**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)

**На тему** Статистическое моделирование и прогноз выхода на безледный режим заданного моря Арктики

**Исполнитель** Гаврилова Валерия Алексеевна
(фамилия, имя, отчество)

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

Малинин Валерий Николаевич
(фамилия, имя, отчество)

**«К защите допускаю»**
**Заведующий кафедрой** _____
(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«18» мая 2026 г.

Санкт-Петербург

2026

Содержание

Введение.....3
1. Современное состояние ледового покрова моря Лаптевых в условиях меняющегося климата.....6
1.1 Физико-географическая характеристика и гидрологический режим моря Лаптевых.....6
1.2 Особенности ледового режима и современные изменения ледовитости моря Лаптевых.....9
1.3 Проблемы уменьшения площади арктического льда и современные тенденции их решения.....14
2. Методологические основы статистического моделирования.....19
2.1 Современные подходы к моделированию ледовых условий в Арктике.19
2.2 Статистические методы анализа и прогнозирования ледовитости арктических морей.....22
2.3 Критерии выбора и описание баз данных.....28
2.4 Методика прогнозирования сроков выхода на безледный режим.....32
3. Анализ изменчивости ледовитости моря Лаптевых и прогноз выхода на безледный режим.....36
3.1 Характеристика исходных данных и первичный статистический анализ.....36
3.2 Анализ трендов и сезонных особенностей сокращения ледовитости.....44
3.3 Корреляционный анализ связей ледовитости с атмосферной циркуляцией.....59
3.4 Гармонический анализ и выявление циклических колебаний.....64
3.5 Прогноз выхода моря Лаптевых на безледный режим.....72
Заключение.....78
Список использованной литературы.....81
Приложение А.....85
Приложение Б.....86

## Введение

Для целей настоящего исследования море Лаптевых выбрано в качестве ключевого объекта исследования. Обусловлено это, в первую очередь, важнейшей ролью моря Лаптевых в формировании молодого однолетнего льда, который затем выносится трансполярным дрейфом в центральную часть Северного Ледовитого океана. В то же время, в условиях современного потепления море Лаптевых демонстрирует исключительно высокую чувствительность к климатическим изменениям, что выражается в устойчивом сокращении площади льда в сентябре и смещении дат начала безледного режима на более ранние сроки.

Для долгосрочного прогнозирования ледовых условий наиболее доступным и надежным инструментом остаются статистические методы, основанные на спутниковых данных. Однако существующие модели дают значительный разброс прогнозных оценок площади морского льда, а доверительные интервалы достигают ±70-75 лет. В связи с этим, особую актуальность приобретает разработка моделей для прогноза выхода на безледный режим, что будет выполнено в настоящей работе в виде конкретных методов и количественных оценок для одного из наиболее динамично меняющихся регионов Арктики, где трансформация климата происходит с наибольшей интенсивностью.

Цель работы – выполнить статистическое моделирование и прогноз выхода на безледный режим заданного моря Арктики – моря Лаптевых.

В соответствии с поставленной целью необходимо решить следующие задачи:

- Анализ физико-географических и гидрологических факторов, определяющих чувствительность ледового режима моря Лаптевых к современным климатическим изменениям;

- Формирование массива исходных данных на основе среднемесячных значений площади распространения морского льда за период 1979-2025 гг. и их первичная статистическая обработка;
- Расчет и оценка параметров линейных трендов и безразмерного индекса тренда для среднемесячных и среднегодовых значений площади льда;
- Выявление циклических составляющих изменчивости ледовитости с помощью гармонического анализа остаточных рядов и их количественная характеристика;
- Составление прогнозных оценок возможных сроков выхода моря Лаптевых на безледный режим с использованием линейной экстраполяции тренда, гармонической экстраполяции суммарных кривых и гиперболической формулы.
- Анализ полученных прогнозов и источников неопределенности, определение наиболее эффективных методов прогнозирования для дальнейшего использования.

Объект исследования – процесс многолетних изменений площади распространения морского льда в море Лаптевых под влиянием природных и климатических факторов.

Предмет исследования – количественные закономерности и статистические характеристики многолетних изменений ледовитости моря Лаптевых, определенные за период 1979-2025 гг.

В ходе работы применялись различные методы исследования: теоретический анализ научной литературы и архивов для получения эффективных оценок площади морских львов в Арктике, анализ временных рядов, регрессионный и гармонический анализ, методы прогнозирования. Визуализация результатов осуществлялась с помощью графических методов. Обработка данных проводилась в программной среде Microsoft Excel.

По структуре работа состоит из введения, трех глав, заключения и списка использованной литературы. Исходя из вышесказанного, в первой

главе приводится комплексная характеристика физико-географических условий и ледового режима моря Лаптевых, а также обозначены основные проблемы уменьшения площади льда и современные тенденции их решения. Во второй главе изложены основы статистического анализа площади распространения льда в Арктике и представлены современные методики прогнозирования сроков выхода на безледный режим. Отдельное внимание уделено описанию используемых в исследовании исходных данных по ледовитости и индексам атмосферной циркуляции, осредненных по всей акватории моря за период с 1979 по 2025 гг. Третья глава посвящена комплексному анализу изменчивости ледовитости моря Лаптевых, включающему характеристику описательных статистик исходного ряда ПРМЛ, оценку линейных трендов и выявление значимых гармоник, а также поиск связей с атмосферной циркуляцией. Наконец, завершающей частью работы является интерпретация выявленных закономерностей в контексте долгосрочного прогноза выхода моря Лаптевых на безледный режим в летне-осенний период, что непосредственно связано с практическими задачами гидрометеорологического обеспечения Северного морского пути.

Исследованию изменчивости ледовитости арктических морей и прогнозированию сроков их очищения ото льда посвящены работы ряда отечественных и зарубежных ученых. Значительный вклад в развитие методов ледовых прогнозов внесли Малинин В.Н., Вайновский П.А., Гудкович З.М., Фролов И.Е., Шпакова Е.А. Тем не менее, помесячный анализ трендов с учетом циклических составляющих применительно к морю Лаптевых ранее не выполнялся, что обусловливает актуальность настоящего исследования. Именно поэтому задача статистического моделирования и прогноза выхода на безледный режим отдельных акваторий, в частности моря Лаптевых, приобретает не только фундаментальное, но и прикладное значение, будучи напрямую связанной с обеспечением безопасной и эффективной работы Северного морского пути.

# 1. Современное состояние ледового покрова моря Лаптевых в условиях меняющегося климата

## 1.1 Физико-географическая характеристика и гидрологический режим моря Лаптевых

Объектом настоящего исследования является море Лаптевых, которое по праву считается одним из наиболее значимых окраинных морей Российской Арктики. Оно расположено в высоких широтах Евразийского сектора между полуостровом Таймыр и островами Северная Земля на западе и Новосибирскими островами на востоке (рис. 1) [1]. При этом его акватория простирается на 662 тыс. км$^2$. С точки зрения батиметрии море четко делится на две контрастные области. Южную часть акватории занимает обширный мелководный шельф, охватывающий более половины всей площади моря, с глубинами, не превышающими 50 метров. Северную же часть формирует глубоководный желоб Садко и котловина Нансена, где глубины достигают трех и более километров.

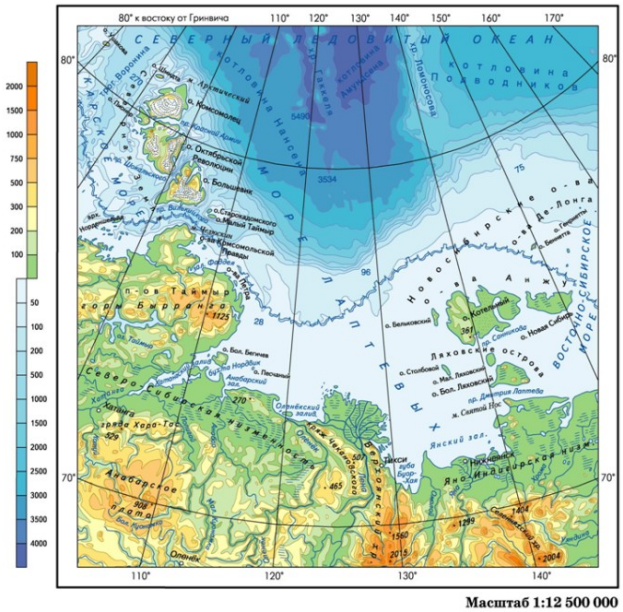



*Рис. 1 Физико-географическая карта моря Лаптевых [1]*

Подобная контрастная батиметрическая структура во многом предопределяет гидрологическую специфику региона и играет важную роль в формировании его ледового режима. Как известно, мелководья интенсивнее прогреваются летом и быстрее выхолаживаются осенью, что

напрямую влияет на сроки ледообразования и таяния. Кроме того, резкое различие глубин между мелководным шельфом и глубоководной котловиной является одним из главных факторов, регулирующих интенсивность водообмена между шельфовой зоной и центральной частью моря. Здесь важно упомянуть о том, что на глубинах 250-300 метров в северную часть моря проникают теплые атлантические воды с температурой до +1,5℃ [22]. Эти воды, поступающие из Северо-Атлантического течения, в глубоководных районах могут оказывать подтапливающее воздействие на лед, способствуя его таянию снизу. В условиях сокращения ледового покрова этот обмен может усиливаться: в «безледные» годы поток вод с шельфа в глубоководную часть возрастает вдвое по сравнению с «ледовитыми» годами, что создает положительную обратную связь – более теплые атлантические воды активнее проникают на шельф, дополнительно ускоряя таяние льда [13].

Южное побережье моря низменное, с сильно изрезанной береговой линией. Именно сюда впадают одни из крупнейших рек Сибири: Лена, Яна, Хатанга и Оленек, суммарный годовой сток которых достигает 720 км$^3$ [1]. При этом более 70% этого объема приходится на долю Лены, что делает ее решающим фактором формирования гидрологического режима юго-восточной части моря. Огромные массы пресной воды, поступающие в течение весенне-летнего периода, создают мощный распресненный поверхностный слой. Этот слой обладает меньшей плотностью и замерзает при более высокой температуре, чем соленая вода. С одной стороны, это инициирует раннее осеннее ледообразование в приустьевых районах, с другой – распресненные воды быстрее прогреваются весной, что способствует более раннему вскрытию льда [1]. Кроме того, исследования последних лет фиксируют дополнительное опреснение придонных вод, связанное с таянием подводной многолетней мерзлоты, что вносит коррективы в термический режим шельфовой зоны [6].

Говоря о температурном режиме вод моря Лаптевых, следует в первую

очередь отметить ярко выраженную сезонность. В зимний период, под ледяным покровом, температура воды повсеместно близка к точке замерзания. При этом ее значения закономерно варьируют в зависимости от степени распреснения, то есть от –0,8°С в юго-восточной части, испытывающей наибольшее влияние речного стока, до –1,8°С в северных районах, где соленость вод выше [1]. Летом в южных заливах поверхностный слой прогревается до 8-10℃, тогда как у кромки тающего льда температура остается около нуля. Так, неоднородность вскрытия ледяного покрова в разных частях акватории во многом обусловлена меридиональным градиентом температуры воздуха.

Таким образом, комплексный анализ физико-географических характеристик моря Лаптевых позволил выявить совокупность факторов, определяющих его высокую чувствительность к климатическим изменениям и, как следствие, репрезентативность в качестве объекта статистического прогнозирования. В частности, батиметрическая структура акватории предопределяет высокую интенсивность сезонного прогрева и выхолаживания, а также модулирует водообмен, что непосредственно влияет на ледовый режим. В свою очередь, колоссальный объем речного стока формирует устойчивый распресненный поверхностный слой, что неоднозначно сказывается на сроках ледообразования и таяния.

## 1.2 Особенности ледового режима и современные изменения ледовитости моря Лаптевых

Ледовый режим моря Лаптевых, играющего важную роль в продуцировании ледяного покрова Евразийского шельфа, обладает рядом уникальных особенностей, делающих его исключительно информативным индикатором климатических изменений [21]. Для визуализации сезонной динамики ледообразования и многолетней трансформации ледового покрова были привлечены карты сплоченности и возрастной структуры морского льда (рис. 2-4), предоставленные Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ). Выбор карт за сезон 2004-2005 и

2015-2016 годы обусловлен как доступностью натурных измерений, так и необходимостью сопоставить два контрастных по ледовитости периода. Согласно многолетним наблюдениям, 2004 год характеризуется как один из наиболее «ледовитых» в современный период, тогда как 2015 год отражает ситуацию, близкую к климатической норме последнего десятилетия [25].

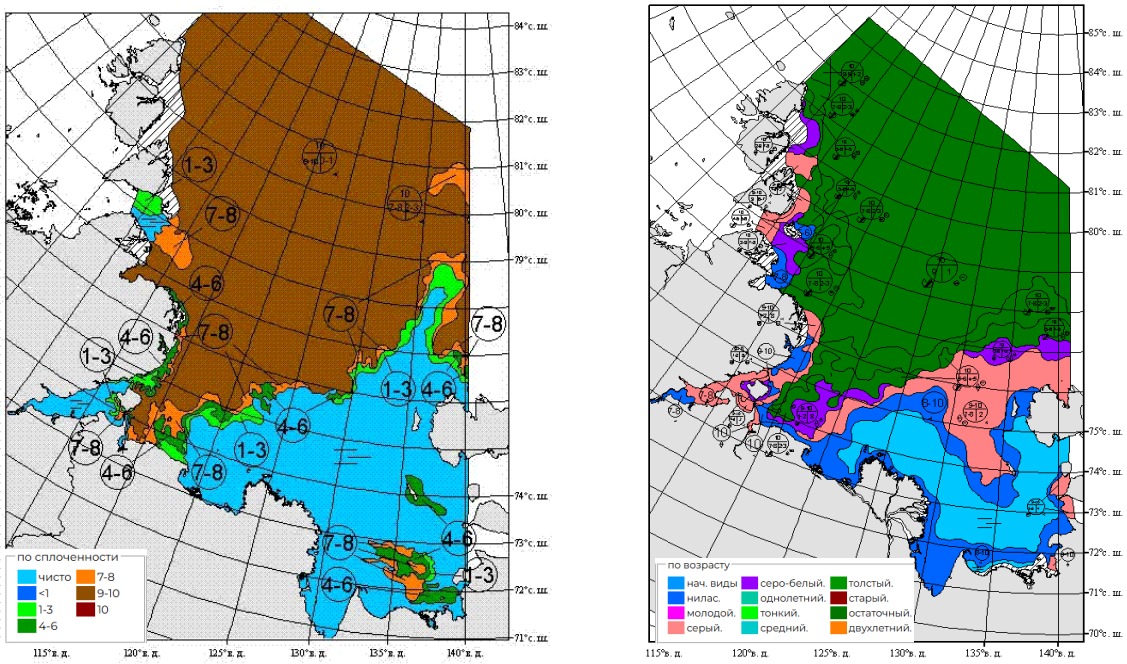



*Рис. 2 Генерализованные карты состояния ледяного покрова в море Лаптевых за 01.09.2004 и 06.10.2004 гг. по данным ААНИИ*

На картах, соответствующих началу осени 2004 года (рис. 2), отражены процессы, полностью соответствующие традиционному описанию, когда море Лаптевых, известное как «ледяная фабрика» Арктики, к концу осени оказывается покрытым молодым льдом, который затем в течение зимы наращивает толщину и выносится трансполярным дрейфом в Центральный Арктический бассейн. Как можно увидеть (рис. 2), активное льдообразование начинается в сентябре, когда в результате выхолаживания поверхностных вод в прибрежных районах формируются первые забереги. При этом в центральных и северных районах господствует остаточный лед, который, несмотря на свою подвижность под действием ветра и океанических течений, сохраняет высокую сплоченность. Под влиянием отрицательных температур воздуха вдоль береговой линии устанавливается припай, ширина которого может достигать нескольких десятков километров. К концу октября ледяной

покров охватывает практически всю акваторию моря. Максимальной толщины он достигает к апрелю-маю, после чего начинается его постепенное разрушение из-за возрастающей солнечной радиации и прогрева вод [12]. Однако под воздействием современных климатических изменений описанный выше ледовый режим демонстрирует устойчивую тенденцию к трансформации.

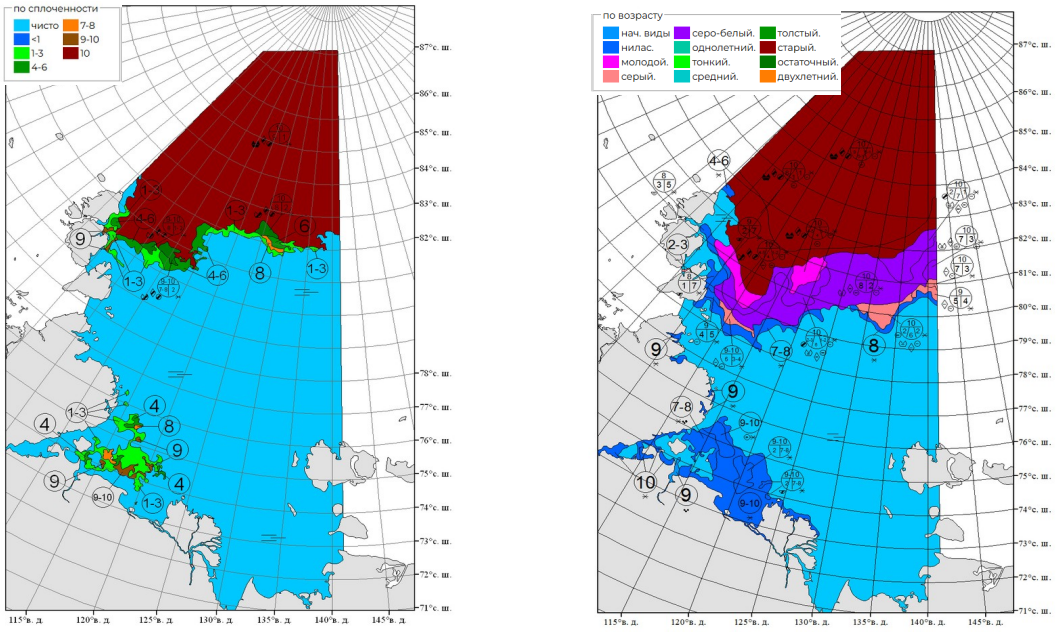



*Рис. 3 Генерализованные карты состояния ледяного покрова в море Лаптевых за 01.09.2015 и 06.10.2015 гг. по данным ААНИИ*

На карте октября 2015 года отчетливо видно, что в данном случае значительная часть центральной акватории еще остается свободной ото льда, как в сентябре, так и в октябре (рис. 3). При этом ледяные массивы сосредоточены преимущественно в северных районах, а образование начальных видов льда вдоль береговой линии отмечается только к октябрю. Согласно данным, полученным в ходе экспедиции «ЛАПЭКС-2015/TRANSDRIFT-XXIII», проведенной в шельфовой части моря Лаптевых в период с 25 сентября по 1 октября 2015 года, в поверхностном слое сохранялись положительные аномалии тепла, препятствовавшие быстрому льдообразованию [18]. В тоже время, анализ многолетних рядов наблюдений подтверждает, что, начиная с 2005 года, процесс нарастания льда замедлился [22]. В частности, переход из одной

возрастной градации в другую наблюдается на 1-2 декады позднее по сравнению с предшествующим периодом, а суровость зимнего периода, оцениваемая по сумме отрицательных температур, снизилась на 15% [22].

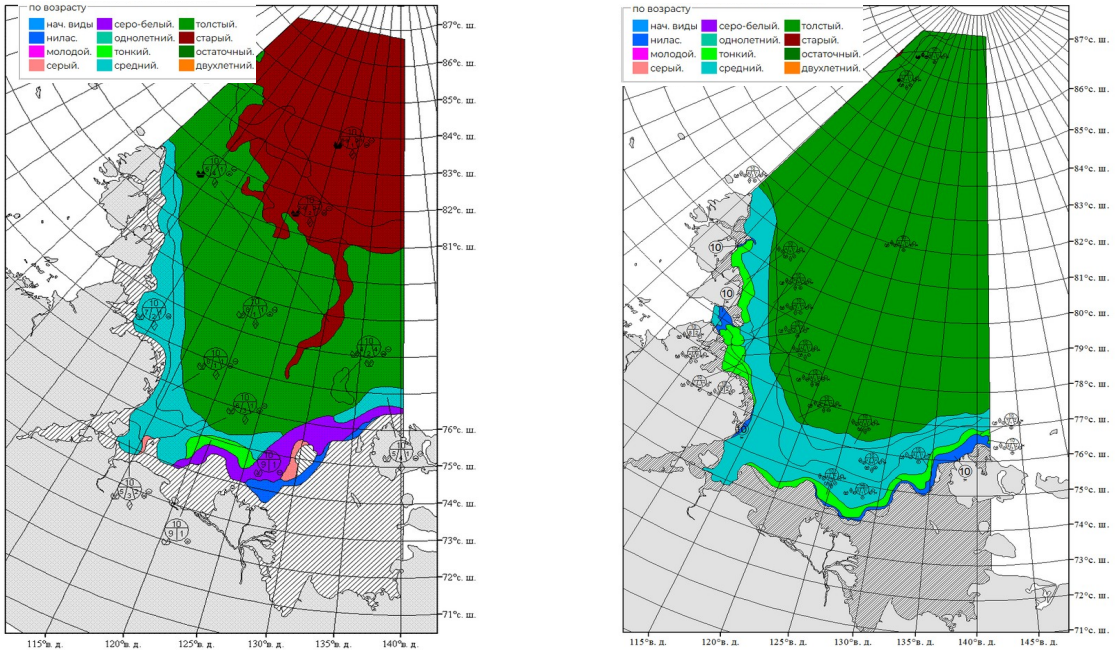



*Рис. 4 Генерализованные карты состояния ледяного покрова в море Лаптевых за 04.05.2005 и 03.05.2016 гг. по данным ААНИИ*

Полученные карты для весеннего периода за май 2005 и 2016 годов (рис. 4), также наглядно подтверждают выводы современных исследований, согласно которым в последние десятилетия происходит повсеместное сокращение площади многолетнего льда в Арктике. Как можно увидеть на карте за май 2005 года, в северной части акватории фиксируется достаточно обширный массив старого, просуществовавшего не менее одного года, льда сплоченностью до 10 баллов. В противоположность этому, на карте за 2016 год массивы многолетнего льда вовсе отсутствуют. Хотя вся акватория моря покрыта сплошным льдом высокой сплоченности, его возрастная структура претерпела существенные изменения. В частности, доля старого льда значительно сократилась, а основную массу составляет сравнительно тонкий однолетний лед. При этом у побережий по-прежнему сохраняется припай, а в центральных и северных районах доминируют дрейфующие льды, достигающие максимальной толщины к весеннему периоду. Однако, как показывают данные полярных станций, даже при сохранении сплошного

покрова его толщина к этому периоду оказалась на 6-10% меньше среднемноголетних значений [24].

Весенне-летнее разрушение ледяного покрова начинается в июне и характеризуется ярко выраженной пространственной неоднородностью. Ключевой особенностью региона является наличие так называемой Великой Сибирской полыньи – обширной области открытой воды, формирующейся к западу от Новосибирских островов под воздействием ветров и течений. Первые сведения о существовании этой полыньи были получены еще в XVIII веке, а классическое описание принадлежит М.В. Ломоносову [12]. Размеры этой полыньи и продолжительность ее существования влияют на тепловой баланс региона и на интенсивность последующего таяния льда по всей акватории. Само таяние происходит одновременно под действием двух механизмов: «сверху» – за счет поглощения солнечной радиации и повышения температуры воздуха, и «снизу» – за счет прогрева вод речным стоком и адвекции тепла [6].

Согласно современным исследованиям, за период 1979-2024 гг. в море Лаптевых зафиксированы значимые изменения ледовых характеристик. Площадь морского льда в летне-осенний период (июнь-октябрь) демонстрирует устойчивую тенденцию к сокращению, причем наиболее интенсивное уменьшение – до $0{,}95*10^4$ км$^2$ в год – наблюдается в октябре [28]. При этом продолжительность безледного периода увеличилась в среднем на 16 суток за десятилетие, причем основной вклад в это увеличение вносит более раннее начало весенне-летнего таяния, а не смещение дат осеннего ледообразования [32]. В тоже время, исследования Института географии РАН также свидетельствуют о том, что скорость смещения дат полного сезонного очищения ото льда за последнее тридцатилетие составила в среднем 7 дней за 10 лет [23]. Качественно изменился и сам характер распределения дат: если в конце прошлого века выход на безледный режим мог происходить как в июле, так и в августе, то в текущем столетии он наблюдается практически исключительно в июле.

## 1.3 Проблемы уменьшения площади арктического льда и современные тенденции их решения

В настоящее время сокращение площади морского льда в Арктике представляет собой многокомпонентную проблему с далеко идущими последствиями для глобальной климатической системы. На следующем графике (рис. 5) представлен межгодовой ход среднемесячных значений площадей ледяного покрова Северного Ледовитого океана для двух наиболее характерных месяцев года, а также среднегодовых значений за период 1978-2025 гг. Даже при визуальном анализе данный график подтверждает ключевые тенденции, описанные в предыдущем разделе. Так, устойчивое сокращение площади арктического морского льда наблюдается как в зимний, так и в летний период. При этом опережающее уменьшение ледовитости в сентябре по сравнению с апрелем свидетельствует об усилении процессов летнего таяния под воздействием климатических изменений. Анализ многолетних изменений ледовитости моря Лаптевых также выявляет отчетливую динамику, значимую для задач прогнозирования. В период с 1940-х до середины 1990-х годов влияние глобального потепления на сроки очищения было относительно слабым, однако, начиная с 1995-2000 годов, произошло резкое ускорение сокращения ледового покрова [16].

