



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 «Исследование климатических ледовых характеристик
Балтийского моря»

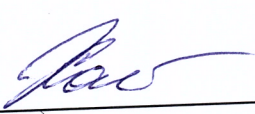
Исполнитель Мытник Павел Сергеевич
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Волощук Екатерина Васильевна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

И.о. заведующего кафедрой


(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«AB» OB 2026г.

Санкт-Петербург

Оглавление

Введение.....	2
Глава 1. Физико-географические особенности и климатические условия формирования ледяного покрова Японского моря.....	5
Глава 2. Источники данных и методы исследования.....	16
Глава 3. Статистический анализ.....	31
Глава 4. Связь ледовитости с атмосферными процессами и выход на безледный режим.....	64
Заключение.....	74
Список литературы.....	77

Введение

Японское море занимает особое положение среди морей России. Его уникальность обусловлена значительной протяжённостью с севера на юг, что создаёт резкий климатический контраст между различными частями акватории. Если южные районы моря испытывают влияние тёплых водных масс, то северная и северо-западная части находятся под воздействием холодных течений и континентальных воздушных масс, что определяет значительные различия в гидрологических и климатических условиях.

Именно в северной части и в зоне взаимодействия этих разнородных потоков в холодный период года формируется сезонный ледовый покров, охватывающий Татарский пролив, залив Петра Великого и побережье Сахалина и Хоккайдо. Наличие льда в море, расположенном на широтах Крыма и Сочи, само по себе является интересным фактом, который напрямую вытекает вытянутости моря с севера на юг. Таким образом, меридиональная протяженность предопределяет не только широтный градиент температуры атмосферы и вод Японского моря, но и пространственную неоднородность ледовых условий.

Исследование климатических характеристик льда имеет важное практико-ориентированное значение для экономики Дальневосточного региона. Ледовый режим напрямую определяет логику и стоимость морских перевозок через Татарский пролив — ключевую транспортную артерию, связывающую порты Хабаровского края (Ванино, Советская Гавань) и Сахалинской области (Углегорск, Александровск).

Практическая значимость работы имеет конкретное экономическое выражение. Проводка крупнотоннажного танкера (например, класса Aframax с дедвейтом 80-120 тыс. тонн) в ледовых условиях Татарского пролива сопряжена со значительными дополнительными издержками. Они складываются из следующих компонентов:

1. Ледокольное обеспечение: Стоимость аренды ледокола для проводки одного танкера составляет ~1,5 - 2,5 млн рублей. [1]

2. Ледовый сбор порта: Дополнительный портовый сбор составляет ~300 - 500 тыс. рублей. [2]

3. Страхование: Увеличение страховой премии (ледовый риск) на ~200 - 400 тыс. рублей за рейс [3].

4. Потери времени: каждый день простоя танкера стоит \$20-30 тыс. ($\approx$ 1,8 - 2,7 млн рублей). Проводка и маневры в льдах добавляют ~0,5 - 1 сутки к рейсу.

Суммарные дополнительные расходы на одну проводку танкера достигают 4 - 6 млн рублей. В течение зимней навигации (90-110 дней) такой танкер может совершить 8-12 рейсов, каждый из которых требует ледокольной поддержки в самой сложной части маршрута. Таким образом, дополнительные зимние издержки на одно судно могут составлять от 32 до 72 млн рублей за сезон.

Следовательно, прогнозируемое в результате данного исследования сокращение ледовитости и продолжительности ледового сезона имеет прямую финансовую выгоду. Уменьшение ледового периода на 15% (на 14-16 дней) позволит сократить количество рейсов, требующих ледокольной проводки, на 1-2 за сезон для каждого танкера. Это даст прямую экономию:

1. Экономия на ледокольной поддержке: 1.5 - 2.5 млн руб. * 2 рейса = 3-5 млн руб.

2. Сокращение прочих сборов и потерь времени: ~1.5 - 2 млн руб. * 2 рейса = 3-4 млн руб.

Итого: потенциальная экономия на одном танкере за сезон составит 6-9 млн рублей. Для всего танкерного флота, работающего в акватории (десятки судов), совокупный экономический эффект может исчисляться сотнями миллионов рублей ежегодно, что повышает рентабельность экспортных операций.

Актуальность работы обусловлена необходимостью комплексного изучения пространственно-временной изменчивости ледового покрова Японского моря в современных климатических условиях. Проведенное

исследование позволяет выявить тенденции, связанные с изменением климата, и оценить их влияние на хозяйственную деятельность в регионе. Мониторинг ледовитости выступает индикатором региональной климатической изменчивости, поскольку в условиях глобального потепления анализ ее динамики дает возможность количественно оценить скорость климатических изменений.

Целью работы является исследование пространственно-временной изменчивости климатических характеристик ледового покрова Японского моря методами статистического анализа.

Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1. Проанализировать физико-географические и климатические факторы, определяющие условия ледообразования в Японском море.

2. Систематизировать и обработать массивы данных по ледовитости Японского моря, а также данные климатических характеристик: температуры атмосферы за период с 1967 г по 2025г и среднегодовые значения ледовитости северной части Японского моря за вторую декаду февраля за период с 1960 г по 2025 г. Пункты для наблюдений для обоих массивов данных совпадают: Виахту, Де-Кастри, Александровск, Сизиман, Пильво, Углегорск, Бухта Ванино, Советская Гавань, Красный партизан (маяк), Иннокетьевка, Гроссевичи, Золотой, Холмск, Невельск, Сосуново, Белкин (Маяк Белкина), Малая Кема, Пластун, Рудная Пристань, Балюзек, Сад-Город, Лазурный, Владивосток, Токаревский маяк, Находка, Анна, Посьет, Гамов (Маяк Гамов).

3. Оценить многолетнюю динамику и выявить статистически значимые тренды ключевых ледовых параметров (максимальная годовая ледовитость, сумму морозодней) за период с 1960 г. по 2024 г.

Глава 1. Физико-географические особенности и климатические условия формирования ледяного покрова Японского моря

Географическое положение и морфометрия бассейна

Японское море относится к бассейну Тихого океана и является его окраинным морем. Оно расположено между материком Азия, Японскими островами и островом Сахалин. Акватория моря омывает берега России, Республики Корея, Корейской Народно-Демократической Республики и Японии [4].

Площадь поверхности моря составляет 1062 тыс. км², объем воды – 1715 тыс. км³, средняя глубина – около 1750 м, наибольшая – 3742 м [4]. По этим показателям Японское море относится к числу крупнейших и глубочайших морей мира. Протяженность моря с севера на юг составляет 2255 км, с запада на восток – около 1070 км [4].

Особенностью Японского моря является его полузамкнутый характер. Оно относительно изолировано от Тихого океана и соседних морей, соединяясь с ними через пять проливов [4]:

- Проливами Татарский, переходящий в пролив Невельского, и Лаперуза (Соя) – с Охотским морем;
- Проливом Цугару (Сангарским) и Каммон – с Тихим океаном;
- Корейским проливом (Цусимский) – с Восточно-Китайским и Желтым морями.

Мелководность проливов (максимальные глубины 118 м в Татарском проливе и до 491 м в проливе Лаперуза) [4] ограничивает водообмен с океаном и соседними морями. Основной приток вод (около 97% общего годового количества) происходит через Корейский пролив (максимальная глубина 125 м) [5] (Таблица 1). Такая изоляция существенно влияет как на гидрологический режим, формируя в нем собственные водные массы с характерным для Японского моря распределением температуры и солености, так и на формирование ледяного покрова.

Таблица 1 – Характеристики основных проливов Японского моря [4, 5]

Пролив	Соединяет	Минимальная ширина, км	Максимальная глубина, м
Татарский (включая пр. Невельского)	Японское море - Охотское море	7,3	118
Лаперуза (Соя)	Японское море - Охотское море	43	491
Цугару (Сангарский)	Японское море - Тихий океан	19	490
Каммон	Японское море - Тихий океан	0,7	10
Корейский (Цусимский)	Японское море - Восточно-Китайское море	47	125

Береговая линия Японского моря отличается значительной изрезанностью. Наибольшей сложностью отличаются берега Приморского края (заливы Петра Великого, Ольги) и западное побережье Сахалина [4].

Крупные заливы: Петра Великого, Восточно-Корейский, Исикари (Япония). В акватории моря расположены острова: Сахалин (южная часть), Монерон, Ребун, Рисири, Оки, Садо и другие. В российской части наиболее значимы острова Попова, Рейнеке, Русский, Аскольд, Путятин (в заливе Петра Великого) [4, 6].

Рельеф дна Японского моря сложен и подразделяется на три основные части (Рисунок 1) [5]:

- Северная часть (к северу от 44° с.ш.) представляет собой широкий желоб, постепенно сужающийся и поднимающийся к северу.

- Центральная часть (между 40° и 44° с.ш.) находится в пределах глубокой замкнутой котловины, вытянутой в северо-восточном направлении.
- Южная часть (к югу от 40° с.ш.) характеризуется сложным рельефом с чередованием мелководий и желобов.

С точки зрения геоморфологии, в Японском море выделяют следующие крупные формы рельефа [5, 6]:

1. Подводное продолжение материковой отмели – шельф (ширина от 10-20 км у южного Приморья до 100 км у залива Петра Великого).
2. Материковый склон – крутой уступ, ведущий к глубоководным котловинам. Прорезан подводными каньонами.
3. Глубоководные котловины – Центральная (макс. глубина 3742 м), Хаппо (макс. 3010 м), Цусимская (макс. 2300 м).
4. Подводные возвышенности – банка Ямато (минимальные глубины около 200 м), возвышенности Кита-Оки, Оки и др.

Такое строение дна влияет на циркуляцию вод: подводные возвышенности препятствуют свободному распространению глубинных течений, а глубокие котловины служат резервуарами для холодных водных масс [5].

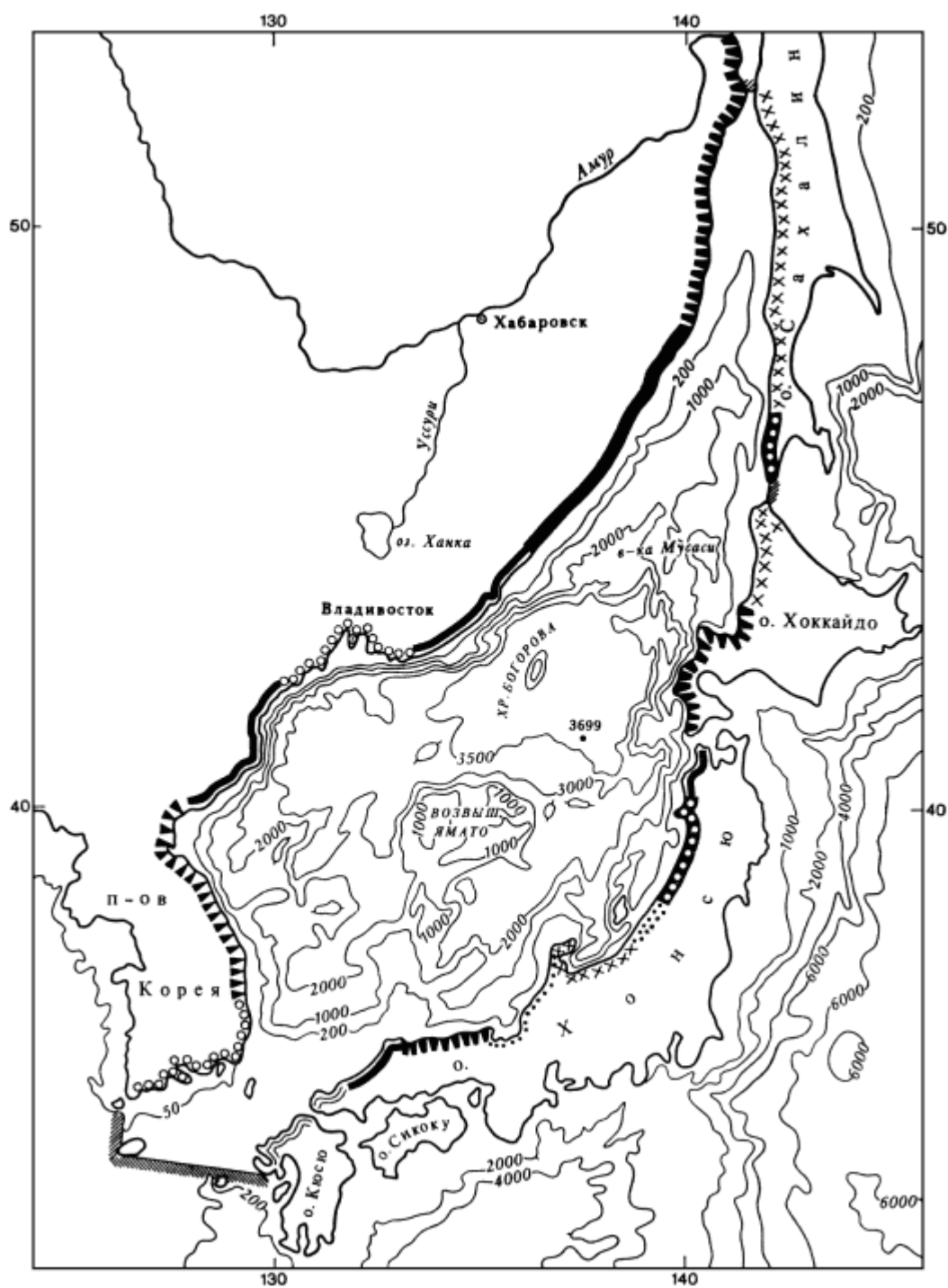


Рисунок 1 – Батиметрическая карта Японского моря [6]

Японское море располагается в двух климатических зонах: субтропической и умеренной. В пределах этих зон выделяются два сектора с резко отличающимися климатическими и гидрологическими условиями: суровый холодный северный, прилегающий к Приморскому побережью, и мягкий теплый, прилегающий к Японии и берегам Кореи [5].

Муссонная циркуляция одна из главных составляющих формирования климата моря [5]. Главными барическими образованиями, определяющими атмосферную циркуляцию над Японским морем, выступают [5]:

- Азиатский центр действия атмосферы (Сибирский антициклон), расположенный над материком;
- Алеутская депрессия.

Для анализа крупномасштабных атмосферных процессов в данной работе используются два индекса: WP (West Pacific) и ALBSA (Aleutian Low - Beaufort Sea Anticyclone). WP характеризует меридиональный перенос над западной частью Тихого океана; его положительная фаза связана с усилением переноса тепла из низких широт, отрицательная – с вторжениями холода [7]. ALBSA представляет собой комбинированный четырёхточечный индекс, чувствительный к региональной циркуляции в северной части Тихого океана и в Арктике [8].

Зимний муссон. В холодное время года Сибирский антициклон обуславливает преобладание ясной морозной погоды с устойчивыми северо-западными ветрами, выносящими холодный континентальный воздух с территории Сибири. В самые холодные месяцы (январь-февраль) средняя температура воздуха в северной части моря опускается до -20°C , в то время как на юге она составляет около $+5^{\circ}\text{C}$ [5]. С приходом циклонов наблюдаются осадки и штормовые ветры. После прохождения холодного фронта температура резко падает, а штормовые ветры в тылу циклона сохраняются длительное время. Характерны так называемые "охотские вторжения", при которых холодные массы воздуха с Охотского моря, дополнительно охлаждаясь над материком, поступают на Приморское побережье [5].

Летний муссон. В теплое время года преобладают южные и юго-восточные ветры, приносящие теплый и влажный океанический воздух. Средняя температура воздуха самого теплого месяца (августа) в северной части составляет около $+15^{\circ}\text{C}$, в южных районах достигает $+25^{\circ}\text{C}$ [5]. Характерны маловетрие, частые туманы и морось. Сильные ветры редки и обычно связаны с тайфунами, которые посещают данный район в период с июля по ноябрь [5]. Тайфуны приносят очень теплые воздушные массы, значительные осадки, штормовые и ураганные ветры, вызывая волны высотой до 12 м [4, 5].

Циклоны в Японском море подразделяются на два вида: тропические циклоны океанического происхождения (тайфуны), наблюдающиеся в теплое время года, и континентальные циклоны холодного периода. Повторяемость континентальных циклонов составляет 50–55 случаев в год, а океанических тайфунов – около 25 случаев, однако сила ветра и вызываемое волнение при тайфунах намного больше [4, 5].

