

Санкт-Петербургский государственный университет

**Морозова Софья Максимовна**

**Выпускная квалификационная работа**

**Колебания водообмена между Балтийским и Северным морями в  
диапазонах разных временных масштабов**

Уровень образования: бакалавриат

Направление: 05.03.04 «Гидрометеорология»

Профессиональная траектория: Океанология

Научный руководитель:  
кафедра океанологии СПбГУ,  
д.г.н., профессор

Захарчук Е. А.

Рецензент:  
сотрудник СПО ФГБУ  
«ГОИН», Сухачев В.Н.

Санкт-Петербург

2023

## Содержание

Введение .....	2
Глава 1. Морфометрическая и гидрологическая характеристики Балтийского моря. ....	4
Раздел 1.1. Физико-географическое описание. ....	4
Раздел 1.2. Общие сведения о водообмене Балтийского и Северного морей и методах его расчёта. ....	8
Глава 2. Данные и методы. ....	16
Раздел 2.1. Мареографные данные. ....	16
Раздел 2.2. Альтиметрические данные. ....	17
Раздел 2.3. Данные реанализов гидрофизических полей. ....	18
Раздел 2.4. Методы расчета водообмена. ....	19
Раздел 2.5. Статистические методы обработки данных. ....	20
Глава 3. Результаты. ....	29
Раздел 3.1. Сравнение методов. ....	29
Раздел 3.2. Межгодовая изменчивость. ....	32
Раздел 3.3. Сезонная изменчивость. ....	39
Раздел 3.4. Синоптическая изменчивость. ....	41
Заключение.....	45
Литература.....	47

## **Введение**

Балтийское море является внутриконтинентальным морем, имеющим ограниченный водообмен с Северным морем из-за топографических особенностей транзитной зоны, состоящей из узких, длинных и неглубоких Датских проливов (Зунд, Большой и Малый Бельт), проливов Каттегат и Скагеррак.

Поступление североморских соленых вод в Балтийское море является важной частью водообмена, под воздействием которого формируются водные массы Балтики со своей специфичной вертикальной и горизонтальной структурой распределения гидрофизических полей, определяющих особенности гидрохимических и гидробиологических процессов в Балтийском море. Затоки североморских вод влияют на аэрацию водных масс в котловинах Балтийского моря, формируют поля солёности, течений, вертикального распределения плотности, что в свою очередь влияет на процессы перемешивания, осенне-зимнюю конвекцию, вертикальные потоки тепла и соли (Владимирова, 2014).

Вопрос о многолетней изменчивости водообмена через Датские проливы представляет большой интерес для понимания прошлой и будущей изменчивости Балтийского моря. Понимание механизмов, влияющих на обновление глубинных вод, имеет большое значение в связи с последними изменениями в режиме Балтийского моря: ухудшении кислородного режима, увеличении придонной и уменьшении поверхностной солёности в некоторых районах Балтики (Литина, 2015).

Основная **цель** работы - оценка изменчивости водообмена между Северным и Балтийским морем в диапазоне разных временных масштабов. Для достижения цели ставились следующие **задачи**:

1. Обзор имеющихся представлений о механизмах водообмена в Датских проливах и методов его расчета;

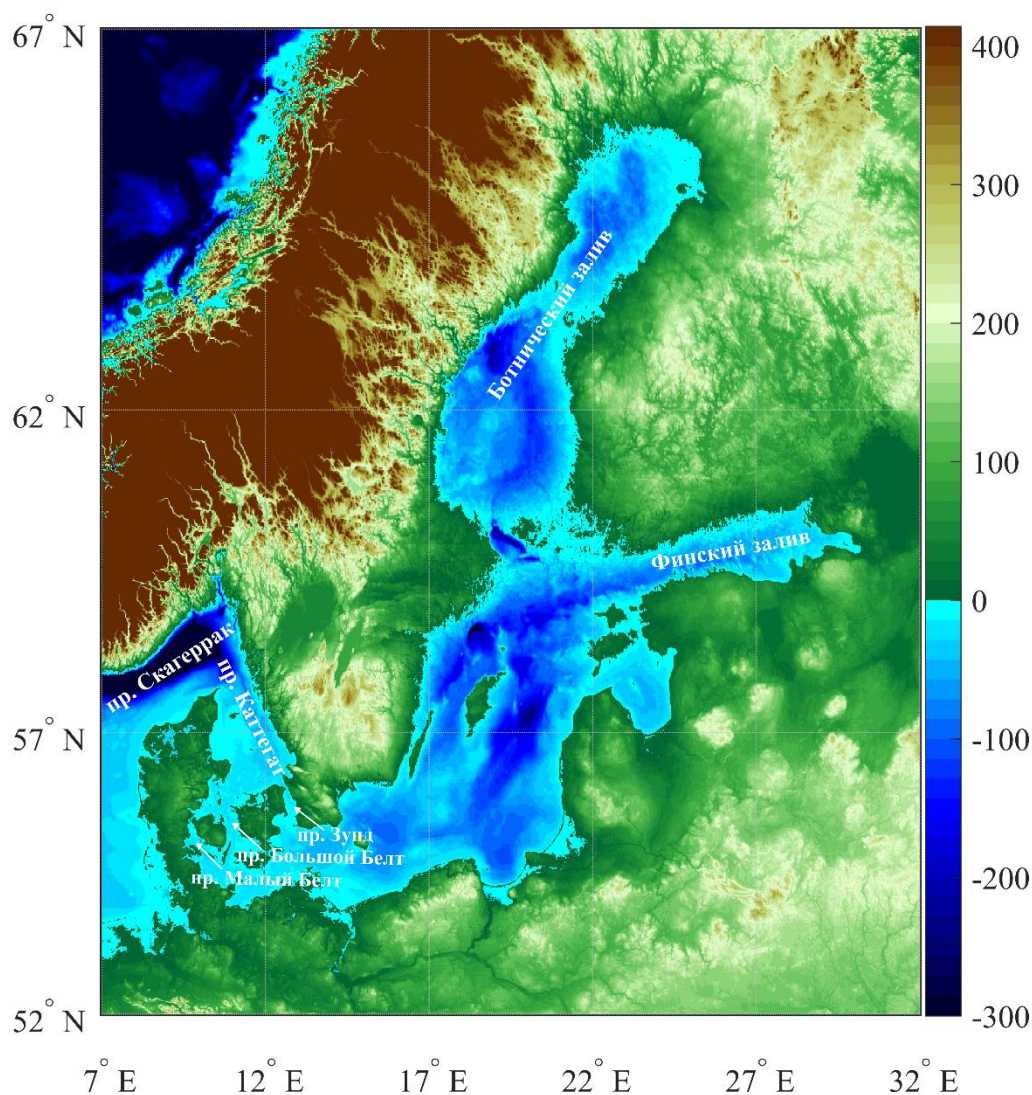
2. Подготовка рядов мареографных измерений, массивов спутниковых альтиметрических наблюдений и данных реанализов гидрофизических полей;
3. Сравнение результатов оценок водообмена, выполненных на основе различных методов и данных;
4. Обоснование выбора оптимальных методов для расчета водообмена;
5. Оценка межгодовой, сезонной и синоптической изменчивости водообмена с применением различных статистических методов.

## **Глава 1. Морфометрическая и гидрологическая характеристики Балтийского моря.**

### **Раздел 1.1. Физико-географическое описание.**

Балтийское море относится к бассейну Атлантического океана, является внутриконтинентальным (внутриматериковым) морем. Оно расположено в Северной Европе, омывает берега девяти стран: России, Финляндии, Швеции, Эстонии, Латвии, Литвы, Польши и Германии, Дании. Самая западная точка моря расположена вблизи порта Фленсбург ( $9^{\circ}42'$  в.д.), а самая восточная – в районе Санкт-Петербурга ( $30^{\circ}17'$  в.д.). Крайняя северная точка находится на  $65^{\circ}82'$  с.ш., а самая южная – в Щецинском заливе ( $53^{\circ}67'$  с.ш.). Такая большая протяжённость вдоль меридиана и параллели создает различие отдельных районов Балтийского моря в физико-географических и климатических условиях, что влияет на протекание происходящих в них океанологических процессов.

По западной границе Балтийское море могут делить по-разному: некоторые исследователи относят к нему проливы Каттегат и Датские, другие проводят границу по северной части Датских проливов, остальная часть – по южной части проливов, последнее корректно с морфологической точки зрения. Что касается океанографии, бассейн моря выделяют по линии о. Зеландия – о. Рюген, из-за наличия между ними полосы малых глубин, образующей Арконский бассейн (Дубравин, 2021). Таким образом, в этих границах площадь зеркала моря составляет  $378,5$  тыс. км<sup>2</sup> без учета островов и проливов, длина –  $1735$  км (от северной части Ботнического залива и вдоль моря вплоть до западной границы), средняя ширина –  $218$  км, объём воды моря –  $20,3$  тыс. км<sup>3</sup>, средняя глубина –  $53,8$  м (Дорохов, 2011). Балтийское море считается мелководным, большая часть морского пространства имеет глубины меньше  $100$  метров, а максимальная наблюдается в Ландсортской впадине (около  $460$  м), расположенной в западной части Готландского бассейна.



*Рисунок 1.1. Батиметрическая карта Балтийского моря.*

Связь Балтийского моря с Атлантическим океаном осуществляется через два главных пролива – Каттегат и Скагеррак, являющимися частями Северного моря. Воды из Балтийского моря вытекают через узкие Датские проливы (Эресунн (Зунд), Большой и Малый Бельт), проходят пролив Скагеррак, движутся через Северное и Норвежское моря, достигая Атлантического океана.

Кильский канал, длиной около 100 км, является искусственным водным путем, который соединяет Северное и Балтийское моря через полуостров Ютландия в Дании. Канал был построен в конце 19 века и с тех пор стал важным транспортным путем для судов, обходящих полуостров Ютландия.

Помимо него, существует несколько внутренних водных путей, которые позволяют из Балтийского моря попасть в другие моря: по территории Швеции в пролив Каттегат, и из Финского залива – в Белое, Черное и Каспийское моря.

В целом гидрометеорологический режим моря определяется несколькими факторами: 1) общей атмосферной циркуляцией, определяющей изменение гидрологических параметров и течений в море; 2) речным стоком, так как впадающие в море реки значительно влияют на распределение верхнего слоя прибрежных районов; 3) водообменом с Северным морем через Датские проливы, влияющим главным образом на режим глубинных слоев моря (Дубравин, 2021).

Климат Балтийского моря является морским умеренным, зависит от изменения расположения полярного фронта и силы западных ветров, интенсивность и направление которых находится в тесной зависимости с динамикой барических центров и описывается индексом NAO (Североатлантическое колебание). Он определяется, как разница давлений между Исландией (Исландский минимум) и Азорскими островами (Азорский максимум). Когда на севере низкое давление, а на юге высокое, преобладают относительно мягкие западные ветры. Соответственно, при высоком давлении на севере и низком на юге, дуют ветры северного и восточного направления (Leppäranta, 2009). По Дуванину (2021) к типам ветров по наибольшей повторяемости относят Ю, ЮЗ и З, наименьшей – СЗ, СВ, ЮВ.

Южная и западная части Балтийского моря располагаются в умеренном климатическом поясе северного полушария, относятся к центральноевропейской зоне мягкого климата и имеют западную циркуляцию, а северная его часть расположена в субарктическом поясе, на полярном фронте, колеблющемся над регионом и располагающемся ближе к северу летом. Разница температур между зимой и летом наблюдается намного больше на севере (Проект Моря СССР, 1992). Зимой диапазон

изменения температуры воздуха находится в направлении север-юг от  $-12^{\circ}\text{C}$  до  $0^{\circ}\text{C}$  из-за сильного влияния западных ветров. Летом перепады температур гораздо меньше, чем зимой. В июле средняя температура находится в диапазоне от  $14^{\circ}\text{C}$  до  $17^{\circ}\text{C}$  по всему бассейну.

Поле температуры в море по большей части формируется под влиянием теплообмена между морем и атмосферой, передача в глубинные слои осуществляется ветровым перемешиванием. Сезонные колебание температуры в этих слоях зависят от развития конвективного перемешивания и адвекции вод Северного моря. В зимний период открытая часть моря характеризуется однородностью распределения температуры воды в поверхностном слое, около  $1-2^{\circ}\text{C}$ . Летом температура поверхности по всей акватории составляет в среднем  $16-18^{\circ}\text{C}$  (Проект Моря СССР, 1992).

Также важная роль в формировании режима акватории принадлежит речному стоку. В Балтийское море поступает в среднем за год от 440 до 490 км<sup>3</sup> пресной воды. Речной сток непосредственно воздействует на режим мелководных заливов и верхнего квазиоднородного слоя и опосредованно – на бароклинную циркуляцию и интенсивность водообмена с Северным морем (Проект Моря СССР, 1992). В море впадает более 250 рек, из которых наиболее крупными являются Нева, Висла, Одер, Неман, Даугава и другие. Большинство крупных рек впадает с северной части акватории (Дубравин, 2021).

