

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

На правах рукописи

Лис Наталья Андреевна

**ДОЛГОПЕРИОДНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЛЕДОВИТОСТИ И
ПОВЕРХНОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ МОРЕЙ СЕВЕРО-
ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА**

Научная специальность 1.6.17. Океанология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
д-р физ.-мат.наук, профессор
Тимохов Л. А.

Санкт-Петербург – 2023

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
ГЛАВА 1 ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ, ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	20
1.1 Географическая характеристика региона.....	20
1.2 Данные и методы исследований.....	27
Выводы к главе 1.....	35
ГЛАВА 2 ТЕМПЕРАТУРА ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ В МОРЯХ СЕВЕРО- ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА.....	36
2.1 Характеристика термического состояния поверхности воды в морях Северо-Европейского бассейна.....	36
2.2 Пространственно-временная изменчивость долгопериодных колебаний температуры поверхности океана в морях Северо- Европейского бассейна.....	40
2.2.1 Районирование Северо-Европейского бассейна по поверхностной температуре океана.....	40
2.2.2 Длиннопериодные и циклические колебания в изменчивости температуры поверхности океана.....	48
2.2.3 Однородные периоды климатических изменений температуры поверхности океана.....	57
Выводы к главе 2.....	62
ГЛАВА 3 СТРУКТУРА ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛЕДОВИТОСТИ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА.....	63
3.1 Ледовитость морей Северо-Европейского бассейна.....	63
3.2 Внутренняя структура и инерционность ледовитости.....	65
3.3 Структура межгодовой изменчивости ледовитости.....	69
3.3.1 Долгопериодные и циклические колебания ледовитости.....	69

3.3.2 Однородные периоды сезонных (внутригодовых) изменений ледовитости.....	76
Выводы к главе 3.....	79
ГЛАВА 4 СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА.....	80
4.1 Сопряженность долгопериодных колебаний ледовитости и температуры поверхности воды с гидрометеорологическими и астрогеофизическими параметрами и характеристиками.....	80
4.1.1 Связь ледовитости и температуры поверхности воды с гидрометеорологическими характеристиками.....	80
4.1.2 Связь ледовитости и температуры поверхности воды с астрогеофизическими параметрами.....	84
4.1.3 Цикличность гидрометеорологических и астрогеофизических характеристик и параметров.....	89
4.1.4 Взаимосвязь ледовитости и температуры поверхности океана с гидрометеорологическими и астрогеофизическими параметрами.....	92
4.2 Статистические модели изменчивости ледовитости и температуры поверхности океана и информативность различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов.....	100
4.2.1 Статистические модели долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды.....	100
4.2.2 Статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости.....	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	121
ЛИТЕРАТУРА.....	124
СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ	143
ПРИЛОЖЕНИЕ А	145

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность темы исследования

Северо-Европейский бассейн (СЕБ) включает в себя основные моря Гренландское, Баренцево и Норвежское, в границах, представленных на рисунке 1.1. Белое море, формально входящее в Северо-Европейский бассейн (Атлас океанов, 1980), в силу его малости и изолированности, в работе не рассматривается.

Норвежское, Баренцево и Гренландское моря играют большую роль в процессах взаимодействия Северной Атлантики и Северо-Европейского бассейна с Арктическим бассейном, являясь важной частью Арктической климатической системы. Через их акваторию теплые и соленые воды Северо-Атлантического течения поступают в арктические моря и Арктический бассейн, и в обратном направлении Восточно-Гренландское течение транспортирует морские льды и холодные и относительно распресненные воды в Северную Атлантику (Никифоров и Шпайхер, 1980). Этот район представляет собой один из ключевых в системе конвейера тепловых потоков в Арктике. В Северо-Европейском бассейне находится один из самых мощных очагов «перегрева» атмосферы, так называемая «Норвежская энергоактивная зона» (Алексеев и др., 1985; Малинин и Шмакова, 2018). По Шулейкину (Шулейкин, 1968) Северо-Европейский бассейн занимает важное место в системе «тепловых машин» на земном шаре и является не только одним из грандиозных «холодильников», режим работы которого существенно влияет на функционирование всей остальной системы планетарных «тепловых машин», но и в силу известной симметрии развития процессов относительно экватора и сравнительно небольших его размеров – уникальным «полигоном» для исследования взаимосвязи атмосферных и океанических процессов в полярных областях Земли и, в частности, механизма возникновения колебаний в этих процессах. Норвежское, Гренландское и, особенно, Баренцево море являются акваториями круглогодичного судоходства, а также регионами интенсивного рыболовства и добычи нефти и газа. Поэтому изучение ледового и

термического режима морей является актуальной задачей, как для науки, так и для практики в части прогноза ледовых условий и температуры поверхности морей.

Степень изученности долгопериодных колебаний ледовитости и поверхностной температуры морей Северо-Европейского бассейна

Исследования поверхностной температуры воды ведутся достаточно давно, первые работы были опубликованы ещё в начале XIX (Helland-Hansen and Nansen, 1909). Некоторое время спустя, были получены и основные представления о состоянии льдов в В.Ю. Визе (Визе 1923, 1924, 1925, 1930), в которых рассматривались возможные причины изменчивости ледовитости, а также аномальных ледовых процессов. Основные исследования того времени были направлены на изучение гидрологического и ледового режима, аномалий ледовитости, формировались основные представления о состоянии льдов и термических процессов (Березкин, 1939; Визе 1940, 1944; Зубов 1935, 1945). Поскольку для исследования долгопериодных колебаний ледово-гидрологических характеристик необходимы длительные ряды наблюдений, то первые работы по межгодовой их изменчивости были опубликованы лишь к окончанию 1950-х годов (Ижевский 1957, 1961; Каракаш, 1950, 1957; Уралов, 1961а,б). В этот период впервые были разработаны первые методы долгосрочных прогнозов ледовитости и поверхностной температуры морей Северо-Европейского бассейна с заблаговременностью от 1 до 6 месяцев. Спектральный анализ циклических колебаний изменчивости поверхностной температуры был успешно использован многими авторами и помог продвинуться в долгосрочном прогнозировании (Бочков 1964а,б,в; Серяков, 1979). Выявленные циклы колебаний температуры воды (по данным разреза «Кольский меридиан» за период 1922-1961 годы) (Бочков, 1964) позволили разработать долгосрочный прогноз температуры воды, основанный на использовании выделенных значимых колебаний на разрезе «Кольский меридиан» (данные использовались за период 1964-1985 гг.). При построении моделей прогноза учет астрогеофизических характеристик и

параметров позволил (Бочков, 1978, 1979) с достаточно высокой заблаговременностью предсказать тенденцию крупномасштабных колебаний температуры воды Баренцева моря.

В дальнейшем, на данных более современных и длительных рядов наблюдений (1959-1995 годов) была создана новая модель прогноза, которая опосредованно учитывала приток тепла из Норвежского моря (Сентябов и др., 1997). Направление исследований по прогнозам температуры воды ведется не только в «классической» форме (Серяков, 1979; Ottersen et al., 1994), но и с использованием при разработке моделей современных математических методов с учетом выявленных закономерностей значимых периодов колебаний (Бочков, 1979). Результатом многолетних трудов исследования температуры воды и методов ее прогнозирования стала монография (Малинин и Гордеева, 2003). В которой используется комбинированный метод физико-статистического моделирования на примере Норвежского моря.

В настоящее время для сверхдолгосрочного прогноза температуры воды на разрезе Кольский меридиан используется целый ряд различных методов (Булаева, 1987; Гвоздева и др., 1970, Голубев и др., 1980; Каракаш, 1976; Карсаков и др., 2000; Аверкиев и др., 1997; Методические рекомендации, 1979; Фукс, 1980). Однако для нас наибольший интерес, безусловно, представляет физико-статистический метод, предложенный Ю.В. Сустановым (Сустанов, 1978, 1985). В основу его положено уравнение изменчивости температуры воды моря в спектральной форме. Физическим обоснованием этих моделей является тот известный факт, что перенос аномалий тепла в системе Гольфстрим, под которой мы понимаем всю совокупность теплых течений, непосредственно связанных с Гольфстримом и его продолжениями, вплоть до Арктического центрального бассейна, относится к числу важнейших определяющих факторов формирования крупномасштабной межгодовой изменчивости поля ТПО в Северной Атлантике (Баранов, 1988; Угрюмов, 1981).

В этот же период происходит изучение долговременных колебаний ледовитости Северо-Европейского бассейна, а также особенностей влияния на них притока теплых атлантических вод (Лебедев и Уралов, 1972, 1976; Кириллов и Хромцева, 1970; Кириллов, 1973). На основе анализа ледового баланса морей были разработаны методики долгосрочных прогнозов ледовых условий (Лебедев и Уралов, 1977).

К началу 1980-х годов, в связи с накоплением относительно продолжительных рядов данных, были получены первые результаты по крупномасштабной изменчивости ледовых условий Северо-Европейского бассейна (Vinje, 1979; Санцевич и Хромцева, 1980; Лебедев и Уралов, 1981; Захаров, 1981; Vinje, 1984; Потанин, 1987, Дементьев и Зубакин, 1987). В это время Г. К. Зубакиным была опубликована монография, которая представляла собой обобщение результатов исследования Мурманского филиала ААНИИ на основе новых данных гидрометеорологических и ледовых условий Баренцева моря, полученных по результатам экспедиций (Зубакин, 1987). В 1990-м году было опубликовано справочное издание под редакцией Терзиева и др. об основных характеристиках гидрометеорологических и ледовых условий Баренцева моря (Терзиев и Гирдюк, 1990). А. А. Лебедев уделил особое внимание изучению крупных аномалий ледовитости (Лебедев, 1993). После продолжительных исследований (Миронов, 1979, 1994; Миронов и др., 1997; Frolov et al., 1997; Лебедев и Миронов, 1997; Mironov and Babko, 1997; Миронов и др., 1998; Миронов и Тюряков, 1998) Е.У. Миронов (Миронов, 2004) обобщил имеющиеся данные по основным элементам ледового режима морей Северо-Европейского бассейна, а также предложил новые методы прогнозов изменения ледового режима заблаговременностью от одного до шести месяцев. Он выделил следующие факторы, влияющие на ледовитость обоих морей: температура воздуха, атмосферная циркуляция, температура воды и течения, т.е. те основные процессы, в изменчивости которых выделяются квазициклические флуктуации различного масштаба.

В настоящее время с активным развитием спутниковой альтиметрии, в связи с имеющимися достаточно длинными временными рядами данных изменений площади льда Гренландского и Баренцева морей вновь активно исследуются как сезонные, так и межгодовые колебания ледовитости (Зубакин и др., 2006; Levitus et al., 2009а,б; Бузин, 2008; Бузин и Гудкович, 2011; Золотокрылин и др., 2014; Титкова и др., 2014; Трегубова и др., 2015; Прокофьев и др., 2015). Зарубежными авторами особое внимание уделяется связи ледовитости с изменчивостью атмосферной циркуляции (Vinje, 2001; Wu et al., 2004; Sorteber and Kvingedal, 2006; Deser and Teng, 2008; Zhang et al., 2008; Lind et al., 2018).

В монографии (Фролов и др., 2007) приводятся результаты успешного термогидродинамического моделирования синоптических, сезонных процессов и даже годовых. Но межгодовые и климатические изменения пока воспроизводятся климатическими моделями неудовлетворительно. Экстремальное уменьшение площади ледяного покрова в начале текущего столетия, сопровождавшееся аномальными колебаниями термохалинной структуры (Тимохов и др. 2012) и быстрыми изменения климата в Арктике (Алексеев, 2015; Юлин и др., 2019), оказалось быстрее, чем предвычисляли климатические модели. Существующие математические климатические модели прогнозируют дальнейшее уменьшение площади ледяного покрова в летний период. Так в статье (Aksenov et al., 2017), где приведены результаты расчетов по модели RCP8.5 NEMO, указывается, что к 2030-2039 гг. концентрация льдов в навигационный период может значительно уменьшиться, открыв маршрут из Европы в Азию через Северный полюс. В то же время, в монографии (Фролов и др., 2007) на основе анализа фактических межгодовых изменений площади льдов и эмпирической модели было получено, что в XXI веке ожидается сохранение колебательного (а не однонаправленного) фона изменений площади льдов в арктических морях. Согласно этому прогнозу, в 2020-2040-х гг. вероятно произойдет увеличение площади льдов с максимумом

около 2030 г. в восточных арктических морях и около 2035 г. в западных морях. Это свидетельствует о том, что в настоящее время нет однозначного ответа на вопрос, по какому сценарию будут развиваться изменения в Северном Ледовитом океане, и вопрос о причинах и генезисе долгопериодных и климатических изменений площади ледяного покрова еще находится в стадии исследования и поиска.

Отмечая важность развития численного моделирования, констатируем, что на современном этапе численный прогноз изменений климата, включая ледовитость и поверхностную температуру воды, еще не достиг уровня реалистического воспроизведения климатических колебаний. Поэтому особенно возросла актуальность описания долговременных и климатических колебаний состояния СЛО не только путем улучшения гидродинамических моделей, но и путем развития физико-статистических моделей (Никифоров и Шпайхер, 1980; Миронов, 2004; Алексеев и др., 2016, 2017; Малинин и Гордеева 2003; Тимохов и др., 2019а,б; Вязигина и др., 2021).

Объектом исследования является акватория морей Северо-Европейского бассейна, которая включает в себя Баренцево, Гренландское и Норвежское моря. **Предмет** исследования – долгопериодная изменчивость ледовитости и поверхностной температуры воды.

Цели и задачи исследований

Целью работы является исследование структуры долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды и площади льдов, установление причин долгопериодных колебаний, и разработка статистических моделей долговременных изменений термического и ледового состояния морей Северо-Европейского бассейна.

Для достижения поставленной цели сформулированы следующие **задачи**:

- Создание рабочего электронного архива гидрометеорологических климатических индексов и астрогеофизических характеристик;
- исследование статистической структуры межгодовой изменчивости поверхностной температуры воды и ледовитости морей СЕБ;
- изучение физических связей функций отклика (изучаемого процесса) с определяющими факторами;
- установление сопряженности долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками;
- анализ информативности различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна;
- построение физико-статистических моделей долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна.

Теоретической и методологической основой диссертации являются исследования и разработки отечественных и зарубежных ученых в области изучения климатической изменчивости площади льда и поверхностной температуры воды. Информационную базу составляют временные ряды гидрометеорологических климатических индексов и астрогеофизических характеристик, монографические работы, материалы научно-технических конференций, объекты интеллектуальной собственности, статьи в периодических изданиях и научных сборниках по исследуемой проблеме.

При проведении исследований использовались:

- базовый статистический анализ, включающий в себя анализ статистических оценок;
- кластерный анализ с применением евклидова расстояния;
- спектральный анализ (разложение в ряд Фурье);
- корреляционный анализ (взаимные корреляции, кросс-корреляции, автокорреляции);
- множественная линейная регрессия.

Научная новизна диссертационной работы заключается в следующем:

- расширены знания о структуре долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды и площади льдов морей Северо-Европейского бассейна,
- разработана оригинальная методика, основанная на физико-статистическом моделировании, которая позволила получить уравнения, с большей точностью описывающие долгопериодные колебания поверхностной температуры и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна. При этом впервые в качестве предикторов использован комплекс набора данных, как по гидрометеорологическим, так и по астрогеофизическим параметрам;
- получены оценки вклада гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в климатическую изменчивость поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна;
- выполнены оценки точности воспроизведения уравнениями долгопериодных колебания поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна;
- временная экстраполяция на 2-3 года вперед по известным данным предикторов показала устойчивость расчетов по уравнениям и позволяет сделать вывод о возможности использовать предложенный физико-статистический подход для развития методов прогнозов долгопериодных колебаний ледовитости и ТПО.

Основные положения, выносимые на защиту:

- статистические модели долгопериодной изменчивости поверхностной температуры воды и площади льдов Северо-Европейского бассейна в зависимости от вариаций гидрометеорологических и астрогеофизических факторов, которые описывают высокий процент общей дисперсии долгопериодных колебаний ледовитости (до 87%) и поверхностной температуры воды (до 80%) морей Северо-Европейского бассейна, а оправдываемость составляет до 100 %;
- оценки вклада гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в климатическую изменчивость поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна; вклад в общую дисперсию ТПО и ледовитости гидрометеорологических факторов (температура атмосферы, приток Атлантических вод и изменчивость атмосферной циркуляции) для различных вариантов моделей составляет до 70%, а астрогеофизических факторов (параметры нутация и изменение положения полюса Земли, солнечная активность) – до 50%;
- предложен эффективный метод расчета долгопериодных колебаний ледовитости и поверхностной температуры океана Северо-Европейского бассейна на основе физико-статистического моделирования с использованием в качестве предикторов как гидрометеорологических, так и астрогеофизических индексов и переменных.

Практическая значимость результатов работы

Полученные оценки статистической структуры долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды и площади льдов Северо-Европейского бассейна могут быть использованы как информация о долговременном поведении состояния морей. Разработанные статистические модели ледовитости и поверхностной температуры воды морей Северо-Европейского бассейна могут быть использованы в качестве методов диагноза теплового и ледового состояния Северо-Европейского бассейна. Разработанная методика может применяться при исследовании долгопериодных изменений (межгодовых и климатических) ледовитости и поверхностной температуры воды других Арктических морей.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на следующих российских и зарубежных конференциях и саммитах:

1. IV Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» КИМО-2019 «Долгопериодные изменения ледовитости и поверхностной температуры Северо-Европейского бассейна и их статистические модели», г. Севастополь, 22-26 апреля 2019 года.
2. IV Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» КИМО-2019 «Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря и их причины», г. Севастополь, 22-26 апреля 2019 года.
3. The General Assembly 2019 of the European Geosciences Union (EGU-2019) «The structure of long-term ice cover variability in the Western Arctic and its statistical models» Austria Center Vienna (ACV) in Vienna, Austria, 2019, from 7–12 April.
4. Международная конференция по Российско-Германским проектам «Изменчивость арктической трансполярной системы» / «Количественная оценка быстрых климатических изменений в российской Арктике» (CATS/QUARCCS) «Climatic fluctuations of surface water temperature and ice cover in the Nordic Seas» Санкт-Петербург, ФГБУ «ААНИИ», 3-5 декабря 2019 года.
5. Arctic Science Summit Week (ASSW-2020) «Climatic fluctuations of sea ice cover anomalies and anomalies ocean surface temperature in the Nordic Seas and Barents seas, its structure and statistical models», Akureyri, Iceland, 2020, 27 March to 2 April.
6. V Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО-2020) «Физико-статистические модели аномалий ледовитости и поверхностной температуры Северо-Европейского бассейна», Калининград, 18-22 мая 2020 года.
7. Students in polar and alpine research, SPARC «The possibility of using astroogeophysical parameters as predictors for statistical equations for interannual variability of sea ice extent in the Greenland Sea», Brno, Czechia, 2021, 3-4 May;

8. VI Всероссийская научная конференция молодых ученых «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО-2021) «Информативность различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов на примере описания долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского моря», Москва, 18-24 апреля 2021 года.
9. Всероссийская научная конференция «Моря России: вызовы отечественной науки» «Статистические модели климатической изменчивости поверхностной температуры воды и ледовитости отдельных районов Баренцева моря», Севастополь, 24-30 сентября 2022 года.
10. VI Всероссийская конференция с международным участием «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития»: МГО 2022 имени Л. Н. Карлина «Оценка информативности различных факторов, формирующих долгопериодные колебания ледовитости Баренцева моря за последние 90 лет», Санкт-Петербург, 14-15 декабря 2022 года.
11. XXX Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов» «Статистические модели долгопериодной изменчивости ледовитости отдельных районов Баренцева моря», Москва: МГУ, 10-21 апреля 2023 года.

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 13 изданиях, 5 из которых – журналы, рекомендованные ВАК РФ, 3 – журналы, индексируемые в Scopus, 7 – тезисы докладов.

Список работ, опубликованных по теме диссертации:

1. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря //Лёд и Снег. – 2018. – Т.58. – №1. – С.127-134. – РИНЦ, ВАК, Scopus.
2. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Юлин А.В. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости

- Гренландского и Баренцева морей //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019. – Т.65. –№2. – С.148-168. – РИНЦ, ВАК.
3. Тимохов Л.А., Бородачев В.Е., Бородачев И.В., **Вязигина Н.А.**, Миронов Е.У., Янут М. Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря //Лёд и Снег. – 2019. – Т.59. –№2. – С.222-232. – РИНЦ, ВАК, Scopus.
 4. Юлин А.В., **Вязигина Н.А.**, Егорова Е. С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений// Российская Арктика. – 2019. – №7. – С. 28-40. – РИНЦ.
 5. **Вязигина Н.А.** Тимохов Л.А. Долгопериодные изменения ледовитости и поверхностной температуры Северо-Европейского бассейна и их статистические модели. Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря и их причины //Комплексные исследования Мирового океана: Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых, Севастополь: АО ИО РАН. – 2019. – С.43-44. – РИНЦ.
 6. Егорова Е.С., **Вязигина Н.А.** Межгодовые изменения ледовитости Гренландского моря и их причины //Комплексные исследования Мирового океана: Материалы IV Всероссийской научной конференции молодых ученых, Севастополь: АО ИО РАН. – 2019. – С.54-55. – РИНЦ.
 7. **Viazigina N.**, Timokhov L. Mironov E. The structure of long-term ice cover variability in the Western Arctic and its statistical models //Geophysical Research Abstracts Vol. 21, EGU2019-1435, 2019EGU General Assembly 2019. – 2019.
 8. **Вязигина Н.А.** Тимохов Л.А. Физико-статистические модели аномалий ледовитости и поверхностной температуры Северо-Европейского бассейна //Комплексные исследования Мирового океана: Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых, Калининград: АО ИО РАН. – 2020. – С.54-55. – РИНЦ.

9. **Viazigina N.**, Timokhov L. The possibility of using astroogeophysical parameters as predictors for statistical equations for interannual variability of sea ice extent in the Greenland Sea //Students in polar and alpine research Abstracts Vol. 21. SPARC. – 2021. – 57 p.
10. **Вязигина Н.А.** Тимохов Л.А., Егорова Е.С., Юлин А.В. Информативность различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов на примере описания долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского моря //Комплексные исследования Мирового океана: Материалы VI Всероссийской научной конференции молодых ученых, Москва: АО ИО РАН. – 2021. – С.51-52. – РИНЦ.
11. **Вязигина Н.А.**, Тимохов Л.А., Егорова Е.С., Юлин А.В. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря //Лёд и Снег. – 2021. – Т.61. –№3. – С.431-444. – РИНЦ, ВАК, Scopus.
12. **Лис Н.А.**, Егорова Е.С. Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022. – Т.68. –№3. – С.234-247. – РИНЦ, ВАК.
13. **Лис Н.А.**, Тимохов Л.А. Статистические модели климатической изменчивости поверхностной температуры воды и ледовитости отдельных районов Баренцева моря //Материалы всероссийской научной конференции «Моря России: вызовы отечественной науки», Севастополь: АО ИО РАН. – 2022. – С.111-112. – РИНЦ.

Достоверность результатов работы обеспечивается предоставлением оценок качества моделей, таких как коэффициенты множественной корреляции и детерминации, оправдываемость и ошибка модельных данных. Предоставляется подтверждение устойчивости полученных уравнений путем проверки на 20 годах (период 2001-2021 годы для ледовитости и период 2000-2019 годы для ТПО).

Объем и структура диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, 4 глав, основных выводов, списка использованных источников, заключения, приложения. Содержит 145 стр. машинописного текста, 26 рисунков и 18 таблиц. Библиография включает 192 наименования.

Личный вклад

Автором самостоятельно получен электронный архив данных, проведен анализ результатов исследований, выявлены закономерности статистической структуры рассматриваемых характеристик, разработаны физико-статистические модели, проанализированы вклад и информативность параметров полученных уравнений для исследуемых районов, разработана методика для расчета межгодовой изменчивости ледовитости и поверхностной температуры океана.

Соответствие паспорту специальности ВАК:

Работа затрагивает следующие разделы паспорта специальности 1.6.17. Океанология:

- Внешние силы, действующие на океан, и потоки вещества и энергии;
- Свойства и процессы формирования морских льдов, их распределение и перемещение в Мировом океане;
- Взаимодействие в системе литосфера – гидросфера – атмосфера;
- Методы исследований, моделирования и прогноза процессов и явлений в океанах и морях;
- Методы анализа водных масс, их классификации, районирования акваторий и поиска закономерностей формирования структуры вод Мирового океана.

Содержание работы

Во *введении* обосновывается актуальность проблемы, решаемой в диссертации, формулируются цель и задачи исследований, излагаются основные положения, выносимые на защиту.

В первой главе приводятся основные сведения о географическом положении морей, особенностях района, ледового и гидрологического режимов. Рассматриваются основные структуры рельефа дна и связанные с ними системы поверхностных течений. Излагаются основные принципы статистического подхода решения проблемы анализа долгопериодных колебаний. Описаны источники данных, и приведены методы исследований.

Во второй главе приведены результаты анализа статистической структуры межгодовых колебаний поверхностной температуры воды морей Северо-Европейского бассейна. Предложено разделение на однородные районы. Выполнен кластерный анализ и выделены периоды высокой, средней и низкой температуры поверхности воды. Выполнен анализ трендовой составляющей, подтверждено наличие положительного тренда для ТПО. Определены с помощью спектрального анализа и проанализированы периоды циклических колебаний (до 22 лет включительно) исследуемых характеристик, выполнен автокорреляционный анализ и изучена инерционность процессов.

В третьей главе изложены результаты анализа статистической структуры межгодовых колебаний ледовитости морей Северо-Европейского бассейна. Выполнен анализ трендовой составляющей, подтверждено наличие отрицательного тренда для ледовитости. Определены временные периоды малой, средней и большой ледовитости. Определены с помощью спектрального анализа и проанализированы периоды циклических колебаний (до 22 лет включительно) исследуемых характеристик, выполнен автокорреляционный анализ и изучена инерционность процессов.

В четвертой главе изложены результаты исследований сопряженности ледовитости и температуры поверхности океана с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками. Представлены результаты анализа циклических колебаний глобальных климатических индексов, а также астрогеофизических параметров. Проанализированно сравнение совпадающих периодов выделенных циклических колебаний.

Проанализированы результаты исследования информативности различных гидрометеорологических и астрогеофизических характеристик в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости и температуры поверхности воды морей Северо-Европейского бассейна. Приведены оценки вклада полученных предикторов. Представлены разработанные уравнения описания межгодовых колебаний исследуемых характеристик с анализом показателей качества моделей. Выполнена проверка на устойчивость разработанных моделей на 20 годах.

Заключение содержит описание основных результатов диссертационного исследования.

Благодарности

Приношу глубокую благодарность и признательность своему научному руководителю доктору физико-математических наук ***Л.А. Тимохову*** и научному консультанту доктору географических наук ***Е.У. Миронову*** за чуткое руководство, советы и ценные замечания в работе над диссертацией. А также выражаю благодарность за советы, критические замечания, совместную работу и поддержку кандидату географических наук ***А.В. Юлину*** и кандидату географических наук ***Т.К. Карандашевой***.

ГЛАВА 1 ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ, ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

1.1 Географическая характеристика региона

Северо-Европейский бассейн (СЕБ), включающий Норвежское, Гренландское и Баренцево моря по номенклатуре рельефа дна от 1967 года (Трешников и др., 1967), является частью Северного Ледовитого океана (СЛО). Расположение границ морей схематически представлено на схеме (Рисунок 1.1.) в соответствии с установленными границами в Атласе океанов в 1980 году (Атлас океанов, 1980). Северо-Европейский бассейн соединяет Северную Атлантику с Арктическим бассейном Северного Ледовитого океана.

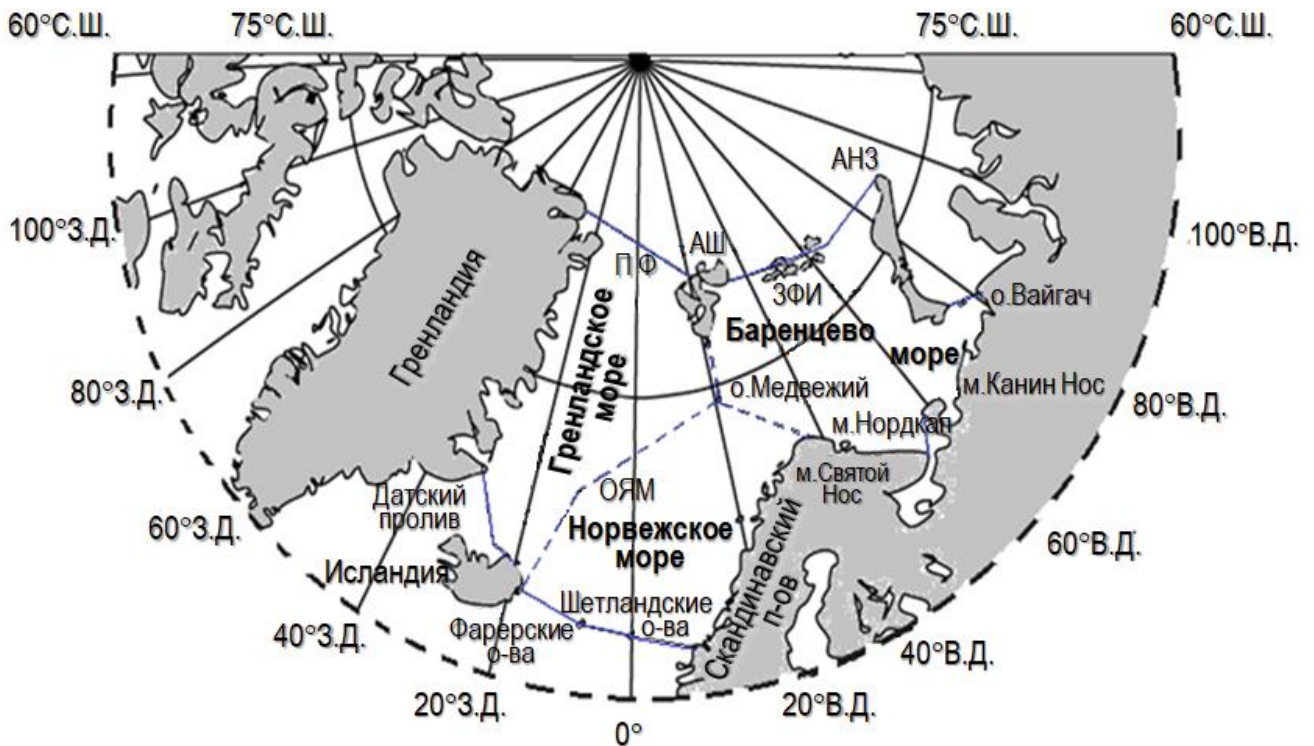


Рисунок 1.1. Схема границ морей Северо-Европейского бассейна: Гренландского, Норвежского и Баренцева морей. Синим цветом обозначены границы акватории Северо-Европейского бассейна, пунктиром – границы между морями.

Примечание. Обозначения: ПФ – пролив Фрама; ЗФИ – Земля Франца-Иосифа; АШ – архипелаг Шпицберген; АНЗ – архипелаг Новая Земля; ОЯМ – остров Ян-Майен.

Границы Норвежского моря:

С востока ограничивается берегами Норвегии, от мыса Нордкап (25°в. д.) до о. Медвежий, следуя к южной части о. Западный Шпицберген. С Запада граничная линия проходит от Шпицбергена до о. Ян-Майен, до мыса Гернир в Исландии (65°с. ш., 13°з. д.). Граница на Юге простирается от мыса Герпир до Фарерских островов (Фуглё, 62°с. ш., 6°з. д.), после следует до широты 61°с.ш. на 0,5° з. д. (на север от Шетлендских островов) и продолжается по этой широте до берегов Норвегии немного южнее Согне-фьорда.

Границы Гренландского моря:

С Юга граница проходит через линию: СЗ Исландии до мыса Нансен (Гренландия, 68° с.ш., 29°з. д.) Север моря ограничен линией, которая соединяет оконечности Северной Гренландии и Шпицбергена, граница на востоке проходит по линии, которая соединяет юг Западного Шпицбергена, о. Ян-Майен и восточную часть Исландии (65°с. ш., 13°з. д.).

Границы Баренцева моря:

На Западе граница моря представляет собой линию, проходящую от м. Южный до о. Медвежий и следуя к м. Нордкап. На Юге море ограничивается береговой линией Евразии и линии мыс Святой Нос – мыс Канин нос, которая отделяет его от Белого моря. Восточная граница ограничена островами Вайгач и Новая Земля. Северная граница моря ограничено северной частью островов Земли Франца-Иосифа и чертой, которая идет через такие острова как Белый и Виктория к острову Северо-Восточная Земля.

Гренландское, Баренцево и Норвежское моря занимают примерно одинаковые площади в Северо-Европейском бассейне (Таблица 1.1.) и составляют 30%, 36% и 34% соответственно. При этом Гренландское и Норвежское моря имеют значительно большие глубины, превышающие глубины Баренцева моря в несколько раз. Соответственно, объем Баренцева моря меньше остальных морей

Северо-Европейского бассейна более чем в 6 раз (см. таблицу 1.1.). Изменение площади морского льда является фундаментальным параметром не только климата Арктического региона, но и индикатором изменения климата всего Северного полушария. В контексте изменения климата, ледовитость является особенно полезным индикатором современных изменений в Арктике.

Таблица 1.1. Основные статистические характеристики Северо-Европейского бассейна

Характеристика	Гренландское море	Баренцево море	Норвежское море
Площадь, $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$	1195	1424	1340
% от площади СЕБ	30%	36%	34%
Средняя глубина, м	1641	222	1735
Макс глубина, м	5527	600	3970
Объём, $n \cdot 10^3 \text{ км}^3$	1961	316	2325
Средняя ТПО на севере, °С	-1	-1	+2,5
Средняя ТПО на юге, °С	+1,5	+6	+6,5
Макс ТПО, °С	+9	+9	+13
Мин ТПО, °С	-1,9	-1,9	-1
Средняя ПТА в августе на юге, °С	+5	+9	+11
Средняя ПТА в августе на севере, °С	± 0	+0,5	+9
Средняя ПТА в феврале на юге, °С	-10	-4	+4
Средняя ПТА в феврале на севере, °С	-26	-22	-4
Мин ПТА, °С	-49	-25	-9
Макс ПТА, °С	+3	+6	+12
Средняя ледовитость, $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$	489	499	0
Макс ледовитость, $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$	1052	1235	0
Мин ледовитость, $n \cdot 10^3 \text{ км}^2$	36	0	0
% от макс ледовитости СЕБ	33%	39%	0
% от мин ледовитости СЕБ	100%	0%	0

Примечание: ПТА – приземная температура атмосферы; ТПО – температура поверхности океана; СЕБ – Северо-Европейский бассейн (Терзиев и Гирдюк, 1990; Миронов, 2004; база данных CDAS-1 Reanalysis Международного Исследовательского Института Климата и Общества Колумбийского университета города Нью-Йорк (США) <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>).

Климат Гренландского моря арктический и меняется в значительной степени на всей акватории моря. Минимальные значения ПТА составляют -49°C в районе Шпицбергена в зимний период, а наибольшие ПТА вплоть до $+3^{\circ}\text{C}$ распространяются у береговой линии Гренландии в летний сезон. В среднем ПТА составляют на юге -10°C и на севере -26°C . Аналогично, средние температуры для летнего сезона, на южной части $+5^{\circ}\text{C}$ и на северной 0°C . Летний сезон на акватории Гренландского моря длится очень короткий период: за год число дней, с температурой выше $\pm 0^{\circ}\text{C}$, составляет от 225 (север) – 334 (юг).

Аналогичная ситуация наблюдается на северной части Баренцева моря, где влияние притока теплых вод из Северной Атлантики значительно меньше. Здесь ПТА опускается ниже -22°C (см. таблицу 1.1.), а летом лишь незначительно превышает ноль в среднем $+5^{\circ}\text{C}$. Юго-западный район Баренцева моря находится под достаточно сильным влиянием циклонической циркуляции и притока теплых и соленых вод Нордкапского течения.

Регион характеризуется сильными ветрами, чаще всего ЮЗ направления, повышенной облачностью и осадками. Для юго-восточного района характерно попеременное влияние теплых атлантических воздушных масс и холодных, поступающих с Евразийского континента. В связи с этим в данном районе Баренцева моря наблюдаются высокие градиенты температуры. Температура атмосферы резко снижается по направлению к востоку и юго-востоку. Где влияние притока холодных вод Карского моря, поступающих через проливы Югорский Шар и Карские ворота, велико. Северо-западный район Баренцева моря занимает акваторию к северу о. Медвежий, и находится под достаточно сильным влиянием со стороны Арктического бассейна. Эта часть характеризуется особенно холодными приземной температурой атмосферы и поверхностной температуры воды, наличием льдов и айсбергов, ветров северо-восточного направления. В центральный и северо-восточный районы Баренцева моря теплые Атлантические воды поступают с Колгуево-Новоземельской ветвью Нордкапского течения.

В зимний сезон приземная температура атмосферы Норвежского моря составляет на севере -4°C и на юге $+4^{\circ}\text{C}$. Изотерма нулевого значения располагается на линии от Исландии по направлению к о. Медвежий. При этом в летний сезон, когда Исландский минимум ослабевает, а Азорский максимум усиливается, ветра значительно ослабевают, температура повышается до $+12^{\circ}\text{C}$. Одновременно с этим, когда атмосфера прогревается, активность циклонов ослабевает.

По температурному режиму Баренцево и Гренландское моря похожи. Так, средняя температура поверхности океана на севере обоих морей составляет -1°C , тогда как в Норвежском море $+2,5^{\circ}\text{C}$ (см. таблицу 1.1.). Аналогично выглядит распределение и максимальных/минимальных температур поверхности океана: наименьшая температура поверхности океана в Гренландском ($-1,9^{\circ}\text{C}$) и Баренцевом ($-1,9^{\circ}\text{C}$) морях значительно ниже, чем в Норвежском море ($-1,0^{\circ}\text{C}$). Столь низкие температуры наблюдаются лишь в северной части моря. Гренландское и Баренцево моря расположены за пределами полярного круга и, в отличие от Норвежского, подвержены влиянию теплых Атлантических вод в значительно в меньшем объеме. Что приводит к достаточно суровым погодным температурным условиям. Даже летом не всегда и не на всей акватории ТПО этих морей достигает положительных температур.

Через южные проливы бассейна в Северный Ледовитый океан вторгаются воды атлантического происхождения. В обратном направлении через Северо-Европейский бассейн в Северную Атлантику поступают холодные и распресненные поверхностные воды и льды, достигающие иногда 43° с.ш. и формирующие «холодную стенку» вдоль западного края Гольфстрима. Холодные и относительно распресненные донные воды океана, переливаясь через его южные пороги в Северную Атлантику, формируют здесь промежуточные слои, достигающие фронта Гольфстрима, и определяют интенсивность потоков Гольфстрима и всех его ветвей на северо-западе

Атлантики (Никифоров, 2006; Blindheim and Osterhus, 2005). Данные особенности гидрологии района связаны, прежде всего, с морфометрией его дна (рисунок 1.2).