Под влиянием муссонной циркуляции формируется резкая сезонная и пространственная изменчивость температуры воздуха. В Таблице 2 приведены средние месячные температуры воздуха для трёх характерных районов: северного (Татарский пролив, порт Советская Гавань), центрального (залив Петра Великого, Владивосток) и южного (южное побережье Кореи).

На климатические характеристики Японского моря влияет подстилающая поверхность, делящая его на холодную и теплые части. Холодная зона испытывает влияние Приморского течения, теплая – Цусимского. Зоны существенно отличаются друг от друга по процессам испарения и теплообмена, что ведет к существенным неравномерностям климатических параметров приповерхностного слоя атмосферы [5].

Таблица 2 – Среднемесячная температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в различных районах Японского моря [5]

Месяц	Северный район (Советская Гавань)	Центральный район (Владивосток)	Южный район (Пусан)
Январь	-19,2	-14,4	+2,1
Февраль	-16,8	-12,0	+2,9
Март	-9,5	-4,8	+6,7
Апрель	-0,3	+4,5	+12,4
Май	+6,2	+10,8	+16,8
Июнь	+12,5	+15,7	+20,5
Июль	+16,8	+19,8	+24,1
Август	+18,5	+21,2	+25,6
Сентябрь	+13,2	+15,9	+21,3
Октябрь	+4,8	+8,2	+15,8
Ноябрь	-4,3	-0,8	+9,4
Декабрь	-13,8	-10,1	+3,8

Океанологические условия и система течений

Гидрологическая структура Японского моря формируется под влиянием водообмена через проливы, атмосферных процессов и особенностей циркуляции вод [5].

Температурный режим. Температура воды в приповерхностном слое испытывает значительные сезонные и пространственные колебания. Зимой она изменяется от 0°С на севере до 12°С на юге, летом – от 17°С до 26°С соответственно [5]. Изменчивость температуры по вертикали наиболее

значительна в юго-восточной части моря, где разность между поверхностными и глубинными водами в среднем составляет 22°C. В северной и северо-западной частях моря зимой разность температур невелика (не превышает 1°C) вследствие интенсивного вертикального перемешивания [5].

В северной части моря сезонные изменения температуры отсутствуют уже на глубине 100-150 м, в южной и восточной частях они прослеживаются до глубины 200-250 м [4, 5]. Глубинные воды (ниже 1000 м) имеют практически постоянную температуру около 0-0,5°C и солёность 34,0-34,1‰ [5].

Солёность. Поверхностная солёность меняется от 32,0‰ в северной части (под влиянием речного стока Амура и приморских рек) до 34,5‰ в южной части. Летом вблизи устьев рек солёность может опускаться до 25-28‰. В целом солёность Японского моря ниже океанической из-за значительного речного стока (Амур, Туманган, Раздольная и др.) и ограниченного водообмена с Тихим океаном [4, 5].

Система течений. Циркуляция вод Японского моря характеризуется тремя факторами: водообмен через проливы, рельеф дна и ветровым воздействием [4, 5].

Основными струями, преобладающими на поверхности, являются Цусимское, Восточно-Корейское и Приморское течения (Рисунок 2) [6].

Цусимское течение (теплое течение) вливается в Японское море через Корейский пролив и разделяясь на два рукава движется в сторону Корейского полуострова и на север к возвышенности Ямато. Обе ветви снова сливаются вместе в районе острова Хоккайдо. При дальнейшем продвижении на север Цусимское течение делится на Сангарское и Соя [4, 5].

В северной части формируется Приморское течение (холодное течение), сформированное из нескольких циклонических циркуляций. Самая западная часть северной циркуляции называется Лиманским течением. Выходя из Татарского пролива, западная ветвь циклонической циркуляции образует Приморское течение. Приморское

Вертикальная структура вод в Японском море выделяют три основные водные массы:

1. Поверхностная японо-морская водная масса (0-200 м) – характеризуется наибольшей изменчивостью температуры и солёности, формируется под влиянием атмосферных процессов и речного стока [4, 5].

2. Поверхностная тихоокеанская – формируется вне пределов японского моря. Занимает 70% площади моря [4, 5].

3. Промежуточная тихоокеанская водная масса (200-800 м) – формируется в результате зимнего конвективного перемешивания, имеет пониженную солёность (34,0-34,2‰) и температуру 1-5°C [4, 5].

4. Глубинная япономорская водная масса (800 м – дно) – очень однородна, температура около 0,2-0,5°C, солёность 34,0-34,1‰. Формируется в результате глубокого зимнего выхолаживания в северной части моря [4, 5].

Главными причинами, формирующими гидрологический режим Японского моря, являются муссонный климат и водообмен с Тихим океаном. Первая причина обуславливает резкие сезонные различия в гидрологии, вторая — широтную неравномерность их распределения [4, 5].

Ледовый режим Японского моря. Японское море относится к морям с сезонным ледовым покровом. Лёд образуется только в северной и северо-западной частях – в Татарском проливе, заливе Петра Великого и вдоль западного побережья Сахалина. Южная часть моря (южнее 40° с.ш.) никогда не замерзает [9, 14].

Сезонный цикл ледообразования [9]:

Начало ледообразования – третья декада октября- первая декада ноября (Татарский пролив). Максимальное развитие ледяного покрова – вторая декада февраля. Начало таяния – март. Полное исчезновение льда – апрель-май. Продолжительность ледового периода – 150-180 дней в северной части.

Преобладают однолетние льды. Толщина ровного льда в конце зимы составляет 0,5-1,0 м, в торосах - до 2–3 м [4].

Глава 2. Материалы и методы

Основой исследования являются два источника данных:

1. Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО) – это официальная информационная система Российской Федерации, имеющая свободный доступ к систематизированным климатическим гидрометеорологическим данным [5].

В исследовании используются многолетние данные наблюдений за состоянием морской среды, ледовой обстановкой и гидрометеорологическими параметрами атмосферы на 28 гидрометеорологических станциях, расположенных вдоль материкового побережья Японского моря и западного побережья о. Сахалин. Перечень станций представлен в Таблице 3.

Таблица 3 – Перечень гидрометеорологических станций, данные которых использованы в работе

№	Название станции	Район расположения
1	Виахту Александровск Пильво Углегорск Холмск Невельск	Западное побережье Сахалина
2	Де-Кастри Сизиман Бухта Ванино Советская Гавань Красный партизан (маяк) Иннокетьевка Гроссевичи Золотой Сосуново	Побережье Хабаровского края
3	Белкин (Маяк Белкина) Малая Кема Пластун Рудная Пристань	Центральная часть побережья Приморского края

№	Название станции	Район расположения
	Балюзек	
4	Сад-Город Лазурный Владивосток Токаревский маяк Находка Анна Посьет Гамов (Маяк Гамов)	Залив Петра Великого

Станции равномерно покрывают все районы российского побережья Японского моря (Рисунок 3) [5]. Расположение станций позволяет получить репрезентативную картину ледовых характеристик региона.



Рисунок 3 – Карта гидрометеорологических станций [5]

С портала ЕСИМО использованы три массива данных, в основе которых лежат материалы береговых гидрометеорологических наблюдений, выполнявшихся на сети станций Росгидромета (Таблица 3):

- Массив среднегодовых данных ледовитости северной части Японского моря за вторую декаду февраля (RU_POI_57) [5].

Ледовитость – площадь льда в процентах от площади акватории. В данной работе используется показатель ледовитости за вторую декаду февраля, который отражает максимальное развитие льда.

Полученный из системы ЕСИМО «Массив среднегодовых данных ледовитости северной части Японского моря за вторую декаду февраля (RU_POI_57)» содержит данные о площади льда в северной части моря. Пространственные границы массива: по широте от 42° северной широты до 53° северной широты; по долготе: с 130° восточной долготы до 143° восточной долготы [3]. Временной охват: 1960-2011 гг.

Дополненными данные по ледовитости Японского моря за февраль в 2014-2024 годах были взяты из ежемесячных гидрометеорологических бюллетеней ДВНИГМИ [10].

Оценка ледовитости из ежемесячных гидрометеорологических бюллетеней ДВНИГМИ [10] происходит по методике Приморского УГМС. Исходя из этого метода за ледовитость принимается процент от предельного распространения льда Японского моря, рассчитанная ГУ «ДВНИГМ» [11], и принятая за 117,7 тыс. км².

Эти данные послужили основой для формирования основного ряда данных ледовитости. Пропущенные значения за февраль 2012 и февраль 2013 года были восстановлены методом интерполяции данных. Расчет проводился по формуле:

$$y = y_1 + \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \cdot (x - x_1);$$

$$y_{2012} = 30,58 + \frac{28,00 - 30,58}{2014 - 2011} \cdot (2012 - 2011) = 30,58 + \frac{-2,58}{3} \cdot 1 = 30,58 - 0,86 = 29,72 \%$$

$$y_{2013} = 30,58 + \frac{28,00 - 30,58}{2014 - 2011} \cdot (2013 - 2011) = 30,58 + \frac{-2,58}{3} \cdot 2 = 30,58 - 1,72 = 28,86$$

В результате получен непрерывный ряд данных ледовитости Японского моря с 1960 года по 2024 год. Для анализа использованы значения

за вторую декаду февраля каждого года. Выбор этого периода обусловлен тем, что именно на конец февраля приходится максимальное развитие ледяного покрова в Японском море: ледообразование завершается, толщина льда достигает наибольших значений, а кромка льда занимает наиболее южное положение. Ледовитость в этот момент является наиболее информативной характеристикой для анализа многолетней изменчивости климата в регионе [4, 5].

- БЕРЕГ- МЕС-Т воздуха. Японское море. Прибрежный массив среднемесячных значений температуры воздуха (RU_RIHMI-WDC_612). В массиве указаны среднемесячные значения температуры воздуха с 1968 года по 2025 год на 28 гидрометеорологических станциях сети Росгидромет (Таблица 3) [5].

Массив использовался для формирования ряда данных интегральной характеристики зимнего периода (суммы морозодней). При формировании временного ряда каждый месяц наблюдений относился к конкретному зимнему сезону, который определялся как период с октября по март включительно. Маркировка сезона производилась по началу и концу года (например, сезон 1986-1987 охватывает октябрь, ноябрь, декабрь 1986 года и январь, февраль, март 1987 года). Для каждой станций массива последовательно извлекались среднемесячные значения температуры именно за эти месяцы, а затем для каждого сезона рассчитывалась сумма морозодней по формуле:

$$F = \sum_{i \in M} |T_{m, i}|, \text{ где}$$

F - сумма морозодней;

M – множество месяцев зимнего периода (октябрь – март), в которых среднемесячная температура воздуха $T_{m, i}$ была отрицательной ($T_{m, i} < 0$) [12].

Если в какой-то из месяцев зимнего периода среднемесячная температура была равна нулю или положительной, этот месяц в сумму не включался.

Так как условия в северной части Татарского пролива существенно отличаются от условий в заливе Петра Великого, для определения региональных особенностей формирования ледового покрова и количественной оценки вклада различных частей побережья в общую ледовитость Японского моря весь массив из 28 гидрометеорологических станций был разделён на пять пространственных групп представленных в Таблице 4.

Таблица 4 – Распределение гидрометеорологических станций по районам для расчёта суммы морозодней

Район	Гидрометеорологические станции
Север Татарского пролива	Виахту, Де-Кастри, Александровск, Сизиман
Средняя часть Татарского пролива	Пильво, Углегорск, Бухта Ванино, Советская Гавань, Красный партизан (маяк), Иннокетьевка, Гроссевичи, Золотой
Юг Татарского пролива	Холмск, Невельск, Сосуново, Белкин (Маяк Белкина)
Береговые станции (центральное побережье Приморского края)	Малая Кема, Пластун, Рудная Пристань, Балюзек
Станции от Находки и южнее (залив Петра Великого и побережье)	Сад-Город, Лазурный, Владивосток, Токаревский маяк, Находка, Анна, Посъет, Гамов (Маяк Гамов)

Такая группировка позволяет учитывать пространственную неоднородность климатических условий (меридиональный градиент) при расчёте сумм морозодней и последующем корреляционном анализе с ледовитостью.

В каждой группе вычислялось среднее арифметическое значение сумм морозодней. Это сделано для получения характеристики зимы в группе, а не в одной точке.

Среднеарифметическое вычислялось по формуле:

$$F_{cp} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{j=1}^n F, \text{ где}$$

n – это количество станций в группе,

F – полученный временной ряд суммы морозодней каждой станции в группе.

- БЕРЕГ- МЕС-Давление. Японское море. Прибрежный массив среднемесячных значений атмосферного давления (RU_RIHMI-WDC_65). В массиве указаны среднемесячные значения давления с 1968 года по 2025 год на тех же 28 гидрометеорологических станциях (Таблица 3).

Для анализа влияния барического поля на ледовитость из этого массива были выбраны значения за декабрь каждого года. Выбор декабря обусловлен следующей гипотезой: атмосферное давление в начале зимнего сезона (декабрь) определяет характер циркуляции и интенсивность выноса холодного континентального воздуха в последующие месяцы, что в конечном счёте влияет на максимальную ледовитость, достигаемую к февралю (месяцу пикового развития льда). Декабрьское давление может служить предиктором, позволяющим заблаговременно оценить ожидаемую суровость зимы и ледовитость.

Давление использовалось как в абсолютных величинах (гПа), так и в виде аномалий – отклонений от среднемноголетних значений за период 1968-2025 гг. Такой подход позволил сопоставить динамику давления в различные периоды.

Для учета региональных особенностей, массив также как и массив «БЕРЕГ- МЕС-Т воздуха. Японское море. Прибрежный массив среднемесячных значений температуры воздуха (RU_RIHMI-WDC_612)», был разделен на районы представленные в Таблице 4.

2. Национальное управление океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA), США – является федеральным агентством США ответственное за прогнозирование изменений в климате, погоде, океанах и прибрежных зонах. В него входят центр экологического прогнозирования и центр атмосферных исследований (NCEP/NCAR) – это один из наиболее широко используемых наборов данных для изучения глобальной атмосферы. С ресурса взяты следующие массивы данных:

- Массив ALBSA (Aleutian Low - Beaufort Sea Anticyclone) содержит значения индекса комбинированного четырёхточечного индекса, чувствительного к региональной атмосферной циркуляции в северной части Тихого океана и в прилегающей Арктике. Индекс вычисляется как разность аномалий давления между областью Алеутской депрессии (усреднённой по точкам: 50° с.ш., 170° з.д. и 55° с.ш., 170° з.д.) и областью высокого давления над морем Бофорта (70° с.ш., 130° з.д. и 75° с.ш., 130° з.д.) на уровне геопотенциала 850 [8]. Положительные значения ALBSA указывают на ослабление Алеутской депрессии и усиление антициклонической циркуляции над Арктикой, что может влиять на вынос холодных воздушных масс в район Японского моря. Отрицательные значения соответствуют усилению Алеутской депрессии и более активному переносу тепла из Тихого океана в Арктику. Временной охват массива: 1960-2026 гг. Данные представлены в формате ежемесячных значений [8].

- West Pacific Index (WP) – это массив ежемесячных значений индекса атмосферной циркуляции Северной части Тихого океана [7]. Массив содержит значения индекса, характеризующего реанализ аномалии геопотенциала на уровне 500 гПа в западной части Тихого океана. Пространственная область определения индекса включает две точки: с 20° с.ш. по 90° с.ш [7]. Индекс вычисляется как разность нормированных аномалий геопотенциала. Положительная фаза WP соответствует усилению меридионального градиента и более активному выносу тепла из субтропиков в высокие широты.

Отрицательная фаза ассоциируется с вторжениями холодного арктического воздуха на Дальний Восток и повышением давления над Охотским и Японским морями [7]. Временной охват массива: 1960-2026 гг. Данные представлены в формате ежемесячных значений.

Для целей настоящей работы из обоих массивов были выбраны значения за декабрь каждого года. Выбор декабря обусловлен следующей гипотезой: крупномасштабная атмосферная циркуляция в начале зимнего сезона (декабрь) задаёт тон всему последующему зимнему периоду и определяет вероятность формирования суровых или мягких условий, которые в конечном счёте влияют на максимальную ледовитость, достигаемую к февралю. Использование декабрьских значений индексов позволяет оценить их прогностическую значимость с упреждением 2-3 месяца, что важно для оперативного прогноза ледовой обстановки.

ЕСИМО и NOAA были выбраны основными источниками данных, так как это действующие официальные информационные системы Российской Федерации и США, имеют свободный доступ и систематизированные данные.

Совместное использование этих источников позволит оценить влияние атмосферной циркуляции на ледовитость Японского моря.

