



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)

«Изменчивость и долгосрочный прогноз ледовитости Чукотского моря»

Исполнитель: Харитонова Дарья Дмитриевна

Руководитель: кандидат географических наук,  
Густоев Дмитрий Владимирович

«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 .....	2
Глава 1. Характеристика района исследования.....	3
1.1. Физико-географическое описание Чукотского моря .....	3
1.2. Климатические особенности .....	4
1.3. Гидрологический режим.....	6
1.3.1. Термический режим.....	7
1.3.2. Распределение солёности .....	9
1.3.3. Распределение плотности .....	11
1.3.4. Циркуляция вод.....	12
1.3.5. Ледовый режим .....	14
Глава 2. Исходные данные и методы исследования .....	15
2.1. Исходные данные.....	15
2.2. Статистические методы исследования .....	15
2.2.1. Первичная статистика.....	15
2.2.2. Тренд.....	16
2.2.3. Автокорреляционная функция .....	17
2.2.4. Гармонический анализ Фурье и спектр .....	17
Глава 3. Анализ результатов изменчивости и долгосрочный прогноз ледовитости Чукотского моря .....	20
3.1 Расчет первичной статистики.....	20
3.2 Расчет тренда.....	21
3.3 Гармонический анализ Фурье и спектр .....	24
3.4 Расчет автокорреляционной функции .....	27
3.5 Долгосрочный прогноз .....	32
Заключение .....	36
Список литературы .....	38

## Введение

«В последние десятилетия в Северном Ледовитом океане отмечено значительное увеличение площади акваторий, освобождающихся ото льда в летне-осенний период. Скорость этого процесса значительно превосходит прогнозные модели, основанные на учёте увеличения содержания парниковых газов в атмосфере вследствие деятельности человека» [1,4]. В условиях глобального потепления происходят значительные изменения в ледовитости Арктических морей, включая Чукотское море.

Чукотское море является важным транспортным коридором, через которое проходят суда, осуществляющие морские перевозки по Северному морскому пути между Северным Ледовитым океаном и Тихим океаном. Изучение ледовых условий и навигационных возможностей в этом районе имеет стратегически важное значение. Поэтому, малая изученность северо-восточных регионов России затрудняет прогнозирование климатических изменений, которые происходят в Арктике.

Основным объектом исследования в данной работе было выбрано Чукотское море.

Целью данной работы является исследование изменчивости и составление долгосрочного прогноза ледовитости Чукотского моря. Для достижения данной цели необходимо было:

- Исследовать физико-географические условия моря;
- Оценить ледовый режим
- Проанализировать полученные результаты
- Рассчитать прогноз ледовитости моря



крупные заливы – Коцебу и Колючинская губа. Островов мало, крупнейший – Врангеля. [2]

Дно Чукотского моря без значительных колебаний высот. Древнее движения литосферных плит разделили его рельеф. В среднем глубины до 50 м, а максимальная не превышает 200 м. Изобаты 10 и 25 м подходят близко к материку и следуют очертаниям береговой линии. Увеличение глубины в центральной части моря и уменьшение по краям делают его похожим на чашу. Мелководность моря и такой рельеф дна определенным образом оказываются на гидрологических условиях.

## 1.2. Климатические особенности

Климат Чукотского моря формируется под влиянием нескольких факторов: высокая географическая широта, обширная связь с Арктическим бассейном, положение на стыке Азии и Америки, а также относительная близость к Тихому океану. Эти условия определяют полярный морской климат данного региона. Ключевые черты этого климата включают ограниченное поступление солнечного тепла на поверхность моря и незначительные годовые колебания температуры воздуха. Основные же климатические особенности Чукотского моря формируются в зависимости от времени года и по-своему проявляются в каждый сезон.

В осенне-зимний период на акваторию Чукотского моря сильно влияют Сибирский и Полярный антициклоны, а также Алеутский циклон. Ветер в это время имеет неустойчивый характер, средняя скорость ветра зимой составляет 6—8 м/с. Ближе к концу года, температура воздуха резко снижается до  $-8^{\circ}\text{C}$ . С ноября она продолжает падать, а направление ветра меняется на северо-западное. В феврале изменения в барической системе приводят к преобладанию северо-восточных ветров в северной части моря, а в южной части — северо-западных. Средняя скорость ветра составляет 4—6 м/с, а температура самого холодного

месяца, февраля, достигает  $-28^{\circ}\text{C}$ . Зимой характерна холодная пасмурная погода с порывистыми ветрами, иногда нарушаемая поступлением теплого воздуха с Тихого океана.

Весной на юге моря преобладает пониженное давление, ветры южных румбов со скоростью 2—4 м/с. Температура воздуха в апреле в среднем составляет  $-12^{\circ}\text{C}$ . Летом над морем господствует повышенное давление. В северной части моря дуют ветра северных и северо-восточных румбов, со скоростью около 5 м/с. Среднемесячная температура июля составляет около  $+4^{\circ}\text{C}$ . Летом характерна пасмурная погода с дождем, который часто выпадает вместе со снегом. Лето очень короткое, и уже в августе начинается его переход в следующий сезон.

Речной сток в Чукотское море крайне мал. Ежегодно в него поступает всего около  $70 \text{ км}^3$  речной воды. Из этого количества  $54 \text{ км}^3/\text{год}$  обеспечивают реки штата Аляска, а  $18 \text{ км}^3/\text{год}$  приносят реки Чукотского полуострова. Такой речной сток не приносит вклада в гидрологические условия Чукотского моря в целом, но влияет на температуру и соленость прибрежных вод.

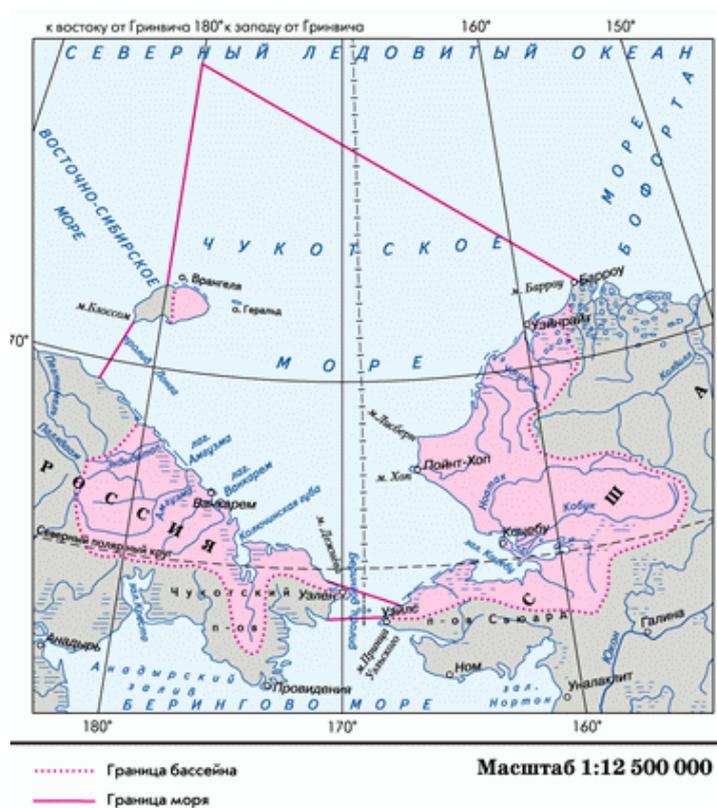


Рисунок 2 Бассейн Чукотского моря

Природа Чукотского моря подвластна с севера водообмену с Центральным Полярным бассейном Арктики, а с юга по большей мере выносу тихоокеанских вод. Когда с севера это море не покрыто льдом, происходит связь с Северным Ледовитым океаном. Связь же с Беринговым морем не так велика, около 30 000 км<sup>3</sup> тихоокеанской воды в год поступает через Берингов пролив в Чукотское море. Это в некоторым образом согревает море.

### 1.3. Гидрологический режим

Гидрологический режим в море главным образом определяет радиационный прогрев и осенне-зимнее выхолаживание водной поверхности.

### 1.3.1. Термический режим

В начале года температура подо льдом держится около  $-1,7^{\circ}\text{C}$ . К концу весны, когда начинается прогрев, у поверхности безледной воды она повышается до  $-0,6^{\circ}\text{C}$  у кромки льда и до  $+2-3^{\circ}\text{C}$  у Берингова пролива. Летом поверхностная температура Чукотского моря выше благодаря большому прогреву и поступлению тихоокеанских вод с температурой от  $0,2$  до  $4,0^{\circ}\text{C}$ , однако распределена по аватории неравномерно. В августе у кромки льда температура воды составляет  $-0,2^{\circ}\text{C}$  в западной части, у берега она достигает  $4^{\circ}\text{C}$ , а в восточной части Берингова пролива может достигать  $14^{\circ}$ . В целом западная часть моря холоднее, чем восточная, где доминируют теплые тихоокеанские воды.