На поле солености Балтийского моря в основном влияет пресный сток и адвекция соленых североморских вод. По пространству поле солености зависит от рельефа дна, течений, ледообразования, ледотаяния, ветрового перемешивания и конвекции. В зимний период соленость поверхностных вод по всей акватории наибольшая, изменяется в пределах  $8,0-8,5\text{ ‰}$  в юго-западной части и  $6,5-7,0\text{ ‰}$  в северной части моря, сохраняясь в глубинных слоях. Средняя соленость поверхностного слоя в летний период изменяется от  $7,6-7,8\text{ ‰}$  в южной и юго-западной частях до  $6,2-6,8\text{ ‰}$  в северной частях

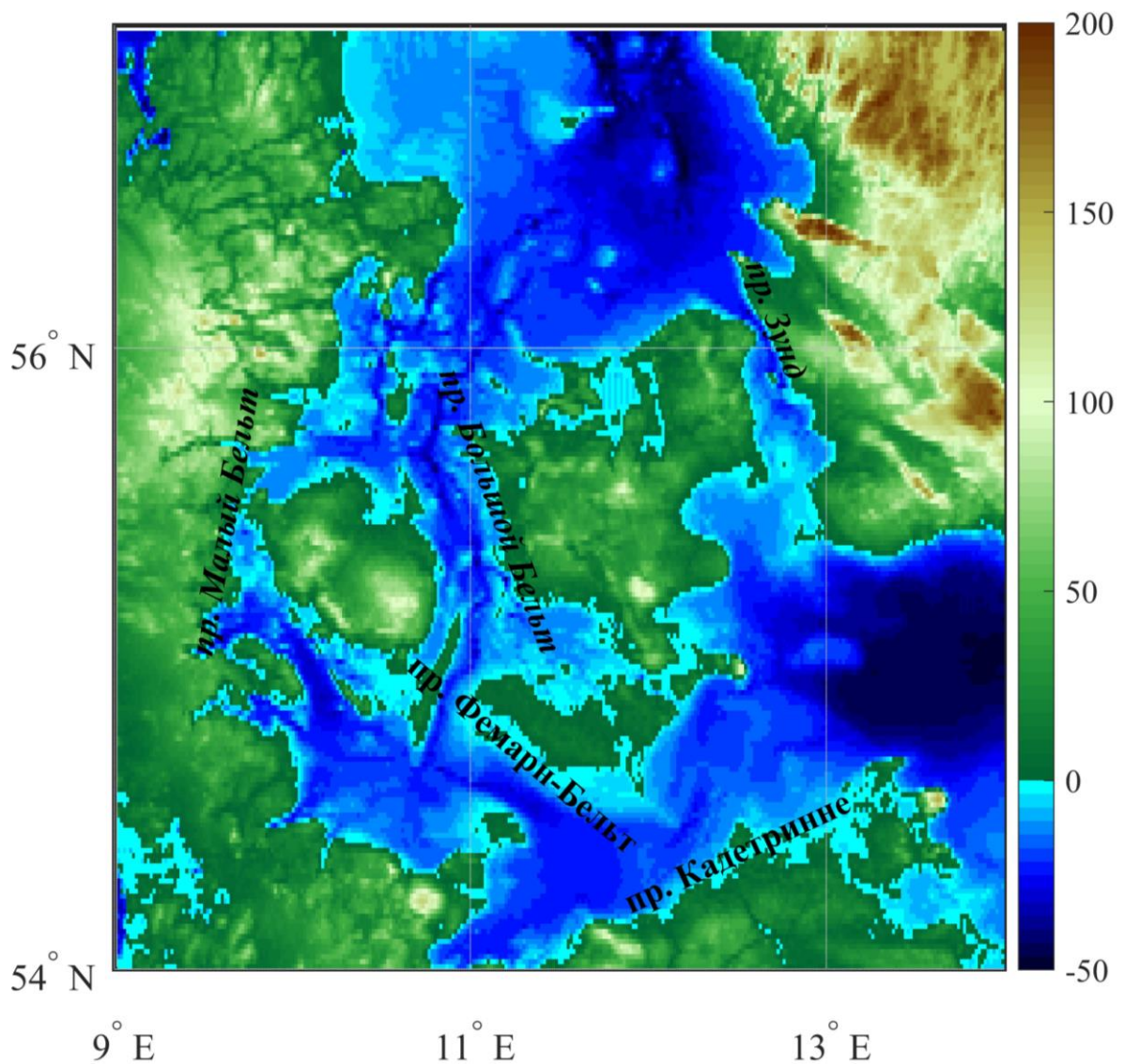


моря. Балтийское море четко разделено на два слоя: верхний распресненный и нижний осолоненный. Граница галоклина находится в пределах глубин от 20-25 м в Арконской впадине до 70-80 м в центральной части акватории, препятствуя вертикальной циркуляции в глубоководных районах. В центральной части моря соленость может достигать 13‰ у дна, в Ботническом заливе увеличивается лишь на 1-2‰ от поверхности до дна. Кроме того, ниже галоклина, в глубоких слоях Балтики, в частности впадинах, количество растворённого кислорода резко уменьшается, и образуются гипоксические (бескислородные) зоны (Проект Моря СССР, 1992), в которых также наблюдается увеличение содержания концентрации фосфатов и нитратов, иногда значительное увеличение концентрации сероводорода (Matthaus, 1993).

Акватория Балтийского моря также ежегодно покрывается льдом. Выделяют пространственную и временную неоднородность покрытия: раньше всего лед начинает появляться в северной части Ботнического залива, затем в мелководных участках Финского залива. Процесс ледообразования происходит в направлении от востока на запад (к открытым частям моря), центральная и южная части льдом не покрываются, но может встречаться дрейфующий лед. Максимум ледообразования наблюдается в конце февраля – начале марта, начало разрушения льда приходится на март – апрель.

## **Раздел 1.2. Общие сведения о водообмене Балтийского и Северного морей и методах его расчёта.**

Водообмен Балтийского и Северного морей протекает через длинные, узкие и неглубокие Датские проливы (рис. 1.2.): Малый Бельт (с глубинами 10-35 м, шириной от самой узкой области до самой широкой: 0.5 - 41 км), Большой Бельт (10-25 м, 11 - 78 км) и Зунд (7-15 м, 3.4 - 49 км). Мелководность проливов и их сложный рельеф во многом сказываются на гидрологических условиях и стратификации моря. Пролив Каттегат является переходной зоной смешения водных масс двух морей.

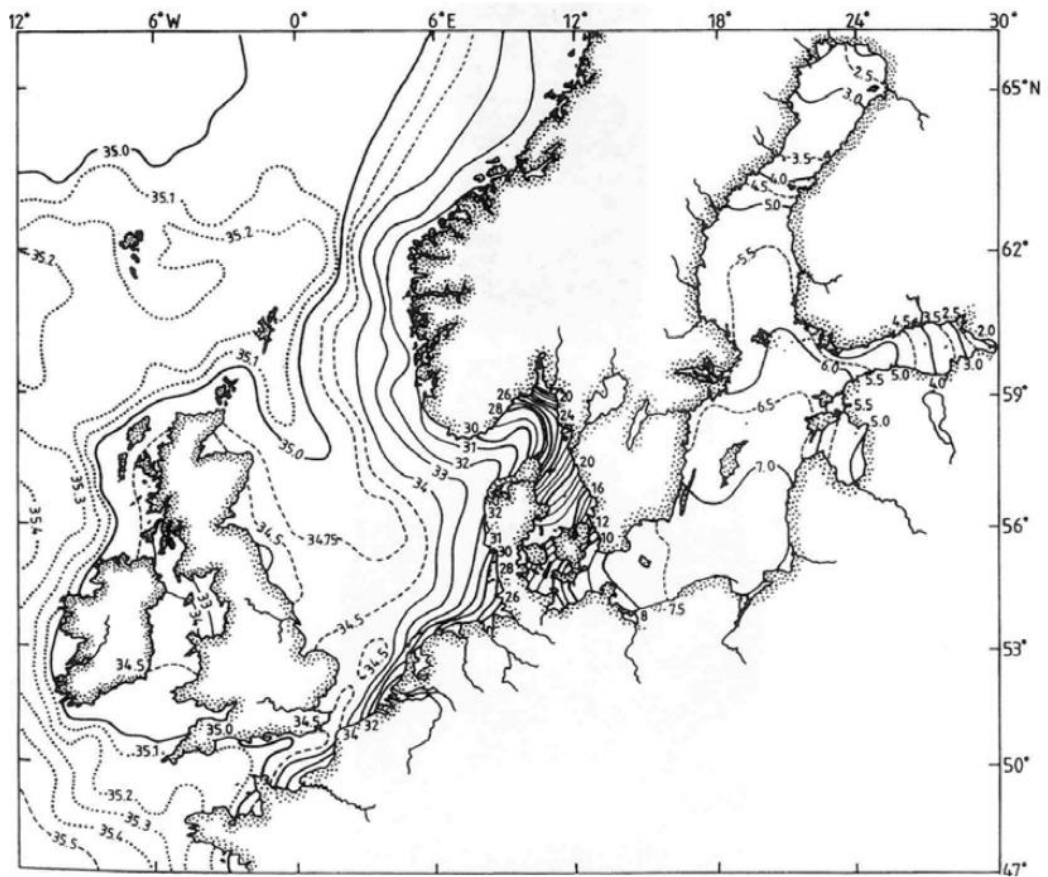


*Рисунок 1.2. Батиметрическая карта Датских проливов.*

Из-за больших запасов пресной воды в Балтийском море, обусловленных избытком поступления вод рек и атмосферными осадками, в поверхностных горизонтах потоки низкой плотности практически постоянно следуют в Северное море (60% от общего объема пресных вод). Среднее значение оттока пресной воды определяется общим речным стоком и разницей между осадками и испарением над морем, а сезонная изменчивость в основном определяется зональными колебаниями ветра над акваторией. Пик оттока пресной воды из Балтики (февраль-апрель) приходится примерно на два месяца раньше пика речного стока (апрель-июнь). Средний зональный ветер над регионом имеет отчетливый сезонный ход с преобладанием

западных ветров. Зональная (западная) компонента ветра особенно сильна осенью и зимой (сентябрь – март), что приводит к уменьшению оттока пресных вод из Балтийского моря и увеличению объема воды в эти месяцы. Весной и летом западные ветры значительно слабее, что приводит к увеличению оттока. В некоторых работах (Hordoir, 2009; Leppäranta, 2009; Дубравин, 2021) говорится о высоких значениях корреляции между оттоком пресных вод и индексом североатлантических колебаний (NAO), описывающим крупномасштабную атмосферную циркуляцию. Так, в годы с высоким положительным зимним индексом NAO (за период декабрь-март) преобладают более сильные западные ветры, что приводит к накоплению пресной воды в Балтийском море зимой и дальнейшем сильным оттоком в последующий весенний период (февраль-апрель).

Северное море вносит значительный вклад в общие условия стратификации в проливах Скагеррак и Каттегат. В последнем соленость поверхностного слоя около 17 ‰, а в глубоководных слоях превышает 30 ‰. Тогда как к югу от Датских проливов соленость на поверхности находится в пределах до 10 ‰ (рис. 1.3.). Таким образом, возникающие в результате этого неоднородности поля плотности (из-за горизонтальных перепадов солености) вод Датских проливов приводят к формированию бароклинного градиента давления, и, следовательно, постоянному притоку более соленой воды в Балтийское море. Обычно бароклинные притоки проявляются при устойчивых слабых ветрах (обычно в конце лета), приносят бедные кислородом воды, но отвечают за вентиляцию глубоких бассейнов Балтийского моря (Reissmann, 2009).



*Рисунок 1.3. Средняя соленость поверхностного слоя Балтийского и Северного морей (Leppäranta, 2009).*

В остальное время года баротропные притоки превышают воздействие бароклинных. Они возникают из-за воздействия ветра и разницы в атмосферном давлении, приводящей к баротропным градиентам давления (перепадам уровня моря) между Каттегатом и юго-западной частью Балтийского моря (Mohrholz, 2018). Как правило, они проявляются во время постоянных западных штормов, импортируют соль в Балтийское море, переносят насыщенную кислородом воду (Reissmann, 2009). Именно в контексте баротропных притоков часто говорят о больших балтийских затоках, считая их на порядок бóльшими импортерами соли.

Интенсивные затоки соленых и насыщенных кислородом североморских вод в Балтийское море в научной литературе принято называть «большими балтийскими затоками» (Major Baltic Inflows, MBI). «Нормальные» притоки с более высокой плотностью недостаточны для

вытеснения донных вод и изменения океанографических условий в глубоководных бассейнах Балтики, в отличие от больших балтийских затоков, которые являются основным процессом, вентилирующим придонные и глубинные воды. Это связано с недостаточным объемом воды с более высокой плотностью, проходящим через проливы, для вытеснения придонных вод.

Большие балтийские затоки происходят крайне нерегулярно из-за специфических и редких условий, необходимых для их протекания, а именно разницы в уровне моря и плотности между Арконским бассейном и проливом Каттегат. МВИ может происходить только при определенных последовательных событиях. Перед началом притока выделяют период с восточными ветрами, которые влияют на усиление оттока поверхностных вод в Северное море и понижению уровня в Балтике. В основной период восточные ветры сменяются длительными сильными западными ветрами, во время которых поступают большие массы высокосолёных североморских вод, понижается уровень в Северном море и значительно повышается в юго-западной части Балтики. Период после притока характеризуется ослаблением западных ветров, североморская вода больше не скапливается в Датских проливах, но из-за того, что уровень Балтийского моря уже значительно повысился во время притока, некоторое время продолжается сильный отток поверхностных вод в Северное море (Leppäranta, 2009). Чаще всего такие затоки приходятся на период с ноября по январь (около 60 % всех случаев).

Временной интервал между МВИ в научной литературе принято называть «периодом застоя» из-за снижения уровня кислорода в глубоких бассейнах (Leppäranta, 2009). Большие балтийские затоки изучают по нескольким причинам: помимо фундаментального интереса, они могут переносить растворенные вещества и твердые частицы в Балтийское море, что может способствовать увеличению загрязнения и влиять на морскую

среду; кроме того, с конца прошлого столетия отмечается значительный спад крупных притоков высокосолёных вод в Балтику; наконец, изучение больших балтийских притоков представляет особый интерес в связи с влиянием повышения уровня мирового океана на такие события (Matthaus, 1992).

Проблема расчета водообмена является достаточно сложной задачей: необходимо знать достаточно точные данные о течении вод и ее параметров, таких как солёность, температура, плотность, скорость течения. Поэтому существует несколько подходов к расчету водообмена.

Одна из первых попыток принадлежит Кнудсену (Альтшулер, 1980), основывающаяся на предположении о двухслойном движении воды в датских проливах: солоноватые легкие воды в поверхностных горизонтах вытекают из Балтийского моря, а более солёные втекают из пролива Каттегат. Он вывел зависимости, в которых расходы воды каждого слоя связаны с определенным соотношением солёности, умноженном на приток пресной воды. Также было обнаружено, что среднее течение в глубинах проливов является притоком, обусловленным бароклинным полем давления, создаваемым вытекающей легкой водой над более плотной солёной водой. Кнудсен также был первым, кто установил взаимосвязь между ветром, давлением воздуха и водообменом. Он заметил, что значение имеет не местный ветер над проливами, а скорее ветер над проливом Каттегат и южной Балтикой, поскольку он ведет к разнице уровня моря у входов в проливы.

К группе косвенных методов относятся расчёты Виттинга, использовавший полное уравнение водного баланса для оценки водообмена. Подобными исследованиями также занимались Соколовский, Бругмус (Проект Моря СССР, 1992).

Для выявления закономерностей водообмена использовались данные вертикального измерения течений. Такие измерения по разным горизонтам

использовал Якобсен в своих работах по исследованию водообмена. Он вывел эмпирические зависимости между водообменом и поверхностным течением на плавмаяке Дрогден (Соскин, 1957). Он предположил, что общий водообмен для всех проливов пропорционален поверхностному течению на маяке Дрогден. Формула Якобсена для расчета водообмена через датские проливы имеет следующий вид:

$$Q=5V_{д},$$

Где  $Q$  – водообмен через датские проливы в км<sup>3</sup>/месяц,  $V_{д}$  – средняя месячная скорость течения на поверхности у плавучего маяка Дрогден в см/сек.

