



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ
ФЕДЕРАЦИИ

федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования

«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра прикладной океанографии и комплексного управления
прибрежными зонами

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

«Гольфстрим как индикатор изменений климата Северной Атлантики»

Исполнитель: Ходыкина Светлана Александровна

Руководитель: д.г.н., профессор, Малинин Валерий Николаевич

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой _____


(подпись)

Кандидат географических наук _____

(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна _____

(фамилия, имя, отчество)

« 04 » 06 2024 г.

г. Санкт-Петербург

2024

Оглавление

Введение	3
1. Физико-географическое описание течения Гольфстрим	6
1.1. Географическое положение течения	6
1.2. Откуда берет свои истоки течение Гольфстрим.	7
1.3. Водные массы Гольфстрима	9
1.4. Водные массы Северной Атлантики	11
1.5. Влияние переноса тепла Гольфстрима на климат Северной Атлантики ..	13
1.6. Изменчивость параметров состояния морской воды в Гольфстриме	19
2. Материалы и методы.....	21
2.1. Исходные данные	21
2.2. Расчетные формулы и метод обработки данных наблюдений	23
2.2.1 Оценка объемного расхода, потоков тепла и соли	23
2.2.2. Анализ тренда временного ряда	24
2.2.3. Гармонический анализ Фурье и спектр.....	25
2.2.4. Корреляционный анализ	26
3. Результаты расчётов и их обсуждение	29
3.1. Характеристики переноса потоков воды, тепла и соли.....	29
3.1.1. Межгодовая изменчивость переноса массы тепла, соли и объемного расхода воды.	29
3.1.2. Характер направления потоков и объемного расхода Гольфстрима...	36
3.2. Связь теплосодержания с индексами Северной Атлантики.	39
3.2.1. Расчет тренда.....	40
3.2.2. Гармонический анализ	45
3.2.3. Корреляция теплосодержания с индексами.....	55
Заключение	61
Список используемых источников.....	63
Приложение А	65

Сокращения

АМОС — атлантическая меридиональная циркуляция (Atlantic Meridional Overturning Circulation)

GSNW — индекс Гольфстрима «Северная стена» (Gulfstream North Wall)

ВБерЭАЗО – суммарный приток тепла Бермудская энергоактивная зона океана

ВНьюфаундЭАЗО – суммарный приток тепла Ньюфаундлендская энергоактивная зона океана

ВЛабрЭАЗО – суммарный приток тепла Лабрадорская энергоактивная зона океана

ВНорвЭАЗО - суммарный приток тепла Норвежская энергоактивная зона океана

АМО - атлантической мультидекадная осцилляция

ФТ – Флоридское течение

АО – Арктическая осцилляция

ТПО ЛМ – температура поверхности океана Лабродорского моря

ТПО ИМ – температура поверхности океана море Ирмингера

ТПО ГК – температура поверхности океана Гренладского моря

QUMO - перенос теплых вод океана с севера на юг выше главного термоклина за счет рециркуляции субтропического круговорота

SLA 57 – 38, SLA 38 – 28, SLA 28 – 10 – меридиональные разрезы

NAC (hcr, мм), NAC (Δh , мм) - North Atlantic Circulation index

$\Delta h(57-38)$ – Градиент уровня на разрезе 26° с.ш. от 57 до 38° з.д.

hcr(57–38) – Среднее значение уровня на разрезе 26° с.ш. от 57 до 38° з.д.

Введение

Самым узнаваемый океаническим течением на Земле является Гольфстрим – мощный и струйный тёплый поток в Атлантическом океане, который берет своё начало у восточного побережья Северной Америки проливе между Флоридой и Карибскими островами. Он обеспечивает странам Западной и Центральной Европы благоприятные и мягкие климатические условия. Гольфстрим является глобальным фактором влияния на климат. Многие учёные считают, что его активность в течение ближайших десятилетий может существенно снизиться, что повлечёт за собой изменение климата во многих странах.

На протяжении многих лет учёные изучают течение Гольфстрим: за его изменениями направления, за скоростью и мощностью водных масс, за его устойчивостью и динамикой. В связи с глобальным потеплением в последние годы структура вод Гольфстрима значительно изменяется, что может привести к его «остановке» с необратимыми последствиями для климата Европы и Арктики. Это всего лишь научная гипотеза, которую можно допустить и проверить в том числе.

Теплые циклоны, которые формируются над Гольфстримом в районе энергоактивных зон, вызывают повышение осадков, которые распространяются по всей Северной Атлантике, вызывая природные опасные явления на Европу. Поэтому актуальность заданной работы состоит в том, что изучение такого явления как Гольфстрим пользуется спросом у ученых для верного прогноза влияния теплого течения на климат Европы и в целом его изменения во времени и пространстве.

Целью научно-исследовательской работы является изучение теплосодержания и переноса тепла Гольфстримом в области бермудской энергоактивной зоны и их связи с водами Северной Атлантики.

Основным объектом исследования был выбран участок района Гольфстрима, расположенный в зоне яркого проявления рядом с Бермудскими островами, потому что полученные результаты наблюдений помогают изучать океанологические процессы Северной Атлантики.

Предметом исследования является среднегодовая изменчивость потоков соли и тепла, расходов воды и теплосодержания Гольфстрима

Для достижения данной цели были поставлены следующие задачи:

1. Дать физико-географическое описание течения Гольфстрим и временной изменчивости его характеристик;
2. Рассчитать среднегодовые значения объемного расхода воды, потоков соли, тепла и теплосодержания в центре Бермудской энергоактивной зоны;
3. Выполнить статистический анализ изменчивости указанных характеристик Гольфстрима за период 1993–2020 гг.;
4. Оценить взаимосвязь теплосодержания вод Гольфстрима с климатическими индексами Северной Атлантики.

Структура данной научно-исследовательской работы:

В 1 главе, изложено физико-географическое описание течения Гольфстрима. Описывается информация о формировании течения Гольфстрима его истоки и разветвления. Также рассматриваются основные водные массы Гольфстрима и Северного Атлантического океана. Обсуждается влияние переноса тепла Гольфстрима на климат Северной Атлантики. В дополнение вводится краткий курс об изменчивости параметров состояния морской воды Гольфстрима.

Во 2 главе, изложено описание исходных данных и методов, с помощью которых выполнялась данная работа: анализ основных потоков и объемного расхода, их направление, а также статистическая

В 3 главе описан анализ изменчивости водной массы системы Гольфстрим: интегрированных данных по теплосодержанию и связь с индексами Северной Атлантики.

Настоящая работа была опубликована в рамках Студенческой научной конференции РГГМУ (СНО РГГМУ, 2024 год) в виде стендового доклада без дальнейшего включения в сборник статей на тему: Изменчивость характеристик Гольфстрима и их связь с климатическими индексами Северной Атлантики. Целью работы является выявление значительных изменений водных масс Гольфстрима: потоки соли, тепла и объемного расхода воды; связь с климатическими индексами Северной Атлантики. В данной работе представлены среднегодовые с января 1993 года по декабрь 2020 года вдоль струи течения Гольфстрим в выбранном районе сеткой 2 на 2 градуса.

Все полученные данные были преобразованы в статистические ряды и рассчитаны при помощи программ Panoply, Excel, Grapher 16, Past 4.

1. Физико-географическое описание течения Гольфстрим

1.1. Географическое положение течения

Гольфстрим является мощным струйным течением шириной 70—90 км, распространяющимся с максимальной скоростью до нескольких метров в секунду в верхнем слое океана, быстро уменьшающимся с глубиной (до 10—20 см/с на глубинах 1000—1500 м). Полный расход воды в течении имеет порядок 0,1 км³/с [12].

Важной закономерностью циркуляции океана является существование квазистационарных макроциркуляционных круговоротов. В рассматриваемом районе это субтропический антициклонический круговорот, состоящий из замкнутой системы течений в пределах широтной зоны 15—45° с.ш.

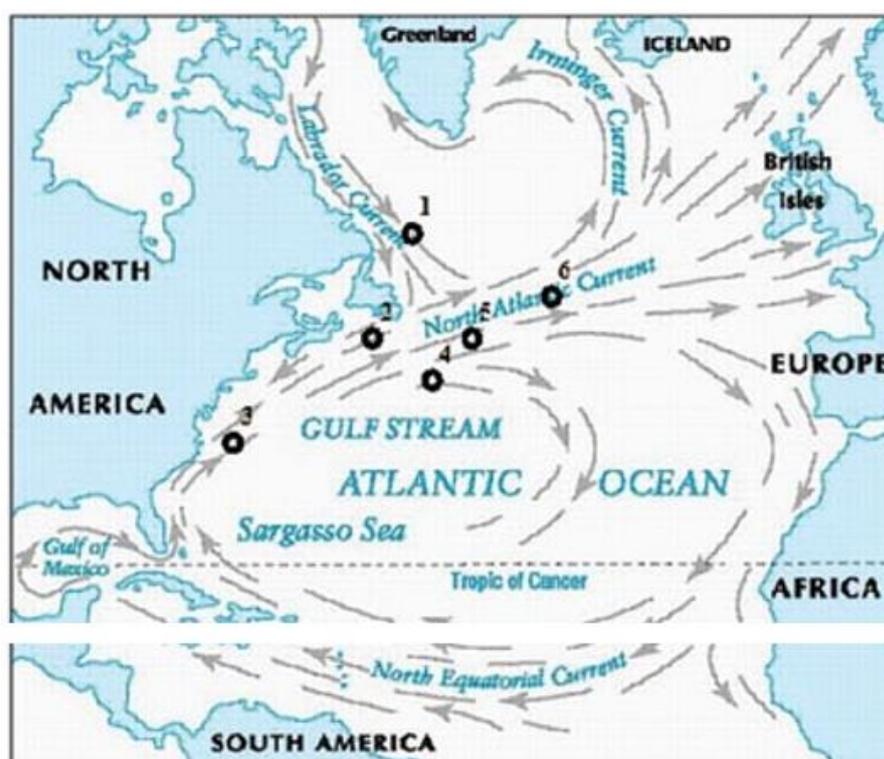


Рисунок 1. Упрощенная схема поверхностных течений Северной Атлантики [14]

Наиболее мощным из них является Гольфстрим – западное пограничное

течение от полуострова Флорида до Большой Ньюфаундлендской банки. Формируется Гольфстрим преимущественно из вод Северного Пассатного течения. Южная ветвь его входит в Карибское море, далее – в Мексиканский залив, вследствие чего здесь создается постоянный нагон вод. Это приводит к возникновению в Мексиканском заливе стокового Флоридского течения, которое через Флоридский пролив устремляется в открытый океан. Данное течение характеризуется высокими скоростями в поверхностном слое, где они зачастую превышают 1 м/с, а расход течения составляет около 30 Св ($Sv = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$) [15].

Многие исследователи [16] Гольфстрима сравнивают его с течением реки в океане. Они считают, что Гольфстрим часто меняет свое положение и настолько неустойчив, что определить его границы просто невозможно. Считается, что положение струи Гольфстрима может существенно измениться за 2–3 недели в результате её меандрирования.

По мнению известного отечественного океанолога М. Н. Кошлякова [11] Гольфстрим – очень сильное струйное геострофическое течение. На поверхности океана струя Гольфстрима имеет ширину 70–100 км, её глубина от поверхности приблизительно равна 500 м.

1.2. Откуда берет свои истоки течение Гольфстрим.

Поверхностные воды Гольфстрима в основном состоят из вод, переносимых Южным Пассатным течением. Кроме того, в формировании их участвуют воды Северного Пассатного течения [1]. Значительная часть Южного Пассатного течения (ЮПТ) отклоняется к северу у Южно-Американского берега. Основным источником питания ЮПТ является Бенгальское течение, т. е. эта система является основой водообмена между северным и южным полушариями в пределах Атлантического океана. В районе м. Сан-Роки ЮПТ разветвляется на две ветви. Северная ветвь образует Гвианское течение, стрежень которого всегда располагается над шельфом Южной Америки. При

подходе к дуге Малых Антильских островов Гвианское течение разделяется на две части. Большая часть через глубоководные проливы проникает в Карибское море, меньшая часть огибает Малые Антильские острова и с частью вод Северного Пассатного течения образует Антильское течение. Воды Гвианского течения в Карибском море формируют Карибское течение, идущее в западном направлении от Малых Антильских островов до Юкатанского пролива. Расход вод Карибского течения в районе проливов через Малые Антильские острова и Юкатанском проливе практически неизменен и равен $30 \cdot 10^6 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ [16].

Большая часть вод, поступающих в Мексиканский залив из Карибского моря через Юкатанский пролив, сразу же направляется в сторону Флоридского пролива. Другая их часть, прежде чем направиться во Флоридский пролив, образует так называемое петлеобразное течение. И, наконец, незначительная часть вод огибает весь Мексиканский залив по часовой стрелке вдоль материкового шельфа. Постоянный приток вод из Карибского моря создает в Мексиканском заливе значительное превышение уровня по сравнению с прилегающей частью Атлантического океана. Это способствует формированию узкого градиентного течения во Флоридском проливе - Флоридского течения. Флоридское течение является основным источником Гольфстрима. Другим его источником является Антильское течение. Скорость Флоридского течения возрастает с продвижением на север [6].

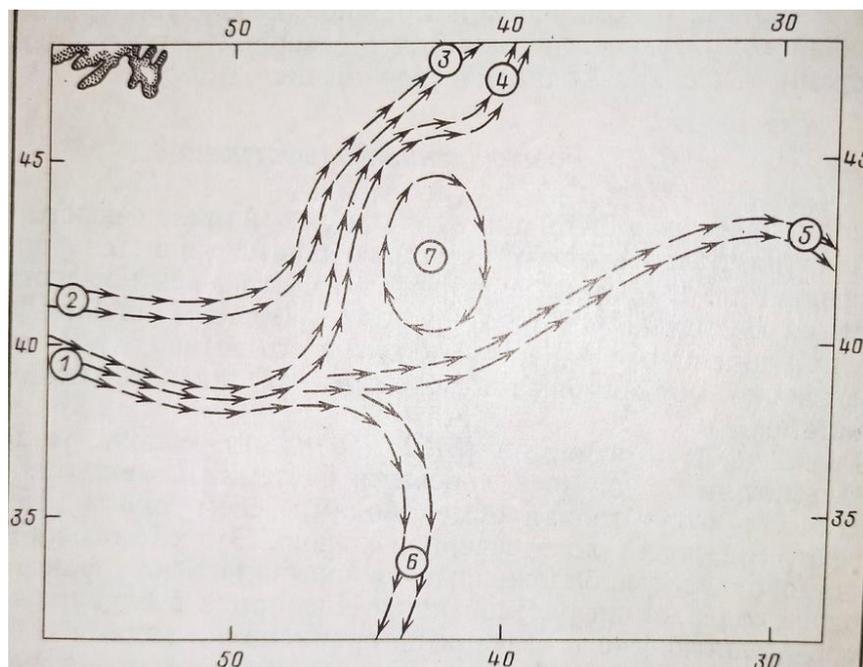


Рисунок 2 Схема разветвления Гольфстрима: 1 – Гольфстрим, 2 – течение склоновых вод; 3, 4, 5 – северная, центральная и южная ветви Северо-Атлантического течения соответственно; 6 – южная ветвь Гольфстрима, 7 – квазистационарный антициклонический вихрь [6]

1.3. Водные массы Гольфстрима

Как показано на карте течений (рис. 1), большая часть воды, поступающей в систему Гольфстрима, это вода, перенесенная на запад пассатными ветрами. Поток, направленный на запад, это широкая полоса движущейся воды, называемая Северным пассатным течением; она перемещается медленно, и толщина ее, особенно на южной стороне, очень незначительна (200 м). Достигая 60° з. д., поток разделяется на две части: одна часть проходит через Карибское море, по ряду постепенно сужающихся каналов и проливов, и, в конце концов, находит себе выход в Северную Атлантику через Флоридский пролив; другая, северная часть, направляется к северу от Больших Антильских (Вест-Индских) островов и затем соединяется с Флоридским течением примерно через 8° широты. Суммарный поток (собственно Гольфстрим) отходит от побережья у мыса Гаттерас. Полный расход Гольфстрима у Чесапикского залива (в апреле 1932 года он был равен $82 \cdot 10^6$ м/сек, принимая 2000 м за нулевую поверхность)

включает также некоторую часть воды, которая возвращается по длинной, квазиэллиптической орбите в юго-восточную часть Гольфстрима, но которую едва ли можно назвать водой Северного пассатного течения. Ясно, что, поскольку воды, которые образуют собственно Гольфстрим, приходят из различных районов Северной Атлантики, они создают в Гольфстриме различные TS-соотношения, а последние могут быть до некоторой степени использованы для выявления происхождения вод Гольфстрима. В настоящее время преждевременно углублять дальше этот вопрос; мы отложим его рассмотрение до тех пор, пока не изучим более подробно природу самого Гольфстрима. Разрез, сделанный Уортингтоном от Новой Шотландии до Южной Америки примерно вдоль 64° з. д. (рис. 3), показывает, каким узким течением является Гольфстрим по сравнению с питающими его Пассатным и Карибским течениями [17].

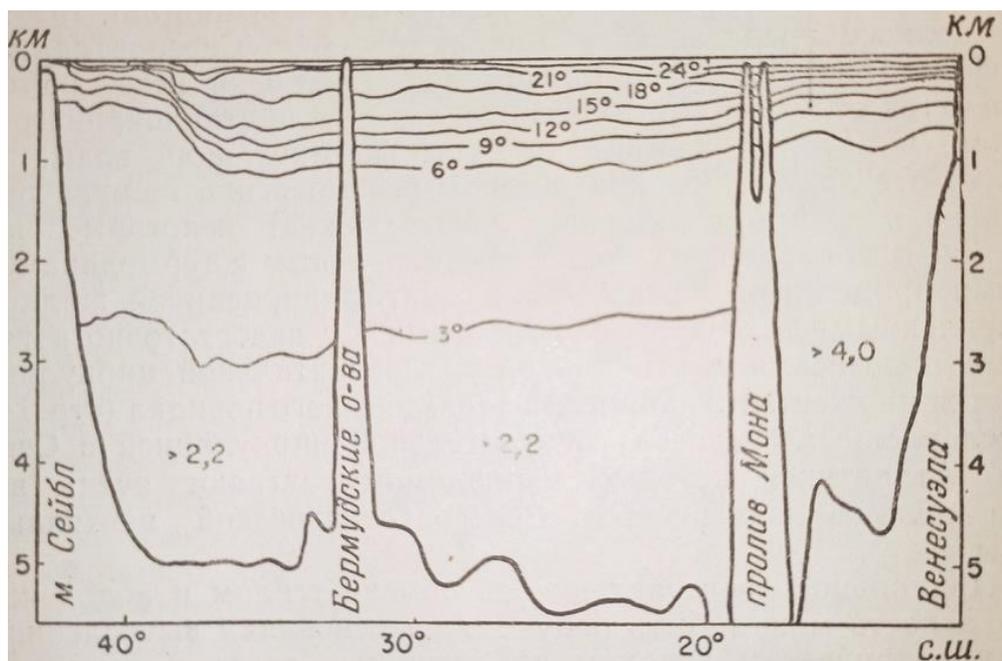


Рисунок 3. Вертикальный разрез примерно вдоль меридиана 64° з. д., простирающийся от Новой Шотландии слева, через Бермудские острова, пролив Мона в Вест-Индских островах и Карибское море к побережью Южной Америки. Построен по глубинным станциям, выполненным Уортингтоном на «Атлантисе» и «Кэрин» в 1954 г [17]

1.4. Водные массы Северной Атлантики

Воды в северной части Атлантического океана представлены двумя основными водными массами: Североатлантической центральной водой и Североатлантической глубинной водой. Североатлантическая центральная вода имеет температуру между 8 и 19°C и соленость между 35,10 и 36,70‰ [17].