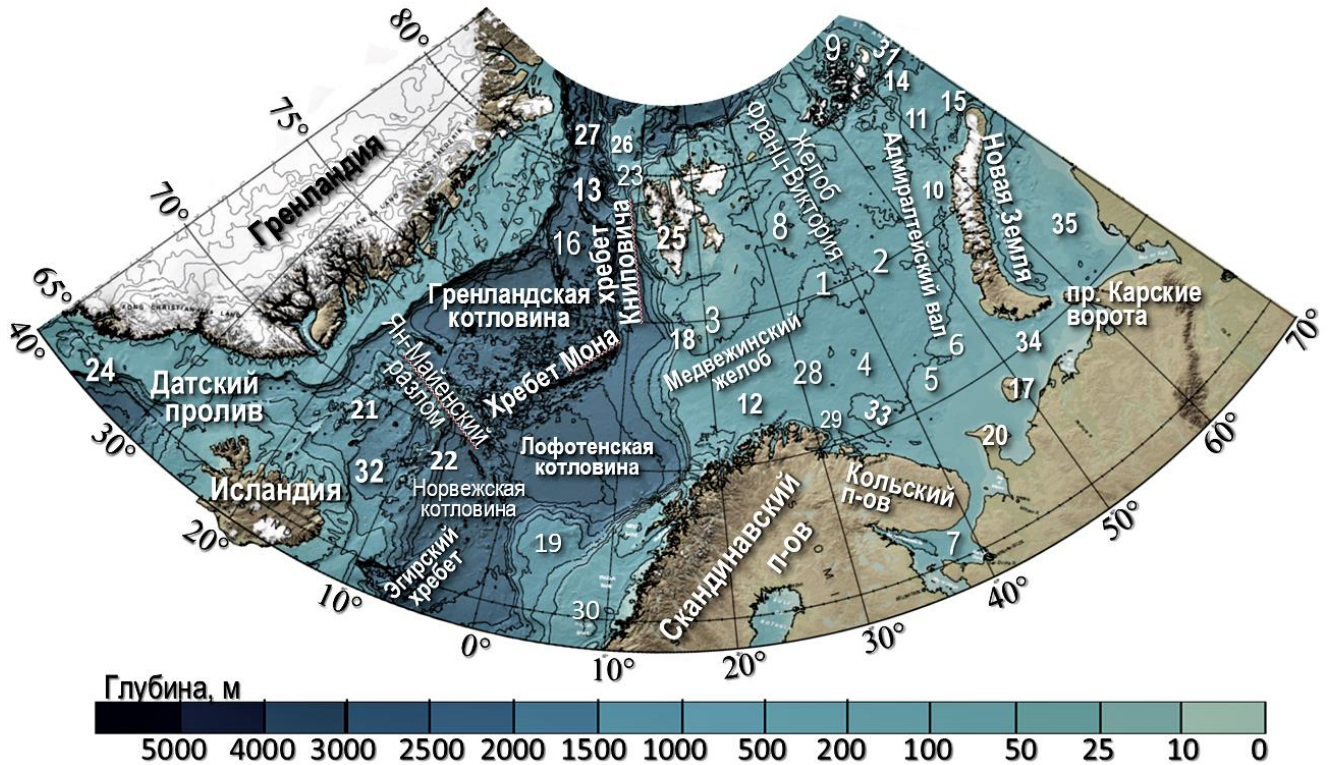


Рисунок 1.2. Схема рельефа дна Северо-Европейского бассейна. Адаптировано (Jakobsson, 2008).

Примечание. Обозначения: 1. Центральная возвышенность 2. Северо-Баренцевоморская впадина 3. Шпицбергенская банка 4. Южно-Баренцевоморская впадина 5. Северо-Канинская банка 6. Гусинная банка 7. Белое море 8. Возвышенность Персея 9. Земля Франца-Иосифа 10. Западно-Новоземельский желоб 11. Восточно-Баренцевоморская впадина 12. Нордкапская банка 13. Пролив Фрама 14. Северо-Восточное плато 15. Плато Литке 16. Котловина Борея 17. о. Колгуев 18. о. Медвежий 19. плато Вёринг 20. п-ов Канин Нос 21. Исландский хребет 22. Ян-Майенский хребет 23. Шпицбергенская долина 24. Гренландско-Исландский порог 25. Архипелаг Шпицберген 26. Плато Ермака 27. хребет Моллой 28. Центральное плато 29. Нордкапско-Мурманский желоб 30. Банка Халтен 31. Желоб Святой Анны 32. Исландское плато 33. Мурманский вал 34. Печорское море 35. Карское море.

Рельеф дна морей Северо-Европейского бассейна имеет существенные различия от моря к морю. В отличие от более глубоководных Норвежского и Гренландского морей, Баренцево море относится к Шельфовым морям Российской Арктики и имеет средние глубины 190-230 м (Лисицын, 2021). Дно этого моря представляет собой равнину, изрезанную желобами в разных направлениях. Так Медвежинский желоб располагается на границе с Норвежским морем, желоб Франц-Виктория – между архипелагами Земля Франца Иосифа и Шпицберген на границе с Арктическим бассейном, а желоб Святой Анны – на северо-восточной границе с Карским морем.

Расположение таких крупных желобов (с глубинами 300-600 м) на границах Баренцева моря способствует усиленному водообмену в этих районах с соседними акваториями. Основу южной и центральной частей Баренцева моря составляют обширные депрессии и небольшие возвышенности: Северо-, Южно- и Восточно-баренцевоморская впадины, окруженные банками (самые крупные из которых Центральная и Персея – на севере и юге; Мурманский вал, Канинская и Гусиная банки – на юге). Более сложную топографию представляет собой акватории Гренландского и Норвежского морей. Их бассейны разделены системой океанических хребтов, наиболее крупные из которых имеющие субширотное расположение хребет Мона (к северу от Ян-Майенского разлома) и меридиональное – Книповича. Между хребтами и скандинавским полуостровом в Норвежском море располагаются две крупные котловины – Норвежская и Лофотенская (Залогин и Косарев, 1999; Blindheim and Osterhus, 2005). Норвежская котловина представляет собой наиболее крупный и глубоководный бассейн моря (средние глубины 3200-3600м). Её границы распространяются к северу от Эгирского хребта, на восток к Исландскому плато до плато Вёринг вплоть до континентального склона с берегов Скандинавии. Лофотенская котловина несколько меньше и, относительно Норвежской, мельче (средние глубины около 3200м). Простирается севернее Норвежской котловины и плато Вёринг, юго-восточнее хребта Мона, граничит с северо-востока с Баренцевым морем и с юго-востока – Скандинавией (Blindheim and Osterhus, 2005). Гренландское море

топографически также имеет два основных бассейна: котловины Гренландская и Борея (со средними глубинами 3400–3600м и 3200м соответственно). Гренландская котловина располагается с запада и востока между океаническими хребтами Мона и Книповича и Гренландией, с юга – область Ян-Майенского разлома, с севера в зоне Гренландского разлома – с намного меньшей по размеру котловиной Борея.

Несмотря на отмеченные различия, все моря относятся к одному бассейну, а Норвежское море является своего рода связующим звеном между Гренландским и Баренцевым морями.

Источники и стоки пресных вод, фазовые переходы при таянии и нарастании льда, а также адвекция атлантических вод через пролив Фрама (и частью через Баренцево море) являются главными образующими термохалинной структуры Северного Ледовитого океана и в значительной степени влияют на формирование поля плотности и циркуляции вод и дрейф льдов в Арктическом океане (Никифоров и Шпайхер, 1980). В Северо-Европейском бассейне находится зона «аномального перегрева» атмосферы, благодаря сильной отдаче тепла океана (Алексеев и др., 1985).

Северо-Европейский бассейн представляет собой сложную, как со стороны батиметрии, так и с точки зрения гидрологического, метеорологического и ледового режимов. Гидрологические, атмосферные и ледовые процессы, происходящие в данном районе, распространяют свое влияние не только на Арктику, но и достигают о. Байкал (Никифоров, 2006). Поэтому изучению Северо-Европейского бассейна отводится ключевая роль в формировании термохалинной структуры Северного Ледовитого океана и влиянию Северного Ледовитого океана на Северную Атлантику.

1.2 Данные и методы исследований

Данные о среднемесячных значениях ледовитости Гренландского и Баренцева морей, используемые в работе, предоставлены отделом ледового

режима и прогнозов ФГБУ «ААНИИ» с 1950 по 2021 годы (Миронов, 2004; Атлас океанов, 1980). Ледовитость – площадь моря, занятая льдом любой сплоченности в границах моря (WMO sea-ice nomenclature, 2017).

Исходные среднемесячные значения ледовитости усреднялись по сезонам года в соответствии со следующими градациями (Миронов, 2004): зиме соответствуют месяцы с декабря по апрель, весне – с мая по июнь, лету – с июля по сентябрь; и наконец, осени – с октября по ноябрь. В результате была получена рабочая база данных сезонных значений ледовитости за период 1950-2021 годы.

Данные по среднемесячным значениям температуры поверхности океана (ТПО) Баренцева, Гренландского и Норвежского морей были получены с сайта базы данных CDAS-1 Reanalysis Международного Исследовательского Института Климата и Общества Колумбийского университета города Нью-Йорк (США), расположенного по адресу <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>. Были отобраны среднемесячные значения ТПО с января 1949 года по декабрь 2019 года в узлах сетки $2^\circ \times 2^\circ$ (рисунок 1.3).

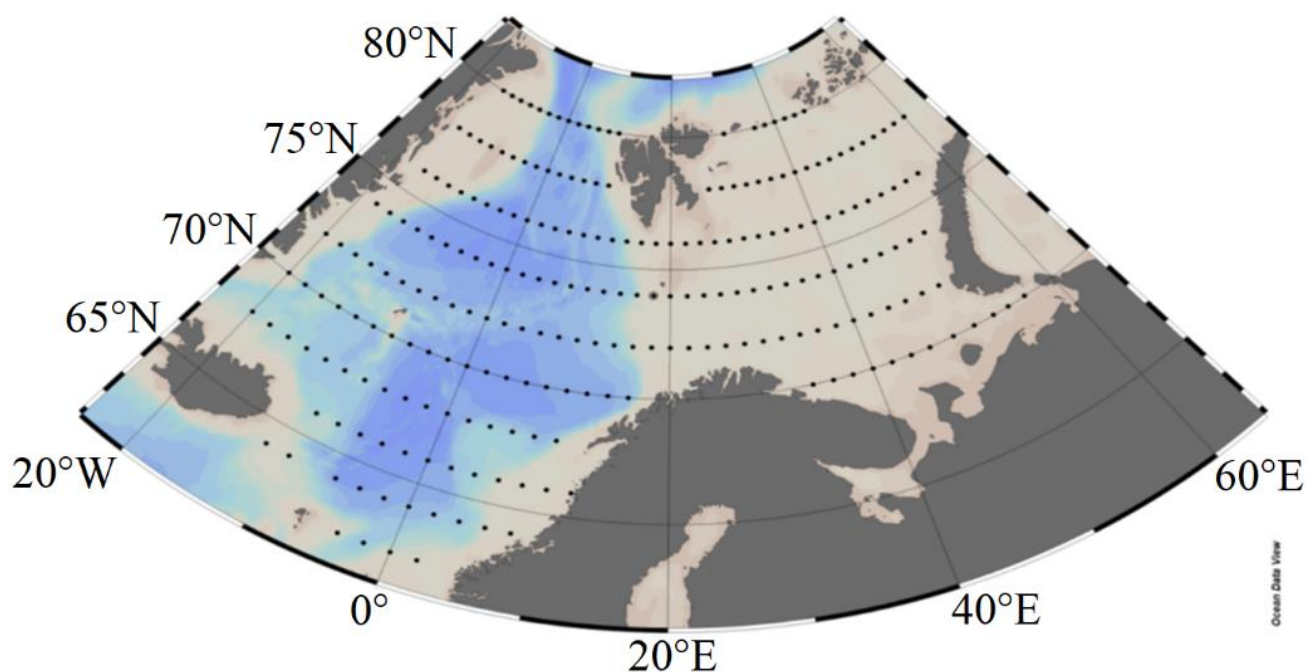


Рисунок 1.3. Карта-схема точек выборки данных для морей Северо-Европейского бассейна.

Полученные поля ТПО были осреднены для каждого моря, а затем осреднены по сезонам, аналогичным как для ледовитости. В итоге была сформирована рабочая база данных сезонных полей ТПО Северо-Европейского бассейна за период 1950–2019 годы.

В качестве характеристик атмосферных процессов нами выбраны среднегодовые и среднесезонные индексы крупномасштабной атмосферной циркуляции: индекс Арктического колебания АО, индекс Арктического диполя AD, Тихоокеанско-Североамериканский индекс PNA, Северо-Атлантическое колебание NAO и приземная температура атмосферы ПТА. Временные серии индексов АО, AD, PNA любезно предоставил М. А. Janout (Janout et al., 2017). Они представляют собой первые три моды разложения приземного атмосферного давления от 60° с.ш. до полюса по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ). Индекс АО (Арктическое колебание, Arctic Oscillation) воспроизводит ситуации повышения/понижения атмосферного давления над Арктикой, отображая интенсификацию широтного обмена; индекс AD (Арктический диполь, Arctic Dipole), отображает интенсификацию меридионального обмена; третья мода EOF3 представляет собой диполь с осью, перпендикулярной оси AD, и по традиции ее называют Тихоокеанско-Североамериканским индексом (Pacific North American oscillation, PNA). Данные индекса NAO (Северо-Атлантическое колебание, North Atlantic Oscillation), представляющего собой разницу высоты поверхности 500 гПа между пунктами в Исландии (64° с.ш., 24° з.д.) и вблизи Азорских островов (39° с.ш., 24° з.д.), были взяты на сайте (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/>). Перечисленные индексы отражают характер воздушных переносов, которые индуцируют ветровой дрейф льдов, а также изменяют топографию поверхности моря, особенно вблизи берегов (сгонно-нагонные явления), и через градиент уровня влияют на дрейф ледяного покрова.

В базу гидрометеорологических факторов были введены Атлантическое мульти декадное колебание (Atlantic Multidecadal Oscillation, AMO)

(<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/timeseries/AMO/>) и приземная температура воздуха ПТА (с сайта базы данных CDAS-1 Reanalysis Международного Исследовательского Института Климата и Общества Колумбийского университета города Нью-Йорк (США), расположенного по адресу <http://iridl.ldeo.columbia.edu/>). Были отобраны среднемесячные значения ПТА с января 1949 года по декабрь 2021 года в узлах сетки $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ (рисунок 1.3). Эти параметры относятся к термодинамическим характеристикам: температура ПТА влияет на интенсивность фазовых переходов (таяние льда весной и летом и его нарастание осенью и зимой), а индекс АМО отображает влияние на ледовитость Гренландского и Баренцева морей теплых вод Северной Атлантики, которые поступают через Ферреро-Шетландский пролив.

В научных изданиях публикуются сведения о статистической связи уровня моря, температуры воды и ледовитости с астрогеофизическими параметрами (Бойцов, 2007, 2009; Гудкович и др., 2008; Логинов, 2020; Шапкин и др., 2021). В монографии (Фролов и др., 2007) дан обзор результатов эмпирических исследований влияния на уровень океана и на ледовитость отдельных арктических морей долгопериодного «полюсного прилива», девятнадцатилетнего деклинационного прилива и скорости вращения Земли. Это стало основанием для включения в исследование астрогеофизических факторов в качестве предикторов. Так, в регулировании поступления солнечной радиации к Земле (без учета атмосферы) и распределения ее по земной поверхности (солярный климат) выделяются два механизма, имеющие различную физическую природу (Федоров и др., 2016; Федоров, 2018, 2019). Один механизм определяется небесно-механическими процессами, изменяющими элементы земной орбиты (расстояние Земля-Солнце, продолжительность тропического года и др.), наклон оси вращения и связанные с ними изменения в инсоляции Земли. Для учета этого механизма нами использованы аномалии расстояний между Землей и Солнцем для зимнего (октябрь-март) C_w и летнего (апрель-сентябрь) C_s полугодий, рассчитанные по данным сайта (<https://soft-ok.net/226-astroprocessor-zet-9-lite.html>).

Другой механизм связан с изменением солнечной активности, традиционно в качестве показателя используются числа Вольфа (Wolf) (https://solarscience.msfc.nasa.gov/greenwch/SN_m_tot_V2.0.txt). Обзор исследований связи ледовитости и ТПО морей с солнечной активностью свидетельствует, с одной стороны, о наличии малоизученных природных механизмов, определяющих выявленные зависимости, а с другой – о сложном характере этих механизмов. Тем не менее, среднегодовое число Вольфа (Wolf) было включено в число переменных в базу испытываемых предикторов.

Долгопериодные гравитационные силы Луны и Солнца и колебания скорости вращения Земли учитывались вариациями среднегодовых координат X, Y полюса Земли (<ftp://hpiers.obspm.fr/iers/series/opa/eopc04>) и среднегодовыми параметрами нутации оси Земли $\Delta\epsilon$ и $\Delta\psi$ (<https://datacenter.iers.org/eop.php>). В качестве индекса скорости вращения Земли была использована среднегодовая величина флуктуации продолжительности дня lod (length of day; <https://astro.ukho.gov.uk/nao/lvm/#tabs-d3>) (Егоров, 2003; Абдусаматов, 2009). Эта подгруппа переменных производит воздействия через парциальное изменение гравитационного поля, формирующее долговременную вынужденную волну приливного нутационного типа и возникновение парциального геострофического течения.

Рассматриваемые в данной работе временные ряды данных составляют более 70 лет. При исследовании различных параметров долгопериодной изменчивости, ее структуры и особенностей, чтобы ослабить влияние высокочастотных колебаний, которые могут быть обусловлены в том числе ошибками используемого расчёта ледовитости и ТПО, так и колебаниями гидрометеорологических факторов в масштабах до года, все имеющиеся данные были усреднены либо по сезонам, либо за год или полугодия.

Как показали (Гудкович и Николаева, 1963) при осреднении скорости дрейфа за месяц, полугодие и более вклад ветровой составляющей уменьшается, а

возрастает роль постоянных (в действительности медленно меняющихся) течений – до 40% по оценке авторов. Т.е. на долгопериодную динамику ледяного покрова кроме атмосферной циркуляции также в значительной степени влияют уровень океана и течения.

Еще одна есть особенность гидрометеорологических характеристик, осреднённых за сезон, полугодие, год и т.д. При усреднении в гидрометеорологический параметр включаются дополнительные эффекты взаимодействия с другими факторами. Например, на ледовитость Баренцева моря в позднеосенний и начало зимы влияют текущие региональные атмосферные процессы. Но, начиная с февраля, распределение льдов начинает влиять на местные атмосферные процессы (Миронов, 2004). В результате среднее за зимний период поле атмосферного давления включает и эффект взаимодействия с ледяным покровом. Это важно иметь в виду при построении статистических моделей и объяснении роли входящих в модель предикторов.

Методы исследований

Обработка временных рядов включала в себя корреляционный, спектральный, кросскорреляционный и мульти регрессионный анализы, выполнявшиеся с помощью пакета программ Статистика (statsoft.ru).

Корреляционный анализ применялся для установления сопряженности ледовитости и ТПО морей Северо-Европейского бассейна с гидрологическими, метеорологическими и астрогеофизическими факторами. С помощью кросскорреляционного анализа определялось временное запаздывание (в годах) колебания ледовитости и ТПО по отношению к предиктору. Коэффициент корреляции рассчитывался:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^N [(x_{1i} - \bar{x}_1)(x_{2i} - \bar{x}_2)]}{N\sigma_1\sigma_2}, \quad (1)$$

«где x_{i1} и x_{i2} – значения первой и второй переменных соответственно; \bar{x}_1 и \bar{x}_2 – средние значения первой и второй переменных соответственно; σ_1 и σ_2 – стандартные отклонения первой и второй переменных соответственно; N – длина рядов первой и второй переменных» (Гордеева, 2010).

Значимость коэффициентов корреляции и его частного значения, такого как коэффициент автокорреляции, при анализе АКФ (автокорреляционная функция), проверялась по критерию Стьюдента при уровне значимости 0,05 и числе степеней свободы $N-2$.

Для проверки рядов на стационарность и выявления колебаний с периодом, превышающим длину ряда, рассчитывался и анализировался линейный тренд. Уравнение линейного тренда:

$$y = a_1 t + a_0 + \varepsilon, \quad (2)$$

где t – это время, a_1 – коэффициент линейного тренда, ε – остатки (шум), a_0 – безразмерный коэффициент. Первая часть уравнения $a_1 t + a_0$ представляет собой собственно линейный тренд. Величина тренда показывает на какую величину меняется исследуемая характеристика за выбранный промежуток времени (Гордеева, 2013). Перед расчетом коэффициентов корреляции и автокорреляции линейный тренд удалялся из исследуемых рядов.

Метод спектрального анализа использовался для получения состава цикличностей как ледовитости и ТПО, так и предикторов, при анализе сопряженности исследуемых характеристик. С помощью программы пакета анализа «Statistica» производился расчет разложения Фурье. По частоте и дисперсии гармоник исследуемого ряда строилась периодограмма (спектр). По спектру выделялись пики, соответствующие основным гармоникам, которые в дальнейшем, проверялись на значимость, и рассчитывался вклад V_k каждой значимой гармоники в общую дисперсию ряда.

$$V_k = \frac{D_k}{D_y}, \quad (3)$$

где D_k – дисперсия k -й гармоники, D_y – дисперсия исходного ряда.

Кластерный анализ (метод автоматической классификации) использовался как для выделения однородных периодов, так и для объединения в однородные районы. По временным периодам были выделены кластеры высокой, средней и низкой ТПО и большой, средней и малой ледовитости. По данным полей ТПО было произведено районирование. С помощью программы пакета анализа «Statistica» строилась древовидная дендрограмма (Вайновский и Малинин, 1992; Смирнов и др., 1992; Белов и др., 2009), по которой производился визуальный выбор наиболее адекватного количества кластеров. Далее, с помощью метода К-средних (Белов и др., 2009) производилось объединение данных в определенное по дендрограмме количество групп. В качестве меры близости в обоих методах использовалось Евклидово расстояние. Для получения более качественного результата по районированию Северо-Европейского бассейна, чтобы «избежать шума», перед кластеризацией, было выполнено разложение по естественным ортогональным функциям (метод Главных компонент, ГК) (Вайновский и Малинин, 1992). Разложение производилось без вращения, при классификации использовались первые три моды.

Для получения статистических уравнений нами использовался аппарат мультирегрессионного анализа (МРА) из пакета программ «Статистика». Описание МРА приведено в приложении программ «Статистика», а также описан в монографии (Малинин и Гордеева, 2003). Поскольку наша база содержала большое число переменных, то для получения статистических уравнений с помощью мультирегрессионного метода нами была выбрана процедура исключения переменных. Вначале строилась полная модель множественной регрессии (МЛР), при этом, в «СТАТИСТИКЕ» начальная версия содержит не

более 20 переменных. Затем из нее исключались наименее значимые по критерию p -level переменные, которые или слабо коррелируют с ледовитостью или коллинеарны с другими переменными (последнее программа оценивает автоматически). После этого из модели исключается следующий по значимости фактор. Так продолжалось до тех пор, пока не оставались самые значимые факторы. В процессе построения статистической модели программа «СТАТИСТИКА» выдает таблицу (бюллетень), в которой приводятся критерии адекватности p -level каждой переменной. Таким образом, из большого числа испытуемых переменных (предикторов) путем их перебора находятся переменные (не более 7–10) с достаточной статистической значимостью. Заканчивается построение статистической модели с наиболее высоким общим коэффициентом множественной линейной корреляции, и критерием p -level адекватности (значимости) всей модели равным или меньше 0,01.

Выводы к главе 1

Раскрыты особенности географического положения исследуемого района, которые во многом формируют климат Северо-Европейского бассейна. При этом рельеф оказывает большое влияние на формирование системы поверхностных течений.

Анализ работ по применению статистического анализа в гидрометеорологии показывает продуктивность метода множественной регрессии для получения статистических моделей изменчивости гидрометеорологических процессов, что позволяет его выбрать для моделирования временных изменений как ледовитости, так и поверхностной температуры океана.

ГЛАВА 2 ТЕМПЕРАТУРА ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ В МОРЯХ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА

2.1 Характеристика термического состояния поверхности воды в морях Северо-Европейского бассейна

С точки зрения гидрологического режима, Северо-Европейский бассейн представляется очень интересным объектом для исследований (Рисунок 2.1.). Акватория Гренландского моря подвержена постоянно действующим ветрам северного направления. Которые значительно влияют на охлаждение поверхностного слоя воды, а также способствуют дрейфу льда из Арктического бассейна в Северную Атлантику. Теплые и соленые воды, поступающие с Североатлантическим течением, охлаждаются в поверхностном слое, продвигаясь в северном направлении к Шпицбергену и поступают через западную границу Баренцева моря в Баренцево море и через пролив Фрама в Центральный Арктический бассейн (Иванов и Репина, 2018; Ivanov et al., 2020; Иванов, 2021). Являясь частью Атлантического конвейера, эти воды возвращаются с севера с водами холодного Восточно-Гренландского течения. На востоке Гренландского моря располагается теплое Шпицбергенское течение, которое является ответвлением Североатлантического течения системы Гольфстрим. Такое сочетание противотечений способствует созданию различных циклонических водоворотов в центре Гренландского моря (Никифоров и Шпайхер, 1980).

Одновременно с этим, Норвежское море, является одной из зон, в которых происходит значительный перегрев атмосферы, в связи с поступлением большого количества теплых и соленых вод из Атлантического океана (Лаппо и др., 1990; Алексеев и Кораблев, 1994; Малинин и Шмакова, 2018). Эти воды поступают в Норвежское море с Норвежским течением, они же являются продолжением теплого Северо-Атлантического течения системы Гольфстрим. При этом на юге Норвежского моря это течение разветвляется на две части. Прибрежная

Восточная часть течения, подпитывается пресными водами материкового стока, продвигаясь вдоль побережья Скандинавского полуострова, направляется в Баренцево море. Часть этих вод через некоторое время рециркулирует и возвращается в трансформированном виде в Норвежское море (Walczowski, 2014). В зимний сезон это течение наблюдается на больших глубинах и поток более узкий. В то же время в летний сезон, оно расширяется на большую площадь, но при этом становится мельче, образуя своего рода клин над атлантическими водами.

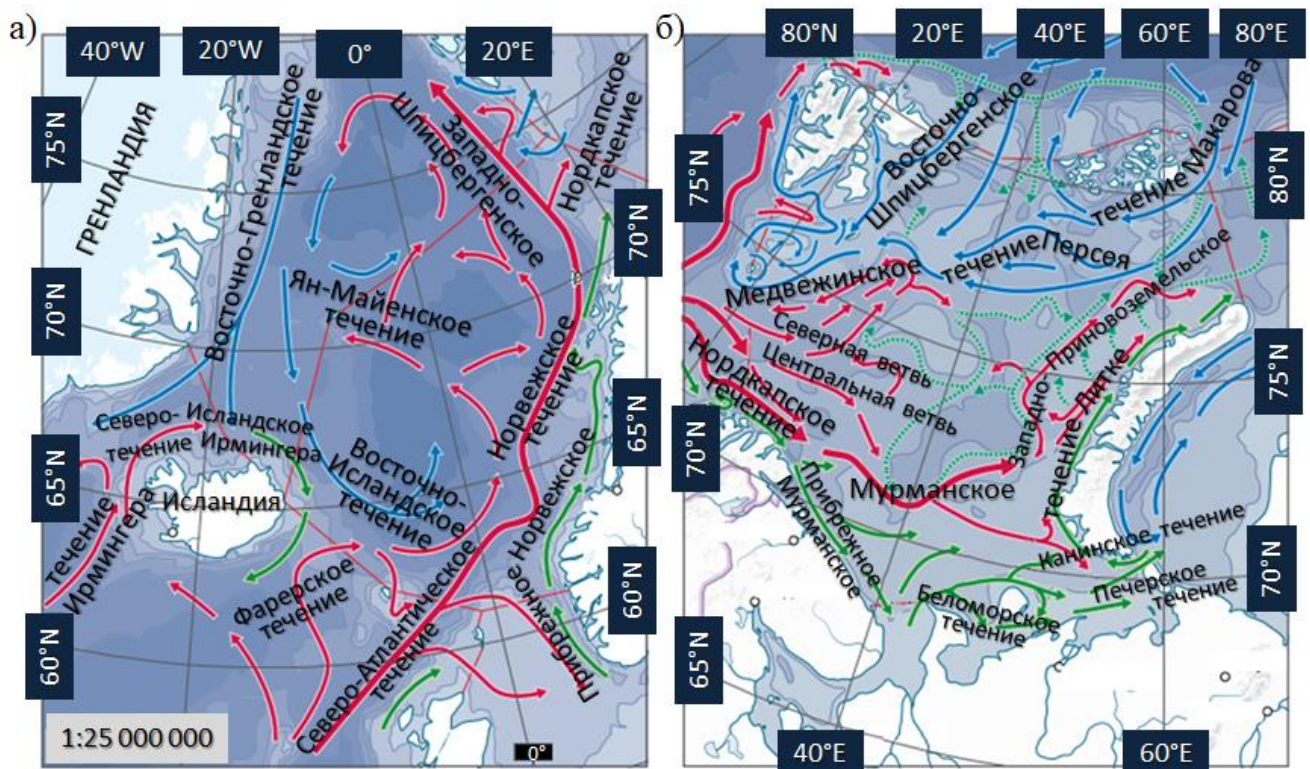


Рисунок 2.1. Схема поверхностных течений Северо-Европейского бассейна. Адаптировано (Экологический атлас, 2020).

Нордкапское течение, поступаая в Баренцево море, является наиболее мощным потоком, влияющим на гидрологический режим моря. Продвигаясь вглубь моря с запада на восток, разделяется на ветви. Одно из них – Прибрежное, достаточное узкое (не более 40 миль) и Северное, более широкое – около 60 миль. В районе Кольского залива ветвь вод Нордкапского течения Прибрежной ветви отклоняется на юго-восток, направляется, двигаясь вдоль берегов, в Белое море. Другой поток Прибрежного течения направляется на северо-восток,

преобразовываясь в Мурманское течение, которое также имеет ответвление небольшой части потока вод на восток, и с Колгуево-Печорским течением направляется в Печорское море. При этом определенная часть этого потока продвигается в сторону циклонического круговорота. Основной поток вод Нордкапского течения на севере разворачивается в обратном направлении: на запад и юго-запад. Как уже говорилось ранее, наиболее важной особенностью Северо-Европейского бассейна является наличие сильных температурных контрастов в поверхностном слое. Именно в этом районе соприкасаются теплые воды Северной Атлантики, поступающие в регион с течением Ирмингера и Норвежским, и холодные воды из Арктического бассейна, поступающие с Восточно-Гренландским течением. Описанные условия формируют достаточно мощные и устойчивые гидрофронты (Никифоров и Шпайхер, 1980).

Среднемноголетняя температура поверхности воды имеет ярко выраженное зональное распределение в Норвежском и Баренцевом морях во всех сезонах (рисунок 2.2 а, б, в, г).

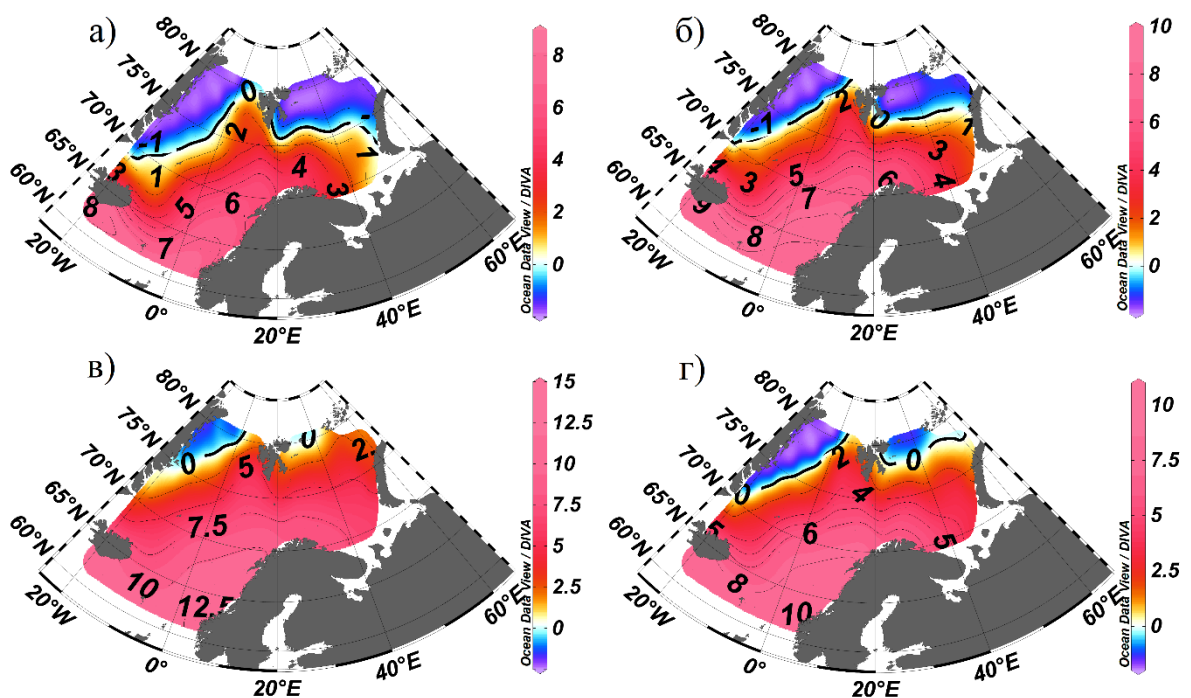


Рисунок 2.2. Среднемноголетнее распределение поверхностной температуры воды в морях Северо-Европейского бассейна по сезонам за период 1950–2019 годы: а) зима (декабрь-апрель), б) весна (май-июнь), в) лето (июль-сентябрь), г) осень (октябрь-ноябрь).

Структуру зональности в распределении ТПО во всех сезонах года в Гренландском море «нарушает» вынос холодных арктических вод вместе с дрейфом старых льдов. Что способствует вытягиванию языка холодных вод от пролива Фрама в сторону Датского пролива. При этом отчётливо выделяются районы поступления теплых Атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив. Нулевая изотерма располагается в зависимости от сезона от 68°с.ш. до 75°с.ш. в Гренландском море и от 75°с.ш. до 80°с.ш. в Баренцевом море, с отрицательными температурами лишь у северо-восточных берегов Шпицбергена. Максимальному вытягиванию языка холодных вод в зимний сезон способствует, кроме температурного аспекта сезонности, наибольшая скорость дрейфа льдов через пролив Фрама именно в этот сезон (Липатов, 2021).

Среднемноголетняя температура поверхностных вод в Фареро-Шетландском проливе колеблется от 8°C до 12°C. Язык теплых вод вытягивается к северу, с постепенным уменьшением ТПО до 3°C вблизи южных границ архипелага Шпицберген. Ветвь этого течения разветвляется на запад и далее с Нордкапским течением приносит в Баренцево море теплые воды.

Самая высокая ТПО характерна для юга Норвежского моря (Норвежской и Лофотенской котловин) в районе прохождения Северо-Атлантического течения и его продолжения в виде Норвежского течения. Температура воды колеблется от 8°C до 12°C в зависимости от сезона. Система океанических хребтов (Мона и Книповича) ограничивает поступление теплых атлантических вод в Гренландскую котловину. И модернизированные охлажденные атлантические воды устремляются в пролив Фрама у западных берегов Шпицбергена. Отсутствие хребтов на западе Баренцева моря в свою очередь способствует поступлению теплых вод Атлантики в восточном направлении, что позволяет использовать морские порты на берегах Скандинавии круглогодично вследствие отсутствия льда. От широты 75°с.ш. и севернее на северо-востоке Баренцева моря происходит адвекция холодных арктических вод, что проявляется в наибольшей изменчивости положения нулевой изотермы в данном районе в зависимости от

сезона. Распределение ТПО по поверхности Северо-Европейского бассейна в весенний и осенний сезоны практически идентичны.

2.2 Пространственно-временная изменчивость долгопериодных колебаний температуры поверхности океана в морях Северо-Европейского бассейна

2.2.1 Районирование Северо-Европейского бассейна по поверхностной температуре океана

При исследовании долгопериодных колебаний термического состояния поверхности воды было выполнено разложение полей ТПО по естественным ортогональным функциям (Вайновский и Малинин, 1992; Белов и др., 2009) и получены три моды ЕОФ₁, ЕОФ₂, ЕОФ₃. Рассчитаны характеристики линейного тренда. Линейный тренд и его характеристики более подробно будут рассмотрены далее. Пространственное распределение главных компонент представлено на рисунке 2.3.

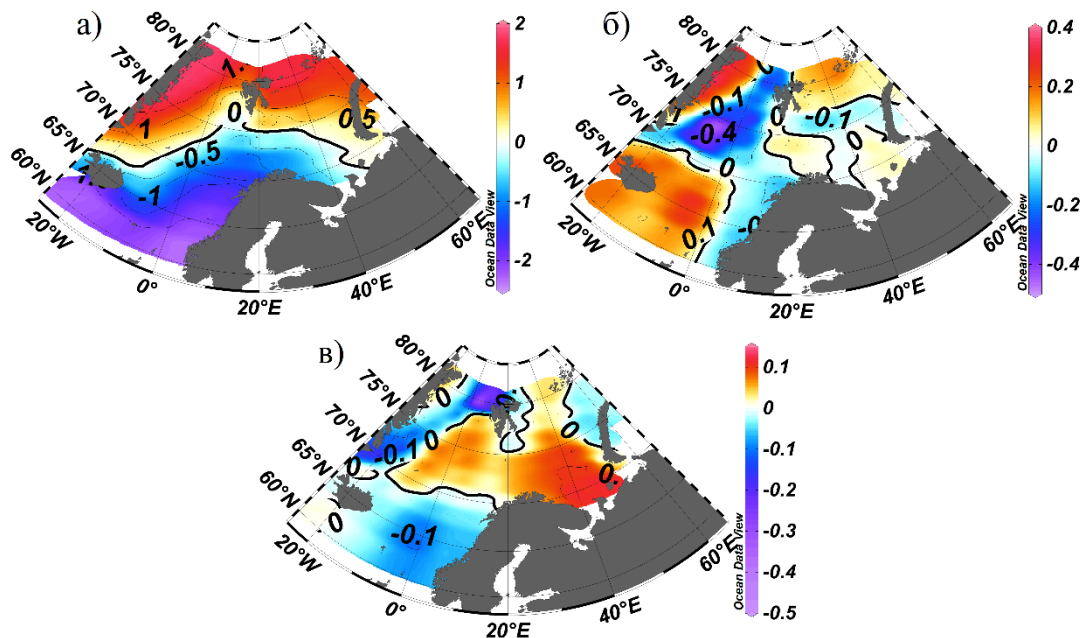


Рисунок 2.3. Пространственное распределение главных компонент ЕОФ₁, ЕОФ₂, ЕОФ₃ температуры поверхности океана морей Северо-Европейского бассейна за период 1949-2019 годы.

Распределение первой моды характеризуется крупномасштабными процессами теплового взаимодействия между океаном и атмосферой. Действительно, корреляция между первой модой и среднемноголетней температурой поверхности воды (см. рисунок 2.2.) носит практически линейный характер. Наименьший коэффициент корреляции, отмечающийся в Баренцевом море, составляет -0.96 . Максимальный коэффициент корреляции отмечается в районе Норвежского моря $-0,99$. Отрицательные значения моды располагаются в пределах границы Норвежского моря и охватывают юго-западную часть Баренцева моря вплоть до границ шельфа. Вторая и третья моды характеризуются менее масштабными процессами и требуют отдельного исследования.

Следующим этапом было выполнено районирование бассейна. Для этого был составлен массив данных: главные компоненты $ЕОФ_1$, $ЕОФ_2$, $ЕОФ_3$, коэффициент детерминации тренда и величина тренда (a_1). С использованием данного массива с помощью кластерного анализа (метод Варда (Ward-Method), Евклидово расстояние) выполнено районирование (Вайновский и Малинин, 1992; Белов и др., 2009). Первым этапом была построена дендрограмма (Рисунок 2.4.). По дендрограмме решено выделить 7 кластеров.

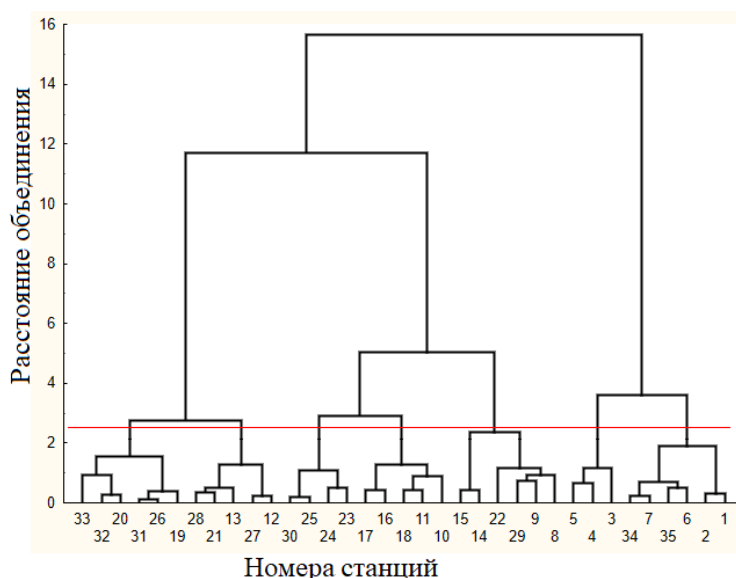


Рисунок 2.4. Дендрограмма для температуры поверхности океана морей Северо-Европейского бассейна.

