

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт Наук о Земле

Попова Татьяна Владимировна

Выпускная квалификационная работа

«Влияние особенностей атмосферной циркуляции на повторяемость опасных метеорологических явлений в Западном секторе Арктики»

Уровень образования: бакалавриат
Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»
Профиль «Метеорология и климатология»

Научный руководитель:
Доцент кафедры климатологии и мониторинга окружающей среды
Санкт-Петербургского государственного университета,
Кандидат географических наук,
Священников Павел Николаевич

Рецензент:
Ведущий научный сотрудник Лаборатории физики облаков,
отдел геофизического мониторинга и исследований,
ФГБУ «ГГО им. А.И. Воейкова»,
Кандидат физико-математических наук,
Довгалюк Юлия Александровна

Санкт-Петербург

2021

Содержание

Введение	3
Глава 1. Физико-географическая и климатическая характеристика	6
1.1 Физико-географическое положение	6
1.2 Климатическая характеристика района.....	7
Глава 2. Взаимосвязь атмосферной циркуляции с изменениями климата	15
2.1 Методы типизации атмосферных процессов Северного полушария	15
2.2 Влияние изменения характера атмосферных процессов на метеорологические величины	16
Глава 3. Материалы и методы исследования.....	21
3.1 Описание форм атмосферной циркуляции по классификации Гирса-Вангенгейма..	21
3.2 Методология выполнения исследования	22
3.3 Материалы.....	26
Глава 4. Результаты	30
4.1 Сравнительный анализ временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики в периоды потепления и похолодания.....	30
4.2 Анализ временных изменений частотной структуры климатической изменчивости и характера атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики	35
4.3 Анализ повторяемости опасных явлений погоды в Западном секторе Арктики	41
Заключение.....	44
Список литературы.....	46
<i>Приложение 1</i>	50
<i>Приложение 2</i>	51
<i>Приложение 3</i>	52
<i>Приложение 4</i>	53
<i>Приложение 5</i>	54
<i>Приложение 6</i>	55
<i>Приложение 7</i>	56

Введение

«Глобальный климат правомерно определять, как статистический ансамбль состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий. Под климатической системой следует понимать атмосферу, гидросферу, литосферу, криосферу и биосферу» (Дроздов, 1989, с. 181).

В последние несколько десятилетий в глобальной климатической системе наблюдаются серьёзные изменения. Последствия увеличения средней планетарной приземной температуры воздуха более чем на 1°C выражаются в таких природных процессах, как увеличение повторяемости экстремальных погодных условий, повышение уровня моря, деградация вечной мерзлоты, увеличение стока рек, уменьшении площади морского ледяного покрова в Арктике (IPCC, 2019; Vox, 2019), а также социальных процессах, например, рост числа различных заболеваний людей и т.д. (IPCC, 2018). В условиях глобальных климатических изменений на планете наиболее заметен процесс потепления климата в полярных регионах и ярче всего проявляется в Арктике. Причины наиболее интенсивного потепления Арктического региона связаны с механизмами обратных связей. Большую роль играет альбедный механизм, который обуславливает увеличение поглощения приходящей коротковолновой радиации вследствие снижения отражательной способности подстилающей поверхности – таяние морского и материкового льда. Этот процесс в свою очередь приводит к ещё большему таянию ледяного покрова.

На фоне усиливающихся климатических изменений на всём земном шаре, темпы наблюдаемого и прогнозируемого потепления в Арктике по-прежнему остаются в 2-3 раза выше, чем в среднем по земному шару (IPCC, 2018; АМАР, 2019). В Арктическом регионе отмечается рост среднегодовой приземной температуры воздуха примерно на 2.7 °C за период с 1971 по 2017 гг., причём процесс потепления выражен сильнее в холодное время года (АМАР, 2019).

Исследованию изменчивости приземной температуры воздуха, как характеристики изменения климата, посвящено большое количество работ (Przybylak, 2020; Бокучава, Семенов, 2018; Алексеев, 2015). Однако, наряду с приземной температурой воздуха, важной климатической характеристикой является режим атмосферной циркуляции. Так зональный перенос в атмосфере ослабляет межширотный воздухообмен и способствует формированию отрицательных аномалий температуры воздуха, то есть наблюдается похолодание. Наоборот, усиление меридиональных процессов способствует либо усиленному выносу тёплого воздуха из более низких широт, что может соответствовать процессу потепления, либо усилению выноса холодного воздуха из высоких широт, то есть наблюдается похолодание.

Дипольная структура атмосферной циркуляционной системы Арктики, связанная с большой разницей в давлении между районом Сибири и Северной Америкой, обуславливает высокую вероятность возникновения опасных гидрометеорологических явлений, таких как высокие скорости ветра (штормовые ветры). Опасные погодные явления в Арктическом регионе могут нести угрозу для судоходства, технических сооружений на шельфе и в береговой зоне. В условиях современного потепления отмечается увеличение частоты повторяемости опасных гидрометеорологических явлений в Арктическом регионе (Репина, 2019). Одним из самых изменчивых районов Арктики по погодным условиям является Западный сектор, так как здесь наблюдается большая разница между температурами Атлантических и Арктических воздушных масс, а также в этой области проходят основные траектории перемещения циклонов.

В рядах инструментальных наблюдений за приземной температурой воздуха XX-XXI вв. выделяют три климатических периода: период первого потепления – 1920–1950 гг., период похолодания – 1950–1985 гг. и период современного потепления, начавшийся примерно с 1985 гг.

Одной из главных проблем на сегодняшний день является оценка климатических изменений в Арктике, в основе которой лежит анализ межгодовой изменчивости приземной температуры воздуха. Однако, наряду с приземной температурой воздуха, важной характеристикой климата Арктического региона является режим атмосферной циркуляции, который определяет межширотный обмен тёплыми и холодными воздушными массами, а также влагой. Таким образом, представляет интерес исследование взаимосвязи структуры изменчивости приземной температуры воздуха со структурой изменчивости режима атмосферной циркуляции.

Актуальность данной работы заключается в том, что впервые удалось исследовать взаимосвязь временных изменений частотной структуры климатической изменчивости и структуры режима атмосферной циркуляции, а также получить оценку возможных изменений в повторяемости опасных явлений погоды за три последних климатических периода, привлекая наиболее длинный ряд форм атмосферной циркуляции и полные ряды метеорологических наблюдений за приземной температурой воздуха и скоростью ветра за весь период инструментальных наблюдений для Западного арктического сектора.

Объектом данного исследования является Западный сектор Арктики, предметом исследования – временная изменчивость режима атмосферной циркуляции.

Целью работы является исследование временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в XX-XXI вв. и оценка взаимосвязи особенностей циркуляционного

режима с повторяемостью опасных явлений погоды. Для достижения поставленной цели был сформулирован ряд задач:

1. Создание литературного обзора работ, посвященных классификациям атмосферной циркуляции в Арктике и их связи с изменениями климата;
2. Формирование электронного массива данных инструментальных наблюдений за срочными скоростями ветра на метеорологических станциях Западного сектора Арктики;
3. Проведение сравнительного анализа временной изменчивости характеристик циркуляции атмосферы в Западном арктическом секторе в период первого потепления (1920–1950 гг.), периода похолодания (1950–1985 гг.) и периода современного потепления (с 1985 гг. по настоящее время);
4. Проведение сравнительного анализа степени устойчивости погодных условий в исследуемой области в периоды потеплений и период похолодания в XX–XXI вв.;
5. Оценка временных изменений частотной структуры климатической изменчивости и характера атмосферной циркуляции в районе исследования с помощью спектрального и вейвлет-анализа;
6. Оценка повторяемости опасных явлений погоды в Западном секторе Арктики на примере повторяемости высоких скоростей ветра (более 15 м/с) на высоте 10 м.