Североатлантические глубинные воды характеризуются температурой между 3,5 и 2,2° С и соленостью между 34,97 и 34,90‰. Эта водная масса составляет большую часть вод Северной Атлантики. Она исключительно однородна во всей северной части Атлантического океана. В возбуждаемой ветром поверхностной циркуляции эта вода не принимает участия, однако в узком потоке вдоль западных берегов как Северной, так и Южной Атлантики обнаружены большие расходы, вероятно, представляющие собой следствие термодинамической части циркуляции. У самого дна она, вероятно, частично смешивается с придонной водой антарктического происхождения [17].

Между этими двумя водными массами, которые можно рассматривать как основные массы Северной Атлантики, имеются меньшие массы воды, образующиеся в процессе перемешивания с водами Южной Атлантики и Средиземного моря на промежуточных глубинах вдоль поверхностей равной потенциальной плотности (пределы σ_t : 27,2–27,8). Как только Средиземноморская вода выходит из Гибралтарского пролива, она погружается вдоль поверхности, $\sigma_t = 27,6$ и смешивается с водой большей части восточной Северной Атлантики. Присутствие Средиземноморской воды отмечено на двух южных станциях «Армауэр Ханзена». Подобным же образом наблюдается на промежуточных глубинах смешение с водой южной части Атлантического океана, называемой Антарктической промежуточной водой. Эта водная масса низкой солености образуется на поверхности Южной Атлантики на широкой полосе, простирающейся от мыса Доброй Надежды до мыса Горн. Она затем погружается вниз под поверхность и перемещается на север, затем пересекает экватор и смешивается с водами Северной Атлантики [17].

Для изучения системы Гольфстрима наибольшее значение представляет

Североатлантическая центральная вода, так как она занимает верхние 1000 м в центральных районах Северной Атлантики и захвачена ветровой поверхностной циркуляцией, обуславливающей Гольфстрим. В частности, здесь имеется очень большая масса почти однородной воды с температурой между 17 и 18° С, как показано на рис. 4, а [17].

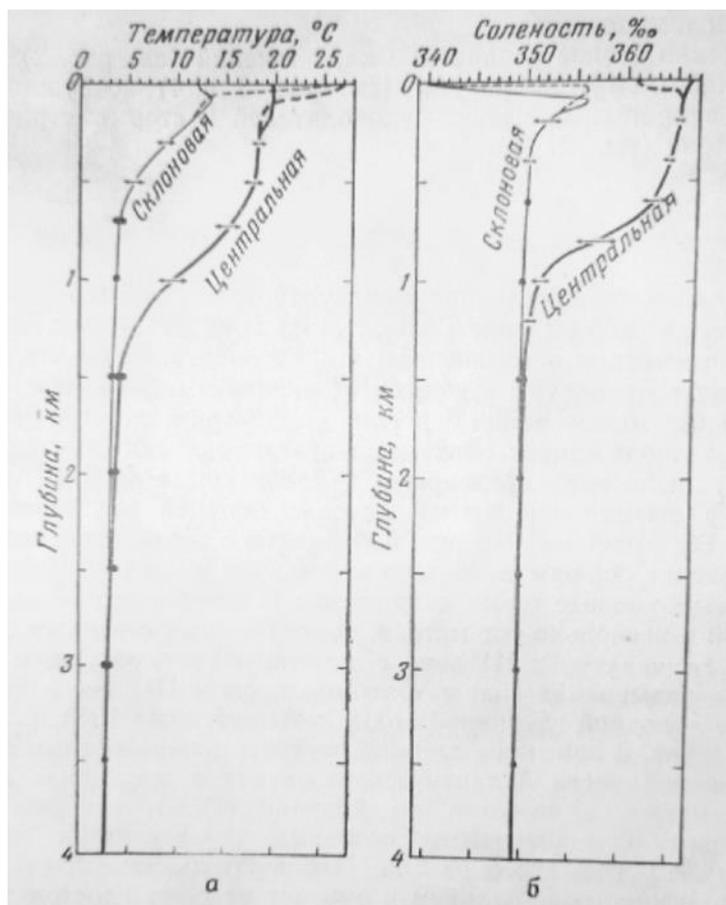


Рисунок 4. Распределение температуры и солености с глубиной. а – температура в два различных сезона в водах склона и в центральных водах; б – соленость в два различных сезона в водах склона и в центральных водах [17]

Удовлетворительно объяснить происхождение этой воды одними только количественными данными невозможно. Айзлин (1939) обращает внимание на то, что большинство σ_t - поверхностей в Североатлантической центральной воде пересекает поверхность океана в точках, где TS-соотношение подобно соотношению на больших глубинах. Он предполагает, что поверхностные воды погружаются вдоль с, поверхностей без перемешивания, сохраняя TS-

характеристики, полученные на поверхности. Свердруп [4] предположил, что вертикальное перемешивание, вероятно, очень интенсивно в этом районе. Возможно, это цельное представление о происхождении Североатлантической центральной воды до настоящего времени несет на себе отпечаток стремлений представить его в виде стационарного явления, в котором каждый процесс, формирующий воды, действует все время. При критическом рассмотрении каждая предложенная схема циркуляции обнаруживает некоторые недостатки. В добавление к тонкостям, связанным с термодинамическими процессами в непрерывно-стратифицированной жидкости с медленными плотностными потоками и с недостаточно изученными процессами вертикальной и горизонтальной циркуляции, имеется множество ограничений динамического порядка, обусловленных ветровой горизонтальной циркуляцией в Северной Атлантике, которые, играют очень важную роль в образовании Североатлантической центральной воды [5].

Правильное представление об обмене теплом и водой через поверхность может быть получено на основании вычисления по полуэмпирическим законам из известных средних температур воздуха и воды, но даже при наличии этой подробной информации о чистом потоке тепловой энергии и воды через поверхность проблема образования Североатлантической центральной воды требует количественного объяснения [17].

1.5. Влияние переноса тепла Гольфстрима на климат Северной Атлантики

Колебания интенсивности переноса тепла Гольфстримом в высоких широты всегда рассматривалось как важнейшая причина формирования температурных аномалий в Северной Атлантике. Однако при этом обычно подразумевалось, что увеличение адвективного притока тепла достигается одновременным усилением интенсивности Гольфстрима и повышением его температуры. Как показано ранее, такой тесной связи между расходом и температурой воды в Гольфстриме не существует. Поэтому нужно ответить на

вопрос, что оказывает более существенное влияние на температурный режим Северной Атлантики изменение: теплосодержания Гольфстрима, т. е. перенос температурных аномалий или колебания расхода, поступление большего или меньшего количества теплой воды в северные районы [7].

Подробные исследования переноса температурных аномалий в антициклональном круговороте течений проведены В.Ф.Суховой [18]. По данным судов погоды ею показано, что значительные аномалии, возникающие в Гольфстриме и его дельте, не приводят к появлениям аномалий в Северо-Атлантическом течении. Существует лишь синхронная отрицательная корреляция между аномалиями температуры в северо-восточной и северо-западной частях океана, которая свидетельствует об одновременном усилении Северо-Атлантического и Лабрадорского течений. Корреляционные зависимости между соседними кораблями погоды также синхронны, т. е. не могут быть следствием постепенного распространения аномалий [7].

Наиболее значительные аномалии температуры воды наблюдаются у "истоков" Гольфстрима ($32,5^{\circ}$ с. ш., $77,5^{\circ}$ з.д.). Им предшествуют изменения температуры у западного берега Африки, которые за 2–3 месяца перемещаются к Гольфстриму. Однако отмеченные в Гольфстриме аномалии не влияют на изменение температуры в районах, где проходит Северо-Атлантическое течение. В северных районах океана аномалии температуры возникают в Дэвисовом проливе и движутся на восток. При этом аномалии в северной части океана (северней 45° с.ш.) наблюдаются почти одновременно с аномалиями в Гольфстриме, но с противоположным знаком [9].

В целом при рассмотрении результатов исследований, посвященных этому вопросу, напрашивается вывод, что взаимозависимость температуры воды в различных частях антициклонального круговорота определяется процессом более сложным, чем только перенос температурных аномалий [7].

Характер многолетней изменчивости в различных частях системы Гольфстрима заметно различается: в западной половине преобладает долгопериодная изменчивость, в восточной большую долю дисперсии

температуры составляют колебания с меньшим периодом. В то же время можно отметить, что колебания с периодом около пяти лет проявляются во всех течениях системы [7].

Долгопериодные колебания температуры охватывают всю систему течений Гольфстрима практически одновременно или с небольшим сдвигом. Возможно, эта составляющая многолетней изменчивости температуры действительно определяется переносом температурных аномалий из Гольфстрима. В то же время нужно еще раз отметить, что такого рода изменчивость, во-первых, не является преобладающей в колебаниях температуры на значительной акватории и, во-вторых, не связана с интенсивностью течений [7].

Исследование корреляционной связи между аномалиями температуры в отдельных частях системы еще раз подтверждает сложную зависимость между ними. Коэффициенты корреляции между аномалиями температуры всего сечения Гольфстрима и южной ветви всегда отрицательны, наибольший коэффициент $r = -0,45$ наблюдается при сдвиге 3–4 месяца, связи между аномалиями температуры в слое 0–200 метров также отрицательны, но несколько слабее (до $r = 0,3$). Следовательно, если рассматривать "суммарную" изменчивость температуры, то (несмотря на совпадение пятилетней составляющей) переноса температурных аномалий из Гольфстрима в южную ветвь не происходит, наоборот, появление положительных аномалий в Гольфстриме сопровождается образованием отрицательных в южной ветви. Взаимно-спектральный анализ обоих рядов аномалий показывает их высокую когерентность на частотах 9–10 месяцев [7].

Возможно, причиной обратной связи между температурой Гольфстрима и южной ветви могут быть процессы в дельте. Сложные динамические процессы при разделении Гольфстрима подавляют влияние долгопериодичной изменчивости температуры, общей для этих двух течений [7].

Лучше прослеживается влияние температуры Гольфстрима в Северо-Атлантическом течении. Корреляционная зависимость между аномалиями в слое

0–200 метров от- отсутствует, несмотря на то что именно в поверхностных слоях Северо-Атлантического течения лучше прослеживается долгопериодная изменчивость, возможно, сказывается решающее влияние местных динамических факторов и взаимодействие океана и атмосферы.[7]

Сравнение рядов аномалий температуры воды всего сечения южной ветви Гольфстрима, Северо-Атлантического течения и расхода Гольфстрима показывает тесную корреляционную связь между ними. Так, коэффициент корреляции расхода Гольфстрима и аномалий температуры южной ветви составляет примерно 0,55, а в Северо-Атлантическом течении до 0,65. Высокая когерентность отмечается на частотах, соответствующих квазидвухлетнему периоду [7].

Влияние переноса тепла Гольфстримом (определяемого расходом и температурой течения) на тепловое состояние океана аналогично влиянию только расхода. Это вполне объяснимо – перенос тепла зависит почти исключительно от величины расхода течений [7].

Однако полученные тесные связи между расходом Гольфстрима и температурой его ветвей не дают основания утверждать, что тепловое состояние Северной Атлантики определяется большим или меньшим поступлением теплых вод Гольфстрима. Связи между расходом (или переносом тепла) Гольфстрима и аномалиями температуры в его ветвях всегда синхронны, при сдвиге на один месяц коэффициенты корреляции резко уменьшаются. Очевидно, колебания температуры на значительной части акватории определяются не изменениями количества тепла, приносимого Гольфстримом, а каким-то единым процессом, регулирующим почти одновременно динамические и термические условия этого района [7].

Следовательно, исследование реальных данных о температуре и расходе теплых течений системы Гольфстрим показывает, что влияние аномалий температуры и расхода Гольфстрима на тепловой режим Северной Атлантики не такое однозначное, как предполагалось. Хотя, безусловно, огромное количество теплых вод Гольфстрима оказывает влияние на температурный режим

умеренных широт океана, но анализ всех имеющихся данных указывает на возможное воздействие дополнительных факторов на формирование температурных аномалий.

Различная степень трансформации исходной водной массы Гольфстрима действительно может привести к формированию значительных температурных аномалий в обеих ветвях Гольфстрима, даны количественные оценки влияния этого фактора. При этом нужно отметить несколько аспектов этого вопроса, подтверждающих и дополняющих гипотезу Шулейкина.

- I. Наиболее интенсивная трансформация вод Северо-Атлантического течения и формирование его основных температурных характеристик происходят в дельте Гольфстрима, и особенно восточней Большой Ньюфаундлендской Банки, в большом квазистационарном меандре. Перемешивание теплых и холодных водных масс, хотя и менее интенсивное, продолжается вдоль всего субполярного фронта. Это также оказывает влияние на характер годовой и многолетней изменчивости температуры.
- II. В южной ветви Гольфстрима аномалии температуры воды также во многом зависят от степени смещения вод Гольфстрима и Лабрадорского течения, причем наиболее интенсивное перемешивание происходит у южной оконечности Большой Банки. Образовавшиеся при этом отрицательные аномалии затем переносятся на юг и могут быть причиной отмеченных Шулейкиным волн холода, распространяющихся на юг.
- III. Колебания интенсивности Лабрадорского течения могут влиять не только на различную степень трансформации водных масс, но и на неравномерное разделение Гольфстрима на две ветви. Холодные лабдорские воды, проникая на юг над слоем главного термоклина, образуют "порог" плотности, способствующий повороту части вод Гольфстрима на юг и образованию южной ветви. Можно предположить, что колебания интенсивности Лабрадорского течения регулируют и распределение вод Гольфстрима между двумя его ветвями.

Такое предположение подтверждается и колебаниями расхода. На рисунке 5 видно, что изменение интенсивности южной ветви и Северо-Атлантического течения происходит в противофазе чем больше теплой воды Гольфстрима поворачивает на юг, тем меньше переходит в Северо-Атлантическое течение и наоборот.

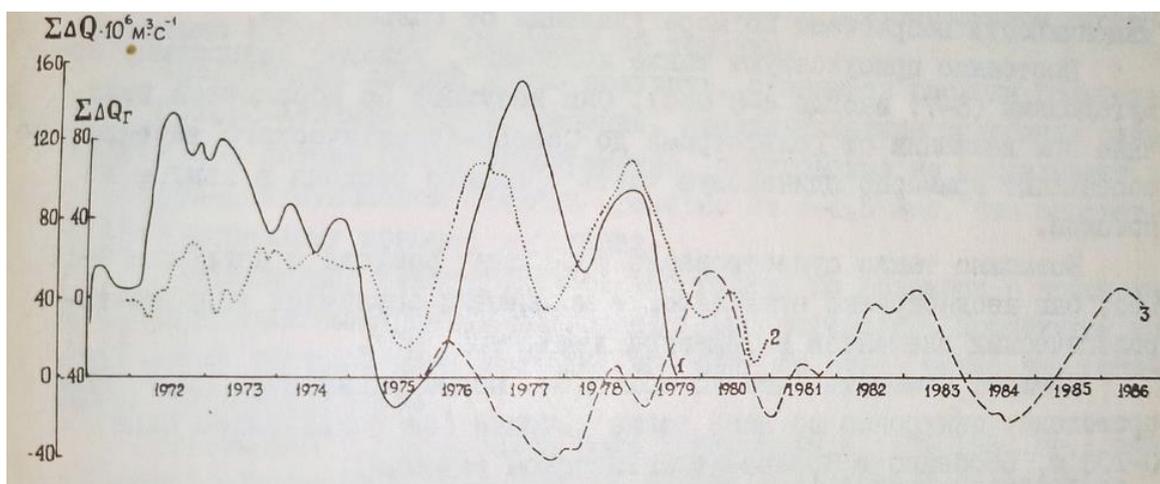


Рисунок 5. Суммарная аномальность расхода течений системы Гольфстрим: 1 – Гольфстрим, 2 – южная ветвь, 3 – Северо-Атлантическое течение [7]

Исследование же циркуляции и трансформации вод в дельте Гольфстрима позволяет предложить более обоснованную и подкрепленную данными наблюдений гипотезу об одной из возможных причин формирования аномалий температуры в Северной Атлантике [7].

Изменения переноса тепла (определяемые расходом) также не оказывают прямого воздействия на аномалии температуры воды, они являются участниками единого процесса, природа которого еще должна быть исследована [7].

Представляется весьма вероятным, что важную роль в этом процессе играет взаимодействие течений антициклонального субтропического и полярного циклонального круговоротов, осуществляемое посредством смешения теплых и холодных водных масс у Большой Ньюфаундлендской Банки [7].

1.6. Изменчивость параметров состояния морской воды в Гольфстриме

В дельте Гольфстрима происходит его встреча с холодным поверхностным Лабрадорским течением, которое формируется из вод Западно-Гренландского течения и течений Канадского архипелага. Его максимальный расход – примерно 5 Св. Одновременно в дельте происходит разделение ЛТ на две ветви. Прибрежная ветвь проникает на юг и, минуя о-в Ньюфаундленд, затем поворачивает на запад, распространяясь вдоль берега Северной Америки. Основной поток ЛТ захватывает верхний 300-метровый слой воды, расход которого – около 3.5 Св, взаимодействует с северной и особенно с центральной ветвями Северо-Атлантического течения (САТ), в результате чего формируются две стационарные (постоянные) фронтальные зоны, где происходят интенсивные процессы перемешивания. Характерная ширина фронтальных зон – многие десятки км. Именно здесь поверхностное Лабрадорское течение заканчивает свое существование и далее движение продолжают уже трансформированные (более холодные и менее соленые) воды САТ [13].

На основе проведенных вычислений и анализа данных, авторы статьи [13] пришли к выводу, что в Гольфстриме и САТ в межгодовых колебаниях солености какие-либо тенденции осолонения (опреснения) вод отсутствуют. Хотя в то же время отмечался ярко выраженный положительный тренд в температуре воды Гольфстрима, который, по-видимому, был обусловлен потеплением в последние десятилетия. В результате этого в колебаниях плотности Гольфстрима появляется отрицательный тренд. Однако при смешивании с более холодными и пресными водами Лабрадорского течения тренд в истоке САТ исчезает [13].

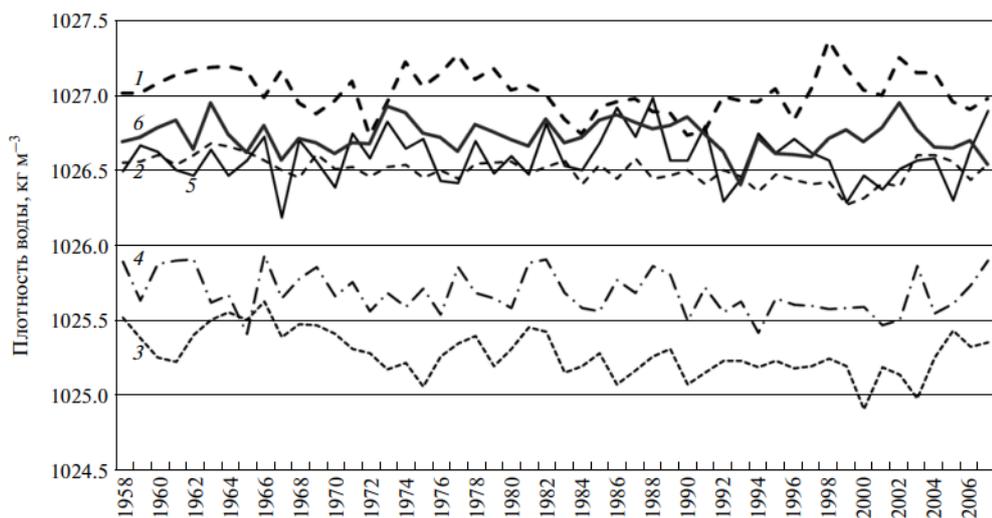


Рисунок 6. Межгодовые изменения плотности морской воды в слое 5-293 м для ряда полуградусных квадратов Северной Атлантики 1 - Лабрадорское течение (1 кв.), 2 - Лабрадорское течение (2 кв.), 3 - Гольфстрим (3 кв.), 4 - Гольфстрим (4 кв.), 5,6 - САТ (5 кв., 6 кв.) [13]

2. Материалы и методы

2.1. Исходные данные

Моделирование, основанное на статистических расчетах, используется в прикладной гидрометеорологии для проведения анализа данных и так же их прогнозов. Точность расчетов зависит от качества исходных данных и степени детализации физических процессов, которые описывают модель.