Анализ временного тренда. Для выявления многолетней направленности изменений ледовитости и суммы морозодней строился линейный тренд. Уравнение линейного тренда имеет вид:

$$y(t) = a_1 \cdot t + a_0 \quad [13]$$

где $y(t)$ – значение исследуемой характеристики (ледовитость, сумма морозодней); t – порядковый номер года; a_1 – коэффициент линейного тренда (скорость изменения характеристики); a_0 – свободный член.

Коэффициенты a_1 и a_0 вычислялись методом наименьших квадратов с помощью программного комплекса Microsoft Excel с использованием пакета «Анализ данных» и встроенных функций.

Качество аппроксимации оценивалось по коэффициенту детерминации R^2 , который показывает, какая доля дисперсии исходного ряда

объясняется трендом. R^2 изменяется от 0 (тренд отсутствует) до 1 (ряд полностью описывается трендом) [13].

Значимость тренда (т.е. значимость отличия коэффициента a_1 от нуля) проверялась с помощью t-критерия Стьюдента. Расчётное значение t-статистики для коэффициента регрессии вычислялось с помощью программного комплекса Microsoft Excel с использованием пакета «Анализ данных» и встроенных функций. Критическое значение $t_{кр}$ определялось так же с помощью ПО Microsoft Excel для уровня значимости $\alpha=0,05$ и числа степеней свободы $\nu=n-2$. Если $t_{a1} > t_{кр}$, тренд признавался статистически значимым [13].

Корреляционный анализ. Для оценки тесноты линейной связи между двумя величинами использовался коэффициент линейной корреляции R [13].

Коэффициент R изменяется от -1 (полная обратная связь) до +1 (полная прямая связь). Значение $R=0$ указывает на отсутствие линейной связи.

Значимость коэффициента корреляции также проверялась с помощью t-критерия Стьюдента. Расчётные значения t-статистики рассчитывались с помощью ПО Microsoft Excel для уровня значимости $\alpha=0,05$ и числа степеней свободы $\nu=n-2$. Если $t_R > t_{кр}$, тренд признавался статистически значимым.

В данной работе корреляционный анализ проводился для следующих пар переменных:

- ледовитость (февраль) – сумма морозодней (зимний сезон);
- ледовитость (февраль) – индекс WP (декабрь);
- ледовитость (февраль) – индекс ALBSA (декабрь);
- ледовитость (февраль) – атмосферное давление в северной, средней, южной частях Татарского пролива (декабрь);

Расчёт нормированных аномалий. Для выявления экстремальных лет по ледовитости и атмосферному давлению, а также для классификации силы аномалий вычислялись нормированные аномалии по формуле:

$$z_i = \frac{x_i - \mu}{\sigma}$$

Где x_i – значение характеристики в определенный год; μ – среднее многолетнее значение ряда; σ – стандартное отклонение ряда.

Все расчёты выполнены в среде Microsoft Excel с использованием встроенных функций: СРЗНАЧ (для μ), СТАНДОТКЛОН.В (для σ), а также арифметических операций [13].

Классификация силы аномалий, приведенная в Таблице 5, основана на работах Росгидромет [11].

Таблица 5 – Классификация аномалий по величине нормированной аномалии

№	Тип аномалии	Диапазон (норм. аномалия, σ)	Характеристика
1	Аномальная (+)	$\geq 1,5\sigma$	Чрезвычайно высокая ледовитость (очень суровая зима)
2	Аномальная (-)	$\geq -1,5\sigma$	Чрезвычайно низкая ледовитость (очень мягкая зима)
3	Сильная (+)	$1,0\sigma \leq \text{аномалия} < 1,5\sigma$	Значительно выше нормы
4	Сильная (-)	$-1,5\sigma < \text{аномалия} \leq -1,0\sigma$	Значительно ниже нормы
5	Значительная (+)	$0,5\sigma \leq \text{аномалия} < 1,0\sigma$	Заметно выше нормы
6	Значительная (-)	$-1,0\sigma < \text{аномалия} \leq -0,5\sigma$	Заметно ниже нормы
7	Умеренная (+)	$0 < \text{аномалия} < 0,5\sigma$	Незначительно выше нормы
8	Умеренная (-)	$-0,5\sigma < \text{аномалия} < 0$	Незначительно ниже нормы

Сумма нормированных аномалий (кумулятивная сумма) рассчитывалась последовательным накоплением нормированных аномалий по формуле:

$$S_k = \sum_{i=1}^k z$$

Где k – номер года в ряду.

Кумулятивная сумма позволяет визуально оценить наличие устойчивого тренда или климатического сдвига: если S_k со временем растёт – преобладают положительные аномалии (ледовитость выше нормы), если

убывает – преобладают отрицательные аномалии (ледовитость ниже нормы). Резкие изменения наклона кумулятивной кривой указывают на переломные моменты в режиме ледовитости.

Гармонический анализ. Гармонический анализ применялся для расчета выхода Японского моря на безледный режим в феврале. Метод основан на представлении временного ряда в виде суммы гармонических колебаний (ряда Фурье) после предварительного удаления линейного тренда (расчета отклонений) [13].

Глава 3. Статистический анализ

В данной главе представлены результаты статистического анализа многолетней изменчивости ледовитости Японского моря и её связи с крупномасштабными атмосферными процессами. На основе данных ЕСИМО и NOAA за период 1960-2025 гг. выполнены: оценка линейных трендов, расчёт нормированных аномалий и их кумулятивных сумм, корреляционный анализ с индексами WP и ALBSA и атмосферным давлением, гармонический анализ.

Общая характеристика ряда ледовитости.

Ряд ледовитости за вторую декаду февраля (1960-2024 гг.) имеет следующие статистические характеристики:

- Среднее многолетнее значение: 40,13%;
- Стандартное отклонение: 8,99%;
- Абсолютный минимум: 21,8% (1991 г.);
- Абсолютный максимум: 67,6% (2001 г.);

Линейный тренд описывается уравнением:

Ледовитость = $-0,24 \cdot t + 50,2$, где t – порядковый номер года ($t=1$ соответствует 1960 г.). Таким образом, ледовитость сокращалась на 0,24% в год (Рисунок 4).

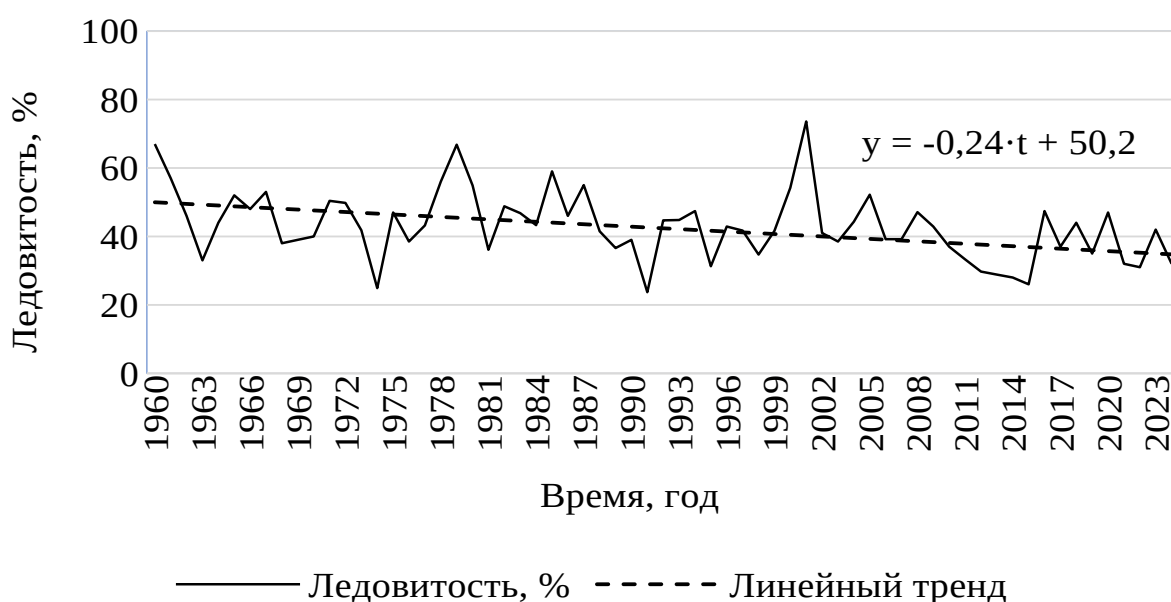


Рисунок 4 – Временная изменчивость ледовитости Японского моря февраля за период 1960-2024 гг.

Наиболее интенсивное сокращение ледовитости наблюдается после 1988 года. Средняя ледовитость за 1960 - 1988 гг. составляла около 48%, а за 1989-2025 гг. – 39%.

Анализ аномалий ледовитости. На основе среднего многолетнего значения $\mu=40,13\%$ и стандартного отклонения $\sigma=8,99\%$ для каждой годовой отметки рассчитана нормированная аномалия $\sigma_n = (x_n - \mu) / \sigma$. Классификация силы аномалий выполнена по шкале, приведённой в Таблице 5.

К числу экстремальных лет (с сильной или аномальной величиной нормированной аномалии) относятся: 1960 г. – ледовитость 61,52 % (аномалия +21,39 %, нормированная +2,38 – аномальная); 1961 г. – 52,34 % (+12,21 %, +1,36 – сильная); 1963 г. – 30,30 % (-9,83 %, -1,09 – сильная); 1974 г. – 22,87 % (-17,27 %, -1,92 – аномальная); 1978 г. – 51,42 % (+11,29 %, +1,26 – сильная); 1979 г. – 61,34 % (+21,21 %, +2,36 – аномальная); 1980 г. – 50,41 % (+10,28 %, +1,14 – сильная); 1985 г. – 54,18 % (+14,05 %, +1,56 – аномальная); 1987 г. – 50,51 % (+10,37 %, +1,15 – сильная); 1991 г. – 21,76 % (-18,37 %, -2,04 – аномальная); 1995 г. – 28,74 % (-11,39 %, -1,27 – сильная); 2000 г. – 49,77 % (+9,64 %, +1,07 – сильная); 2001 г. – 67,58 % (+27,45 %, +3,05 – аномальная); 2011 г. – 30,58 % (-9,55 %, -1,06 – сильная); 2012 г. – 29,29 % (-10,84 %, -1,21 – сильная); 2013 и 2014 гг. – по 28,00 % (-12,13 %, -1,35 – сильная); 2015 г. – 26,00 % (-14,13 %, -1,57 – аномальная); 2022 г. – 28,00 % (-12,13 %, -1,35 – сильная).

Расчет нормированных аномалий показал, что:

1. Количество экстремальных лет: 19 лет из 63 (30% всего ряда).
2. Распределение по периодам:
 - 1960–1988 гг.: 9 экстремальных лет. Из них 7 лет с положительными аномалиями и 2 года с отрицательными.
 - 1989-2022 гг.: 10 экстремальных лет. Из них 9 лет с отрицательными аномалиями и только 2 год с положительной аномалией (2001 г.).

После 1988 года экстремальные положительные аномалии практически исчезли (за исключением 2001 г.), тогда как экстремальные отрицательные аномалии стали регулярными (1991, 1995, 2011-2015, 2022).

Сумма нормированных аномалий (кумулятивная сумма) показана на графике сумм нормированных аномалий (Рисунке 5).

Рисунок 5 – График сумм нормированных аномалий за период 1960-2024 гг



Значение кумулятивной суммы поднималось и достигло максимального значения 10,37%, зафиксированное в 1987 году. Это соответствует периоду максимальной ледовитости (1960-1988 гг.), когда ледовитость была устойчиво выше среднего. После 1987 года начинается устойчивое снижение кумулятивной суммы. С 1987 по 1991 гг. кумулятивная сумма аномалий упала с 10,37 до 6,90. Что соответствует ледовитости в 1991 году (21,8%).

Период с 1992 по 2000 гг. кумулятивная сумма колеблется в диапазоне 4,8-7,5, что указывает на неустойчивый режим с чередованием лет с ледовитостью выше и ниже нормы.

Второй подъём (2000-2005 гг.) кумулятивная сумма возрастает с 4,80 до 9,05, что соответствует периоду повышенной ледовитости (2001 г. — рекордный максимум 67,6%). Однако этот подъём был менее продолжительным, чем в 1960-1987 гг., и к 2006 году кумулятивная сумма снова начала снижаться.

Период 2005-2015 гг. характеризуется устойчивым снижением кумулятивной суммы с 9,05 до 1,17. Это говорит о преобладании низкой ледовитости.

Многолетняя динамика суммы морозодней по районам.

Север Татарского пролива.

Ряд суммы морозодней для северной части Татарского пролива (Таблица 4) за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг. имеет следующие статистические характеристики (Рисунок 6):

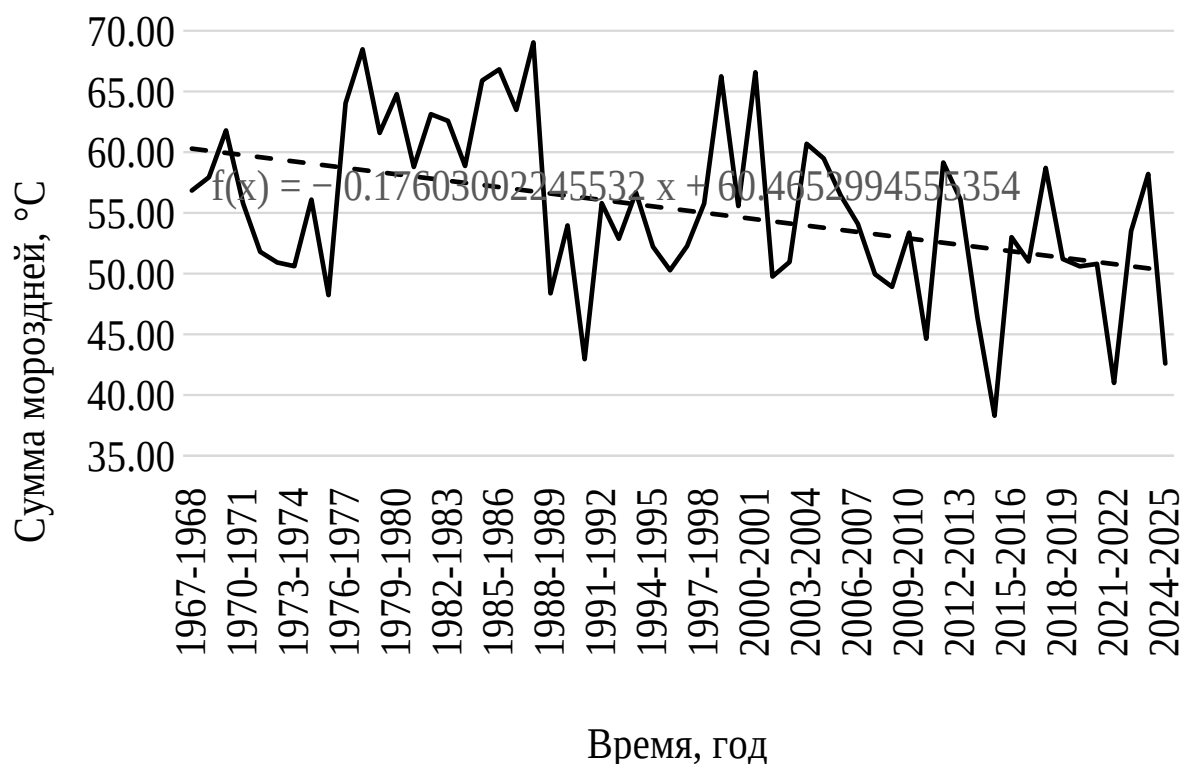
- Среднее многолетнее значение: 55,27°C;
- Стандартное отклонение: 6,97°C;
- Абсолютный минимум: 38,3°C (сезон 2014-2015 гг.);
- Абсолютный максимум: 69,04°C (сезон 1987-1988 гг.);

Линейный тренд имеет вид:

Сумма морозодней = $-0,18 \cdot t + 60,4$, где t – порядковый номер года ($t=1$ соответствует 1960 г.). Таким образом, сумма морозодней сокращалась на 0,18% в год.

Средняя сумма морозодней за 1967-1988 гг. составляла 59,36°C, а за 1989-2025 гг. – 52,36°C.

Рисунок 6 – Временная изменчивость суммы морозодней северной части Татарского пролива Японского моря за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025гг



Анализ аномалий суммы морозодней северной части Татарского пролива. На основе среднего многолетнего значения $\mu=55,27^{\circ}\text{C}$ и стандартного отклонения $\sigma=6,97^{\circ}\text{C}$ для каждой годовой отметки рассчитана нормированная аномалия $\sigma_n=(x_n-\mu)/\sigma$. Классификация силы аномалий выполнена по шкале, приведённой в Таблице 5.