Выпускная квалификационная работа состоит из введения, 4 глав, заключения, списка использованной литературы и приложения. В первой главе даётся физико-географическая и климатическая характеристика Западного сектора Арктики, во второй главе приводится обзор методов классификации типов атмосферной циркуляции и обзор работ, посвящённых связи циркуляционного режима атмосферы с изменением климата, в третьей главе дано описание методики выполнения исследования и информация об использованных данных, в четвёртой главе приведены результаты сравнительного анализа временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции, даны оценки изменения частотной структуры изменчивости климата и характера атмосферной циркуляции, а также представлено исследование связи особенностей циркуляционного режима с повторяемостью наступления опасных метеорологических явлений.

Глава 1. Физико-географическая и климатическая характеристика

1.1 Физико-географическое положение

Западный сектор Арктики ограничен северо-восточной оконечностью острова Гренландия на западе (20° западной долготы) и северо-восточным побережьем архипелага Новая Земля на востоке (70° восточной долготы). В широтном направлении территория простирается к северу от 66° северной широты (рис. 1).

В Западный арктический сектор входят Центральный Арктический бассейн на севере, Гренландское и Норвежское моря на западе, Баренцево и Белое моря в центральной части и Карское море на востоке. Морями омываются берега архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Новая Земля и островов Гренландия, Медвежий (норв. Бьёрнёйа), Колгуев, Вайгач, а также материковая часть – побережья Скандинавского полуострова, Кольский, Канин и Югорский полуострова.

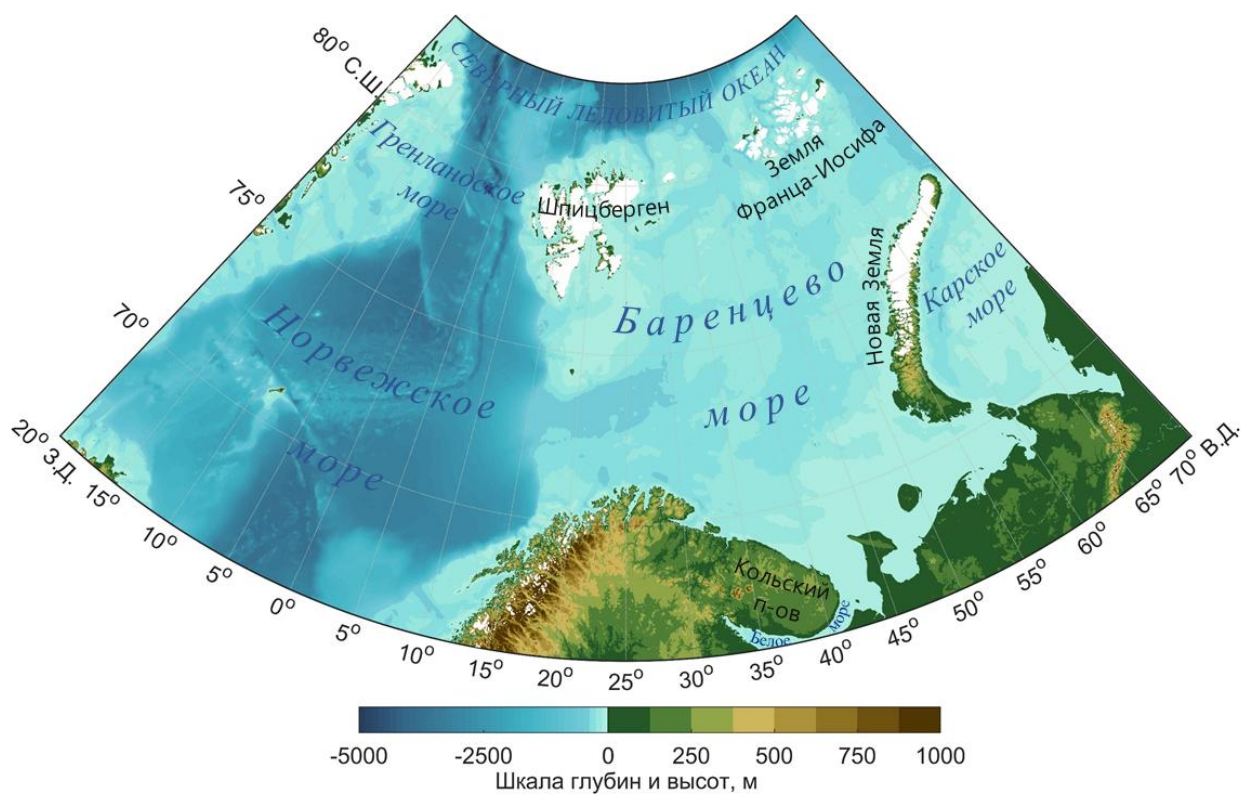


Рисунок 1 – Физическая карта Западного сектора Арктического района.

Характерной особенностью береговых линий в исследуемом районе является сильная изрезанность. Наиболее чётко изрезанность проявляется вдоль побережий Скандинавского полуострова, острова Гренландия и архипелага Шпицберген, где располагаются многочисленные заливы фьордового типа. Береговая линия южной части Баренцева моря, изрезана далеко вдающимися в сушу заливами-губами, такими как Мезенская, Чёшская и Печорская, в которые впадают одноимённые реки – Мезень, Чёша и Печора.

Наиболее выраженными формами рельефа в исследуемой области являются Скандинавские горы, высота которых уменьшается при продвижении на север и достигает примерно 2000 м. Горные хребты Новой Земли протягиваются субмеридионально вдоль всего архипелага и являются продолжением Урало-Пайхойской горной системы. Наивысшая точка горной цепи расположена на о. Северный и составляет 1547 м. На Кольском полуострове в широтном направлении расположены горы Хибины с абсолютной высотой 1200 м. (гора Юдычвумчорр). Рельеф архипелага Земля Франца-Иосифа сильно расчленён, а платообразные горы в высоту могут достигать 500 м. На архипелаге Шпицберген преимущественно представлен горный рельеф. Наивысшей точкой является гора Ньютон (1713 м.) на острове Западный Шпицберген.

Суровые климатические условия Арктического региона обуславливают наличие покровного оледенения на островах и архипелагах (на рис. 1 оледенения выделены белым цветом). Площадь оледенения архипелага Земля Франца-Иосифа, самого северного участка суши в западном секторе Арктики, составляет около 14 000 км² (больше 70% от площади всего архипелага). Покровное оледенение и горные ледники занимают в целом около 60% территории полярного архипелага Шпицберген (в среднем 36 000 км²). На архипелаге Новая Земля ледниковый покров преимущественно распространён на о. Северный и представляет собой крупнейший в Арктике ледниковый щит, площадь которого оценивается примерно в 22 000 км².

1.2 Климатическая характеристика района

Географическая широта места является определяющим фактором климатических условий в Западном секторе Арктики. Район исследования охватывает два климатических пояса: арктический, простирающийся на север от 73° северной широты, и субарктический.

В целом для Западного арктического сектора характерно зональное распределение среднегодовой приземной температуры воздуха. Неоднородность в распределении этого метеопараметра меняется от холодного (ноябрь–март) к тёплому (апрель–октябрь) сезону. Степень суровости климатических условий и нарушение зональности в распределении приземной температуры воздуха определяется поступлением тёплых атлантических вод через восточную ветвь Северо-Атлантического течения системы Гольфстрим и холодных арктических вод из северных областей (рис. 2), а также атмосферной циркуляцией.

Западное побережье Скандинавии омывается водами тёплого Норвежского течения, которое смягчает климатические условия в западной части исследуемого района. В среднем температура воздуха зимой меняется от +2 °С в Норвежском море до –2 °С в юго-восточной

части Гренландского моря, летом от $+10^{\circ}\text{C}$ до $+6^{\circ}\text{C}$ соответственно. Средняя граница распространения морских льдов здесь проходит от западного побережья Гренландии на северо-восток к северной части архипелага Шпицберген (Атлас Арктики, 1985). Среднемесячная температура января на северо-западном побережье Скандинавии составляет от -8°C до -2°C , а в июле от $+10^{\circ}\text{C}$ до $+12^{\circ}\text{C}$ (Атлас Арктики, 1985). Выше 70° северной широты Норвежское течение делится на западную ветвь – Западно-Шпицбергенское течение в Гренландском море, и восточную ветвь – Нордкапское течение, которая проходит вдоль северных берегов Скандинавского полуострова в Баренцевом море. Тёплое Нордкапское течение является источником тепла у берегов Кольского полуострова, благодаря которому юго-западная часть Баренцева моря в холодный период остаётся свободной ото льда. Средняя температура воздуха зимой меняется от 0°C в западной юго-западной части Баренцева море до -4°C в южной и юго-восточной частях, летом от $+6^{\circ}\text{C}$ до $+10^{\circ}\text{C}$ (Атлас Арктики, 1985).

