [93]:

- индекс САК является доминирующим режимом изменчивости атмосферной циркуляции в Северной Атлантики, определяющим силу и положение западного переноса;
- индекс Арктической осцилляции (АО) представляет собой первый режим EOF-анализа аномалий на уровне 1000 гПа от 20° до 90° с.ш. и отвечает за усиление зонального переноса в средних широтах на всём полушарии [64, 94, 95];
- индекс «северной стены» Гольфстрима (GSNW, англ. Gulfstream North Wall) количественно характеризует меридиональные смещения положения северной границы Гольфстрима, определяемые по градиенту температуры в зоне фронта;
- индекс температуры поверхности океана в тропической Северной Атлантике (TNA, англ. Tropical Northern Atlantic) рассчитывается как среднее значение аномалий ТПО в регионе 5,5°—23,5° с.ш., 15°—57,5° з.д. и связан с

изменчивостью пассатной циркуляции и интенсивностью Азорского антициклона;

- индекс Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО) представляет собой низкочастотные (60—80 лет) колебания температуры поверхности океана в Северной Атлантике (0° — 60° с.ш., 75° — 7.5° з.д.), оказывающие существенное влияние на климат сопредельных территорий;

- индекс Восточно-Атлантического/Западно-Российского паттерна (EA/WR) — ведущий режим низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции. Его положительная фаза, связанная с формированием антициклона над Западной Россией, вызывает отрицательные аномалии температуры воздуха в Арктическом секторе России [71, 96].

Для характеристики ледовых условий в Баренцевом море (БМ) (рис. 19) использовались данные о среднегодовой площади морского льда, полученные из архива Национального центра данных по снегу и льду (NSIDC, *англ.* National Snow and Ice Data Center, США) на основе спутниковых пассивных микроволновых измерений (продукт Sea Ice Index, Version 4, <https://nsidc.org/data/g02135/versions/4>). Мониторинг осуществлялся с использованием данных с радиометров SMMR (Nimbus-7), SSM/I и SSMIS (DMSP). Ключевым преимуществом пассивного микроволнового зондирования является его всепогодность, что обеспечивает непрерывный мониторинг ледового покрова независимо от метеоусловий. Ввиду ограниченности спутниковой эры, данные доступны с 1979 года по настоящее время.

Для анализа изменчивости температуры приземного воздуха над акваторией в БМ использовались данные глобального атмосферного реанализа ERA5 пятого поколения, разработанного Европейским центром среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF, *англ.* European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Реанализ ERA5 ассимилирует огромный объем

исторических и спутниковых наблюдений с помощью 4D-Var метода, включая данные со спектрометров IASI (MetOp), AIRS (Aqua), радиометров AMSU, а также спутниковой альтиметрии и GPS-радиозатменных измерений и представляет собой наиболее точное и полное описание состояния глобальной атмосферы [97]. Данные ERA5 обладают высоким пространственно-временным разрешением: горизонтальное разрешение $0,25^\circ \times 0,25^\circ$ (~31 км) с часовой дискретностью. В данной работе использовались среднегодовые значения температуры воздуха на высоте 2 м, полученные путем средневзвешенного усреднения относительно площадей «квадратов» для БМ в пределах $70^\circ\text{—}80^\circ$ с.ш. и $20^\circ\text{—}50^\circ$ в.д. за период 1948—2024 гг. (рис. 19).

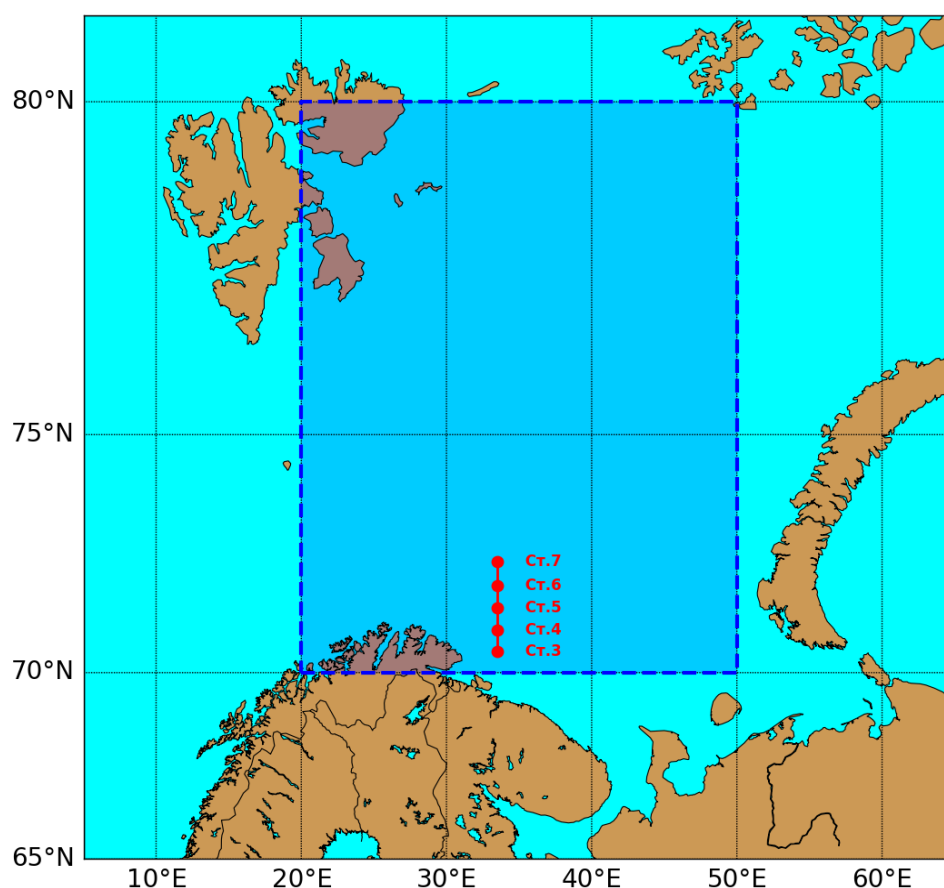


Рисунок 19. Расположение района с данными температуры приземного воздуха, площади морского льда Баренцева моря (синие штриховые линии) и станций 3—7 океанографического разреза «Кольский меридиан» (красные маркеры).

Для оценки влияния циркуляционных процессов в СА на адвекцию тепла в Арктику использовались данные о средней температуре воды в слое 0—200 м на стандартном гидрологическом разрезе «Кольский меридиан», предоставленные Полярным филиалом ВНИРО («ПИНРО») им. Н.М. Книповича [98] (обобщение многолетних наблюдений представлено в работе [26]). Разрез «Кольский меридиан» является уникальным многолетним стандартным разрезом, пересекающим основную ветвь Мурманского течения — продолжения Норвежского и, соответственно, Северо-Атлантического течения, несущего тепло в БМ [26]. Данные температуры на разрезе собираются в ходе регулярных экспедиционных работ с высокой пространственной и временной дискретностью, что позволяет получать достаточно надежные характеристики термохалинного состояния вод. Для анализа использовались среднегодовые значения температуры воды в слое 0—200 м между станциями 3—7, осредненные по всему разрезу, за период с 1951 по 2020 год.

Дополнительно в работе использовались оценки суммарной теплоотдачи в атмосферу в Бермудской, Норвежской и Лабрадорской энергоактивных зонах океана (ЭАЗО). Наиболее мощной является Бермудская ЭАЗО, которая влияет на короткопериодные колебания климата, как в Северной Атлантике, так и за ее пределами. Суммарная теплоотдача рассчитана по данным известного архива NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (англ. National Centers for Environmental Prediction, Department of Energy — Национальный центр экологических прогнозов США, Департамент энергетики; англ. Atmospheric Model Intercomparison Project) (Reanalysis-2), полученного с использованием интернационального исследовательского института климата и общества Columbia Climate School [99], как сумма турбулентного потока тепла (P) и затрат тепла на испарение (LE). Данный метод был подробно описан в работе [73].

Для оценки расхода АМОЦ использовались данные программы RAPID, на основе которой с 2004 г. активно выполняются измерения расхода АМОЦ и его составляющих, т. е. экмановского переноса (Q_{EK}), переноса за счёт течения Гольфстрим (Q_{GS}) и обратного потока вод за счёт рециркуляции антициклонического круговорота (Q_{UMO}). Эти данные можно получить на официальном портале программы [100].

Северная Атлантика характеризуется процессами глубокой конвекции в морях Лабрадор, Ирмингера, а также в районе Гренландской котловины, формирование которой регулируется множеством факторов [84, 88]. Перераспределение тепла на поверхности океана в данных областях является косвенной характеристикой мощности конвективных процессов. Из архива реанализа Copernicus: ARCTIC_MULTIYEAR_PHY_002_003 [101], были взяты среднемесячные данные с 1993 по 2024 гг. по температуре поверхности океана (ТПО) и распределению температуры по глубине в слоях 0 — 30 м с дискретностью 5 м, 30 — 100 м с дискретностью 10 м, 100 — 200 м с дискретностью 25 м, 200 — 500 м с дискретностью 50 м и в слое 500 — 1000 м с дискретностью 100 м. Среднее значение по глубине в слое 0 — 1000 м рассчитано по среднему взвешенному, т.е. с учётом веса каждого слоя воды по глубине. Пространственная дискретность координатной сетки составляет 12,5×12,5 км. Схема циркуляции субполярного циклонического круговорота (черные стрелки) и локализация районов глубокой конвекции приводится на рис. 20. Кроме того, в работе использованы оценки трендов стерических колебаний в слое 0 — 2000 м в морях Лабрадор и Ирмингера по данным NOAA на сайте [102] за 2005 — 2022 гг. Методика расчета трендов стерических колебаний, основанная на исторических наблюдениях, дополненных данными батитермографов и буёв Argo, приводится в работе [103].

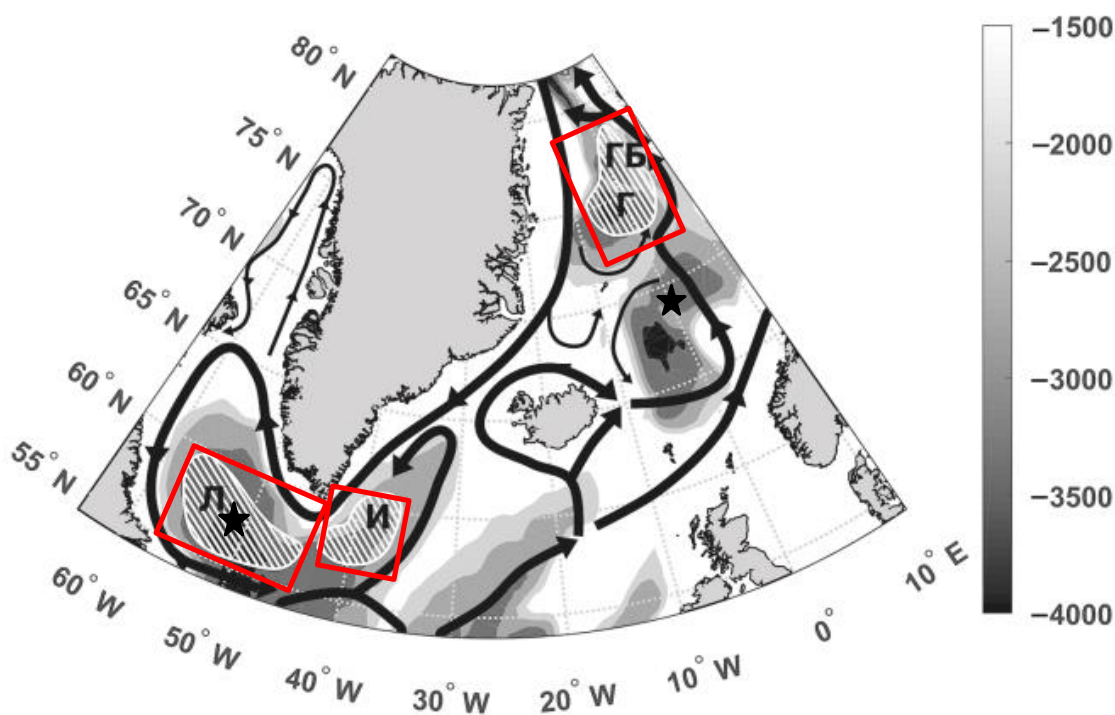


Рисунок 20. Схема циркуляции субполярного циклонического круговорота (черные стрелки) и локализация районов глубокой конвекции (белые линии).

Цветом обозначена батиметрия от 1,5 до 4 км [17]. Красными прямоугольниками отмечены области, для которых рассчитана ТПО.

Черными звездочками выделены центры Норвежской и Лабрадорской энергоактивных зон океана.

Красными квадратами на рис. 20 выделены области, для которых были рассчитаны вертикально-осредненные до 1000 м значения температуры воды в узлах сетки, которые затем усреднялись для всей области. Черным крестиком выделены центры Норвежской и Лабрадорской энергоактивных зон океана. Штрихованные белые линии охватывают районы глубокой конвекции, расположение которых было выделено в статье [17] по анализу различных литературных источников (Л — конвекция в море Лабрадор [84, 104, 105 и др.], И — в море Ирмингера [106 – 108], Г — в Гренландском море, ГБ — бассейн Борея в Гренландском море [109 – 111]).

Сопоставление коэффициентов корреляции значений ТПО в областях глубокой конвекции со средневзвешенной температурой в слое 0 — 1000 м (красные прямоугольники на рис. 20) за период с 1993 г. по 2024 г. представлено в табл. 1. Нетрудно видеть, что для зимы и в среднем за год отмечается очень высокая корреляция. Это означает, что ТПО может служить индикатором опускания поверхностных вод вглубь океана за счет конвекции. Летом относительно высокая корреляция свойственна только Гренландской котловине.

Таблица 1.

Оценки коэффициентов корреляции между ТПО и средневзвешенной температурой в слое от 0 до 1000 м для очагов глубокой конвекции за 1993 — 2024 гг. для зимы, лета и в среднем за год.

Осредненная в слое 0— 1000 м температура воды	Море Лабрадор (МЛ)	Море Ирмингера (МИ)	Гренландская котловина (ГК)
Год	0,86	0,95	0,96
Зима	0,80	0,89	0,91
Лето	0,51	0,58	0,73

2.3 Методы анализа

В основе исследования лежит комплексный статистический анализ, направленный на установление связей между пространственно-временной изменчивостью уровня моря, интенсивностью крупномасштабной циркуляции вод в Северной Атлантике и климатическими индексами. Для подавления высокочастотных межгодовых флуктуаций и выделения долгопериодных

составляющих исходные ряды подвергались сглаживанию с использованием скользящего среднего. Данная процедура позволяет отфильтровать короткопериодные колебания и отчётливо визуализировать долговременные тренды и фазы изменчивости исследуемых параметров.

Для количественной оценки взаимосвязей между исследуемыми переменными использовался коэффициент линейной корреляции Пирсона (r). Данный коэффициент измеряет силу и направление линейной зависимости между двумя случайными величинами и вычисляется по формуле:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N [(X_{1i} - \bar{X}_1)(X_{2i} - \bar{X}_2)]}{N\sigma_1\sigma_2} \quad (1)$$

где X_{1i} и X_{2i} — значения первой и второй переменных соответственно; $\bar{X}_1$ и $\bar{X}_2$ — средние значения первой и второй переменных соответственно; σ_1 и σ_2 — стандартные отклонения первой и второй переменных соответственно; N — длина рядов первой и второй переменных. Коэффициент корреляции принимает значения от -1 до $+1$, где знак указывает направление связи (прямая или обратная), а абсолютная величина — силу связи.

Оценка значимости полученных коэффициентов корреляции проводилась по критерию Стьюдента. Для этого рассчитывалось фактическое значение t -критерия:

$$t^* = \frac{|r|}{\sigma_r}, \quad \sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N - 2}} \quad (2)$$

где σ_r — средняя квадратическая погрешность расчета коэффициента корреляции.

Полученное значение сравнивалось с критическим значением $t_{кр}$ при заданном уровне значимости ($\alpha = 0,05$) и числе степеней свободы $\nu = n - 2$. Если t^* превышает $t_{кр}$, то связь является статистически значимой.

Корреляционный анализ применялся для оценки физических связей между колебаниями уровня и расходом течений, анализа циркуляции в различных частях океана, а также для исследования связей с основными климатическими индексами.

2.3.1 Множественная линейная регрессия

Для параметризации исследуемых параметров применялся пошаговый множественный линейный регрессионный анализ (МЛР) методом включения переменных. Данная модель применяется, когда рассматривается многофакторный характер исследуемой характеристики. Таким образом, МЛР представляет собой обобщение линейной регрессии двух переменных на многомерный случай. Уравнение МЛР выглядит следующим образом:

$$y_i = b_0 + \sum_{j=1}^m b_j x_{ij} + \varepsilon_i = b_0 + b_1 x_{i1} + b_2 x_{i2} + \dots + b_m x_{im} + \varepsilon_i \quad (3)$$

где ε_i — вектор остатков (ошибок), которые не описываются уравнением регрессии, m — число независимых переменных, Y — зависимая переменная (функция отклика, предиктант и т.п.), X_j — независимая переменная (фактор, предиктор и т.д.), b_j — коэффициент регрессии.

Основные предположения, накладываемые на регрессионную модель, состоят в следующем:

1) ошибки (остатки) модели МЛР должны иметь нулевое среднее значение ($\bar{\varepsilon} = 0$);

2) дисперсия остатков должна быть постоянной ($\sigma^2_{\varepsilon} = \text{const}$), т.е. выполняется условие гомоскедастичности регрессионных остатков;

3) ошибки должны быть независимы (некоррелированы) по отношению к факторам и функции отклика;

- 4) исходные факторы $x_1, x_2, \dots, x_m$ являются неслучайными переменными;
- 5) ранг матрицы исходных данных X должен быть максимальным, но при этом меньше n , т.е. $\text{rank}X = (m + 1) < n$;
- 6) желательно, но не обязательно, нормальное распределение остатков.

Для определения коэффициентов регрессии используется метод наименьших квадратов. Качество модели линейной регрессии, так же, как и для простой линейной регрессии, определяется по параметрам МЛР. Модель считается качественной, если выполняются следующие условия:

1. Все коэффициенты регрессии значимы.
2. Коэффициент детерминации больше 0.70. Это свидетельствует о том, что независимых переменных достаточно для описания дисперсии исходного ряда
3. Модель должна быть адекватна по F-критерию
4. Стандартная ошибка модели должна быть меньше стандартного отклонения ряда зависимой переменной Y .

Исключая некоторые параметры из модели можно добиться значительного улучшения ее качества. Данная задача решается алгоритмом пошаговой регрессии методом исключения или включения переменных.

Метод пошагового включения переменных заключается в последовательном добавлении предикторов в модель. Алгоритм работает следующим образом:

1. Выбирается наиболее коррелированный с функцией отклика предиктор и рассчитываются все параметры модели парной регрессии.
2. Вычисляются, частные коэффициенты корреляции для оставшихся $m-1$ предикторов, которые показывают «чистый» вклад каждой переменной в дисперсию функции отклика.

3. Выбирается вторая переменная, имеющая максимальный частный коэффициент корреляции, и строится новая модель $y = f(X_1, X_2)$.

Данная процедура может повторяться до тех пор, пока не будут построены все m моделей. Далее на основе полученных моделей выбирается наилучшая. Для этого рассчитывается частный F-критерий, который представляет собой обычный F-критерий для каждой переменной при условии, что она оказывается последней переменной, включенной в модель регрессии. Частный F-критерий связан с коэффициентом частной корреляции следующим соотношением:

$$F_k = \frac{\rho_{yxj}^2 (n - k - 2)}{1 - \rho_{yxj}^2} \quad (4)$$

Здесь k - число переменных, уже включенных в модель ($k \leq m$) с учетом последней переменной X_j для которой и рассчитывается частный коэффициент корреляции ρ_{yxj} .

На каждой итерации происходит проверка адекватности (значимости) модели. Как только величина F_k становится меньше некоторого порогового значения $F_{кр}$, программа прекращает работу и последний шаг принимается за оптимальную модель регрессии. Также адекватность модели на каждом шаге оценивается по Р-значению (p-value) коэффициентов регрессии, которое показывает вероятность получить наблюдаемый или более экстремальный результат при условии, что нулевая гипотеза верна. Предиктор считается статистически значимым, если его Р-значение не превышает критический уровень (обычно 0,05).

Применение пошагового метода включения позволяет минимизировать проблему мультиколлинеарности предикторов. Последовательное добавление переменных и контроль их значимости позволяет оставить в модели только те

факторы, которые вносят независимый вклад в объяснение изменчивости зависимой переменной.

2.3.2 Факторный анализ

Для обработки многомерных массивов данных применялся метод факторного анализа. Основная цель факторного анализа (ФА) — это получить содержательно интерпретированные общие факторы. Этим он отличается от метода главных компонент (МГК), в котором осуществляется формальное разложение исходной матрицы по дисперсии переменных.

Модели ФА применяются при решении следующих задач:

1. Понижение размерности признакового пространства в данных типа “объект-признак”,
2. Классификация объектов в признаковом пространстве общих факторов,
3. Косвенные оценки признаков, не поддающихся непосредственному измерению,
4. преобразование исходных переменных к более удобному для интерпретации виду,
5. Создание структурной теории исследования объектов.

Идеология ФА базируется на предположении о том, что регистрируемые в природе характеристики не являются сами по себе причиной происходящих изменений. Они скорее представляют собой следствие действия разнообразных внешних и внутренних сил, скрытых от наблюдателя за сложной динамикой взаимосвязи наблюдаемых явлений. В общем случае каждая из влияющих сил, очевидно, может, воздействовать сразу более чем на одну переменную. И хотя переменные неодинаково реагируют на внешнее воздействие, их взаимная коррелированность указывает на существование неких общих для них факторов, вызывающих их изменения.

Изначально дисперсия переменной представляется в виде общности, специфичности и ненадежности. Общность – это та часть постоянной дисперсии переменной, которая связана с другими переменными и является общей для ряда переменных, т.е. служит отражением действия общего фактора. Специфичная дисперсия состоит из той части постоянной дисперсии, которая не связана с другими переменными и присуща лишь одной определенной переменной. Дисперсия, вызванная ошибками измерений и расчетов (ненадежность), носит случайный характер и обусловлена суммой действий разнообразных причин, не поддающихся учету. Две первые компоненты дисперсии j -ой переменной образуют так называемую надежную дисперсию, показателем которой служит коэффициент надежности. Нахождение общности – одна из главных задач ФА. Поскольку отдельный учет специфичности и ненадежности весьма сложен и не представляет для исследователя какого-либо интереса, эти величины объединяются вместе, и их сумма называется дисперсией характерности, которая может трактоваться как дополнение общности до единицы [112].

По сравнению с методом главных компонент, представляющим собой математический метод и не требующим в явном виде предварительных статистических гипотез, факторный анализ уже изначально является статистическим методом. В матричном виде основное уравнение ФА имеет вид:

$$Z = A'F + E \quad (5)$$

где Z – матрица исходных стандартизованных данных ($m \times n$); A' – матрица коэффициентов связи общих факторов с исходными переменными (матрица факторного отображения) размером $k \times m$, F – матрица общих факторов размером $k \times n$; E – матрица характерных факторов (остатков) размером $k \times n$.

Условия, накладываемые на факторную модель (5), сводятся к следующему:

1. Общие факторы должны быть взаимно независимы;
2. Общие факторы должны быть нормированы и приведены к единичной длине;
3. Общие факторы не должны быть коррелированы с ошибками;
4. Ошибки не должны быть коррелированы друг с другом;
5. Число общих факторов не должно превышать половины количества наблюдаемых переменных, т.е. $k \leq m/2$.

Последнее условие является принципиально важным, поскольку в этом состоит смысл факторного разложения. На рис. 21 приводится структурная схема вычисления общих факторов методом главных факторов, которая наглядно показывает последовательность отдельных операций.