Примечание: красной линией отмечено расстояние выделения кластеров.

Далее с помощью метода К-средних (Белов и др., 2009) выполнено объединение узлов сетки в районы (рис. 2.5а).

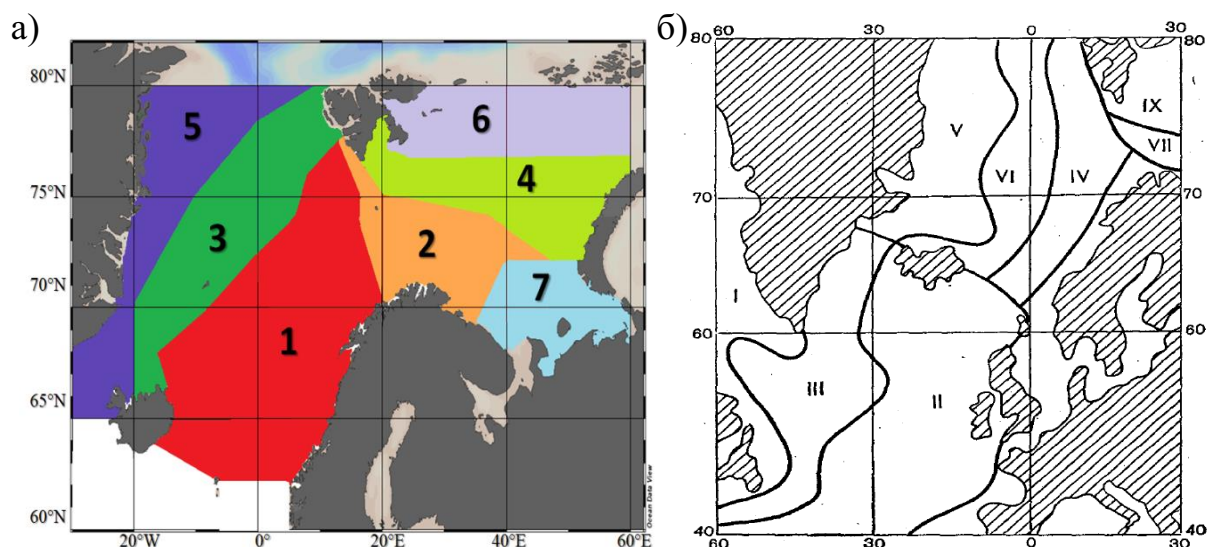


Рисунок 2.5. Однородные районы: а) по тепловому состоянию Северо-Европейского бассейна, полученные с помощью кластерного анализа б) в зависимости от структуры водных масс по вертикали (Никифоров и Шпайхер, 1980).

Третий и четвертый районы представляют собой фронтальные зоны между теплыми водами Норвежского, Баренцева и перемешанных с ними Атлантических вод, и холодных Арктических вод. Также эти области являются местом нахождения кромки льдов в различные годы. Пятый и шестой кластеры располагаются в самых северных и холодных частях Гренландского и Баренцева морей соответственно. Это районы, которые в разные годы в зимний период (и не только) покрыты льдом. Первый район (соответствует Норвежскому морю) наиболее подвержен влиянию Атлантических вод и также является областью с максимальными значениями температуры и при этом имеет минимальные значения стандартного отклонения. Второй район также сильно подвержен влиянию Атлантических вод, но одновременно с этим он является районом с максимальными величинами линейного тренда, это область наибольшего увеличения ТПО за рассматриваемый период. Седьмой район – это область

Печорского моря, подверженная максимальному влиянию речного стока. Также стоит отметить, что в целом полученное разделение на районы соответствует районированию морей Северо-Европейского бассейна Е. Г. Никифорова и А.О. Шпайхера 1980 года (Никифоров и Шпайхер, 1980) в зависимости от структуры водных масс по вертикали (рисунок 2.5.б).

Рассмотрим каждый район более подробно. Основные характеристики районов представлены в таблице 2.1.

Таблица 2.1. Статистические характеристики поверхностной температуры воды в районах Северо-Европейского бассейна.

Район	ТПО _{ср} , °С	СКО, °С	ТПО _{макс} , °С	ТПО _{мин} , °С	ТПО _{макс} - ТПО _{мин} , °С	ТПО (зима), °С	ТПО (лето), °С	Величина Тренда а ₁ , °С/72 года	R ²
1	6,36	1,77	10,30	4,00	6,30	4,71	8,94	0,65	0,48
2	4,63	1,80	8,62	2,08	6,54	2,98	7,31	0,50	0,38
3	2,14	1,51	5,49	-0,93	6,43	0,76	4,21	0,81	0,37
4	1,77	1,97	5,64	-1,88	7,52	0,06	4,62	0,82	0,53
5	-0,89	0,75	1,18	-1,88	3,06	-1,43	0,21	0,73	0,65
6	-0,57	1,55	2,79	-1,88	4,67	-1,73	1,75	0,72	0,59
7	4,46	2,18	9,25	-1,88	11,13	2,48	7,64	0,51	0,33

Примечание. R² – коэффициент детерминации, тренд значим для всех районов (уровень значимости 0,05); -1,88 – условное обозначение температуры замерзания, когда образуется морской лёд.

Район 1

Располагается на всей акватории Норвежского моря, восточнее о. Исландия, занимая Норвежскую и Лофотенскую котловины, ограниченный с запада хребтами Мона и Книповича. Формируется в основном под действием теплых

течений: Северо-Атлантического, Норвежского и Северо-Исландского течения Ирмингера; и холодного Восточно-Исландского. Заполнен теплыми водами Норвежского течения, распространяющимися вдоль побережья Скандинавии. Южная часть района прилегает к Фареро-Исландскому проливу, находится преимущественно за пределами моря в Атлантическом океане и непосредственно под воздействием Северо-Атлантического течения. Для района характерна максимально высокая ТПО (от $+4,00$ до $+10,30^{\circ}\text{C}$), со средними значениями $+6,36^{\circ}\text{C}$. Это район с самыми высокими значениям поверхностных температур воды в Северо-Европейском бассейне. Стандартное отклонение составляет $1,77^{\circ}\text{C}$ и сопоставимо с СКО второго и четвертого районов. Такое распределение связано с распространением атлантических вод на акваториях Норвежского и Баренцева морей (см. рисунок 2.1).

Район 2

Располагается в Баренцевом море, в районе прохождения теплого Норкапского течения, Северной и Центральной ветвей. Заполнен водами атлантического происхождения. Одновременно с этим, СКО среднее относительно других районов СКО = $0,90^{\circ}\text{C}$, а ТПО достаточно высокая: от $+2,08$ до $+8,62^{\circ}\text{C}$. Также, как и первый район является никогда не замерзающей частью Северо-Европейского бассейна.

Район 3

Располагается в районе котловины Борей и Гренландской котловины. Восточной границей с третьим районом служит порог Мона и Исландско-Ян-Майенский хребет. Данный район пересекает Ян-Майенское течение, выносящее в Гренландское море холодные воды и старые льды из Арктического бассейна. Здесь донные воды перекрываются центральной водной массой, которая образуется при перемешивании атлантических и поверхностных арктических вод. Средние значения ТПО положительные $+2,6^{\circ}\text{C}$, колеблются от отрицательных минимальных $-0,93^{\circ}\text{C}$ до $+5,49^{\circ}\text{C}$. Величины СКО составляет $1,51^{\circ}\text{C}$. Что сопоставимо с шестым районом. Наличие отрицательных температур и средней

по Северо-Европейскому бассейну стандартному отклонению связано с близостью с районом, где располагается граница многолетних льдов, которая в свою очередь связана с системой поверхностных течений и скорости дрейфа льда через пролив Фрама. Данный район является своего рода фронтальной зоной, между Гренландским и Норвежским морями, разделяющий район с круглогодичным наличием ледяного покрова (пятый) и район, круглогодично свободный ото льда (первый).

Район 4

Располагается вдоль 75° с.ш. в Баренцевом море. В данный район с северо-востока вдоль возвышенности Персея происходит поступление холодных арктических вод с одноименным течением, с юга – теплых вод с Северной ветвью Норкапского течения и Западно-Приновоземельское течение со стороны юго-востока у берегов Новой Земли. С юга район ограничивают Шпицбергенская банка и центральная возвышенность. Стандартное отклонение составляет $1,97^{\circ}\text{C}$, практически самое высокое значение во всем Северо-Европейском бассейне, несколько выше только в седьмом районе. Температуры воды колеблются от минимальных $-1,88^{\circ}\text{C}$ (данные температуры и ниже характерны для районов с ледяным покровом) до $+5,64^{\circ}\text{C}$. Данный район является своего рода фронтальной зоной в Баренцевом море, разделяющей район с круглогодичным наличием ледяного покрова (шестой) и район, круглогодично свободный ото льда (второй).

Также в районе к северу от м. Желания определяется заток вод Карского моря. В зависимости от интенсивности Североатлантического течения, состояния Атмосферной циркуляции и других факторов в разные годы являются районом прохождения кромки льдов. СКО составляет $0,84^{\circ}\text{C}$, что, как и для пятого района, является средним значениям в пределах Северо-Европейского бассейна.

Район 5

Занимает западную и северную части Гренландского моря, также включает пролив Фрама. Если посмотреть на рельеф дна, то можно заметить, что граница первого района со вторым проходит вдоль Гренландского плато и относится к

континентальному шельфу о. Гренландия. Район охватывает часть восточно-гренландского (по номенклатуре Никифорова-Шпайхера) и заполнен глубинным и донными водами, формирующимися в бассейне. Но на поверхности их перекрывает арктическая вода, которая частично выносится Восточно-Гренландским течением, а частично образуется в Гренландском море.

ТПО колеблется от минимальных температур замерзания морского льда, обозначаемых условно как ТПО $-1,88^{\circ}\text{C}$ (данные температуры и ниже характерны для районов с ледяным покровом) и до максимальных $+1,18^{\circ}\text{C}$, характерных для самой южной части этого района. В среднем ТПО составляет $-0,89^{\circ}\text{C}$. В целом для района характерны самые низкие температуры воды в Северо-Европейском бассейне. Это связано с тем, что в этом районе происходит круглогодичный дрейф льдов и холодных вод из Центрального Арктического бассейна, что способствует дополнительному охлаждению образующихся на месте вод. Кроме того, здесь происходит образование самых холодных донных вод в Мировом океане с температурами до -1°C (Никифоров и Шпайхер, 1980). Стандартное отклонение всего района составляет $+0,75^{\circ}\text{C}$, что является самым низким значением изменчивости из всех районов. Это связано в первую очередь с тем, что это район, большая часть которого круглогодично покрыта льдом. А наличие льда препятствует высокой изменчивости. Кроме того, по причине наличия льда, нет возможности получить круглогодичные данные по ТПО. В связи с чем, исследование данного района будет производиться в последующем путем анализа долгопериодной изменчивости ледовитости.

Район 6

Самая северная и самая холодная часть Баренцева моря, занимаемая частично или полностью льдами в холодный сезон в разные годы. Аналогично пятому району, располагающемуся в Гренландском море, нет возможности получения данных в холодный сезон года, потому анализ данной акватории в дальнейшем будет представлен как исследование межгодовой изменчивости ледовитости Баренцева моря. СКО составляет $1,55^{\circ}\text{C}$. Что в два раза превышает

стандартное отклонение в пятом районе, но меньше, чем в более теплых районах (первом, втором, четвертом и седьмом). Связанно такое распределение СКО с нахождением в данной области льдов, но при этом кромка распространения льдов имеет большую изменчивость, чем в пятом районе. Североатлантические воды, во многом формирующие гидрологический режим Баренцева моря, располагаются в более нижележащих слоях и имеют хоть и значительное влияние, но более размеренное (Алексеев, 2017). Не так давно появилось явление «атлантификации» при котором интенсивность влияния атлантических вод в самой западной части этого района и севернее берегов Шпицбергена стала значительно возрастать (Иванов и Репина, 2018; Иванов, 2021). Температуры воды колеблются от $-1,88^{\circ}\text{C}$ (данные температуры и ниже характерны для районов с ледяным покровом) до $+2,79^{\circ}\text{C}$. Отрицательные средние температуры поверхности воды ($-0,57^{\circ}\text{C}$) связаны с круглогодичным наличием льда, как и в шестом районе.

Район 7

Расположен в районе Печерского моря, где доминируют прибрежные течения: прибрежное Мурманское на юго-западе, Беломорское на юге и Канинское и Печерское на юго-востоке. Это единственный район Северо-Европейского бассейна, подверженный влиянию речного стока. Самой крупной рекой, впадающей в этот район Баренцева моря, является Печера: суммарный приток в море от данной реки за год составляет 70% (Лебедев, 2021). Соответствует Печерскому району по номенклатуре (Никифоров и Шпайхер, 1980). Акватория заполнена преимущественно водами прибрежной водной массы, которую подстилают собственные баренцевоморские воды. Характерен водообмен с Белым и Карским морями. Из-за сложной гидрологической структуры, имеет наибольшие значения стандартного отклонения $2,18^{\circ}\text{C}$. Максимально воды этого района прогреваются до $9,25^{\circ}\text{C}$. Минимальные температуры воды обуславливаются температурой замерзания морской воды и составляют условные $-1,88^{\circ}\text{C}$.

Максимальная разница между минимальными и максимальными температурами в $11,13^{\circ}\text{C}$ характерна для седьмого района. Минимальная - для пятого $3,06^{\circ}\text{C}$. Для остальных районов разница между максимальными и минимальными температурами колеблется от $4,67^{\circ}\text{C}$ до $7,52^{\circ}\text{C}$. Такое распределение связано с круглогодичным наличием на большой площади в пятом районе ледяного покрова. Тогда как в седьмом районе происходит в летний сезон полное очищение ото льда, а в зимний сезон акватория практически полностью покрывается льдом: ледовитость максимально доходит до 99%, а среднем зимой составляет 65% (Лис и Егорова, 2022).

Величина тренда за рассматриваемый период для всех районов близка по величине. Минимальная величина тренда соответствует районам Баренцева моря, наиболее подверженных влиянию Атлантических вод и прибрежных течений (второй и седьмой) $0,5^{\circ}\text{C}/72$ года. Несколько большая величина тренда (на $0,2^{\circ}\text{C}/72$ года) в первом, пятом и шестом районах $0,7^{\circ}\text{C}/72$ года. Это районы где-либо круглогодично отсутствует лед (первый район) либо круглогодично присутствует (пятый и шестой). Максимальная величина тренда характерна для пограничных районов (третий и четвертый) $0,8^{\circ}\text{C}/72$ года. Коэффициент детерминации колеблется в пределах $0,37 - 0,65$. Откуда следует, что линейный тренд статистически значим для всех районов при уровне значимости $0,05$.

Таким образом, кластерный анализ позволил выделить два главных фактора, которые максимальным образом формируют крупномасштабную изменчивость межгодовых колебаний ТПО – это наличие/отсутствие льда и система поверхностных течений.

2.2.2 Длиннопериодные и циклические колебания в изменчивости температуры поверхности океана

Для каждого из морей Северо-Европейского бассейна по среднесезонным значениям (зимний и летний) были рассчитаны линейные тренды (Рисунок 2.6.а, б). Тенденции изменчивости ТПО для всех морей одинаковы: происходит

увеличение температуры за период с 1950 год по 2019 год. При этом в Гренландском море линейный тренд не значим. Т.е. ТПО Гренландского моря при рассмотрении за период 1950–2019 годы не имеет значительных колебаний, период которых превышает длину ряда (таблица 2.2.).

Таблица 2.2. Характеристики линейных трендов для ТПО Гренландского, Баренцева и Норвежского морей в зимний и летний сезоны.

Период 1949–2019 гг.	Летний сезон			Зимний сезон		
	НМ	БМ	ГМ	НМ	БМ	ГМ
Разность ТПО за весь период, °С	0,46	0,57	0,38	0,51	0,71	–0,11
Величина тренда, °С/год	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
R ² , усл.ед.	0,48	0,60	0,52	0,53	0,50	0,15
Характеристики трендов по выделенным периодам						
Разность ТПО за периоды (1950–1985 и 1986–2019), °С	0,40	0,35	0,39	0,35	0,29	0,15
Величина тренда (1950–1985), °С/год	–0,01	0,00	0,00	–0,01	0,00	–0,01
Величина тренда (1986–2019), °С/год	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
R ² (1950-1985), усл.ед.	0,21	0,00	0,01	0,20	0,10	0,25
R ² (1986-2019), усл.ед.	0,74	0,85	0,62	0,81	0,25	0,38
Индекс тренда (1950–1985), усл.ед.	–3,13	0,75	–2,10	–3,73	–16,79	–92,01
Индекс тренда (1986–2019), усл.ед.	10,52	16,37	22,46	15,39	68,72	141,30

Примечание. ТПО Гренландского (ГМ), Баренцева (БМ) и Норвежского (НМ) морей; R² – коэффициент детерминации тренда, значимые тренды выделены полужирным шрифтом, при уровне значимости 0,05; ТПО – температура поверхности океана.

Величина тренда для всех морей составляет 0,01°С/год и стремится к нулю в зимний сезон в Гренландском море. Полученные результаты подтверждают предыдущие исследования об увеличении ТПО в морях Северо-Европейского бассейна (Малинин и Гордеева, 2003; Федорова и др., 2015), а также фиксируется

увеличение притока тепла из Северной Атлантики (Skagseth et al., 2008; Yashayev and Seidov, 2015; Башмачников и др., 2018). Если проанализировать разность температур между 1950 и 2019 годами можно отметить, что ТПО увеличилась максимально в Баренцевом море (на $0,71^{\circ}\text{C}$) и несколько уменьшилась в Гренландском море (на $0,11^{\circ}\text{C}$).

При анализе ледовитости Российских арктических морей принято выделять периоды, называемые «условно холодными» 1959–1989 годы и «условно теплыми» 1990–2021 годы (Юлин и др. 2019; Егоров, 2020). В то же время, в ряде работ (Morison et al., 2000; Polyakov et al., 2010; Чернявская, 2020) в изменчивости различных характеристик термохалинной структуры выделяются несколько иные периоды. Так в работе (Чернявская, 2020) рассматриваются 1970–1989 годы, обозначающиеся как вторая стадия, во время которой отмечается понижение температуры в районе Северной Атлантики и образование положительных аномалий солености поверхностного слоя Американо-Северноатлантического суббассейна. Авторы (Morison et al., 2000) выделяют 1978–1996 годы, когда индекс NAO находился длительное время в глубокой отрицательной фазе. Также предполагается, что изменения солености и температуры в поверхностном слое СЛО начались в конце 1980-х годов. По температуре поверхности воды выделяется холодный период 1960–1970 годов и уменьшение частоты Вайсяля-Бренда в слое Атлантических вод в СЛО на 12% за 1980-1990 годы (Polyakov I. V. et al. 2010).

В исследуемых исходных рядах по ТПО морей Северо-Европейского бассейна, используя скользящие периоды выделения трендов, были выделены два периода: 1950–1985 годы и 1986–2019 годы (Рисунок 2.6в, г).

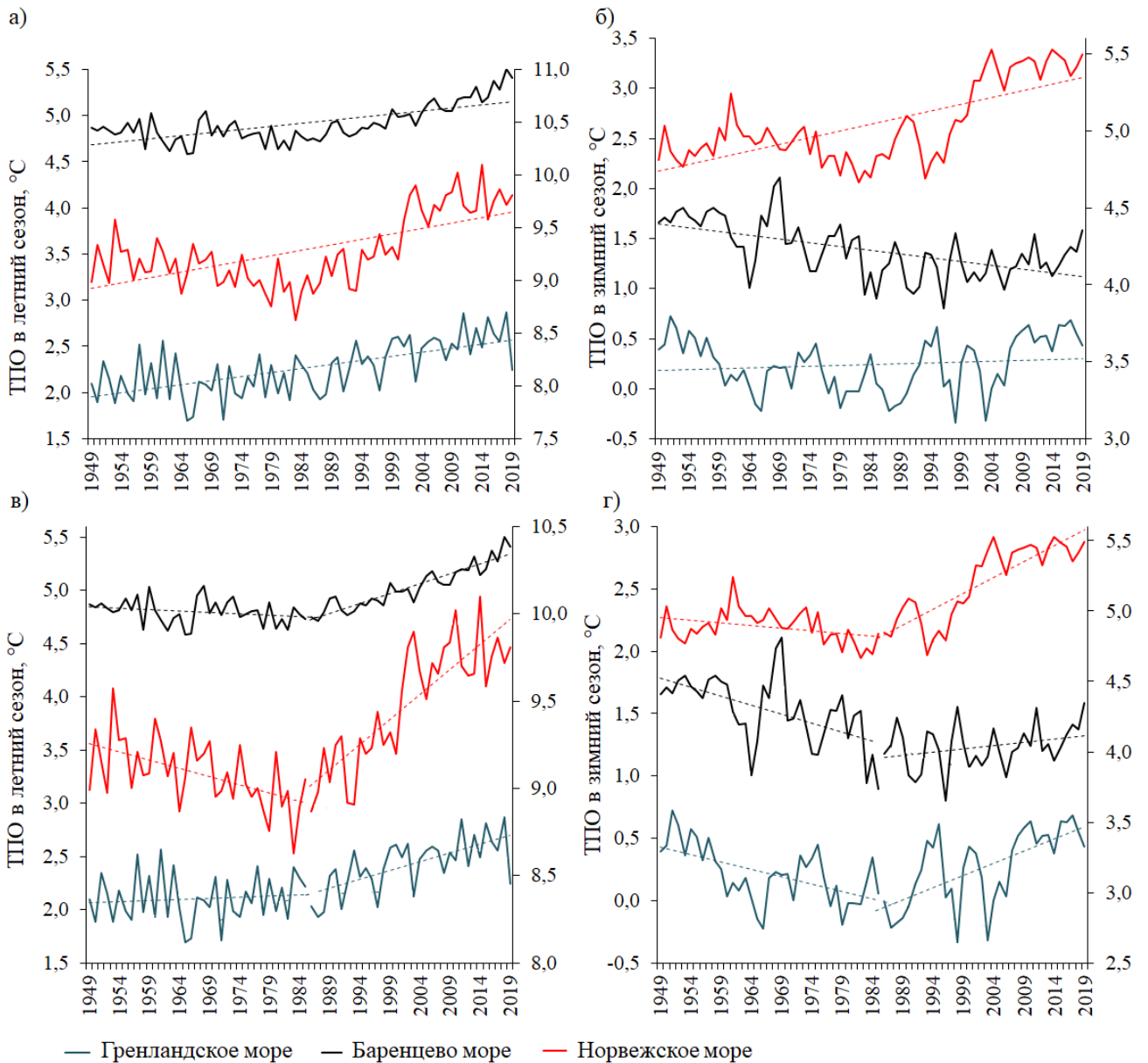


Рисунок 2.6. Межгодовая изменчивость ТПО Гренландского (голубая, Баренцева (черная) и Норвежского (красная, ордината справа) морей в летние (а, в) и зимние (б, г) сезоны с нанесенной линией тренда (пунктирные линии соответствующих цветов) в периоды 1950–2019 годы (а, б) 1950–1985 годы и 1986–2019 годы (в, г).

Аналогичные периоды выделяются и по ледовитости Баренцева моря (Лис и Егорова, 2022). Период за 1950–1985 годы характеризуется отсутствием статистически значимых трендов в изменчивости температуры для всех морей, кроме Гренландского (см. таблицу 2.2.). Отметим, что величина тренда ТПО

Гренландского моря при этом отрицательная и составляет $0,01^{\circ}\text{C}/\text{год}$. То есть за указанный период ТПО в Гренландском море уменьшалась. Разность температур за периоды (1950–1985 годы и 1986–2021 годы) варьируется от $0,15^{\circ}\text{C}$ (за зимний сезон в Гренландском море) до $0,40^{\circ}\text{C}$ (в летний сезон Норвежского моря). Максимальная величина тренда приходится на период за 1986–2021 годы в Норвежском море в летний сезон и составляет $0,03^{\circ}\text{C}/\text{год}$.

Так как коэффициент детерминации тренда не является качественной характеристикой для сравнения долгопериодных колебаний, был использован индекс тренда $I_{\text{тр}}$ (Малинин и Вайновский, 2019).

Рассчитывается по следующей формуле:

$$I_{\text{тр}} = \frac{100 \cdot a_1 \cdot n}{X_{\text{ср}}}, \quad (4)$$

где a_1 – это коэффициент уравнения линейного тренда, n – длина ряда, $X_{\text{ср}}$ – среднее значение временного ряда. Он является более удобной характеристикой для сравнения, потому как является безразмерной величиной.

При сравнении индексов трендов очевидна разница между периодами. Так максимальная разница отмечается для Баренцева моря в летний сезон, когда индекс тренда за 1950–1985 годы составляет $0,75$, а за 1986–2019 годы $16,37$. Минимальная разница выделяется для Гренландского моря в зимний сезон, когда индекс тренда за 1950–1985 годы составляет -92 , а за 1986–2019 годы 140 . В целом, можно сделать вывод, что ТПО всех морей за период за 1950-2021 годы, увеличивается, причем особенно интенсивно особенно во втором периоде за 1986–2019 годы.

Рассмотрим пространственное распределение трендов. В каждой точке были рассчитаны характеристики линейного тренда, такие как величина тренда и коэффициент детерминации. Как видно, наибольший значимый положительный линейный тренд наблюдается в районе к северу от Скандинавии во вторую часть рассматриваемого периода за 1986–2019 годы (Рисунок 2.7.).

Рассмотрим период за 1950–1985 годы (Рисунок 2.7.а). На большей части всего Северо-Европейского бассейна величина тренда имеет отрицательные

значения: бассейн Норвежского моря целиком, западная и юго-западная части Баренцева моря, юго-восточная часть Гренландского моря. С наибольшими положительными значениями в Фареро-Шетландском проливе ($-0,01^{\circ}\text{C}/37$ лет) и на юге Баренцева моря ($-0,01^{\circ}\text{C}/37$ лет).

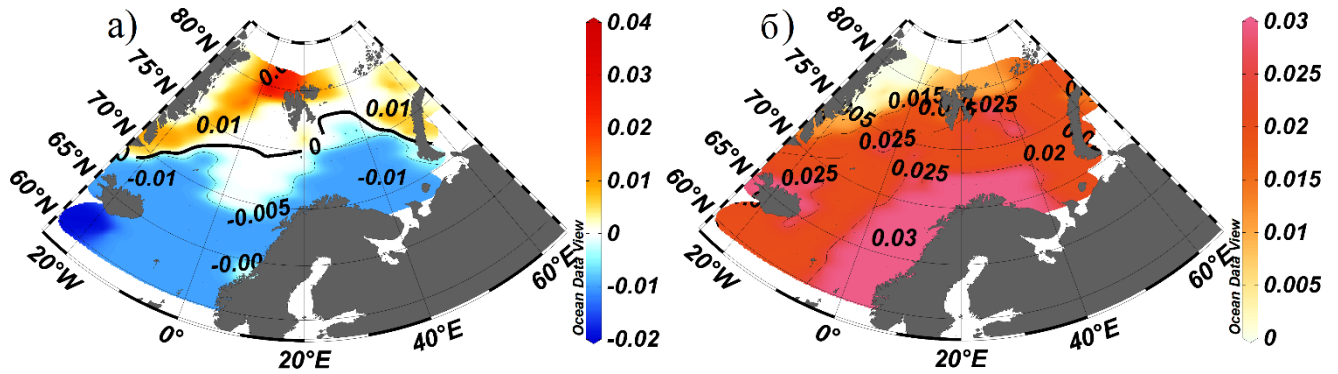


Рисунок 2.7. Величина линейного тренда ТПО морей Северо-Европейского бассейна за а) 1949–1985 годы, $^{\circ}\text{C}/37$ лет б) 1986–2019 годы, $^{\circ}\text{C}/34$ года.

Зона отрицательных величин тренда соответствует первому, второму и седьмому районам (см. рисунок 2.5.) с наиболее высокими температурами и наибольшим влиянием притока теплых Атлантических вод. В этих районах ТПО уменьшилась за период 1949–1985 годы в среднем на $-0,005^{\circ}\text{C}$. Иначе представляется ситуация в проливе Фрама – величина тренда положительная и составляет $+0,04^{\circ}\text{C}/37$ лет, где ТПО увеличилась за рассматриваемый период. Практически на всей акватории Гренландского моря (кроме полосы вдоль западной стороны Исландско-Янмайенского хребта) и на севере Баренцева величина тренда положительная (в среднем $+0,01^{\circ}\text{C}/37$ лет).

Более интересным представляется период за 1986–2019 годы (Рисунок 2.7. б), когда величина тренда a_1 превышает $+0,03^{\circ}\text{C}/34$ года практически на всей площади Северо-Европейского бассейна. Максимальные значения величины тренда a_1 приходится на прибрежную зону вдоль Скандинавии и составляют более $+0,03^{\circ}\text{C}/34$ года. В среднем величина тренда на всей акватории $+0,02^{\circ}\text{C}/34$

года, тогда как для периода до 1985 года $-0,003^{\circ}\text{C}/37$ лет. Выделяется район пролива Фрама, где имеется область нулевых значений величины тренда a_1 .

Линейные тренды были проверены на значимость. На рисунке 2.8. представлено распределение величины $t_{кр}$ (эмпирическое значение критерия Стьюдента) для линейного тренда.

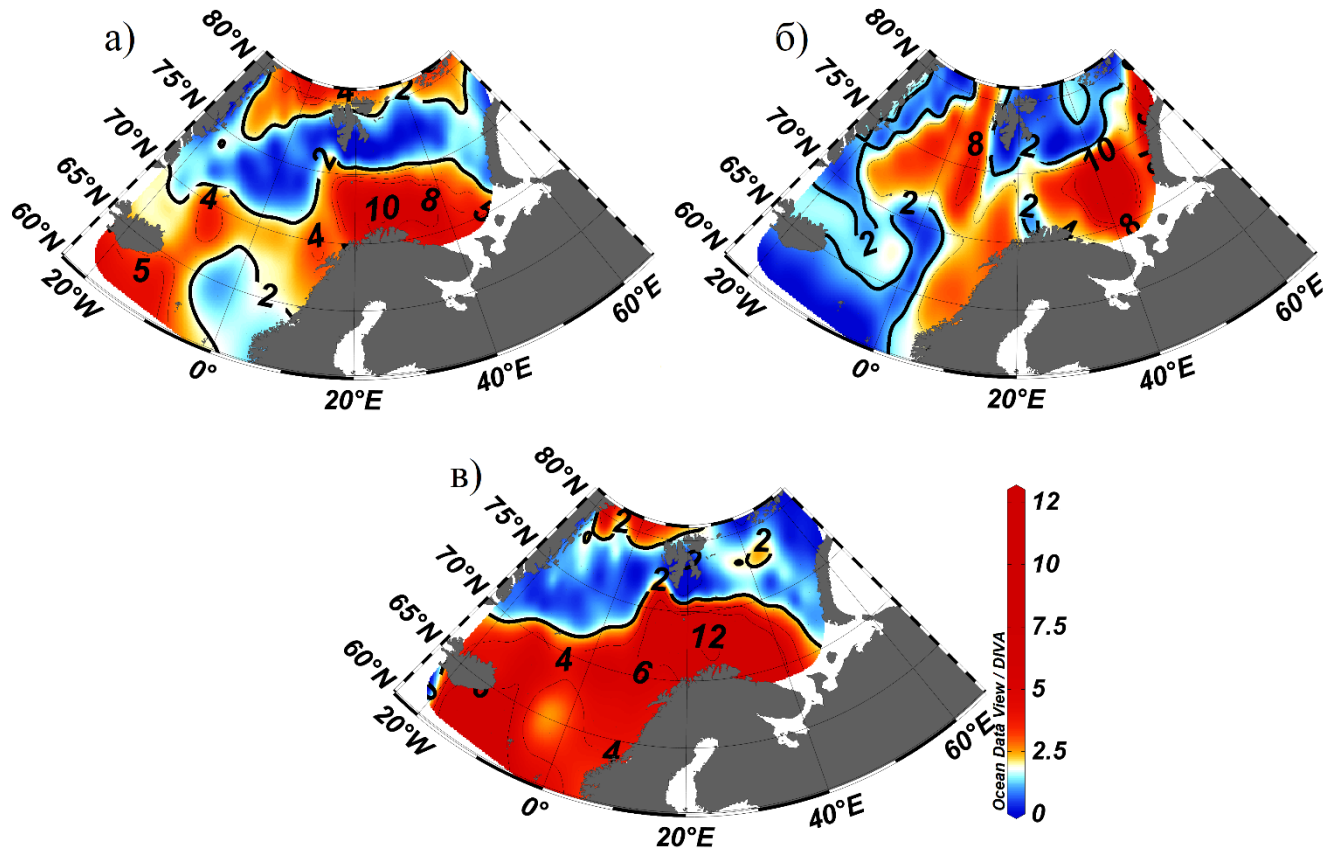


Рисунок 2.8. Распределение выборочного значения коэффициента Стьюдента $t_{кр}$ для линейного тренда ТПО морей Северо-Европейского бассейна за периоды: а) 1949–1985 годы б) 1986–2019 годы в) 1949–2019 годы.

Примечание: красным цветом обозначены статистически значимые $t_{кр}$, жирной линией выделено значение $t_{кр}$ Стьюдента.

Эта величина является значимой, когда превышает критическую величину коэффициента Стьюдента (1,99) при заданном уровне значимости (в данном случае 0,05). На карте значимые коэффициенты (соответственно значимый

линейный тренд) обозначается цветами от оранжевого к красному. Не значимый линейный тренд обозначен белым и синим цветами. Наибольший значимый положительный линейный тренд наблюдается в районе к северу от Скандинавии как в первую (Рисунок 2.8. а), так и во вторую (Рисунок 2.8. б) часть рассматриваемого периода за 1949–2019 годы. Что не противоречит гипотезе об усилении «атлантификации» западной Арктики (Иванов, 2021).

ТПО каждого района была усреднена и представлена в виде временной изменчивости на рисунке 2.9.

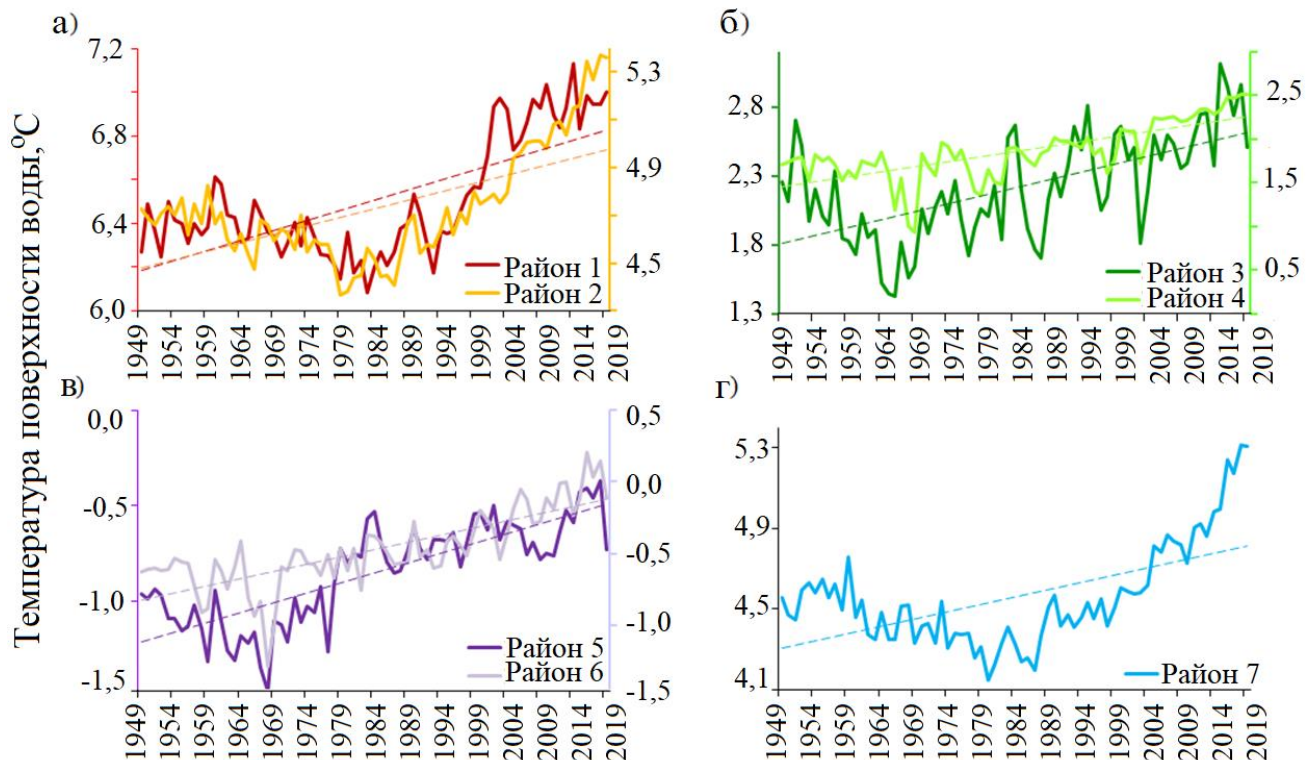


Рисунок 2.9. Межгодовая изменчивость ТПО в районах Северо-Европейского бассейна с нанесенными линиями линейных трендов (пунктирные линии), за период 1949–2019 годы.

Для всех районов визуально выделяется два условных периода: более холодный, имеющий тенденцию к снижению температуры, и более теплый, имеющий тенденцию к повышению температуры. В районах с третьего по пятый

снижение температуры воды происходит до начала 1970-х годов, тогда как в первом, втором и седьмом – в период 1980–1989 годы. Первый, второй и седьмой районы – это акватории наиболее теплые и подверженные наибольшему влиянию теплых атлантических вод.

Стоит отметить, что для третьего, четвертого и пятого районов линейный тренд до 1985 года был значимым, отрицательным (R^2 составил 0,22, 0,39 и 0,60; а величина тренда $0,007^\circ\text{C}/\text{год}$, $0,006^\circ\text{C}/\text{год}$ и $0,008^\circ\text{C}/\text{год}$ соответственно). Что говорит о хоть и незначительном, но тем ни менее уменьшении ТПО. После чего начинается период интенсивного увеличения ТПО в 1986–2019 годы. Все эти три района в первую очередь наиболее чувствительны к интенсивности поступления теплых вод из Северной Атлантики (Никифоров и Шпайхер, 1980; Yashayev and Seidov, 2015).

Циклические колебания температуры поверхности океана.

После удаления из временных рядов линейных трендов для выделения циклических составляющих был выполнен спектральный анализ (Рисунок 2.10.). С помощью программы пакета анализа «Statistica» было выполнено разложение Фурье методом БПФ (быстрого преобразования Фурье). По пикам спектральных плотностей были выделены следующие циклы. 10-летнее колебание отмечается во всех морях за летний сезон и может быть связано с 11-летним колебанием солнечной активности («цикл Швабе» или «цикл Швабе-Вольфа»). Его длина варьируется от 7 до 17 лет. В зимний сезон циклы ТПО колеблются от 8,8 до 14 лет. Что также может быть связано с солнечной активностью. Также выделяются периоды от 5 до 7 лет и группа более высокочастотных циклов от 2 до 4 лет. Подобные колебания предположительно вызваны влиянием изменчивости атмосферной циркуляции и взаимодействием океана и атмосферы (Chen et al., 2013).