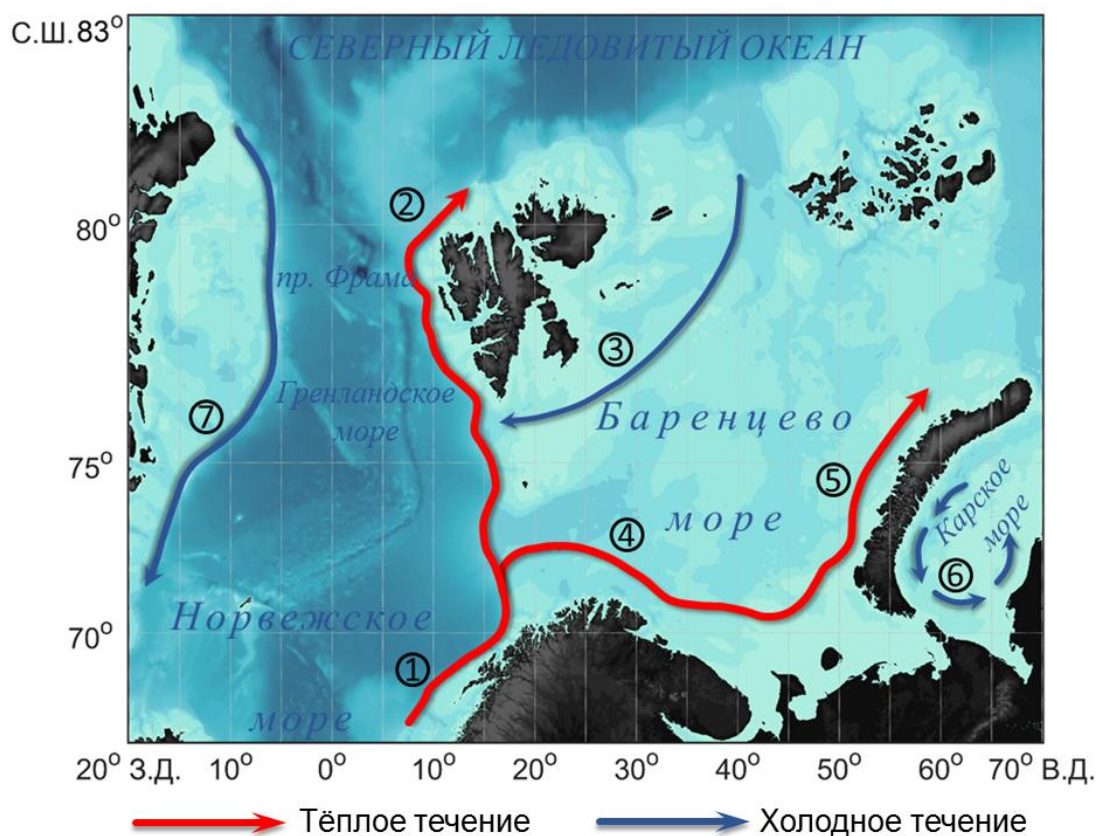


Рисунок 2 – Карта морских течений Западного арктического сектора.

Под цифрами 1–7 указаны течения: 1. Норвежское; 2. Западно-Шпицбергенское; 3. Восточно-Шпицбергенское; 4. Нордкапское; 5. Западно-Новоземельское прибрежное; 6. Циклоническая циркуляция Карского моря; 7. Восточно-Гренландское.

Западно-Шпицбергенское течение нарушает зональное уменьшение приземной температуры воздуха с увеличением широты в холодный и тёплый сезоны и смягчает климатические условия в западной части архипелага Шпицберген. В холодный сезон по западной

части Шпицбергена проходят изотермы средней январской температуры воздуха от -10 до -14 °C и средней июльской – от $+2$ до $+4$ °C (Атлас Арктики, 1985). В восточной части архипелага климатические условия более суровые из-за влияния холодного Восточно-Шпицбергенского течения, идущего от берегов архипелага Земля Франца-Иосифа и приносящего холодные воды арктического бассейна. В холодный сезон наблюдается температура воздуха в среднем от -20 до -12 °C, в тёплый – от 0 до $+4$ °C (Атлас Арктики, 1985). Таким образом, климатические условия на западном побережье архипелага Шпицберген более мягкие, по сравнению с восточной частью.

Поток арктических вод и дрейфующего льда через пролив Фрама в Гренландское море, которые обеспечиваются холодным Восточно-Гренландским течением, оказывают охлаждающее воздействие в западной части Гренландского моря. Зимой средние температуры на побережье Гренландии меняются от -28 °C на северо-восточном побережье до -16 °C на восточном, летом – от 0 до $+4$ °C соответственно (Атлас Арктики, 1985).

Вдоль западного побережья архипелага Новая Земля проходит тёплое Западно-Новоземельское течение (ветвь Нордкапского течения). В холодный сезон изотермы средней январской температуры воздуха проходят субмеридионально и происходит уменьшение метеопараметра от центра экватории Баренцева моря (-4 °C) к берегам архипелага (-14 °C). В тёплый сезон прослеживается влияние тёплого течения и средние июльские температуры воздуха меняются от $+6$ °C в южной части архипелага до $+2$ °C на севере (Атлас Арктики, 1985). Юго-восточная часть архипелага Новая Земля находится под влиянием циклонической циркуляции вод Карского моря, образованной Обь-Енисейским течением и притоков воды из Баренцева моря через проливы Карские Ворота и Югорский Шар. В целом, восточное побережье архипелага холоднее западного.

Полярные широты определяют своеобразный режим притока солнечной радиации с чередованием полярной ночи, продолжительность которой меняется от 25 дней на 68° северной широты (с 9 декабря по 3 января) до 174 дней на северном полюсе (с 25 сентября по 17 марта), и полярного дня с продолжительностью от 23 дней на 68° северной широты (с 10 июня по 3 июля) до 190 дней на северном полюсе.

В западном арктическом секторе наименьшая среднегодовая продолжительность солнечного сияния составляет в среднем 700-800 ч. за год и в основном связана с повторяемостью очень большой облачности в течение всего года. Максимум продолжительности солнечного сияния отмечается обычно в апреле, в связи с увеличением высоты Солнца и продолжительности дня, а также с небольшой облачностью в следствие перестройки термобарического поля атмосферы. Повторный максимум в году может наблюдаться в июне-июле при наступлении полярного дня (Атлас Арктики, 1985).

В районе исследования величина приходящей суммарной радиации минимальна в акватории Баренцева и Норвежского морей, где наблюдается наибольшая облачность и свободная ото льда водная поверхность. Несмотря на малость потоков приходящей суммарной радиации, среднегодовая величина радиационного баланса здесь наибольшая и составляет от 5 до 20 ккал/см² год. Максимальные величины суммарной коротковолновой приходящей радиации наблюдается в Арктическом бассейне, вследствие увеличения рассеянной радиации из-за высокого альбедо ледяной поверхности. В среднем за год величины радиационного баланса в Арктическом бассейне самые низкие (около нуля) во всём районе исследования (Атлас Арктики, 1985; Гаврилова, 1963).

Для акваторий Баренцева, Норвежского и юго-восточной частей Гренландского морей в течение всего года характерна большая облачность (около 8-9 баллов), что способствует сокращению поступления прямой солнечной радиации в этих районах на 60-80% и увеличению рассеянной солнечной радиации в 1.5 раза по сравнению с безоблачным небом. Рассеивание происходит в основном за счёт облаков, часто повторяющихся туманов, дымки и мороси (Гидрометеорология, 1990).