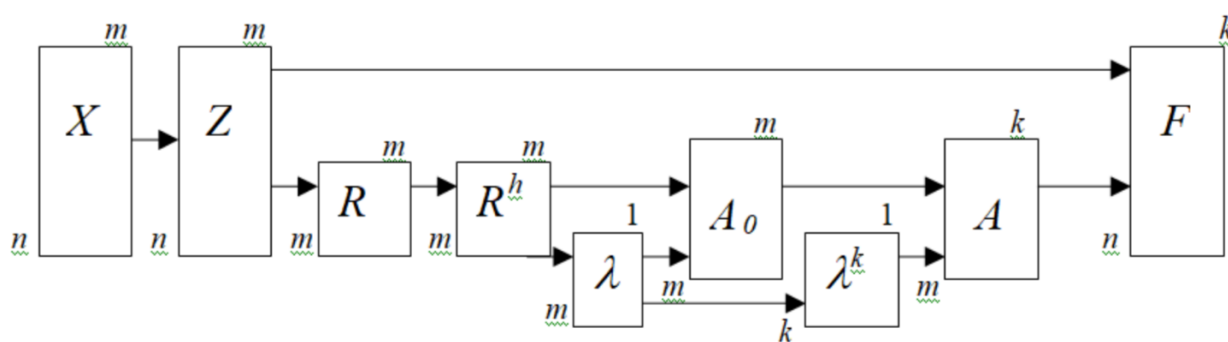


Рисунок 21. Структурная схема расчета общих факторов методом главных факторов [112].

Алгоритм факторного анализа заключается в следующем:

1. Строится матрица исходных данных X (из m строк и n столбцов).
2. Стандартизируются исходные данные (столбцы матрицы) по формуле $z_{ij} = (x_{ij} - x_{cp})/\sigma_j$. На этом шаге получаем матрицу Z (из m строк и n столбцов).
3. Строится стандартная матрица парных корреляций $R = n^{-1}ZZ'$
4. Вычисляется редуцированная корреляционная матрица R^h .

5. Рассчитываются собственные числа и первоначальные факторные нагрузки для матрицы R^h .
6. Выбирается число общих факторов согласно правилу $k < m/2$.
7. Рассчитывается матрица окончательного факторного отображения A с помощью второго вращения.
8. Рассчитывается матрица общих факторов на основе произведения матриц Z и A .

Таким образом, факторы рассчитываются путем разложения редуцированной корреляционной матрицы методом главных компонент с последующим ортогональным вращением. Это позволяет преобразовать исходные переменные в набор линейно независимых факторов, где каждый фактор представляет собой взвешенную комбинацию исходных переменных.

2.3.3 Кластерный анализ

В настоящей работе был использован метод классификации данных — кластерный анализ (КА), который относится к числу наиболее интенсивно развивающихся направлений многомерной статистики. Классификация — это разбиение множества объектов на несколько однородных подмножеств по наиболее существенным признакам их сходства. Эти подмножества называются классами. Одно из основных требований классификации это её объективность, она не зависит от точки зрения исследователя. Однако выбор объективного алгоритма остается за человеком. При этом принципиально важным является понятие однородности. В классическом КА понятие однородности основывается на том, что геометрическая близость двух или более объектов означает близость их физических состояний, т.е. их сходство. По сути, физическая близость эквивалентна геометрической близости. Это утверждение можно рассматривать как основной постулат КА.

Устойчивое выделение однородных подмножеств возможно при выполнении следующих условий:

1. Получаемые подмножества не будут пересекаться. Отсюда следует, что каждый вектор наблюдений, характеризующийся m признаками, может одновременно принадлежать только одному из выделенных подмножеств.
2. Каждое подмножество не должно быть пустым. Это означает, что возможное количество классов колеблется от $k = 1$, когда все объекты относятся к одному классу, до $k = n$, когда каждый объект образует один класс.
3. Неоднородное распределение объектов в пространстве признаков, т.е. наличие компактных групп точек. В противном случае, при сравнительно однородном распределении точек, классификация теряет смысл.

Эти три условия соответствуют постановке задачи классического кластерного анализа.

Существует довольно много методов иерархического объединения кластеров. В гидрометеорологии наиболее широкое применение получил метод Уорда [112] минимизирующий сумму квадратов расстояния для двух кластеров, формирование которых происходит на каждом шаге. Принципиальное достоинство иерархических алгоритмов состоит в визуализации самого процесса кластеризации. Метод Уорда был использован в настоящей работе, а мерой сходства послужила классическая евклидова метрика. В данном методе сравнивается геометрическая близость объектов или их значения относительно друг друга в пространстве. Евклидово расстояние между двумя объектами (или кластерами) в многомерном пространстве вычисляется по классической формуле:

$$d(x_j - x_{j+1}) = \sqrt{\sum_{i=1}^n (x_{i,j} - x_{i,j+1})^2} \quad (6)$$

где x — значения k -го признака для i -го и j -го объектов, n — число признаков.

Как видно из формулы (6), евклидова метрика показывает геометрическое расстояние между объектами (точками). Именно данная метрика получила максимальное использование при решении задач классификации.

Результаты иерархической кластеризации визуализируются в виде дендрограммы — древовидной диаграммы, на которой показана последовательность объединения объектов и расстояния (меры сходства), на которых происходило объединение.

ГЛАВА 3. Связь морского уровня с океанической циркуляцией в СА на основе спутниковой альтиметрии

3.1 Уровенные разрезы и их связь с климатическими индексами СА

Известно, что изменения уровня и циркуляции океана тесно связаны друг с другом. Морские течения приводят к повышению уровня в одних районах и его опусканию в других. В свою очередь, изменения уровня вызывают течения и стимулируют их интенсивность, поскольку без наклона уровенной поверхности течения отсутствуют. При повышении уровня интенсивность течений, как правило, возрастает [9 — 12]. Различные аспекты взаимосвязи уровня и циркуляции в СА обсуждаются в работах [9, 10, 113 — 115 и др.]. Наиболее реально такую взаимосвязь можно оценить для Флоридского течения (ФТ), расход которого определяется с высокой точностью по инструментальным наблюдениям с помощью подводного кабеля и гидрографических съёмок за длительный период времени [46].

Используя базу данных Copernicus, были получены сглаженные по пятилетиям значения градиента аномалий уровня на широтном разрезе 25° с.ш. между 78 и 80° з.д. ($\Delta h = h_{78W} - h_{80W}$) и средние значения уровня на этом же широтном разрезе (h_{cp}). На рис. 22 представлен сопоставление годового хода градиента аномалий уровня и расхода Флоридского течения. Нетрудно видеть, что между ними отмечается отчётливо выраженная положительная связь ($r = 0,65$). Таким образом, с увеличением градиента уровня, расход течения повышается. Кроме того, средний уровень на данном широтном разрезе также увеличивается с усилением мощности течения ($r = 0,64$). Это связано с тем, что с увеличением объёма переносимых вод течением, уровень на разрезе будет повышаться. Поэтому естественно рассматривать средний уровень h_{cp} в качестве косвенной характеристики напряжённости течения. На рис. 22 выделены два локальных тренда, характеризующие отрицательную и положительную фазу обеих характеристик. В период с 1995 по 2007 год по сглаженным значениям тренд расхода Флоридского течения составил $Tr_{FC} = -$

0,18 Св/год (фактическое изменение $-2,15$ Св). В период с 2008 по 2022 год мощность течения практически восстановилась до своих первоначальных значений, а тренд составил $Tr_{FC} = +0,15$ Св/год (фактическое изменение $+2,10$ Св). В последние годы наблюдается очередной спад мощности течения, что может указывать на долгопериодные колебания его изменчивости. Важно отметить, что среднегодовая изменчивость Флоридского течения за весь период является статистически незначимой ($Tr_{FC} = 0,03$ Св/год). Аналогичная ситуация складывается и для градиента аномалий уровня Δh , характеризующего геострофическую составляющую течений на разрезе в пределах 25° с.ш. между $78-80^\circ$ з.д. До 2007 года наблюдался спад уровня, а тренд составил $Tr_{SLA} = -1,33$ мм/год (фактическое изменение $-15,97$ мм). В период с 2008 по 2022 год, наблюдалось восстановление значений уровня, характерных для начала исследуемого периода, при этом тренд составил $Tr_{SLA} = +1,61$ (фактическое изменение $+22,56$ мм). Таким образом, выполненная статистическая оценка указывает на очевидную физическую взаимосвязь обеих характеристик. При этом как средние значения уровня (h_{cp}), так и градиент уровня (Δh) имеют практически идентичную корреляционную зависимость с расходом Флоридского течения и могут являться косвенной оценкой его мощности.

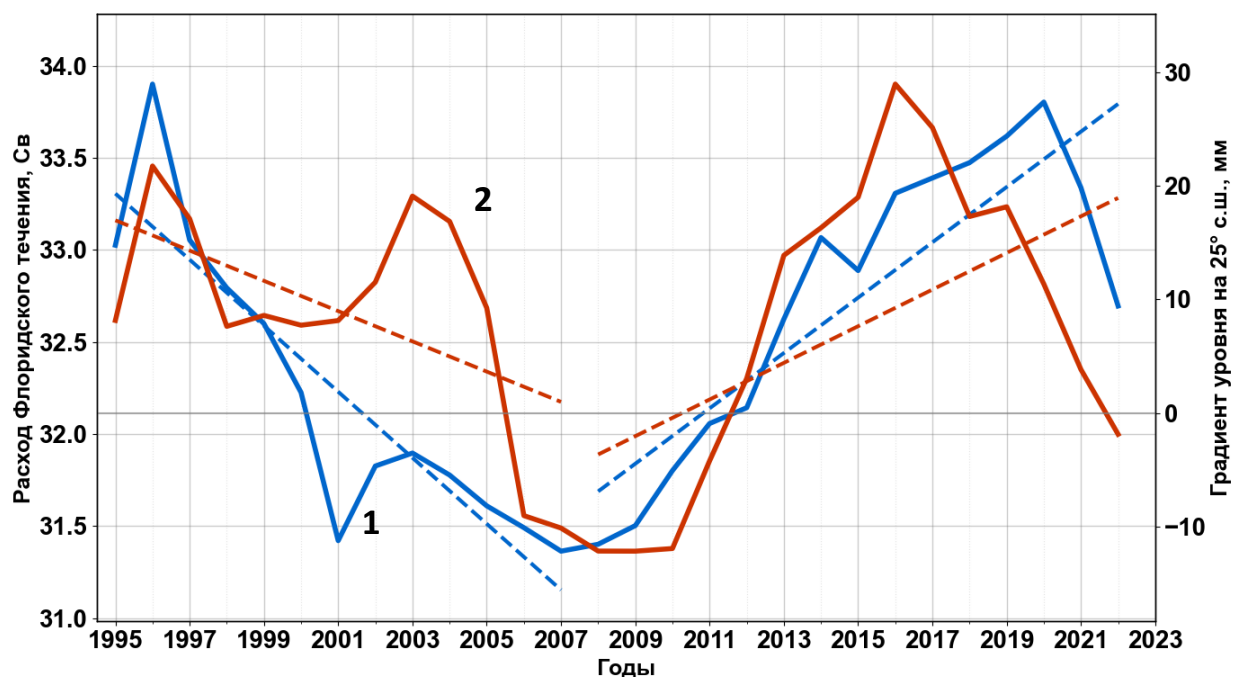


Рисунок 22. Межгодовой ход сглаженных по пятилетиям расхода Флоридского течения (1) и градиента уровня моря на широтном разрезе 25° между 78 — 80° з.д. по данным архива Copernicus (2)

Полученные результаты свидетельствуют о возможности проведения похожих исследований для получения косвенной оценки мощности течений в Северной Атлантики. Аналогичным образом в настоящей работе был выполнен расчет межгодовых колебаний уровня на уровневых разрезах в южных и северных широтах, расположение которых представлено на рис. 24. Данные исследования уже проводились в цикле работ автора [3 — 6]. Однако по прошествии лет базы данных заметно обновились, что требует перерасчета и актуализации ранее полученных результатов. Кроме того, в предыдущих работах использовались значения реанализа GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030 базы данных Copernicus для оценки колебаний уровня моря, представляющие собой ретроспективный анализ трёхмесячных физических полей океана по модели версии LIM2 EVP NEMO 3.1 [116], которая максимально приближает расчётные значения к реальным наблюдениям за состоянием океана. Современная более высокая точность

рассчитанных аномалий уровня критически важна для настоящего исследования [117]. Несмотря на более высокое разрешение модели архива реанализа ($0.083^\circ \times 0.083^\circ$ (~ 9.2 км)), архив аномалий уровня SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047 в лучшей степени отражает фактические колебания уровенной поверхности, так как включает в себя реальные измерения путем интерполяции спутниковой альтиметрии и минимизирует модельную ошибку. Из рис. 23 видно, что фактические несглаженные значения уровня обоих архивов имеют очень схожее распределение в пределах широты 25° с.ш. между 78° — 80° з.д. Это подтверждает высокий коэффициент корреляции между ними $r = 0.85$. Однако отметим, что аномалии уровня, полученные в ходе обработки натурных спутниковых данных, учитывают мелкомасштабные колебания, которые очевидно искажаются в ходе модельных вычислений. Таким образом, данные аномалий уровня являются более репрезентативными и были использованы в дальнейших расчетах.

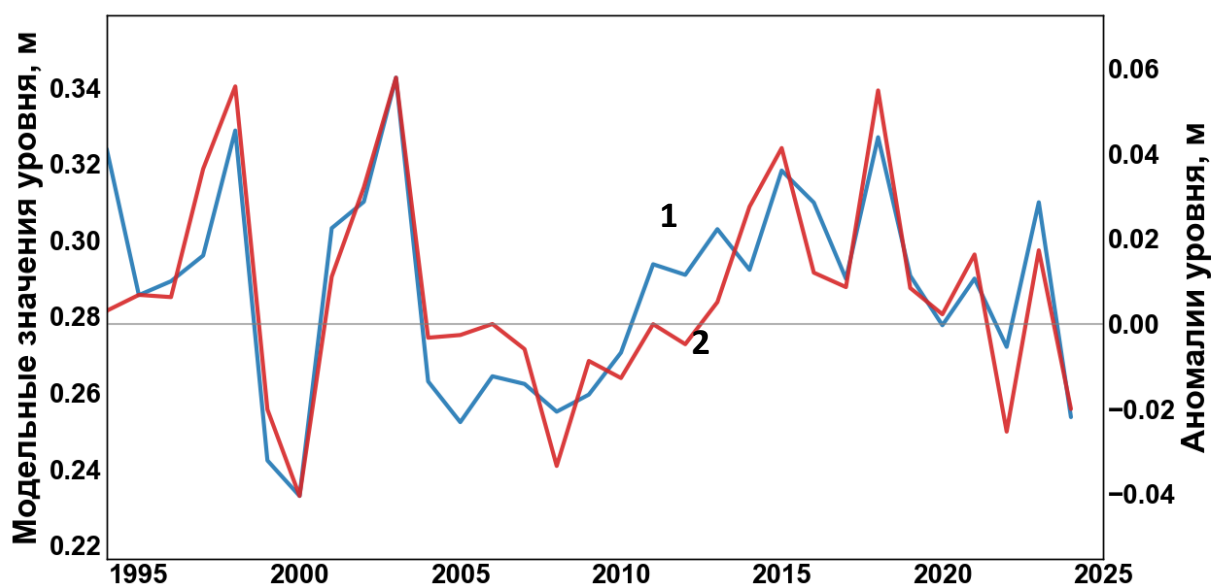


Рисунок 23. Сопоставление модельных значений уровня (1) архива реанализа Copernicus в пределах 25° с.ш. между 78° — 80° з.д. и аномалиями уровня (2) в тех же координатах, полученных по фактическим спутниковым измерениям

Предполагается, что разрез, проведенный через всю Северную Атлантику в южных широтах, будет отражать динамику основных течений в пределах САКВ. Таким образом, Южный разрез проведен в пределах 26° с.ш. от 80 до 15° з.д. Также был произведен расчет его отдельных частей: 80 — 70, 70 — 25, 25 — 15° з. д. Уровень между 80 и 70° з. д. характеризует интенсивность Флоридского и Антильского течений, которые севернее широты 26° формируют Гольфстрим, уровень между 25 — 15° з. д. — Канарское течение, а уровень на разрезе через всю Атлантику характеризует АМОЦ, измерения которой производятся с 2004 года на той же широте. Для указанных разрезов рассчитывались годовые оценки градиента аномалий уровня Δh , характеризующего геострофическую составляющую течений и его средние значения $h_{\text{ср}}$ между крайними точками разрезов. Была выявлена высокая корреляция между Δh и $h_{\text{ср}}$ для разреза 80 — 15° з. д. ($r = 0,71$). Для разрезов 80 — 70 и 25 — 15° з. д. связь между Δh и $h_{\text{ср}}$ оказалась слабее. Кроме того, по данным Δh также выявлено, что усиление (ослабление) среднегодового переноса вод Гольфстримом происходит почти синхронно с аналогичным переносом вод Канарским течением ($r = 0,79$). При этом перенос вод через широтный разрез 70 — 25° з. д. практически не имеет значимой связи с Гольфстримом и Канарским течением. Важно отметить, что при оценке межгодовой изменчивости общей напряжённости течений на широте 26° по данным $h_{\text{ср}}$, корреляция между годовыми значениями среднего уровня на отдельных разрезах очень высока (0,60 — 0,95). Это означает, что усиление (ослабление) основных течений в САКВ происходит почти синхронно. Отметим, что впервые такое предположение было высказано ещё в 1968 г. А.И. Дуваниным [118].

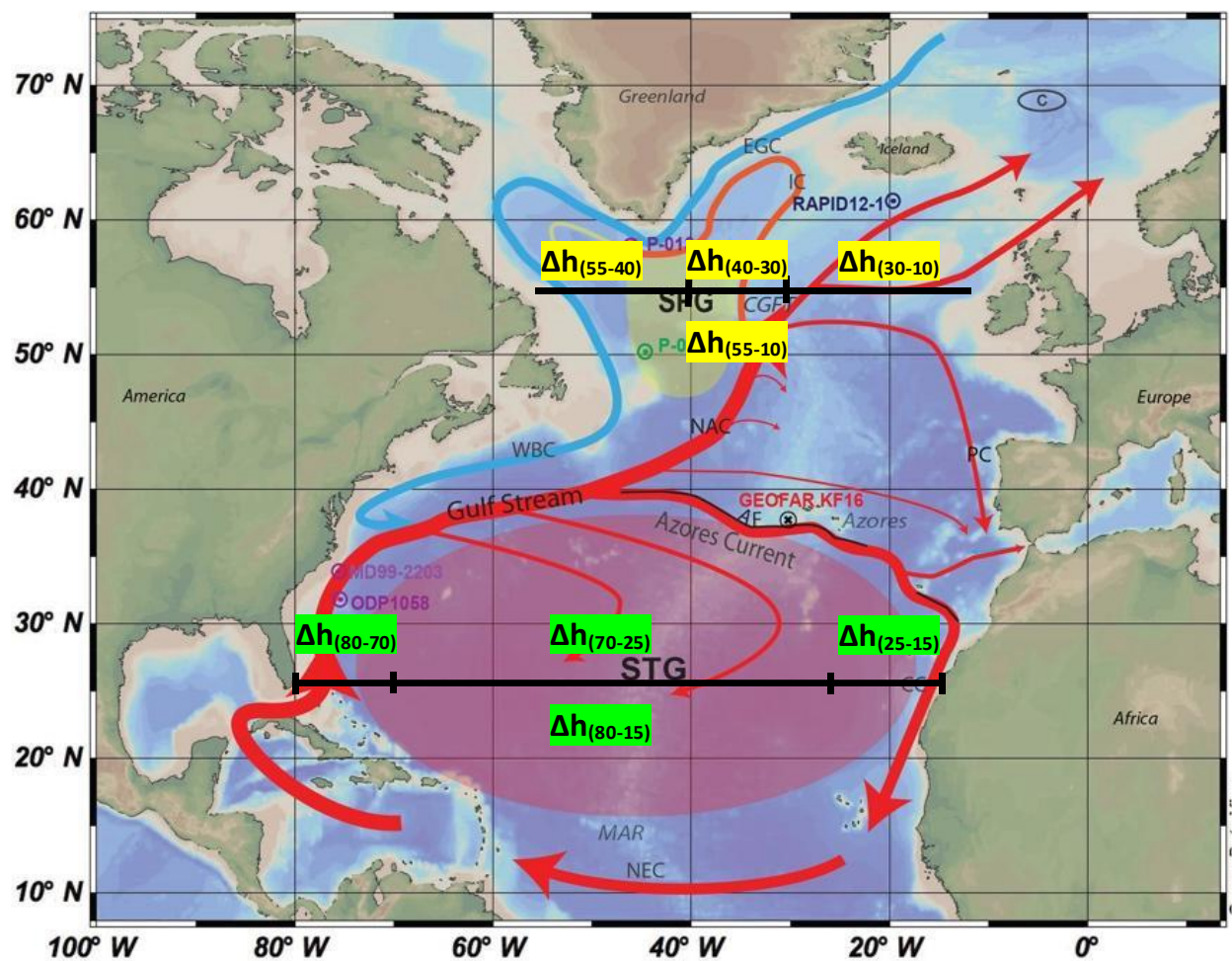


Рисунок 24. Схема циркуляции вод в Северной Атлантики [45]. STG (англ. subtropical gyre) — САКВ; SPG (англ. subpolar gyre) — СЦКВ. Красные стрелки — тёплые поверхностные течения; синие стрелки — холодные глубинные течения. Знаком «C» обозначены регионы формирования интенсивной конвекции. Чёрные линии — уровенные разрезы на широтах 26° и 56° с.ш.

На рис. 25 представлен профиль среднего уровня и стандартного отклонения вдоль 26° за период с 1993 по 2024 гг. Из данных рисунка отчетливо видна характерная для циркуляции в пределах САКВ западная интенсификация, что проявляется в более высоких средних значениях уровня на западе. Разделение широтного разреза на отдельные участки отчетливо

описывают циркуляцию в пределах данного разреза. На рис. 25 видно, что на западе отчетливый скачок стандартного отклонения в пределах $80 - 70^\circ$ з.д. характеризует течение Гольфстрим, а разрез $25 - 15^\circ$ з.д. характеризует обратное Канарское течение, замыкающее циркуляцию в системе антициклонического круговорота. Области наибольшей изменчивости уровня совпадают со схемой, представленной на рис. 25.