Хела (Соскин, 1957) вычислил приток и отток вод через проливы на основе данных по измерениям уровня Балтийского моря. Его результаты позволили оценить точность эмпирических зависимостей Якобсена и показали, что расчеты по формулам Якобсена дают заниженные величины для случаев сильных изменений уровня моря.

Другая методика принадлежит Виртки и основывается на том, что водообмен через проливы связан с колебаниями уровня моря, пресным балансом и атмосферной циркуляцией. Так, водообмен через пролив Зунд он рассчитывал по эмпирической формуле Якобсена, а через проливы Большой и Малый Бельт – рассчитывал по зависимости от скорости поверхностного течения у плавучего маяка Хальсков-Рев. Коэффициент пропорциональности находился из отношения разности изменения объема воды Балтийского моря, пресного баланса и водообмена через пролив Зунд к среднемесячной скорости на поверхности у плавмаяка Хальсков-Рев. Виртки обнаружил, что коэффициент пропорциональности между поверхностным течением у плавмаяка и водообменом через Большой Бельт варьировался в разные периоды. И учитывая изменчивость этого коэффициента, Соскин (1957) предложил рассчитывать водообмен, используя данные о его составляющих (отдельно отток и приток вод) при выходных и входных течениях. Он также

связал водообмен в проливах со средними значениями наблюдений поверхностных течений с плавмаяков Хальсков-Рев и Лаппегрунд (в северной части Зунда). Соскин обнаружил линейную зависимость для оттока и нелинейную для притока.

Особое значение в исследовании механизма обмена вод между Балтийским и Северным морями имеют работы по «Бельт-Проекту», выполненные в рамках работы по международному исследованию водного баланса с 1974 г (Альтшулер, 1980). В этой работе Якобсен обобщил имеющиеся результаты, а также привел несколько вариантов годового хода водообмена, обусловленные различными методами расчета (в том числе и с помощью моделирования) и длиной реализации (Проект Моря СССР, 1992).

Одним из интереснейших последних исследований является применение данных спутников GRACE, запущенных в 2002 году НАСА, для оценки чистого переноса массы воды в Балтийском море (Boulahia, 2022).



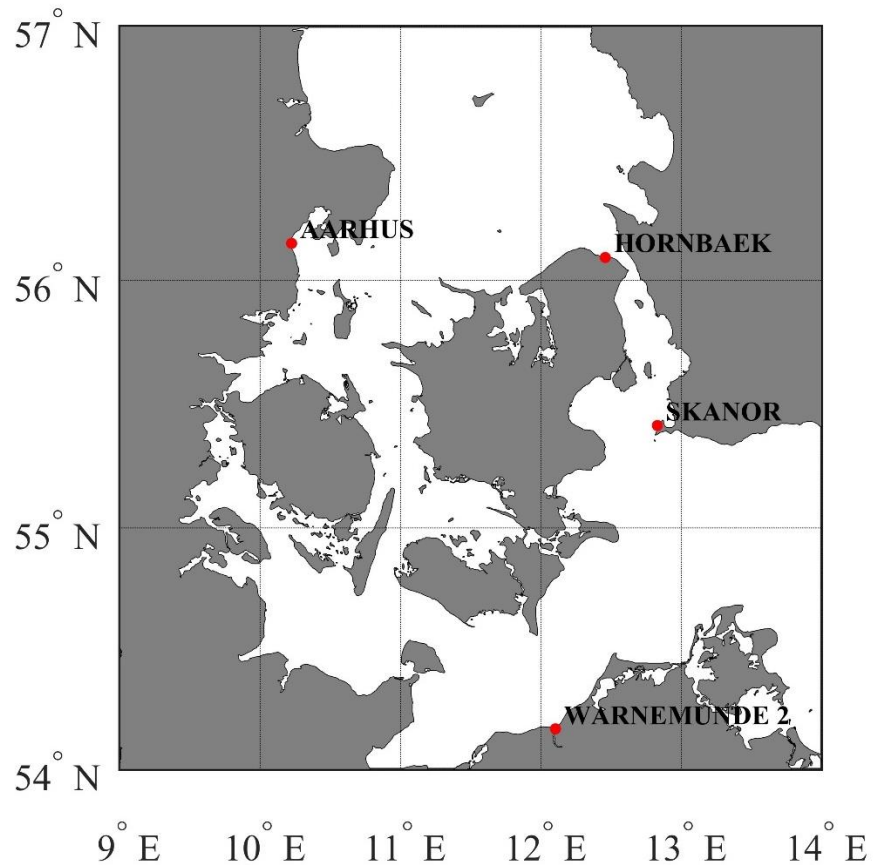
## **Глава 2. Данные и методы.**

### **Раздел 2.1. Мареографные данные.**

Наблюдения за уровнем в различных станциях Балтийского моря ведутся еще с XVII века. Самый продолжительный рекорд уровня в мире зафиксирован для станции Стокгольм, где наблюдения ведутся с 1774 года (Ekman, 2003). Систему регулярных наблюдений за колебанием уровня в Балтийском море по футштокам прибалтийские страны ввели к первой половине XIX века, и только к концу XIX века были установлены мареографы. Так, к концу XX века на территории Балтийского моря приходилось более 100 уровенных постов, больше половины из которых были оборудованы мареографами. На сегодняшний день по сравнению с остальными морями России в Балтике функционирует старейшая и наиболее развитая сеть наблюдений за уровнем моря.

В данной работе использовались среднемесячные и среднегодовые данные по уровню моря в различных пунктах Балтийского моря, взятые из архива Сервиса непрерывных измерений среднего уровня моря [7] (Permanent Service for Mean Sea Level, PSMSL), которая была создана в 1933 году и базируется в Национальном центре океанографии (NOC) в Ливерпуле, Англия. PSMSL является базой данных о долгосрочных изменениях уровня моря из записей мареографов, самые длинные из которых относятся к началу 19 века.

Всего было отобрано 4 станции с севера и юга Датских проливов, являющиеся наиболее репрезентативными, полными и подходящими для поставленных задач (в скобках указана продолжительность ряда): SKANOR (1992-2021), WARNEMUNDE 2 (1855-2022), AARHUS (1888-2017), HORNBAEK (1891-2017) (рис. 2.1.).



*Рисунок 2.1. Используемые в работе станции из архива PSMSL.*

## **Раздел 2.2. Альтиметрические данные.**

До недавнего времени большинство исследований по изменчивости уровня Балтийского моря проводились на основе имеющихся долгосрочных измерений с уренных постов. С запуска первых спутниковых альтиметров в 1993 году началась новая эпоха изучения вариации уровня. Такой метод является одним из современных методов дистанционного зондирования Земли и позволяет получать детальную информацию о высоте морской поверхности вследствие высокой точности, глобального охвата и высокой частоты обновления данных. Также одним из преимуществ использования именно альтиметрических данных является отсутствие влияния вертикальных движений земли и других процессов.

Спутниковый альтиметр является радаром, который измеряет расстояние между поверхностью Земли и спутником, используя радиолокационную систему. Он испускает регулярные импульсы в направлении поверхности земли и регистрирует время прохождения сигнала, величину и форму каждого отраженного сигнала. Форма возвращенного импульса содержит информацию о статическом распределении высоты поверхности в зоне наблюдения. Выделяют несколько уровней поверхностей: SSH – высота поверхности относительно эллипсоида, DT – динамическая топография, определяемая как разность между SSH и геоидом, MDT – средняя динамическая топография (DT-SLA), SLA – аномалии уровня моря и другие. Наиболее часто используемыми поверхностями являются динамическая топография и аномалии уровня моря.

В качестве альтиметрических данных использовались данные высот поверхности относительно геоида из продукта Global Ocean Gridded L4 (SEALEVEL\_GLO\_PHY\_L4\_MY\_008\_047), предоставленный информационным порталом CMEMS и охватывающий данные по альтиметрии с 1993 г. Продукт был создан путем объединения измерений нескольких высотометрических спутников (TOPEX/Poseidon, ENVISAT, Cryosat-2 и других). Пространственное разрешение данных  $1/4^{\circ} \times 1/4^{\circ}$  на обычной равнопрямоугольной проекции долгота/широта WGS 84 (EPSG 4326).

### **Раздел 2.3. Данные реанализов гидрофизических полей.**

Данные по скоростям течений (U и V компоненты) брались из двух реанализов (повторных анализов), в которых задействовано несколько источников: обработка наблюдений со спутников, численное моделирование, усвоение данные in situ и другие.

Первым является продукт GLORYS12V1 [6], основанный на существующей системе глобального прогнозирования в режиме реального времени и разработанный в рамках службы мониторинга морской среды (Copernicus Marine Environment Monitoring Service, CMEMS). Компонентом

модели является платформа NEMO (Nucleus for European Modeling of the Ocean), управляемая на поверхности ECMWF ERS-Interim. Этот продукт включает в себя среднесуточные и месячные данные по температуре, солености, течениям, уровню моря и др. Выходные данные отображаются с пространственным разрешением  $0,083^\circ \times 0,083^\circ$  (около 8 км) на 50 горизонтах с обычной равнопрямоугольной проекцией долгота/широта WGS 84 (EPSG 4326). В работе использовались данные с временным разрешением 1 месяц.

Второй использованный в работе продукт – региональный модельный реанализ физических процессов Балтийского моря [5] (This Baltic Sea Physical Reanalysis), также разработанный CMEMS и представляющий собой реанализ всей области Балтийского моря, включая переходную зону к Северному морю. Продукт создается также на базе модели лед-океан NEMO-Nordic и представляет среднесуточные, среднемесячные и среднегодовые переменные по солености, температуре, компонентам горизонтального течения и др. Выходные данные отображаются с пространственным разрешением примерно  $4 \times 4$  км и пространственной протяженностью от  $53^\circ$  до  $66^\circ$  с.ш. и от  $9^\circ$  до  $30^\circ$  в.д. с обычной равнопрямоугольной проекцией долгота/широта WGS 84 (EPSG 4326). В работе использовались данные как среднемесячного, так и среднесуточного временного разрешения.

#### **Раздел 2.4. Методы расчета водообмена.**

В водообмене в Датских проливах в основном преобладает баротропная составляющая, которая обусловлена, в первую очередь, разницей в уровне моря между юго-западной частью Балтийского моря и восточной частью Северного моря, а во вторую очередь, разницей плотности в продольном направлении через проливы. В свою очередь, разница между уровнями определяется ветровым режимом над центральной Балтикой и Северным морем; приливами, распространяющимися из Атлантического океана, притоком рек в Балтику и другими факторами (Jakobsen, 2010). Для оценки

водообмена между Балтийским и Северным морями использовался квадратичный закон трения, описанный в работах Jakobsen (1980, 2010) и Mohrholz (2018) и характеризующий баланс сил гидростатического давления и трения, где поток в проливах непосредственно связан с градиентом уровня:

$$Q = \sqrt{\frac{\Delta\eta_s - B}{K_f}} \quad (2.1)$$

Где  $Q$  – объемный расход жидкости,  $\Delta\eta_s$  – разница в уровне моря между Каттегатом и юго-западной Балтикой,  $K_f$  – эмпирический коэффициент трения, также называемый в некоторых работах удельным сопротивлением потоку, принимаемый от  $1.6 \times 10^{-10}$  до  $2 \times 10^{-11}$  с<sup>2</sup>м<sup>-5</sup>,  $B$  – коэффициента поправки на бароклинность (в пределах нескольких см) для разницы в уровне моря, который обусловлен градиентом плотности вдоль пролива, в данной работе не учитывался.

Вторым методом является широко используемый в гидравлике подход вычисления объемного расхода, где объем жидкости, протекающей через поперечное сечение потока в единицу времени, рассчитывается как произведение скорости потока на площадь сечения:

$$Q = v \times S \quad (2.2)$$

Где  $Q$  – объемный расход жидкости,  $v$  – скорость потока,  $S$  – площадь поперечного сечения потока, принимаемая в данной работе как произведение горизонтов по глубине на количество «ячеек» (зависящее от пространственного разрешения реанализа) в долготном направлении.

## **Раздел 2.5. Статистические методы обработки данных.**

В данной работе для анализа данных использовалось несколько методов: элементарная статистика, анализ трендов, корреляционный анализ, гармонический анализ, спектральный анализ, вейвлет-анализ.

*Элементарная статистика* используется для описательного анализа данных и включает в себя расчёт основных статистических показателей. Для расчета элементарных статистических величин использовались такие параметры как среднее, дисперсия, среднеквадратическое отклонение, максимальное и минимальное значение (Малинин, 2008).

Простая выборочная средняя (среднее арифметическое значение) или *математическое ожидание* характеризует центр тяжести (распределения) числового ряда, равная сумме отдельных значений выборки, деленное на общее число наблюдений (2.3).

$$\bar{x} = \frac{(x_1 + x_2 + \dots + x_n)}{n} = n^{-1} \sum x_i \quad (2.3)$$

Где  $\bar{x}$  – математическое ожидание,  $\sum x_i$  – сумма значений  $x_i$  за исследуемый период  $n$  (количество лет, месяцев, дней).

*Дисперсия* – мера разброса значений случайной величины относительно ее математического ожидания (2.3). Имеет размерность квадрата исходной характеристики.

$$D = \sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n} \quad (2.4)$$

Где  $D$  – дисперсия ряда,  $\sigma^2$  – среднеквадратическое отклонение,  $\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$  – сумма квадратов отклонений значений  $x_i$  от математического ожидания  $\bar{x}$  за исследуемый период  $n$  (количество лет, месяцев, дней).

Также одним из наиболее распространенных показателей распределения случайной величины является *среднеквадратическое отклонение*, показывающее среднюю степень разброса значений относительно математического ожидания. Рассчитывается как квадратный корень из дисперсии (2.4), поэтому сохраняет размерность исходного ряда.

$$\sigma = \sqrt{D} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n}} \quad (2.5)$$

*Максимальное и минимальное значение* являются значениями наибольшего и наименьшего элементов ряда и показывают экстремумы исследуемого ряда за период наблюдений.

*Коэффициент асимметрии* характеризует величину асимметрии распределения значений временного ряда, показывая, насколько сильно распределение отклоняется относительно среднего значения. Является безразмерной величиной.

$$As = \frac{\mu_3}{\sigma^3} \quad (2.6)$$

Где  $\mu_3 = \sum (x_i - \bar{x})^3$  – третий центральный момент,  $\sigma^3$  - среднеквадратическое отклонение.

Если  $As$  близок к 0, то значения временного ряда распределены более симметрично относительно среднего. При  $As > 0$ , это означает, что распределение скошено вправо, то есть наблюдается положительная асимметрия, и в ряде присутствуют большие положительные отклонения от среднего, и меньшие отрицательные. При  $As < 0$  распределение скошено влево, наблюдается отрицательная асимметрия.