Атмосферная циркуляция в западном секторе Арктике выступает в роли главного климатообразующего фактора вследствие особенностей распределения облачности и поступления суммарной солнечной радиации в районе. Особенность циркуляционного режима определяется наличием циркумполярного вихря с западно-восточным (зональным) движением воздуха. Вихрь формируется из-за вращения Земли и неравномерности распределения солнечной радиации с увеличением широты. В действительности атмосферная циркуляция не является чисто зональной и нарушается меридиональными процессами, которые обеспечивают поступление в Арктику относительно тёплых воздушных масс из низких широт и в умеренные широты относительно холодного воздуха из Арктики. Центр вихря не является концентрическим и в холодный период распространяется в виде двух ложбин в сторону восточной части Азии и Северной Америки (рис. 3а). В тёплый сезон года центр вихря почти совпадает с приполюсным районом, а сам циркумполярный вихрь имеет более зональный характер (рис. 3б). В целом, циркумполярный вихрь в тёплое время года менее интенсивен, чем в холодный (Гирс, 1974).

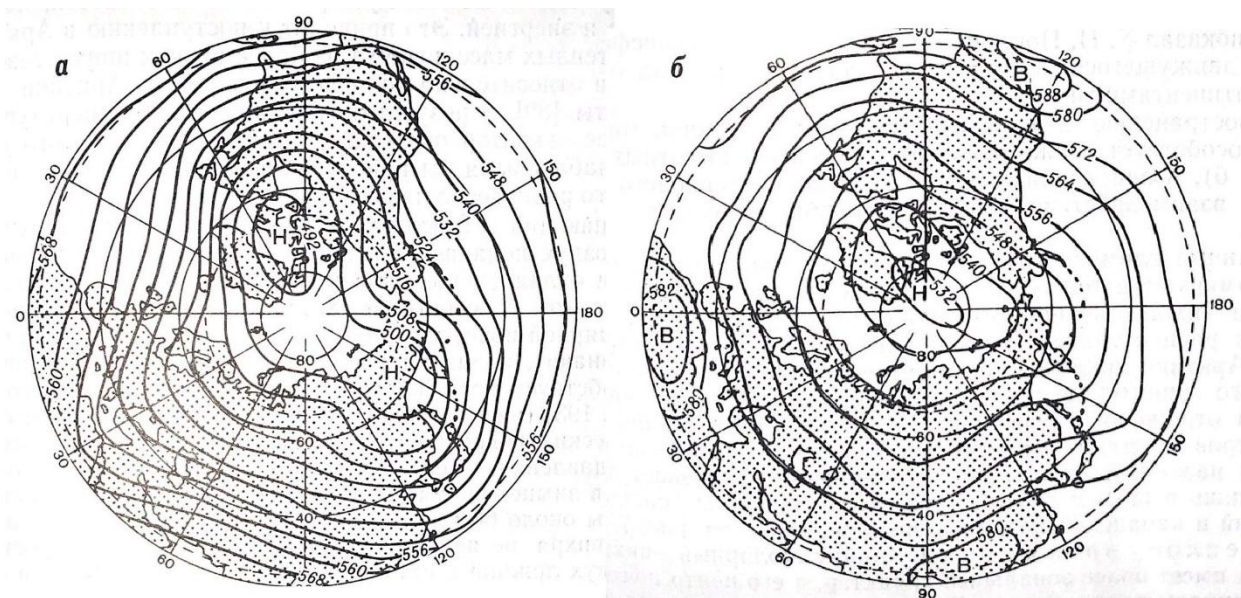
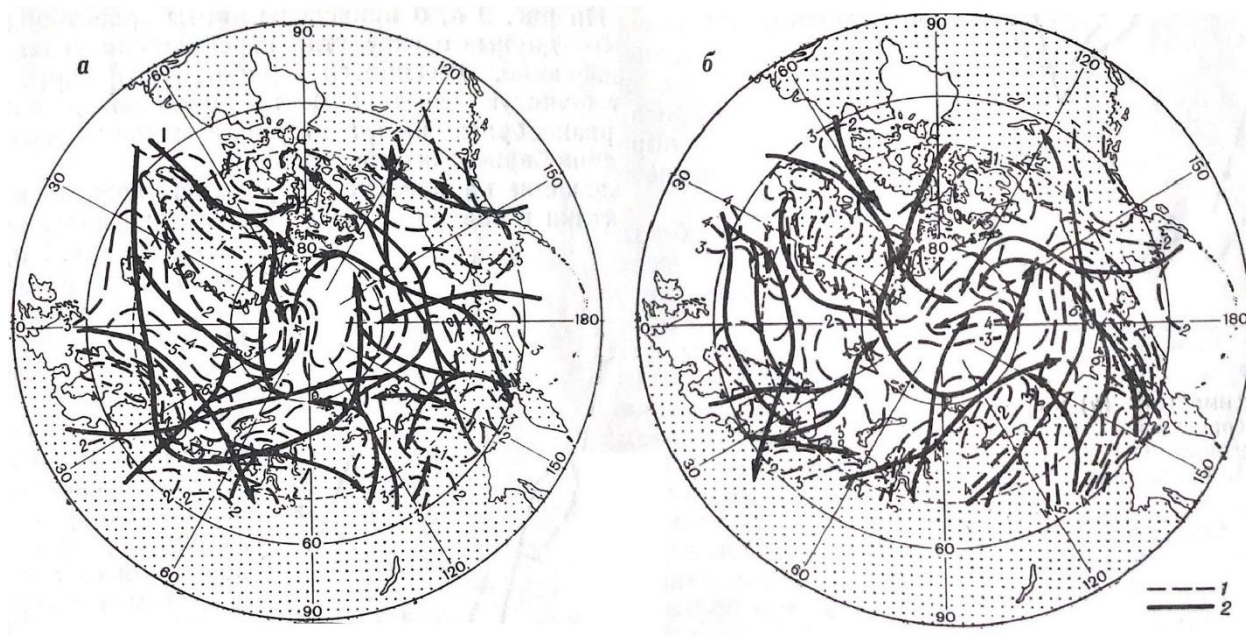


Рисунок 3 – Средняя многолетняя карта AT_{500} для холодного (а) и тёплого (б) периодов года по Х.П. Погосяну (Гирс, 1974).

В арктическом регионе активно проявляется циклоническая деятельность, с которой связана изменчивость атмосферных процессов и метеорологических величин. Северная часть Атлантического океана, которая входит в район исследования, является областью интенсивного циклогенеза, где развитие циклонов происходит в течение всего года. Зимой циклонические процессы усиливаются из-за увеличения температурных контрастов. Из северной части Атлантики циклоны перемещаются на северо-восток через Норвежское, Баренцево и Гренландское моря и способны проникать вглубь арктического региона (рис. 4а). Вследствие такого характера циклонической активности в холодный период, в Западном арктическом секторе наблюдаются сравнительно высокие для полярных широт температуры воздуха, высокие скорости ветра, большая облачность, значительные осадки и большая изменчивость погодных условий. В тёплый период циклогенез в северной Атлантике ослабевает и не оказывает существенного влияния на метеорологический режим арктического региона. В основном приполюсных районах достигают циклоны, сформировавшиеся в северных районах Восточной Сибири и Канады (рис. 4б). В районе полюса такие циклоны способны регенерировать. Однако летние арктические циклоны неглубоки и имеют малую интенсивность (Атлас Арктики, 1985).

Антициклонические процессы формируются над холодными подстилающими поверхностями. В зимний сезон в районе исследования антициклоны развиваются в Гренландии, смещаясь на юго-восток и иногда в приполюсные районы, и над северной частью Скандинавии, вследствие чего отмечаются низкие температуры воздуха, слабые ветры, небольшая облачность и незначительные атмосферные осадки. Зимние антициклоны отличаются

малой повторяемостью, но высокой устойчивостью и малой подвижностью. В летний период года очаги антициклогенеза сохраняются над Гренландией и в Арктическом бассейне, но из-за ослабления атмосферной циркуляции в этот период, воздействие антициклонической циркуляции на метеорологический режим ослабевает (Атлас Арктики, 1985).