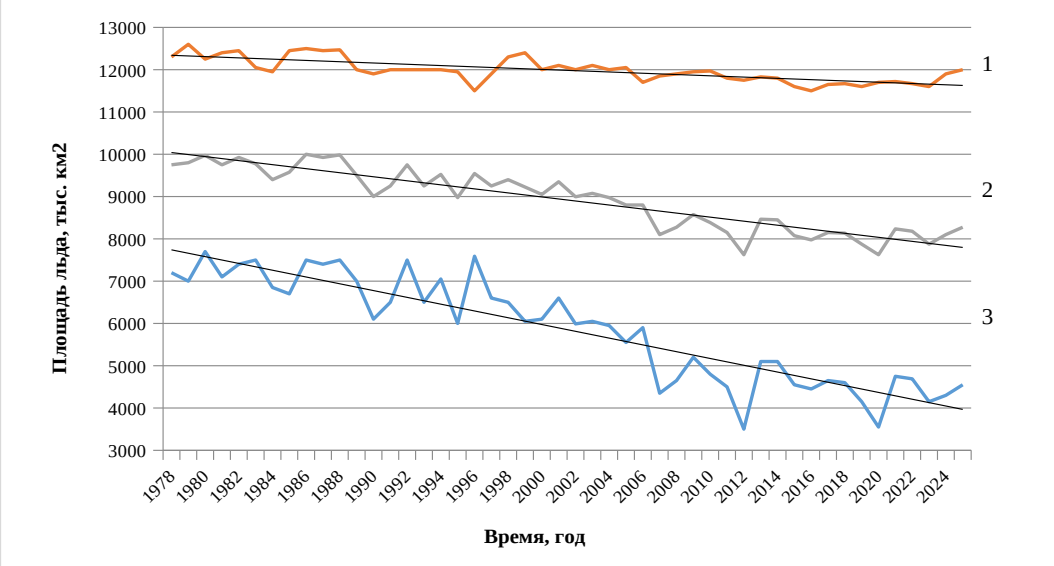



*Рис. 5 Межгодовые изменения значений площади льда в СЛО: 1 – на период максимального накопления в апреле, 2 – среднегодовой площади, 3 – на период максимального разрушения в сентябре, и их линейные тренды по данным NSIDC*

Центральное место среди изучаемых процессов занимает феномен арктического усиления, который проявляется в том, что темпы роста приземной температуры воздуха в высоких широтах в 2-4 раза превышают среднемировые показатели [17]. Данный процесс инициирует каскад взаимосвязанных положительных обратных связей, кардинально трансформирующих состояние всех компонентов климатической системы Арктики. Стоит сказать, что наиболее значимой среди положительных обратных связей является именно альбедная обратная связь. Таяние светлого морского льда, отражавшего до 80% падающей солнечной радиации, обнажает темную поверхность океана, которая, в свою очередь, поглощает до 90% тепла [19]. Это неизбежно приводит к дополнительному прогреву поверхностных вод и дальнейшему ускорению таяния, создавая самоусиливающийся механизм.

Особого внимания заслуживает тот факт, что данный процесс демонстрирует асимметричный отклик на изменения внешних факторов. Согласно результатам численных экспериментов по моделированию климата, при возвращении концентрации $CO_2$ к исходному уровню площадь и толщина морского льда полностью не восстанавливаются, что свидетельствует о нелинейном характере отклика арктической криосферы на антропогенное воздействие и имеет принципиальное значение для долгосрочного прогнозирования. На том же уровне $CO_2$ в фазе снижения его концентрации по сравнению с фазой роста наблюдается дополнительное сокращение площади льда на 8,1-27,2%, а толщины – на 18,6-27,9% [27].

Наряду с альбедной обратной связью, усиливающую роль в современной динамике арктического климата играет кардинальная перестройка крупномасштабной атмосферной циркуляции. Ослабление западного переноса, фиксируемое в последние десятилетия, способствует более частым и интенсивным выносам теплого воздуха из средних широт в Арктику. Параллельно в западном секторе Русской Арктики наблюдается устойчивое усиление роли атлантических водных масс в формировании

климата и океанологических условий – процесс, который в современной литературе принято называть «атлантификацией» [31]. Он сопровождается увеличением объема вод, поступающих из Атлантического океана, что приводит к подтоплению и разрушению морского льда снизу. Современные исследования свидетельствуют о том, что атлантификация тесно связана с изменением частоты синоптической изменчивости атмосферы над Норвежскими морями и оказывает значительное влияние на состояние морского ледяного покрова, изменяя океанические процессы в Арктике [31].

Не менее важным аспектом является качественное изменение самого ледяного покрова. Данные спутникового мониторинга свидетельствуют, что доля многолетнего пакового льда, который на протяжении тысячелетий служил основой арктической криосистемы, сократилась с более чем 30% в 1980-х годах до 5%, начиная с 2011 года [21]. Ему на смену пришел тонкий, хрупкий и уязвимый однолетний лед, значительно быстрее реагирующий на аномалии температуры воздуха и океана. Как показано в исследованиях, в период с 1979-2000 гг. по 2000-2022 гг. темпы сокращения площади льда в море Лаптевых возросли более чем вдвое [32]. В ключе данного вопроса стоит упомянуть и о том, что в настоящее время акватории морей Лаптевых и Восточно-Сибирского моря относятся к зонам дестабилизации ледового режима, то есть утрачивают свойственный им ранее тип сезонного цикла с устойчивым многолетним льдом. Это отличает их от Карского и Чукотского морей, где сформировался новый, стабильный тип сезонного цикла – зимнее промерзание с последующим полным летним очищением [1].

Для понимания современной динамики ледовитости принципиальное значение имеет тот факт, что процессы, происходящие в Арктике, не изолированы от климатической системы низких широт. Напротив, исследования последних лет убедительно демонстрируют, что предшествующий зимний индекс Эль-Ниньо (ENSO) оказывает значительно более сильное влияние на последующую осеннюю ледовитость в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском именно в период после 2000 года по

сравнению с предшествующими десятилетиями. [30]. Причина этого усиления кроется в ускорении фазовых переходов Эль-Ниньо в последние десятилетия. Быстрая смена Эль-Ниньо на Ла-Нинья генерирует устойчивые холодные аномалии в тропической центрально-восточной части Тихого океана, что, в свою очередь, приводит к усилению и смещению к северу западно-тихоокеанского антициклона. Этот антициклон инициирует волны Россби, распространяющиеся в Арктику и формирующие арктический антициклон, который приносит потепление и увлажнение атмосферы в регион морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, вызывая интенсивное таяние льда [30]. Данное обстоятельство многократно усиливает актуальность исследования ледовитости арктических морей, поскольку понимание механизмов таяния льда и их связей с глобальными процессами критически важно для прогнозирования климатических изменений в целом.

В ответ на обозначенные тенденции и их негативные последствия формируются современные научно-технологические подходы к решению проблемы прогнозирования. Прежде всего, это касается совершенствования систем мониторинга. Наряду с распространением сетей автономных буев и подводных аппаратов, принципиально новую информацию предоставляют спутниковые миссии нового поколения. К примеру, высокую эффективность для мониторинга и возможность получения двумерных оценок толщины морского льда благодаря высокому пространственному разрешению и широкой полосе обзора продемонстрировала спутниковая миссия SWOT – Surface Water Ocean Topography, запущенная в 2022 году [28]. Как подчеркивается в исследованиях, эти данные имеют первостепенное значение для понимания физических механизмов, движущих сокращением ледяного покрова, а также для совершенствования прогностических моделей и оценки баланса массы льда [28].

Исходя из чего, можно заключить, что современная динамика ледовитости определяется сложным взаимодействием факторов разного масштаба. В контексте глобального потепления критически значимым

становится наличие положительных обратных связей, включая активное проникновение теплых атлантических вод в восточный сектор Арктики. Данное обстоятельство свидетельствует о необходимости комплексного подхода к прогнозированию, учитывающего разнородные по своей природе предикторы. Однако в настоящем времени стратегия решения проблемы заключается не в попытках остановить процесс – на данном этапе это представляется невозможным в силу действия мощных положительных обратных связей и гистерезисного характера системы. Вместо этого приоритет отдается созданию высокоточных инструментов для прогнозирования и адаптации к быстро меняющимся условиям «новой Арктики». Именно эти подходы и составляют основу актуальных научных исследований и формируют методологическую базу для решения практических задач, включая обеспечение безопасности судоходства по Северному морскому пути и долгосрочное прогнозирование климатических рисков. В полном соответствии с современной стратегией, направленной на создание прогностических инструментов, настоящее исследование ставит своей целью разработку статистических моделей для прогноза выхода моря Лаптевых на безледный режим, предлагая конкретные методы и количественные оценки для одного из наиболее динамично меняющихся регионов Российской Арктики.

# 2. Методологические основы статистического моделирования

## 2.1 Современные подходы к моделированию ледовых условий в Арктике

Как известно, климатический прогноз представляет собой научно обоснованную оценку будущих изменений климатической системы на основе анализа наблюдаемых данных, физических закономерностей и математического моделирования [7]. В зависимости от заблаговременности выделяют следующие виды прогнозов: краткосрочные (от нескольких дней до месяца), среднесрочные (от месяца до года), долгосрочные (от года до нескольких десятилетий) и сверхдолгосрочные (десятки и сотни лет) [9]. В настоящей работе основное внимание уделяется долгосрочным прогнозам, поскольку именно они необходимы для оценки сроков выхода моря Лаптевых на безледный режим. Однако, ввиду недостаточности знаний об изменчивости природных процессов и сложности построения детерминированных прогнозов на длительную перспективу, решение данной задачи сопряжено с существенными трудностями.

Наиболее распространенным инструментом долгосрочного прогнозирования климатических изменений, включая динамику морского льда, являются модели общей циркуляции атмосферы и океана. Крупнейшие международные проекты – CMIP3, CMIP5 и CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project) – объединяют десятки моделей, разработанных ведущими климатическими центрами мира [16]. Результаты этих моделей используются в оценочных докладах Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Сравнение результатов моделирования в рамках проектов CMIP3 и CMIP5 для Центральной Арктики показало, что модели пятого поколения воспроизводят средние значения и тренды наблюдаемой ледовитости гораздо лучше, чем модели третьего [17]. Однако прогностические оценки, полученные по отдельным моделям, характеризуются значительными расхождениями. Согласно CMIP3, к концу

XXI века площадь морского льда может составить 2 млн. км$^2$, в то время как по ансамблю CMIP5 она выходит на нуль, то есть на безледный режим. Неопределенность средней оценки площади морских льдов, характеризуемая среднеквадратическим отклонением, также разнится в 2 раза и достигает ±4 млн. км$^2$ для CMIP3 и ±2 млн. км$^2$ для CMIP5 [17]. При этом 90%-ный доверительный интервал среднего значения по CMIP5 составляет ±75 лет.

В последние годы все большее распространение в задачах прогнозирования ледовитости получают методы машинного обучения. Как справедливо отмечается в современной литературе, эти методы позволяют преодолеть некоторые из ограничений, присущих классическим регрессионным моделям, в частности, эффективно работать с нелинейными и многофакторными зависимостями, а также с данными, содержащими шумы и выбросы [14]. Сущность методов машинного обучения заключается в автоматическом выявлении закономерностей в данных без жестко заданных априорных предположений о виде функциональной зависимости. В отличие от параметрических методов, где структура модели задается исследователем, в данном случае алгоритмы «обучаются» на исторических данных, адаптируясь к их внутренней структуре. Примером успешной реализации является система «Хиона», разработанная «Сколтехом» совместно с Институтом океанологии РАН [29]. Эта система формирует краткосрочные прогнозы сплоченности, толщины и дрейфа льда на горизонте до 72 ч, объединяя численные модели океана и атмосферы с алгоритмами искусственного интеллекта [29].

Среди множества алгоритмов машинного обучения, применяемых в климатологии и океанологии, для прогнозирования ледовитости моря Лаптевых наибольшую эффективность продемонстрировали ансамблевые методы – прежде всего, случайный лес (Random Forest) и градиентный бустинг (Gradient Boosting) [14]. Первый метод основан на построении большого количества деревьев решений на различных подвыборках данных с последующим усреднением полученных результатов. К ключевым

преимуществам данного метода относятся устойчивость к переобучению, нечувствительность к масштабу признаков, способность работать с пропусками в данных, а также возможность оценки важности каждого предиктора для итогового прогноза. В современных исследованиях доказано, что использование ансамблевых методов машинного обучения позволяет повысить точность прогноза ледовитости по сравнению с классическими регрессионными моделями на 10-15% [32]. В отличие от первого метода, где деревья строятся независимо, во втором методе каждое последующее дерево обучается на ошибках предыдущих. Семейство алгоритмов данного метода – XGBoost, LightGBM, CatBoost – демонстрирует высокую прогностическую способность и часто показывает наилучшие результаты в задачах регрессии на структурированных данных [11]. В то же время, алгоритмы градиентного бустинга требуют более тщательной настройки гиперпараметров для предотвращения переобучения.

Определенный интерес для задач прогнозирования ледовитости представляют также активно развивающиеся в данном направлении нейронные сети. Глубокие нейронные сети являются универсальными аппроксиматорами, способными моделировать зависимости произвольной сложности [20]. Однако такие модели требуют больших объемов данных для обучения – сотни и тысячи примеров, а также значительных вычислительных ресурсов [20]. Поэтому их использование представляется неоправданным для ряда с заданной в данной работе длиной, поскольку это может быть сопряжено с высоким риском переобучения.

Следует сказать и о том, что методы машинного обучения обладают и определенными недостатками. Наиболее существенный из них связан со сложностью интерпретации внутренних механизмов формирования прогноза: из-за отсутствия явных аналитических зависимостей такие модели нередко подвергаются критике за недостаточную физическую прозрачность. Кроме того, построение надежных и устойчивых моделей машинного обучения требует, как правило, достаточно больших объемов данных. В климатологии

же длина рядов наблюдений зачастую ограничена, что создает повышенный риск переобучения, когда модель хорошо воспроизводит обучающую выборку, но оказывается неспособной к обобщению на новые данные.

В связи с этим возникает необходимость в разработке альтернативных способов долговременного прогнозирования ледовитости. Одним из них являются статистические методы, основанные на анализе спутниковых данных. В частности, если линейные или нелинейные тренды описывают значительную часть дисперсии исходных рядов, то в предположении стационарности климатических условий можно получить прогнозные оценки климатических характеристик практически на любой заданный год [16]. Потому в современной климатологии активно развиваются гибридные методы, объединяющие сильные стороны физических и статистических моделей, включая методы машинного обучения. Такие системы позволяют корректировать систематические ошибки физических моделей, заменять вычислительно затратные блоки эмпирическими зависимостями и создавать ансамблевые прогнозы, объединяющие результаты нескольких моделей с различной физической основой.

## 2.2 Статистические методы анализа и прогнозирования ледовитости арктических морей

Прогнозирование ледовых условий в Арктике традиционно опирается на два взаимодополняющих подхода. Первым является физическое моделирование, основанное на численных решениях уравнений гидротермодинамики, а вторым – статистическое, использующее выявленные связи между ледовитостью и другими гидрометеорологическими параметрами [9]. На протяжении долгого времени основой для оперативных долгосрочных ледовых прогнозов в Арктике служили именно статистические методы, поскольку они менее требовательны к вычислительным ресурсам и позволяют получать количественные оценки при относительно коротких рядах наблюдений [7]. В настоящее время, в связи с ускорением

климатических изменений и сокращением ледового покрова, интерес к статистическим методам вновь возрастает.

В зависимости от используемого математического аппарата и типа предикторов, статистические методы прогнозирования ледовитости могут быть разделены на несколько основных групп. Наиболее распространенным подходом является анализ временных рядов, который позволяет выявить наличие тренда, периодических колебаний и случайной составляющей [10]. Как показано в фундаментальных трудах, любой временной ряд гидрометеорологической характеристики может быть представлен в виде аддитивной модели:

$$X(t) = T(t) + C(t) + P(t) + \varepsilon(t)$$

где $T(t)$ – трендовая составляющая (долгопериодное изменение, отражающее направленную эволюцию процесса), $C(t)$ – циклическая компонента (регулярные колебания, обусловленные, например, внутригодовой или межгодовой изменчивостью), $P(t)$ – случайная составляющая (нерегулярные флуктуации, возникающие под влиянием случайных факторов), $\varepsilon(t)$ – случайная составляющая (шум) [15]. Выделение этих компонент является первым этапом статистического анализа и служит основой для последующего прогнозирования.

Анализ трендов направлен на количественную оценку долгосрочных направленных изменений гидрометеорологической характеристики [10]. В простейшем случае используется линейный тренд, описываемый уравнением:

$$X(t) = a_0 + a_1 \cdot t + \varepsilon(t)$$

где $X(t)$ – значение площади льда в году $t$, $a_0$ – свободный член, отражающий расчетное значение площади льда в начале временного ряда, $a_1$ – коэффициент линейного тренда, характеризующий скорость изменения ледовитости (км$^2$/год), $\varepsilon(t)$ – случайная составляющая (остатки) [16].

Оценка параметров тренда производится методом наименьших квадратов, который минимизирует сумму квадратов отклонений фактических значений от модельных [15]. Для оценки доли дисперсии исходного ряда,

объясняемой трендом, используется коэффициент детерминации $R^2$. Причем, чем ближе $R^2$ к единице, тем более значимую роль в межгодовой изменчивости ледовитости играет долгосрочная направленная тенденция. Низкие значения коэффициента детерминации, составляющие менее 0,1 свидетельствуют о том, что многолетние изменения носят преимущественно случайный характер и линейный тренд не может считаться адекватной моделью процесса [10].

Статистическая значимость линейного тренда оценивается на основе t-критерия Стьюдента для коэффициента $a_1$. Проверяется нулевая гипотеза $H_0 : a_1 = 0$, при альтернативной $H_1 : a_1 \neq 0$. Критическое значение $t_{кр}$ определяется для уровня значимости $\alpha = 0{,}05$ и числа степеней свободы $\nu = N-2$ [8]. Расчетное значение критерия t* вычисляется по формуле:

$$t^*_{a_1} = \frac{|a_1|}{\sigma_{a_1}} \qquad \sigma_{a_1} = \frac{\sigma_y(1-r^2)}{\sigma_t(\sqrt{N-1})}$$

где $a_1$ – коэффициент линейного тренда (км$^2$/год), $\sigma_{a1}$ – стандартная случайная погрешность расчета коэффициента r – коэффициент корреляции исходного ряда и ряда времени; $\sigma_y$ и $\sigma_t$ – стандартные отклонения исходного ряда и ряда времени; N – длина ряда [8].

При $t^* > t_{кр}$ нулевая гипотеза отвергается, и тренд признается статистически значимым. В противном случае, если $t^* < t_{кр}$ – нет оснований отвергнуть нулевую гипотезу, коэффициент тренда незначим, следовательно, делается вывод об отсутствии значимого линейного тренда. [8].

Для сравнительной оценки интенсивности сокращения ледовитости рядов с сильно различающимися средними значениями можно использовать безразмерный индекс тренда $I_{тр}$, рассчитываемый по формуле:

$$I_{тр} = 100\, a_1 n / X_{ср}$$

где $a_1$ − коэффициент линейного тренда, n − длина ряда [17]. Данный показатель нормирован на среднемноголетний уровень, что позволяет сопоставлять скорость изменения величин разной размерности масштаба.

Помимо линейного тренда, для описания более сложных форм

долгопериодной изменчивости могут использоваться нелинейные тренды. Однако при этом возрастает риск переобучения, и требуется особое внимание к статистической значимости дополнительных параметров. В рамках настоящего исследования, в силу относительно небольшой длины ряда наблюдений, анализ ограничивается линейными трендами, что согласуется с подходами, применяемыми в аналогичных работах других авторов, где доказано, что линейная аппроксимация дает удовлетворительные результаты при долгосрочном прогнозировании ледовитости арктических морей.

После удаления тренда и перехода к анализу ряда остатков, в котором долгопериодная составляющая уже отсутствует, возникает задача выявления циклических компонент. Для ее решения применяется гармонический или спектральный анализ, в основе которого лежит фундаментальное положение о том, что любой временной ряд можно разложить без остатка в ряд Фурье, то есть представить в виде суммы конечного числа гармоник [9]. Гармониками называются тригонометрические функции – синусоиды и косинусоиды, имеющие периоды, кратные длине ряда.

Общий вид гармоники описывается выражением:

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

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 [10]. Гармоники принято нумеровать последовательно, при этом первая гармоника будет иметь период, равный длине всего ряда N лет, вторая – период N/2, третья – N/3 и так далее [8]. Последняя гармоника имеет период, равный двум единицам дискретности, соответствующая ей частота называется частотой Найквиста. Полное разложение в ряд Фурье предполагает определение N/2 гармоник [8].

Характеристики гармоник определяются на основе коэффициентов Фурье $a_k$ и $b_k$ , которые вычисляются по формулам:

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

где $x_i$ – исходный ряд; N – длина ряда; $t_i$ – ряд времени.

На основе коэффициентов Фурье рассчитываются следующие характеристики гармоник:

1. Амплитуда гармоники показывает наибольшее отклонение характеристики от среднего значения на данном периоде и рассчитывается по формуле:

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

2. Фаза гармоники характеризует время наступления максимума на данном периоде, она может быть определена в единицах дискретности (времени) следующим образом:

$$\varphi_{kt} = \frac{\varphi_k T_k}{2\pi}$$

3. Дисперсия гармоники $D_k$ рассчитывается по формуле:

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

4. Вклад гармоники в общую дисперсию ряда $V_k$ показывает, какая доля дисперсии анализируемого ряда (остатков после удаления тренда) объясняется данной гармоникой [8]. На основе величины $V_k$ можно судить о значимости гармоники: если вклад гармоники в общую дисперсию достаточно велик, гармоника считается значимой и подлежит включению в модель, в противном случае ее вкладом можно пренебречь. Этот показатель является аналогом коэффициента детерминации $R^2$ для отдельной гармоники и рассчитывается по формуле:

$$V_k = \frac{D_k}{D_y}$$

где $D_y$ – дисперсия анализируемого ряда остатков [8].

Для наглядного представления распределения дисперсии по частотам строится периодограмма – график зависимости вклада гармоник или спектральной плотности мощности от их частоты или периода. Локальные максимумы, называемые также пиками, на периодограмме соответствуют частотам, на которых доля объясненной дисперсии максимальна, и, следовательно, указывают на наличие статистически значимых периодических компонент в структуре временного ряда [10].

Описанные выше методы анализа временных рядов позволяют выявить и количественно описать внутреннюю структуру процесса, обусловленную его собственной динамикой. Однако ледовитость моря Лаптевых формируется не только под влиянием внутренних закономерностей, но и под воздействием внешних по отношению к ряду факторов – крупномасштабной атмосферной циркуляции, теплового состояния океана, речного стока. Для учета таких внешних воздействий и построения прогностических моделей, связывающих ледовитость с потенциальными предикторами, могут применяться регрессионные модели [14]. Именно они позволяют установить количественные связи между зависимой переменной (предиктантом) и одним или несколькими независимыми переменными (предикторами) [15].

Общий вид множественной линейной регрессионной модели:

$Y = b_0 + b_1X_1 + b_2X_2 + \ldots + b_nX_n + \varepsilon$

Y – предиктант (прогнозируемая ледовитость), $X_i$ – предикторы (метеорологические и океанологические параметры, индексы атмосферной циркуляции), $b_i$ – коэффициенты регрессии, оцениваемые методом наименьших квадратов, ε – случайная ошибка (остаток) [17].

Преимущество регрессионных моделей заключается в их высокой интерпретируемости. Коэффициенты регрессии $b_i$ наглядно демонстрируют направление и силу влияния каждого предиктора на результирующую переменную: знак коэффициента указывает на характер связи (положительный или отрицательный), а его абсолютная величина отражает степень этого влияния при условии неизменности остальных факторов [7]. Благодаря этому регрессионные модели позволяют не только строить прогноз, но и содержательно объяснять, какие факторы вносят наибольший вклад в формирование ледовитости.

Вместе с тем, многочисленные исследования свидетельствуют о том, что классические регрессионные модели обладают и рядом ограничений. Прежде всего, они чувствительны к наличию высокой корреляции между предикторами, что может приводить к нестабильности оценок

коэффициентов. Кроме того, эти модели предполагают линейный характер связей между предиктантом и предикторами, а также требуют выполнения ряда статистических предпосылок, включая нормальность распределения остатков и их независимость, постоянство дисперсии [4]. Нарушение этих условий способно привести к получению смещенных или неэффективных оценок коэффициентов регрессии. К тому же, в периоды быстрых климатических изменений, характеризующихся нестационарностью гидрометеорологических процессов, линейные зависимости могут утрачивать свою устойчивость. Данный факт существенно ограничивает применимость классических регрессионных моделей для долгосрочного прогнозирования ледовитости Арктики, где в последние десятилетия наблюдаются особенно интенсивные и нелинейные изменения.

Таким образом, исходя из анализа современных статистических методов, можно заключить, что для прогноза сроков наступления безледного режима моря Лаптевых наиболее перспективным представляется комбинированный статистический подход, в рамках которого предполагается последовательное применение нескольких взаимодополняющих методов. В частности, трендовый и гармонический анализ позволят выделить детерминированные составляющие временных рядов, а корреляционный анализ даст возможность осуществить первичный отбор значимых предикторов. Одновременно с этим, на основе множественной линейной регрессии будет произведено построение прогностических моделей и их верификацию с целью обеспечения надежности прогноза.

## 2.3 Критерии выбора и описание баз данных

Надежность и репрезентативность исходной информации являются определяющими факторами для построения достоверных статистических моделей и получения обоснованных прогнозных оценок. В настоящем исследовании использованы данные с временным охватом 1979-2025 гг. из нескольких авторитетных источников. Основным источником информации о

состоянии ледяного покрова моря Лаптевых послужили среднемесячные значения площади распространения морского льда (ПРМЛ) или Sea Ice Extent (SIE), полученные из архива Национального центра данных по снегу и льду – National Snow and Ice Data Center (NSIDC, США). Данный продукт основан на спутниковых измерениях пассивного микроволнового излучателя (SSM/I, SSMIS), который обеспечивает возможность получения информации о ледовом покрове независимо от времени суток и облачности, что особенно важно для полярных регионов [26]. Для целей настоящего исследования использовались значения, осредненные по каждому календарному месяцу. Такой подход акцентирует внимание на устойчивых сезонных изменениях, что особенно важно при статистическом анализе и сопоставлении с другими гидрометеорологическими рядами, большинство из которых также представлено в виде месячных осреднений.

Следует также обратить внимание на расхождения между данными NSIDC и данными ААНИИ, поскольку этот аспект имеет принципиальное значение для корректной интерпретации результатов. Согласно сравнительному анализу, расхождения в оценках площади распространения морского льда для отдельных месяцев могут достигать 1,5 раза [16]. Наиболее значительные различия наблюдаются в летний период, когда поверхностное таяние льда вносит существенные погрешности в микроволновые измерения, используемые для восстановления сплоченности ледяного покрова [16]. При выборе архива NSIDC в настоящем исследовании учитывался его статус общепризнанного мирового стандарта для мониторинга морского льда, что подтверждается его широким применением в аналогичных исследованиях. Важно также, что единообразие методики обработки спутниковых данных сохранялось на протяжении всего периода наблюдений, благодаря чему обеспечивается сопоставимость результатов за разные годы. Дополнительным преимуществом является наличие межспутниковой калибровки, которая гарантирует согласованность данных, поступающих с различных спутниковых платформ [2]. В то же время,

данные NSIDC демонстрируют наилучшую сходимость с натурными наблюдениями в прикромочной зоне, что особенно важно для анализа динамики ледовитости в период активного таяния [26]. Таким образом, использование архива NSIDC в настоящем исследовании представляется методологически обоснованным.