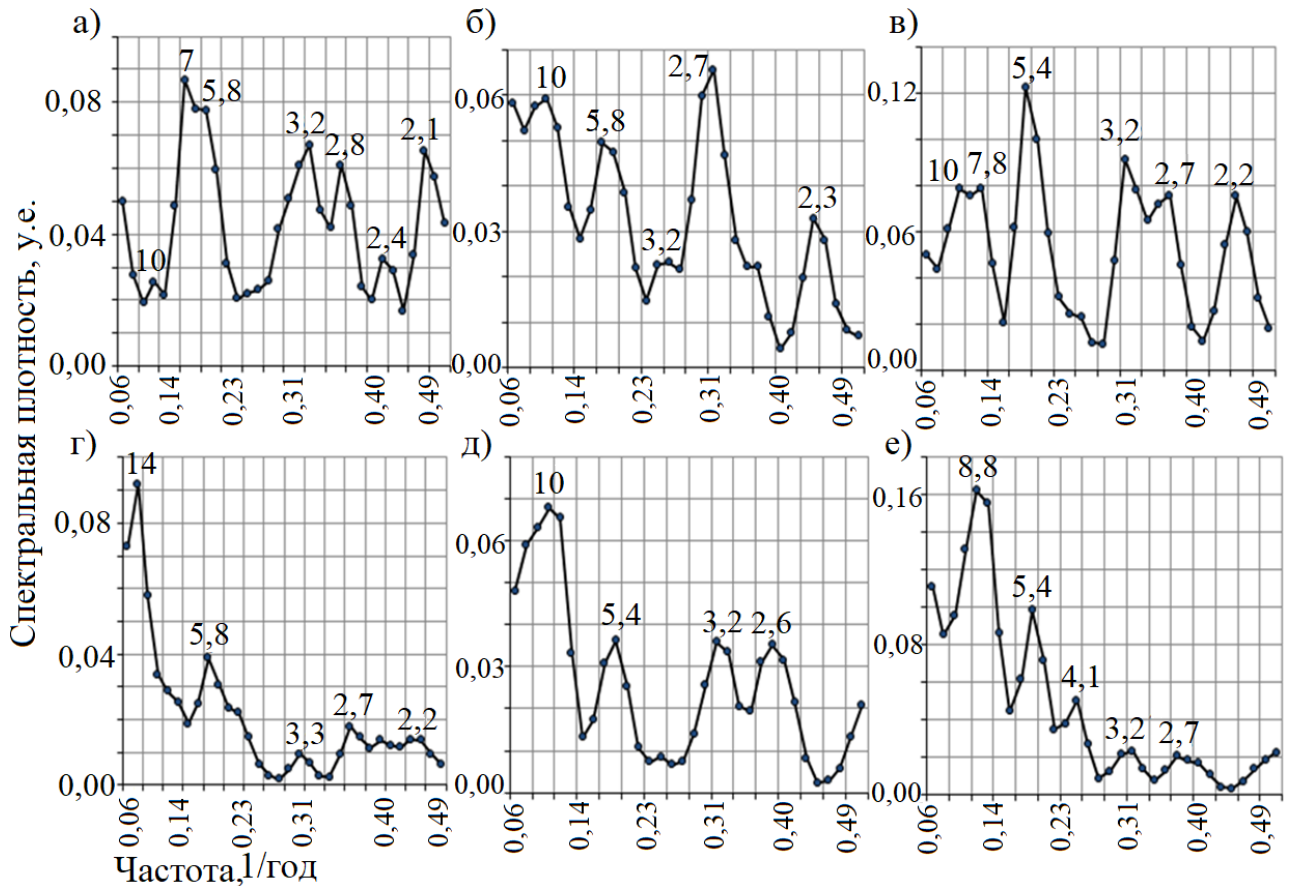


Рисунок 2.10. Спектральные плотности колебаний ТПО Норвежского (а – лето, г – зима), Баренцева (б – лето, д – зима) и Гренландского (в – лето, е – зима) морей за период за 1949–2019 годы в летний и зимний сезоны. Цифрами на графиках в точках указаны периоды циклических колебаний в годах.

Вариации таких высокочастотных колебаний могут быть вызваны и сезонной изменчивостью ТПО. Подобные циклы лет выделяются рядом авторов и для приземной температуры атмосферы (Minobe, 1997; Алексеев, 2003; Фролов, 2007; Гудкович и др., 2009; Fyfe et al., 2013).

2.2.3 Однородные периоды климатических изменений температуры поверхности океана

Для определения однородных периодов был выполнен кластерный анализ путем построения в программе пакета анализа STATISTICA древовидных

дендрограмм методом Варда (Ward-Method) для изменчивости ТПО морей Северо-Европейского бассейна за период 1950–2019 годы. В качестве расстояния, по которому данные объединялись в кластеры, были использованы квадраты Евклидовых расстояний. По полученной древовидной дендрограмме для ТПО каждого из морей Северо-Европейского бассейна на уровне расстояния 5 усл.ед. можно выделить три кластера (Рисунок 2.11, а, в, д). Для повышения качества результатов, кроме построения дендрограмм, для сравнения выделяемых групп, также была выполнена кластеризация методом К-средних (см. рисунок 2.11. б, г, е). В качестве метрики также использовалось Евклидово расстояние. В связи с тем, что по дендрограмме было выделено три кластера, в методе К-средних при объединении также использовалось три группы. В результате сравнения и уточнения полученных результатов было получены следующие периоды лет: первый кластер (K_1) – повышенная температуры, второй кластер (K_2) – средняя, третий кластер (K_3) – низкая температуры. Распределение средних значений каждого кластера ТПО Гренландского моря приведены на рисунке 2.11. (б) за период 1950-2018 годы. Аналогичные исследования были выполнены для Баренцева и Норвежского морей (см. рисунок 2.11. г, е).

В первую группу лет (кластер первый) для Норвежского моря вошли следующие годы: 1952, 1956, 1958, 1962, 1964–1965, 1967-1971, 1973, 1975-1979, 1981-1988, 1993 (если сравнить с дендрограммой, то основная часть лет входит в третий кластер, см. рисунок 2.11. в). Во вторую группу вошли: 1950–1951, 1953–1955, 1957, 1959–1961, 1963, 1966, 1972–1974, 1980, 1989–1992, 1994–2000 (соответствует второму кластеру дендрограммы). Третий кластер не имеет «выбросов» и представляет собой непрерывную группу лет 2001–2019 годы, когда ТПО имеет наибольшие значения (соответствует первому кластеру дендрограммы).

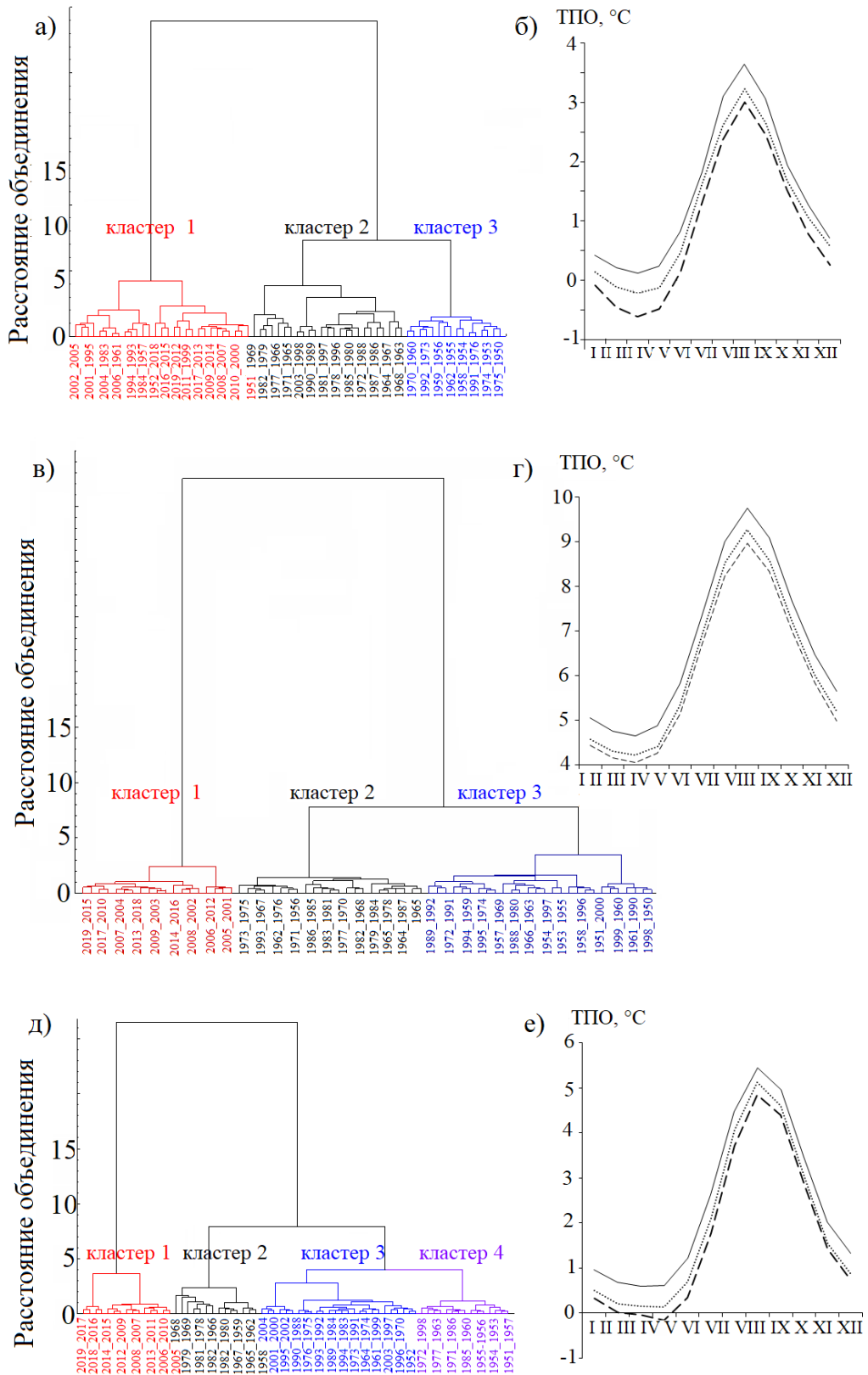


Рисунок 2.11. Дендрограммы и средние значения кластеров (1 кластер – пунктирная линии, 2 кластер – точечная, 3 кластер – сплошная) для изменчивости ТПО Гренландского (а, б), Норвежского (в, г) и Баренцева (д, е) морей за период 1950–2019 годы.

По средним значениям кластеров (см. рисунок 2.11. г) видно, что третья группа наиболее сильно отличается от первой и второй. Даже в осенне-весенние сезоны, когда разница между первым и вторым кластером минимальна. Наименьшая разница между средними значениями первого и второго кластеров приходится с января по апрель и составляет от $0,13^{\circ}\text{C}$ до $0,16^{\circ}\text{C}$ (Таблица 2.3), тогда как разница третьего кластера с первым и вторым в этот период составляет от $0,44^{\circ}\text{C}$ до $0,62^{\circ}\text{C}$. Что говорит о том, что выделенный период имеет очень значимые отличия и соотносится с современным периодом глобального изменения климата. Наибольшее расстояние между кластерами приходится на летний и зимний сезоны и составляют от $0,30^{\circ}\text{C}$ (между K_1 и K_2) до $0,77^{\circ}\text{C}$ (между K_3 и K_2).

Таблица 2.3. Группы лет подобных сезонных циклов ТПО трех кластеров для Баренцева, Гренландского и Норвежского морей.

Кластер	Баренцево море	Гренландское море	Норвежское море
Кластер 1	1953, 1958–1959, 1962, 1965–1969, 1978–1982, 1987.	1963–1969, 1971, 1977–1982, 1987– 1988, 1997.	1952, 1956, 1958, 1962, 1964–1965, 1967–1971, 1973, 1975–1979, 1981– 1988, 1993.
Кластер 2	1950–1952, 1954– 1957, 1960–1961, 1963–1964, 1970– 1977, 1983–1986, 1988–2004.	1950, 1952–1956, 1958–1962, 1970, 1972–1976, 1983– 1985, 1989–1993, 1996, 1998, 2003– 2004.	1950–1951, 1953– 1955, 1957, 1959– 1961, 1963, 1966, 1972–1974, 1980, 1989–1992, 1994– 2000.
Кластер 3	2005–2019.	1951, 1957, 1994– 1995, 1999–2002, 2005–2019.	2001–2019.

Рассмотрим теперь выделенные группы лет для Гренландского моря (см. таблицу 2.3). В первый кластер были включены: 1963–1969, 1971, 1977–1982, 1987–1988, 1997 годы (соответствует кластеру 3 дендрограммы); второй кластер: 1950, 1952–1956, 1958–1962, 1970, 1972–1976, 1983–1985, 1989–1993, 1996, 1998, 2003–2004 годы; третий кластер: 1951, 1957, 1994–1995, 1999–2002, 2005–2019 годы. Интересно, что в Гренландском море в период самых высоких температур поверхности моря (максимальное среднее значение третьего кластера составило $3,63^{\circ}\text{C}$) вошли годы не только последних двух десятилетий, но также пара лет в 1950-х годах. Эти два года характеризуют повышенные значения ТПО за зимний сезон. При этом разница между средними значениями кластеров распределена равномерно от $0,16^{\circ}\text{C}$ до $0,49^{\circ}\text{C}$ в течение всех месяцев года.

В Баренцевом море распределение лет по дендрограмме выглядит несколько иначе, чем при использовании метода К-средних. Если разделить на группы лет по расстоянию объединения 5, то кластеров будет выделено три, а если немного сместиться ниже до расстояния 4, то кластеров выделится уже четыре (см. рисунок 2.11, д). Результаты данного метода требуют проверки и некоторой корректировки со стороны пользователя.

Для уточнения выделения количества кластеров были проанализированы средние значения при разбиении на четыре группы лет. По результатам было обнаружено, что значимых различий как таковых между третьим и четвертым кластером не обнаруживается, различия в ТПО малы (менее $0,1^{\circ}\text{C}$) и имеются только в зимний и летний сезоны. В связи с этим было принято решение использовать объединение в три группы. Разница между третьим кластером и вторым наибольшая при сравнении объединенных групп лет в разных морях. Максимальные отличия средних значений приходятся на май-июнь и составляют $0,54^{\circ}\text{C}$, минимальные – август ($0,31^{\circ}\text{C}$). Что вероятнее всего связано с

сезонностью и различным временем начала освобождения ото льда в Барцевом и Гренландском морях.

Выводы к главе 2

Исследования поверхностной температуры воды в Северо-Европейском бассейне позволили установить следующее: выполненное районирование Северо-Европейского бассейна по поверхностной температуре океана в целом соответствует районированию морей Северо-Европейского бассейна Е. Г. Никифорова и А.О. Шпайхера 1980 года (Никифоров и Шпайхер, 1980) в зависимости от структуры водных масс по вертикали и может использоваться при анализе долгопериодной изменчивости ТПО; температура поверхности воды имеет выраженное широтное распределение, нарушаемое лишь в виде языка холодных вод в Гренландском море, обусловленное выносом льдов и вод из Центрального Арктического бассейна; во всех выделенных районах в целом происходит увеличение температуры поверхности воды; особенности гидрологической структуры районов обусловлены в первую очередь системой поверхностных течений и наличием/отсутствием льда (что в свою очередь также связано с адвекцией теплых и холодных вод); по результатам спектрального и кластерного анализов, можно предположить, что в связи выделенными однородными периодами, при анализе сопряженности стоит обратить особое внимание на различные гидрометеорологические и астрогеофизические факторы с циклическими колебаниями в 9-14,10 и 5-7 лет, а также при разработке уравнений с помощью множественной линейной регрессии включить в число предикторов факторы, имеющие подобные значимые периоды колебаний.

ГЛАВА 3 СТРУКТУРА ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛЕДОВИТОСТИ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА

3.1 Ледовитость морей Северо-Европейского бассейна

Под термином «ледовитость» понимается доля площади, занятая льдом любой сплоченности, по отношению к общей площади моря (World Meteorological Organization, 2017). Кроме того, для характеристики ледовитости также используют величину площади моря, занятую льдами.

Расположение морей Северо-Европейского бассейна в высоких широтах, в области заполярья, во многом формирует значительное распределение ледяного покрова на территории этих морей. Норвежское же море (которое также является частью Северо-Европейского бассейна), в связи с поступлением больших объемов теплых вод из Северной Атлантики, никогда не замерзает. Тогда как ледовитость Гренландского и Баренцева морей в процентном соотношении к Северо-Европейскому бассейну сопоставима – около 30% для моря (см. таблицу 1.1.). Отличительной особенностью является то, что в зимний период Гренландское и Баренцево моря под воздействием притока теплых Атлантических вод не покрывается льдом целиком. Но в летний период в последние годы Баренцево море – полностью очищаются ото льда, тогда как Гренландское море по-прежнему не освобождается целиком (Добровольский и Залогин, 1992; Britannica et al., 2013; Брокгауз, 2013; Визе, 1948).

В Северо-Европейском бассейне наблюдаются наибольшие сезонные и многолетние изменения площади морских льдов (рис. 3.1), и в этом районе морские льды особо чувствительны к климатическим изменениям (Захаров, 1981, Зубакин, 1987).

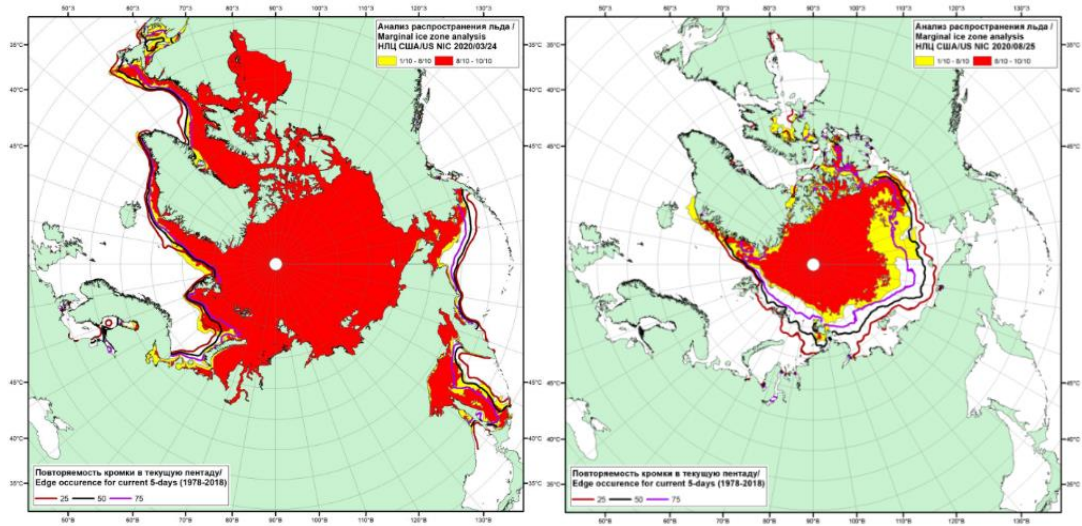


Рисунок 3.1. Положение кромки льда и зон разреженных ($<8/10$) и сплоченных ($\geq 8/10$) льдов СЛЮ (цветом) за 24.03.2020 год (а) и 25.08.2020 года (б) на основе ледового анализа Национального Ледового Центра США и повторяемость кромки (линии) за 21–25.03 (а) и 21–25.08 (б) за период 1979–2018 годы по наблюдениям SSMR-SSM/I-SSMIS (алгоритм NASATEAM).

Баренцево и Гренландское моря играют большую роль в процессах взаимодействия Северо-Европейского бассейна с Арктическим бассейном, являясь важной частью Арктической климатической системы. Через их акваторию теплые и соленые воды Северо-Атлантического течения поступают в арктические моря и Арктический бассейн, и в обратном направлении Восточно-Гренландское течение транспортирует морские льды и холодные и относительно распресненные воды в Северную Атлантику (Никифоров и Шпайхер 1980; Миронов, 2004).

Данная особенность является одним из важнейших климатических факторов, формирующих тепловой и, соответственно, ледовитый режимы региона (Furevik, 2001; Kayet al., 2011; Глок и др., 2019). Через Фареро-Шетландский пролив происходит постоянный заток теплых вод Северной Атлантики, образующий в Норвежском море Норвежское течение. Основная ветвь которого направляется к северо-западу, имея множество ответвлений в северном направлении. При этом основной потом атлантической водной массы поступает с Шпицбергенским течением через пролив Фрама в Арктический бассейн.

Подобное поступление больших слоев теплых водных масс меняет в корне не только весь тепловой режим бассейна, но и способствует смещению кромки ледяного покрова в северную и восточную стороны.

Одновременно с такими уникальными особенностями для полярного региона теплового режима, в Гренландском море в течение всего года находятся холодные поверхностные воды в виде Восточно-Гренландского течения. Холодные и распресненные водные массы поступают через пролив Фрама и несут с собой многолетние льды Центрального Арктического бассейна. Также регион находится под сильным воздействием адвекции теплых атлантических воздушных масс (Никифоров и Шпайхер 1980; Миронов, 2004).

Таким образом, Северо-Европейский бассейн является регионом контрастов как в контексте ледовитого и теплового режимов, так и в отношении атмосферной циркуляции.

3.2 Внутренняя структура и инерционность ледовитости

Для исследования влияния зимнего и летнего состояния ледяного покрова на площадь льдов в последующие месяцы был выполнен кросскорреляционный анализ между средней площадью пары месяцев, начиная с наибольшей зимней ледовитости для каждого моря (Тимохов и др., 2018, 2019б). Величины коэффициентов корреляции приведены в таблице 3.1. Корреляционный анализ позволил установить влияние зимнего и летнего состояния ледяного покрова на площадь льдов в последующие месяцы. Результаты расчетов (таблица 3.1) показывают, что состояние ледовитости в зимние пары месяцев (февраль–март для Гренландского и апрель–май для Баренцева морей) имеет значимую связь (при уровне значимости 0,05) со всеми месяцами до конца текущего календарного и последующего года. В Гренландском море связь зимней ледовитости с последующими сезонами уменьшается до августа, после чего возрастает, достигая

максимума $R = 0,66$ для ледовитости в декабре-январе (таблица 3.1.). В Баренцевом море корреляционная связь несколько иная: связь ледовитости в апреле-мае вначале уменьшается до $R = 0,25$ для октября-ноября, а затем увеличивается до $R = 0,58$ для ледовитости в феврале-марте следующего года (таблица 3.1).

Таблица 3.1. Коэффициенты корреляции R между изменениями площади льдов зимой* и летом** и изменениями площади льдов в последующие пары месяцев текущего года, последующего года*** и следующего за ним года****

Пары месяцев	Коэффициенты корреляции			
	Гренландское море		Баренцево море	
	в феврале-марте	в августе-сентябре	в апреле-мае	в августе-сентябре
Февраль-март	1	–	–	–
Апрель-май	0,83±0,12	–	1	–
Июнь-июль	0,7±0,12	–	0,86	–
Август-сентябрь	0,52±0,12	1	0,58	1
Октябрь-ноябрь	0,54	0,73	0,25	0,55
Декабрь-январь	0,66	0,67	0,52	0,52
Февраль-март (+1 год)	0,59	0,57	0,58	0,46
Апрель-май (+1 год)	0,55	0,57	0,52	0,38
Июнь-июль (+1 год)	0,37	0,53	0,52	0,46
Август-сентябрь (+1 год)	0,42	0,54	0,50	0,63
Октябрь-ноябрь (+1 год)	0,54	0,51	0,37	0,45
Декабрь-январь (+1 год)	0,61	0,58	0,39	0,29
Февраль-март (+2 года)	0,45	0,55	0,29	0,28
Апрель-май (+2 года)	0,49	0,56	0,33	0,29
Июнь-июль (+2 года)	0,36	0,39	0,37	0,31
Август-сентябрь (+2 года)	–	–	0,28	0,28

Примечания. Для всех коэффициентов корреляции критерий Стьюдента равен $\pm 0,21$ при уровне значимости 0,05; * – февраль-март (Гренландское море) и апрель-май (Баренцево море); ** – август-сентябрь (Гренландское и Баренцево моря); *** – +1 год; **** – +2 года.

Статистическая связь летнего состояния ледяного покрова с ледовитостью последующих сезонов несколько отличается в Гренландском и Баренцевом морях. Значение коэффициента корреляции летней площади льдов (август–сентябрь) Гренландского моря с площадью льдов последующих месяцев уменьшается до июня–июля следующего года, затем несколько увеличивается до $R = 0,54$ в период август–сентябрь последующего года и после уменьшения достигает максимума $R = 0,58$ в декабре–январе последующего года (см. таблица 3.1). В Баренцевом море значение коэффициента корреляции летней площади льдов (август–сентябрь) с площадью льдов последующих месяцев уменьшается до апреля–мая следующего года, а затем достигает максимума $R = 0,63$ в августе–сентябре следующего года (см. таблица 3.1).

Таким образом, ледовитость морей летнего сезона сохраняет свое влияние на состояние ледяного покрова летом следующего года, причем влияние несколько больше, чем влияние зимы на лето.

Результат корреляционного анализа согласуется с результатами кластерного анализа. Как отмечалось выше, подобие внутригодовых циклов может сохраняться в среднем 2–3 года. В этом случае можно говорить о преемственности состояния ледяного покрова внутри годового цикла, когда предыстория состояния ледяного покрова, в определенной мере, определяет текущую фазу.

Установленная эмпирическая закономерность имеет важное значение для понимания процесса формирования ледового режима и может быть использована при построении статистических моделей диагноза и прогноза ледовитости морей.

Прежде всего, обращает на себя внимание инерционность изменчивости площади ледяного покрова. В таблице 3.2 указаны коэффициенты корреляции ледовитости каждого сезона Баренцева и Гренландского морей с ледовитостью в предыдущие годы (с отрицательным временным лагом -1 , -2 и -3 года). Ледовитость зимнего сезона Гренландского моря характеризуется максимальными величинами коэффициентов связи с состоянием ледяного

покрова в предыдущие годы и составляет от 0,30 до 0,59, т.е. инерционность зимних ледовых процессов достаточно велика и сохраняется до трех лет. Инерционность хорошо проявляется и в зимний, и весенний сезоны, тогда как для осеннего сезона коэффициенты с отрицательным лагом в три года оказались незначимы.

Таблица 3.2. Парные значимые коэффициенты автокорреляционной функции ледовитости морей Северо-Европейского бассейна.

<i>Гренландское море</i>												
Сезон	З ₋₁	Л ₋₁	В ₋₁	О ₋₁	З ₋₂	Л ₋₂	В ₋₂	О ₋₂	З ₋₃	Л ₋₃	В ₋₃	О ₋₃
Зима	0,59	0,57	0,63	0,58	0,44	0,55	0,49	0,37	0,30	0,29	0,35	–
Лето	0,41	0,54	0,34	0,39	0,39	0,37	0,39	0,26	0,36	0,33	0,39	–
Весна	0,36	0,53	0,49	0,49	0,35	0,38	0,35	0,27	0,24	–	0,36	–
Осень	0,54	0,50	0,56	0,45	0,34	0,26	0,34	0,24	0,33	–	0,38	–
<i>Баренцево море</i>												
Сезон	З ₋₁	Л ₋₁	В ₋₁	О ₋₁	З ₋₂	Л ₋₂	В ₋₂	О ₋₂	З ₋₃	Л ₋₃	В ₋₃	О ₋₃
Зима	0,73	0,70	0,59	0,73	0,57	0,46	0,28	0,53	-0,55	0,96	0,33	0,48
Лето	0,70	0,70	0,39	0,56	0,59	0,56	0,22	0,38	0,38	0,39	0,22	0,33
Весна	0,59	0,41	0,41	0,43	0,34	0,31	0,28	0,33	0,34	–	–	0,31
Осень	0,73	0,56	0,43	0,68	0,51	0,37	0,23	0,48	0,46	0,32	0,30	0,46

Примечание. З – ледовитость зимы (декабрь-апрель); Л – ледовитость лета (июль-сентябрь); О – ледовитость осени (октябрь-ноябрь); В – ледовитость весны (май-июнь); –1, –2, –3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно; знаком – обозначены не значимые коэффициенты корреляции.

Инерционная составляющая ледовитости Баренцева моря превышает таковую Гренландского моря. Максимальный коэффициент корреляции составляет 0,73 для зимнего сезона с зимней и осенней ледовитостью лагом в один год. Кроме весны, для всех сезонов на протяжении трех лет сохраняются значимые коэффициенты корреляции (при уровне значимости 0,05). При этом, наименьшие значения приходятся на весенний сезон. И колеблется от не значимого до 0,43 (между весной и прошлогодней осенью) максимально. Наиболее высокая парная корреляция определяется для зимнего сезона и варьируется от 0,28 (с весной с лагом 2 года) до 0,73 (с прошлогодней зимой и

осенью). Для лета значения несколько меньшие: от 0,22 (с весной с лагом два и три года) до 0,70 (с прошлогодним летом). Осенняя ледовитость имеет коэффициенты корреляции ещё немного ниже, чем для летнего сезона. Значения меняются от 0,23 (с прошлогодней весной) до 0,68 (с осенней ледовитостью с лагом один год).

Выявленная инерционность ледовитости показывает, что предшествующее состояние ледяного покрова и его площадь является наиболее важным предиктором при разработке уравнений, как для диагноза, так и для прогноза, что ранее продемонстрировано в ряде работ (Миронов, 2004; Федоров, 2016).

3.3 Структура межгодовой изменчивости ледовитости

3.3.1 Долгопериодные и циклические колебания ледовитости

Временной ход ледовитости Гренландского и Баренцева морей за период с 1950 по 2021 годы за летний и зимний сезоны приведен на рисунке 3.2. Тенденция климатических изменений площади льдов в обоих морях одинакова: в межгодовых изменениях выделяется отрицательный линейный тренд ледовитости. Данную закономерность долгопериодной изменчивости ледовитости отмечают, и другие авторы уже несколько десятилетий (Walsh and Johnson, 1979; Mysak and Manak, 1989; Parkinson et al., 1999). Величина линейного тренда для Баренцева моря в зимний сезон составляет $-0,37 \text{ \%/год}$ ($-3,46 \cdot 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$) и $-0,20\%/год$ ($-2,82 \cdot 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$) в летний. Для зимнего сезона Гренландского моря величина тренда $-0,25 \text{ \%/год}$ ($-4,25 \cdot 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$) и сравнима в летний сезон $0,21 \text{ \%/год}$ ($-2,25 \cdot 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$). При этом линейный тренд для Гренландского моря статистически не значим (при уровне значимости 0,05), а коэффициент детерминации составляет 0,12. Для Баренцева моря линейный тренд значим (при уровне значимости 0,05), а коэффициент детерминации составляет 0,48.

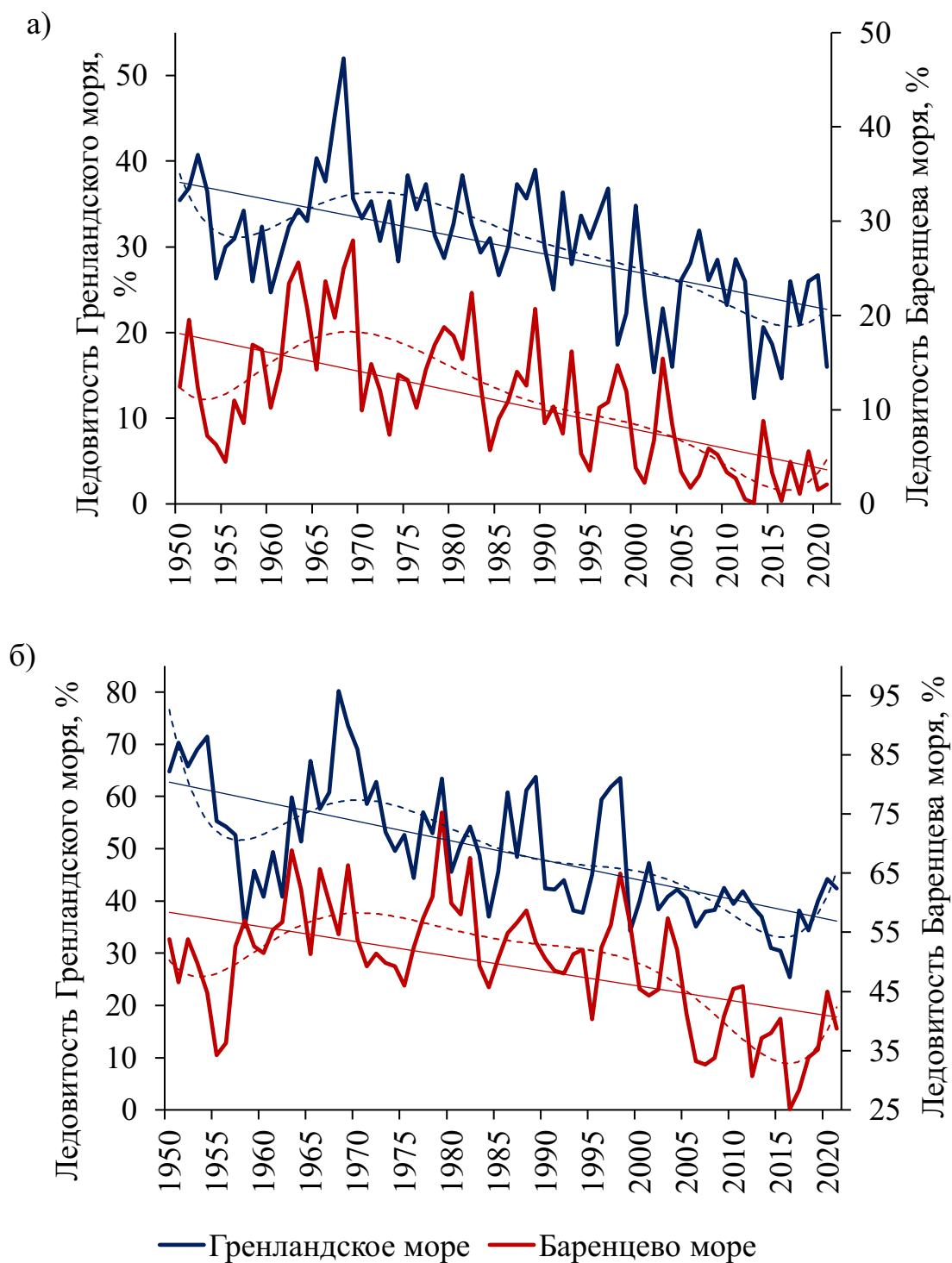


Рисунок 3.2. Межгодовые изменения ледовитости Гренландского (полуужирная синяя линия) и Баренцева (полуужирная красная линия) морей в а) летний и б) зимний сезоны с нанесенными линиями линейных (тонкая линия) и полиномиальных 6-й степени (пунктирная линия) трендов за период 1950-2021 годы.

Уменьшение ледовитости Гренландского моря в зимний сезон происходит несколько интенсивнее, чем в летний. Аналогичная ситуация наблюдается в Баренцевом море. Величина тренда в зимний сезон несколько больше, чем в летний. Вероятно, это связано с тем, что интенсивность притока теплых Атлантических вод усиливается либо в Баренцево и ослабевает, соответственно, в Гренландское море. Либо ситуация происходит обратная. При этом поток теплых вод атлантического происхождения поступает в Баренцево море больше, чем в Гренландское. В последние годы многими авторами подтверждалось явление «атлантификации» в Баренцевом море (Аксенов и Иванов, 2018; Barton et al., 2018; Asbjørnsen et al., 2020), при котором холодные арктические воды вытесняются атлантическими в связи с их более активным поступлением.

Полиномиальный тренд 6-й степени статистически значим для обоих морей. Коэффициент детерминации тренда: для Гренландского моря 0,55 и 0,48 в зимний и летний сезоны; для Баренцева моря 0,54 и 0,55 в зимний и летний сезоны.

При исследовании межгодовой изменчивости ледовитости, также, как и при исследовании ТПО (см. Главу 2), в качестве граничного был выбран 1985 год. Действительно, линейные тренды для ледовитости Гренландского и Баренцева морей за период 1950–1985 годы (таблица 3.3.) статистически не значимы (при уровне значимости 0,05) как для летнего, так и для зимнего сезонов. Величина тренда при этом варьируется от -0,32 %/год ($-3,59 \cdot 10^3$ км²/год; зимний сезон, Гренландского моря) до 0,26 %/год ($3,29 \cdot 10^3$ км²/год; зимний сезон Баренцева моря). И хотя величина тренда в зимний сезон в Баренцевом море положительная, тренд статистически не значим (при уровне значимости 0,05). Значит, положительная тенденция к увеличению площади льда за 1950-1985 годы незначительна.

Таблица 3.3. Характеристики линейных трендов для ледовитости Гренландского и Баренцева морей за зимний и летний сезоны.

Период 1950–2021 годы	Летний сезон (июль-сентябрь)		Зимний сезон (декабрь-апрель)	
	БМ	ГМ	БМ	ГМ
Разность ледовитости, $\cdot 10^3$ км ² /год	169	124	290	374
Величина тренда, $\cdot 10^3$ км ² /год	-3,40	-2,21	-2,68	-4,40
R ² , усл.ед.	0,24	0,31	0,30	0,41
Характеристики трендов по выделенным периодам				
Разность ледовитости за периоды	99,22	79,71	118,53	145,74
Величина тренда (1950–1985), $\cdot 10^3$ км ² /год	0,72	-0,40	3,29	-3,59
Величина тренда (1986–2021), $\cdot 10^3$ км ² /год	-5,75	-4,01	-10,70	-6,51
R ² (1950–1985), усл.ед.	0,01	0,00	0,09	0,08
R ² (1986–2021), усл.ед.	0,55	0,28	0,57	0,37
Индекс тренда (1950–1985), усл.ед.	25	-7	31	-38
Индекс тренда (1986–2021), усл.ед.	-193	-44	-60	-45

Примечание. ГМ – Гренландское, БМ – Баренцево моря; R² коэффициент детерминации тренда, значимые тренды выделены полужирным шрифтом, при уровне значимости 0,05.

За период 1986–2021 годы коэффициент детерминации тренда больше для Баренцева моря за зимний (0,57) летний (0,55) сезоны, чем в Гренландском море (зимой R² = 0,37; летом R² = 0,28).

Для анализа трендов был рассчитан индекс тренда (Вайновский и Малинин, 2019), который является удобной характеристикой для сравнения, представляя собой безразмерную величину (см. главу 2, параграф 2.2.2). Индекс тренда для периода за 1950–1985 годы для обоих морей не превышает 38 усл.ед. по абсолютному значению. Тогда как для периода за 1986-2020 годы наименьшие значения I_{тр} соответствуют зимнему 45 усл.ед. и летнему 44 усл.ед. сезонам Гренландского моря по модулю. В Баренцевом море I_{тр} составляет 60 усл.ед. для зимы и 193 усл.ед. для лета. Что говорит о значительно более сильном усилении интенсивности уменьшения площади льда именно в Баренцевом море.

При этом не стоит забывать, что на изменчивость площади льда в Гренландском море, значительное влияние оказывает вынос старых льдов из Арктического бассейна через пролив Фрама. Поэтому данные сравнительные оценки между морями можно считать относительными.

На полициклический характер межгодовых изменений площади льдов в арктических морях указывается в работе (Фролов и др., 2007). Нами выполнен спектральный анализ зимней и летней ледовитости Гренландского и Баренцева морей за период 1950–2021 годы. При длине ряда 70 лет статистически значимые величины периодов находятся в пределах 2–23 года. На рисунке 3.3 приведены графики спектральной плотности в условных единицах как функции частоты колебаний (1/год) для обоих морей в летний (июль-сентябрь) и зимний (декабрь-апрель) сезоны. Для наглядности на пиках спектральной плотности цифрами указаны периоды циклическостей в годах.

