

МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САХАЛИНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

На правах рукописи

Зарубина Дарья Васильевна



**ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ
ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛЕДОВОГО РЕЖИМА ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА**

Специальность: 1.6.17 – Океанология

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Южно-Сахалинск – 2023

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего образования «Сахалинский государственный университет»

Научный руководитель: *Пищальник Владимир Михайлович, доктор технических наук*

Официальные оппоненты:

Иванов Владимир Владимирович, доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник лаборатории региональной океанологии географического факультета Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова

Дубина Вячеслав Анатольевич, кандидат географических наук, заведующий лабораторией гидрологических процессов и климата Федерального государственного бюджетного учреждения науки «Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева» Дальневосточного отделения Российской академии наук

Ведущая организация

Тихоокеанский филиал Федерального государственного бюджетного научного учреждения «Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии»

Защита состоится _____
(дата, время)

на заседании диссертационного совета 24.1.214.02 (Д 005.017.02) по специальности 1.6.17 – «Океанология» при Федеральном государственном бюджетном учреждении науки «Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева» Дальневосточного отделения Российской академии наук по адресу: ул. Балтийская, 43, г. Владивосток, 960041

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке и на сайте _____

_____ (наименование организации, на базе которой создан диссертационный совет, адрес сайта, на котором размещены диссертация и автореферат)

Автореферат разослан _____
(дата)

Ученый секретарь
диссертационного совета кандидат географических наук **Ф.Ф. Храпченков**

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы исследования

На Земном шаре в последние десятилетия отмечаются существенные изменения климатических условий, которые отчётливо проявляются и в дальневосточных морях России. Так в работах В. Б. Лобанова с соавторами [44, 45] выявлена тенденция ослабления муссонной циркуляции, отмечается рост уровня морей и показаны разнонаправленные многолетние тенденции изменения их ледяного покрова. Морской лед является интегральным индикатором климата, который в первую очередь отражает изменения, происходящие в атмосфере и в деятельном слое океана. Детальные исследования состояния ледяного покрова в эпоху глобального потепления с использованием исторических и современных данных о состоянии морского льда позволяют переосмысливать наши представления о ледовом режиме и являются актуальной задачей как для научной, так и для экономической и хозяйственной деятельности. Спутниковые измерения в видимом, инфракрасном и микроволновом диапазонах электромагнитного спектра позволяют не только регистрировать границы распространения льда, но и определять основные характеристики ледяного покрова: сплочённость, возраст и форму. Имеющиеся базы данных способны обеспечить преемственность и сравнимость современных данных, основанных на спутниковых наблюдениях, с историческими данными авиационных и судовых наблюдений.

В акватории Татарского пролива генерируется до 95 % массы льда всего Японского моря [19] и осуществляется круглогодичное судоходство. Грузооборот морских перевозок постоянно растёт. Так в период с 2017 по 2021 гг. общий грузооборот морского порта Ванино возрос в шесть раз (с 6.2 до 35.36 млн. тонн), грузооборот морского порта Шахтерск возрос на 4.8 млн. тонн и составил в 2021 г. 10.9 млн. тонн (<http://ampvanino.ru>¹). С 2006 г.

¹ Федеральное государственное бюджетное учреждение «Администрация морских портов Охотского моря и Татарского пролива» (ФГБУ «АМП Охотского моря и Татарского пролива»). – URL: <http://ampvanino.ru>

выполняется транспортировка нефти из порта Де-Кастри в страны юго-восточной Азии (мощность нефтеналивного терминала составляет 12 млн. т в год) Сезонный ледяной покров накладывает серьёзные ограничения на скорость движения судов во льдах и безопасность выполнения морских операций. В связи с этим сведения о ледовой обстановке имеют большое практическое значение. В настоящей работе впервые произведен расчёт отдельных элементов ледового режима Татарского пролива по данным спутниковых наблюдений за период новой стандартной климатической нормы с 1991 по 2020 гг. Результаты исследований успешно применяются в оперативной практике обслуживания ледовой информацией судоходства в зимнее время и могут быть полезны при разработке методик прогноза ледовых условий.

Цель работы

На основе сравнительного анализа исторических и современных данных оценить пространственно-временную изменчивость элементов ледового режима Татарского пролива.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие задачи:

1. Сформировать длительный ряд средnezимней ледовитости Татарского пролива на основе всех доступных источников данных
2. Выполнить анализ пространственно-временной изменчивости ледовитости Татарского пролива в периоды стандартных климатических норм, количественно оценив вклад отдельных ледовых зон в формирование общей ледовитости пролива.
3. Рассчитать толщину ледяного покрова в Татарском проливе на основе дешифрирования спутниковых снимков видимого диапазона и оценить вариации объёма льда.
4. Рассчитать вероятности встречи со льдом в Татарском проливе в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. на основе данных спутниковых наблюдений.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. В период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. в Татарском проливе произошло сокращение ледового сезона на месяц при отсутствии наклона линейного тренда изменения ледовитости.
2. Объем льда в Татарском проливе в XXI в. сократился на 30 % от среднего значения за счет уменьшения его толщины.
3. Среднее многолетнее положение кромки ледяного покрова в Татарском проливе за последние 60 лет сохраняется неизменным, при этом границы максимального и минимального распространения льда существенно изменились.

Объект исследования – ледяной покров Татарского пролива.

Предмет исследования – пространственно-временная изменчивость элементов ледового режима Татарского пролива.

Научная новизна

Существующие представления о характеристиках ледяного покрова Татарского пролива основаны, главным образом, на данных авиаразведок и фрагментарных спутниковых наблюдениях [19, 28, 70, 117]. В настоящей работе впервые выполнен анализ пространственно-временной изменчивости элементов ледового режима Татарского пролива, основанный на результатах обработки спутниковых наблюдений за период новой стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. Учитывая преемственность и сравнимость современных данных, основанных на спутниковых наблюдениях с данными авиаразведок [14], выполнена сравнительная оценка вариаций отдельных элементов ледового режима за период двух последних непересекающихся климатологических стандартных норм (1961–1990 гг. и 1991–2020 гг.). Также произведена оценка изменчивости объемов льда в Татарском проливе в начале XXI века по оригинальной методике.

Теоретическая и практическая значимость

Выявленные особенности межгодовой и внутрисезонной изменчивости значений ледовитости в период стандартной климатической нормы 1991–

2020 гг., долговременные тенденции средnezимней ледовитости и оценка объема льда дают новые представления о ледовом режиме Татарского пролива в целом и его отдельных зон. Результаты исследования представляют значительный интерес для выполнения широкого круга производственных и научных задач, таких как совершенствование методологии ледовых прогнозов, ледовое обслуживание зимних судоходных трасс, моделирование ледовых процессов различного пространственного и временного масштабов, планирование морских работ и организация мониторинга ледовых условий при гидрометеорологическом обслуживании шельфовых проектов и т. д.

Апробация работы

Результаты проведенных в настоящей работе исследований были представлены и обсуждались на симпозиумах и конференциях, в том числе: на 23 и 24 Международных конференциях «ИнтерКарто/ИнтерГИС», 2017 и 2018 гг.; на Международной научной конференции «Комплексные исследования природной среды Арктики и Антарктики», Санкт-Петербург, 2020 г.; на IV Всероссийской научной конференции с международным участием «Геодинамические процессы и природные катастрофы», Южно-Сахалинск, 2021 г.; на VII, X, XI, XII Всероссийских симпозиумах «Физика геосфер», Владивосток, 2011, 2017, 2019 и 2021 гг.; на Национальной научно-практической конференции «Нефтегазовый комплекс: технологические решения, аэрокосмический мониторинг, регулирование земельно-имущественных отношений, кадастровая оценка», Южно-Сахалинск, 2018 г.; на 10-й научно-практической конференции молодых специалистов ПАО «Газпром», Южно-Сахалинск, 2018 г.; на круглом столе «Климатические изменения и их влияние на экосистемы ДВ и стран АТР», Южно-Сахалинск, 2021 г.; на научных семинарах в Научно-исследовательской лаборатории дистанционного зондирования Земли (ЮСНИС) Сахалинского государственного университета и Российской академии наук (НИЛ ДЗЗ САХГУ и РАН) в период с 2015 по 2022 гг. Исследования по теме диссертации были выполнены в рамках государственного задания образовательным

организациям высшего образования, подведомственным Минобрнауки России, в сфере научной деятельности от 13.12.2013 г. № АААА-А17-117042810046-6 «Исследование особенностей ледового режима Охотского и Японского морей с применением ГИС-технологий».

Личный вклад автора

Автор принимал участие в сборе и статистической обработке данных о состоянии ледяного покрова Татарского пролива, выполнял анализ исторической информации о ледовитости, архивных ледовых карт, спутниковых наблюдений. Соискателем для качественной оценки на основе всех доступных источников данных был построен ряд среднезимних значений ледовитости Татарского пролива в период с 1882 по 2020 гг. В многолетнем ряду выделены линейные тренды изменчивости ледовитости. Личный вклад автора состоит в дешифрировании границ зон льда различного возраста по спутниковым снимкам для расчета толщины и объема льда. Также соискателем выполнена количественная оценка элементов ледового режима Татарского пролива (ледовитость, даты наступления ледовых фаз, продолжительность ледового сезона, типизация зим по суровости ледовых условий, вероятность встречи со льдом) для периода стандартной климатической нормы 1991–2020 гг.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения, списка литературы из 136 наименований. Общий объём диссертации составляет 109 страниц текста, 25 рисунков и 9 таблиц.