К числу экстремальных сезонов (с сильной или аномальной величиной нормированной аномалии) относятся: 1975-1976 гг. – сумма морозодней $34,6^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-1,3^{\circ}\text{C}$, нормированная $-1,01$ – сильная); 1976-1977 гг. – $46,0^{\circ}\text{C}$ ($+10,1^{\circ}\text{C}$, $+1,26$ – сильная); 1977-1978 гг. – $49,6^{\circ}\text{C}$ ($+13,7^{\circ}\text{C}$, $+1,89$ – аномальная); 1978-1979 гг. – $45,5^{\circ}\text{C}$ ($+9,6^{\circ}\text{C}$, $+1,20$ – сильная); 1979-1980 гг. – $47,3^{\circ}\text{C}$ ($+11,4^{\circ}\text{C}$, $+1,42$ – сильная); 1981-1982 гг. – $46,8^{\circ}\text{C}$ ($+10,9^{\circ}\text{C}$, $+1,36$ – сильная); 1982-1983 гг. – $45,9^{\circ}\text{C}$ ($+10,0^{\circ}\text{C}$, $+1,25$ – сильная); 1984-1985 гг. – $48,1^{\circ}\text{C}$ ($+12,2^{\circ}\text{C}$, $+1,52$ – аномальная); 1985-1986 гг. – $50,5^{\circ}\text{C}$ ($+14,6^{\circ}\text{C}$, $+1,66$ – аномальная); 1986-1987 гг. – $46,8^{\circ}\text{C}$ ($+10,9^{\circ}\text{C}$, $+1,36$ – сильная); 1987-1988 гг. – $49,6^{\circ}\text{C}$ ($+13,7^{\circ}\text{C}$, $+1,98$ – аномальная); 1990-1991 гг. – $27,1^{\circ}\text{C}$ ($-8,8^{\circ}\text{C}$, $-1,26$ – сильная); 1998-1999 гг. – $43,8^{\circ}\text{C}$ ($+7,9^{\circ}\text{C}$, $+1,13$ – сильная); 2000-2001 гг. – $43,8^{\circ}\text{C}$ ($+7,9^{\circ}\text{C}$, $+1,13$ – сильная); 2010-2011 гг. – $30,4^{\circ}\text{C}$ ($-5,5^{\circ}\text{C}$, $-0,79$ –

значительная); 2014-2015 гг. – 30,5 °С (-5,4 °С, -0,77 – значительная); 2021-2022 гг. – 27,7 °С (-8,2 °С, -1,18 – сильная).

Количество экстремальных лет: 17 сезонов из 58 (30% всего ряда).

Распределение по периодам:

- 1967-1988 гг.: 10 экстремальных лет. Из них 9 лет с положительными аномалиями и 1 год с отрицательной аномалией (1975-1976). В этот период доминируют суровые зимы.
- 1989-2025 гг.: 5 экстремальных лет. Из них 4 года с отрицательными аномалиями и 1 год с положительной аномалией (2000-2001).

На Рисунке 7 построен график сумм нормированных аномалий.

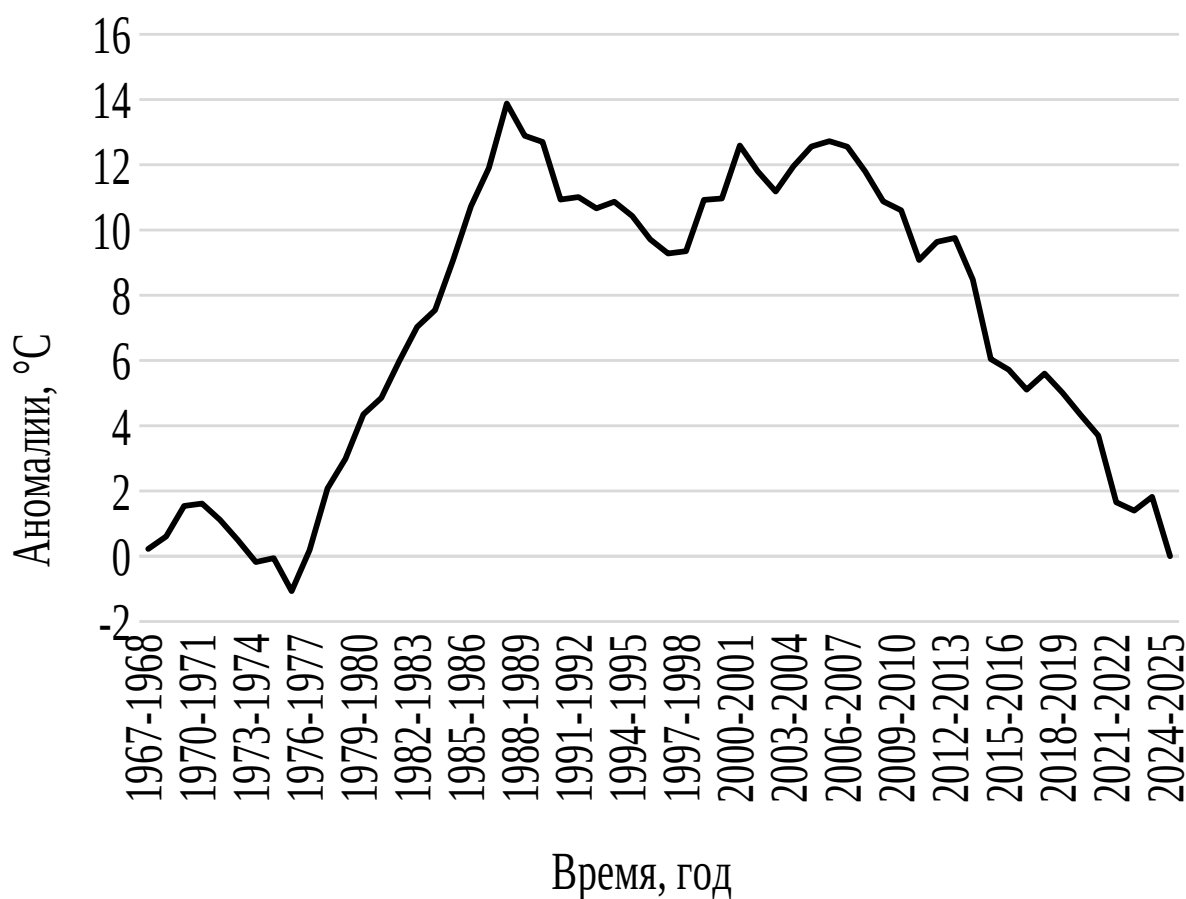


Рисунок 7 – График сумм нормированных аномалий за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025гг

Значение кумулятивной суммы поднималось и достигло максимального значения 13,88, зафиксированного в 1988 году. Это соответствует периоду максимальной суровости зим (1976-1988 гг.), когда

сумма морозодней была устойчиво выше среднего. После 1988 года начинается устойчивое снижение кумулятивной суммы. С 1988 по 1991 гг. кумулятивная сумма аномалий упала с 13,88 до 10,93. После которого мягкие зимы стали преобладать над суровыми.

Период с 1992 по 2000 гг. кумулятивная сумма колеблется в диапазоне 9,5-11,0, что указывает на неустойчивый режим с чередованием лет с суровыми и мягкими зимами. Этот период характеризуется климатической нестабильностью после резкого сдвига.

Второй подъём (2000-2003 гг.) кумулятивная сумма возрастает с 9,5 до 12,5, что соответствует периоду повышенной суровости зим. Однако этот подъём был менее продолжительным, чем в 1976-1988 гг., и к 2003 году кумулятивная сумма снова начала снижаться.

Период 2003-2025 гг. характеризуется устойчивым снижением кумулятивной суммы с 12,5 до значений, близких к нулю (к 2025 году кумулятивная сумма стремится к 0). Это говорит о преобладании мягких зим в современный период. К 2025 году кумулятивная сумма возвращается к значениям, близким к начальным (1967 г.), что указывает на полную компенсацию накопленных положительных аномалий периода 1976-1988 гг.

Средняя часть Татарского пролива.

Ряд суммы морозодней для средней части Татарского пролива за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг. имеет следующие статистические характеристики (Рисунок 8):

- Среднее многолетнее значение: 43,84°C;
- Стандартное отклонение: 5,74°C;
- Абсолютный минимум: 30,52°C (сезон 1990-1991 гг.);
- Абсолютный максимум: 54,63°C (сезон 2000-2001 гг.).

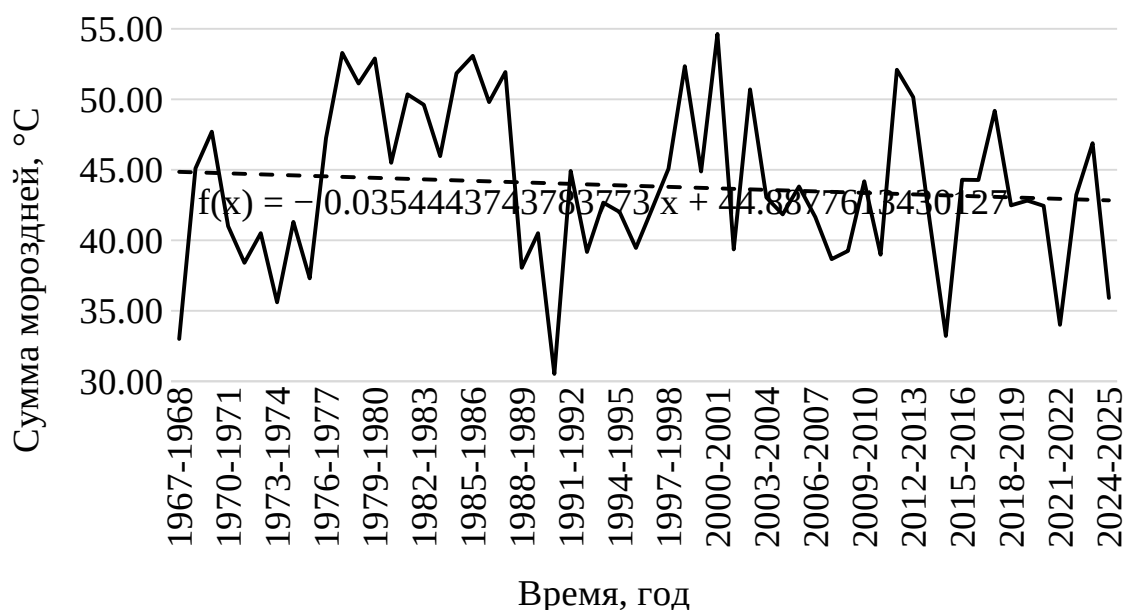


Рисунок 8 – Временная изменчивость суммы морозодней средней части Татарского пролива Японского моря за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг.

Линейный тренд описывается уравнением:

Сумма морозодней = $-0,04 \cdot t + 44,89$, где t – порядковый номер года ($t=1$ соответствует сезону 1967-1968 г.). Таким образом, сумма морозодней сокращалась на $0,04^{\circ}\text{C}$ в год.

Средняя сумма морозодней за 1967-1988 гг. составляла $45,83^{\circ}\text{C}$, а за 1989-2025 гг. – $43,13^{\circ}\text{C}$.

Анализ аномалий суммы морозодней средней части Татарского пролива. На основе среднего многолетнего значения $\mu=43,84^{\circ}\text{C}$ и стандартного отклонения $\sigma=5,74^{\circ}\text{C}$ для каждой годовой отметки рассчитана нормированная аномалия. Классификация силы аномалий выполнена по шкале, приведённой в Таблице 5.

К числу экстремальных сезонов (с сильной или аномальной величиной нормированной аномалии) относятся: 1967-1968 гг. – сумма морозодней $33,00^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-10,84^{\circ}\text{C}$, нормированная $-1,89$ – аномальная); 1973-1974 гг. – $35,60^{\circ}\text{C}$ ($-8,24^{\circ}\text{C}$, $-1,44$ – сильная); 1975-1976 гг. – $37,30^{\circ}\text{C}$ ($-6,54^{\circ}\text{C}$, $-1,14$ –

сильная); 1977-1978 гг. – 53,29 °C (+9,45 °C, +1,65 – аномальная); 1979-1980 гг. – 52,89 °C (+9,05 °C, +1,58 – аномальная); 1981-1982 гг. – 50,35 °C (+6,51 °C, +1,13 – сильная); 1982-1983 гг. – 49,61 °C (+5,77 °C, +1,01 – сильная); 1984-1985 гг. – 51,84 °C (+8,00 °C, +1,39 – сильная); 1985-1986 гг. – 62,56 °C (+9,24 °C, +1,61 – аномальная); 1986-1987 гг. – 49,80 °C (+5,96 °C, +1,04 – сильная); 1987-1988 гг. – 51,93 °C (+8,09 °C, +1,41 – сильная); 1988-1989 гг. – 38,05 °C (-5,80 °C, -1,01 – сильная); 1990-1991 гг. – 30,52 °C (-13,32 °C, -2,32 – аномальная); 1998-1999 гг. – 52,35 °C (+8,51 °C, +1,48 – сильная); 2000-2001 гг. – 54,63 °C (+10,79 °C, +1,88 – аномальная); 2002-2003 гг. – 50,70 °C (+6,86 °C, +1,19 – сильная); 2011-2012 гг. – 52,09 °C (+8,25 °C, +1,44 – сильная); 2012-2013 гг. – 50,15 °C (+6,31 °C, +1,10 – сильная); 2014-2015 гг. – 33,21 °C (-10,63 °C, -1,85 – аномальная); 2021-2022 гг. – 34,00 °C (-9,84 °C, -1,71 – аномальная); 2024-2025 гг. – 35,91 °C (-7,93 °C, -1,38 – сильная).

Количество экстремальных лет: 21 сезон из 58 (36% всего ряда).

Распределение по периодам:

- 1967-1988 гг.: 12 экстремальных лет. Из них 8 лет с положительными аномалиями и 4 года с отрицательными аномалиями. В этот период преобладают суровые зимы, но уже появляются отдельные мягкие зимы.
- 1989-2025 гг.: 9 экстремальных лет. Из них 5 лет с отрицательными аномалиями и 4 года с положительными аномалиями. Соотношение сбалансированное.

На Рисунке 9 построен график сумм нормированных аномалий.

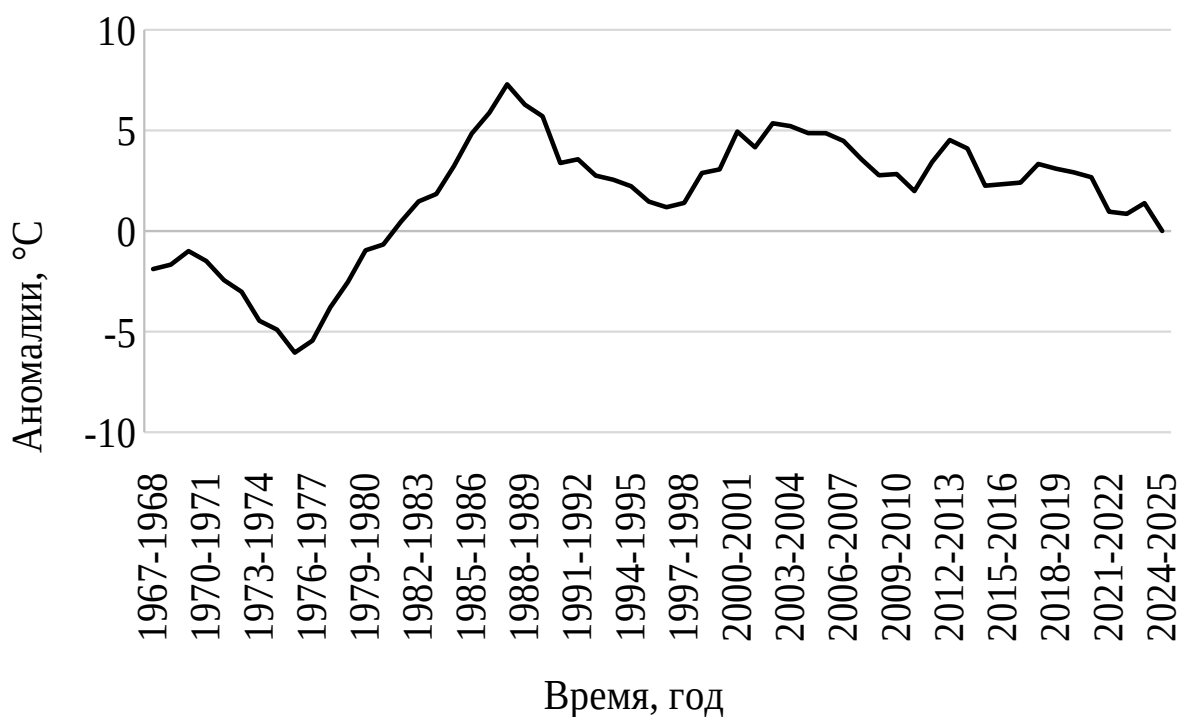


Рисунок 9 – График сумм нормированных аномалий суммы морозодней средней части Татарского

Значение кумулятивной суммы поднималось и достигло максимального значения 7,29, зафиксированного в 1988 году (наименьшая значение среди всех регионов). Это указывает на то, что данный регион находится в зоне смешения воздушных масс, что сглаживает экстремальные проявления. После 1988 года начинается устойчивое снижение кумулятивной суммы. С 1988 по 1991 гг. кумулятивная сумма аномалий упала с 7,29 до 3,38, после чего мягкие зимы стали преобладать над суровыми.