1 – среднее число циклонов, 2 – средняя траектория

Рисунок 4 – Преобладающие траектории циклонов и их повторяемость в Арктике в январе (а) и июле (б) (Гирс, 1974).

На исследуемой территории проходит обширная барическая ложбина – арктический фронт, направленный от Исландского минимума на северо-восток в направлении на архипелаг Новая Земля. Наличие фронта обуславливает развитие в холодное время года преимущественно циклонической циркуляции. В большинстве случаев траектории тёплых северо-атлантических циклонов проходят через Баренцево море на восток и северо-восток вглубь Арктики. Однако часто перенос тёплых атлантических масс нарушается вторжением гребней полярного антициклона, способствующим проникновению холодных масс арктического воздуха далеко на юг (Электронный атлас, 2021). Летом площадь и глубина исландской депрессии значительно сокращаются, вследствие этого над акваториями Баренцева и южной части Гренландского морей наблюдается область повышенного давления, соответственно в западном арктическом секторе увеличивается повторяемость антициклонической циркуляции.

В целом в течение всего года западный арктический сектор находится под влиянием атлантических и арктических воздушных масс. Арктический воздух формируется над льдами в полярной области и поступает в более низкие широты с ветрами северного направления. Такие холодные массы могут дополнительно выхолаживаться при застаивании над

морями, покрытыми льдом, или прогреваться и давать осадки, проходя над относительно тёплыми свободными ото льда поверхностями (Гидрометеорология, 1990).

Над Атлантикой формируется морской полярный воздух и переносится в тёплых секторах циклонов. В холодный сезон потоки тёплых атлантических масс воздуха приводят к потеплению и образованию низкой слоистой облачностью с моросящими осадками. В тёплое время года морской полярный воздух при прохождении в северные области сильно выхолаживается, что способствует конденсации водяного пара и образованию туманов (Гидрометеорология, 1990).

Также в отрогах Сибирского антициклона формируются континентальные полярные массы воздуха. В холодный период года по термическим свойствам они мало отличаются от арктических воздушных масс. В тёплый период прогретые континентальные массы воздуха при поступлении на более холодную поверхность сами охлаждаются, что способствует образованию низкой слоистой облачности и туманов (Гидрометеорология, 1990).

Ветровой режим в арктическом регионе достаточно неоднороден. Изрезанность береговой линии фьордами сильно искажает скорость и направление ветрового потока. Скорость ветра в Западном секторе Арктики в холодный период достигает в среднем 6-8 м/с, а в тёплый уменьшается до 4-5 м/с (Атлас Арктики, 1985). Материковая часть зимой находится под влиянием южных и юго-западных воздушных потоков, которые при продвижении на север приобретают восточную и северо-восточную составляющую, а область Гренландского моря находится преимущественно под влиянием северного направления воздушного потока. Летом в областях ниже 70° северной широты в основном преобладают восточные и северо-восточные воздушные потоки, выше 70° северной широты в западной части исследуемого района преобладают южные составляющие, а в восточной – северо-западные. На участках Арктического бассейна в течение всего года скорости ветра невелики и могут сильно меняться только при прорывах циклонов преимущественно в зимний период. В горных районах арктического региона возникают местные ветры – фёны (тёплые) и бора (холодные). В пределах исследуемого района фёны развиваются на восточном побережье Гренландии, где скорость ветра может достигать 40-50 м/с, а температура повышается на 20 °С. Бора способствует быстрому понижению температуры воздуха на 10-15 °С и наблюдается на архипелагах Новая Земля и Шпицберген, а также в районе Скандинавии (Атлас Арктики, 1985).

Режим увлажнения в западном арктическом секторе характеризуется самым большим количеством дней с осадками больше 0.1 мм, по сравнению с другими регионами Арктики – около 200-250 дней за год, в приполюсном районе 180-200 дней в год. Среднегодовые суммы осадков в районе исследования уменьшаются при продвижении на север.

Наибольшие величины (около 1200 мм.) характерны для западного и северного побережья Скандинавского полуострова, в районе действия тёплого течения, а наименьшие (около 150-200 мм.) – для приполюсного района (Атлас Арктики, 1985).

Обобщая вышеизложенное, можно сказать, что Западный сектор Арктики является достаточно протяженным с севера на юг районом. Климат региона обуславливают такие факторы, как поступление тёплых атлантических вод системы Гольфстрим и холодных арктических вод из Арктического бассейна, малость потоков солнечной радиации в холодный сезон года и их увеличение в тёплое время, наличие областей интенсивного циклогенеза и активных циклонических процессов, ответственных за сильную изменчивость погодных условий. Суровость климатических условий высоких широт обуславливает наличие как покровного оледенения в виде ледников и многолетней мерзлоты на суше, так и морского ледяного покрова в виде сезонного и многолетнего льда.

Глава 2. Взаимосвязь атмосферной циркуляции с изменениями климата

2.1 Методы типизации атмосферных процессов Северного полушария

Общая циркуляция атмосферы (ОЦА) с одной стороны представляет собой совокупность основных воздушных течений, которые осуществляют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха, а с другой стороны, является одной из характеристик состояния климатической системы (Дроздов, 1989). В широком смысле ОЦА представляет собой систему атмосферных макропроцессов, непрерывно изменяющихся во времени и пространстве (Гирс, 1974).

Характер ОЦА определяют такие факторы, как неравномерность распределения тепловой энергии от низких широт к более высоким, вращение Земли, неравномерное распределение типов подстилающей поверхности на планете и взаимодействие атмосферы с этой подстилающей поверхностью, циклоническая деятельность, обуславливающая межширотный обмен массой и энергией, космико-геофизические факторы (солнечная активность, приливные силы, нутация полюсов и др.) (Гирс, 1974). В настоящее время существует достаточное количество классификаций атмосферных процессов, различающихся временными и пространственными масштабами, но ни одна из них не учитывает полный комплекс всех вышеперечисленных факторов. Далее будут рассмотрены несколько типизаций атмосферных процессов разных авторов.

Основой классификации атмосферных процессов Б.П. Мультиановского стал учёт характерных траекторий барических образований. Полагалось, что состояние центров действия атмосферы (ЦДА), Азорского максимума и Исландского минимума, определяет погодные условия над европейской территорией. Б.П. Мультиановским было введено понятие естественного синоптического периода (ЕСП) – промежуток времени, в течение которого сохраняется такое термобарическое поле в тропосфере, которое обуславливает определенную ориентировку перемещения барических образований у поверхности земли и сохранение географического расположения их центров на пространстве естественного синоптического района (Барашкова, 2015).

Классификация форм циркуляции атмосферы Гирса-Вангенгейма для приатлантической части Арктики основана на понятии элементарного синоптического процесса (ЭСП), введённого Г.Я. Вангенгеймом в 1933 г. ЭСП – промежуток времени порядка 3-4 суток, в течение которого на пространстве естественного синоптического района сохраняется в существенных чертах распределение давления и направление основных тёплых и холодных воздушных течений (Вангенгейм, 1933). Автором было выделено 26 типов ЭСП, обобщённых в 3 группы макропроцессов для атлантико-евразийского сектора (западная – W, восточная – E и меридиональная – C формы) и для северо-американского сектора (зональный – Z

и меридиональные M_1 , M_2 процессы). Типы циркуляций С, Е и M_1 , M_2 являются процессами меридионального состояния атмосферы с противоположной локализацией антициклонических полей. Выделенные формы косвенно учитывают характер длинных термобарических волн в толще тропосферы через траектории барических образований и направление барических и термобарических градиентов (Гирс, 1974).

Помимо определения формы макропроцесса, важно учитывать интенсивность процесса. Так количественная классификация А.Л. Каца определяет 4 формы меридионального состояния атмосферы: З – форму западного положения высотного гребня, расположенного в районе Британских островов, Ц – форму центрального положения, при которой устанавливается циклон над Британскими островами и антициклон над Европейской частью России (ЕЧР), В – форму восточного положения, когда устанавливается циклон над Западной Европой и антициклон над ЕЧР, С – смешанную форму, при которой имеется два высотных гребня над ЕЧР и в районе Британских островов (Кац, 1960; Барашкова, 2015).