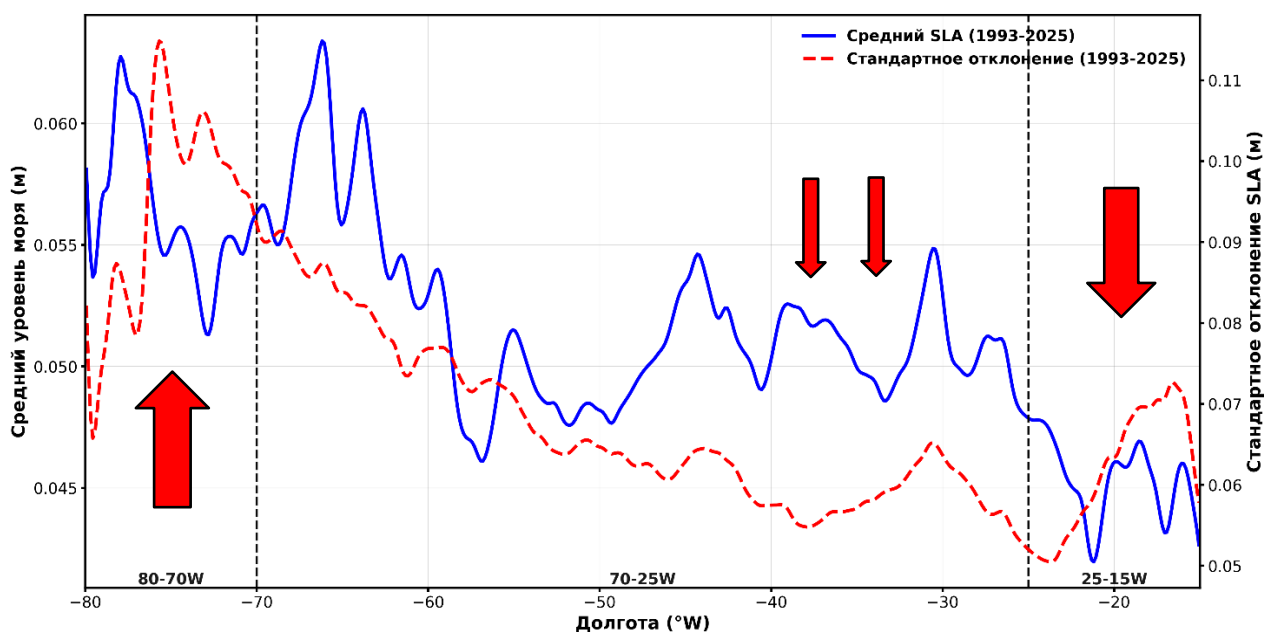


Рисунок 25. График средних значений уровня и стандартного отклонения на разрезе 26° с.ш. Красными стрелками обозначены основные течения вдоль разреза

Разрез на 26° с.ш. можно считать реперным в системе субтропического антициклонического круговорота вод (САКВ). На рис. 26 — 27 представлен совмещенный график сглаженных по пятилетиям значений Δh и $h_{\text{ср}}$ со средним уровнем в Северной Атлантике (УСА), полученным по натурным альтиметрическим данным спутниковой лаборатории NOAA / NESDIS / STAR. Полученная тесная связь УСА не только со средним уровнем ($r = 0.97$), но и с градиентом уровня ($r = 0.84$) говорит о том, что колебания уровня на данном разрезе во многом характеризуют интенсивность основных течений СА. Высокие значения коэффициентов корреляции также обусловлены общим

положительном трендом повышения уровня в период глобального потепления. При этом $Tr_{(h_{cp})}$ на разрезе 26° с.ш. тренд составил 3,06 мм/год, а для $Tr_{(\Delta h)} = 1,92$ мм/год. В то время как уровень Северной Атлантике имеет тренд 3,75 мм/год. Важно отметить, что, после удаления из исходных рядов тренда значения коэффициентов корреляции для h_{cp} составит $r = 0.75$, а для Δh , $r = 0.53$. Очевидно, что между переменными имеется значимая статистическая связь, обусловленная не только трендом Мирового океана, но и процессами изменчивости вод в Северной Атлантике.

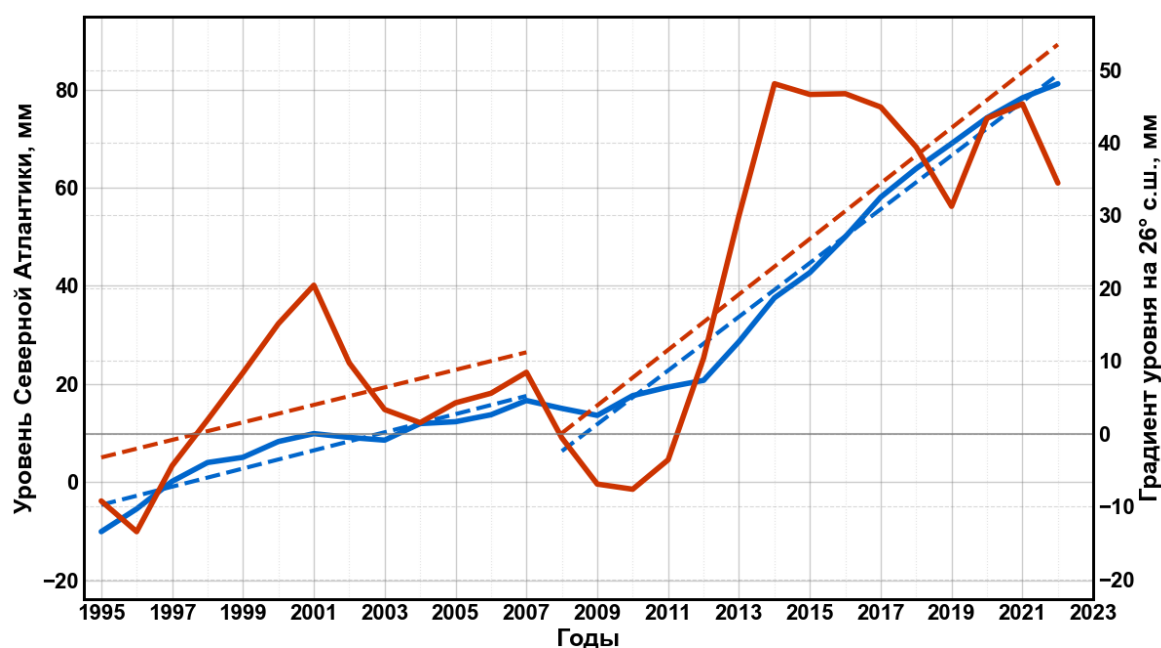


Рисунок 26. Межгодовая изменчивость градиента уровня (2) на широтном разрезе 26° с.ш. между 80° — 15° з.д. и среднего уровня в Северной Атлантике

(1)

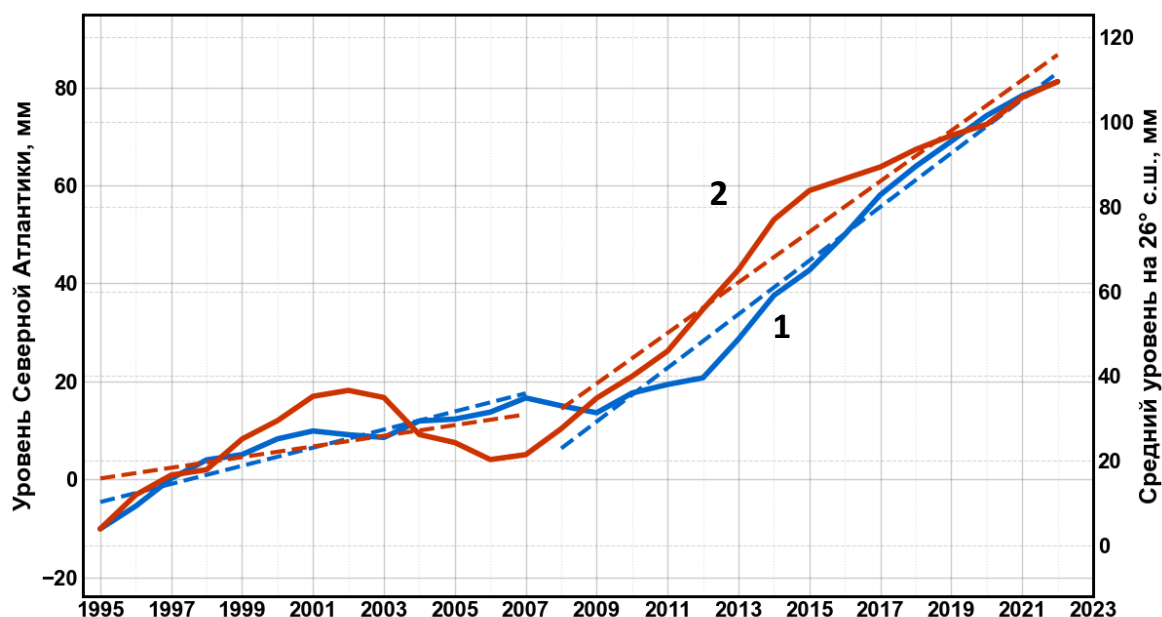


Рисунок 27. Межгодовая изменчивость среднего уровня (2) на широтном разрезе 26° с.ш. между 80° — 15° з.д. и среднего уровня в Северной Атлантике (1)

Есть основания полагать, что межгодовая изменчивость данного разреза должна быть связана не только с антициклоническим круговоротом вод в Северной Атлантике, но и с наиболее важными показателями климата. Одним из основных таких показателей является индекс североатлантического колебания (САК) и индекс арктического колебания (АО). Было проведено сопоставление межгодовой изменчивости южного широтного разреза и индекса североатлантического колебания. На рисунке 28 представлено сопоставление межгодовой изменчивости южного широтного разреза, рассчитанного как градиент уровня и индекса АО. Между исследуемыми характеристиками выявлена высокая корреляционная зависимость ($r = 0.86$). Связь с САК также является значимой ($r = 0.70$). С физической точки зрения данную связь можно объяснить следующим образом. Положительная фаза САК и АО характеризуется усилением зональной циркуляции в атмосфере. При этом, если САК характеризует градиент давления в пределах умеренных широт (Азорский максимум и Исландский минимум), то АО затрагивает полярную область, где преобладает циркумполярный круговорот.

Положительная фаза приводит к интенсификации западного переноса и росту завихренности напряжения ветра над субтропической Атлантикой, что напрямую усиливает субтропический антициклонический круговорот (САКВ). В следствие этого происходит усиление меридионального переноса вод на север через широту 26° с.ш., которое в большей мере проявляется в западных широтах, в пределах течения Гольфстрим (рис. 24). Обратный процесс происходит при переходе САК в отрицательную фазу, что приводит к ослаблению САКВ и уменьшению переноса вод на север через широту 26° .

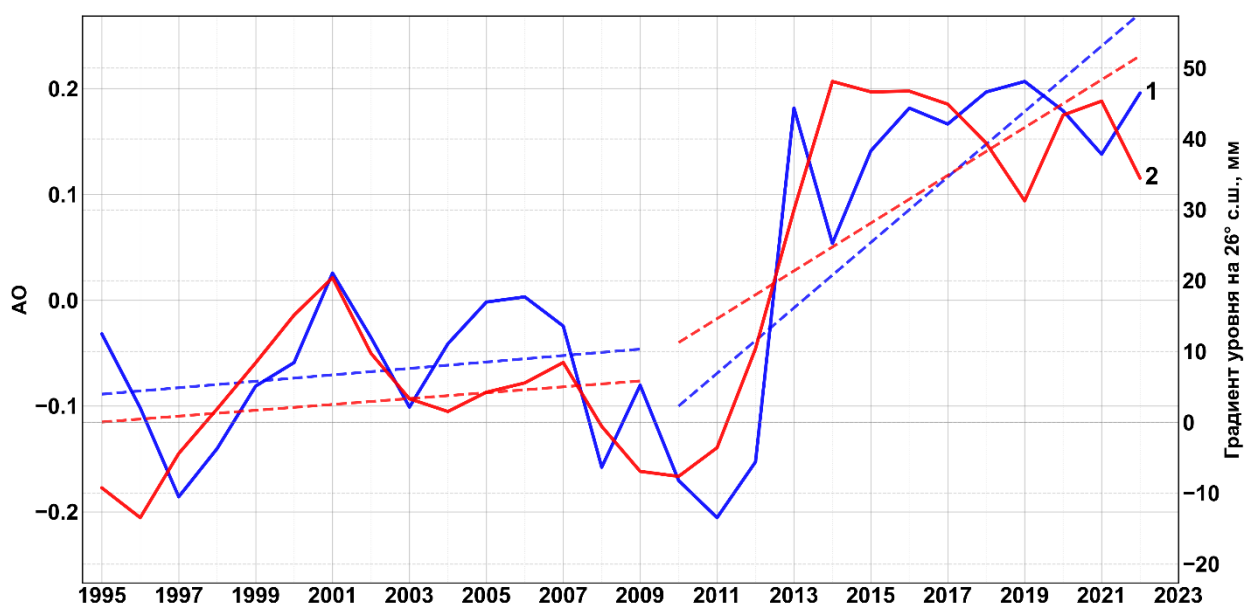


Рисунок 28. Сопоставление межгодовой изменчивости градиента уровня на широтном разрезе 26° с.ш. между 80° — 15° з.д. и индекса арктической осцилляции (АО)

В табл. 2 приводятся коэффициенты корреляции основных климатических индексов с Δh и $h_{\text{ср}}$ на широтных разрезах по 26° с. ш., а также с АМОЦ и $Q_{\text{УМО}}$. Наиболее репрезентативным оказался разрез 70° — 25° з. д., для которого градиент уровня Δh имеет очень высокую положительную связь с САК ($r = 0,84$). Отметим, что средний уровень на широтных разрезах гораздо более тесно связан с межгодовой изменчивостью климатических индексов. Наиболее слабая корреляция отмечается с АМО. Что касается АМОЦ и $Q_{\text{УМО}}$, то они фактически не реагируют на изменчивость климатических индексов.

Достаточно очевидно, что САК и АО интенсифицируют круговорот течений в системе САКВ. У всех трех разрезов наблюдается значимая положительная связь индексом GSNW и Флоридским течением. Можно полагать, что во время усиления расхода Флоридского течения и интенсификации САКВ происходит увеличение уровня вдоль 26° с. ш. Усиление мощности Гольфстрима приводит к интенсивному меридиональному переносу теплых вод Северной Атлантики, что в свою очередь усиливает суммарный приток тепла из океана в атмосферу в области Бермудской ЭАЗО и смещению Северо-Атлантического течения на север, что и отражает индекс GSNW. Отрицательный коэффициент корреляции с индексом EA/WR ($r=-0,64$ — -0.76), также имеет логическое обоснование. Отрицательная фаза EA/WR способствует формированию аномалии циклонической циркуляции над северо-восточной Атлантикой и Скандинавией [96], что приводит к усилению зональной циркуляции в атмосфере и меридиональному переносу вод на север через широту 26° с. ш.

Таблица 2.

Оценки коэффициентов корреляции сглаженных по пятилетиям значений Δh и h_{cp} на разрезе 26° с.ш. с основными климатическими индексами. Значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости 0,05 по критерию Стьюдента больше $r_{кр} = 0,37$ выделены полужирным шрифтом

	80—70° з. д.		70—25° з. д.		25—15° з. д.		АМОЦ	Q _{UMO}
	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}		
САК	-0,37	0,66	0,84	0,49	0,50	0,23	0,33	0,36
АМО	0,65	0,61	0,04	0,65	-0,07	0,74	-0,12	0,15
АО	0,18	0,85	0,61	0,80	0,34	0,67	0,21	0,32
GSNW	-0,09	0,65	0,48	0,61	0,68	0,47	-0,23	0,51
EA/WR	-0,51	-0,64	-0,20	-0,74	0,01	-0,76	0,33	-0,55
TNA	0,71	0,20	-0,42	0,33	-0,30	0,57	-0,52	-0,09
Расход ФТ.	-0,41	0,63	0,73	0,53	0,39	0,41	-0,13	0,71
Расход ФШ пр.	-0,26	0,44	0,46	0,25	0,59	-0,10	0,22	0,26
ЭАЗО _{Нор}	0,18	-0,45	-0,43	-0,33	-0,28	-0,28	-0,04	-0,29
ЭАЗО _{Бер}	0,12	0,58	0,56	0,48	-0,12	0,32	0,54	0,09
ЭАЗО _{Лабр}	-0,48	-0,48	0,08	-0,51	-0,03	-0,63	0,24	-0,19
ЭАЗО _{Ньюфаунд}	0,58	0,56	0,27	0,49	-0,36	0,41	0,11	0,31

По аналогии с южным разрезом в настоящей работе был выделен широтный разрез на 56° с.ш. между 57 и 10° з.д., изменения уровня на котором должны косвенно характеризовать интенсивность циклонической циркуляции (рис. 25). Важно отметить, что основные течения, проходящие через данную

широту, образуют систему СЦКВ. С учётом особенностей циркуляции разрез на 56° с.ш. был разделен на отдельные участки (локальные разрезы). Западная часть от 57° до 38° з.д. ($h_{(57 — 38)}$) характеризует в основном расход Лабрадорского течения. Здесь уровень понижается по направлению с запада на восток. Центральную часть разреза от 38° до 28° з.д. ($h_{(28 — 38)}$) пересекает течение Ирмингера. Через восточную часть разреза от 28° до 10° з.д. ($h_{(10 — 28)}$) проходит Северо-Атлантическое течение, которое через Фареро-Шотландский и Фареро-Исландский проливы входит в Норвежское море и далее проникает в Баренцево море, тем самым способствуя потеплению западной Европы и западного сектора Арктики [38]. На этих разрезах уровень океана также повышается с запада на восток. На рис. 30 представлен совмещенный график сглаженных по пятилетиям градиент уровня на разрезе 56° с.ш. и расход воды через Фареро-Шетландский пролив. Несмотря на небольшую выборку данных, между данными переменными наблюдается значимая отрицательная корреляционная связь ($r = -0.62$). Это означает, что с понижением уровня вдоль всего разреза 56° с.ш. расход течения через Фареро-Шотландский пролив будет возрастать. Отметим, что при этом коэффициент корреляции части северного разреза между 10° и 28° с.ш. с расходом воды вдоль Фареро-Шотландского пролива является положительной ($r = 0.59$). Очевидно, что увеличение уровня на данном разрезе характеризует интенсификацию переноса вод в полярные широты.

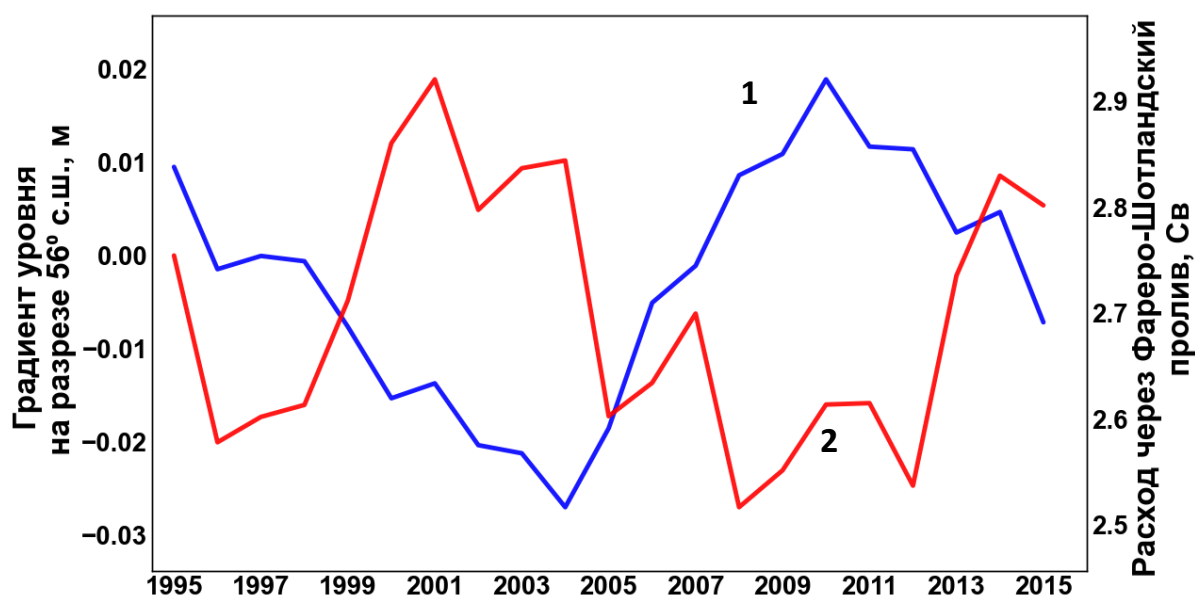


Рисунок 29. Совмещенный график сглаженных по пятилетиям градиент уровня на разрезе 56° с.ш. (1) и расход воды через Фареро–Шотландский пролив (2)

На рис. 30 представлено сопоставление среднего значения уровня за весь период на широтном разрезе 56° с.ш. и стандартное отклонение его межгодовых колебаний. В отличие от южного разреза, до 38 меридиана средний уровень уменьшался, а изменчивость уровня в данном регионе во многом обусловлена притоком холодного Лабрадорского течения. От 38° до 10° з.д. средний уровень начинает расти, при этом отдельные части данного разреза охватывают все теплые Североатлантические течения.

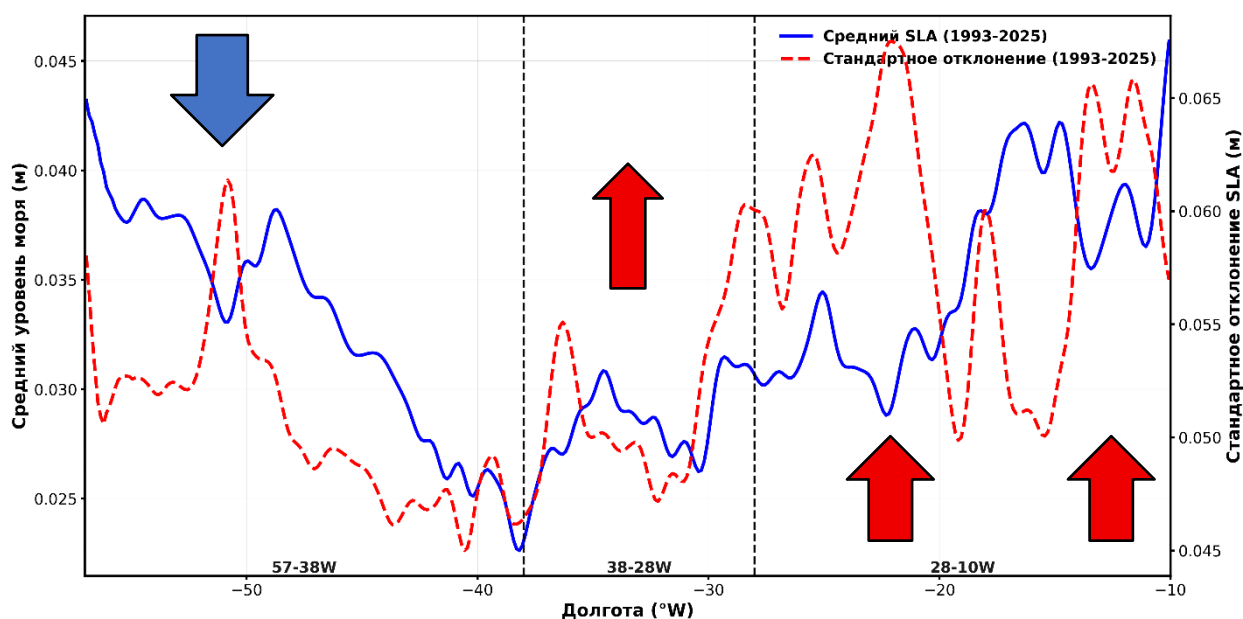


Рисунок 30. График средних значений уровня и стандартного отклонения на разрезе 56° с.ш. Красными и синими стрелками обозначены основные течения вдоль разреза

Таким образом, выполнен расчёт корреляционных связей отдельных частей уровенного разреза на 56° с.ш. с климатическими индексами (САК — Северо-Атлантическое колебание; АМО — Атлантическая мультideкадная осцилляция; АО — Арктическая осцилляция; GSNW — англ. Gulfstream North Wall, индекс «северная стена» Гольфстрима), а также с ТПО в морях Лабрадор (МЛ), Ирмингера (МИ), Гренландской котловине (ГК) и в центрах Норвежской, Бермудской, Лабрадорской и Ньюфаундлендской энергоактивных зон (НорЭАЗО, БерЭАЗО, ЛабрЭАЗО, НьюфайндЭАЗО), которые значительно влияют на климат не только в СА, но и делают его более влажным в Скандинавии, северо-западной части России и западном секторе Арктики [73]. При этом использовались градиенты уровня на концах разрезов (Δh), характеризующие геострофические составляющие течения, а также среднее значение уровня на разрезе (h_{cp}). Понятно, что при усилении интенсивности течения на разрезе, уровень будет повышаться. Результаты расчётов приводятся в табл. 3.

Таблица 3.