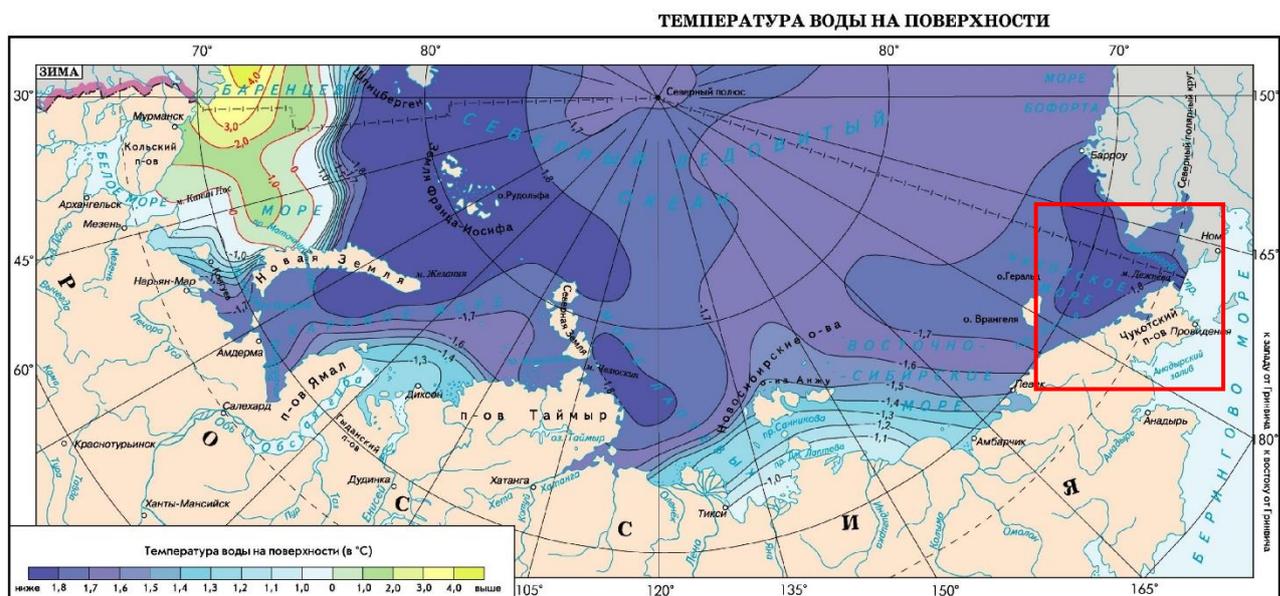


Рисунок 3 Температура поверхности Чукотского моря зимой. (зона моря выделена красным квадратом)

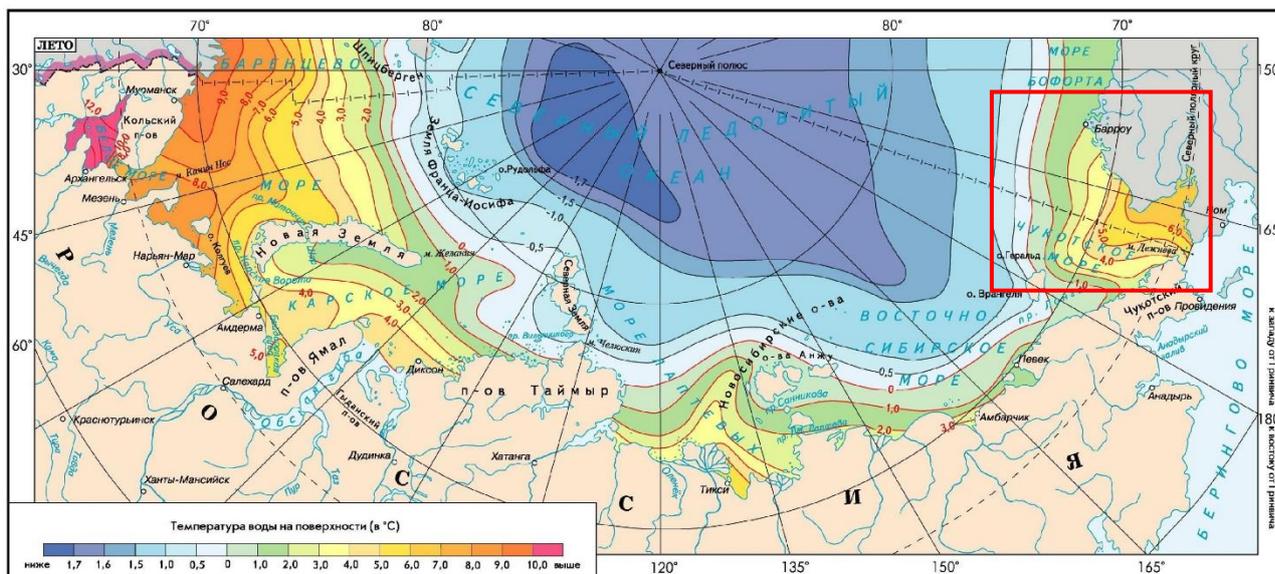


Рисунок 4 Температура поверхности Чукотского моря летом. (зона моря выделена красным квадратом)

В начале года температура воды равномерна распределена от поверхности до дна, составляя около  $-1,8—1,9^{\circ}\text{C}$ , кроме юга моря, района Берингова пролива, где на глубине 30 метров она достигает  $-1,5^{\circ}$ . Весной температура поверхности чистой воды повышается, но на глубине 5—10 метров она резко падает, а на больших глубинах снижается постепенно. Летом солнечный прогрев и приход в этот регион теплых вод увеличивают температуру воды до значительных глубин, включая дно. На поверхности вода достигает  $+6—7^{\circ}\text{C}$ , эта температура сохраняется до глубины 10—12 метров, а затем снижается, оставаясь на дне около  $+2,5^{\circ}\text{C}$ .

В центральной части моря влияние вод Берингова моря меньше, что отражается на вертикальном профиле распределения температуры. На поверхности моря температура держится в районе  $+5^{\circ}\text{C}$ , затем резко падает до глубины 30 метров, переходя через  $0^{\circ}\text{C}$ . Между 10 и 15 метрами температура растет под влиянием теплых вод Берингова моря, а между 20 и 40 метрами снижается до отрицательных значений, которые сохраняются до дна. В северных районах, в районе Чукотского желоба, на глубине около 20 метров температура составляет  $2—3^{\circ}\text{C}$ , затем падает до  $-1,6^{\circ}\text{C}$  на глубине 100 метров, а ниже этого

уровня слегка повышается до нуля в придонном слое из-за теплых вод Центрального Арктического бассейна.

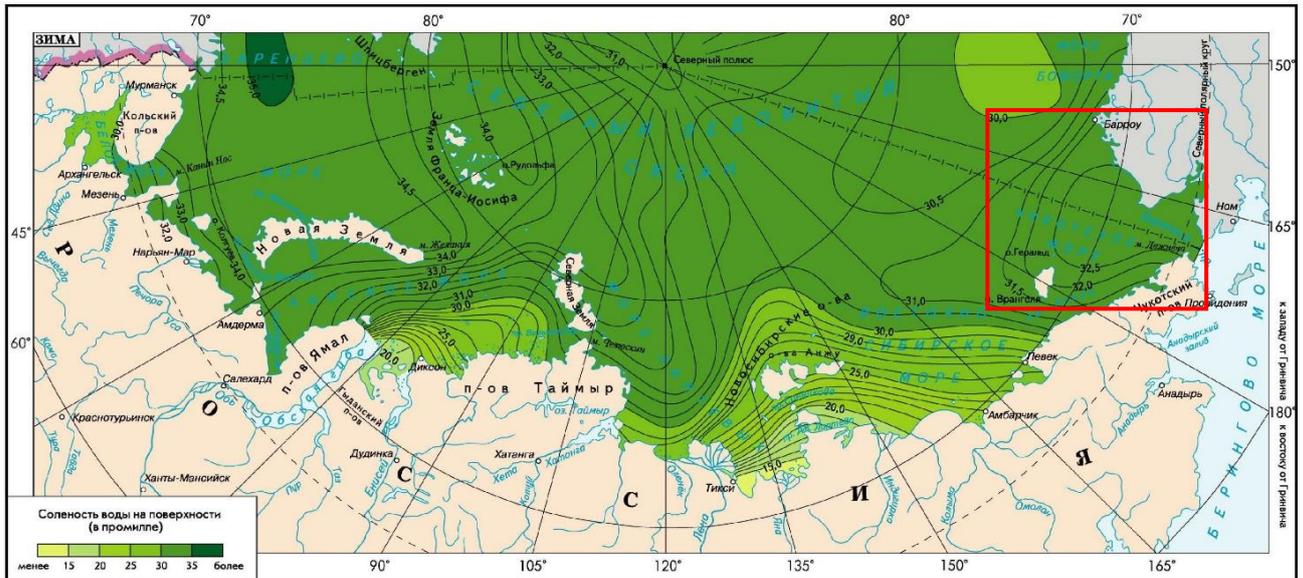
Осенью охлаждение распространяется вглубь, выравнивая температуру по вертикали. [3]

### 1.3.2. Распределение солености

На величину и распределение солености на поверхности Чукотского моря влияют сезонный приток тихоокеанских и речных вод.