*Анализ временных трендов* позволяет выявить общие тенденции в изменчивости данных для оценки стационарности процесса путем аппроксимации в виде линейного тренда, расчеты которого проводятся с использованием метода наименьших квадратов. Тренд может отражать наличие во временных рядах длиннопериодного колебания с периодом больше длины выборки. Уравнение линейного тренда выглядит следующим образом:

$$y = ax + b \quad (2.7)$$

Где  $a$ ,  $b$  – коэффициенты линейного тренда,  $a$  – значение, показывающее увеличение каждого последующего элемента временного ряда,  $b$  – точка пересечения с осью  $y$  на графике,  $x$  – входной аргумент времени,  $y$  – значение функции при заданном  $x$ .

При  $a > 0$  будем считать тренд положительным, при  $a < 0$  – отрицательным.

Также в работе рассчитывался квадратичный тренд:

$$y = a_1x^2 + a_2x + b \quad (2.8)$$

*Взаимный корреляционный анализ* использовался для выявления сходства временных рядов расходов, посчитанным разными методами и с использованием различных данных. Коэффициенты корреляции Пирсона (также известные как коэффициенты парной корреляции) – это ковариация двух рядов, деленная на произведение их стандартных отклонений. являются мерой линейной зависимости между двумя временными рядами.

Рассчитывается по формуле:

$$r_{xy} = \frac{cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.9)$$

Что также можно записать как:

$$r_{xy} = \frac{1}{n-1} \times \frac{\sum(x_i - \bar{x}) \times (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \times \sum(y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.10)$$

Где  $x_i$  – значение временного ряда  $x$ ,  $\bar{x}$  – математическое ожидание временного ряда  $x$ ,  $y_i$  – значение временного ряда  $y$ ,  $\bar{y}$  – математическое ожидание временного ряда  $y$  за исследуемый период  $n$  (количество лет, месяцев, дней).

Значения коэффициента корреляции находятся в диапазоне от  $-1$  до  $1$ , где  $+1$  – полная положительная линейная связь,  $-1$  – полная отрицательная,  $0$  – полное отсутствие линейной связи между рядами. Соответственно, при  $r_{xy} > 0$  – прямая положительная связь,  $r_{xy} < 0$  – обратная отрицательная связь. Для оценки тесноты связи между двумя временными рядами часто



используют качественные оценки по шкале Чеддока, исходя из абсолютных значений коэффициентов корреляции. Так, при  $r_{xy} = 0$  – нет связи,  $0 < |r_{xy}| \leq 0.3$  – связь слабая,  $0.3 < |r_{xy}| \leq 0.5$  – умеренная,  $0.5 < |r_{xy}| \leq 0.7$  – заметная,  $0.7 < |r_{xy}| \leq 0.9$  – высокая,  $0.9 < |r_{xy}| \leq 0.99$  – весьма высокая, сильная.

*Гармонический анализ (анализ Фурье)* используется для описания периодических и квазипериодических процессов, представляющий собой разложение в ряд Фурье, что позволяет описать временной ряд с помощью конечного числа гармоник и преобразовать его из временной области в частотную (спектр). Преобразование Фурье разлагает периодический временной ряд на его элементарные компоненты, предполагая, что он может быть аппроксимирован суммой гармоник на частотах сигнала с соответствующей амплитудой и фазой.

В данной работе рассчитывалось через быстрое Фурье преобразование элементов исходного ряда  $X$  длиной  $n$ :

$$Y(k) = \sum_{j=1}^n X(j)W_n^{(j-1)(k-1)} \quad (2.11)$$

Где  $Y(k)$  – преобразование Фурье функции  $X(j)$ ,  $W_n = e^{(-\frac{2\pi i}{n})}$  – является одним из  $n$  корней из единицы.

Быстрое преобразование Фурье является одним из численных методов построения дискретного преобразования. Используется для обработки сигналов и анализа гидрометеорологических наблюдений, основанный на разложении исследуемого стационарного процесса во времени (или в пространстве) на частотные составляющие (спектр), которые показывают вклад отдельных колебаний с разными частотами в общую энергию процесса. Он помогает в понимании физических причин, лежащих в основе изменений во времени изучаемого явления, указывая периоды главных колебаний. Это связано с тем, что временные ряды океанических явлений

часто содержат периодические компоненты. Периодический сигнал может быть представлен интенсивностью или амплитудой как функцией времени (Белоцерковский, 1993).

Для определения *значимости* частотных составляющих использовался критерий Стьюдента:

$$t = \frac{|r| \times \sqrt{n - 2}}{\sqrt{1 - r^2}} \quad (2.12)$$

Где  $t$  – выборочный критерий Стьюдента,  $r$  – коэффициент корреляции каждой частоты между гармоникой и исходным рядом,  $n$  – длина ряда.

Значение  $t$ -критерия сравнивалось с критическим значением  $t_{\text{крит}}$  с 5% уровнем значимости. Если  $t$ -критерий  $> t_{\text{крит}}$ , будем считать гармоники значимыми.

*Спектральный анализ* случайного процесса является обобщением гармонического анализа периодических функций на случайные процессы. Используется для анализа спектральных свойств временного ряда, а именно определения взаимосвязи значений ряда на разных временных промежутках. Одним из методов анализа является автокорреляционная функция:

$$K_x(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \times x(t - \tau) dt \quad (2.13)$$

Где  $K_x(\tau)$  – автокорреляционная функция, которая определяется интегралом от произведения 2ух копий ряда, сдвинутых относительно друг друга на время  $\tau$ .

Автокорреляционная функция представляет последовательность коэффициентов автокорреляции (коэффициенты корреляции между значениями данного ряда и его же значениями со сдвигом), начиная с  $\tau = 0$ . Максимальное количество сдвигов (длина автокорреляционной функции)

зависит от длина ряда: обычно принимают от  $\tau_{max} = N/2$ , если ряд короткий, до  $\tau_{max} = N/10$ , если ряд длинный.

Спектральная плотность  $S_x(\omega)$ , которая определяется как преобразование Фурье корреляционной функции  $K_x(\tau)$ :

$$S_x(\omega) = \int_0^{\tau_{max}} \lambda(\tau) K_x(\tau) \cos \omega\tau d\tau \quad (2.14)$$

Где  $\lambda(\tau)$  – весовая функция, применяемая для с целью уменьшения дисперсии оценок  $S_x(\omega)$ .

В работе использовалась весовая функция, также называемая «спектральным окном» Хемминга. Она используется для снижения влияния ограниченности длины временного ряда и удаления из неё мелких флуктуаций. Весовые функции сглаживают оценки автокорреляционной функции.

$$\lambda(\tau) = 0.54 + 0.46 \times \cos \frac{\pi\tau}{\tau_{max}} \quad (2.15)$$

Так, спектральный анализ представляет собой интеграл от автокорреляционной функции, характеризующий динамику процесса во временной области, на основании которой можно вычислять оценки спектральной плотности для выделения наиболее важных частот. Другими словами, в ходе анализа нужно получить функцию, показывающую распределение дисперсии ряда по частотам (Рожков, 2001).

Кроме того, на график спектральной плотности целесообразно наносить оценки «красного шума», который описывается автокорреляционной функцией, которая на первом сдвиге имеет значимый коэффициент автокорреляции, а на остальных она равна нулю. Кривая красного шума вычисляется по следующей формуле:

$$s_{\text{кш}}(\omega) = s_0(\omega) \frac{1 - r_1^2}{1 + r_1^2 - 2r_1 \cos\left(\frac{\pi}{m}\right)} \quad (2.16)$$

Где  $r_1$  – значение автокорреляционной функции при сдвиге  $\tau = 1$ ,  $s_0(\omega)$  – средний спектр.

$$s_0(\omega) = \sum_{\omega=0.01}^{2\pi} \frac{S(\omega)}{N} \quad (2.17)$$

Где  $\omega$  – круговая частота,  $N$  – длина исходного ряда.

*Вейвлет-анализ* для исследования временных рядов применяется сравнительно недавно, а теория вейвлетов является альтернативой анализу Фурье и дает более гибкую технику обработки сигналов. Он позволяет изучать структуры нестационарных океанологических процессов и локальные изменения сигнала. Но в то же время в его основе также лежит классическое преобразование Фурье.

Вейвлет-преобразование одномерного сигнала состоит в его разложении по базису, сконструированному из солитоноподобной функции (вейвлета) двух аргументов – масштаба и переноса (сдвига). Каждая из функций базиса характеризует пространственную (временную) частоту и ее локализацию в физическом пространстве (времени). Роль простых колебаний в вейвлет-анализе играют сами вейвлеты. Таким образом, вейвлет-преобразование обеспечивает двумерное представление исследуемого одномерного сигнала в частотной плоскости и позволяет «извлекать» локальную спектральную и временную информацию на всем протяжении исследуемого процесса (Астафьева, 1996). Непрерывное вейвлет преобразование (CWT) вычисляется по формуле:

$$C(a, b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt \quad (2.18)$$

Где переменная  $a$  определяет изменения масштаба по оси времени,  $b$  сдвигает вейвлет вдоль оси времени, множитель  $\frac{1}{\sqrt{a}}$  перед интегралом необходим для сохранения нормировки вейвлета при изменении масштаба,  $\psi$  – материнский вейвлет,  $\left(\frac{t-b}{a}\right)$  – масштабный коэффициент.

В работе использовался аналитический вейвлет Морзе, задающийся следующей формулой:

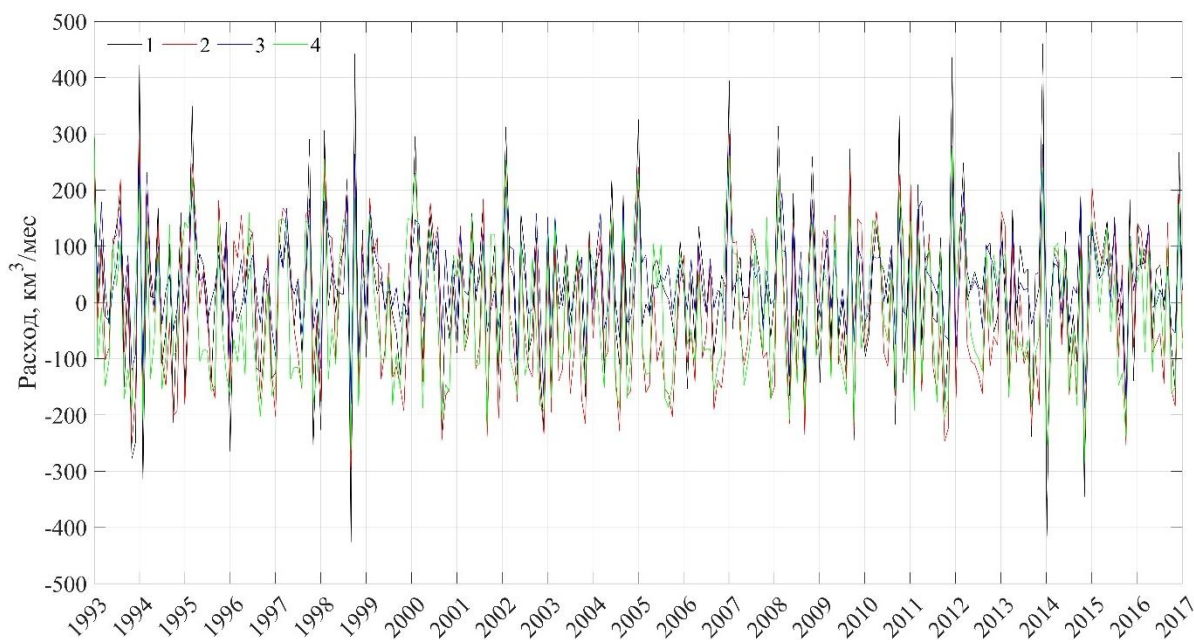
$$\psi_{P,\gamma}(w) = U(w)a_{P,\gamma}w^{\frac{P^2}{\gamma}}e^{-w^\gamma} \quad (2.19)$$

Где  $U(w)$  – единичный модульный шаг,  $a_{P,\gamma}$  – нормирующая константа,  $w$  – частота,  $P^2=\beta\gamma$  – ширина полосы пропускания времени,  $\gamma$  характеризует симметрию вейвлета,  $\beta$  – параметр затухания или компактности. Параметры симметричности и компактности принимались по умолчанию в пакете Matlab,  $\gamma=3$  и  $P^2=60$  соответственно.

## Глава 3. Результаты.

### Раздел 3.1. Сравнение методов.

Таким образом, по исходным среднемесячным рядам мареографных, альтиметрических и данных реанализов были посчитаны расходы в Датских проливах (рис. 3.1) по формулам (2.1) и (2.2) за период с января 1993 г. по декабрь 2017 г.



*Рисунок 3.1. Расходы в Датских проливах, рассчитанные по скорости течения из реанализов GLORYS12V1 (1) и This Baltic Sea Physical Reanalysis (3), а также по уровню моря по мареографным (2) и альтиметрическим (4) данным.*

Так как графики расходов каждого из методов накладываются друг на друга на рис. 3.1, для примера на рис. 3.2 был показан период за 2000-2005 гг. Как видно по графикам, интенсивность расходов меняется от года к году, расходы, посчитанные по GLORYS12V1, имеют завышенные локальные экстремумы по сравнению с остальными, а расходы по This Baltic Sea Physical Reanalysis имеют заниженные значения локальных минимумов.