Оценки коэффициентов корреляции x сглаженных по пятилетиям значений Δh и h_{cp} на разрезе 56° с.ш. с основными климатическими индексами. Значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости 0,05 по критерию Стьюдента больше $r_{кр} = 0,37$ выделены полужирным шрифтом

	57–38° з. д.		28–38° з. д.		10–28° з. д.	
	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}
САК	0,20	-0,37	0,18	-0,44	0,62	-0,03
АМО	0,33	0,74	0,16	0,57	0,59	0,87
АО	0,55	0,13	0,45	-0,08	0,75	0,49
GSNW	0,39	-0,13	0,24	-0,16	0,53	0,11
EA WR	-0,79	-0,73	-0,53	-0,06	-0,61	-0,66
TNA	0,27	0,80	0,12	0,69	0,13	0,70
Расход ФТ	0,51	-0,40	0,61	-0,43	0,31	0,03
Расход ФШ пр.	-0,28	-0,21	-0,51	-0,20	0,59	-0,27
ЭАЗО _{Нор}	-0,02	0,44	-0,26	-0,03	-0,14	-0,16
ЭАЗО _{Бер}	0,36	0,01	0,38	-0,33	0,59	0,30
ЭАЗО _{Лабр}	-0,07	-0,26	-0,17	-0,62	-0,26	-0,72
ЭАЗО _{Ньюфаунд}	0,06	-0,38	0,12	-0,16	0,47	0,10
ТПО _{МЛ}	-0,03	0,84	-0,14	0,79	0,08	0,67
ТПО _{МИ}	-0,28	0,71	-0,38	0,67	-0,15	0,38
ТПО _{ГК}	0,70	0,65	0,49	0,16	0,79	0,80

Из табл. 3 видно, что Δh и $h_{\text{ср}}$ на локальных разрезах имеют значимую корреляцию с климатическими индексами. При этом корреляция с оценками $h_{\text{ср}}$, как правило, выше, чем с оценками Δh . Дело в том, что Δh обычно представляет относительно малую разность значений h , вследствие чего погрешности Δh существенно выше по сравнению с оценками $h_{\text{ср}}$. Наиболее высокие корреляции свойственны восточному разрезу, характеризующему самое мощное течение — Северо-Атлантическое. Усиление САК, АО, АМО, GSNW, TNA, Бермудской и Ньюфаундлендской ЭАЗО соответствуют повышению интенсивности геострофической циркуляции вод на этом разрезе. Наоборот, понижение индекса EA/WR соответствует повышению уровня вдоль всего разреза, что подтверждается высоким корреляционным связям как для Δh ($r = -0,61$), так и для $h_{\text{ср}}$ ($r = -0,66$). На центральном разрезе интенсивность геострофической циркуляции повышается при ослаблении САК, EA/WR, и Лабрадорской ЭАЗО. Для западного разреза свойственна довольно высокая положительная корреляция уровня с АМО и TNA. Отметим, что все три разреза имеют отрицательную корреляцию с индексом EA/WR, что говорит о синхронной реакции уровня воды на всем разрезе 56 ° с.ш. Формирование циклона над северо-восточной Атлантикой во время отрицательной фазы EA/WR способствует усилению зональной циркуляции [96]. Как уже было показано ранее, аналогичный эффект оказывает данный индекс и на колебания уровня вдоль 26° с.ш. Можно полагать, что интенсификация циклонической и антициклонической циркуляции океана во время отрицательной фазы EA/WR приводит к усилению меридионального переноса вод течениями с юга на север, что приводит к увеличению уровня на обеих широтах.

Более высокая статистическая связь отмечается между изменениями уровня на разрезе и ТПО в северных морях. Во всех случаях корреляция оказывается положительной. Особенно высокой она является между уровнями на западном и центральном разрезах с ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера, а

на восточном разрезе — с ТПО_{ГК}. В этих районах, как указывалось выше, происходит формирование Североатлантической глубинной водной массы, дающей начало глобальному океанскому конвейеру Брокера, который переносит её на юг в южное полушарие. Отметим значимые корреляционные связи ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера с обратным потоком вод за счет рециркуляции Q_{UMO} ($r = -0,53$ и $-0,63$ соответственно). Очевидно, что изменчивость ТПО в данных регионах может служить косвенным показателем интенсивности Североатлантической глубинной водной массы, которая формирует обратную глубинную ветвь измеряемого АМОЦ. Усиление интенсивности течения Ирмингера также служит одним из факторов повышения ТПО в море Ирмингера. Западный разрез непосредственно проходит по очагу глубокой конвекции в море Лабрадор. Здесь перенос вод идет с севера на юг. Очевидно, уровень на этом разрезе должен быть непосредственно связан с изменчивостью характеристик водной массы в данном районе. Прежде всего, это теплосодержание океана, которое является доминирующим фактором в стерических колебаниях уровня. Подробное изучение стерических колебаний уровня в морях Лабрадор и Ирмингера выполнено в работе [14]. В ней получены оценки стерических колебаний с использованием комбинированных спутниковых альтиметрических и гравиметрических измерений за 2003 — 2015 гг. Показано, что стерические колебания в море Лабрадор изменяются в диапазоне от -11 до 10 см, в море Ирмингера от -11 до 12 см. Рассчитаны тренды стерических колебаний уровня, которые свидетельствуют о значительном росте стерической составляющей в изменчивости уровня. Так, в море Лабрадор тренд составляет $5,7 — 6,0$ мм в год. Для моря Ирмингера он изменялся в более широких пределах ($3,7 — 8,1$ мм/год). Однако в последующей работе [119] выявлено, что использование комбинации данных альтиметрии и GRACE дают завышенные значения стерических колебаний и их трендов. Поэтому построены новые карты трендов стерических колебаний (ТСК) уровня СА по данным реанализов SODA, EN4 и ARMOR, которые носят более

реалистичный характер. Для разрезов на широте 56° приближенные оценки ТСК за период 2003 — 2015 гг. по направлению с запада на восток равны 2,25, – 0,75 и 1,5 мм/год. Из табл. 4 видно, что расхождения оценок ТСК по данным NOAA с данными [14] значительны. Впрочем, это неудивительно, учитывая очень короткие временные ряды и различия в методиках расчёта.

Таблица 4.

Оценки тренда аномалий фактического и стерического уровня океана на отдельных разрезах по широте 56° за различные интервалы времени

Разрез на 56° с.ш.	Тренд аномалий фактического уровня за 1993—2022 гг., мм/год	Тренд аномалий фактического уровня за 2005 — 2022 гг., мм/год	Тренд стерических колебаний уровня за 2005—2022 гг., мм/год
57—38° з.д.	2,25	–0,84	–2,40
38—28° з.д.	0,75	–0,73	–2,57
28—10° з.д.	1,91	1,01	0,14

Для сравнения трендов стерических колебаний с оценками трендов фактических значений уровня, обратимся к рис. 31, на котором дается межгодовой ход $h_{\text{ср}}$ на рассматриваемых разрезах за период 1993 — 2024 гг. Нетрудно видеть, что чётко выделяются 3 фазы изменений уровня. Первая — интенсивное повышение до 2006 г., вторая — не менее интенсивное понижение до 2016 г., третья — новый быстрый рост уровня. Наиболее выраженный рост уровня отмечается на западном разрезе, самый слабый — на центральном разрезе (табл. 4). Значительные расхождения в трендах фактического и стерического уровней за период 2005 — 2022 гг. связаны не

только с короткой продолжительностью рассматриваемого периода, но вероятно, с тем, что не учитывается массообмен вертикального столба воды с атмосферой, т. е. с испарением и выпадением осадков.

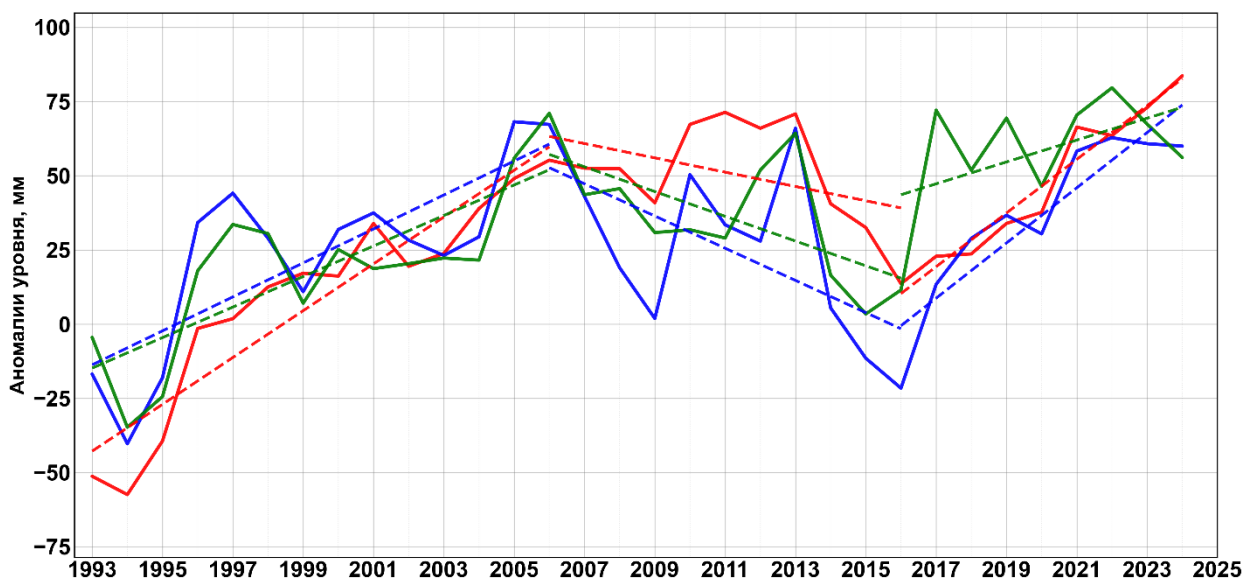


Рисунок 31. Межгодовой ход аномалий морского уровня для отдельных разрезов на широте 56° осредненного за период 1993 — 2024 гг. 1 — разрез 57° — 38° з.д., 2 — разрез 38° — 28° з.д., 3 — 28° — 10° з.д.

Другой важный фактор, влияющий на изменчивость теплосодержания водной массы, это суммарная теплоотдача в атмосферу ($P+LE$), воздействие которой на формирование отрицательной плавучести и глубокой конвекции в этих морях очень значительно. Экстремальная особенность морей Лабрадор и Ирмингера состоит в том, что здесь из-за огромного перепада в температуре между водой и воздухом резко возрастает турбулентный поток P и, соответственно, его вклад в суммарную теплоотдачу. Если в среднем для Мирового океана соотношение $P/LE = 0,12$ [120], то для моря Лабрадор по данным используемого в данной работе архива реанализа Reanalysis-2, оно в 2 раза выше (0,23). В основном благодаря P выделена Лабрадорская ЭАЗО [73, 121]. Корреляция $P+LE$ с ТПО в море Лабрадор оказалась незначимой, а с P

она равна $-0,48$. Хотя корреляция невысокая, она является значимой и правильно отражает физический смысл связи, поскольку при увеличении явного потока тепла в атмосферу температура воды уменьшается.

Рассмотрим теперь взаимосвязь температуры поверхности океана (ТПО) в рассматриваемых морях с различными климатическими индексами (табл. 5). Прежде всего, отметим почти функциональную связь между ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера ($r = 0,90$). Это означает, что теплосодержание вод в обоих морях можно рассматривать как единый комплекс. Действительно, при повышении АМО и ТНА, ослаблении САК и GSNW, температура поверхности океана (ТПО) в указанных морях повышается. Причём в связях между ТПО с основными климатическими индексами отсутствует эффект ложной корреляции, ибо корреляция между САК, АМО и GSNW является незначимой. Оценки, приведенные в табл. 5, соответствуют работе [86], в которой выявлено наличие отрицательной корреляции теплосодержания моря Лабрадор с САК, положительной с АМО и отсутствие значимой связи с АО. Кроме того, в работе [86] показано, что с юга некоторое количество субтропических Атлантических вод поступает в море Лабрадор за счёт трансфронтального обмена через Северо-Атлантическое течение. При ослаблении индекса Гольфстрима и САК происходит усиление меридиональной циркуляции в атмосфере, вследствие чего меридиональный перенос вод в СЦКВ к северным морям увеличивается [4]. Это способствует некоторому повышению ТПО и теплосодержания воды в море Лабрадор, что подтверждается отрицательными корреляционными связями в табл. 5.

Таблица 5

Оценки коэффициентов корреляции значений ТПО в северных морях с основными климатическими индексами СА. Значимые коэффициенты корреляции при уровне значимости 0,05 по критерию Стьюдента выделены полужирным шрифтом

ТПО	ТПО _{МЛ}	ТПО _{МИ}	ТПО _{ГК}	НорЭАЗО	БерЭАЗО	САК	АМО	АО	GSNW
ТПО _{МЛ}	1	0,90	0,41	0,36	0,00	-0,47	0,69	-0,04	-0,30
ТПО _{МИ}	0,90	1,00	0,12	0,61	-0,12	-0,64	0,43	-0,37	-0,57
ТПО _{ГК}	0,41	0,12	1,00	-0,09	0,63	0,34	0,79	0,73	0,35

Что касается изменчивости ТПО в районе Гренландской котловины, то она практически не связана с ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера (ТПО_{МЛ} и ТПО_{МИ}). При усилении АМО, АО и Бермудской ЭАЗО, ТПО в районе Гренландской котловины повышается. Эти оценки в основном согласуются с результатами, полученными в работах [122 – 124]. Поверхностная температура, характеризующая интенсивность глубокой конвекции в районе Гренландской котловины, хорошо коррелирует с уровнем на разрезе от 30° до 10° з.д. ($r = 0,90$). Очевидно, усиление притока теплых вод Северо-Атлантического течения в полярные широты влечёт за собой увеличение ТПО в районе Гренландской котловины и ослабление интенсивности глубокой конвекции. Климатические индексы наиболее тесно связаны с градиентом уровня Δh на восточном разрезе 28 — 10° з.д. При усилении Северо-Атлантического течения (повышении Δh) происходит синхронное усиление САК, АМО, АО, GSNW и Бермудской ЭАЗО.

Таким образом, проведенный статистический анализ южного и северного разрезов показал, что колебания уровня в пределах 26° и 56° с.ш. выступают в качестве косвенной характеристики циркуляции в пределах САКВ и СЦКВ. Высокая степень согласованности с одними и теми же климатическими индексами, особенно с САК и АО, указывает на существование единого механизма крупномасштабной атмосферной регуляции циркуляции в обоих круговоротах Северной Атлантики. Положительные фазы САК и АО усиливают зональный перенос в САКВ и СЦКВ, увеличивая градиенты уровня на обоих разрезах. Отрицательная фаза САК, способствует усилению меридионального атмосферного переноса, что приводит к ослаблению Гольфстрима, усилению меридиональной составляющей переноса в СЦКВ и увеличению адвекции теплых вод на восток и север в системе циклонической циркуляции вод, что отражается в изменениях уровня на разрезе 56° с.ш., особенно в его восточной части.

3.2 Статистическая модель АМОЦ

Важнейшей составляющей основной системы циркуляции мирового океана (конвейер Брокера) является Атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция (АМОЦ). Согласно современным представлениям, её расход может быть представлен как сумма нескольких составляющих. На широте 26° с.ш. он описывается уравнением:

$$\text{АМОЦ} = Q_{\text{ЕК}} + Q_{\text{FC}} + Q_{\text{УМО}}, \quad (7)$$

где $Q_{\text{ЕК}}$ – экмановский (дрейфовый) перенос в верхнем слое, вызванный ветровым напряжением; Q_{FC} – расход Флоридского течения; $Q_{\text{УМО}}$ – перенос тёплых вод океана с севера на юг выше главного термоклина за счёт рециркуляции субтропического круговорота за вычетом расхода Антильского течения на широте 26° с. ш. [4, 78].

Таким образом, величина АМОЦ определяется по замыканию уравнения (7), т. е. содержит суммарную ошибку этих слагаемых. Если расход Флоридского течения (Q_{FC}) и экмановский перенос известны относительно точно, то определение погрешностей Q_{UMO} практически не поддаётся количественной оценке. По данным работы [78], среднемноголетние годовые значения компонент уравнения (7) за 2004–2011 гг. составляют: $Q_{ЕК} = 3,5$ Св, $Q_{FC} = 31,5$ Св, $Q_{UMO} = 17,5$ Св. Отсюда АМОЦ = 17,5 Св. Для АМОЦ свойственна очень высокая изменчивость. Так, в течение одного года АМОЦ может испытывать колебания от 4 до 35 Св, а годовой ход имеет амплитуду более 5 Св [79].

На рис. 32 представлена межгодовая изменчивость АМОЦ и Q_{UMO} за период с 2004 по 2024 гг. Наличие отрицательного тренда в АМОЦ свидетельствует об ослаблении его мощности и соответственно об уменьшении переноса тепла на север. Для временного ряда Q_{UMO} характерно наличие положительного тренда. Учитывая, что изменчивость Q_{UMO} значительно выше изменчивости $Q_{ЕК}$ и Q_{FC} , именно Q_{UMO} вносит доминирующий вклад в изменчивость АМОЦ, включая его отрицательный тренд (рис. 32) [78, 79]. Действительно, между этими переменными при использовании непараметрического коэффициента корреляции Спирмена отмечается высокая отрицательная связь ($r = -0,71$), которая до 2012 г. была почти функциональной. Из рис. 32 видно, что в 2009 г. отмечались экстремально низкая оценка АМОЦ и экстремально высокая Q_{UMO} . Отметим почти полное совпадение экстремумов Q_{UMO} и АМОЦ.

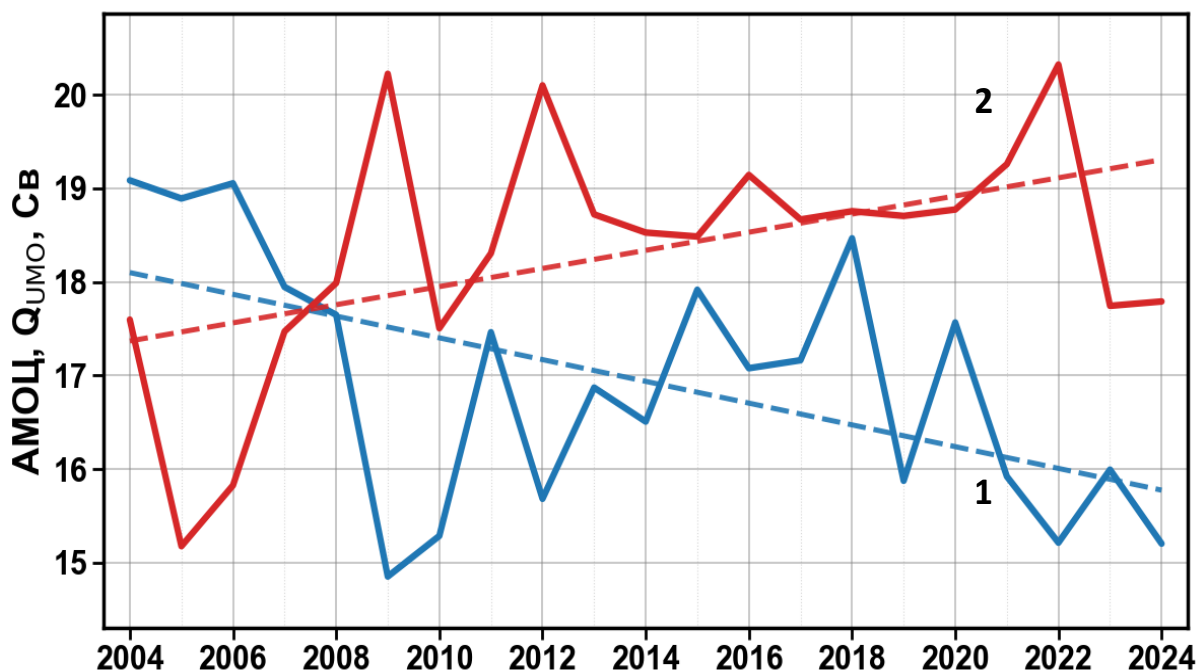


Рисунок 32. Межгодовая изменчивость АМОЦ (1) и Q_{UMO} (2) на 26° с.ш. за период 2004—2024 гг. в Св.

Косвенные оценки устойчивости АМОЦ можно получить из анализа межгодовых колебаний Гольфстрима, наблюдения над которым имеют более длительную историю. В частности, как видно из рис. 4 (см. главу 1), в межгодовом ходе расхода ФТ после 2007 г. начался устойчивый рост его мощности. Оценки расхода течения за более продолжительные интервалы времени также свидетельствуют об отсутствии отрицательного тренда в его значениях [113, 115, 125 и др.]

Представленный на рис. 5 (см. главу 1) межгодовой ход индекса «северной стены» Гольфстрима с 1971 – 2023 гг. (GSNW) имеет схожую изменчивость с АМОЦ (рис. 32). Очевидно, что чем выше величина индекса северной стены, тем дальше на север продвигается теплое течение. Для определения GSNW с карт снимается широта положения «северной стены» Гольфстрима на шести долготах: 79° , 75° , 72° , 70° , 67° и 65° з.д. по разным источникам. Таким образом, до 2010 года действительно наблюдается незначительный спад в расходе течения, характеризующийся отрицательным

трендом и совпадающий с отрицательным трендом АМОЦ. Однако после 2010 года тренд становится положительным, что также совпадает с восстановлением мощности АМОЦ. На качественном уровне межгодовой ход GSNW согласуется с изменчивостью АМОЦ и служит дополнительным аргументом её устойчивости. Другим подтверждением устойчивости АМОЦ служит работа [126], в которой приводятся прямые оценки расхода Гольфстрима на широте 37° за 1992–2012 гг., и исследование [127], где выполнен расчёт меридиональной циркуляции на широте 41° на основе альтиметрических данных и дрейфующих буев АРГО за период 2002–2010 гг. В обеих работах отрицательный тренд в переносе вод отсутствует. В то же время в расходе Гольфстрима на широте 37° можно выделить два локальных тренда: до 2003 г. расход течения увеличивался, но затем стал уменьшаться [126]. Это подтверждает вывод, сделанный ещё три десятилетия назад [128], что Гольфстриму свойственна очень высокая межгодовая изменчивость.

Рассмотрим возможность статистической параметризации среднегодовых значений переноса воды на широтном разрезе 26° на север и юг (АМОЦ и Q_{UMO}) по данным об уровне океана на этой широте. Учитывая значительную пространственную изменчивость градиентов уровня, предварительно рассчитывались их значения через 10° ($80-70$, $70-60$, ..., $30-20$, $20-15^\circ$ з. д.). После этого выполнялся расчёт пошаговых регрессионных моделей методом включения переменных [112]. В результате были получены следующие оптимальные модели пошаговой регрессии для АМОЦ и Q_{UMO} :

$$\text{АМОЦ} = 0,036\Delta h_{(40-30)} + 0,050\Delta h_{(50-40)} - 0,026\Delta h_{(60-50)} + 17,099 \quad (8)$$

$$Q_{UMO} = 0,037 \Delta h_{(60-50)} - 0,056 \Delta h_{(50-40)} - 0,025 \Delta h_{(80-70)} + 18,581 \quad (9)$$

Коэффициенты регрессии в этих уравнениях стоят по их значимости, т. е. по порядку включения в модель. Данные модели учитывают исключительно градиент уровня на исходных разрезах. Видно, что для обоих случаев оптимальным является использование разрезов в центральной части Атлантического океана от 50 до 40° з.д. На рис. 24 видно, что данный разрез косвенно характеризует обратные потоки Гольфстрима с севера на юг в пределах САКВ. Аналогичным образом были выявлены оптимальные модели регрессии для средних значений уровня на широте 26° с.ш.:

$$\text{АМОЦ} = -0,023h_{\text{cp}(20-15)} + 0,070h_{\text{cp}(80-70)} - 0,069h_{\text{cp}(70-60)} + 18,425 \quad (10)$$

$$Q_{\text{УМО}} = 0,071 h_{\text{cp},(60-50)} - 0,051h_{\text{cp}(80-70)} + 0,013h_{\text{cp}(50-40)} + 16,678 \quad (11)$$

Средние значения уровня на разрезах показывают более точные результаты. Очевидно, это связано с более высокой точностью определения h_{cp} по сравнению с Δh . В уравнениях 10 и 11 в обоих случаях учитывается зона 80–70° з. д. которая косвенно характеризует поток течения Гольфстрим. Отметим, что в уравнении АМОЦ данный разрез учитывается с положительным знаком, тогда как в уравнении для $Q_{\text{УМО}}$ знак отрицательный. Это полностью отражает физическую интерпретацию обоих предикторов уравнений. При этом в уравнении 10 разрез в пределах 20 — 15 ° з. д. стоит со знаком минус. Данный разрез косвенно характеризует обратное Канарское течение, замыкающее антициклонический круговорот вод в Северной Атлантике.