Прогнозируя океанологические явления, нужно учесть во внимание детальный анализ их физических процессов, которые, в свою очередь, обуславливают данные явления. Выбирая один из методов прогнозирования, необходимо учитывать целесообразность того или иного общего подхода к решению задачи.

В настоящей работе используются данные среднемесячной температуры воды ($^{\circ}\text{C}$), солености (‰) и скорости ветра (зональной и меридиональной) с января 1993 года по декабрь 2020 года в сетке 2×2 градуса внутри струи течения Гольфстрим, которые были взяты из базы данных Global Ocean Physics Reanalysis . Широтный разрез был сделан с 38° по 40° с.ш., а долготный с 60° по 62° з.д. (37 горизонтов).

Всего получилось по 25 матриц для каждого параметра с данными по месяцам и глубине (37 горизонтов).

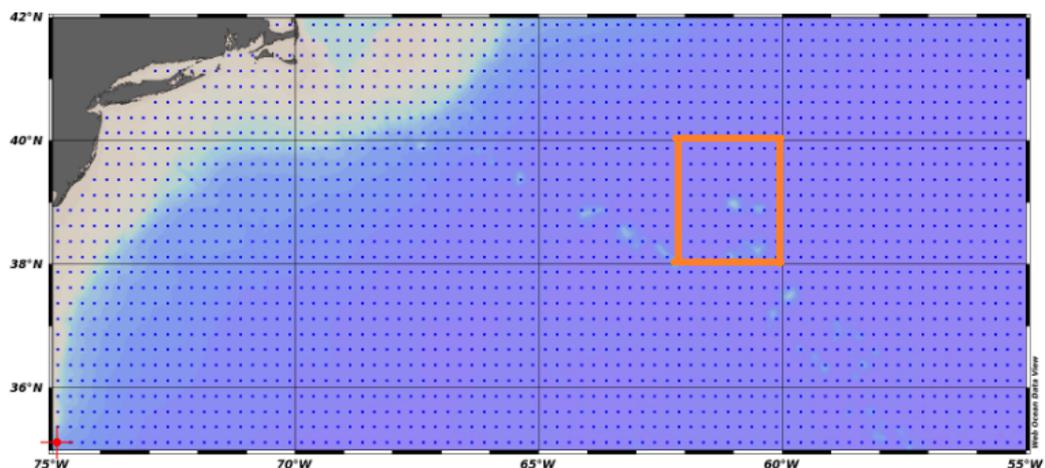


Рисунок 7. Географическое расположение выбранного района внутри струи течения Гольфстрим

Далее данные были осреднены за 20 лет и были получены по одной матрице для каждого гидрометеорологического параметра

В настоящей работе также были использованы основные климатические индексы с 1993 г. по 2020 г. для Северной Атлантики. В их число входят индекс САК (индекс Североатлантическое колебание), индекс GSNW (индекс северной стены Гольфстрима) и АМО (Атлантическая мультideкадная осцилляция). Одним из главных индексов будет являться NAC (индекс Северо-Атлантической циркуляции) на разных разрезах.

Все эти и другие климатические индексы находятся в открытом доступе на сайте физической научной лаборатории <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/list/>.

Дополнительно в работе использовались оценки суммарной теплоотдачи в атмосферу в Бермудской, Норвежской и Лабрадорской энергоактивных зонах океана (ЭАЗО). Наиболее мощной является Бермудская ЭАЗО, влияющая на формирование короткопериодных колебаний климата в СА. Данный метод был подробно описан в работе (Малинин, Шмакова, 2018).

Все полученные данные были преобразованы в статистические ряды и рассчитаны при помощи программ Panoply, Excel, Past 4, Grapher 16.

2.2. Расчетные формулы и метод обработки данных наблюдений

2.2.1 Оценка объемного расхода, потоков тепла и соли

В толще воды производилась для каждой ячейки разреза отдельно по формулам (1), (2) и (3) [10], которые потом суммировались на всём разрезе. Поток тепла рассматривался относительно минимальной температуры морской воды в данной точке. Соленость – относительно 0,0 г/кг.

Объемный расход – объем жидкости, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени, можно определить как:

$$Q = V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \cdot 10^{-6} \quad (1)$$

где Q – объемный расход, Св;

V – скорость течения в центре каждого слоя, м/с;

ΔH – толщина слоя, м;

ΔR – расстояние между станциями, м.

Тепловой поток – количество теплоты, передаваемой за единицу времени через единицу площади, можно определить как [10]:

$$F_t = C_p \cdot \rho \cdot (T - T_f) \cdot V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \quad (2)$$

где F_t – поток тепла, Вт;

C_p – удельная теплоемкость воды, равная 4200 Дж/(кг·с);

ρ – плотность воды, равная 1025 кг/м³;

T – температура морской воды, °С;

T_f – минимальная температура морской воды в данной точке, °С. В настоящей работе значение принимает 0°С по назначению научного руководителя.

Поток соли – количество соли, передаваемой за единицу времени через единицу площади, можно определить как [10]:

$$F_s = \rho \cdot S_w \cdot V \cdot \Delta H \cdot \Delta R \quad (3)$$

где F_s – поток соли, г/с;

S_w – соленость морской воды, г/кг.

2.2.2. Анализ тренда временного ряда

Тренд отражает наличие во временной изменчивости исследуемой характеристики длиннопериодного колебания с периодом, существенно превышающим длину выборки [8].

Для начала работы формулируется уравнение линейного тренда $y = a_1 t + a_0 + \varepsilon$ и нелинейного (квадратичного) тренда:

$$y = a_2 t^2 + a_1 t + a_0 + \varepsilon$$

где t – время, a_1 и a_2 – коэффициенты тренда.

Для оценки характеристик тренда требуется расчет регрессии, где независимой переменной выступает ряд времени. Ряд времени формируется последовательной нумерацией случаев как последовательность $x_i=i$, т. е. $x_1=1$, $x_2=2$, $x_3=3$ и т. д.

Основными характеристиками тренда являются:

1. Коэффициент детерминации r^2 (для линейного тренда) или его нелинейный аналог (корреляционное отношение) η^2 , характеризующий вклад тренда в общую дисперсию ряда. Вклад может быть значительным или незначительным [8].

2. Величина тренда – изменение характеристики по линейному тренду за определенный промежуток времени. Как правило, величина тренда рассчитывается как изменение характеристики за год. Величина тренда равна коэффициенту a_1 линейного тренда и имеет размерность характеристики y за единицу дискретности [8].

3. Оценка значимости линейного тренда производится на основе оценки значимости коэффициента тренда a_1 по t -критерию Стьюдента:

$$H_0: a_1 = 0$$

$$H_1: a_1 \neq 0;$$

Для проверки рассчитывается критерий Стьюдента

$$t_{a_1}^* = \frac{|a_1|}{\sigma_{a_1}}; \quad \sigma_{a_1} = \frac{\sigma_y(1-r^2)}{\sigma_t(\sqrt{N-1})}$$

где σ_a – стандартная случайная погрешность расчета коэффициента a_1 ; r – коэффициент корреляции исходного ряда и ряда времени, σ_y и σ_t – стандартные отклонения исходного ряда и ряда времени; N – длина ряда.

Критическое значение $t_{кр}(\alpha, \nu)$ определяется по уровню значимости α (принимается равным 5%) и числу степеней свободы $\nu=N-2$, где N -длина ряда. Сравниваем t^* с $t_{кр}$. Если $t^* > t_{кр}$ нулевая гипотеза отвергается, коэффициент тренда значим, следовательно линейный тренд значим. Если $t^* < t_{кр}$ нет оснований отвергнуть нулевую гипотезу, коэффициент тренда незначим, значит линейного тренда нет [8].

4. Оценка значимости нелинейного тренда производится на основе оценки значимости коэффициента тренда при нелинейном члене a_2 по t -критерию Стьюдента, так же, как и для линейного тренда [8].

2.2.3. Гармонический анализ Фурье и спектр

Для описания периодических и квазипериодических процессов, заданных в виде $G(t)$ и $C(t)$ в разложении (10.1), может быть, например, использован гармонический анализ, представляющий собой разложение в ряд Фурье. Весьма важно также, что разложение в ряд Фурье носит более универсальный характер, поскольку позволяет описать любую реализацию случайной функции с помощью конечного числа гармоник [15].

Формула гармоник

$$G_k = A_k \cos(\omega_k \cdot t - \varphi_k), \quad \omega_k = 2\pi/T_k$$

где k – номер гармоники; A_k – амплитуда k -той гармоники; ω_k – частота k -той гармоники; T_k – период k -той гармоники; φ_k – фаза k -той гармоники; t – время

Рассчитываются характеристики гармоники на основании коэффициентов Фурье a_k и b_k :

$$a_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [x_i \sin(\omega_k \cdot t_i)], \quad b_k = \frac{2}{N} \sum_{i=1}^N [x_i \cos(\omega_k \cdot t_i)];$$

Амплитуда гармоники $A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2} :$

Фаза гармоники $\varphi_k = \arctg \frac{a_k}{b_k}$

Дисперсия гармоники $D_k = \frac{A_k^2}{2}$

Вклад гармоники в общую дисперсию ряда $V_k = \frac{D_k}{D_y}$

2.2.4. Корреляционный анализ

При анализе гидрометеорологических явлений или процессов очень часто возникает необходимость в установлении связи между ними. В общем случае эта связь может быть трех типов: функциональной (детерминированной), стохастической (вероятностной) и случайной, характеризующей полное отсутствие связи [15].

Если эллипс вырожден в прямую линию (присутствует только большая ось), связь между переменными является функциональной, т. е. одному значению первой переменной соответствует одно и только одно значение второй переменной. В этом случае $|r| = 1$. Если эллипс вырожден в круг (большая и малая ось эллипса равны), связь между переменными является абсолютно случайной, т.е. одному значению первой переменной соответствует любое значение второй переменной, и $|r| = 0$. В остальных случаях связь является стохастической, т.е. одному значению первой переменной соответствует

некоторое значение второй переменной с определенной вероятностью, $0 < |r| < 1$ [8].

Для оценки тесноты и направления связи между изучаемыми переменными пользуются показателем корреляции. Коэффициент корреляции r характеризует степень тесноты линейной зависимости. Линейная зависимость двух случайных величин заключается в том, что при возрастании одной величины другая имеет тенденцию возрастать (или убывать) по линейному закону [8].

Характер связи рассчитывается с помощью коэффициента корреляции по формуле

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

Так как в работе требуется рассчитать коэффициенты корреляции для нескольких переменных во всех сочетаниях друг с другом, то количество получившихся коэффициентов корреляции формируется в корреляционную матрицу.

Для того чтобы рассчитать значимость параметров нужно сформулировать гипотезу, которая выглядит так: $H_0: r = 0$, и ей альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки этой гипотезы выбирается критерий Стьюдента, выборочное значение которого рассчитывается по формуле:

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

t^* - выборочное значение критерия Стьюдента

σ_r - средняя квадратическая погрешность расчета коэффициента корреляции.

Сначала рассчитываем среднюю квадратическую погрешность.

С помощью функции Excel «стюдраспобр» рассчитывается $t_{кр}$ для среднегодовых значений с уровнем значимости $5\% = 2.05$

Сравнивается t^* с $t_{кр}$.

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.

3. Результаты расчётов и их обсуждение

3.1. Характеристики переноса потоков воды, тепла и соли

С каждым годом вопросы о влиянии системы Гольфстрим и собственно Гольфстрима на климат Европы и Северной Атлантики в целом имеют тенденцию роста. Конечно, для анализа и прогноза эти вопросы имеют место быть и ответы с каждым годом и с каждым исследованием приходят разные. Главными характеристиками, которые влияют на формирование климата и связаны с циркуляцией системы океана-атмосфера, являются потоки масс тепла и соли, а также объемный расход воды. С помощью них можно выявить с какой скоростью движется объем воды и сколько с собой переносит тепла и соли.

Для проведения анализа были выбраны две глубины в исследуемом районе: 318 и 1245 метров. Эти горизонты выбраны неслучайно. Именно на глубине 318 метров происходит скачок главных гидрометеорологических показателей таких как температура ($^{\circ}\text{C}$) и солёность ($\text{S}\%$), т. е. образование термоклина и галоклина. А на глубине 1245 метров эти градиенты плавно меняются с глубиной.

3.1.1. Межгодовая изменчивость переноса массы тепла, соли и объемного расхода воды.

Для начального исследования характеристик было проведено интегрирование по времени исходных данных, расчёт самих потоков соли и тепла, а также объемного расхода.

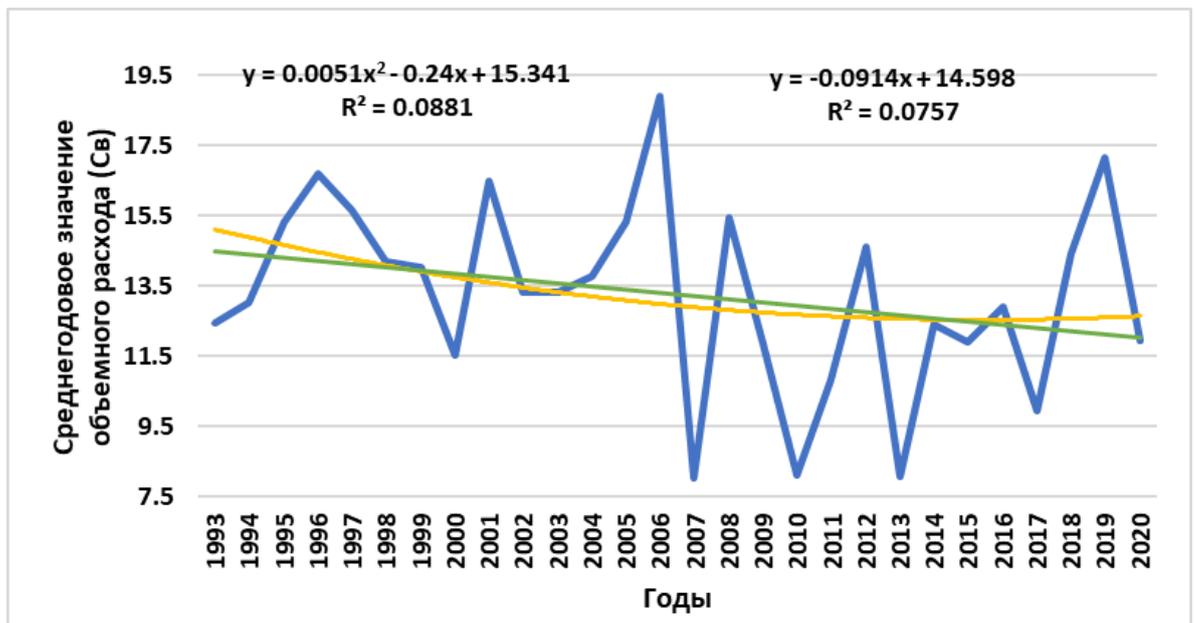


Рисунок 8. Межгодовая изменчивость объемного расхода на восток на глубине 318 метров

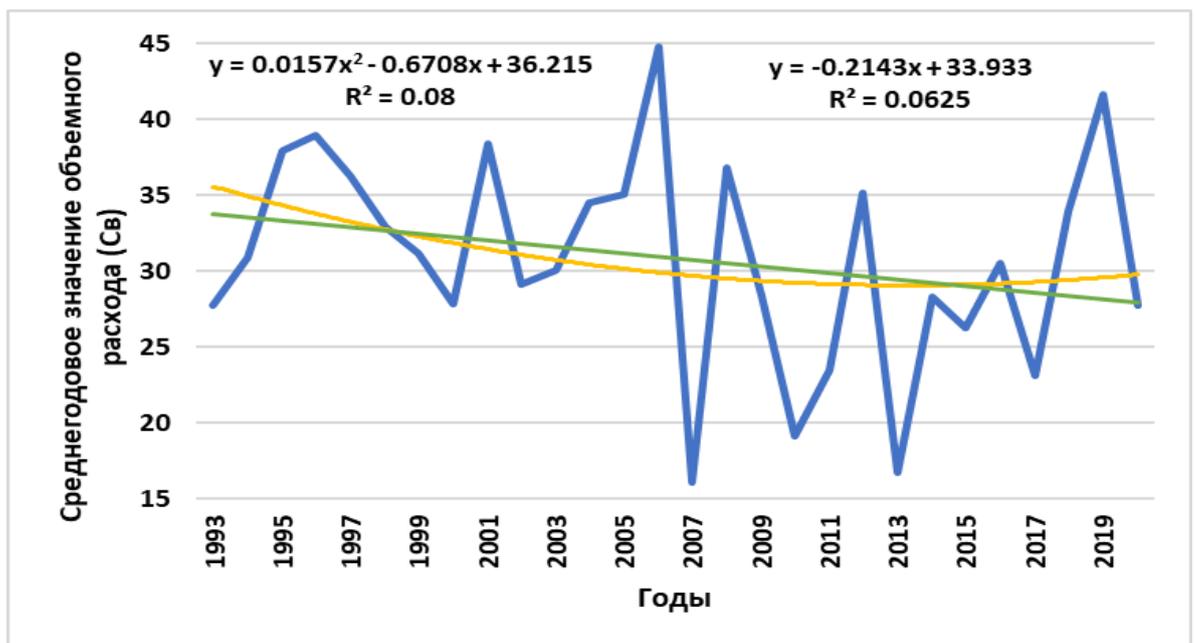


Рисунок 9. Межгодовая изменчивость объемного расхода на восток на глубине 1245 метров

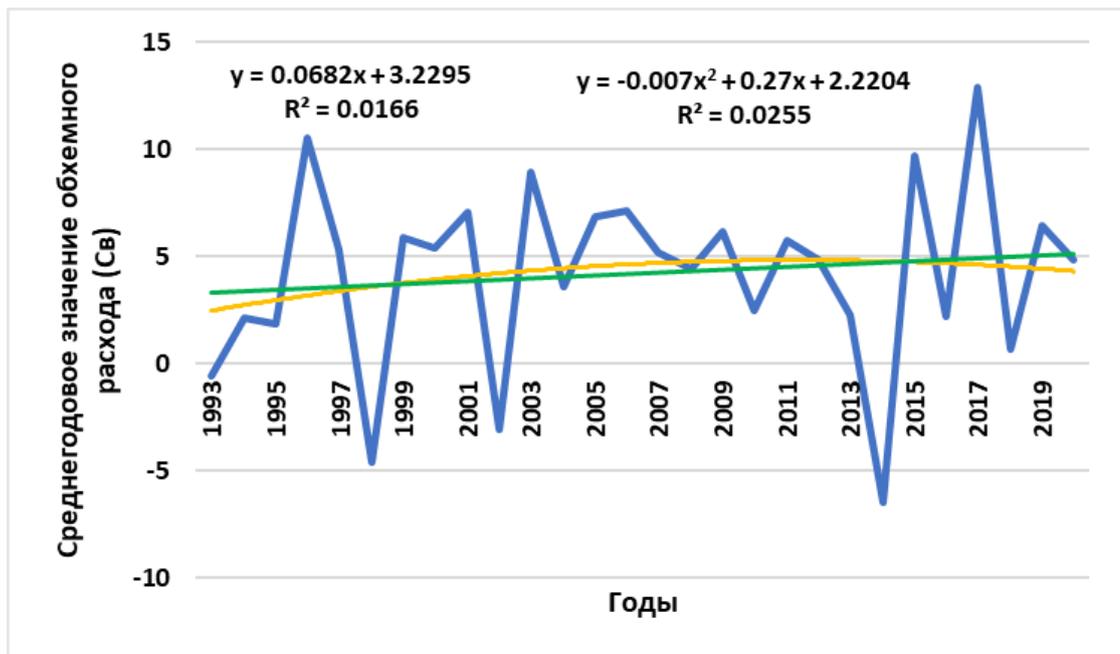


Рисунок 10. Межгодовая изменчивость объемного расхода на север на глубине 318 метров

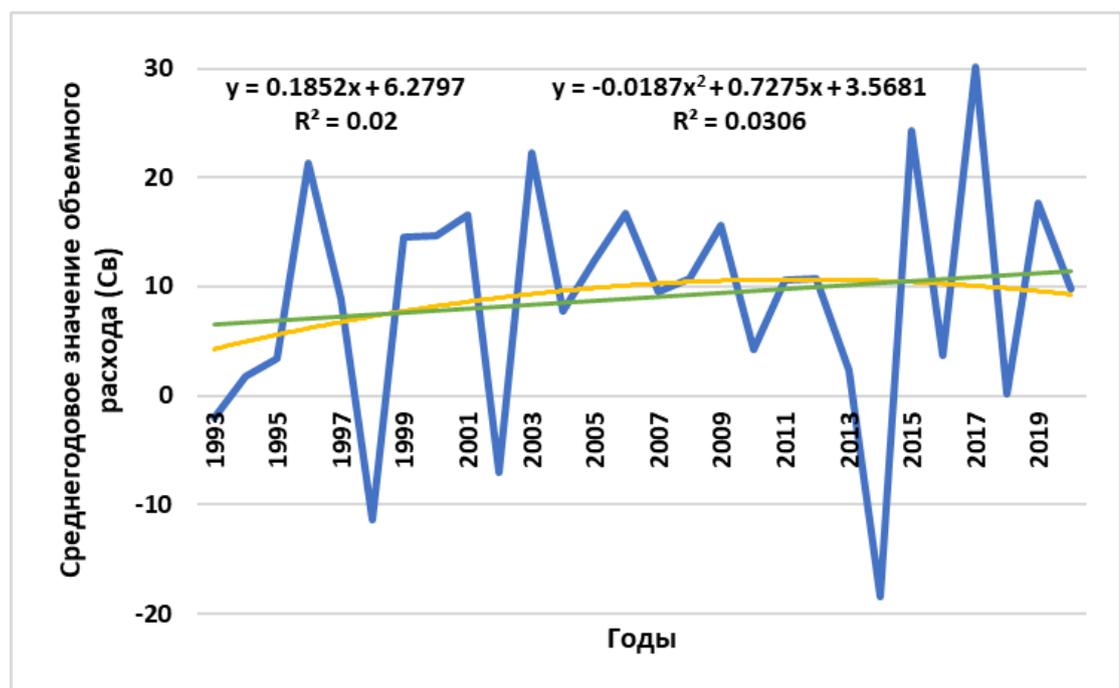


Рисунок 11. Межгодовая изменчивость объемного расхода на север на глубине 1245 метров

По данным графиков и трендам можно заметить тенденцию уменьшения объемного расхода воды на восток во времени. А в сторону севера, наоборот, идет рост. Это работает в сторону обеих анализируемых глубин. Так же по

значению R^2 величина достоверности аппроксимации выше в толще воды до 318 метров. Соответственно, можно понять, что описание тренда идет качественнее.

