



Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
образования

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

Кафедра ПО ЮНЕСКО-МОК и КУПЗ

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА
(магистерская диссертация)

На тему **Изменчивость уровня океана и взаимосвязь его с течениями в
Северной Атлантике**

Исполнитель Ангудович Яромир Игоревич
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель доктор географических наук, профессор
(ученая степень, ученое звание)

Малинин Валерий Николаевич
(фамилия, имя, отчество)

**«К защите допускаю»
Заведующий кафедрой**


(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«19» июль 2023 г.

Санкт-Петербург
2023

Содержание:

Список сокращений и условных обозначений.....	3
Введение.....	4
Глава 1. Океанологическая характеристика Северной Атлантики	7
1.1 Характеристика североатлантического антициклонического круговорота вод.....	7
1.2 Характеристика основных климатических индексов в Северной Атлантике.....	19
Глава 2. Исходные данные и методы их статистического анализа	25
2.1 Данные по уровню моря.....	25
2.2 Спутниковая альтиметрия	31
2.3 Методы статистического анализа, используемые в работе	32
Глава 3. Статистический анализ временных рядов уровня моря в Северной Атлантике.....	40
3.1 Анализ межгодовой изменчивости временных рядов уровня моря ...	40
3.2 Корреляционный анализ межгодовых значений уровня моря в различных регионах Северной Атлантики	46
Глава 4. Связь морского уровня с океанической циркуляцией в Северной Атлантике.....	47
4.1 Уровенные разрезы и их связь с климатическими индексами в Северной Атлантике.....	47
4.2 Статистическая модель Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции	56
4.3 Индекс Северо-Атлантической циркуляции.	72
Заключение.	78

Список сокращений и условных обозначений.

УМО – Уровень мирового океана

МГЭИК – Межправительственная группа экспертов по изменению климата

СА – Северная Атлантика

САКВ – Североатлантический антициклонический круговорот вод

СЦКВ – Субполярный циклонический круговорот вод

САК – Североатлантическое колебание

САТ – Североатлантическое течение

СЛО – Северный Ледовитый океан

ФТ – Флоридское течение

АМОС – Atlantic meridional overturning circulation

Q_{EK} – Экмановский перенос

Q_{FC} – Перенос за счет Флоридского течения

Q_{UMO} – Перенос теплых вод океана с севера на юг выше главного термоклина за счет рециркуляции субтропического круговорота

АКФ – Автокорреляционная функция

ЭАЗО – Энергоактивная зона океана

УСА – Уровень Северной Атлантики

NAO – North Atlantic Oscillation

GSNW – Gulf Stream north wall

V_{Ber} ЭАЗО – Суммарный приток тепла в Бермудской ЭАЗО

V_{Newf} ЭАЗО – Суммарный приток тепла в Ньюфаундлендской ЭАЗО

АМО – Атлантическая мультидекадная осцилляция

$\Delta h(80-15)$ – Градиент уровня на разрезе 26° с.ш. от 80 до 15° з.д.

$h_{cp}(80-15)$ – Среднее значение уровня на разрезе 26° с.ш. от 80 до 15° з.д.

МЛР – Множественная линейная регрессия

NAС – North Atlantic Circulation index

Введение

Уровень мирового океана (УМО) является важнейшим параметром климатической системы. [1] В настоящее время уровень поднимается со скоростью 3,2 мм/год, что уже позволяет сделать вывод о воздействии такого высокого тренда в будущем. По всему миру проводят регулярные оценки уровня, так как он является основным индикатором глобального потепления. Во многих литературных источниках ссылаются на то, что с высокой вероятностью следует ожидать ускорение роста УМО из-за резкого усиления таяния ледникового щита Гренландии, частичного разрушения Западно-Антарктического щита Антарктиды и быстрого роста теплосодержания океана [1; 2; 3; 4; 5]. Современные методы долгосрочного прогнозирования позволяют оценить дальнейший рост уровня в конце этого столетия. Неутешительные прогнозы находятся в пределах от 2 до 2,7 м [6; 7; 8], что ставит под угрозу затопления огромные участки прибрежных территорий. Это в свою очередь может привести к катастрофическим и разрушительным последствиям для многих стран. Трудно оспорить значимость исследования колебания уровня океана, динамику его течений и взаимосвязь уровня с атмосферной циркуляцией. Влияние климатической изменчивости на УМО проявляется вследствие многочисленных наложенных друг на друга факторов. В числе основных процессов можно отметить геолого-геодинамические (проявляющиеся в вертикальных движениях земной коры и донным осадконакоплением) космогеофизические силы (приливообразующие силы Луны и Солнца, неравномерное распределение скорости вращения земли) и гидрометеорологические процессы (ветер, атмосферное давление, морские течения и т.д.). Однако в силу малости первых двух процессов влиянием их на колебания УМО можно пренебречь. В наши дни при наличии новейших технологий, спутниковой альтиметрии, огромных выборок данных, в том числе и на основе станционных наблюдений, для ученых открылись все возможности качественной оценки колебаний УМО. Однако с развитием методологической базы появляются и

новые нераскрытые вопросы, ставящие под угрозу будущее человеческой инфраструктуры.

Актуальность исследования. В следствии неравномерности проявления подъема уровня океана данное исследование является актуальным для акватории Северной Атлантики (СА). По обе стороны СА находятся множество городов с высоко развитой инфраструктурой и многочисленным населением, в том числе в прибрежных зонах океана. Территории многих стран страдают от влияния штормовых нагонов, наводнений, роста количества паводковых дней [2; 8]. Несомненно, уровень Северной Атлантики (УСА) в значительной степени связан с УМО. Из данных спутниковой альтиметрии по уровню в СА и данных института Colorado по УМО, представленных на рис. 1 видно, что тренд УСА (2,56 мм/год) заметно ниже тренда УМО (3,2 мм/год). После исключения трендов корреляция между УСА и УМО уменьшается до $r = 0,60$. Очевидно, что межгодовая изменчивость УСА существенно отличается от колебаний УМО. Известно, что изменения уровня тесно связаны с циркуляцией океана. Это особенно важно для района Северной-Атлантики, так как здесь существуют два мощных круговорота вод: субтропический антициклонический круговорот вод (САКВ) и субполярный циклонический круговорот вод (СЦКВ). Эти круговороты воздействуют на изменения климата не только в самой СА, но и далеко за её пределами [46, 47, 48].

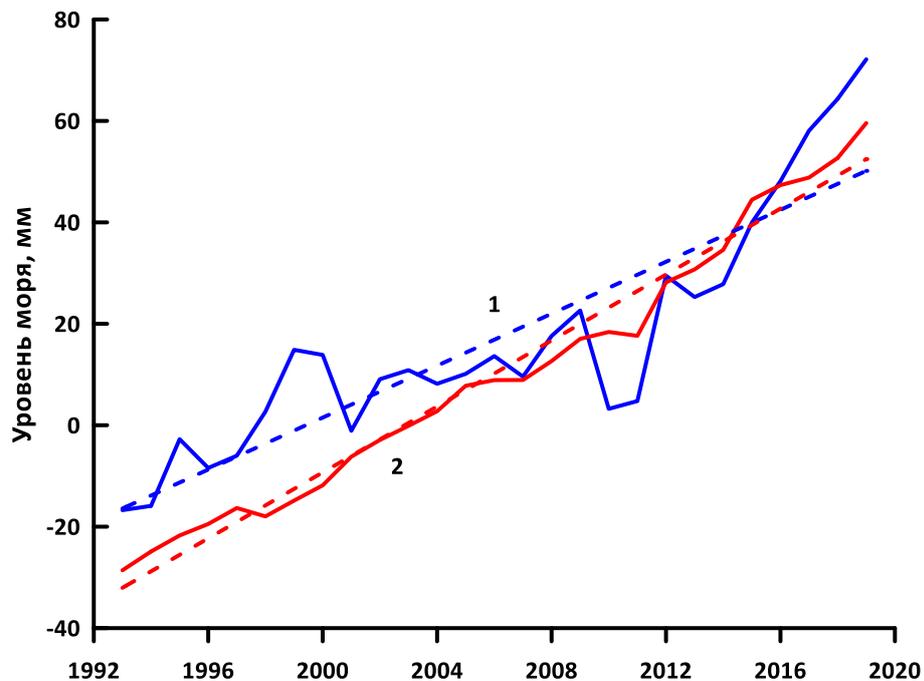


Рисунок 1. Межгодовой ход уровня Северной Атлантики (1) и Мирового океана (2).

Цель работы – является исследование взаимосвязи межгодовых колебаний уровня океана с системой Северо-Атлантического антициклонического и циклонического круговорота вод (САКВ и СЦКВ) по данным спутниковой альтиметрии и модельным значениям архива ре-анализа.

Задачи работы. Достижение поставленной цели осуществлялось путём последовательного решения основных задач:

- 1) Выполнить статистический и корреляционный анализ уровня моря в Северной Атлантике по данным спутниковой альтиметрии.
- 2) Провести статистическую параметризацию переноса вод в южных и северных широтах Северной Атлантики, оценить регрессионные модели АМОС.
- 3) Получить совершенно новый индекс, характеризующий циркуляцию в Северной Атлантике по данным колебаний уровня в северных и южных широтах.

Научная новизна исследования состоит в следующем:

- 1) Было показано, что колебания уровня в Мексиканском заливе являются

индикатором изменчивости среднего уровня в Северной Атлантике благодаря выявленной высокой корреляционной связи между акваториями ($r = 0.95$).

- 2) В работе впервые для подробного описания мощности АМОС были рассчитаны статистические модели на основе легко определяемых данных уровня моря.
- 3) В ходе исследования был предложен и проверен совершенно новый индекс NACi, характеризующий циркуляцию в Северной Атлантике.

Апробация работы. Результаты исследования докладывались и обсуждались на Студенческой научной конференции РГГМУ (СНО) в 2021, 2022 (диплом 2 степени) и 2023 (диплом 1 степени) гг. Настоящая работа участвовала в конкурсе научных работ студентов и аспирантов Санкт-Петербурга в области океанологии Института им. П.П. Ширшова в 2022 году.

Публикации. Результаты работы опубликованы в журналах «Cosmic Research» (№60 (Suppl 1), S18–S26 (2022)) [48], «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса» (2022. Т. 19. №3. С. 281–294) [47], «Общество. Среда. Развитие» (2021, № 4. – С. 79–83) [46], а также отправлены в печать в сборник статей СНО.

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 4-х глав, заключения, списка использованных источников. Общий объем – 84 страницы, в том числе 10 таблиц, 43 рисунка. Библиографический список включает 48 наименований, в том числе 37 иностранных.

Глава 1. Океанологическая характеристика Северной Атлантики

1.1 Характеристика североатлантического антициклонического круговорота вод

Воды Северной Атлантики (СА) с запада омывают Северную Америку, а с востока Европу. На юге акватория СА ограничена экваториальными встречными течениями примерно на 8 параллели северной широты. На

севере СА граничит с Северным Ледовитым океаном и осуществляет его «атлантификацию», так как Атлантика является важным поставщиком теплых вод в полярные широты. Часто северную границу проводят на широте полярного круга ($66^{\circ} 30' \text{ с.ш.}$). Более точный метод определения границ Северо-Атлантической акватории является построение линейных разрезов на восток от Гренландии до Исландии вдоль мелководного Гренландской-Исландского поднятия и от Исландии до Фарерских островов вдоль Фареро-Исландского поднятия, а затем к северу от Фарерских островов вдоль относительно неглубоких участков дна плато Воринг до западного побережья Норвегии в точке около 70° северной широты. Данная граница обоснована различиями между арктическими и атлантическими водными массами. Соленые и теплые воды Норвежского моря поступают из Атлантики, в основном через Фереро-Шотландский пролив, и наоборот, мощные потоки холодных опресненных вод поступают обратно в СА из Северного Ледовитого океана.

К бассейну Северо-Атлантического региона относят: Балтийское, Северное, Средиземное и Карибское моря, а также Мексиканский залив. Также условно относят Чёрное, Азовское и Каспийское моря, однако в данной работе эти акватории учитываться не будут в силу их слабого водообмена с водами Северной Атлантики.



Рисунок 2. Условная граница разделения Атлантического океана на Северную и Южную Атлантику

Особенности климатических условий над Северной Атлантикой во многом определяются разностью колебаний двух барических образований на севере и на юге. Над Исландией атмосферное давление имеет тенденцию быть низким, образуя так называемый Исландский минимум. Вокруг Азорских островов наблюдается область высокого давления – Азорский максимум. Азорский антициклон является основным поставщиком теплого воздуха для Европы, а Исландская депрессия, наоборот, основным поставщиком циклонов. Образующаяся разница давлений на уровне поверхности моря между субтропическим максимумом и субполярным минимумом называются Северо-Атлантическим колебанием (САК). Данный индекс оказывает высокое воздействие на климат Европы. Более подробно о нём и других важнейших климатических индексах СА будет рассказано в следующем разделе.

Для центральной части Атлантики характерны тропические циклоны, которые своей разрушительной силой наносят колоссальный экономический вред береговой инфраструктуре Северной Америки и вызывают множество смертей. По мере продвижения на северо-восток в сторону Ньюфаундленда и

Исландии тропические циклоны развиваются в сильные вихри, вызывая ливни, штормовые нагоны и оказывая разрушительные воздействия на прибрежные города. Многие тропические циклоны могут быть вызваны из слабых атмосферных волнений, на которые в свою очередь в Северной Атлантике оказывает свое влияние САК. На рисунке 3 изображены траектории крупнейших тропических циклонов, наблюдавшихся в Атлантическом океане за 2019 год. Отметим, что 50% ураганов за этот год имели пятую категорию опасности по шкале Саффира-Симпсона с ветрами более 70 м/с.

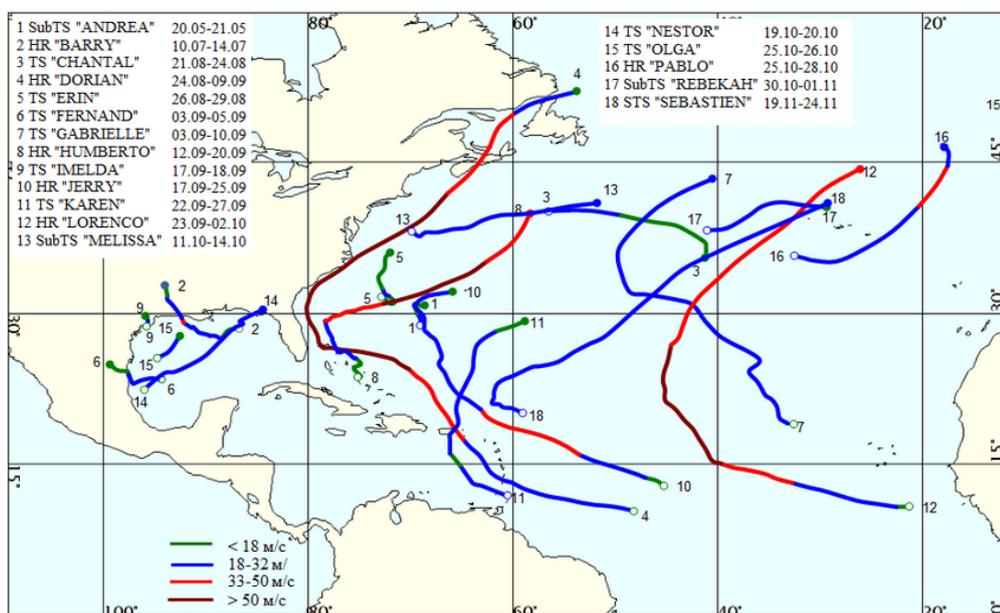


Рисунок 3. Траектории движения крупнейших тропических циклонов, наблюдавшихся в Атлантическом океане в период 2019 года [9]

Система общей циркуляции Атлантического океана характеризуется субтропическим антициклоническим круговоротом вод (САКВ). С юга в системе пассатных ветров, дующих на запад вследствие суточного вращения Земли, и западных ветров, дующих на восток в средних широтах, под влиянием касательного напряжения ветра формируются мощные потоки теплого течения. Круговорот вод состоит из замкнутой системы течений наиболее мощным из которых является Гольфстрим. Формирование круговорота начинается с Северо-Пассатного течения между 10 и 20° с.ш. Благодаря создаваемой завихренности, оно разделяется на два потока.

Первый поток устремляется через проливы Малых Антильских островов в Карибское море. Прижимаясь к восточному побережью через Юкатанский пролив, оно втекает в Мексиканский залив, образуя там стоковое Флоридское течение со средним расходом около 30 Св. Второй поток проходит к северо-востоку Флориды, под действием Северного пассатного течения. Слияние двух потоков вблизи Флоридского пролива, примерно, на 27° с.ш., вызывает узкий ускоряющийся поток самого мощного в данной системе течения Гольфстрим, направленного в северные широты вдоль берегов Северной Америки. Из-за различных физических факторов по пути в Европу течение расходует большую часть энергии (испарение, охлаждение и т.д.), однако его вклад от общего меридионального переноса тепла в СА составляет порядка 20-30% [10]. В следствие этого к северу от 40° с.ш. наблюдаются значительные аномалии температуры. Средний расход Гольфстрима в данном регионе составляет около 85 Св. Под действием силы Кориолиса, западных ветров и в следствии особенности термохалинной циркуляции СА, течение отклоняется на восток, образуя продолжение Гольфстрима в виде Северо-Атлантического потока. Часть его поступает в полярные широты тем самым перенося вместе с атмосферой теплые воздушные массы [11]. Замыкает антициклонический круговорот вод в Северной Атлантике Канарское течение, огибающее западный берег Африканского континента. Описанная выше система является частью Северо-Атлантического антициклонического круговорота вод (САКВ), однако на севере существует еще один круговорот, вызванный циклонической циркуляцией в атмосфере. Субполярный циклонический круговорот вод (СЦКВ) включает в себя Северо-Атлантическое, Ирмингера, Восточно-Гренландское, Западно-Гренландское и Лабрадорское течения. Данный район играет важнейшую роль в процессах взаимодействия Атлантики с арктическими водами. Северо-Атлантическое течение несет в себе огромные запасы тепла и поставляет их в полярные воды арктического бассейна. Основным проливом обеспечивающим «атлантификацию» Арктики является Фареро-

Шотландский. Часть данного течения поступает к берегам Гренландии в море Ирмингера, где образуется мощная глубокая конвекция. В свою очередь из арктического бассейна поступает обратный поток холодных вод Восточно-Гренландского течения. Данное течение огибает Гренландию и поступает в Лабрадорское море, которое также характеризуется глубокими конвективными процессами. Субполярный циклонический круговорот вод замыкает холодное течение Лабрадор, которое с расходом порядка 3.5 Св взаимодействует с центральными ветвями Северо-Атлантического течения (70 Св).

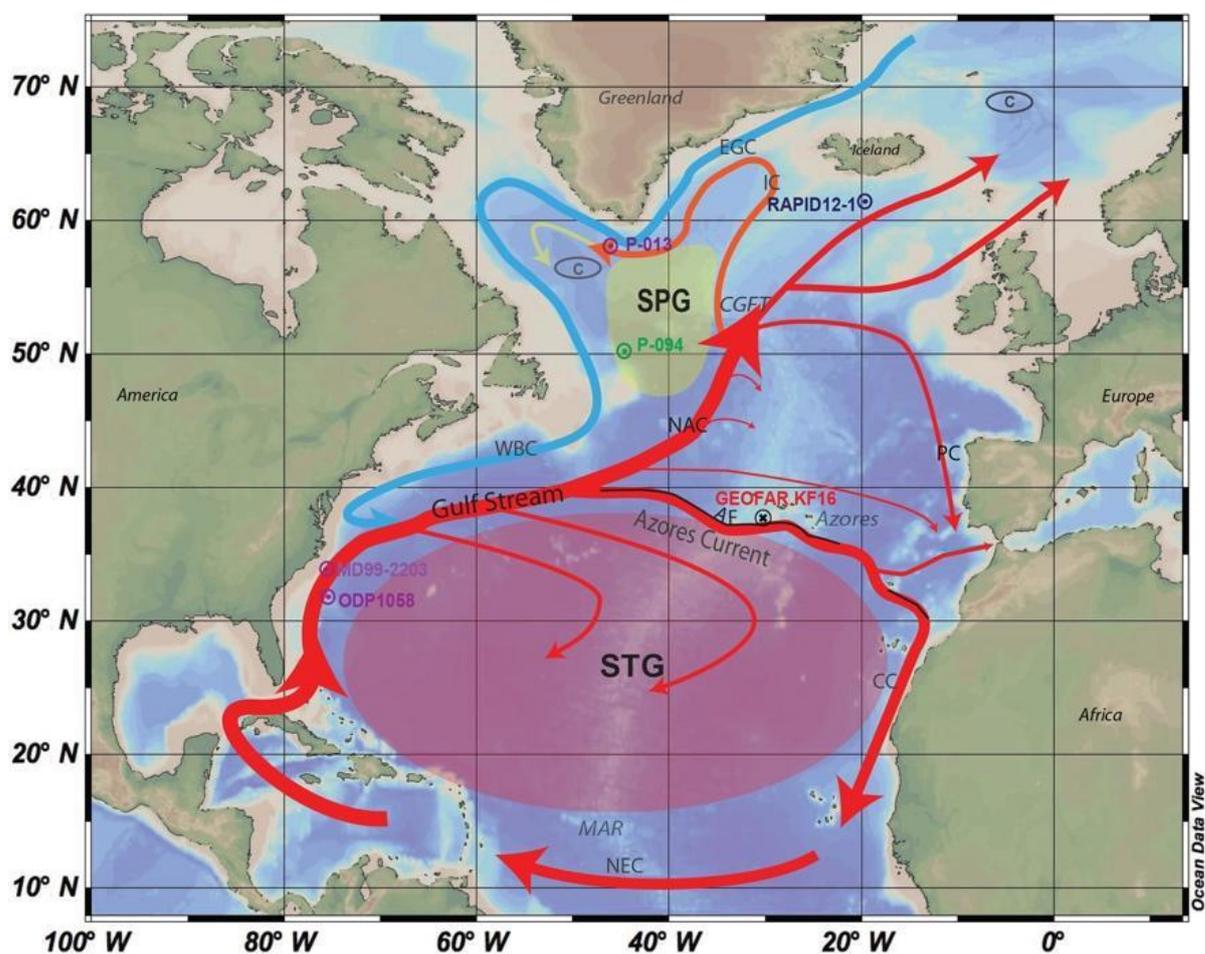


Рисунок 4. Схема циркуляции вод в Северной Атлантике [21]. STG (англ. subtropical gyre) — САКВ; SPG (англ. subpolar gyre) – СЦКВ. Красные стрелки — тёплые поверхностные течения; синие стрелки — холодные глубинные течения. Знаком «©» обозначены регионы формирования интенсивной конвекции.

Тесная взаимосвязь антициклонической атмосферной циркуляции и течений Северной Атлантики делает климат Европы мягче. Известный британский метеоролог Ричард Сигер в 2002 году отметил, что теплый Европейский климат обусловлен не только влиянием теплого и мощного циркуляционного потока [12]. Данный процесс вызван взаимобратной корреляцией юго-западных теплых ветров, дующих в сторону Европы, и течения Гольфстрим. Отметим, что физические процессы океана протекают значительно медленнее чем в атмосфере, следовательно, основной отклик Европа получает благодаря устойчивому взаимодействию атмосферы с океаном. В основе исследований работы [12] лежало моделирование циркуляции Атлантического океана методом поочередного «выключения» течений. Это позволило доказать, что средние температуры Европы будут значительно выше, чем у эквивалентных широт, при полном отключении притока тепла за счет Гольфстрима. Таким образом, океан аккумулирует в себе огромные запасы тепла и, осуществляя теплообмен с атмосферой, приносит теплые воздушные массы в северные широты.

Такое значимое влияние течения Гольфстрим на климат умеренных широт, послужило поводом для проведения многочисленных наблюдений за колебаниями расхода данного течения. Различные провокационные публикации отмечали риск ослабления циркуляции в СА и, как следствие, значительное похолодание в Европе. На рисунке 5 представлен совмещенный график расхода Флоридского течения на 27° с.ш. (синяя линия; Sv слева) с индексом Гольфстрима $70 - 75,5^{\circ}$ с.ш. (зеленая линия; м/100км справа), опубликованный в работе [13]. Отметим, значимую корреляцию между среднемесячными данными ($r = 0,72$). За многолетний период измерений видно, что несмотря на высокую дисперсию ряда относительно среднегодовых колебаний, значимого изменения в коэффициенте вариации не наблюдалось. На протяжении всего исследуемого периода, Флоридское течение характеризуется слабыми изменениями в расходе.