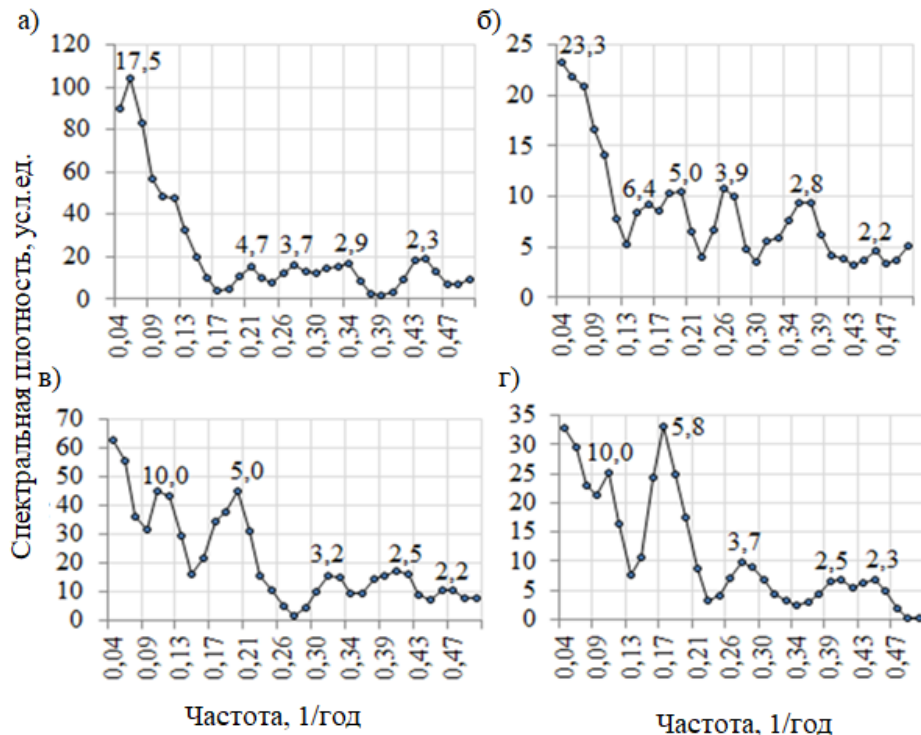


Рисунок 3.3. Спектральные плотности колебаний ледовитости Гренландского (а – зимний, б – летний сезоны) и Баренцева (в – зимний, г – летний сезоны) морей за 1950–2021 годы. Цифрами на графиках в точках указаны периоды циклических колебаний в годах.

Циклические колебания в высокочастотной части спектра с периодами меньше 3 лет вызваны, по мнению авторов работы (Фролов и др., 2007), влиянием атмосферной циркуляции и взаимодействия океана и атмосферы. Эта часть спектра Гренландского моря отличается от аналогичной части спектра Баренцева моря. Меняются спектры и от сезона к сезону, что можно объяснить сезонным ходом метеорологических процессов и внутригодовым изменением взаимодействия атмосферы и океана в присутствии ледяного покрова в данном регионе.

В низкочастотной части спектра колебаний в обоих морях выделяются циклические колебания в 23 года, 10 лет и 5–6 лет. Как в Гренландском, так и в Баренцевом морях спектральная плотность этих колебаний отличается от спектральной плотности этих колебаний друг от друга. Но также низкочастотный спектр в Гренландском море в летний период значительно не похож на спектр зимнего сезона. Спектральная плотность отмеченных колебаний в Баренцевом море летом близка к таковой в зимний период. Однако, несмотря на указанные различия, можно предположить, что циклические колебания 23, 10 и 5–6 лет индуцируются некими общими для обоих морей глобальными причинами.

По мнению многих авторов (см. обзор в монографии (Фролов и др., 2007)), долгопериодные колебания ледовитости зависят не только от гидрометеорологических процессов, но и от астрогеофизических факторов. В качестве аргумента приводится совпадение циклических колебаний ледовитости и циклических вариаций геофизических и астрономических индексов. Эта концепция нашла воплощение в обобщающей работе И.В. Максимова (Максимов, 1970), где был предложен компонентно-гармонический метод расчета и прогноза ледовитости, учитывающий солнечно-обусловленный 11-летний цикл, 6–7-летний цикл колебания положения полюса Земли и 19-летний цикл, связанный с действием долгопериодного лунного деклинационного прилива в океане. Б.А. Слепцов-Шевлевич и А.М. Баяринов (Слепцов-Шевлевич и Баяринов, 2002) акцентировали внимание на, возможно, недооцененной роли скорости вращения Земли в долгопериодных изменениях уровня океана и ледовитости морей. И.Е.

Фролов и др. (Фролов и др., 2007) полагают, что низкочастотные колебания многих гидрометеорологических характеристик, включая ледовитость морей, обусловлены циклическим 50–60 лет изменением расстояния между Землей и Солнцем вследствие диссимметрии солнечной системы. Поскольку суммарный поток солнечной радиации, достигающий поверхности Земли, обратно пропорционален квадрату расстояния до Солнца, то в результате эффекта диссимметрии формируется 50–60-летнее колебание притока суммарной солнечной радиации, отражающееся в изменениях состояния атмосферы и океана (Медведев и др., 2018). Более подробно сопряженность с астрогеофизическими параметрами будет рассмотрена в следующей главе.

По полученным пикам спектральной плотности представленного разложения в ряд Фурье (так называемого быстрого преобразования) были выбраны гармоники, имеющие наибольшую амплитуду, и выполнен гармонический анализ. Для каждой гармоники были рассчитаны характеристики и проверена значимость. В таблице (таблица 3.4) представлены только значимые гармоники (при уровне значимости 0,05).

Таблица 3.4. Характеристики периодов циклических низкочастотных колебаний ледовитости морей Северо-Европейского бассейна.

	Гренландское море				Баренцево море		
	Зима	Лето		Зима	Лето		
Период, годы	17,5	23,3	6,4	5,0	10,0	10,0	5,8
Амплитуда, $\cdot 10^3 \text{км}^2$	63,3	32,5	27,5	66,4	60,8	33,3	44,5
Фаза, рад.	4,15	3,92	4,26	1,87	3,75	3,28	2,44
Вклад, %	10,1	7,9	5,6	32,9	8,8	5,5	9,8

Для Гренландского моря за летний сезон наибольший вклад 32,9% вносят колебания периодом 5 лет. 5-летней гармоники соответствуют амплитуда в $66,4 \cdot 10^3 \text{км}^2$ и фаза 1,87 рад. Также для летнего сезона Гренландского моря оказались значимыми гармонические колебания с периодами 23,3 года и 6,4 лет. Для них амплитуда колебаний составила $32,5 \cdot 10^3 \text{км}^2$ и $27,5 \cdot 10^3 \text{км}^2$ и вклад – 7,9%

и 5,6% соответственно. Для летнего сезона Баренцева моря также выделяется несколько значимых гармоник. С периодами 10 лет и 5,8 лет, вклад каждой из которых составил 5,5% и 9,8%. Которым соответствуют следующие характеристики: амплитуда $33,3 \cdot 10^3 \text{км}^2$ и $44,5 \cdot 10^3 \text{км}^2$, и фаза 3,28 рад. и 2,44 рад. соответственно. Стоит отметить, что для зимнего сезона значимая гармоническая составляющая выделяется только с одним периодом для каждого ряда. Это 17,5 лет для Гренландского моря и 10 лет для Баренцева моря с вкладом в 10,1% и 8,8%. Которым соответствуют амплитуды колебаний в $63,3 \cdot 10^3 \text{км}^2$ и $60,8 \cdot 10^3 \text{км}^2$.

По результатам гармонического анализа, можно предположить, что в связи со значительным вкладом некоторых гармоник в общую дисперсию ряда, при анализе сопряженности стоит обратить особое внимание на различные гидрометеорологические и астрогеофизические факторы с циклическими колебаниями в 23, 17–18,10 и 5–6 лет. А также при разработке уравнений с помощью множественной линейной регрессии включить в число предикторов значимые гармоники.

3.3.2 Однородные периоды сезонных (внутригодовых) изменений ледовитости

Несмотря на большую внутригодовую изменчивость площадей льдов, удается выделить классы (кластеры) подобных сезонных циклов. Для их классификации использовались два метода: Варда (Ward-Method) и К-средних. В качестве критерия близости при использовании метода К-средних было выбрано квадраты Евклидовых расстояний (Белов и др., 2009). Данные по изменчивости ледовитости морей Северо-Европейского бассейна исследовались за 1950–2021 годы (для Гренландского моря) и за период 1929–2021 годы (для Баренцева моря). В результате с помощью программы Statistica были построены древовидные дендрограммы для ледовитости Гренландского и Баренцева морей (Рисунок 3.4. а, в).

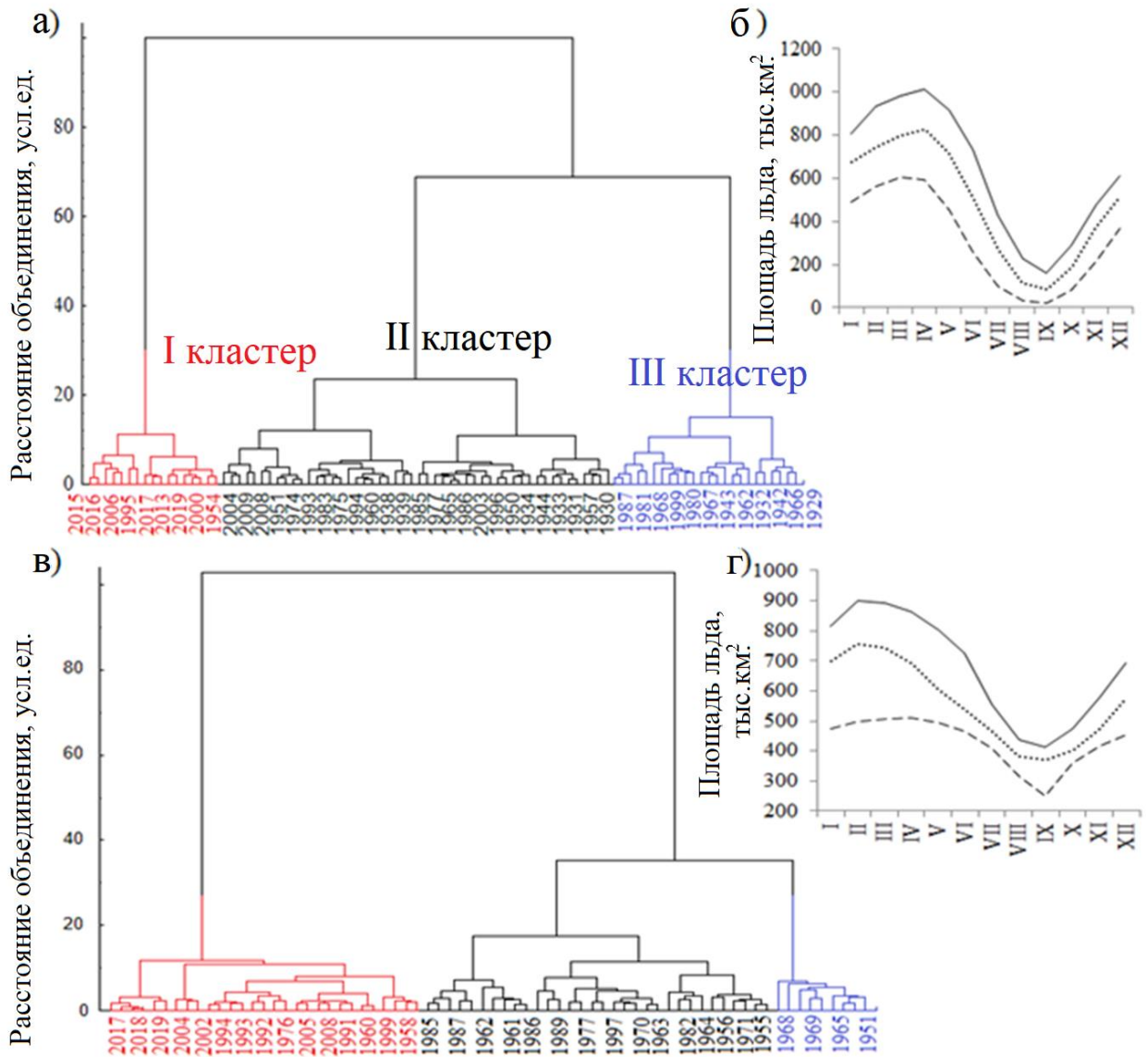


Рисунок 3.4. Дендрограммы и средние значения кластеров (1 кластер – пунктирная линии, 2 кластер – точечная, 3 кластер – сплошная) для изменчивости ледовитости Баренцева (а, б) и Гренландского (в, г) морей за периоды 1929–2020 и 1950–2020 годы соответственно.

Для уточнения выбранной классификации также был использован метод К-средних. В результате построены графики средних значений по выделенным группам лет (см. рис. 2.5. б, г). Для Гренландского моря на уровне расстояния объединения 40 усл. ед. можно выделить 3 кластера (Рисунок 3.4. а). Аналогично для Баренцева моря на уровне расстояния объединения 20 усл. ед. можно также выделить 3 кластера (Рисунок 3.4. в). При этом второй кластер будет объединять

наибольшее число лет. В результате, как для Гренландского, так и для Баренцева морей были выделены 3 кластера, в которые вошли группы лет подобных сезонных циклов, представленные в таблице 3.4.

Таблица 3.4. Группы лет подобных сезонных циклов трех кластеров для Баренцева и Гренландского морей.

Кластер	Баренцево море	Гренландское море
Кластер 1	1929–1930; 1932; 1941–1943; 1958; 1962–1964; 1966–1969; 1978–1982; 1987; 1998;	1950–1954, 1965, 1967–1969;
Кластер 2	1928; 1931; 1933–1940; 1944–1949; 1950–1953; 1957; 1959–1961; 1965; 1970–1977; 1983; 1985–1986; 1988–1994; 1996–1997; 1999; 2002–2004;	1955–1957, 1961, 1963–1964, 1966, 1970–1973, 1975, 1977–1982, 1986–1989, 1996–1998;
Кластер 3	1954–1956; 1984; 1995; 2000–2001; 2005–2021.	1958–1960, 1962, 1974, 1976, 1983–1985, 1990–1995, 1999–2021.

В первый кластер К1 вошли годы с наибольшей площадью льдов как в зимний, так и в летний периоды. Второй кластер К2 объединил годы средней ледовитости, а в третий кластер К3 вошли годы с наименьшей ледовитостью Гренландского и Баренцева морей. Из анализа лет, вошедших в кластеры К1–К3 для обеих акваторий, следует, что подобие сезонных циклов на фоне малой и большой ледовитости сохраняется от одного сезона до 6 лет. Причем для Гренландского моря установленная закономерность справедлива для всех выделенных кластеров, а для Баренцева моря закономерность справедлива для периодов большой ледовитости. Данная закономерность справедлива до периода потепления последних лет с малой ледовитостью: 17 лет в Баренцевом и 23 года в

Гренландском морях. На фоне средней ледовитости в Баренцевом море подобие циклов может сохраняться до 8 лет, в Гренландском – до 6 лет. Для группы лет первого и второго кластеров максимальное развитие площади льдов наступало асинхронно: в Гренландском море среднем в феврале, а в Баренцевом море в апреле. Минимальная площадь льдов в среднем для обеих акваторий наблюдалась в сентябре. До 1969 года в Гренландском море и до 1980 года в Баренцевом море сезонные циклы формировались на фоне большой и средней ледовитости. В период с 1969 года до 1998 год (Гренландское море) и с 1981 года по 1994 год (для Баренцева моря) сезонные циклы развивались на фоне средней ледовитости в обеих акваториях. С 1999 года в Гренландском море и с 1995 года в Баренцевом море сезонные циклы протекали на фоне малой ледовитости моря. Очевидно, что наблюдается генеральное сходство выделенных периодов групп лет с некоторым запаздыванием для Баренцева моря относительно Гренландского.

Выводы к главе 3

Исследования, посвященные структуре долгопериодной изменчивости ледовитости в морях Северо-Европейского бассейна, позволили установить следующее: во всех морях в целом происходит сокращение площади льда за рассматриваемый период, причем уменьшение ледовитости в летний сезон более интенсивное как в Баренцевом, так и в Гренландском морях; система течений является одним из доминирующих факторов, влияющих на изменчивость ледовитости; по результатам спектрального и кластерного анализов, можно предположить, что в связи с выделенными однородными периодами, при анализе сопряженности стоит обратить особое внимание на различные гидрометеорологические и астрогеофизические факторы с циклическими колебаниями в 17, 8–12, 5–7 лет, а также при разработке уравнений с помощью множественной линейной регрессии включить в число предикторов факторы, имеющие подобные значимые период колебаний.

ГЛАВА 4 СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДОВИТОСТИ И ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ МОРЕЙ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА

4.1 Сопряженность долгопериодных колебаний ледовитости и температуры поверхности воды с гидрометеорологическими и астрогеофизическими параметрами и характеристиками

4.1.1 Связь ледовитости и температуры поверхности воды с гидрометеорологическими характеристиками

Ледовитость морей Северо-Европейского бассейна

В работе (Гудкович и др., 2005) высказано обоснованное предположение, что высокочастотная часть в изменениях ледовитости формируется преимущественно в результате воздействия и взаимодействия ледяного покрова с гидрометеорологическими процессами. В других работах также подчеркивается важность взаимодействия с атмосферной циркуляцией атлантического сектора (Михайлова и др., 2021; Сизов и др., 2022)

Характер декадных изменений ледовитости морей демонстрирует рисунок 4.1, на котором приведены аномалии ледовитости морей относительно среднего за период 1950–2019 годы, осредненные за десятилетия для зимнего и летнего сезонов.

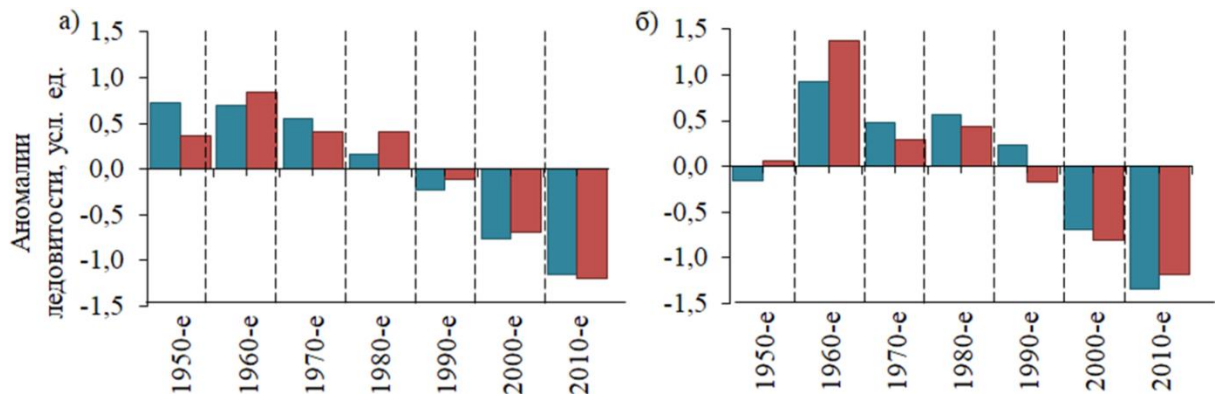


Рисунок 4.1. Аномалии ледовитости Гренландского (а) и Баренцева (б) морей за зимний (синяя колонка) и летний (красная колонка) сезоны относительно среднего за период 1950–2019 годы, усредненные за 10-летия.

Пики значительного уменьшения ледовитости приходятся на 1950-е и 2000–2010-е годы, а период значительного увеличения ледовитости отмечается в 60-х–80-х годах прошлого столетия и несколько меньшее увеличение – в 1990-е. Знак аномалий ледовитости в морях преимущественно совпадал. Но в зимний период в 50-х и 90-х годах знаки аномалий ледовитости были противоположными. Отрицательный знак аномалии ледовитости в Баренцевом море за зимний сезон в 1950-е годы может быть связан с влиянием Северной Атлантики (данный период отмечается высокими аномалиями поверхностной температуры воды), а так е усилением дрейфа льда из Центрального Арктического бассейна (Гудкович, 1997). Из анализа следует, что преимущественная сопряженность декадных изменений ледовитости Гренландского и Баренцева морей эпизодически прерывается оппозиционными изменениями.

Чтобы определить роль гидрометеорологических факторов в формировании климатических стадий ледовитости, нами были построены гистограммы гидрометеорологических индексов, осредненных за периоды климатических стадий (Рисунок 4.2).

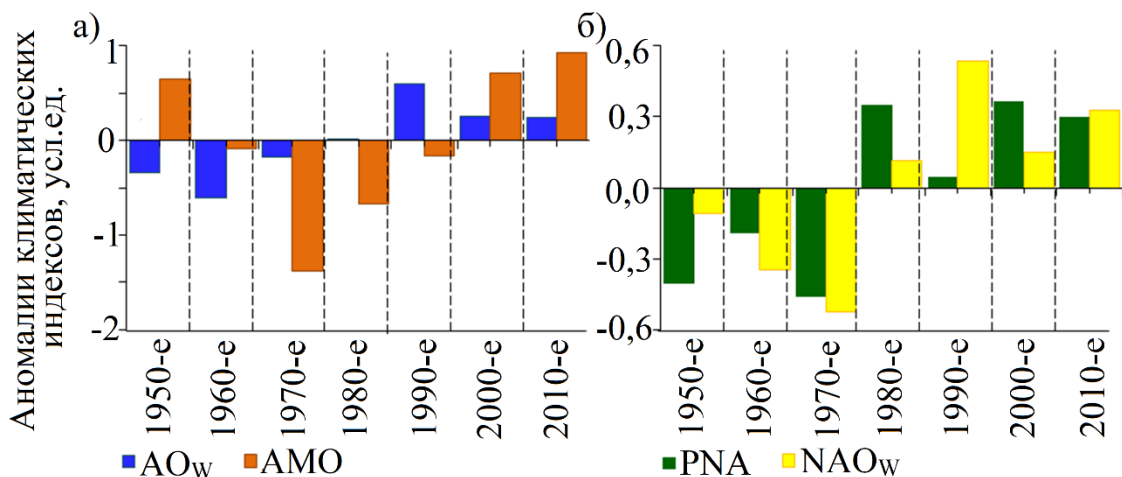


Рисунок 4.2. Осредненные значения аномалий глобальных климатических индексов за период 1950–2019 годы, осредненные за 10-летия.

Примечание. Обозначения индексов: арктического колебания AO_w (за зиму, синий), Атлантического мультидекадного колебания AMO (за год, оранжевый), тихоокеанского североамериканского колебания PNA (за год, зеленый), североатлантического колебания NAO_w (зима, желтый).

Как видно из рисунка 4.2, в период уменьшения ледовитости (2003–2019 годы, см. главу 3 параграф 3.3.2) климатические индексы (арктическое колебание АО в зимний сезон, Атлантическое мультидекадное колебание АМО, тихоокеанское североамериканское колебание PNA и североатлантическое колебание NAO в зимний сезон) в среднем находятся в положительной фазе. Рассматривается характеристика индексов атмосферной циркуляции АО и NAO в зимний сезон в связи с тем, что интенсивность атмосферных процессов в приатлантической Арктике максимально проявляется в марте (Нестеров, 2013), что соответствует зимнему сезону в Гренландском и Баренцевом морях. Такая барическая обстановка приводит к усилению адвекции теплых Атлантических вод, как в Баренцево, так и в Гренландское море. При этом наблюдается усиление субтропического максимума давления и углубление Исландского минимума, возникают зоны больших градиентов между этими атмосферными образованиями и, соответственно, увеличивается частота и сила ветров, несущих с Атлантики тёплый и влажный воздух в западную Арктику. Усиливается антициклоническая деятельность субтропического происхождения над Европой. При положительной фазе PNA наблюдается понижение давления над Карским морем и морем Лаптевых, и его повышением над Канадским архипелагом, а также ослабление зональной составляющей и усиление меридионального переноса, учащение антициклонической деятельности. Увеличение продолжительности этих процессов приводит к значительному и длительному уменьшению ледовитости.

На периоды увеличения площади льдов (1950–1954, 1964–1969, 1976–1981 годы, см. главу 3 параграф 3.3.2) приходятся либо отрицательные, либо, слабopоложительные значения индекса АМО. Приток теплых Атлантических вод в данные периоды был ослаблен. Глубокая отрицательная фаза индексов АО и NAO создает области повышенного давления в районе центральной Арктики, что препятствует проникновению теплого и влажного воздуха со стороны Северной Атлантики, несет холодные воздушные массы из северной части Тихоокеанского

сектора и вызывает аномально холодные температуры воздуха, что приводит к резкому нарастанию льда. В исследованиях зарубежных авторов (Sorteber and Kvingedal, 2006; Zhang, 2008; Levitus, 2009б) также подчеркивается важность аномалий температуры воздуха, крупномасштабной атмосферной циркуляции и циклонической активности. Выявленные факторы являются очень важным аспектом в понимании формирования ледового режима Баренцева и Гренландского морей и возможности прогнозирования.

Поверхностная температура воды морей Северо-Европейского бассейна

Аналогичный анализ нормированных по СКО аномалий был проведен и для поверхностной температуры воды (рисунок 4.3).

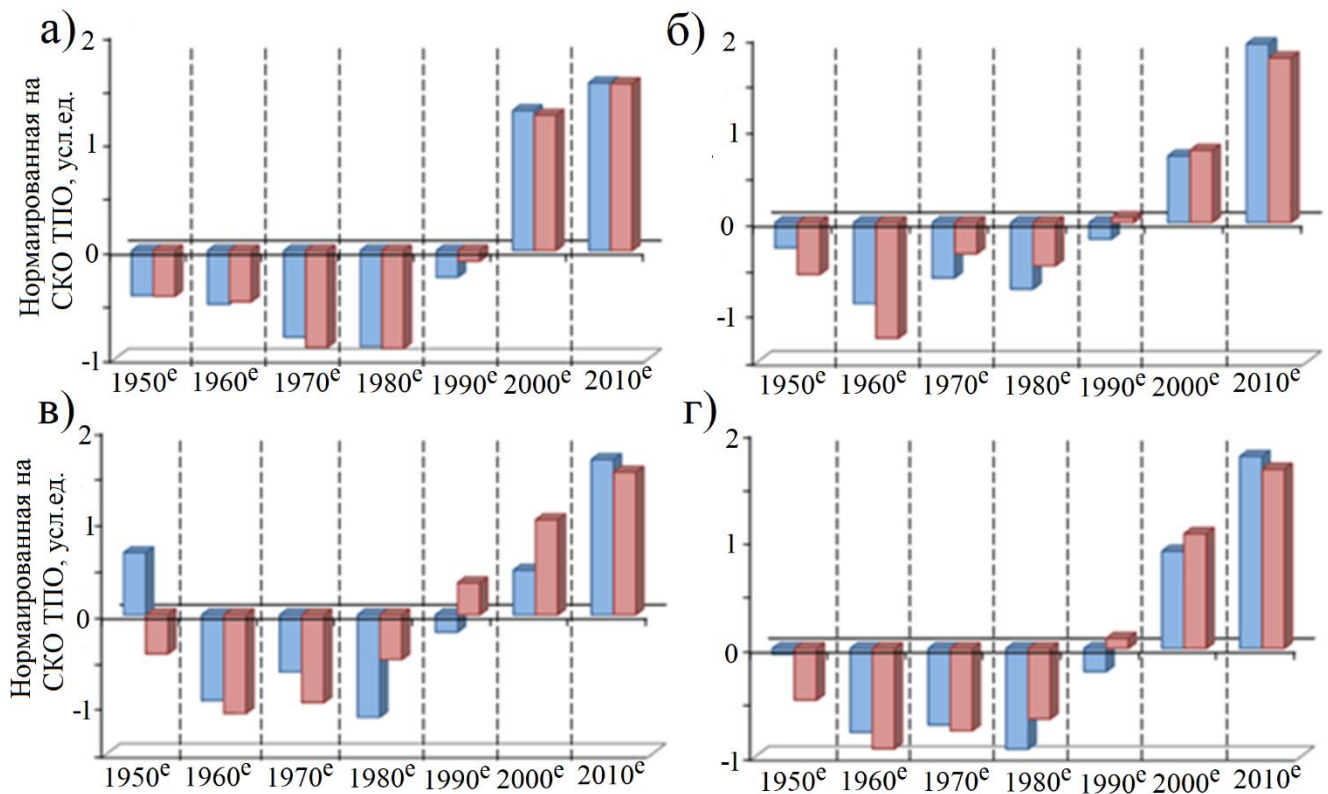


Рисунок 4.3. Нормированные по СКО аномалии ТПО Норвежского (а), Баренцева (б) и Гренландского (в) морей и всей акватории Северо-Европейского бассейна (г) за зимний (синяя колонка) и летний (красная колонка) сезоны относительно среднего за период 1950–2019 годы, осредненные за 10-летия.

Если рассматривать изменчивость аномалий в каждом море в отдельности, так и во всем Северо-Европейском бассейне, то можно выделить особенность, что до 1990-х годов отмечаются отрицательные аномалии относительно среднего. После 1990-х годов знак аномалий меняется на положительный. А в 1990-е годы аномалии имеют минимальные величины за весь период. Вероятно, это может быть связано с резкой сменой положительной фазы на отрицательную и усиленным углублением индекса Северо-Атлантического колебания NAO в 2000-е годы (см. рис. 4.2). А также уменьшением величины Атлантического Мультидекадного колебания в 1990-е годы и переход в положительную фазу в 2000-х годах. Изменения в период 1990-х годов для ТПО морей Северо-Европейского бассейна происходит более резко, чем для ледовитости этой же акватории в связи с тем, как известно, именно температура воды более интенсивно и в первую очередь реагирует на глобальные изменения. А вследствие таких изменений происходит изменения и ледовитости.

Также стоит отметить, что в Гренландском море в 1950-е годы отмечается период положительных аномалий, чего нет более ни в одном море Северо-Европейского бассейна. При этом в аномалиях ледовитости в указанный период отмечается уменьшение. Одновременно, в Гренландском море в этот период отмечаются отрицательные аномалии температуры поверхности океана и увеличивается вынос льда через пролив Фрама из Арктического бассейна (Вязилова и Смирнов, 2016). В целом, распределение аномалий ТПО Баренцева и Норвежского морей наиболее близко к изменчивости аномалий всего Северо-Европейского бассейна.

4.1.2 Связь ледовитости и температуры поверхности воды с астрогеофизическими параметрами

Ещё в конце XVIII в. А.И. Воейков утверждал, что на климат и его изменчивость в основном влияет перемещение воздушных масс в результате влияния Солнца (Воейков, 1948). Именно выявлению доказательств

непосредственного влияния солнечной активности на атмосферную циркуляцию особое внимание уделялось в 1960-х годах многими авторами. Так И.В. Максимовым, М.С. Эйгенсоном, Б.М. Рубашевым и др. (Эйгенсон, 1963; Рубашев, 1964; Максимов, 1970) было показано, что на долгопериодные флуктуации ледовитости, прежде всего в низкочастотной части колебаний, могут влиять и астрогеофизические факторы, среди которых: деклинационный и полюсный прилив (Гудкович и др., 1970), скорость вращения Земли (Гудкович и др., 2004; Гудкович и др., 2005) и солнечная активность (Слепцов-Шевлевич и Бояринов, 2002; Абдусаматов, 2009; Федоров, 2017). М. И. Пудовкин (Пудовкин, 1996) показал, что изменение потока поступающей солнечной энергии вызывает изменение температуры воздуха и высоты изобарических поверхностей в тропосфере, обуславливая этим заметные изменения скорости крупномасштабной циркуляции атмосферы. Анализ солнечно обусловленных изменений приземного и высотного давления позволил А. Г. Егорову (Егоров, 2003, 2005) установить их связь с многолетними особенностями распределения льдов в арктических морях в летний период.

Согласно В. М. Федорову (Федоров, 2017), в результате малой изменчивости суммарного солнечного излучения главный механизм изменения инсоляции Земли связан с небесно-механическими процессами, которые вызывают изменения расстояния между Землей и Солнцем, изменения земной орбиты и наклона оси вращения Земли. В работе (Федоров и др., 2016) показано, что наиболее значимый фактор, определяющий вариации максимальных и минимальных значений площади морских льдов в многолетнем режиме, – изменчивость приходящей на верхнюю границу атмосферы солнечной радиации.

Отметим, что мониторинг суммарного солнечного излучения показал, что его вариации составляют порядка 0,1 % от средней величины (Петрукович и др., 2008). Столь малые вариации, по оценке (Пудовкин, 1996), не могут быть непосредственно энергетическим источником атмосферных возмущений, и это является одним из основных доводов о невозможности воздействия солнечной

активности на погодные явления. Вместе с тем, хотя энергия солнечного ветра пренебрежимо мала в сравнении с суммарным солнечным излучением. Однако их потоки возрастают в десятки и сотни раз во время солнечных возмущений, и они могут оказывать опосредованное воздействие на динамику и радиационный баланс атмосферы (Пудовкин и Распопов, 1992). Усиление (ослабление) потока вторгающихся частиц в результате еще не вполне выясненных физико-химических процессов вызывает уменьшение (или увеличение) прозрачности атмосферы и тем самым модулирует поступление солнечной энергии в нижнюю атмосферу. Изменение потока поступающей солнечной энергии вызывает изменение температуры воздуха и высоты изобарических поверхностей в тропосфере, обуславливая тем самым заметные изменения скорости крупномасштабной циркуляции атмосферы (Пудовкин, 1996). Анализ солнечно обусловленных изменения приземного и высотного давления позволил Егорову (Рубашев 1964; Гудкович и др., 1970; Егоров, 2007) установить их связь с многолетними особенностями распределения льдов в арктических морях в летний период.

На крупномасштабную структуру уровня океана и циркуляцию вод, по И. В. Максимова (Максимов, 1970), влияют гравитационные силы Луны и Солнца и колебания скорости вращения Земли. Эта подгруппа переменных действует через парциальное изменение гравитационного поля, формирующее долговременную вынужденную волну приливного типа и возникновение парциального геострофического течения. Волной «полюсного прилива» Дж. Дарвин (Darwin, 1887) назвал вынужденную волну, возникающую в Мировом океане и связанную с колебаниями мгновенной оси вращения Земли (Гудкович и др., 1970). Центробежная сила Земли изменяется в результате свободных 14-месячных колебаний (Чандлеровское колебание) и 12-месячных вынужденных колебаний оси вращения Земли или движений мгновенного полюса Земли (Медведев и др. 2018). Наложение этих двух колебаний создают 6–7 циклическое биение.

Рисунок 4.4 показывает среднегодовой временной ход астрогеофизических характеристик и параметров.

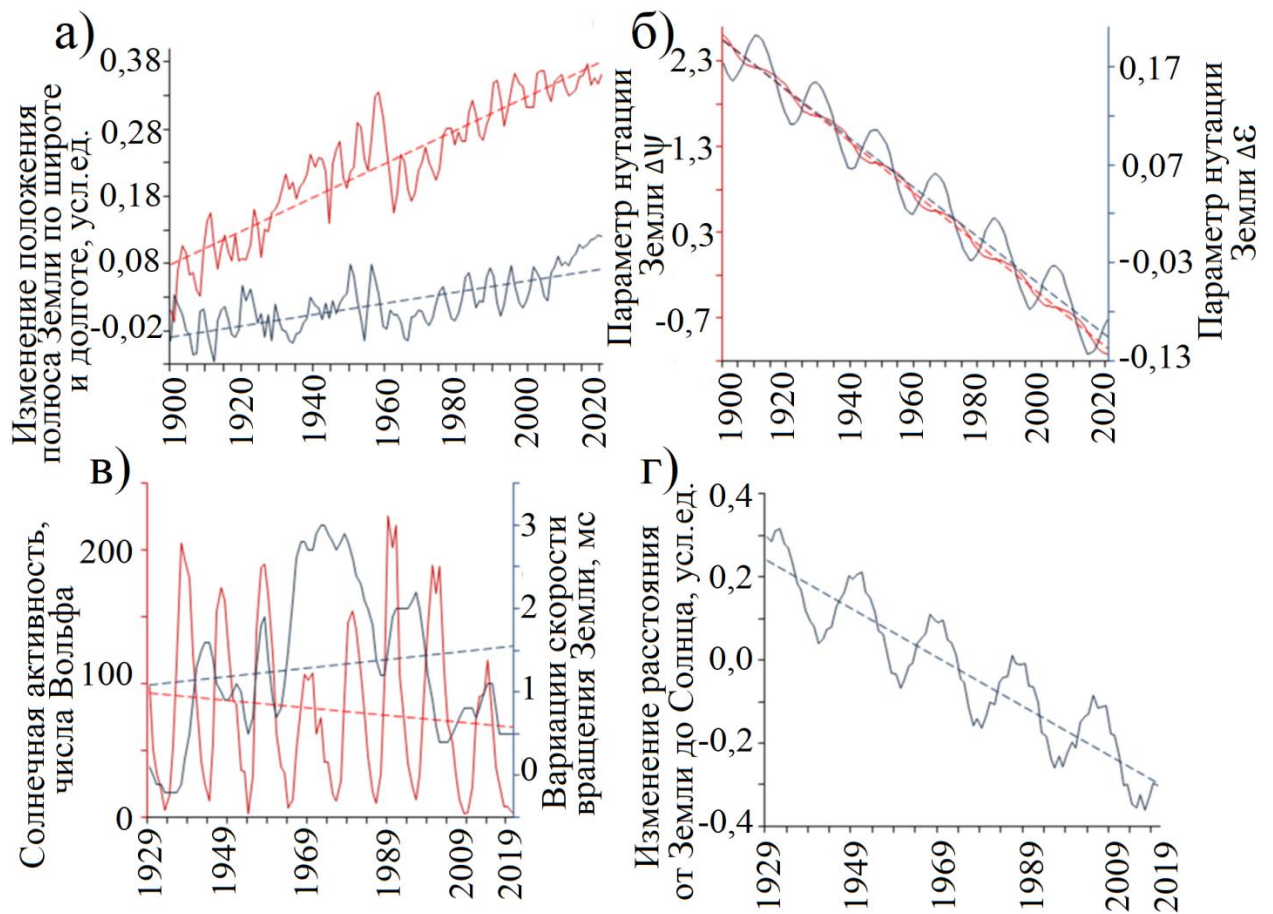


Рисунок 4.4. Среднегодовой временной ход астрогеофизических характеристик и параметров (сплошные линии) с нанесенными линейными трендами (пунктирные линии): а – широтная X (синий) и долготная Y (красный) координаты положения полюса Земли; б – параметры нутации Земли $\Delta\psi$ (красный) и $\Delta\epsilon$ (синий) за период 1900-2020 годы; в – солнечная активность (красный) и скорость вращения Земли (синий); в – изменение расстояния от Земли до Солнца за период 1929–2020 годы.

Очевидно, выделяются значимые отрицательные тренды для долгопериодной изменчивости параметров нутации Земли (рисунок 4.4, б) и изменения расстояния от Земли до Солнца (рисунок 4.4, г). Вклад трендовой составляющей составляет 99% ($\Delta\psi$), 94% ($\Delta\epsilon$) и 83% соответственно. Также указанные параметры имеют ярко выраженные циклические колебания, которые более подробно будут рассмотрены в следующем параграфе. Кроме описанных в начале параграфа особенностей взаимодействия с ТПО и ледовитостью с точки

зрения физического взаимодействия, также использование данных характеристик обусловлено их хорошей прогнозируемостью. Что, несомненно, может быть использовано при разработке моделей прогноза ледовитости и ТПО.

Широтная и долготная координаты изменения полюса Земли имеют значительно менее ярко выраженный положительный тренд в многолетней изменчивости (рисунок 4.4. а). Тогда как в скорости вращения Земли (рисунок 4.4 г) и солнечной активности (рисунок 4.4 в) тренд не значим.

Рассмотрим более подробно изменчивость астрогеофизических характеристик и параметров (рис. 4.5).