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во **введении** обоснована актуальность работы, ее научная новизна и практическая значимость, определены объект и предмет исследования, сформулированы цели и задачи, указаны основные положения, выносимые на защиту, раскрыт личный вклад автора, сведения об апробации работы, о структуре и объеме диссертации.

В главе 1 дана общая характеристика физико-географических особенностей Татарского пролива, рассмотрены его гидрологические и метеорологические условия. Особое внимание уделено описанию ледового режима Татарского пролива, в том числе обозначены основные этапы истории его изучения. По данным эпизодических судовых наблюдений и ежедекадных данных авиационной разведки, включая данные наблюдений на прибрежных гидрометеорологических станциях выполнен обзор систематизированных многолетних данных о ледовом режиме, и определены тенденции в распределении основных ледовых характеристик, выявлены прогностические зависимости ледовых фаз с факторами, определяющими тепловой баланс подстилающей поверхности.

Глава 2 посвящена методологии исследования и методам обработки исходных материалов. Формирование ряда среднезимних значений ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2020 гг. выполнено на основе различных типов исходных данных. С 1929 по 1956 гг. – это материалы попутных судовых наблюдений, приведенные к середине отдельного месяца с декабря по апрель [41]. Для периода с 1957 по 1992 г. – это значения площади ледяного покрова на середину второй декады каждого зимнего месяца, полученные на основе регулярных авиационных наблюдений [68, 70, 117]. В период производства регулярных спутниковых наблюдений с 1971 по 2020 гг. площадь ледяного покрова Татарского пролива рассчитывалась за 15 число каждого зимнего месяца по пентадным (раз в пять дней) цветокодированным картам-схемам ледяного покрова, размещённым на сайте Японского метеорологического агентства (JMA) (<http://www.data.jma.go.jp>²) с помощью разработанного в Сахалинском государственном университете Программного комплекса «Лед» [50, 87]. Расчёты среднезимних значений ледовитости пролива производились путем усреднения месячных значений с декабря по апрель в границах Татарского пролива, определенных Главным управлением

² Japan Meteorological Agency Японское метеорологическое агентство. – URL: <http://www.data.jma.go.jp>

навигации и океанографии Министерства обороны Российской Федерации [21].

Оценка точности расчетных данных, полученных на различных этапах наблюдений, производилась за периоды одновременного производства судовых и авиационных (1957–1960 гг.), авиационных и спутниковых наблюдений (1971–1992 гг.). До 1964 г. ошибка вычислений площади ледяного покрова по данным судовых наблюдений не превышала 10% от площади исследуемого района [41]. Ошибка вычислений площади льда по авиационным наблюдениям составляла ~5% [68]. С появлением нового поколения микроволновых радиометров в 1998 г. величина ошибки определения ледовитости по цветокодированным картам-схемам уменьшилась до 2-3%. Морские и авиационные наблюдения за площадью ледяного покрова Татарского пролива имели пропуски, в связи с чем было произведено восстановление пропущенных значений методом прямой интерполяции и экспертной оценки.

Восстановление значений ледовитости Татарского пролива за период с 1882 по 1928 гг. выполнялось на основе уравнения парной степенной регрессии с использованием среднезимних значений фактической ледовитости с 1929 по 2020 гг. и данных сумм градусодней мороза (СГДМ) накопленных от дня перехода температуры воздуха через 0 °С осенью к отрицательным значениям до дня, которому соответствует фаза максимального развития ледовитости на прибрежной гидрометеорологической станции (ГМС) Поронайск, имеющей наибольший коэффициент корреляции СГДМ и ледовитости пролива (0.65) [62]. Для оценки статистической взаимосвязи между рядами фактических и расчётных значений уравнение парной степенной регрессии было применено для периода с известными значениями среднезимней ледовитости и в период с 1978 по 2020 гг. (когда наблюдения за ледяным покровом осуществлялись на основе спутниковой информации) определена средняя абсолютная ошибка от

площади акватории, которая составила 4% (при исключении экстремальных сезонов – 3.5%).

Для анализа изменчивости временного ряда в периоды 1961–1990 гг. и 1991–2020 гг. рассчитывались ежегодные значения аномалии ледовитости, вычисленные относительно соответствующих стандартных климатических норм [85]. Анализ многолетнего хода аномалий значений ледовитости осуществлялся с помощью метода интегральных кривых, которые рассчитывались путем последовательного алгебраического суммирования их величин [20]. Расчёт элементов ледового режима (ледовитость, толщина, объем, даты наступления ледовых фаз) в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. производился с пентадной дискретностью на основе карт-схем ледяного покрова ЖМА (рис. 1). Карты-схемы ЖМА составляются на основе спутниковых микроволновых радиометров с добавлением информации в видимом инфракрасном диапазоне.

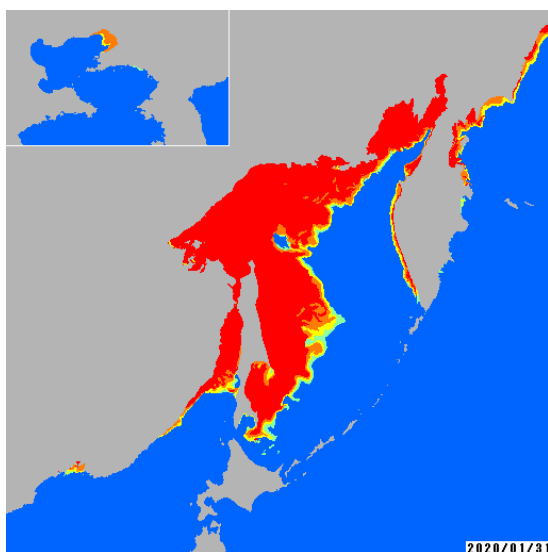


Рис. 1. Пример карты-схемы ЖМА на 31 января 2020 г

Карты представляют собой изображения формата GIF в универсальной полярной стереографической проекции (UPS) с размером раstra 512×512 пикселей (пространственное разрешение $12,5 \times 12,5$ км).

Типизация зим выполнялась по значениям аномалий ледовитости по количественной классификации

В.А. Спичкина [89]. В качестве критерия использовалась величина среднеквадратического отклонения (σ). Среднеквадратическое отклонение — статистическая характеристика распределения случайной величины, показывающая среднюю степень разброса значений величины относительно математического ожидания. Ранжирование сезонов осуществлялось по пяти

градациям. Значение 1.2 σ служит границей крупной положительной или отрицательной аномалии. При принятом диапазоне 0.8 σ , было выделено пять типов зим: +ОКР – очень крупная положительная аномалия ($\geq 1.2 \sigma$), +КР – крупная положительная аномалия (от $>0.4 \sigma$ до $<1.2 \sigma$), Н – около нормы (от $>-0.4 \sigma$ до $<0.4 \sigma$), -КР – крупная отрицательная аномалия (от $>-1.2 \sigma$ до $<-0.4 \sigma$) и -ОКР – очень крупная отрицательная аномалия ($\leq -1.2 \sigma$).

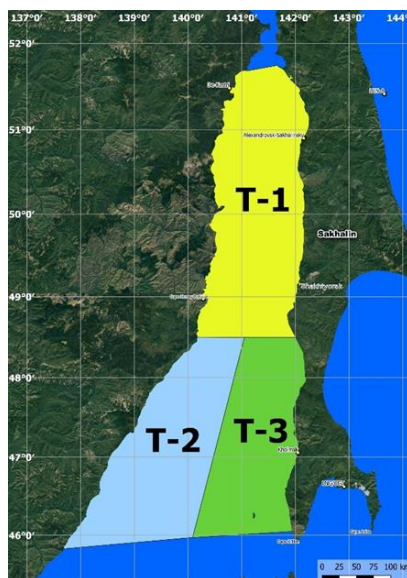


Рис. 2. Схема районирования Татарского пролива

Татарский пролив общей площадью 107.5 тыс. км², который по принятой классификации относится к ледовому району, по ледово-географическим признакам и гидрологическим условиям подразделялся на три ледовые зоны: северную (Т-1, площадь 42.4 тыс. км²); юго-западную (Т-2, площадь 34.4 тыс. км²); юго-восточную (Т-3, площадь 30.7 тыс. км²) [49] (рис. 2). Анализ элементов ледового режима, основанный на данных дистанционного зондирования Земли, выполнялся как для Татарского пролива в целом, так и для его

ледовых зон.