Период с 1992 по 2000 гг. кумулятивная сумма колеблется в диапазоне 2,5-4,5, что указывает на неустойчивый режим с чередованием лет с суровыми и мягкими зимами. Этот период характеризуется климатической нестабильностью после резкого сдвига.

Второй подъём (2000-2003 гг.) кумулятивная сумма возрастает с 2,7 до 5,4, что соответствует периоду повышенной суровости зим. Однако этот подъём был менее продолжительным, чем в северной части, и к 2003 году кумулятивная сумма снова начала снижаться.

Период 2003-2025 гг. характеризуется устойчивым снижением кумулятивной суммы с 5,4 до значений, близких к нулю в 2025 году. Это говорит о преобладании мягких зим. К 2025 году кумулятивная сумма возвращается к значениям, близким к начальным (1967 г.), что указывает на полную компенсацию накопленных положительных аномалий.

Южная часть Татарского пролива.

Ряд суммы морозодней для южной части Татарского пролива за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг. имеет следующие статистические характеристики (Рисунок 10):

- Среднее многолетнее значение: 27,78°C;
- Стандартное отклонение: 4,89°C;
- Абсолютный минимум: 21,28°C (сезон 1990-1991 гг.);
- Абсолютный максимум: 39,01°C (сезон 1977-1978 гг.).

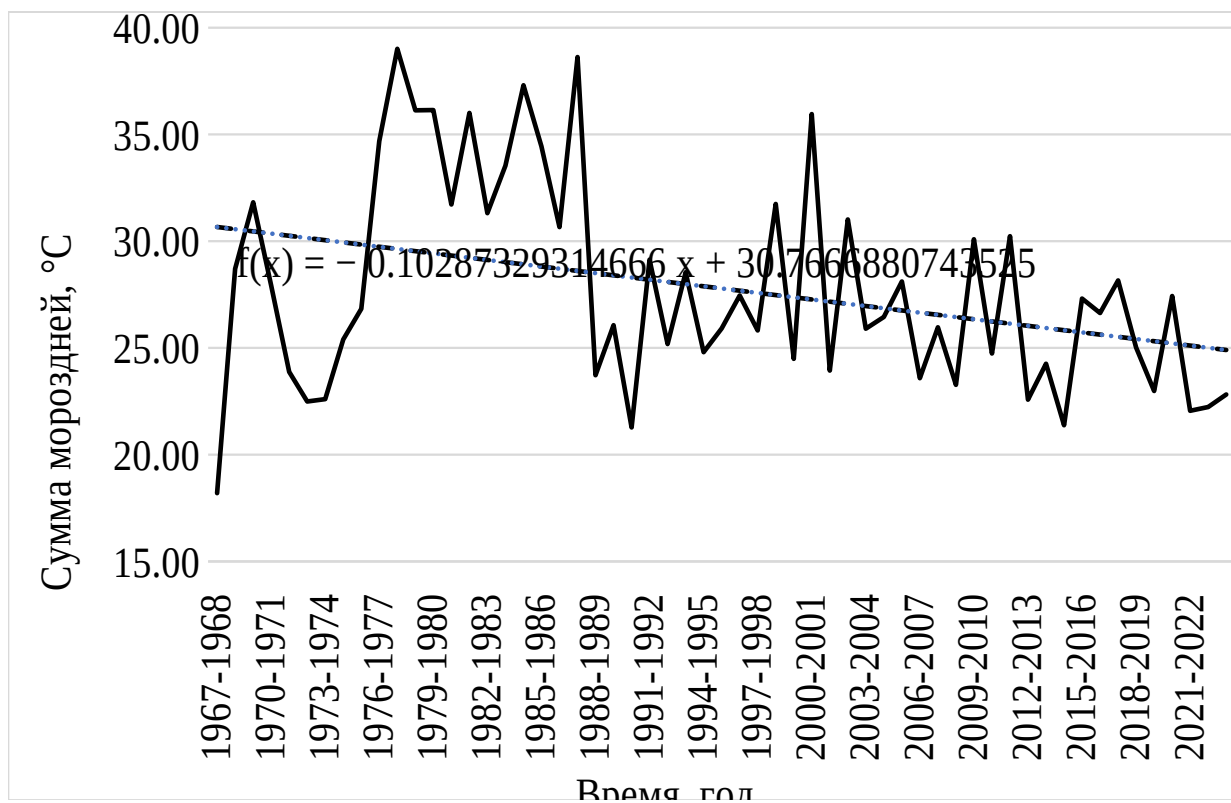


Рисунок 10 – Временная изменчивость суммы морозодней южной части Татарского пролива Японского моря за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг.

Линейный тренд, построенный методом наименьших квадратов с помощью модуля Анализ данных в программном комплексе Excel, описывается уравнением:

Сумма морозодней = $-0,1 \cdot t + 30,77$, где t – порядковый номер года ($t=1$ соответствует 1967 г.). Таким образом, сумма морозодней сокращалась на $0,1^{\circ}\text{C}$ в год.

Средняя сумма морозодней за 1967-1988 гг. составляла $43,11^{\circ}\text{C}$, а за 1989-2025 гг. – $35,88^{\circ}\text{C}$.

Анализ аномалий суммы морозодней южной части Татарского пролива. На основе среднего многолетнего значения $\mu=27,78^{\circ}\text{C}$ и стандартного отклонения $\sigma=4,89^{\circ}\text{C}$ для каждой годовой отметки рассчитана нормированная аномалия. Классификация силы аномалий выполнена по шкале, приведённой в Таблице 5.

К числу экстремальных сезонов (с сильной или аномальной величиной нормированной аномалии) относятся: 1967-1968 гг. – сумма морозодней $18,2^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-9,58^{\circ}\text{C}$, нормированная $-1,96$ – аномальная); 1972-1973 гг. – $29,22^{\circ}\text{C}$ ($-5,29^{\circ}\text{C}$, $-1,08$ – сильная); 1973-1974 гг. – $29,00^{\circ}\text{C}$ ($-5,18^{\circ}\text{C}$, $-1,06$ – сильная); 1976-1977 гг. – $41,04^{\circ}\text{C}$ ($+6,90^{\circ}\text{C}$, $+1,41$ – сильная); 1977-1978 гг. – $48,22^{\circ}\text{C}$ ($+11,23^{\circ}\text{C}$, $+2,30$ – аномальная); 1978-1979 гг. – $44,24^{\circ}\text{C}$ ($+8,35^{\circ}\text{C}$, $+1,71$ – аномальная); 1979-1980 гг. – $44,43^{\circ}\text{C}$ ($+8,36^{\circ}\text{C}$, $+1,71$ – аномальная); 1981-1982 гг. – $43,22^{\circ}\text{C}$ ($+8,22^{\circ}\text{C}$, $+1,68$ – аномальная); 1983-1984 гг. – $41,33^{\circ}\text{C}$ ($+5,75^{\circ}\text{C}$, $+1,18$ – сильная); 1984-1985 гг. – $45,61^{\circ}\text{C}$ ($+9,52^{\circ}\text{C}$, $+1,95$ – аномальная); 1985-1986 гг. – $42,96^{\circ}\text{C}$ ($+6,66^{\circ}\text{C}$, $+1,36$ – сильная); 1987-1988 гг. – $47,07^{\circ}\text{C}$ ($+10,84^{\circ}\text{C}$, $+2,22$ – аномальная); 1990-1991 гг. – $18,20^{\circ}\text{C}$ ($-20,83^{\circ}\text{C}$, $-3,31$ – аномальная); 1992-1993 гг. – $24,78^{\circ}\text{C}$ ($-13,32^{\circ}\text{C}$, $-2,72$ – аномальная); 1998-1999 гг. – $31,74^{\circ}\text{C}$ ($-7,29^{\circ}\text{C}$, $-1,16$ – сильная); 2010-2011 гг. – $24,74^{\circ}\text{C}$ ($-14,29^{\circ}\text{C}$, $-2,27$ – аномальная); 2012-2013 гг. – $28,85^{\circ}\text{C}$ ($-9,11^{\circ}\text{C}$, $-1,07$ – сильная); 2014-2015 гг. – $21,38^{\circ}\text{C}$ ($-17,65^{\circ}\text{C}$, $-2,80$ – аномальная); 2021-2022 гг. – $22,06^{\circ}\text{C}$ ($-16,97^{\circ}\text{C}$, $-2,69$ – аномальная); 2022-2023 гг. – $22,78^{\circ}\text{C}$

°C (-16,22 °C, -2,11 – аномальная); 2023-2024 гг. – 23,33 °C (-15,67 °C, -1,91 – аномальная); 2024-2025 гг. – 25,24 °C (-13,79 °C, -2,19 – аномальная).

Количество экстремальных лет: 22 сезона из 58 (38% всего ряда).

Распределение по периодам:

- 1967–1988 гг.: 12 экстремальных лет. Из них 11 лет с положительными аномалиями и 1 год с отрицательной аномалией (1967–1968).

В этот период доминируют суровые зимы.

- 1989–2025 гг.: 10 экстремальных лет. Все 10 лет с отрицательными аномалиями. Доминируют теплые зимы. На Рисунке 11 построен график сумм нормированных аномалий.



Рисунок 11 – График сумм нормированных аномалий суммы морозодней южной части Татарского пролива за период 1967–2025 гг.

Значение кумулятивной суммы поднималось и достигло максимального значения 13,08, зафиксированного в 1988 году. Это соответствует периоду, когда сумма морозодней была устойчиво выше среднего. После 1988 года начинается устойчивое снижение кумулятивной

суммы. С 1988 по 1991 гг. кумулятивная сумма аномалий упала с 13,08 до 10,57, после чего мягкие зимы стали преобладать над суровыми.

Период с 1992 по 2000 гг. кумулятивная сумма колеблется в диапазоне 9,5-11,5, что указывает на неустойчивый режим с чередованием лет с суровыми и мягкими зимами. Этот период характеризуется климатической нестабильностью после резкого сдвига.

Период 2003–2025 гг. характеризуется устойчивым снижением кумулятивной суммы с 11,5. Это говорит о преобладании мягких зим. Наиболее заметное падение кумулятивной суммы наблюдалось в 2010–2015 гг. К 2025 году кумулятивная сумма возвращается к значениям, близким к начальным (1967 г.), что указывает на полную компенсацию накопленных положительных аномалий периода 1976–1988 гг.

Береговые станции (центральное побережье Приморского края).

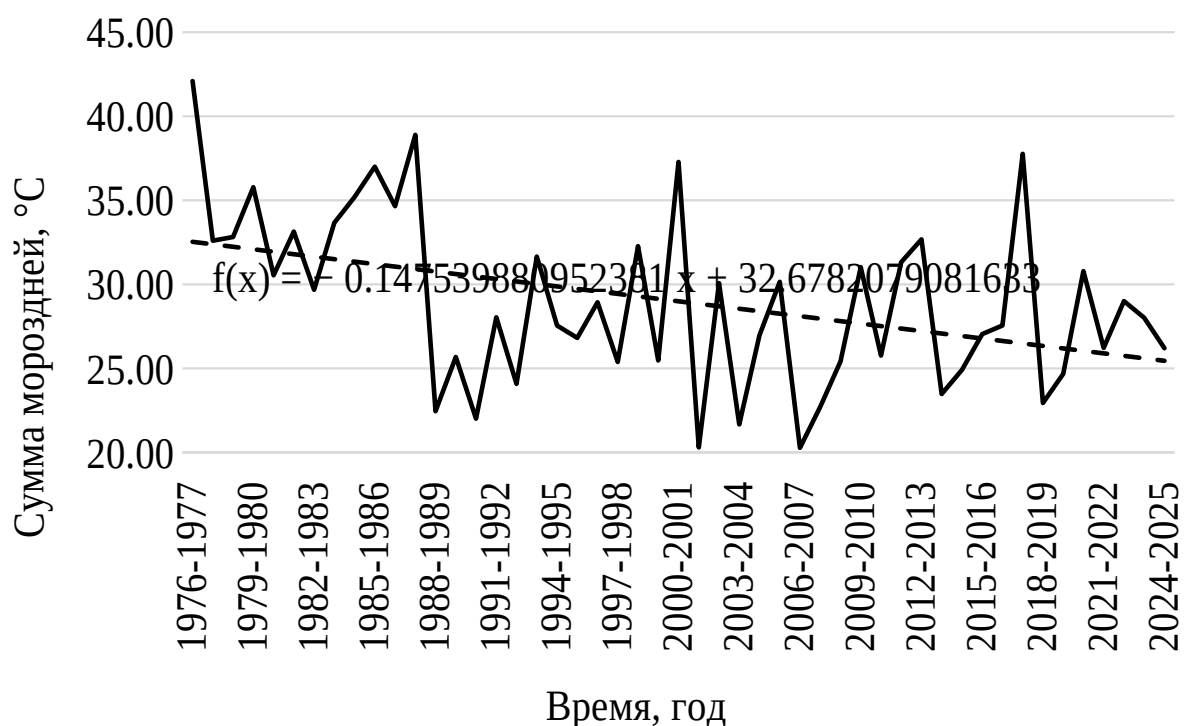
Ряд суммы морозодней для береговых станций центрального побережья Приморского края (Таблица 6) за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг. имеет следующие статистические характеристики (Рисунок 12):

- Среднее многолетнее значение: 28,99°C;
- Стандартное отклонение: 5,09°C;
- Абсолютный минимум: 20,28°C (сезон 2006-2007 гг.);
- Абсолютный максимум: 42,09°C (сезон 1976-1977 гг.).

Рисунок 12 – Временная изменчивость суммы морозодней береговых станций центрального побережья Приморского края за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг.

Линейный тренд, построенный методом наименьших квадратов с помощью модуля Анализ данных в программном комплексе Excel, описывается уравнением:

Сумма морозодней = $-0,15 \cdot t + 32,68$, где t – порядковый номер года ($t=1$ соответствует сезону 1976-1977 г.). Таким образом, сумма морозодней сокращалась на 0,15°C в год.



Средняя сумма морозодней за 1967–1988 гг. составляла 34,28°C, а за 1989–2025 гг. – 27,46°C.

Анализ аномалий суммы морозодней береговых станций. На основе среднего многолетнего значения $\mu=28,99^{\circ}\text{C}$ и стандартного отклонения $\sigma=5,09^{\circ}\text{C}$ для каждой годовой отметки рассчитана нормированная аномалия. Классификация силы аномалий выполнена по шкале, приведённой в Таблице 6.

К числу экстремальных сезонов (с сильной или аномальной величиной нормированной аномалии) относятся: 1976-1977 гг. – сумма морозодней 42,09 °C (аномалия +13,10 °C, нормированная +2,57 – аномальная); 1979-1980 гг. – 35,78 °C (+6,79 °C, +1,33 – сильная); 1984-1985 гг. – 35,19 °C (+6,20 °C, +1,22 – сильная); 1985-1986 гг. – 37,00 °C (+8,01 °C, +1,57 – аномальная); 1986-1987 гг. – 34,65 °C (+5,66 °C, +1,11 – сильная); 1987-1988 гг. – 38,89 °C (+9,90 °C, +1,95 – аномальная); 1988-1989 гг. – 22,45 °C (-6,54 °C, -1,29 – сильная); 1990-1991 гг. – 22,01 °C (-6,98 °C, -1,37 – сильная); 2001-2002 гг. – 20,30 °C (-8,69 °C, -1,71 – аномальная); 2003-2004 гг. – 21,67 °C (-7,32 °C, -1,44 – сильная); 2006-2007 гг. – 20,28 °C (-8,71 °C, -1,71 – аномальная); 2007-2008 гг. – 22,71 °C

(-6,28 °C, -1,23 – сильная); 2013-2014 гг. – 23,48 °C (-5,51 °C, -1,08 – сильная); 2017-2018 гг. – 37,76 °C (+8,77 °C, +1,72 – аномальная); 2018-2019 гг. – 22,94 °C (-6,05 °C, -1,19 – сильная).