Кроме того, в работе была предпринята попытка использования стандартизированных индексов крупномасштабной атмосферной циркуляции, в число которых вошли:

- AO (Арктическое колебание) – индекс, описывающий зональную циркуляцию в высоких широтах Северного полушария. Положительная фаза AO связана с усилением западного переноса и более теплыми зимами в Евразии, отрицательная – с вторжениями арктического воздуха в средние широты [3];
- CAK (Северо-Атлантическое колебание) – один из наиболее распространенных в климатологии индексов, отражающий разность давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом [3]. Этот индекс оказывает существенное влияние на перенос тепла и влаги в европейский сектор Арктики;
- AMO (Атлантическое мультидекадное колебание) – индекс, связанный с долгопериодной изменчивостью температуры поверхности океана в Северной Атлантике, что позволяет учитывать влияние океанических процессов на ледовитость [3];
- TNA (Тропическая Северо-Атлантическая область) – индекс, характеризующий термическое состояние тропической Атлантики, которое через систему телесвязей может влиять на атмосферную циркуляцию в высоких широтах [5];
- EA/WR (Восточно-Атлантическая / Западно-Российская) – индекс, описывающий меридиональный перенос над Европой и западной Россией, что особенно важно для понимания переноса воздушных масс в сторону сибирского сектора Арктики [5].

- ΔKW-P – комбинированный индекс, отражающий разность между индексом KW (Kuroshio-West Pacific) и индексом P (Pacific), характеризующий меридиональный градиент давления в северной части Тихого океана [5]. Данный индекс позволяет оценить интенсивность западно-тихоокеанских процессов и их влияние на атмосферную циркуляцию в высоких широтах.

Все перечисленные индексы были приведены к месячным значениям и синхронизированы с временным рядом ледовитости по годам.

Для более детального учета характера атмосферной циркуляции в работе использована классификация форм циркуляции Вангенгейма-Гирса, которая традиционно применяется в российской климатологии для анализа макроциркуляционных процессов в Северном полушарии [5]. Согласно этой классификации, выделяются три основные формы циркуляции. Форма W (западная) характеризуется преобладанием зонального переноса воздушных масс с Атлантического океана на континент, что приносит мягкую и влажную погоду в высокие широты [19]. Форма E (восточная) связана с меридиональным переносом, при котором воздушные массы перемещаются с севера на юг и с юга на север, что может приводить как к вторжениям холода, так и к выносам тепла в Арктику. Форма C (меридиональная) также относится к меридиональным процессам, но с преобладанием выноса холода из Арктики в умеренные широты [3].

В настоящей работе использованы годовые повторяемости форм циркуляции Вангенгейма–Гирса, представляющие собой отклонения числа дней с соответствующей формой циркуляции от их среднемноголетних значений. В связи с этим показатели W, E и C могут принимать как положительные, так и отрицательные значения. Причем положительные значения указывают на превышение числа дней с данной формой циркуляции по сравнению со среднемноголетней нормой. Отрицательные значения, напротив, свидетельствуют о дефиците дней с данной формой циркуляции, то есть о ее меньшей повторяемости по сравнению с нормой.

Такой способ представления данных позволяет нивелировать влияние естественной межгодовой изменчивости продолжительности анализируемых периодов и сосредоточиться именно на аномалиях циркуляционного режима, что особенно важно при поиске связей с ледовитостью. В работе использованы эти данные за период 1979-2025 гг., предоставленные ААНИИ. В отличие от стандартизированных индексов, которые фиксируют интенсивность циркуляционных аномалий, формы Вангенгейма-Гирса описывают качественный характер циркуляции, что делает их ценным дополнением к набору потенциальных предикторов ледовитости [5].

В результате, выбор используемых в настоящей работе источников обусловлен их общедоступностью, непрерывностью наблюдений, а также широкой апробацией в отечественных и зарубежных исследованиях. Единый временной охват обеспечивает сопоставимость всех рядов данных, а их разнообразие позволяет комплексно подойти к выявлению факторов, определяющих межгодовую изменчивость ледовитости моря Лаптевых.

### 2.4 Методика прогнозирования сроков выхода на безледный режим

Исходя из задачи количественной оценки момента перехода акватории моря Лаптевых в состояние практически свободное ото льда, была сформулирована целевая переменная настоящего исследования. Поскольку в работе используются осредненные месячные данные, целевая переменная формулируется как календарный месяц, в котором впервые за год фиксируется безледный режим.  Для перехода от качественного описания к строгой количественной характеристике был выработан операционный критерий, опирающийся на подходы, применяемые в аналогичных работах [16]. Месяцем наступления безледного периода для каждого года признается первый месяц, в котором средняя площадь морского льда в акватории моря Лаптевых опускается ниже уровня 15% от общей площади акватории [24]. Выбор порога в 15% обусловлен не только сложившейся практикой в области спутникового мониторинга и оперативной океанологии. Как известно, при

такой концентрации ледяной покров утрачивает сплоченность, распадаясь на отдельные поля, которые уже не создают значимых препятствий для судоходства. Кроме того, именно эта величина используется в архиве NSIDC для определения границы распространения морского льда, что обеспечивает внутреннюю согласованность применяемых данных.

Для оценки сроков наступления безледного режима в море Лаптевых в настоящей работе используется комплексный подход, объединяющий три взаимодополняющих метода. К ним относятся: линейная экстраполяция тренда и гармоническая экстраполяция с учетом циклических колебаний, а также расчет на основе гиперболической формулы. Обозначенные подходы, очевидно, различаются не только по степени сложности, но и объему учитываемой информации. Однако важно отметить, что именно совместное их применение позволяет получить диапазон возможных прогнозных оценок и оценить неопределенность, связанную с долгосрочным прогнозированием.

Простейший способ оценки сроков выхода на безледный режим заключается в экстраполяции линейного тренда до нулевого значения площади льда [16]. Для каждого месяца, для которого был рассчитан линейный тренд вида $X(t) = a_0 + a_1 \cdot t$, уравнение приравнивается к нулю, после чего находится значение t следующим образом:

$$t_{\text{нуль}} = \frac{|a_0|}{|a_1|}$$

Полученное значение $t_{\text{нуль}}$ прибавляется к начальному году наблюдений, что дает оценку года, когда площадь льда достигнет нуля [16].

Следует подчеркнуть, что линейная экстраполяция предполагает постоянство скорости сокращения ледовитости на всем прогнозируемом периоде. Однако в реальности, по мере уменьшения площади льда, в действие вступают ускоряющие процесс таяния положительные обратные связи, ключевая роль среди которых, как было выявлено в первой главе, принадлежит альбедной обратной связи. В силу чего оценка, полученная таким методом, как правило, оказывается более поздней по сравнению с реальным сроком.

Выходя за рамки простого линейного тренда, эффективно применить следующий по сложности подход, учитывающий внутреннюю структуру временного ряда. Суммарная гармоническая кривая строится как сумма линейного тренда и отобранных значимых гармоник:

$$X_{\text{сум}}(t) = (a_0 + a_1 \cdot t) + \sum_{k=1}^{m} A_k \cos\left(\frac{2\pi}{T_k} t - \varphi_k\right)$$

где m – количество значимых гармоник, $A_k$, $T_k$ и $\varphi_k$ –соответственно амплитуда, период и фаза k-й гармоники [10].

Год выхода на безледный режим определяется как момент времени, когда $X_{\text{сум}}(t)$ впервые достигает нулевого значения [10]. Основное преимущество данного метода заключается в том, что он позволяет учесть периодические колебания ледовитости, которые могут как ускорять, так и замедлять процесс таяния в зависимости от фазы цикла [11]. В результате прогнозная оценка становится более гибкой и менее чувствительной к случайным флуктуациям. Как известно, в интересах надежного выделения значимых гармоник для построения суммарной гармонической кривой требуется наличие достаточно длинного временного ряда, составляющего не менее 30-40 лет, что выполнено в настоящем исследовании.

Самым обстоятельным из рассмотренных является подход, в котором устойчивая гиперболическая связь между безразмерным индексом тренда $I_{\text{тр}}$ и годом выхода на безледный режим $N_{\text{бр}}$, описывается следующей формулой:

$$N_{\text{бр}}(t) = -3481{,}1/I_{\text{тр}} + 3{,}41$$

где $N_{\text{бр}}(t) = N_{\text{бр}} - 2000$ [17]. Данная формула получена на основе анализа многолетних спутниковых данных для различных арктических морей и показала высокую точность аппроксимации [16]. Коэффициент детерминации соответствующей регрессионной модели составляет 0,99, а средняя квадратическая ошибка прогноза $\sigma_N$ не превышает 4,1 года [16].

Выбор гиперболической зависимости не случаен, ведь связь между индексом тренда и сроком выхода на безледный режим носит выраженный нелинейный характер. Чем меньше абсолютная величина индекса тренда, то есть чем медленнее сокращается ледовитость, тем быстрее возрастает время

до полного очищения [17]. Гиперболическая функция позволяет корректно описать эту особенность, тогда как линейная аппроксимация в данном случае была бы неприменима.

Принимая во внимание научно обоснованный нелинейный характер таяния, в качестве основного прогноза рассматривается оценка, полученная по гиперболической формуле, которая наиболее точно описывает зависимость между годом выхода на безледный режим и безразмерным индексом тренда, нормированным на среднемноголетний уровень ледовитости. Более того, в ходе работы имеет место обзор верхней границы возможного диапазона, которая является результатом линейной экстраполяции тренда и представляет собой наиболее консервативную дату. Вдобавок к этому, уточненным прогнозом в данном случае служит оценка, полученная методом гармонической экстраполяции, позволяющая учесть циклические колебания ледовитости при наличии значимых гармоник. Сопоставление этих трех величин дает возможность не только определить наиболее вероятный срок выхода на безледный режим, но и оценить степень неопределенности, неизбежно сопутствующей любым долгосрочным прогнозам климатических характеристик.

# 3. Анализ изменчивости ледовитости моря Лаптевых и прогноз выхода на безледный режим

## 3.1 Характеристика исходных данных и первичный статистический анализ

Прежде чем приступить к построению прогностических моделей и оценке связей между переменными, требуется тщательная подготовительная обработка исходных данных. Этот этап, известный в статистической практике как предобработка данных, имеет целью обеспечение их качества, согласованности и пригодности для применения математических методов [4]. Пренебрежение данной процедурой способно привести к получению смещенных оценок, ложным корреляциям и, как следствие, неверным прогнозным выводам.

Первым шагом предобработки является приведение всех используемых рядов к единой временной шкале [4]. Поскольку спутниковые данные о ПРМЛ и индексы атмосферной циркуляции имеют одинаковое временное разрешение, данная процедура сводится к синхронизации границ рассматриваемых интервалов. Временной охват данных составляет 47 лет – с 1979 по 2025 год включительно, что является достаточным для выявления устойчивых статистических закономерностей и оценки долгоперспективных тенденций. В ходе проверки исходных массивов на наличие пропусков данных было установлено, что архивы ААНИИ и NSIDC предоставляют непрерывные ряды без пропусков на всем протяжении рассматриваемого периода, что, безусловно, обеспечивает корректность последующих статистических расчетов и повышает надежность получаемых выводов.

Таким образом, сформированный массив данных представляет собой временной ряд, где каждому году соответствует 12 значений ПРМЛ – по одному на каждый календарный месяц. Кроме того, для полноты анализа дополнительно рассчитана среднегодовая величина, представляющая собой среднее арифметическое двенадцати месячных значений. Итоговая таблица, содержащая исходные данные, представлена в конце работы (Приложение А)

При первоначальном анализе полученного массива исходных данных (Приложение А) можно выявить ряд характерных особенностей многолетней изменчивости ледовитости моря Лаптевых. В первую очередь, следует отметить принципиальное различие в характере изменчивости между сезонами. Можно сказать, что зимний период (декабрь-март) отличается исключительно высокой стабильностью, поскольку значения площади льда из года в год колеблются в узком диапазоне 830-860 тыс. км$^2$, где отсутствуют заметные долгопериодные тренды. Данная особенность свидетельствует о том, что термический режим в холодный сезон остается достаточно консервативным и не демонстрирует значимых направленных изменений на протяжении всего 47-летнего периода наблюдений.

Напротив, в летне-осенний период (июнь-октябрь) фиксируется устойчивое снижение площади льда, особенно выраженное в последние два десятилетия. Если в 1980-1990-е годы сентябрьские значения редко опускались ниже 300 тыс. км$^2$, то, начиная с середины 2000-х годов, они регулярно составляют 100-200 тыс. км$^2$.

Более того, в отдельные годы наблюдаются экстремально низкие показатели, близкие к полному исчезновению ледяного покрова. Например, в 2005 году площадь льда в сентябре составила 54 тыс. км$^2$, в 2011 году – 19 тыс. км$^2$, в 2014 году – 5 тыс. км$^2$, а в 2020 году – лишь 4,7 тыс. км$^2$. Подобные значения на несколько порядков ниже климатической нормы, составляющей в сентябре 220 тыс. км$^2$. Не менее показательны и октябрьские значения, которые также демонстрируют достаточно низкие показатели в последние годы. Так, в октябре 2018 года площадь льда составила 120 тыс. км$^2$, в 2019 году – 221 тыс. км$^2$, а в 2020 году – всего около 28 тыс. км$^2$, что также значительно ниже климатической нормы 529 тыс. км$^2$. На основании чего можно прийти к выводу, что выявленные особенности свидетельствуют о глубокой трансформации ледового режима моря Лаптевых в современный период и, тем самым, подтверждают наличие устойчивой тенденции к сокращению ледовитости.

Не трудно заметить, что в контексте рассматриваемых изменений ледового режима особого внимания заслуживает ситуация 2020 года, когда впервые за всю историю инструментальных наблюдений процесс осеннего ледообразования в море Лаптевых не начался в обычные сроки [32]. По данным спутникового мониторинга, к концу октября ледовитость моря составляла менее 10% от средних многолетних значений, а температура поверхности океана в этом районе превышала норму на 3-5°C [26]. Причиной этой аномалии послужило сочетание нескольких факторов, среди которых выделяются экстремально раннее таяние льда в весенне-летний период, установление аномального антициклона над Сибирью, обусловившего адвекцию тепла с континента, а также поступление теплых водных масс через Берингов пролив [32].

Таким образом, уже на основе предварительного анализа исходных данных можно выдвинуть достаточно обоснованное предположение о том, что процессы, происходящие в осенний период, являются чуткими индикаторами климатических изменений в Арктике. При этом именно в сентябре и октябре наблюдаются экстремальные межгодовые колебания и наиболее выраженные долгопериодные изменения, наравне с минимальной площадью распространения льда, что делает их первоочередными месяцами для оценки трендов и прогнозирования сроков наступления безледного режима.

Именно на основе такой структурированной информационной базы осуществляется переход к количественному описанию исходных рядов, в рамках которого становится возможным охарактеризовать распределение данных, выявить наличие грубых выбросов, оценить степень межгодовой изменчивости и подготовить основу для дальнейшего статистического моделирования. В связи с этим, на следующем этапе первичной обработки данных выполняется расчет основных описательных статистик для каждого календарного месяца (январь–декабрь), аналогичные показатели рассчитаны также для среднегодовых значений. Для того, чтобы составить первое, но при

этом достаточно полное представление о типичном уровне ледовитости, степени ее межгодовой изменчивости и характере распределения данных в разные сезоны, необходимо проанализировать, соответственно, среднее арифметическое, стандартное отклонение, коэффициент вариации, а также коэффициенты асимметрии и эксцесса. Полученные в ходе вычислений результаты сведены в представленную ниже таблицу (табл. 1).

*Таблица 1. Описательные статистики ПРМЛ в море Лаптевых за 1979-2025 гг.*

| Месяц | среднее, км$^2$ | СКО, км$^2$ | Cv, доли ед. | As | Ex |
|---|---|---|---|---|---|
| Январь | 849064,12 | 8413,90 | 0,010 | -0,706 | -0,341 |
| Февраль | 847158,54 | 9724,84 | 0,011 | -0,643 | 0,705 |
| Март | 847479,90 | 8428,11 | 0,010 | -0,546 | -0,157 |
| Апрель | 841425,43 | 16449,92 | 0,020 | -0,878 | 0,289 |
| Май | 805616,05 | 41878,29 | 0,052 | -0,723 | -0,218 |
| Июнь | 663322,99 | 83926,67 | 0,127 | -0,252 | -0,527 |
| Июль | 450204,79 | 144264,38 | 0,320 | -0,392 | -0,560 |
| Август | 259968,22 | 140024,47 | 0,539 | 0,135 | -0,842 |
| Сентябрь | 220081,65 | 149473,58 | 0,679 | 0,404 | -0,480 |
| Октябрь | 528920,81 | 199157,56 | 0,377 | -0,598 | -0,528 |
| Ноябрь | 823130,54 | 35934,29 | 0,044 | -0,896 | 1,478 |
| Декабрь | 846226,80 | 8546,89 | 0,010 | -0,511 | 0,629 |
| Годовые | 614046,14 | 57199,05 | 0,093 | -0,261 | -0,678 |

Обращаясь к результатам, представленным в табл. 1, можно выделить несколько характерных особенностей касательно структуры изменчивости ледовитости моря Лаптевых. Логично начать рассмотрение описательных статистик со среднего арифметического, поскольку именно оно служит центром, вокруг которого группируются остальные значения, и является необходимой основой для расчета других статистических характеристик [10]. Данный показатель, как известно, представляет собой типичное для данного месяца значение площади льда за весь период наблюдений. Для начала следует учесть закономерное снижение средних значений от зимних месяцев к летним, которое отражает естественный сезонный ход: если в зимний период (декабрь-март) площадь льда стабильно превышает 840 тыс. км$^2$, в летний период (август-сентябрь) она сокращается до 260 и 220 тыс. км$^2$ соответственно. Столь значительный контраст, проявляющийся в почти четырехкратном уменьшении, можно объяснить совокупностью действия

факторов, подробно рассмотренных в первой главе. В частности, основная роль, разумеется, принадлежит увеличению притока солнечной радиации в летний сезон, интенсивному прогреву поверхностных вод, и, соответственно, активному таянию ледяного покрова под совместным воздействием положительной температуры воздуха и океанического тепла [6].

Следующей важной характеристикой является среднее квадратическое отклонение, которое отражает степень разброса значений относительно среднего. При этом, чем выше данная величина, тем сильнее межгодовая изменчивость ледовитости. Сравнение СКО для разных месяцев позволяет выявить периоды года с наиболее и наименее стабильной ледовой обстановкой, что имеет принципиальное значение для оценки предсказуемости ледовых условий [21].

Для наглядного представления сезонных различий в уровне ледовитости и степени ее изменчивости построен соответствующий график, представленный ниже (рис. 6). На нем средние месячные значения площади льда отмечены маркерами, соединенными линией, а вертикальные отрезки соответствуют величине стандартного отклонения.

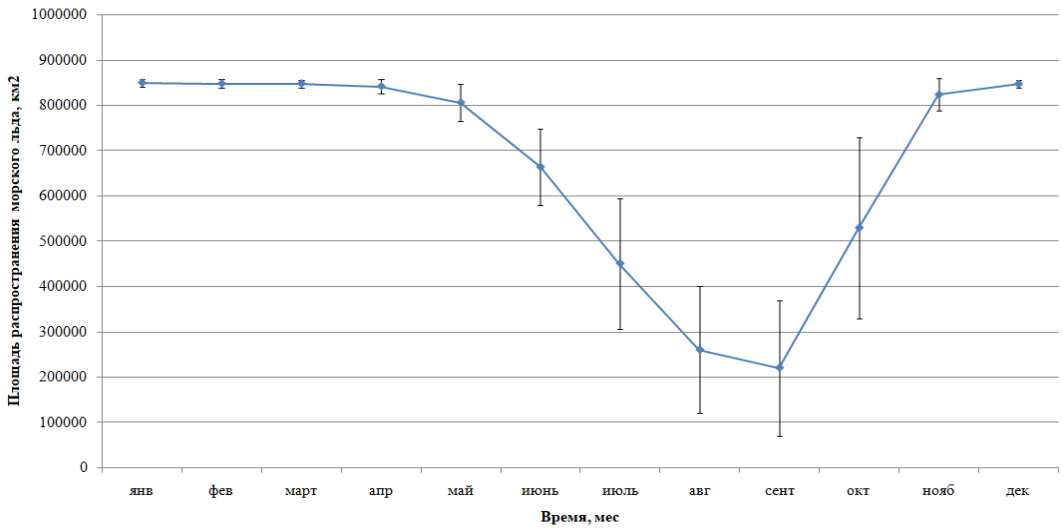



*Рис. 6 График распределения среднемесячных значений ПРМЛ в море Лаптевых и величины СКО за период 1979-2025 гг*

В первую очередь, на графике отчетливо прослеживается сезонный ход средних значений от высоких зимних показателей к низким летним. Однако гораздо более показательным и содержательным результатом является

наличие вертикальных отрезков, отражающих стандартное отклонение, при анализе которого также обнаруживается кардинальное различие между зимними и летне-осенними месяцами. Действительно, для зимнего периода (декабрь-март) вертикальные отрезки крайне малы, так как СКО не превышает 8,5-9,7 тыс. км$^2$. Это служит прямым свидетельством высокой стабильности ледовой обстановки в холодный сезон, когда площадь льда из года в год остается практически неизменной. Начиная с мая длина вертикальных отрезков резко возрастает, достигая максимума 199 тыс. км$^2$ в октябре, а также значительных показателей 149 тыс. км$^2$ в сентябре, из чего следует, что межгодовая изменчивость в этот период чрезвычайно высока. Как было показано выше, именно в эти месяцы фиксируются экстремальные значения ледовитости – от почти полного отсутствия льда (единицы тыс. км$^2$) до его значительной площади (сотни тыс. км$^2$), что подтверждает их ключевую роль в процессах перехода моря к безледному состоянию

Для сопоставления изменчивости рядов с сильно различающимися средними значениями, например, для разных месяцев, используется коэффициент вариации Cv, рассчитываемый как отношение среднего квадратического отклонения к среднему арифметическому, выраженное в долях единицы [10]. Важно отметить, что наиболее характерной чертой зимних месяцев выступает крайне низкая межгодовая изменчивость. Коэффициент вариации для декабря, января и февраля, а также для марта составляет около 0,01, поскольку из года в год в зимние месяцы море Лаптевых покрыто сплошным льдом, и отклонения от среднего незначительны. Это обстоятельство имеет важное значение для прогнозирования, в силу того, что зимняя ледовитость практически детерминирована климатическими условиями и не демонстрирует направленных многолетних изменений. В то же время, совершенно иная ситуация наблюдается в летне-осенний период. Как уже было продемонстрировано, значения стандартного отклонения начинают возрастать непосредственно с мая, это же касается и коэффициента вариации

– с данного момента наблюдается резкий рост. Особенно показателен в этом отношении сентябрь, для которого Cv достигает 0,679, то есть изменчивость составляет почти 68% от среднего значения. Это, несомненно, подтверждает довод о том, что в разные годы ледовитость в сентябре может различаться кардинальным образом. Именно высокая межгодовая изменчивость сентября, как месяца, в котором ледовитость достигает своего годового минимума, делает его одним из первостепенных объектов для анализа трендов и прогнозирования сроков наступления безледного режима.

О форме распределения можно судить по двум дополнительным показателям. Анализ коэффициента асимметрии As позволяет понять, в какую сторону чаще происходят экстремальные отклонения, что важно для оценки рисков экстремальных ледовых явлений [15]. При этом для симметричного распределения, в частности для нормального, коэффициент асимметрии равен нулю. В данном случае отрицательные значения As являются преобладающими для большинства месяцев, за исключением августа и сентября. Так называемый длинный «левый хвост» распределения указывает на асимметрию распределения в сторону более низких значений, то есть на существование редких лет с аномально малой ледовитостью. Как можно заметить, этот вывод полностью согласуется с проанализированными выше исходными данными, представленными в Приложении 1, тем самым отражая чувствительность ледового режима к климатическим аномалиям, так как в отдельные годы площадь льда может быть существенно ниже среднемноголетнего уровня. Собственно для августа и сентября асимметрия, напротив, положительна – значения составляют 0,135 и 0,404 соответственно. На первый взгляд, это могло бы свидетельствовать о наличии редких лет с аномально высокой ледовитостью. Однако в целом для августа и сентября положительная асимметрия объясняется не столько наличием условного «правого хвоста», сколько асимметрией формы распределения, вызванной усечением левого хвоста. Суть в том, что ледовитость не может опускаться ниже нуля, а в последние десятилетия она регулярно достигает экстремально

малых значений, исчисляемых единицами и десятками тыс. км$^2$. В результате распределение оказывается «прижатым» к нулю слева, а основная масса значений концентрируется в правой части диапазона, что и дает положительный коэффициент асимметрии.

Касательно формы распределения, в частности о крутизне его пика, можно судить по эксцессу Ex. При этом положительный эксцесс указывает на более островершинное распределение, при котором значения теснее сгруппированы вокруг среднего, а отрицательный эксцесс, напротив, говорит о более плосковершинном распределении и большем разбросе значений [15]. В то же время, значительные отклонения эксцесса от нуля могут свидетельствовать о наличии выбросов или о неоднородности анализируемого ряда [10]. В данном случае для большинства месяцев значения невелики, что свидетельствует об относительно плосковершинной форме распределения, близкой к нормальному. При этом наиболее высокие положительные значения эксцесса Ex = 1,478 зафиксированы для ноября, что указывает на наличие резких выбросов, направленных в сторону аномально низкой ледовитости, что также согласуется с отрицательной асимметрией. В то же время, для большинства летних и осенних месяцев характерен отрицательный эксцесс, достигающий минимума Ex = –0,842 в августе, что подтверждает значительную, но достаточно равномерную межгодовую изменчивость ледовитости в конце сезона таяния.

Помимо анализа среднемесячных значений, важную информацию о характере изменчивости ледовитости дает рассмотрение среднегодовых показателей. Как видно из таблицы описательных статистик (табл. 1), среднегодовая ледовитость составляет около 614 тыс. км$^2$, занимая при этом промежуточное положение между зимними и летними месяцами, что естественно, так как она интегрирует все сезоны. Анализ асимметрии As = –0,261 и эксцесса Ex = –0,678 для среднегодовых значений показывает, что распределение близко к симметричному и имеет плосковершинную форму, то есть значительных выбросов в годовом ходе не наблюдается.

Примечателен также коэффициент вариации для среднегодовых значений, равный 0,093, что существенно ниже, чем для летних месяцев, где Cv достигает 0,3-0,7, но заметно выше, чем для зимних, где Cv ≈ 0,01. Такая особенность объясняется тем, что при осреднении по году высокая межгодовая изменчивость, характерная для летне-осеннего периода, частично компенсируется стабильностью зимних месяцев. В результате общая картина оказывается «сглаженной», а среднегодовой ряд демонстрирует умеренную изменчивость. Это обстоятельство имеет двоякое значение для прогнозирования. С одной стороны, среднегодовые значения более удобны для выявления долгопериодных трендов, поскольку в них ослаблен высокочастотный шум [10]. С другой стороны, они маскируют экстремальные сезонные колебания, которые критически важны для оценки сроков наступления безледного режима в летне-осенний период [10].

В ходе обобщения результатов первичного статистического анализа, было установлено, что август, сентябрь и октябрь представляют наибольший интерес с точки зрения дальнейшего исследования, поскольку именно эти месяцы характеризуются максимальной межгодовой изменчивостью и наиболее выраженными долгопериодными тенденциями. Положительная асимметрия августа и сентября, как было показано, является не признаком аномально высоких значений, а статистическим отражением устойчивого сокращения ледовитости и приближения к физическому пределу – полному исчезновению льда. В связи с этим, при переходе к следующей части работы важно отметить, что преимущественно на эти месяцы будет сделан основной акцент при анализе трендов и оценке скорости сокращения ледовитости.