В основе типизации атмосферных процессов Б.Л. Дзердзеевского для Северного полушария лежит учёт циркуляционной связи между умеренными и высокими широтами, которая выражается количеством арктических вторжений в зависимости от района, где они происходят (Кононова, 2018; Гирс, 1974). Классификация Б.Л. Дзердзеевского выделяет 41 элементарный циркуляционный механизм, которые объединены в 13 типов и разделены на 4 циркуляционные группы: 1 – Зональная циркуляция, 2 – Нарушение зональности, 3 – Меридиональная северная циркуляция, 4 – Меридиональная южная циркуляция (Кононова, 2018; Гирс, 1974).

2.2 Влияние изменения характера атмосферных процессов на метеорологические величины

В режиме крупномасштабной атмосферной циркуляции существуют продолжительные периоды с аномальным развитием какого-либо макропроцесса (от 10 до 30 лет), которые чаще всего называют циркуляционными эпохами. Поскольку атмосферная циркуляция является одним из важнейших факторов изменения климатических условий, то изменчивость её режима оказывает влияние на изменение метеорологических характеристик таких, как температура воздуха и атмосферные осадки, атмосферное давление и ветер и др. (Боков, 2010).

Классификация форм атмосферных процессов Гирса-Вангенгейма является одной из основных типизаций, которая используется как при метеорологических прогнозах, так и для оценки вклада атмосферной циркуляции в изменение климата. Наличие эпох в развитии

атмосферных процессах было обнаружено авторами данной типизации, которые были определены по превышению нормы годовой повторяемости процессов одной или двух форм циркуляции атмосферы для периода 1900–1988 гг. (Гирс, 1974). Позднее были установлены циркуляционные эпохи более ранних временных периодов (Боков, 2010), производилось уточнение и дополнение уже существующей информации (Савичев, 2015; Боков, 2010; Орлов, 2008). В целом, на сегодняшний день, определены следующие эпохи развития атмосферной циркуляции (рис. 5): с 1891 по 1899 гг. эпоха форм W+C; 1900–1928 гг. – W; 1929–1939 гг. – E; 1940–1948 гг. – C; 1949–1965 гг. –E+C; 1966–1989 гг. – E; 1990–2014 гг. –W.

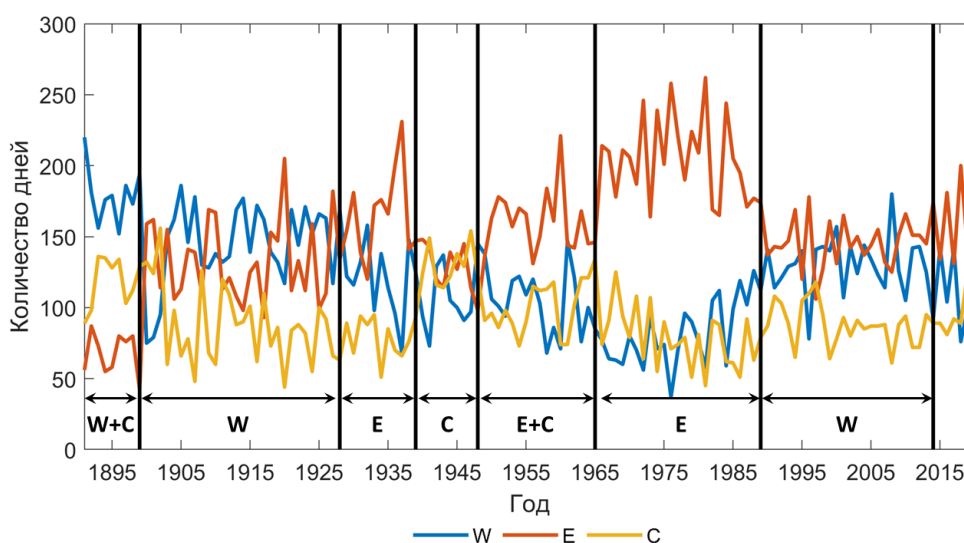


Рисунок 5 – Ежегодная продолжительность форм циркуляции атмосферы по классификации Гирса-Вангенгейма для периода 1891–2020 гг. и границы циркуляционных эпох.

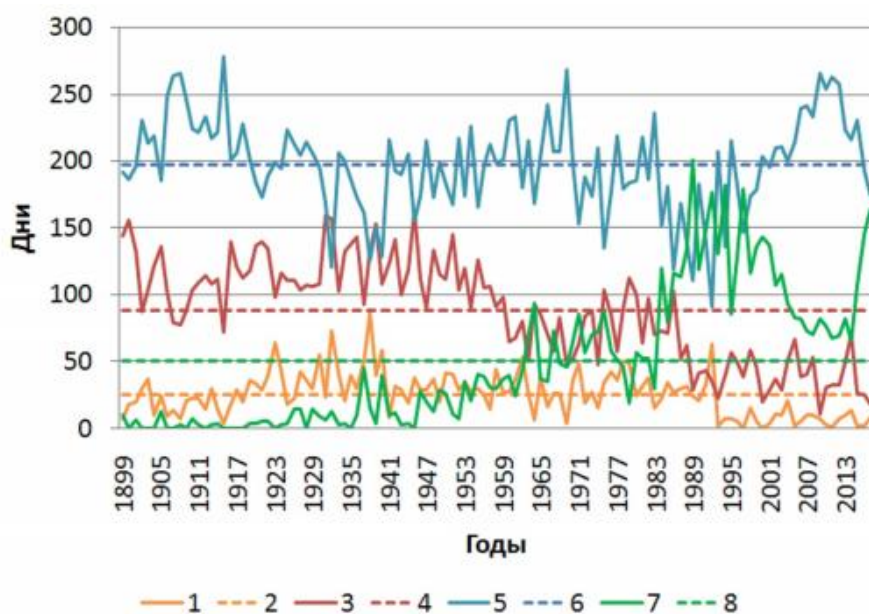
При оценке влияния межгодовой изменчивости режима атмосферной циркуляции на изменение температуры воздуха в Европе были проанализированы период максимума малого климатического оптимума (примерно 1150–1300 гг.) и период малого ледникового периода (XIV–XIX вв.). Отмечается, что повышению температуры воздуха в зимний период способствует преобладание западной формы атмосферной циркуляции (W) над формами меридиональной группы (E+C). Похолоданию климата способствуют преобладающие меридиональные атмосферные процессы (E+C), а присутствие высокой, но идущей на спад, западной формы (W) является причиной увеличения влажности. Максимум накопления ледников происходил при росте процессов западной формы атмосферной циркуляции (W), обеспечивающих быстрый рост осадков, при общем преобладании меридиональных процессов (E+C), способствующих наступлению холодных зим и прохладного лета (Боков, 2010).

В статье (Демин, 2014) авторами дана оценка влияния изменения крупномасштабной циркуляции на потепление климата Кольского полуострова. Сопоставление наблюдаемых

изменений температуры воздуха с изменениями частоты появления форм атмосферной циркуляции W, E, C показало, что современное потепление на полуострове невозможно описать только изменениями в режиме атмосферной циркуляции. Так как при снижении повторяемости восточной формы циркуляции (E) и увеличении западной формы (W) в последние десятилетия должно было бы привести к некоторому снижению летней температуры воздуха. Однако в период с 1991 по 2013 гг. произошло увеличение этой метеорологической величины.

Было проведено исследование временной изменчивости режима атмосферной циркуляции в Западной Арктике для холодного и тёплого сезонов в период потепления 30-х гг. и современного потепления (Священников, 2020; Прохорова, 2017). Авторы отмечают, что климатический режим современного потепления в целом характеризуется повышением приземной температуры воздуха, при котором режим атмосферной циркуляции определяется непродолжительными, часто сменяющимися друг друга, формации циркуляции.