В начале года соленость слоя воды подо льдом выше: примерно 31‰ на западе, 32‰ в центральной и северо-восточной частях, и наибольшая от 33,0 до 33,5‰ в районе Берингова пролива из-за смешивания там соленых вод Тихого океана. В период потепления, при интенсивном ледотаянии, увеличивается заток воды через Берингов пролив, увеличивается речной сток, делая распределение солености разнообразным. Она возрастает с запада на восток от 28 до 32‰, что отражает взаимодействие холодного Чукотского и теплого Тихоокеанского течений. У кромки льдов из-за их таяния, а в последствии распреснении, соленость уменьшается до 24‰, а устья крупных рек имеют значения всего лишь от 3 до 5‰. В районе Берингова пролива, на юге моря, соленость остается самой высокой — 32,5‰.

СОЛЁНОСТЬ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТИ



Масштаб 1:25 000 000

Рисунок 6 Солёность воды Чукотского моря зимой. (зона моря выделена красным квадратом)

СОЛЁНОСТЬ ВОДЫ НА ПОВЕРХНОСТИ

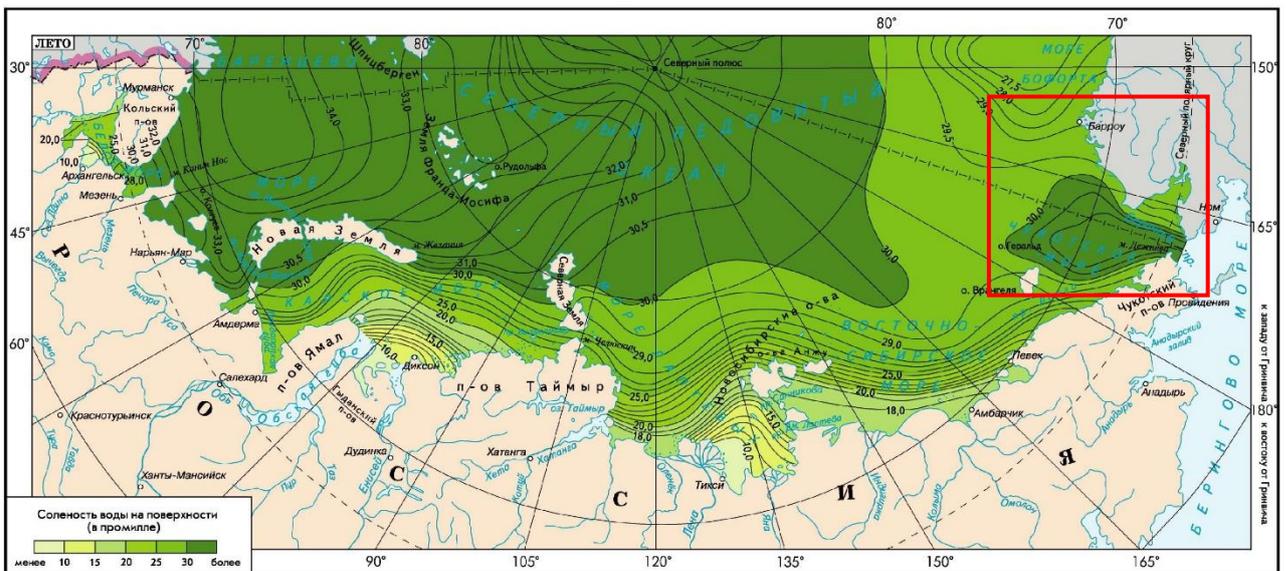


Рисунок 5 Солёность воды Чукотского моря летом. (зона моря выделена красным квадратом)

Соленость увеличивается от поверхности ко дну. Однако изменение её по вертикали варьируется во времени и пространстве. До наступления теплого периода она практически стационарна по все толще воды почти везде. Летом в море заходят тихоокеанские воды, которые осолаивают поверхностный слой, в котором пресная вода, вызванная таянием льдов в Беринговом проливе и

прилежащем районе Чукотского моря. По всей глубине пролива устанавливается соленость порядка от 31,7 до 32,0‰. Осенью процесс продолжается за счёт осолонения при льдообразовании, которое по местным условиям происходит неодинаково по всему морю. Поэтому в одних районах выравнивание солености завершается осенью, а в других — только к концу зимы. [3]

### 1.3.3. Распределение плотности

В осенне-зимний период происходит выхолаживание моря, тогда соленость повышается, плотность воды значительно возрастает. Как и соленость, высокая плотность на поверхности моря наблюдается в южных и восточных частях, в то время как на северо-западе плотность ниже. В тёплое время года поверхностные воды становятся теплее от пресной воды, что снижает их плотность. Однако из-за интенсивного притока солёной воды из Берингова моря более плотные воды присутствуют в южной и восточной частях моря даже в это время года. На севере и западе плотность на поверхности ниже из-за опреснения воды таянием льдов, притоком низко соленой воды из Восточно-Сибирского моря и речного стока.

Плотность уменьшается от дна к поверхности. Зимой это происходит довольно однородно по всей глубине. В весенне-летний период у кромки льдов и в прибрежной части верхний слой воды толщиной 10—20 м резко отличается по плотности от подстилающего слоя, под которым плотность равномерно возрастает к дну. В центральной части моря плотность изменяется по вертикали более плавно. Осенью, из-за того, что становится холоднее, плотность начинает увеличиваться. [3]



Рисунок 8 Плотность воды Чукотского моря зимой. (зона моря выделена красным квадратом)

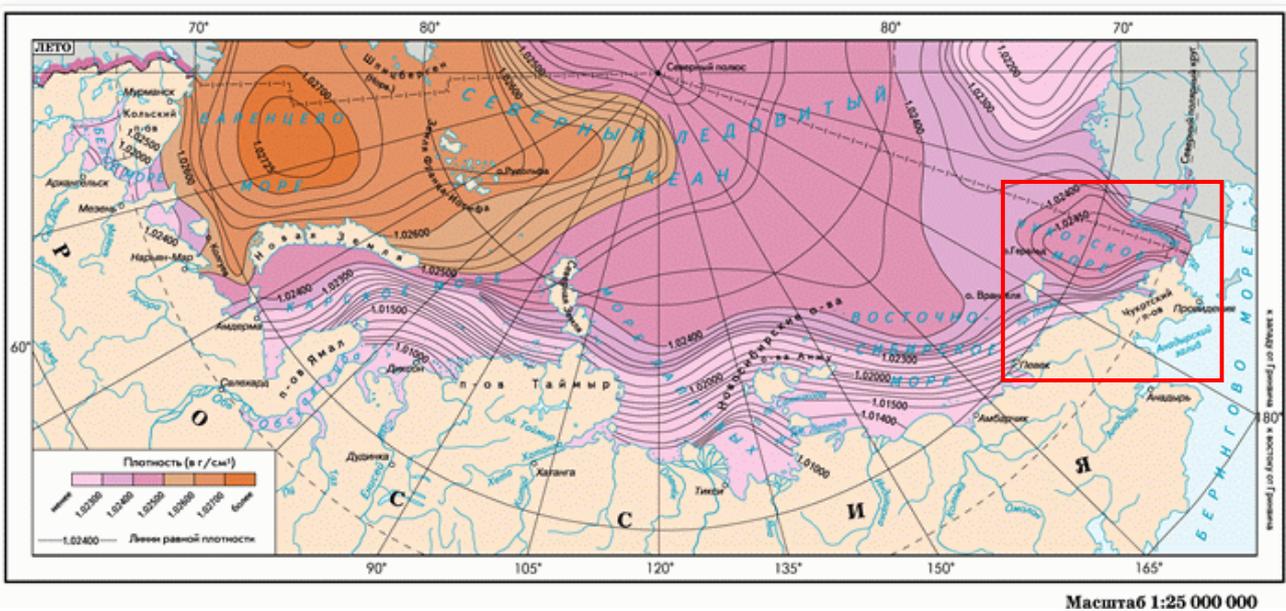


Рисунок 7 Плотность воды Чукотского моря летом. (зона моря выделена красным квадратом)