Статистическая оценка регрессионных моделей, представленная в таблице 6, показала, что данные модели хорошо описывают дисперсию

исходного ряда и характеризуются высокими коэффициентами детерминации. Наибольшие коэффициенты детерминации наблюдаются у модели АМОЦ и Q_{UMO} с использованием среднего уровня и составляют 0.94 и 0.92 соответственно. Также средние значения уровня являются более точными и характеризуются меньшей ошибкой модели (0.28 и 0.32 соответственно). Естественно, с учётом короткой длины выборки полученные результаты представляются лишь приближёнными. Но они свидетельствуют о том, что оценки АМОЦ и Q_{UMO} можно получить косвенным путём по легко определяемым значениям уровня на широте 26° , не прибегая к трудоёмкой процедуре определения гидрофизических параметров в толще океана.

Таблица 6

Статистические оценки регрессионных моделей (8) — (11) за период 2004 — 2024 гг.

	Коэффициент детерминации		Ошибка модели в долях СКО	
	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}
АМОЦ	0,77	0,89	0,55	0,38
Q_{UMO}	0,79	0,92	0,51	0,32

Аналогичным образом, в настоящей работе была выполнена статистическая параметризация АМОЦ и Q_{UMO} для северного переноса вод через широту 56° с.ш., поскольку Североатлантическое течение и течение Ирмингера представляют собой северную часть опрокидывающейся циркуляции [21]. Для данной широты также предварительно определялись значения Δh и h_{cp} на разрезах с интервалом от 7 до 10° ($57 — 50$, $50 — 40 \dots 20$

— 10° з.д.). Расчёт пошаговых регрессий методом включения переменных [112] позволил получить оптимальные модели для АМОЦ и Q_{УМО} в виде:

$$\text{АМОЦ} = -0,072\Delta h_{(50-40)} - 0,046\Delta h_{(57-50)} + 0,052\Delta h_{(20-10)} + 17,693 \quad (12)$$

$$Q_{\text{УМО}} = + 0,040\Delta h_{(20-10)} + 0,009\Delta h_{(57-50)} + 17,550 \quad (13)$$

Аналогичным образом рассчитывались регрессионные модели для АМОЦ и Q_{УМО} по данным $h_{\text{ср}}$:

$$(14)$$

$$\text{АМОЦ} = - 0,136h_{\text{ср}(57-50)} + 0,124h_{\text{ср}(50-40)} + 0,045h_{\text{ср}(20-10)} - 0,016 h_{\text{ср}(30-20)} + 16,974$$

$$(15)$$

$$Q_{\text{УМО}} = - 0,059h_{\text{ср}(40-30)} + 0,095h_{\text{ср}(57-50)} - 0,060h_{\text{ср}(50-40)} + 0,025h_{\text{ср}(30-20)} + 34,299$$

Из полученных моделей 12 – 15, видно, что везде используется разрез 57 — 50° з.д. и 50 — 40° з.д. которые косвенно характеризуют течения Лабрадор и Ирмингера и возникающие в этих регионах процессы глубокой конвекции. Отметим, что разрез 57 — 50° з.д. стоит со знаком минус в уравнениях АМОЦ и со знаком плюс в уравнениях Q_{УМО}. С усилением меридиональной циркуляции в атмосфере в пределах циклонической циркуляции будет усиливаться меридиональный перенос теплых вод через разрез 57 — 50° з.д. Можно полагать, что это приведет к увеличению уровня в пределах разреза, ослаблению интенсивности конвекции в море Лабрадор и соответствующем ослаблении обратного глубинного противотечения в системе АМОЦ.

Результаты статистической оценки регрессионных моделей представлены в табл. 7. Нетрудно видеть очень высокую точность моделей при использовании средних значений уровня $h_{\text{ср}}$. Полученные модели практически совпадают с точностью аналогичных моделей на широте 26° с.ш. Очевидно, меридиональный перенос вод на север АМОЦ и обратный перенос $Q_{\text{УМО}}$ на юг практически в равной степени репрезентативны, как для САКВ, так и для СЦКВ.

Таблица 7.

Статистические оценки регрессионных моделей (12) — (15) за период 2004 — 2024 гг.

	Коэффициент детерминации		Ошибка модели в долях СКО	
	Δh	$h_{\text{ср}}$	Δh	$h_{\text{ср}}$
АМОЦ	0,62	0,96	0,68	0,22
$Q_{\text{УМО}}$	0,61	0,90	0,51	0,34

Таким образом, по результатам статистической параметризации южного и северного разрезов удалось получить точную оценку системы АМОЦ по легко определяемым данным уровня моря.

3.3 Интегральный индекс ИСЦ

Итак, полученные выше результаты свидетельствуют, что уровень океана на обоих разрезах (26° и 56° с.ш.) достаточно надежно характеризует циркуляцию в системе циклонического и антициклонического круговоротов вод, а также имеет значимые корреляционные связи с основными климатическими индексами СА. Это означает возможность введения

интегрального уровня индекса Североатлантической циркуляции (ИСЦ), который представляет собой разность морского уровня на широтных разрезах 26° (80° — 15° з.д.) и 56° (57° — 10° з.д.) (рис. 24). Таким образом, был рассчитан новый уровень индекс, представляющий собой разность уровня между 26° и 56° с.ш. и косвенно характеризующий основную систему течений в Северной Атлантике.

В табл. 8 приводится корреляция индекса ИСЦ с основными климатическими индексами СА за период 1993 — 2024 гг. Нетрудно видеть, что наблюдаются высокие линейные связи с климатическими индексами для ИСЦ, рассчитанного по градиенту уровня ($ИСЦ_{\Delta h}$) и по среднему уровню ($ИСЦ_{\text{ср}}$) на разрезах. При этом реперной можно считать связь $ИСЦ_{\Delta h}$ с САК ($r = 0,82$). Именно САК в значительной степени определяет крупномасштабную циркуляцию вод в пределах САКВ и СЦКВ [4, 39, 42, 129].

Оценки коэффициентов корреляции индекса ИСЦ с основными климатическими индексами СА за период 1993—2024 гг.

	<i>ИСЦ_{нсп}</i>	<i>ИСЦ_{Δh}</i>
САК	0,75	0,82
АМО	0,26	0,53
АО	0,78	0,86
GSNW	0,73	0,63
EA WR	-0,44	-0,37
TNA	-0,11	-0,07
Расход ФТ.	0,80	0,48
Расход ФШ. пр.	0,44	0,76
ЭАЗО _{Нор}	-0,51	-0,54
ЭАЗО _{Бер}	0,52	0,67
ЭАЗО _{Лабр}	-0,29	-0,47
ЭАЗО _{Ньюфаунд}	0,61	0,71
ТПО _{МЛ}	-0,39	-0,06
ТПО _{МИ}	-0,67	-0,33
ТПО _{ГК}	0,60	0,70
АМОЦ (с 2004)	-0,16	0,23
Q _{УМО} (с 2004)	0,72	0,38

Положительная фаза САК и повышение индекса ИСЦ означают усиление западного геострофического переноса воздушных масс в умеренных широтах, ослабление меридиональной циркуляции в атмосфере, усиление северных ветров на море Лабрадор и смещение траекторий циклонов на север. Это, в конечном счёте, вызывает формирование отрицательных аномалий температуры воды в умеренных и субполярных широтах, в частности в морях Лабрадор и Ирмингера, вследствие чего усиливается глубокая конвекция, что

видно из отрицательных корреляций с ТПО в этих регионах ($r = -0,67$ и $r = -0,39$). В тоже время увеличивается мощность САКВ и течения Гольфстрим, а также северной ветви Северо-Атлантического течения, что усиливает приток теплых вод в полярные широты через Фареро-Шетландский пролив, корреляция с расходом в котором является положительной и составила $r = 0,76$ для $ИСЦ_{\Delta h}$. ТПО в области Гренландской котловины также растет ($r = 0,60$ и $0,70$). В соответствии с усилением АО усиливается мощная полярная циклоническая циркуляция – циркумполярный вихрь [130], при этом, как и положительная фаза САК, АО характеризует геострофический зональный перенос воздушных масс. Но если зональный перенос на восток за счет САК ограничивается широтой Исландского минимума, то влияние АО распространяется на более северные широты. Положительная высокая корреляция индекса ИСЦ и АО ($r = 0,86$) может свидетельствовать о том, что полученный интегральный индекс является индикатором климата не только Северной Атлантики, но и сопредельных полярных регионов.

С переходом САК и АО в отрицательную фазу и усилении процессов меридиональной циркуляции в атмосфере, наоборот, интенсивность Гольфстрима, круговоротов САКВ, СЦКВ, ослабевает. В результате этого происходит увеличение потока теплых вод в северные широты Северной Атлантики, интенсификация сброса распресненных вод и льда через проливы Дэвисов Фрама и Датский, формируются положительные аномалии температуры воды в морях Лабрадор и Ирмингера. Это приводит к ослаблению глубокой конвекции в этих морях. Меридиональный перенос теплых вод в полярные широты уменьшается, расход через Фареро-Шетландский пролив и ТПО в Гренландской котловине уменьшается.

Межгодовой ход сглаженного по пятилетиям индекса $ИСЦ_{\Delta h}$ представлен на рис. 33. Действительно, в $ИСЦ_{\Delta h}$ и САК есть согласованный временной ход и близкие по величине локальные линейные тренды. Принципиально важно, что положительная и отрицательная фазы САК и $ИСЦ_{\Delta h}$ совпадают. Переход

к положительной фазе в САК произошел в 2013 г., а в $ИСЦ_{\Delta h}$ на 1 год раньше, в 2012 г. Отрицательные экстремумы в $ИСЦ_{\Delta h}$ и САК наблюдаются в 2010 году. Впрочем, рассматриваемый временной период довольно короткий, поэтому делать какие-либо окончательные выводы преждевременно. Тем не менее, несомненно, что интегральный индекс Североатлантической циркуляции можно рассматривать как показатель межгодовой изменчивости циркуляции вод и климата в Северной Атлантике.

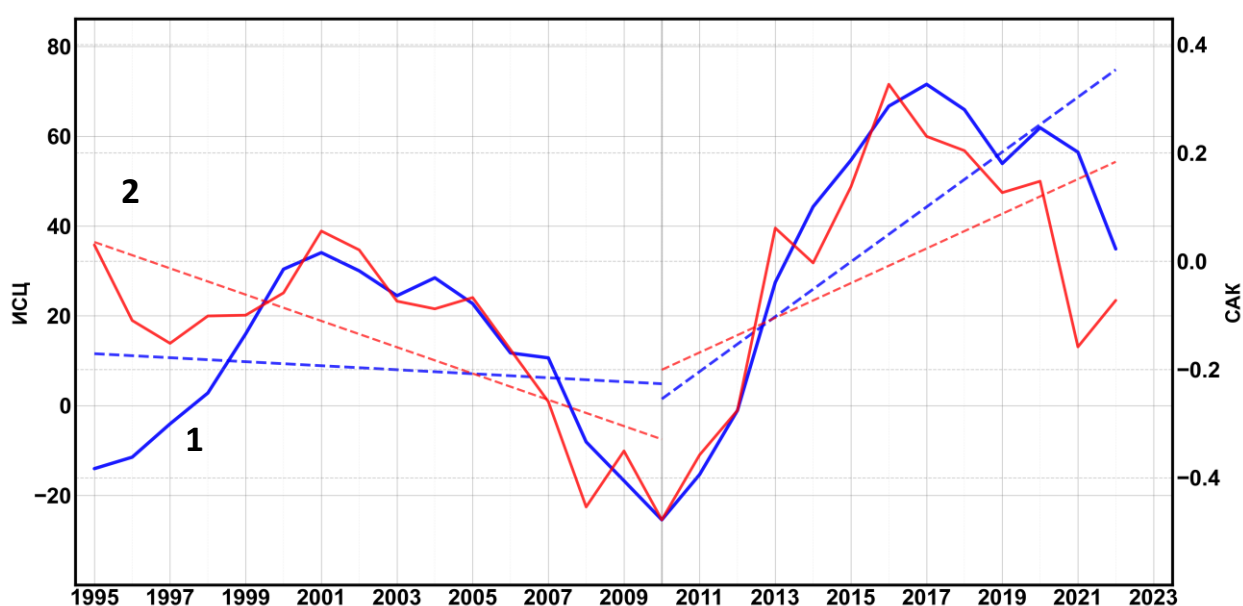


Рисунок 33. Сопоставление сглаженного по пятилетиям индекса $ИСЦ_{\Delta h}$, рассчитанного по градиенту уровня Δh (1), с индексом САК (2). Штриховыми линиями обозначены линейные тренды

Выводы по 3 главе

Таким образом, выполнен анализ взаимосвязи межгодовой изменчивости характеристик уровня океана, циркуляции вод и различных климатических индексов в Северной Атлантике. По альтиметрическим данным с 1993 г. на широтных разрезах 26° (80° — 15° з.д.) и 56° (57° — 10° з.д.) рассчитывались градиенты уровня (Δh) на концах локальных разрезов, характеризующие геострофические составляющие течения, а также среднее значение уровня на этих разрезах (h_{cp}) за период 1993 — 2024 гг. Разрез на

широте 26° является реперным для САКВ, а на широте 56° — для СЦКВ. На широте 26° выделены разрезы $80^{\circ} - 70^{\circ}$, $70^{\circ} - 25^{\circ}$, $25^{\circ} - 15^{\circ}$ з. д. Уровень между 80 и 70° з. д. характеризует интенсивность Флоридского и Антильского течений, уровень между $25-15^{\circ}$ з. д. — Канарское течение, а уровень на разрезе через всю Атлантику характеризует АМОЦ, измерения которой производятся с 2004 года на той же широте. На широте 56° выделены разрезы $57^{\circ} - 38^{\circ}$, $38^{\circ} - 28^{\circ}$ и $28^{\circ} - 10^{\circ}$ з.д. Первый разрез характеризует Лабрадорское течение и очаг глубокой конвекции моря Лабрадор, второй — течение Ирмингера, третий — наиболее мощное на данной широте Североатлантическое течение. Также в межгодовом ходе $h_{\text{ср}}$ на широте 56° на рассматриваемых разрезах чётко выделяются 3 фазы изменений уровня. Первая — интенсивное повышение до 2006 г., вторая — не менее интенсивное понижение до 2016 г., третья — новый быстрый рост уровня. Наиболее выраженный рост уровня отмечается на западном разрезе, самый слабый — на центральном разрезе.

Выявлено, что Δh и $h_{\text{ср}}$ на локальных разрезах 26° и 56° с.ш. имеют значимую корреляцию с климатическими индексами. В пределах 26° с.ш. наиболее репрезентативным является разрез в центральной части Североатлантического океана $70^{\circ} - 25^{\circ}$ з.д. В пределах 56° с.ш. — разрез $10^{\circ} - 28^{\circ}$ з.д. который косвенно характеризует приток вод в полярные широты Североатлантическим течением. Кроме того, для разрезов в пределах 56° с.ш. высокая статистическая связь отмечается между изменениями уровня на разрезах и ТПО в морях Лабрадор, Ирмингера и в районе Гренландской котловины. В свою очередь, изменения поверхностной температуры контролируют среднюю температуру в слое $0 - 1000$ м и, следовательно, изменения глубокой конвекции, формирующей Североатлантическую глубинную водную массу и дающей начало глобальному океанскому конвейеру Брокера. Показано, что при повышении уровня происходит ослабление глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера, а также в

Гренландской котловине за счет меридионального притока тепла в пределах СЦКВ.

Выполнена параметризация переноса АМОЦ и Q_{UMO} для разреза на 56° и 26° с.ш. по данным об уровне. С учётом значительной пространственной изменчивости предварительно определялись значения Δh и h_{cp} на разрезах от 7 до 10° ($57 — 50, 50 — 40 \dots 20 — 10^\circ$ з.д.) для 56° с.ш. и от 5 до 10° ($80 — 70, 70 — 60 \dots 20 — 15^\circ$ з.д.) для 26° . Расчёт пошаговых регрессий методом включения переменных позволил получить оптимальные модели для АМОЦ и Q_{UMO} . Показано, что меридиональный перенос вод на север АМОЦ и обратный перенос Q_{UMO} на юг практически в равной степени репрезентативны, как для САКВ, так и для СЦКВ. Показано, что в качестве характеристики циркуляции в системе циклонического и антициклонического круговоротов вод (СЦКВ и САКВ) может быть использован интегральный индекс Североатлантической циркуляции (ИСЦ, North Atlantic Circulation index), который представляет собой разность морского уровня на широтных разрезах 26° ($80^\circ — 15^\circ$ з.д.) и 56° ($57^\circ — 10^\circ$ з.д.). Данный индекс имеет высокую линейную связь с климатическими индексами СА и с ТПО северных морей. Самая высокая корреляция отмечается с индексом САК ($r = 0,82$) и АО ($r = 0,86$), которые в значительной степени контролируют атмосферную циркуляцию и изменения климата не только в СА, но и прилегающих регионах. В межгодовом ходе ИСЦ $_{\Delta h}$ и САК отмечаются близкие по величине локальные линейные тренды. Принципиально важно, что положительная и отрицательная фазы САК и ИСЦ $_{\Delta h}$ почти совпадают. Переход к положительной фазе в САК произошел в 2013 г., а в ИСЦ $_{h_{cp}}$ на 1 год раньше, в 2012 г. Отрицательный экстремум в ИСЦ $_{\Delta h}$ совпадает с САК. Очевидно, что интегральный индекс Североатлантической циркуляции может служить важным показателем межгодовой изменчивости циркуляции вод и климата в Северной Атлантике.

ГЛАВА 4. Долгопериодные колебания уровня в Северной Атлантике и их связь с климатом Арктики

Как было показано, межгодовая изменчивость уровня на широтных разрезах 26° (80° — 15° з.д.) и 56° (57° — 10° з.д.) тесно связана с интенсивностью АМОЦ и рециркуляции в субтропическом круговороте QUMO. Полученный индекс ИСЦ отражает совместную динамику САКВ и СЦКВ [5]. Однако наличие сравнительно небольшого периода альтиметрических наблюдений с 1993 года, позволяет анализировать лишь короткопериодные колебания климата. Очевидно, более длительные изменения климата в СА также должны быть связаны с изменениями уровня океана. Поэтому возникает необходимость нахождения такого индекса циркуляции по данным о морском уровне на стационарных береговых станциях, имеющих длительный период наблюдений, который был бы максимально связан с ИСЦ и отражал особенности изменения климата в СА. Данной цели и посвящена настоящая глава.

4.1 Факторный анализ стационарных наблюдений

Наиболее развитая сеть стационарных береговых станций расположена в Америке от северного побережья Мексиканского залива до южной части канадской провинции Онтарио (рис. 34). Было выделено 23 станции за период 1948—2024 гг. (77 лет). Для анализа отбирались станции, имеющие не более 5% пропусков за рассматриваемый период. Пропуски заполнялись линейной интерполяцией по соседним годам. Уровень на южных станциях до м. Хаттерас характеризует меридиональный перенос тепла на север Гольфстримом, который далее отходит от побережья в открытый океан. Северные станции находятся в основном в зоне влияния холодного Мэнского течения, образующегося из ответвления Лабрадорского течения, которое огибает Ньюфаундленд и движется на юг. Южнее залива Мэн оно вливается в холодное Восточно-Американское прибрежное течение.

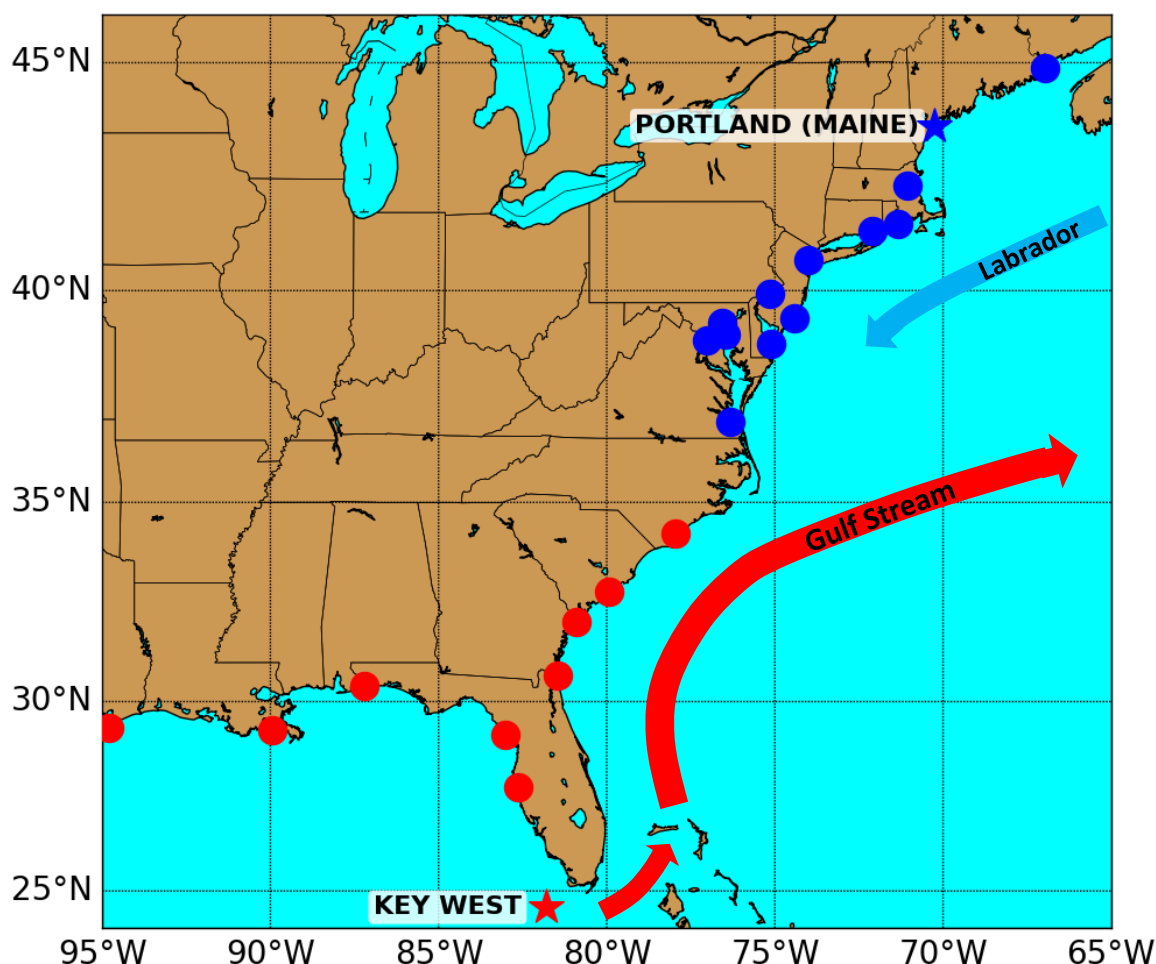


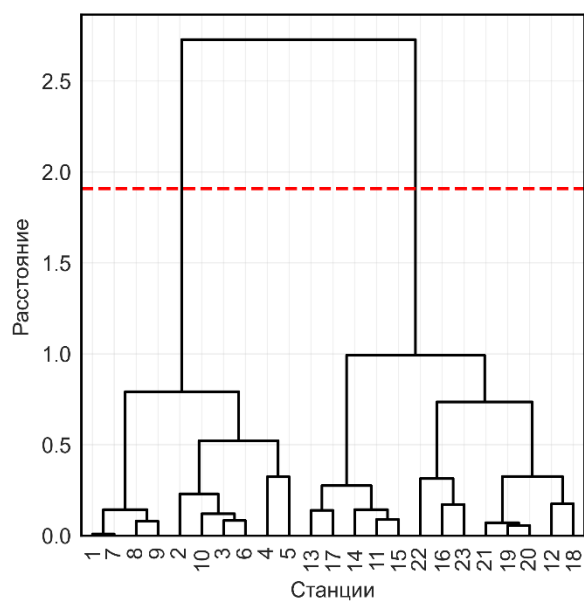
Рисунок. 34. Схема расположения уровенных станций на восточном побережье Америки. Красным цветом отмечены станции южной группы, синим цветом — станции северной группы. Звездочками выделены реперные станции Key West и Portland (Maine)

Матрица среднегодовых значений морского уровня размером 23×76 была подвергнута разложению методом главных факторов. В результате второго вращения методом Кайзера получено, что первые три главных фактора описывают 79 % дисперсии, из них на первый приходится 56 %, на второй — 18 %. Нагрузки третьего фактора малы, поэтому они могут не учитываться. На *рис. 35a*, приводится распределение факторных нагрузок первых трех главных факторов. Видно, что максимальные нагрузки первого фактора описывают межгодовую изменчивость уровня моря северных станций

(11—23), в то время как для группы южных станций (1—10) факторные нагрузки малы. Для второго фактора имеем обратную картину. Это означает, что корреляция годовых значений уровня моря между северными и южными станциями должна быть незначимой.