### 3.2 Анализ трендов и сезонных особенностей сокращения ледовитости

Если проведенный выше анализ статистических характеристик позволил сформировать комплексное представление о структуре временных рядов, их изменчивости и характере распределения, то для количественной оценки скорости многолетних изменений ледовитости и их устойчивости

во времени необходимо обратиться к анализу трендовой составляющей временных рядов. В отличие от большинства исследований, сосредоточенных на сентябрьской ледовитости, в настоящей работе выполнен помесячный анализ, позволяющий выявить сезонные различия в интенсивности и значимости трендов.

Расчет параметров линейных трендов и оценка их статистической значимости, а также вычисление безразмерного индекса тренда выполнялся по методике, подробно описанной в предыдущей главе. Как уже упоминалось ранее, статистическая значимость коэффициента $a_1$ проверяется с помощью t-критерия Стьюдента при уровне значимости $\alpha = 0,05$ [8]. Полученное при этом критическое значение составило $t_{кр} = 2,013$.

По результатам расчетов, выполненных для каждого месяца и дополнительно для среднегодовых значений, были получены оценки линейного тренда площади распространения морского льда в море Лаптевых за период 1979-2025 гг. Полученные значения коэффициента тренда $a_1$ (км$^2$/год), коэффициента детерминации $R^2$ и индекса тренда $I_{тр}$ представлены в следующей таблице (табл. 2).

*Таблица 2. Характеристики индекса тренда и линейного тренда площади морского льда в море Лаптевых (1979-2025 гг.)*

| **Месяц** | **$a_1$, км$^2$/год** | **$R^2$** | **$I_{тр}$** | **t-статистика** |
|---|---|---|---|---|
| Январь | 81,5 | 0,018 | 0,45 | 0,899 |
| Февраль | 24,1 | 0,001 | 0,13 | 0,227 |
| Март | 59,4 | 0,009 | 0,33 | 0,651 |
| Апрель | -331,4 | 0,076 | -1,85 | -1,928 |
| Май | -1717,7 | 0,316 | -10,02 | -4,562 |
| Июнь | -4348,2 | 0,505 | -30,81 | -6,770 |
| Июль | -7410,2 | 0,496 | -77,36 | -6,655 |
| Август | -7076,3 | 0,484 | -128,47 | -6,498 |
| Сентябрь | -7376,2 | 0,458 | -157,52 | -6,164 |
| Октябрь | -11295,5 | 0,605 | -100,37 | -8,297 |
| Ноябрь | -1427,3 | 0,287 | -8,15 | -4,355 |
| Декабрь | -21,2 | 0,001 | -0,12 | -0,228 |
| Год | -3143,7 | 0,586 | -24,06 | -7,690 |

Как следует из табл. 2, статистически значимые отрицательные тренды наблюдаются для всех месяцев с мая по ноябрь включительно, а также для среднегодовых значений. Наибольшая скорость сокращения площади льда $a_1$ = −11295,5 км$^2$/год зафиксирована в октябре. Высокие значения $a_1$ также характерны для июля и августа, а также сентября, что соответствует периоду минимальной сезонной ледовитости, когда составляют −7410,2, −7076,3 и −7376,2 км$^2$/год соответственно. Таким образом, именно в летний период, и особенно в его завершающей стадии, происходят наиболее интенсивные направленные изменения ледового покрова.

При этом коэффициент детерминации для октября достигает максимального значения среди всех месяцев $R^2$ = 0,605. Также зафиксированы высокие значения в летние месяцы и в сентябре, что указывает на существенную роль трендовой компоненты в межгодовой изменчивости ледовитости в начале и конце сезона таяния. Наиболее низкие значения $R^2$ характерны для зимних месяцев, что свидетельствует об отсутствии направленного многолетнего изменения площади льда в холодный период года. Примечательно, что в апреле и ноябре тренд также является отрицательным. Это может свидетельствовать о более раннем начале активного таяния и сохранении тенденции сокращения льда вплоть до октября. Однако в апреле, при $R^2$ = 0,076, он не достигает статистической значимости.

Для сравнительной оценки интенсивности сокращения ледовитости для месяцев с сильно различающейся абсолютной площадью льда, где прямое сопоставление коэффициентов $a_1$ было бы некорректным, использовался безразмерный индекс тренда $I_{тр}$, нормированый на среднемноголетний уровень ледовитости [17].

Для наглядного сопоставления абсолютной и относительной скоростей сокращения льда построен совмещенный график годового хода коэффициента тренда $a_1$ и индекса тренда $I_{тр}$ (рис. 7).

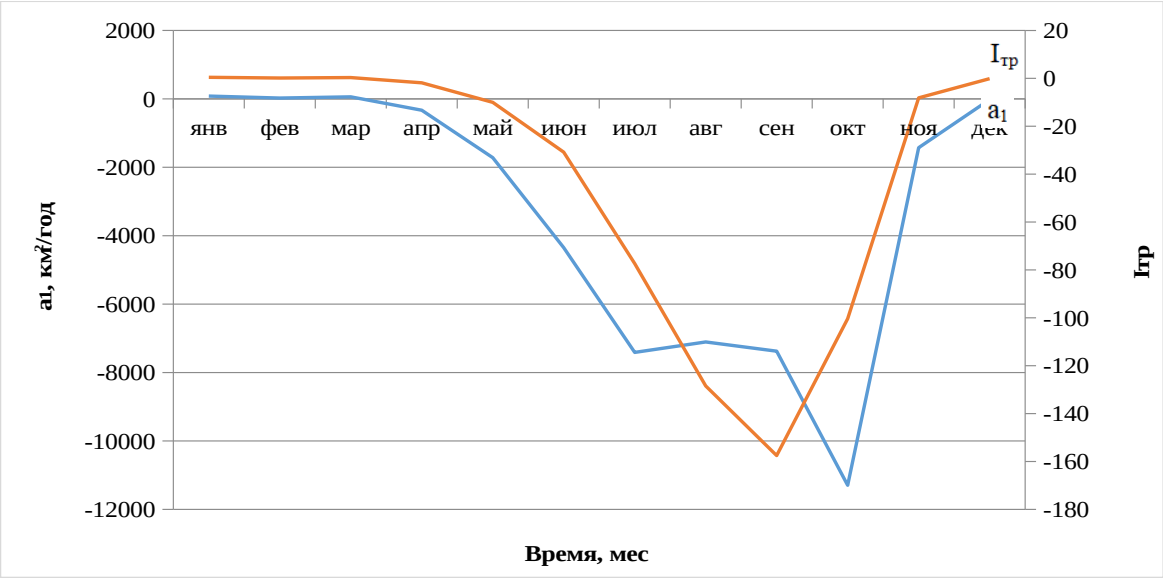



*Рис. 7 Годовой ход коэффициента тренда $a_1$ и индекса тренда $I_{тр}$ для акватории моря Лаптевых, осредненный за период 1979-2015 гг.*

Согласно рис. 7, абсолютные значения $a_1$ изменяются в течение года от незначительных положительных величин в зимние месяцы (ноябрь-февраль) до максимальных отрицательных значений в октябре. В то же время индекс тренда $I_{тр}$ демонстрирует значительно более выраженную сезонную изменчивость. Наибольшие абсолютные значения $I_{тр}$ наблюдаются в августе $I_{тр} = –128,5$, сентябре $I_{тр} = –157,5$ и октябре $I_{тр} = –100,4$.

Стоит отметить, что сентябрь, уступая октябрю по абсолютной скорости сокращения, характеризуется наибольшей величиной индекса тренда, то есть максимальной относительной скоростью уменьшения ледовитости. Это подтверждается тем, что в сентябре каждый квадратный километр потерянного льда имеет наибольший вес, поскольку общая площадь ледяного покрова в этом месяце минимальна. Высокое значение индекса в августе также свидетельствует о том, что процесс сокращения льда набирает силу уже во второй половине лета. В противоположность этому, в зимний период индекс тренда близок к нулю или имеет очень маленькие абсолютные значения. Это обусловлено тем, что в холодное время года площадь льда стабильно высока, а ее межгодовые колебания незначительны. Следовательно, низкие значения индекса подтверждают отсутствие направленных многолетних изменений ледовитости в зимние месяцы.

Особенно показательно в этом отношении сравнение июля и августа. При близких значениях коэффициента тренда в июле $a_1$ = –7410 км$^2$/год и августе $a_1$ = –7076 км$^2$/год оценки $I_{тр}$ составляют –77,36 и –128,47 соответственно, т. е. отличаются друг от друга в 1,7 раза. Это объясняется тем, что средняя площадь льда в августе меньше, чем в июле, и то же абсолютное сокращение приводит к гораздо более значительному относительному уменьшению. Таким образом, использование безразмерного индекса тренда позволяет корректно сопоставлять интенсивность сокращения ледовитости в разные сезоны, в отличие от абсолютного коэффициента $a_1$, который дает искаженное представление о масштабе изменений относительно среднемноголетнего уровня.

Для наглядного представления динамики ледовитости и ее трендовой составляющей далее представлены графики временных рядов площади морского льда для каждого месяца, а также для среднегодовых значений (рис. 8-20). На каждом графике нанесены фактические значения ПРМЛ и линия линейного тренда.

Для выявления специфики многолетних изменений в зависимости от времени года графики временных рядов разделены на четыре сезонные группы. Такой подход позволяет не только сопоставить интенсивность трендов в разных сезонах, но и подчеркнуть контраст между стабильной зимней ледовитостью и динамичной летне-осенней картиной. В соответствии с выводами вышеизложенных глав, именно осенний период играет определяющую роль в процессах сокращения ледовитости и перехода моря к безледному состоянию. В связи с этим анализ графиков временных рядов следует начать с сентября-ноября (рис 8-10), а затем последовательно рассмотреть остальные сезоны.

На рис. 8 представлен временной ряд площади морского льда в море Лаптевых за период 1979-2025 гг. в сентябре, где скорость сокращения льда около 7400 км$^2$/год при $R^2$ = 0,458, что соответствует уравнению тренда ***y = −7376,2 * t + 397110,8***. Несмотря на меньшую абсолютную скорость

сокращения по сравнению с октябрем, для сентября характерен максимальный индекс тренда $I_{тр}$= −157,5, что свидетельствует о наиболее интенсивном относительном сокращении ледовитости в период ее сезонного минимума.

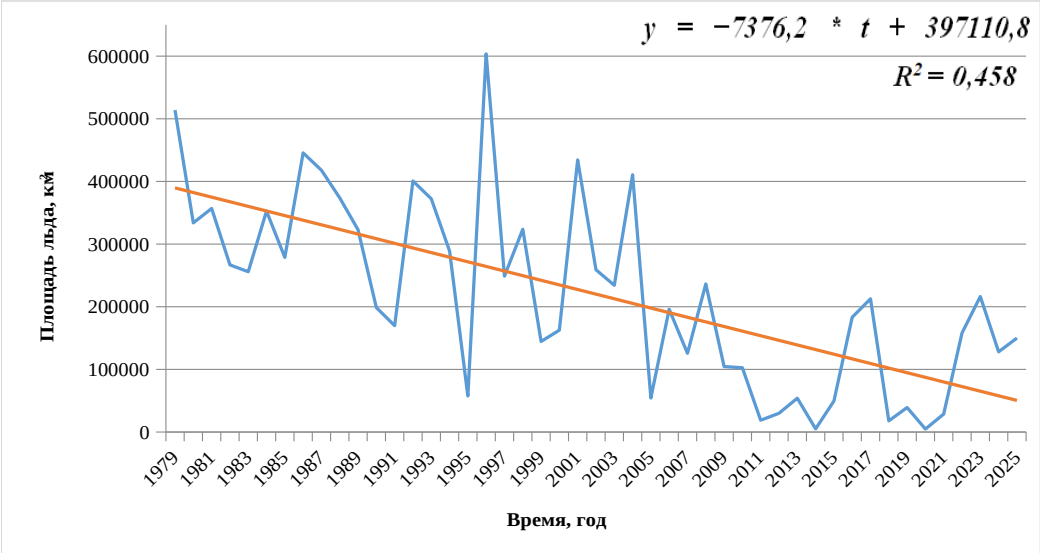



*Рис. 8 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в сентябре за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

Аналогичный график с нанесенной линией линейного тренда для октября приведен на рис. 9. Как видно из рисунка, многолетняя изменчивость характеризуется устойчивым снижением значений от около 800 тыс. км$^2$ в начале периода менее чем до 100 тыс. км$^2$ в последние годы. Линия тренда описывается уравнением ***y = −11295,5 * t + 800013,8***, что подтверждает статистически значимое абсолютное сокращение ледовитости.

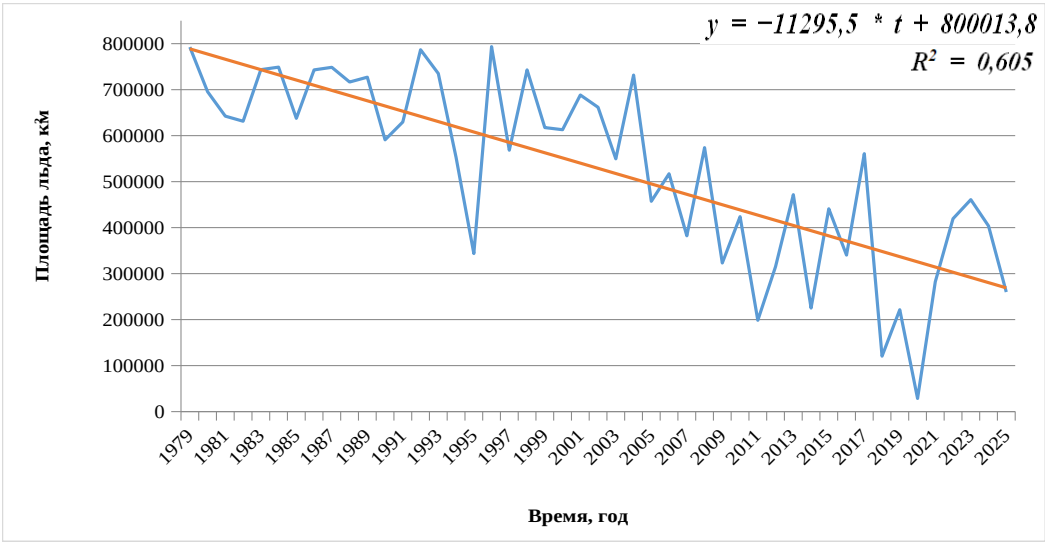



*Рис. 9 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в октябре за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

Временной ряд площади льда в ноябре (рис. 10) характеризуется статистически значимым отрицательным трендом, скорость которого составляет около –1427 км$^2$/год. Вместе с тем коэффициент детерминации не превышает 0,287, что указывает на существенную роль случайных факторов в межгодовой изменчивости ледовитости в этом месяце. Визуально это проявляется в существенном разбросе фактических значений относительно линии регрессии на данном графике, в отличие от сентября и октября.

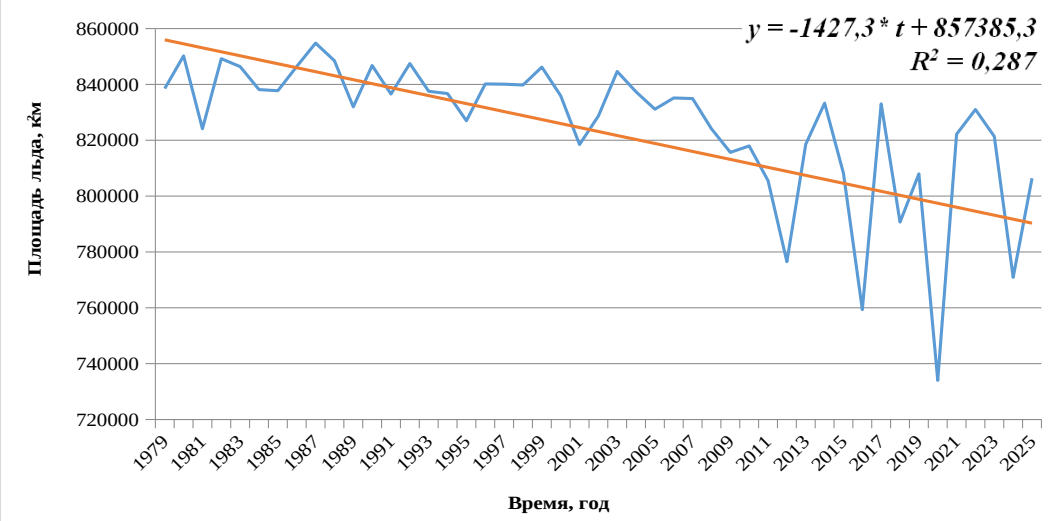



*Рис. 10 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в ноябре за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

Зимние месяцы, как было установлено ранее, не демонстрируют значимых долгопериодных изменений ПРМЛ, что наглядно подтверждают графики временных рядов для декабря, января и февраля (рис. 11-13).

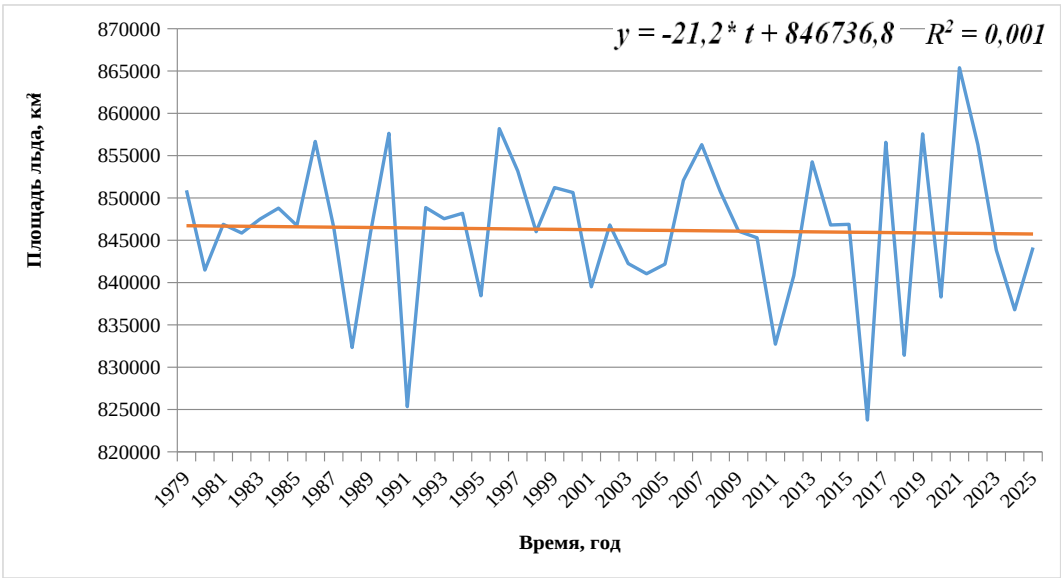



*Рис. 11 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в декабре за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

На протяжении всего периода наблюдений площадь льда в декабре колеблется в сравнительно узком диапазоне от 823 до 865 тыс. км$^2$, а коэффициент тренда составляет всего –21,2 км$^2$/год при крайне низком значении $R^2$ = 0,001. Соответственно, линия тренда на графике располагается почти горизонтально, а фактические точки разбросаны вокруг нее без какой-либо выраженной направленности (рис. 11).

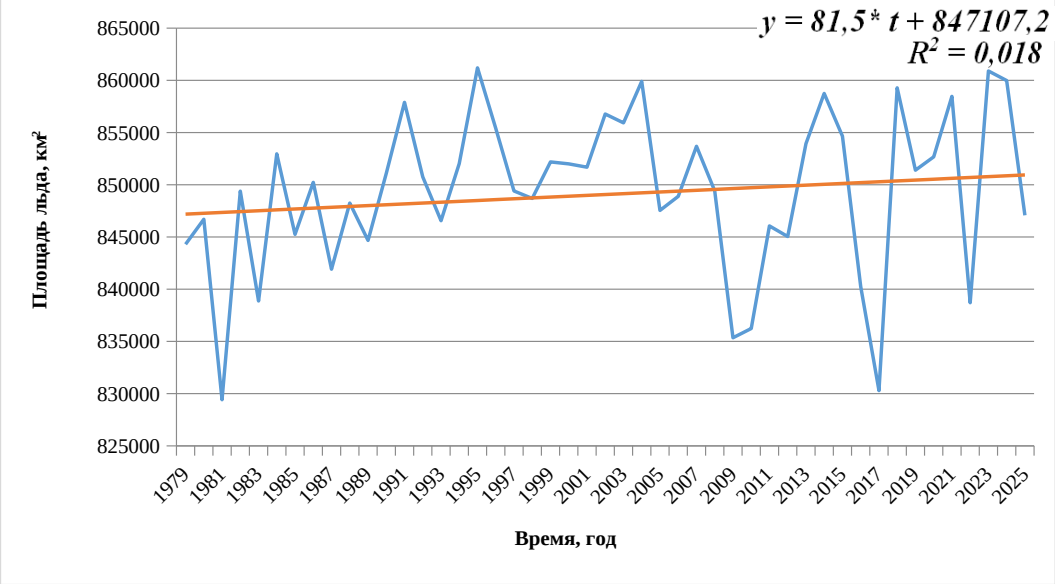



*Рис. 12 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в январе за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

Переходя к январю, можно отметить, что значения ледовитости устойчиво держатся в пределах 835-860 тыс. км$^2$. Коэффициент тренда равен 81,5 км$^2$/год, однако $R^2$ не превышает 0,018, и статистическая значимость также отсутствует. Отдельные экстремальные отклонения как в сторону увеличения, так и в сторону уменьшения носят случайный характер и не формируют устойчивой тенденции, хотя в целом наблюдается положительный тренд (рис. 12).

В дополнение к вышесказанному, февраль также демонстрирует схожую картину. Площадь льда в этом месяце варьирует около привычных 840-860 тыс. км$^2$, коэффициент тренда составляет 24,1 км$^2$/год при $R^2$ = 0,001, а сам тренд вновь оказывается статистически незначимым. Линия регрессии на графике практически горизонтальна, а разброс точек не обнаруживает упорядоченного смещения с течением времени (рис. 13).

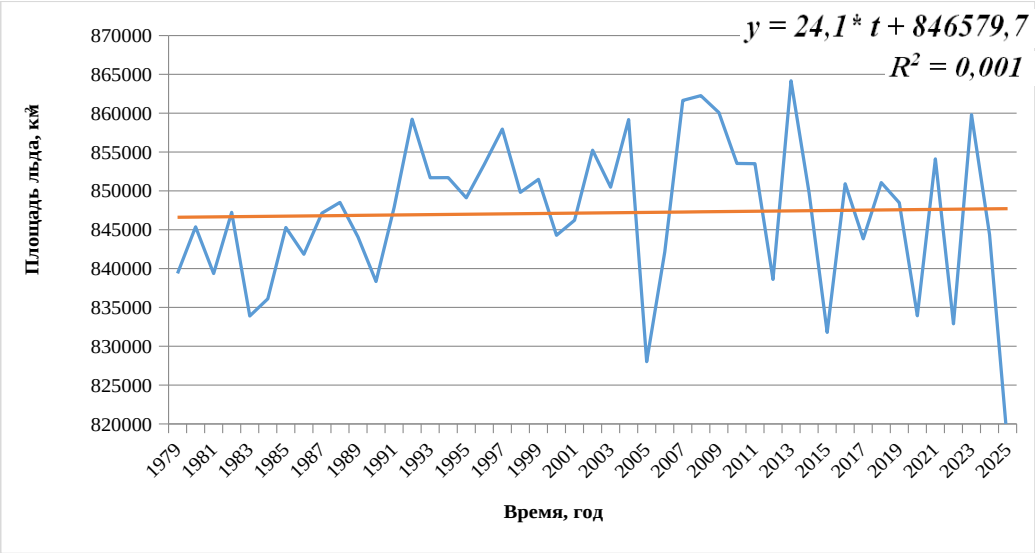



*Рис. 13 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в феврале за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

Таким образом, все три зимних месяца характеризуются стабильной ледовитостью, отсутствием направленных многолетних изменений и низкой межгодовой изменчивостью, что принципиально отличает их от летне-осеннего сезона, где сокращение ледовитости происходит с высокой интенсивностью и статистически подтверждено.

Весенний период знаменует переход от стабильной зимней ледовитости к сезонному таянию. Графики временных рядов для марта, апреля и мая (рис. 14-16) наглядно иллюстрируют этот процесс, демонстрируя постепенное усиление отрицательного тренда и увеличение межгодовой изменчивости по мере приближения к лету.

Как можно проследить, в начале весны ледовитость остается еще достаточно высокой и стабильной. Значения площади льда колеблются в диапазоне 835-855 тыс. км$^2$, а линия тренда на графике имеет лишь незначительный наклон, причем положительный (рис. 14). Коэффициент тренда составляет 59,4 км$^2$/год, однако этот рост статистически незначим, а коэффициент детерминации близок к нулю. Таким образом, март по своему характеру еще мало отличается от зимних месяцев, в силу того, что направленные изменения отсутствуют, а межгодовые колебания носят случайный характер.

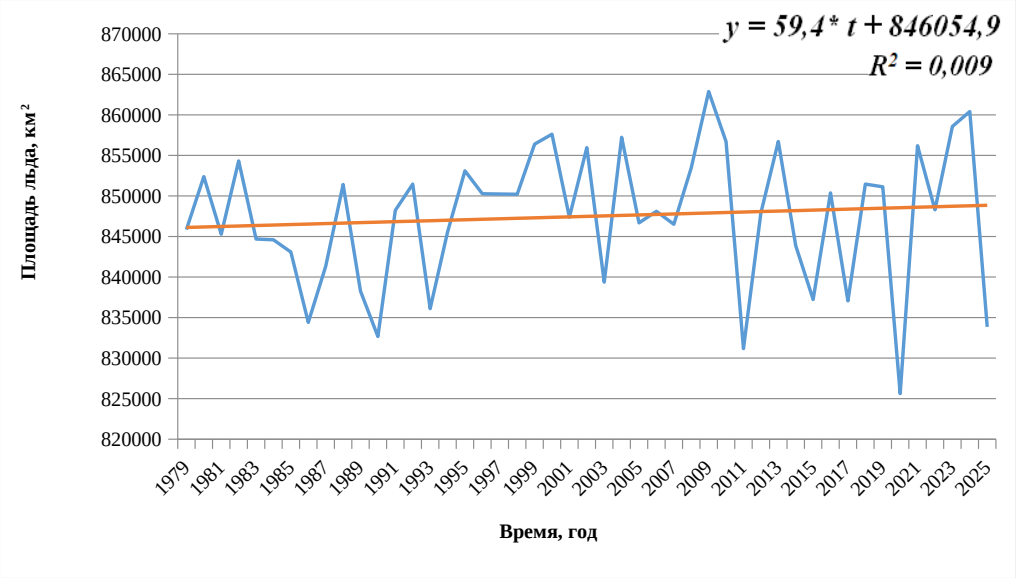



*Рис. 14 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в марте за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

С апреля начинают проявляться первые признаки перехода к летнему режиму. Коэффициент тренда становится отрицательным и достигает –331,4 км$^2$/год, а коэффициент детерминации возрастает до 0,076, хотя статистическая значимость тренда все еще не достигается. При этом на графике уже заметен отрицательный наклон линии регрессии (рис. 15). Ввиду этого, можно сказать, что апрель занимает промежуточное положение между стабильной зимой и динамичной весной, проявляющееся в том, что тенденция к сокращению льда уже намечается, но еще не стала устойчивой.