#### 1.3.4. Циркуляция вод

Общая циркуляция вод Чукотского моря определяется поступающими водами из Берингова пролива и пролива Лонга. Поверхностные течения моря образуют слабый циклонический круговорот. Выходя из Берингова пролива, тихоокеанские воды распространяются в разные стороны. Их основной поток

направлен на север. При достаточно сильном развитии Чукотского течения оно заходит в Берингов пролив и распространяется вблизи его западного берега. В результате встречи Берингоморского и Чукотского течений в южной и средней частях моря образуется несколько круговоротов циклонического типа. [3]

Скорость постоянных течений в море варьируется от 30 до 50 см/с, но на юге моря, в Беринговом проливе, может достигнуть 150 см/с. Летом происходит наибольшее образование постоянных течений, зимой же их генерация ослабевает. В это время года заметно проявляются кратковременные ветровые течения.

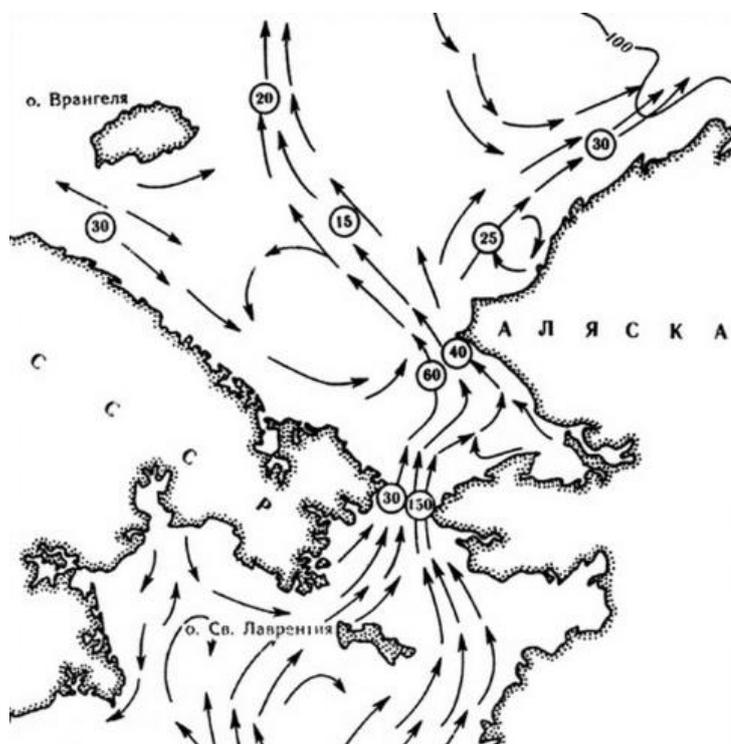


Рисунок 9 Схема течений в северной части Берингова моря и в Чукотском море. В кружочках - средние значения скоростей поверхностных течений (см/с).

Приливы в Чукотском море генерируются тремя приливными волнами. Одна приходит с севера из Центрального Арктического бассейна, другая проникает с запада через пролив Лонга и третья вступает с юга через Берингов пролив. Линия встречи их проходит примерно от м. Сердце-Камень к м. Хоп. Встречаясь, эти волны интерферируют, что усложняет приливные явления в

Чукотском море. По своему характеру приливы здесь полусуточные, но отличаются большим разнообразием скоростей течений и высот подъема уровня в разных районах моря.

Величина прилива незначительна по всему побережью Чукотки. В некоторых местах всего от 10 до 15 см. На острове Врангеля приливы значительно больше. [3]

Сгонно-нагонные колебания уровня в Чукотском море небольшие. В некоторых точках Чукотского полуострова они порой достигают 60 см. На берегах о. Врангеля сгонно-нагонные явления затухают приливными колебаниями уровня.

В Чукотском море редко возникает сильное волнение. Наиболее сильное оно осенью, когда штормовые ветры вызывают волнение от 5 до 7 баллов. Однако вследствие небольших глубин и ограниченности поверхности воды свободной от льда здесь не бывают очень крупные волны. Лишь на обширных, свободных от льда пространствах юго-восточной части моря при сильных ветрах высота волн может достигать 4—5 м и большой крутизны. Очень редко волны достигают высоты 7 м. [3]

#### 1.3.5. Ледовый режим

Зимой берега моря покрыты припаем. Он образуется в достаточно узкой прибрежной полосе. Ширина припая варьируется от 10 до 20 км. За припаем располагаются однолетние и двухлетние льды. Кромка льда летом смещается к северу, ближе к Арктике. Образуются Чукотский и Врангелевский ледяные массивы. С августа по октябрь на акватории Чукотского моря наблюдается минимальное количество ледяного покрова. Уже в конце сентября начинается образование молодого льда. [3]

## Глава 2. Исходные данные и методы исследования

### 2.1. Исходные данные

Исходными данными в моих исследованиях являлась среднегодовая ледовитость Чукотского моря в % от площади моря в период с 1928 по 2023 года. В дальнейшем, для сведения данных к одной размерности, они были обработаны и стандартизированы к безразмерному параметру  $\sigma$ . В качестве источника данных бралась база Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ (МЦД-МЛ). [5]

### 2.2. Статистические методы исследования

Статистические методы анализа помогают с обработкой и интерпретацией различных эмпирических данных. «Так как процесс измерений и наблюдений за гидрометеорологическими параметрами осуществляется уже в течение многих десятилетий, то понятно, что к настоящему времени накоплены очень большие объемы экспериментальных данных, статистический анализ которых позволяет решать широкий круг самых разнообразных научных и практических задач.» [6]

В этой работе мною были выбраны следующие методики: расчет показателей первичной статистики, трендовой составляющей, циклической составляющей, а также АКФ и СПФ

#### 2.2.1. Первичная статистика

Благодаря первичной статистики мы можем узнать основные параметры исследуемого нами ряда, таких как:

##### 1. Среднее арифметическое значение

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i,$$

где  $N$  – длина статистического ряда (количество значений в нем). (2.1)

2. Медиана

$$\sum_{i=1}^N |x_i - Me| = \min. \quad (2.2)$$

3. Дисперсия и среднеквадратическое отклонение

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2, \quad \sigma = \sqrt{D}. \quad (2.3)$$

4. Рамах вариаций

$$R = \max - \min. \quad (2.4)$$

5. Коэффициент вариаций

$$C = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100\%. \quad (2.5)$$

2.2.2. Тренд

Трендовая составляющая исходного временного ряда воспроизводит крупномасштабную изменчивость характеристики, которая намного больше длины самого ряда.

Тренд может быть линейным:

$$y = a_1 t + a_0 + \varepsilon, \quad (2.6)$$

А также и нелинейным (квадратичным):

$$y = a_2 t^2 + a_1 t + a_0 + \varepsilon \quad (2.7)$$

При оценивании трендовой составляющей временного ряда используется регрессия, временной ряд выступает в роли независимой переменной этого ряда.

Проверка значимости тренда производится на основе оценки значимости коэффициента тренда  $a_1$  по t-критерию Стьюдента.

### 2.2.3. Автокорреляционная функция

«Автокорреляция – это корреляция статистического ряда самого с собой при разных сдвигах во времени». [8]

Коэффициенты автокорреляции:

$$r(\tau) = \frac{1}{\sigma_x^2(N-1-\tau)} \sum_{i=1}^{N-\tau} (x_i - \bar{x})(x_{i+\tau} - \bar{x}),$$

где  $N$  – длина реализации,  $\tau$  – сдвиг, который меняется от 1 до максимума. (2.10)

Автокорреляционная функция – это совокупность коэффициентов корреляции, каждый из которых проверяется на значимость по критерию Стьюдента и нулевой гипотезы  $H_0$ .

Далее автокорреляционную функцию оценивают по нескольким характеристикам. Это инерционность, периодичность и тип процесса, а также возможность автопрогноза. [8]

### 2.2.4. Гармонический анализ Фурье и спектр

В разных областях науки довольно широко используется понятие спектра. Например, «в гидрометеорологии данное понятие используется для установления скрытых периодичностей во внутренней структуре исходного ряда, так же для исследования его частотной структуры в моделировании и прогнозе квазистационарных процессов». [9]

В гидрометеорологии почти все происходящие процессы можно разделить на детерминированную, то есть периодическую функцию времени без случайности, и стохастическую составляющие. При анализе циклических компонент применяется спектральный. Данный метод основан на том, что любой ряд можно разложить без остатка в ряд Фурье на конечное число гармоник.