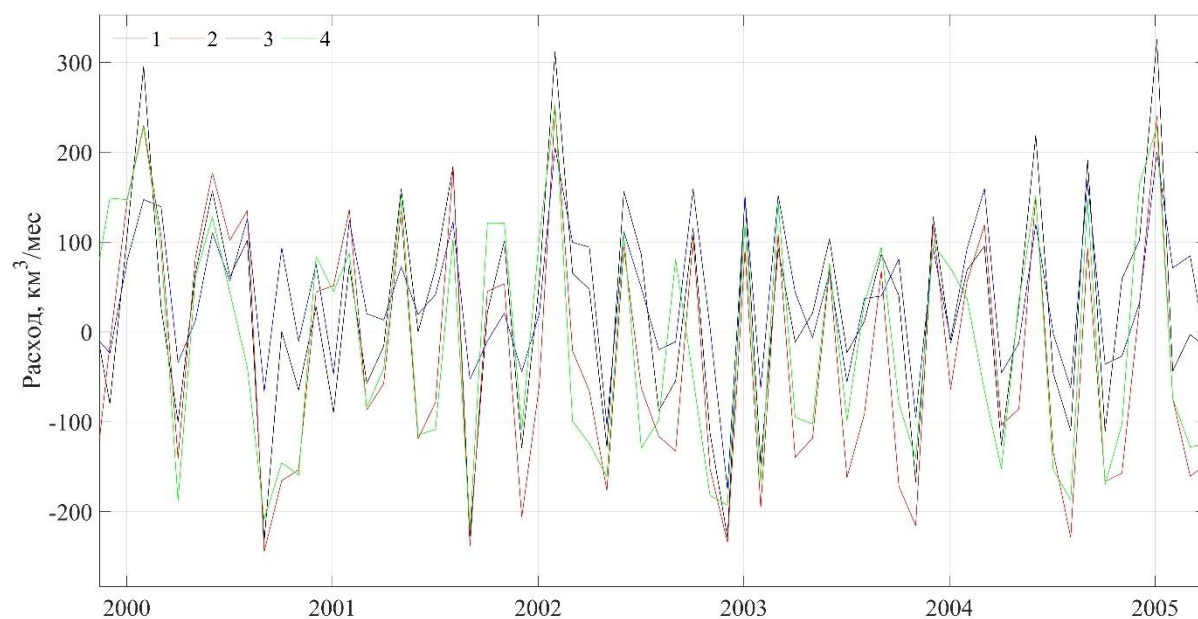


Рисунок 3.2. Расходы в Датских проливах, рассчитанные по скорости течения из реанализов GLORYS12V1 (1) и This Baltic Sea Physical Reanalysis (3), а также по уровню моря по мареографным (2) и альтиметрическим (4) данным за 2000-2005 гг.

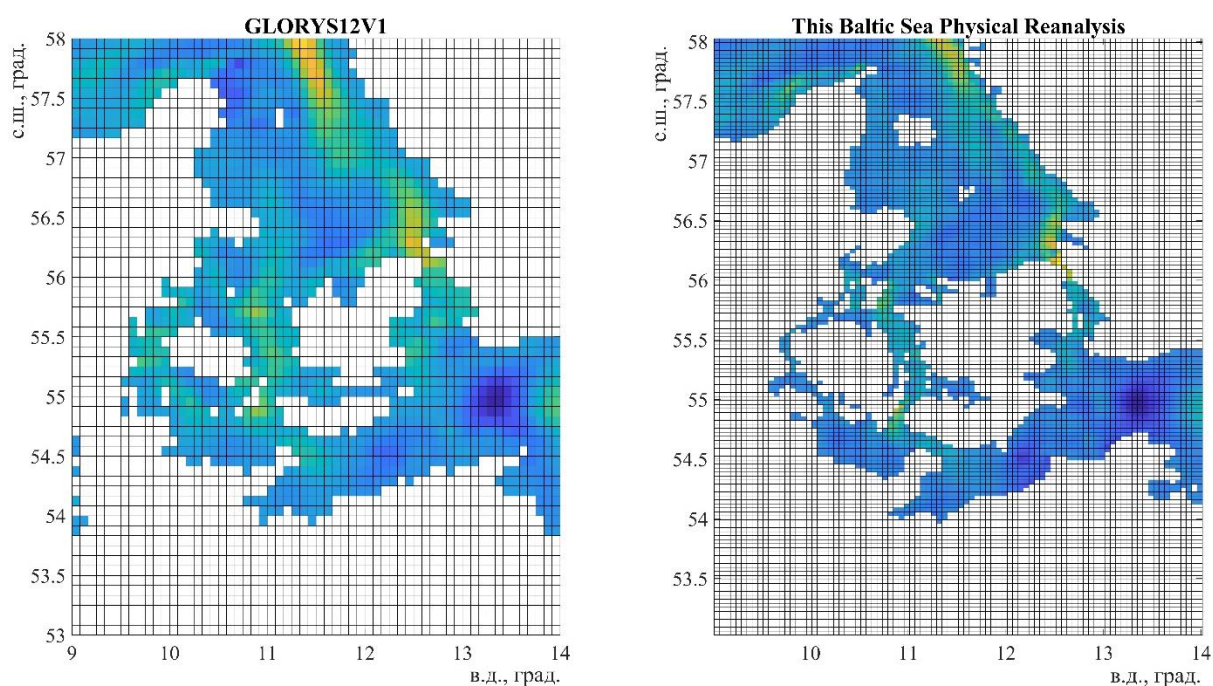
Для количественного описания расходов была проведена описательная статистика посредством основных статистических показателей (табл. 3.1), описанных в начале раздела 2.5.

Таблица 3.1. Статистические показатели применительно к расходам, рассчитанным по GLORYS12V1 (1), This Baltic Sea Physical Reanalysis (3), мареографным (2) и альтиметрическим (4) данным, где  $\bar{x}$  – математическое ожидание,  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение,  $D$  – дисперсия,  $X_{max}$  и  $X_{min}$  – максимальное и минимальное значение ряда,  $As$  – коэффициент асимметрии,  $r$  – коэффициент корреляции двух временных рядов.

$n$	$\bar{x}, \frac{\text{км}^3}{\text{мес}}$	$\sigma, \frac{\text{км}^3}{\text{мес}}$	$D, \frac{\text{км}^6}{\text{мес}}$	$X_{max}, \frac{\text{км}^3}{\text{мес}}$	$X_{min}, \frac{\text{км}^3}{\text{мес}}$	$As$	$r_{n \times n1}$	$r_{n \times n2}$	$r_{n \times n3}$	$r_{n \times n4}$
1	24,78	137,08	18792,14	460,68	-426,12	0,04		0,86	0,81	0,74
2	10,12	138,94	19303,57	299,99	-298,28	0,11	0,81		0,80	0,80
3	39,27	80,37	6458,54	281,90	-188,31	0,22	0,86	0,80		0,67
4	15,57	126,26	15941,89	296,11	-286,88	0,19	0,74	0,80	0,67	

По рассчитанным показателям можно сделать некоторые выводы о различии и сходстве между значениями расходов, посчитанных с разными

данными и методами. Наибольшие оценки математического ожидания соответствуют данным реанализов, наименьшие – мареографным и альтиметрическим данным. Наименьший разброс значений относительно математического ожидания относится к This Baltic Sea Physical Reanalysis. Самые большие экстремумы наблюдаются у GLORYS12V1, что может быть связано с искусственным расширением Датских проливов из-за недостаточного пространственного разрешения для моделирования водообмена в таких узких частях акватории (см. рис. 3.3), этот же реанализ характеризуется наименьшим коэффициентом асимметрии, что говорит о симметричности значений расходов относительно среднего значения. В остальных временных рядах наблюдается положительная асимметрия, причем наибольшая приходится на This Baltic Sea Physical Reanalysis, это объясняется наличием меньших по величине отрицательных отклонений от среднего значения.



*Рисунок 3.3. Пример пространственного распределения меридиональной компоненты скорости течения по двум реанализам.*

Также помимо описательной статистики был проведен взаимный корреляционный анализ для оценки тесноты связи между каждым



полученными временными рядами расходов. По абсолютным значениям коэффициентов корреляции можно качественно описать, насколько значительна связь между рядами. Так, связь расходов, полученных по альтиметрическим данным с двумя реанализами можно назвать умеренной/средней, а остальные коэффициенты корреляции отражают сильную/высокую связь между каждым рядом.

В связи с полученными результатами для дальнейшего анализа было решено использовать мареографные данные, как наиболее продолжительные для оценки межгодовой изменчивости, и данные реанализа This Baltic Sea Physical Reanalysis, имеющие наилучшее пространственное разрешение для анализа сезонного и синоптического масштаба.

### **Раздел 3.2. Межгодовая изменчивость.**

Расчет объемного переноса через Датские проливы требует согласованных временных рядов среднего уровня. Для исследования межгодовой изменчивости при оценке расходов между Балтийским и Северным морями были выбраны две станции по среднегодовому уровню моря Hornbaek и Warnemunde2, являющиеся наиболее длинными и непрерывными временными рядами, продолжительностью с 1891 по 2017 гг. Такая продолжительность позволяет исследовать межгодовую изменчивость водообмена.

Недостатком оценки водообмена по разности уровня мареографных измерений является присутствие в рядах геологического тренда, связанного с вертикальными движениями земной коры. Корректное исключение таких трендов влияет на оценку водообмена. В данной работе предлагается для исключения трендов использовать спутниковую информацию. Для этого были выбраны точки сеточной области альтиметрических данных, наиболее близко располагавшихся к мареографным станциям Hornbaek и Warnemunde2. Хорошо известно, что в альтиметрических данных отсутствуют тренды, связанные с вертикальными движениями земной коры,

так как оценки высот уровня моря отсчитываются от геоида, за который принимается средний многолетний уровень мирового океана, в то время как мареографные измерения уровня привязаны к системе отсчета относительно морского дна, положение которого может меняться из-за вертикального движения земной коры. Поэтому при удалении линейного тренда, полученного из временных рядов альтиметрических данных, из исходных мареографных мы можем получить тренд, связанный с поднятием или опусканием суши.

Несмотря на то, что мареографные пункты расположены сравнительно близко друг к другу, они имеют разные геологические тренды. Наши результаты оценок трендов в мареографных измерениях уровня для станций Hornbaek и Warnemunde2, представленные на рис. 3.4, показывают различные величины отрицательных трендов со значениями -1 и -0.7 мм/год соответственно (рис. 3.4).

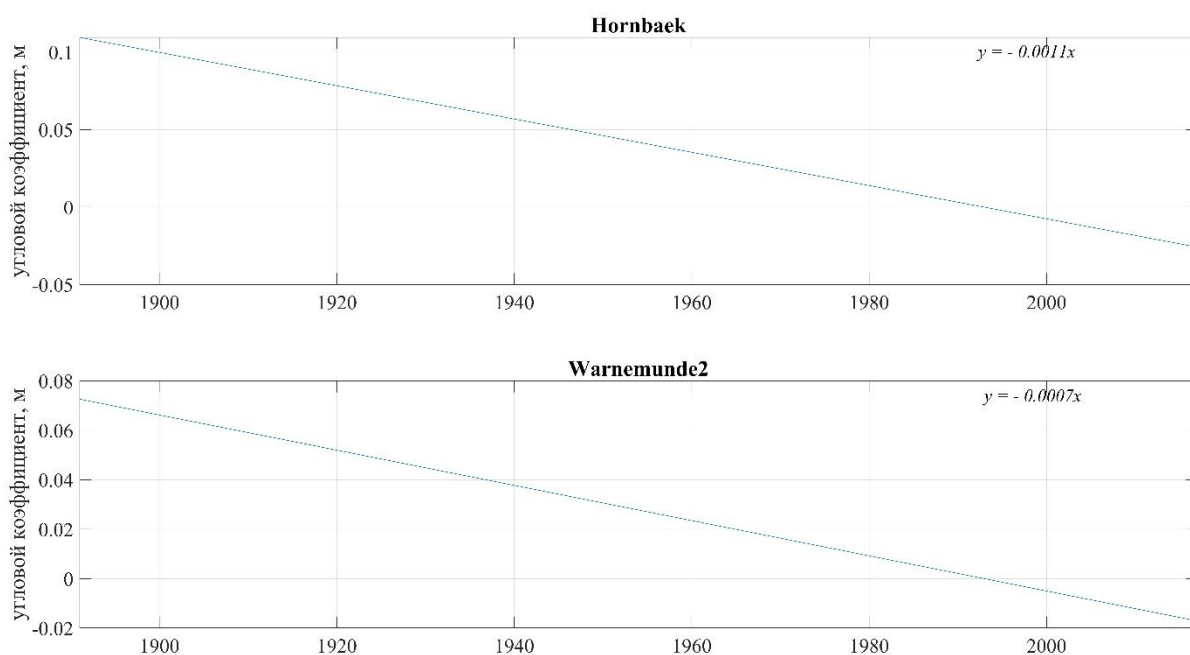
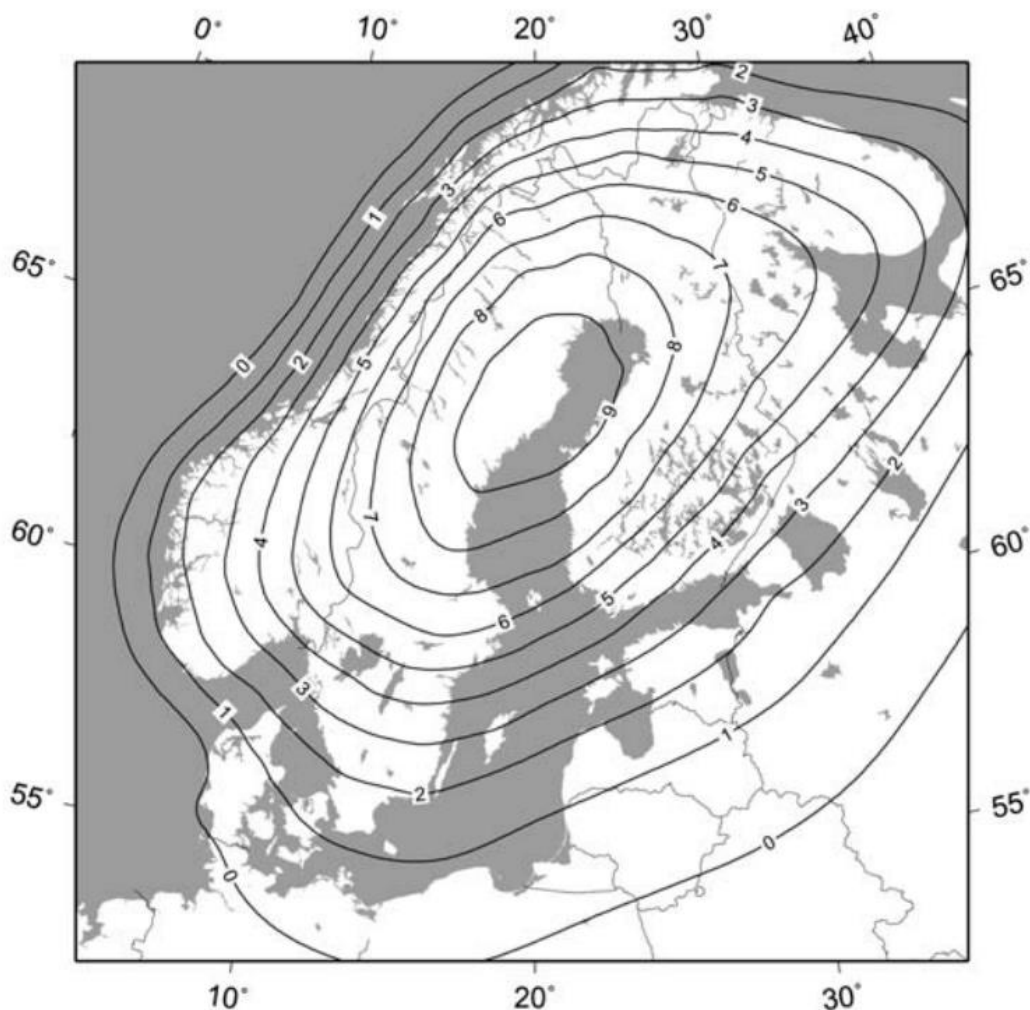


Рисунок 3.4. Тренды, связанные с поднятием суши.