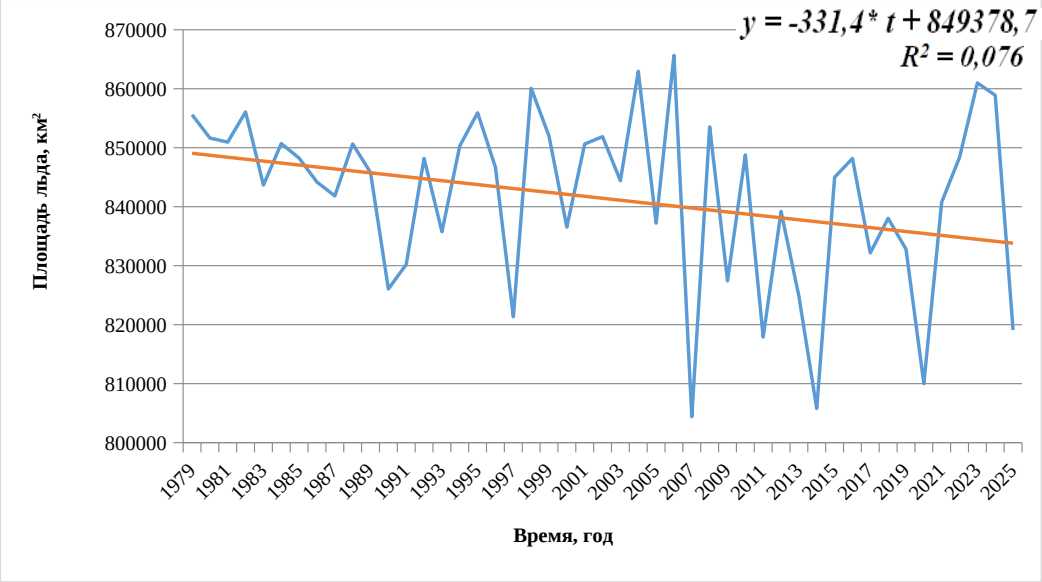



*Рис. 15 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в апреле за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

В мае процесс таяния вступает в активную фазу. Коэффициент тренда резко возрастает по абсолютной величине до –1717,7 км$^2$/год и коэффициент детерминации достигает 0,316, что указывает на статистически значимое сокращение ледовитости. На графике уже отчетливо виден отрицательный наклон линии тренда, а точки начинают группироваться ближе к прямой, хотя разброс еще сохраняется (рис. 16). Май принципиально отличается от предыдущих весенних месяцев, так как здесь уже можно говорить об устойчивой направленной тенденции к уменьшению площади льда.

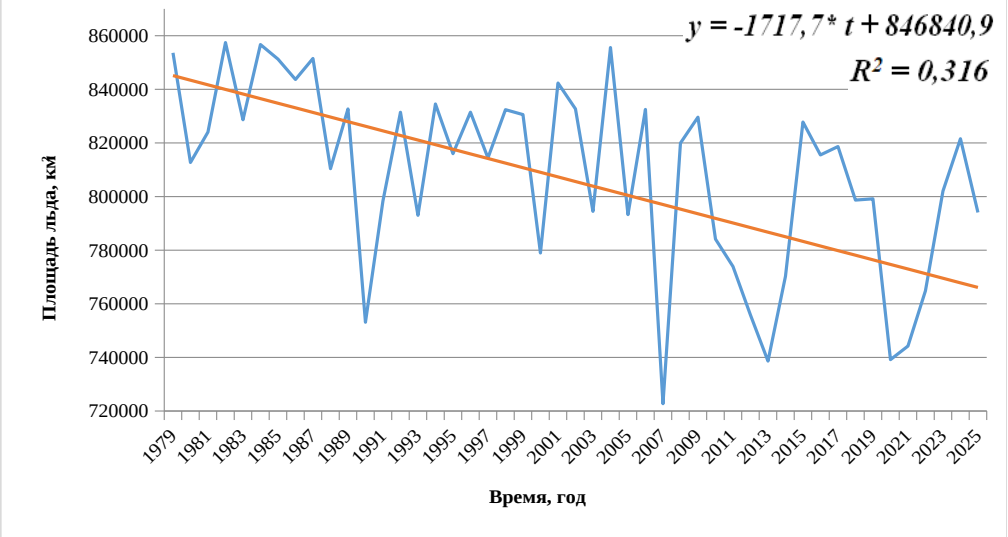



*Рис. 16 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в мае за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

По итогу проведенного анализа трендов весенних месяцев можно отметить четкую градацию от достаточно стабильной ситуации в марте к уже достаточно динамичной в мае, где сокращение ледовитости становится статистически значимым. Данная закономерность отражает постепенную активизацию процессов таяния по мере увеличения солнечной радиации и прогрева поверхностных вод, что, в конечном счете, обусловливает максимальную интенсивность сокращения льда в летне-осенний сезон.

Графики временных рядов для июня, июля и августа (рис. 17-19) наглядно демонстрируют усиление отрицательного тренда и возрастание устойчивости направленных изменений по мере приближения к осени.

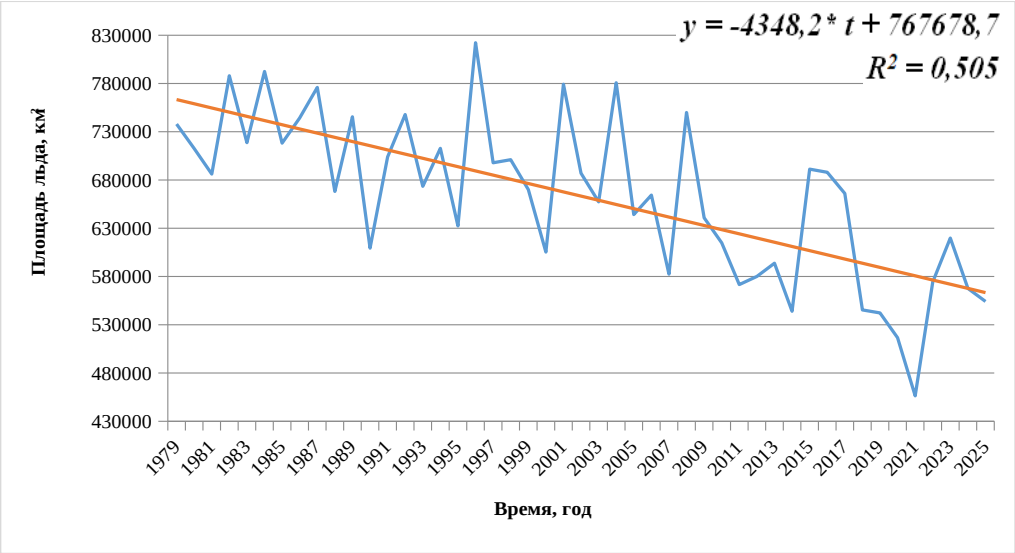



*Рис. 17 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в июне за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

С приходом лета сокращение ледовитости становится отчетливо выраженным. Коэффициент тренда в июне составляет –4348,2 км$^2$/год, а коэффициент детерминации при этом достигает 0,505. На графике хорошо прослеживается отрицательный наклон линии тренда (рис. 17), что свидетельствует о статистически значимом сокращении ледовитости. Поэтому июнь качественно отличается от весенних месяцев: здесь уже фиксируется устойчивая направленная тенденция к уменьшению площади льда, а роль случайных факторов заметно снижается. При этом стоит также отметить, что если в мае площадь льда еще превышает 800 тыс. км$^2$, то к концу июня она снижается в среднем до 663 тыс. км$^2$.

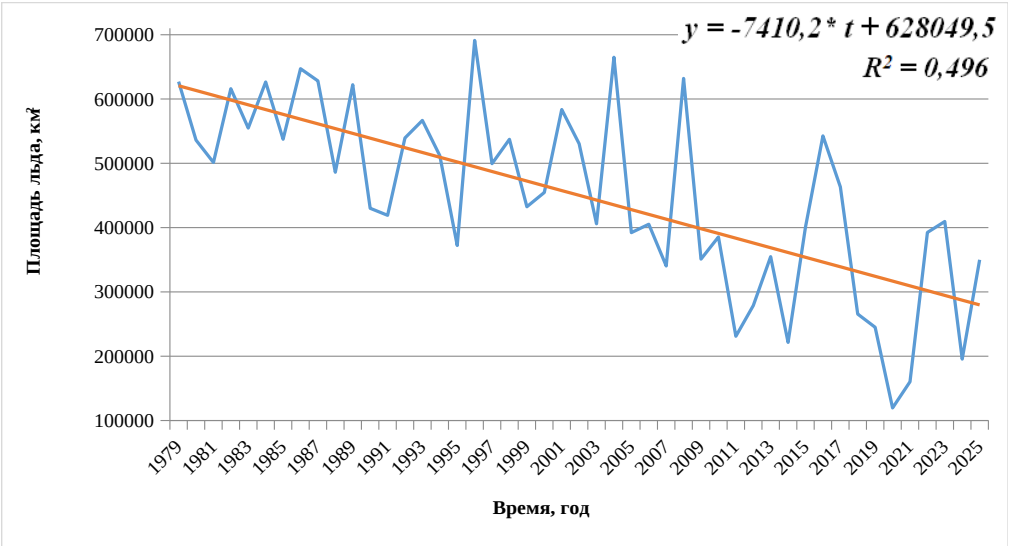



*Рис. 18 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в июле за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

В июле процесс таяния закономерно продолжает набирать силу, и средняя площадь льда сокращается до 450 тыс. км$^2$. Коэффициент тренда возрастает до –7410,2 км$^2$/год при $R^2$ = 0,496, и на графике линия тренда имеет уже значительно более крутой отрицательный наклон (рис. 18).

К концу лета сокращение льда остается интенсивным, коэффициент тренда для августа составляет –7076,3 км$^2$/год, а коэффициент детерминации равен 0,484. Средняя площадь льда в августе сокращается до 260 тыс. км$^2$, то есть более чем вдвое по сравнению с июлем. На графике линия тренда сохраняет крутой отрицательный наклон (рис. 19). При этом август занимает важное место в переходе от лета к осени: абсолютная скорость сокращения остается высокой, а относительная, характеризуемая индексом тренда, значительно возрастает из-за уменьшения средней площади льда.

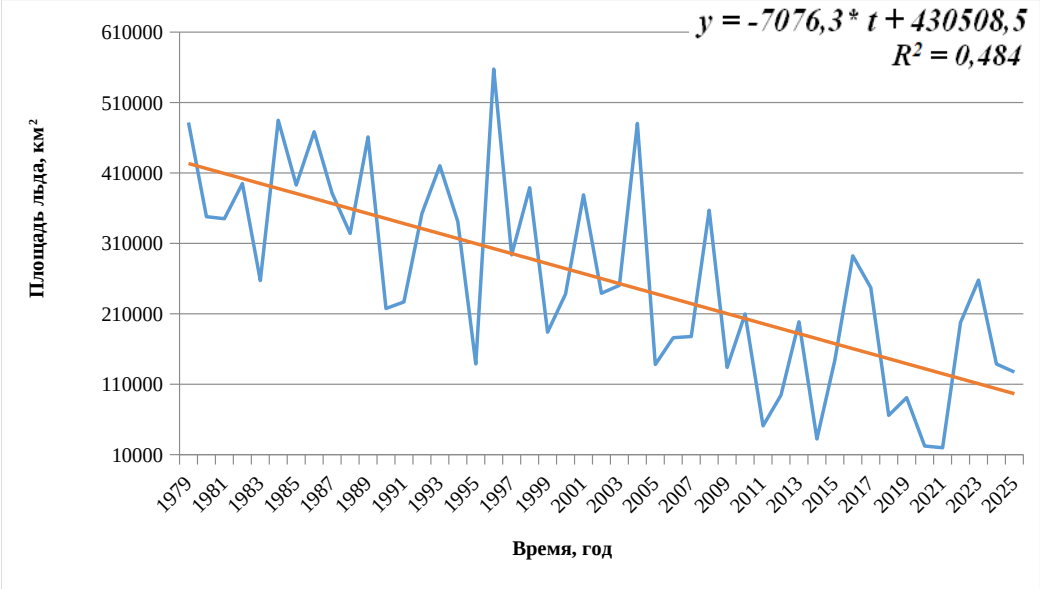



*Рис. 19 Временной ряд площади морского льда в море Лаптевых в августе за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

Таким образом, летние месяцы представляют собой период наиболее активного таяния ледяного покрова. Июнь, июль и август характеризуются крутым отрицательным наклоном линий тренда, в течение данного периода средняя площадь льда уменьшается более чем в 2,5 раза. Именно в летний сезон происходят основные изменения, которые приводят к экстремально низким значениям ледовитости в конце сезона таяния.

Обращая внимание на график среднегодовых значений площади льда (рис. 20), не трудно заметить, что он обобщает многолетнюю динамику, интегрируя сезонные колебания. Коэффициент тренда составляет –3143,7 км$^2$/год, а коэффициент детерминации достигает 0,586, что указывает на статистически значимое сокращение ледовитости с хорошей аппроксимацией.

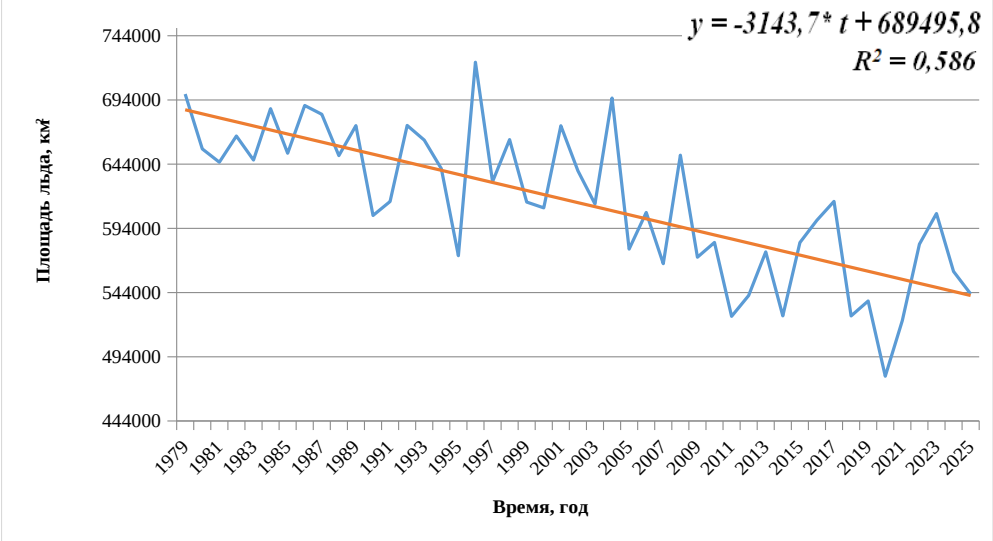



*Рис. 20 Временной ряд среднегодовой площади морского льда в море Лаптевых за период 1979-2025 гг. и линия линейного тренда*

На графике также отчетливо прослеживается устойчивый отрицательный наклон линии тренда (рис. 20). Однако годовые значения занимают промежуточное положение между зимними и летними месяцами: с одной стороны, тренд здесь статистически значим и хорошо выражен, с другой – скорость сокращения значительно ниже, чем в летне-осенний период. Это объясняется тем, что при осреднении по году высокая изменчивость летних месяцев частично компенсируется стабильностью зимних, в результате чего общая картина оказывается сглаженной.

Итак, поскольку среднегодовые значения площади морского льда позволяют оценить многолетнюю динамику в интегральной форме, следует заострить внимание на долгопериодных тенденциях. Как следует из графика (рис. 20), за период с 1979 по 2025 год площадь льда претерпела существенную трансформацию. В начале ряда среднегодовые значения стабильно превышали 650 тыс. км$^2$, тогда как в последние годы они

опускаются до 540-560 тыс. км$^2$. Визуально можно выделить два этапа: до середины 1990-х годов значения колеблются около относительно высокого уровня (620-680 тыс. км$^2$), а начиная с 2000-х годов наблюдается более выраженное снижение с экстремально низкими значениями в отдельные годы (например, в 1995, 2014 и 2020 гг.).

Проведенный анализ трендов площади морского льда в море Лаптевых позволил выявить устойчивую сезонную закономерность, имеющую принципиальное значение для понимания современных климатических изменений в регионе. Прежде всего, по результатам данного раздела установлено, что статистически значимое сокращение ледовитости происходит исключительно в летне-осенний период, а именно с мая по ноябрь включительно. Зимние месяцы (декабрь-февраль), напротив, характеризуются практически горизонтальным ходом линии тренда и большим разбросом фактических значений, что свидетельствует об отсутствии направленных многолетних изменений.

Важно подчеркнуть, что летние месяцы (июнь-август) демонстрируют не только высокие абсолютные скорости сокращения от –4348 до –7410 км$^2$/год, но и устойчивую аппроксимацию трендом, при $R^2$ = 0,484-0,505. За период с июня по август средняя площадь льда уменьшается более чем в два раза, что подтверждает исключительную интенсивность процессов таяния в середине года. При этом наиболее интенсивное сокращение площади льда зафиксировано в октябре, когда абсолютная скорость составляет –11295 км$^2$/год, и при этом коэффициент детерминации достигает максимального значения среди всех месяцев $R^2$ = 0,605. Сентябрь, уступая октябрю по абсолютным показателям, отличается наибольшим индексом тренда $I_{тр}$ = −157,5, что указывает на максимальную относительную скорость уменьшения ледовитости в период ее сезонного минимума.

Таким образом, результаты анализа трендовой составляющей полученных рядов создают количественную основу для последующего

этапа исследования, в рамках которого будет выполнен корреляционный анализ связей ледовитости с индексами атмосферной циркуляции. Выявленные сезонные особенности позволяют предположить, что наиболее тесные связи следует ожидать именно для летне-осенних месяцев. Наряду с этим, анализ среднегодовых значений, выявивший статистически значимый отрицательный тренд, предполагает более консервативную оценку скорости изменений, что также представляет интерес для проверки.

### 3.3 Корреляционный анализ связей ледовитости с атмосферной циркуляцией

С целью выявления связей между годовой ледовитостью моря Лаптевых и крупномасштабными атмосферными процессами в настоящей работе использован комплекс показателей. Напомним, что шесть из них представляют собой стандартизированные индексы атмосферной циркуляции, подробно рассмотренные в выше представленных главах, а именно: Арктическое колебание (AO), Северо-Атлантическое колебание (CAK), Атлантическое мультидекадное колебание (AMO), индекс тропической Северной Атлантики (TNA), Восточно-Атлантический / Западно-Российский индекс (EA/WR) и комбинированный индекс ΔKW-P. Кроме того, три дополнительных показателя характеризуют годовую повторяемость форм циркуляции по классификации Вангенгейма-Гирса: западной (W), восточной (E) и меридиональной (C) [3]. Стоит отметить, что для форм циркуляции дополнительно рассмотрены два варианта: без сдвига и со сдвигом на один год, чтобы оценить возможное запаздывание влияния циркуляционных процессов на ледовитость.

Ввиду чего была получена корреляционная матрица, приведенная ниже (табл. 3), которая позволяет оценить силу и направление связей. Она содержит значения парных коэффициентов корреляции между годовой ледовитостью и каждым из девяти предикторов, а также между самими индексами.

*Таблица 3. Корреляционная матрица годовой ледовитости с индексами атмосферной циркуляции*

| | **Wсум год** | **Eсум год** | **Cсум год** | **ΔKW-P** | **AO** | **CAK** | **AMO** | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **Wсум год** | 1.000 | | | | | | | |
| **Eсум год** | -0.863 | 1.000 | | | | | | |
| **Cсум год** | 0.221 | -0.653 | 1.000 | | | | | |
| **ΔKW-P** | 0.381 | -0.334 | 0.094 | 1.000 | | | | |
| **AO** | 0.391 | -0.310 | 0.008 | 0.507 | 1.000 | | | |
| **CAK** | 0.100 | -0.006 | -0.113 | 0.500 | 0.804 | 1.000 | | |
| **AMO** | 0.354 | -0.480 | 0.392 | -0.041 | -0.205 | -0.508 | 1.000 | |
| **TNA** | 0.176 | -0.310 | 0.330 | -0.339 | -0.384 | -0.645 | 0.883 | |
| **EA/WR** | 0.258 | -0.208 | 0.102 | 0.148 | 0.367 | 0.448 | -0.549 | |
| **ср/год ПРМЛ** | -0.299 | 0.362 | -0.259 | -0.209 | -0.118 | 0.135 | -0.489 | |

Как следует из табл. 3, наиболее заметная отрицательная корреляция r = −0,489 наблюдается между ледовитостью и индексом AMO. Атлантическое мультидекадное колебание характеризует долгопериодную изменчивость температуры поверхности океана в Северной Атлантике [5]. Положительная фаза AMO связана с повышением температуры вод, что через систему течений может способствовать дополнительному притоку тепла в Арктику и, как следствие, ускорению таяния льда [19]. Поэтому отрицательная корреляция в данном случае означает, что при повышении AMO, в положительную фазу, ледовитость моря Лаптевых имеет тенденцию к снижению. Схожий по смыслу, но более слабый эффект, где r = −0,377, демонстрирует индекс TNA, характеризующий термическое состояние тропической Северной Атлантики. Теплые аномалии в этих областях через систему атмосферных телесвязей могут влиять на циркуляцию в высоких широтах [30]. Индекс EA/WR демонстрирует положительную корреляцию с коэффициентом r = 0,268, что может указывать на связь ледовитости с меридиональным переносом над Европой и западной Россией.

При этом индексы AO, CAK, ΔKW-P и C показывают слабые или статистически незначимые корреляции, для которых $|r| < 0{,}26$, что говорит об отсутствии прямой линейной связи этих циркуляционных режимов с годовой ледовитостью моря Лаптевых. Возможно, их влияние проявляется не

на годовом, а на сезонном масштабе, либо носит нелинейный характер.

Отдельно стоит отметить высокие коэффициенты корреляции между некоторыми индексами: например, r = 0,804 для САК и АО, а также между TNA и AMO r = 0,883, в силу того, что эти показатели описывают, по сути, достаточно сходные климатические процессы. Подобное наблюдение является крайне важным, поскольку при построении множественной регрессионной модели включение обоих сильно коррелированных предикторов может привести к нестабильности оценок коэффициентов. В пошаговой регрессии, однако, основным критерием включения служила сила корреляции каждого предиктора с зависимой переменной.

Что касается связи с формами циркуляции по классификации Вангенгейма-Гирса, то в первую очередь, следует обратить внимание на наличие единственного из всех трех рассматриваемых форм положительного коэффициента корреляции. Он позволяет оценить степень линейной зависимости между ледовитостью и восточной формой циркуляции Е и составляет r = 0,362. Логично будет предположить, что при данных условиях чаще происходят вторжения холодного арктического воздуха, способствующие сохранению ледяного покрова. Напротив, отрицательная корреляция r = −0,299 с западной формой W свидетельствует о том, что усиление зонального переноса с Атлантики, приносящего более теплый и влажный воздух, сопровождается сокращением ледовитости. В свою очередь, корреляция меридиональной формы С с ледовитостью, для которой коэффициент r = −0,259, оказалась статистически незначимой. Вероятно, это объясняется тем, что данная форма отражает преимущественно вынос холодных воздушных масс из арктического региона в умеренные широты и, следовательно, не оказывает столь прямого влияния на ледовые условия в акватории самого моря Лаптевых, в отличие от форм W и E [3].

Таким образом, среди трех макроциркуляционных форм наиболее выраженные связи с годовой ледовитостью обнаруживаются для восточной и западной форм. Тем не менее, следует отметить, что даже в данном

случае коэффициенты корреляции сравнительно малы, что все-таки указывает на умеренный характер связей, а для меридиональной формы – и вовсе на их отсутствие.

В связи с этим представляет интерес выяснить, усиливаются ли эти зависимости при учете возможного запаздывания циркуляционных процессов. С этой целью, помимо анализа синхронных связей, были дополнительно рассчитаны корреляции между годовой ледовитостью и формами циркуляции, сдвинутыми на один год. Однако, вопреки ожиданиям, полученные значения оказались ниже по абсолютной величине по сравнению с синхронными. Так, для восточной формы E коэффициент корреляции снизился до 0,31, для западной формы W − до −0,19, а для меридиональной C – не превысил −0,14. Данный результат позволяет сделать вывод о том, что циркуляционные аномалии текущего года непосредственно отражаются на формировании ледового режима, тогда как прогностическая ценность предшествующих значений форм циркуляции, то есть со сдвигом, оказывается заметно ниже.

Для количественной оценки совместного влияния атмосферных индексов на годовую ледовитость построена пошаговая множественная регрессионная модель. В качестве зависимой переменной выступила среднегодовая площадь морского льда, а в качестве независимых переменных, соответственно, все девять описанных выше предикторов. Отбор предикторов осуществлялся методом прямого пошагового включения, при котором на каждом на каждом шаге добавлялась переменная, имеющая наибольшую корреляцию с остатками предыдущей модели [14]. Оценка статистической значимости коэффициентов регрессии выполнялась с помощью t-критерия Стьюдента при уровне значимости $\alpha = 0{,}05$ и числе степеней свободы $\nu = n - k - 1$ [15]. Критическое значение $t_{кр}$ составило 2,03.

На основе главных показателей $R^2$ и СКО модели, отражающих промежуточные результаты на каждом шаге, составлена следующая таблица (табл. 4).