Гармоники рассчитываются следующим образом:

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

где  $k$  – номер гармоники;  $A_k$  – амплитуда  $k$ -той гармоники;  $\omega_k$  – частота  $k$ -той гармоники;  $T_k$  – период  $k$ -той гармоники;  $\varphi_k$  – фаза  $k$ -той гармоники;  $t$  – время.

(2.12)

Период гармоник с каждой последующей гармоникой уменьшается, последняя гармоника с периодом двух единиц дискретности, также называемой частотой Найквита.

Коэффициенты Фурье :

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

(2.13)

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

(2.14)

Характеристиками гармонической составляющей являются:

1. Амплитуда гармоники

$$A_k = \sqrt{a_k^2 + b_k^2};$$

(2.15)

2. Фаза гармоники

$$\varphi_k = \operatorname{arctg} \frac{a_k}{b_k}$$

(2.16)

3. Дисперсия гармоники

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

(2.17)

4. Вклад гармоники в дисперсию ряда

$$V_k = \frac{D_k}{D_y}, \quad (2.18)$$

Периодограмма или же спектр является результатом расчетов, это представляется собой зависимость дисперсии от частоты гармоник. Так называемые «пики» периодограммы есть ничто иное как гармоника с самыми большими показателями амплитуды. Далее производится оценка значимости и восстановление ряда гармоник. [8]

### Глава 3. Анализ результатов изменчивости и долгосрочный прогноз ледовитости Чукотского моря

#### 3.1 Расчет первичной статистики

Для дальнейших расчетов исходный ряд данных был стандартизирован и приведен к безразмерному параметру  $\sigma$ .

Таблица 1 Расчет первичной статистики

Среднее	8.12
Медиана	8.09
Мода	8.57
Стандартное отклонение	0.99
Дисперсия выборки	0.99
Эксцесс	-0.71
Асимметричность	0.03
Минимум	5.81
Максимум	10.15
Размах вариации	4.34
Коэффициент вариации	12.26

Исходя из данных таблицы, видно, что среднее значение ледовитости в Чукотском – 8.12. По построенному графику изменчивости ледовитости со временем (рис.10) сразу видно максимум в 1968 году, он составляет 10,15, а минимум в 1983 году он равен 5,81 в 1983. Размах вариации составляет 4,34, а СКО равен 0,99. Коэффициент же вариации составляет 12,26% , что меньше 33%, следовательно, изменчивость ряда мала и выборка представляется однородной.



Рисунок 10 График изменчивости ледовитости со временем

### 3.2 Расчет тренда

Таблица 2 Регрессионные характеристики линейного тренда

Регрессионная статистика	
Множественный R	0.279
R-квадрат	0.078
Нормированный R-квадрат	0.068
Стандартная ошибка	0.960
Наблюдения	96

Дисперсионный анализ					
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Значимость F</i>
Регрессия	1	7.339	7.339	7.960	0.006
Остаток	94	86.661	0.922		
Итого	95	94			

	Коэффициенты	Стандартная ошибка	t-статистика
a0	8.600	0.198	43.534
a1	-0.010	0.004	-2.821

Таблица 3 Регрессионные характеристики нелинейного тренда

Регрессионная статистика	
Множественный R	0.300
R-квадрат	0.090
Нормированный R-квадрат	0.070
Стандартная ошибка	0.959
Наблюдения	96

Дисперсионный анализ					
	df	SS	MS	F	Значимость F
Регрессия	2	8.443	4.221	4.589	0.013
Остаток	93	85.557	0.920		
Итого	95	94			

	Коэффициенты	Стандартная ошибка	t-статистика
a0	8.352	0.300	27.849
a1	0.005	0.014	0.362
a2	-0.0002	0.0001	-1.096

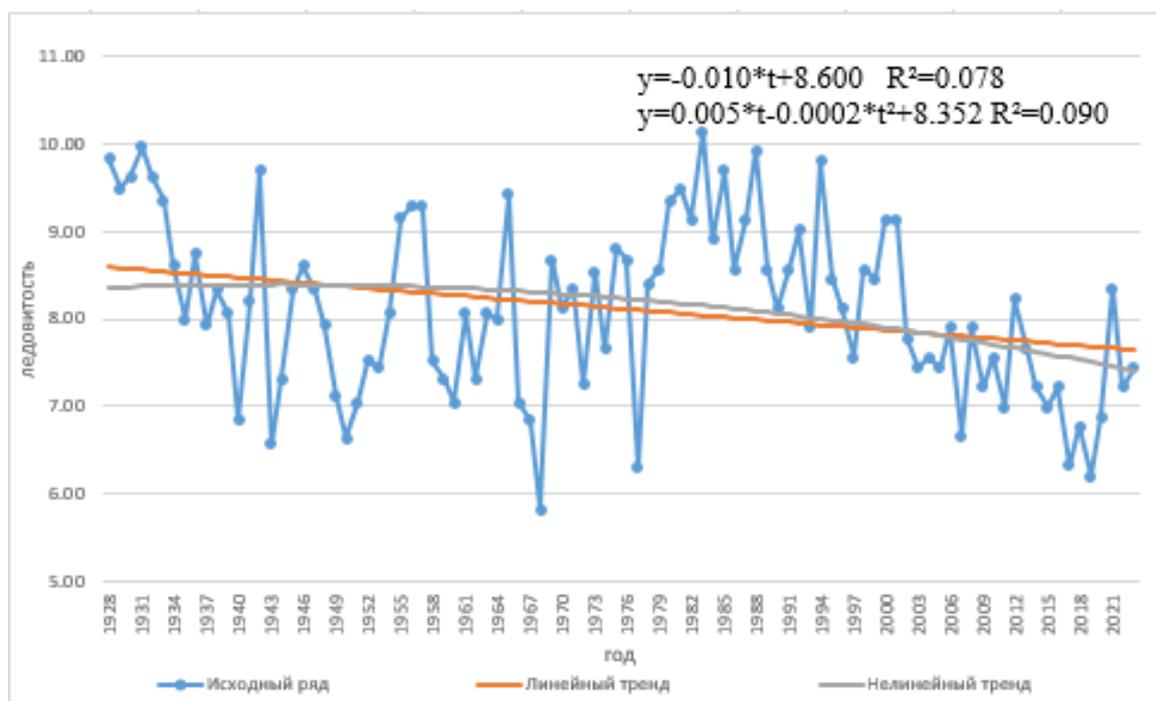


Рисунок 11 График межгодовой изменчивости ледовитости Чукотского моря с линиями трендов

Сформировали уравнение тренда для ледовитости.

Линейного:  $y = -0.010 \cdot t + 8.600$

Нелинейного:  $y = 0.005 \cdot t - 0.0002 \cdot t^2 + 8.352$

Далее проводится проверка коэффициентов регрессии ( $a_0$  и  $a_1$ ) и коэффициент детерминации ( $R^2$ ).

Коэффициент детерминации  $R^2$  (для линейного тренда), показывает вклад тренда в общую дисперсию ряда равен 0,078, соответствуют 7,8% – это вклад линейного тренда в общую дисперсию. Корреляционное отношение  $\eta^2$  (для нелинейного тренда), он также показывает вклад тренда в общую дисперсию ряда. Здесь он составляет 0,090, что соответствует 9,0% вклада нелинейного тренда в общую дисперсию составляет.

Величина линейного тренда равна коэффициенту  $a_1$  линейного тренда и характеризует, насколько изменяется характеристика за единицу дискретности.

$$a_1 = -0,010 \text{ /год.}$$

Оценка значимости коэффициентов регрессии по критерию Стьюдента.  
Для оценки выдвигается гипотеза:

$$H_0: a_1 = 0;$$

$$H_1: a_1 \neq 0;$$

Для проверки рассчитывается критерий Стьюдента:

$$\text{Для линейного тренда: } t^* a_1 = 2,821, t_{кр} = 1,986$$

$$\text{Для нелинейного тренда: } t^* a_1 = 0,362, t^* a_2 = 1,096, t_{кр} = 1,986$$

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

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

### 3.3 Гармонический анализ Фурье и спектр

Линейный тренд оказался значимым, поэтому для дальнейших расчетов его необходимо вычесть то из исходного ряда.