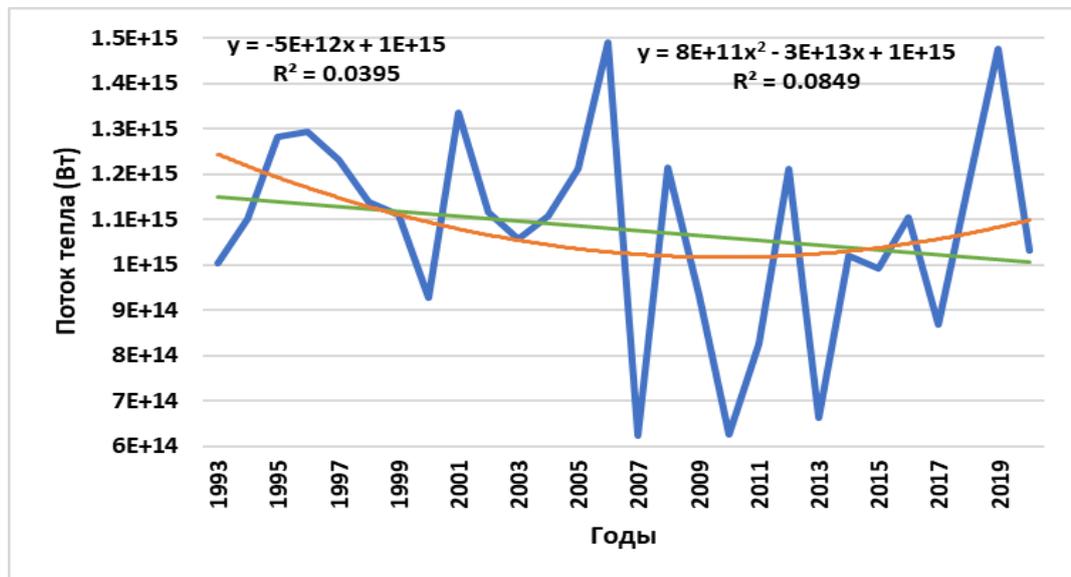


Рисунок 12. Межгодовая изменчивость потока тепла на восток на глубине 318 метров

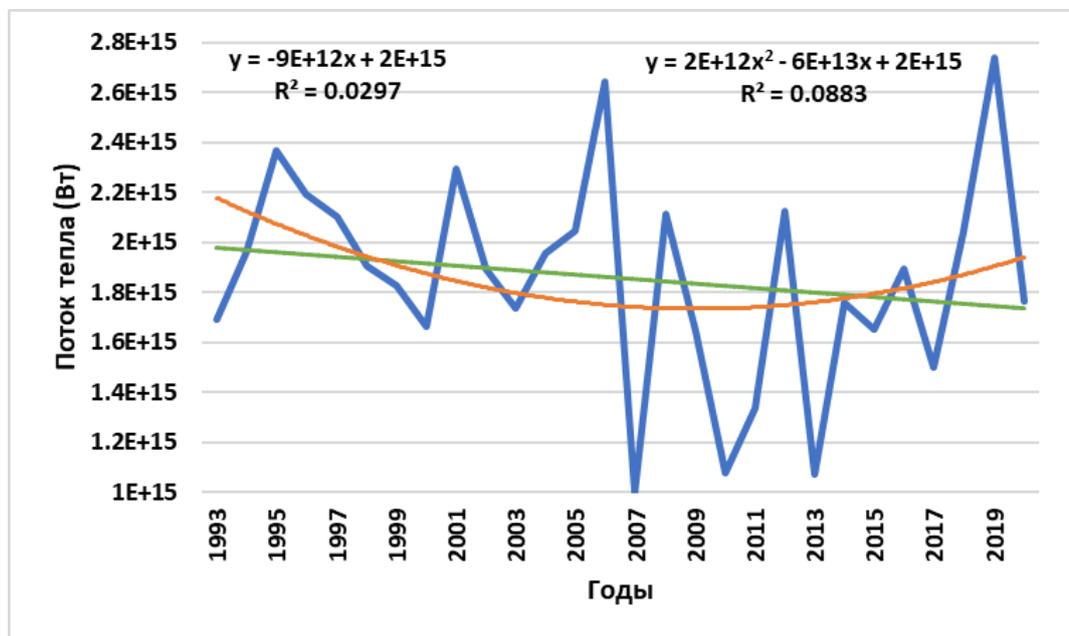


Рисунок 13. Межгодовая изменчивость потока тепла на восток на глубине 1245 метров

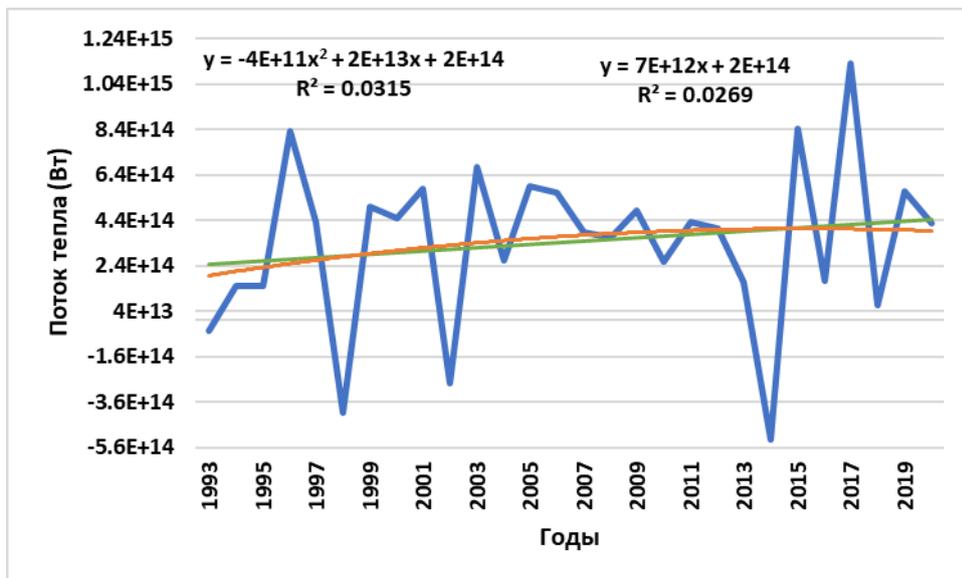


Рисунок 14. Межгодовая изменчивость потока тепла на север к на глубине 318 метров

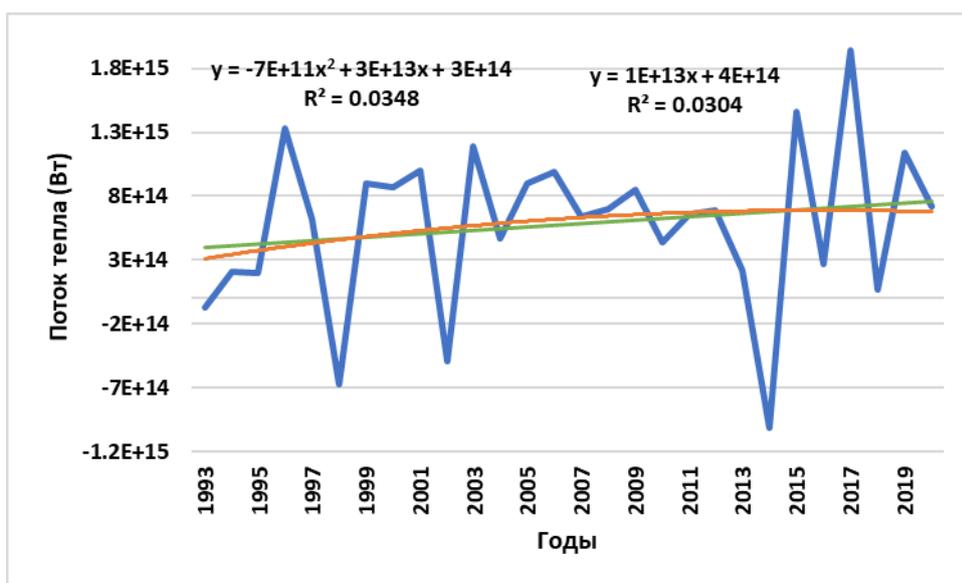


Рисунок 15. Межгодовая изменчивость потока тепла на север на глубине 1245 метров

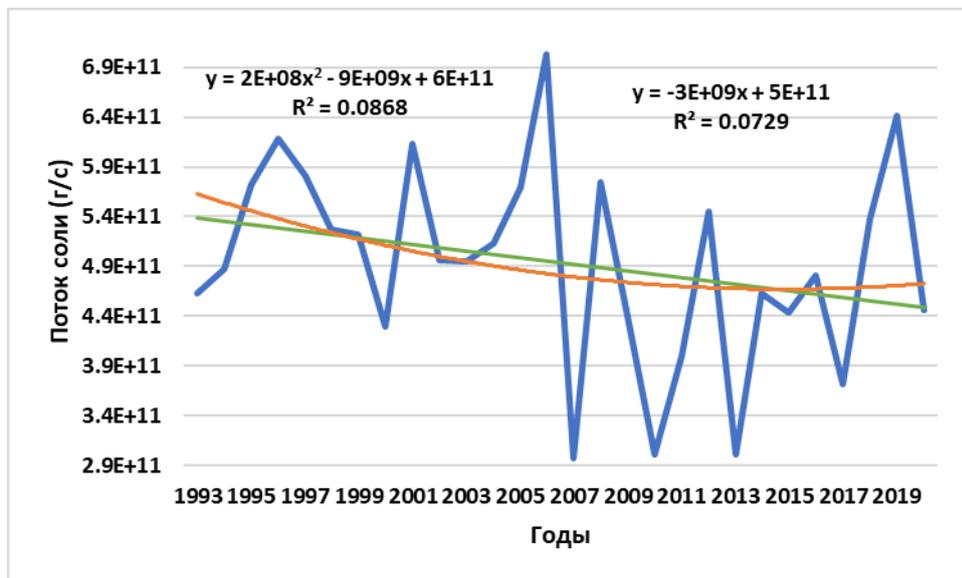


Рисунок 16. Межгодовая изменчивость потока соли на восток на глубине 318 метров

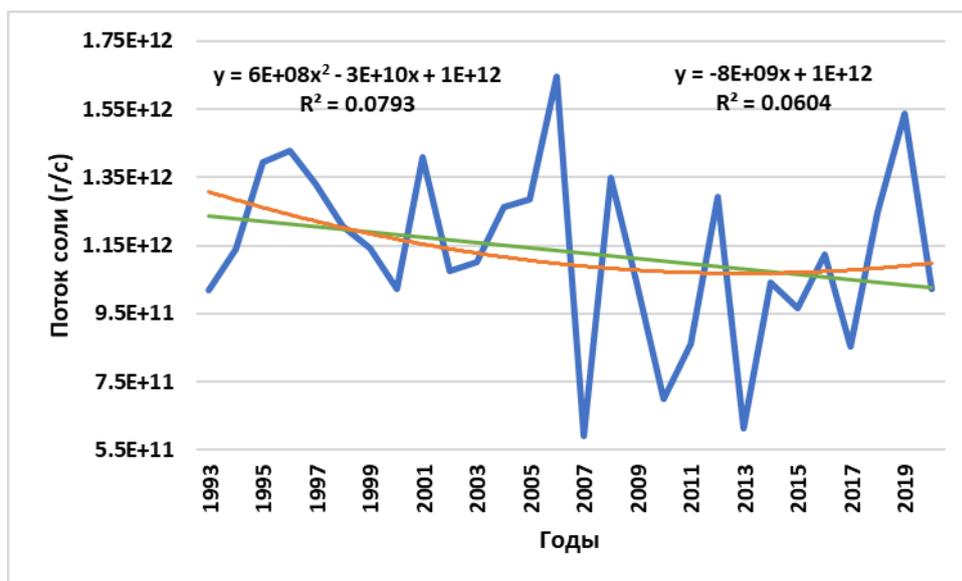


Рисунок 17. Межгодовая изменчивость потока соли на восток на глубине 1245 метров

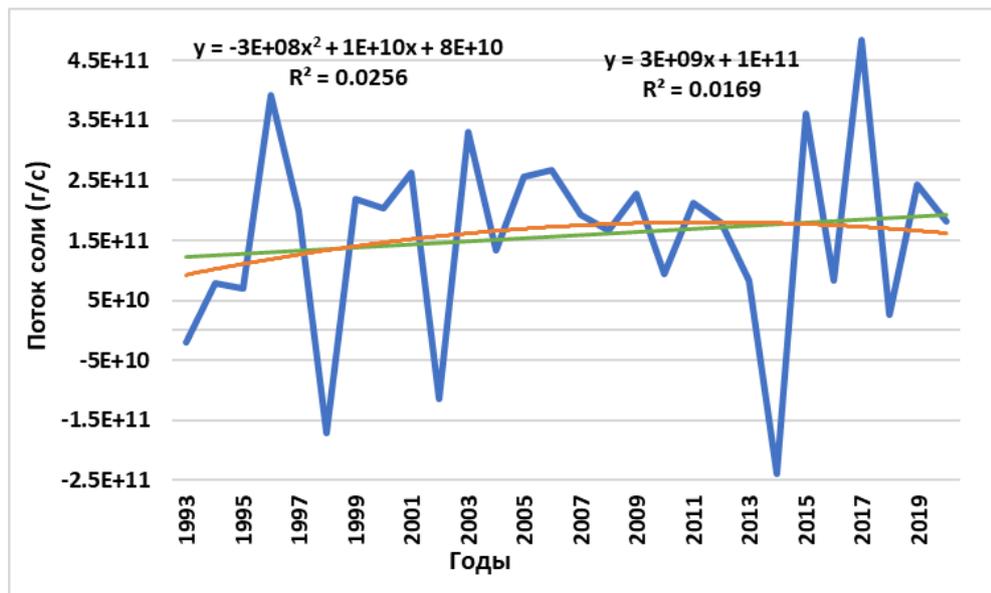


Рисунок 18 . Межгодовая изменчивость потока соли на север на глубине 318 метров

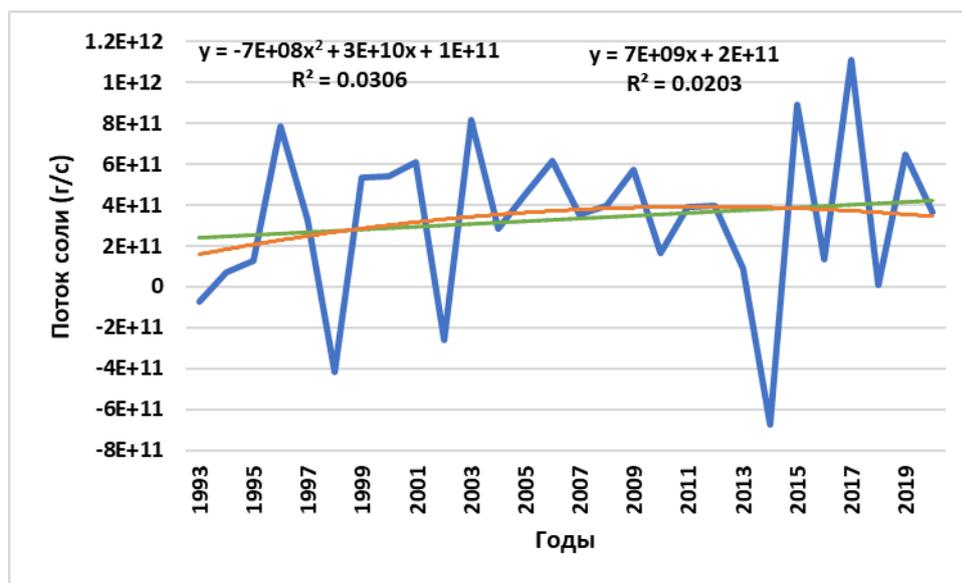


Рисунок 19. Межгодовая изменчивость потока соли на север на глубине 1245 метров

Аналогичную ситуации принимают потоки тепла и соли: на восток наблюдается тенденция спада, а на север, наоборот, потоки набирают свою силу. Так же заметен результат того, что присутствуют отрицательные значения потоков. Это говорит о том, что на заданных глубинах потоки меняют своё

направление на противоположное. Это может быть связано с рельефом дна, особенностями материка.

Так же здесь ситуация выглядит по-другому в плане значимости глубины. В отличие от объемного расхода воды, потоки принимают большие значения на глубине 1245 и потоки движутся быстрее в обратном направлении.

3.1.2. Характер направления потоков и объемного расхода Гольфстрима

Для установления направления значения потоков и объемного расхода были отобраны данные их среднегодового значения. В программе Grafer были построены вектора направления потоков для обеих глубин в заданном районе. Используемые данные для построения приведены в Приложении А.