Наиболее репрезентативными станциями, наилучшим образом отражающими корреляцию с уровнем других станций в южной группе является станция Key West (24,5° с.ш. 81.8° з.д.), а в северной группе — станция Portland (43,7° с.ш. 70.3° з.д.) (рис. 34). Сопоставление годовых значений уровня на этих станциях представлено на рис. 36. Нетрудно видеть наличие хорошо выраженных линейных трендов, обусловленных влиянием на них тренда уровня Мирового океана. После исключения линейных трендов коэффициент корреляции годовых значений уровня на станциях Key West и Portland оказался равным $r=0,14$. Отсюда видно, что межгодовая изменчивость уровня на этих станциях не повторяет друг друга и, очевидно, определяется разными причинами. Также из дендрограммы факторных нагрузок рассчитанной методом Уорда (рис. 35б) видно, что есть четкое разделение на 2 класса, в которых станции полностью соответствуют южной и северной группам точек.

Станции			
1	0,18	-0,88	0,06
3	0,22	-0,82	-0,13
5	0,41	-0,70	-0,21
7	0,16	-0,39	-0,30
9	0,05	-0,70	-0,28
11	0,33	-0,71	-0,24
13	0,18	-0,88	0,07
15	0,25	-0,94	0,09
17	0,27	-0,95	0,01
19	0,35	-0,80	-0,20
21	0,88	-0,31	-0,12
23	0,87	-0,35	-0,02
	0,84	-0,23	-0,38
	0,84	-0,33	-0,26
	0,92	-0,29	-0,19
	0,42	-0,09	0,12
	0,81	-0,18	-0,26
	0,92	-0,18	-0,00
	0,89	-0,20	0,16
	0,93	-0,23	0,19
	0,91	-0,17	0,21
	0,71	0,01	0,25
	0,56	-0,16	0,20
	Фактор 1	Фактор 2	Фактор 3



(a)

(б)

Рисунок 35. Распределение факторных нагрузок первых трех главных факторов уровня моря на 23 станциях восточного побережья Америки (a) и дендрограмма факторных нагрузок методом Уорда (б)

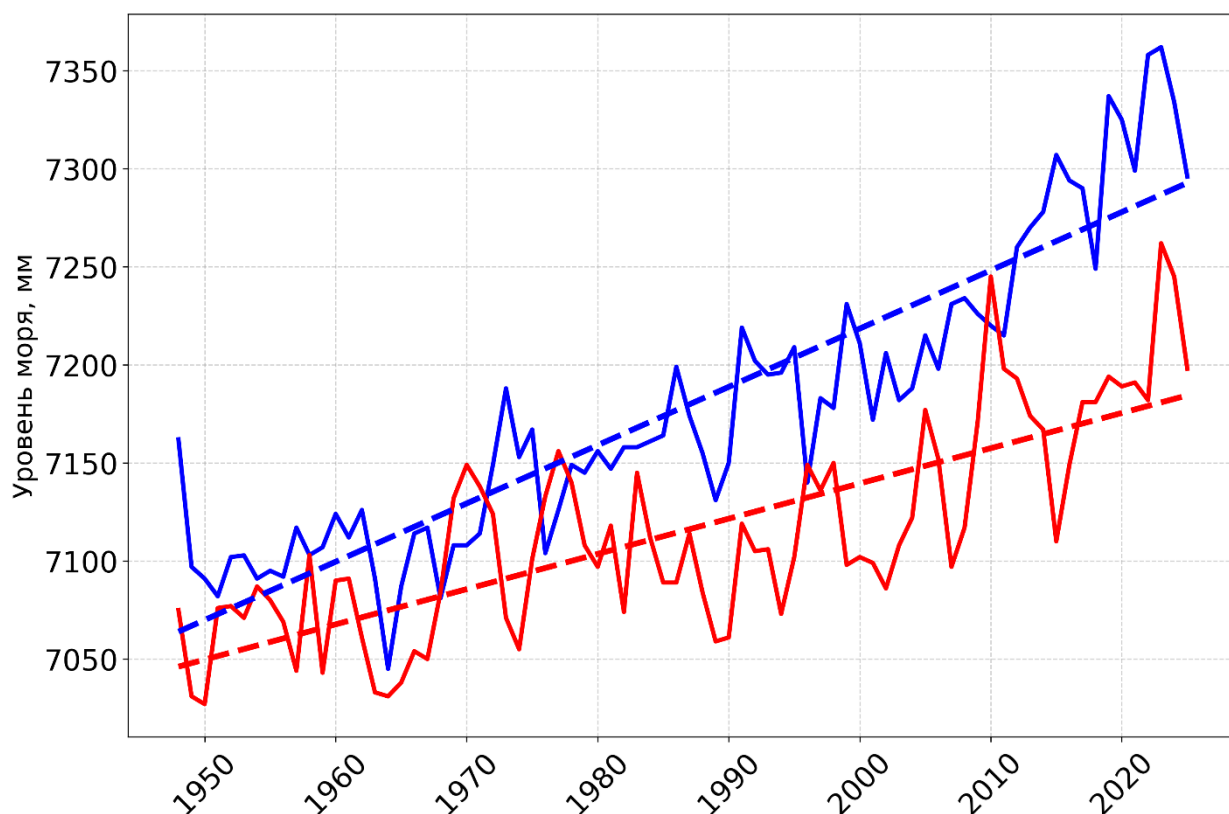


Рисунок 36. Сопоставление среднегодовых значений колебаний уровня на станциях Key West (1) и Portland (2) с 1948 по 2024 гг.

Распределение уровенных станций на 2 группы имеет достаточно четкое обоснование. Десять южных станций, формирующие второй кластер, связаны с субтропическим антициклоническим круговоротом (САКВ), динамика которого в значительной степени зависит от Гольфстрима. Уровень на ст. Key West имеет высокую корреляцию ($r=0,89$) со средним уровнем на широтном разрезе 26° с.ш. между 80° — 70° з.д. и со средним уровнем на меридиональном разрезе по 80° з.д. между $25,5^{\circ}$ — 23° с.ш. ($r=0,94$), характеризующим Флоридское течение.

Современные исследования демонстрируют четкую связь динамики морского уровня в южном регионе с интенсивностью вод Гольфстрима, которая может меняться в зависимости от доминирующего физического механизма. Можно полагать, что в климатическом масштабе усиление

меридионального переноса тепла на север, т.е. возрастание мощности течения Гольфстрим, сопровождается увеличением уровня в южных широтах Северной Атлантики и соответствующим уменьшением уровня в северных широтах. Модельные исследования [131] показывают, что усиление меридионального переноса тепла в СА непосредственно связано с интенсивным потеплением субполярного круговорота в середине 1990-х годов в результате адвекции тепла с юга на север.

В работе [132] показано, что в многодекадном масштабе уровень у побережья Южно-Атлантической бухты, расположенной южнее м. Хаттерас, в частности, на станции Charleston, имеет высокую положительную корреляцию ($r=0,8—0,94$) с расходом Гольфстрима. В то же время на более коротких временных масштабах колебания уровня в южных широтах могут испытывать влияние локального воздействия и мезомасштабных вихрей, которые будут оказывать на уровень обратный эффект [132]. Так, в более ранней работе [133] выявлено, что во время прохождения урагана Мэтью в 2016 году, несмотря на сокращение расхода Флоридского течения на $\sim 30\%$ (около 10 Св), на побережье Южно-Атлантической бухты отмечался ветровой нагон, который вызвал подъём уровня на ~ 10 см.

Входящие в первый кластер северные станции находятся севернее разворота Гольфстрима в открытый океан, поэтому межгодовая изменчивость их уровня должна преимущественно отражать динамику СЦКВ, в значительной степени зависящего от холодного Лабрадорского течения. Его продолжение в виде вдольберегового холодного течения проникает в залив Мэн, влияя на гидрологию залива и колебания уровня на ст. Portland. Отражением связи колебаний уровня на станции Portland (Maine) с СЦКВ является значимая корреляция ТПО в зоне глубокой конвекции Лабрадорского моря [14] за период 1993—2024 гг. равная $r=0,47$, а также со средним уровнем на широтном разрезе 56° между $57—38^\circ$ з.д., отражающим интенсивность Лабрадорского течения ($r=0,42$). Естественно, определенное влияние на режим

уровня в з. Мэн и в Срединно-Атлантической бухте, находящейся южнее з. Мэн, оказывают локальные факторы, обусловленные процессами взаимодействия атмосферы с океаном и атмосферной циркуляцией. [132, 134, 135]

Принимая во внимание важное значение межгодовых колебаний уровня на станциях Key West (Ки-Вест) и Portland (Портленд) для крупномасштабной циркуляции океана можно предположить, что градиент уровня этих станций $\Delta KW-P$, будет являться репрезентативным индикатором взаимодействия двух ключевых круговоротов САКВ и СЦКВ в климатической системе Северной Атлантики.

4.2 Связь градиента уровня между станциями Key West и Portland с климатическими индексами СА

Прежде всего, была рассчитана корреляция для сглаженных по трехлетиям значений $\Delta KW-P$ с интегральным индексом Североатлантической циркуляции $ИСЦ_{\Delta h}$ для среднегодовых ($r=0,82$), зимних ($r=0,90$) и летних ($r=0,41$) условий за период 1993—2024 гг. Для зимних и летних условий $ИСЦ_{\Delta h}$ рассчитывался по средним значениям аномалий уровня за декабрь—февраль и июнь—август соответственно.

На рис. 37 представлено сопоставление сглаженных по трехлетиям среднегодовых значений градиента уровня $\Delta KW-P$ с 1948 по 2024 г. и интегрального индекса $ИСЦ_{\Delta h}$ с 1993 по 2024 г. Нетрудно видеть, что оба индекса имеют близкий межгодовой ход, характеризующийся локальным отрицательным трендом с 1993 по 2010 г. и сильным положительным трендом с 2010 по 2024 гг., оценки которых даются в табл. 9.

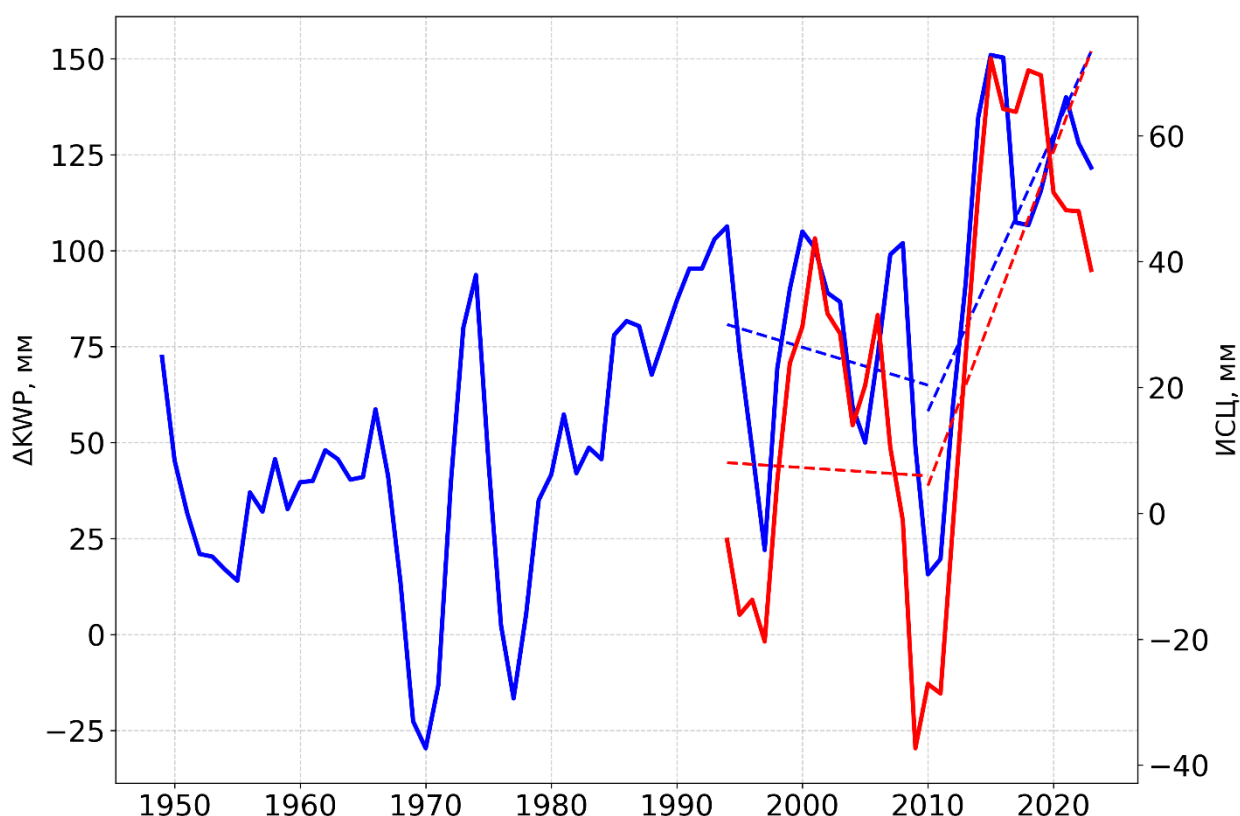


Рисунок 37. График сглаженных за 3 года среднегодовых значений градиента уровня $\Delta KW-P$ с 1948 по 2024 год (1) и интегрального индекса $ИСЦ_{\Delta h}$ с 1993 по 2024 год (2)

Высокая степень согласованности между индексами, особенно в зимний сезон ($r=0,90$), когда атмосферно-океаническое взаимодействие в Северной Атлантике наиболее интенсивно, указывает на то, что градиент уровня $\Delta KW-P$ между двумя реперными береговыми станциями адекватно отражает сложные процессы, которые характеризуют индекс ИСЦ.

Из табл. 9, в которой приводятся результаты расчета трендов $\Delta KW-P$ и ИСЦ в абсолютных величинах, видно, что оценки трендов, особенно в период с 2010 по 2024 год, близки друг к другу. При этом интенсивный рост обоих показателей с 2010 года у $\Delta KW-P$ даже выше, чем у ИСЦ, что свидетельствует о высокой чувствительности прибрежной системы к изменчивости циркуляции вод в Северной Атлантике.

Оценки трендов индексов $\Delta KW-P$ и ИСЦ по фактическим среднегодовым данным о морском уровне за различные периоды времени

Индекс	1970—2015, мм/год	1993—2010, мм/год	2010—2024, мм/год
$\Delta KW-P$	1,53	–1,64	6,35
ИСЦ	—	–0,12	4,13

Сравнительный анализ корреляции $\Delta KW-P$ с основными климатическими индексами за два периода — эпоху спутниковых измерений (1993—2024 гг.) и более длительный период инструментальных наблюдений (1948—2024 гг.) выявил устойчивые значимые связи (табл. 10). Наибольшие коэффициенты корреляции наблюдаются с индексом АО: $r = 0,81$ для среднегодовых значений и $r = 0,70$ для зимних за период 1993—2024 гг. Тесная связь подчеркивает ключевую роль зональной атмосферной циркуляции, регулируемой АО, в формировании положительного градиента уровня $\Delta KW-P$. Высокая положительная корреляция с индексом GSNW ($r = 0,62—0,67$ для среднегодовых значений) указывает на то, что смещение положения Гольфстрима на север является важным физическим механизмом, определяющим рост градиента уровня $\Delta KW-P$, который зависит главным образом от повышения уровня на станции Key West. Вследствие более высокой изменчивости уровня корреляция его на этой станции с градиентом $\Delta KW-P$ составляет $r=0,75$, в то время как корреляция $\Delta KW-P$ с уровнем на ст. Portland равна $r=0,26$.

Коэффициенты корреляции между трёхлетними скользящими средними индекса $\Delta KW-P$ и климатическими индексами Северной Атлантики за 1993—2024 гг. и за 1948—2024 гг. для различных сезонов и в целом за год. Полужирным шрифтом выделены значимые коэффициенты корреляции

Индекс	$\Delta KW-P_{год}$		$\Delta KW-P_{зима}$		$\Delta KW-P_{лето}$	
	1993— 2024	1948— 2024	1993— 2024	1948— 2024	1993— 2024	1948— 2024
САК	0,60	0,48	0,87	0,77	0,16	−0,27
GSNW	0,62	0,67	0,48	0,47	0,62	0,66
EA/WR	−0,21	−0,32	0,03	0,17	−0,15	−0,42
АО	0,81	0,64	0,70	0,58	0,32	0,16
TNA	−0,24	0,21	−0,30	−0,06	−0,40	0,32
АМО	0,07	0,30	0,15	0,06	−0,15	0,43

Связь $\Delta KW-P$ с САК носит ярко выраженный сезонный характер. Для зимнего сезона корреляция исключительно высока и устойчива: $r = 0,87$ за период 1993—2024 гг. и $r = 0,77$ за период 1948—2024 гг. Это связано с тем, что САК наиболее активен именно в зимний период времени. Однако для летнего сезона связь статистически незначима или слабо отрицательна. Сравнение корреляций индексов $\Delta KW-P$ и ИСЦ показывает, что оба индекса имеют сходную структуру связей с климатическими индексами, демонстрируя наибольшее соответствие с САК и АО. Кроме того, между $\Delta KW-P$ и GSNW

отмечается устойчивая связь в течение всего года. Итак, при повышении $\Delta KW-P$ происходит усиление Гольфстрима с Северо-Атлантическим течением и циклонического переноса теплых воздушных масс над системой Гольфстрим [1] из СА в Западную Арктику, что способствует повышению температуры воздуха и уменьшению ледовитости, прежде всего, в БМ. Отметим, что коэффициент корреляции между индексом АО и приземной температурой воздуха в БМ составил $r = 0,53$. Можно полагать, что повышение давления в южных широтах, и соответствующее его понижение в Арктике во время положительной фазы АО, способствует переносу теплых воздушных масс из Норвежского моря на север в Арктику.

На рис. 38 представлена обобщающая схема, иллюстрирующая взаимосвязи предложенных в настоящем исследовании индексов ИСЦ и $\Delta KW-P$ с ключевыми компонентами крупномасштабной циркуляции вод и атмосферы в Северной Атлантике. Отметим, что расчёт представленных коэффициентов корреляции выполнен по единому способу фильтрации — пятилетнему скользящему среднему с 1993 по 2024 гг. Это позволяет четко оценить как оба индекса реагируют на одни и те же климатические и океанологические процессы. Для каждого параметра на рис. 38 в круглых скобках даны два значения: коэффициент корреляции с ИСЦ и коэффициент корреляции с $\Delta KW-P$ (ИСЦ/ $\Delta KW-P$). Анализ показывает высокую согласованность обоих индексов как по знаку коэффициента корреляции, так и по его абсолютной величине. В частности, оба индекса демонстрируют тесную положительную связь с САК и АО, что отражает доминирующую роль зональной атмосферной циркуляции в усилении обоих круговоротов. Важно отметить, что косвенной оценкой расходов основных течений, представленных на схеме, является колебания уровня в соответствующих координатах. Колебания уровня вдоль широты 26° с.ш. между 70° — 25° з.д. является косвенной характеристикой мощности АМОЦ. Видно, что оба индекса в равной степени связаны с изменчивостью уровня в пределах

основных течений САКВ и СЦКВ. Также оба индекса имеют отрицательную связь с температурой поверхности океана в морях Лабрадор и Ирмингера, где происходят процессы глубокой конвекции и формируется североатлантическая глубинная водная масса. Одновременно положительная корреляция наблюдается с ТПО в Гренландской котловине и расходом вод через Фареро-Шетландский пролив. Физическим обоснованием полученных коэффициентов корреляции является усиление меридионального переноса тепла на север, что способствует увеличению притока теплых атлантических вод в полярные широты и в тоже время усиление воздействия северных ветров на ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера, что усиливает процессы глубокой конвекции.

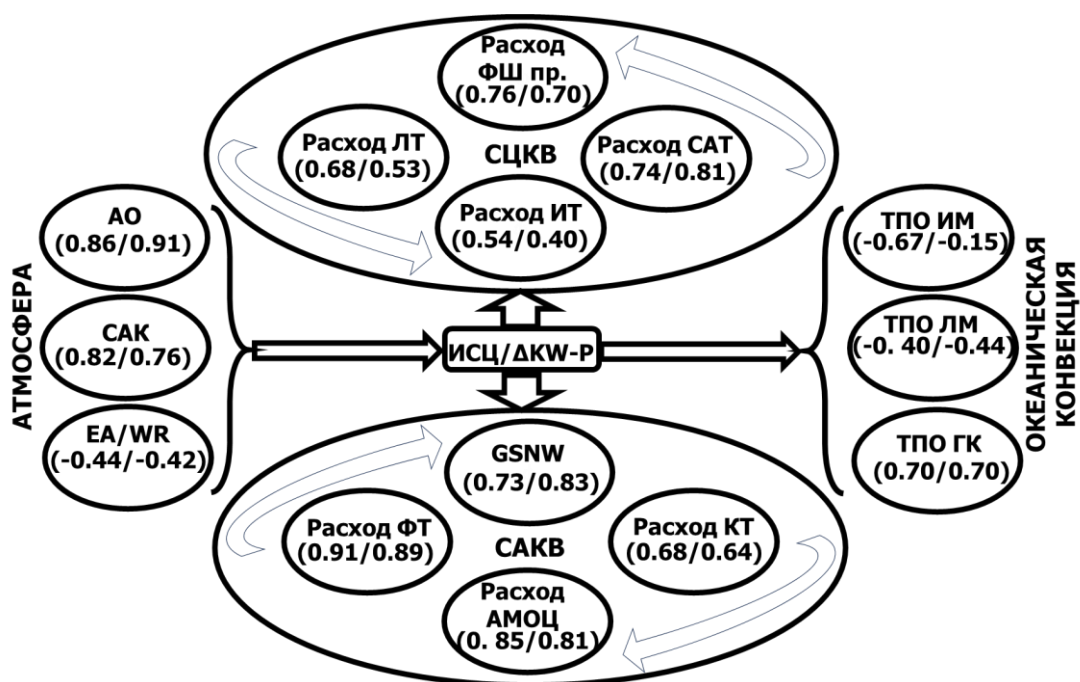


Рисунок 38. Схема связей индексов ИСЦ и ΔKW-Р с ключевыми компонентами циркуляции и климата Северной Атлантике. В круглых скобках указаны коэффициенты корреляции между пятилетними скользящими средними значениями индексов ИСЦ / ΔKW-Р и параметров океана и атмосферы в Северной Атлантике

Таким образом, видно, что оба индекса описывают одни и те же физические механизмы взаимодействия САКВ и СЦКВ. Проведенный анализ подтверждает, что градиент уровня моря $\Delta KW-P$, рассчитанный по данным долговременных береговых наблюдений, является также репрезентативным индикатором системы круговоротов Северной Атлантики. Его синхронная изменчивость с интегральным индексом ИСЦ, а также идентичный характер корреляций с ведущими климатическими индексами, позволяют использовать этот параметр для дальнейшего анализа на временных масштабах, выходящих за пределы спутниковой эры.

4.3 Связь градиента уровня KW-P с климатом западного сектора Арктики

С учетом высокой статистической связи градиента уровня $\Delta KW-P$ с АО, САК и GSNW можно полагать, что он может быть значимым предиктором изменчивости климата Западной Арктики. Для проверки данного предположения использовались 3 временных ряда:

— среднегодовые значения температуры воздуха, осредненные для БМ в пределах 70° — 80° с.ш. и 20° — 50° в.д. за период 1948—2024 гг. (T_{BS});

— среднегодовые значения площади морского льда в БМ за период 1979—2024 гг. (S_{BSIce});

— средняя годовая температура воды в слое 0—200 м на стандартном гидрологическом разрезе (станции 3—7) «Кольский меридиан» (SST_{MC}) за 1951—2020 гг.