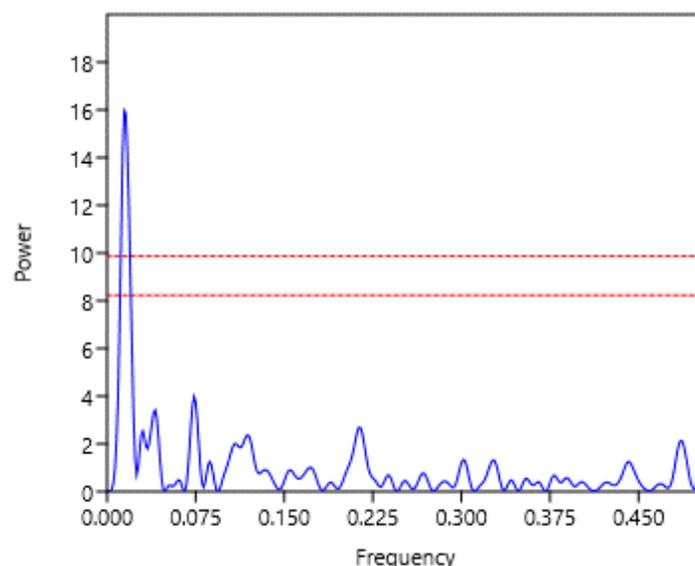


Рисунок 12 Спектр среднегодового ряда ледовитости

Данная периодограмма была получена с помощью программы Past4 (Рис.12). По этому спектру были выделены 5 пиков для дальнейших расчетов.

Таблица 4 Характеристика гармоник

Параметры гармоник	G1	G2	G3	G4	G5
Частота, 1/год	0.01	0.04	0.07	0.12	0.21
Период, год	69.1	24.5	13.6	8.4	4.7
Частота, рад/год	0.09	0.26	0.46	0.74	1.34
К-т Фурье ak	-0.50	0.34	0.39	0.22	0.26
К-т Фурье bk	0.56	0.12	0.045	-0.21	0.18
A	0.75	0.36	0.39	0.30	0.32
Фаза, рад	-0.59	0.76	0.78	3.76	0.69
Фаза, год	-20.30	9.29	5.31	15.87	1.62
Дисперсия гармоник	0.28	0.07	0.08	0.05	0.05
Дисперсия исх.ряда отклонений от тренда	0.91	0.91	0.91	0.91	0.91
Вклад гармоник в ряд отклонений от тренда	0.31	0.07	0.08	0.05	0.06

Общий вклад гармоник, %	57.34				
t*- критерий Стьюдента оценки значимости вклада гармоники	ЗНАЧИМ А	ЗНАЧИМ А	ЗНАЧИМ А	ЗНАЧИМ А	ЗНАЧИМ А

Следующий этап расчетов, это определение значимости гармоники, она производится по сравнению значения  $t^*$  и  $t_{кр}$ .

Все гармоники оказались значимы:

$$G1 = 0.75 \cdot \cos^*(0.09 \cdot t - 0.59). T=69.1 \text{ год}, A=0,75, t^*=13,45, t^* > t_{кр}, \text{ значима.}$$

$$G2 = 0.36 \cdot \cos^*(0.26 \cdot t + 0.76). T=24.5 \text{ года}, A=0,36, t^*=9,98, t^* > t_{кр}, \text{ значима.}$$

$$G3 = 0.39 \cdot \cos^*(0,46 \cdot t + 0.78). T=13,6 \text{ лет}, A=0.39, t^*=10.11, t^* > t_{кр}, \text{ значима.}$$

$$G4 = 0.30 \cdot \cos^*(0,74 \cdot t + 3.76). T=8.4 \text{ года}, A=0,30, t^*=9,75, t^* > t_{кр}, \text{ значима.}$$

$$G5 = 0.32 \cdot \cos^*(1.34 \cdot t + 0,69). T=4,7 \text{ года}, A=0,32, t^*=9,80, t^* > t_{кр}, \text{ значима.}$$

Общий вклад значимых гармоник составляет 57,34%.

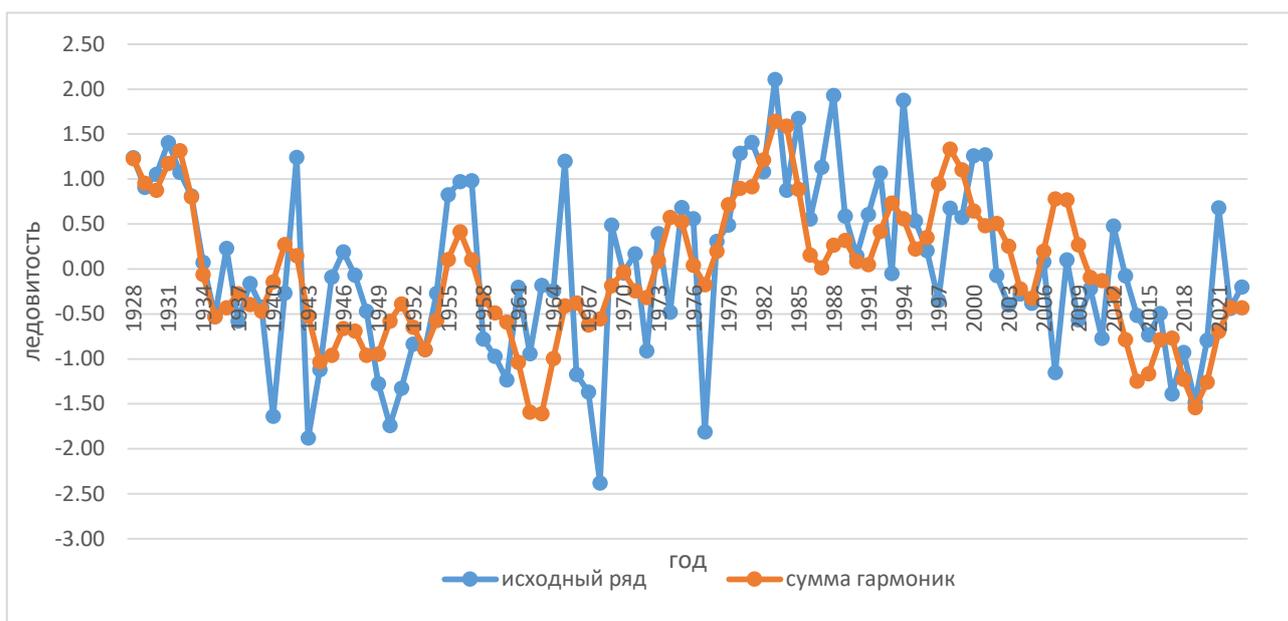


Рисунок 13 Исходные значения ледовитости и восстановленные гармоники

Из рисунка 13 мы можем понять, что восстановленный ряд гармоник в целом описывает схожим образом ход ряда.

### 3.4 Расчет автокорреляционной функции

После расчета АКФ и ее значимости был построен график (рис.14)

Далее делаются выводы о внутренней структуре процесса: оценивается его инерционность, периодичность, тип процесса, возможность и заблаговременность автопрогноза.

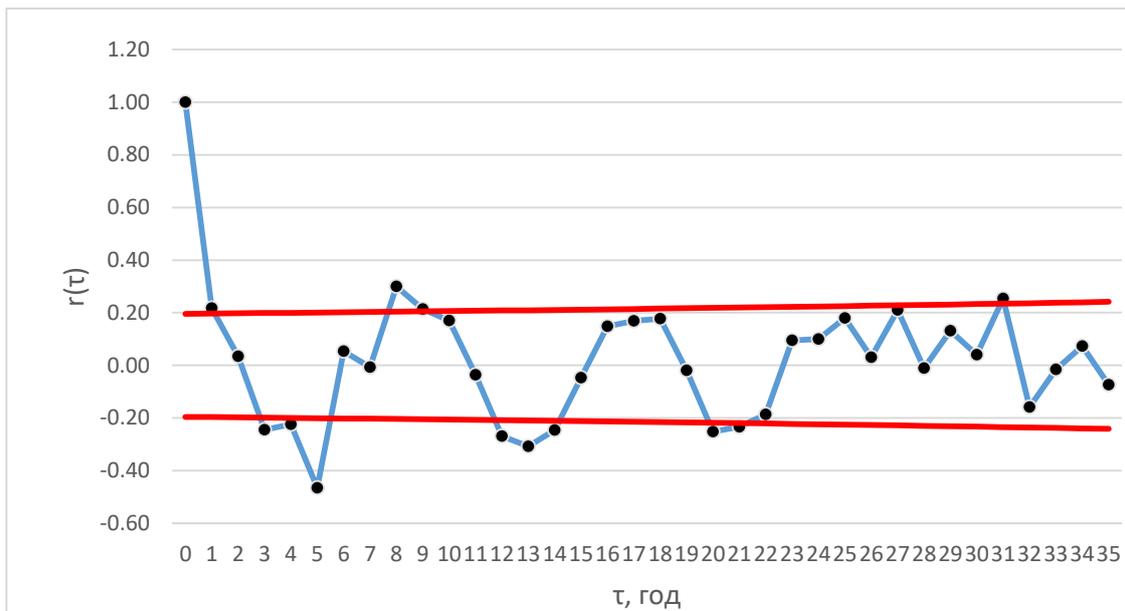


Рисунок 14 Автокорреляционная функция ледовитости Чукотского моря

1. Инерционность процесса.