Б.Л. Дзердзеевским также были выявлены циркуляционные эпохи для разработанной им типизации атмосферных процессов, которые определяются как отклонения ежегодной продолжительности одной группы циркуляции над другими. Позднее эпохи были уточнены Н.К. Кононовой. В результате исследования годовой продолжительности групп циркуляции атмосферы Северного полушария (рис. 6), было обнаружено большое преобладание блокирующих процессов (Кононова, 2018; Кононова, 2015).



1 (2) – зональная циркуляция (средняя); 3 (4) – нарушение зональности (средняя);
5 (6) – блокирующие процессы (средняя); 7 (8) – выходы циклонов из низких широт
в высокие (средняя).

Рисунок 6 – Ежегодная продолжительность групп циркуляции атмосферы в 1899–2017 гг. по классификации Б.Л. Дзердзеевского (Кононова, 2018; Кононова, 2015).

Также были установлены 3 циркуляционные эпохи: 1899–1915 гг. – эпоха блокирующих процессов, характеризующаяся понижением как средней глобальной, так и средней температуры воздуха Северного полушария (похолодание); 1916–1956 гг. – зональная эпоха и эпоха первого потепления, для которой характерен рост приземной температуры воздуха; с 1957 по настоящее время – эпоха выхода циклонов из низких широт в более высокие. Последняя эпоха делится на несколько периодов, при которых наблюдался рост продолжительности блокирующих процессов с понижением температуры воздуха, увеличение продолжительности зональных процессов, интенсивное увеличение продолжительности выхода циклонов из низких широт в высокие с параллельным стремительным ростом температуры воздуха (Кононова, 2018; Кононова 2015). Также эпохи атмосферной циркуляции были выделены отдельно для Атлантического, Европейского, Сибирского, Дальневосточного, Тихоокеанского и Американского секторов. Так для района Атлантики было выделено 4 циркуляционные эпохи: 1899–1961 гг. и 1973–1983 гг. – Зональная эпоха; 1962–1972 гг. и 1984–2017 гг. – Меридиональная эпоха (Кононова, 2018).

В работе (Мордвинов, 2016) приведена оценка устойчивости атмосферной циркуляции Северного полушария в зимний период по типизации Б.Л. Дзердзеевского. Так период 1900–1940 гг. характеризуется ростом устойчивости циркуляционной системы, 1940–1970 гг. – рост неустойчивости циркуляции атмосферы, 1970–1985 гг. – рост устойчивости атмосферной циркуляции при одновременном увеличении амплитуды межгодовых и квазидекадных колебаний, 1985–2015 гг. – рост неустойчивости циркуляционной системы с высокой амплитудой межгодовых и квазидекадных вариаций.

Изменение климата в Арктическом регионе имеет тесную взаимосвязь с режимом атмосферной циркуляции, что было подтверждено оценками вклада атмосферных переносов в формирование энергетического баланса в этом регионе. Отмечается, что меридиональный процесс переноса тепла в атмосфере является основной составляющей баланса энергии климатической системы в высоких широтах Северного полушария, и, таким образом, прослеживается связь между ростом температуры воздуха и усилением атмосферной циркуляции (Алексеев, 2015).

Меридиональный индекс переноса (D_M), введенный автором статьи (Алексеев, 2015), характеризует перенос явного и скрытого тепла атмосферной циркуляцией по направлению к полюсу, оказывая влияние на меридиональный контраст температуры воздуха. Установлено, что в Северном полушарии увеличение индекса меридионального переноса составляет основной вклад (80–90%) в изменчивость средней температуры воздуха высоких широт (Алексеев, 2015).

Исследование влияния меридионального притока тепла на изменение климата Арктики проведено в работе (Алексеев, 2016). Так, по оценке авторов, заметный вклад (более 40%) в тренды средней приповерхностной температуры воздуха в Арктический регион в зимнее время года вносит атмосферный меридиональный приток тепла, который поступает через так называемые арктические «ворота» (между 0 и 80° в.д.) в слое атмосферы до 750 гПа, с максимумом в районах Норвежского, Баренцева и Карского морей.

Зарубежными авторами (Łupikasza, 2021) было проведено исследования влияния режима региональной атмосферной циркуляции на изменение приземной температуры воздуха в 4 районах вблизи архипелага Шпицберген за временной период с 1920 по 2018 гг. В работе было использовано три циркуляционных индекса: W_i – зональной циркуляции, S_i – меридиональной циркуляции и C_i – повторяемости циклонических условий. Индексы W_i и S_i представляют информацию о частоте адвекции воздуха по 8 румбам, а индекс C_i даёт информацию о преобладающем типе барических систем. В результате было обнаружено, что атмосферная циркуляция в восточных районах (архипелага Шпицберген и острова Медвежий) оказывает большее влияние на изменение приземной температуры воздуха, особенно в период первого потепления. В целом для всего рассматриваемого периода меридиональная циркуляция (S_i) больше других повлияла на изменчивость температуры воздуха в районе исследования.

Авторы нескольких исследований пришли к выводу, что в период потепления 20-х годов прошлого века, на изменение климатических условий в Арктике повлияла внутренняя атмосферная изменчивость (Łupikasza, 2021; Wegmann, 2017). Период похолодания 1950–1985 гг. отмечается меридиональными процессами (S_i), при которой наблюдалась усиленная адвекция воздуха с высоких широт (Łupikasza, 2021).

Обобщая вышесказанное, можно сделать вывод, что основной вклад в изменение климата вносит усиление меридионального переноса тепла в атмосфере, т.к. обнаруживается его тесная взаимосвязь с ростом приземной температуры воздуха.

Таким образом, разработанные рядом авторов классификации атмосферных процессов отличаются принципами типизации и особенностями качественного учёта характеристик синоптических процессов в районе исследования, а также целевым назначением (Барашкова, 2015). Созданные типизации активно применяются в исследованиях климата, при оценке многолетних колебаний характера атмосферной циркуляции, а также при долгосрочных метеорологических прогнозах.

Глава 3. Материалы и методы исследования

3.1 Описание форм атмосферной циркуляции по классификации Гирса-Вангенгейма

Для исследования особенностей атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики была использована классификация форм циркуляции атмосферы Гирса-Вангенгейма для приатлантической части Арктики (формы W, E, C).

В основе типизации атмосферных процессов Гирса-Вангенгейма лежит учёт характера длинных термобарических волн, наблюдаемых в тропосфере и нижней части стратосферы, связанных с ними особенностей распределения метеорологических полей и состояния гидросферы: распределения аномалий атмосферного давления, температуры воздуха, осадков у поверхности Земли, уровня и температуры воды в океанах и морях и др. (Гирс, 1974). Типизация для приатлантического района Арктики содержит разделение атмосферных процессов на 3 формы: W – западную, E – восточную и C – меридиональную.

При процессах западной формы (W) в тропосфере наблюдаются быстро смещающиеся с запада на восток волны небольшой амплитуды. Для таких процессов характерен как зональный перенос воздуха, так и перенос с некоторым возмущением зонального потока, не вызывающего существенных меридионально расположенных областей аномалий метеорологических элементов. Таким образом, при процессах западной формы циркуляции атмосферы формируются зонально расположенные области положительных и отрицательных аномалий метеорологических элементов, то есть формируются устойчивые погодные условия в приповерхностной части (Гирс, 1974).

Восточная (E) и меридиональная (C) формы являются видами меридионального состояния атмосферы, и в толще тропосферы им соответствуют стационарные волны с большой амплитудой. Устойчивое положение высотных гребней и ложбин обуславливает длительное сохранение знака адвекции, характера вергенции (дивергенции и конвергенции) и вертикальных движений воздуха в районе. Это приводит к формированию под восточными частями высотных гребней меридионально расположенных крупных областей положительных аномалий давления, отрицательных аномалий температуры воздуха и осадков, а под западными частями высотных гребней наоборот – крупных очагов положительных аномалий температуры воздуха и осадков, отрицательных аномалий давления воздуха (Гирс, 1974).