Вначале была выполнена корреляция $\Delta KW-P$ с указанными выше характеристиками, которая составила для T_{BS} $r = 0,66$ (1950 – 2024 гг.), для S_{BSIce} $r = -0,52$ (1979—2024 гг.), для SST_{MC} $r = 0,61$ (1951—2020 гг.), т. е. она физически правильно отражает характер связи между ними. Действительно, с ростом $\Delta KW-P$ температура воздуха в БМ и ТПО на Кольском меридиане

повышается, а площадь морского льда в БМ уменьшается. Далее был выполнен расчет статистических моделей указанных выше характеристик с набором из 6 климатических индексов СА: $\Delta KW-P$, АО, САК, АМО, ТНА, ЕА/WR для оценки роли $\Delta KW-P$ в этих моделях. Расчеты выполнялись с помощью пошагового множественного линейного регрессионного анализа (МЛР) методом включения переменных. Данный метод позволяет объективно определить иерархию значимости предикторов, минимизировать проблему мультиколлинеарности предикторов и оценить их причинно-следственные связи с функцией отклика [112]. Выбор оптимальной модели выполняется путем анализа 4 основных параметров: R^2 , среднеквадратической ошибки модели, критериев Фишера и Стьюдента. Ошибка модели бралась в долях СКО, значимость переменных определялась по величине параметра $p-level$, причем учитывалась только максимальная оценка $p-level_{max}$ какой-либо переменной, входящей в модель. В качестве критического значения $p-level$ считалась величина 0,10 статистики Стьюдента.

В табл. 11 приводятся результаты пошаговой регрессии температуры воздуха Баренцева моря (T_{BS}) с климатическими индексами СА. При этом итоговое уравнение регрессии имеет вид:

$$T_{BS} = 0,01 \cdot \Delta KW-P - 2,00 \cdot EA/WR + 1,54 \cdot AO + 1,49 \cdot TNA - 4,00 + \varepsilon \quad (16)$$

В качестве оптимальной можно принять модель на 4 шаге ($R^2 = 0,714$). На первом шаге в модель был включен индекс $\Delta KW-P$ ($R^2 = 0,437$), что объясняется его важной ролью в регулировании переноса тепла океаном и адвекции воздушных масс над теплым Норвежским течением в Европейский сектор Арктики. Включение на втором шаге индекса ЕА/WR позволило существенно увеличить коэффициент детерминации до 0,661. На

последующих шагах вклад АО и TNA в дисперсию T_{BS} резко сокращается, но переменные остаются значимыми по критерию Стьюдента. В последнем столбце табл. 11 представлены коэффициенты парной корреляции температуры воздуха с климатическими индексами. Их величина плавно уменьшается для каждого нового включенного в модель предиктора. Это подтверждает иерархию вхождения предикторов в модель (1) с точки зрения их вклада в описание дисперсии функции отклика (T_{BS}).

Из табл. 11 видно, что индекс EA/WR имеет отрицательный коэффициент корреляции с температурой воздуха в БМ ($r=-0,65$). Во время отрицательной фазы EA/WR формируется аномалия циклонической циркуляции над северо-восточной Атлантикой и Скандинавией [96]. На восточной периферии этого циклона устанавливаются устойчивые южные и юго-западные ветры, которые осуществляют адвекцию теплых воздушных масс с субтропических широт Атлантики и европейского континента в высокие широты, включая регион БМ.

Статистические оценки параметров пошаговой модели МЛР методом включения переменных температуры приземного воздуха в Баренцевом море в зависимости от климатических индексов Северной Атлантики за 1950—2024 гг.

Шаг	Включенный параметр	R^2	Стандартная ошибка в долях СКО	F -критерий	$p\text{-level}_{max}$	r
1	$\Delta KW\text{-}P$	0,437	1,21	55,1	0,0000	0,660
2	EA/WR	0,661	0,94	68,2	0,0000	-0,650
3	АО	0,680	0,92	48,9	0,0464	0,531
4	TNA	0,714	0,88	42,4	0,0060	0,468
5	АМО	0,716	0,88	33,8	0,5013	0,466

Обратимся теперь к табл. 12, в которой представлены результаты пошаговой регрессии температуры воды на ст. 3—7 разреза «Кольский меридиан» с комплексом климатических параметров СА. На первом шаге в модель входит $\Delta KW\text{-}P$, который описывает 37 % дисперсии ряда SST_{MC} . В качестве оптимальной можно принять модель на 3 шаге ($R^2 = 0,66$), т.к. на 4 шаге вклад EA/WR в дисперсию ряда SST_{MC} равен всего 0,02. Отметим, что все три переменные в формулу (2) входят с положительными знаками, что полностью отвечает физической сущности их связей с SST_{MC} . Итоговое уравнение регрессии имеет вид:

$$SST_{MC} = 0,2 \cdot 10^{-3} \cdot \Delta KW - P + 1,14 \cdot AMO + 1,04 \cdot AO - 0,40 \cdot EA / WR - 0,50 \cdot CAK + 4,12 + \varepsilon \quad (17)$$

Таблица 12

Статистические оценки параметров пошаговой модели МЛР методом включения переменных средней температуры воды основной ветви Мурманского течения на разрезе «Кольский меридиан» (ст. 3—7) в слое 0—200 м в зависимости от климатических индексов Северной Атлантики за 1951—2020 гг.

Шаг	Включенный параметр	R^2	Стандартная ошибка в долях СКО	F-критерий	$p\text{-}level_{max}$	r
1	$\Delta KW - P$	0,373	0,80	42,3	0,000	0,611
2	AMO	0,565	0,68	45,4	0,000	0,563
3	AO	0,660	0,60	44,6	0,115	0,506
4	EA/WR	0,684	0,59	36,9	0,092	-0,558
5	CAK	0,704	0,56	31,8	0,040	0,243

Основным следствием усиления адвекции тепла в Арктику является сокращение площади морского льда. Как было указано выше, между индексом $\Delta KW - P$ и площадью ледяного покрова в БМ отмечается отрицательная корреляция ($r = -0,52$). Из результатов пошаговой регрессии (табл. 13) видно, что на первых двух шагах в модель входят с отрицательными знаками AMO и $\Delta KW - P$, вклад которых в дисперсию S_{BSIce} составляет 48 % и 11 % соответственно, т. е. с физической точки зрения влияние AMO и $\Delta KW - P$ на

изменчивость площади морского льда очевидно. Оптимальное уравнение регрессии можно представить как:

$$S_{BSIce} = -2,59 \cdot 10^5 \cdot AMO - 1,17 \cdot 10^3 \cdot \Delta KW-P + 1,35 \cdot 10^5 \cdot EA/WR + 4,22 \cdot 10^5 + \varepsilon \quad (18)$$

Таблица 13

Статистические оценки параметров пошаговой модели МЛР методом включения переменных площади морского льда в Баренцевом море в зависимости от климатических индексов Северной Атлантики за 1979—2024

гг.

Шаг	Включенный параметр	R^2	Стандартная ошибка в долях СКО	F -критерий	$p\text{-level}_{max}$	r
1	АМО	0,478	0,74	39,4	0,000	-0,673
2	$\Delta KW-P$	0,586	0,67	29,7	0,002	-0,518
3	EA/WR	0,624	0,64	22,7	0,049	0,568
4	АО	0,646	0,63	18,2	0,127	-0,291

Итак, несмотря на формальный подход метода пошаговой регрессии к подбору переменных, который, начиная со второго шага, выбирает следующую переменную по наибольшему приращению коэффициента детерминации, можно отметить, что все три модели с физической точки зрения соответствуют характеру связей главных переменных, входящих в модель, с функцией отклика. Это важнейшее условие работоспособности моделей, так как они достоверно описывают изменчивость определяемых характеристик.

В табл. 14 представлены оценки вкладов отдельных предикторов в описание дисперсии трех климатических характеристик БМ. Из полученных результатов следует, что индекс $\Delta KW-P$ является ведущим предиктором для температуры воздуха (объясняет 43,7% дисперсии) и температуры воды (37,3%), в то время как в описание изменчивости площади морского льда наибольший вклад вносит индекс АМО (47,8%).

Таблица 14

Оценки вкладов отдельных предикторов в описание дисперсии трех климатических характеристик Баренцева моря

Индекс	T_{BS} , модель 1	SST_{MC} , модель 2	S_{BSIce} , модель 3
$\Delta KW-P$	43,7	37,3	10,8
АМО	—	19,2	47,8
EA/WR	22,4	2,4	3,8

Таким образом, проведенный пошаговый регрессионный анализ убедительно доказал, что предложенный индекс $\Delta KW-P$, рассчитанный по данным береговых наблюдений за уровнем моря на станциях Key West и Portland, является не только надёжным индикатором интенсивности циркуляции вод в Северной Атлантике, но и практически ключевым предиктором изменчивости климата в БМ. Этот подход является ценным дополнением к фундаментальным модельным исследованиям динамики субполярного круговорота, выполненным в работе [131], в которой на основе модельных расчетов показано, что мощность СЦКВ и АМОЦ в середине 1990-х годов отражала выраженную тенденцию к ослаблению вплоть до 2005 года.

Это совпадает с периодом потепления в данном регионе более чем на 1 °С. Предложенный в настоящей работе индекс $\Delta KW-P$, будучи интегральным индикатором состояния системы САКВ—СЦКВ, согласуется с этими выводами, фиксируя отрицательную фазу его колебаний вплоть до 2010 года (Рис. 38). Отметим, что отрицательный тренд в $\Delta KW-P$ и ИСЦ является индикатором падения мощности АМОЦ [4]. Можно полагать, что это привело к уменьшению меридионального переноса теплых вод в высокие широты в данный период.

Выводы по 4 главе

Таким образом, выполнен анализ многолетних данных береговых наблюдений за уровнем моря на 23 станциях за период 1948—2024 гг. вдоль восточного побережья Северной Америки. На основе факторного анализа и иерархического кластерного анализа методом Уорда показано, что среднегодовые данные по уровню на ст. Key West и Portland (Maine) наилучшим образом характеризуют дисперсию уровня 23 станций, причем градиент уровня этих станций $\Delta KW-P$ является репрезентативным индикатором взаимодействия двух ключевых круговоротов САКВ и СЦКВ в климатической системе Северной Атлантики.

Установлено, что индекс $\Delta KW-P$ демонстрирует высокую степень согласованности с интегральным индексом североатлантической циркуляции (ИСЦ), ранее рассчитанным по альтиметрическим данным. Для сглаженных по трехлетиям значений корреляция за период с 1993—2024 гг. между $\Delta KW-P$ и ИСЦ составила $r = 0,82$ для среднегодовых значений. Также выявлены устойчивые статистически значимые связи индекса $\Delta KW-P$ с ведущими климатическими индексами СА. Наибольшие коэффициенты корреляции наблюдаются с индексом Арктической осцилляции (АО): $r = 0,81$ за период 1993—2024 гг. для среднегодовых значений и $r = 0,64$ за период с 1948—2023 гг. Связь с Североатлантическим колебанием (САК) носит ярко выраженный сезонный характер: для зимнего сезона корреляция исключительно высока и

устойчива ($r = 0,87$ за 1993—2024 гг. и $r = 0,77$ за 1948—2024 гг.), тогда как для летнего сезона связь статистически незначима. Кроме того, отмечается высокая положительная корреляция $\Delta KW-P$ с индексом GSNW ($r = 0,62—0,67$ для среднегодовых значений), которая свидетельствует о том, что градиент $\Delta KW-P$ физически правильно отражает интенсивность переноса тепла Гольфстримом на север.

Показано, что предложенный индекс $\Delta KW-P$ является ключевым предиктором изменчивости климатических параметров в Баренцевом море (БМ). Корреляция $\Delta KW-P$ с приземной температурой воздуха в БМ составила для T_{BS} $r=0,66$, с температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» $r=0,61$, с площадью морского льда в БМ $r = -0,52$, т. е. она физически правильно отражает характер связи между ними. С помощью пошагового регрессионного анализа выявлено, что индекс $\Delta KW-P$ с большим преимуществом опережает вклады других индексов СА (АО, САК, АМО, ТНА, ЕА/WR) в дисперсию климатических параметров БМ. Так, вклад $\Delta KW-P$ в температуру воздуха составляет 44 %, в температуру воды на Кольском меридиане — 37 %, в площадь ледового покрова моря — около 11 %.

Понятно, прямого влияния индекса $\Delta KW-P$ на климатический режим БМ нет. Очевидно, его можно рассматривать как репрезентативный индикатор изменений климата в БМ. Его возможное влияние на БМ является опосредованным во взаимосвязи с другими индексами. При положительной фазе САК, ОА и росте GSNW происходит усиление интенсивности круговоротов САКВ, СЦКВ и повышение расхода Гольфстрима [1, 39, 42]. Это способствует росту индекса ИСЦ и формированию положительного градиента уровня между станциями Key West и Portland. Усиление Гольфстрима означает увеличение поступления теплых вод с Североатлантическим течением (САТ) в Норвежское море и далее в Арктику. Это подтверждает значимая положительная корреляция расхода САТ через Фареро-Шетландский пролив

[136] с индексами GSNW ($r=0,66$) и $\Delta KW-P$ ($r=0,65$). Немного меньше корреляция с индексом АО ($r=0,53$).

Отметим, если влияние САК на климат ограничено умеренными широтами, то влияние АО распространяется на высокие и арктические широты. При положительной фазе отмечается пониженное давление в Арктике и более высокое в умеренных широтах. Пониженному давлению в Арктике соответствует интенсивный циркумполярный вихрь, способствующий усилению зональной циркуляции в тропосфере, при которой отмечаются положительные аномалии температуры воздуха в высоких широтах [137, 138]. Однако зональный перенос не означает строго широтного движения. В Норвежском море значительным орографическим препятствием зональному переносу служат Скандинавские горы, причем высота некоторых из них превышает 2000 м. Поэтому в переносе будет присутствовать северо-восточная составляющая, вследствие чего сравнительно теплый воздух циклонического происхождения начнет поступать в БМ. Определенную роль в росте температуры воздуха в БМ играет также индекс EA/WR , отрицательная фаза которого способствует притоку теплых воздушных масс в БМ за счет усиления циклонической циркуляции над северо-восточной Атлантикой.

Итак, индекс $\Delta KW-P$ можно рассматривать как показатель крупномасштабной изменчивости характеристик климата БМ. Очевидно, изложенная выше аргументация является приближенной и требует дальнейшего уточнения. Однако важно, что использование индекса $\Delta KW-P$, основанного на многолетних рядах береговых наблюдений за уровнем моря, открывает новые возможности для исследования долгопериодных изменений климата и циркуляции вод не только в Северной Атлантике, но и в сопредельных регионах Арктического бассейна.

ВЫВОДЫ

В результате выполненных в работе исследований были сделаны следующие выводы.

1. **Впервые** на основе данных спутниковой альтиметрии за период 1993–2024 гг. выполнено детальное исследование изменчивости градиентов (Δh) и средних значений уровня ($h_{\text{ср}}$) на широтных разрезах 26° и 56° с.ш. Разрез на широте 26° является реперным для САКВ, а на широте 56° — для СЦКВ. Выявлено, что Δh и $h_{\text{ср}}$ на локальных разрезах 26° и 56° с.ш. имеют значимую корреляцию с климатическими индексами. В пределах 26° с.ш. наиболее репрезентативным является разрез в центральной части Североатлантического океана 70° — 25° з.д. В пределах 56° с.ш. — разрез 10° — 28° з.д. который косвенно характеризует приток вод в полярные широты Североатлантическим течением.
2. **Впервые** обоснован интегральный индекс Североатлантической циркуляции, представляющий собой разность уровней на широтах 26° и 56° с.ш., который является характеристикой взаимодействия субтропического и субполярного круговоротов. Данный индекс имеет высокую линейную связь с климатическими индексами СА и с ТПО северных морей. Самая высокая корреляция отмечается с индексом САК ($r = 0,82$) и АО ($r = 0,86$), которые в значительной степени контролируют атмосферную циркуляцию и изменения климата не только в СА, но и далеко за её пределами.
3. **Впервые** разработана статистическая модель Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (АМОЦ) и обратного потока вод за счет рециркуляции субтропического круговорота ($Q_{\text{УМО}}$) по альтиметрическим данным об уровне моря на широтном разрезах 26° и 56° СА. Модели демонстрируют высокую точность: коэффициент детерминации для АМОЦ на разрезе 26° с.ш. составляет 0,89 (ошибка 0,38 в долях СКО), для $Q_{\text{УМО}}$ 0,92 (ошибка 0,32 в долях СКО); на разрезе 56° с.ш. — 0,96 (ошибка 0,22 СКО) и 0,90 (ошибка 0,34 СКО) соответственно. Это позволяет рассчитывать АМОЦ и $Q_{\text{УМО}}$ по легко определяемым значениям уровня, не прибегая к

трудоемкой процедуре определения гидрофизических параметров в толще океана.

4. **Впервые** дается обоснование нового индекса $\Delta KW-P$, который рассчитывается как градиент межгодовых значений уровня между станциями Ки-Вест и Портленд на восточном побережье Северной Америки. Факторный анализ совместно с иерархической классификацией годовых значений уровня моря по данным 23 береговых станций за период 1948 — 2024 гг. позволили разделить всю совокупность станций на 2 группы. Южная находится под влиянием САКВ, а северная под воздействием СЦКВ. Показано, что самыми репрезентативными станциями, наилучшим образом отражающими корреляцию с уровнем других станций, являются Key West (Ки-Вест) и Portland (Портленд). Выявлено, что градиент межгодовых колебаний уровня на этих станциях $\Delta KW-P$ характеризует динамику САКВ и СЦКВ. Корреляция $\Delta KW-P$ с интегральным индексом ИСЦ за период 1993–2024 гг. составляет $r = 0,82$, с индексом АО $r = 0,81$, с индексом САК в зимний период $r = 0,87$. Очевидно, индекс $\Delta KW-P$ является репрезентативным индикатором долгопериодной изменчивости циркуляции вод Северной Атлантики с 1948 года по настоящее время.

5. **Впервые** установлено, что индекс $\Delta KW-P$ представляет собой репрезентативный индикатор изменчивости характеристик теплового режима Баренцева моря. С помощью пошагового регрессионного анализа выявлено, что индекс $\Delta KW-P$ с большим преимуществом опережает вклады других индексов СА (АО, САК, АМО, TNA, EA/WR) в дисперсию климатических параметров БМ. Так, вклад $\Delta KW-P$ в температуру воздуха составляет 44 %, в температуру воды на Кольском меридиане — 37 %, в площадь ледового покрова моря — около 11 %.

Литература

1. Малинин В.Н. Уровень океана: настоящее и будущее. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2012. 260 с.
2. Малинин В.Н., Гордеева С.М., Шевчук О.И. Изменения уровня Мирового океана в текущем столетии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2019. Т. 16, № 5. С. 9—22. DOI: 10.21046/2070-7401-2019-16-5-9-22.
3. Малинин В.Н., Ангудович Я.И. Изменчивость уровня морей Северной Атлантики по альтиметрическим данным // Общество. Среда. Развитие. 2021. № 4. С. 79—83. DOI: 10.53115/19975996_2021_04_079-083.
4. Малинин В.Н., Ангудович Я.И. Изменчивость уровня и циркуляции океана в Северной Атлантике по спутниковой альтиметрии // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2022. Т. 19, № 3. С. 281—294. DOI: 10.21046/2070-7401-2022-19-3-281-294.
5. Малинин В.Н., Ангудович Я.И. Уровень океана как показатель межгодовой изменчивости циркуляции вод и климата в Северной Атлантике // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2024. Т. 21, № 5. С. 335—353. DOI: 10.21046/2070-7401-2024-21-5-335-353.
6. Ангудович Я.И., Малинин В.Н. Межгодовая изменчивость уровня океана в Северной Атлантике и его влияние на характеристики климата в Баренцевом море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2026. Т. 23. №4. С. 9—26. DOI: 10.21046/2070-7401-2026-23-4-9-26.
7. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds. T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J.

Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley. Cambridge, N.Y.: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.

8. Смирнов Н.П., Воробьев В.Н., Дроздов В.В. Циклонический центр действия атмосферы и океана в Северной Атлантике // Учёные записки РГГМУ. 2010. № 15. С. 117—134.

9. Chafik L., Nilsen J.E.Ø., Dangendorf S. et al. North Atlantic Ocean Circulation and Decadal Sea Level Change During the Altimetry Era // Scientific Reports. 2019. Vol. 9, No. 1041. 9 p. DOI: 10.1038/s41598-018-37603-6.

10. Ezer T. Detecting changes in the transport of the Gulf Stream and the Atlantic overturning circulation from coastal sea level data: The extreme decline in 20092010 and estimated variations for 19352012 // Global and Planetary Change. 2015. Vol. 129. P. 23—36. DOI: 10.1016/j.gloplacha.2015.03.002.

11. Ivchenko V.O., Sidorenko D., Danilov S. et al. Can sea surface height be used to estimate oceanic transport variability? // Geophysical Research Letters. 2011. Vol. 38, Iss. 11. Art. No. L11601. 5 p. DOI: 10.1029/2011GL047387.

12. Volkov D.L. Monitoring the variability of sea level and surface circulation with satellite altimetry. 2004. 157 p. URL: <https://www.researchgate.net/publication/27685963>.

13. Volkov D.L., van Aken H.M. Annual and interannual variability of sea level in the northern North Atlantic Ocean // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2003. Vol. 108, No. C6. 3204. DOI: 10.1029/2002JC001459.

14. Белоненко Т.В., Федоров А.М. Стерические колебания уровня и глубокая конвекция в Лабрадорском море и море Ирмингера // Исследование Земли из космоса. 2018. № 3. С. 56—69. DOI: 10.7868/S0205961418030041.

15. 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.

16. Крашенинникова С.Б. Водные массы и переносы тепла в Северной Атлантике. Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2019. 124 с.

17. Федоров А.М., Башмачников И.Л., Белоненко Т.В. Локализация областей глубокой конвекции в морях Северо-Европейского бассейна, Лабрадор и Ирмингера // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2018. Вып. 63, № 3. С. 354—362. DOI: 10.21638/spbu07.2018.306.

18. Bailey D. A., Rhines P. B., Häkkinen S. Formation and pathways of North Atlantic Deep Water in a coupled ice—ocean model of the Arctic—North Atlantic Oceans // Climate Dynamics. 2005. Vol. 25. No. 5. P. 497—516. DOI: 10.1007/s00382-005-0050-3.

19. Centurioni L. R., Gould W. J. Winter conditions in the Irminger Sea observed with profiling floats // Journal of Marine Research. 2004. Vol. 62. No. 3. P. 313—336. DOI: 10.1357/0022240041446209.

20. Dickson R., Brown J., The production of North Atlantic Deep Water: Sources, rates, and pathways, Journal of Geophysical Research: Oceans, 1994, V. 99. No. C6, P. 12319—12341, DOI: 10.1029/94JC00538.

21. Rhein M., Kieke D., Steinfeldt R. Advection of North Atlantic Deep Water from the Labrador Sea to the Southern Hemisphere // Journal of Geophysical Research: Oceans. 2015. Vol. 120. No. 4. P. 2471—2487. DOI: 10.1002/2014JC010605.

22. Häkkinen S. Variability of the simulated meridional heat transport in the North Atlantic for the period 1951—1993 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1999. Vol. 104, No. C5. P. 10991—11007. DOI: 10.1029/1999JC900034.
23. McCarthy G.D., Smeed D.A., Johns W.E. et al. Measuring the Atlantic meridional overturning circulation at 26°N // *Progress in Oceanography*. 2015. Vol. 130. P. 91—111. DOI: 10.1016/j.pocean.2014.10.006.
24. 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. № 1. С. 42—54. DOI: 10.30758/0555-2648-2018-64-1-42-54.
25. Иванов В.В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова // *Гидрометеорология и экология*. 2021. № 64. С. 407—434. DOI: 10.33933/2713-3001-2021-64-407-434.
26. Карсаков А. Л., Трофимов А. Г., Анциферов М. Ю. и др. 120 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». Мурманск: ПИНРО им. Н. М. Книповича. 2022. 145 с.
27. Stramma L., Siedler G. Seasonal changes in the North Atlantic subtropical gyre // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 1988. Vol. 93, No. C7. P. 8111—8118. DOI: 10.1029/JC093iC07p08111.
28. Степанов В. Н. Океаносфера. М.: Мысль, 1983. 270 с.
29. Wikipedia contributors. Equatorial Counter Current. Wikipedia, The Free Encyclopedia. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Equatorial_Counter_Current (дата обращения: 11.05.2026).
30. Воробьев В.Н., Смирнов Н.П. Общая океанология. Часть II. Динамические процессы. СПб.: Изд-во РГГМУ, 1999. 230 с.