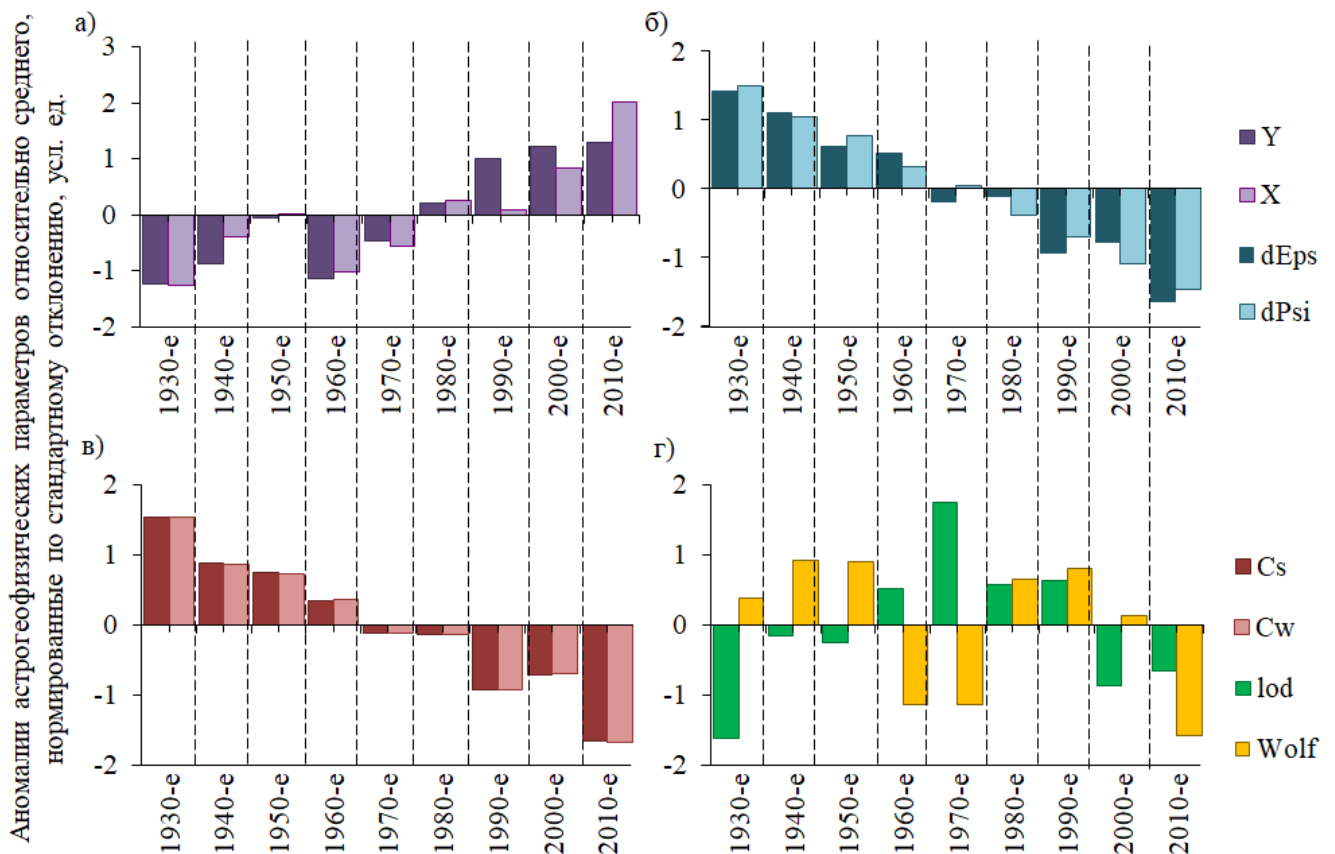


Рисунок 4.5. Нормированные по стандартному отклонению аномалии астрогеофизических параметров: а – параметры нутации в долготе $\Delta\psi$ и наклоне $\Delta\epsilon$; б – широтная X и долготная Y координаты положения полюса Земли; в – Солнечная активность Wolf и скорость вращения Земли lod ; г – изменение расстояние от Земли до Солнца в летний C_s и зимний C_w сезоны за период 1930–2019 годы, осредненные за десятилетия.

Начиная с 1980-х годов широтная и долготная координаты положения полюса Земли меняют свой знак с отрицательного на положительный. Также, в этот период меняют знак на противоположный параметры нутации Земли и изменение расстояния от Земли до Солнца. Интересно, что с отставанием в 10-летие меняют свои знаки и аномалии как ледовитости, так и ТПО. При этом все характеристики и параметры космогеофизического воздействия (кроме скорости вращения Земли) имеют максимальные по модулю значения за исследуемый период именно в последнее 10-летие. В связи с тем, что в 2010-х годах в изменчивости ТПО аномалии положительные с максимальными значениями, а в изменчивости ледовитости аномалии отрицательные с максимальными величинами, следует предположить, что с подобной ситуаций астрогеофизические процессы взаимосвязаны. Из чего, в свою очередь, следует необходимость использования астрогеофизических характеристик и параметров в построении уравнений долгопериодных колебаний ТПО и ледовитости.

4.1.3 Цикличность гидрометеорологических и астрогеофизических характеристик и параметров

При установлении связей одним из факторов в выборе предикторов было исследование сопряженности цикличностей гидрометеорологических и астрогеофизических характеристик и параметров с циклами ледовитости и ТПО. Для каждого из предполагаемых предикторов была построена периодограмма, аналогичная графикам распределения спектральной плотности ледовитости (см. рисунок 3.4) и ТПО (см. рисунок 2.11). По спектрограммам были выделены пики спектральных плотностей. Соответствующие пикам года (периоды колебаний) занесены в таблицу (таблица 4.1).

Таблица 4.1. Периоды циклических колебаний гидрометеорологических индексов и астрогеофизических характеристик и параметров, выделенные по пикам спектральной плотности.

Параметр/ индекс	Периоды циклических колебаний в годах				
	более 14	8-13	6-8	3-6	менее 3
AOw	17,5	8,8	–	4,4; 3,7	2,8; 2,4
AOs	17,5	10	7,0	4,4	2,8; 2,3
ADw	17,5	14	7,0	5,0; 3,5	2,7; 2,4
ADs	–	11,7	7,0	4,1; 3,3	2,9; 2,4
PNAw	–	–	7,8	3,7	2,5; 2,3
PNAs	–	11,7	7,0	4,4; 3,3	2,3
AMO	16,4	9,1	7,5; 6,1	5,3; 4,6; 3,6	2,5
NAOw	38,8	13,9	7,8	5,7; 5,0	2,7; 2,4
NAOs	32,2	13,9; 8,8	7,2	5,5; 4,0; 3,5	2,7; 2,3
lod	23,0	13,1; 8,4	–	–	–
W	–	11,5; 10,2	–	5,4; 3,8; 3,3	2,7; 2,4
Cw	18,4	13,1; 8,4	6,1	4,0	2,7
Cs	18,4	9,2	6,1	4,0	2,7
$\Delta\varepsilon$	18,4	9,2	–	–	–
$\Delta\psi$	18,4	9,2	–	–	–
X	–	10,2	6,6	–	–
Y	–	9,2	6,1	–	–

Примечание. Y, X – долготная и широтная координаты положения полюса Земли; AD – индекс Арктического Дипполя; AO – индекс Арктического колебания; $\Delta\psi$ – параметр нутации оси Земли; PNA – индекс тихоокеанско-северо-американского колебания; W – числа Вольфа; C – изменение расстояния от Земли до Солнца; $\Delta\varepsilon$ и $\Delta\psi$ – параметры нутации Земли; lod – скорость вращения Земли; AMO – Атлантическое мультидекадное колебание; NAO – Северо-Атлантическое колебание; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), W (зима); полужирным шрифтом выделены периоды, совпадающие с циклами ТПО и ледовитости.

В изменении среднегодовых координат полюса Земли X , Y выделяется цикличность 6 лет (таблица 4.1), которая формируется наложением вынужденного двенадцатимесячного колебания оси вращения Земли и свободного четырнадцатимесячного Чандлеровского колебания. Главная цикличность отмечается в составляющих параметра нутации Земли $\Delta\epsilon$ и $\Delta\psi$, и ее период составляет около 20 (18,4 г) лет, что близко к периоду деклинационной волны. Среди значимых периодов в изменении скорости вращения Земли выделяется небольшой пик на 13 годах. Длина анализируемого ряда не позволяет получить значимые оценки цикличностей с периодами более 30 лет. Но полиномиальный тренд пятой степени для ряда среднегодовой скорости вращения Земли обращает внимание на существование длительной цикличности 60–70 лет (см. рисунок 4.4, в).

Среди всех периодов циклических колебаний гидрометеорологических индексов и астрогеофизических характеристик и параметров довольно много таких периодов, которые совпадают с аналогичными периодами для ТПО и ледовитости. Так для индексов атмосферной циркуляции АО и АД сопряжены колебания с периодами 18; 14; 10; 9; 7 и ряд более низкочастотных циклов от 2 до 4 лет. Семилетний цикл также выделяется в Тихоокеанско-североамериканском колебании. Также, стоит отметить, что во всех предполагаемых предикторах выделяется колебание с периодом 8–14 лет, что может быть связано с влиянием 11-летнего цикла солнечной активности. Которой, как известно, представляет собой усредненный период относительно минимумами солнечной активности, и составляет 8–14 лет (Воейков, 1948).

Таким образом, есть все основания включить составляющие нутации оси вращения Земли полюса Земли $\Delta\epsilon$, $\Delta\psi$ и скорость вращения Земли

(аномалии продолжительности суток lod) в качестве предикторов при нахождении статистических уравнений связи ледовитости с астрогеофизическими факторами.

4.1.4 Взаимосвязь ледовитости и температуры поверхности океана с гидрометеорологическими и астрогеофизическими параметрами

Ледовитость морей Северо-Европейского бассейна

Анализ, приведенный в главах 2 и 3, временных рядов подтверждает тезис о полицикличности изменений ледовитости и ТПО. Тренды и спектры колебаний составляют основную часть изменчивости, как площади льдов, так и ТПО всех морей Северо-Европейского бассейна. Поэтому при установлении причин межгодовой изменчивости как ледовитости, так и ТПО морей Северо-Европейского бассейна сопряженность их со спектрами внешних факторов может служить определенным показателем, по которому параметр можно использовать в качестве предиктора для физико-статистических моделей. Однако следует также указать еще на одну гипотетическую причину, когда характеристика не может быть выбрана по признаку только спектра: когда фактор линейно воздействует на ледовитость и ТПО что, естественно, не отражается в спектрах предиктора и предиктанта.

Выбору предикторов помогает корреляционный анализ связи сезонной ледовитости и ТПО с глобальными индексами и астрогеофизическими характеристиками. В связи с этим, следующим этапом исследования стал анализ связи ледовитости моря с различными гидрометеорологическими характеристиками: атмосферным давлением, температурой, а также различными объективными гидрометеорологическими и астрогеофизическими индексами. Для оценки степени связи процессов изменчивости ледовитости и ТПО морей Северо-Европейского бассейна с гидрометеорологическими и астрогеофизическими

параметрами были рассчитаны коэффициенты кросс-корреляции для уровня значимости $\alpha=0,05$. Результаты расчета представлены в таблице 4.2 для ледовитости и в таблице 4.3 для температуры поверхности воды.

Таблица 4.2. Парные значимые коэффициенты кросс-корреляции сезонных аномалий ледовитости Гренландского и Баренцева морей с гидрометеорологическими факторами.

Гидрометеорологические факторы

ГМ	AO _{SP-1}	T _{aW-1}	T _{aS-1}	NAO _{W-1}	NAO _S	T _{a_{Ns-1}}	T _{a_{Nw-1}}
Зима	-0,34	-0,52	-0,47	–	0,30	-0,49	-0,72
Лето	-0,43	-0,41	-0,54	-0,29	0,26	-0,68	-0,54
Осень	-0,31	-0,49	-0,35	–	–	-0,34	-0,46
Весна	-0,39	-0,41	-0,43	–	0,29	-0,45	-0,56
БМ	AD _W	AO _W	AO _{S-1}	PNA _W	NAO _W	T _{a_{Ns-1}}	T _{a_{Nw-1}}
Зима	–	0,23	0,28	-0,29	-0,26	-0,62	-0,63
Лето	-0,23	–	0,28	-0,39	-0,25	-0,51	-0,54
Осень	-0,27	–	–	–	–	-0,53	-0,46
Весна	–	0,28	0,29	-0,38	-0,36	-0,64	-0,65

Параметры связи с Атлантическим океаном

ГМ	AMO ₋₂	AMO ₋₃	AMO ₋₄	B _{NW-1}	B _{NSP-1}	B _{NS-1}	B _{NAUT-1}
Зима	-0,35	-0,43	-0,50	–	-0,39	-0,29	-0,28
Лето	-0,44	-0,60	-0,46	-0,27	-0,52	-0,43	-0,32
Осень	–	-0,29	–	-0,27	-0,45	-0,32	–
Весна	–	-0,34	-0,32	-0,25	-0,33	-0,34	-0,24
БМ	AMO ₋₂	AMO ₋₃	AMO ₋₄	B _{NW-1}	B _{NSP-1}	B _{NS-1}	B _{NAUT-1}
Зима	-0,49	-0,47	-0,48	-0,34	-0,23	-0,28	-0,43
Лето	-0,39	-0,43	-0,40	-0,44	-0,25	-0,40	-0,40
Осень	-0,47	-0,45	-0,41	–	–	-0,33	-0,22
Весна	-0,50	-0,46	-0,45	-0,37	-0,29	-0,39	-0,47

Примечание. -1, -2, -3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно; T_a – температура атмосферы в Гренландском море; АО – Арктическое колебание; NAO – Северо-Атлантическое колебание; T_{aNW} – температура атмосферы в Норвежском море; АМО – индекс Атлантического Мультидекадного колебания; B_N – тепловой баланс в Норвежском море; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), SPR (весна).

Таблица 4.3. Парные значимые коэффициенты кросс-корреляции сезонных аномалий ТПО Гренландского и Баренцева морей с гидрометеорологическими факторами за сезоны.

Гидрометеорологические факторы

ГМ	AO _{SP-1}	T _{aW-1}	T _{aS-1}	NAO _{W-1}	NAO _S	T _{a NS-1}	T _{a NW-1}
Зима	-0,34	-0,52	-0,47	–	0,30	-0,49	-0,72
Лето	-0,43	-0,41	-0,54	-0,29	0,26	-0,68	-0,54
Осень	-0,31	-0,49	-0,35	–	–	-0,34	-0,46
Весна	-0,39	-0,41	-0,43	–	0,29	-0,45	-0,56
БМ	AD _W	AO _W	AO _{S-1}	PNA _W	NAO _W	T _{a NS-1}	T _{a NW-1}
Зима	–	0,23	0,28	-0,29	-0,26	-0,62	-0,63
Лето	-0,23	–	0,28	-0,39	-0,25	-0,51	-0,54
Осень	-0,27	–	–	–	–	-0,53	-0,46
Весна	–	0,28	0,29	-0,38	-0,36	-0,64	-0,65

Параметры связи с Атлантическим океаном

ГМ	AMO ₋₂	AMO ₋₃	AMO ₋₄	B _{NW-1}	B _{NSP-1}	B _{NS-1}	B _{NAUT-1}
Зима	-0,35	-0,43	-0,50	–	-0,39	-0,29	-0,28
Лето	-0,44	-0,60	-0,46	-0,27	-0,52	-0,43	-0,32
Осень	–	-0,29	–	-0,27	-0,45	-0,32	–
Весна	–	-0,34	-0,32	-0,25	-0,33	-0,34	-0,24
БМ	AMO ₋₂	AMO ₋₃	AMO ₋₄	B _{NW-1}	B _{NSP-1}	B _{NS-1}	B _{NAUT-1}
Зима	-0,49	-0,47	-0,48	-0,34	-0,23	-0,28	-0,43
Лето	-0,39	-0,43	-0,40	-0,44	-0,25	-0,40	-0,40
Осень	-0,47	-0,45	-0,41	–	–	-0,33	-0,22
Весна	-0,50	-0,46	-0,45	-0,37	-0,29	-0,39	-0,47

Примечание. -1, -2, -3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно; T_a – температура атмосферы в Гренландском море; АО – Арктическое колебание; NAO – Северо–Атлантическое колебание; T_{aNW} – температура атмосферы в Норвежском море; АМО – индекс Атлантического Мультидекадного колебания; B_N – тепловой баланс в Норвежском море; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), SPR (весна).

При оценке связи ледовитости Гренландского моря и Арктической осцилляции АО значимые коэффициенты корреляции приходятся на весенний сезон предыдущего года. Здесь наблюдается обратная связь с максимальной величиной 0,43 (по модулю) с летней ледовитостью (см. таблицу 4.2, блок «Гидрометеорологические факторы»). Это означает, что при ослаблении антициклона над Арктикой Атлантическая воздушная масса вторгается в Европу

и усиливает поток теплых и соленых вод Северной Атлантики в Северо–Европейский бассейн, что приводит к уменьшению ледовитости в Гренландском море. Вызывает интерес тот факт, что вторая мода разложения приземного атмосферного давления EOF_2 , или индекс AD, не имеет значимых парных коэффициентов корреляции (данные не приводятся), но хорошо проявляется во множественной линейной регрессии в совокупности с другими предикторами. Обратная связь ледовитости с приповерхностной температурой атмосферы подтверждается высокими значимыми отрицательными коэффициентами корреляции для температуры воздуха, как в Гренландском, так и Норвежском морях, которые сохраняются более года.

В отличие от ситуации с ледовитостью Гренландского моря, достаточно хорошо проявляется связь со второй и третьей модой разложения давления на уровне моря по естественным ортогональным функциям AD и PNA. Интересно, что наибольшие значения коэффициентов корреляции приходятся на зимние сезоны этих индексов и с обратной связью. Во время положительной фазы AD (R составил 0,23–0,27 по модулю) усиливается поток ветра, который усиливает Трансарктическое течение в Центральной Арктике. Вследствие чего, увеличивается дрейф морского льда через пролив Фрама в Гренландское море. При отрицательной фазе арктического диполя AD наблюдается обратная ситуация. Вынос льда из-за аномальных ветров, из Центральной Арктики уменьшается (Watanabe et al., 2006; Wang et al., 2009). При этом значения корреляционных коэффициентов для ледовитости Баренцева моря с Арктической осцилляцией АО несколько ниже, чем для ледовитости Гренландского моря, но также значимы для всех сезонов, кроме осени. Наибольшие величины коэффициентов корреляции между ледовитостью Баренцева моря и АО за зимний и предшествующий летний сезоны. И составляют от 0,23 до 0,29. Что, хоть и невелико по величине, но, тем ни менее, статистически значимо. Во время положительной фазы АО вынос морского льда в Гренландское море усиливается. Одновременно с этим, индекс АО характеризует глобальные особенности

атмосферной циркуляции и определяет знак (Wang and Ikeda, 2000), а AD – местоположение аномалий давления на уровне моря. Соответственно, арктическое колебание определяет, будет стимулироваться или ограничиваться влияние арктической дипольной аномалии, а значит, и дрейф льда из Центрального Арктического бассейна. Так, ряд авторов утверждает, что именно существование арктической дипольной аномалии в 2007 году привело к рекордно низкой ледовитости (Munshi, 2015). Связь с Северо-Атлантическим колебанием также является статистически значимой. Индекс NAO характеризует силу и направление воздушных потоков через Северную Атлантику, при этом тесно связано с арктической осцилляцией и влияние их фаз рассматривается совокупно.

Самые высокие коэффициенты корреляции ледовитости Баренцева моря с температурой атмосферы в Норвежском море, составляющие от 0,46 до 0,65 по модулю с запаздыванием 1 год. Подобный лаг во взаимосвязи процессов может помочь при составлении прогностических уравнений.

Не менее важным является приток теплых и соленых вод из Северной Атлантики. Связь ледовитости Гренландского моря с характеристиками вод Северной Атлантики, выраженными индексом мультидекадной атлантической осцилляцией АМО и поверхностным тепловым балансом в Норвежском море V_N , также довольно тесная (см. таблицу 4.2, блок «Параметры связи с Атлантическим океаном»). Наиболее значимо эта связь проявляется для летнего и зимнего сезонов года с коэффициентом корреляции более 0,60 по модулю. Ещё более сильная коррелированность определяется для ледовитости Баренцева моря. Коэффициенты корреляции с индексом АМО значимы для всех сезонов с лагом до 4 лет включительно и составляют от 0,39 до 0,50. Что говорит о большем влиянии Северной Атлантики на ледовитый режим Баренцева моря. Также выделяются значимые корреляции у ледовитости с температурой поверхности океана в Норвежском море с запаздыванием в 1 год. Что также можно в дальнейшем использовать при разработке уравнений.

Рассмотрим связь поверхностной температуры воды с различными параметрами атмосферной циркуляции (таблица 4.3 блок «Гидрометеорологические факторы»). Главенствующую роль занимает арктическая осцилляция. Причем, стоит отметить, что наибольшие корреляции приходятся на весенний сезон предыдущего года (0,31–0,43 по модулю).

В целом, можно сказать, что связь ТПО с гидрометеорологическими факторами (см. таблицу 4.3) выделяется аналогичная как у ледовитости. Что подтверждает гипотезы о влиянии метеорологических и гидрологических процессах.

Реальность влияния постоянных течений (прямого влияния или через наклон уровня), таких как трансарктическое дрейфовое течение от Восточно-Сибирского моря, через Северный полюс, пролив Фрама в Гренландское море, не вызывает сомнения. Карты траекторий движения дрейфующих буев за длительный промежуток времени убеждают нас в этом (Фролов и др., 2007). Дополнительно на уровень океана и циркуляцию вод по (Максимов, 1970) воздействуют гравитационные силы Луны и Солнца и колебания скорости вращения Земли. Но часто задают вопрос: способны ли малые колебания гравитационных сил вызвать ощутимые воздействия на океан?

Приведем оценки сил долгопериодных флуктуаций гравитационных воздействий Луны и Солнца и скорости вращения Земли. Еще (Darvin, 1886) волной «полюсного прилива» назвал вынужденную волну, возникающую в Мировом океане связанную с колебаниями мгновенной оси вращения Земли – центробежной силой Земли. Центробежная сила Земли изменяется в результате свободных четырнадцатимесячных колебаний (Чандлеровское колебание) и двенадцатимесячных вынужденных колебаний оси вращения Земли или движений мгновенного полюса Земли (Медведев и др., 2018). Заметим, что ранее «полюсным приливом» называли только четырнадцатилетнюю волну. Наложение этих двух колебаний создают 6–7 циклическое биение.

Максимов И. В. (Максимов, 1970) оценил, что многолетняя часть приливных и нутационных сил в сумме всего в 19 раз меньше максимальной величины составляющей приливообразующей силы Луны, где доминирует

полусуточные и суточные приливы высотой в среднем около 70 см, а в прибрежной зоне достигающие несколько метров. Но полусуточные и суточные приливы действуют половину периода в одну сторону и вторую половину (6 и 12 часов) в обратную. А «полюсный прилив» действует 7 месяцев или 5040 часов в одну сторону и столько же в обратную. Нами были проведены вычисления долгопериодных приливных течений. Известно, что по статической теории изменение с широтой амплитуд «полюсного прилива» имеет нулевые значения на полюсах и \pm максимум на широтах $40\text{--}60^\circ$. Авторы работы (Максимов и др., 1977) эмпирически установили, что разность уровня h между широтами 60 и 70° составляет около 10 мм, следовательно, градиент уровня равен $dh/dx = 1/102000 = 10^{-6}$. По формуле геострофического течения $u = -g/f * dh/dx$ (g сила тяжести, f – параметр Кориолиса) получаем, для широты 65° с.ш. скорость максимального геострофического течения равной 7,8 см/сек, а средняя скорость течения за полупериод волны около 4 см/сек. Тогда в течение 7 месяцев этой скорости течения соответствует длина горизонтальной орбиты смещения частицы воды 720 км, что близко к оценке Максимова И. В. (Максимов, 1970). В то время как длина горизонтальной орбиты смещения частицы суточного прилива со средней скоростью 40 см/сек составляет только 17 км. Таким образом, горизонтальные смещения частиц воды за счет действия малых сил гравитационного воздействия Луны и Солнца и вращения Земли, но действующих продолжительное время, оказываются больше полусуточных и суточных приливов. Таким образом, малые силы долгопериодных флуктуаций гравитационного воздействия Луны и Солнца, включая и силы нутационной природы, могут быть связаны со значительными горизонтальными орбитами частиц воды в океане и могут служить причиной достаточно заметных изменений местоположения стержневых областей и фронтальных зон тех или иных морских течений, а также ледовитости морей.

По коррелированности процессов среди астрогеофизических факторов наиболее тесная связь как для ледовитости, так и для ТПО проявляется с долготной и широтной координатами положения полюса Земли Y и X , параметрами нутации оси Земли $\Delta\psi$, $\Delta\epsilon$ с коэффициентами корреляции больше 0,50 (таблица 4.4.).

Таблица 4.4. Парные значимые коэффициенты кросс-корреляции сезонных аномалий ледовитости и ТПО Гренландского, Норвежского и Баренцева морей с астрогеофизическими параметрами.

Ледовитость морей Северо-Европейского бассейна

Сезон	X	Y	$\Delta\psi$	$\Delta\psi_{-3}$	$\Delta\varepsilon$	lod	C_s	C_w	Wolf
	Гренландское море								
Зима	-0,41	-0,49	0,55	0,54	0,62	0,32	0,32	-0,33	-0,28
Лето	-0,48	-0,51	0,54	0,53	0,55	0,54	0,38	-0,42	–
Осень	-0,29	-0,56	0,49	0,46	0,57	0,25	0,33	-0,46	–
Весна	-0,30	-0,58	0,57	0,54	0,63	–	0,37	-0,32	–
Баренцево море									
Зима	-0,57	-0,41	0,39	0,40	0,41	0,34	0,32	0,34	–
Лето	-0,47	-0,55	0,43	0,43	0,47	0,35	0,42	0,42	–
Осень	-0,34	-0,23	–	–	–	0,37	–	–	0,22
Весна	-0,61	-0,54	0,51	0,48	0,55	0,32	0,47	0,48	–

Температура поверхности воды морей Северо-Европейского бассейна

Сезон	X	Y	$\Delta\psi$	$\Delta\psi_{-3}$	$\Delta\varepsilon$	lod	C_s	C_w	Wolf
	Гренландское море								
Зима	-0,41	-0,49	0,55	0,54	0,62	0,32	0,32	-0,33	-0,28
Лето	-0,48	-0,51	0,54	0,53	0,55	0,54	0,38	-0,42	–
Осень	-0,29	-0,56	0,49	0,46	0,57	0,25	0,33	-0,46	–
Весна	-0,30	-0,58	0,57	0,54	0,63	–	0,37	-0,32	–
Баренцево море									
Зима	-0,57	-0,41	0,39	0,40	0,41	0,34	0,32	0,34	–
Лето	-0,47	-0,55	0,43	0,43	0,47	0,35	0,42	0,42	–
Осень	-0,34	-0,23	–	–	–	0,37	–	–	0,22
Весна	-0,61	-0,54	0,51	0,48	0,55	0,32	0,47	0,48	–
Норвежское море									
Зима	0,69	0,66	-0,75	-0,75	-0,71	-0,68	-0,62	-0,64	–
Лето	0,64	0,61	-0,67	-0,67	-0,63	-0,66	-0,55	-0,56	–
Осень	0,62	0,56	-0,61	-0,60	-0,60	-0,71	-0,59	-0,58	–
Весна	0,61	0,60	-0,71	-0,72	-0,64	-0,60	-0,55	-0,58	–

Примечание. X и Y широтная и долготная координаты положения полюса Земли; $\Delta\psi$, $\Delta\varepsilon$ параметры нутации оси Земли; C_s и C_w расстояние от Земли до Солнца в летний и зимний периоды соответственно; lod скорость вращения Земли; Wolf числа Вольфа; -1, -3 опережение параметра на 1 и 3 года соответственно; – коэффициент корреляции статистически не значим.

Статистическая связь ледовитости со скоростью вращения Земли lod наиболее хорошо проявляется для летнего сезона с коэффициентом корреляции

0,54, а с изменениями расстояния от Земли до Солнца C_S и C_W коэффициенты корреляции определяются на уровне 0,32–0,46. Самый низкий коэффициент корреляции наблюдается для индекса солнечной активности (числами Вольфа) с временным лагом –1 год $Wolf_{-1}$. Подобная ситуация наблюдается для всех морей как при рассмотрении ледовитости, так и для ТПО.

Таким образом, проведенный анализ показывает, что межгодовые изменения ледовитости и ТПО всех четырех сезонов года всех рассматриваемых морей статистически связаны не только с гидрометеорологическими индексами, но и с астрогеофизическими параметрами.

4.2 Статистические модели изменчивости ледовитости и температуры поверхности океана и информативность различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов

4.2.1 Статистические модели долгопериодных колебаний поверхностной температуры воды

Анализ информативности различных гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания изменчивости ТПО был выполнен путем различных численных экспериментов на физико-статистических уравнениях для зимней и летней ТПО морей Северо-Европейского бассейна. Построение моделей осуществлялось с помощью мультирегрессионного анализа с использованием пакета программ Статистика (Малинин и Гордеева, 2003). Подготовленные ряды гидрометеорологических характеристик и индексов, а также ряды астрогеофизических параметров (см. главу 4, параграф 1) образовали базу испытательных предикторов. Процедура получения статистического уравнения связи ТПО с предикторами производилась путем их перебора и нахождения уравнения с наиболее высоким общим коэффициентом корреляции с достаточной статистической значимостью переменных, входящих в статистическую модель.

Статистические модели летнего и зимнего сезонов

Статические уравнения связи летних аномалий ТПО Гренландского, Баренцева и Норвежского морей с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами представлены в таблице 4.5.

Таблица 4.5. Статические уравнения связи летних аномалий ТПО Гренландского, Баренцева и Норвежского морей с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами.

№	Уравнение	R	R ²	P, %
				0,67
<i>Гренландское море, лето (июль–сентябрь)</i>				
4.5.1	$ТПО_S = 0,32 \cdot AMO_{-2} + 0,36 \cdot X - 0,44 \cdot C_W + 0,18 \cdot PNA_W + 0,18 \cdot AO_S$	0,85	0,72	81
4.5.2	$ТПО_S = 0,33 \cdot AMO_{-2} + 0,27 \cdot X - 0,53 \cdot \Delta \varepsilon + 0,17 \cdot PNA_W + 0,16 \cdot AO_S$	0,87	0,76	91
4.5.3	$ТПО_S = 0,33 \cdot AMO_{-2} + 0,31 \cdot X - 0,52 \cdot \Delta \varepsilon$	0,84	0,71	80
<i>Баренцево море, лето (июль–сентябрь)</i>				
4.5.4	$ТПО_S = 0,32 \cdot AMO_{-2} + 0,18 \cdot AD_W + 0,14 \cdot AO_S + 2,40 \cdot X - 0,51 \cdot C_W$	0,85	0,72	80
4.5.5	$ТПО_S = 0,25 \cdot AMO_{-2} + 0,16 \cdot AD_W + 0,14 \cdot AO_S + 0,28 \cdot X - 0,53 \cdot \Delta \varepsilon - 0,12 \cdot Wolf$	0,88	0,77	92
4.5.6	$ТПО_S = 0,24 \cdot AMO_{-2} + 0,31 \cdot X - 0,52 \cdot \Delta \varepsilon$	0,84	0,71	80
<i>Норвежское море, лето (июль–сентябрь)</i>				
4.5.7	$ТПО_S = 0,37 \cdot AMO_{-2} + 0,29 \cdot X - 0,27 \cdot C_S - 0,20 \cdot NAO_{W-1} + 0,23 \cdot PNA_S$	0,83	0,69	80
4.5.8	$ТПО_S = 0,36 \cdot AMO_{-2} + 0,18 \cdot X - 0,18 \cdot NAO_{W-1} + 0,22 \cdot PNA_S - 0,41 \cdot \Delta \psi$	0,86	0,74	85
4.5.9	$ТПО_S = 0,40 \cdot AMO_{-2} + 0,21 \cdot PNA_S - 0,54 \cdot \Delta \psi$	0,83	0,69	82

Примечание. ТПО_S – температура поверхности океана за летний сезон (июль–сентябрь); NAO – Северо–Атлантическое колебание; AD – Арктический дипполь; АО – Арктическое колебание; PNA – тихоокеанского–северо–американское колебание; Δε и Δψ – параметры нутации оси Земли; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), SPR (весна); –1, –2, –3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно.

Статические уравнения связи зимних аномалий ТПО Гренландского, Баренцева и Норвежского морей с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами представлены в таблице 4.6.

Таблица 4.6. Статические уравнения связи зимних аномалий температуры поверхности океана Гренландского, Баренцева и Норвежского морей с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами.

№	Уравнение	R	R ²	P, %
				0,67
<i>Гренландское море, зима (декабрь–апрель)</i>				
4. 6.1	$ТПО_W = 0,46 \cdot AMO_{-2} + 0,46 \cdot X - 0,21 \cdot W - 0,26 \cdot PNA_{W-2} + 0,24 \cdot AD_{W-1}$	0,81	0,66	82
4. 6.2	$ТПО_W = 0,45 \cdot AMO_{-2} + 0,48 \cdot X - 0,24 \cdot Wolf + 0,25 \cdot AD_{W-1} + 0,75 \cdot \Delta\psi_{-3} - 0,65 \cdot \Delta\varepsilon$	0,84	0,71	80
4. 6.3	$ТПО_W = 0,39 \cdot AMO_{-2} + 0,52 \cdot X + 0,70 \cdot \Delta\psi_{-3} - 0,68 \cdot \Delta\varepsilon$	0,78	0,61	78
<i>Баренцево море, зима (декабрь–апрель)</i>				
4. 6.4	$ТПО_W = 0,36 \cdot AMO_{-2} + 0,15 \cdot AD_W + 0,13 \cdot AO_{AUT-1} + 2,76 \cdot X - 0,29 \cdot C_W$	0,85	0,73	80
4. 6.5	$ТПО_W = 0,36 \cdot AMO_{-2} + 0,14 \cdot AD_{W-1} + 2,31 \cdot X - 0,38 \cdot \Delta\varepsilon - 0,25 \cdot Wolf$	0,90	0,80	93
4. 6.6	$ТПО_W = 0,36 \cdot AMO_{-2} + 2,20 \cdot X - 0,39 \cdot \Delta\varepsilon$	0,85	0,72	90
<i>Норвежское море, зима (декабрь–апрель)</i>				
4. 6.7	$ТПО_W = 0,47 \cdot AMO_{-2} + 0,29 \cdot X - 0,36 \cdot C_W - 0,14 \cdot NAO_{W-1} - 0,10 \cdot PNA_{AUT-1}$	0,86	0,73	88
4. 6.8	$ТПО_W = 0,45 \cdot AMO_{-2} + 0,22 \cdot X - 0,45 \cdot \Delta\psi - 0,14 \cdot NAO_{W-1}$	0,87	0,76	90
4. 6.9	$ТПО_W = 0,45 \cdot AMO_{-2} + 0,23 \cdot X - 0,46 \cdot \Delta\psi$	0,86	0,75	89

Примечание. ТПО_W – температура поверхности океана за зимний сезон (декабрь–апрель); АМО – индекс Атлантического Мультидекадного колебания; X – широтная координата положения полюса Земли; NAO – Северо–Атлантическое колебание; AD – индекс Арктического диполя; АО – индекс Арктического колебания; PNA – индекс тихоокеанского–северо–американского колебания; Δε и Δψ – параметры нутации оси Земли; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), SPR (весна); -1, -2, -3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно.

Как в летний сезон (июль-сентябрь), так и в зимний (декабрь-апрель) ведущую роль формирования ТПО играют приток Атлантических вод (с лагом 2 года), широтная координата изменения положения полюса Земли и параметры нутации Земли (таблицы 4.5-4.6, уравнения 4.5.1–4.6.9).

В последние годы активно изучается влияние притока Атлантических вод в Арктический бассейн (Сизов и др., 2022), а также усиление так называемой «Атлантификации» (Иванов и Репина, 2018; Иванов и др., 2014; Polyakov et al., 2017; Иванов, 2021). Действительно, для всех уравнений на долю влияния притока Атлантических вод (выраженных с помощью индекса АМО) и широтной координаты X приходится не менее 30% на каждый предиктор общей дисперсии.

В таблицах 4.5-4.6 в уравнениях с пунктами 4.5.1, 4.5.4, 4.5.7, 4.6.1, 4.6.4, 4.6.7 представлены уравнения, в которых используется набор как гидрометеорологических (приток Атлантических вод, характеристики Атмосферной циркуляции) так и астрогеофизических параметров (изменение расстояния от Земли до Солнца и Солнечная активность, выраженная числами Вольфа). При включении параметров нутации Земли в уравнения, качественные показатели повышаются (см. табл. 4.5-4.6 уравнения 4.5.2, 4.5.5, 4.5.8, 4.6.2, 4.6.5, 4.6.8). Графически результаты уравнений представлены на рисунке 4.6.

Стоит отметить, что особое значение имеют параметры нутации Земли. Анализ различных комбинаций предикторов показал, что применение в уравнениях данных параметров помогает увеличить не только качество, но и сократить число предикторов. Что является очень важной характеристикой при построении физико-статистических моделей (см. таблицы 4.5–4.6).

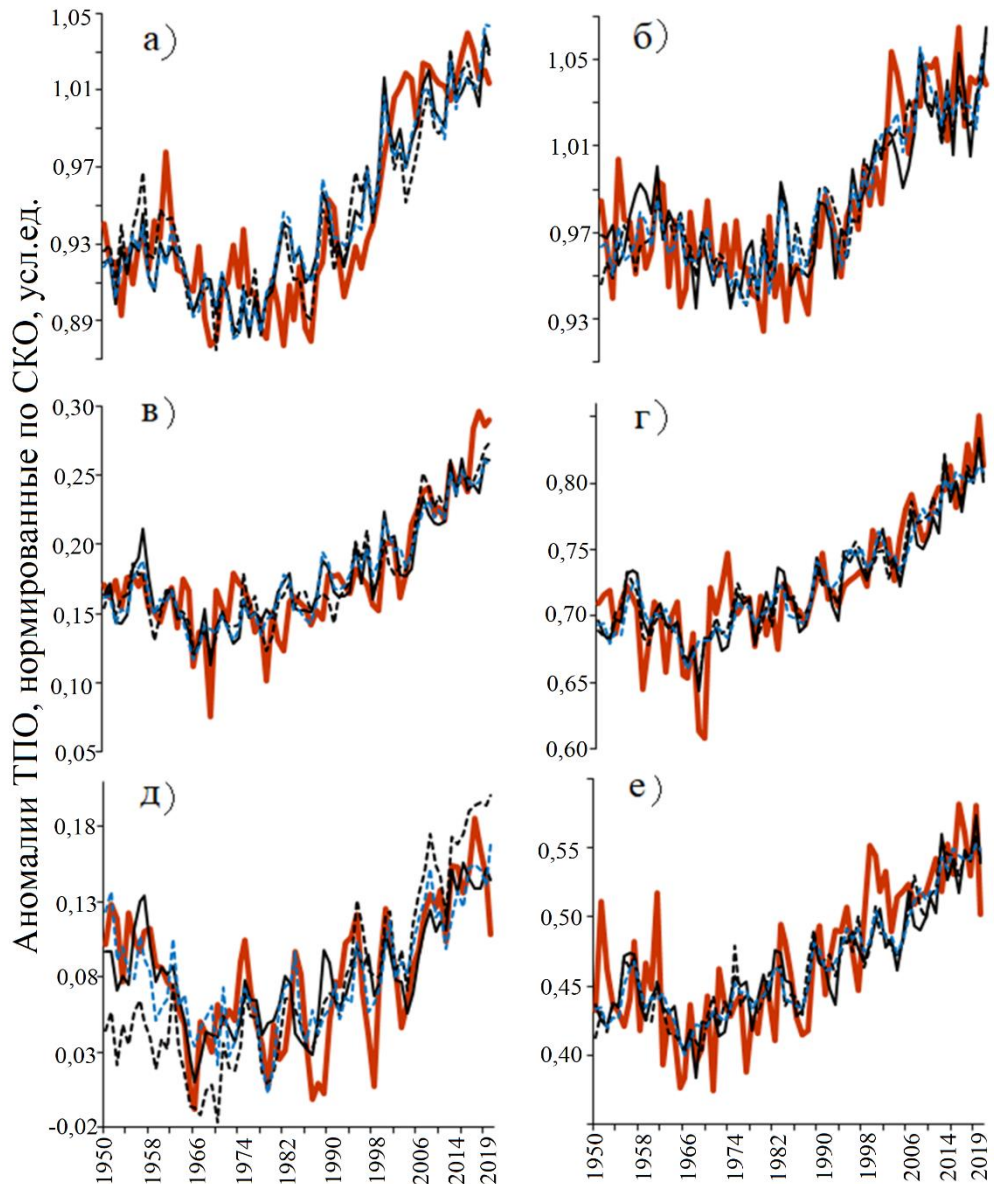


Рисунок 4.6. Сопоставление фактических и восстановленных по уравнениям значений аномалий ТПО Норвежского (а – зима, б – лето), Баренцева (в – зима, г – лето) и Гренландского (д – зима, е – лето) морей за период 1950–2019 годы: красная сплошная линия – фактическая ТПО, черная сплошная – уравнения №. .1, . .4, . .7; пунктирная черная – уравнения №. .2, . .5, . .8; пунктирная синяя №. .3, . .6, . .9.