Красным цветом для всех выделен вектор для среднего значения за 28 лет
Векторы для объемного расхода воды

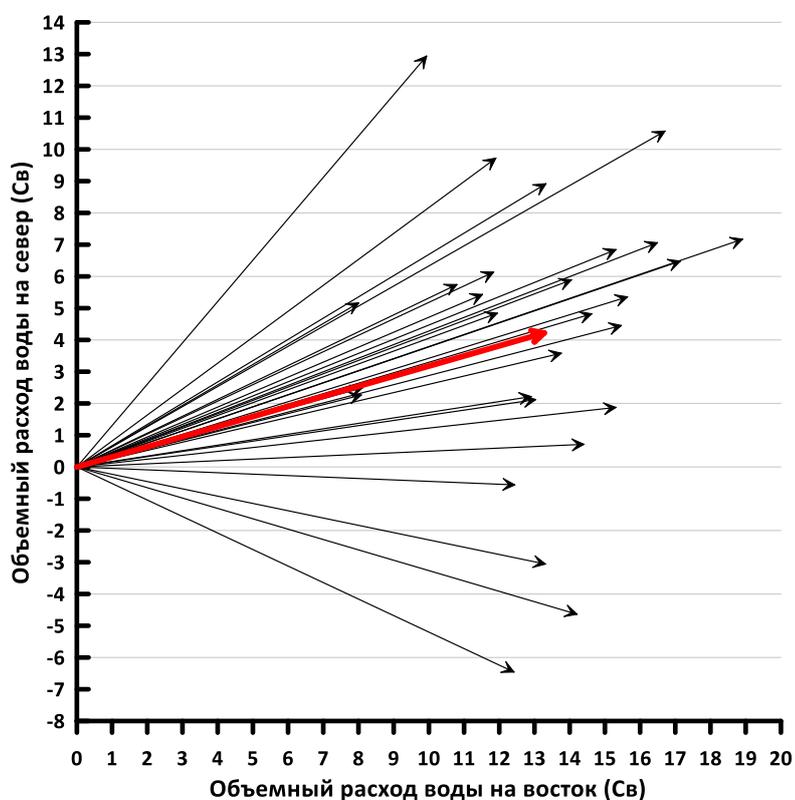


Рисунок 20. Векторы направления объемного расхода воды, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 318 метров.

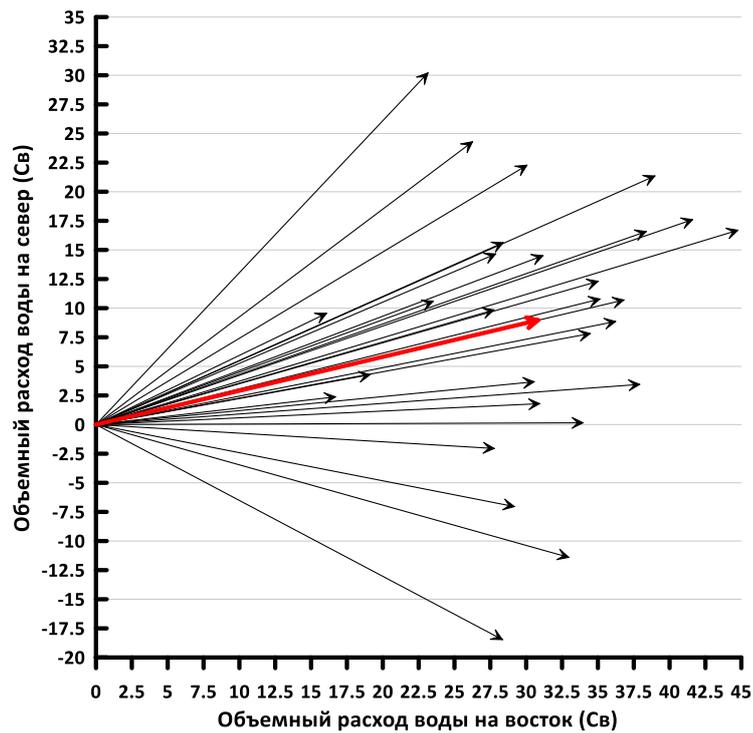


Рисунок 21. Векторы направления объемного расхода воды, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 1245 метров

Векторы для потока тепла

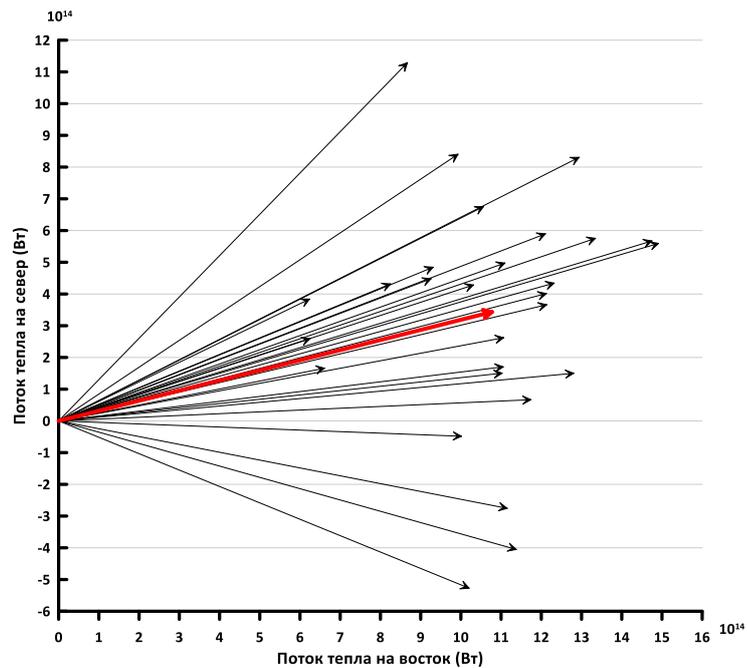


Рисунок 22. Векторы направления потоков тепла, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 318 метров.

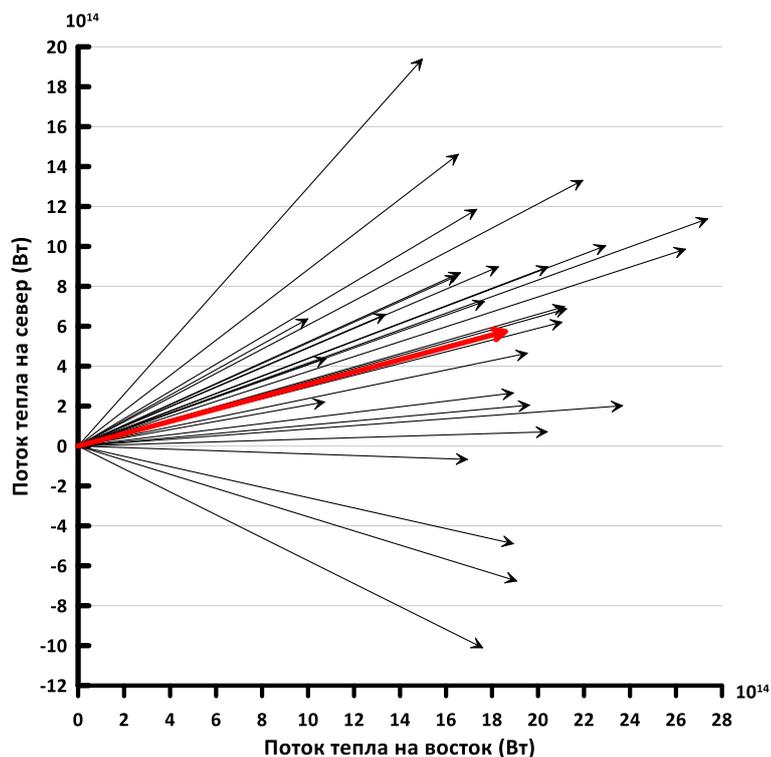


Рисунок 23. Векторы направления потоков тепла, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 1245 метров.

Векторы для потока соли

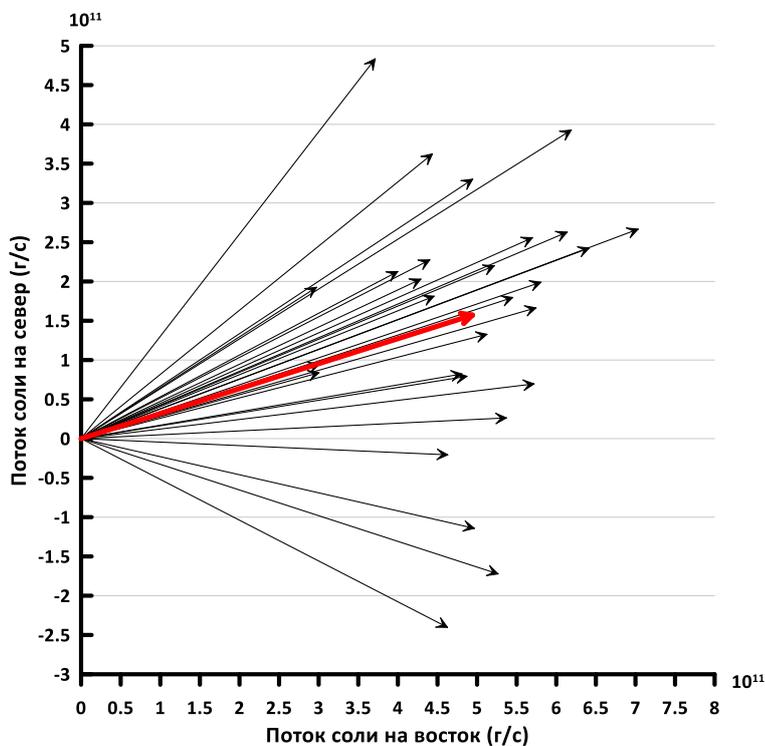


Рисунок 24. Векторы направления потоков соли, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 318 метров.

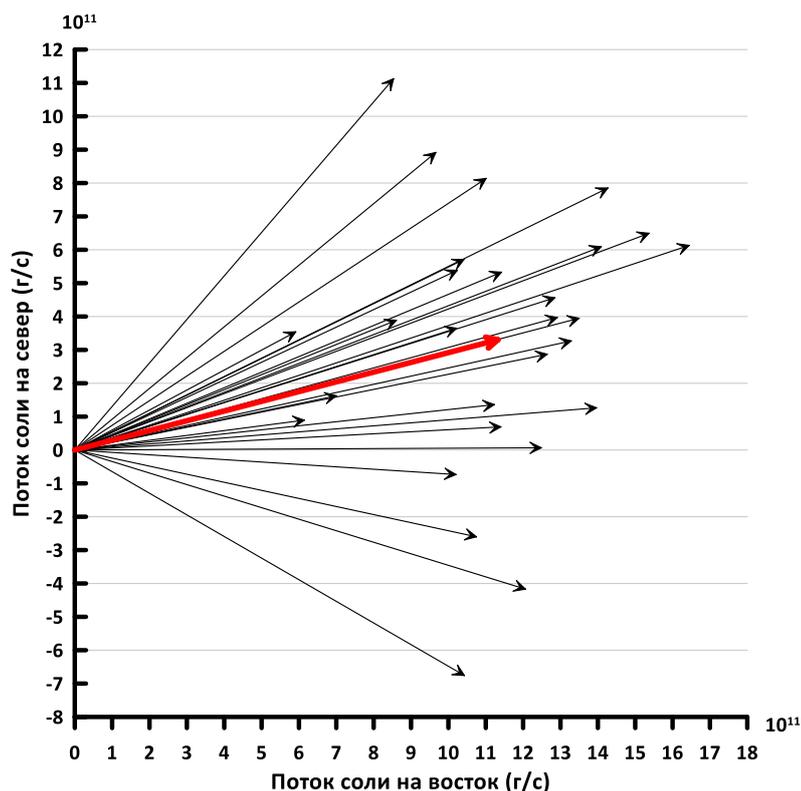


Рисунок 25. Векторы направления потоков соли, интегрированных по времени за 28 лет (1993–2020) до глубины 1245 метров.

Во всех приложенных к данному расчету векторах направления потоков и объемного расхода воды прослеживается северо-восточное направление течения в исследуемом районе. Наибольший расход и сила потоков наблюдаются на глубине 1245 метров.

3.2. Связь теплосодержания с индексами Северной Атлантики.

Теплосодержание Мирового океана является важнейшим фактором изменений глобального климата, так как имеет высокую теплоемкость и инерционность. В течение последних 50 лет наблюдается его постоянный рост, вследствие чего происходит увеличение теплосодержания Земли. Так, за период 1955–1998 гг. оно на 84% было обеспечено именно Мировым океаном [2]. Теплосодержание Мирового океана практически полностью определяет стерические колебания уровня Мирового океана, вклад которых в формирование

тренда глобального уровня может составлять 15–50% в зависимости от интервала временного осреднения [3].

Большое значение для данной работы оказывает именно изучение связи теплосодержания Гольфстрима на выбранных глубинах с климатическими индексами Северной Атлантики.

3.2.1. Расчет тренда

Проводился расчет и анализ трендов для теплосодержания на глубинах 318 и 1245 метров.

Для каждого исходного ряда i формировались дополнительные ряды времени $t_i = i$, и $t^2 = i^2$ для линейного и нелинейного трендов, где $i = 1, 2, 3 \dots N$, где N – длина исходной реализации.

Для линейного тренда для обеих глубин была проведена регрессионная статистика

Таблица 1. Регрессионная статистика для линейного тренда

<i>Параметры</i>	<i>Глубина 1245 метров</i>	<i>Глубина 318 метров</i>
Множественный R	0.199	0.28
R-квадрат	0.040	0.08
Нормированный R-квадрат	0.003	0.04
Стандартная ошибка	91962787.295	32452099.93
Наблюдения	28	28

Таблица 2. Параметры коэффициентов регрессионной статистики

	Глубина 1245 метров		Глубина 318 метров	
	a0	a1	a0	a1
<i>Коэффициенты</i>	1717922387.95	2225719.22	955255769.09	1110011.24
<i>Стандартная ошибка</i>	35711135.02	2151507.44	12601850.77	759230.30
<i>t-статистика</i>	48.11	1.03	75.80	1.46

Уравнение линейного тренда для 318 метров

$$\text{Теплосодержание} = 1110011.24t + 955255769.09 + \epsilon$$

Уравнение линейного тренда для 1245 метров

$$\text{Теплосодержание} = 955255769.09t + 1717922387.95 + \varepsilon$$

Основными характеристиками тренда являются:

1. Коэффициент детерминации r^2 (для линейного тренда) или его нелинейный аналог (корреляционное отношение) η^2 , характеризующий вклад тренда в общую дисперсию ряда. Вклад может быть значительным или незначимым.

В моем случае для линейного тренда на глубине 318 метров $r^2 = 0.08$, что соответствует 8 %, он очень маленький, что говорит о его незначительности. А при глубине 1245 метров $r^2 = 0.04$ или 4%, так же незначителен, но даже меньше, чем при 318 метрах.

Далее рассчитывался вклад в дисперсию исходного ряда. Для этого проводилась проверка коэффициента корреляции на значимость. Расчет проводится по принципу «нулевой гипотезы» $H_0: r = 0$ и альтернативную $H_1: r \neq 0$. Для проверки этой гипотезы выбирается критерий Стьюдента, выборочное значение которого рассчитывается по формуле:

$t^* = |R|/\sigma_r$; $\sigma_r = (1-r^2)/(\sqrt{N-1})$, где σ_r - средняя квадратическая погрешность расчета коэффициента корреляции, N – длина ряда.

Далее определяется критическое значение $t_{кр} (\alpha[0,05], \nu[26])=1.96$, где уровень значимости α принимается равным 5%, а число степеней свободы $\nu = N-2$, где N -длина ряда. $t_{кр}$ для обоих рядов равен 2.06 здесь и при анализе нелинейного тренда.

Далее проводим сравнение t^* с $t_{кр}$

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.

Для глубины 318 метров $t^*=1.28 < t_{кр}$ предполагается, что нет оснований отвергнуть нулевую гипотезу, т. е. коэффициент корреляции незначим. Это значит, что между двумя переменными статистически значимая линейная связь отсутствует.

Для глубины 1245 метров $t^*=0.89 < t_{кр}$ коэффициент корреляции незначим, статистически значимая линейная связь отсутствует.

2. Величина тренда – изменение характеристики по линейному тренду за определенный промежуток времени. Как правило, величина тренда рассчитывается как изменение характеристики за год. Величина тренда равна коэффициенту a_1 линейного тренда и имеет размерность характеристики y за единицу дискретности.

В моем случае величина тренда для глубины 318 метров $Tr=1110011.24$ Дж·10¹⁶/год, а величина тренда на глубине 1245 метров составляет $Tr=1110011.24$ Дж·10¹⁶/год

3. Оценка значимости линейного тренда производится на основе оценки значимости коэффициента тренда a_1 по t-критерию Стьюдента: $H_0: a_1 = 0$; $H_1: a_1 \neq 0$;

Для проверки рассчитывается критерий Стьюдента:

$$t_{a_1}^* = \frac{|a_1|}{\sigma_{a_1}}; \quad \sigma_{a_1} = \frac{\sigma_y(1-r^2)}{\sigma_t(\sqrt{N-1})},$$

Критическое значение $t_{кр}(\alpha, \nu)$ определяется по уровню значимости α (принимается равным 5%) и числу степеней свободы $\nu=N-2$, где N -длина ряда. Сравниваем t^* с $t_{кр}$.

Если $t^* > t_{кр}$ нулевая гипотеза отвергается, коэффициент тренда значим, следовательно линейный тренд значим.

Если $t^* < t_{кр}$ нет оснований отвергнуть нулевую гипотезу, коэффициент тренда незначим, значит линейного тренда нет.

Для 318 метров $t^*= 1.46$, а $t_{кр} = 2.05$ – $1.46 < 2.05$, значит линейного тренда нет

Для 1245 метров. $t^*= 1.03$, а $t_{кр}= 2.05$, аналогично, как и при глубине 318 метров, линейный тренд отсутствует.

По такому же принципу проводился расчет нелинейного тренда

Таблица 3. Регрессионная статистика для нелинейного тренда

Параметры	Глубина 1245 метров	Глубина 318 метров
Множественный R	0.63	0.65
R-квадрат	0.40	0.43
Нормированный R-квадрат	0.35	0.38
Стандартная ошибка	74034870.19	26029962.1
Наблюдения	28	28

Таблица 4. Параметры коэффициентов регрессионной статистики (жирным выделены значимые критерии)

	Глубина 1245 метров			Глубина 318 метров		
	a0	a1	a2	a0	a1	a2
Коэффициенты	1853335761	-24856955.3	933885.329	1003328867.3	-8504608.4	331538.6
Стандартная ошибка	45161278.23	7177795.87	240195.78	15878279.5	2523645.3	84450.6
t-статистика	41.04	-3.46	3.89	63.2	-3.4	3.9

Уравнение нелинейного тренда для 318 метров

$$\text{Теплосодержание} = 331538.6t^2 - 8504608.4t + 1003328867.3 + \varepsilon$$

Уравнение нелинейного тренда для 1245 метров

$$\text{Теплосодержание} = 933885.3291t^2 - 24856955.33t + 1853335761 + \varepsilon$$

1. Оценка значимости нелинейного тренда производится на основе оценки значимости коэффициента тренда при нелинейном члене a_2 по t-критерию Стьюдента. Сформулируем нулевую гипотезу $H_0: a_2 = 0$ и альтернативную $H_1: a_2 \neq 0$. Для проверки используем критерий Стьюдента.

В настоящей работе для глубины 318 метров $t^*a_2 = 3.9$ при $t_{кр} = 2.06$, нулевая гипотеза не принимается, нелинейный тренд присутствует.

Такая же ситуация выходит и при анализе нелинейного тренда для глубины 1245 метров $t^*a_2 = 3.89 > t_{кр}$, нулевая гипотеза не принимается, нелинейный тренд имеет значение.

2. Аналог коэффициента детерминации η^2 (корреляционное отношение) характеризует вклад тренда в общую дисперсию ряда. Вклад может быть значительным или незначимым.

На глубине 318 метров аналог коэффициента детерминации равен $\eta^2 = 0.43$. Тренд описывает 43% дисперсии исходного ряда. Это говорит о значительном вкладе, который превышает значение при линейном тренде. На глубине 1245 метров $\eta^2 = 0.40$ или 40%, вклад тоже будет значительным.

Далее были построены графики временного хода исходного ряда теплосодержания на обеих глубинах. На график нанесены рассчитанные значения линейного и нелинейного тренда.