В качестве характеристики, определяющей дату перехода между фазами ледового сезона, выбрана производная ледовитости, отражающая скорость роста или снижения площади льда. На стадии интенсивного ледообразования значение производной является устойчиво положительным (за исключением кратковременных снижений в периоды активного воздействия циклонической деятельности). Переход к стадии максимального развития происходит при устойчивом снижении значения производной до $0 \div \pm 5 \%$. Стадия разрушения наступает при устойчивом переходе значения производной к отрицательным значениям.

Для дешифрирования возраста льда была использована коллекция ежедневных снимков поверхности Земли видимого диапазона в комбинации

каналов 1-2-1 полученных со спектродиометра MODIS спутников Terra и Aqua (пространственное разрешение 250 м*250 м.) в НИЛ ДЗЗ САХГУ и РАН (рис. 3). Снимки подбирались для условий безоблачной или малооблачной погоды в период максимального развития ледовых процессов на 15 февраля и 15 марта с максимальным смещением до ±1-2 сут. В отдельных случаях использовалось несколько снимков во временном интервале 3-4 сут. до и после указанной даты. Далее автором по дешифровочным признакам определялись границы зон доминирующего возраста льда в период с 2000 по 2020 гг. (на начальном этапе спутниковых наблюдений с 1971 по 2000 гг. снимки видимого диапазона представлялись в черно-белом формате, что затрудняло корректное дешифрирование ледяного покрова). В выделенной зоне, которая закрывалась цветовой маской (рис. 4, справа), согласно международной символике для оперативных морских ледовых карт, определялось соотношение в баллах (1/10) трёх доминирующих возрастных характеристик льда [54] и, с учётом их частной сплоченности, рассчитывалась средневзвешенная толщина льда по формуле:

$$H_{лз} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_{si} * C_{si})}{\sum_{i=1}^n C_{si}}, \quad (1)$$

где $H_{лз}$ – средневзвешенная толщина льда ледовой зоны; H_{si} – средняя толщина льда определенной возрастной стадии; C_{si} – частная сплоченность льда данной возрастной стадии в выделенной ледовой зоне, n – количество возрастных стадий в выделенной зоне.

Сформированная цветная маска в программном комплексе ArcGIS Desktop 10.2 переносилась на карты-схемы ЖМА ледяного покрова (рис 4 слева) с координатной привязкой. По построенным картам с помощью программного комплекса «ЛЁД» производилось вычисление площади льда с учётом его сплоченности.

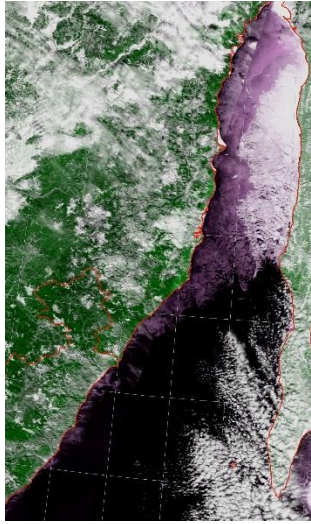


Рис. 3. Пример снимка со спутника Terra для дешифрирования границ зон льда различного возраста за 15 февраля 2003 г.

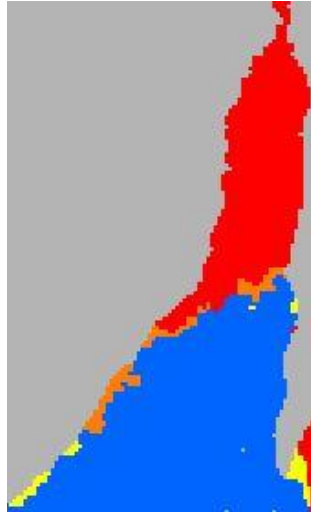
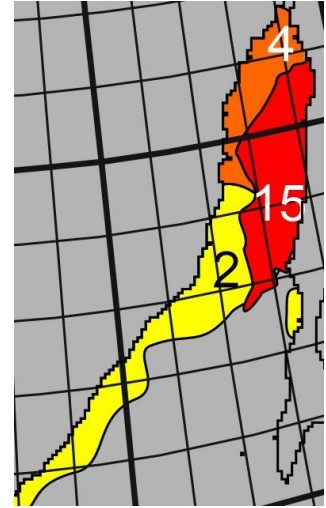


Рис. 4. Пример карты-схемы ледяного покрова из коллекции ЖМА (слева) и цветовые маски для выделенных зон доминирующего возраста льда (справа)



Торосистость льда в каждой зоне определялась согласно возрастной стадии развития ледяного покрова и корректировалась по данным подспутниковых судовых наблюдений для расчётного временного интервала на середину месяца. Учёт изменения толщины льда за счёт его деформации производился путём введения коэффициента торосистости, вычисленного по формуле [19]:

$$H_{it} = h_i + 0.25h_iT, \quad (2)$$

где, H_{it} – средневзвешенная толщина льда с учётом торосистости; h_i - средневзвешенная толщина ледовой зоны; T – торосистость ледовой зоны (в баллах, согласно [Номенклатура ВМО..., 2019]).

Ошибка точности расчётов средних (за февраль и март) значений объёма льда в Татарском проливе с учётом торосистости не превышает $\pm 3-4\%$ от вычисленного объёма льда в данной акватории [130].

Расчёт вероятности встречи со льдом в период стандартной климатической нормы с 1991 по 2020 гг. выполнен с помощью программного комплекса «ЛЕД» на основе карт-схем ЖМА. Статистические характеристики вероятности встречи со льдом рассчитывались на 15 число каждого месяца в период с декабря по апрель по формуле:

$$V=N/n *100\% \quad (3)$$

где, N – число случаев с наличием льда на маршруте, n – количество наблюдений (30 лет).

Для сравнительного анализа изолиний вероятности встречи со льдом в период опорной климатической нормы с 1961 по 1990 гг. использовался оцифрованный Атлас основных параметров ледяного покрова Японского моря Л.П. Якунина [117], построенный преимущественно по материалам ледовых авиаразведок, включая данные попутных судовых наблюдений, прибрежных гидрометеостанций за период, практически совпадающий с опорной климатической нормой.

Глава 3 посвящена анализу сформированного 139-летнего ряда среднезимней ледовитости Татарского пролива. В многолетнем ряду изменения ледовитости Татарского пролива выделены положительные (1896-1909, 1920–1944, 1974–1985 и 1994–1998 гг.) и отрицательные (1909–1920, 1944–1974, 1985–1994 и 1998–2008 гг.) линейные тренды на уровне доверительной вероятности 95%, продолжительность которых изменяется от 5 лет до 31 года. Крайние тренды не могут быть корректными по определению [26]. Наклон линейного тренда ряда ледовитости за 139 лет составил 11% (рис 5).

Размах колебаний ледовитости в Татарском проливе за исследуемый период достигал 42%. Максимальное значение ледовитости было зафиксировано в 1985 г., а минимальное — в 1991 г., соответственно ~ 56 и 14%. Скорость уменьшения среднезимней ледовитости в течение всего исследуемого периода составляла 0.8%/10 лет.

Для оценки тесноты связи между рядами фактических и восстановленных значений была определена средняя абсолютная ошибка от площади акватории по формуле:

$$A = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{|S_i - S_T|}{S_{\text{акв.}}} * 100\%, \quad (4)$$

где S_i – фактическое значение ледовитости, S_T – расчётное значение (восстановленное).

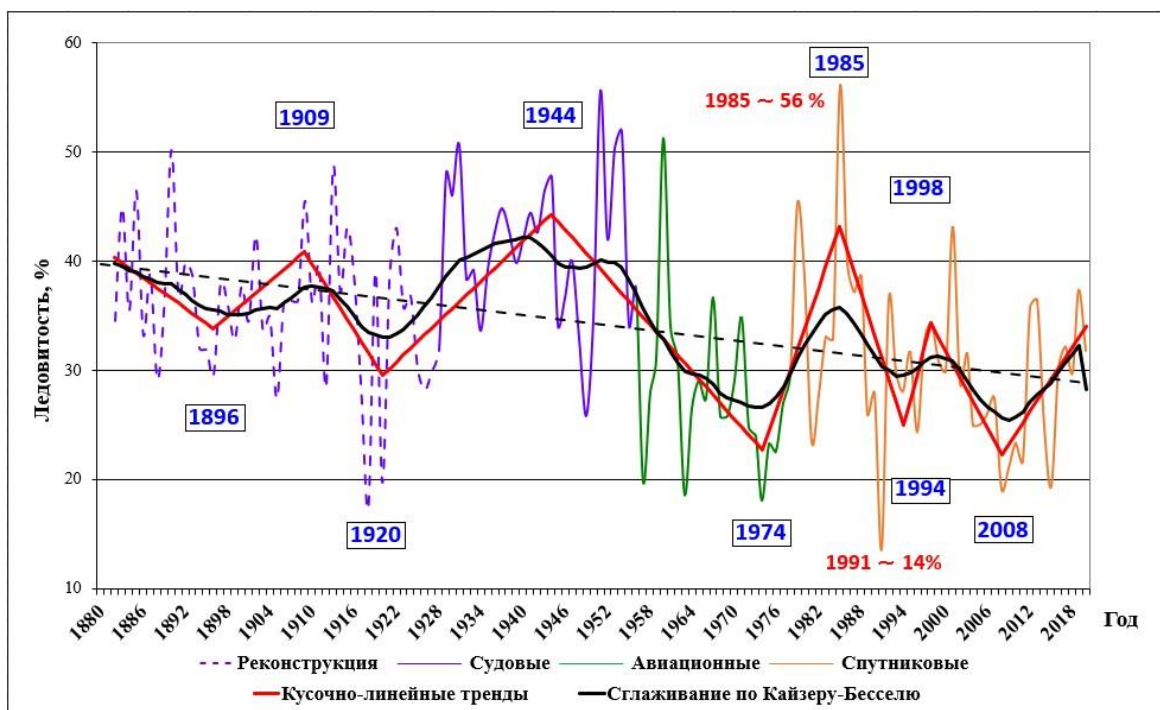


Рис 5. Многолетние тренды среднезимних значений ледовитости в Татарском проливе

Среднее отклонение расчётного (восстановленного) ряда ледовитости от фактического составляет 4% (при исключении экстремальных сезонов – 3.5%). Отклонения со значением более 8% наблюдаются в зимы, находящиеся на краях классификационной шкалы по суровости ледовых условий (рис 6).