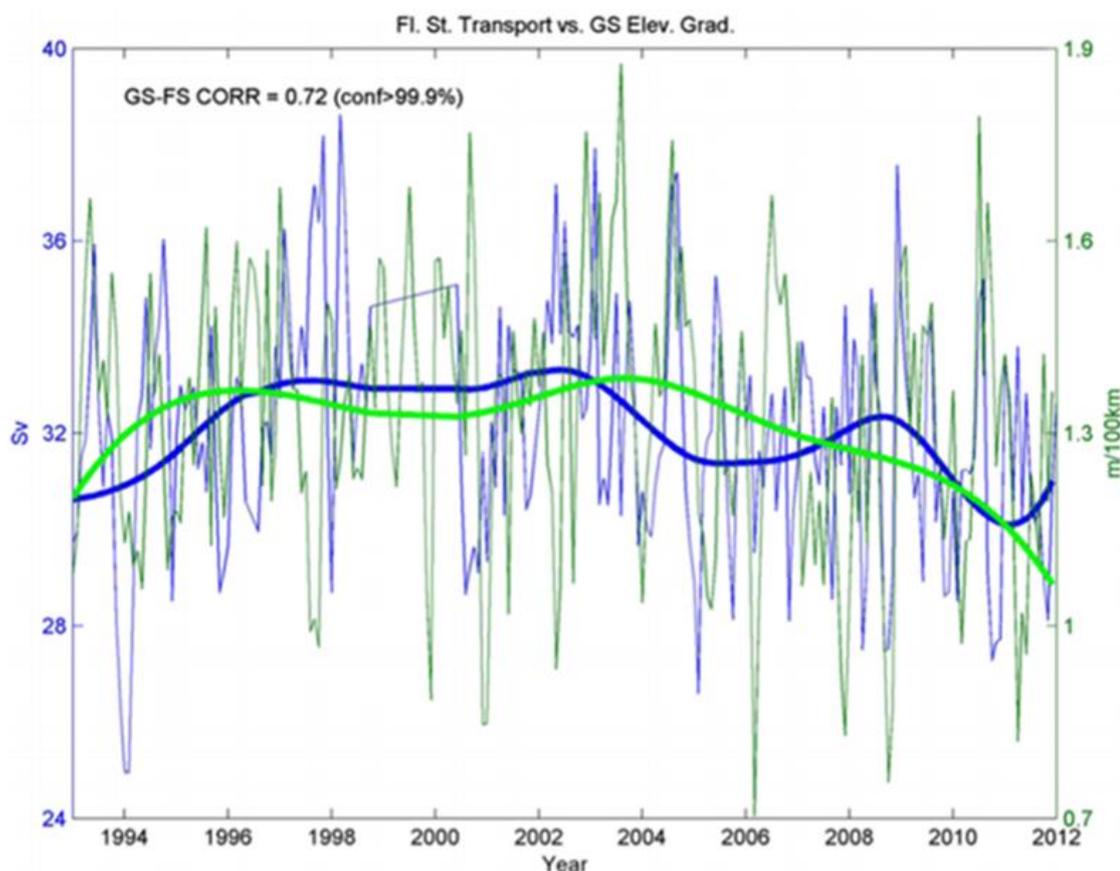


Рисунок 5. Расход Флоридского течения на 27° с.ш. (синий) и индекс Гольфстрима (зеленый) [13]

Течение Гольфстрим является важнейшей частью атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции (англ. AMOC – Atlantic Meridional Overturning Circulation.). Это большая система океанских течений, похожая на конвейерную ленту, управляемая термохалинной структурой вод, разницей в температуре, содержании соли, плотности воды и т.д. Под действием меридионального переноса, AMOC осуществляет приток теплых вод на север. Примерно на широте 55° с.ш. создается отрицательный поток плавучести, в следствие охлаждения и осолонения теплых вод. Низкая температура и высокое содержание соли делают воду более плотной, что заставляет ее опускаться на глубину более 2000 метров. Создаваемое глубинное противотечение на несколько километров медленно распространяется на юг. Далее, поток возвращается на поверхность в процессах апвеллинга, тем самым завершая циркуляцию AMOC. Данная

система циркуляции вод имеет огромное влияние не только для Северной Атлантики, но и способствует формированию сегодняшнего климата Земли, обеспечивая постоянное перемешивание Мирового океана и перенося большие запасы тепла и энергии. В Северной Атлантике вклад АМОС составляет около 25% от общего глобального переноса тепла между атмосферой и океаном в северном полушарии, тем самым влияя в основном на западную часть Европы. Перенос в себе огромные запасы углерода АМОС является одним из многочисленных факторов формирования явления Глобального потепления [14]. Используя базу данных Copernicus [15], были получены среднемноголетние значения солёности и температуры на поверхности и на глубине 200 м на акватории Атлантического океана (Рис. б). Полученные на рисунке разрезы показывают, что максимум параметра солёности приходится именно на 26° с.ш., где происходит интенсивное испарение вод. По мере охлаждения поверхностные воды опускаются в районе 55° с.ш. где происходит явление глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера. Более подробно система АМОС представлена на рисунке 7. [16]

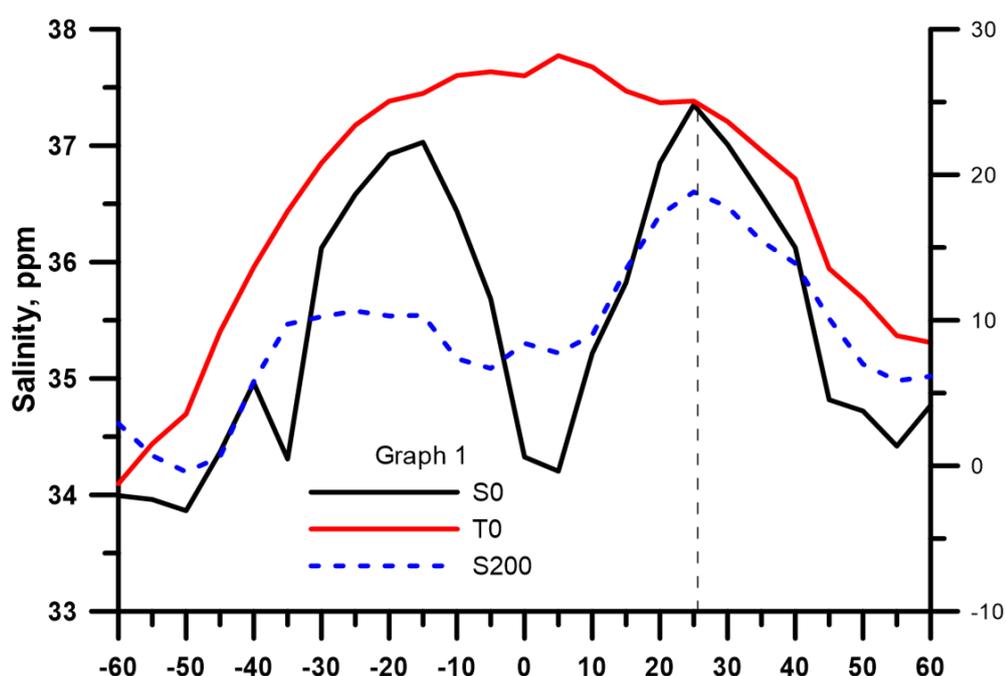


Рисунок 6. Совмещенный график распределения солёности и температуры на поверхности северной части Атлантического океана

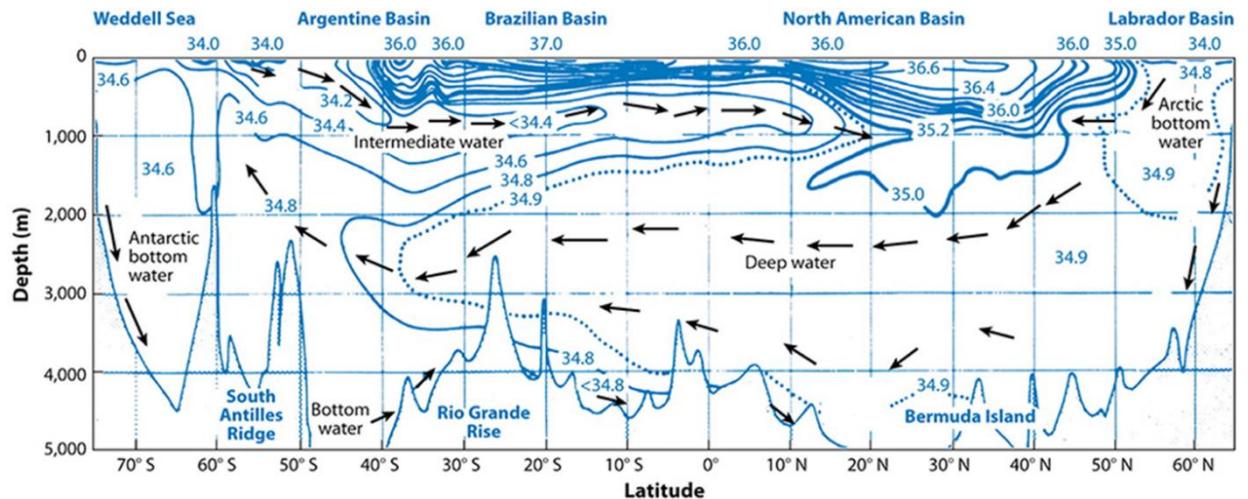


Рисунок 7. Циркуляция вод в Атлантическом океане вследствие изменения параметра солёности [16]

Регулярные измерения АМОС начали проводить только с 2004 года. Ранее же эти оценки осуществлялись косвенным путем с помощью климатических моделей. Наблюдения представляют собой трансбассейновые системы наблюдения АМОС для непрерывного мониторинга изменчивости меридионального объемного переноса и, в некоторых случаях, переноса тепла, пресной воды и углерода. Эти программы наблюдений использовались для диагностики величины и источников изменчивости переноса, а также для изучения воздействия изменчивости на основные климатические переменные, такие как температура поверхности моря, теплосодержание океана и уровень. Существуют различные подходы к наблюдению АМОС, от трансбассейновых массивов (OSNAP, RAPID 26°N, 11°S, SAMBA 34,5°S) до массивов, сосредоточенных на западных границах (например, RAPID WAVE, MOVE 16°N). [22] В последние годы именно программа RAPID занимается наблюдением за АМОС с использованием данных о температуре, солёности и скорости течений, полученных с буёв АРГО. [23]

Принципиальная схема опрокидывающейся циркуляции, показывающая составные части данной системы представлена на рисунке 8. 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.

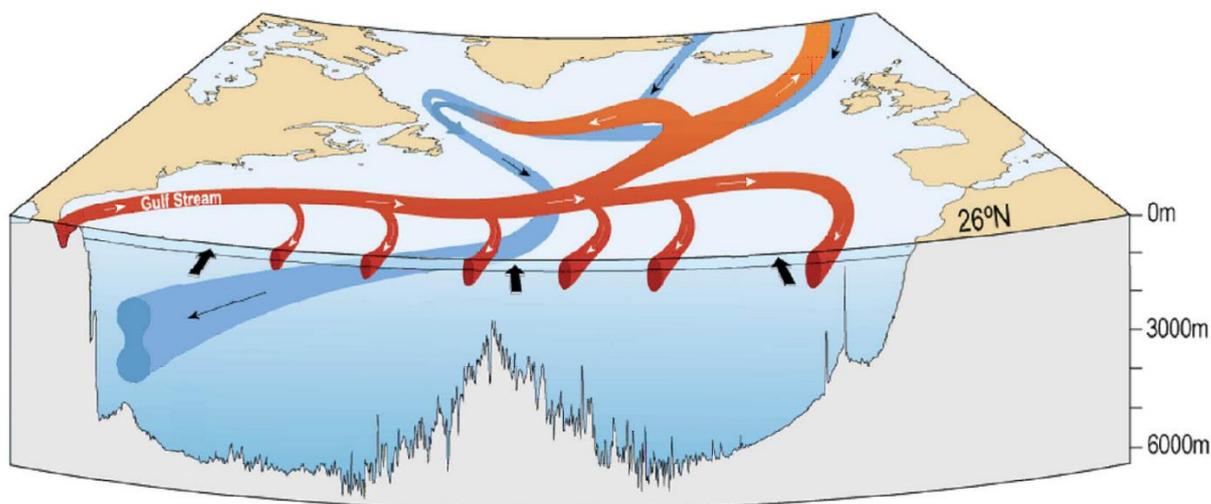


Рисунок 8. Принципиальная схема, показывающая составные части АМОС на широте 26° с.ш. [24].

Важным параметром, влияющим на термохалинную циркуляцию вод и на интенсивность притока тепла в полярные широты, является область глубокой конвекции в районе морей Лабрадор и Ирмингера. Для циркуляции вод в системе АМОС характерно опускание холодных, более плотных вод в глубинные слои, тем самым создавая глубокое противотечение и осуществляя взаимодействие океанов между собой. В меридиональной термохалинной структуре вод для Атлантического океана ключевым районом является именно область глубокой конвекции. Суть системы состоит в конвективном перемешивании поверхностных вод с нижележащими слоями и образованием слабо стратифицированной, холодной, обогащенной кислородом водной массы [25]. Усиление или ослабление глубокой конвекции непосредственно является следствием колебаний индекса NAO. Конвективные процессы в данном регионе не являются регулярными. Например, Lazier [26] отметил, что глубокая конвекция в Лабрадорском море не была активной в конце 1960-х и начале 1970-х годов. В это время индекс

NAO преимущественно был низким. Возникновение глубокой конвекции сильно зависит от суровости зимы в восточной части Канады. Когда индекс NAO высок, западные ветры сильнее, чем обычно, и более часто наблюдаются приток холодного сухого 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 [27]. Противоположный эффект наблюдается в море Ирмингера. Когда индекс NAO выше среднего в данной области наблюдаются менее суровые зимние условия, чем обычно. Это приводит к снижению глубинной конвективной активности. Мощное влияние NAO описано [26]. В начале 1990-х годов индекс NAO достиг рекордно высокого уровня, тем самым значительно усилив глубокую конвекцию в Лабрадорском море на глубину более 2000 м. На рисунке 9 выделены примерные области расположения районов глубокой конвекции, где «Л» означает область глубокой конвекции в Лабрадорском море, а «И» - в море Ирмингера. Черными стрелками схематично представлены направления течений в северных широтах Атлантики.

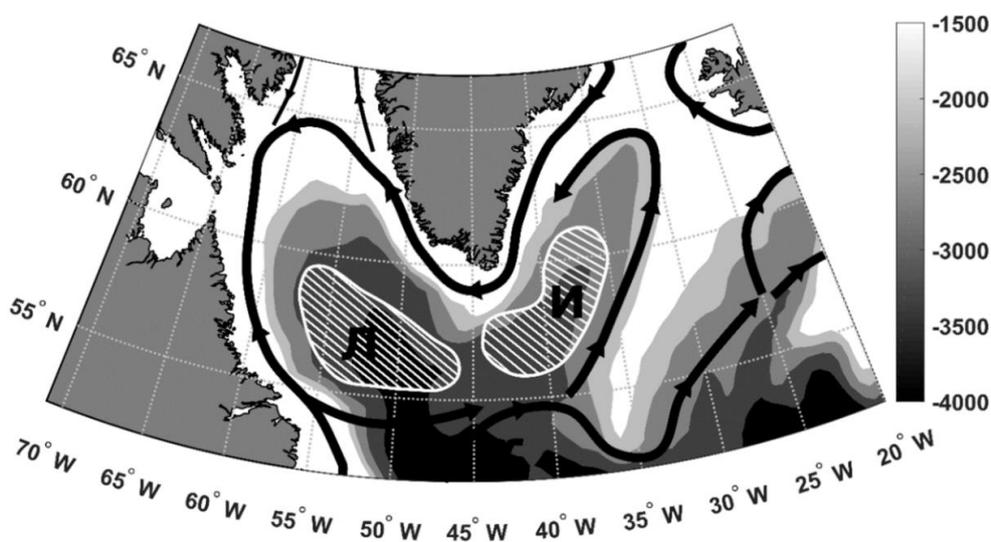


Рисунок 9. Область глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера. [28]

1.2 Характеристика основных климатических индексов в Северной Атлантике

Одним из наиболее важнейших климатических индексов в Северной Атлантике является уже ранее упомянутое Североатлантическое колебание (анг. NAO – North Atlantic oscillation). Индекс САК характеризует разницу давлений между субполярным Исландским минимумом и субтропическим Азорским максимумом. В северных широтах вблизи Исландии находится область низкого давления, а над центральной частью Северной Атлантики – область высокого давления. Индекс NAO характеризуется положительными и отрицательными фазами. Во время положительной фазы углубляется Исландский минимум и преобладает зональный перенос в атмосфере. Это происходит за счет повышения разницы в давлении между двумя регионами. Сильное струйное течение из Атлантики смещает траекторию штормов на север, тем самым вызывая усиление осадков в северной Европе. Однако при этом температура становится выше среднего за счет поступления теплых воздушных масс из южных широт. Кроме того, суммарная теплоотдача океана в атмосферу в Северной Атлантике ниже среднего [29]. Во время отрицательной фазы NAO оба региона слабее среднего и разница между ними уменьшена. При этом значительно усиливается меридиональный перенос и тем самым температура на востоке США и в Северной Европе становится ниже, а количество штормов и осадков уменьшено. Во время отрицательной фазы усиливается теплообмен океана с атмосферой, особенно это касается области Ньюфаундлендской энергоактивной зоны. На рисунке 10 представлена схема развития гидрометеорологических процессов над Северной Атлантикой для положительной и отрицательной фазы САК.

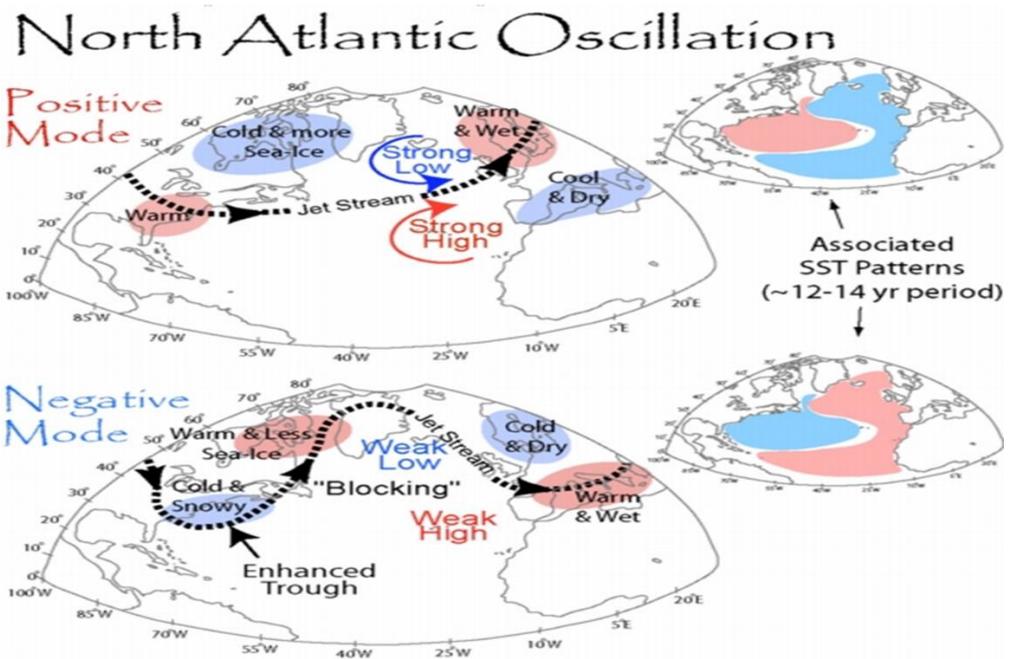


Рисунок 10. Особенности развития гидрометеорологических процессов над Северной Атлантикой для положительной (верхний рисунок) и отрицательной (нижний рисунок) фазы NAO [18]

Авторами статьи [30] была произведена попытка воспроизведения изменчивости траектории пути течения Гольфстрим в зависимости от отрицательной и положительной фазы NAO. Используя индекс северной стены Гольфстрима (GSNW), было замечено, что течение углубляется на север в годы положительной фазы NAO относительно своего среднего положения и наоборот, южнее среднего положения в годы отрицательной фазы NAO. Используя трехмерные температурные поля, исходя из моделируемой фазы NAO, была получена оценка среднего положения течения Гольфстрим от 75 до 45° з.д. (Рисунок 11). Видно, что тенденция смоделированного положения Гольфстрима в значительной степени соотносится с фазой NAO до 60 – 65° з.д. и траектория проходит южнее в отрицательную фазу NAO и севернее в положительную фазу.

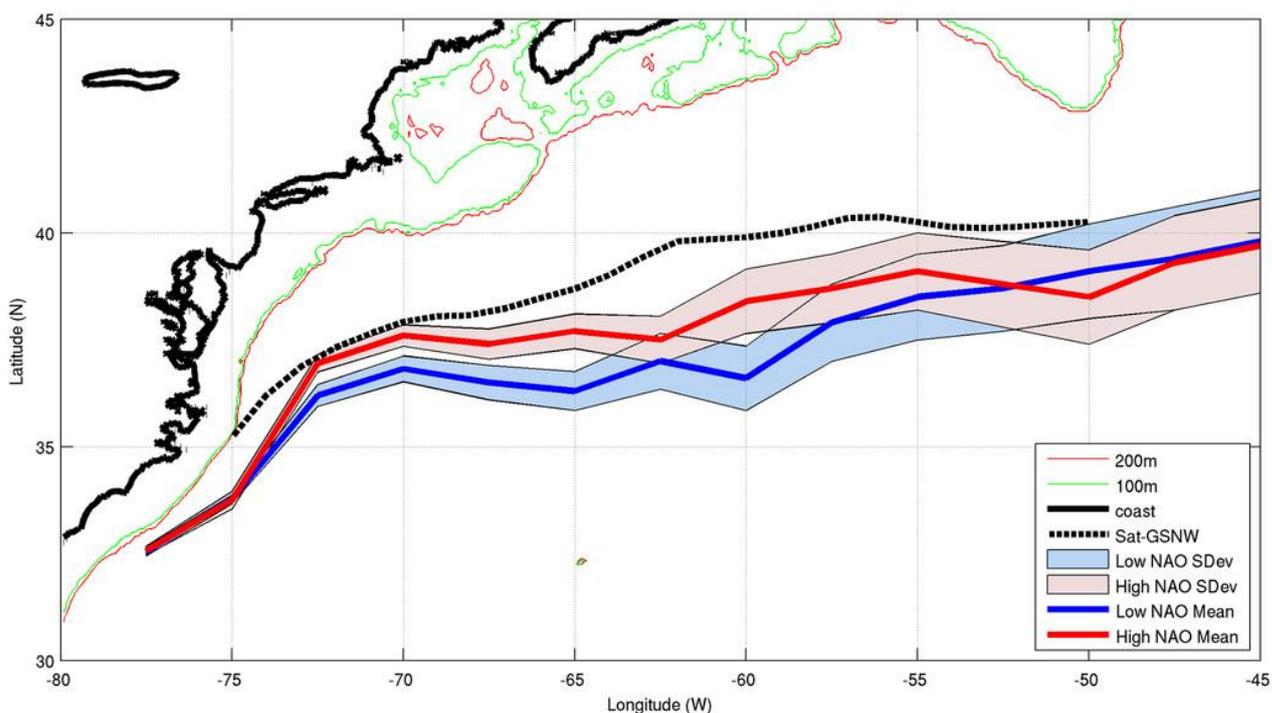


Рисунок 11. Среднеголетний ход положения течения Гольфстрим в верхнем интегрированном слое (50 – 450 м) для положительной и отрицательной фазы NAO [30]

Значительный отклик на атмосферное перераспределение воздушных масс оказывает температура поверхности океана (ТПО). В Северной Атлантике индекс, характеризующий квазипериодические изменения ТПО от 0 до 70° с.ш. называется индексом Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО). Цикл отрицательных и положительных фаз данного индекса имеет периодичность от 65 до 80 лет по разным литературным источникам [31; 32]. Физический механизм изменчивости данного индекса является не до конца изученным. Однако изменение ТПО в Атлантике является индикатором переноса теплых и соленых океанических вод верхнего слоя из экваториальной области в высокие широты. Увеличение мощности притока теплых экваториальных вод на север инициирует в свою очередь поток глубинных холодных вод на юг, т.е. является характеристикой системы АМОС. Индекс АМО имеет большую неопределенность, так как напрямую его измерить невозможно. Данные получают путем реконструкции данных мониторинга за температурой в различных центрах океана и

атмосферы. Наиболее репрезентативным полученным индексом АМО являются данные, представленные на сайте NOAA [33]. Набор данных рассчитывается как средневзвешенное по площади бассейна СА между экватором и 70° с.ш. Считается, что данный индекс в значительной степени регулирует взаимосвязь океана с атмосферой, определяя долгосрочный характер осадков [32; 34]. АМО является движущей силой мощных климатических катаклизмов и имеет высокую связь с развитием засух и тропических штормов [32]. Известно, что частое возникновение сильной засухи в Северном полушарии связано с теплыми фазами АМО. На рисунке 12 представлен сглаженный межгодовой ход индекса АМО, определяемый как декадные среднегодовые сглаженные аномалии ТПО, усредненные по площади и с удаленной трендовой составляющей.