*Таблица 4. Результаты пошаговой множественной регрессии для годовой ледовитости*

| Шаг | Предикторы | $R^2$ | СКО | t-статистика |
|---|---|---|---|---|
| 1 | AMO | 0,239 | 43765,15 | -3,41 |
| 2 | AMO, TNA | 0,252 | 43975,35 | 0,80 |
| 3 | AMO, TNA, E | 0,266 | 44189,60 | 0,81 |
| 4 | AMO, TNA, E, W | 0,268 | 44830,06 | -0,08 |
| 5 | AMO, TNA, E, W, EA/WR | 0,279 | 45104,78 | 0,77 |
| 6 | AMO, TNA, E, W, EA/WR, C | 0,283 | 45672,59 | -0,43 |
| 7 | AMO, TNA, E, W, EA/WR, C, ΔKW-P | 0,308 | 45587,29 | 1,06 |
| 8 | AMO, TNA, E, W, EA/WR, C, ΔKW-P, CAK | 0,309 | 46329,81 | -0,12 |
| 9 | AMO, TNA, E, W, EA/WR, C, ΔKW-P, CAK, AO | 0,346 | 45818,38 | -1,29 |

Как можно увидеть в представленной таблице (табл. 4), по результатам отбора на первом шаге в модель был включен индекс AMO, обладающий наибольшей корреляцией с годовой ледовитостью. При этом полученная модель объясняет 23,9% дисперсии, а стандартная ошибка составляет 43765 км$^2$. На втором шаге добавлен индекс TNA. Однако, в отличие от предыдущего случая, статистическая значимость уже отсутствует. В тоже время, $R^2$ лишь незначительно увеличился до 0,253, а стандартная ошибка при этом практически не изменилась СКО = 43975 км$^2$. На третьем шаге добавлена восточная форма циркуляции E, коэффициент при этом также не может быть признан значимым. Более того, стандартная ошибка возросла до 44190 км$^2$, что свидетельствует об отсутствии улучшения качества модели, хотя коэффициент детерминации достигает значения 0,266.

Дальнейшее добавление остальных предикторов не привело к статистически значимому улучшению модели. К завершающему шагу $R^2$ увеличивается до 0,346, однако стандартная ошибка остается в диапазоне 44000-46000 км$^2$, а t-статистики всех добавленных далее переменных не превышали критического значения, что свидетельствует об их незначимости.

Таким образом, наилучшей с точки зрения соотношения качества и числа предикторов следует признать однофакторную модель, включающую только индекс AMO, для которой $R^2$ = 0,239 и СКО = 43765 км$^2$. Полученный результат свидетельствует о том, что из всех рассмотренных атмосферных индексов наиболее существенное влияние на годовую ледовитость моря Лаптевых оказывает Атлантическое мультидекадное колебание, тогда как

вклад остальных факторов, по-видимому, невелик или проявляется косвенно, через другие механизмы. Вместе с тем, низкие значения коэффициента детерминации и отсутствие значимого вклада большинства предикторов указывают на то, что построенные регрессионные модели не могут быть рекомендованы для практического прогнозирования. В связи с этим в дальнейшем они не используются, а основное внимание уделяется результатам трендового и гармонического анализа.

### 3.4 Гармонический анализ и выявление циклических колебаний

Исходя из того, что рассмотренные в предыдущем разделе атмосферные индексы определяют лишь около 25-30% дисперсии годовой ледовитости, можно выдвинуть предположение о существовании других, ранее не учтенных факторов, влияющих на многолетнюю динамику ледяного покрова. Часть этой необъясненной изменчивости может быть связана с внутренними циклическими процессами в самой системе «океан – морской лед – атмосфера» [23]. Для выявления и количественной оценки таких периодических колебаний применяется гармонический анализ, который предполагает разложение временного ряда на сумму гармонических составляющих с различными периодами и амплитудами [15].

В данном разделе гармонический анализ выполняется для остаточных рядов, полученных после удаления тренда, что позволяет исследовать скрытые периодичности, не замаскированные долгопериодной тенденцией. Особое внимание при этом следует уделить месяцам активного таяния – как было выявлено, с мая по ноябрь, а также среднегодовым значениям.

Для каждого из рассматриваемых месяцев построены периодограммы (рис. 21-28), локальные максимумы на которых соответствуют частотам статистически значимых гармоник, вносящих наибольший вклад в общую изменчивость. На основе первичного анализа можно выделить некоторые визуальные особенности, присущие как отдельным месяцам и сезонам, так и переходным периодам. В частности, следует отметить, что в начале сезона

таяния доминирует один устойчивый короткопериодный цикл. Диаграммы весенне-летнего сезона (рис. 21-22) характеризуются единичным ярко выраженным пиком, расположенным в области высоких частот 0,375-0,450 1/год, что соответствует короткопериодным колебаниям около 2,3-2,6 года. Тогда как остальные пики не превышают значения 3-3,75 по спектральной мощности.

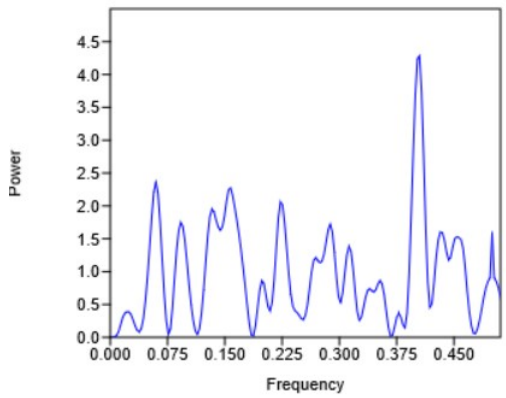



*Рис. 21 Периодограмма ледовитости в мае*

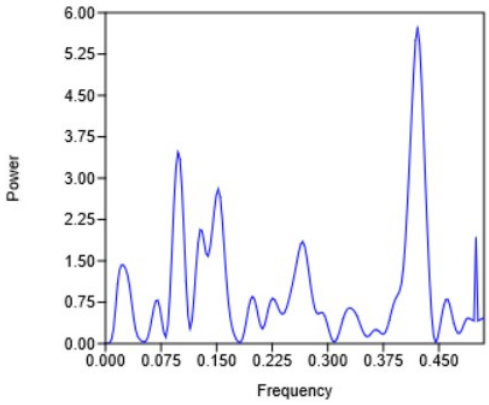



*Рис. 22 Периодограмма ледовитости в июне*

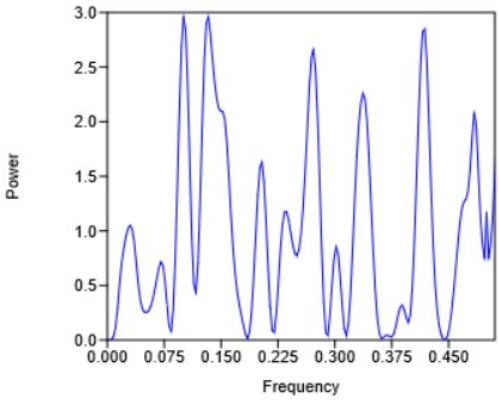



*Рис. 23 Периодограмма ледовитости в июле*

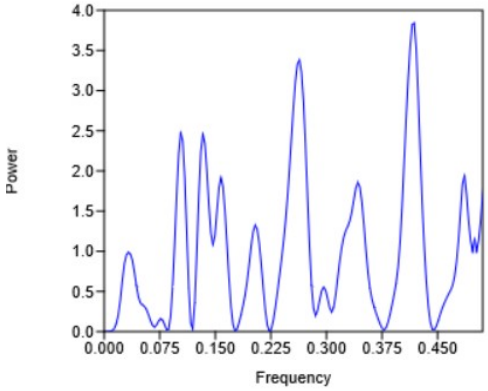



*Рис. 24 Периодограмма ледовитости в августе*

При этом, в отличие от мая и всех других месяцев, периодограмма июня (рис. 22) выделяется максимальной амплитудой спектральной мощности, достигающей значения около 6. Высокая амплитуда в данном случае, скорее всего, свидетельствует о том, что в этом месяце циклические колебания играют особенно значительную роль в формировании межгодовой изменчивости ледовитости, а случайная составляющая выражена слабее по сравнению с другими месяцами. В противоположность этому, периодограмма июля (рис. 23) демонстрирует минимальную среди всех летних месяцев спектральную мощность, не превышающую значения 3.

В тоже время, наиболее явной особенностью июля является отсутствие

единого доминирующего пика. Вместо этого наблюдается около пяти относительно выраженных пиков, два из которых достигают максимальных для этого месяца значений, а остальные практически сопоставимы с ними по амплитуде. Такая сложная полициклическая структура указывает на то, что в июле нет устойчивого циклического сигнала, то есть изменчивость ледовитости определяется множеством колебаний примерно равной силы, а не одним доминирующим циклом. Иными словами, если в июне циклическая составляющая выражена ярко и доминирует над случайными колебаниями, то в июле картина оказывается «размытой», а межгодовая изменчивость, по-видимому, в большей степени обусловлена случайными факторами.

Наиболее мощный пик в области высоких частот 0,40-0,45 1/год, как в мае и июне, вновь появляется в августе (рис. 24). Однако, в отличие от предыдущих месяцев, здесь появляются два дополнительных хорошо выраженных пика в области средних и низких частот 0,075-0,150 1/год, соответствующих периодам около 7,5-9,5 лет.

Завершение сезона активного таяния и переход к периоду ледообразования отразились на структуре сентябрьской периодограммы, по сравнению с летними месяцами, она претерпевает заметные изменения (рис. 25). Наиболее мощный пик смещается в область низких частот 0,100-0,150 1/год, что соответствует периодам колебаний около 7-8 лет, второй по величине пик также локализуется в этой области. Наряду с этим, в области высоких частот 0,4-0,5 1/год по-прежнему фиксируются два отчетливых пика, соответствующих короткопериодным колебаниям около 2-2,5 года.

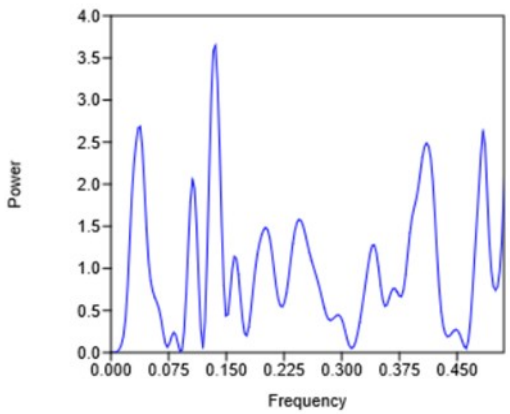



*Рис. 25 Периодограмма ледовитости в сентябре*

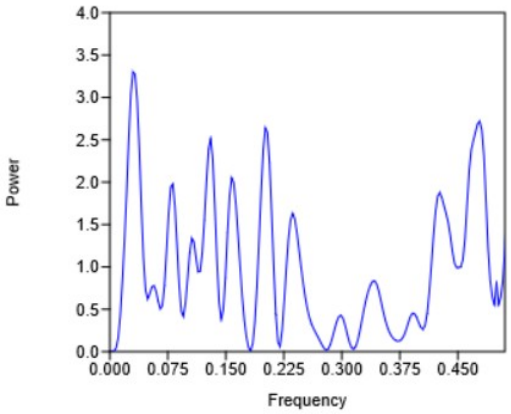



*Рис. 26 Периодограмма ледовитости в октябре*

Данная структура отражает сочетание нескольких механизмов, влияющих на ледовитость в сентябре: с одной стороны, это долгопериодные климатические процессы, в частности, Атлантическое мультидекадное колебание, а с другой – квазидвухлетние циклы, связанные с внутригодовой изменчивостью атмосферной циркуляции.

В октябре процесс перехода к зимнему режиму становится еще более выраженным (рис. 26). Пик смещается в еще более низкочастотную область 0,00-0,06 1/год, что соответствует периоду около 33-34 лет и указывает на усиление роли долгопериодных океанических и климатических процессов в формировании ледовитости в середине осени. В дополнение к этому, как и в сентябре, два пика сохраняются в области высоких частот 0,4-0,5 циклов/год. Несколько достаточно высоких пиков, соответствующих периодам около 4-7 лет, наблюдается в области средних частот 0,15-0,25 1/год.

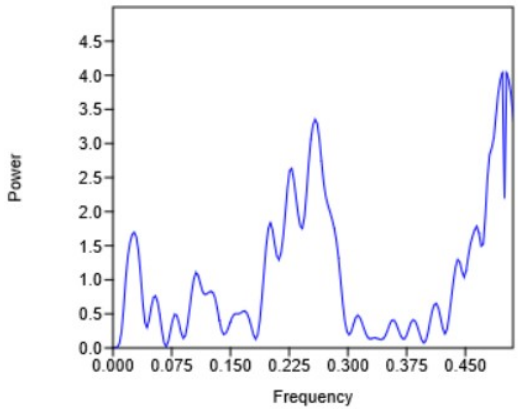



*Рис. 27 Периодограмма ледовитости в ноябре*

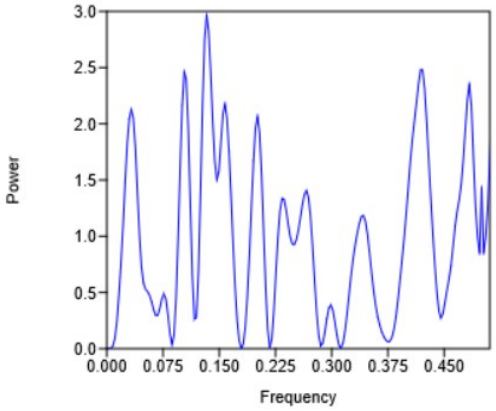



*Рис. 28 Периодограмма ср/год. ледовитости*

Отдельное внимание стоит уделить периодограмме ноября, которая демонстрирует наиболее необычную структуру (рис. 27). В первую очередь, заметны пики в области средних частот 0,225-0,300 1/год, что соответствует периодам около 3,3-4,4 года. Однако непосредственно максимумы сосредоточены в очень высокочастотной области 0,5-0,6 1/год, что соответствует периодам менее 2 лет. Такая конфигурация может свидетельствовать о том, что в ноябре, который является переходным месяцем между активным ледообразованием и установлением стабильного зимнего покрова, доминирующую роль играют высокочастотные синоптические процессы, тогда как долгопериодные климатические сигналы

выражены слабее. Это согласуется и с низким значением $R^2$ = 0,287 для ноября, указывающим на существенную роль случайных факторов в межгодовой изменчивости ледовитости в этом месяце.

В интегральной изменчивости ледовитости при осреднении по году (рис. 28) ожидаемо наличие многочисленных пиков, что отражает комплексный, полициклический характер динамики ледового покрова, в формировании которого участвуют процессы различных масштабов – от многолетних океанических до внутригодовых атмосферных. Наибольшие пики при этом сосредоточены, опять же, в области низких частот 0,100-0,150 1/год, что соответствует периодам 7-8 лет и указывает на доминирование долгопериодных климатических циклов. Также подтверждается значительную роль детерминированных, трендовых и циклических, составляющих в межгодовой изменчивости, что согласуется с высоким значением $R^2$ = 0,586 для годовых значений.

На основе подробного анализа периодограмм и последующего количественного определения спектральных пиков были выявлены статистически значимые гармоники для каждого из рассматриваемых месяцев, а также для среднегодовых значений. Полученные результаты, включающие периоды гармоник, их вклад в общую дисперсию остаточного ряда, а также вклад трендовой компоненты и суммарный вклад тренда и гармоник, сведены в соответствующую таблицу (табл. 5).

В первую очередь необходимо отметить, что для мая ни одна из выделенных гармоник не достигает статистической значимости, поскольку их вклад в дисперсию составляет 1,2-1,1%, что ниже порогового значения (табл. 5). Оценка значимости гармоник выполнялась на основе t-критерия Стьюдента при уровне значимости $\alpha$ = 0,05 [8]. Критическое значение составило $t_{кр}$ = 2,013. Гармоника признавалась значимой, если ее вклад в дисперсию превышал порог, соответствующий данному критерию [10]. На основании чего, остальные гармоники, представленные в таблице, являются статистически значимыми. Фактически изменчивость ледовитости в мае

объясняется только трендовой компонентой, а общая объясненная дисперсия не превышает 34%, что указывает на доминирование случайных факторов в начале сезона таяния и согласуется с визуальным анализом периодограммы.

*Таблица 5. Оценки вклада гармоник и тренда в дисперсию временного ряда ПРМЛ моря Лаптевых за период 1979-2025 гг.*

| май | | июнь | | июль | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| период, год | вклад, % | период, год | вклад, % | период, год | вклад, % | период, |
| 16.00 | 1.23 | 10.22 | 7.72 | 9.95 | 6.62 | 9.68 |
| 2.65 | 1.14 | 2.37 | 12.21 | 7.51 | 6.65 | 7.51 |
| - | - | - | - | 3.68 | 5.95 | 3.79 |
| - | - | - | - | 2.39 | 6.20 | 2.39 |
| тренд, % | 31.63 | тренд, % | 50.46 | тренд, % | 49.60 | тренд, % |
| сумма, % | 33.99 | сумма, % | 70.39 | сумма, % | 75.02 | сумма, % |
| остатки, % | 66.01 | остатки, % | 29.61 | остатки, % | 24.98 | остатки, % |

| сентябрь | | октябрь | | ноябрь | | средне |
|---|---|---|---|---|---|---|
| период, год | вклад, % | период, год | вклад, % | период, год | вклад, % | период, |
| 26.28 | 6.41 | 33.45 | 5.81 | 3.87 | 10.47 | 9.68 |
| 7.36 | 8.90 | 7.67 | 4.33 | 2.01 | 5.83 | 7.51 |
| - | - | 4.97 | 4.64 | 1.99 | 5.83 | 2.39 |
| - | - | 2.09 | 4.83 | - | - | - |
| тренд, % | 45.78 | тренд, % | 60.48 | тренд, % | 29.66 | тренд, % |
| сумма, % | 61.09 | сумма, % | 80.08 | сумма, % | 51.80 | сумма, % |
| остатки, % | 38.91 | остатки, % | 19.92 | остатки, % | 48.20 | остатки, % |

В летние месяцы наблюдается устойчивое появление значимых гармоник в диапазонах 7-10 лет и 2-4 года (табл. 5). Наибольший вклад 12,21% среди гармоник вносит короткопериодная составляющая 2,37 года в июне, а в июле и августе доминируют гармоники с периодами около 2-4 года. Суммарный вклад тренда и гармоник в эти месяцы составляет от 70,39% в июне до максимума 76,05% в августе, что свидетельствует о достаточно высокой степени детерминированности изменчивости ледовитости в середине и конце лета. Однако в сентябре данный вклад значительно снижается до 61,09%, что, возможно, отражает возрастание роли случайных процессов в период, когда ледяной покров достигает своего годового минимума и становится особенно чувствительным к кратковременным аномалиям погоды. В свою очередь, октябрь демонстрирует наиболее высокие показатели среди всех месяцев: вклад тренда достигает 60,48%, а суммарный вклад тренда и гармоник составляет 80,08%. Высокий вклад

тренда подтверждает, что процесс сокращения ледовитости в конце сезона таяния носит устойчивый направленный характер, а максимальное значение объясненной дисперсии делает октябрь наиболее предсказуемым месяцем с точки зрения долгопериодной динамики.

Несколько уступают октябрю среднегодовые значения, для которых суммарный вклад тренда и значимых гармоник достигает 71,84%, причем трендовая компонента объясняет 56,79% дисперсии, что является вторым по величине показателем после октября. Это подтверждает, что интегральная характеристика годового ледового режима хорошо описывается долгосрочной тенденцией и устойчивыми циклическими колебаниями [9]. Вместе с тем, при осреднении по году сглаживаются экстремальные сезонные отклонения, что делает годовой ряд удобным для выявления фундаментальных климатических трендов, но менее чувствительным к внутригодовым аномалиям [4].

Для наглядного представления результатов составлены графики наложения каждой выявленной гармоники, а также суммарных гармонических кривых для каждого месяца на остаточные ряды. Наиболее показательные графики, полученные для сентября, приведены далее в тексте работы (рис. 29-31). Остальные графики, для случаев, также представляющих интерес – на основе октябрьских и среднегодовых значений, добавлены в конце работы (Приложение Б).

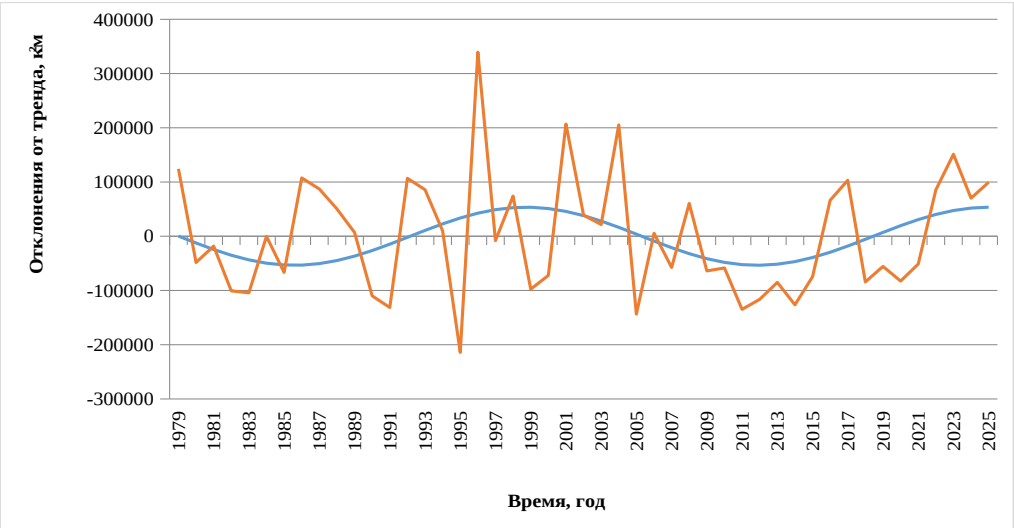



*Рис. 29 Гармоника с периодом 26,28 г. и остаточный ряд для сентября 1979-2025 гг.*

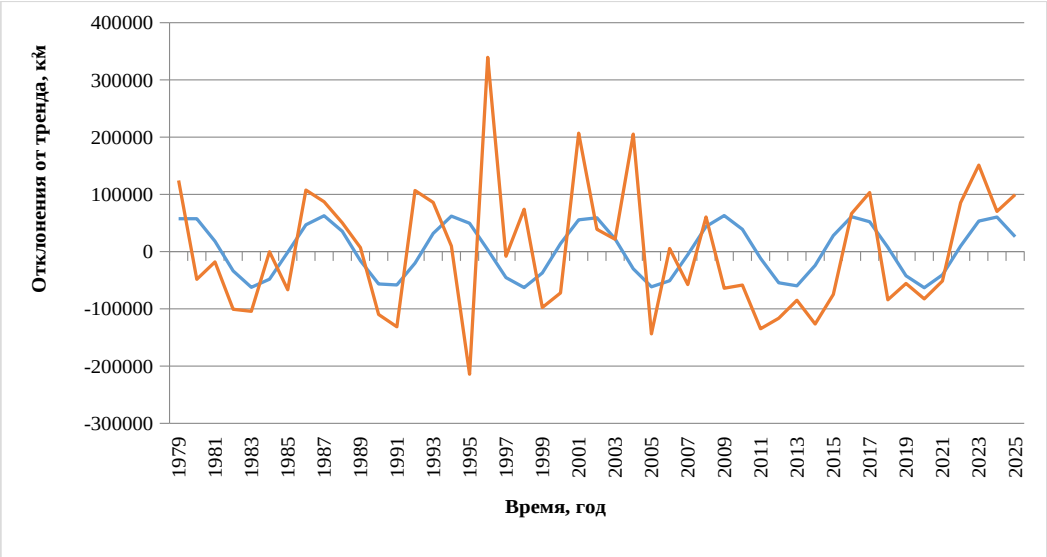



*Рис. 30 Гармоника с периодом 7,36 г. и остаточный ряд для сентября 1979-2025 гг.*

На основе представленных графиков можно отметить хорошую согласованность теоретических и фактических данных. Как следует из графиков (рис. 29), в сентябре выделяется гармоника с периодом 26,28 года и амплитудой около 53520 км$^2$, которая описывает низкочастотную долгопериодную составляющую изменчивости остаточного ряда. Ее фаза, пересчитанная в единицы времени составляет –5,55 года и указывает на то, что предыдущий максимум этой гармоники приходился на 1973 год, а визуально он фиксируется в 1999 году.

Другая выявленная гармоника характеризует внутридекадные колебания, она имеет период 7,36 года с фазой около 1,5 года и амплитуду около 63070 км$^2$.

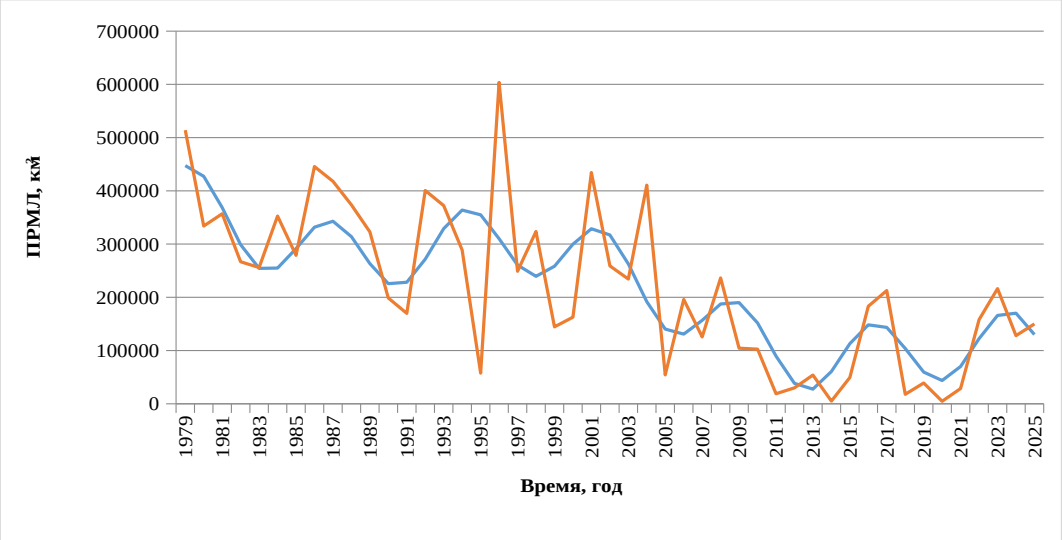



*Рис. 31 Суммарная гармоническая кривая для сентября 1979-2025 гг.*

Построенная с учетом обеих компонент суммарная гармоническая кривая достаточно точно воспроизводит фактические значения остаточного ряда, в части, экстремумов в 1987, 2001, 2009, 2016, 2024 гг.. Данное обстоятельство подтверждает адекватность выбранного набора гармоник. Тем не менее, присутствуют и остаточные расхождения, что указывает на наличие некоторой доли необъясненной случайной изменчивости, что согласуется с величиной 61,09% суммарного вклада тренда и гармоник для сентября.

Также следует напомнить, что выполняемое продление полученной суммарной гармонической кривой за пределы имеющегося ряда наблюдений представляет собой один из методов долгосрочного прогнозирования выхода моря Лаптевых на безледный режим, что будет реализовано в следующем разделе.

### 3.5 Прогноз выхода моря Лаптевых на безледный режим

На основе выполненных расчетов линейных трендов и гармонического анализа представляется возможным оценить вероятные сроки перехода моря Лаптевых в состояние, характеризуемое практическим отсутствием ледяного покрова. Как было показано в предыдущих разделах, наиболее интенсивное сокращение ледовитости наблюдается в летне-осенний период, причем максимальные скорости зафиксированы в сентябре и октябре.