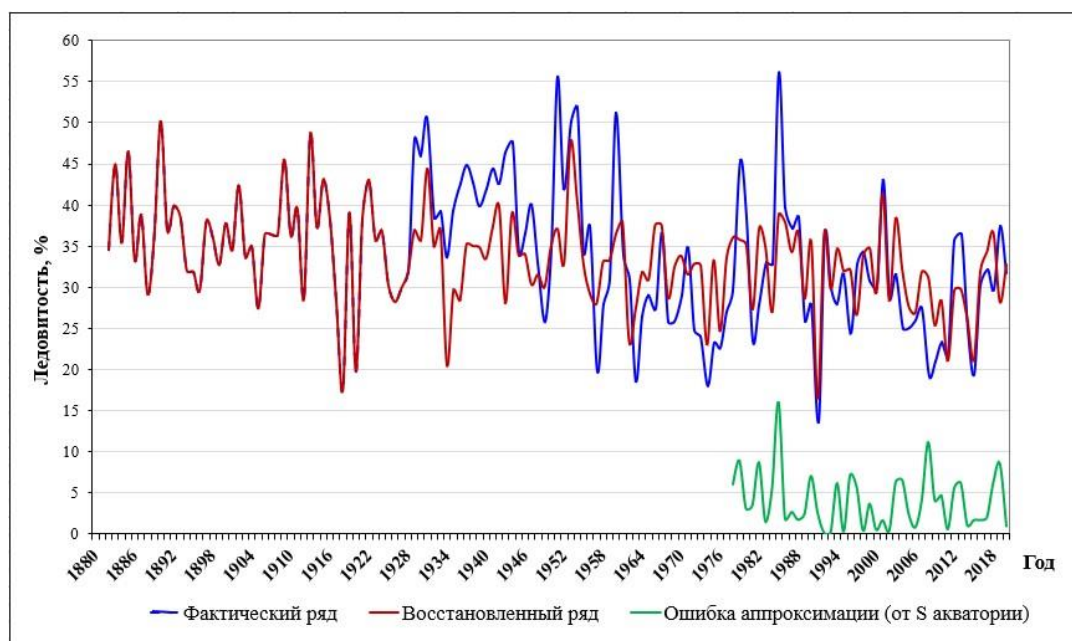


Рис 6. Сравнение фактического и восстановленных рядов и ошибки аппроксимации

В **Главе 4** изложены особенности изменчивости отдельных элементов ледового режима Татарского пролива (ледовитости, дат наступления ледовых фаз, толщины и объёма льда) за период с 1961 по 2020 гг. и выполнен их сравнительный анализ в рамках стандартных климатических норм, рекомендуемых Всемирной метеорологической организацией для долгосрочной оценки изменений климата [54].

Величина среднезимней ледовитости за стандартный опорный период 1961-1990 гг. составила 31% или 33 тыс. км², размах колебаний её значений – 38% (рис. 7). Максимальное значение наблюдалось в 1985 г., а минимальное — в 1974 г. соответственно 56 и 18%. Анализ изменений ледовитости в стандартный опорный период выявил общую тенденцию ее увеличения ~3 %/10 лет (линейный тренд на уровне доверительной вероятности 95%), что соответствует увеличению площади льда приблизительно на 10 тыс. км² за указанный 30-летний период. Для всего восстановленного ряда среднезимней ледовитости Татарского пролива (1882-2020 гг.) скорость общей тенденции уменьшения площади ледяного покрова составила ~0.6%/10 лет [136].

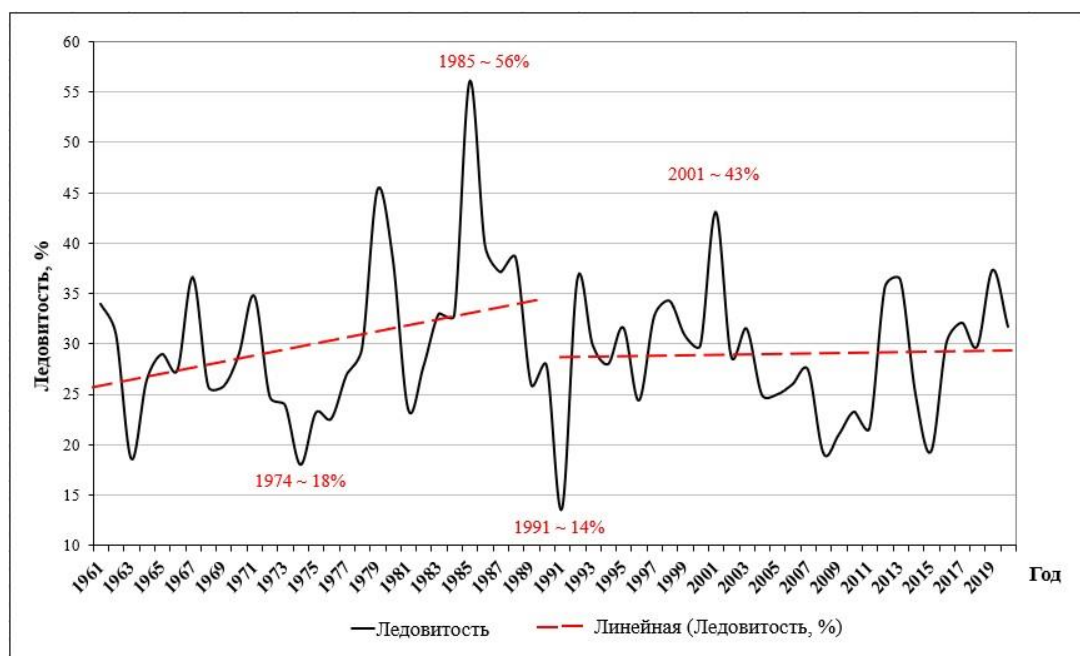


Рис. 7 – Изменение ледовитости в Татарском проливе в период стандартных климатических норм 1961 – 1990 гг. и 1991 – 2020 гг.

Среднее значение ледовитости за стандартную климатическую норму 1991-2020 гг. составило 29% или 31 тыс. км², что близко к уровню, соответствующему опорной климатической норме и укладывается в величину ошибки расчётов. Вместе с тем размах колебаний относительно опорной нормы уменьшился в 1.6 раза (24%) (рис.7). Максимум ледовитости зафиксирован в 2001 г, когда ее значение составило 43%, а минимум в 1991 г. с величиной ледовитости 14%, что соответствует абсолютному минимуму за всю историю наблюдений. Наклон линейного тренда изменения ледовитости отсутствует.

На рисунках 8 и 9 приведены интегральные кривые аномалий ледовитости, вычисленные для Татарского пролива относительно стандартного опорного периода 1961-1990 гг. и стандартной климатической нормы 1991-2020 гг. Конфигурации интегральных кривых аномалий ледовитости в периоды, соответствующие рассмотренным климатическим нормам, характеризуют тенденции изменения направленности ледовых процессов. Какая-либо зависимость хода интегральной кривой от выбранной

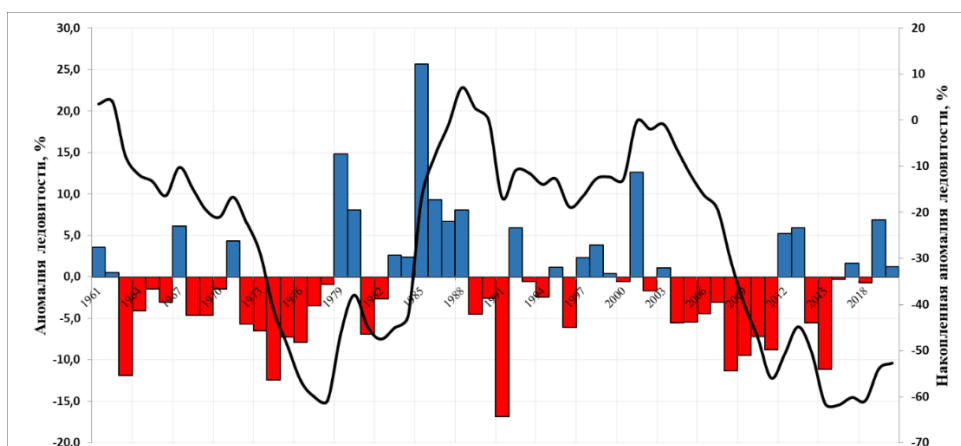


Рис. 8 – Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе относительно стандартного опорного периода (1961-1990 гг.)