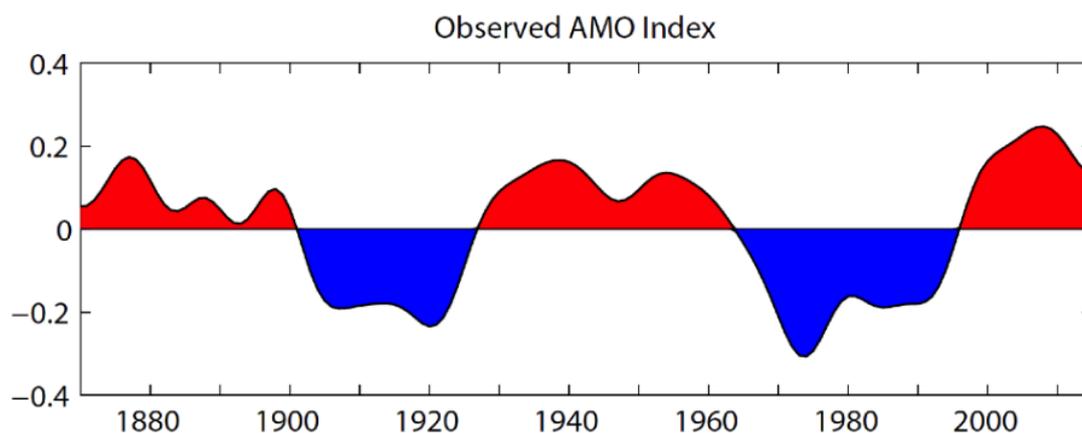


Рисунок 12. Наблюдаемый индекс АМО, определяемый как декадные среднегодовые сглаженные аномалии ТПО, усредненные по площади, без тренда над Североатлантическим бассейном (0N-65N, 80W-0E), с использованием набора данных HadISST [35] за период 1870 г. -2015.

Крупномасштабная изменчивость гидрометеорологических процессов в системе океан – атмосфера вносит огромный вклад в колебания современного климата. Океан в данной системе является своего рода аккумулятором способным в следствии большой термической инерции накапливать в себе 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 может быть обусловлено как термическими, так и динамическими факторами. В следствии положительной обратной связи повышение глобальной температуры воздуха приводит к увеличению влагосодержания в атмосфере, которое в совокупности с интенсивным испарением тоже приводит к увеличению температуры.

В 1970 году впервые появилась идея о 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 основных энергоактивных зон: Бермудская, Ньюфаундлендская и Норвежская (рисунок 13). 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 азональному росту интенсивности испарения. Расход течения Гольфстрим является одним из основных параметров усиления системы энергообмена океана и атмосферы. В результате формируется мощный поток тела в атмосферу, характеризующийся большими значениями суммарной теплоотдачи ($P+LE$), где P - суммарный вклад турбулентного потока тепла, а LE – затраты на испарение. Используя данные параметров ЭАЗО была получена среднемноголетняя карта распределения суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу для Бермудской ЭАЗО (рисунок 14). Данные P и LE хранятся в открытом доступе базы данных Columbia [36].

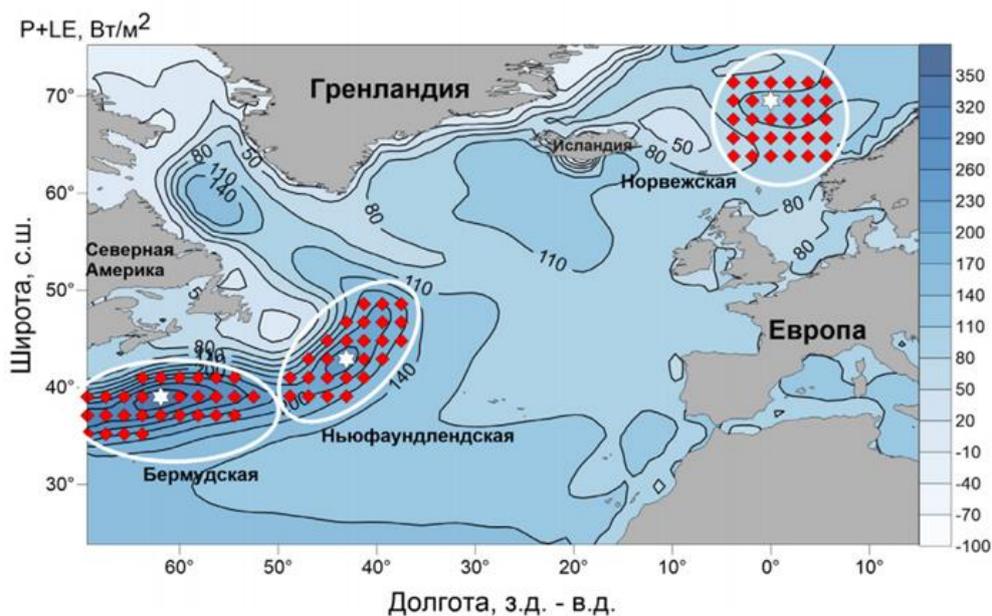


Рисунок 13. Среднемноголетние распределение годовых значений суммарной теплоотдачи в Северной Атлантике за 1980 – 2017 гг. в W/m^2 . [38].

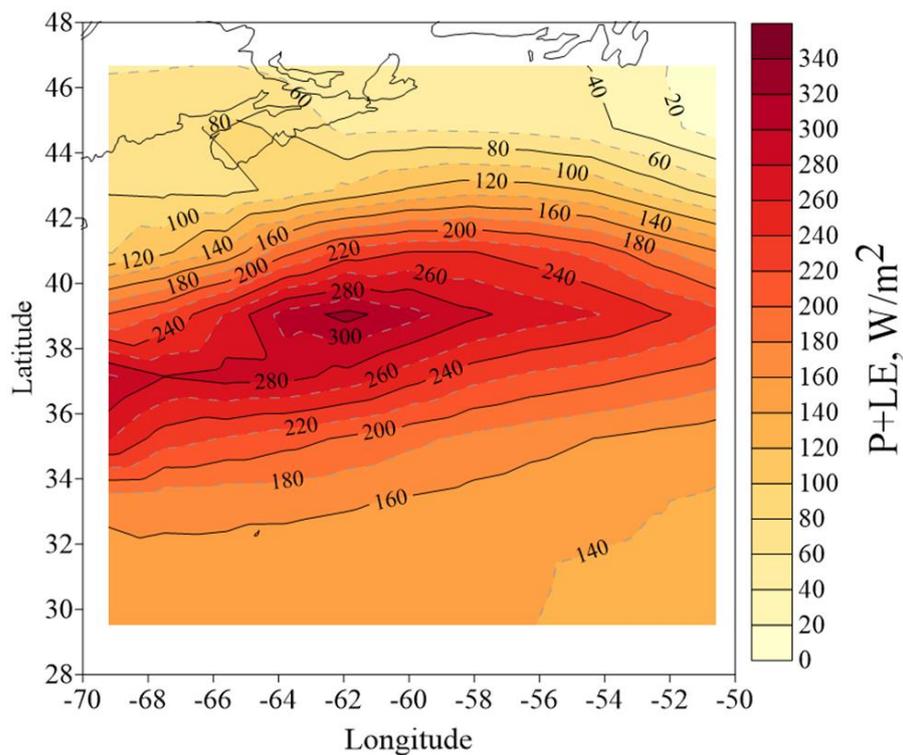


Рисунок 14 Среднемноголетняя карта распределения суммарной теплоотдачи из океана в атмосферу для Бермудской ЭАЗО с 1993 -2019гг.

Глава 2. Исходные данные и методы их статистического анализа

2.1 Данные по уровню моря

В настоящей работе использовались данные колебаний уровня моря лаборатории Спутниковой Альтиметрии США (NOAA/NESDIS/STAR) [19]. Оценки колебаний уровня моря производятся спутниковыми радарными высотомерами. Наблюдения за уровнем осуществлялись различными спутниками в разные промежутки времени. В числе спутников, данные которых предоставляет лаборатория, находятся миссии TOPEX/Poseidon, Jason – 1,2,3, GFO, а также два европейских спутника ERS-2 и ENVISAT. Наблюдения за состоянием уровня моря проводились с ноября 1992 года до декабря 2021 года. В исходных данных исключены воздействия изостатической ледниковой корректировки на геоид, 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 учетом всех спутников за различные промежутки времени.

Цель лаборатории NOAA является получение точного представления о рельефе дна, путем выявления гравитационного воздействия элементов донной системы (Подводные горы или впадины и т.д.) во всём мировом океане (рис. 15). Среди объектов исследования настоящей работы, интерес представляют акватории Балтийского, Северного, Средиземного, Карибского морей и Мексиканский залив. Также отдельно были получены данные по среднему уровню во всей СА.

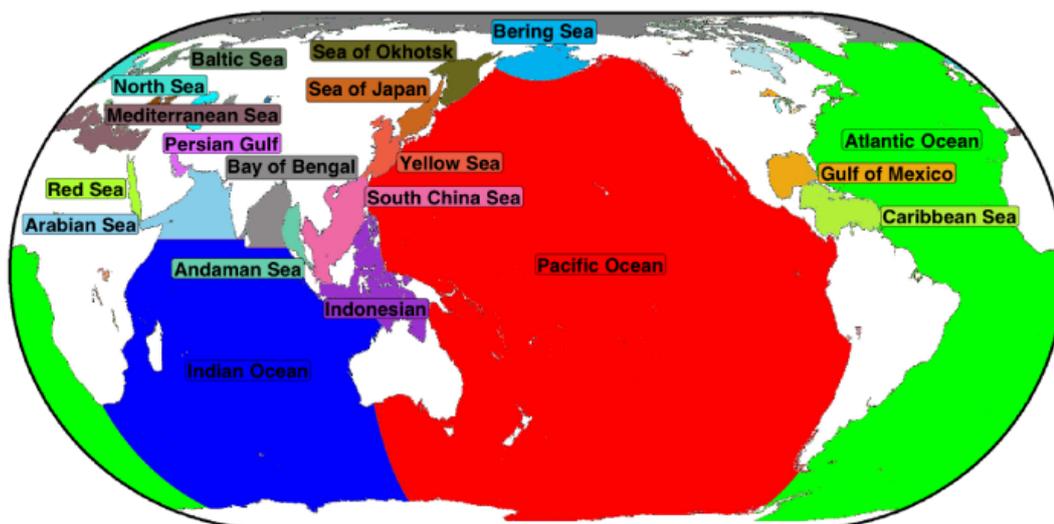


Рисунок 15. Районы мирового океана, которые охватывает спутниковая лаборатория NOAA [19]

Исходя из данных, полученных в спутниковой лаборатории наибольшие значения тренда, наблюдаются в Балтийском море ($T_r = 4,0 \pm 0,4$ мм/год) и в Мексиканском заливе ($T_r = 3,9 \pm 0,4$ мм/год). Данные трендов по каждому исследуемому лабораторией акваториям представлены в таблице 1. Средний рост глобального уровня мирового океана (GMSL) 2,9 мм/год. Красным цветом отмечены максимальные значения тренда для каждого типа данных (с включением и исключением сезонного сигнала), а зеленым – минимальные, которые наблюдаются у Средиземного моря ($T_r = 2,1 \pm 0,4$ мм/год). В данных, учитывающих совокупность всех спутников (Multiple altimeters), помимо миссий TOPEX и Jason дополнительно используются европейские миссии GFO, ERS-2 и ENVISAT. Синим цветом отмечены выбранные в рамках данной работы моря и заливы для акватории Северной Атлантики.

Таблица 1

Данные по тренду уровня моря в различных регионах Земли [19]

Район	Tr mm/год			
	TOPEX and Jason-1,-2,-3		Multiple altimeters	
	Seasonal signals retained	Seasonal signals removed	Seasonal signals retained	Seasonal signals removed
GMSL	2,9 ± 0,4	2,9 ± 0,4	2,9 ± 0,4	2,9 ± 0,4
Pacific Ocean	2,7 ± 0,4	2,7 ± 0,4	2,7 ± 0,4	2,7 ± 0,4
North Pacific Ocean	2,9 ± 0,4	2,8 ± 0,4	2,8 ± 0,4	2,7 ± 0,4
Tropics	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4
Niño 3.4	3,0 ± 0,4	2,9 ± 0,4	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4
Atlantic Ocean	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4	3,0 ± 0,4
North Atlantic Ocean	2,6 ± 0,4	2,5 ± 0,4	2,4 ± 0,4	2,3 ± 0,4
Indian Ocean	3,3 ± 0,4	3,3 ± 0,4	3,2 ± 0,4	3,2 ± 0,4
Adriatic Sea	2,3 ± 0,4	2,2 ± 0,4	2,3 ± 0,4	2,2 ± 0,4
Andaman Sea	3,7 ± 0,4	3,6 ± 0,4	3,5 ± 0,4	3,4 ± 0,4
Arabian Sea	3,7 ± 0,4	3,7 ± 0,4	3,6 ± 0,4	3,7 ± 0,4
Baltic Sea	3,8 ± 0,4	3,7 ± 0,4	4,0 ± 0,4	4,0 ± 0,4
Bay of Bengal	3,4 ± 0,4	3,4 ± 0,4	3,3 ± 0,4	3,3 ± 0,4
Bering Sea	1,8 ± 0,4	1,8 ± 0,4	1,6 ± 0,4	1,6 ± 0,4
Caribbean Sea	2,9 ± 0,4	2,9 ± 0,4	3,0 ± 0,4	2,9 ± 0,4
Gulf of Mexico	3,8 ± 0,4	3,7 ± 0,4	3,9 ± 0,4	3,9 ± 0,4
Indonesian	3,8 ± 0,4	3,9 ± 0,4	3,5 ± 0,4	3,6 ± 0,4
North Sea	2,7 ± 0,4	2,6 ± 0,4	2,5 ± 0,4	2,5 ± 0,4
Mediterranean Sea	2,3 ± 0,4	2,1 ± 0,4	2,2 ± 0,4	2,1 ± 0,4
Persian Gulf	3,9 ± 0,4	3,9 ± 0,4	3,8 ± 0,4	3,7 ± 0,4
Sea of Okhotsk	2,1 ± 0,4	2,0 ± 0,4	1,7 ± 0,4	1,7 ± 0,4
Sea of Japan	3,1 ± 0,4	2,9 ± 0,4	2,9 ± 0,4	2,8 ± 0,4
South China Sea	3,7 ± 0,4	3,7 ± 0,4	3,3 ± 0,4	3,3 ± 0,4
Southern Ocean	3,1 ± 0,4	3,2 ± 0,4	3,0 ± 0,4	3,1 ± 0,4
Yellow Sea	2,6 ± 0,4	2,4 ± 0,4	2,5 ± 0,4	2,3 ± 0,4

По сформированной карте трендов на рисунке 16 можно отметить высокую скорость роста уровня в Мексиканском заливе и Балтийском море. Данное изображение получено путем слияния спутников TOPEX, Jason - 1,2,3.

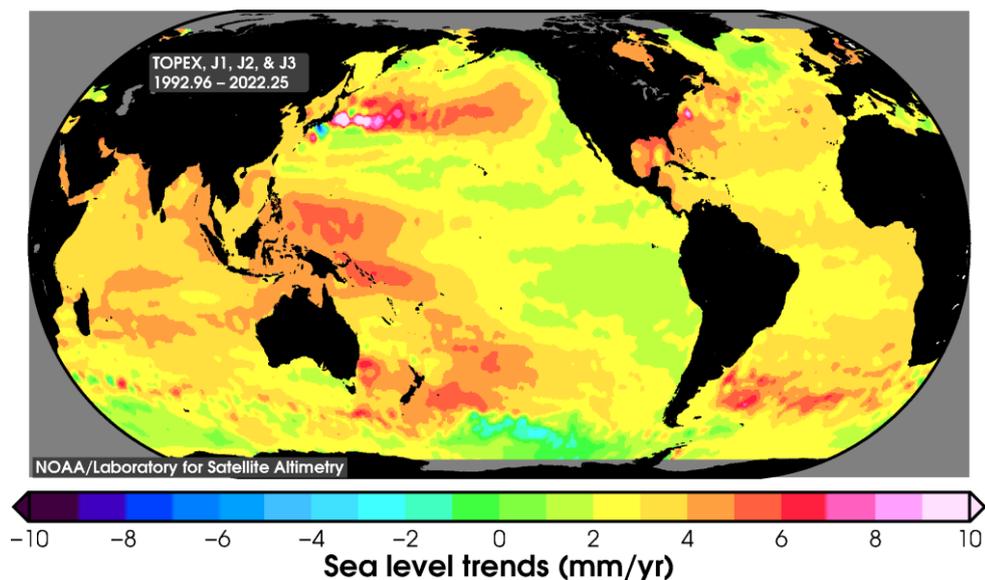


Рисунок 16. Карта трендов морского уровня океана [19]

Данные спутниковой лаборатории не позволяют провести анализ в узлах сетки с различной дискретностью, поэтому в ходе расчетов было решено использовать модельные значения архива ре-анализа Copernicus, полученные на основе данных спутниковой альтиметрии и их ассимиляции в математической модели [15]. С 2015 года морская служба Copernicus является базой данных множества физико-химических и биохимических характеристик всего мирового океана. Изначально, в 2009 году Copernicus разрабатывался как европейские проекты MyOcean и MyOcean2 регулярно предоставляющие бесплатную информацию о состоянии морского льда, биогенных элементов, колебания уровня или температуры.

Внешний вид интерактивного web-портала базы данных Copernicus представлен на рисунке 17. Каждый продукт имеет различные форматы данных, и подробную документацию. Типы данных включают в себя текущие прогнозы (hindcasts), ретроспективные прогнозы (forecasts) и будущие состояния исследуемой характеристики (nowcasts). Данные охватывают как весь мировой океан, так и локальные участки в зависимости от имеющихся наборов характеристик. В числе основных характеристик представленных базой данных Copernicus: соленость, температура поверхности океана, средний расход течений, колебания уровня, изменения

средней площади и толщины ледяного покрова, данные атмосферной циркуляции и биохимические данные о состоянии различных биогенных элементов и первичной продукции.

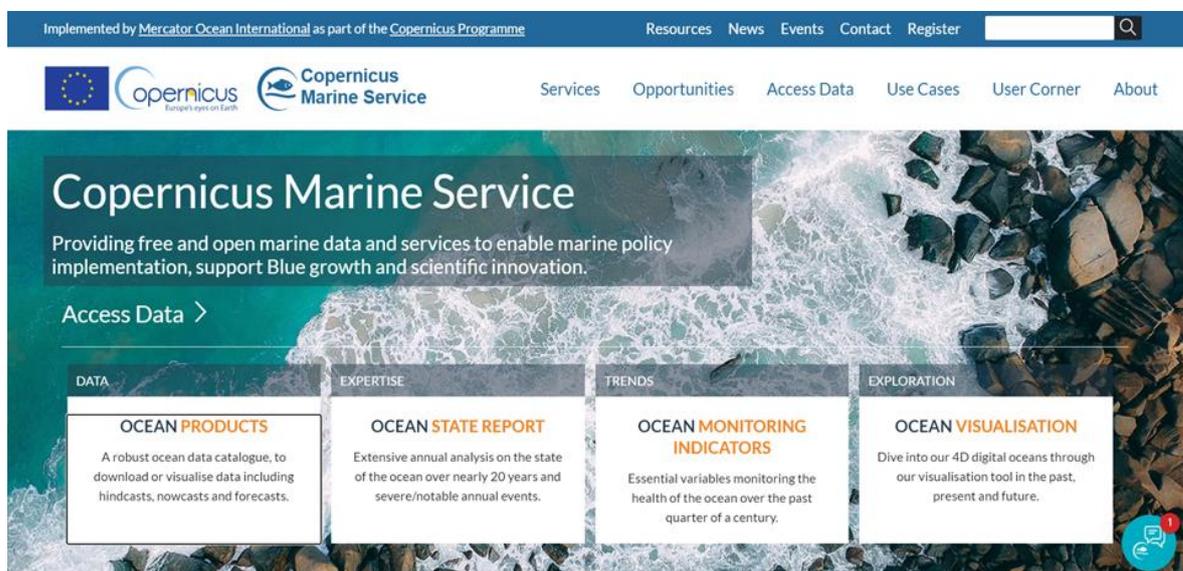


Рисунок 17. Главная web-страница базы данных Copernicus [15]

В настоящей работе использовался продукт ре-анализа базы данных Copernicus - GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 [39]. Это среднемесячные и среднесуточные данные ретроспективного анализа, основанные на спутниковых наблюдениях за состоянием поверхности Земли. В данном продукте используется модель версии LIM2 EVP NEMO 3.1. Считается, что данная модель качественно описывает реальное состояние исследуемых параметров. В числе спутников, на основе которых была выполнена ассимиляция данных, ERS-1 и TOPEX POSEIDON. Отметим, что данные этих миссий также учитываются в спутниковой лаборатории NOAA. Данные в узлах сетки с разрешением порядка $1/12^\circ$ покрывают всю акваторию мирового океана от 89° ю.ш. до 90° с.ш. и от 180° в.д. до 179.99° з.д. В работе расчеты велись с использованием формата NetCDF4, так как они позволяют удобно работать с выборкой при помощи языка программирования Python. Временной интервал, охватываемый данным продуктом базы данных Copernicus, начинается с ноября 1992 года до января 2021 года.

Продукт представлен с различной дискретностью данных в зависимости от интересов исследователя. Среднесуточные данные имеют характеристики солёности, потенциальной температуры на поверхности океана и расхода течений. Максимальная глубина, которую охватывает вертикальное распределение параметров продукта ре-анализа доходит до 5000 м. Для различных горизонтов можно получить данные о температуре, включая придонную температуру как отдельную характеристику, данные о толщине морского льда и перемешанного слоя. Дополнительно продукт включает такую характеристику распределения морского льда, как его дрейф. Среднемесячные данные содержат такой же список доступных для скачивания параметров. Полный список данных доступных для данного продукта представлен на рисунке 18 [39].

Dataset

Product identifier GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030
 Product name Global Ocean Physics Reanalysis
 Dataset *Please choose one of the datasets in this product:*
 cmems_mod_glo_phy_my_0.083_P1M-m ▾

Variables* Add all Clear all

<input checked="" type="checkbox"/> Sea water potential temperature at sea floor <i>bottomT</i> [°C]	<input checked="" type="checkbox"/> Eastward sea water velocity <i>uo</i> [m/s]
<input checked="" type="checkbox"/> Ocean mixed layer thickness defined by sigma theta <i>mlotst</i> [m]	<input checked="" type="checkbox"/> Eastward sea ice velocity <i>usi</i> [m/s]
<input checked="" type="checkbox"/> Sea ice area fraction <i>siconc</i>	<input checked="" type="checkbox"/> Northward sea water velocity <i>vo</i> [m/s]
<input checked="" type="checkbox"/> Sea ice thickness <i>sithick</i> [m]	<input checked="" type="checkbox"/> Northward sea ice velocity <i>vsi</i> [m/s]
<input checked="" type="checkbox"/> Sea water salinity <i>so</i> [10 ⁻³]	<input checked="" type="checkbox"/> Sea surface height above geoid <i>zos</i> [m]
<input checked="" type="checkbox"/> Sea water potential temperature <i>thetao</i> [°C]	

Рисунок 18. Перечень доступных для скачивания продуктов GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030 [39]

В настоящей работе были скачены и обработаны среднемесячные значения колебаний уровня моря «zos» с 1992 по 2021 гг. Для сравнения данных ре-анализа с натурными данными спутниковой альтиметрии все значения были переведены в мм. Совмещенный среднегодовой ход уровня в Северной Атлантике на основе натуральных альтиметрических измерений и модельных значений представлен на рисунке 19. Из рисунка видно, что применение натуральных альтиметрических или выбранных из архива ре-анализа Copernicus данных по уровню моря равнозначно ($r=0.95$) и зависит от

характера поставленных задач. В работе более удобным является использование данных Copernicus в связи с их регулярностью, полнотой, малой пространственной дискретизацией, быстрой обработкой и т.п.