Полученные результаты можно описать так: исходный уровень моря понижается примерно на 1 мм в год, что может быть вызвано поднятием суши (изменением высоты земной поверхности из-за различных

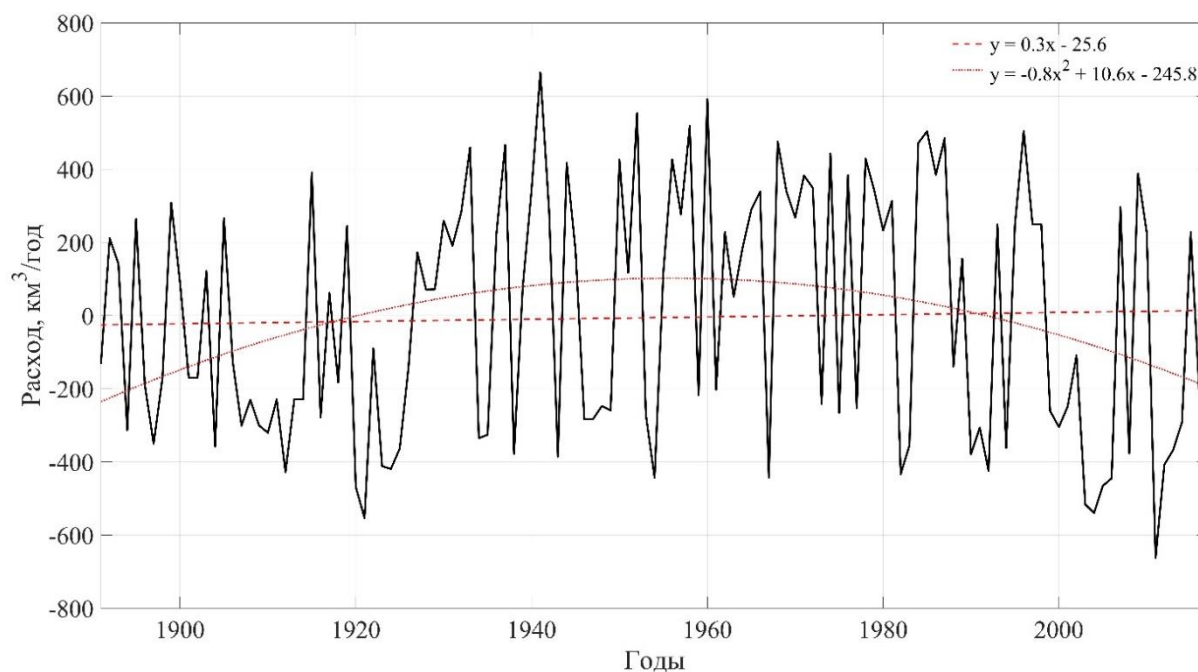
геологических процессов), что хорошо согласуется с результатами, полученными на основе данных наблюдений GPS и различных геофизических моделей (рис.3.5).



*Рисунок 3.5. Поднятие суши относительно центра Земли (мм/год),*  
Leppäranta M., 2009.

По полученному временному ряду с исключенным геологическим и оставшимся гидрометеорологическим трендом были посчитаны расходы по формуле 2.1 (рис. 3.6) и проведена описательная статистика посредством основных статистических показателей (табл. 3.2). В рассчитанном ряде среднегодовых расходов можно видеть положительный линейный тренд, который не является значимым. В то время как квадратичный тренд является значимым и выражает тенденцию возрастания оттока в начале XX века, достигая максимума в 50-е годы, а затем наблюдается нисходящая ветвь

квадратичного тренда. Таким образом, по исследуемому временному ряду межгодовой изменчивости расходов можно выделить два периода: с конца XIX века по 50-е годы XX века, характеризующийся увеличением суммарного водообмена с преобладанием оттока над притоком, и с начала 50-х по настоящее время, в который суммарный водообмен уменьшается.



*Рисунок 3.6. Межгодовая изменчивость расходов в Датских проливах, красным обозначены линейный и квадратичный тренды.*

По представленным статистическим характеристикам среднегодовых расходов в табл. 3.2 за период с 1891 по 2017 г. хорошо видно, что математическое ожидание имеет положительное значение, свидетельствующее о преобладании оттока над притоком, что является верным, так как Балтийское море характеризуется положительным водным балансом. Максимальные значения среднегодовых расходов достигают 664 км<sup>3</sup>/год, минимальные - 663 км<sup>3</sup>/год.

*Таблица 3.2. Статистические показатели применительно к расходам, рассчитанным по мареографным данным, где  $\bar{x}$  – математическое ожидание,  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение,  $D$  – дисперсия,  $X_{max}$  и*

$X_{min}$  – максимальное и минимальное значение ряда,  $As$  – коэффициент асимметрии.

$\bar{x}$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{год}}$	$\sigma$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{год}}$	$D$ , $\frac{\text{км}^6}{\text{год}}$	$X_{max}$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{год}}$	$X_{min}$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{год}}$	$As$
5.6	332.9	110823.65	664.5	-663.1	0,08

Оценка амплитудных максимумов колебаний водообмена в диапазоне межгодовой изменчивости проводилось по результатам Фурье анализа среднегодовых значений расходов, полученных на основе мареографных измерений (рис. 3.7). Предварительно из ряда исключались линейный и квадратичный тренды. Полученные результаты выявили в рядах значимые амплитудные максимумы с периодами 42.3, 11.5, 9.8, 7.5, 5.8, 4.1, 2.6 и 2 года, наибольшими из которых являются пики с периодами 42.3, 11.5 и 2 года.

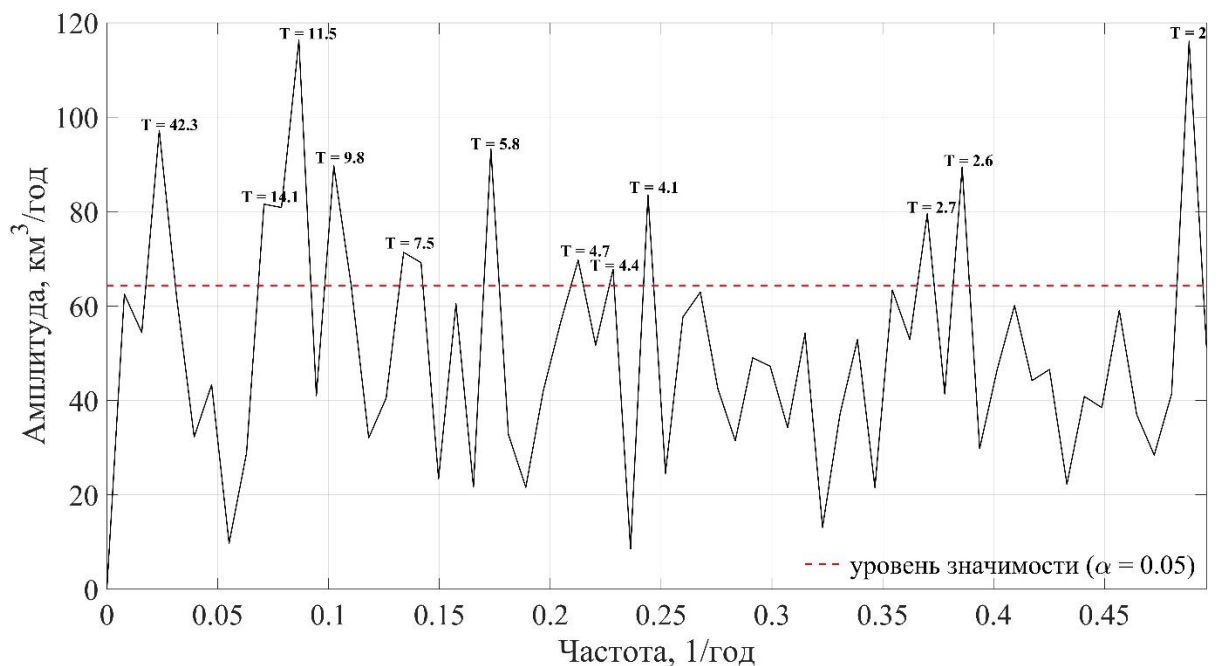


Рисунок 3.7. Спектрограмма Фурье-анализа межгодовой изменчивости колебаний водообмена за период 1891-2017 гг.

Оценки энергонесущих максимумов (рис. 3.8), полученные с помощью спектрального анализа (где  $\tau_{max} = 1/2$  длины ряда), позволили выделить

похожие пики на периодах 12, 10, 7.5, 4.6, 4.1, 2.7, 2.6 и 2 года, где наибольший вклад в дисперсию вносят первые три.

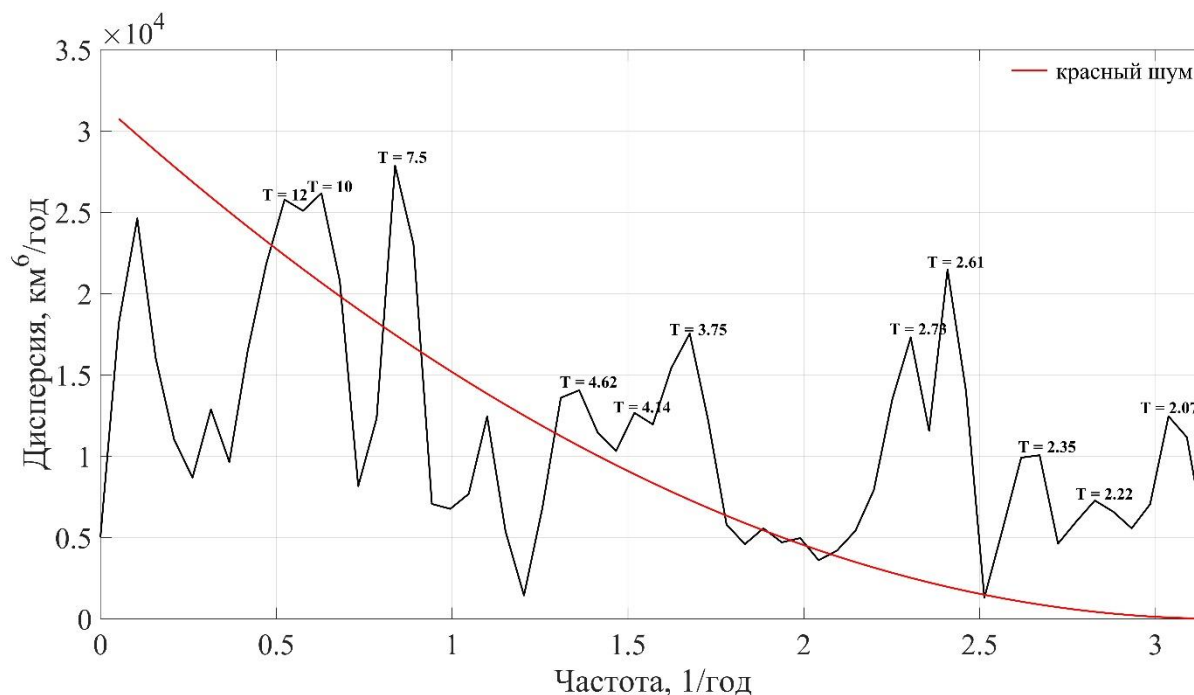


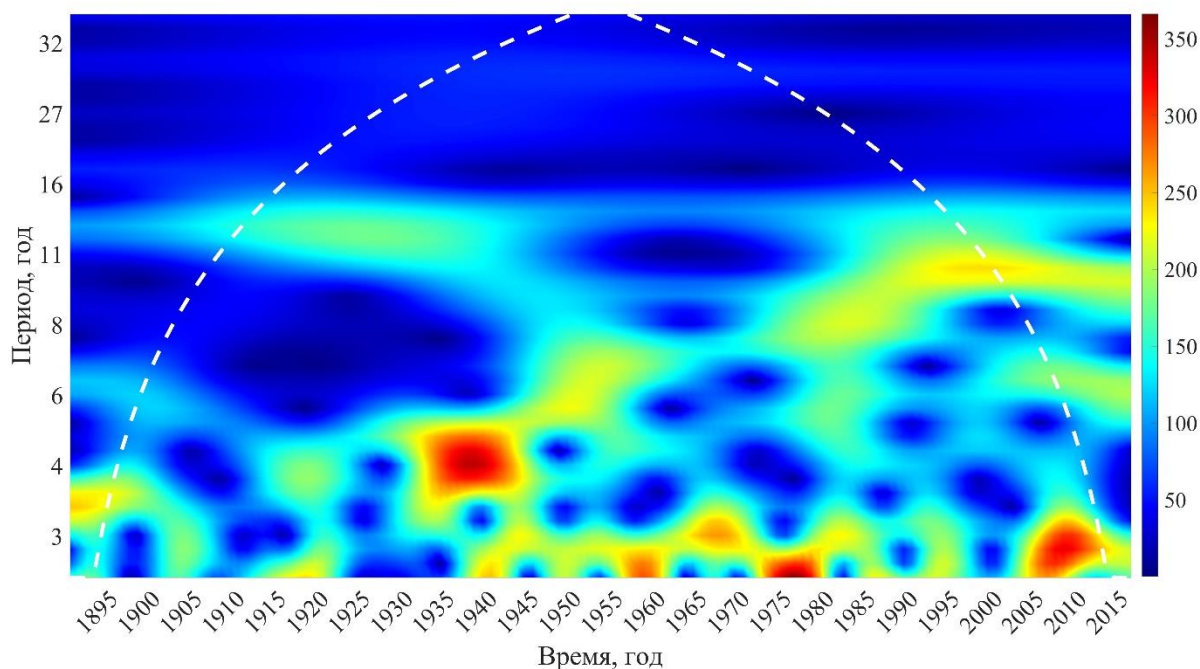
Рисунок 3.8. Спектр ряда среднегодовых значений водообмена за период 1891-2017 гг.