Инерционность –это первое пересечение функции оси ординат.

В нашем случае, по рисунку 14 видно, что инерционность составляет 3 года. Процесс является малоинерционным.

2. Периодичность процесса.

Циклические колебания выражаются в виде локальных максимумов.

На рисунке 14 обнаружен 1 локальный максимум, характеризующий наличие в исследуемом процессе колебаний с периодом в 9 лет.

3. Тип процесса:

Тип процесса определяется по форме автокорреляционной функции.

В нашем случае развивается по типу модели «белый шум»

4. Возможность автопрогноза.

В данной работе на автокорреляционной функции присутствуют значимые КК на сдвигах, отличных 0, то технически мы можем сделать

автопрогноз. Заблаговременность такого автопрогноза выявится сдвигом значимого коэффициент корреляции. В нашем случае можно сделать автопрогноз с заблаговременностью 5 лет.

Авторегрессия 1 порядка (AR1).

Парная линейная регрессия, на основе которой рассчитывается автопрогноз любой заблаговременности называется авторегрессией 1 порядка.

AR1 формулируется в общем виде:

$$x_{i+k} = a_1x_i + a_0 + \varepsilon,$$

где  $k$  – заблаговременность прогноза.

Таблица 5 Регрессионная статистика

Множественный R	0.19
R-квадрат	0.03
Нормированный R-квадрат	0.02
Стандартная ошибка	0.74
Наблюдения	91

Дисперсионный анализ					
	<i>df</i>	<i>SS</i>	<i>MS</i>	<i>F</i>	<i>Значимость F</i>
Регрессия	1	1.75	1.75	3.21	0.08
Остаток	89	48.60	0.55		
Итого	90	50.35			

	Коэффициенты	Стандартная ошибка	t-статистика
a0	0.04	0.08	0.52
a1	-0.18	0.10	-1.79

Модель автопрогноза с заблаговременностью в 5 лет формулируется следующим уравнением:

$$\text{Ледовитость}_{i+5} = -0,18 * \text{ледовитость} + 0,04$$

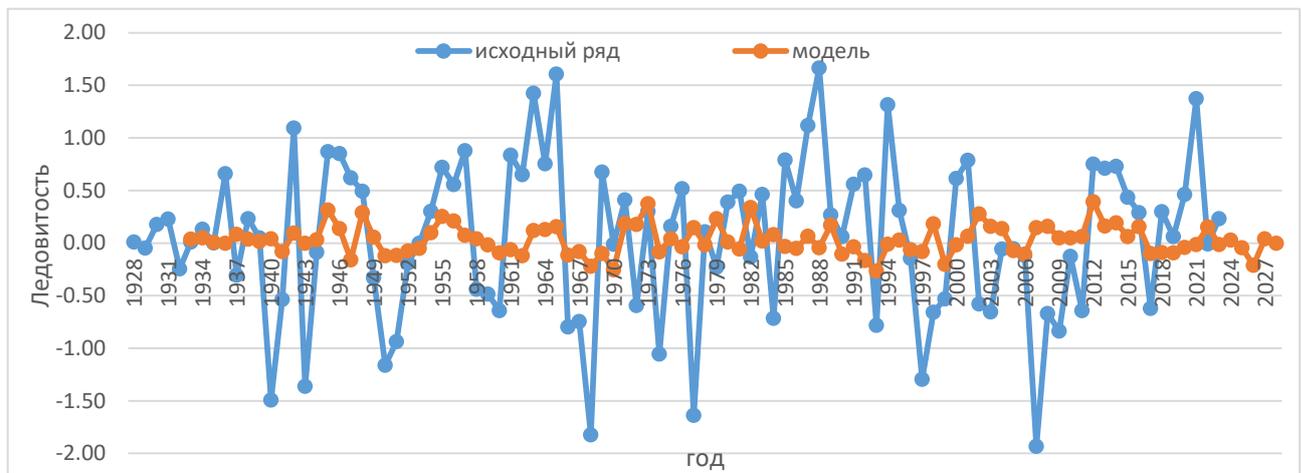


Рисунок 15 График фактических и рассчитанных значений по уравнению AP1 с заблаговременностью 5 лет

Оценка качества модели:

Оценка значимости коэффициентов регрессии.

H0 : a1 = 0

H1 : a1 ≠ 0

H0 : a0 = 0

H1 : a0 ≠ 0

Для проверки рассчитывается критерий Стьюдента:

$$t^*a_1 = 1,79; t^*a_0 = 0,52$$

$$t_{кр} (\alpha; v=N-1-1) = 1,99$$

$t^*a_1 < t_{кр}$ , из этого следует, что нулевая гипотеза принимается, а значит коэффициент  $a_1$  не значим.

$t^*a_0 < t_{кр}$ , из этого следует, что нулевая гипотеза принимается, а значит коэффициент  $a_0$  не значим.

Коэффициент детерминации  $R^2$  описывает долю дисперсии исходного ряда,  $R^2 = 0,03$

Он меньше 0,70, следовательно, независимых переменных не хватает для описания дисперсии исходного временного ряда.

Стандартная ошибка модели.

Стандартная ошибка модели должна быть меньше стандартного отклонения ряда зависимой переменной.

В нашем случае  $\sigma_\varepsilon = 0,74$ , стандартное отклонение ряда ледовитости:  $\sigma = 0,99$ , их отношение 0,75, что больше 0,67. Это означает для прогностических задач модель считается плохого качества.

Оценка адекватности модели.

$$H_0 : D_\varepsilon = D_y$$

$$H_1 : D_\varepsilon \neq D_y$$

Для проверки гипотезы рассчитывается критерий Фишера.

$$F_{кр}(\alpha; v_1; v_2 = N-1-1)$$

$$F_{кр} = 3.95; F^* = 3.21$$

$F^* < F_{кр}$ , нулевая гипотеза принимается, а значит модель неадекватная.

Коэффициенты регрессии все оказались незначимыми ( $t^*_{a1} = 1,79$ ;  $t^*_{a0} = 0,52$ ;  $t_{кр} = 1,99$ ). Коэффициент детерминации описал 3% дисперсии исходного ряда, поэтому данных о независимых переменных не достаточно для описания изменчивости зависимой переменной. Проверка адекватности по критерию Фишера при уровне значимости 5% показала, что модель неадекватна ( $F^* = 3,21$  при  $F_{кр} = 3,95$ ). Стандартная ошибка модели составила 0,74, стандартное отклонение ряда ледовитости:  $\sigma = 0,99$ , их отношение 0,75, что больше 0,67. Это означает для прогностических задач модель считается плохого качества.

Таким образом, очевидно, что полученная модель линейной регрессии является некачественной.

### 3.5 Долгосрочный прогноз

Из-за того, что модель авторегрессии 1 порядка оказалась некачественной, дальнейшее ее использование в прогнозировании не имеет быть возможным.

Поэтому дальнейшие расчеты были произведены в программе PrismaPro.

«Автоматизированная система статистико-вероятностного прогнозирования с попутным анализом особенностей частотной структуры временного ряда (ПРИЗМА) предназначена для проведения первичного статистического анализа временных рядов, фильтрации из структуры временного ряда его отдельных частотных компонент, «методической» аппроксимации и последующей экстраполяции временного ряда на один шаг по

времени.» [10]

В программе делается прогноз лишь на один шаг по единице дискретности, а выше было получена возможность расчета прогноза на 5 лет, то для этого было решено брать прогностический результат и добавлять его в изначальный ряд и заново все рассчитывать.