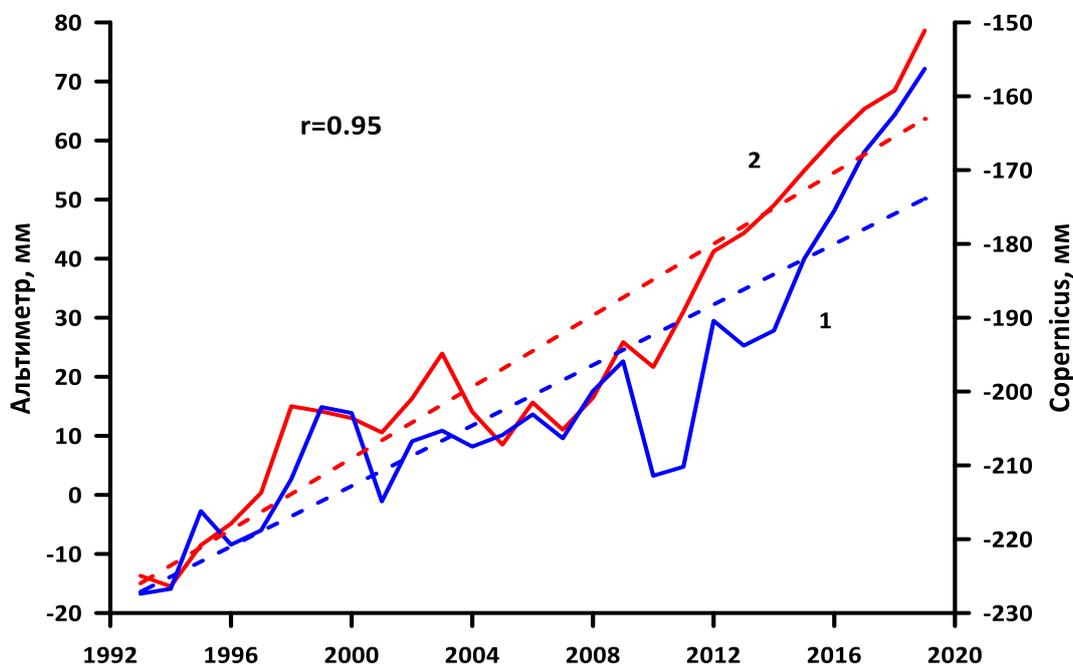


Рисунок 19. Сопоставление осреднённых для акватории Северной Атлантики годовых аномалий уровня моря (ГАУМ) по натурным альтиметрическим данным (1) и рассчитанных по данным базы Copernicus (2). Пунктирными линиями показан тренд.

2.2 Спутниковая альтиметрия

До недавнего времени основным способом измерения колебаний уровня моря являлись стационарные наблюдения. Несомненным плюсом этих данных является большая величина выборки. Однако в силу привязки станции к определенной точке наблюдения, создается значительная погрешность при описании общего колебания уровня в исследуемой акватории. В отличие от стационарных данных спутниковая альтиметрия обладает высоким пространственным разрешением и позволяет производить измерения в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. В основе метода лежит отражение спутникового сигнала от поверхности океана

обратно к альтиметру. При этом время, которое затрачивается радиолокационным импульсом при достижении морской поверхности и отражении обратно и характеризует высоту уровня. Схематичная работа спутника Jason-2 при измерении колебаний уровня представлена на рисунке 20. Именно анализ данных спутниковой альтиметрии позволил установить наблюдаемый высокий тренд УМО (3,1 мм/год). Кроме того измерения УМО спутниками позволили значительно улучшить батиметрические карты, так как различные хребты и впадины на морском дне влияют на гравитационное притяжение, из-за чего в районах глубоководных хребтов уровень становится выше.

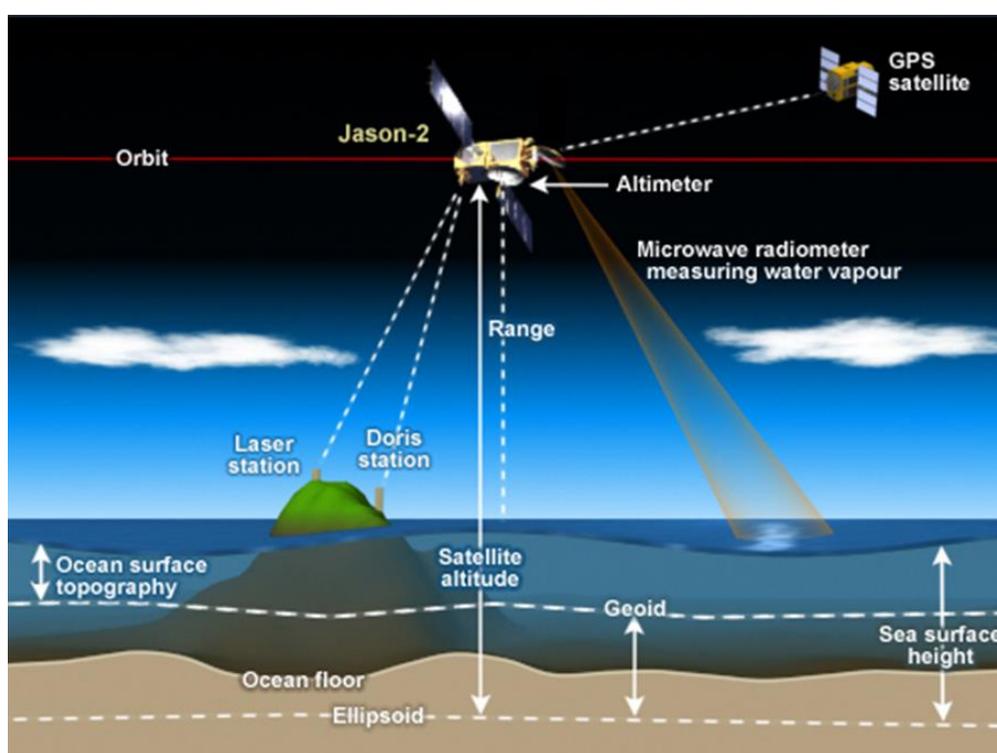


Рисунок 20. Схематичное представление измерения колебаний уровня спутником Jason-2 [20]

Первым спутниковым альтиметром, предоставляющим наиболее полезные данные, был американский SeaSat, развернутый на платформах Sealab и Geo3 в середине 1970-х годов. В начале 1980-х в Европе основные усилия были направлены на разработку спутникового высотомера Poseidon. Параллельно с этим США под руководством НАСА планировали миссию

Торех, которая должна была заменить спутник SeaSat. Однако, в силу ограниченного бюджета с обеих сторон в 1983 году началась совместная разработка спутника Торех/Poseidon, выведенного на орбиту в 1992 году. С этого года началось интенсивное освоение спутникового метода наблюдений за морской поверхностью.

Торех/Poseidon прекратил свою работу в начале 2006 г. Однако, за это время был запущен целый ряд других спутниковых высотометров, в том числе: ERS-2 (1995 г.), GFO (1998 г.), Jason-1 (2001 г.) и Envisat (2002). Интенсивное развитие спутниковой альтиметрии в эти годы привело как к повышению точности альтиметрических измерений, так и к заметному улучшению пространственно-временных масштабов наблюдений за колебаниями уровня океана. Затем последовали еще несколько миссий: Jason-2, которая завершила свою работу в 2019 году, Cryosat, HY-2A, Saral, Sentinel-3A (SRAL) и Jason-3.

В ходе разработки этих миссий постепенное повышение точности уменьшило ошибки с 1 м в Seasat до 2 см в Sentinel-3. Кроме того, расширение как пространственного, так и временного охвата, а также усовершенствование методов обработки данных позволило использовать альтиметрические наблюдения для ассимиляции в моделях океана.

2.3 Методы статистического анализа, используемые в работе

В статистический анализ временной изменчивости морского уровня входит ряд статистических оценок, позволяющих определить сезонно-межгодовую структуру исходной характеристики. В общем виде временной ряд можно разделить на три составляющие:

$$X(t) = Tr(t) + C(t) + E(t), \quad (1.1)$$

Где, $X(t)$ – Исходный временной ряд; Tr – трендовая составляющая; $C(t)$

– циклическая компонента или циклические колебания ряда; $E(t)$ – остаточная часть, в которую входят непериодические колебания, исследуемые автокорреляцией. Непериодические колебания также можно отождествить с моделью «белого шума».

2.3.1 Определение и анализ трендовой компоненты

Рассматривая какой-либо непрерывный процесс можно заметить в нем некоторую не стационарность. Колеблущаяся характеристика может увеличиваться (положительный тренд), а может уменьшаться (отрицательный тренд). Таким образом, трендом называется часть этого колебания, с периодом гораздо большим чем длина выборки. Из такого определения становится понятно, что тренд в первую очередь зависит от длины ряда. В некоторых случаях взяв слишком большую дискретность (например, измерение уровня моря с дискретностью в 1 час) можно и вовсе не увидеть тренд. Так же составляющую тренда не стоит путать с понятием тенденции, под которым понимается закономерность в развитии случайного процесса.

Известно, что в общем временном ряде может наблюдаться как уменьшение исследуемой характеристики, так и ее рост. Если же ряд разбить на отрезки, то целесообразным будет построение так называемого локального тренда, который может показать различия в направленности временных колебаний.

Тренд может быть линейным и нелинейным. Чаще всего используют первый. И описывают следующим уравнением:

$$Tr(t) = a_0 + a_1t, \quad (1.2)$$

Нелинейный тренд аппроксимируется полиномом второй степени:

$$Tr(t) = a_0 + a_1t + a_2t^2, \quad (1.3)$$

Где a_1 в формуле (2.2) и (2.3) описывает скорость роста/падения уровня (мм/год), а коэффициент a_2 в формуле (2.3) показывает ускорение роста/падения (мм/год²). В линейном случае величина тренда примерно равна коэффициенту a_1 .

Для дальнейшего анализа временного ряда очень важно учитывать такую характеристику тренда как коэффициент детерминации $R^2 = \sigma_{y(x)}^2 / \sigma_y^2$, который определяет вклад трендовой составляющей в исходный ряд. Так же при оценке тренда, стоит осуществлять проверку на значимость. Для этого используют параметрический критерий Стьюдента.

Недостатком тренда является то, что он не может образовывать циклы, которые в разложении (2.1) описываются вторым слагаемым.

2.3.2. Определение и анализ циклических колебаний

Циклические колебания – это такое колебание, параметры которого (амплитуда, период и фаза) испытывают нерегулярные изменения во времени в пределах некоторого диапазона. В отличие от гармонических колебаний, параметры которых постоянны во времени. Примером гармонических колебаний могут служить процессы с постоянной периодичностью, например, приливные колебания или годовой и суточный ход основных гидрометеорологических характеристик во многих районах земного шара. Для выделения циклических колебаний используют вейвлет-анализ, представляющий собой семейство функций, которые локальны во времени и по частоте, и в которых все функции получаются из одной посредством её сдвигов и растяжений по оси времени.

В данной работе будет рассмотрена именно гармоническая составляющая, которую в общем виде можно записать косинусоидальной функцией, составляющей ряда Фурье:

$$G = A * \cos(\omega t - \phi), \quad (1.4)$$

Где, A – амплитуда; ω – частота; ϕ – фаза.

Как и для трендовой составляющей значимость гармоник определяется по статистике Стьюдента. А вклад гармоник в исходный ряд, определяется суммарным коэффициентом детерминации всех значимых гармоник. Но не всегда все гармоники оказываются значимыми, зачастую, их отсутствие определяется белым шумом, то есть абсолютно случайным процессом, который исследует третья составляющая разложения (1.1).

2.3.3 Определение и анализ нециклических колебаний

Весь эргодический процесс может показать проявление в исходном ряду некоторого шума. Эти нециклические колебания определяются в ходе расчета автокорреляционной функции (АКФ) путем сдвига ряда относительно самого же себя и построением корреляционной зависимости от сдвигов. Существует три вида эргодических процессов:

1. Белый шум – набор случайных чисел, некоррелируемых друг с другом. Примером таких процессов может быть ветровое волнение, или как правило турбулентность
2. Простая цепь Маркова 1 порядка – Характеризует процесс, для которого свойственна связь со своим предыдущим состоянием. АКФ при этом имеет значимый коэффициент только на первом сдвиге.
3. Красный шум – Характеризует процесс с высокой инерционностью. Может отражать наличие в исходном ряду периодичности с периодом, сравнимым с длиной ряда.
4. Циклические колебания – когда в процессе наблюдаются ярко выраженные устойчивые колебания.

Так же наблюдаемый процесс может быть смешанным и включать в себя, например, красный шум и циклические колебания. При этом уровень значимости для каждого коэффициента корреляции определяется значением $R_{кр}$ с использованием критерия Стьюдента. При этом можно определить

инерционность процесса по радиусу корреляции и его периодичность, если исследуемая функция не характеризует белый шум. В противном случае, открывается возможность автопрогноза с различной заблаговременностью.

2.3.4 Корреляционный анализ

Корреляционный анализ основан на поиске функциональной или стохастической связи между изучаемыми переменными. Линейная зависимость двух случайных величин заключается в том, что при возрастании одного параметра, второй имеет тенденцию возрастать (убывать) по линейному закону. Показателем тесноты и направления связи служит коэффициент корреляции r , который может быть рассчитан по следующей формуле:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N [(x_{1i} - \bar{x}_1)(x_{2i} - \bar{x}_2)]}{N\sigma_1\sigma_2} \quad (1.5)$$

где x_{i1} и x_{i2} – 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.

По модулю коэффициент корреляции не может быть больше единицы. Чем выше значение r тем больше связь между исследуемыми параметрами. Для проверки значимости используют критерий Стьюдента, выборочное значение которого рассчитывается по формуле:

$$t^* = \frac{|r|}{\sigma_r}, \quad \sigma_r = \frac{1 - r^2}{\sqrt{N - 2}} \quad (1.6)$$

где σ_r – средняя квадратическая погрешность расчета коэффициента корреляции.

Далее критерий Стьюдента сравнивается с критическим значением $t_{кр}(\alpha, \nu)$, где α – уровень значимости, $\nu = N - 2$ – число степеней свободы. Если $t^* > t_{кр}$ нулевая гипотеза отвергается, коэффициент корреляции значим, т.е. между двумя переменными существует статистически значимая прямая (или обратная, в зависимости от знака) связь. Если $t^* < t_{кр}$ предполагается, что нет оснований отвергнуть нулевую гипотезу, т.е. коэффициент корреляции незначим, т.е. между двумя переменными статистически значимая линейная связь отсутствует.

2.3.5 Множественная линейная регрессия.

Еще один стандартный статистический метод, характеризующий связь исследуемого предиктанта с набором других параметров, является построение модели множественной линейной регрессии (МЛР). 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:

$$y_i = b_0 + \sum_{j=1}^m b_j x_{ij} + \varepsilon_i = b_0 + b_1 x_{i1} + b_2 x_{i2} + \dots + b_m x_{im} + \varepsilon_i \quad (1.7)$$

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 [38]:

- 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. Алгоритм выполняется до тех пор, пока не останется одна независимая переменная:

Шаг 1. Рассчитывается полная модель МЛР.

Шаг 2. Находится самый малый критерий Стьюдента t^* для оценки значимости коэффициентов регрессии.

Шаг 3. Определяется независимая переменная, которая имеет этот коэффициент регрессии.

Шаг 4. Из матрицы исходных данных исключается переменная с

наименьшим коэффициентом t^* .

Шаг 5. Осуществляется перерасчет модели МЛР с числом переменных $m-1$

Наилучшей моделью считается та, у которой наименьшая стандартная ошибка модели, все коэффициенты модели значимы и коэффициент детерминации $R^2 > 0.70$

Глава 3. Статистический анализ временных рядов уровня моря в Северной Атлантике

3.1 Анализ межгодовой изменчивости временных рядов уровня моря

В настоящей работе для статического анализа временных рядов использовались натурные спутниковые данные колебаний уровня моря с 1993 по 2021 гг. Скаченные выборки были обработаны с учетом различных спутниковых миссий в различный период времени. Сопоставление рассчитанных значений трендовой составляющей (расчетный Tr) с оценками, рассчитанными в Лаборатории Спутниковой альтиметрии (исходный Tr) (Таблица 1), показало, что они очень близки друг к другу (Таблица 2). Погрешность измерений составляет $\pm 0,4$ мм/год и полученные оценки тренда после обработки спутниковых данных входят в заданный интервал. Зеленым цветом отмечен максимальный тренд, наблюдавшийся в Мексиканском заливе. ($4,03 \pm 0,4$ мм/год). Самый маленький тренд наблюдался в Средиземном море ($2,21 \pm 0,4$ мм/год). Заметим, что значения максимального и минимального средних уровней за многолетний период времени совпадает с локальными трендами. В мексиканском заливе наблюдается самое большое значение среднего уровня и составляет 25.54 мм, а в Средиземном море минимальное и равно 15.08 мм. Также отметим высокий тренд в Балтийском море, который составил $3.82 \pm 0,4$ мм/год.

Таблица 2

Среднегодовые значения уровня моря в различных районах Северной Атлантики с 1993 – 2019 г.

Море	Северная Атлантика	Балтийское море	Карибское море	Мексиканский залив	Северное море	Средиземное море
Расчетный Тг, мм/год	2.56 ± 0.4	3.82 ± 0.4	3.12 ± 0.4	4.03 ± 0.4	2.74 ± 0.4	2.21 ± 0.4
Исходный Тг, мм/год	2.30 ± 0.4	4.00 ± 0.4	2.90 ± 0.4	3.90 ± 0.4	2.50 ± 0.4	2.10 ± 0.4
Средний уровень, мм	16.87	16.41	20.41	25.54	15.52	15.08

Полные итоги статистической обработки представлены в таблице 3. Статистический анализ был проведен для четырех морей: Северное море, Балтийское море, Средиземное море, Карибское море; а также для Мексиканского залива и самой Северной Атлантики. Самый низкий вклад тренда в дисперсию исходного ряда наблюдался у Балтийского моря – 28%. Значительный вклад гармонических колебаний наблюдается у Северной Атлантики (11%); Балтийского моря (27%); у Северного моря (22%). У Мексиканского залива, Карибского моря и Средиземного моря гармонических колебаний не выявлено. Для Мексиканского залива свойственны в основном нециклические колебания уровня, которые могут быть вызваны различными нагонными и штормовыми явлениями.

Исследования автокорреляционной функции показали, что большинство рядов характеризуются случайными колебаниями. Самый большой вклад случайных колебаний в дисперсию исходного ряда выявлен для Балтийского моря, который составил 36% и был равен вкладу гармонических колебаний.

Таблица 3

Статистические оценки уровня для различных районов Северной Атлантики
за период 1993-2019 гг.

Районы исследования	Среднее арифметическое, мм	Стандартное отклонение, мм	Величина тренда, мм/год	Вклад тренда, %	Вклад гармоник, %	Белый шум, %
Северная Атлантика	16,87	23,04	2,56	78	11	11
Балтийское море	16,41	57,33	3,82	28	36	36
Карибское море	20,41	30,03	3,12	68	0	32
Мексиканский залив	25,54	35,39	4,03	82	0	18
Северное море	15,52	28,61	2,74	58	23	19
Средиземное море	15,08	21,38	2,21	67	0	33

Таким образом, по данным таблицы 3 выявлено, что основной вклад в дисперсию межгодового хода временных рядов уровня моря вносит линейный тренд. Все остальные ряды характеризуются случайными колебаниями близкими к модели «белый шум». Ниже на рисунках 21-23 представлены совмещенные графики восстановленного ряда колебаний уровня по уравнениям значимых гармоник и ряда отклонений с удаленным трендом. Наблюдаемые гармоники в Северной Атлантике имеют период 20,8 лет, в Балтийском море 4,33 и 3,37 года, а в Северном море – 2 года.

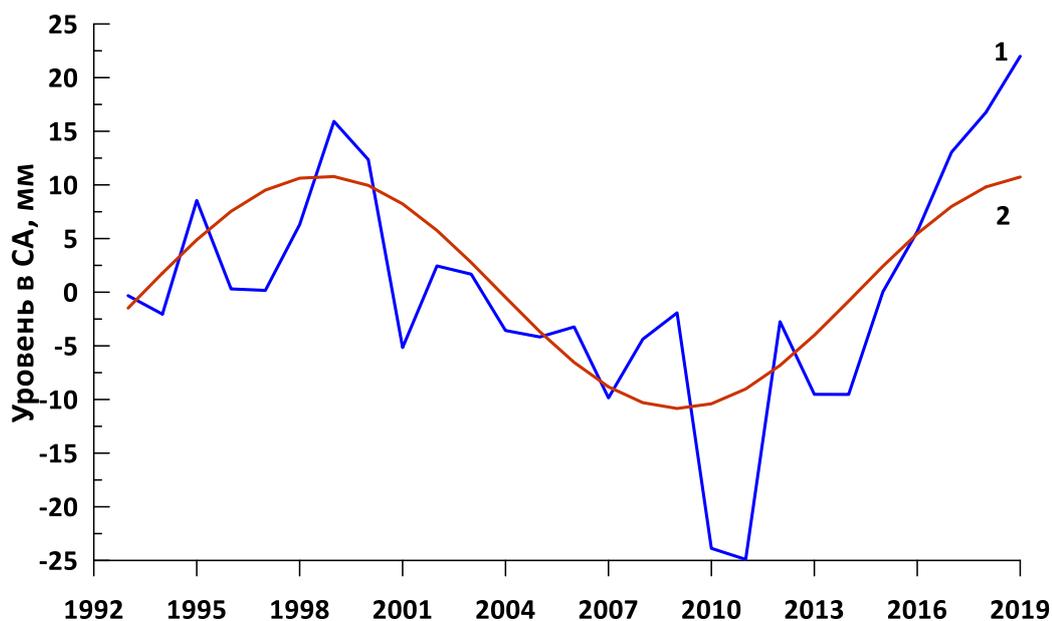


Рисунок 21. Сопоставление фактических данных уровня Северной Атлантики с удаленным трендом (1) и восстановленных данных по гармоникам (2) с периодом 20,8 лет.

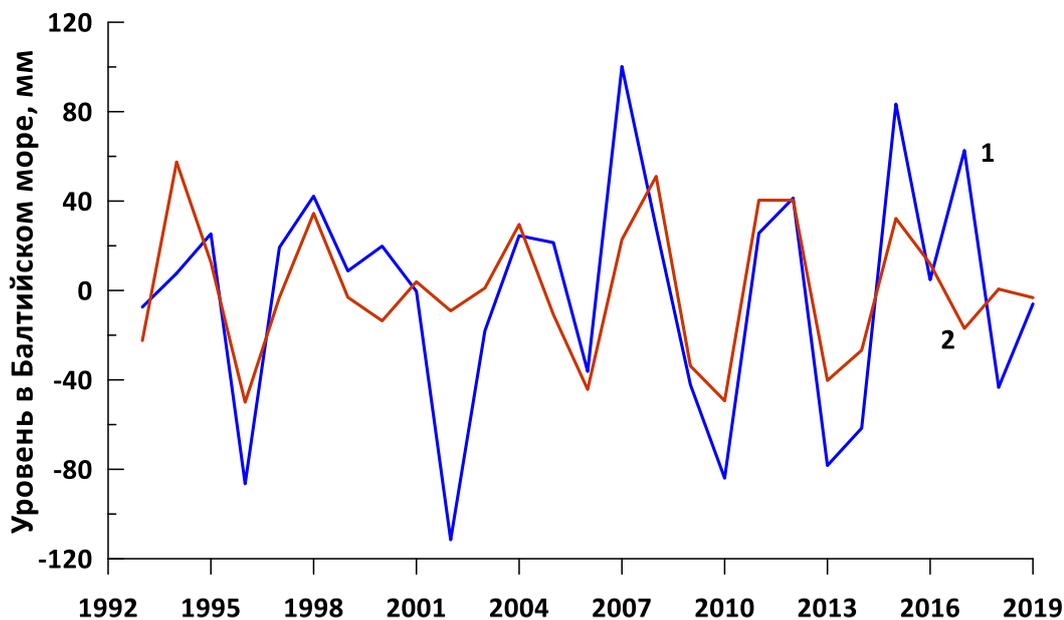


Рисунок 22. Сопоставление фактических данных уровня Балтийского моря с удаленным трендом (1) и восстановленных данных по гармоникам (2) с периодами 4.33 и 3.37 года.

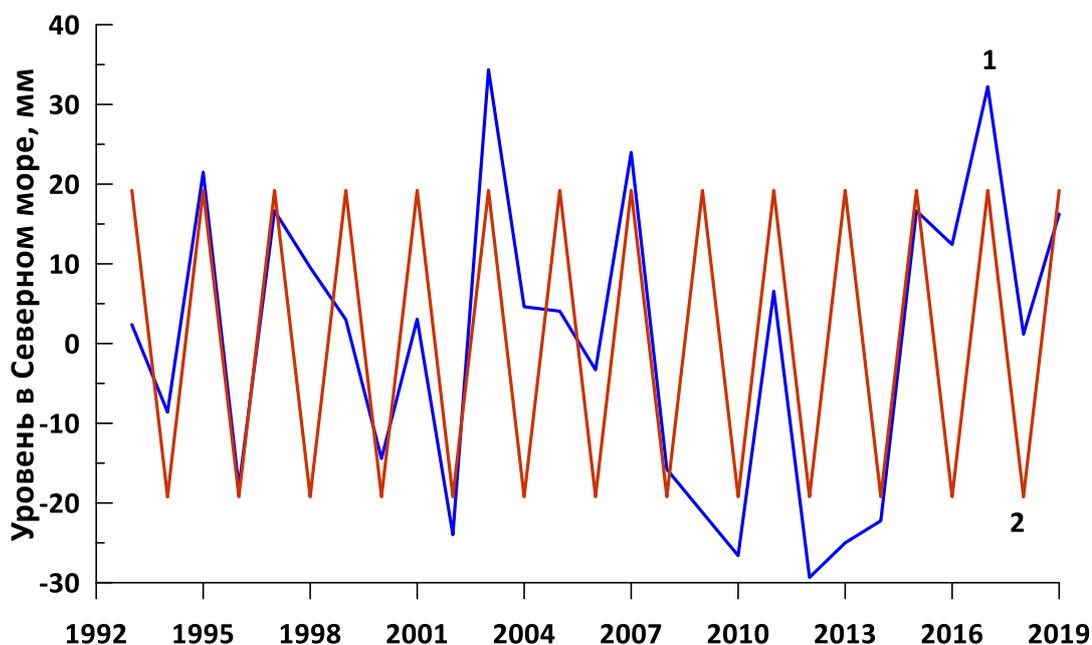


Рисунок 23. Сопоставление фактических данных уровня Северного моря с удаленным трендом (1) и восстановленных данных по гармоникам (2) с периодом 2 года.