Колебания водообмена – случайный процесс, для изучения которого нужно также учитывать нестационарность временного ряда. В отличие от Фурье-анализа, который локализует частоты без временного разрешения, вейвлет-анализ позволяет выделять низкочастотные и высокочастотные характеристики ряда на разных временных масштабах. По распределению значений коэффициентов вейвлет-преобразования можно понять, какой вклад вносят различные колебания различных временных масштабов в общую дисперсию ряда и как меняются во времени характеристики колебаний. Вейвлет-анализ расходов (рис. 3.9), где на оси абсцисс – время, а на оси ординат – масштабы колебаний (бóльшие значения характеризуют интенсивность колебания), показывает несколько выраженных максимумов энергии колебаний в области диапазонов от 2-3 до 15 лет: зафиксированы максимумы с периодами около 2-3 лет в 1940, 1955-1960, 1965-1970, 1973-1980 и 2005-2010 гг.; 4-5 лет в 1935-1944 гг.; а также нестационарные



максимумы с периодами около 11-15 лет за 1910-1940 и 1985-н.в. В том числе, по спектрограмме вейвлет-анализа видно, что по сравнению с высокочастотными колебаниями, колебания больших масштабов являются более нестационарными. Хорошо видно, что в высокочастотном диапазоне происходит увеличение с течением времени амплитуды колебаний с периодами около 3-х лет. Также результаты вейвлет-анализа показывают, что в 1930-1940 годы отмечается резкое усиление колебаний с периодом 4 года, а в периоды с 1910 по 1935 и с 1980 по настоящее время происходит усиление колебаний с периодом около 11-12 лет.

Высокочастотные колебания с периодом 2-3 года часто в научной литературе называют квазидвухлетними. Их связывают со сменой среднего направления зонального ветра, то есть чередований западной и восточной фаз, и скорости (Хайруллина, 2011). Низкочастотные колебания с периодом 11 лет могут определять циклами солнечной активности с такой же периодичностью.



*Рисунок 3.9. Спектрограмма вейвлет-анализа межгодовой изменчивости колебаний водообмена за период 1891-2017 гг.*

Можно сказать, что межгодовая изменчивость водообмена между Балтийским и Северным морями определяется модуляцией годового хода (то есть форма кривой меняется от года к году, изменяется амплитуда, значения экстремумов), а также долгопериодными колебаниями.

### **Раздел 3.3. Сезонная изменчивость.**

В данной работе оценка сезонной изменчивости проводилась по среднесуточным значениям расходов, посчитанных с использованием компонент скорости течения из регионального модельного реанализа физических процессов Балтийского моря за период с 1993 по 2017 год по формуле 2.2.

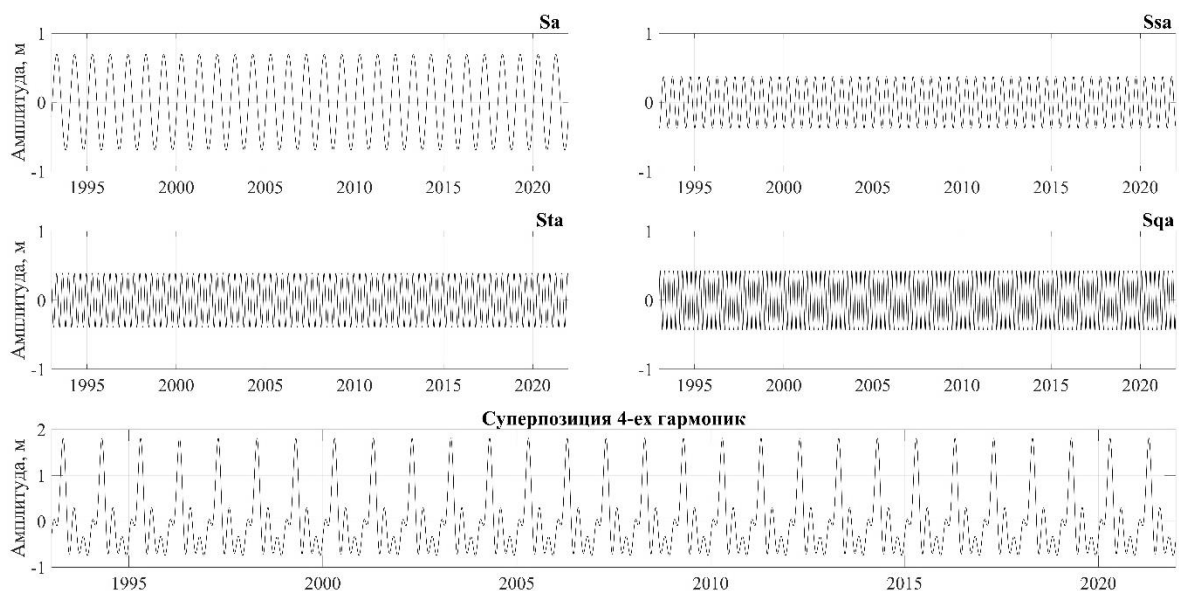
Сезонная изменчивость может быть описана суммой четырех гармоник: годовой ( $S_a$ ) – 365.2 сут, полугодовой ( $S_{sa}$ ) – 182.6 сут, третьгодовой ( $S_{sta}$ ) – 121.8 сут, четвертьгодовой ( $S_{sqa}$ ) – 91.3 сут:

$$A(t) = A_{Sa} \cos(w_{Sa}t - G_{Sa}) + A_{Ssa} \cos(w_{Ssa}t - G_{Ssa}) + A_{Sta} \cos(w_{Sta}t - G_{Sta}) + A_{Sqa} \cos(w_{Sqa}t - G_{Sqa}) \quad (3.1)$$

Где  $A_{Sa}$ ,  $A_{Ssa}$ ,  $A_{Sta}$ ,  $A_{Sqa}$  – амплитуды гармоник;  $G_{Sa}$ ,  $G_{Ssa}$ ,  $G_{Sta}$ ,  $G_{Sqa}$  – фазы гармоник;  $w_{Sa}$ ,  $w_{Ssa}$ ,  $w_{Sta}$ ,  $w_{Sqa}$  – частоты гармоник;  $t$  – время.

С помощью Фурье-анализа рядов среднесуточных значений расходов были оценены средние значения амплитуд и фаз четырех гармоник (рис. 3.10). Использование среднесуточных значений объясняется тем, что полученные оценки амплитуд и фаз могут быть неточными из-за неравномерного временного интервала среднемесячных значений (Cartright, 1983), а также такие данные сокращают временные ряды до 12 значений в год.





*Рисунок 3.10. Годовая, полугодовая, третьгодовая, четвертьгодовая гармоника сезонных колебаний водообмена за период 1993-2021 гг.*

Результаты гармонического анализа показали, что средняя амплитуда за весь период годовой гармонике (Sa) имеет наибольшую амплитуду (0.7 км<sup>3</sup>/год) с фазой 108°. У полугодовой гармонике (Ssa) амплитуды почти в 2 раза меньше (0.37 км<sup>3</sup>/год), чем у годовой, с фазой 187°. Средняя амплитуда третьгодовой (Sta) и четвертьгодовой (Sqa) гармоник немного больше гармонике Ssa, с амплитудами 0.39 и 0.43 км<sup>3</sup>/год и фазами 315° и 96°, соответственно.

Сезонная изменчивость расходов может быть связана именно с сезонными изменениями ветра и атмосферного давления. Например, по спектральному тензору скоростей ветра также выделяется пик с периодом 1 год (Проект Моря СССР, 1992). Также все четыре гармонике, определяющую сезонную изменчивость, выделяются на спектральной плотности расходов рек. Они характеризуют фазы водного режима: весеннее половодье, летняя межень, осенний дождевой паводок и зимняя межень (Проект Моря СССР, 1992).

### Раздел 3.4. Синоптическая изменчивость.

Для исследования синоптической изменчивости из исходного ряда среднесуточных расходов вычитались предвычисленные значения сезонных колебаний по формуле 3.1 и суперпозиции гармоник с периодом больше года. Полученный таким образом временной ряд описывает синоптическую изменчивость (рис. 3.11), для которого проведена описательная статистика посредством основных статистических показателей (табл. 3.3).

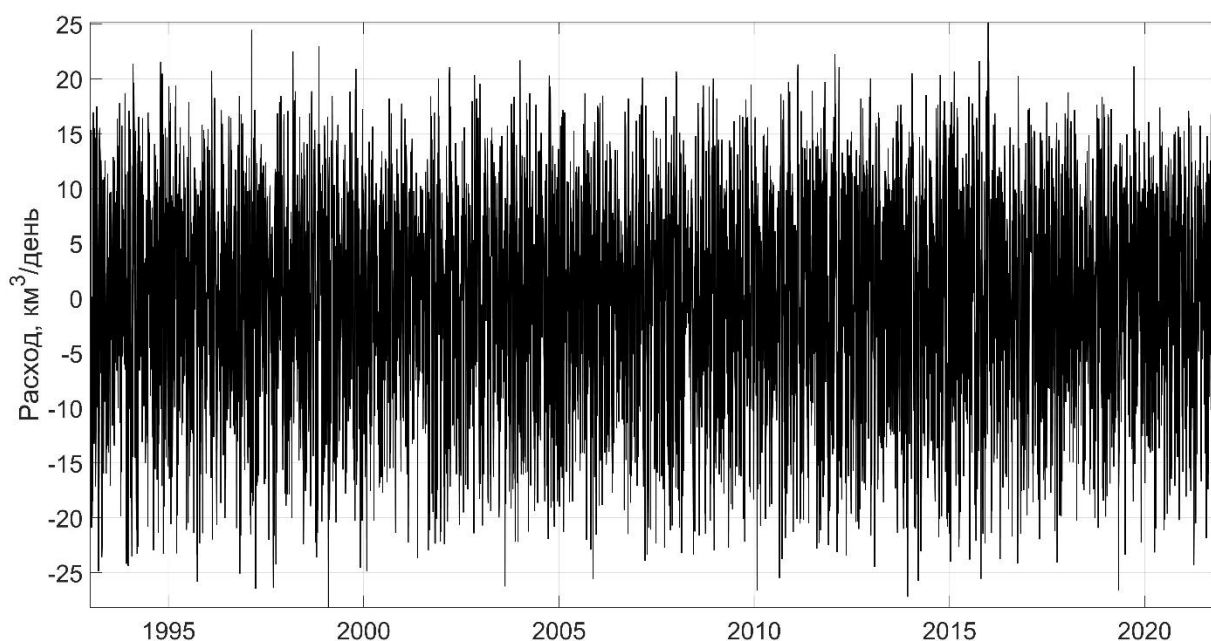
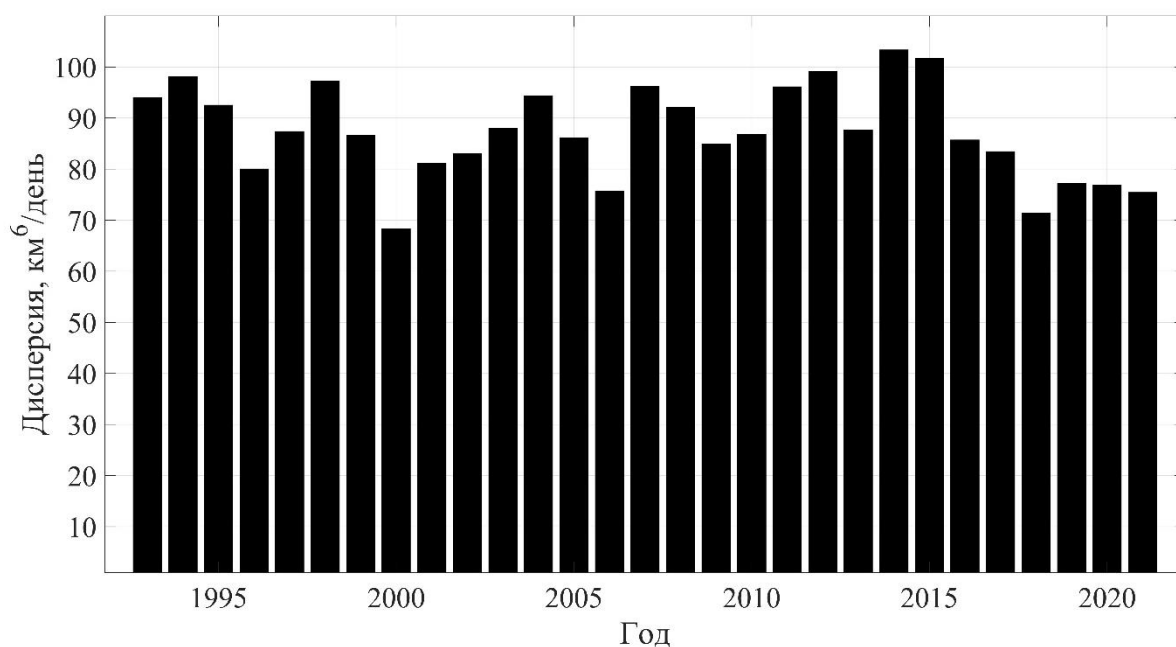


Рисунок 3.11. Синоптическая изменчивость расходов в Датских проливах за период 1993-2021 гг.

Таблица 3.3. Статистические показатели применительно к расходам синоптической изменчивости, рассчитанным по данным реанализа, где  $\bar{x}$  – математическое ожидание,  $\sigma$  – среднеквадратическое отклонение,  $D$  – дисперсия,  $X_{max}$  и  $X_{min}$  – максимальное и минимальное значение ряда,  $As$  – коэффициент асимметрии.

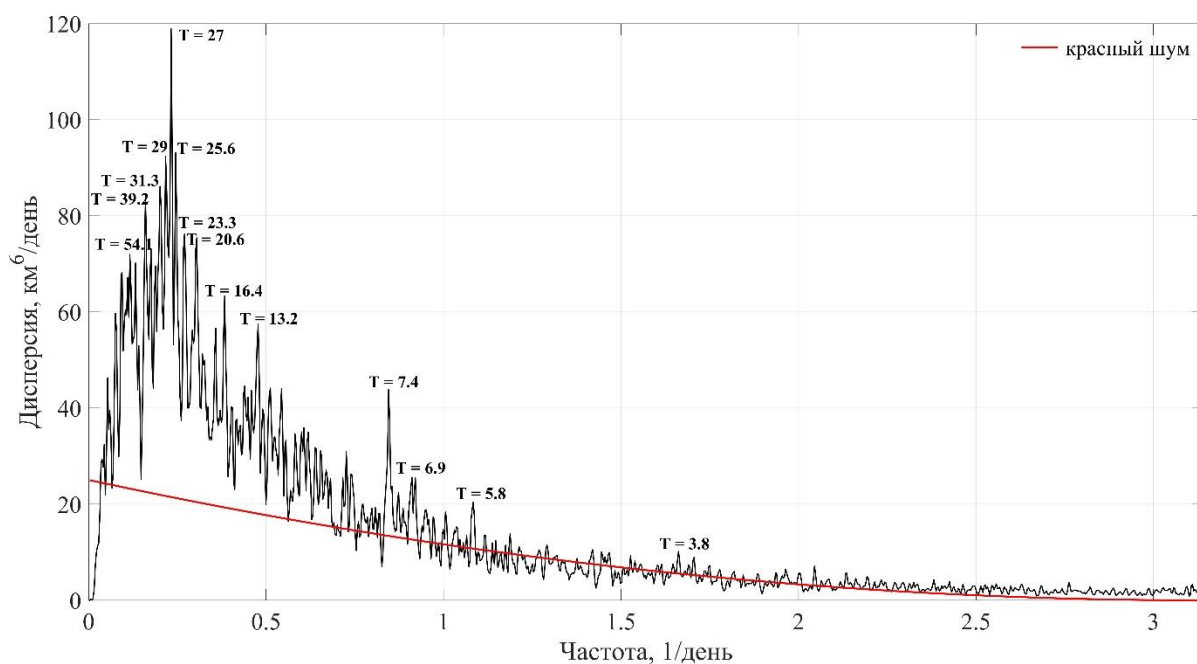
$\bar{x}$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{день}}$	$\sigma$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{день}}$	$D$ , $\frac{\text{км}^6}{\text{день}}$	$X_{max}$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{день}}$	$X_{min}$ , $\frac{\text{км}^3}{\text{день}}$	$As$
1.2E-15	9.33	87.06	25.14	-28.18	-0.24

На рис. 3.12 показано распределение дисперсии за каждый год, где наименьшая изменчивость значений расходов приходится на 2000 и 2018 гг., наибольшая – на 2015 и 2016 гг.