Интересно, что для разработки уравнений изменчивости ТПО как для летнего, так и для зимнего сезонов выделяются практически одинаковые предикторы и их итоговые комбинации, с разницей лишь в числовых

коэффициентах. Кроме того, стоит отметить, что изменчивость ТПО каждого из морей можно с достаточной точностью описать с помощью всего 3-х предикторов: АМО, $\Delta\epsilon$ или $\Delta\psi$ и X.

В целом, можно отметить, что полученные уравнения в достаточно высокой степени описывают долгопериодные колебания поверхностной температуры воды морей Северо-Европейского бассейна (см. табл. 4.6 и рисунок 4.6) и могут применяться при их описании.

4.2.2 Статистические модели долгопериодных колебаний ледовитости

Исследование информативности различных факторов в задаче описания изменчивости ледяного покрова было выполнено аналогично исследованию информативности различных факторов для ТПО (см. главу 4, параграф 4.2, пункт 4.2.1).

Заметим, что в ранее опубликованных работах долгопериодные изменения ледовитости исследовались только в рамках гидрометеорологического воздействия (Миронов, 2004; Фролов и др. 2007) или с только использованием в качестве предикторов астрогеофизических параметров (Максимов 1970; Пудовкин 1996; Слепцов-Шевлевич и Бояринов, 2002). В настоящей работе исследование производится комплексно с включением в анализ не только гидрометеорологических характеристик, но и астрогеофизических (Вязигина и др., 2021). На наш взгляд, только совместный анализ дает возможность оценить вклад каждого предиктора при одновременном включении других предикторов разной природы.

Процедура получения статистического уравнения связи ледовитости с предикторами производилась аналогичным путем их перебора и нахождения уравнения с наиболее высоким общим коэффициентом корреляции с достаточной

статистической значимостью переменных, входящих в статистическую модель (см. главу 4, параграф 4.2, под параграф 4.2.1). Статистический подход для получения уравнений, описывающих изменения ледовитости в августе для Гренландского моря, ранее был применен в работе (Тимохов и др., 2018), при этом в анализе использовалась трехлетняя скользящая величина ледовитости, а в качестве предикторов – трехлетние скользящие гидрометеорологические характеристики. Для ледовитости Баренцева моря подобные исследования отсутствуют. В данной работе исследуются межгодовые сезонные изменения ледовитости. По исходным данным ледовитости зимнего и летнего сезонов и предикторов были вычислены аномалии от средних за исследуемый период, которые были нормированы по стандартному отклонению. Это позволило производить анализ с данными одной размерности, что повышает качество уравнений, облегчает работу и увеличивает производительность программы Статистика (statsoft.ru).

Уравнения межгодовых изменений площади льдов Гренландского и Баренцева морей для каждого сезона находились методом мультирегрессионного анализа путем перебора различных предикторов: гидрологических, метеорологических и астрогеофизических параметров и индексов. В качестве оценки качества построенных моделей использовались следующие параметры: коэффициент корреляции R , коэффициент детерминации R^2 и оправдываемость модели P . Оправдываемость рассчитывалась при установленной допустимой ошибке стандартного отклонения $0,67\sigma$ (используется для краткосрочных, либо для оценки точности диагноза). По руководству (наставление по службе прогнозов, 2011) удовлетворительными можно считать модели, для которых P составляет более 68%. Для всех коэффициентов корреляции R критерий Стьюдента был равен $\pm 0,21$ при уровне значимости $\alpha=0,05$. Также все уравнения прошли успешную проверку на адекватность по критерию Фишера. А стандартная ошибка σ_{ε} модельного ряда не превысила СКО фактической

ледовитости. Для Гренландского моря в среднем $\sigma_{\varepsilon(\text{зима})} = 62,41 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, $\sigma_{\varepsilon(\text{лето})} = 40,89 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, для Баренцева $\sigma_{\varepsilon(\text{зима})} = 54,72 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, $\sigma_{\varepsilon(\text{лето})} = 45,34 \cdot 10^3 \text{ км}^2$, при стандартном отклонении $144,19 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (зима), $88,20 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (лето) и $142,05 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (зима), $96,32 \cdot 10^3 \text{ км}^2$ (лето) соответственно.

Статистические модели летнего сезона

В летний сезон (июль–сентябрь) ведущую роль формирования ледовых условий играют предыстория ледовитости (весенний период) и поверхностная температура воздуха (таблица 4.7, уравнения 4.7.1–4.7.6), что ранее отмечалось в работе для ледовитости Гренландского и Баренцева морей (Миронов, 2004).

В уравнениях 4.7.1 и 4.7.4 на долю влияния предикторов приходится 29% и 57% (предыстория ледовитости), 19% и 40% (температура воздуха) общей дисперсии ледовитости Гренландского и Баренцева морей соответственно. Связь с температурой атмосферы обратная, но без какого-либо временного сдвига, либо со сдвигом в полугодие (уравнение 4.7.6). Что логично – изменения в приповерхностной температуре атмосферы являются менее инерционным процессом, чем изменения ТПО.

Не менее важным фактором является поступление теплых Атлантических вод (Абрамов и Захаров, 1981; Polyakov, 2000), которое во всех уравнениях моделируется индексом АМО. Связь между аномалиями температуры воды в Северной Атлантике и ледовитостью обратная, что и проявляется в отрицательном знаке (см. таблицу 4.7). Причем, временной лаг для летнего сезона, как для Баренцева, так и для Гренландского морей, составляет три года АМО₋₃. В случае разработки всех уравнений для ледовитости летнего сезона Гренландского моря индекс АМО имеет значимый вклад от 15% до 19%. Тогда как для Баренцева моря комбинация индексов атмосферной циркуляции и долготной координаты положения полюса Земли позволяют смоделировать изменчивость ледовитости без использования индекса АМО (уравнение 4.7.5 таблицы 4.7).

Таблица 4.7. Статические уравнения связи летних аномалий ледовитости морей Северо-Европейского бассейна с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами.

№	Уравнение	R	R ²	P, %
				0,67σ
<i>Гренландское море, лето (июль–сентябрь)</i>				
4.7.1	$L_S = -0,32 \cdot T_S + 0,23 \cdot L_{SP} - 1,04 \cdot AMO_{-3} - 0,37 \cdot X_{-1} - 0,16 \cdot AD_W - 34,39 \cdot AO_{W-1}$	0,87	0,75	89
4.7.2	$L_S = 0,80 \cdot \Delta \varepsilon - 1,55 \cdot AMO_{-3} - 0,46 \cdot X_{-1} - 0,42 \cdot AD_W - 0,31 \cdot Wolf_{-1} - 0,30 \cdot PNA_{W-1}$	0,82	0,67	79
4.7.3	$L_S = -0,46 \cdot T_S - 0,11 \cdot AMO_{-3} + 0,29 \cdot \Delta \varepsilon$	0,81	0,65	77
<i>Баренцево море, лето (июль–сентябрь)</i>				
4.7.4	$L_S = 0,37 \cdot L_{SP} - 0,19 \cdot T_S - 0,29 \cdot PNA_{SPR} - 1,28 \cdot Y - 0,11 \cdot AD_W$	0,88	0,77	92
4.7.5	$L_S = 0,66 \cdot \Delta \varepsilon - 0,12 \cdot AMO_{-3} + 0,12 \cdot AO_W - 0,31 \cdot NAO_W - 0,49 \cdot PNA_{W-1} - 0,60 \cdot X$	0,80	0,64	86
4.7.6	$L_S = -0,19 \cdot T_W - 0,22 \cdot AMO_{-3} - 0,43 \cdot X_{-1}$	0,82	0,68	85

Примечание. L_S – ледовитость за летний период (июль–сентябрь); T_S – поверхностная температура воздуха за летний период (июль–сентябрь); AMO – индекс Атлантического Мультидекадного колебания; X и Y – широтная и долготная координаты положения полюса Земли; NAO – Северо-Атлантическое колебание; AD – индекс Арктического диполя; AO – индекс Арктического колебания; $Wolf$ – числа Вольфа; PNA – индекс тихоокеанского–североамериканского колебания; $\Delta \varepsilon$ – параметр нутации оси Земли; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), SPR (весна); -1, -2, -3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно.

Влияние атмосферной циркуляции (индексы AO , PNA , NAO и AD) на ледовитость Северо-Европейского бассейна также несколько по-разному проявляется в каждом море. Вклад, описывающий влияние атмосферной циркуляции на ледовитость Баренцева моря (до 49%), в два раза превышает таковой вклад для Гренландского моря (до 22%). Что связано с более

интенсивной циклонической активностью над акваторией Баренцева моря. Так, было обнаружено (Смирнова, 2016), что большему числу полярных циклонов (полярный циклон – это небольшой, но довольно интенсивный морской циклон, который формируется к северу от основной бароклинной зоны (полярного фронта или другой основной бароклинной зоны). Горизонтальный масштаб ПЦ примерно между 200 и 1000 км и скорость ветра в приповерхностном слое около или более 15 м/с) (Нестеров, 2020) соответствует меньшая площадь льда. Это связано, прежде всего, с большой площадью открытой воды, которая способствует образованию полярных циклонов. Основные районы распространения полярных циклонов в Баренцевом море: север Скандинавского полуострова, у мыса Нордкап и западный район архипелага Новая Земля. В Гренландском море лишь в районе Лоффотенской котловины полярные циклоны максимально активны (Смирнова, 2016). Стоит отметить, что наибольшая интенсивность полярных циклонов наблюдается в марте, что соответствует зимнему сезону, и проявляется в уравнениях в виде индексов, характеризующих атмосферную циркуляцию за период декабрь-апрель: AD_w , AO_w , PNA_w и NAO_w (таблица 4.7).

Одновременно с полярными циклонами, значительное влияние оказывает и барическая обстановка Западного сектора Северного полушария. Обратимся к физической интерпретации положительных и отрицательных фаз климатических индексов. При углублении отрицательной фазы AD и PNA давление над Карским морем и морем Лаптевых понижается, а над Канадским Арктическим архипелагом повышается, ослабевает также зональная составляющая и усиливается меридиональный перенос, что способствует усилению ветров из Атлантики в сторону пролива Фрама (Wallace and Gutzler, 1981; Barnston and Livezey, 1987; Watanabe et al., 2006; Wang et al., 2009), и приводит к уменьшению экспорта морского льда из Арктического бассейна через этот пролив (таблица 4.7 уравнения 4.7.1 и 4.7.2). Одновременно с этим, действие теплой фазы AO в

предшествующую зиму (таблица 4.7 уравнение 4.7.1), способствует большему поступлению теплых и соленых вод из Северной Атлантики в Северо-Европейский бассейн (Rigor et al., 2002; Wang and Ikeda, 2000). Совмещение данных фаз атмосферной циркуляции приводит к уменьшению ледовитости Гренландского и Баренцева морей (таблица 4.7 уравнения 4.7.1, 4.7.2, 4.7.4 и 4.7.5).

Стоит отметить вошедшие в уравнения широтную X и долготную Y координаты положения полюса Земли, которые входят практически во все уравнения (таблица 4.7). Связь между ледовитостью морей Северо-Европейского бассейна и этими параметрами обратная. При положительном значении X , геострофический поток имеет доминирующее направление в сторону Центрального Арктического бассейна от широты 45° из-за изменения наклона уровня (Максимов, 1970). Что приводит к усилению притока теплых Атлантических вод из Северной Атлантики в моря Северо-Европейского бассейна и, соответственно, способствует уменьшению ледовитости. Что и моделируется в представленных уравнениях.

При положительных величинах параметра нутации $\Delta\epsilon$ уровень океана, наоборот, к широте 45° уменьшается от центра Северного Ледовитого океана, и в этом случае доминирующее направление потока – юго-западное, что способствует усилению выноса льдов из Арктического бассейна, приводя в свою очередь к увеличению ледовитости в морях Северо-Европейского бассейна.

Вернемся к оценке информативности предикторов полученных моделей ледовитости Гренландского моря. Широтная координата положения полюса Земли X (уравнение 4.7.1, таблица 4.7). Вклад этого параметра, оценивается в 8%. Использование как предшествующих ледовых и гидрометеорологических условий (описанных выше), так и астрогеофизических параметров позволило добиться обеспеченности построенных уравнений до 87%, что является высоким показателем качества модели.

В ходе следующего эксперимента из предикторов было исключено предшествующее значение ледовитости (уравнение 4.7.2). Коэффициент корреляции в этом случае снижается с 0,87 до 0,82, а оправдываемость – с 87% до 79% (таблица 4.7, уравнение 4.7.2, при уровне допустимой ошибки $0,67\sigma$), однако оставшийся набор предикторов также обладает достаточно высокой информативностью (оправдываемость превышает порог 68%) (Наставление по службе прогнозов, 2011).

После исключения предшествующей ледовитости и индексов атмосферной циркуляции было получено уравнение 4.7.3. Качественные показатели которого уменьшились, но незначительно (оправдываемость упала до 77%, а коэффициент детерминации до 0,65), не смотря на малое число предикторов, равное трем. Аналогичным образом было получено уравнение, состоящее из трех характеристик для изменчивости ледовитости Баренцева моря (таблица 4.7, уравнение 4.7.6). В целом итоговые трёхпредикторные уравнения структурно схожи: приземная температура атмосферы, приток Атлантических вод и гелиофизический параметр. Только в случае ледовитости Баренцева моря вместо долготной характеристики нутации Земли используется широтная координата положения полюса Земли, а качественные характеристики модели несколько выше (оправдываемость 88%, коэффициент детерминации 0,68).

Эксперимент показывает, что с помощью всего трех предикторов в физико–статистических моделях можно достаточно информативно описывать долгопериодную изменчивость ледовитости как Баренцева, так и Гренландского морей.

Статистические модели зимнего сезона

Статистические уравнения долгопериодной изменчивости ледовитости в зимний сезон морей Северо-Европейского бассейна с гидрометеорологическими и

астрогеофизическими факторами за период 1951–2021 годы представлены в таблице 4.8.

Для зимнего периода (декабрь–апрель) в уравнениях 4.8.1–4.8.6 в таблице 4.8 в качестве предикторов использовались: приток теплых Атлантических вод (индекс *AMO*) с заблаговременностью для Гренландского моря 4 года и 2 года для Баренцева, приповерхностная температура воздуха (Гренландского T и Норвежского морей T_N), солнечная активность предыдущего года, представленная числами Вольфа W . Указанные предикторы входят в уравнение со знаком минус, т.е. положительные аномалии этих предикторов вызывают уменьшение ледовитости. Также уравнения включают ледовитость осеннего периода (предыстория L_{AUT-1}) (уравнение 4.8.2) со знаком плюс. Это означает, что большая ледовитость осенью предыдущего года приводит к повышенной ледовитости в последующий зимний период, что подтверждает достаточно высокая инерционность (см. параграф 3, таблица 3.2).

Также вносят важный вклад и индексы атмосферной циркуляции, такие как Арктический диполь *AD*, Арктическая осцилляция *AO*, Северо-Атлантическое колебание *NAO* и Тихоокеанско-североамериканское колебание *PNA*. Эти глобальные климатические индексы в совокупности характеризуют барическую обстановку и движения потоков воздушных масс в Северном полушарии.

По полученным уравнениям была произведена оценка вклада каждого предиктора. Для уравнения 4.8.1, моделирующего ледовитость Гренландского моря, основной вклад 87% в общую дисперсию ряда приходится на поверхностную зимнюю температуру воздуха Гренландского моря в зимний сезон T_w . Этот параметр «перебивает» своим влиянием все остальные и является доминирующим. На влияние атмосферной циркуляцией остается весьма малый, хоть и не менее важный, процент вклада в 4%.

При этом влияние атлантических вод (индекс АМО) проявляется с временным отрицательным лагом в 4 года и оценивается в 9%, 13% и 10% соответственно для уравнений 4.8.1, 4.8.2 и 4.8.3 (таблица 4.8).

Таблица 4.8. Статические уравнения связи зимних аномалий ледовитости морей Северо-Европейского бассейна с гидрометеорологическими и астрогеофизическими факторами за период 1951–2021 годы.

№	Уравнение	R	R ²	P, %
				0,67σ
Гренландское море, зима (декабрь–апрель)				
4.8.1	$L_W = -0,31 \cdot T_W - 0,17 \cdot AMO_{-4} + 0,23 \cdot AD_{W-1} - 0,22 \cdot PNA_W$	0,85	0,72	86
4.8.2	$L_W = -0,19 \cdot T_W + 0,56 \cdot L_{AUT-1} - 0,16 \cdot AMO_{-4} - 0,39 \cdot Wolf_{-1} + 0,44 \cdot \Delta\varepsilon$	0,90	0,81	91
4.8.3	$L_W = -26,43 \cdot T_W - 159,17 \cdot AMO_{-4} + 5593,48 \cdot \Delta\varepsilon$	0,85	0,72	87
Баренцево море, зима (декабрь–апрель)				
4.8.4	$L_W = -0,33 \cdot T_W + 0,36 \cdot L_{W-1} - 0,58 \cdot \Delta\psi + 0,80 \cdot AO_{S-1} + 0,28 \cdot PNA_W$	0,93	0,86	90
4.8.5	$L_W = -0,10 \cdot T_{AUT_N-2} - 0,96 \cdot NAO_{W-1} - 0,42 \cdot Wolf_{-1} - 0,52 \cdot AO_{AUT-1} + 0,11 \cdot AO_{W-1} - 0,21 \cdot AMO_{-2}$	0,81	0,66	83
4.8.6	$L_W = -0,35 \cdot T_W + 0,32 \cdot L_{W-1} - 0,62 \cdot \Delta\psi$	0,92	0,84	91

Примечание. L_W – ледовитость за зимний период (декабрь–апрель); L_{AUT} – ледовитость за осенний период (октябрь–ноябрь); T_W – поверхностная температура воздуха за зимний период (декабрь–апрель); T_{AUT_N} – поверхностная температура воздуха за осенний период (октябрь–ноябрь) в Норвежском море; $\Delta\varepsilon$ – параметр нутации оси Земли; NAO – Северо–Атлантическое колебание; АМО – индекс Атлантического Мультидекадного колебания; латинскими буквами обозначаются сезоны – S (лето), AUT (осень), W (зима), SPR (весна); Wolf₋ числа Вольфа; -1, -2, -3 – опережение параметра на 1, 2 и 3 года соответственно.

В ходе дальнейших экспериментов из ряда предикторов была исключена атмосферная циркуляция, и введен предиктор, характеризующий состояние ледовитости Гренландского моря в осенний сезон (вклад 24%). Это позволило

получить уравнение 4.8.2 (таблица 4.8). Как видно из приведенных результатов, индексы атмосферной циркуляции Арктического Диполя AD и Тихоокеанско-североамериканского колебания PNA успешно заменяется солнечной активностью в виде чисел Вольфа с запаздыванием в один год и долготным параметром нутации Земли $\Delta\epsilon$ (с вкладом 7% и 8% соответственно). А доминирующий вклад по-прежнему вносит приповерхностная температура атмосферы в зимний сезон T_w 48%. При этом, оправдываемость уравнения несколько повышается, с 86% до 91% (таблица 4.8).

Стоит отметить, что суммарный вклад индексов атмосферной циркуляции составляет 4%. В целом, можно сказать, что успешно смоделировать изменчивость ледовитости Гренландского моря можно и без использования индексов атмосферной циркуляции. В следующем эксперименте после исключения ледовитости предшествующего осеннего сезона, было получено уравнение 4.8.3.

Наибольший вклад в общую дисперсии ледовитости приходится приземную температуру атмосферы 79%. На параметр нутации оси Земли $\Delta\epsilon$ и индекс АМО с заблаговременностью 4 года приходится значительно меньший вклад в 11% и 10% соответственно. Качественные показатели уравнения сравнимы с 4.8.1, в котором были задействованы только гидрометеорологические характеристики без использования в качестве предикторов астрогеофизических параметров. Так коэффициент детерминации у данных уравнений одинаков и составляет 0,72. А вот оправдываемость при допустимой ошибке $0,67\sigma$ у 4.8.3 несколько выше 87% против 86%. Если учесть количество предикторов (чем меньше их число, тем ниже ошибка от качества предикторов), то третий вариант уравнения выглядит более выгодным, чем первый при практически равных характеристика качества моделей. Использование же совокупности астрогеофизических и гидрометеорологических предикторов (уравнение 4.8.2), как и в случае с летним сезоном (таблица 4.7), позволяет смоделировать наиболее близкий к реальности результат с оправдываемостью 91% при допустимой ошибке $0,67\sigma$.

Стоит отметить, что влияние поступления Атлантических вод в моря Северо-Европейского бассейна проявляется с разными временными сдвигами: спустя 4 года в Гренландском море и 2 года в Баренцевом море в зимний сезон и 3 года в летний сезон для обоих морей (таблицы 4.7 и 4.8). Дело в том, что в зимний сезон происходит углубление Исландской депрессии и усиление Сибирского антициклона, а их взаимодействие приводит к обострению арктического фронта (Добровольский и Залогин, 1982; Нестеров, 2013; Бардин и др., 2015). Что приводит к усилению западных и юго-западных ветров и способствует более интенсивному поступлению Атлантических вод в Баренцевом море. Тогда как в Гренландское море приток этих вод замедляется. В колебаниях теплого Северо-Атлантического течения и холодного Восточно-Гренландского проявляется сопряженность: при усилении интенсивности теплого течения, интенсивность системы холодных течений несколько ослабевает (Серяков, 1979). Что проявляется в двухлетней запаздываемости индекса АМО в уравнениях для ледовитости Баренцева моря и четырехлетней – для Гренландского моря. Летом же Исландский минимум ослабевает, а Сибирский антициклон и вовсе распадается. Влияние атмосферной циркуляции ослабевает и поступление атлантических теплых вод относительно «сравнивается» в обоих морях.

Продуктивность полученных моделей межгодовой изменчивости ледовитости сезонов продемонстрируем, сравнив диагностические расчеты по уравнениям 4.7.1–4.8.6 с фактическими данными ледовитости. Графики фактических и расчетных значений ледовитости за период 1951–2021 годы. Гренландского моря приведены на рисунке 4.7 (а, б), Баренцева моря – рисунок 4.7 (в, г). Выбранные предикторы и построенные физико–статистические уравнения 4.6.1–4.8.6 достаточно информативны и хорошо описывают изменчивость ледовитости.

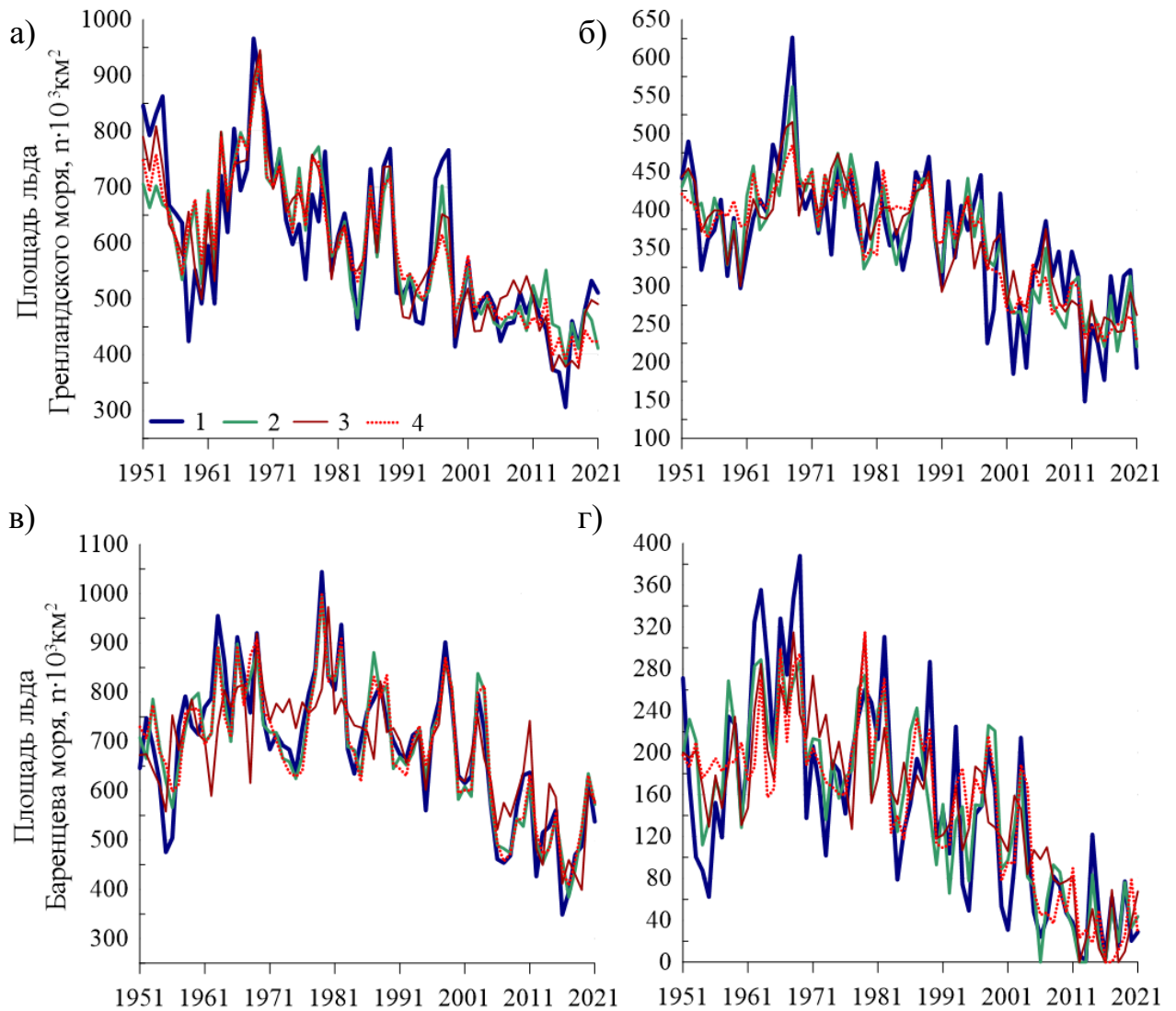


Рисунок 4.7. Сопоставление фактических и восстановленных по уравнениям значений площади льда Гренландского (а – зимний, б – летний сезоны) и Баренцева (в – зимний, г – летний сезоны) морей за период 1951–2021 годы: 1 – фактическая площадь, 2 – уравнения №4._.1, 3 – уравнения №4._.2, 4 – №4._.4.

Для проверки устойчивости полученных статистических уравнений был выполнен следующий эксперимент. Временной ряд предикторов был разделен на две части 1951–2000 и 2001–2021 годы. По данным 1951–2000 годы были получены новые числовые коэффициенты для полученных ранее статистических уравнений связи ледовитости с гидрометеорологическими и астрогеофизическими характеристиками (таблицы 4.6 и 4.8). Далее были выполнены расчеты ледовитости по независимому ряду 2001–2021 годы. Уравнения для данной

проверки были выбраны с наиболее высокими характеристиками качества. Величины коэффициентов детерминации в результате несколько изменились (таблица 4.9).

Таблица 4.9. Критерии качества и устойчивости статических уравнений связи площади льда морей Северо-Европейского бассейна в зимний и летний сезоны.

№ уравнения	R	R ²	P (1951–2000 гг.), %	P (2001–2021 гг.), %
			0,67σ	0,67σ
<i>Гренландское море</i>				
4.7.2 (З)	0,89	0,80	89	91
4.5.1 (Л)	0,86	0,75	84	83
<i>Баренцево море</i>				
4.7.4 (З)	0,92	0,86	87	93
4.5.4 (Л)	0,87	0,76	82	80

Примечание. З – зимний и Л – летний сезоны; P – оправдываемость, R – коэффициент корреляции; σ – стандартное отклонение; R² – коэффициент детерминации.

Некоторое уменьшение характеристик качества связано в первую очередь с более короткой длиной ряда (на 20 лет). Сравним характеристики качества моделей. Коэффициент детерминации для уравнений изменчивости ледовитости Баренцева и Гренландского морей уменьшился не более чем на 0,01. Что говорит о высокой устойчивости полученных моделей.

Оправдываемость уравнений, полученных по более короткому ряду, составила 72–89% (при допустимой ошибке 0,67σ), что является высоким показателем. Указанные значения параметров несколько меньше параметров уравнений, полученных на ряде за 1951–2021 годы, но также оказались удовлетворительными.

Полученный результат свидетельствует об устойчивости полученных статистических уравнений 4.6.1–4.8.6, по крайней мере, на интервале 21 год.

Небольшое снижение эффективности уравнений для ряда 1951–2000 годы связано, вероятнее всего с тем, эта данная выборка не охватывает аномально теплые годы 2007 и 2012. Также стоит отметить, что для независимого ряда (2001–2021 годы) оправдываемость моделей достигает 80–93%.

Графическое представление фактических и расчетных значений изменчивости ледовитости Гренландского и Баренцева морей представлены на рисунке 4.8.

В целом смоделированная ледовитость с достаточно высокой синхронностью повторяет изменчивость фактическую. Причем, данная закономерность лишь не значительно меняется на независимом ряду, начиная с 2001 года. Выделяется и несколько лет, когда модельные значения *завышают* площадь льда на величину $0,67\sigma$:

- зимний сезон Гренландского моря (рисунок 4.8, а) 1958, 1976 годы;
- летний сезон Гренландского моря (рисунок. 4.8, б) 1954, 1961, 1962, 1974, 1978, 1995, 2002 годы;
- зимний сезон Баренцева моря (рисунок. 4.8, в) 1952, 1955, 1987 годы;
- летний сезон Баренцева моря (рисунок. 4.8, г) 1952, 1953, 1986 годы.

Модельные значения *занижают* площадь льда на величину $0,67\sigma$:

- зимний сезон Гренландского моря (рисунок 4.8, а) 1996 год;
- летний сезон Гренландского моря (рисунок 4.8, б) 1998, 2006, 2009, 2019 годы;
- летний сезон Баренцева моря (рисунок 4.8, г) 1980, 1993, 1994 годы.

Интересно, что модельные значения ледовитости до 2002 года ни разу не занижают величину площади льда. А хуже всего моделируются 1950-е годы, особенно первая половина, а также ледовитость в летний сезон для обоих морей.

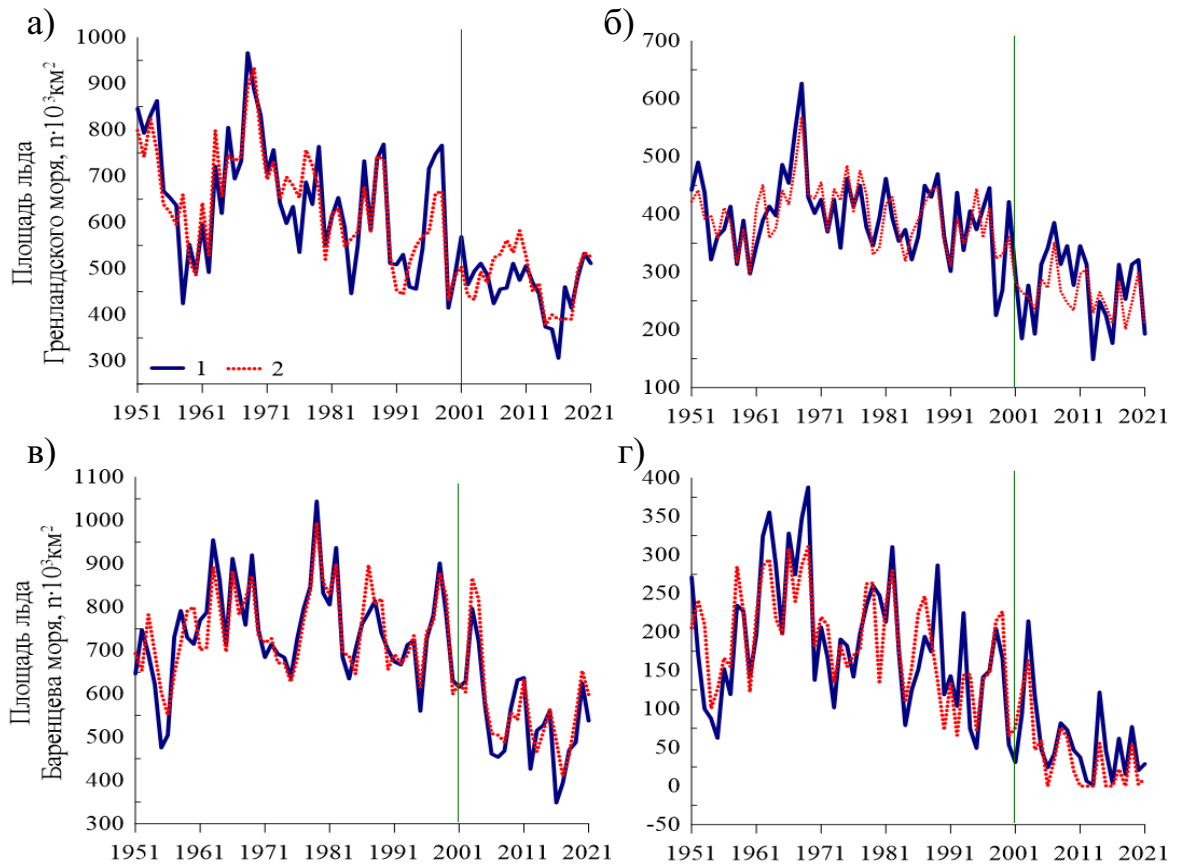


Рисунок 4.8. Сопоставление фактических и восстановленных по уравнениям значений площади льда Гренландского (а – зимний, б – летний сезоны) и Баренцева (в – зимний, г – летний сезоны) морей за период 1951–2021 годы: 1 – фактическая площадь, 2 – площадь, смоделированная по уравнениям.

Примечание. Зеленой вертикальной чертой обозначена граница зависимой (1951–2000 годы) и независимой (2001–2021 годы) выборки.

Сравним полученные результаты с некоторыми моделями других авторов. В работе (Sandø et al., 2014) высказывается предположение о преобладании влияния океана на изменения площади льда с точки зрения замерзания и таяния, чем атмосфера, в том числе, и в отношении долгопериодной изменчивости. В описанных нами моделях соотношение влияния океана и атмосферы предполагается более равноценным и меняется в зависимости от сезона. Авторы другой работы (Глок и др., 2019), как и в нашем исследовании, для моделирования изменчивости ледовитости используют тепловое состояние в

более южных широтах, предлагая использовать аномалии поверхностной температуры воды в районе $5-25^{\circ}$ с. ш. и $20-60^{\circ}$ з. д в качестве основного предиктора. Предлагаемые модели имеют достаточно высокие показатели качества, оправдываемость на независимой выборке составила 64–93%. В предлагаемых в нашей работе моделях, оправдываемость на независимой выборке превышает 95%. Предположительно, данная разница в результатах связана с тем, что в работе (Глок и др., 2019) заблаговременность составляет до 32 месяцев, и модели не включают астрогеофизические параметры. На основе физико-статистической модели (Onarheim et al., 2015) был разработан прогноз ледовитости Баренцева моря на один год. Основными предикторами предлагается использовать перенос тепла в океане и меридиональный перенос воздуха, который имеет непосредственное влияние на усиление или ослабление поступления тепла. В качестве доминирующего фактора, тем ни менее, выделяются морские течения. Обеспеченность предлагаемых регрессионных моделей составляет 88%. Исследователи Гренландского моря, рассматривая изменчивость объема льда и температуры воды (Selyuzhenok et al., 2020), особую роль выделяют влиянию Северо-Атлантического колебания (индекс NAO). Авторы предполагают, что одновременное усиление дрейфа льда из Арктического бассейна через пролив Фрама и увеличение потоков тепла из Северной Атлантики, связаны с более высокой интенсивностью атмосферной циркуляции во время положительной фазы Северо-Атлантического колебания (индекс NAO) в работе (Pore et al., 2020) также отмечается, что ключевыми драйверами для усиления поступления тепла из Северной Атлантики в Гренландское море является атмосферная циркуляция.

Подытожив, можно сделать вывод, что в качестве основных предикторов во всех работах используются влияние притока Атлантических вод (в том числе потоки тепла) и изменчивость атмосферной циркуляции. В целом полученные нами модели учитывают доминирующие факторы, формирующие климатическую изменчивость как для ледовитости, так и для ТПО морей Северо-Европейского бассейна и имеют схожие результаты с другими авторами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Составлена рабочая база данных за период 1951–2021 годы, которая включает в себя: исследуемые характеристики (площадь льда и поверхностную температуру воды морей Северо-Европейского бассейна); гидрометеорологические характеристики (индексы атмосферной циркуляции (Северо-Атлантическое колебание NAO, индекс Арктического колебания АО, Арктический диполь AD, Тихоокеанско-североамериканское колебание PNA); индекс теплового состояния Северной Атлантики (Атлантическое мультideкадное колебание AMO); поверхностный тепловой баланс для морей Северо-Европейского бассейна); астрогеофизические характеристики (параметры ориентации Земли; Солнечную активность (числа Вольфа W); изменение расстояния от Земли до Солнца).

Для межгодовых изменений площади льдов и поверхностной температуры воды морей Северо-Европейского бассейна в зимний и летний сезоны подтверждены наличие линейного тренда и полицикличность колебаний. Выделенные циклы в ледовитости и ТПО морей Северо-Европейского бассейна сопряжены с колебаниями с периодами индексов атмосферной циркуляции, таких как Арктическое колебание и Арктический диполь: 18, 14, 10, 9 и 7 лет. Семилетний цикл также выделяется в Тихоокеанско-североамериканском колебании. А колебание с периодом 8–14 лет выделяется во всех рядах составленной базы данных.

Получены статистические связи межгодовой изменчивости, как площади льдов, так и поверхностной температуры воды не только с гидрометеорологическими факторами, но и с астрогеофизическими параметрами. Высокие значимые коэффициенты кросс-корреляции (до 0,62) ледовитости и температуры поверхности воды с астрогеофизическими параметрами дают

основание полагать наличие их взаимосвязи и необходимости включения их в число предикторов при разработке физико-статистических уравнений для описания многолетних изменений сезонной ледовитости и поверхностной температуры воды морей Северо-Европейского бассейна.

Выделены восемь районов Северо-Европейского бассейна, которые имеют свои особенности в гидрометеорологическом и ледовом режимах. Результат позволит в дальнейших исследованиях улучшить качество моделирующих изменчивость поверхностной температуры уравнений, что поможет разработке долгосрочных прогнозов.

Впервые получены физико-статистические уравнения долгопериодной изменчивости поверхностной температуры воды и ледовитости морей Северо-Европейского бассейна не только с гидрометеорологическими, но и с астрогеофизическими факторами. Оправдываемость разработанных моделей составляет от 77 до 92% для ледовитости и от 78 до 93% для поверхностной температуры воды. Модельные данные описывают высокий процент общей дисперсии долгопериодных колебаний площади льда (до 86%) и поверхностной температуры воды (до 80%) морей Северо-Европейского бассейна.

Выявлена достаточно высокая информативность вошедших в уравнения предикторов как для ледовитости, так и для ТПО. Наибольший вклад (от 23% до 87%) в общую дисперсию ледовитости вносит ледовитость предшествующего сезона. В моделях, где был исключён предиктор «ледовитость предшествующего сезона», вклад в общую дисперсию гидрометеорологических факторов составил до 94%, а вклад астрогеофизических факторов – до 60%. При этом вклады параметра нутации оси Земли, долготной и широтной координат положения полюса Земли и числа Вольфа могут достигать соответственно 42, 43 и более 8% соответственно.

Предлагаемый подход в построении физико-статистических моделей для описания долгопериодных колебаний на примере ледовитости и поверхностной

температуры воды морей Северо-Европейского бассейна показал себя достаточно хорошо. А предлагаемые статистические модели могут быть использованы как для диагноза, так и в качестве основы для разработки методов прогноза с большой заблаговременностью на два и более лет вперёд. Что требует продолжения исследования в предлагаемом направлении.