Для среднемесячных данных Мексиканского залива и Балтийского моря был выполнен вейвлет – анализ, представленный на рисунках 24 и 25. По оси ординат представлены периоды от самого длинного (внизу) до самого короткого (наверху), а по оси абсцисс представлено время. Видно, что в обоих случаях наблюдается значимая компонента с периодом около 20 – 25 месяцев, которая периодически вносила значимый вклад в дисперсию процесса. Для акватории Балтийского моря данный вклад составляет около 75% практически на всем исследуемом промежутке времени. Для Мексиканского залива данная компонента усиливается к концу исследуемого периода и вносит также вклад порядка 75% дисперсии исходного ряда. Кроме того, для Мексиканского залива выявлены долгопериодные компоненты вносящие значительный вклад в дисперсию выборки.

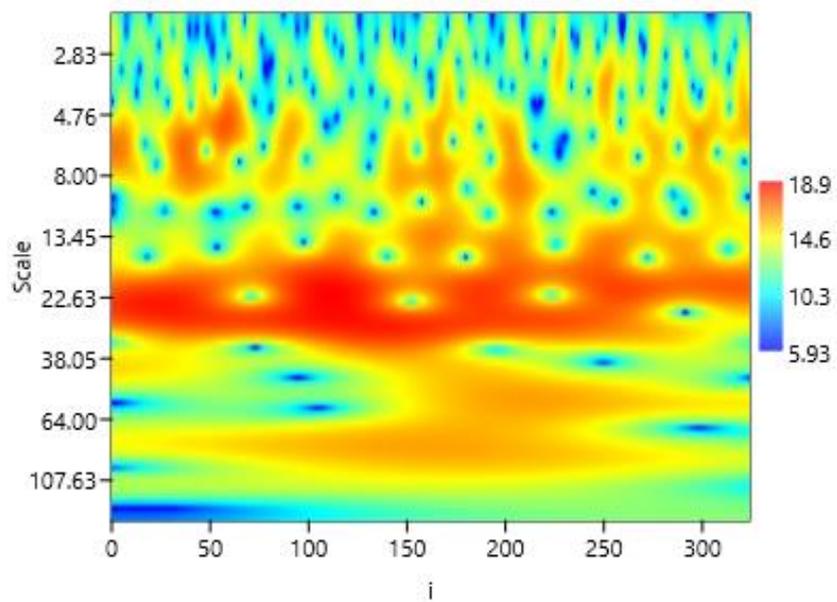


Рисунок 24. Вейвлет-анализ для среднемесячных данных акватории Балтийского моря.

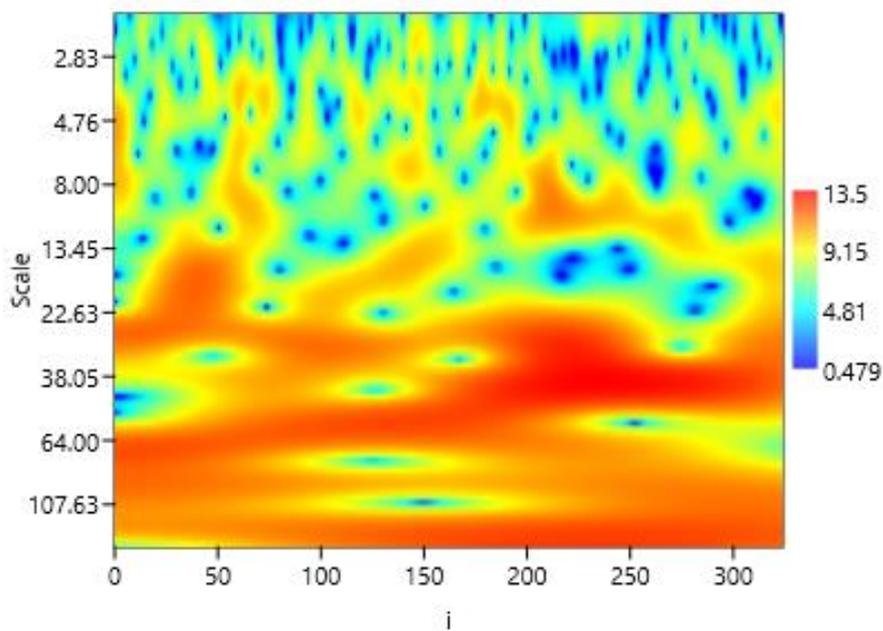


Рисунок 25. Вейвлет-анализ для среднемесячных данных акватории Балтийского моря.

3.2 Корреляционный анализ межгодовых значений уровня моря в различных регионах Северной Атлантики

Итоги корреляционного анализа для различных акваторий СА представлены в таблице 4. Матрица данных разделена диагональю на два корреляционных треугольника. Распределение коэффициентов корреляции нижнего треугольника соответствует фактическим значениям колебаний уровня моря. Верхний треугольник показывает распределение коэффициентов корреляции для рядов с исключенной трендовой составляющей. Зеленым и красным цветом выделены все значимые коэффициенты корреляции. Отметим, что после исключения трендовой компоненты, большинство связей стали незначимы. Это объясняется тем, что тренд уровня в основном обусловлен таким общим фактором, как глобальное изменение климата. С удалением тренда, колебания уровня перестают иметь закономерный характер.

Таблица 4

Корреляционная матрица среднегодовых значений уровня до исключения тренда (нижний треугольник) и после его исключения (верхний треугольник) для исследуемых районов СА.

	Северная Атлантика	Балтийское море	Карибское море	Мексиканский залив	Северное море	Средиземное море
Северная Атлантика	1,00	0,14	0,26	0,78	0,35	0,02
Балтийское море	0,51	1,00	-0,07	0,27	0,62	-0,71
Карибское море	0,80	0,40	1,00	0,47	0,34	0,02
Мексиканский залив	0,95	0,57	0,86	1,00	0,35	-0,21
Северное море	0,78	0,74	0,75	0,78	1,00	-0,41
Средиземное море	0,73	0,07	0,68	0,69	0,47	1,00

Из данных, полученных в таблице видно, что общие колебания уровня

в Северной Атлантике имеют сильную связь со всеми исследуемыми акваториями. Наименьшее значение коэффициента корреляции наблюдается между уровнем в СА и Балтийском море ($r = 0,51$). Водообмен Балтийского моря с Атлантическим океаном осуществляется через Северное море. Однако, данная связь сильно ограничена мелководностью проливов Скагеррак и Каттегат, а также Датских проливов. Обособленность Балтийского моря и вызывает такую низкую корреляционную зависимость. После удаления тренда данное значение опускается практически до нуля ($r = 0.14$). Важным является высокая корреляционная связь между Мексиканским заливом и Северной Атлантикой ($r = 0,95$). Причиной высокой связи является то, что приток вод в Мексиканском заливе практически на 100% обусловлен притоком вод из Северной Атлантики. Приток обеспечивается малым Антильским течением, которое является частью САКВ и Флоридским течением, которое, сливаясь с Антильским, формирует мощное течение Гольфстрим в антициклонической системе СА. Отметим, что даже после удаления трендовой компоненты наблюдается высокая значимая связь ($r = 0.78$).

Глава 4 Связь морского уровня с океанической циркуляцией в Северной Атлантике

4.1 Уровненные разрезы и их связь с климатическими индексами в Северной Атлантике

С физической точки зрения становится понятно, что интенсивность течений может увеличивать или опускать уровень океана в различных регионах. В свою очередь уровень в значительной степени определяет эту же интенсивность и его повышение приводит, как правило, к увеличению расхода течения. Таким образом существует некоторая связь между колебаниями уровня и мощностью течений в СА. Проще всего такую связь выявить исследуя хорошо известные данные о расходе Флоридского течения.

Расход данного течения определяется с высокой точностью по инструментальным наблюдениям с помощью подводного кабеля и ежеквартальных гидрографических съемок за длительный период времени. Данные доступны на сайте [41].

Используя базу данных Copernicus, были получены сглаженные по пятилетиям годовые значения градиента 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 рисунке 26 представлен сопоставление годового хода градиента уровня и расхода Флоридского течения. Отсюда видно, что между характеристиками наблюдается значимая связь ($r = 0.79$). Таким образом, с увеличением градиента уровня, расход течения также повышается. Кроме того, средний уровень на данном широтном разрезе также увеличивается с усилением мощности течения ($r = 0.51$).

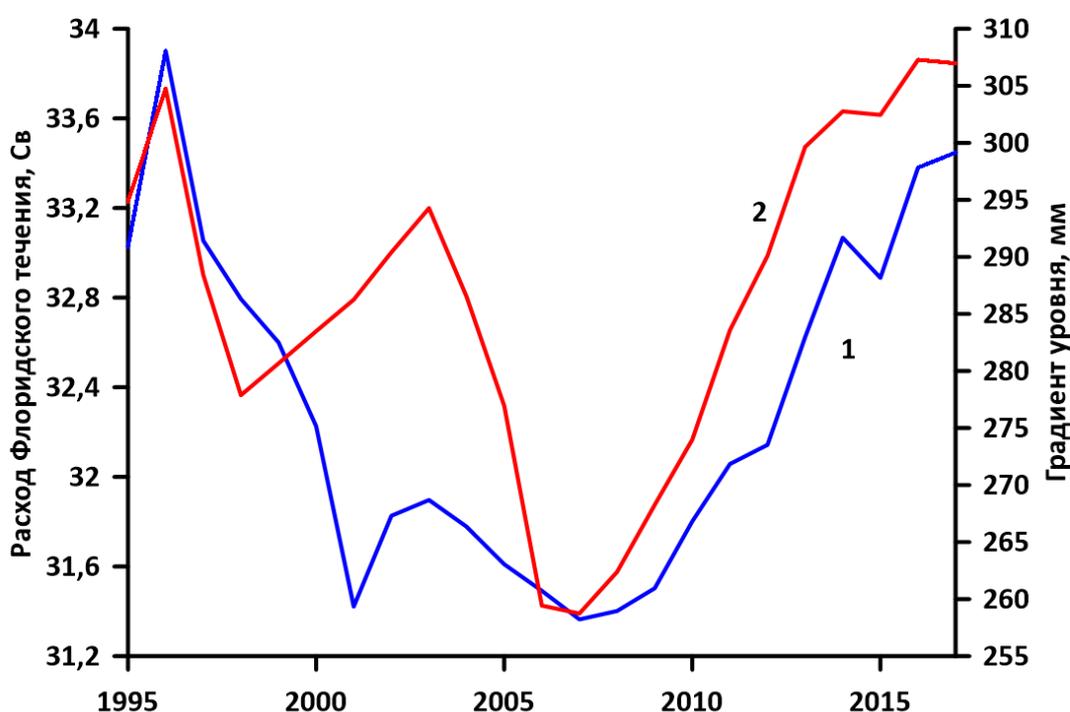


Рисунок 26. Межгодовой ход сглаженных по пятилетиям расхода Флоридского течения (1) и градиента уровня моря на широтном разрезе 25° между $78-80^{\circ}$ з.д. (2).

В настоящей работе был выполнен расчет межгодовых колебаний

уровня на уровне разреза в южных и северных широтах (рис. 27). Южный разрез проведен через всю СА в пределах 26° с.ш. от 80 до 15° з.д. Данный разрез характеризует АМОС, а также интенсивность Флоридского и Антильского течений, которые севернее широты 26° формируют течение Гольфстрим. На востоке, между 25 и 15° з.д. уровень характеризует Канарское течение. Северный разрез является характеристикой циклонического круговорота вод в пределах 55° с.ш. от 55 до 30° з.д. Северный разрез на западе от 55 до 40° з.д. охватывает Лабрадорское течение и область глубокой конвекции в море Лабрадор. В свою очередь область от 40 до 30° з.д. охватывает конвекцию в море Ирмингера. Данный разрез имеет особое значение для оценки характерного для системы АМОС опускания холодных вод в глубинные слои и таким образом, косвенно характеризовать создаваемое противотечение в циркуляционной системе СА. Разрез от 30 до 10° з.д. характеризует Северо-Атлантическое течение и приток теплых Атлантических вод в полярные широты в основном через Фарреро – Шотландский пролив. Для указанных разрезов рассчитывались годовые оценки градиента уровня Δh и его средние значения $h_{\text{ср}}$ между крайними точками разрезов. Была выявлена высокая корреляция между Δh и $h_{\text{ср}}$ для разрезов 70–25° з.д. ($r = 0,81$) и 80–15° з.д. ($r = 0,71$). При оценке корреляционных зависимостей в дальнейшем, был применен метод сглаживания данных по пятилетиям. Это позволило исключить из исходного ряда мелкомасштабные колебания.

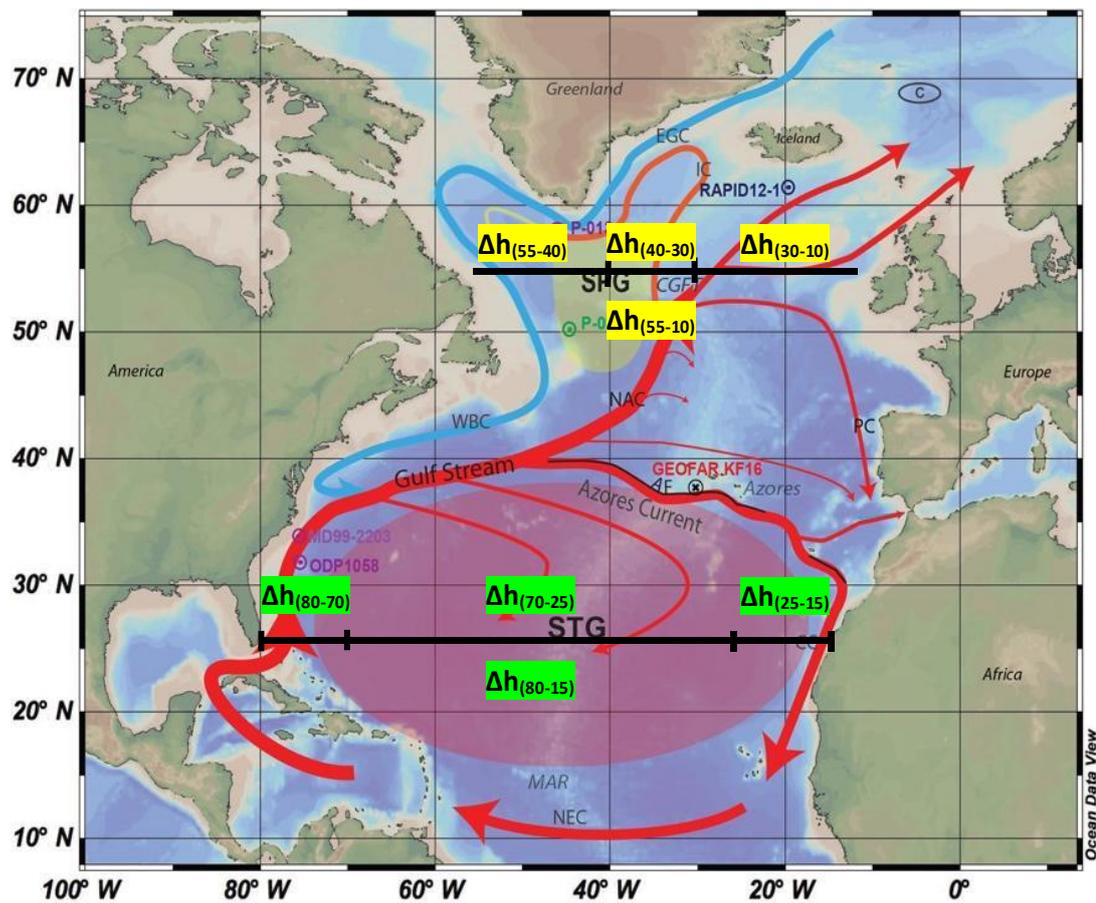


Рисунок 27. Расположение северного и южного уровневых разрезов, а также их составные части характеризующие океанические течения. В скобках указана длина разрезов по долготе.

Таким образом, если южный разрез характеризует мощнейший антициклонический круговорот вод в СА (САКВ), который был подробно рассмотрен в обзорной части настоящей работы, то северный разрез характеризует субполярный циклонический круговорот вод (СЦКВ), который включает в себя Северо-Атлантическое, Ирмингера, Восточно-Гренландское, Западно-Гренландское и Лабрадорское течения. Как описывалось ранее, глубокая конвекция не является постоянным процессом и ее интенсивность характеризуется климатическими условиями, в основном за счет индекса NAO. Некоторые авторы склоняются к тому, что основной вклад вносит глубокая конвекция моря Ирмингера, другие отмечают важную роль именно Лабрадорской конвекции. [42; 43; 44]. И хотя на сегодняшний день остается предметом дискуссий вклад глубокой конвекции в интенсивность системы

АМОС, несомненным является их взаимосвязь, косвенно охарактеризовать которую позволяет уровенный северный разрез в пределах от 55 до 30 ° с.ш.

Что касается южного разреза на 26° с.ш., то его можно считать реперным для циркуляции вод в пределах САКВ. На рисунках 28 – 29 представлен совмещенный график Δh и $h_{\text{ср}}$ со средним уровнем в Северной Атлантике (УСА). Полученная тесная связь УСА не только со средним уровнем ($r = 0.94$), но и с градиентом уровня ($r = 0.60$) говорит о том, что колебания уровня на данном разрезе во многом характеризуют интенсивность основных течений СА, которые как это видно на рисунке 21 пересекают данный разрез.

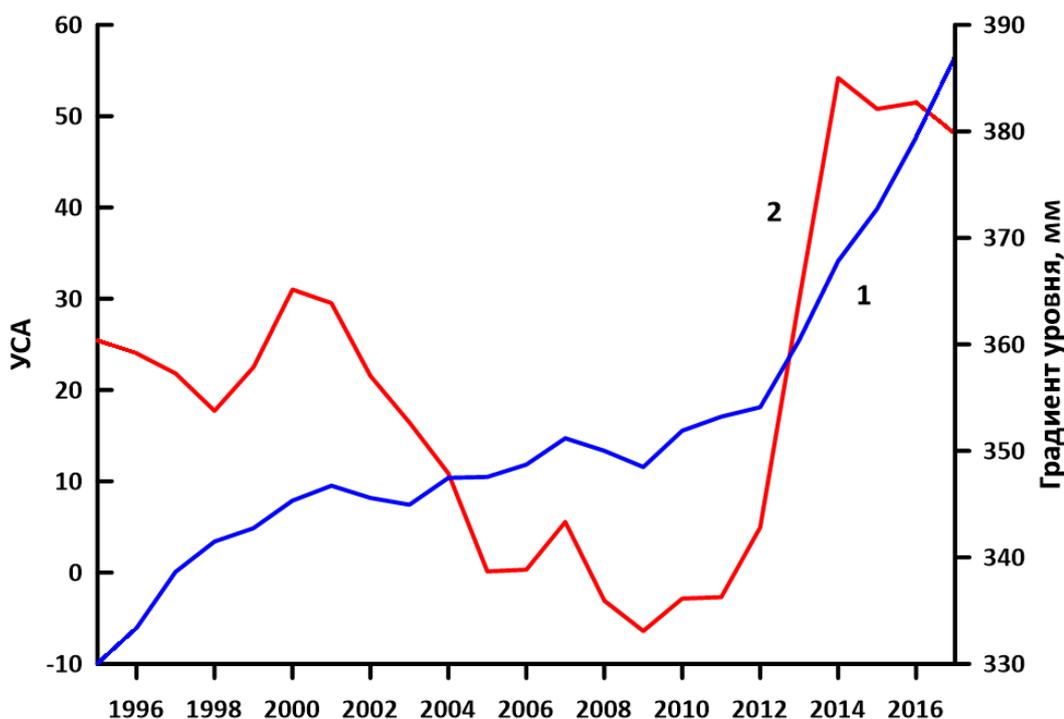


Рисунок 28. Межгодовая изменчивость градиента уровня на широтном разрезе 26° с.ш. между 80-15° з.д. и среднего уровня в Северной Атлантике.

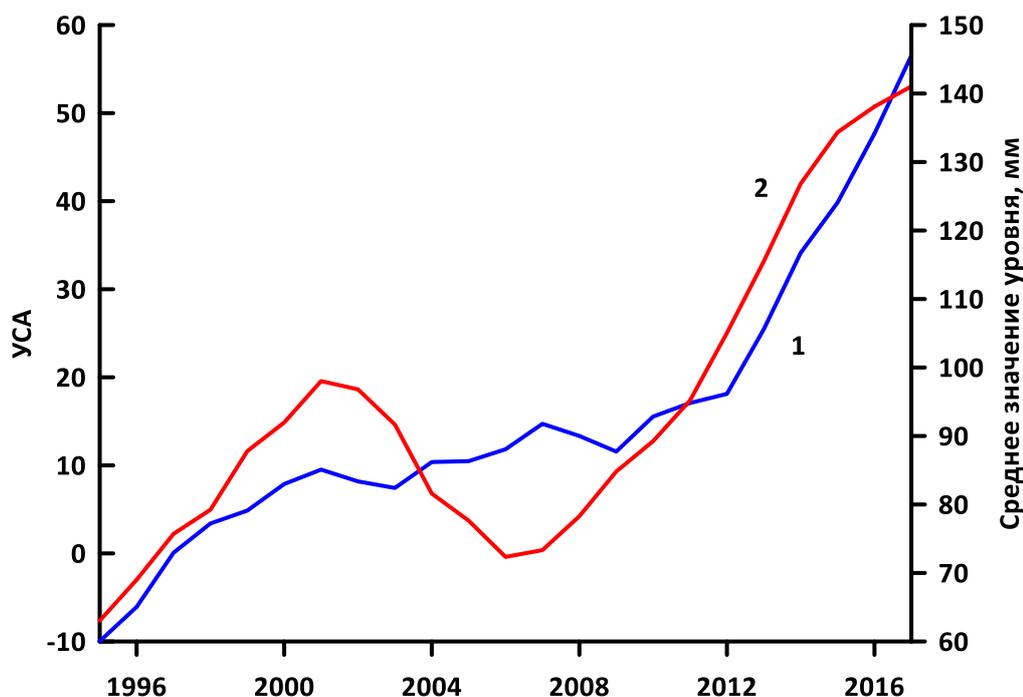


Рисунок 29. Межгодовая изменчивость среднего уровня на широтном разрезе 26° с.ш. между 80-15° з.д. и среднего уровня в Северной Атлантике.

Было проведено сопоставление межгодовой изменчивости южного широтного разреза и индекса североатлантического колебания. На рисунке 30 представлен совмещенный график NAO с градиентом уровня на разрезе 26° между 80-15° з.д. Между исследуемыми характеристиками выявлена высокая корреляционная зависимость ($r = 0.81$). С физической точки зрения данную связь можно трактовать следующим образом: с увеличением NAO происходит усиление зональной циркуляции в атмосфере, при этом интенсивность меридионального переноса вод на юг через широту 26° возрастает, а соответственно меридиональный перенос на север уменьшается. Обратный процесс происходит при переходе NAO в отрицательную фазу, когда усиливается меридиональная циркуляция в атмосфере и тем самым увеличивая перенос вод на север через широту 26°.

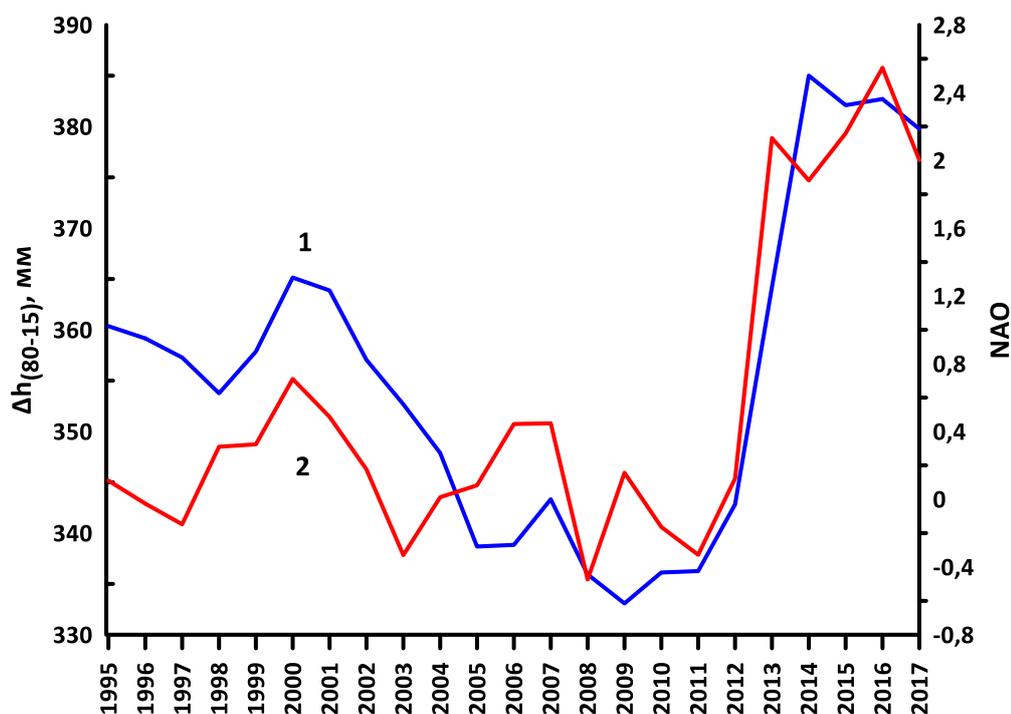


Рисунок 30. Сопоставление межгодовой изменчивости градиента уровня на широтном разрезе 26° с.ш. между $80-15^{\circ}$ з.д. и индекса североатлантического колебания.