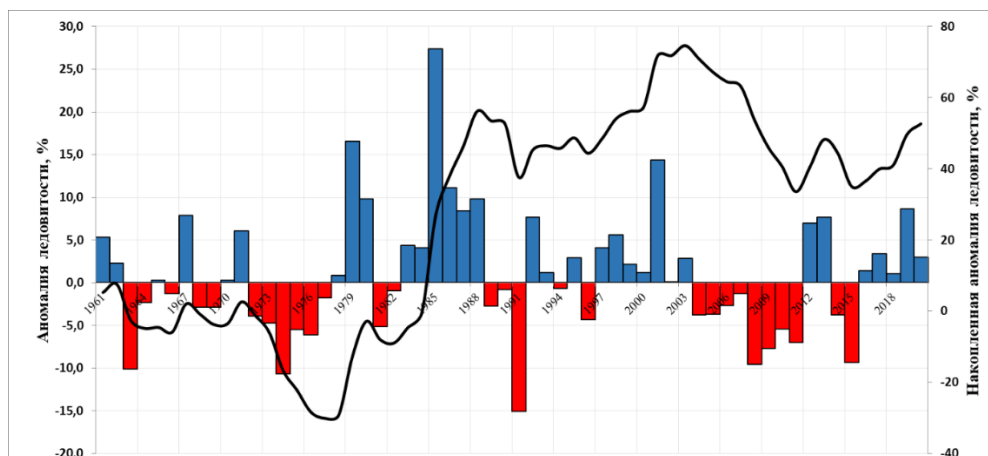


Рис. 9 – Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе относительно стандартной климатической нормы (1991-2020 гг.)

для расчета нормы отсутствует, что свидетельствует об относительной стабильности процессов ледообразования в проливе за последние шестьдесят лет.

Для выделенных ледовых зон (Т-1, Т-2 и Т-3), как и для всего пролива, тенденция изменения ледовитости в период стандартной климатической нормы 1991-2020 гг. находится в пределах точности расчета (рис. 10).

Во всех ледовых зонах, самый малоледовитый ледовый сезон (характерной особенностью которого явилось полное отсутствие ледяного покрова в южной части пролива) отмечался в 1991 г., максимальная ледовитость наблюдалась в северной зоне в 2013 г. (31%), в юго-западной и юго-восточной – в 2001 г (11% и 3% соответственно).

На графиках аномалий ледовитости по ледовым зонам (рис. 11) выделяются периоды преобладания положительных (с 1992 по 2003 гг.) и отрицательных (с 2004 по 2011 гг.) значений. Наибольшие значения коэффициентов корреляции при 95% уровне доверительной вероятности отмечаются между Татарским проливом в целом и его северной и юго-западной ледовыми зонами (0.90 и 0.91 соответственно). Минимальная взаимосвязь (0.55) отмечена для зон Т-3 и Т-1.

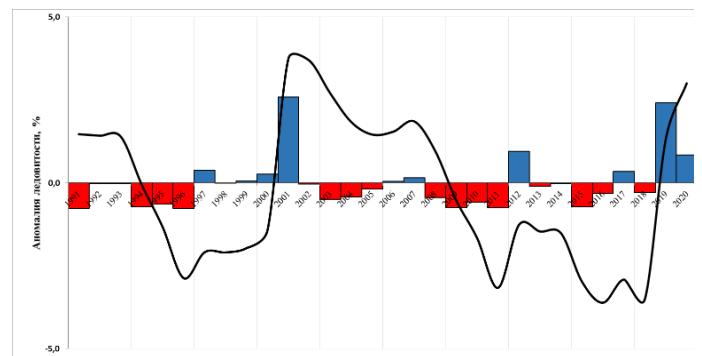
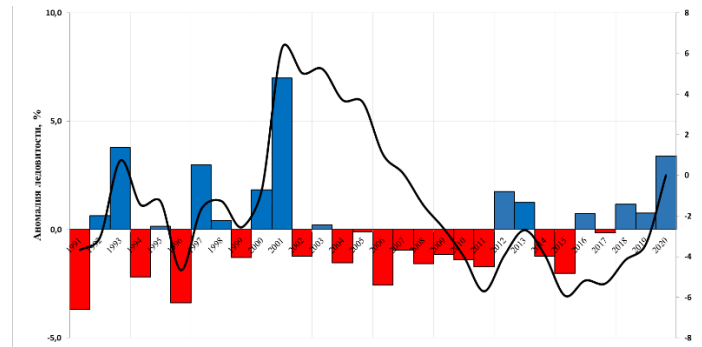
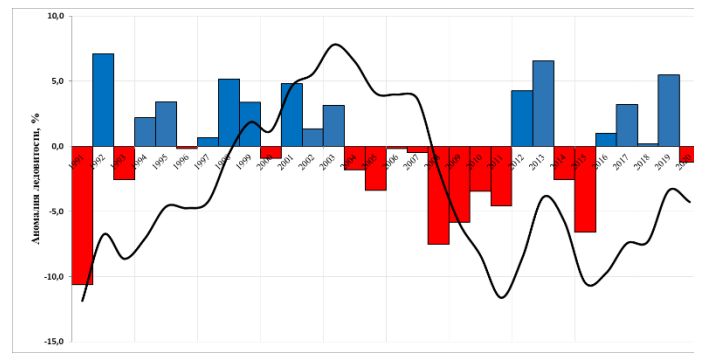
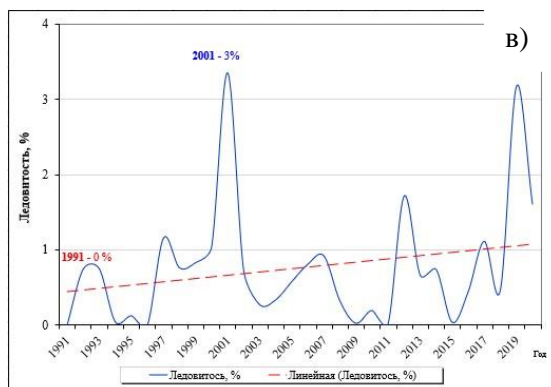
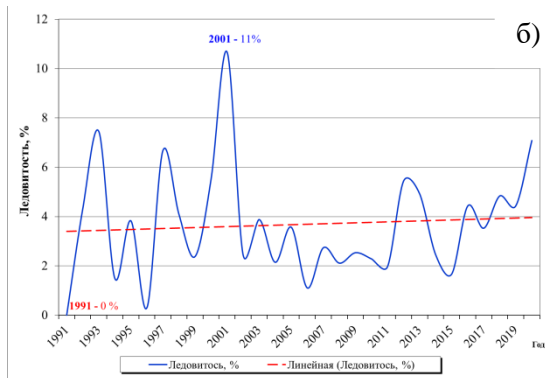
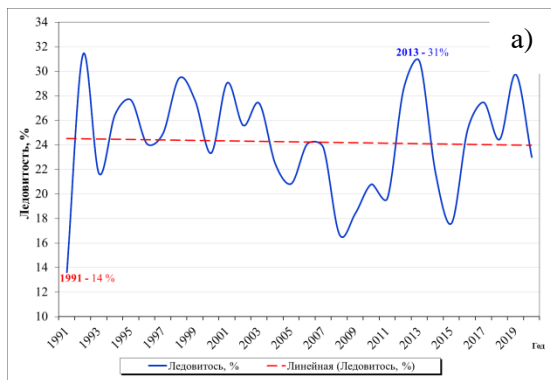


Рис. 10. Многолетние изменения ледовитости в ледовых зонах.
 а) северная ледовая зона (Т-1)
 б) юго-западная ледовая зона (Т-2)
 в) юго-восточная ледовая зона (Т-3)

Рис. 11. Аномалии ледовитости в ледовых зонах Татарского пролива, рассчитанные относительно стандартной климатической нормы 1991-2020 гг.

На рисунке 12 представлен график внутрисезонного хода ледовитости пролива в различные типы зим по аномальности ледовитости и среднее многолетние значение в период стандартной климатической нормы (1991-2020 гг.). Анализ внутрисезонного хода ледовитости пролива позволил определить даты начала и окончания фазы развития ледяного покрова.