Количество экстремальных лет: 15 сезонов из 58 (29% всего ряда).

Распределение по периодам:

- 1967–1988 гг.: 6 экстремальных лет. Из них 6 лет с положительными аномалиями и 0 лет с отрицательными. В этот период доминируют суровые зимы.

- 1989–2025 гг.: 11 экстремальных лет. Из них 9 лет с отрицательными аномалиями и 2 года с положительными аномалиями (2012-2013, 2017-2018).

На Рисунке 13 построен график сумм нормированных аномалий.



Рисунок 13 – График сумм нормированных аномалий суммы морозодней береговых станций центрального побережья Приморского края за период 1976–2025 гг.

Значение кумулятивной суммы поднималось и достигло максимального значения 13,39, зафиксированного в 1988 году. После 1988 года начинается устойчивое снижение кумулятивной суммы. С 1988 по 1991 гг. кумулятивная сумма аномалий упала с 13,39 до 10,09, после чего мягкие зимы стали преобладать над суровыми.

Период 1988–2025 гг. характеризуется устойчивым снижением кумулятивной суммы с 13,39 до значений, близких к нулю (в 2025 году). Это говорит о преобладании мягких зим. К 2025 году кумулятивная сумма возвращается к значениям, близким к начальным (1976 г.), что указывает на полную компенсацию накопленных положительных аномалий периода 1976–1988 гг.

Станции от Находки и южнее (залив Петра Великого и побережье).

Ряд суммы морозодней для станций залива Петра Великого за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг. имеет следующие статистические характеристики:

- Среднее многолетнее значение: 26,20°C;
- Стандартное отклонение: 5,79°C;
- Абсолютный минимум: 15,23°C (сезон 1988-1989 гг.);
- Абсолютный максимум: 42,18°C (сезон 1976-1977 гг.).

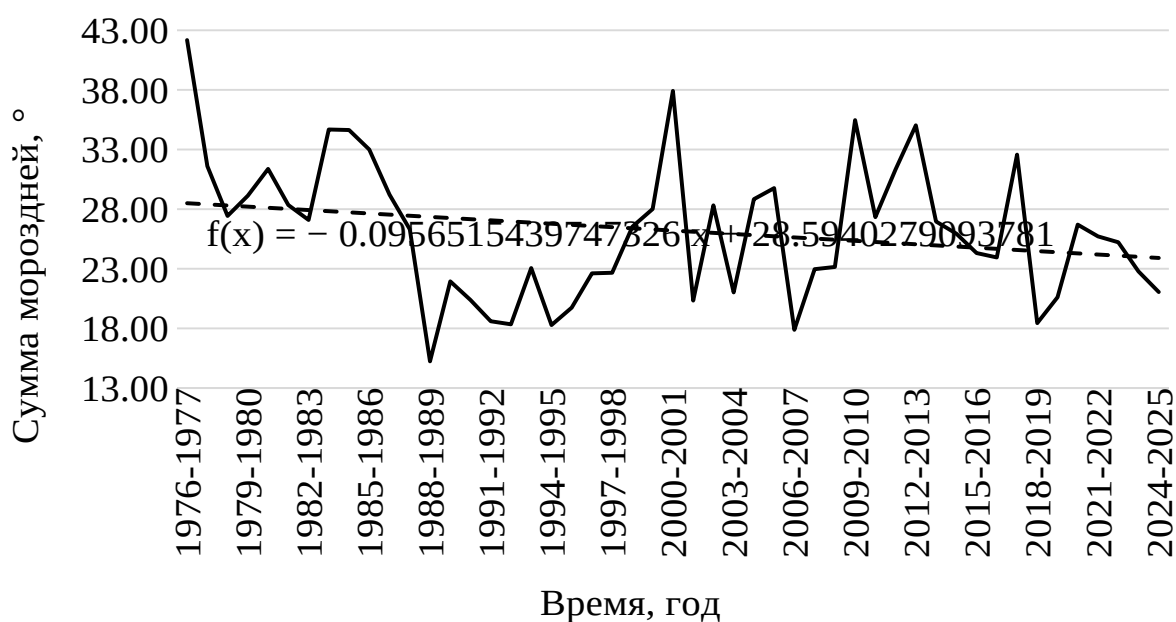


Рисунок 14 – Временная изменчивость суммы морозодней береговых станций от Находки и южнее (залив Петра Великого и побережье) за период с сезона 1967-1968 по сезон 2024-2025 гг.

Линейный тренд, построенный методом наименьших квадратов с помощью модуля Анализ данных в программном комплексе Excel, описывается уравнением:

$$\text{Сумма морозодней} = -0,1 \cdot t + 28,59$$

где t – порядковый номер года ($t=1$ соответствует сезону 1976-1977 г.). Таким образом, сумма морозодней в заливе Петра Великого сокращалась на $0,1^{\circ}\text{C}$ в год.

Средняя сумма морозодней за 1967–1988 гг. составляла $31,95^{\circ}\text{C}$, а за 1989–2025 гг. – $24,94^{\circ}\text{C}$.

Анализ аномалий суммы морозодней станций от Находки и южнее (залив Петра Великого и побережье). На основе среднего многолетнего значения $\mu=26,20^{\circ}\text{C}$ и стандартного отклонения $\sigma=5,79^{\circ}\text{C}$ для каждой годовой отметки рассчитана нормированная аномалия. Классификация силы аномалий выполнена по шкале, приведённой в Таблице 5.

К числу экстремальных сезонов (с сильной или аномальной величиной нормированной аномалии) относятся: 1976-1977 гг. – сумма морозодней $42,18^{\circ}\text{C}$ (аномалия $+9,06^{\circ}\text{C}$, нормированная $+1,41$ – сильная); 1988-1989 гг. – $15,23^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-17,89^{\circ}\text{C}$, $-2,78$ – аномальная); 1990-1991 гг. – $20,38^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-12,74^{\circ}\text{C}$, $-1,98$ – аномальная); 1991-1992 гг. – $18,60^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-14,52^{\circ}\text{C}$, $-2,26$ – аномальная); 1992-1993 гг. – $18,34^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-14,78^{\circ}\text{C}$, $-2,30$ – аномальная); 1994-1995 гг. – $18,28^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-14,84^{\circ}\text{C}$, $-2,31$ – аномальная); 1995-1996 гг. – $19,74^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-13,38^{\circ}\text{C}$, $-2,08$ – аномальная); 2001-2002 гг. – $20,33^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-12,79^{\circ}\text{C}$, $-1,99$ – аномальная); 2006-2007 гг. – $17,88^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-15,24^{\circ}\text{C}$, $-2,37$ – аномальная); 2018-2019 гг. – $18,44^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-14,68^{\circ}\text{C}$, $-2,28$ – аномальная); 2024-2025 гг. – $21,05^{\circ}\text{C}$ (аномалия $-12,07^{\circ}\text{C}$, $-1,88$ – аномальная).

Количество экстремальных лет: 11 сезонов из 58 (19% всего ряда).

Распределение по периодам:

- 1967-1988 гг.: 1 экстремальный год с положительной аномалией (1976-1977). В этот период суровые зимы практически отсутствовали.
- 1989-2025 гг.: 10 экстремальных лет. Все 10 лет с отрицательными аномалиями.

На Рисунке 15 построен график сумм нормированных аномалий.



Рисунок 15 – График сумм нормированных аномалий суммы морозодней залива Петра Великого за период 1967-2025 гг.

Значение кумулятивной суммы поднималось и достигло максимального значения 10,45, зафиксированного в 1987-1988 году. После 1988 года начинается устойчивое снижение кумулятивной суммы.

Период с 1992 по 2000 гг. кумулятивная сумма колеблется в диапазоне 2,5-5,5, что указывает на неустойчивый режим с чередованием лет с суровыми и мягкими зимами.

Второй подъём (2000-2003 гг.) кумулятивная сумма возрастает с 2,28 до 3,60, что соответствует периоду повышенной суровости зим. Однако этот подъём был значительно менее продолжительным, чем в других регионах.

Период 2003-2025 гг. характеризуется устойчивым снижением кумулятивной суммы с 3,60. Доля мягких зим после 1988 года составляет 78%.

Ниже представлены статистические характеристики суммы морозодней по районам (Таблица 6).

Таблица 6 – Сводная таблица статистических характеристик суммы морозодней по районам

Район	Среднее значение, °С	Минимум (сезон)	Максимум (сезон)
Северная часть Татарского пролива	55,27	38,3 (2014–2015)	69,04 (1987–1988)
Средняя часть Татарского пролива	43,84	30,52 (1990–1991)	54,63 (2000–2001)
Южная часть Татарского пролива	27,78	21,28 (1990–1991)	39,01 (1977–1978)
Береговые станции (центральное Приморье)	28,99	20,28 (2006–2007)	42,09 (1976–1977)
Залив Петра Великого (от Находки и южнее)	26,20	15,23 (1988–1989)	42,18 (1976–1977)

Индексы и давление. Для анализа использованы значения индекса WP, ALBSA и значения приземного давления за декабрь каждого года. В таблице 7 представлены статистические характеристики индексов атмосферной циркуляции и атмосферного давления.

Таблица 7 – Статистические характеристики индексов атмосферной циркуляции и атмосферного давления (декабрь)

Ряд данных	Среднее	Минимум	Максимум
WP	–0,017	–1,64	1,87
ALBSA	–0,057	–1,78	2,41
Северная часть Татарского пролива	1013,8	1003,5	1022,6
Средняя часть Татарского пролива	1015,2	1005,8	1023,4
Южная часть Татарского пролива	1014,1	1004,6	1024,5
Центральное побережье Приморья	1016,3	1006,1	1025,8
Станции от Находки и южнее	1019,2	1009,4	1028,5

Индексы WP и ALBSA: стандартное отклонение ALBSA (1,05) выше, чем у WP (0,97), что указывает на более высокую межгодовую изменчивость индекса. Временная изменчивость показана на Рисунке 16.

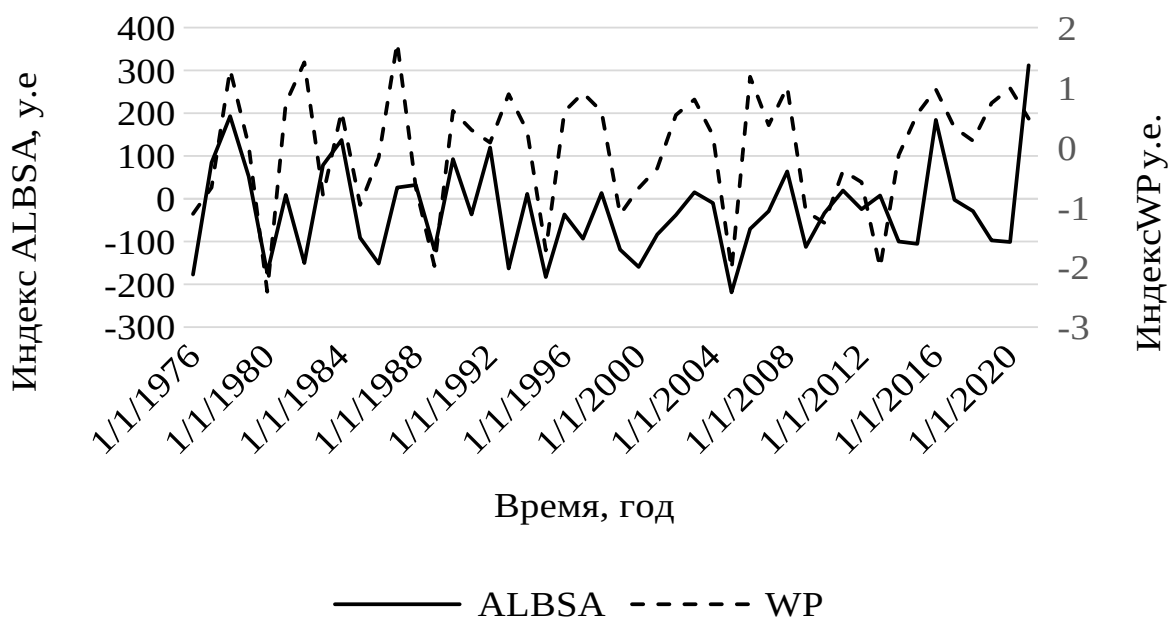


Рисунок 16 – Временная изменчивость индексов WP и ALBSA за период 1976-2022 г

Атмосферное давление: наиболее высокое среднее давление наблюдается в заливе Петра Великого (1019,2 гПа), что связано с влиянием Сибирского антициклона. Наименьшее среднее давление — в северной части Татарского пролива (1013,8 гПа), где более отчётливо сказывается влияние Алеутской депрессии.

Амплитуда давления: наибольшая амплитуда колебаний давления зафиксирована в южной части Татарского пролива (19,9 гПа), наименьшая — в средней части (17,6 гПа). Это указывает на то, что южная часть пролива наиболее чувствительна к межгодовым изменениям барического поля.

Градиент давления: разница между средним давлением в заливе Петра Великого и северной частью Татарского пролива составляет 5,4 гПа, что указывает широтный градиент давления в регионе.

Ниже указана временная изменчивость давления.

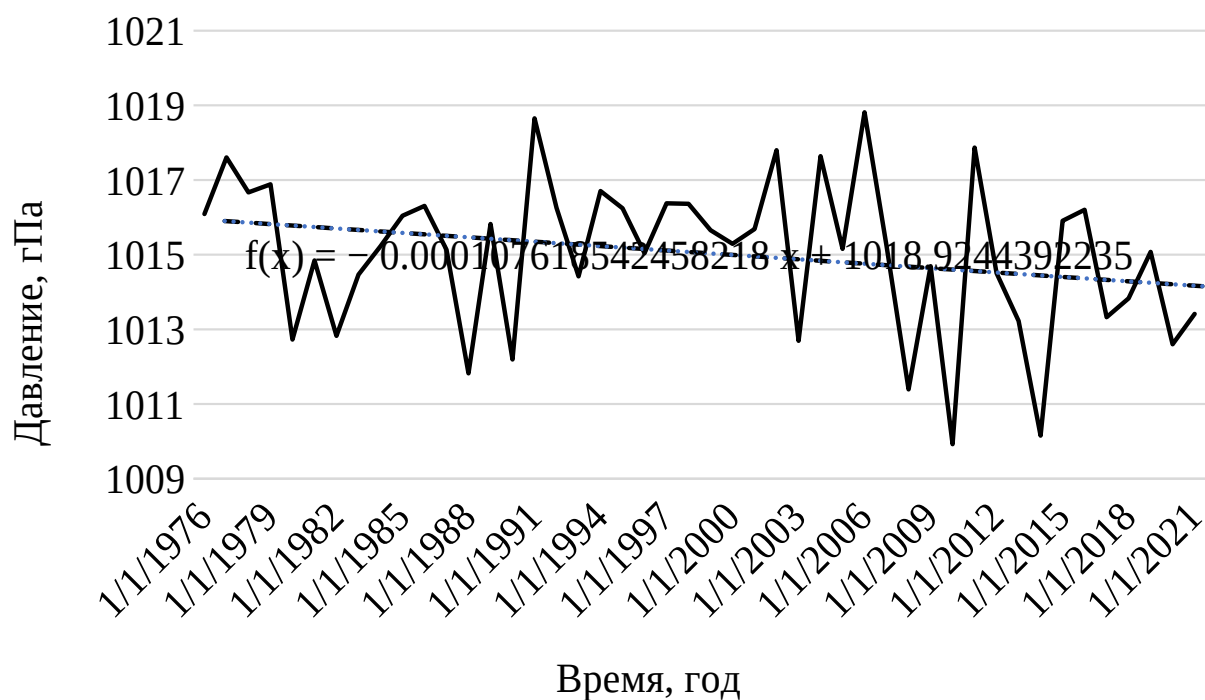


Рисунок 16 – Временная изменчивость давления Северной части Татарского пролива за период 1976-2022 г