Как это представлено на рисунке 27, каждый из исходных широтных разрезов дополнительно разбит на три составные части. Была проведена оценка взаимосвязи данных частей с основными климатическими индексами в СА. В таблице 5 представлены коэффициенты корреляции уровней разрезов на широте 26° с.ш. с индексами NAO (North Atlantic Oscillation), GSNW (индекс северной стены Гольфстрима), $V_{\text{Бер}}\text{ЭАЗО}$ (Суммарный приток тепла в Бермудской энергоактивной зоне океана) и АМО (Атлантическая мультидекадная осциляция). Также приведена оценка связи данных индексов с АМОС и $Q_{\text{УМО}}$. Из полученных результатов видно, что наиболее репрезентативным является разрез в пределах от 70 до 25° з.д. Для данного разреза отмечается высокая корреляционная связь с индексом NAO как для градиента уровня ($r = 0.86$), так и для среднего уровня ($r = 0.84$). Также отмечается высокая связь и с остальными климатическими индексами. Наиболее слабая корреляция отмечается с АМО у среднего уровня ($r = 0.42$). Для остальных разрезов градиент уровня имеет гораздо более худшую связь с

климатическими индексами чем средний уровень. Отметим, что разрез в пределах от 80 до 70° з.д. характеризуется самой тесной связью с индексом NAO ($r = 0.88$). АМОС и Q_{UMO} фактически не имеют отклика на изменчивость климатических индексов.

Таблица 5

Таблица коэффициентов корреляции разрезов на широте 26° с.ш. с климатическими индексами в Северной Атлантике.

	80-70° з.д.		70-25° з.д.		25-15° з.д.		АМОС	Q_{UMO}
	Δh , мм	$h_{ср}$, мм	Δh	$h_{ср}$	Δh	$h_{ср}$		
NAO	0,04	0,88	0,86	0,84	-0,02	0,61	-0,05	0,41
GSNW	0,03	0,57	0,60	0,51	0,08	0,08	0,08	0,34
$B_{БерЭАЗО}$	0,23	0,66	0,57	0,62	0,11	0,48	0,31	0,07
АМО	0,28	0,36	0,17	0,42	0,04	0,58	0,42	-0,30

Та же оценка коэффициентов корреляции была выполнена и для северного разреза на 55° с.ш. В таблице 6, также представлена взаимосвязь составных частей широтного разреза с основными климатическими индексами СА. В отличие от южного разреза, здесь отмечается обратная связь колебаний уровня в основном для разрезов в пределах от 55 до 40° з.д. Таким образом, с увеличением индекса NAO и соответствующим усилением притока холодного воздуха в данный регион, происходит уменьшение уровня, что совпадает с фазами усиления и ослабления глубокой конвекции. Также с увеличением меридиональной циркуляции в атмосфере и переходом NAO в отрицательную фазу усиливается приток на север, что также характеризуют отрицательные корреляционные связи. Для разреза в пределах от 30 до 10° свойственна высокая корреляция с индексом АМО, как для градиента, так и для среднего уровня ($r = 0.78$). Как было указано ранее данный разрез характеризует приток теплых вод в полярные широты из

Атлантики. В работе [45] было показано, что температура поверхности океана (ТПО) в тропической зоне СА во многом влияет на динамику изменчивость морского ледяного покрова в Арктике, что и объясняет полученную высокую корреляционную связь с индексом АМО. Отметим, что именно совместное воздействие атмосферной и океанической циркуляции дают основной вклад в переносе теплых воздушных масс в Европу. Градиент уровня при данном разрезе показал максимальную положительную связь с суммарным притоком тепла в Бермудской ЭАЗО ($r = 0.80$). Также по данным архива ре-анализа Copernicus [39], в пределах глубокой конвекции на рисунке 9 была взята средняя по пространству температура поверхности океана (ТПО) в морях Лабрадор и Ирмингера. Значение ТПО сильно зависит от интенсивности глубокой конвекции. Становится ясно что с усилением глубокой конвекции наблюдается уменьшение значений температуры на поверхности и наоборот. Наилучшие результаты показали разрезы в пределах от 55 до 40° з.д. ($r = 0.76$ и 0.50) и от 40 до 30° з.д. ($r = 0.68$ и 0.84) с ТПО в море Ирмингера. Положительная связь ТПО с уровнем означает, что с увеличением уровня в данном регионе увеличивается и ТПО. Это происходит за счет усиления меридиональной циркуляции в атмосфере и увеличением притока теплых вод на север. С одной стороны приток вод поднимает уровень в данном регионе, а с другой усиливает теплообмен океана с атмосферой. В целом, наиболее репрезентативными можно выделить разрезы в пределах от 40 до 30° и от 30 до 10° з.д., так как они показали значимые коэффициенты корреляции с климатическими индексами как для градиента, так и для среднего уровня.

Таблица коэффициентов корреляции разрезов на широте 55° с.ш. с климатическими индексами в Северной Атлантике.

	55 - 40° з.д.		40 - 30° з.д.		30 - 10° з.д.	
	Δh , мм	$h_{ср}$, мм	Δh , мм	$h_{ср}$, мм	Δh , мм	$h_{ср}$, мм
NAO	-0.47	-0.33	-0.41	-0.65	0.57	-0.13
GSNW	-0.42	-0.44	-0.48	-0.54	0.12	-0.53
$B_{\text{БерЭАЗО}}$	-0.26	-0.07	-0.17	-0.51	0.80	0.25
АМО	0.28	0.57	0.44	0.09	0.78	0.78
ТПО ЛМ	0.38	0.83	0.52	0.33	0.48	0.73
ТПО ИМ	0.76	0.50	0.68	0.84	-0.32	0.35

4.2 Статистическая модель Атлантической меридиональной опрокидывающейся циркуляции

Как уже отмечалось, частью основной системы циркуляции мирового океана (конвейер Брокера) является Атлантическая меридиональная опрокидывающаяся циркуляция. В общем виде АМОС можно представить суммой трех компонент:

$$\text{АМОС} = Q_{\text{ЕК}} + Q_{\text{FC}} - Q_{\text{УМО}} \quad (3)$$

где $Q_{\text{ЕК}}$ непосредственно Экмановский перенос, возникающий в результате влияния силы трения на поверхностные воды, Q_{FC} – перенос за счет Флоридского течения, который на широте 26° с.ш. составляет в среднем около 30 Св, и $Q_{\text{УМО}}$ – перенос теплых вод океана с севера на юг выше главного термоклина за счет рециркуляции субтропического круговорота за вычетом Антильского течения на широте 26° с.ш.

Из всех трех составляющих уравнения (1) наиболее проблематичным

является приток вод за счет рециркуляции (Q_{UMO}), т.к. данная величина практически не поддаётся количественной оценке. Таким образом, по данным работы [24]. среднемноголетние значения параметров АМОС составляют: $Q_{ЕК} = 3,5$ Св, $Q_{FC} = 31,5$ Св, $Q_{UMO} = 17,5$ Св. Отсюда среднее значение АМОС за многолетний период составляет 17,5 Св.

В наибольшей мере из всех трех главных компонент АМОС, ее расход определяет именно Q_{UMO} , о чем в свою очередь свидетельствует высокая корреляционная связь ($r = -0.72$). На рисунке 31 представлена межгодовая изменчивость АМОС и Q_{UMO} за период с 2004 по 2020 гг. Наличие отрицательного тренда в АМОС свидетельствует об ослаблении его мощности и соответственно об уменьшении переноса тепла на север. Резкий спад АМОС до 2010 года послужил основанием многим авторам утверждать о значительном ослаблении циркуляции вследствие увеличивающегося выноса и СЛО холодных пресных вод, приводящих к уменьшению конвекции в Лабрадорском и Гренландском морях. Однако из данного рисунка видно, что уже начиная с 2013 года наблюдается восстановление мощности примерно до 16.6 Св. Из чего можно сделать вывод о том, что ослабление АМОС до 2010 г. — это лишь отрицательная фаза ее более длительных колебаний.

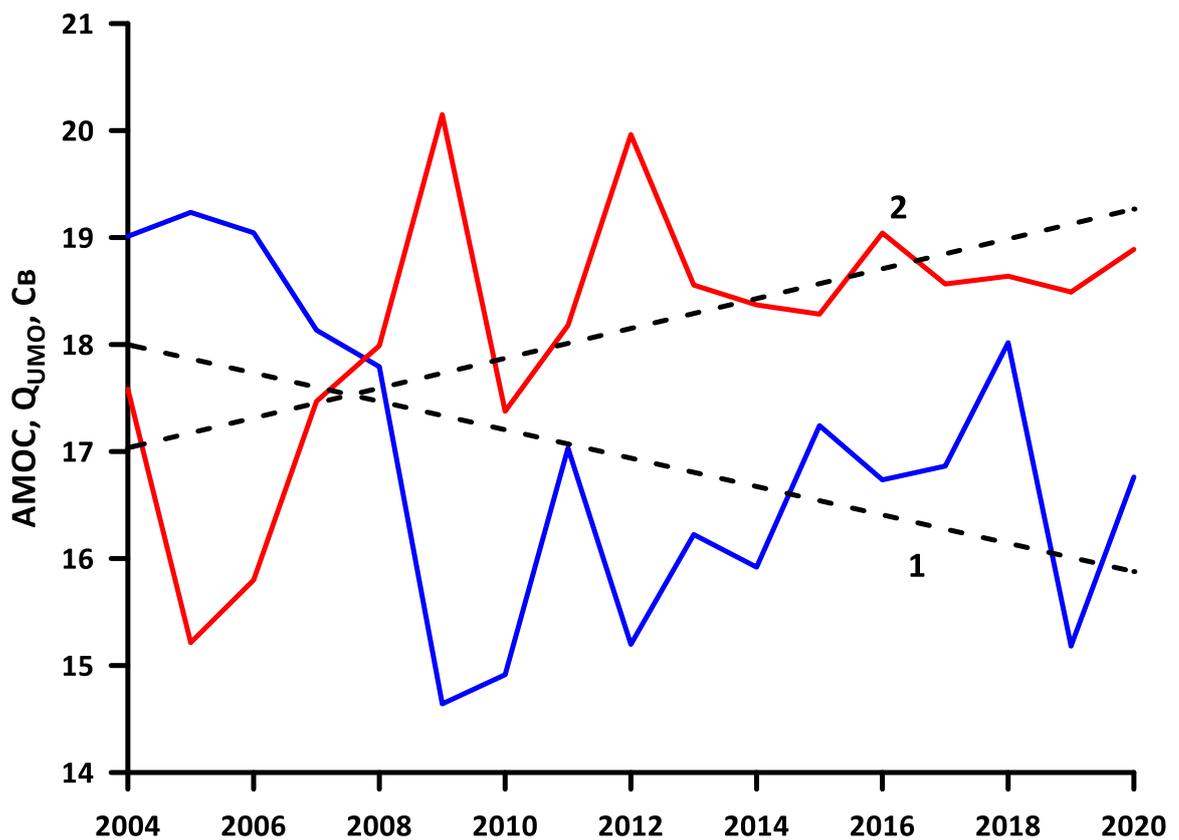


Рисунок 31. Межгодовая изменчивость АМОС (1) и Q_{UMO} (2) на 26° с.ш. за период 2004—2020 гг. в Св.

Как уже отмечалось ранее, важнейшей частью АМОС является течение Гольфстрим. На рисунке 32 представлен межгодовой ход индекса «северной стены» Гольфстрима с 1980 – 2020 гг (GSNW). Он рассчитывается в морской лаборатории Плимута в Великобритании и часто используется косвенной оценки расхода течения Гольфстрим. Данные по этому индексу находятся в свободном доступе на сайте [17] 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.

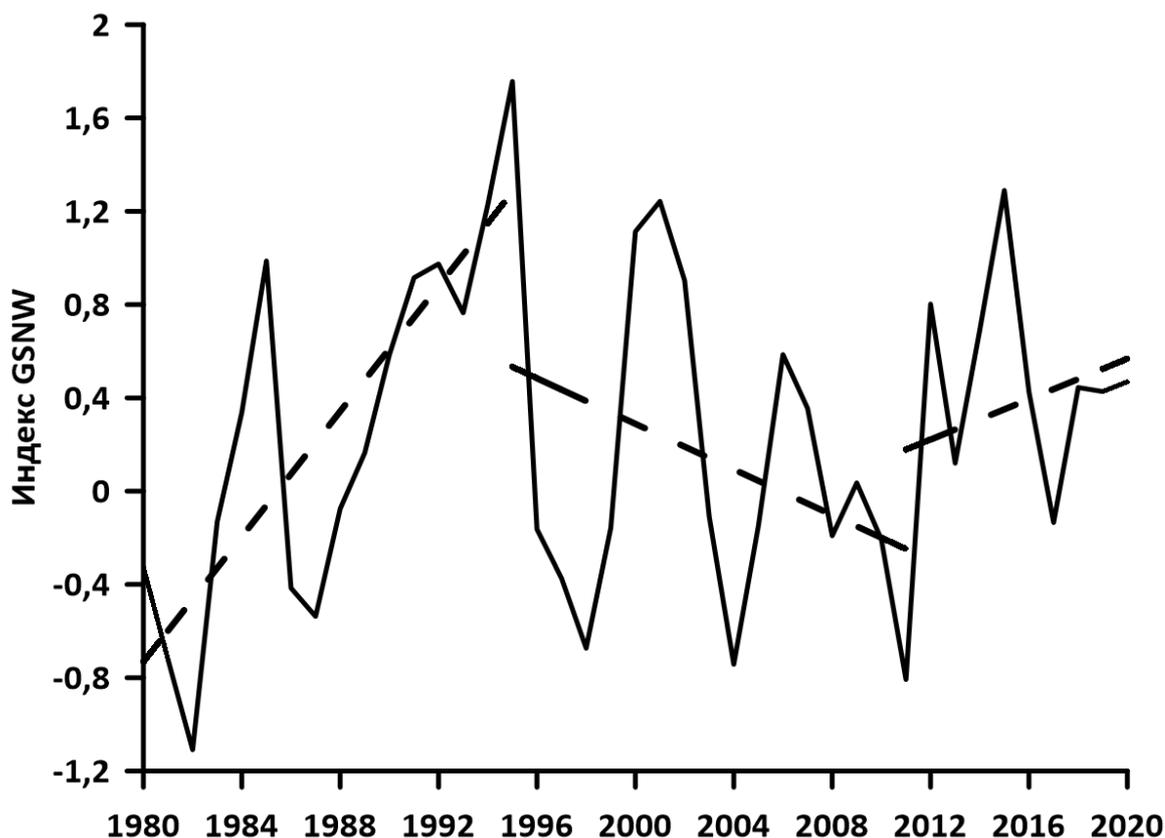


Рисунок 32. Межгодовой ход индекса «северной стены» Гольфстрима (GSNW) за 1980–2020 гг

Отметим, что до 2010 года действительно наблюдается незначительный спад в расходе течения, характеризующийся отрицательным трендом и совпадающий с отрицательным трендом АМОС. Однако после 2010 года тренд становится положительным, что также совпадает с восстановлением мощности АМОС. Стоит отметить, что за многолетний период времени данная выборка данных не характеризуется общим отрицательным трендом и испытывает слабые периодические колебания, зависящие от тех или иных параметров, которые вызывают как рост, так и ослабление мощности Гольфстрима. На качественном уровне межгодовой ход GSNW согласуется с изменчивостью АМОС и служит дополнительным аргументом её устойчивости.

В настоящей работе для исходных разрезов в южных и северных широтах была выполнена статистическая параметризация, которая

заключается в разделении разрезов на более мелкие отрезки. В данном случае достаточным является разделение по 10° . Далее производился расчет пошаговых регрессионных моделей методом включения переменных [38].

Таким образом для разреза на широте 26° с.ш., используя данные об уровне океана, была произведена статистическая параметризация среднегодовых значений переноса воды на север и юг, на основе данных АМОС и $Q_{\text{УМО}}$ соответственно. Оптимальные модели пошаговой регрессии представлены ниже (3.1, 3.2). Данные модели учитывают исключительно градиент уровня на исходных разрезах. Видно, что для обоих случаев оптимальным является использование разреза от 80 до 70° з.д., который косвенно характеризует интенсивность мощнейшего в данной системе течения Гольфстрим. Также важным является учет разреза от 30 до 20° з.д., который характеризует обратный поток вод в антициклонической системе САКВ.

(3.1)

$$\text{АМОС} = -0,114\Delta h_{(80-70)} + 0,132\Delta h_{(50-40)} - 0,141\Delta h_{(30-20)} - 0,033\Delta h_{(60-50)} + 73,044$$

$$Q_{\text{УМО}} = 0,052 \Delta h_{(80-70)} + 0,127 \Delta h_{(30-20)} + 0,017 \Delta h_{(60-50)} - 18,288 \quad (3.2)$$

Аналогичным образом были выявлены оптимальные модели регрессии для средних значений уровня на широте 26° с.ш. (3.3, 3.4). В обоих случаях наблюдается учет влияния обратно потока через разрез от 30 до 20° з.д. Однако если для модели рециркуляции $Q_{\text{УМО}}$ учитывается поток течения Гольфстрим через разрез $80 - 70^\circ$ з.д., то для потока на север (АМОС) оптимальным является использование разрезов в центральной части Атлантического океана (от 50 до 40° з.д. и от 40 до 30° з.д.), куда также согласно схеме изображенной на рисунке 21 поступают теплые воды с севера на юг.

$$\text{АМОС} = -0,133 h_{\text{ср}(40-30)} + 0,147 h_{\text{ср}(50-40)} - 0,083 h_{\text{ср}(30-20)} - 4,573 \quad (3.3)$$

$$Q_{\text{УМО}} = 0,076 h_{\text{ср},(30-20)} - 0,013 h_{\text{ср},(80-70)} + 28,748 \quad (3.4)$$

Статистическая оценка регрессионных моделей, представленная в таблице 7, показала, что данные модели хорошо описывают дисперсию исходного ряда и характеризуются высокими коэффициентами детерминации. Наибольшие коэффициенты детерминации наблюдаются у модели АМОС и $Q_{\text{УМО}}$ с использованием среднего уровня и составляют 0.92 и 0.88 соответственно. Также средние значения уровня являются более точными и характеризуются меньшей ошибкой модели (0.28 и 0.25 соответственно). Преимуществом средних значений является более высокая точность их определения.

Таблица 7.

Статистическая оценка регрессионных моделей для северного разреза на 26° с.ш.

	Коэффициент детерминации		Ошибка модели в долях СКО	
	Δh	$h_{\text{ср}}$	Δh	$h_{\text{ср}}$
АМОС	0,85	0,92	0,41	0,28
$Q_{\text{УМО}}$	0,77	0,88	0,36	0,25

Отметим, что в силу небольшой выборки данных, результаты являются лишь приближенными, однако из полученных результатов становится ясно, что оценки АМОС и $Q_{\text{УМО}}$ можно получить косвенным путем по легко определяемым значениям уровня.

На основе полученных оптимальных моделей пошаговой регрессии становится возможным осуществление обратного прогноза притока вод на север и юг через широту 26° с.ш. Так как измерения АМОС и $Q_{\text{УМО}}$ начали проводиться только с 2004 года, для повышения точности прогноза сглаженные фактические ряды были дополнены модельными значениями,

которые на рисунках 33 и 34 отмечены звездами. Данный метод был предложен Б. Эфроном в 1979 году для получения максимально точных выборочных оценок и называется методом бутстрепа. После дополнения фактических значений модельными был осуществлен перерасчет коэффициентов регрессии. В следствии чего были получены формулы (3.5; 3.6; 3.7; 3.8):

(3.5)

$$AMOC = -0,110\Delta h_{(80-70)} + 0,143\Delta h_{(50-40)} - 0,132\Delta h_{(30-20)} - 0,038\Delta h_{(60-50)} + 69.625$$

$$Q_{UMO} = 0,046 \Delta h_{(80-70)} + 0,127 \Delta h_{(30-20)} + 0,021 \Delta h_{(60-50)} - 15,722 \quad (3.6)$$

$$AMOC = -0,111 h_{cp(40-30)} + 0,138 h_{cp(50-40)} - 0,101 h_{cp(30-20)} - 5.343 \quad (3.7)$$

$$Q_{UMO} = 0,064 h_{cp,(30-20)} - 0,010 h_{cp,(80-70)} + 26,870 \quad (3.8)$$

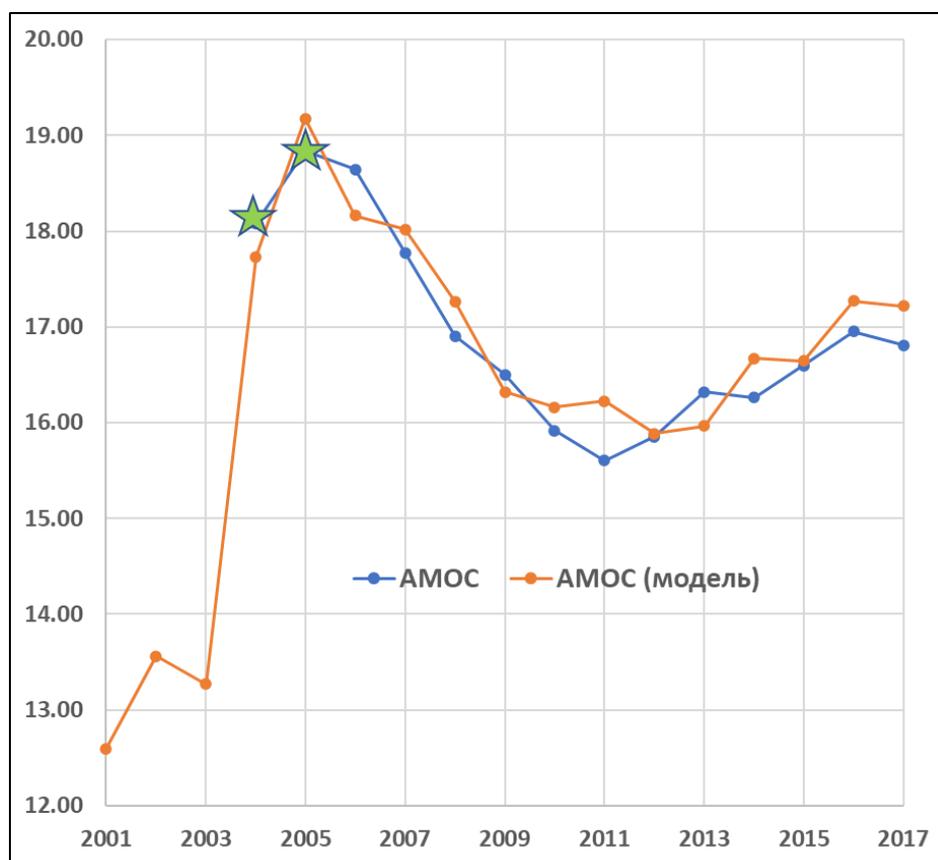


Рисунок 33. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным градиента уровня.