Именно для этих месяцев, а также для среднегодовых значений, были построены прогнозные графики (рис. 32-34), на которых линия линейного тренда продлена до момента достижения нулевого значения площади льда. Кроме того, с учетом выявленных значимых гармоник на данные графики также нанесены суммарные прогнозные кривые, представляющие собой сумму тренда и гармоник, позволяющие учесть циклические колебания ледовитости. Точка пересечения каждой из кривых с осью абсцисс, означающей нулевое значение площади льда, определяет прогнозируемый год выхода на безледный режим [17].

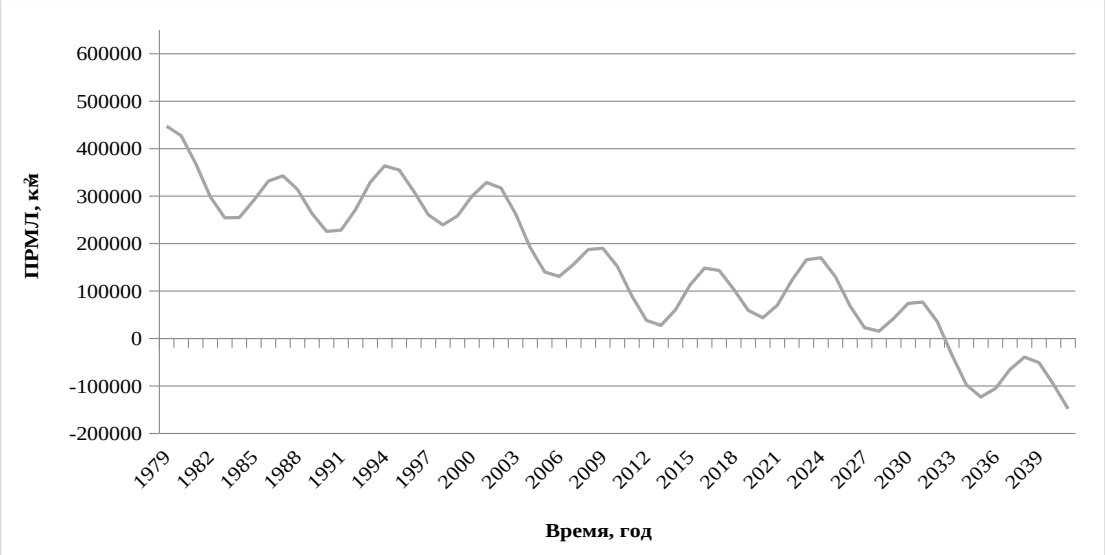



*Рис. 32 Результаты экстраполяции сентябрьской ПРМЛ для моря Лаптевых*

На рис. 32 представлен прогнозный график для сентября. Экстраполяция линейного тренда до нулевого значения дает оценку выхода на безледный режим в 2032 году. Суммарная гармоническая кривая, построенная с учетом двух значимых гармоник, пересекает нулевую отметку на год позже – в 2033 году.

Для верификации полученных результатов использована также гиперболическая формула, которая точно аппроксимирует зависимость между годом выхода на безледный режим $N_{бр}$ и безразмерным индексом тренда $I_{тр}$, нормированным на среднемноголетний уровень ледовитости [16]. При расчетах данного показателя для месяца с максимальным индексом тренда $I_{тр}$= −157,5 (сентябрь) получено значение $N_{бр}$ ≈ 2026 г.

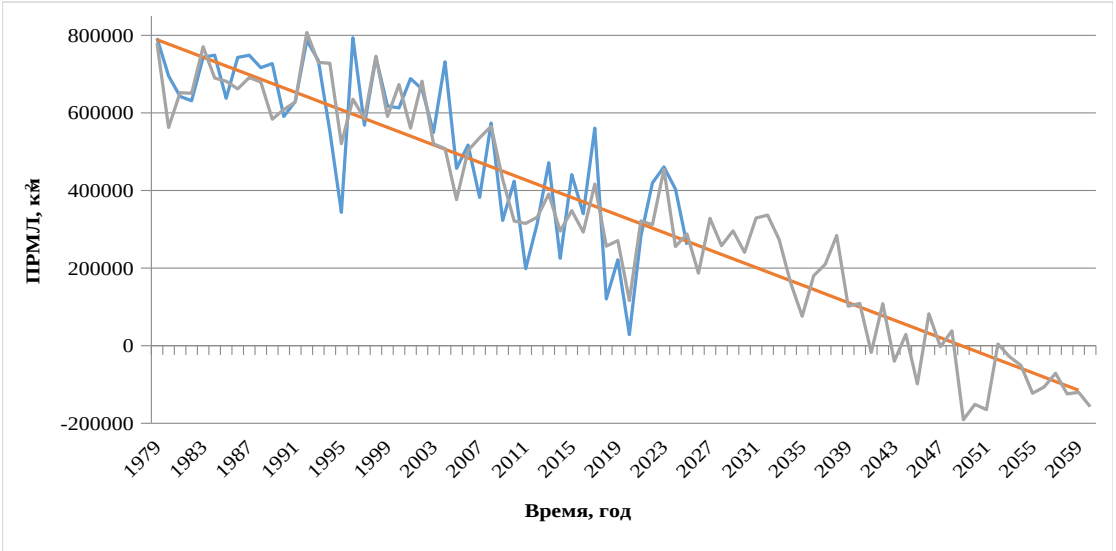



*Рис. 33 Результаты экстраполяции октябрьской ПРМЛ для моря Лаптевых*

Исходя из представленного выше графика для октября (рис. 33), линия тренда достигает нулевого значения в 2049 году.

Суммарная гармоническая кривая впервые пересекает нулевую отметку в 2041 году, однако после этого пересечения наблюдается несколько кратковременных подъемов кривой выше нуля, и окончательный устойчивый переход в область отрицательных значений происходит после 2053 года.

Оценка срока выхода на безледный режим для октября при $I_{тр} = –100,4$ по формуле составляет $N_{бр} \approx 2038$ г.

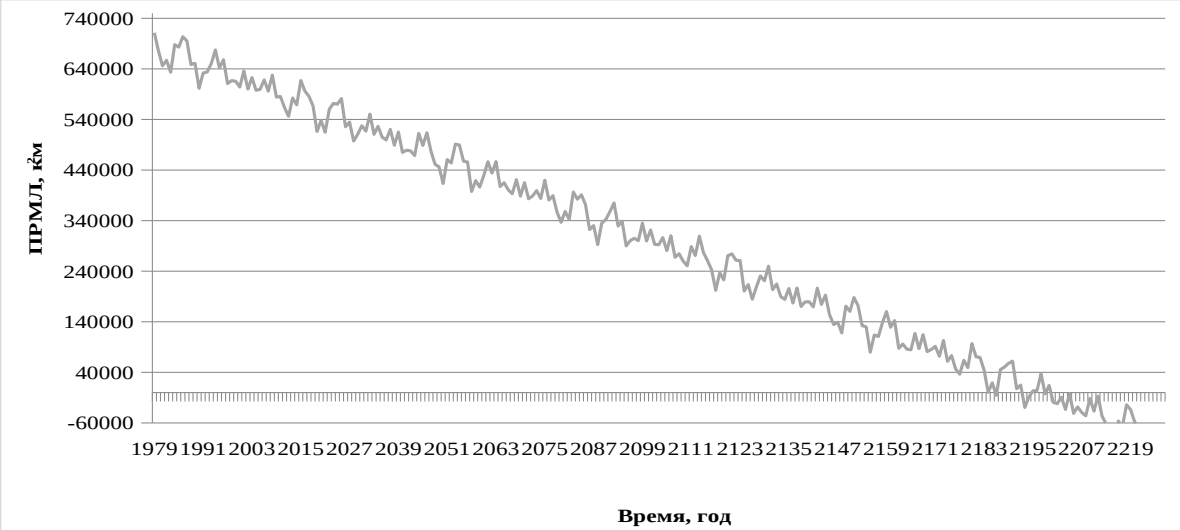



*Рис. 34 Результаты экстраполяции среднегодовой ПРМЛ для моря Лаптевых*

Помимо помесячного прогнозирования, представляет интерес оценка сроков выхода на безледный режим для среднегодовых значений (рис. 34). Этот интегральный показатель, сглаживающий экстремальные сезонные колебания, позволяет выявить наиболее фундаментальные, долгопериодные тенденции изменения ледовитости. Как было выявлено, скорость сокращения среднегодовой ледовитости более чем в три раза ниже, чем в октябре, поэтому экстраполяция линейного тренда отодвигает предполагаемый срок полного исчезновения льда на конец XXII века – 2198 год.

Оценки на основании пересечения нулевой отметки суммарной гармонической кривой также разнятся, ввиду того, что первое пересечение зафиксировано в 2186 году, следующее – в 2193 году, а окончательное – в 2200 году (рис. 34). Расчет по гиперболической формуле для среднегодовых значений при $I_{тр} = –24,06$ дает срок $N_{бр} \approx 2148$ год.

### 3.6 Анализ полученных результатов

С целью обобщения результатов выполненных в данной главе расчетов, полученные прогнозные оценки выхода моря Лаптевых на безледный режим сведены в единую таблицу (табл. 6). Итоговые результаты структурированы для сентября, октября и среднегодовых значений в зависимости от метода расчета сроков выхода на безледный режим.

*Таблица 6. Прогнозные оценки выхода моря Лаптевых на безледный режим*

| Метод | Сентябрь | Октябрь | Год |
|---|---|---|---|
| Гиперболическая формула, год | 2026 | 2038 | 2148 |
| Экстраполяция линейного тренда, год | 2032 | 2049 | 2198 |
| Гармоническая экстраполяция, год | 2033 | 2053 | 2200 |

Как следует из табл. 6, наиболее ранние сроки характерны для сентября, в частности, по гиперболической формуле выход на безледный режим прогнозируется уже в настоящее время – в 2026 году. Полученные по данной формуле оценки для октября и среднегодовых значений также демонстрируют наиболее ранние сроки. Полученные в таком случае оценки могут рассматриваться как основной прогноз, поскольку формула учитывает ускорение таяния, обусловленное положительными обратными связями, и прошла эмпирическую верификацию на независимых данных.

При этом линейная экстраполяция, не учитывающая ускорение таяния за счет положительных обратных связей, не противоречит общему тренду на сокращение ледовитости. Можно сказать, что оценки, полученные методом экстраполяции линейного тренда, занимают промежуточное положение, в то время как гармоническая экстраполяция дает наиболее поздние оценки – 2033 г. для сентября и 2053 г. для октября, и может рассматриваться как верхняя граница возможного срока.

Таким образом, в наиболее отдаленной перспективе ожидается выход на безледный режим для среднегодовых значений – к 2200 году, что получено в результате продления суммарной гармонической кривой до

нулевой отметки и объясняется сглаживанием экстремальных сезонных колебаний при осреднении.

Для корректной интерпретации полученных в настоящей работе прогнозных оценок представляется целесообразным сопоставить их с результатами других авторов. В работах Малинина В.Н. и Вайновского П.А. на основе аппроксимации линейных трендов были получены следующие оценки года полного очищения моря Лаптевых ото льда в сентябре. Согласно данным ААНИИ, выход на безледный режим по основному тренду ожидается в 2026 г., с диапазоном неопределенности от 2026 до 2027 г. [17]. По данным NSIDC прогнозные оценки существенно различаются: выход на безледный режим прогнозируется на 2029 г., однако диапазон неопределенности составляет от 2024 до 2040 г., что демонстрирует заметно меньшую устойчивость трендов в данных NSIDC по сравнению с архивом ААНИИ [17]. Данные результаты согласуются с полученной в настоящем исследовании оценкой по гиперболической формуле – 2026 г., особенно с учетом ошибки прогноза, составляющей ±4 года.

Ввиду более полного понимания контекста, в котором получены прогнозные оценки, следует обратиться к основным статистическим характеристикам ледовитости моря Лаптевых, приведенным в работах Малинина В.Н. и Вайновского П.А. [16]. Согласно данным спутниковых наблюдений за период 1979-2021 гг., площадь распространения морского льда в море Лаптевых в сентябре составляет в среднем 220 тыс. км$^2$ по данным ААНИИ и 340 тыс. км$^2$ по данным NSIDC [16]. При этом межгодовая изменчивость ПРМЛ в море Лаптевых характеризуется средним квадратическим отклонением 155 тыс. км$^2$ (ААНИИ) и 200 тыс. км$^2$ (NSIDC), что свидетельствует о высокой вариабельности ледовых условий ввиду близости к средним значениям [16]. Скорость сокращения площади распространения морского льда в море Лаптевых оценивается величинами 8 тыс. км$^2$ в год (ААНИИ) и 12 тыс. км$^2$ в год (NSIDC). Таким образом, можно отметить идентичность полученных в настоящем исследовании

результатов данным ААНИИ, что подтверждает внутреннюю согласованность использованных данных и методов.

Согласно вышеупомянутым работам, особенностью моря Лаптевых является высокая роль линейного тренда в описании дисперсии временного ряда. В целом для морей Российской Арктики вклад линейного тренда в дисперсию сентябрьских значений площади распространения морского льда составляет от 15% для Баренцева моря до 67% для Чукотского моря [17]. Для моря Лаптевых эта величина, по данным NSIDC, достигает 51%, что свидетельствует о существенной роли долгосрочной тенденции в формировании межгодовой изменчивости ледовитости.

Важно также отметить, что море Лаптевых занимает промежуточное положение между западными и восточными морями Арктики. Если в Чукотском море вклад циклических колебаний минимален (8%), то в море Лаптевых случайные колебания играют значительную роль, их вклад в дисперсию исходного ряда достигает 31%, что составляет максимум среди всех морей Российской Арктики [17].

Таким образом, согласно полученным оценкам, самое раннее очищение от льда в сентябре происходит в Чукотском море, что связано с его малой площадью и непосредственным влиянием притока теплых вод из Тихого океана через Берингов пролив [17]. Море Лаптевых, напротив, демонстрирует более поздние сроки, что делает его особенно интересным объектом для статистического моделирования, поскольку высокая доля случайной компоненты требует тщательного анализа циклических составляющих и поиска дополнительных предикторов.

Исходя из чего, дальнейшие исследования в данной области должны быть направлены на выявление корреляции с неучтенными факторами. Прежде всего, необходимо определить влияние вариации барической системы West Pacific – Западно-Тихоокеанское колебание, на сроки освобождения ото льда в море Лаптевых. Также определенную связь ледовитости возможно проследить с такими крупномасштабными индексами

атмосферной циркуляции, как AO и NAO. Ввиду того, что сам процесс сокращения арктического льда может быть нелинейным и ускоряться под действием положительных обратных связей, что не в полной мере учитывается линейными методами, перспективным представляется применение методов машинного обучения для обнаружения подобных зависимостей и построения более точных прогностических моделей.

Отдельное внимание при интерпретации полученных прогнозных оценок стоит обратить на ряд факторов, вносящих неопределенность в расчеты. В первую очередь, относительно небольшая длина ряда спутниковых наблюдений ограничивает возможность надежного выделения долгопериодных циклических составляющих, особенно с периодами, сопоставимыми с длиной самого ряда. Кроме того, как отмечалось выше, между спутниковыми архивами NSIDC и ААНИИ существуют расхождения в оценках абсолютной площади льда, в связи с чем выбор другого архива мог бы привести к некоторому изменению количественных оценок.

Следует учитывать и так называемый «эффект давности» данных, заключающийся в том, что более ранние спутниковые измерения (конец 1970-х – начало 1980-х годов) выполнялись с помощью радиометра SMMR. Его технические характеристики уступали более поздним датчикам SSM/I и SSMIS, что также могло приводить к повышенной погрешности оценок сплоченности льда в начале ряда [26]. В связи с чем, использование новых спутниковых данных, в частности миссии SWOT, позволит получать двумерные оценки толщины морского льда с беспрецедентным пространственным разрешением, что даст возможность совершенствовать методы прогнозирования и верифицировать существующие модели.

## Заключение

В соответствии с поставленной целью, в настоящей работе выполнено статистическое моделирование многолетней изменчивости ледовитости моря Лаптевых, на основе которого непосредственно дан прогноз выхода данной акватории на безледный режим. Проведенный анализ физико-географических и гидрологических факторов, определяющих высокую чувствительность ледового режима моря Лаптевых к современным климатическим изменениям, позволил обосновать репрезентативность данного региона для задач статистического прогнозирования. Необходимость такого исследования обусловлена практической потребностью в надежных прогностических инструментах, позволяющих в долгосрочной перспективе моделировать очищение акваторий Российской Арктики ото льда, что напрямую связано с обеспечением безопасности судоходства по Северному морскому пути.

Для решения поставленных задач исходной информацией послужили среднемесячные значения площади распространения морского льда (ПРМЛ) из архива Национального центра данных по снегу и льду (NSIDC, США) за период непрерывных спутниковых наблюдений с 1979 по 2025 гг. На основе первичного статистического анализа сформированного массива данных было установлено, что зимние месяцы отличаются исключительно высокой стабильностью, тогда как летне-осенний период характеризуется максимальной межгодовой изменчивостью, особенно в сентябре и октябре. При этом положительная асимметрия августа и сентября является статистическим отражением устойчивого сокращения ледовитости и приближения к физическому пределу полного исчезновения льда, что подтверждает современную тенденцию к ускорению таяния.

В отличие от большинства исследований, сосредоточенных на анализе сентябрьской ледовитости, в настоящей работе выполнен помесячный трендовый анализ. В результате, статистически значимые отрицательные

тренды выявлены для всех месяцев с мая по ноябрь включительно, а также для среднегодовых значений. В зимние месяцы, ввиду устойчивого характера ледовой обстановки в холодный период года, направленные многолетние изменения отсутствуют. При этом наибольшая скорость сокращения площади льда, характеризуемая коэффициентом линейного тренда $a_1$ = –11295,5 км²/год, наблюдается в октябре, когда зафиксирован также максимальный коэффициент детерминации $R^2$ = 0,605, что делает этот месяц наиболее предсказуемым с точки зрения долгопериодной динамики. В то же время, уступая октябрю по абсолютной скорости, сентябрь отличается наибольшим индексом тренда $I_{тр}$ = –157,5, что свидетельствует о максимальной относительной скорости уменьшения ледовитости в период ее годового минимума.

В ходе работы также была предпринята попытка выявления связей между ледовитостью и крупномасштабными атмосферными индексами. Однако, как показали расчеты, эти связи оказались статистически слабыми, а построенные регрессионные модели объясняют не более четверти дисперсии годовой ледовитости. В силу чего можно предположить, что значительная часть изменчивости ледового покрова формируется под действием иных, факторов, в том числе внутренних циклических процессов в самой системе «океан – морской лед – атмосфера». Для их выявления был выполнен гармонический (спектральный) анализ остаточных рядов. В итоге, наиболее существенный суммарный вклад тренда и гармоник в общую дисперсию составил 80,08% в октябре и 76,05% в августе, что подтверждает высокую степень детерминированности изменчивости ледовитости в эти периоды. В сентябре этот вклад ниже, а именно 61,1%, что отражает возрастание роли случайных процессов в месяц сезонного минимума ледового покрова.

В завершающей части работы на основе выполненных расчетов было выполнено прогнозирование сроков выхода моря Лаптевых на безледный режим с использованием трех независимых методов. Наиболее ранний прогноз был получен по гиперболической формуле: для сентября – 2026 г.,

для октября – 2038 г., для среднегодовых значений – 2148 г. Поскольку формула учитывает ускорение таяния, обусловленное положительными обратными связями, и прошла эмпирическую верификацию на независимых данных, полученные в таком случае оценки могут рассматриваться как основной прогноз. При этом линейная экстраполяция, не учитывающая данные зависимости, не противоречит общему тренду на сокращение ледовитости. Оценки, полученные методом экстраполяции линейного тренда, занимают промежуточное положение, в то время как гармоническая экстраполяция дает наиболее поздние оценки – 2033 г. для сентября и 2053 г. для октября, и может рассматриваться как верхняя граница возможного срока. В наиболее отдаленной перспективе ожидается выход на безледный режим для среднегодовых значений – к 2200 году, что получено в результате продления суммарной гармонической кривой до нулевой отметки и объясняется сглаживанием экстремальных сезонных колебаний при осреднении. Сопоставление с литературными данными подтверждает согласованность полученных результатов.

Дальнейшее совершенствование прогностических моделей может быть связано с расширением набора используемых предикторов и привлечением современных методов анализа данных для выявления сложных нелинейных зависимостей. Повышение точности исходной информации и развитие вычислительных подходов откроют дополнительные возможности для уточнения долгосрочных прогнозов ледовых условий.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что цель настоящего исследования достигнута, а все поставленные задачи выполнены. Полученные результаты могут быть использованы для долгосрочного планирования навигации по Северному морскому пути, оценки климатических рисков в регионе и верификации климатических моделей. Выявленные циклические составляющие и количественные оценки трендов создают основу для дальнейшего развития методов прогнозирования ледовых условий в Арктике.

## Список использованной литературы


1. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И. Эволюция площади морского покрова Арктики в условиях современных изменений климата // Исследование Земли из космоса. – 2015. – № 2. – С. 5–19. – URL: https://www.jizk.ru (дата обращения: 26.04.2026).
2. Булгаков К.Ю., Федосеева Н.В., Смирнова А.И., Лопуха В.О. Обработка и анализ цифровых архивов метеорологических данных удаленного доступа. – СПб.: РГГМУ, 2021. – 69 с.
3. Вангенгейм К.Х. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. – Л.: Гидрометеоиздат, 1965. – 312 с.
4. Воскресенская Е.Н., Воскресенский А.И. Статистический прогноз дат очищения ото льда арктических морей // Труды Гидрометцентра России. – 2019. – Вып. 373. – С. 78–92. – URL: https://meteoinfo.ru (дата обращения: 11.05.2026).
5. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 280 с.
6. Голубева Е.Н., Платов Г.А., Малахова В.В. Моделирование долгопериодной и межгодовой изменчивости гидрологии моря Лаптевых и состояния подводной мерзлоты // Исследования полярных регионов. – 2017. – Т. 87, № 2. – С. 195–210. – URL: https://polarjournal.ru (дата обращения: 29.04.2026).
7. Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для арктических морей заблаговременностью до 30 суток. – Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 288 с.
8. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Анализ временных рядов». – СПб.: РГГМУ, 2025. – 33 с.
9. Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г. Основы методики

долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 348 с.

10. Данилович И.С. Методы обработки и анализа гидрометеорологической информации. – Минск: БГУ, 2021. – 45 с. – ISBN 978-985-881-119-8.
11. Дивина Ю.И., Южаков А.А., Фролов С.В. Прогнозирование состояния морского льда в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском с использованием машинного обучения // Арктика: экология и экономика. – 2023. – Т. 13, № 1. – С. 99–113. – URL: https://www.arctica-ac.ru (дата обращения: 16.04.2026).
12. Захаров В.Ф., Малинин В.Н. Морские льды и климат. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2000. – 91 с. – ISBN 5-286-01398-8.
13. Иванов В.В., Маслов П.В., Аксенов Е.И. Шельфово-бассейновый обмен в море Лаптевых в условиях потепления климата: модельное исследование // Геофизическая гидродинамика. – 2015. – Т. 109, № 3. – С. 254–280. – DOI: 10.1080/03091929.2015.1029462 (дата обращения: 02.04.2026).
14. Ковалев Е.Г., Юлин А.В. Автоматизированная прогностическая система для целей научно-оперативного обеспечения навигации в Арктике // Труды ААНИИ. – 1998. – Т. 438. – С. 73–82. – URL: https://www.aari.ru (дата обращения: 12.05.2026).
15. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. – СПб.: Изд-во РГГМУ, 2008. – 408 с. – ISBN 978-5-86813-213-1.
16. Малинин В.Н., Вайновский П.А. Когда наступит безледный режим регионов Арктики? // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – 2019. – № 56. – С. 98–109. – DOI: 10.33933/2074-2762-2019-56-98-109 (дата обращения: 17.03.2026).
17. Малинин В.Н., Вайновский П.А. К оценке сроков полного очищения морей Российской Арктики ото льда в летний период // Метеорология и гидрология. – 2022. – № 5. – С. 67–77. – DOI: 10.24412/2658-4255-2022-

1-05-20 (дата обращения: 17.03.2026).

18. Новихин А.Е., Дмитренко И.А. Результаты экспедиции «ЛАПЭКС-2015» в море Лаптевых // Проблемы Арктики и Антарктики – 2016. – № 4. – С. 113–117. – URL: https://www.aaresearch.science (дата обращения: 03.05.2026).
19. Семенов В.А., Анисимов М.А., Астафьева Е.С. Роль атмосферной циркуляции в резком сокращении площади морского льда в Арктике в начале XXI века // Метеорология и гидрология. – 2022. – № 3. – С. 21–35. – DOI: 10.31857/S0002351520010068 (дата обращения: 21.04.2026).
20. Смородинов А.Д., Гавриленко Т.В., Галкин В.А. Теоретические основы искусственных нейронных сетей для решения задачи аппроксимации и интерполяции // Успехи кибернетики. – 2023. – Т. 4, № 4. – С. 41–53. – DOI: 10.51790/2712-9942-2023-4-04 (дата обращения: 18.05.2026).
21. Фролов И.Е., Гудкович З.М. Колебания ледовитости морей Евразийского шельфа и их прогнозирование. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2007. – 272 с. – DOI: 10.24411/2658-4255-2019-10073 (дата обращения: 11.04.2026).
22. Шабанов П., Осадчиев А., Шабанова Н., Огородов С. Сокращение ледового покрова и увеличение продолжительности безледного периода в Карском и Лаптевых морях в 1979–2022 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2024. – Т. 16, № 11. – С. 19–25. – DOI: 10.3390/16111875 (дата обращения: 03.05.2026).
23. Шабанов П.А., Баранская А.В. Увеличение продолжительности безледного периода в море Лаптевых по данным дистанционного зондирования // Океанология. – 2024. – Т. 64, № 1. – С. 1–12. DOI: 10.1134/S0001437023070184. (дата обращения: 16.04.2026).
24. Шпакова Е.А. Пространственно-временная изменчивость сроков ледовых явлений в морях Сибирского шельфа // Проблемы

Арктики и Антарктики. – 2016. – № 4. – С. 44–55. – URL: https://www.aaresearch.science (дата обращения: 04.05.2026).