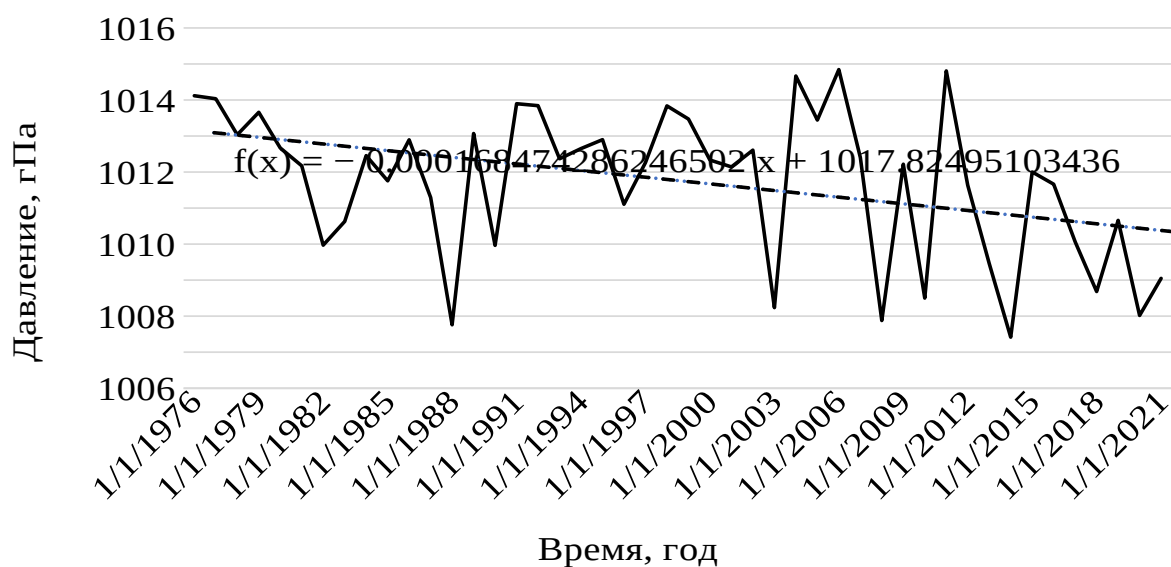


Рисунок 17 – Временная изменчивость давления средней части Татарского пролива за период 1976-2022 г

Рисунок 18 – Временная изменчивость давления южной части Татарского пролива за период 1976-2022

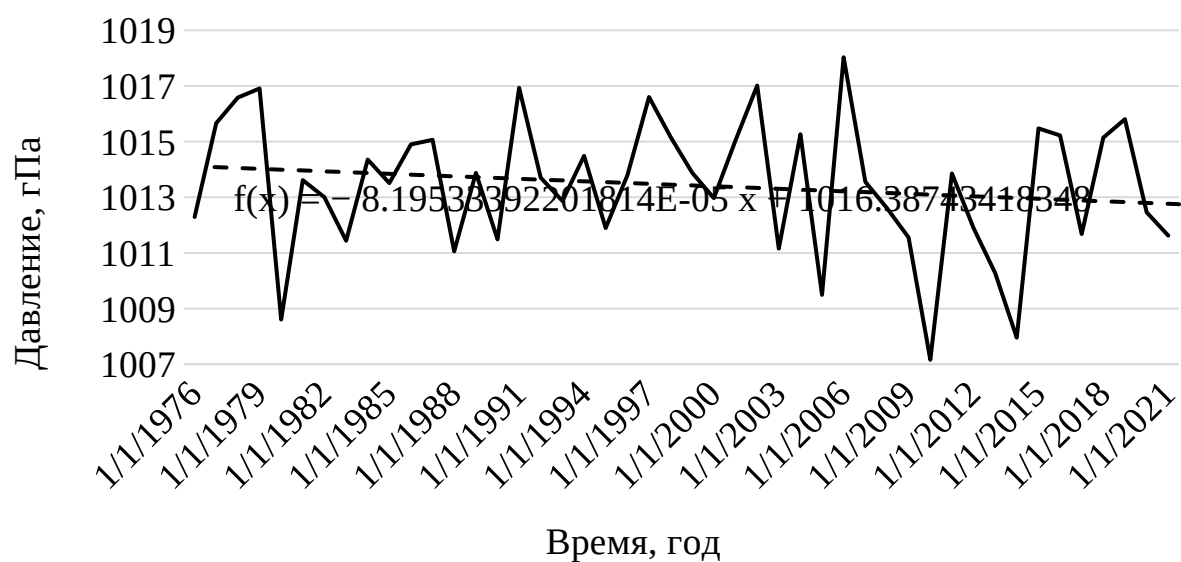


Рисунок 19 – Временная изменчивость давления центрального побережья Приморья за период 1976-2022 г.



Рисунок 20 – Временная изменчивость давления на станциях Находки и южнее за период 1976-2022 г.

Глава 4. Связь ледовитости с атмосферными процессами и выход на безледный режим

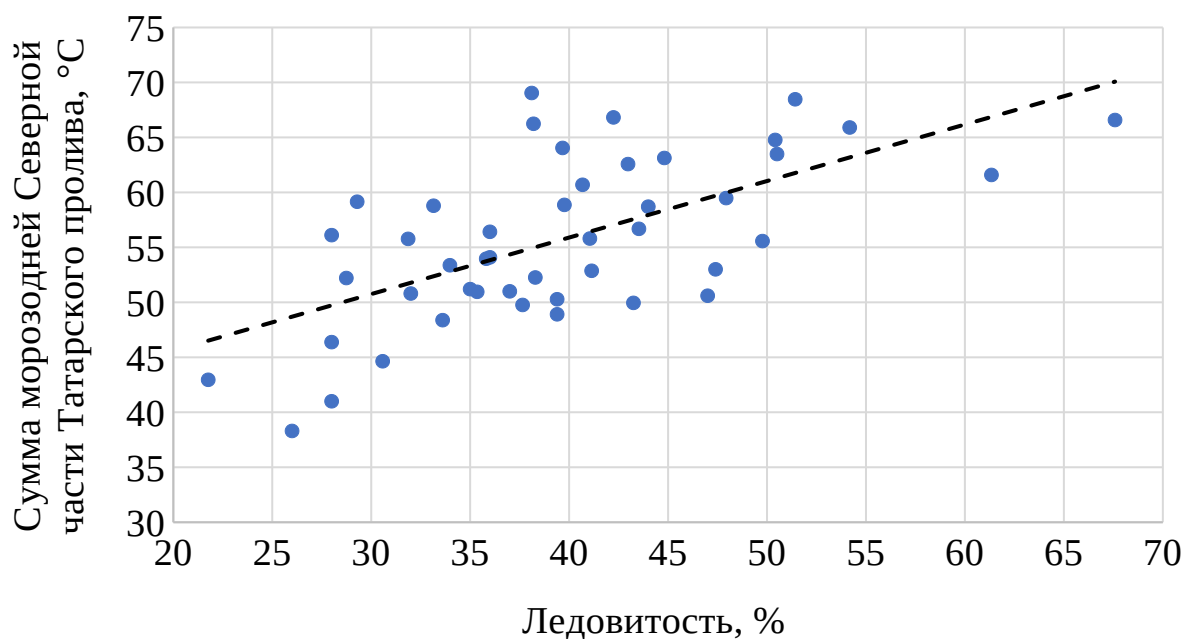
Корреляционный анализ связи ледовитости с индексами циркуляции и давлением. Для выявления крупномасштабных атмосферных влияний на ледовитость Японского моря был выполнен корреляционный анализ. В качестве зависимой переменной выступала ледовитость в феврале, в качестве предикторов — индексы WP и ALBSA (декабрь), а также атмосферное давление в пяти регионах Татарского пролива (декабрь).

Корреляционный анализ начат с корреляции между ледовитостью северной части Татарского пролива в феврале и суммой морозодней.

Для корреляционного анализа использовался ряд данных за период с 1976 по 2021 год. Ряд сформирован из 46 наблюдений.

На Рисунке 20 из ряда данных Суммы морозодней северной части Татарского пролива и ледовитости сформирован эллипс рассеивания. Степень зависимости (коэффициент корреляции) $R=0,63$. Связь стохастическая, линейная, прямая ($0<0,63<1$). При возрастании суммы морозодней возрастает Ледовитость.

Рисунок 21 – Эллипс рассеивания



Уравнение регрессии:

$$\text{Ледовитость} = -3.85 + 0,78 \times \text{Сумма морозодней}$$

Коэффициент регрессии $a = 0,78$ статистически значим ($t = 5,43$; $t_{кр} = 2,01$; $p < 0,001$), что подтверждает наличие устойчивой связи между суммой морозодней и ледовитостью.

Коэффициент детерминации $R^2 = 0,401$ описывает 40,1% дисперсии исходного ряда, это говорит о том, что данных о сумме морозодней недостаточно для полного описания изменчивости ледовитости. Оставшиеся 59,9% дисперсии обусловлены другими факторами, не включенными в модель.

Проверка адекватности по критерию Фишера при уровне значимости 5% показала, что модель статистически значима ($F^* = 29,47$; $F_{кр} = 4,06$). Значение F-статистики превышает критическое, то есть связь не случайная.

Стандартная ошибка модели $\sigma_{\varepsilon} = 7,16\%$, что меньше стандартного отклонения ледовитости σ_y , где $\sigma_y = 8,65\%$. Это свидетельствует о том, что точность модели является приемлемой.

Таким образом, полученная модель линейной регрессии имеет удовлетворительное качество. Статистическая значимость коэффициента

регрессии и модели в целом подтверждает наличие устойчивой связи между суммой морозодней и ледовитостью в феврале. Однако умеренное значение коэффициента детерминации ($R^2 = 0,401$) указывает на то, что сумма морозодней не является доминирующим фактором, определяющим ледовитость.

Так же был сделан корреляционный анализ ледовитости с климатическими индексами и давлением. Сводная таблица коэффициентов корреляции представлена в Таблице 8.

Таблица 8 – Коэффициенты корреляции ледовитости (февраль) с суммой морозодней по районам

	Ледовитость, %	WP	ALBS A	Давление Северная часть Татарского пролива	Давление средняя часть Татарского о пролива	Давление южная часть Татарского пролива	Береговы е	Владивосто к	Сумма морозодней север Татарского	Сумма морозодне й средняя часть Татарского	Сумма морозодне й юг Татарского	Сумма морозодней берег до Владивостока	Сумма морозодней Владивостока и южнее
Ледовитость, %	1.00												
WP	0.15	1.0 0											
ALBSA	-0.04	0.3 9	1.00										
Давление Северная часть Татарского пролива	0.37	-0.1 4	-0.16	1.00									
Давление средняя часть Татарского пролива	0.36	0.0 9	0.00	0.88	1.00								
Давление южная часть Татарского пролива	0.42	0.5 3	0.17	0.54	0.80	1.00							
Береговые	0.40	0.4 7	0.15	0.57	0.84	0.99	1.00						
Владивосток	0.32	0.3 9	0.09	0.55	0.82	0.90	0.95	1.00					
Сумма морозодней север Татарского	0.63	0.0 8	-0.11	0.52	0.46	0.37	0.39	0.34	1.00				
Сумма морозодней средняя часть Татарского	0.57	0.0 7	-0.07	0.45	0.47	0.40	0.44	0.38	0.88	1.00			
Сумма морозодней юг Татарского	0.59	0.0 4	0.02	0.41	0.36	0.27	0.28	0.22	0.85	0.83	1.00		
Сумма морозодней берег до Владивостока	0.41	-0.0 3	-0.09	0.29	0.20	0.05	0.10	0.08	0.73	0.76	0.80	1.00	
Сумма морозодней Владивосток и южнее	0.29	-0.3 1	-0.13	0.22	0.03	-0.22	-0.16	-0.19	0.51	0.60	0.59	0.78	1.00

Наиболее тесная связь суммы морозодней с ледовитостью наблюдается в северной части Татарского пролива ($R = 0,63$). Это объясняется тем, что данный регион является основным районом льдообразования Японского моря, и суровость зимы здесь наиболее прямо определяет ледовитость. Сумма морозодней объясняет 40% дисперсии ледовитости.

Связь ослабевает с севера на юг, если в северной части Татарского пролива коэффициент корреляции составляет 0,63, то в заливе Петра Великого он снижается до 0,29. В заливе Петра Великого сумма морозодней объясняет лишь 8% дисперсии ледовитости.

Средняя и южная части Татарского пролива занимают промежуточное положение ($R = 0,57$ и $0,59$ соответственно). Несколько более высокий коэффициент в южной части может объясняться тем, что в южной части пролива ледовые условия менее стабильны, и температурные колебания вызывают более резкие изменения ледовитости. Коэффициент детерминации здесь составляет 35% и 32% соответственно.

Береговые станции центрального Приморья показывают умеренную связь ($R = 0,41$). Это связано с тем, что прибрежные станции расположены в зоне, где на ледовитость влияют не только температура, но и ветровой режим, а также морские течения. Сумма морозодней объясняет здесь лишь 17% дисперсии ледовитости.

Все коэффициенты статистически значимы, что подтверждает наличие устойчивой связи между суммой морозодней и ледовитостью во всех районах российского побережья Японского моря. Однако умеренные и низкие значения R^2 указывают на то, что сумма морозодней не является доминирующим фактором, определяющим ледовитость, особенно в южных районах.

Закономерность ослабления связи с севера на юг подтверждает, что в северных районах, где ледовые условия наиболее суровы, температурный

фактор играет ведущую роль. В южных районах на первый план выходят динамические факторы: интенсивность и направление ветра, морские течения, а также крупномасштабные атмосферные процессы (индексы циркуляции).

Давление во всех пяти районах демонстрирует положительную корреляцию с ледовитостью, причём наиболее высокие значения получены для южной части Татарского пролива ($R=0,42$) и береговых станций ($R=0,40$). Это означает, что повышение давления, связанное с усилением Сибирского антициклона, способствует более суровым ледовым условиям. Связь ослабевает к северу ($R=0,37$) и к югу, в заливе Петра Великого ($R=0,32$). Выявленный градиент подтверждает, что барическое поле оказывает наибольшее влияние на ледовитость в средней части Татарского пролива.

Анализ влияния атмосферного давления на сумму морозодней

На основе корреляционной матрицы был проведён анализ связей между атмосферным давлением в различных частях Татарского пролива и суммами морозодней в соответствующих районах. Эти связи важны для понимания механизмов формирования суровости зимнего сезона: атмосферное давление отражает интенсивность Сибирского антициклона, который определяет вынос холодного воздуха, а сумма морозодней является интегральной характеристикой этого выноса [12].

Давление в различных частях российского побережья Японского моря демонстрирует преимущественно положительную корреляцию с суммой морозодней, причём теснота связи закономерно убывает с севера на юг.

Для северной части Татарского пролива наиболее тесная связь зафиксирована с давлением в этом же районе ($R=0,52$), а также с давлением в средней части ($R=0,46$). Это означает, что усиление Сибирского антициклона (рост давления) в северной зоне напрямую ведёт к увеличению суммы отрицательных температур за зимний сезон. Связь с давлением в южной части и на береговых станциях слабее ($R=0,37$ и $0,39$).

Для средней части Татарского пролива наиболее значимые корреляции отмечаются с давлением в средней части ($R=0,47$) и в северной ($R=0,45$). Связь с давлением южной части ниже ($R=0,40$), но остаётся заметной.

Для южной части Татарского пролива корреляции с давлением во всех районах ослабевают: максимальное значение достигается с давлением в северной части ($R=0,41$), далее с давлением в средней ($R=0,36$), и минимальное с давлением в южной части ($R=0,27$). Это указывает на то, что в южных районах барическое поле оказывает меньшее влияние на температурный режим.

Для береговых станций центрального Приморья связи с давлением ещё слабее: наибольшая – с давлением северной части ($R=0,29$), остальные коэффициенты не превышают 0,20.

Для залива Петра Великого (станции от Находки и южнее) корреляции становятся нестабильными: с давлением северной части $R=0,22$, с давлением средней части $R=0,03$, а с давлением южной части и Владивостоком отрицательные значения ($-0,22$ и $-0,19$ соответственно). Это свидетельствует о том, что в самом южном районе рост давления уже не ассоциируется с увеличением суровости зимы.

Таким образом, давление в северных и центральных районах Татарского пролива является наиболее информативным предиктором суммы морозодней для всей северной половины акватории.

Индексы WP (West Pacific) и ALBSA (Aleutian Low – Beaufort Sea Anticyclone), отражающие крупномасштабные процессы в северной части Тихого океана и Арктике, демонстрируют очень слабое или статистически незначимое влияние на сумму морозодней в большинстве районов.