31. Монин А.С., Крашенинникова С.Б. Океанология. Физика океана. М.: Наука, 2008. 536 с.
32. Broecker W.S. The great ocean conveyor // *Oceanography*. 1991. Vol. 4, No. 2. P. 79—89. 10.5670/oceanog.1991.07.
33. Ocean Conveyor Belt // Definition and Scientific Explanation. URL: <https://storage.googleapis.com/dqmdhmjohwkuze/conveyor-belt-scientific-definition.html> (дата обращения: 11.05.2026).
34. Buckley M.W., Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: A review // *Reviews of Geophysics*. 2016. Vol. 54. P. 5—63. DOI: 10.1002/2015RG000493.
35. Häkkinen S., Rhines P.B. Decline of subpolar North Atlantic circulation during the 1990s // *Science*. 2004. Vol. 304. P. 555—559. DOI: 10.1126/science.1094917.
36. Lozier M.S. Deconstructing the Conveyor Belt // *Science*. 2010. Vol. 328. P. 1507—1511. DOI: 10.1126/science.1189250.
37. Curry R.G., McCartney M.S. Ocean Gyre Circulation Changes Associated with the North Atlantic Oscillation // *Journal of Physical Oceanography*. 2001. Vol. 31, No. 12. P. 3374—3400. DOI: 10.1175/1520-0485(2001)031<3374:OGCCAW>2.0.CO;2.
38. Årthun M.A., Eldevik T., Smedsrud L.H. et al. Quantifying the influence of Atlantic heat on the Barents Sea ice variability and retreat // *Journal of Climate*. 2012. No. 25. P. 4736—4743. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00466.1
39. Дворянинов Г.С., Кубряков А.А., Сизов А.А. и др. Северо-Атлантическое колебание доминирующий фактор изменчивости циркуляционных океанических систем Северной Атлантики // Доклады

Академии наук. 2016. Т. 466, № 3. С. 345—349. DOI: 10.7868/S0869565216030208.

40. Bower A.S., Lozier M.S., Gary S.F., Böning C.W. Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation // *Nature*. 2009. Vol. 459. P. 243—247. DOI: 10.1038/nature07979.

41. Zhao J., Johns W.E. Wind-driven seasonal cycles of the Atlantic meridional overturning circulation // *Journal of Physical Oceanography*. 2014. Vol. 44, No. 8. P. 2204—2222. DOI: 10.1175/JPO-D-13-0197.1.

42. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М.: Триада, 2013. 144 с.

43. Yashayaev I., Loder J.W. Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016 // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, No. 12. P. 6420—6428. DOI: 10.1002/2016GL071668.

44. Zhang L., Wang C. Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118, No. 10. P. 5772—5791. DOI: 10.1002/jgrc.20390.

45. Repschläger J., Garbe-Schönberg D., Weinelt M., Schneider R. Holocene evolution of the North Atlantic subsurface transport // *Climate of the Past*. 2017. Vol. 13. P. 333—344. DOI: 10.5194/cp-13-333-2017

46. Baringer M.O., Larsen J.C. Sixteen years of Florida Current transport at 27° N // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28, No. 16. P. 3179—3182. DOI: 10.1029/2001GL013246.

47. Taylor A.H., Stephens J.A. The North Atlantic Oscillation and the latitude of the Gulf Stream // *Tellus A*. 1998. Vol. 50, No. 1. P. 134—142. DOI: 10.1034/j.1600-0870.1998.00010.x.

48. Plymouth Marine Laboratory. Gulf Stream North Wall Index. URL: <http://www.pml-gulfstream.org.uk> (дата обращения: 11.05.2026).
49. Mason E., Colas F., Molemaker J. et al. Seasonal variability of the Canary Current: A numerical study // *Journal of Geophysical Research*. 2011. Vol. 116. C06018. DOI: 10.1029/2010JC006665.
50. Cropper T.E., Hanna E., Bigg G.R. Spatial and temporal seasonal trends in coastal upwelling off Northwest Africa, 1981-2012 // *Deep-Sea Research I*. 2014. Vol. 86. P. 94—111. DOI: 10.1016/j.dsr.2014.01.007.
51. de Steur L., Hansen B., Gerdes R. et al. Liquid freshwater transport estimates from the East Greenland Current based on continuous measurements north of Denmark Strait // *Journal of Geophysical Research*. 2009. Vol. 114. C08004. DOI: 10.1029/2008JC005108.
52. Håvik L., Pickart R.S., Våge K. et al. Structure and variability of the shelfbreak East Greenland Current north of Denmark Strait // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122. P. 5821—5840. DOI: 10.1002/2017JC012922.
53. Zhang J., Du L.. Freshwater transport variation through Fram and Davis Strait influenced by atmospheric circulation // *Frontiers in Marine Science*. 2025. Vol. 12. Art. No. 1608187. DOI: 10.3389/fmars.2025.1608187.
54. Lazier J.R.N., Wright D.G. Annual velocity variations in the Labrador Current // *Journal of Physical Oceanography*. 1993. Vol. 23, No. 4. P. 659—678. DOI: 10.1175/1520-0485(1993)023<0659:AVVITL>2.0.CO;2
55. Østerhus S., Woodgate R., Valdimarsson H. et al. Arctic Mediterranean Exchanges: A consistent volume budget and trends in transports from two decades of observations // *Ocean Science*. 2019. Vol. 15. P. 379—399. DOI: 10.5194/os-15-379-2019.

56. OceanSITES. Faroe-Shetland Channel Transport Measurements. URL: <https://www.ocean-ops.org/oceansites/tma/gsr.html> (дата обращения: 11.05.2026).
57. Berk S., Woodgate R.A., Weingartner T.J. From saline to fresh: The Bering Strait throughflow 20012011 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2013. Vol. 118. P. 1289—1306. DOI: 10.1002/jgrc.20128.
58. Hansen B., Larsen K.M.H., Hátún H., Kristiansen R., Mortensen E., Østerhus S. Transport of volume, heat, and salt towards the Arctic in the Faroe Current 19932013 // *Ocean Science*. 2015. Vol. 11. P. 503—518. DOI: 10.5194/os-11-503-2015.
59. Hansen B., Østerhus S. North AtlanticNordic Seas exchanges // *Progress in Oceanography*. 2007. Vol. 73, No. 12. P. 109—127. DOI: 10.1016/j.pocean.2006.10.002.
60. Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M. An overview of the North Atlantic Oscillation // *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. Geophysical Monograph Series*. 2003. Vol. 134. P. 1—35. DOI: 10.1029/134GM01.
61. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник. 7-е изд. М.: Изд-во МГУ; Наука, 2006. — 582 с.
62. Hurrell J.W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation // *Science*. 1995. Vol. 269. P. 676—679. DOI: 10.1126/science.269.5224.676.
63. Gangopadhyay A. On the nature of temporal variability of the Gulf Stream path // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2016. Vol. 121. P. 5339—5357. DOI: 10.1002/2015JC011456.

64. Thompson D.W.J., Wallace J.M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical Research Letters*. 1998. Vol. 25, No. 9. P. 1297—1300. DOI: 10.1029/98GL00950.
65. Wikipedia contributors. Arctic oscillation. Wikipedia, The Free Encyclopedia. URL: https://en.wikipedia.org/wiki/Arctic_oscillation (дата обращения: 11.05.2026).
66. Enfield D.B., Mestas-Nuñez A.M., Trimble P.J. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relationship to rainfall and river flows in the continental U.S. // *Geophysical Research Letters*. 1999. Vol. 26. P. 2077—2080. DOI: 10.1029/1999GL900425
67. Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K. et al. A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // *Geophysical Research Letters*. 2005. Vol. 32. L20708. DOI: 10.1029/2005GL024233.
68. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2017. Т.1. С. 106—123. DOI: 10.21513/2410-8758-2017-1-106-123.
69. Soldatenko, S.; Alekseev, G.; Angudovich, Y. On the Links Between Tropical Sea Level and Surface Air Temperature in Middle and High Latitudes // *Atmosphere*. 2025. V 16. P. 913. DOI:10.3390/atmos16080913
70. Rayner N.A., Parker D.E., Horton E.B. et al. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research*. 2003. Vol. 108. No. 4407. DOI: 10.1029/2002JD002670.
71. Barnston A.G., Livesey R.E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // *Monthly Weather Review*.

1987. Vol. 115, No. 6. P. 1083—1126. DOI: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>[2.0.CO](#);2.

72. NOAA Climate Prediction Center. East Atlantic/Western Russia (EA/WR) Pattern: Loading Maps for January, April, July, and October. URL: https://cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss_map.shtml (дата обращения: 11.05.2026).

73. Малинин В.Н., Шмакова В.Ю. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике // Фундаментальная и прикладная климатология. 2018. № 4. С. 55—70. DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70.

74. Ganachaud A., Wunsch C. Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment // Journal of Climate. 2003. Vol. 16. P. 696—705. DOI: 10.1175/1520-0442(2003)016<0696:LSOHAF>[2.0.CO](#);2.

75. Полонский А.Б., Крашенинникова С.Б. Меридиональный перенос тепла в Северной Атлантике и климат // Морской гидрофизический журнал. 2007. № 6. С. 41—55.

76. Liu, C., Jin, L., Cao, N. et al. Assessment of the global ocean heat content and North Atlantic heat transport over 1993–2020 // npj Clim Atmos. 2024. Vol. 7. № 314. DOI: 10.1038/s41612-024-00860-6.

77. Cunningham S.A., Kanzow T., Rayner D. et al. Temporal Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N // Science. 2007. Vol. 317. P. 935—938. DOI: 10.1126/science.1141304.

78. Smeed D.A., McCarthy G., Cunningham S.A. et al. Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004 to 2012 // Ocean Science. 2014. Vol. 10. P. 29—38. DOI: 10.5194/os-10-29-2014.

79. Srokosz M.A., Bryden H.L. Observing the Atlantic Meridional Overturning Circulation yields a decade of inevitable surprises // *Science*. 2015. Vol. 348(6241). No. 1255575. DOI: 10.1126/science.1255575.
80. Bryden H.L., King B.A., McCarthy G.D., McDonagh E.L. Impact of a 30% reduction in Atlantic meridional overturning during 20092010 // *Ocean Science*. 2014. Vol. 10. P. 683—691. DOI: 10.5194/os-10-683-2014.
81. Rahmstorf S., Box J.E., Feulner G. et al. Exceptional twentieth-Century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature Climate Change*. 2015. Vol. 5. P. 475—480. DOI: 10.1038/nclimate2554.
82. Caesar L., Rahmstorf S., Robinson A., Feulner G., Saba V. Observed fingerprint of a weakening Atlantic Ocean overturning circulation // *Nature*. 2018. Vol. 556. P. 191—196. DOI: 10.1038/s41586-018-0006-5.
83. Piron A., Thierry V., Mercier H., Caniaux G. Gyre-scale deep convection in the subpolar North Atlantic Ocean during winter 20142015 // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2017. Vol. 122. P. 8833—8860. DOI: 10.1002/2017JC012895.
84. Marshall J., Schott F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models // *Reviews of Geophysics*. 1999. Vol. 37, No. 1. P. 1—64. DOI: 10.1029/98RG02739.
85. Yashayaev I. Hydrographic changes in the Labrador Sea, 19602005 // *Progress in Oceanography*. 2007. Vol. 73. P. 242—276. DOI: 10.1016/j.pocean.2007.02.002
86. Яковлева Д.А., Башмачников И.Л. Межгодовая изменчивость теплосодержания и содержания пресной воды в куполе холодных вод моря Лабрадор // *Вестник СПбГУ. Науки о Земле*. 2019. Вып. 64, № 1. С. 136—158. DOI: 10.21638/spbu07.2019.108.

87. Dickson R., Lazier J., Meincke J., Rhines P., Swift J. Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic // Progress in Oceanography. 1996. Vol. 38. P. 241—295. DOI: 10.1016/S0079-6611(97)00002-5
88. 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. Vol. 174. 50. DOI: 10.1016/j.dsr.2021.103557.
89. EU Copernicus Marine Service. Global Ocean Gridded L4 Sea Surface Heights And Derived Variables Reprocessed. Dataset SEALEVEL_GLO_PHY_L4_MY_008_047. 2023. DOI: 10.48670/moi-00148. URL: <https://doi.org/10.48670/moi-00148> (дата обращения: 11.05.2026).
90. NOAA Laboratory for Satellite Altimetry. Sea Level Rise Altimetry Data. NOAA/NESDIS/STAR.URL: <https://www.star.nesdis.noaa.gov/socd/lsa/SeaLevelRise/> (дата обращения: 11.05.2026).
91. Curry J. Sea Level and Climate Change: Special Report. Climate Forecast Applications Network (CFAN), 2018. 79 p. URL: <https://curryja.files.wordpress.com/2018/11/special-report-sea-level-rise3.pdf> (дата обращения: 11.05.2026).
92. Permanent Service for Mean Sea Level (PSMSL). Tide Gauge Data. URL: <http://www.psmsl.org> (дата обращения: 11.05.2026).
93. NOAA Physical Sciences Laboratory (PSL). Climate Indices: Monthly Atmospheric and Ocean Time Series. URL: <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/> (дата обращения: 11.05.2026).
94. Малинин В.Н., Вайновский П.А. О межгодовой изменчивости наиболее интенсивных очагов источников и стока CO₂ в океане на основе данных

наблюдений // Гидрометеорология и экология. 2022. № 66. С. 51—70. DOI: 10.33933/2713-3001-2022-66-51-70.

95. Wang X.L., Swail V.R., Zwiers F.W. Climatology and changes of the 20th century boreal storminess // Journal of Climate. 2009. Vol. 22. P. 1914—1929. DOI: 10.1175/2008JCLI2553.1

96. Lim Y.-K. The East Atlantic/West Russia (EA/WR) teleconnection in the North Atlantic: climate impact and relation to Rossby wave propagation // Climate Dynamics. 2018. Vol. 50. P. 3451—3465. DOI: 10.1007/s00382-017-3781-5

97. Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al. ERA5 hourly data on single levels from 1940 to present. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS). 2023. DOI: 10.24381/cds.adbb2d47 (дата обращения: 11.05.2026).

98. Полярный филиал ФГБНУ «ВНИРО» (ПИНРО). База данных океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». URL: <http://pinro.vniro.ru> (дата обращения: 11.05.2026).

99. International Research Institute for Climate and Society (IRI). URL: <https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-.DOE/.Reanalysis-2/> (дата обращения: 11.05.2026).

100. RAPID-MOCHA. Atlantic Meridional Overturning Circulation data download portal (26°N). URL: https://rapid.ac.uk/rapidmoc/rapid_data/datadl.php (дата обращения: 11.05.2026).

101. EU Copernicus Marine Service. Arctic Ocean Multi Year Reanalysis. Dataset ARCTIC_MULTIYEAR_PHY_002_003.2023. URL: https://data.marine.copernicus.eu/product/ARCTIC_MULTIYEAR_PHY_002_003/description.

102. NOAA National Centers for Environmental Information. Global Ocean Heat and Thermosteric Sea Level Change (02000 m).

URL: https://www.ncei.noaa.gov/access/global-ocean-heat-content/fsl_global.html (дата обращения: 11.05.2026).

103. Levitus S., Antonov J. I., Boyer T. P., Baranova O. K., Garcia H. E., Locarnini R. A., Mishonov A. V., Reagan J., Seidov D., Yarosh E. S., Zweng M. M. World ocean heat content and thermosteric sea level change (02000 m), 19552010 // *Geophysical Research Letters*. 2012. Vol. 39. L10603. DOI: 10.1029/2012GL051106.
104. Marshall J., Dobson F., Moore K., et al. The Labrador Sea Deep Convection Experiment // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1998. Vol. 79, No. 10. P. 2033—2058. DOI: 10.1175/1520-0477(1998)079<2033:TLSDCE>2.0.CO;2.
105. Lavender K.L., Davis R.E., Owens W.B. Observations of open-ocean deep convection in the Labrador Sea from subsurface floats // *Journal of Physical Oceanography*. — 2002. — Vol. 32, No. 2. P. 511—526. DOI: 10.1175/1520-0485(2002)032<0511:OOODCI>2.0.CO;2.
106. Гладышев С.В., Гладышев В.С., Фалина А.С., Сарафанов А.А. Зимняя конвекция в море Ирмингера в 2004—2014 гг. // *Океанология*. 2016. Т. 56, № 3. С. 353—363. DOI: 10.7868/S0030157416030072.
107. Våge K., Pickart R.S., Thierry V., Reverdin G., Lee C.M., Petrie B., Agnew T.A., Wong A., Ribergaard M.H. Surprising return of deep convection to the subpolar North Atlantic Ocean in winter 20072008 // *Nature Geoscience*. 2009. Vol. 2, No. 1. P. 67—72. DOI: 10.1038/ngeo382.
108. de Jong M.F., de Steur L. Strong winter cooling over the Irminger Sea in winter 20142015, exceptional deep convection, and the emergence of anomalously low SST // *Geophysical Research Letters*. 2016. Vol. 43, No. 13. P. 7106—7113. DOI: 10.1002/2016GL069596.
109. Androsov A., Rubino A., Romeiser R., Sein D.V. Open-ocean convection in the Greenland Sea: preconditioning through a mesoscale chimney and detectability in SAR imagery studied with a hierarchy of nested numerical models //

- Meteorologische Zeitschrift. 2005. Vol. 14, No. 6. P. 693—702. DOI: 10.1127/0941-2948/2005/0078.
110. Moore G.W.K., Våge K., Pickart R.S., Renfrew I.A. Decreasing intensity of open-ocean convection in the Greenland and Iceland seas // *Nature Climate Change*. 2015. Vol. 5. P. 877—882. DOI: 10.1038/nclimate2688.
111. Johannessen O.M., Lygre K., Eldevik T. Convective chimneys and plumes in the Northern Greenland Sea // *The Nordic Seas: An Integrated Perspective* / eds. H. Drange, T. Dokken, T. Furevik, R. Gerdes, W. Berger. Geophysical Monograph Series, Vol. 158. Washington, D.C.: American Geophysical Union, 2005. P. 251—272. DOI: 10.1029/158GM17.
112. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. 408 с.
113. Dong S., Baringer M.O., Goni G.J. Slow Down of the Gulf Stream during 19932016 // *Scientific Reports*. 2019. Vol. 9, No. 6672. 10 p. DOI: 10.1038/s41598-019-42820-8.
114. Kopp R.E. Does the mid-Atlantic United States sea level acceleration hot spot reflect ocean dynamic variability? // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40. P. 3981—3985. DOI: 10.1002/grl.50735
115. Park J.C., Sweet W.V. Accelerated sea level rise and Florida Current transport // *Ocean Science*. 2015. Vol. 11, No. 4. P. 607—615. DOI: 10.5194/os-11-607-2015
116. Lellouche J.-M., Greiner E., Le Galloudec O. et al. Recent updates to the Copernicus Marine Service global ocean monitoring and forecasting real-time 1/12° high resolution system // *Ocean Science*. 2018. Vol. 14. P. 1093—1126. DOI: 10.5194/os-14-1093-2018.

117. Legeais J.-F., Ablain M., Zawadzki L. et al. An improved and homogeneous altimeter sea level record from the ESA Climate Change Initiative // *Earth System Science Data*. 2018. Vol. 10. P. 281—301. DOI: 10.5194/essd-10-281-2018.
118. Дуванин А.И. О модели взаимодействия между макропроцессами в океане и атмосфере // *Океанология*. 1968. Т. 8, вып. 4. С. 571—580.
119. Белоненко Т.В., Колдунов А.В. О трендах стерических колебаний уровня в Северной Атлантике // *Исследование Земли из космоса*. 2018. № 5. С. 31—40. DOI: 10.31857/S020596140003236-0.
120. Trenberth K.E., Fasullo J.T., Kiehl J. Earth's global energy budget // *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2009. Vol. 90, No. 3. P. 311—323. DOI: 10.1175/2008BAMS2634.1.
121. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океанатмосфера и энергоактивные зоны Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 336 с.
122. Binns P.E. Atmosphereocean interactions in the Greenland Sea during solar cycles 2324, 20022011 // *Ocean Science Discussions*. 2015. Vol. 12. P. 103—134.
123. Jie C., Yuchao D., Jian W. et al. The sea surface temperature configuration of Greenland Seasubpolar region of North Atlantic and the summer rainfall anomaly in lowlatitude highlands of China // *International Journal of Climatology*. 2018. P. 18.
124. Selyuzhenok V., Bashmachnikov I., Ricker R. et al. Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea // *The Cryosphere*. 2020. No. 14. P. 477—495. DOI: 10.5194/tc-14-477-2020
125. Карлин Л.Н., Малинин В.Н., Гордеева С.М. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме // *Океанология*. 2013. Т. 53, № 4. С. 454—462. DOI: 10.7868/S0030157413040047.

126. Palter J. B. The role of the Gulf Stream in European climate // *Annual Review of Marine Science*. 2015. Vol. 7. P. 113—137. DOI: 10.1146/annurev-marine-010814-015656.
127. Hobbs W. R., Willis J. K. Midlatitude North Atlantic heat transport: A time series based on satellite and drifter data // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 2012. Vol. 117. C01008. DOI: 10.1029/2011JC007039.
128. Барышевская Г. И. Течения системы Гольфстрим и температурный режим Северной Атлантики. М.: Гидрометеиздат, 1990. 141 с.
129. Полонский А.Б., Сухонос П.А. Североатлантическое колебание и бюджет тепла верхнего слоя Северной Атлантики // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2019. № 4. С. 67—100. DOI: 10.21513/0207-2564-2019-4-67-100.
130. Zhou S., Miller A.J., Wang J. et al. Trends of NAO and AO and their associations with stratospheric processes // *Geophysical Research Letters*. 2001. Vol. 28. P. 4107—4110. DOI: 10.1029/2001GL013660.
131. Marzocchi A., Hirschi J.J.-M., Holliday N.P. et al. The North Atlantic subpolar circulation in an eddy-resolving global ocean model // *Journal of Marine Systems*. 2014. Vol. 142. P. 126—143. DOI: 10.1016/j.jmarsys.2014.10.005.
132. Ezer T. Regional Differences in Sea Level Rise Between the Mid-Atlantic Bight and the South Atlantic Bight: Is the Gulf Stream to Blame? // *Earth's Future*. 2019. Vol. 7, No. 7. P. 771—783. DOI: 10.1029/2019EF001174.
133. Ezer T. On the interaction between a hurricane, the Gulf Stream and coastal sea level // *Ocean Dynamics*. 2018. Vol. 68, No. 10. P. 1259—1272. DOI: 10.1007/s10236-018-1193-1.
134. Chisholm L., Talbot T., Appleby W. S., Tam B. Y., Rong R. Projected changes to air temperature, sea-level rise, and storms for the Gulf of Maine region

in 2050 // *Elementa: Science of the Anthropocene*. 2021. Vol. 9, No. 1. P. 1—14. DOI: 10.1525/elementa.2021.00059.

135. Mountain D. G. Labrador slope water entering the Gulf of Maine—response to the North Atlantic Oscillation // *Continental Shelf Research*. 2012. Vol. 47. P. 150—155. DOI: 10.1016/j.csr.2012.07.008.

136. Mayer M., Tsubouchi T., Winkelbauer S. et al. Recent variations in oceanic transports across the Greenland—Scotland Ridge // *State of the Planet*. 2023. Vol. 1. No. 7. P. 1—14. DOI: 10.5194/sp-1-osr7-14-2023.

137. Малинин В. Н., Вайновский П. А. О причинах первого потепления Арктики в XX столетии // *Учёные записки РГГМУ*. 2018. № 53. С. 34—55.

138. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. № 1. С. 11—26.