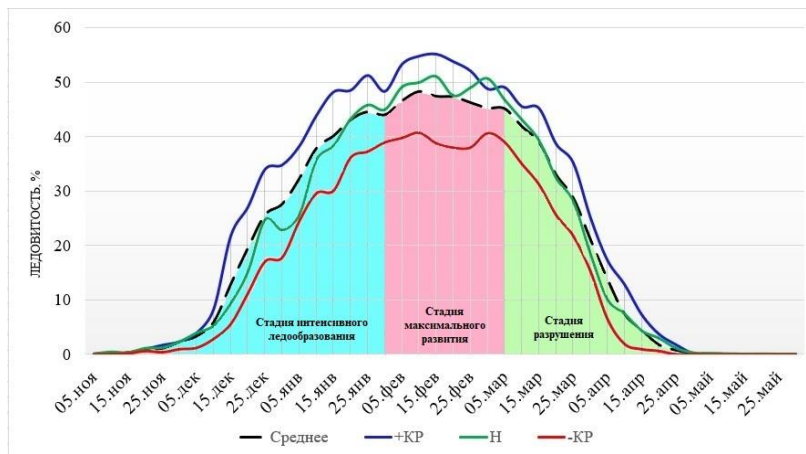


Рис. 12 – Внутрисезонный ход ледовитости Татарского пролива в период стандартной климатической нормы (1991-2020 гг.)

Так стадия интенсивного ледообразования охватывает период с 15 ноября по 31 января, стадия максимального развития – период с 1 февраля по 5 марта (с максимумом 10

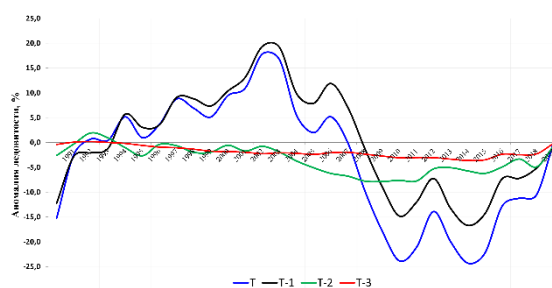
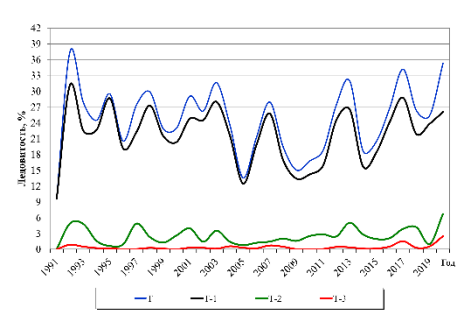
февраля), а в период с 6 марта по 20 апреля протекает стадия разрушения. Регулярные спутниковые наблюдения позволяют определить продолжительность сезона и даты наступления ледовых фаз в ледовых зонах. По средним многолетним данным устойчивое ледообразование в акватории Татарского пролива начинается в зоне Т-1 и приходится на вторую декаду ноября. Дальнейшее образование льда отмечается в зоне Т-2 (третья декада ноября) и в последнюю очередь в зоне Т-3 (заключительная декада декабря). Окончательное разрушение массива льда происходит в конце апреля в зоне Т-1, в зонах Т-2 и Т-3 – в конце марта – начале апреля.

В среднем дата первого появления и устойчивого образования ледяного покрова в проливе приходится на 12 ноября. Разброс дат между ранней и поздней датами первого и устойчивого появления льда составляет от 15 до 20 сут., с максимумом в умеренный тип зим. Самое раннее окончательное очищение исследуемой акватории ото льда происходит в умеренные типы зим – 5 апреля, самое позднее – 20 мая. Наибольший диапазон дат между ранними и поздними сроками наступления ледовых фаз характерен для умеренных зим.

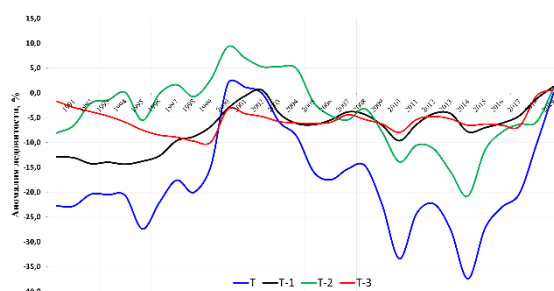
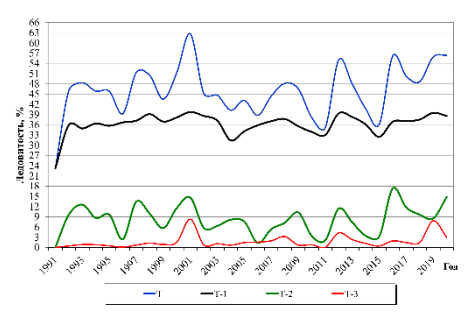
Продолжительность периода со льдом в период стандартной климатической опорной нормы 1961-1990 гг. по средним многолетним данным [19] составила 190 сут. Анализ имеющихся данных позволяет заключить, что продолжительность ледового сезона в период 1991-2020 гг.

сократилась практически на месяц, а именно на 27 сут. (со 190 до 163). Основной причиной является смещение дат окончательного очищения ото льда на более ранние сроки. Разница в продолжительности ледового сезона в зависимости от типов зим стала менее значительной и составляет всего 5 дней, в то время как в период, соответствующий климатической опорной норме в зависимости от суровости зимы она могла на месяц увеличиваться или уменьшаться по сравнению со средними многолетними сроками. Характерной особенностью сезона 1990/1991 гг. явилось полное отсутствие ледяного покрова в южной части пролива. Самым продолжительным был ледовый сезон 1998/1999 гг., когда лёд сохранялся на исследуемой акватории на протяжении 182 дней. Самый непродолжительный сезон был зафиксирован в 2015 г. в зоне Т-3 и длился всего 52 сут., при средней продолжительности сезона 85 сут.

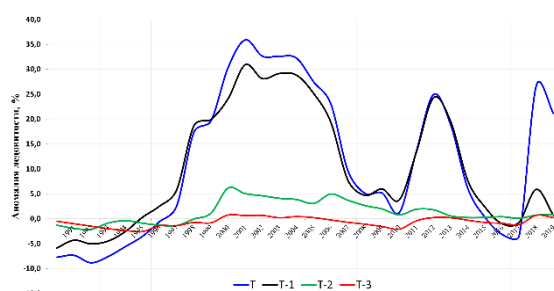
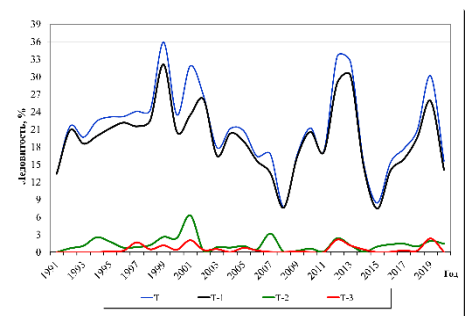
Анализ графиков многолетних изменений среднезимней ледовитости (рис. 13) и интегральных кривых аномалий ледовитости (рис. 14) по фазам указывает, что на стадиях интенсивного ледообразования и разрушения главный вклад в ледовитость всего пролива вносит северная ледовая зона (Т-1, коэффициент корреляции 0.9), а на фазе максимального развития – юго-западная зона (Т-2, коэффициент корреляции 0.9). Юго-восточная ледовая зона (Т-3) не оказывает существенного количественного вклада в ледовитость всего пролива, так как соответствующее ей значение ледовитости редко превышает 1%, что находится в пределах точности расчета.



Стадия интенсивного ледообразования



Стадия максимального развития



Стадия разрушения

Рис. 13. Многолетние изменения ледовитости в проливе и его ледовых зонах на различных фазах развития ледяного покрова

Рис. 14. Интегральные кривые аномалий ледовитости в проливе и его ледовых зонах, рассчитанные относительно стандартной климатической нормы 1991-2020 гг. на различных фазах развития ледяного покрова

Анализ временного распределения и повторяемости крупных и очень крупных аномалий ледовитости за период стандартной климатической нормы 1991-2020 гг. выполнен с помощью календаря ежегодных ледовых аномалий Татарского пролива и его ледовых зон по типам фаз (рис. 15). Результаты выполненных исследований показывают, что в проливе и составляющих его ледовых зонах на разных стадиях развития ледяного покрова ледовые процессы происходят разнонаправленно даже в течение одного сезона.