25. Belter H.J., Krumpen T., Hendricks S., et al. Satellite-based sea ice thickness changes in the Laptev Sea from 2002 to 2018 // The Cryosphere. – 2020. – Vol. 14, No. 6. – P. 187–203. – DOI: 10.5194/tc-14-2187-2020. (дата обращения: 17.04.2026).
26. Comiso J.C., Nishio F. Trends in the Sea Ice Cover Using Enhanced and Compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR Data // Journal of Geophysical Research. – 2008. – Vol. 113. – DOI: 10.1029/2007JC0043257 (дата обращения: 15.05.2026).
27. Eicken H., Reimnitz E., Alexandrov V., et al. Sea-ice processes in the Laptev Sea and their importance for sediment export // Continental Shelf Research. – 1997. – Vol. 17, No. 3. – P. 205–233.
28. Kacimi S., Jaruwatanadilok S., Kwok R. SWOT Observations Over Sea Ice: A First Look // Geophysical Research Letters. – 2025. – Vol. 52, No. 10. – DOI: 10.1029/2025GL116079 (дата обращения: 15.05.2026).
29. Li M., Zhang R. Machine Learning Incorporated With Causal Analysis for Short-Term Prediction of Sea Ice // Frontiers in Marine Science. – 2021. – Vol. 8. – P. 83–88. – DOI: 10.3389/2021.649378 (дата обращения: 28.04.2026).
30. Lin Y. Strengthened ENSO–Laptev/East Siberian sea ice connection in the early 21st century // Nature Climate Change. – 2026. – Vol. 16. – P. 79–86. – DOI: 10.1038/41558-025-02535-3 (дата обращения: 14.05.2026).
31. Polyakov I.V. Bluhm B.A. Atlantification of the Arctic Ocean // NOAA Arctic Report Card. – 2025. – Vol. 13. – DOI: 10.5194/2025-714263 (дата обращения: 10.05.2026).
32. Wang W., Zha J., Zhan Y. Spatiotemporal variation of sea ice in the Laptev Sea of the Arctic from 1979 to 2024 // Journal of Glaciology and Geocryology. – 2025. – Vol. 47, No. 6. – P. 117–133. – DOI: 10.1029/2025-900-033 (дата обращения: 07.05.2026).

Приложение А

Таблица А.1 Исходные данные среднемесячной площади распространения морского льда в море Лаптевых за 1979-2025 гг.

| | январь | февраль | март | апрель | май | июнь | июль | август | сентябрь | октябрь | ноябрь | декабрь | ср/год |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| **1979** | 844303 | 839378 | 845856 | 855598 | 853621 | 737942 | 627105 | 481667 | 514015 | 792664 | 838519 | 850896 | 698582 |
| **1980** | 846695 | 845369 | 852380 | 851644 | 812709 | 712647 | 536058 | 347896 | 333908 | 695519 | 850203 | 841479 | 655885 |
| **1981** | 829415 | 839357 | 845280 | 850938 | 824069 | 686133 | 501384 | 344950 | 356924 | 642446 | 824127 | 846885 | 645531 |
| **1982** | 849387 | 847233 | 853323 | 856062 | 857452 | 787976 | 616054 | 394983 | 266805 | 631351 | 849212 | 845853 | 665899 |
| **1983** | 838870 | 833895 | 844689 | 843658 | 828664 | 718716 | 554881 | 257229 | 255916 | 743530 | 846361 | 847508 | 647224 |
| **1984** | 852962 | 836108 | 844590 | 850708 | 856722 | 792436 | 626540 | 484791 | 352659 | 748907 | 838134 | 848793 | 687181 |
| **1985** | 845252 | 845284 | 844079 | 848225 | 851266 | 718183 | 537445 | 392789 | 278802 | 637646 | 837733 | 846742 | 652496 |
| **1986** | 850230 | 841844 | 834402 | 844167 | 843675 | 744261 | 647189 | 468445 | 445647 | 742928 | 846403 | 856676 | 689682 |
| **1987** | 841917 | 847131 | 841320 | 841825 | 851524 | 775921 | 628238 | 381119 | 417869 | 748639 | 854787 | 846536 | 682833 |
| **1988** | 848249 | 848517 | 851412 | 850630 | 810397 | 668146 | 486096 | 324076 | 373680 | 716618 | 848474 | 832327 | 650663 |
| **1989** | 844672 | 844071 | 838269 | 845797 | 832677 | 745455 | 622167 | 461113 | 322942 | 727107 | 831946 | 845920 | 674010 |
| **1990** | 851099 | 838330 | 833666 | 826045 | 753126 | 609376 | 430092 | 217482 | 198718 | 590930 | 846761 | 857631 | 604020 |
| **1991** | 857894 | 847864 | 848223 | 830201 | 798357 | 703895 | 419151 | 226802 | 169842 | 629680 | 836554 | 825341 | 614908 |
| **1992** | 850753 | 859232 | 851460 | 848184 | 831452 | 747809 | 539403 | 352223 | 400651 | 786758 | 847468 | 848861 | 674173 |
| **1993** | 846561 | 851695 | 835102 | 835743 | 793013 | 673414 | 566768 | 420175 | 372326 | 735027 | 837538 | 847546 | 662762 |
| **1994** | 852025 | 851708 | 845564 | 850304 | 834541 | 712815 | 511869 | 341039 | 288850 | 552998 | 836723 | 848185 | 640509 |
| **1995** | 861194 | 849106 | 853097 | 855925 | 816008 | 632434 | 372258 | 138800 | 57570 | 343621 | 826979 | 838441 | 572726 |
| **1996** | 855400 | 853411 | 850270 | 846681 | 831476 | 822215 | 691112 | 557446 | 603725 | 793574 | 840170 | 858188 | 723359 |
| **1997** | 849404 | 857956 | 850237 | 821337 | 814407 | 697843 | 499493 | 293639 | 248916 | 568399 | 840086 | 853178 | 630377 |
| **1998** | 848692 | 849811 | 850209 | 860069 | 832418 | 701021 | 537330 | 388947 | 323632 | 742933 | 839791 | 846011 | 663143 |
| **1999** | 852188 | 851486 | 856394 | 851972 | 830582 | 670062 | 432423 | 183817 | 144579 | 617546 | 846208 | 851220 | 614498 |
| **2000** | 852000 | 844278 | 857612 | 836542 | 778972 | 605344 | 454630 | 238051 | 162593 | 612905 | 835919 | 850638 | 609960 |
| **2001** | 851680 | 846220 | 847380 | 850633 | 842368 | 779247 | 583645 | 378868 | 434397 | 688379 | 818467 | 839501 | 673907 |
| **2002** | 856777 | 855238 | 855958 | 851867 | 832717 | 687058 | 530369 | 239135 | 259033 | 661574 | 828690 | 846803 | 638863 |
| **2003** | 855930 | 850477 | 839369 | 844392 | 794481 | 657362 | 405992 | 250442 | 234284 | 549644 | 844633 | 842246 | 613019 |
| **2004** | 859896 | 859183 | 857233 | 862943 | 855582 | 780746 | 664984 | 480325 | 410657 | 731665 | 837341 | 841043 | 695508 |
| **2005** | 847543 | 828018 | 846681 | 837205 | 793266 | 644164 | 392179 | 138007 | 54321 | 457193 | 831121 | 842177 | 577837 |
| **2006** | 848889 | 842151 | 848099 | 865643 | 832501 | 664311 | 405197 | 176054 | 195989 | 517097 | 835151 | 852067 | 606396 |
| **2007** | 853682 | 861646 | 846509 | 780439 | 722735 | 582443 | 340337 | 177670 | 125650 | 382245 | 834926 | 856293 | 566506 |
| **2008** | 849420 | 862262 | 853475 | 853539 | 819975 | 749949 | 631975 | 357001 | 236301 | 573858 | 824102 | 850779 | 650972 |
| **2009** | 835351 | 860082 | 862877 | 827424 | 829606 | 640815 | 351034 | 133828 | 104473 | 323061 | 815653 | 846070 | 571559 |
| **2010** | 836237 | 853529 | 856702 | 848785 | 784132 | 614873 | 385490 | 209803 | 102575 | 423847 | 817954 | 845295 | 583017 |
| **2011** | 846057 | 853500 | 831173 | 817886 | 773920 | 571625 | 230990 | 50836 | 18829 | 198442 | 805546 | 832719 | 525502 |
| **2012** | 845043 | 838599 | 847903 | 839194 | 755837 | 580076 | 278759 | 94463 | 29914 | 315145 | 776504 | 840818 | 541712 |
| **2013** | 853936 | 864174 | 856721 | 824815 | 738637 | 593767 | 354821 | 198585 | 53957 | 471631 | 818588 | 854260 | 575684 |
| **2014** | 858745 | 849715 | 843867 | 805786 | 770248 | 543948 | 221504 | 32261 | 5102 | 225200 | 833281 | 846805 | 525882 |
| **2015** | 854654 | 831782 | 837229 | 844986 | 827798 | 691207 | 400923 | 144158 | 49423 | 441006 | 808167 | 846878 | 582939 |
| **2016** | 830258 | 850915 | 850373 | 848170 | 815529 | 688007 | 542641 | 292359 | 183157 | 340300 | 739355 | 823761 | 600371 |
| **2017** | 824288 | 843828 | 837055 | 832155 | 818665 | 666051 | 463306 | 247019 | 212615 | 560749 | 833041 | 856576 | 615027 |
| **2018** | 859279 | 851066 | 851463 | 838024 | 798690 | 545377 | 265560 | 65810 | 17860 | 120544 | 790694 | 831410 | 525829 |
| **2019** | 851398 | 848469 | 851129 | 832787 | 799155 | 542285 | 244949 | 90906 | 39070 | 221491 | 807974 | 857563 | 537475 |
| **2020** | 852674 | 833926 | 822619 | 809997 | 739169 | 516564 | 119595 | 22266 | 4732 | 28496 | 634018 | 868297 | 478873 |
| **2021** | 858463 | 854114 | 856190 | 840760 | 744246 | 456367 | 160240 | 19770 | 28597 | 282301 | 822175 | 865381 | 522200 |
| **2022** | 838707 | 832891 | 848288 | 848380 | 764830 | 574324 | 392513 | 197603 | 158036 | 419382 | 831021 | 856297 | 581713 |
| **2023** | 860898 | 859805 | 858568 | 860979 | 802085 | 619797 | 409525 | 257846 | 216321 | 460856 | 821354 | 843841 | 605529 |
| **2024** | 859976 | 844370 | 860410 | 858883 | 821569 | 567635 | 195480 | 138693 | 128030 | 403496 | 770888 | 836782 | 560478 |
| **2025** | 847076 | 817430 | 833853 | 819068 | 649085 | 554138 | 349929 | 127320 | 149948 | 259949 | 806392 | 844145 | 542949 |

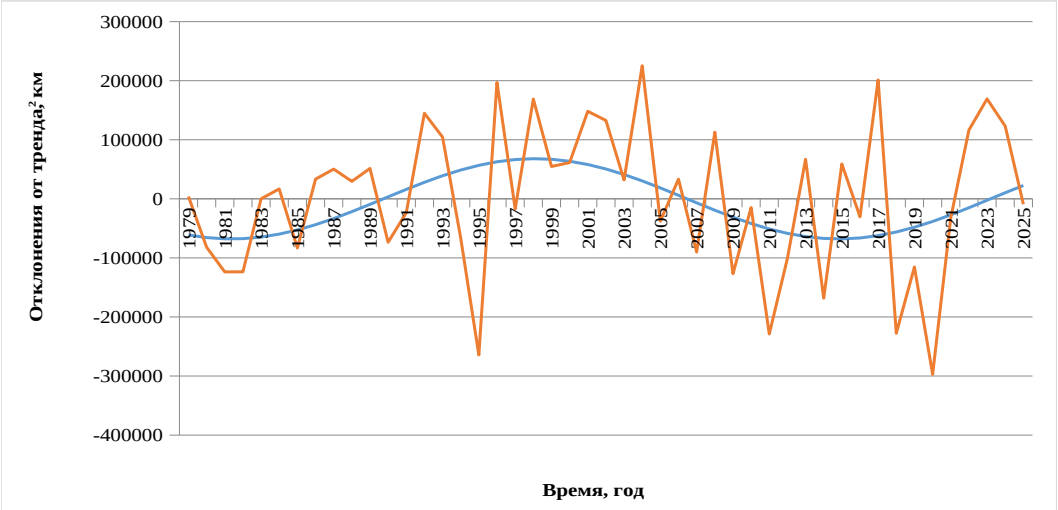



*Рис. Б1 Гармоника с периодом 33,45 г. и остаточный ряд для октября 1979-2025 гг.*

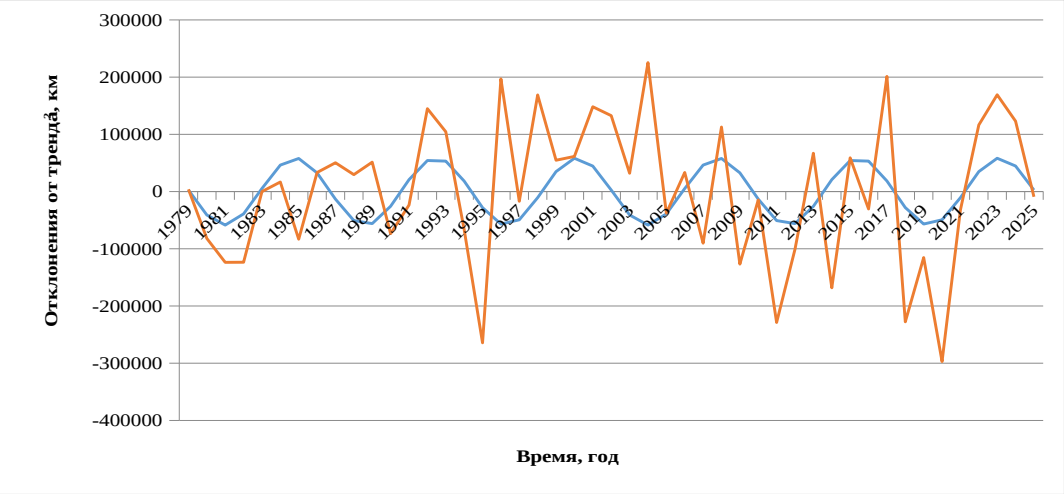



*Рис. Б2 Гармоника с периодом 7,67 г. и остаточный ряд для октября 1979-2025 гг.*

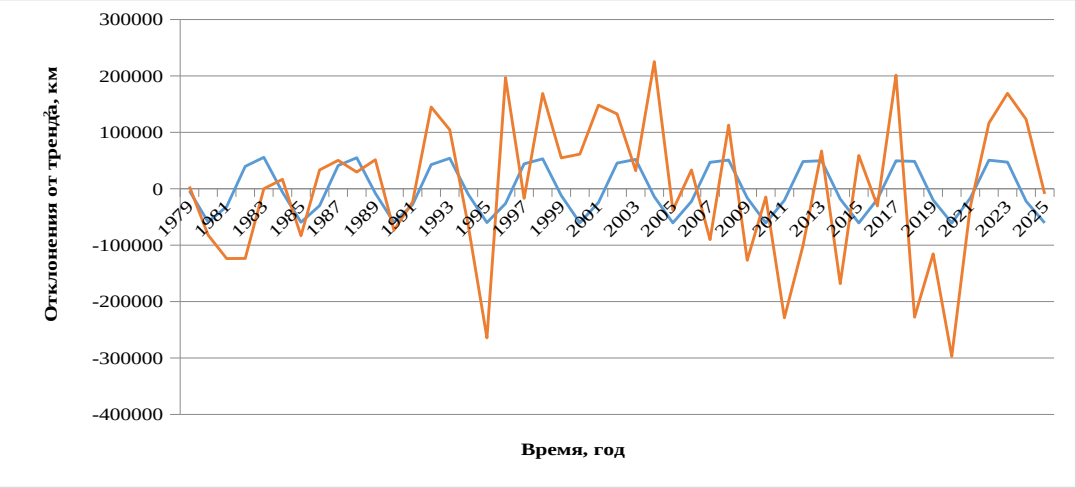



*Рис. Б3 Гармоника с периодом 4,97 г. и остаточный ряд для октября 1979-2025 гг.*

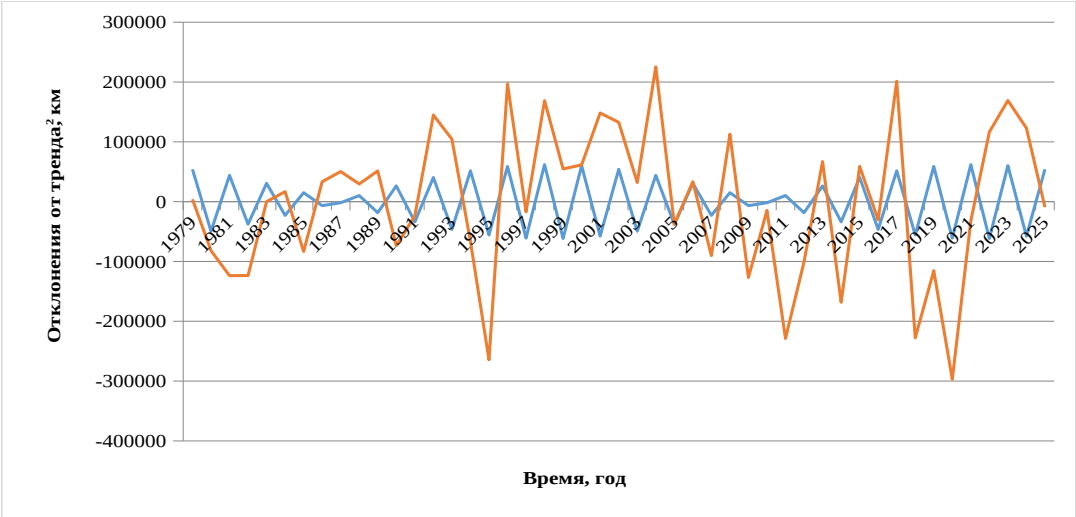



*Рис. Б4 Гармоника с периодом 2,09 г. и остаточный ряд для октября 1979-2025 гг.*

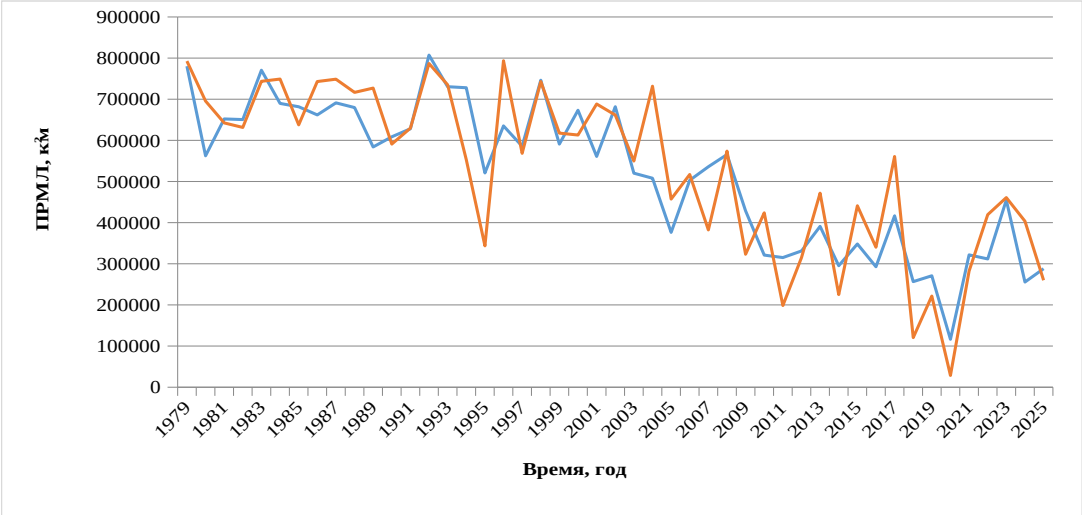



*Рис. Б5 Суммарная гармоническая кривая для октября 1979-2025 гг.*

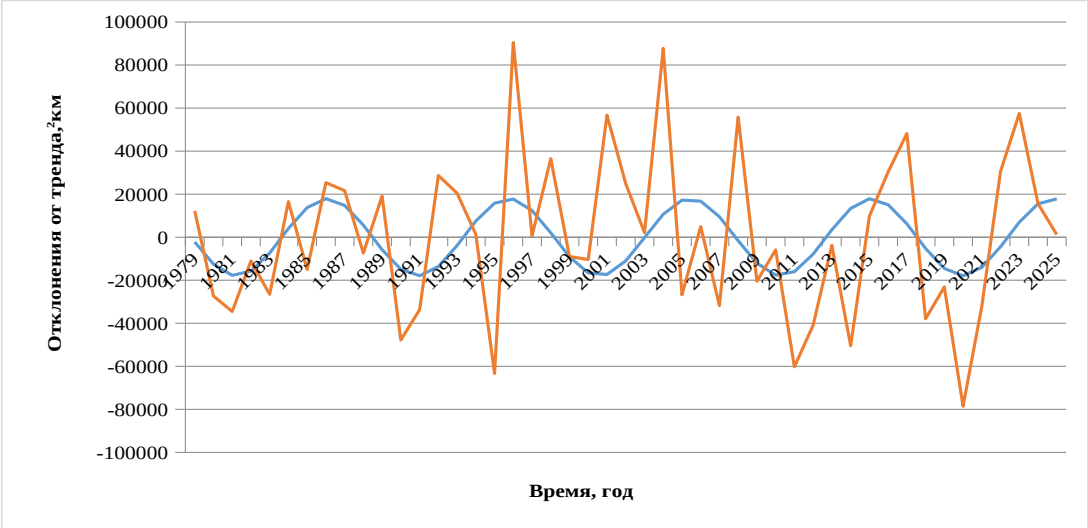



*Рис. Б6 Гармоника с периодом 9,68 г. и остаточный ряд ср/год. значений 1979-2025 гг.*

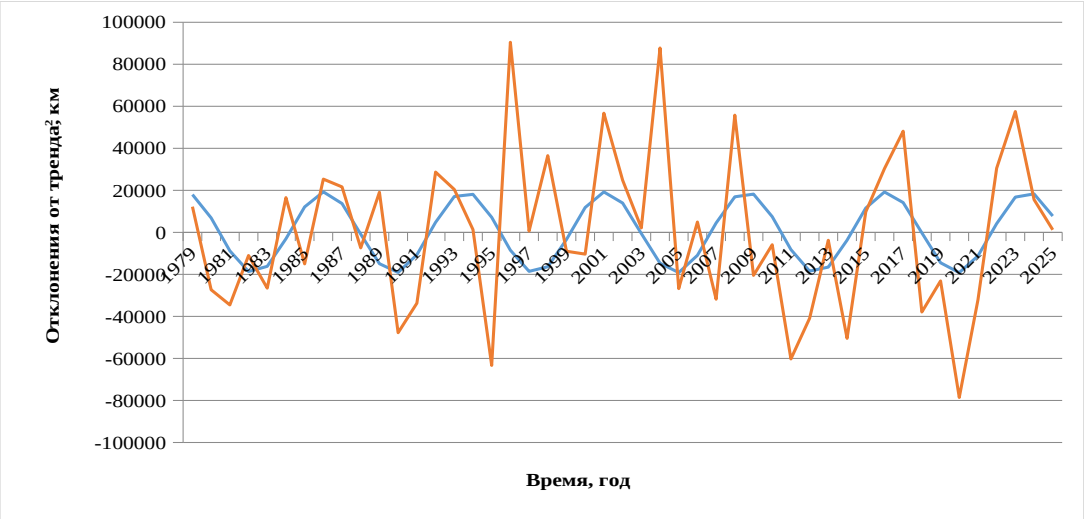



*Рис. Б7 Гармоника с периодом 7,51 г. и остаточный ряд ср/год. значений 1979-2025 гг.*

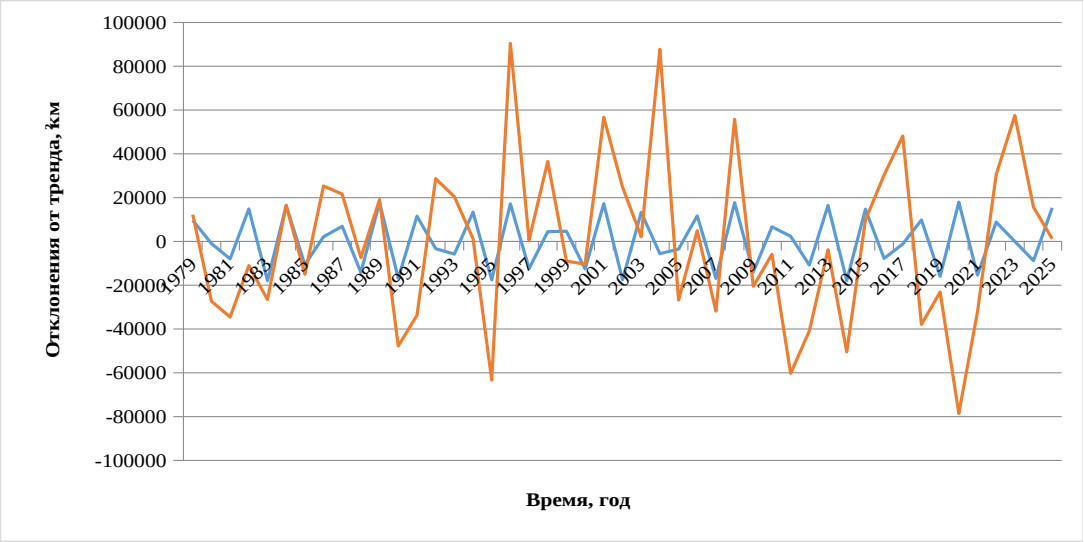



*Рис. Б8 Гармоника с периодом 2,39 г. и остаточный ряд ср/год. значений 1979-2025 гг.*

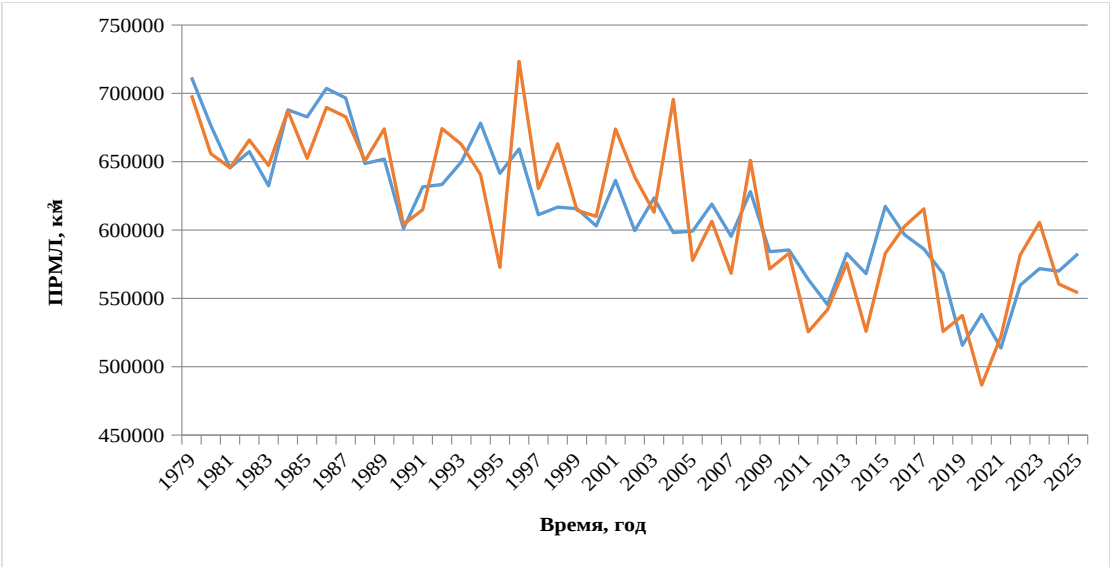



*Рис. Б9 Суммарная гармоническая кривая для ср/год. значений 1979-2025 гг.*