Работа выполнена при поддержке:

— Министерства образования и науки Российской Федерации (Российско-германский проект «Изменчивость Арктической трансполярной системы», CATS (The Changing Arctic Transpolar System) уникальный идентификатор проекта – RFMEFI61617X0076);

— НИТР Росгидромета 5.1 Развитие моделей, методов и технологий мониторинга и прогнозирования состояния атмосферы, океана, морского ледяного покрова, ледников и вечной мерзлоты (криосферы), процессов взаимодействия льда с природными объектами и инженерными сооружениями для Арктики и технологий гидрометеорологического обеспечения потребителей;

— Российского научного фонда в рамках научного проекта «Исследование состояния ледяного покрова Гренландского и Баренцева морей в условиях современных изменений климата» № 22–27–00443.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдусаматов Х. И. Солнце диктует климат Земли. – СПб.: Издательство «Logos». – 2009. – 197 С.
2. Абрамов В. А., Захаров В.Ф. К вопросу о взаимосвязи изменений температуры воды в Северной Атлантике и площади полярных льдов //Труды ААНИИ. – 1981. – Т. 372. – С. 5–17.
3. Аверкиев А. С. и др. Методические рекомендации по использованию метода сверхдолгосрочного прогнозирования гидрометеорологических элементов и программного комплекса «Призма» // Мурманск: ПИПРО. – 1997. – 39 С.
4. Аксенов П. В., Иванов В. В. «Атлантификация» как вероятная причина сокращения площади морского льда в бассейне Нансена в зимний сезон //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2018. – Т. 64. – №. 1. – С. 42-54.
5. Алексеев Г. В. и др. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике //Лёд и Снег. – 2017. – Т. 57. – №. 3. – С. 381-390.
6. Алексеев Г. В. и др. Естественные и антропогенные составляющие изменений приповерхностной температуры воздуха в Арктике в XX веке по данным наблюдений и моделирования //Труды Арктического и антарктического научно-исследовательского института. – 2003. – Т. 446. – С. 22-30.
7. Алексеев Г. В., Кораблев А. А. Океанографические условия развития глубокой конвекции //Закономерности крупномасштабных процессов в Норвежской энергоактивной зоне и прилегающих районах. СПб.: Гидрометеиздат. – 1994. – С. 79.
8. Алексеев Г. В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – №1. – С.11–26.
9. Алексеев Г. В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость //Метеорология и гидрология. – 2016 – Т. 8. – С. 38–56.

10. Алексеев Г. В., Николаев Ю.В., Романцов В.А. Норвежская энергоактивная зона. Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос: Программа «Разрезы». – М.: Наука. – 1985. – Т. 3. – С. 45–52.
11. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. ГУНиО МО СССР. – 1980. – 190С.
12. Баранов Е. Н. Структура и динамика вод системы Гольфстрима //М.: Гидрометеиздат. – 1988. – 252С.
13. Бардин М. Ю., Платова Т. В., Самохина О. Ф. Особенности изменчивости циклонической активности в умеренных широтах Северного полушария, связанные с ведущими модами атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – Т. 2. – С. 14-40.
14. Башмачников И. Л. и др. Сезонная и межгодовая изменчивость потоков тепла в районе Баренцева моря //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 2. – С. 239-250.
15. Белов А. А., Баллод Б. А., Елизарова Н. Н. Теории вероятностей и математическая статистика: учебник //Современные проблемы науки и образования. – 2009. – №. 1. – С. 53-54.
16. Березкин В. А. Гренландское море и Полярный бассейн //Тр. Первой высокоширотной экспедиции на «Садко». – Л.: – 1939. – №. 1935. – 167 С.
17. Бойцов В. Д. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и ее воздействие на биологические компоненты экосистемы //Автореф. дисс... докт. геогр. наук. СПб. – 2009.
18. Бойцов В. Д. Космогеофизические факторы и межгодовые колебания температуры воды Баренцева моря//Рыбное хозяйство. – 2007. – № 1. – С. 57-60.
19. Бочков Ю. А. О долгопериодных колебаниях термики Баренцева и Норвежского морей//Тр./ПИНРО. – 1964а. – Вып.16. – С.277-288.

20. Бочков Ю. А. О многолетних изменениях термики южной части Баренцева моря // Материалы рыбохоз. исслед. Сев. бас. – Вып.4. – Мурманск. – 1964б. – С.86-89.
21. Бочков Ю. А. Сверхдолгосрочные прогнозы температуры воды разреза Кольский меридиан // Методические рекомендации по прогнозированию температуры воды в Северном рыбопромысловом бассейне. – Мурманск, 1979. – С.125-164.
22. Бочков Ю. А. Среднемноголетняя температура воды разреза по Кольскому меридиану за период 90 лет (1871-1961) для слоя 0-200 м // Материалы рыбохоз. исслед. Сев. бас. – Вып.2. – Мурманск. – 1964в. – С.62-67.
23. Бочков Ю. А. Учет 11-летних колебаний солнечной активности в фоновых прогнозах температуры воды Баренцева моря // Тр./ПИНРО. – 1978. – Вып.40. – С.33-43.
24. Брокгауз Ф. А. Энциклопедический словарь Брокгауза и Ефрона. – Рипол Классик. – 2013.
25. Бузин И. В. Оценка состояния ледяного покрова и условий формирования тяжелых ледовых сезонов в Баренцевом море // Диссерт. Канд. Геогр. Наук, ААНИИ. – 2008.
26. Бузин И. В., Гудкович З. М. Сезонные особенности климатических изменений в Баренцевом море // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2011. – №. 3. – С. 20-32.
27. Булаева В.М. О возможности сверхдолгосрочного прогнозирования температуры воды в северо-восточной Атлантике // Труды ЛГМИ. – 1987. – Вып. 99. – С. 21–99.
28. Вайновский П. А., Малинин В. Н. Методы обработки и анализа океанологической информации. Многомерный анализ. – 1992. – 96 С.
29. Визе В. Ю. Значение режима льдов весной в Гренландском море и Восточно-Исландского течения для температуры воздуха в последующую зиму в Европе // Изв. Российского Гидрологического института. – 1925. – № 14.

30. Визе В. Ю. Климат морей советской Арктики. – Главсевморпути. – 1940. – 124 С.
31. Визе В. Ю. Льды в Баренцевом море и температура воздуха в Европе //Известия Центр, гидрометбюро. – 1924. – №. III. – С. 10.
32. Визе В. Ю. Моря Советской Арктики //М.: Главсевморпуть. – 1948. – С. 200.
33. Визе В. Ю. О возможности предсказания состояния льдов в Баренцевом море //Изв. Центр. гидромет. бюро. – 1923. – №. 1. – С. 1-41.
34. Визе В. Ю. Основы долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей //Тр. ААНИИ. – 1944. – Т. 190. – С. 273.
35. Визе В.Ю. О значении систематического изучения Баренцева моря для метеорологических и гидрологических прогнозов // Исследования морей СССР. – 1930. – № 11.
36. Воейков А. И. Избранные сочинения. Климаты Земного шара, в особенности России //М.-Л.: Изд. АН СССР. – 1948. – Т.1. – 751 С.
37. Вязигина Н. А. и др. Информативность гидрометеорологических и астрогеофизических факторов в задаче описания межгодовых колебаний ледовитости Гренландского моря //Лёд и Снег. – 2021. – Т. 61. – №. 3. – С. 431-444.
38. Вязилова А. Е., Смирнов А. В. Условия формирования аномального распределения в СЕБ //Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2016. – №. 361. – С. 192-202.
39. Гвоздева В. Г., Кондратович К. В., Крылова В. В., Серяков Е. И., Бочков Ю. А. Разработка методов долгосрочного прогнозирования и составление оперативных прогнозов температуры воды в Баренцевом и Норвежском морях // Материалы рыбохозяйственных исследований Северного бассейна. – 1970. – Вып. 16. – С. 26–38.
40. Терзиев Ф. С., Гирдюка Г. В. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Баренцево море //Л.: Гидрометеиздат. – 1990. – Т.1. – Вып. 1. – 280С.

41. Глок Н. И., Алексеев Г. В., Вязилова А. Е. Сезонный прогноз ледовитости Баренцева моря //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019. – Т. 65. – №. 1. – С. 5-14.
42. Голубев В.А., Жевноватый В.Т. Фукс Ю.А. Инерционный метод прогноза температуры воды в южной части Баренцева моря//Труды ААНИИ. – 1980. – Т. 348. – С. 70-74.
43. Гордеева С. М. Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации: учебное пособие [по дисциплине Статистические методы обработки и анализа гидрометеорологической информации] //СПб.: РГГМУ. – 2010. – 74 С.
44. Гудкович З. М. и др. Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – №. 1. – С. 48.
45. Гудкович З. М. и др. О характере и причинах изменений климата Земли //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2009. – №. 1. – С. 15-23.
46. Гудкович З. М., Карклин В. П., Фролов И. Е. Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 6. – С. 5–14.
47. Гудкович З. М., Ковалев Е. Г., Никифоров Е. Г. О связи угловой скорости вращения Земли с климатическими изменениями //Изв. РГО. – 2004. – №. 6. – С. 1-10.
48. Гудкович З. М., Николаева А. Я. Дрейф льдов в Арктическом бассейне и его связь с ледовитостью советских арктических морей //Тр. ААНИИ. – 1963. – Т. 104. – С. 5-186.
49. Гудкович З.М., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. «Полусный прилив» в атмосфере высоких широт и колебания ледовитости арктических морей //Докл. АН СССР. – 1970. – Т. 190. – № 4. – С. 954–957.

50. Дементьев А.А., Зубакин Г.К. Оценка многолетних колебаний некоторых климатообразующих факторов Северо-Европейского бассейна // Тр. ААНИИ. 1987. - Т. 404. - С. 24-33.
51. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. //М.: Издательство МГУ. – 1982. – 192С.
52. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Региональная океанология //М.: Издательство МГУ. – 1992. – 224С.
53. Егоров А. Г. Солнечный цикл и многолетняя барическая волна в приземной атмосфере Арктики //Доклады Академии наук. Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук". – 2003. – Т. 393. – №. 3. – С. 402-406.
54. Егоров А.Г. Солнечный цикл и два режима многолетнего изменения приземного давления в высоких и умеренных широтах северного полушария Земли в зимний период // Доклады Академии Наук. – 2007. – Т. 414. – № 3. – С. 402-407.
55. Егоров А.Г. Пространственное положение кромки льдов в августе – сентябре в восточных морях России в начале XXI в. //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2020. – Т. 66. – Вып. 1. – С. 38–55.
56. Егоров А.Г. Солнечно обусловленные изменения приземного давления воздуха в Арктике и многолетние особенности распределения льдов в арктических морях России в летний период //Метеорология и гидрология. – 2005. – № 8. – С. 14–24.
57. Залогин Б. С., Косарев А. Н. Моря //М.: Мысль. – 1999. – 400С.
58. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы. //Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 136 С.
59. Золотокрылин А.Н., Титкова Т.Б., Михайлов А.Ю. Климатические вариации арктического фронта и ледовитости Баренцева моря зимой //Лед и снег. – 2014. – № 1. – С. 85-90.

60. Зубакин Г. К. Крупномасштабная изменчивость состояния ледяного покрова морей Северо-Европейского бассейна //Л.: Гидрометеиздат. – 1987. – 160 С.
61. Зубакин Г.К., Бузин И.В., Скутина Е.А. Сезонная и многолетняя изменчивость состояния ледяного покрова Баренцева моря //Ледяные образования морей Западной Арктики под ред. Г.К.Зубакина. – СПб.: ААНИИ. – 2006. – С. 10–26.
62. Зубов Н. Н. Проблема долгосрочных ледовых прогнозов //Советская Арктика. – 1935. – №1.
63. Зубов Н.Н. Льды Арктики //М.: Изд. Главсевморпути. – 1945. – 360 С.
64. Иванов В. В. Современные изменения гидрометеорологических условий в Северном Ледовитом океане, связанные с сокращением морского ледяного покрова //Гидрометеорология и экология. – 2021. – №. 64. – С. 407-434.
65. Иванов В. В., Алексеев В. А., Репина И. А. Возрастание воздействия атлантических вод на ледяной покров Северного Ледовитого океана //Турбулентность, динамика атмосферы и климата. – 2014. – С. 336-344.
66. Иванов В. В., Репина И. А. Усиление" атлантификации" Северного Ледовитого океана //Турбулентность, динамика атмосферы и климата. – 2018. – С. 187-187.
67. Ижевский Г.К. О заблаговременном определении типа режима Баренцева моря //Рыбное хозяйство. – 1957. – № 12. – С. 48-55.
68. Ижевский Г.К. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей //М.: Пищепромиздат. – 1961. – 216 С.
69. Официальный сайт представительства компании StatSoft Inc. на территории России и стран СНГ [Интернет ресурс] <http://statsoft.ru/>. Дата обращения: 23.04.2020
70. Солнечная динамика, климат и наука в режиме реального времени [Интернет ресурс] <https://www.attivitasolare.com/raffreddamento-corso-il-punto-della-situazione/>. Дата обращения: 14.05.2021
71. Каракаш А.И. Ледовитость Гренландского моря и возможность предсказания состояния льда в морях западного сектора Арктики // Тр. ЦИП. – 1950. – Вып. 17. – С. 40–55.

72. Каракаш А.И. Метод прогноза температуры воды в Баренцевом море //Тр. ЦИП. 1957. – Вып. 57. – С. 3-59.
73. Каракаш А.И. Прогноз температуры воды в Баренцевом море //Труды Гидрометцентра СССР. – 1976. – Вып. 182. – С. 93–96.
74. Карсаков А. Л., Сентябов Е. В., Бочков Ю. А. Температура поверхности Северной Атлантики и долгосрочное прогнозирование абиотических и биотических параметров экосистемы Северного бассейна//Материалы отчетной сессии ПИНРО по итогам научно-исследовательских работ в 1998–1999 гг. – Мурманск: Изд. ПИНРО. – 2000. – С. 188–199.
75. Кириллов А. А., Хромцова М. С. О многолетней изменчивости ледовитости Гренландского моря и методике ее прогноза // Тр. ААНИИ. – 1970. – Т. 303. – С. 46–54.
76. Кириллов А.А., Хромцова М.С. Ледовитость Гренландского моря и способы ее предсказания //Отчет о НИР. – Фонды ААНИИ. – Л. – 1973. – 27С.
77. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана //Л.:Гидрометеиздат. – 1990. – 335С.
78. Лебедев С. А., Костяной А. Г., Попов С. К. 4.4. Спутниковая альтиметрия Баренцева моря // в кн. Система Баренцева моря под редакцией Лисицына А.П., М., ГЕОС – 2021. – С. 194-212.
79. Лебедев А. А., Уралов Н. С. Прогнозирование ледовитости Гренландского моря в связи с особенностями теплового состояния Атлантического океана и атмосферной циркуляции // Проблемы Арктики и Антарктики. – 1977. – Вып. 50. – С. 36–39.
80. Лебедев А.А. Условия формирования крупных аномалий температуры воды Баренцева моря //СПб. – Фонды ААНИИ. – 1993. – 35 С.
81. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Результаты оценки годового цикла ледообмена Арктического бассейна с морями Северной Атлантики //Тр. ААНИИ. – 1981. – Т. 384. – С.78-89.

82. Лебедев А.А., Миронов Е.У. Климатические изменения площади льда в Баренцевом море. //Тезисы докл. 3 межд. конф. «Освоение шельфа арктических морей России». Санкт-Петербург: Изд. ЦНИИ им. ак. А.Н. Крылова, 1997. С. 216-217.
83. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Об особенностях теплового состояния Северной Атлантики и атмосферной циркуляции при формировании аномальной ледовитости в Гренландском море // Тр. ААНИИ. – 1976. – Т. 320. – С.47-64.
84. Лебедев А.А., Уралов Н.С. Закономерности формирования значительных аномалий ледовитости Гренландского и Баренцева морей //Отчет о НИР. – Фонды ААНИИ. – Л. – 1972. – 184 С.
85. Липатов М. А., Волков В. А., Май Р. И. Линейные тренды в поле дрейфа ледяного покрова в Северном Ледовитом океане //Океанология. – 2021. – Т. 61. – №. 3. – С. 341-349.
86. Лис Н. А., Егорова Е. С. Климатическая изменчивость ледовитости Баренцева моря и его отдельных районов //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2022. – Т. 68. – №. 3. – С. 234-247.
87. Логинов В. Ф. Космические факторы климатических изменений. – Минск: Беларус. навука. – 2020. – 168 С.
88. Максимов И. В. Геофизические силы и воды океана. – Л.: Гидрометеиздат. – 1970. – 447 С.
89. Максимов И. В. и др. Нутационная миграция исландского минимума атмосферного давления //Доклады Академии наук. – Российская академия наук. – 1967. – Т. 177. – №. 1. – С. 88-91.
90. Малинин В. Н., Гордеева С. М. Физико-статистический метод прогноза океанологических характеристик (на примере Северо-Европейского бассейна). – Мурманск: Изд-во ПИНРО. – 2003. – 164С.
91. Малинин В. Н., Шмакова В. Ю. Изменчивость энергоактивных зон океана в Северной Атлантике //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – Т. 4. – С. 55-70.

92. Медведев И. П., Куликов Е. А., Рабинович А. Б., Лапшин В. Б. Чандлеровские биения и полюсный прилив в Северном и Балтийском морях // Гелиогеофизические исследования. – 2018. – Вып. 18. – С. 9–17.
93. Методические рекомендации по прогнозированию температуры воды в Северном рыбопромысловом бассейне. – Мурманск: ПИПРО. – 1979. – Вып.1. – 172С.
94. Миронов Е. У. Ледовые условия в Гренландском и Баренцевом морях и их долгосрочный прогноз. – СПб.: ААНИИ. – 2004. – 320С.
95. Миронов Е.У. Изменчивость ледовых условий у юго-западных берегов Гренландии в связи с гидрометеорологическими процессами различных масштабов // Тр. ААНИИ. – 1979. – Т. 363. – С. 47-62.
96. Миронов Е.У. О возможности прогнозирования крупных аномалий Гренландского моря // Тр. ААНИИ. – 1994. – Т. 432. – С. 96–106.
97. Миронов Е.У., Бабко О.И., Тюряков А.Б. Однородные ледовые районы Гренландского и Баренцева морей // Тр. ААНИИ. – 1997. – Т. 437. – С. 45–60.
98. Миронов Е.У., Лебедев А.А., Бабко О.И. Закономерности формирования ледовых условий в Баренцевом море и их долгосрочное прогнозирование // Тр. ААНИИ. – 1998. – Т. 438. – С. 26–40.
99. Миронов Е.У., Тюряков А.Б. Основные закономерности формирования ледовых условий в Печорском море и их долгосрочный прогноз // Тр. ААНИИ. – 1998. – Т. 438. – С. 41–50.
100. Михайлова Н. В., Баянкина Т. М., Сизов А. А. Два режима взаимодействия атмосферы и океана в Атлантическом секторе Арктического бассейна // Океанология. – 2021. – Т. 61. – №. 4. – С. 509–516.
101. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3, Часть III Служба морских Гидрологических прогнозов. РД 52.27.759-2011. – 2011.
102. Нестеров Е. С. Полярные циклоны: наблюдения, реанализ, моделирование // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2020. – №. 1. – С. 65-82.

103. Нестеров Е. С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. М. Издательство Триада. – 2013 – 144С.
104. Никифоров Е. Г. Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана. – ААНИИ – 2006. –176С.
105. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. – Гидрометеиздат – 1980. –270С.
106. Петрукович А. А., Дмитриев А. В., Струминский А. Б. Солнечно-земные связи и космическая погода //Плазменная гелиофизика. – 2008. – Т. 1. – С. 175-257.
107. Потанин В.А. О Возможности долгосрочного прогноза ледовитости Баренцева моря//Труды ААНИИ. – 1987. –Т.410. – С. 117-124.
108. Прокофьев О. М., Трегубова М. В., Черниченко А. В. Многолетняя динамика ледовитости Баренцева моря в условиях современных климатических изменений //Международный научный журнал «Символ науки». – 2015. – Т. 5. – С. 262-264.
109. Пудовкин М. И., Распопов О. М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры //Геомагнетизм и аэрономия. – 1992. – Т. 32. – №. 5. – С. 1-22.
110. Пудовкин М.И. Влияние солнечной активности на состояние нижней атмосферы и погоду //Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 10. – С. 106-112.
111. Рубашев Б. М. Проблемы солнечной активности. //М.-Л.: Наука. – 1964. – 362 С.
112. Санцевич Т.И., Хромцова М.С., Москаль Г.И. Колебания ледовитости Баренцева моря. //Л.: Морской транспорт. – 1980. – 120С.
113. Сентябов Е.В., Бочков Ю.А., Карсаков А.Л. Сопряженность крупномасштабных изменений термики вод Норвежского и Баренцева морей и ее использование в долгосрочном прогнозировании температуры воды в

- Баренцевом море//Тез. докл. X Международной конф. по промысловой океанологии. – М.: ВНИРО, 1997. – С. 114.
114. Серяков Е. И. Долгосрочные прогнозы теплового состояния в Северной Атлантике. //Л.: Гидрометеиздат. – 1979. – 165 С.
115. Сизов А.А. и др. Процессы, определяющие синхронную междесятилетнюю изменчивость поверхностной температуры Баренцева и Черного морей //Морской гидрофизический журнал. – 2022. – Т. 38. – №. 3 (225). – С. 276-290.
116. Слепцов-Шевлевич Б. А., Бояринов А.М. Солнечный ветер, вращение Земли и климат //СПб: Типография Бланк Издат. – 2002. –159С.
117. Смирнов Н.П., Вайновский П.А., Титов Ю.Э. Статистический анализ и прогноз океанологических процессов. //СПб.: Гидрометеиздат. – 1992. – 198С.
118. Смирнова Ю. Е. и др. Статистические характеристики полярных циклонов в морях Северо–Европейского бассейна по данным спутниковых микроволновых радиометров //Исследование Земли из космоса. – 2016. – №. 3. – С. 27-36.
119. Суставов Ю.В. Физико–статистическая модель изменчивости температуры воды Баренцева моря и метод расчета и прогноза ее компонент //Труды ГОИН. – 1978. – Вып.147. – С. 34-44.
120. Суставов Ю.В. Физико-статистический метод прогноза температуры воды в Баренцевом море //Труды ЛГМУ. – 1985. – Вып.91. – С.52-76.
121. Тимохов Л. А. и др. Динамическая топография океана и поверхностная геострофическая циркуляция в Арктическом бассейне в период 2007-2011 гг. //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2012. – №. 3. – С. 75-86.
122. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Попов А.В. Особенности сезонной и межгодовой изменчивости ледяного покрова Гренландского моря // Лёд и Снег. – 2018. – Т. 58. – №. 1. – С. 127-134.

123. Тимохов Л.А., Бородачев В.Е., Бородачев И.В., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Янут М. Роль гидрометеорологических факторов и солнечной активности в межгодовых изменениях площади льдов Восточно-Сибирского моря //Лёд и Снег. – 2019а. – Т.59. –№2. – С.222-232.
124. Тимохов Л.А., Вязигина Н.А., Миронов Е.У., Юлин А.В. Климатические изменения сезонных и долгопериодных колебаний ледовитости Гренландского и Баренцева морей. //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2019б – Т.65. – №2. – С. 148-168.
125. Титкова Т. Б., Михайлов А. Ю., Виноградова В. В. Арктический фронт и ледовитость Баренцева моря в зимний период //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2014. – Т. 11. – №. 3. – С. 117-125.
126. Трегубова М. В., Прокофьев О. М., Мухина А. В. Многолетняя динамика ледовитости Гренландского моря в условиях современных климатических изменений //Символ науки. – 2015. – №. 5. – С. 265-267.
127. Трешников А. Ф. и др. Географические наименования основных частей рельефа дна Арктического бассейна //Проблемы Арктики и Антарктики. – 1967. – №. 27. – С. 5.
128. Угрюмов А.И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды. – Л.: Гидрометеиздат. – 1981. – 17С.
129. Уралов Н. С. Некоторые особенности сезонной и многолетней изменчивости положения внешней границы льдов Баренцева моря //Труды ГОИН. – 1961а. – №. 64. – С. 39-77.
130. Уралов Н.С. Роль атлантических вод в изменчивости ледовитости Баренцева моря. Диссерт. канд. геогр. наук. - Л: ЛГУ. – 1961б. – 305С.
131. Федоров В. М. Вариации инсоляции Земли и особенности их учёта в физико-математических моделях климата //Успехи физических наук. – 2019. – Т. 189. – №. 1. – С. 33-46.
132. Федоров В. М. Инсоляция Земли и современные изменения климата. М.: Физмалит. – 2018. – 232С.

133. Федоров В.М., Бухаров О.Е., Боголюбов Д.П., Гребенников П.Б. Опыт среднесрочного прогнозирования изменения площади морских льдов в Северном полушарии на основе расчетов приходящей солнечной радиации и нейросетевого моделирования //Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20. – №. 3. – С. 43-50.
134. Федорова А. Д., Попов А. В., Рубченя А. В. Особенности долгопериодной изменчивости термохалинных характеристик вод в Северной Атлантике и Гренландском море в 1950-2012 гг. //Метеорология и гидрология. – 2015. – №. 9. – С. 49-58.
135. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. – СПб.: «Наука». – 2007. – 136С.
136. Фукс Ю.А. Прогноз среднемесячных аномалий температуры воды на вековых разрезах Баренцева моря //Труды Гидрометцентра СССР. – 1980. – Вып.221. – С.20-26.
137. Чернявская Е. А. и др. Межгодовая изменчивость характеристик поверхностного слоя и галоклина Арктического бассейна //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2020. – Т. 66. – №. 4. – С. 404-426.
138. Шапкин Б. С. и др. Многолетние изменения ледовитости в районе архипелагов Шпицберген и Земля Франца-Иосифа //Лёд и Снег. – 2021. – Т. 61. – №. 1. – С. 128-136.
139. Шулейкин В. В. Физика моря. – М.: Наука. – 1968. – 1090С.
140. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. – Л.: Гидрометеиздат. – 1963. – 276С.
141. Экологический Атлас. Баренцево море. – М.: Фонд «НИР». – 2020. – 447С.
142. Юлин А. В. и др. Межгодовая и сезонная изменчивость ледовитости российских арктических морей в современном климатическом периоде //Труды Государственного океанографического института. – 2019. – №. 220. – С. 44-60.

143. Юлин А.В., Вязигина Н.А., Егорова Е. С. Межгодовая и сезонная изменчивость площади льдов в Северном Ледовитом океане по данным спутниковых наблюдений// *Российская Арктика*. – 2019. – №7. – С. 28-40.
144. Aksenov Y. et al. On the future navigability of Arctic sea routes: High-resolution projections of the Arctic Ocean and sea ice // *Marine Policy*. – 2017. – Т. 75. – С. 300-317.
145. Asbjørnsen H. et al. Mechanisms Underlying Recent Arctic Atlantification // *Geophysical Research Letters*. – 2020. – Т. 47. – №. 15. – С. e2020GL088036.
146. Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // *Monthly weather review*. – 1987. – Т. 115. – №. 6. – С. 1083-1126.
147. Barton B. I., Lenn Y. D., Lique C. Observed Atlantification of the Barents Sea causes the polar front to limit the expansion of winter sea ice // *Journal of Physical Oceanography*. – 2018. – Т. 48. – №. 8. – С. 1849-1866.
148. Blindheim J., Osterhus S. The Nordic Seas, main oceanographic features // *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*. – 2005. – Т. 158. – С. 11.
149. Britannica E. et al. *Britannica Book of the Year 2013*. – Encyclopaedia Britannica, Inc. – 2013.
150. Darwin G. H. IV. On the dynamical theory of the tides of long period // *Proceedings of the Royal Society of London*. – 1887. – Т. 41. – №. 246-250. – С. 337-342.
151. Deser C., Teng H. Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Т. 35. – №. 2.
152. Frolov I. Ye., Borodachev V. Ye., Mironov Ye. U. Ice regime of the Barents and the Kara Seas, state and perspectives of studies // *Norsk Polarinstitutt, Oslo*. – 1997. – Rapport Nr. 97. – 23-26 С.
153. Furevik T. Annual and interannual variability of Atlantic Water temperatures in the Norwegian and Barents Seas: 1980–1996 // *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. – 2001. – Т. 48. – №. 2. – С. 383-404.

154. Fyfe J.C. et al. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic //Scientific Reports. – 2013. – T. 3. – C. 2645.
155. Helland-Hansen B., Nansen F. The Norwegian Sea: its physical oceanography based upon the Norwegian researches 1900-1904. – Det Mallingske bogtrykkeri, 1909. – T. 2. – №. 2.
156. Ivanov V. V., Frolov I. E., Filchuk K. V. Transformation of Atlantic Water in the north-eastern Barents Sea in winter //Arctic and Antarctic Research. – 2020. – T. 66. – №. 3. – C. 246-266.
157. Jakobsson M. et al. An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses //Geophysical Research Letters. – 2008. – T. 35. – №. 7.
158. Janout M. A. et al. Circulation in the northwest Laptev Sea in the eastern Arctic Ocean: Crossroads between Siberian River water, Atlantic water and polynya-formed dense water //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – T. 122. – №. 8. – C. 6630-6647.
159. Kay J. E., Holland M. M., Jahn A. Inter-annual to multi-decadal Arctic sea ice extent trends in a warming world //Geophysical Research Letters. – 2011. – T. 38. – №. 15.
160. Levitus S. et al. Global ocean heat content 1955–2008 in light of recently revealed instrumentation problems //Geophysical Research Letters. – 2009a. – T. 36. – №. 7.
161. Levitus S. et al. Barents Sea multidecadal variability //Geophysical Research Letters. – 2009. – T. 36. – №. 19.
162. Lind S., Ingvaldsen R. B., Furevik T. Arctic warming hotspot in the northern Barents Sea linked to declining sea-ice import //Nature climate change. – 2018. – T. 8. – №. 7. – C. 634-639.
163. Minobe S. A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America //Geophysical Research Letters. – 1997. – T. 24. – №. 6. – C. 683-686.
164. Mironov Ye. U., Babko O.I. Features of the ice conditions in the Barents Sea in the spring-summer of 1993-1994 and tendencies toward their changes in the last decade //Norsk Polarinstitutt, Oslo. – 1997. – Rapport Nr. 97 – C. 290-292.

165. Morison J., Aagaard K., Steele M. Recent environmental changes in the Arctic: A review //Arctic. – 2000. – C. 359-371
166. Munshi J. Trends in Polar Sea Ice Extent 1979-2015 //Available at SSRN 2598152. – 2015.
167. Mysak L. A., Manak D. K. Arctic sea-ice extent and anomalies, 1953–1984 //Atmosphere-Ocean. – 1989. – T. 27. – №. 2. – C. 376-405.
168. Onarheim I. H. et al. Skillful prediction of Barents Sea ice cover //Geophysical Research Letters. – 2015. – T. 42. – №. 13. – C. 5364-5371.
169. Ottersen G., Adlandsvik B., Loeng H.//Statistical modelling of temperature variability in the Barents Sea. – ICES CM 1994. – 16C.
170. Parkinson C. L. et al. Arctic sea ice extents, areas, and trends, 1978–1996 //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 1999. – T. 104. – №. C9. – C. 20837-20856.
171. Polyakov I. V. et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean //Science. – 2017. – T. 356. – №. 6335. – C. 285-291.
172. Polyakov I. V., Johnson M. A. Arctic decadal and interdecadal variability //Geophysical Research Letters. – 2000. – T. 27. – №. 24. – C. 4097-4100.
173. Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap //Journal of Physical Oceanography. – 2010. – T. 40. – №. 12. – C. 2743–2756.
174. Pope J. O. et al. The impact of wintertime sea-ice anomalies on high surface heat flux events in the Iceland and Greenland Seas //Climate Dynamics. – 2020. – T. 54. – №. 3. – C. 1937-1952.
175. Rigor I. G., Wallace J. M., Colony R. L. Response of sea ice to the Arctic Oscillation //Journal of Climate. – 2002. – T. 15. – №. 18. – C. 2648-2663.
176. Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R. Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations //Journ. of Geophysical Research: Oceans. – 2014. – V. 119. – № 3. – C. 2095-2108.

177. Selyuzhenok V. et al. Sea ice volume variability and water temperature in the Greenland Sea //The Cryosphere. – 2020. – T. 14. – №. 2. – C. 477-495.
178. Skagseth Ø. et al. Volume and heat transports to the Arctic Ocean via the Norwegian and Barents Seas //Arctic–Subarctic Ocean Fluxes. – Springer, Dordrecht. – 2008. – C. 45-64.
179. Sorteber A., Kvingedal B. Atmospheric forcing on the Barents Sea winter ice cover. //Journal of Climate. – 2006. – V. 19. – C. 4772-4784.
180. Vinje T. E. Anomalies and trends of sea-ice extent and atmospheric circulation in the Nordic Seas during the period 1864–1998 //Journal of Climate. – 2001. – T. 14. – №. 3. – C. 255–267.
181. Vinje T. E. Frequency distribution of sea ice, ridges and water openings in the Greenland and Barents Seas //Norsk Polarinstitutt, Rapportserie. Oslo. – Nr. 15. – 1984. – 27C.
182. Vinje T. E. On the extreme sea ice conditions observed in the Greenland and Barents Seas in 1979 //Norsk Polarinstitutt Arbok. – 1980.
183. Walczowski W. Atlantic water in the Nordic seas. Properties, variability, climatic importance // GeoPlanet: Earth Planet Science. – Springer – 2014 – 172C.
184. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter //Monthly weather review. – 1981. – T. 109. – №. 4. – C. 784-812.
185. Walsh J. E., Johnson C. M. An analysis of Arctic sea ice fluctuations, 1953–77 //Journal of Physical Oceanography. – 1979. – T. 9. – №. 3. – C. 580-591.
186. Wang J. et al. Is the Dipole Anomaly a major driver to record lows in Arctic summer sea ice extent? //Geophysical Research Letters. – 2009. – T. 36. – №. 5.
187. Wang J., Ikeda M. Arctic oscillation and Arctic sea-ice oscillation //Geophysical Research Letters. – 2000. – T. 27. – №. 9. – C. 1287-1290.
188. Watanabe E. et al. Arctic dipole anomaly and its contribution to sea ice export from the Arctic Ocean in the 20th century //Geophysical research letters. – 2006. – T. 33. – №. 23.

189. World Meteorological Organization. WMO sea-ice nomenclature, terminology, codes and illustrated glossary // WMO/OMM/BMO. Geneva. – 2017. – №259. – 147C.
190. Wu B., Wang J., Walsh J. Possible feedback of winter sea ice in the Greenland and Barents Seas on the local atmosphere //Monthly weather review. – 2004. – T. 132. – №. 7. – C. 1868-1876.
191. Yashayaev I., Seidov D. The role of the Atlantic Water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents Seas //Progress in Oceanography. – 2015. – T. 132. – C. 68-127.
192. Zhang X. et al. Recent radical shifts of atmospheric circulations and rapid changes in Arctic climate system //Geophysical Research Letters. – 2008. – T. 35. – №. 22.

СПИСОК ОСНОВНЫХ СОКРАЩЕНИЙ

- ААНИИ** – Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт;
- СЕБ** – Северо-Европейский бассейн;
- ГМ** – Гренландское море;
- БМ** – Баренцево море;
- НМ** – Норвежское море;
- КМ** – Кольский меридиан;
- ТПО** – температура поверхности океана;
- ТА** – температура атмосферы у поверхности воды;
- СКО** – среднеквадратичное отклонение;
- КВ** – коэффициент вариации;
- КК** – коэффициент корреляции;
- АО** – Арктическое колебание;
- АМО** – Атлантическое мультидекадное колебание;
- NAO** – Северо-Атлантическое колебание;
- AD** – колебание Арктического диполя;
- PNA** – Тихоокеанское северо-американское колебание;
- ЕОФ (EOF)** – естественная ортогональная функция;
- ГК** – главная компонента;
- R** – радиационный баланс;
- P** – турбулентный теплообмен между поверхностью океана и атмосферой;
- LE** – затраты тепла на испарение;
- B** – поверхностный тепловой баланс;
- АКФ** – автокорреляционная функция;
- МРА** – мульти регрессионный анализ;
- X и Y** – широтная и долготная координаты положения полюса Земли (короткопериодические члены нутации в долготе и наклоне), соответственно;

$\Delta\varepsilon$ и $\Delta\psi$ – долготная и широтная координаты Небесного эфемеридного полюса относительно Условного земного полюса;

lod – величина флуктуации продолжительности дня;

Wolf – числа Вольфа, показатель Солнечной активности;

C_w и C_s – аномалии расстояний между Землей и Солнцем для зимнего W (октябрь-март) и летнего W (апрель-сентябрь) полугодий.

ПРИЛОЖЕНИЕ А

Таблица А.1. Коэффициенты корреляции между предикторами в разработанных уравнениях 4.5.1–4.8.6

Предикторы	R	Предикторы	R	Предикторы	R
AMO ₋₂ , X	0,42	X, C _w	-0,55	Δε, PNA _w	-0,25
AMO ₋₂ , C _w	-0,17	X, PNA _w	0,11	Wolf, X	-0,09
AMO ₋₂ , PNA _w	-0,02	X, AO _s	0,05	Wolf, AD _w	-0,17
AMO ₋₂ , PNA _s	0,32	X, Δε	-0,61	Wolf ₋₁ , PNA _{w-1}	-0,03
AMO ₋₂ , AO _s	0,10	X, Δψ	-0,60	Wolf, AO _s	0,07
AMO ₋₂ , AD _w	-0,10	X, NAO _{w-1}	0,48	Wolf ₋₁ , T _w (ГМ)	0,02
AMO ₋₂ , Wolf	-0,02	X, PNA _s	0,38	Wolf ₋₁ , X ₋₁	-0,07
AMO ₋₂ , NAO _{w-}	0,08	X, AD _w	-0,18	Wolf ₋₁ , L _{AUT-1} (ГМ)	-0,03
AMO ₋₂ , Δε	-0,21	X ₋₁ , L _{SP}	-0,35	Wolf ₋₁ , AD _w	-0,21
AMO ₋₂ , Δψ	-0,26	X ₋₁ , AO _{w-1}	0,38	T _s (ГМ), AD _w	-0,11
AMO ₋₃ , AO _{w-1}	0,02	X ₋₁ , AD _w	-0,24	T _w (ГМ), L _{AUT-1} (ГМ)	-0,42
AMO ₋₃ , X ₋₁	0,41	X ₋₁ , T _s (ГМ)	0,64	T _w (ГМ), PNA _w	0,27
AMO ₋₃ , T _s (ГМ)	0,39	X ₋₁ , Δε	-0,58	T _s (ГМ), L _{SP} (ГМ)	-0,56
AMO ₋₃ ,	-0,14	X ₋₁ , PNA _{w-1}	0,11	PNA _{w-1} , AD _w	-0,40
AMO ₋₃ , Δε	-0,18	Δε, AO _s	-0,11	PNA _s , NAO _{w-1}	0,02
AMO ₋₃ , AD _w	-0,03	Δε, AD _w	0,32	AD _w , L _{SP} (ГМ)	0,13
AMO ₋₃ , W ₋₁	-0,02	Δε, Wolf	0,06	AD _w , AO _{w-1}	0,21
AMO ₋₃ , PNA _{w-1}	-0,09	Δε, Wolf ₋₁	0,05	AD _w , AO _s	-0,15
AMO ₋₃ , X ₋₁	0,41	Δε, PNA _{w-1}	-0,25	AD _{w-1} , T _w (ГМ)	-0,26
AMO ₋₄ , T _w	0,27	Δε, T _s (ГМ)	-0,74	AD _{w-1} , PNA _w	-0,07
AMO ₋₄ , Wolf ₋₁	-0,09	Δε, T _w (ГМ)	-0,74	AO _{w-1} , T _s (ГМ)	0,34
AMO ₋₄ , Δε	-0,17	Δε, L _{AUT-1} (ГМ)	0,57	AO _{w-1} , L _{SP} (ГМ)	-0,32
AMO ₋₄ , PNA _w	0,11	Δψ, NAO _{w-1}	-0,52	C _s , NAO _{w-1}	-0,47
AMO ₋₄ , AD _{w-1}	-0,04	Δψ, PNA _s	-0,29	C _s , PNA _s	-0,24
C _w , PNA _w	-0,28	C _w , AO _s	-0,06	C _w , AD _w	0,28