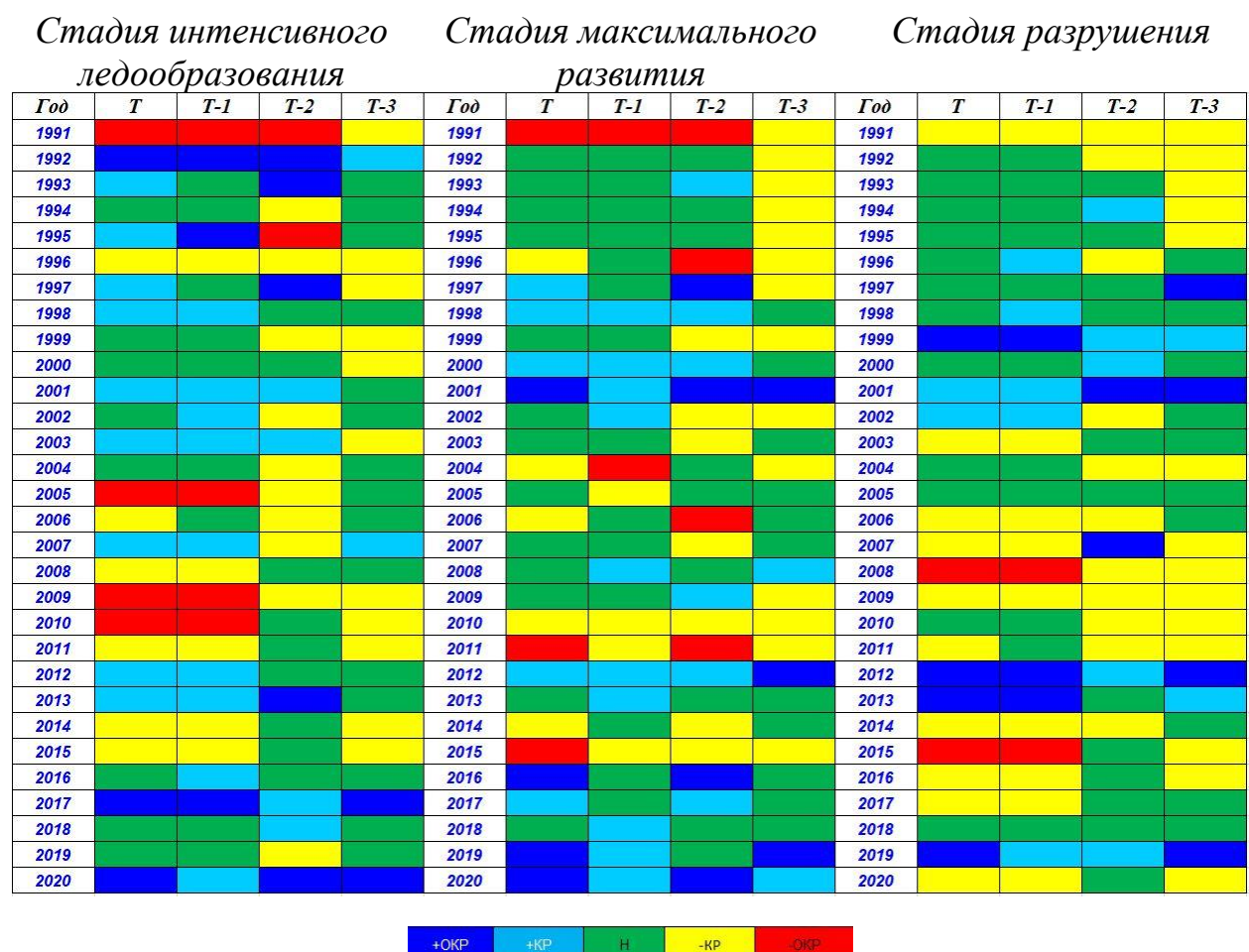


Рис.15 Календарь типизации ледовых аномалий в Татарском проливе и его ледовых зонах на различных фазах развития ледяного покрова

В период стандартной климатической нормы 1991-2020 гг. наибольшая повторяемость одинаковых типов аномалий между отдельными зонами и всем Татарским проливом на стадиях интенсивного ледообразования и разрушения установлена для северной ледовой зоны (77 и 87% соответственно), а на стадии максимального развития для – юго-западной ледовой зоны (60%). Типы аномалий в акватории Татарского пролива в целом за весь ледовый сезон распределены следующим образом: +ОКР – 23%, +КР – 13%, норма – 27%, - ОКР –13% и -КР – 23%.

Анализ выполненных расчетов средневзвешенной толщины (далее толщины) льда в Татарском проливе за период 2000-2020 гг. позволяет установить, что максимальная толщина льда – 45 см наблюдалась в 2002 г., минимальная – 16 см – в 2008 и 2011 гг (рис. 16). Размах колебаний значений

толщины льда в проливе составил 29 см. Уменьшение толщины ледяного покрова в Татарском проливе происходило со скоростью ~ 3 см/10 лет (при 95% уровне доверительной вероятности).

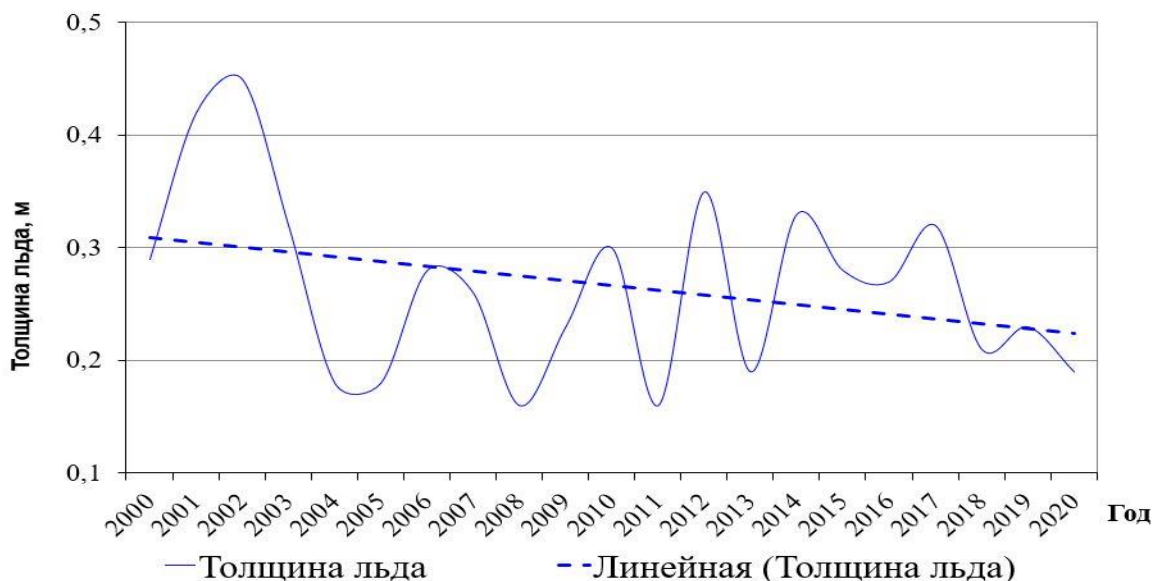


Рис. 16. Вариации расчётной толщины льда в Татарском проливе в период с 2000 по 2020 гг. на фазе максимального развития ледяного покрова

По результатам выполненных расчетов установлено, что минимумы объёма льда в Татарском проливе зафиксированы в 2008 и 2011 гг. (соответственно 4.4 и 4.9 км³) (рис. 17). Максимальные объёмы льда в – 2001 и 2012 гг. (18.5 и 16.9 км³, соответственно).

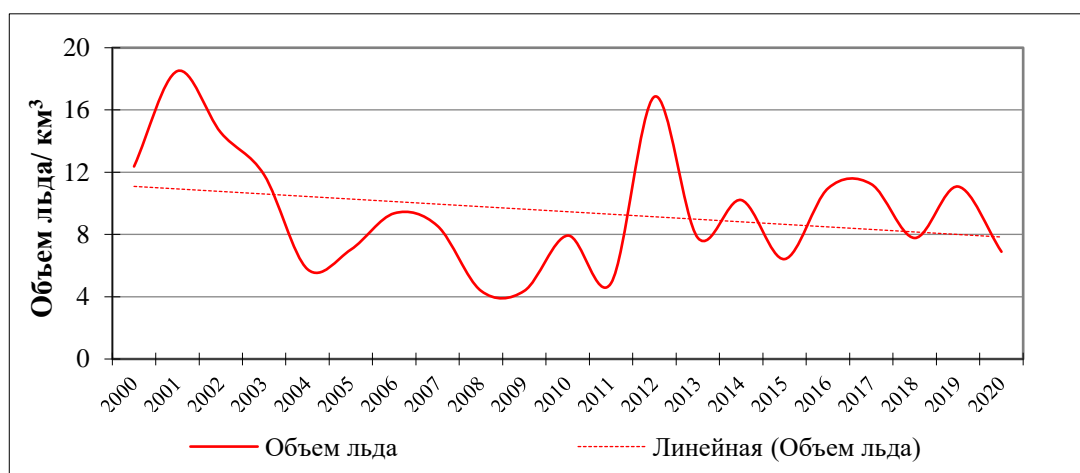
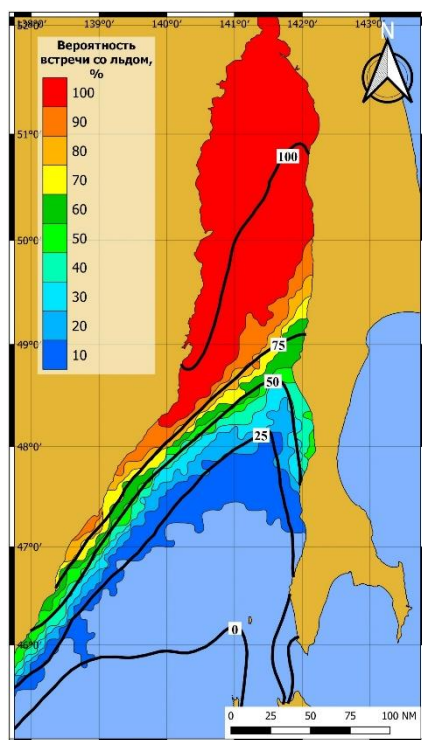


Рис. 17. Вариации объёмов льда в Татарском проливе в период максимального развития ледяного покрова

Отрицательная тенденция изменения объёма льда составила $\sim 1.6 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$ (при 95% уровне доверительной вероятности). Поскольку в период 1991-2020 гг. тенденция изменения ледовитости пролива была близка к нулю (рис.7), то изменения объёма происходили исключительно за счёт уменьшения толщины льда. В отличие от Охотского моря, где уменьшение объёма льда происходило за счёт уменьшения толщины льда на фоне явно выраженного уменьшения ледовитости [130].