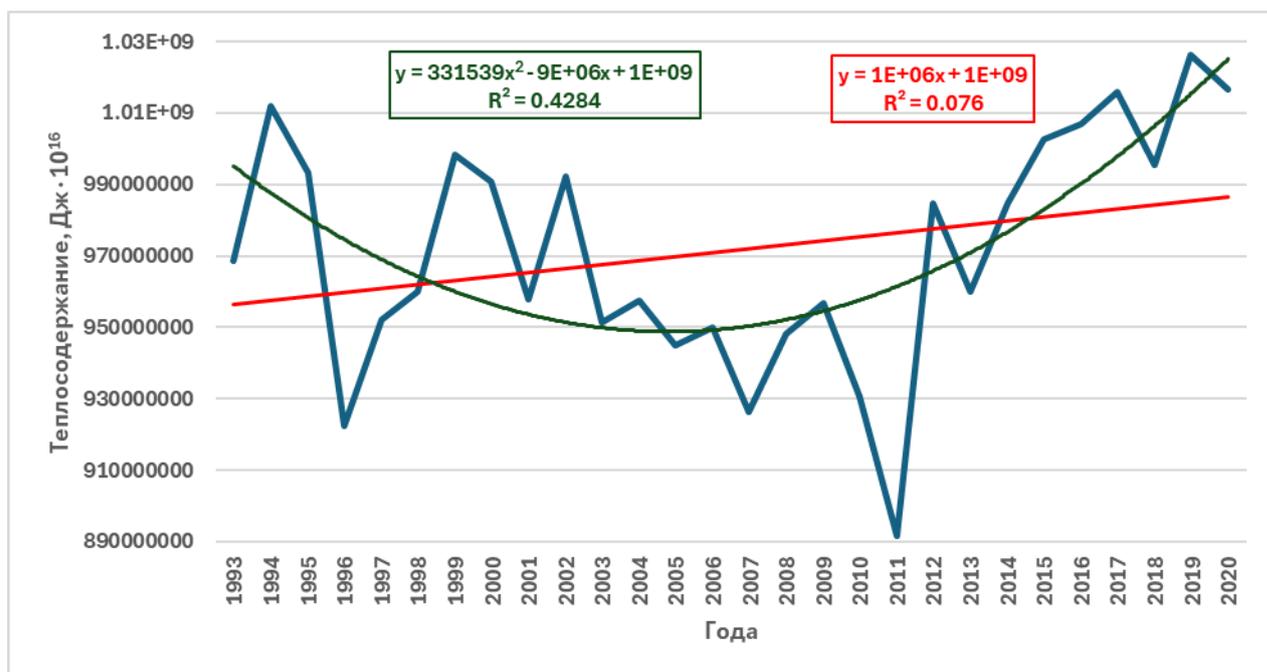


Рисунок 26. Временной ход теплосодержания и его линейный и нелинейный тренды на глубине 318 метров

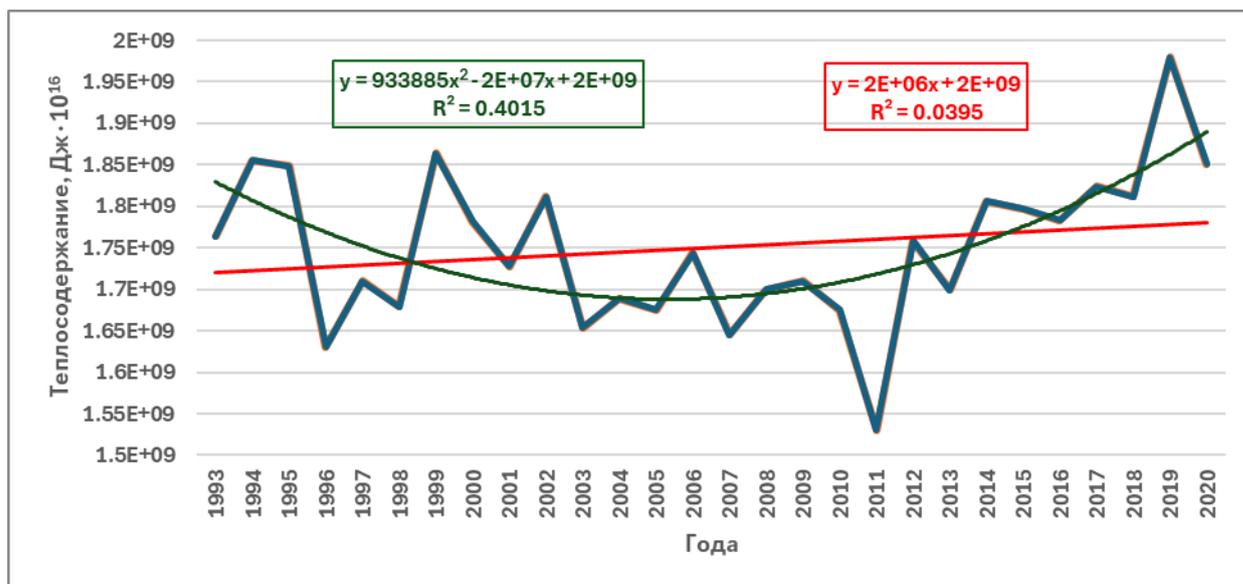


Рисунок 27. Временной ход теплосодержания и его линейный и нелинейный тренды на глубине 1245 метров

Анализ.

Можно сделать вывод, что линейный тренд отсутствует, а нелинейный значим. Тренд отражает наличие во временной изменчивости исследуемой характеристики длиннопериодного колебания с периодом, существенно превышающим длину выборки. Т. е. колебания, которые приводят к изменению исследуемой характеристики (теплосодержание), присутствуют.

3.2.2. Гармонический анализ

Так как исходя из результатов прошлых расчетов нелинейный тренд оказался значимым для всех глубин, а линейный нет, то гармонический анализ будет проводиться по значимому тренду.

Для этого мы из исходного ряда среднегодовых значений удалили ряд тренда и получили ряд отклонений, по которому была построена спектрограмма.

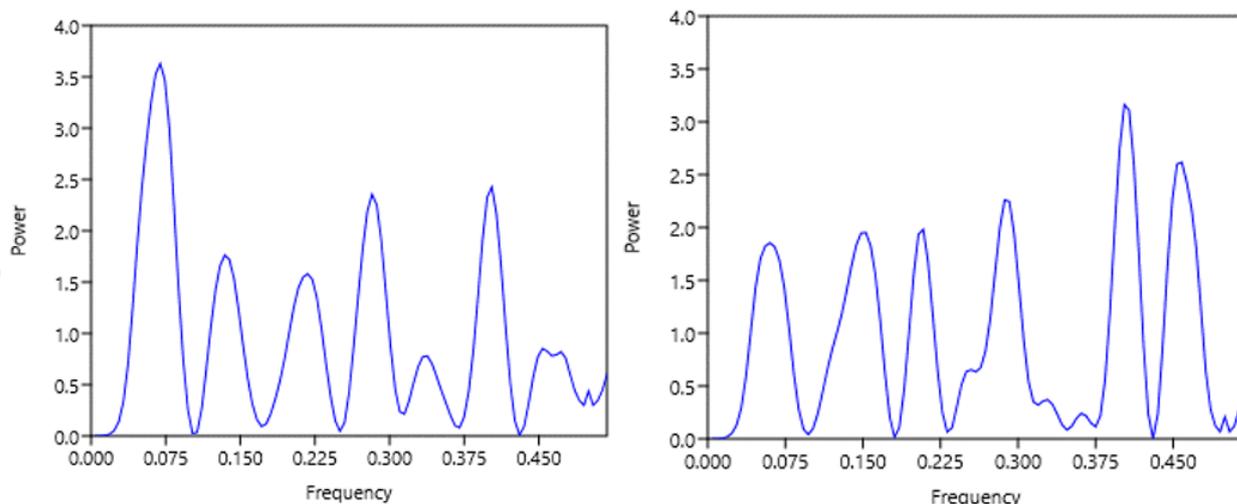


Рисунок 28. Спектрограммы по ряду отклонений для обеих глубин выполненные в программе Past4(слева направо 318 метров и 1245 метров соответственно)

По спектру были определены пики, которые ярко выражены для проведения дальнейшего анализа. Для более точного описания были отобраны 5 пиков:

Для 318 метров:

1 пик: при значениях частоты 0.07 1/год и силы $3.63 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$ – **самый сильный**

2 пик: при значениях частоты 0.13 1/год и силы $1.76 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

3 пик: при значениях частоты 0.22 1/год и силы $1.58 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

4 пик: при значениях частоты 0.28 1/год и силы $2.36 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

5 пик при значениях частоты 0.40 1/год и силы $2.43 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

Для 1245 метров:

1 пик: при значениях частоты 0.15 1/год и силы $1.96 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

2 пик: при значениях частоты 0.21 1/год и силы $1.98 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

3 пик: при значениях частоты 0.28 1/год и силы $2.26 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

4 пик: при значениях частоты 0.40 1/год и силы $3.16 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$ – **самый сильный**

5 пик при значениях частоты 0.46 1/год и силы $2.62 (\text{Дж} \cdot 10^{16})^2$

Следовательно, для обеих глубин будут существовать по пять гармоник.

Далее мы рассчитывали характеристики для каждой гармоники

Таблица 5. Расчет параметров гармоник для 318 метров (жирным выделены значимые критерии Стьюдента)

Параметры гармоник	Гармоника 1	Гармоника 2	Гармоника 3	Гармоника 4	Гармоника 5
Частота, 1/год	0.07	0.28	0.40	0.13	0.22
Период, год	14.40	3.54	2.48	7.45	4.60
Частота, рад/год	0.44	1.77	2.53	0.84	1.37
к-т Фурье, ак	-16509455	-145668804	383177	8239412	-2751529
К-т Фурье, bk	-7624499	942403	14502393	9671033	-11589825
A, (Дж· 10 ¹⁶) ²	18185024	14599253	14507454	12704991	11911966
Фаза, рад	4.28	1.64	3.17	0.71	0.23
Фаза, год	9.81	0.92	1.25	0.84	0.17
Дисперсия гармоник, (Дж· 10 ¹⁶) ²	165347551339086	106569087191568	105233114243339	80708394685970	70947472129805
Дисперсия исх.ряда отклонений от тренда, (Дж· 10 ¹⁶) ²	627369378060485.000				
Вклад гармоники в ряд отклонений от тренда, (Дж· 10 ¹⁶) ²	0.26	0.17	0.17	0.13	0.11
t*	3.62	2.58	2.56	2.14	1.97
t _{кр}	2.048				

После расчета всех характеристик гармоники мы рассчитали формулу для гармоники и получили ряд значений в течение 28 лет от 1993 до 2020 годов.

$$Gk_1 = 18185024 * \cos(0.44t-4.28)$$

$$Gk_2 = 14599253 * \cos(1.77t-1.64)$$

$$Gk_3 = 14507454 * \cos(2.53t-3.17)$$

$$Gk_4 = 12704991 * \cos(0.84t-0.71)$$

$$Gk_5 = 11911966 * \cos(1.37t-0.23)$$

$$G_{\text{сумм}} = G_1 + G_2 + G_3 + G_4 + G_5$$

Делая проверку на значимость вкладов гармоник в ряд отклонений от тренда, мы можем сказать, что вклады всех гармоник значимы, кроме пятой

$$t^*_{G1} = 3.62 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G2} = 2.58 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G3} = 2.56 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G4} = 2.14 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G5} = 1.97 < t_{кр} = 2.048$$

Определяем фазу

1. Фаза в гармонике с периодом 14.40~14 лет равна 9.81~10 лет, т.е через это время в 2003 наступает первый максимум, следующий наступит через 14.40+9.81=24.21~24 года от начала отсчета, в 2017 году.

2. Фаза в гармонике с периодом 3.54~4 года равна 0.92~1 год, т.е в 1994 году наступает первый максимум, следующий наступит через $3.54+0.92=4.46$ года от начала отсчета, в конце первой половины 1997 года

3. Фаза в гармонике с периодом 2.48 года равна 1.25, т.е в начале второго триместра 1994 года наступает первый максимум, следующий наступит через $2.48+1.25=3.73\sim 4$ года от начала отсчета, в 1997 году.

4. Фаза в гармонике с периодом 7.45 лет равна 0.84, т.е в конце 1993 года наступил первый максимум, следующий максимум будет через $7.45+0.84=8.29$ лет в 2001 году.

Следующим шагом было сделать графики суммарной гармонике и ряда отклонений.

Для того, чтобы гармонике выглядели наилучшим образом и с лучшим результатом мы использовали метод наименьших квадратов. Для этого мы из ряда отклонений вычли сумму гармоник. Получили ряд. У этого ряда ищем сумму. И далее каждый раз мы меняем у гармоник фазу (рад) и проверяем получившуюся сумму. Находим самый близкий к нулю результат. В моем случае сумма вышла 1030225.8.

Таблица 6. Расчет значимых гармоник для 318 метров

Год	Gk1	Gk2	Gk3	Gk4	сумма
1993	-1.4E+07	14460173.37	11648920.1	12585047.9	24809431.26
1994	-1.8E+07	-4880780.31	-4565107.1	7069894.5	-19921763.7
1995	-1.8E+07	-12494659	-4176538.2	-3180507.4	-37774053
1996	-1.5E+07	9912441.192	11401461.2	-11300680	-4930727.48
1997	-9168116	8502870.04	-14485910	-11851925	-27003079.6
1998	-1676055	-13336588.9	12309756.6	-4465029.3	-7167916.76
1999	6129755	-3132159.83	-5663278.8	5912437.18	3246753.347
2000	12788104	14597925.17	-3039835.6	12329892.8	36676086.66
2001	17052583	-2746496.71	10639024.6	10489077.2	35434187.95
2002	18124901	-13491897.4	-14374620	1622925.3	-8118691.49
2003	15804325	8179750.393	12890029.4	-8330223.7	28543881.16
2004	10525257	10197871.51	-6724386	-12703985	1294756.66
2005	3275911	-12286483.6	-1883238.2	-8568917.6	-19462728.3
2006	-4586669	-5250043.91	9806958.83	1305408.97	1275654.961
2007	-1.2E+07	14400702.2	-14169253	10305403.4	-1053794.31
2008	-1.6E+07	-549189.966	13385940.8	12403081.9	8814920.769
2009	-1.8E+07	-14179540.7	-7741484.1	6193468.89	-33912069.3
2010	-1.7E+07	6259361.009	-714315.58	-4164383.4	-15159400.1
2011	-1.2E+07	11658865.11	8910709.47	-11733030	-2962846.96
2012	-4849932	-10954443.5	-13871153	-11443170	-41118698.4
2013	3007411	-7247456.61	13794245.3	-3488944.9	6065254.747
2014	10301781	13873030.11	-8707916.6	6802093.22	22268988.04
2015	15667708	1660718.891	459282.024	12537249.8	30324959
2016	18100716	-14541809.8	7956142.2	9875252.41	21390301.1
2017	17145358	4195339.712	-13482270	599044.017	8457472.227
2018	12980472	12852325.79	14112270.6	-9078389.9	30866678.66
2019	6385705	-9371034.76	-9617358.4	-12675333	-25278020.9
2020	-1404435	-9078563.82	1629873.76	-7782636.6	-16635762.1

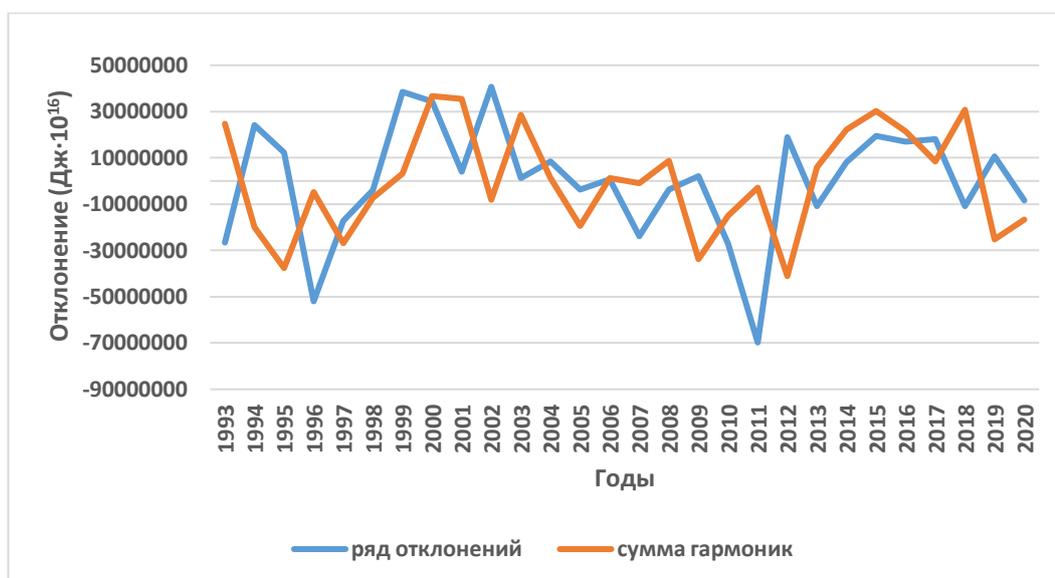


Рисунок 29. График среднегодовых значений суммы гармоник и ряда отклонений для глубины 318 метров

По графику мы можем заметить, что в период с 1993 по 2020 года сумма гармоник частично описывает ряд отклонений. До 1997 года два ряда находятся в противофазе, далее идут в одной фазе. Лучше всего сумма гармоник повторяет ряд отклонений в периоды с 1997 по 2000, с 2004 по 2005, с 2013 по 2015 года.

Гармоника 1 с наибольшим периодом 14.40 лет и наибольшей амплитудой $18185024 \text{ Дж} \cdot 10^{16}$ вносит самый большой значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда $0.26=26\%$.

Гармоника 2 с периодом 3.54 года и амплитудой $14599253 \text{ Дж} \cdot 10^{16}$ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда $0.17=17\%$.

Гармоника 3 с периодом 2.48 года и амплитудой $14507454 \text{ Дж} \cdot 10^{16}$ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда $0.17=17\%$.

Гармоника 4 с периодом 7.45 года и амплитудой $12704991 \text{ Дж} \cdot 10^{16}$ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда $0.13=13\%$.

Суммарный вклад всех гармоник в дисперсию ряда отклонений от тренда теплосодержания со среднегодовой дискретностью составляет 73%

Таблица 7. Расчет параметров гармоник для 1245 метров (жирным выделены значимые критерии Стьюдента)

Параметры гармоник	Гармоника 1	Гармоника 2	Гармоника 3	Гармоника 4	Гармоника 5
Частота, 1/год	0.40	0.46	0.29	0.21	0.15
Период, год	2.48	2.18	3.48	4.80	6.55
Частота, рад/год	2.53	2.88	1.80	1.31	0.96
к-т Фурье, ак	-9380361	4168772	-35494256	-8299097	36952224
К-т Фурье, bk	46678140	-15946719	19237156	-36396720	-9192648
A, (Дж·10 ¹⁶) ²	47611342	44633711	40372149	37330902	38078493
Фаза, рад	-0.20	1.94	2.07	3.37	1.81
Фаза, год	-0.08	0.67	1.15	2.57	1.89
Дисперсия гармоник, (Дж·10 ¹⁶) ²	1133419957448720	996084098551425	814955210903001	696798120230928	724985812584942
Дисперсия исх. ряда отклонений от тренда, (Дж·10 ¹⁶) ²	5075150004234190.000				
Вклад гармоник в ряд отклонений от тренда, (Дж·10 ¹⁶) ²	0.22	0.20	0.16	0.14	0.14
t*	3.16	2.86	2.48	2.23	2.29
t _{кр}	2.048				

После расчета всех характеристик гармоник мы рассчитали формулу для гармоник и получили ряд значений для каждого дня в течение 28 лет от 1993 до 2020 годов.

$$G_{k1} = 47611342 * \cos(2.53t + 0.20)$$

$$G_{k2} = 44633711 * \cos(2.88t - 1.94)$$

$$G_{k3} = 40372149 * \cos(1.80t - 2.07)$$

$$G_{k4} = 37330902 * \cos(1.31t - 3.37)$$

$$G_{k5} = 38078493 * \cos(0.96t - 1.81)$$

$$G_{\text{сумм}} = G_1 + G_2 + G_3 + G_4 + G_5$$

Делая проверку на значимость вкладов гармоник в ряд отклонений от тренда, мы можем сказать, **что вклады всех гармоник значимы**

$$t^*_{G1} = 3.61 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G2} = 2.86 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G3} = 2.48 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G4} = 2.23 > t_{кр} = 2.048$$

$$t^*_{G5} = 3.29 > t_{кр} = 2.048$$

Определяем фазу

1. Фаза в гармонике с периодом 2.48~3 года равна (-0.08), т.е до начала отсчета за несколько дней был первый максимум, следующий будет через 2.5 года в середине 1995 года.