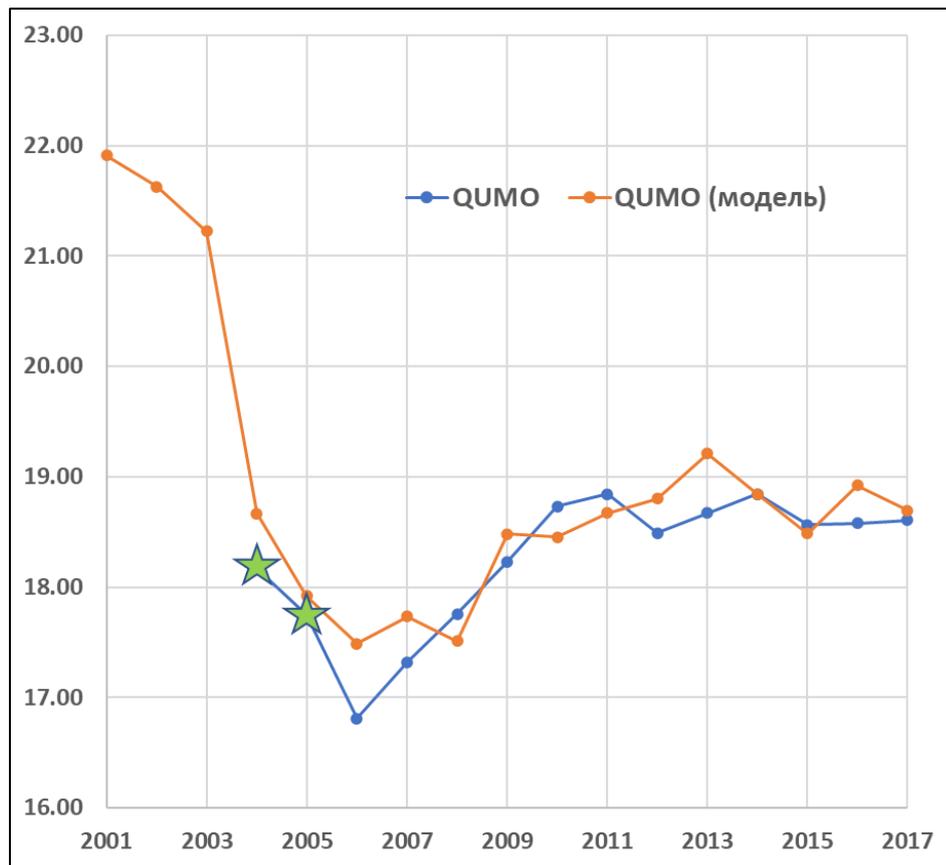


Рисунок 34. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным среднего значения уровня.

Из полученных рисунков видно, что до 2005 года наблюдался значительный рост АМОС. С 2001 года ее мощность выросла практически в 1,5 раза. После 2005 года наблюдается спад исследуемой характеристики. Заметим, что модельные значения достаточно качественно описывают исходный ряд. Наибольшая ошибка приходится на 2011 год и составляет 0.63 Св. Закономерным является то, что приток вод на юг за счет рециркуляции Q_{UMO} характеризуется резким спадом до 2005 года с 22 Св до 18 Св. Модельные значения также качественно описывают фактические данные. Максимальная ошибка наблюдается в 2006 году и составляет 0,68 Св.

Сопоставление регрессионной модели с фактическими значения по данным среднего уровня на отрезках представлен на рисунках 35 и 36. Полученные распределения показывают аналогичный рост АМОС до 2005 года, однако дисперсия модельного ряда значительно меньше. По данным

прогноза с 2001 по 2005 год мощность АМОС выросла на 1,36 Св. Для обратного потока за счет рециркуляции Q_{UMO} наблюдается закономерный спад мощности на 1,04 Св. Данные модельных значений качественно описывают фактические. Наибольшая ошибка наблюдается у модельного расчета Q_{UMO} в 2006 году и составила 0.55 Св. Для АМОС наибольшая ошибка наблюдалась в 2016 году и составила 0.43 Св. Отметим, что данная ошибка практически в 1,5 раза ниже полученной в 2011 году ошибки по данным градиента уровня.

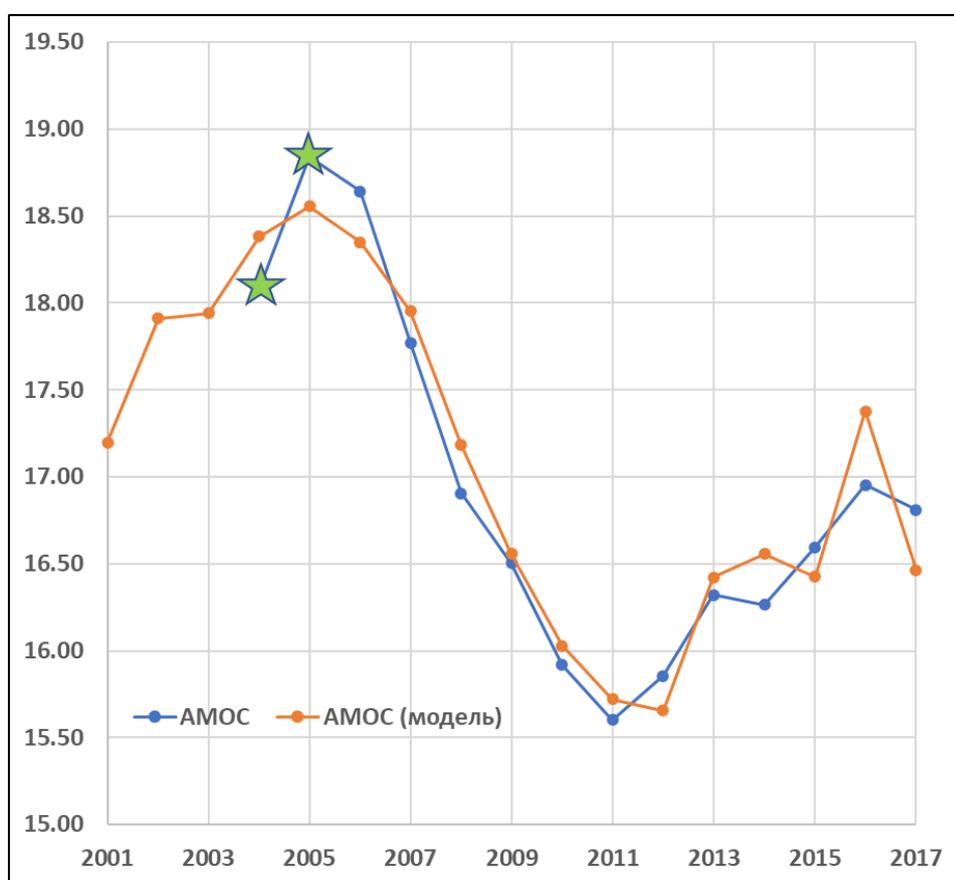


Рисунок 35. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным градиента уровня.

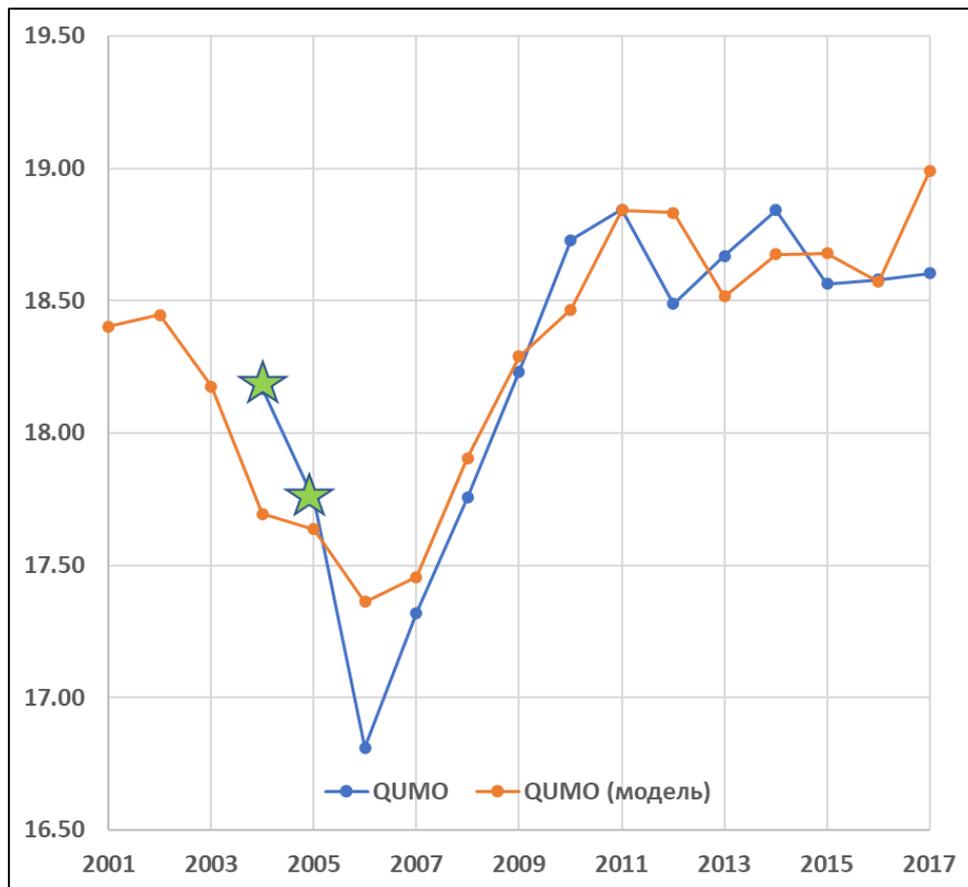


Рисунок 36. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным среднего значения уровня.

Аналогичным образом, в настоящей работе была выполнена статистическая параметризация для северного переноса вод через широту 55° с.ш. Исходный разрез был также разделен на отрезки по 10° и используя метод включения переменных были получены оптимальные модели пошаговой регрессии по градиенту уровня (4.1; 4.2). В отличие от южного разреза для наиболее качественного описания АМОС и Q_{UMO} задействованы практически весь исходный разрез. Также заметим схожесть выбранных переменных для оптимальных моделей. Первые две переменные характеризуют глубокую конвекцию и течения в море Лабрадор (от 55 до 45° з.д.) и в море Ирмингера (от 45 до 35° з.д.). Последние две переменные включают в себя приток вод на север в основном за счет Северо-Атлантического течения.

(4.1)

$$AMOC = 0.040\Delta h_{(55-45)} - 0.055\Delta h_{(45-35)} + 0.051\Delta h_{(25-15)} + 0.040\Delta h_{(15-10)} + 9.4534$$

(4.2)

$$Q_{UMO} = -0.040\Delta h_{(55-45)} + 0.036\Delta h_{(45-35)} - 0.017\Delta h_{(25-15)} - 0.026\Delta h_{(15-10)} + 14.489$$

По средним значениям уровня были также рассчитаны оптимальные модели пошаговой регрессии (4.3; 4.4). Заметим, что данные модели характеризуются теми же переменными за исключением разреза от 25 до 15° з.д. В данном случае учитывается исключительно самый восточный приток вод, в основном через Фарреро-Шотландский пролив.

(4.3)

$$AMOC = -0.092h_{cp(55-45)} + 0.049h_{cp(45-35)} - 0.027h_{cp(15-10)} - 34.050$$

(4.4)

$$Q_{UMO} = 0.060h_{cp(55-45)} - 0.050h_{cp(45-35)} + 0.016h_{cp(15-10)} + 34.299$$

Статистические оценки полученных регрессионных моделей характеризуются наилучшей в сравнении с моделями южного разреза точностью. При этом стоит отметить, что наиболее качественным в данном случае является использование для модели именно градиента уровня. Значения коэффициентов детерминации показывают практически 100% вклад в дисперсию исходно ряда и составляют для AMOC 0.98 – 0.96 и для Q_{UMO} 0.98 – 0.96. Ошибка моделей для градиента уровня фактически в 3 раза меньше, чем для разреза на 26° с.ш. и составляют в долях СКО для AMOC и Q_{UMO} 0.14 и 0.11 соответственно.

Таблица 8.

Статистическая оценка регрессионных моделей для северного разреза на 26°
с.ш.

	Коэффициент детерминации		Ошибка модели в долях СКО	
	Δh	h_{cp}	Δh	h_{cp}
АМОС	0,98	0,96	0,14	0,19
Q_{УМО}	0,98	0,96	0,11	0,15

Для осуществления прогноза фактические ряды также были дополнены модельными значениями и выполнен перерасчет коэффициентов модели пошаговой регрессии (4.5; 4.6; 4.7; 4.8). Отметим, что в сравнении с моделями на широте 26° с.ш. значения коэффициентов практически не изменились.

(4.5)

$$АМОС = 0.041\Delta h_{(55-45)} - 0.058\Delta h_{(45-35)} + 0.051\Delta h_{(25-15)} + 0.040\Delta h_{(15-10)} + 9.464$$

(4.6)

$$Q_{УМО} = - 0.040\Delta h_{(55-45)} + 0.037\Delta h_{(45-35)} - 0.017\Delta h_{(25-15)} - 0.026\Delta h_{(15-10)} + 14.491$$

(4.7)

$$АМОС = - 0.087h_{cp(55-45)} + 0.046h_{cp(45-35)} - 0.026h_{cp(15-10)} - 34.233$$

(4.8)

$$Q_{УМО} = 0.058h_{cp(55-45)} - 0.048h_{cp(45-35)} + 0.015h_{cp(15-10)} + 33.156$$

Проведем расчет полученных выше статистических моделей по данным градиента уровня. Из представленных на рисунке 37 и 38 распределений видно, что модельные значения с высокой точностью описывают исходный ряд, как для АМОС, так и для Q_{УМО}. Наибольшая ошибка наблюдается для модели Q_{УМО} в 2012 году и составляет 0.18 Св. В целом, отметим схожее

распределение исследуемых характеристиках. До 2005 года также наблюдается усиление мощности АМОС (на 1.05 Св) и ослабление мощности $Q_{УМО}$ (на 0.83 Св).

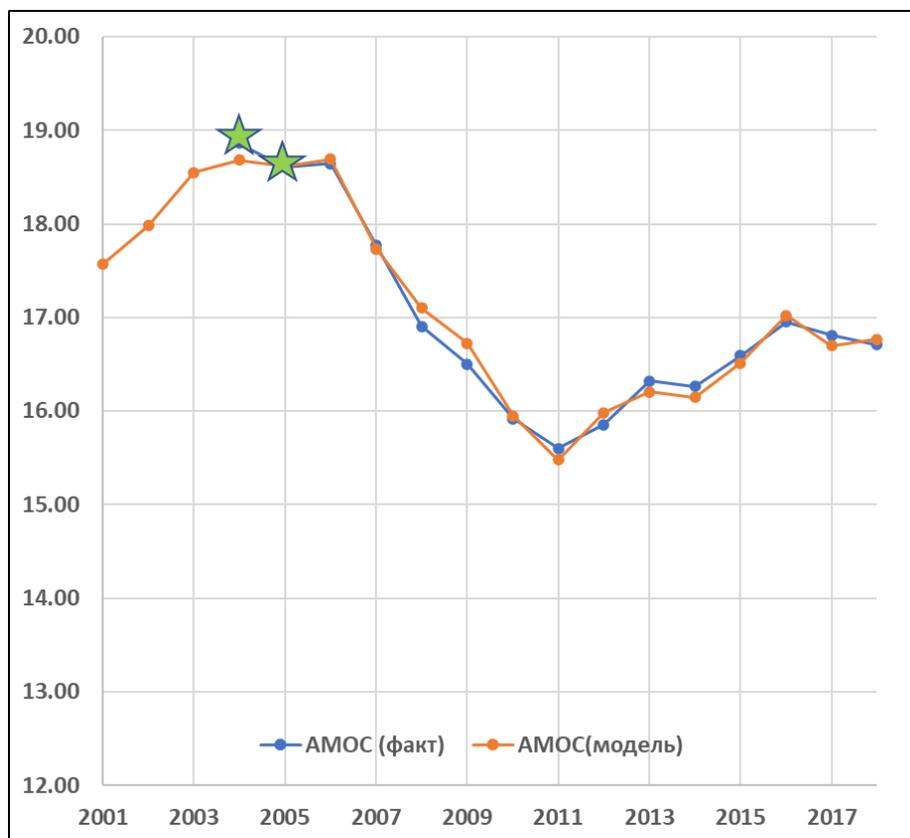


Рисунок 37. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным градиента уровня.

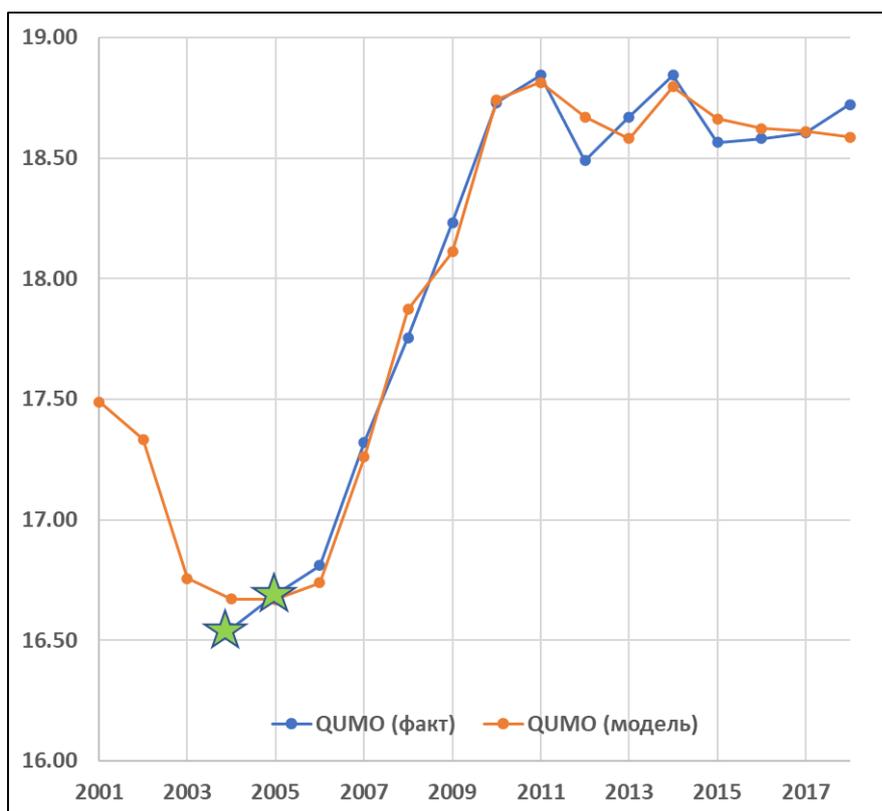


Рисунок 38. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным среднего значения уровня.

Также выполнен расчет статистической модели по данным среднего уровня на разрезах (Рис. 31; 32). Видно, что модельные значения хуже описывают фактические ряды АМОС и Q_{UMO} чем на рисунках 39 и 40, однако ошибка модели все равно является достаточной малой величиной, что позволяет говорить о высокой точности описания исходных данных моделью. Наибольшая ошибка для модели АМОС составила 0.4 Св в 2006 году. А для модели обратного потока Q_{UMO} максимальная ошибка модели составила 0.23 Св в 2014 году. В отличии от других моделей в данном прогнозе до 2005 года не наблюдается увеличения мощности АМОС, ряд характеризуется резким спадом мощности до 2011 года. Однако видно, что с 2001 по 2002 год наблюдалась стационарная фаза мощности, что может свидетельствовать о росте исследуемой характеристики до 2001 года. Об этом также свидетельствует закономерный спад с запаздыванием до 2003 года обратного потока Q_{UMO} на 0.14 Св. После чего наблюдается рост его

МОЩНОСТИ.



Рисунок 39. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным градиента уровня.

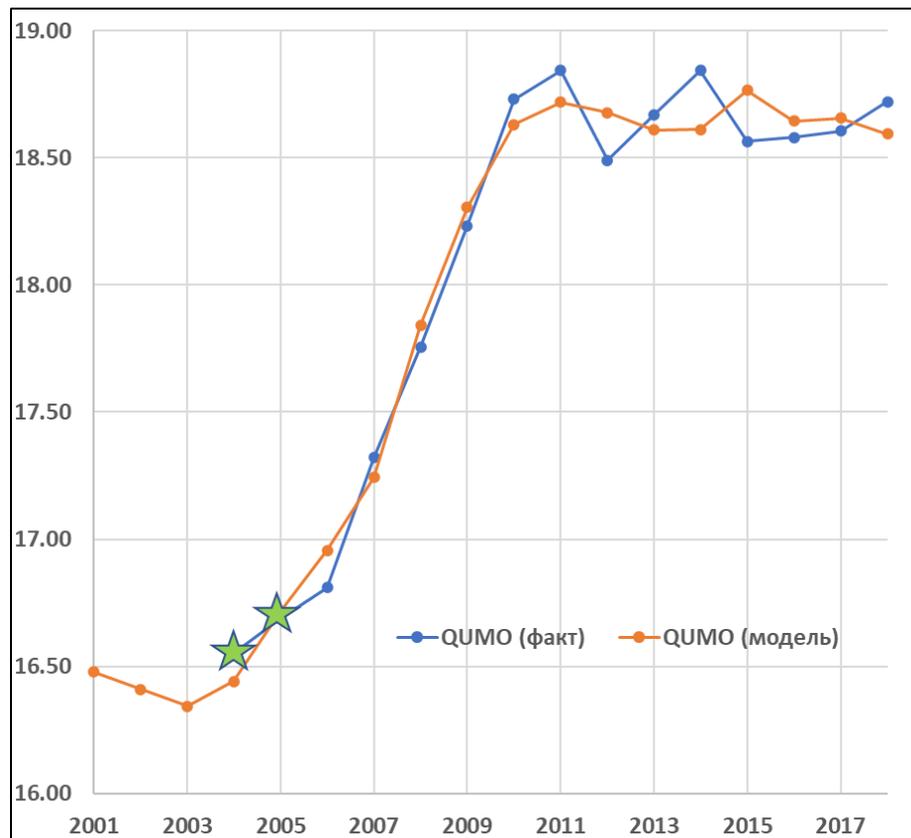


Рисунок 40. Расчет статистических моделей и прогноз значений с заблаговременностью 3 года по данным среднего значения уровня.

Таким образом, по результатам статистической параметризации южного и северного разрезов, можно сделать предположение о том, что до начала непрерывного мониторинга АМОС в 2004 году скорее всего наблюдался рост его мощности. Стоит понимать, что данные выводы основаны на прогнозных значениях регрессионных моделей, поэтому невозможно сделать категорические выводы относительно поведения АМОС и QUMO до 2004 года. Однако полученные результаты имеют высокую значимость в понимании того, что достаточно сложная система циркуляции АМОС может быть описана с высокой точностью легко определяемыми данными по уровню моря. Важным является физическое обоснование выбранных разрезов, на основе которых были получены все результаты. Отметим, что область глубокой конвекции оказалась значительно более точной для описания системы АМОС, из чего можно сделать вывод о том, что колебания уровня в данном регионе имеют наибольший отклик в

изменчивости колебаний опрокидывающейся циркуляции.

4.3 Индекс Северо-Атлантической циркуляции

В настоящей работе был выполнен расчёт межгодовой изменчивости уровня на двух широтных разрезах по 26° с.ш. и 55° с.ш. (рис. 27). Оба разреза показали тесные взаимосвязи с основными климатическими индексами СА. Благодаря статистической параметризации стало ясно, что колебания уровня качественно описывают систему атлантической опрокидывающейся меридиональной циркуляции. Заметим, что если южный разрез (26° с.ш.) характеризует систему антициклонического круговорота вод в Северной Атлантике, то северный разрез (55° с.ш.) захватывает область циклонической циркуляции. При этом оба разреза являются реперными для их системы распределения течений и по сути захватывают все основные потоки, протекающие в Северной части Атлантического океана.

На основе полученных результатов в данной работе был произведен расчет индекса, который будет характеризовать систему Северо-Атлантической циркуляции.

Индекс NACi (англ. North Atlantic Circulation index) – индекс, косвенно характеризующий основную систему течений в Северной Атлантике и представляющий собой разность колебаний уровня на широтах 26° и 55° с.ш.

Создаваемый градиент уровня между тропической и умеренной зонами Северной Атлантики является косвенной характеристикой напряженности течений и хорошо заметен на карте среднегодового уровня СА по моделям архива ре-анализа Copernicus (рис. 41). Отметим явно выраженный минимум значений уровня в области глубокой конвекции и явно выраженный максимум в области образования течения Гольфстрим на широте 26° с.ш.