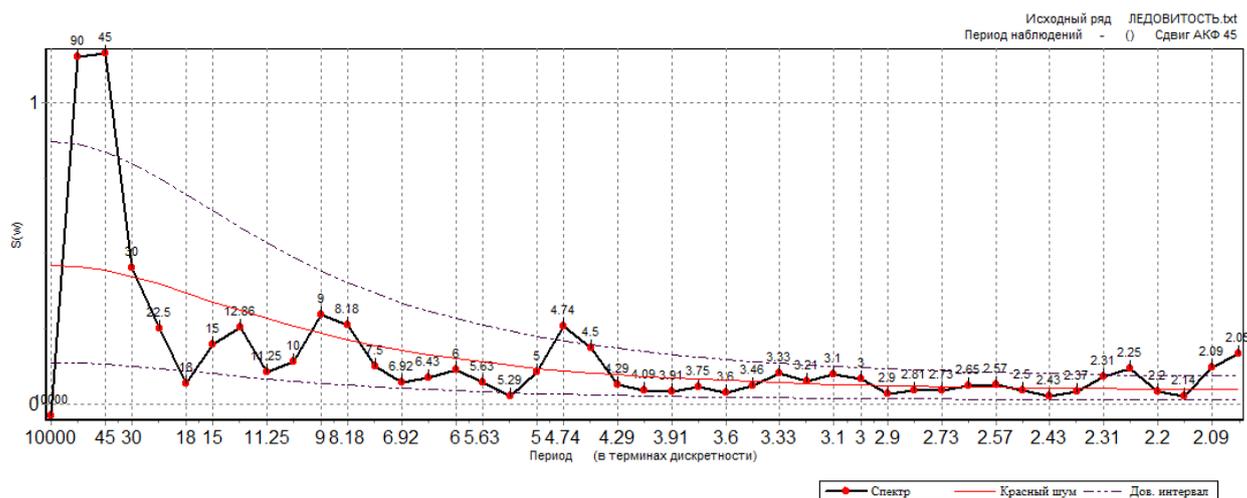


Рисунок 16 График спектральной плотности

На первом этапе был получен график спектральной плотности (рис.16). По нему видно, что в межгодовой изменчивости ледовитости Чукотского моря имеются несколько закономерностей:

90 лет – они связаны с различными вековыми циклами

12 лет – связаны с квазисолнечными колебаниями. 11-12 летний цикл называется циклом Швабе-Вольфа, происходит сначала быстрое увеличение числа солнечных пятен, то есть увеличением активности Солнца, а затем его спадом. Солнце оказывает влияние на термический фон планеты.

7-8 лет – нутация магнитного полюса. Это косвенно говорит о том как ведет себя ядро нашей планеты, так как оно является жидким, от действия гравитационных сил и масс Луны и Солнца происходят его перемещения и это также влияет на термический фон планеты.

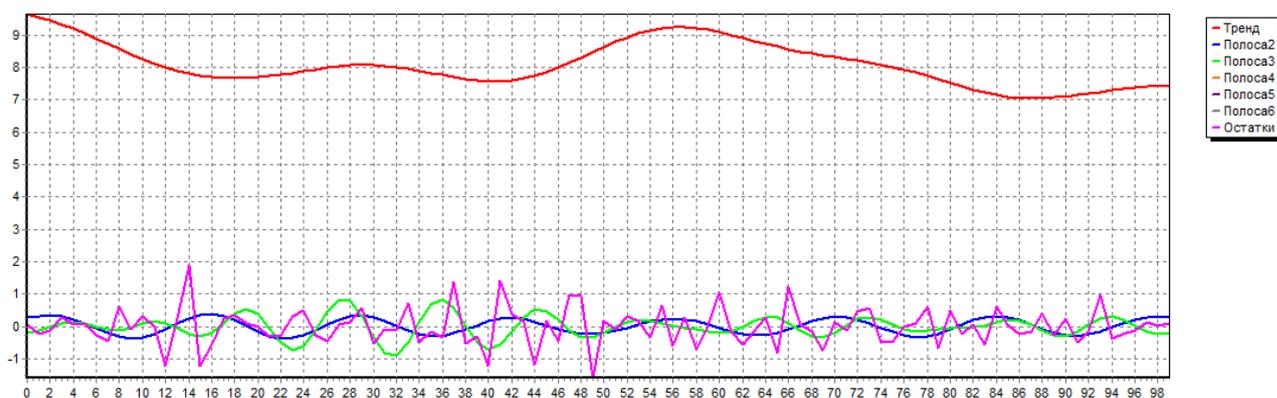


Рисунок 17 Полосовая фильтрация данных

Далее была произведена полосовая фильтрация, ее результаты представлены на рисунке 17.

В океанологии, полосовая фильтрация может применяется для выделения долгопериодных колебаний (трендов), выделение различных колебаний. При помощи полосовых фильтров сложная структура исходного ряда представляется в виде набора простых составляющих.

Благодаря чему, в итоге был составлен долгосрочный прогноз на 5 лет ледовитости Чукотского моря (рис.18).



Как видно по совместному графику исходного ряда и его прогностических значений (рис.18), в данной программе получилась хорошая прогностическая модель, соответственно ее результаты можно использовать.

Согласно предоставленной информации можно сделать следующие выводы:

1. Ледовитость Чукотского моря подвержена изменениям, она будет постепенно снижаться
2. В следующие 5 лет сильных изменений в ледовитости моря не будет.

## Заключение

В ходе данной выпускной квалификационной работы была рассмотрена ледовитость Чукотского моря за период с 1928 по 2023 года, а также изучены методы расчета статистических данных и их анализ.

Для оценки изменчивости ледовитости Чукотского моря были рассчитаны трендовая компонента, гармонический и спектральный анализы Фурье, а также анализ автокорреляционной функции. По этим расчетам можно сделать несколько выводов.

Величина линейного тренда составляет  $-0,010/1\text{год}$ . Нисходящий тренд дает понять, что ледовитость Чукотского моря со временем уменьшаться.

По гармоническому анализу Фурье были получены пять значимых гармоник с периодами 69,1 года, 24,5 года, 13,6 лет, 8,4 года и 4,7 года. Их общий вклад составил 57%.

Далее с помощью автокорреляционной функции была получена возможность прогноза с заблаговременностью 5 лет.

Впоследствии, в результате расчета функции спектральной плотности, было обнаружено несколько зависимостей: 90 лет – они связаны с вековыми изменениями; 12 лет – циклом Швабе-Вольфа, то есть квазисолнечными колебаниями, описывающими активность Солнца; 7-8 лет – связаны с нутацией магнитного полюса Земли.

Далее производился расчет прогноза ледовитости моря с заблаговременностью 5 лет. Как и ожидалось по тренду, ледовитость в будущем будет снижаться.

Подводя итоги, можно сказать, что в эпоху глобального потепления

происходит уменьшение ледовитости Чукотского моря, что в свою очередь открывает новые возможности для более активного использования столь малоизученного региона. Благодаря этому Северный морской путь, являющийся важной транспортной артерией, становится все более значимым для международной логистики и торговли.

## Список литературы

1. А. С. Астахов, В. А. Акуличев, А. В. Дарьин [и др.] / Ледовые условия Чукотского моря в последние столетия: реконструкции по седиментационным записям // Доклады Академии наук. – 2018. – Т. 480, № 4. – С. 485-490
2. Деев М. Г., Мирлин Е. Г. / ЧУКОТСКОЕ МОРЕ // Большая российская энциклопедия. Т. 34. Москва, 2017, С. 649-650
3. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. / моря СССР // М., Изд-во МГУ, 1982, С. 130-140
4. Stroeve J., Holland M.M., Meier W., Scambos T., Serreze M. (2007) Arctic sea ice decline: Faster than forecast. *Geoph. Research Lett.* 34(9), L09501.
5. База Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ (МЦД-МЛ) [Электронный ресурс] URL: <http://wdc.aari.ru/datasets/ssmi/data/north/extent/chu/> (дата обращения 03.06.2024)
6. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации: учебник, – издание 2, испр. и доп. – СПб.: РГГМУ, 2020. – 424 с.
7. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации». – СПб, изд. РГГМУ, 2017.
8. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Анализ временных рядов». – СПб, изд. РГГМУ, 2023.

9. Аверкиев А.С., Булаева В.М., Густоев Д.В., Карпова И.П. Методические рекомендации по использованию метода сверхдолгосрочного прогнозирования гидрометеорологических элементов (МСПГЭ) и программного комплекса «Призма». -Мурманск, изд. ПИНРО, 1997.- 40 с.
10. Густоев Д.В. Методическое руководство пользователя программного комплекса «Статистико-вероятностное прогнозирование гидрометеорологических элементов» Часть 2 Программный комплекс «Призма».–СПб, изд. РГГМУ, 2021
11. Вайновский П.А., Малинин В.Н. Методы обработки и анализа океанологической информации (одномерный анализ).- Л.: ЛГМИ, 1991. - 136 с.