2. Фаза в гармонике с периодом $2.18\sim$ равна 0.67 , т.е через примерно больше полугода 1993 году наступает первый максимум, следующий наступит через 3 года от начала отсчета, в 1996 году

3. Фаза в гармонике с периодом 3.48 равна 1.15 , т.е во первой половине 1994 года наступает первый максимум, следующий наступит через 4.5 года от начала отсчета, во второй половине 1997 года.

4. Фаза в гармонике с периодом $4.80\sim 5$ лет равна 2.57 года, т.е в середине 1995 года наступает первый максимум, следующий максимум будет в 2003 году.

5. Фаза в гармонике с периодом 6.55 лет равна 1.89 год, т.е в 1994 году наступает первый максимум, следующий наступит в середине 2001 года.

Следующим шагом было сделать графики суммарной гармонике и ряда отклонений, а также ряда отклонений с каждой из пяти гармоник

Для того, чтобы гармонике выглядели наилучшим образом и с лучшим результатом мы использовали метод наименьших квадратов. Для этого мы из ряда отклонений вычли сумму гармоник. Получили ряд. У этого ряда ищем сумму. И далее каждый раз мы меняем у гармоник фазу (рад) и проверяем получившуюся сумму. Находим самый близкий к нулю результат. В моем случае сумма вышла -52304167.38

Таблица 8. Расчет значимых гармоник для 1245 метров

Год	Gk1	Gk2	Gk3	Gk4	Gk5	сумма
1993	-4.4E+07	26246426.9	38964447.7	-17459068	24983223	29142441.94
1994	24676257	-34737309.3	1333442.36	27336155.3	37871567.5	56480113.23
1995	3201330	40834199.85	-39577149	31645449.8	18490577.7	54594408.03
1996	-3E+07	-44116919.2	16851800.8	-10913420	-16645731	-84740614
1997	45767149	44359231.96	31833941.1	-37309083	-37598665	47052574.78
1998	-4.5E+07	-41544438.8	-31479129	-8448516.2	-26514797	-152984358
1999	27886837	35866526.77	-17369645	32924637.3	7161609.56	86469966.07
2000	-649009	-27716800.7	39460280.4	25535099.1	34735802.8	71365372.75
2001	-2.7E+07	17656915.35	-761898.71	-19672932	32712561.6	3110137.279
2002	44556626	-6380168.07	-39110197	-35744572	2815834.91	-33862475.7
2003	-4.6E+07	-5336281.37	18732582.6	1122915.04	-29480188	-61068843.5
2004	30914906	16684970.21	30502791.3	36327320.2	-36656943	77773044.07
2005	-4495100	-26883780.7	-32748263	17729525.5	-12599312	-58996930.6
2006	-2.4E+07	35229841.12	-15455342	-27126399	22193850.6	-8715164.42
2007	43054493	-41147966	39849814.5	-31807052	38076236.2	48025526.07
2008	-4.7E+07	44230295.74	-2855187.4	10619798.3	21514894.8	26593297.56
2009	33740646	-44264405.4	-38537889	37318306.8	-13378704	-25122045.9
2010	-8311772	41247944.26	20562902.4	8746925	-36872673	25373327.27
2011	-2E+07	-35388797.8	29089472.6	-32778999	-28948438	-88162309.4
2012	41270582	27090760.92	-33929179	-25757927	3641974.88	12316211.15
2013	-4.7E+07	-16925709.6	-13499406	19411654.9	33129159.7	-25302383.2
2014	36345564	5594188.829	40132000.7	35831807.5	34387887.1	152291447.8
2015	-1.2E+07	6122866.745	-4940784.7	-816365.87	6345629.58	-5362699.82
2016	-1.7E+07	-17417952.6	-37861767	-36255469	-27103567	-135220954
2017	39216567	27512645.11	22337829.6	-17998787	-37458550	33609705.64
2018	-4.8E+07	-35711248.2	27597792.3	26914811.6	-15896120	-44704086.6
2019	38712611	41448738.48	-35018697	31966508	19210962.3	96320122.91
2020	-1.6E+07	-44329705.3	-11507105	-10325460	37948904.8	-43970664.3

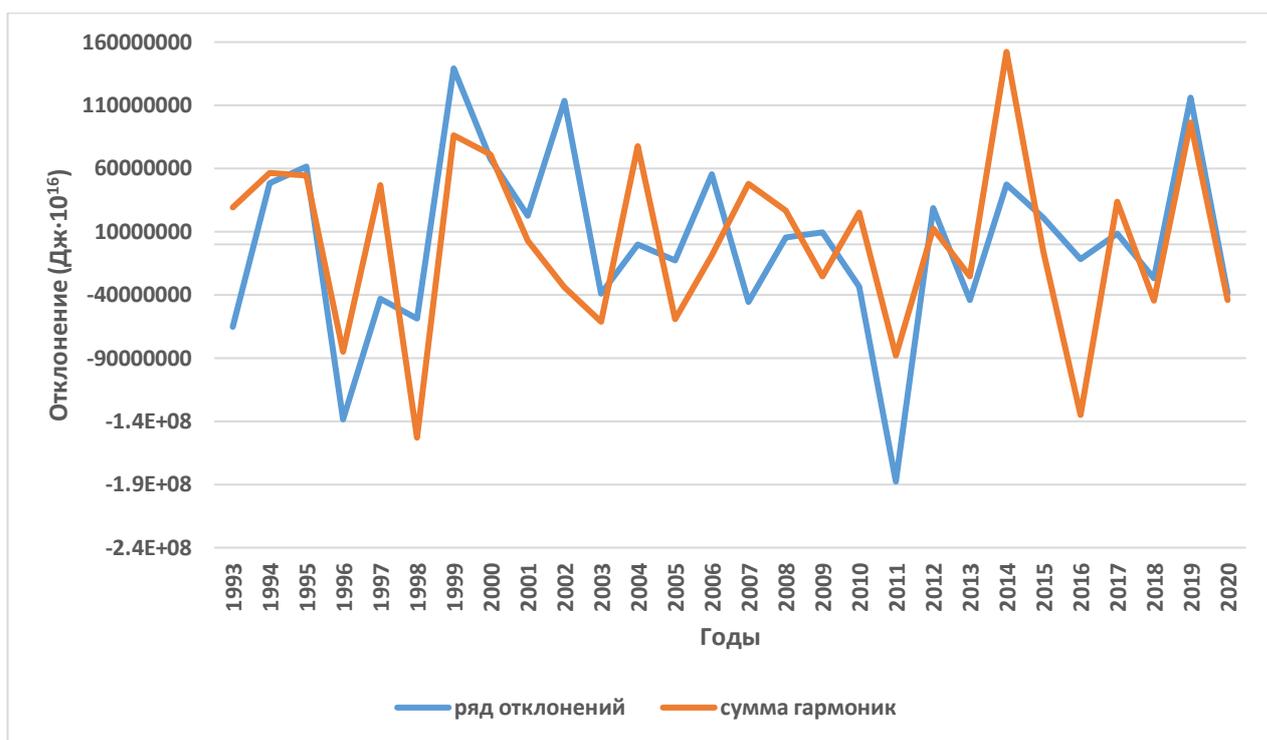


Рисунок 30. Ход среднегодовых значений суммы гармоник и ряда отклонений для глубины 1245 метров

На рисунке 23 отчетливо видно хорошее описание рядом суммы гармоник ряда отклонений. Почти на за весь выбранный период времени гармоники повторяли ряд отклонений. Только с 2007 по 2010 года была противофаза в результатах

Гармоника 1 с периодом 2.48 года и наибольшей амплитудой 47611342 Дж·10¹⁶ вносит самый большой значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда 0.20=20%.

Гармоника 2 с наименьшим периодом 2.18 года и амплитудой 44633711 Дж·10¹⁶ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда 0.20=20%.

Гармоника 3 с периодом 3.48 года и амплитудой 40372149 Дж·10¹⁶ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда 0.16=16%.

Гармоника 4 с периодом 4.8 года и наименьшей амплитудой 37330902 Дж·10¹⁶ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда 0.14=14%.

Гармоника 5 с наибольшим периодом 6.55 лет и амплитудой 38078493 Дж·10¹⁶ вносит значимый вклад в дисперсию отклонений от тренда 0.14=14%.

Суммарный вклад всех гармоник в дисперсию ряда отклонений от тренда теплосодержания со среднегодовой дискретностью составляет 86%

3.2.3. Корреляция теплосодержания с индексами

Изначально для проверки связи были использованы индексы NAO, GSNW, Индекс АМО, в разных энергоактивных зонах ВБерЭАЗО, ВНьюфаундЭАЗО, ВЛабрЭАЗО, ВНорвЭАЗО, АМО, Расход ФТ, АО, ТПО ЛМ, ТПО ИМ, ТПО ГК, АМОС, QUMO, SLA 57 – 38, SLA 38 - 28, SLA 28 – 10, NAC (hcp, мм), NAC (Δh, мм). Расшифровка каждого из индексов представлена сокращениях.

С помощью использованных методов расчет описываемых в главе 2 вычислялись коэффициенты корреляции между теплосодержанием и индексами Северной Атлантики.

По итогам расчетов были выделены главные индексы, с которыми коэффициент корреляции был больше $r_{кр} = |0.3|$, опираясь на результативность и наставление научного руководителя. Отобранные индексы представлены в таблице 5.

Таблица 5. Значения коэффициентов корреляции между теплосодержанием на исследуемых глубинах 318 и 1245 метров в районе Гольфстрима с более значимыми климатическими индексами Северной Атлантики. (курсивом выделены коэффициенты корреляции превышающие значения |0.4|, жирным выделены коэффициенты корреляции, превышающие значение |0.5|)

Климатические индексы	NAO	GSNW	ВБерЭАЗО	ТПО ЛМ	ТПО ИМ	SLA 57 - 38		SLA 38 - 28		SLA 28 - 10		NAC (hcp, мм)	NAC (Δh, мм)
						Δh, мм	hcp, мм	Δh, мм	hcp, мм	Δh, мм	hcp, мм		
Теплосодержание (1245 метров)	0.277	0.575	0.422	-0.366	-0.468	0.371	-0.416	0.190	-0.420	0.240	-0.128	0.520	0.520
Теплосодержание (318 метров)	0.447	0.542	0.490	-0.388	-0.516	0.456	-0.426	0.120	-0.521	0.412	-0.157	0.664	0.494

Далее зависимость индексов и теплосодержания можно представить на графике, в поле двух координат, где совокупность точек образует облако точек. В общем случае облако точек представляет собой эллипс рассеяния, большая ось которого расположена под наклоном к осям. Эксцентриситет эллипса (соотношение большой и малой осей) отражает качество зависимости между

двумя переменными. На всех графиках это соотношение будет на графиках выделяться оранжевым цветом.

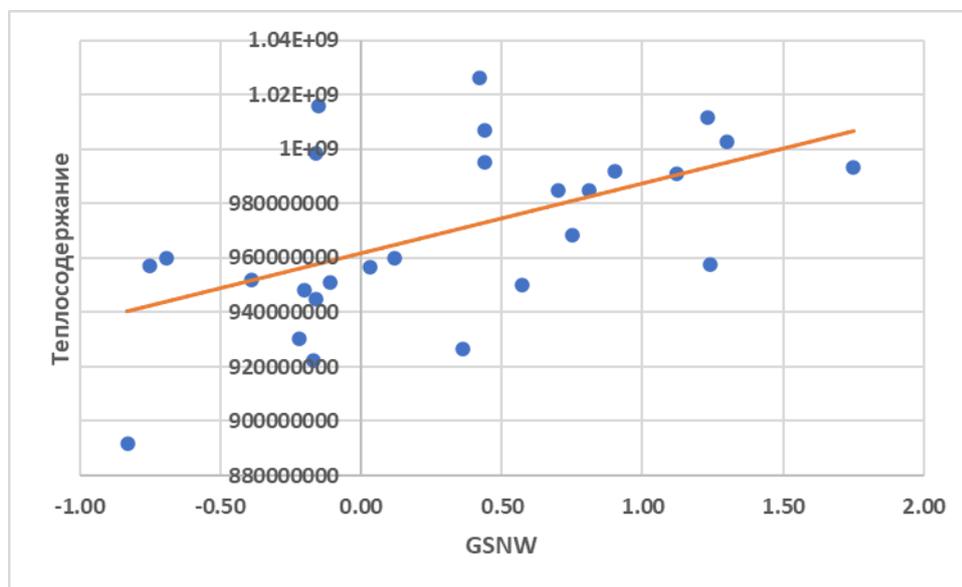


Рисунок 31. Поле зависимости среднегодовых значений GSNW и теплосодержания на глубине 318 метров и их эллипс рассеивания.

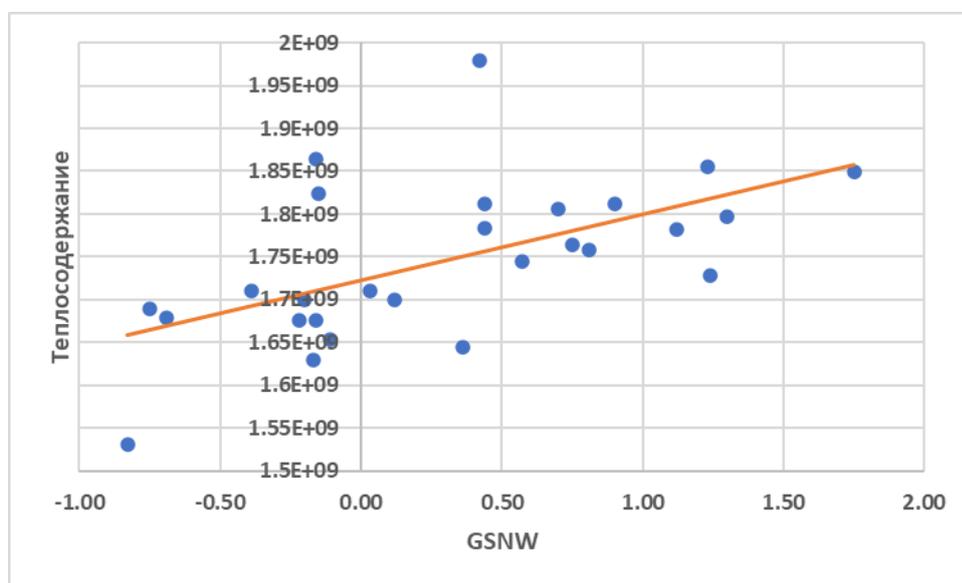


Рисунок 32. Поле зависимости среднегодовых значений GSNW и теплосодержания на глубине 1245 метров и их эллипс рассеивания.

По рисункам 31 и 32 видно, что поле распределения точек или же облако точек распространяется вдоль прямой, образуя эллипс, по силе связи является стохастической, где $0 < |r| < 1$, т.е. первая переменная имеет определенное значение, которому соответствует значение второй переменной с определенной вероятностью.

Как видно из рисунков, чем ближе корреляционное поле к прямой, тем больше по модулю коэффициент корреляции, значит, тем сильнее зависимость между исследуемыми результатами, т. е. по рисунку можно понять величину (число) коэффициента корреляции, если он ближе к прямой, то коэффициент корреляции имеет большое значение, если дальше от прямой, то маленькое значение.

Облако точек на обеих глубинах ведет себя вполне одинаково, но можно заметить, что при глубине 318 метров по крайней мере три точки находятся на прямой, пока при 1245 метрах только одна точка.

По таблице 5 коэффициент корреляции между GSNW и теплосодержанием $|r| = 0,575$ для 1245 метров и $|r| = 0,542$ для 318 метров. С физической точки зрения коэффициенты корреляции положительные, значит связь теплосодержания с индексом Гольфстрима «Северная стена», который показывает направление течения, прямопропорциональна, т. е. увеличение одного показателя связано с увеличением другого. И, так как два параметра имеют взаимосвязь друг с другом, одно отдает тепло другому.

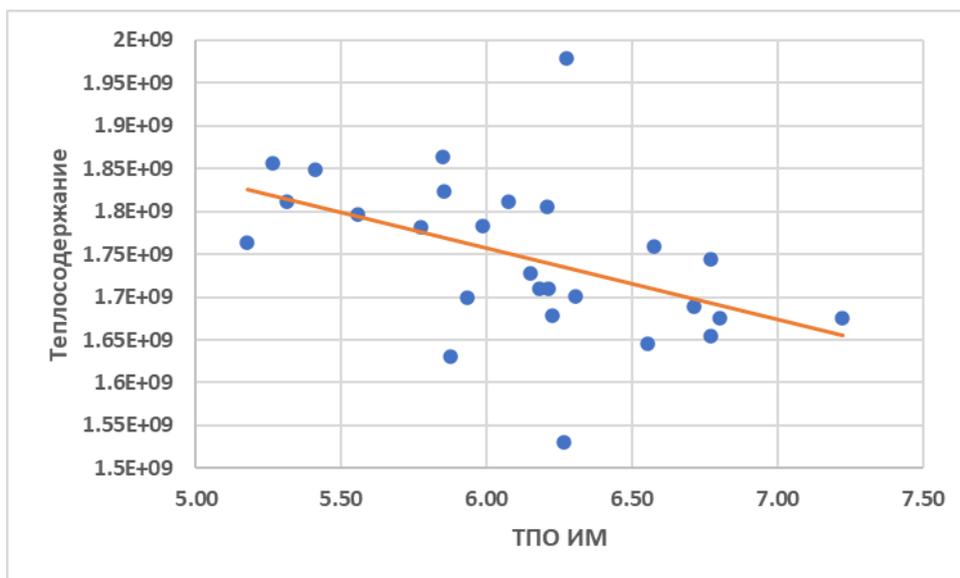


Рисунок 33. Поле зависимости среднегодовых значений ТПО ИМ и теплосодержания на глубине 318 метров и их эллипс рассеивания.

По силе связи облако будет стохастическим, но по знаку отрицательный, так как облако распределения направленно от верхнего левого угла к нижнему правому, что указывает на обратную связь. Значит при увеличении одного параметра уменьшается другой и наоборот.