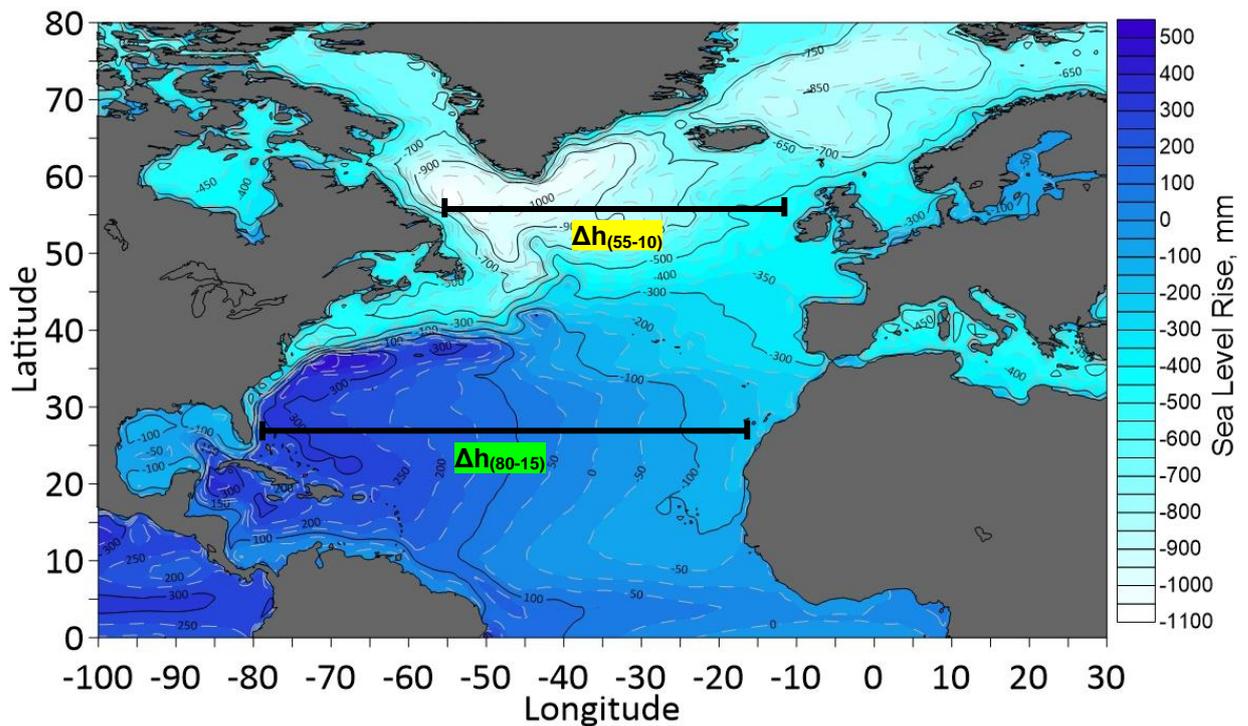


Рисунок 41. Среднемноголетние годовые значения уровня в Северной Атлантике архива по базе ре-анализа Copernicus [39] с 1993 по 2019 гг.

Индекс NAC_i был рассчитан для градиентов уровня и для его средних значений между крайними точками обоих широтных разрезов. В таблице 9 представлено распределение коэффициентов корреляции между индексом NAC_i и важнейшими индексами СА. Видно, что индекс основанный на средних значения уровня показал наилучшие результаты, что как уже отмечалось ранее вызвано более качественной точностью его определения. Отметим значимую корреляцию с индексом NAO, как для градиента уровня ($r = 0.40$), так и для среднего уровня ($r = 0.88$). Данный индекс по своей сути определяет усиление переноса вод на север и на юг. С усилением индекса NAO и усилением зональной циркуляции градиент уровня между южными и северными широтами уменьшается и усиливается перенос вод на юг. Когда индекс NAO переходит в отрицательную фазу, усиливается меридиональная циркуляция и соответственно значение индекса NAC_i , и перенос вод на север возрастает (Рис. 42). Также отметим значимую корреляцию с индексом северной стены Гольфстрима (GSNW), который косвенно определяет расход

мощнейшего течения в СА. Наблюдаемая положительная связь, как для градиента уровня ($r = 0.60$), так и для среднего уровня ($r = 0.67$), говорит о том, что с ростом индекса NACi, то есть усилением градиента между южными и северными широтами, растет расход течения Гольфстрим и тем самым оно проходит дальше на север. Значимая связь с Бермудской и Ньюфаундлендской ЭАЗО наблюдается только у индекса NACi полученного по средним значениям уровня ($r = 0.59$ и 0.44 соответственно). Ньюфаундлендская энергоактивная зона океана имеет большое значение во время отрицательной фазы индекса NAO, в это время потоки тепла из океана в атмосферу становятся больше нормы, с усилением индекса NAO и закономерным усилением индекса NACi, увеличивается приток тепла в Ньюфаундлендскую ЭАЗО за счет усиления расхода течения Гольфстрим. Отрицательная корреляция NACi с индексом AMO ($r = -0.57$), также является закономерным следствием оттока теплых вод из тропической части СА в умеренные и полярные широты. На это также указывает высокая связь NACi с индексом Арктической осцилляции ($r = 0.76$). Таким образом с усилением притока в полярные широты теплых вод и «атлантификации» усиливается и Арктическая осцилляция. Также индекс NACi имеет тесную отрицательную связь с ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера для областей глубокой конвекции (по среднему значению уровня $r = -0.90$) (Рис. 43). С усилением NAO усиливается зональная циркуляция, преобладают западные ветра, которые усиливают расход Лабрадорского течения и глубокую конвекцию. При этом меридиональный перенос слабее и наблюдается увеличение притока вод в южные широты. Это в свою очередь приводит к уменьшению уровня в северных и увеличению в южных широтах, а следовательно индекс NACi увеличивается. Поэтому между ТПО и индексом NACi наблюдается отрицательная корреляция, то есть при усилении NAO и соответственно усилении зональной циркуляции наблюдается увеличение индекса NACi и уменьшение ТПО в связи с ростом интенсивности глубокой конвекции и усилением притока холодного течения Лабрадор. В заключении отметим

связь индекса с расходом Флоридского течения ($r = 0.66$ и 0.55), что позволяет отметить связь колебаний уровня с расходом течений в СА.

Таблица 9.

Распределение коэффициентов корреляции NACi с основными климатическими индексами СА.

	Градиент уровня 26N(80-15W) – 55N(55-10W)	
	Δh	h_{cp}
NAO	0.40	0.88
GSNW	0.60	0.67
ВБерЭАЗО	-0.20	0.59
ВНьюфаундЭАЗО	-0.03	0.44
АМО	-0.57	0.20
АО	0.18	0.76
ТПО ЛМ	-0.79	-0.24
ТПО ИМ	-0.79	-0.90
Расход ФТ	0.66	0.65

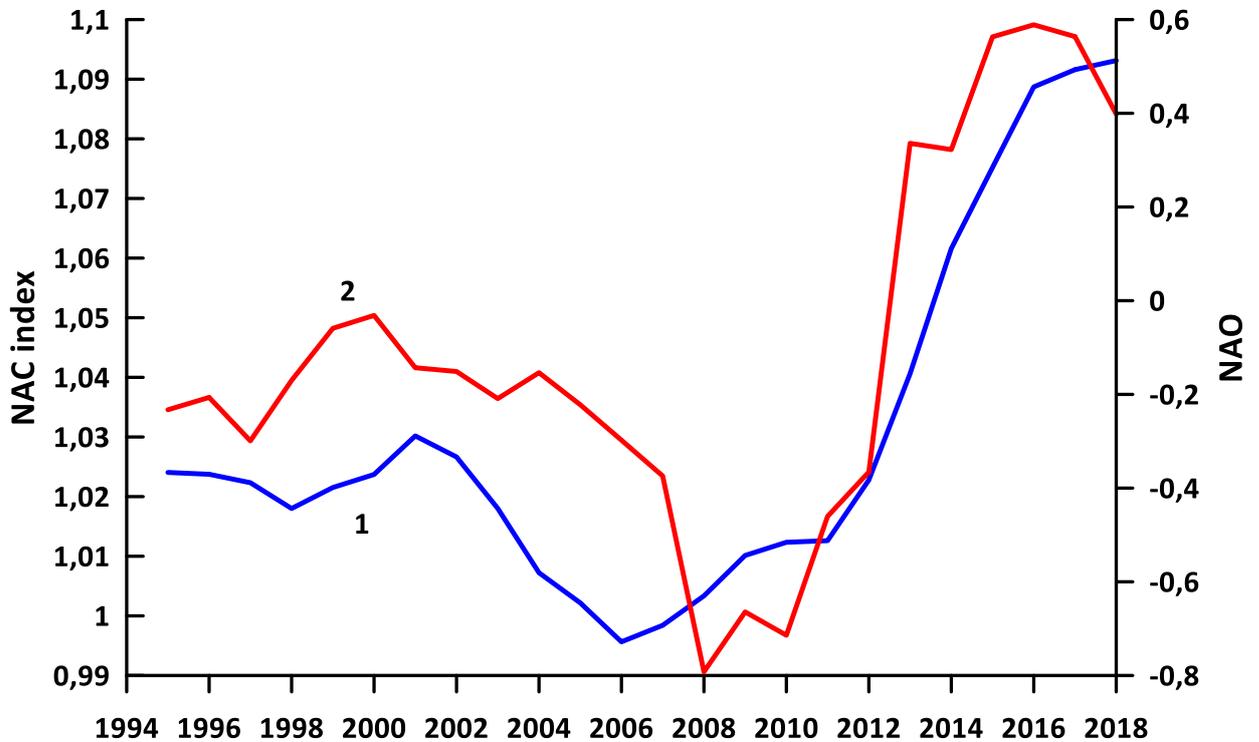


Рисунок 42. Сопоставление индекса NACi по средним значениям уровня (1) с индексом NAO (2)

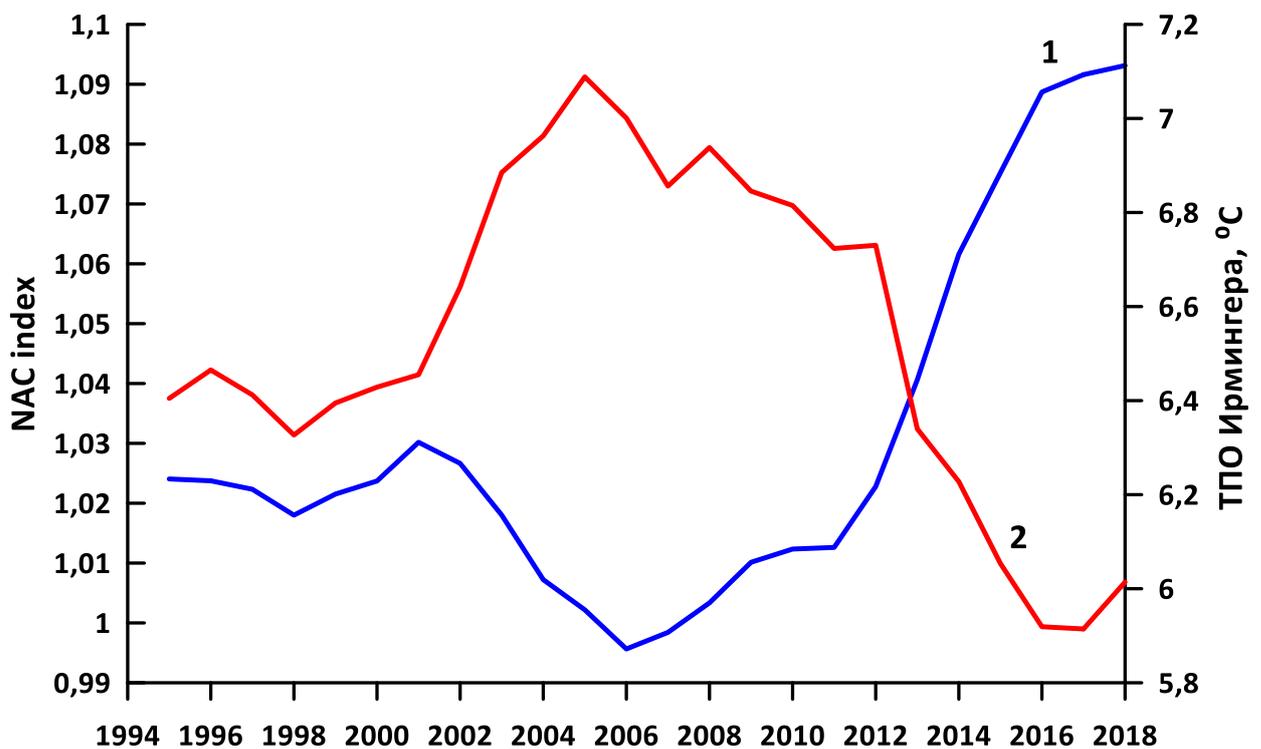


Рисунок 43. Сопоставление индекса NACi по средним значениям уровня (1) с ТПО в зоне глубокой конвекции моря Ирмингера (2)

Рассмотрим еще один вариант индекса NAC, но с выключенным потоком вод в полярные широты через разрез от 30 до 10° з.д. В данном случае северный разрез на 55° с.ш. будет учитывать только область глубокой конвекции морей Лабрадор и Ирмингера, а южный разрез на 26° с.ш. останется без изменений и всё также будет характеризовать приток вод на север и юг через данную широту. В таблице 10 представлено распределение коэффициентов корреляции с теми же основными климатическими индексами, что и в предыдущем варианте. Отметим, что в данном случае заметно повышается корреляционная связь для индекса NAC по данным градиента уровня для каждого из разрезов. Коэффициент корреляции с индексом NAO при этом вырос почти в 2 раза ($r = 0.72$). Также заметно выросла корреляция с индексом Арктической осцилляции ($r = 0.60$) и с расходом Флоридского течения ($r = 0.81$). Отключение учета притока вод в полярные широты через разрез на 55° с.ш. от 30 до 10° з.д. заметно снизило корреляцию градиента уровня с индексом АМО, и она является незначимой

($r = -0.15$). Корреляция по значениям градиента уровня с ТПО в морях Лабрадор и Ирмингера уменьшилась, но также является значимой ($r = -0.45$)

Таблица 10.

Распределение коэффициентов корреляции NAC с основными климатическими индексами СА.

	<i>Градиент 26(80-15W) - 55(55-30W) ° с.ш.</i>	
	<i>Δh</i>	<i>h_{cp}</i>
NAO	0.72	0.87
GSNW	0.64	0.64
В _{Бер} ЭАЗО	0.40	0.64
В _{Ньюфаунд} ЭАЗО	0.18	0.42
АМО	-0.15	0.20
АО	0.60	0.77
ТПО ЛМ	-0.45	-0.26
ТПО ИМ	-0.45	-0.90
Расход ФТ	0.81	0.69

Таким образом, был получен совершенно новый физически обоснованный индекс NAC_i характеризующий циркуляцию в Северной Атлантике. Данный индекс показал значимую корреляционную связь со многими параметрами климатической системы СА и может использоваться в качестве косвенной оценки мощности циркуляции в северном и южном направлениях.

Заключение.

По итогам данной выпускной квалификационной работы были получены следующие результаты:

1. С помощью статистического анализа показано, что основной вклад в дисперсию межгодовых колебаний уровня Северной Атлантики вносит трендовая составляющая. В остальном ряды характеризуются случайными колебаниями близкими к модели белого шума. Корреляционный анализ выявил тесную связь акватории Мексиканского залива со средним уровнем в Северной Атлантике ($r = 0.95$). Причиной столь высокой связи является, с одной стороны приток в Мексиканский залив продолжения малого Антильского течения, являющегося продолжением САКВ, а с другой стороны - вытекающее из Мексиканского залива Флоридское течение, которое служит основой Гольфстрима.

2. Доказано, что существует тесная связь межгодовых колебаний уровня с расходом течений на примере ФТ (корреляция между Δh и расходом ФТ составила $r = 0,79$). Для акватории СА произведен расчет межгодовых колебаний уровня для разреза на 26° с.ш. и на 55° с.ш. Выбор разрезов имеет физическое обоснование. Выявлена высокая корреляционная зависимость отдельных частей данных разрезов с основными климатическими индексами СА. Для южного разреза наиболее репрезентативным оказался разрез в пределах от 70 до 25° з.д., а для северного разреза – в пределах от 40 до 30° з.д. в области глубокой конвекции Ирмингера.

3. Выполнена статистическая параметризация среднегодовых значений переноса воды на широте 26° с.ш. и 55° с.ш. на север и юг (АМОС и Q_{UMO}). Статистические оценки регрессионных моделей показали высокие значения коэффициентов детерминации и малые оценки ошибок, особенно для северного разреза на 55° с.ш. Данная операция показала, что оценки АМОС и Q_{UMO} можно получить косвенным путем по легко определяемым значениям уровня. Колебания уровня в области глубокой конвекции Лабрадор и

Ирминга имеют большой отклик в изменчивости мощности АМОС. По данным моделям выполнен прогноз, который показал, что до начала проведения регулярных измерений АМОС вероятно наблюдался рост ее мощности. Также было доказано, что начиная с 2013 г. происходит относительное восстановление мощности АМОС на уровне 16,6 Св. Это значит, что ослабление АМОС до 2010 г. — это лишь отрицательная фаза его более длительных колебаний.

4. Выполнено обоснование нового уровня индекса NACi, характеризующего систему течений для акватории Северной Атлантики. Данный индекс имеет физическое обоснование и высокие корреляционные связи с основными климатическими индексами СА, в числе которых индексы NAO, GSNW, AMO, AO и суммарный приток тепла в Бермудской и Ньюфаундлендской энергоактивных зонах океана. Было доказано, что с усилением индекса NACi наблюдается закономерное усиление глубокой конвекции в морях Лабрадор и Ирмингера, чем вызвана высокая положительная корреляционная связь с индексом NAO и высокая отрицательная связь со средней температурой поверхности океана в областях глубокой конвекции.

Список литературы:

1. AR5 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.
2. Curry J. Sea Level and Climate Change: Special Report // Climate Forecast Applications Network. – 2018. – 79 p. – Интернет-ресурс. Режим доступа: <https://curryja.files.wordpress.com/2018/11/special-report-sealevel-rise3.pdf>
3. Leuliette E.W., Nerem R.S. Contributions of Greenland and Antarctica to Global and Regional Sea Level Change // *Oceanography*. V. 29. – 2016, № 4. – P. 154–159. – DOI: 10.5670/oceanog.2016.107
4. Nerem R.S., Beckley B.D., Fasullo J.T., Hamlington B.D., Masters D., Mitchum G.T. Climate-change-driven accelerated sea-level rise detected in the altimeter era // *Proc. National Academy of Sciences*. V. 115. – 2018, № 9. – P. 2022–2025. – DOI: 10.1073/pnas.1717312115
5. WCRP Global Sea Level Budget Group. Global sea-level budget 1993-present // *Earth System Science Data*. V. 10. – 2018, № 3. – P. 1551–1590
6. Kopp R.E., Horton R.M., Little C.M., Mitrovica J.X., Oppenheimer M., Rasmussen D.J., Strauss B., Tebaldi C. Probabilistic 21st and 22nd century sea level projections at a global network of tide gauge sites // *Earth's Future*. V. 2. – 2014, № 8. – P. 383–406.
7. Miller K.G., Kopp R.E., Horton B.P., Browning J.V., Kemp A.C. A geological perspective on sea-level rise and impacts along the U. S. mid-Atlantic coast // *Earth's Future*. – 2013, № 1. – P. 3–18. – DOI:10.1002/2013EF000135
8. Sweet W., Kopp R.E., Weaver C.P., Obeysekera J., Horton R.M., Thieler E.R., Zervas C. Global and regional sea level rise scenarios for the United States // NOAA Technical Report NOS CO-OPS 083. – Maryland: Silver Spring, 2017. – 75 p.

9. Тропические циклоны. Обзор// Гидрометцентр России. – 2019 – Интернет-ресурс. Режим доступа: <https://clck.ru/VVknQ>
10. A. Ganachaud, C. Wunsch Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment // *Journal of Climate*. 2013. – 16 p.
11. В.Н. Малинин Гольфстрим и климат Европы // *Общество, среда, развитие*. – 2012, №1(22) '12. – 214-220 p.
12. R. Seager Is the Gulf Stream responsible for Europe's mild winters? // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2002. Volume 128. – 586 p. 2563-2586.
13. Tal Ezer, Larry Atkinson Gulf Stream's induced sea level rise and variability along the U.S. mid-Atlantic coast // *Journal of Geophysical Research: Oceans* – 2013. – 118 p. – DOI: 10.1002/jgrc.20091
14. Marcos Fontela, Maribel I. García-Ibáñez, Dennis A. Hansell, Herlé Mercier & Fiz F. Pérez Dissolved Organic Carbon in the North Atlantic Meridional Overturning Circulation // *Scientific Reports*. – 2016. – volume 6, Article number: 26931. – DOI: 0.1038/srep26931
15. Copernicus Marine Service. URL: <https://marine.copernicus.eu/>
16. Eleanor Frajka-Williams, Isabelle J. Ansorge Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability. – 2019. – DOI: 10.3389/fmars.2019.00260
17. Latitude of the Gulf Stream. Интернет-ресурс. Режим доступа: <http://www.pml-gulfstream.org.uk/>
18. The global warming hoax report. – 2013. – Интернет-ресурс. Режим доступа: URL:<http://globalwarminghoax1.blogspot.com/2013/12/evidence-of-new-naturally-occurring.html>
19. NOAA/NESDIS/STAR Laboratory for Satellite Altimetry (LSA) Интернет-ресурс. Режим доступа: <https://www.star.nesdis.noaa.gov/socd/lisa/>
20. How satellite radar altimetry works // *NOAA Satellites*. – 2015. – Интернет-ресурс. Режим доступа:

[https://commons.wikimedia.org/wiki/File:How_satellite_radar_altimetry_works_\(16980176380\).png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:How_satellite_radar_altimetry_works_(16980176380).png)

21. Repschläger et al. // Holocene evolution of the North Atlantic subsurface transport. – 2017, Volume 13, №4. – DOI: 10.5194/cp-13-333-2017

22. Eleanor Frajka-Williams et al. // Atlantic Meridional Overturning Circulation: Observed Transport and Variability. – 2019, Volume 6 – DOI: 10.3389/fmars.2019.00260

23. G.D. McCarthy et al. // Measuring the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26°N. – 2015, № 13140. – p. 91 – 111 – DOI: 10.1016/j.pocean.2014.10.006

24. Smeed, G.D. McCarthy et al. // Observed decline of the Atlantic meridional overturning circulation 2004–2012. – 2014, volume 10, №1 – DOI: 10.5194/os-10-29-2014

25. Piron et al. // Gyre-scale deep convection in the subpolar North Atlantic Ocean during winter 2014–201. – 2017, volume 44, №3. – p. 1439-1447

26. Dickson RR, Lazier J et al. // Long-term coordinated changes in the convective activity of the North Atlantic. Progress in Oceanography, - 1996, volume 38, Issue 3. – p. 241-295 – DOI: 10.1016/S0079-6611(97)00002-5

27. Marshall J, Schott F // Open ocean deep convection: observations, models and theory. Rev of Geophysics. – 1999, volume 37, issue 1. – p. 1-64 – DOI: 10.1029/98RG02739

28. Федоров А.М., Белоненко Т.В. // Стерические колебания уровня и их связь с глубокой конвекцией в морях Лабрадор и Ирмингера. Исследование Земли из космоса. – 2018, №3. – p. 56-59. – DOI: 10.7868/S0205961418030041

29. Е.С. Нестеров // Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М. 2013, - p. 144

30. Avijit Gangopadhyay et al. // On the Nature of Temporal Variability of the Gulf Stream Path from 75° to 55°W. Earth Interactions – 2016, volume 20, № 9, - p. 1. – DOI: 10.1175/EI-D-15-0025.1

31. Michael Schlesinger, Navin Ramankutty // An Oscillation in the global climate system of period 65–70 years. – 1994. – DOI: 10.1038/367723a0
32. David B. Enfield et al. // The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. ResearchGate. – 2001 – DOI: 10.1029/2000GL012745
33. NOAA Physical Sciences Laboratory // Climate Timeseries. AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation) Index. Интернет ресурс. <https://psl.noaa.gov/data/timeseries/AMO/>
34. Gregory J. McCabe et al. // Pacific and Atlantic Ocean influences on multidecadal drought frequency in the United States. // Proceedings of the National Academy of Sciences – 2004 – DOI: 10.1073/pnas.0306738101
35. Rayner et al. // Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. // European Environment Agency. – 2003, vol. 108, - DOI: 10.1029/2002JD002670
36. NOAA NCEP-NCAR MONTHLY Diagnostic dataset. Интернет ресурс. <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.NOAA/.NCEP-NCAR/.CDAS-1/.MONTHLY/.Diagnostic/>
37. В.Н. Малинин, В.Ю. Шмакова // Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике. // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018, №4 – DOI: 10.21513/2410-8758-2018-4-55-70
38. В.Н. Малинин // Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. – СПб. изд. РГГМУ. – 2008. – р. 408
39. Copernicus - GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030. Интернет ресурс. https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/download
40. Лебедев С.А. // Спутниковая альтиметрия Каспийского моря – Геофизический центр Российской академии наук. – 2014. 46 с.
41. NOAA Physical Sciences Laboratory // Transport of the Florida Current.

Интернет ресурс.

https://www.aoml.noaa.gov/phod/floridacurrent/FC_section_transport.dat

42. Фалина А.С., Сарафанов А.А. // О формировании нижнего звена меридиональной термохалинной циркуляции вод Северной Атлантики // Докл. АН. – 2015. Т. 461. № 6. – р. 710–714.

43. Lozier M.S., Li F., Bacon S. et al. // A sea change in our view of overturning in the subpolar North Atlantic // Science. – 2019.V. 363. № 6426. – р. 516–521.

44. Talley L.D. // Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget // J. of Physical Oceanography. – 2003. V. 33. № 3. – р. 530–560.

45. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Вязилова А.Е., Иванов Н.Е., Смирнов А.В. // Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике. // Лёд и Снег. – 2017;57(3) – р. 381-390.

46. 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

47. 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.

48. Malinin, V.N., Angudovich, Y.I. // Variability of Sea Level and Circulation in the North Atlantic Based on Satellite Altimetry Data. // Cosmic Research – 60 (Suppl 1), S18–S26 (2022). – DOI: 10.1134/S0010952522700034