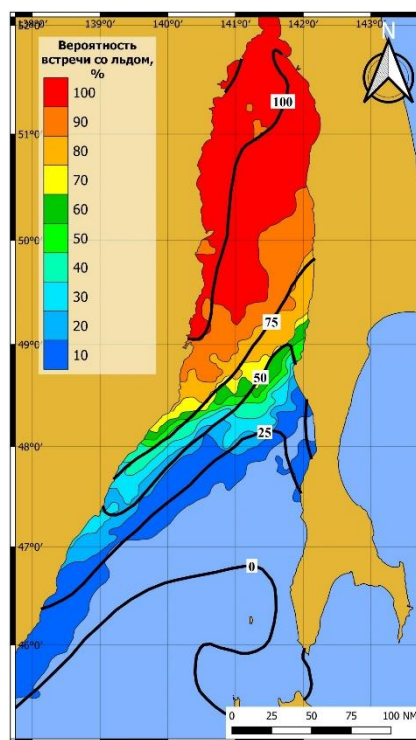
Сравнительный анализ распространения зон различной вероятности встречи со льдом в период максимального развития ледяного покрова (февраль-март) в стандартные климатические периоды 1961-1990 гг. и 1991-2020 гг. (рис. 18) позволил заключить, что граница 50% вероятности распространения ледяного покрова сохраняется практически неизменной в феврале, а в марте имеет разнонаправленное смещение ~ 20 миль в восточной половине пролива к северу, а в западной – к югу, оставаясь неизменной в середине пролива по 141° в. д. Положения квантилей 25 и 75% границ льда преимущественно сохраняются стабильными.

Наибольшие изменения установлены в местоположении экстремальных границ распространения ледяного покрова. Так изолиния вероятности встречи со льдом 0% (максимальное местоположение кромки льда) в период стандартной климатической нормы сместилась к северу: в феврале на ~ 80 миль, в марте – на ~ 55 миль. Смещение изолиний 100% вероятности встречи со льдом (севернее которой лед наблюдался во все без исключения годы), за последние 30 лет, наоборот, зафиксировано к югу на 75-85 миль в феврале и на 75-100 миль в марте. Изменение местоположения изолиний 0% и 100% вероятности встречи со льдом за последние 30 лет можно объяснить наблюдающейся тенденцией к потеплению, проявившейся в высокой скорости роста среднегодовой температуры воды, наблюдаемой в последние десятилетия в дальневосточных морях [17, 44].



Февраль

Черными линиями обозначены изолинии вероятности встречи со льдом за период с 1951 по 1990 гг.



Март

Черными линиями обозначены изолинии вероятности встречи со льдом за период с 1951 по 1990 гг.

Рис.18. Среднемноголетние вероятности встречи со льдом на середину месяца в период стандартной климатической нормы 1991–2020 гг. (цветная заливка) и в период 1961–1990 гг. по Л.П. Якунину [117] (черные жирные изолинии).

В заключении сформулированы основные результаты работы:

1. Установлено, что продолжительность ледового сезона в стандартную климатическую норму (1991–2020 гг.) уменьшилась на 27 сут. по сравнению со стандартным опорным периодом (1961–1990 гг.).
2. Выявлены различия в вариации среднезимних значений ледовитости для двух последовательных стандартных климатических норм. Среднее за сезон (декабрь–апрель) значение ледовитости в стандартную климатическую норму 1991–2020 гг. для всего пролива составило 29 % или 31 тыс. км², при отсутствии наклона тренда изменения ледовитости, в стандартный опорный период 1961-1990 гг. – 31 % или 32,7 тыс. км², при наличии значимого на 95 %-ном уровне доверительной вероятности положительного линейного тренда 3 %/10 лет. Разность средних значений

между двумя нормами находится в пределах точности расчетов. При этом размах колебаний среднезимних значений ледовитости в стандартный опорный период в 1,6 раза больше аналогичной величины в период стандартной климатической нормы (38 и 24 % соответственно).

3. Установлена взаимосвязь ледовитости всего Татарского пролива и его отдельных ледовых зон. Наибольшие значения коэффициентов корреляции при 95% уровне доверительной вероятности отмечаются между Татарским проливом в целом и его северной и юго-западной ледовыми зонами (по 0,9). На стадиях интенсивного ледообразования и разрушения главный вклад в ледовитость всего пролива вносит северная ледовая зона, а на фазе максимального развития – юго-западная зона. Тип зимы во всем проливе не служит репрезентативным показателем суровости ледовых условий в составляющих его ледовых зонах.

4. Впервые рассчитан объём льда в Татарском проливе. Скорость его уменьшения за период с 2000 по 2020 гг. составила $1,6 \text{ км}^3/10 \text{ лет}$ при 95 % уровне доверительной вероятности. Поскольку тенденция изменения ледовитости пролива близка к нулю, то изменения объёма произошло исключительно за счёт уменьшения толщины льда ($\sim 3 \text{ см}/10 \text{ лет}$).

5. Определена вероятность встречи со льдом в Татарском проливе. Установлена динамика местоположения границ встречи со льдом за периоды двух последовательных климатических норм. Местоположение изолиний 0 и 100 % вероятности встречи со льдом на фазе максимального развития за последние 30 лет претерпели существенные изменения. Так изолиния вероятности встречи со льдом 0 % сместилась к северу от ~ 55 до ~ 80 миль. Смещение изолиний 100 % вероятности встречи со льдом, наоборот, зафиксировано к югу на $\sim 75 - \sim 100$ миль, что согласуется с положительными трендами среднегодовой температуры воздуха и воды в Японском море.

ОСНОВНЫЕ НАУЧНЫЕ ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

1. Еременко, И. В. Исследование изменений ледовитости Татарского пролива на основе данных дистанционного зондирования Земли / И. В. Еременко, Д. В. Дорофеева, В. А. Романюк [и др.] // Материалы Международной конференции «ИнтерКарто/ИнтерГИС». – 2017. – Т. 3. – № 23. – С. 20–31. (Scopus) <https://doi.org/10.24057/2414-9179-2017-3-23-20-31>
2. Дорофеева, Д. В. Анализ изменчивости векового ряда ледовитости Татарского пролива на основе спутниковых и гидрометеорологических наблюдений с применением ГИС-технологий / Д. В. Дорофеева, В. М. Пищальник, И. Г. Минервин [и др.] // «ИнтерКарто/ИнтерГИС». – 2018. – Т. 24. – № 2. – С. 46–54. (Scopus) <http://doi.org/10.24057/2414-9179-2018-2-24-46-54>
3. Пищальник, В. М. Межгодовая динамика аномалий ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г / В. М. Пищальник, Д. В. Дорофеева И. Г. Минервин [и др.] // Известия ТИНРО (Тихоокеанского научно-исследовательского рыбохозяйственного центра). – 2019. – Т. 196. – С. 114–122. (ВАК) <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2019-196-114-122>
4. Zarubina, D. V., Pishchalnik, V. M., Romanyuk, V. A. Comparative analyses of changes in the ice cover of the Tatar Strait in relation to 1961-1990 and 1991-2020 climate normals// In IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. IOP Publishing. (Scopus), - 2021. -Vol. 946, No. 1. – P. 012025 DOI:10.1088/1755-1315/946/1/012025
5. Pishchalnik, V. M., Dorofeyeva D. V., Truskov P. A., Romanyuk V. A., Minervin, I. G. Variations in the volume of ice in the sea of Okhotsk and the Tatar Strait at the phase of maximum ice extent development for 2000–2020 // Continental Shelf Research. – 2022. – Т. 236. – P. 104663. (Web of Science) <https://doi.org/10.1016/j.csr.2022.104663>
6. Зарубина, Д. В. Оценка вероятности встречи со льдом в Татарском проливе на маршруте Де-Кастри кромка. Морские интеллектуальные технологии / Д. В. Зарубина, В. М. Пищальник, В. А. Романюк // Marine intellectual technologies – № 2. – Ч. 1. – 2022. – С. 35–41.(Web of Science) <https://doi.org/10.37220/MIT.2022.56.2.004>