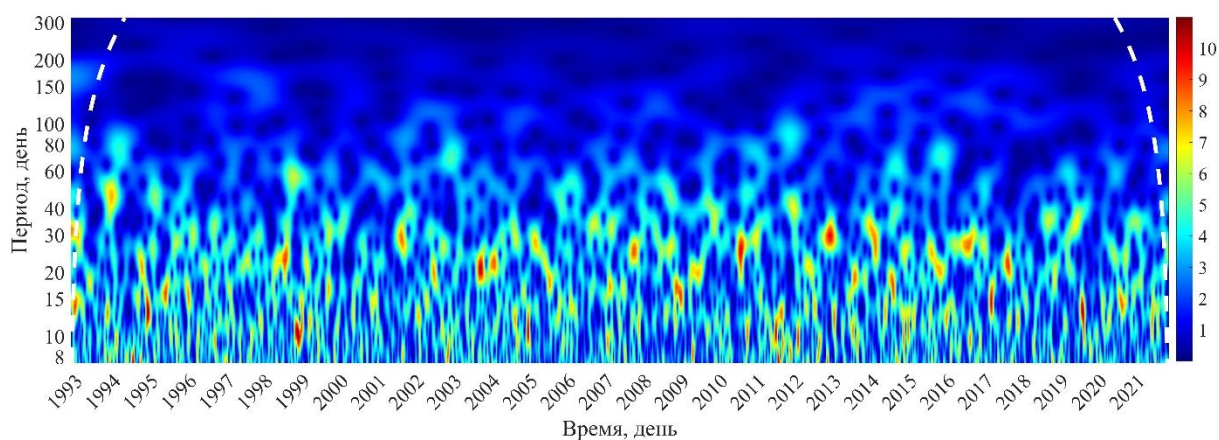
*Рисунок 3.12. Гистограмма распределения дисперсии по годам.*

Результаты спектрального анализа (где  $\tau_{max} = 1/10$  длины ряда), представленные на рис. 3.13, позволили выявить наиболее выделяющиеся энергонесущие максимумы, соответствующие периодам 5.8, 6.9, 7.4, 13.2, 16.4, 25.6, 27, 29, 31.3, 39.2 и 54.1 дней. Так, гармоники с периодом до 7 дней могут быть объяснены естественными синоптическим режимом, - промежутком времени, в течении которого на акватории сохраняется определенный тип синоптических процессов. Иногда его выделяют с бoльшим периодом, примерно до 15 дней. Пики на частотах с периодом 27 и 13 дней могут быть связаны с влиянием низкочастотных приливных гармоник: лунной месячной и лунной полумесячной.



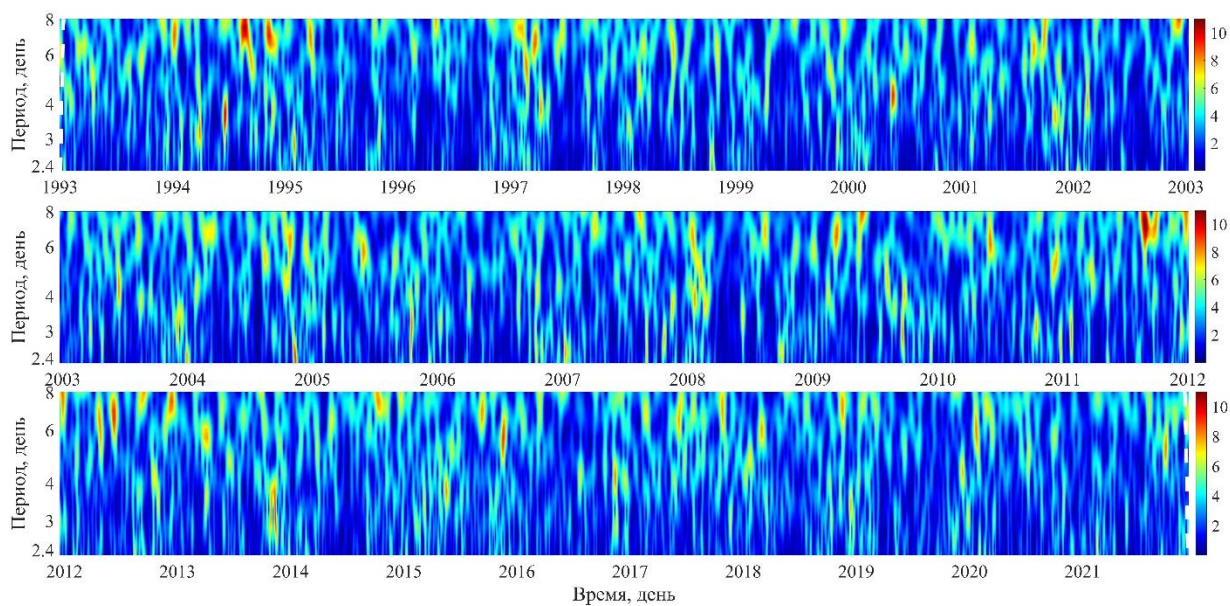
*Рисунок 3.13. Спектр синоптической изменчивости колебаний водообмена за период 1993-2021 гг.*

Анализ нестационарных колебаний расходов синоптического масштаба с помощью вейвлет-преобразования с периодами от 8 дней позволил выделить наибольшие энергонесущие максимумы, приходящиеся на периоды 20-30 дней: ярко выражены пики в 1998, 2003-2004, 2008, 2011, 2014 и 2017 гг. Также были зарегистрированы более высокочастотные пики на частотах с периодом 15 дней за 1995, 2017 и 2020 годы и пик на частоте с периодом 10 дней, приходящийся на 1999 год.



*Рисунок 3.14. Спектрограмма вейвлет-анализа синоптической изменчивости колебаний водообмена за 1993-2021 гг. с периодом от 8 дней.*

Для более высокочастотного диапазона (с периодами до 8 дней) наблюдается увеличение с течением времени амплитуды колебаний с периодами 6-8 дней, приходящиеся на промежутки 1994-1995, 2011-2012 гг.



*Рисунок 3.15. Спектрограмма вейвлет-анализа синоптической изменчивости колебаний водообмена за 1993-2021 гг. с периодом 2-8 дней.*

## **Заключение**

В данной работе был исследован водообмен между Северным и Балтийском море, в ходе которой были рассмотрены различные масштабы изменчивости расходов в Датских проливах: межгодовая, сезонная и синоптическая. Были рассчитаны основные статистические показатели, проведены спектральный, вейвлет и Фурье анализы, результаты которых представлены в виде таблиц и графиков.

Так, для оценки расходов проводились по двум методам, описанным во второй главе с использованием мареографных измерений, массивов спутниковых альтиметрических наблюдений и данных реанализов гидрофизических полей. Был сделан вывод о некорректности использования реанализа GLORYS12V1 из-за недостаточного пространственного разрешения для отображения правильных значений расходов в Датских проливах, а также было предложено использовать альтиметрические измерения для удаления геологических трендов из мареографных данных для более точных оценок расходов.

Спектральный и Фурье анализ полученных рядов расходов, выполненные в стационарном приближении, показали наибольшие значимые пики на спектральной плотности с периодами для межгодовой изменчивости - 42.3, 11.5, 7.5 и 2 года; для синоптической - 5.8, 6.9, 7.4, 13.2, 16.4, 25.6, 27, 29, 31.3, 39.2 и 54.1 дней.

Для исследования нестационарности колебаний водообмена проводился вейвлет-анализ, который показал для межгодовой изменчивости максимумы с периодами около 2-3 лет в 1940, 1955-1960, 1965-1970, 1973-1980 и 2005-2010 гг.; 4-5 лет в 1935-1944 гг.; а также нестационарные максимумы с периодами около 11-15 лет за 1910-1940 и 1985-н.в. Для синоптической - с периодами 20-30 дней в 1998, 2003-2004, 2008, 2011, 2014 и 2017 гг., с периодом 15 дней за 1995, 2017 и 2020 годы и пик на частоте с

периодом 10 дней, приходящийся на 1999 год. Для более высокочастотного диапазона с периодами 6-8 дней - в 1994-1995 и 2011-2012 гг.

Исследование сезонной изменчивости проводилось путем с помощью Фурье-анализа по рядам среднесуточных значений расходов. Были оценены средние значения амплитуд и фаз четырех гармоник:  $S_a$  имеет наибольшую амплитуду ( $0.7 \text{ км}^3/\text{год}$ ) с фазой  $108^\circ$ , у  $S_{sa}$  амплитуды почти в 2 раза меньше ( $0.37 \text{ км}^3/\text{год}$ ), чем у годовой, с фазой  $187^\circ$ ,  $S_{ta}$  и  $S_{qa}$  немного больше гармоники  $S_{sa}$ , с амплитудами  $0.39$  и  $0.43 \text{ км}^3/\text{год}$  и фазами  $315^\circ$  и  $96^\circ$ , соответственно.

## Литература

1. Boulahia A. K. et al. The Water Cycle of the Baltic Sea Region From GRACE/GRACE-FO Missions and ERA5 Data. – 2022.
2. Cartwright D. E. On the smoothing of climatological time series, with application to sea-level at Newlyn //Geophysical Journal International. – 1983. – Т. 75. – №. 3. – С. 639-658.
3. Ekman M. The world's longest sea level series and a winter oscillation index for northern Europe 1774-2000. – Åland Islands, Finland: Summer Institute for Historical Geophysics, 2003. – Т. 12. – С. 32.
4. Hordoir R., Meier H. E. M. Freshwater fluxes in the Baltic Sea: A model study //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2010. – Т. 115. – №. C8.
5. [https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_003\\_011/description](https://data.marine.copernicus.eu/product/BALTICSEA_MULTIYEAR_PHY_003_011/description)
6. [https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL\\_MULTIYEAR\\_PHY\\_001\\_030/description](https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030/description)
7. <https://psmsl.org/>
8. Jacobsen T. S. Sea water exchange of the Baltic //Measurements and methods. The Belt Project, The National Agency of Environmental Protection. – 1980.
9. Jakobsen F. et al. Flow resistance in the Great Belt, the biggest strait between the North Sea and the Baltic Sea //Estuarine, Coastal and Shelf Science. – 2010. – Т. 87. – №. 2. – С. 325-332.
10. Leppäranta M., Myrberg K. Physical oceanography of the Baltic Sea. – Springer Science & Business Media, 2009. – С. 52, 160
11. Matthaus W. MAJOR INFLOWS OF HIGHLY SALINE WATER INTO THE BALTIC SEA A REVIEW. // ICES STATUTORY MEETING. Session V. – 1993. – С. 2.



12. Matthäus W., Franck H. Characteristics of major Baltic inflows—a statistical analysis // *Continental Shelf Research*. – 1992. – Т. 12. – №. 12. – С. 1375-1400.
13. Mohrholz V. Major Baltic inflow statistics—revised // *Frontiers in Marine Science*. – 2018. – Т. 5. – С. 384.
14. Reissmann J. H. et al. Vertical mixing in the Baltic Sea and consequences for eutrophication—A review // *Progress in Oceanography*. – 2009. – Т. 82. – №. 1. – С. 47-80.
15. Sellschopp J. et al. Direct observations of a medium-intensity inflow into the Baltic Sea // *Continental Shelf Research*. – 2006. – Т. 26. – №. 19. – С. 2393-2414.
16. Альтшулер В. М. Водообмен через Датские проливы и проблема анализа расчета водного баланса Балтийского моря // *Труды ГОИН*. – 1980. – №. 152. – С. 67-77.
17. Астафьева Н. М. Вейвлет-анализ: основы теории и примеры применения // *Успехи физических наук*. – 1996. – Т. 166. – №. 11. – С. 1145-1170.
18. Белоцерковский А. В. Спектральный анализ в гидрометеорологии // *Учебное пособие*. СПб, изд. РГГМ И. – 1993. – С. 3, 22.
19. Владимирова О. М. и др. Особенности распространения придонных вод в центральной части Балтийского моря // *Учен. зап. РГГМУ*. – 2014. – №. 35. – С. 31-41.
20. Дорохов Д. В., Дорохова Е. В. Морфометрические характеристики Балтийского моря // *География и геоэкология Калининградского региона*. — Калининград. - 2011. — С. 49–53.
21. Дубравин В. Ф. Эволюции гидрохимических структур вод Балтийского моря // *ИО РАН*. — СПб: СУПЕР Издательство. - 2021. – С. 16, 56
22. Литина Е. Н., Захарчук Е. А. Изменчивость термохалинных гидрохимических характеристик на станциях международного

- мониторинга Балтийского моря во второй половине XX в. и начале XXI в //Метеорология и гидрология. – 2015. – №. 10. – С. 54-64.
- 23.Малинин В. Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – 2013. – С. 35-39.
- 24.Рожков В. А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. – Гидрометеоздат, 2001. С. – 131, 200, 369-373.
- 25.Соскин И. М., Розова Л. В. Водообмен между Балтийским и Северным морями //Труды ГОИН, вып. – 1957. – Т. 41.
- 26.Терзиев Ф. С., Рожков В. А., Смирнова А. И. Проект Моря СССР, гидрометеорология и гидрохимия морей СССР, том III Балтийское море-Л: Гидрометиздат. – 1992. – С. 8, 108, 197, 311
- 27.Хайруллина Г. Р., Астафьева Н. М. Квазидвухлетние колебания в атмосфере Земли. Обзор: наблюдение и механизмы формирования //Москва: Институт космических исследований. – 2011.