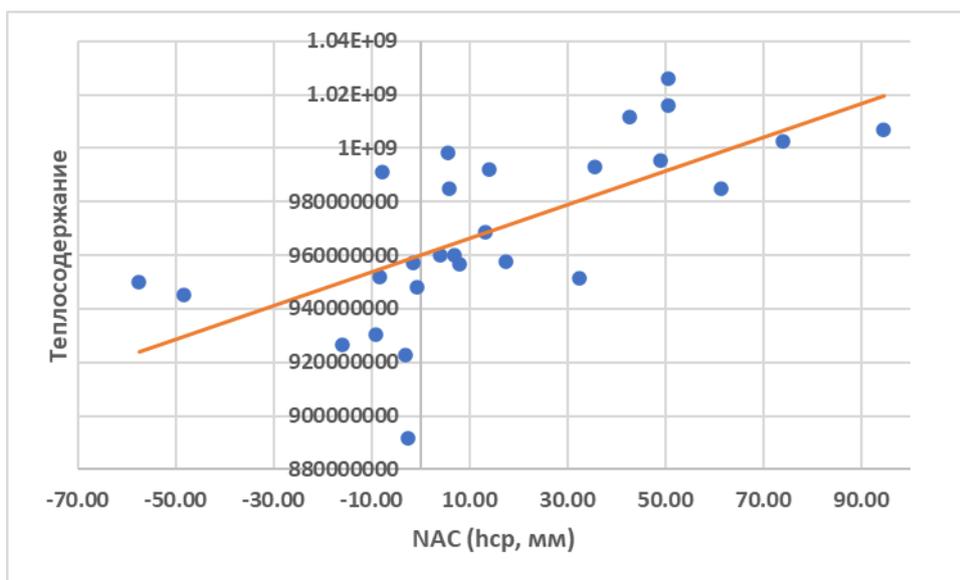


Рисунок 34 Поле зависимости среднегодовых значений НАС (hcr, мм) и теплосодержания на глубине 318 метров и их эллипс рассеивания

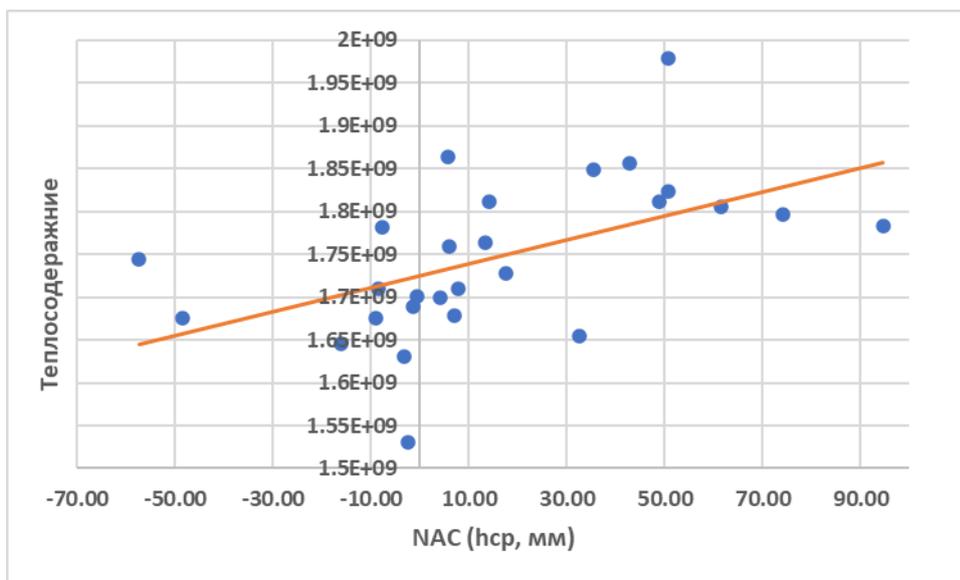


Рисунок 35. Поле зависимости среднегодовых значений NAC (hсп, мм) и теплосодержания на глубине 1245 метров и их эллипс рассеивания

Так же, как и при связи с «Северной стеной» коэффициенты корреляции для обеих глубин положительны $|r| = 0,520$ для 1245 метров и $|r| = 0,664$ для 318 метров, они указывают на прямопропорциональную связь.

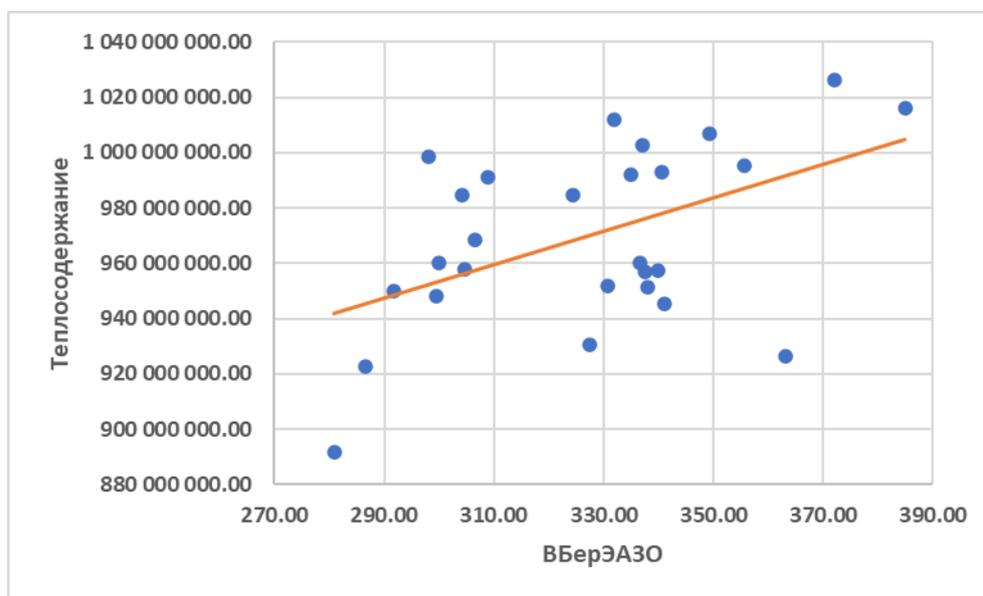


Рисунок 36. Поле зависимости среднегодовых значений ВБерЭАЗО и теплосодержания на глубине 318 метров и их эллипс рассеивания

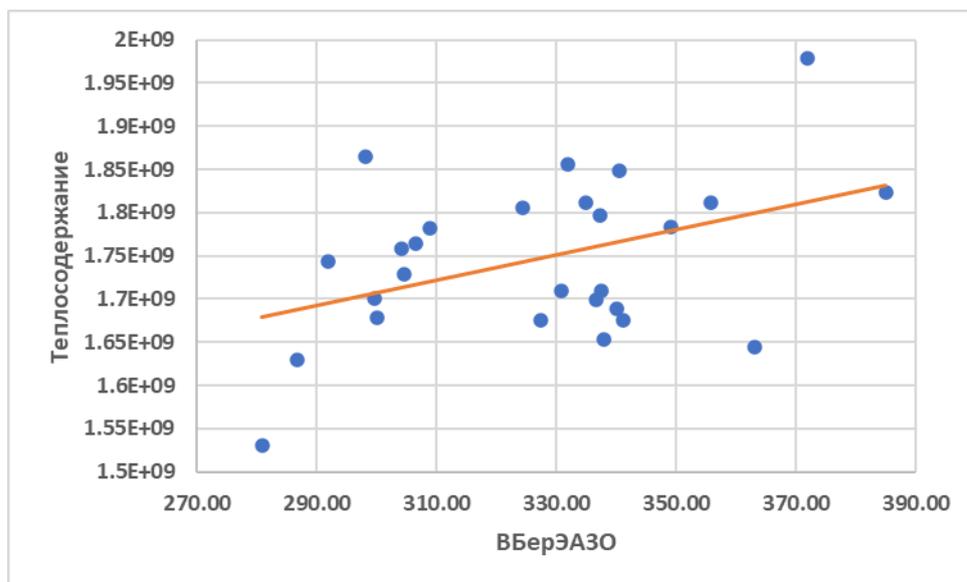


Рисунок 37. Поле зависимости среднегодовых значений ВБерЭАЗО и теплосодержания на глубине 1245 метров и их эллипс рассеивания

Связь между теплосодержанием в исследуемой точке и Бермудской энергоактивной зоны прямопропорциональна на обеих глубинах, так как коэффициенты корреляции положительны $|r| = 0,422$ для 1245 метров и $|r| = 0,490$ для 318 метров.

Заключение

В настоящей работе были использованы знания, полученные за время обучения.

Тема выпускной квалификационной работы была выбрана связи с увеличенным интересом к изучению изменения климата под влиянием природных факторов. Течение Гольфстрим является «теплой рекой», которая формирует климат Северной Атлантики и Европы в целом и существуют предпосылки того, что Гольфстрим может поменять своё направление или вовсе исчезнуть. Поэтому актуальность этого изучения растет всё больше и больше с каждым годом.

В данной работе использовались главные характеристики, такие как потоки соли и тепла, объемный расход и теплосодержание, которое из-за своей энергоёмкости и управляемости влияет на изменение климата.

На основании выполненного исследования можно сделать выводы:

1. Потоки соли и тепла, и объемного расхода воды на обеих глубинах направлены в северо-восточную часть Атлантического океана. Значимой глубиной по статистическому анализу является 318 метров. Средний вектор объемного расхода на глубине 318 метров показывает, что расход отклоняется на 17 градусов от точки расчета. На глубине 1245 угол уменьшается на 3 градуса, соответственно, отклоняясь от точки расчета на 14 градусов. При потоке тепла на 318 метрах вектор отклоняется от точки расчета на 16 градусов, а на 1245 метрах на 15 градусов. Для потоков соли для глубин 318 и 1245 метров 18 градусов и 15 градусов, соответственно. Эти значения говорят о том, что потоки на глубине 318 метров сильнее направлены на север, тогда как на глубине 1245 это направление ближе смещается к югу.
2. Более значимая корреляция климатических индексов наблюдается с теплосодержанием на глубине 318 метров, т. е. наиболее динамичным слоем в исследуемом регионе будет являться именно

эта глубина. Наиболее значима взаимосвязь с индексом «северная стена» $GSNW = 0.542$. Так же из всех предложенных для анализа Энергоактивных зон самой значимой зоной оказалась Бермудская, с которой коэффициенты корреляции в исследуемом районе на обеих глубинах 318 и 1245 метров равны 0.422 и 0.490, соответственно.

3. Во временной изменчивости теплосодержания присутствует положительный тренд, что говорит о повышении температуры в слоях. До 2011 г. был отрицательный тренд, который затем стал сильным положительным. В результате теплосодержание в конце периода стало выше, чем в его начале. Это означает его высокую временную изменчивость и ни в коем случае не означает ослабление Гольфстрима.

Список используемых источников

1. King C. A. M. An introductory to oceanography. - N.Y.: Mc. Gr. Hill Book Comp., 1965. — 230 p
2. Levitus S., Antonov J.I., Boyer T.P. Warming of the world ocean, 1955–2003 // Geophysical Research Letters. 2005. Vol. 32. No. 2. L02604. DOI 10.1029/2004GL021592
3. Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G. Daily IPCC 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change/ Eds. Solomon S., Qin D., Manning M. et al. New York: Cambridge University Press, 2007. 940 p
4. Sverdrup, H. U., M. W. Johnson, R. H. Fleming 1942 The oceans: their physics, chemistry and general biology, New York
5. Worthington L. V. 1954a A preliminary note on the time scale in North Atlantic circulation, Deep-Sea Res., 1, 244–251
6. Баранов Е. И. Структура и динамика вод системы Гольфстрима. М.: Гидрометеоздат, 1988. 250 с.
7. Барышевская Г. И. Течения систем Гольфстрим и температурный режим Северной Атлантики. – М.: Гидрометеоздат, 1990. 141 с
8. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации». – СПб, изд. РГГМУ, 2017. – 66 с.
9. Дмитраж А. Ж., Николаев Ю. В. Использование ме- года комплексных главных компонент для анализа динамики ТПО в Северной Атлантике // Тезисы докладов I съезда советских океанологов. - Л.: Гидрометеоздат, 1987.
- 10.Доронин Ю. П. Физика океана. СПб.: Изд. РГГМУ, 2000. 296 с.
- 11.Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане. — Л.: Гидрометеоздат, 1987. — 511 с
- 12.Кошляков М. Н. // Десять открытий в физике океана / авторы А. С. Монин,

- Н. Н. Корчагин, Институт океанологии им. П. П. Ширшова РАН, М., 2008
13. Л. Н. Карлин, В. Н. Малинин, С. М. Гордеева. Океанология, том 53, № 4. Физика моря. Изменчивость гидрофизических характеристик в Гольфстриме. 2013. https://www.elibrary.ru/download/elibrary_19569034_79907052.pdf. (дата обращения 22.05.24)
14. Малинин В. Н. Гольфстрим и климат Европы // Terra Humana = Среда обитания. 2012. 214–220 с. Электрон. версия печ. публ. URL: https://terrahumana.ru/arhiv/12_01/12_01_43.pdf) (дата обращения 24.05.24)
15. Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. Учебник. / В. Н. Малинин – СПб.: изд. РГГМУ, 2020. – 408 с.
16. Океанографическая энциклопедия. - Л.: Гидрометеоздат, 1974.- 632 с
17. Стоммел Г. Гольфстрим. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1963. — 227 с.
18. Суховей В. Ф. Изменчивость гидрологических условий Атлантического океана. Киев: Наукова думка, 1977. 214 с.

Таблица 6. Среднегодовые значения для построения векторов направления объемного расхода меридионального и зонального направлений для глубин 318 и 1245 метров.

Год	318 м (V)	318 м (U)	1245 м (V)	1245 м (U)
1993	-0.5641	12.4418	-2.0519	27.7726
1994	2.1212	13.0373	1.7971	30.9408
1995	1.8748	15.3126	3.4507	37.9156
1996	10.5757	16.7074	21.3538	38.9744
1997	5.3555	15.6418	8.8532	36.2352
1998	-4.6381	14.2103	-11.4014	32.9644
1999	5.8910	14.0509	14.5077	31.1703
2000	5.4324	11.5223	14.6586	27.8775
2001	7.0610	16.4935	16.5827	38.3737
2002	-3.0575	13.3130	-7.0414	29.1769
2003	8.9192	13.3261	22.2756	30.0548
2004	3.5815	13.7634	7.8154	34.4653
2005	6.8445	15.3140	12.3040	35.0167
2006	7.1730	18.9128	16.6914	44.7686
2007	5.1663	8.0055	9.5543	16.0782
2008	4.4538	15.4675	10.7003	36.8112
2009	6.1366	11.8412	15.6242	28.3976
2010	2.4946	8.1173	4.2812	19.1116
2011	5.7439	10.7960	10.5852	23.5099
2012	4.8218	14.6280	10.7838	35.1403
2013	2.2654	8.0825	2.3809	16.7029
2014	-6.4582	12.4185	-18.4674	28.3424
2015	9.7242	11.9028	24.2936	26.2605
2016	2.2156	12.9094	3.6756	30.5614
2017	12.9389	9.9351	30.2033	23.1481
2018	0.7127	14.4059	0.1533	33.9613

2019	6.4810	17.1443	17.6078	41.6144
2020	4.8420	11.9446	9.8453	27.7553

Таблица 7. Средние значения для объемного расхода

Среднее 318 (V)	Среднее 318 (U)	Среднее 1245 (V)	Среднее 1245 (U)
4.2182	13.2731	8.9649	30.8251

Таблица 8. Среднегодовые значения для построения векторов направления потоков тепла меридионального и зонального направлений для глубин 318 и 1245 метров.

Год	318 м (V)	318 (U)	1245 м (V)	1245 (U)
1993	-4.85E+13	1.00E+15	-6.71E+13	1.69E+15
1994	1.50E+14	1.10E+15	2.05E+14	1.96E+15
1995	1.50E+14	1.28E+15	2.02E+14	2.37E+15
1996	8.31E+14	1.29E+15	1.33E+15	2.19E+15
1997	4.34E+14	1.23E+15	6.21E+14	2.10E+15
1998	-4.05E+14	1.14E+15	-6.76E+14	1.91E+15
1999	4.98E+14	1.11E+15	8.97E+14	1.83E+15
2000	4.48E+14	9.26E+14	8.68E+14	1.66E+15
2001	5.75E+14	1.33E+15	1.00E+15	2.29E+15
2002	-2.76E+14	1.12E+15	-4.89E+14	1.89E+15
2003	6.75E+14	1.06E+15	1.19E+15	1.73E+15
2004	2.62E+14	1.11E+15	4.65E+14	1.95E+15
2005	5.90E+14	1.21E+15	8.97E+14	2.04E+15
2006	5.59E+14	1.49E+15	9.86E+14	2.64E+15
2007	3.84E+14	6.24E+14	6.37E+14	9.99E+14
2008	3.66E+14	1.21E+15	6.98E+14	2.12E+15
2009	4.84E+14	9.31E+14	8.52E+14	1.65E+15
2010	2.59E+14	6.25E+14	4.39E+14	1.08E+15
2011	4.32E+14	8.25E+14	6.60E+14	1.34E+15
2012	4.01E+14	1.21E+15	6.87E+14	2.12E+15
2013	1.66E+14	6.61E+14	2.20E+14	1.07E+15
2014	-5.27E+14	1.02E+15	-1.01E+15	1.76E+15
2015	8.41E+14	9.93E+14	1.46E+15	1.65E+15
2016	1.70E+14	1.11E+15	2.66E+14	1.89E+15
2017	1.13E+15	8.67E+14	1.94E+15	1.50E+15
2018	6.68E+13	1.17E+15	7.10E+13	2.04E+15
2019	5.67E+14	1.48E+15	1.14E+15	2.74E+15
2020	4.28E+14	1.03E+15	7.24E+14	1.77E+15

Таблица 9. Средние значения для объемного расхода

Среднее 318 (V)	Среднее 318 (U)	Среднее 1245 (V)	Среднее 1245 (U)
3.43E+14	1.08E+15	5.74E+14	1.86E+15

Таблица 10. Среднегодовые значения для построения векторов направления потоков соли меридионального и зонального направлений для глубин 318 и 1245 метров.

Год	318 м (V)	318 м (U)	1245 м (V)	1245 м (U)
1993	-2.1E+10	4.63E+11	-7.35E+10	1.02E+12
1994	7.9E+10	4.87E+11	6.93E+10	1.14E+12
1995	7.0E+10	5.72E+11	1.26E+11	1.40E+12
1996	3.9E+11	6.19E+11	7.85E+11	1.43E+12
1997	2.0E+11	5.81E+11	3.27E+11	1.33E+12
1998	-1.7E+11	5.27E+11	-4.17E+11	1.21E+12
1999	2.2E+11	5.22E+11	5.33E+11	1.14E+12
2000	2.0E+11	4.29E+11	5.39E+11	1.02E+12
2001	2.6E+11	6.14E+11	6.09E+11	1.41E+12
2002	-1.1E+11	4.97E+11	-2.60E+11	1.08E+12
2003	3.3E+11	4.95E+11	8.14E+11	1.10E+12
2004	1.3E+11	5.13E+11	2.87E+11	1.26E+12
2005	2.6E+11	5.70E+11	4.56E+11	1.29E+12
2006	2.7E+11	7.03E+11	6.13E+11	1.64E+12
2007	1.9E+11	2.97E+11	3.54E+11	5.92E+11
2008	1.7E+11	5.74E+11	3.95E+11	1.35E+12
2009	2.3E+11	4.40E+11	5.71E+11	1.04E+12
2010	9.5E+10	3.01E+11	1.63E+11	7.00E+11
2011	2.1E+11	4.00E+11	3.89E+11	8.61E+11
2012	1.8E+11	5.45E+11	3.97E+11	1.29E+12
2013	8.4E+10	3.00E+11	8.93E+10	6.15E+11
2014	-2.4E+11	4.63E+11	-6.76E+11	1.04E+12
2015	3.6E+11	4.44E+11	8.92E+11	9.66E+11
2016	8.2E+10	4.81E+11	1.36E+11	1.12E+12
2017	4.8E+11	3.71E+11	1.11E+12	8.53E+11
2018	2.6E+10	5.37E+11	6.58E+09	1.25E+12
2019	2.4E+11	6.42E+11	6.50E+11	1.54E+12
2020	1.8E+11	4.46E+11	3.65E+11	1.02E+12

Таблица 11. Средние значения для объемного расхода

Среднее 318 (V)	Среднее 318 (U)	Среднее 1245 (V)	Среднее 1245 (U)
-----------------	-----------------	------------------	------------------

1.57E+11	4.94E+11	3.30E+11	1.13E+12
----------	----------	----------	----------

Таблица 12. Среднегодовые значения теплосодержания на глубинах 318 и 1245 метров.

Год	Теплосодержание 1245 метров	Теплосодержание 318 метров
1993	1763935795	968466633.3
1994	1855608139	1011899568
1995	1848541295	993149741.8
1996	1630294700	922554888.5
1997	1709576281	951985336
1998	1678924012	960130098.3
1999	1864316766	998508562.4
2000	1781852476	990902707.8
2001	1727963549	957717304.5
2002	1811831442	992139086.4
2003	1653832588	951239659.4
2004	1689332910	957368038.5
2005	1675481075	945126051.7
2006	1744026581	949979750.3
2007	1645039197	926404229.8
2008	1700180545	948281305.1
2009	1710151578	956773967.9
2010	1675215163	930489378.1
2011	1530449207	891622941.4
2012	1758489380	984802117.7
2013	1699106974	959951257.2
2014	1805969611	984741740.5
2015	1796965671	1002545879
2016	1782812765	1007068512
2017	1823995264	1015900524
2018	1811381946	995312741.7
2019	1979282285	1026150512
2020	1850911669	1016613565