WP имеет близкие к нулю корреляции для северной, средней и южной частей Татарского пролива ($R=0,08; 0,07; 0,04$) и для береговых станций ($R=-0,03$). Исключение составляет залив Петра Великого, где коэффициент составляет $R=-0,31$, что указывает на умеренную отрицательную связь: положительная фаза WP (усиление меридионального переноса тепла)

сопровождается уменьшением суммы морозодней, то есть более мягкой зимой в самом южном районе.

ALBSA практически не коррелирует с суммой морозодней во всех районах: коэффициенты варьируют от -0,13 до 0,02, что говорит об отсутствии прямой линейной зависимости.

Следовательно, региональные барические аномалии (локальное давление) оказывают на формирование зимнего температурного режима гораздо большее воздействие, чем глобальные индексы циркуляции. Исключение – южная часть, где WP может служить индикатором межгодовой изменчивости.

Выход на безледный режим.

На основе результатов гармонического анализа (Таблица 9) был выполнен расчёт возможного года выхода на безледный режим с учётом циклических колебаний ледовитости. В отличие от линейной экстраполяции, которая даёт лишь долгосрочный тренд, использование гармоник позволяет учесть периодические колебания и получить более реалистичную оценку времени, когда ледовитость может достичь нулевых значений.

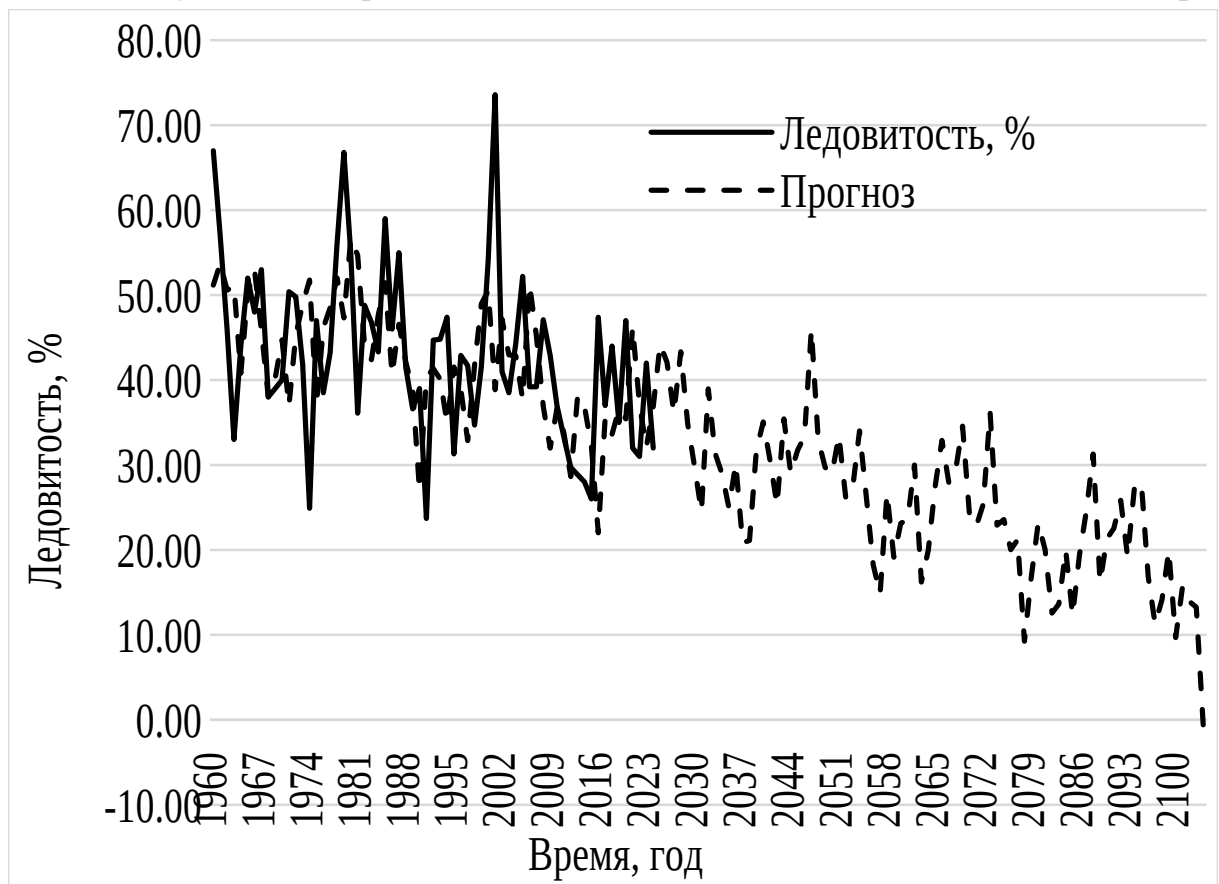
Поскольку долгопериодные изменения термических характеристик Японского моря связаны с крупномасштабными климатическими процессами [16], для выявления циклических составляющих в ряду ледовитости применён гармонический анализ.

Таблица 9 – Коэффициенты полученных гармоник

Параметры	Гармоника 1	Гармоника 2	Гармоника 3	Гармоника 4
Частота (1/год)	0.04	0.15	0.27	0.46
Период (год)	22.26	6.74	3.68	2.15
Частота (рад/год)	0.28	0.93	1.71	2.92
коэф. Фурье (ak)	-1.14	1.04	3.01	0.88
коэф. Фурье (bk)	5.24	3.54	-3.71	-2.86
Амплитуда, A (°C)	5.36	3.69	4.78	2.99
Фаза (рад)	-0.21	0.28	-0.68	-0.30
Фаза (год)	-0.76	0.31	-0.40	-0.10
Дисперсия гармоники, Dk (°C^2)	14.38	6.80	11.41	4.46
Дисперсия исх. ряда, Dy (°C^2)	100.23	98.92	98.92	98.92
Вклад гармоники в ряд откл. от тренда, Vk	0.14	0.07	0.12	0.05
t*- критерий Стьюдента гармоники	3.66	2.54	3.17	2.10
Уравнения гармоник $G = A \cos(\omega t - \varphi)$	$6.59 * \cos(0.28 * t - (-0.33))$	$2.97 * \cos(0.93 * t - 0.75)$	$3.83 * \cos(1.71 * t - (-0.95))$	$3.29 * \cos(2.92 * t - (-0.29))$

Расчёт выполнен путём суммирования линейного тренда и восстановленного ряда отклонений по значимым гармоникам (Рисунок 22).

Рисунок 22 – Временная изменчивость ледовитости Японского моря



февраля за период 1960-2024 гг и восстановленный ряд прогноза

На основе результатов гармонического анализа, учитывающего циклические колебания ледовитости, был выполнен расчёт выхода на безледный режим в феврале. Путём суммирования линейного тренда ($\text{Ледовитость} = -0,238 \cdot t + 50,2$) и восстановленного ряда отклонений по четырём значимым гармоникам с периодами 22,3; 6,7; 3,7 и 2,15 лет, было получено уравнение прогноза. Решение данного уравнения при приравнении ледовитости к нулю показывает, что при сохранении текущих климатических тенденций и с учётом циклических колебаний, полное исчезновение льда в Японском море в период максимального развития (февраль) может произойти в 2104 году.

Заключение

По результатам проведённого научного исследования, посвящённого анализу пространственно-временной изменчивости климатических характеристик ледового покрова Японского моря методами статистического анализа, можно сделать следующие основные выводы.

По физико-географическим и климатическим факторам ледообразования установлено, что определяющую роль в формировании сезонного ледового покрова играют два взаимосвязанных фактора: меридиональная протяжённость моря (2255 км) и его полузамкнутый характер. Резкая климатическая контрастность акватории обусловлена совместным действием муссонной циркуляции (Сибирский антициклон зимой), системы тёплого Цусимского и холодного Приморского течений, а также ограниченным водообменом через мелководные проливы. Именно эти условия приводят к тому, что в северной части моря (Татарский пролив, залив Петра Великого, побережья Сахалина) в холодный период года формируется устойчивый сезонный ледовый покров [4, 5].

По систематизации и обработке данных сформирован репрезентативный массив данных на основе 28 гидрометеорологических станций, равномерно покрывающих российское побережье Японского моря, с периодом наблюдений 1967-2025 гг. Зафиксирован устойчивый тренд на смягчение зимнего режима: доля «мягких» зим увеличилась с 19% (в период 1967-1988 гг.) до 57% (в период 1989-2025 гг.), при этом наиболее суровые зимы наблюдались в интервале 1976-1988 гг.

По многолетней динамике ледовитости установлено, что средняя ледовитость за вторую декаду февраля за период 1960-2024 гг. составляет 40,13% со стандартным отклонением 8,99%. Выявлен статистически значимый отрицательный линейный тренд со скоростью -0,24% в год. Наиболее интенсивное сокращение ледовитости наблюдается после 1988 года: средняя ледовитость за 1960-1988 гг. составляла около 48%, а за 1989-2025 гг.

– 39%. Экстремальные значения зафиксированы в 1991 г. (21,8%, абсолютный минимум) и в 2001 г. (67,6%, абсолютный максимум).

По анализу аномалий выявлено 19 экстремальных лет из 63 (30% всего ряда). До 1988 года преобладали положительные аномалии (6 лет против 3 с отрицательными), тогда как после 1988 года соотношение кардинально изменилось: 9 лет с отрицательными аномалиями против 1 года с положительной (2001 г.). Кумулятивная сумма нормированных аномалий достигла максимума (10,37) в 1987 году, после чего началось устойчивое снижение, что подтверждает климатический сдвиг конца 1980-х годов.

По региональному анализу суммы морозодней установлено, что все пять регионов российского побережья демонстрируют согласованную многолетнюю динамику с максимумом кумулятивной суммы в 1988 году. Наиболее суровые условия зафиксированы в северной части Татарского пролива (средняя сумма морозодней $55,27^{\circ}\text{C}$), наиболее мягкие – в заливе Петра Великого ($26,20^{\circ}\text{C}$). Широтный градиент составляет около 29°C . Наиболее интенсивный тренд смягчения зим зафиксирован в северной части Татарского пролива ($0,18^{\circ}\text{C}/\text{год}$) и на береговых станциях ($0,15^{\circ}\text{C}/\text{год}$). Доля мягких зим после 1988 года закономерно возрастает с севера на юг: от 38% в северной части Татарского пролива до 78% в заливе Петра Великого.

По корреляционному анализу установлены статистически значимые связи между ледовитостью и суммой морозодней. Наиболее тесная связь наблюдается в северной части Татарского пролива ($R = 0,63$, $R^2 = 0,40$), что объясняет 40% дисперсии ледовитости. Связь ослабевает с севера на юг: от 0,63 в северной части до 0,29 в заливе Петра Великого. Индекс WP показывает слабую связь с ледовитостью ($R = 0,15$), ALBSA – слабую и незначимую ($R = -0,04$). Атмосферное давление в южной части Татарского пролива ($R = 0,42$) и на береговых станциях ($R = 0,40$) демонстрирует статистически значимые положительные связи с ледовитостью.

По анализу влияния атмосферного давления на сумму морозодней выявлено, что наиболее тесная связь наблюдается в северной части Татарского

пролива ($R = 0,52$), где давление объясняет около 27% дисперсии суммы морозодней. Связь ослабевает с севера на юг: в заливе Петра Великого она снижается до 0,22. Это подтверждает, что атмосферное давление является важным динамическим фактором, отражающим интенсивность Сибирского антициклона, особенно в северных районах.

По гармоническому анализу выявлены статистически значимые циклические составляющие в изменчивости ледовитости. Основной цикл имеет период 22,3 года. Также выделены циклы с периодами 6,7 лет (2,9%), 3,7 лет (4,8%) и 2,15 лет (3,5%). Суммарный вклад первых четырёх гармоник составляет 25,4% дисперсии отклонений.

По регрессионному моделированию построена статистически значимая линейная регрессионная модель для северной части Татарского пролива:

$$\text{Ледовитость} = -3,85 + 0,78 \times \text{Сумма_морозодней}$$

Коэффициент регрессии $b = 0,78$ статистически значим ($t^* = 5,43$; $t_{кр} = 2,01$). Коэффициент детерминации $R^2 = 0,401$, $F^* = 29,47$; $F_{кр} = 4,06$, что подтверждает адекватность модели. Однако умеренное значение R^2 указывает на необходимость включения дополнительных динамических факторов для повышения качества прогноза.

По прогнозу выхода на безледный режим на основе гармонического анализа установлено, что при сохранении текущих климатических тенденций и с учётом циклических колебаний полное исчезновение льда в Японском море в период максимального развития (февраль) может произойти в 2104 году.

Практическая значимость работы заключается в том, что полученные регрессионные модели могут быть использованы для прогнозирования ледовитости на основе данных о сумме морозодней с упреждением 2-3 месяца. Это позволяет заблаговременно оценивать ожидаемые ледовые условия и минимизировать экономические риски, связанные с ледокольной проводкой судов в Татарском проливе. Сокращение ледового периода на 15% (на 14-16 дней) позволит сократить количество рейсов, требующих ледокольной

проводки, на 1–2 за сезон для каждого танкера, что даёт потенциальную экономию 6-9 млн рублей на одном судне и сотни миллионов рублей для всего танкерного флота.

Список литературы

1. ФГУП «Росморпорт». Таблицы портовых сборов. Дальневосточный бассейн. Ледовый сбор в портах Ванино, Советская Гавань, Углегорск, Холмск. – М., 2024. – 45 с.
2. ФГУП «Атомфлот». Тарифы на ледокольную проводку судов в Дальневосточном бассейне на 2024 г. – М., 2024. – 23 с.
3. Дальневосточный федеральный университет (ДВФУ). Экономика ледокольной проводки в российских дальневосточных морях: коллективная монография / под ред. С. П. Кириллова. – Владивосток: Изд-во ДВФУ, 2024. – 112 с.
4. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Японское море. – Т. VIII. – Гидрометеоиздат, 1998.
5. Атлас «Климат морей России и ключевых районов Мирового океана». Японское море [Электронный ресурс] / Единая государственная система информации об обстановке в Мировом океане (ЕСИМО). – Обнинск, 2007. – Режим доступа: <http://www.esimo.ru/atlas/Jap/>
6. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. – М.: Изд-во МГУ, 1982. – С. 113–123.
7. Climate Prediction Center. West Pacific (WP) Pattern [Электронный ресурс]. – NOAA NCEP.
8. NOAA Physical Sciences Laboratory. ALBSA: Aleutian Low – Beaufort Sea Anticyclone Index [Электронный ресурс].
9. Якунин Л.П. Атлас основных параметров ледяного покрова Японского моря. – Владивосток: Изд. дом Дальневосточного федерального университета, 2012. – 83 с.
10. Гидрометеорологические бюллетени ДВНИГМИ за 2014–2024 гг. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.dvnigmi.ru/>
11. Автоматизированные методы прогноза средней месячной ледовитости Охотского и Японского морей с заблаговременностью до 1 года и результаты их испытания [Электронный ресурс] / ГУ «ДВНИГМИ», отдел долгосрочных прогнозов погоды и изучения климата. – Режим доступа: <https://method.meteorf.ru/methods/ice/avto/avto.html>
12. Доронин, Ю. П. Физика океана: учебное пособие / Ю. П. Доронин. — Санкт-Петербург: Российский государственный гидрометеорологический университет, 2000. — 340 с. — ISBN 5-86813-008-1

13. Гордеева С.М. Практикум по дисциплине «Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации». – СПб.: РГГМУ, 2010. – 48 с.
14. Плотников В.В. Пространственно-временная изменчивость ледяного покрова залива Петра Великого // Вестник ДВО РАН. – 2013. – № 6. – С. 42–49.
15. Думанская И.О. Особенности типизаций ледовых условий в Японском море (Татарский пролив и залив Петра Великого) по суровости зим и по ледовитости районов моря // Труды Гидрометцентра России. – 2017. – Вып. 364. – С. 170–192.
16. Хен Г.В., Устинова Е.И., Сорокин Ю.Д., Матюшенко Л.Ю. Долгопериодные изменения термических характеристик поверхностных вод Японского моря и залива Петра Великого и их связь с крупномасштабными климатическими процессами // Труды ВНИРО. – 2021. – Т. 182. – С. 120–138.
17. Будаева В.Д., Макаров В.Г. О воздействии зимнего выхолаживания на структуру и динамику вод северо-западной части Японского моря // Вестник ДВО РАН. – 2013. – № 6. – С. 30–41.