Распределение основных высотных гребней и ложбин двух форм меридионального состояния атмосферы (E, C) в Арктическом регионе (Приложение 1) отражает сдвиг по фазе этих волн, который отражает противоположное пространственное положение основных ба-

рических систем, и, вследствие, к противоположности знаков аномалий давления и температуры воздуха у поверхности. В соответствии с распределением основных барических систем в Арктике, приведённым в Приложении 1, при процессах восточной формы (E) основной высотный гребень располагается над европейской территорией России, в то же время над этой же территорией располагается высотная ложбина, что соответствует процессу меридиональной формы (C). Таким образом, согласно классификации Гирса-Вангенгейма, смена формы меридионального процесса допустима лишь при сдвиге волн по фазе на 180° (Гирс, 1974).

Каждой форме атмосферной циркуляции (W, E, C) соответствуют собственные преобладающие траектории перемещения циклонов, изменяющиеся от холодного к тёплому сезону. При процессах западной формы (W) в холодное время года траектории размещены в зоне между центрами областей низкого давления и отрицательными аномалиями давления. В тёплое время года в западных частях барических гребней происходит смещение циклонов на север и северо-восток, в восточных частях гребней – на восток и юго-восток. В целом, траектории перемещения циклонов при западной форме атмосферной циркуляции (W) расположены зонально. При процессах восточной формы (E) в Северном полушарии хорошо развита меридиональность, которая прослеживается в расположении траекторий циклонов практически одинаково для обоих сезонов. Смещение циклонов в западных частях высотных гребней происходит на северо-восток, а в восточных частях гребней на юго-восток. В целом, циклоны огибают высотный гребень над Британскими островами, смещаются на северо-восток, достигая Гренландского и Баренцево морей, а также приполярных районов. При процессах меридиональной формы (C) траектории перемещения циклонов в районе исследования проходят от восточного побережья Северной Америки, огибая Гренландию, до Баренцева и Гренландского морей, с последующим «нырянием» в приполярные широты, Европу и на европейскую территорию России. Таким образом, траектории перемещения циклонов при процессах западной (W), восточной (E) и меридиональной (C) форм циркуляции определяются в основном направлением ведущего потока на высотах, то есть характером длинных термобарических волн в тропосфере (Гирс, 1974).

3.2 Методология выполнения исследования

Сравнительный анализ временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции по классификации Гирса-Вангенгейма и исследование связи особенностей циркуляционного режима с повторяемостью наступления опасных метеорологических явлений в Западном арктическом секторе выполнялись для следующих друг за другом периода пер-

вого потепления (1920–1950 гг.), периода похолодания (1950–1985 гг.) и периода современного потепления (с 1985 г. по настоящее время). Исследования проводились отдельно для холодного (октябрь–март) и тёплого (апрель–сентябрь) сезонов, так как интенсивность межширотного обмена в холодную и тёплую части года существенно меняются (Алексеев, Священников, 1991).

При анализе временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики было рассчитано среднее число дней с определенной формой циркуляции атмосферы (W, E, C) для холодного и тёплого сезонов двух периодов потепления и периода похолодания. Характеристика рассчитывалась через нахождение количества дней с каждым из типов атмосферной циркуляции (W, E, C) за тёплый и холодный сезон каждого года. Далее для каждого из сезонов трёх климатических периодов бралось среднее арифметическое из количества дней с определённым типом циркуляции атмосферы. Косвенной характеристикой продолжительности естественного синоптического периода может служить оценка степени устойчивости погодных условий (Мультиановский, 1933). Подобная оценка выполнялась путем вычисления непрерывной продолжительности существования каждого типа циркуляции атмосферы (W, E, C) на протяжении определённого числа дней. Продолжительность существования форм атмосферной циркуляции разделана на 3 градации: короткая продолжительность с периодом существования типа циркуляции от 1 до 5 дней, средняя продолжительность – 5–10 дней и продолжительная – более 10 дней (Священников, Прохорова, 2020).

Оценить влияние особенностей атмосферной циркуляции на различия погодных условий в холодный и тёплый сезоны в периоды потепления и похолодания можно по повторяемости опасных метеорологических явлений. *«Опасные метеорологические явления (ОЯ) – природные процессы и явления, возникающие в атмосфере, которые по своей интенсивности (силе), масштабу распространения и продолжительности оказывают или могут оказать поражающее воздействие на людей, сельскохозяйственных животных и растения, объекты экономики и окружающую природную среду»* (РД 52.88.699-2008, 2009, с. 5). В данном исследовании в качестве опасного явления погоды для Западного сектора Арктики были выбраны высокие скорости ветра на высоте около 10 м., а именно скорости больше 15 м/с.

В данной работе для оценки повторяемости высоких скоростей ветра были привлечены данные инструментальных наблюдений за скоростью ветра на метеорологических станциях Западного сектора Арктики. Повторяемость высоких скоростей ветра (≥ 15 м/с) оценивалась через вероятность возникновения такого опасного явления погоды отдельно для тёплого и холодного сезонов в периоды потепления и период похолодания. Вероятность

рассчитывалась путём нахождения количества случаев со скоростями ветра ≥ 15 м/с и последующим делением этой величины на количество всех случаев.

Смена методики наблюдения или измерительного прибора вызывает неоднородность в рядах метеорологических наблюдений. Замена флюгера на анеморумбометр на всех метеорологических станциях в начале 1960-х г. привела к неоднородности рядов наблюдений за скоростью ветра. Различия в наблюдениях определяются, во-первых, интервалом осреднения: по флюгеру интервал осреднения составляет 2 мин., а по анеморумбометру 10 мин. Во-вторых, измеренные скорости ветра по флюгеру завышаются из-за нелинейности шкалы прибора. В настоящее время принят единый поправочный коэффициент для перевода данных наблюдений по флюгеру в анемометрические. Так данные по скорости ветра, измеренные по флюгеру, начиная с 10 м/с, умножаются на поправочный коэффициент 0.88. Если средняя скорость ветра не превышает 7 м/с, поправку можно не вводить (Дроздов, 1989). Таким образом, при критическом контроле данных о скоростях ветра, проводилась коррекция данных наблюдений, измеренных по флюгеру. Перевод данных наблюдений, измеренных по флюгеру, в анемометрические был осуществлён для метеорологических станций Териберка, Канин Нос и Индига.

Для оценки изменений частотной структуры изменчивости климата и характера атмосферной циркуляции в исследуемом районе был применён спектральный анализ (Фурье-анализ) и вейвлет-анализ. Для исследования были выбраны климатические ряды среднемесячной температуры воздуха и повторяемости форм циркуляции атмосферы за январь и июль. Линейный тренд из временных рядов при анализе был исключён.

Спектральный анализ Фурье основан на возможности исследования функции во временной ($|t| < \infty$) и частотной ($|v| < \infty$) областях с помощью прямого (1) и обратного (2) преобразования Фурье (Витязев, 2001):

$$\hat{f}(v) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)e^{-i2\pi vt} dt \quad (1)$$

$$f(t) = \int_{-\infty}^{\infty} \hat{f}(v)e^{i2\pi vt} dv \quad (2)$$

Преобразование Фурье собирает в точку всю информацию о периодичности функции при переходе из временной области в частотную, так как ядро преобразования Фурье ($e^{-i2\pi vt}$) не локализовано во времени, но имеет предельную локализацию в частотной области. Таким образом, преобразование Фурье подходит для изучения тех процессов, свойства которых не меняются со временем. Исследование же не регулярных функций, то есть тех

функций, характеристики которых эволюционируют во времени, с помощью спектрального анализа в полной мере затруднено (Витязев, 2001).

Недостаток преобразования Фурье устраняется локализацией этого преобразования на промежутках конечной длины, то есть оконным преобразованием Фурье, которое является уже другим классом преобразований и имеет название вейвлет-преобразование. Основная идея вейвлет-преобразования заключается в разделении исследуемой функции на отдельные «куски» и выделении компонент разных масштабов, причём изучение каждого компонента анализируется с той степенью детальности, которая соответствует его масштабу. Непрерывным вейвлет-преобразованием называется интегральное вейвлет-преобразование функции $f(t)$, которое можно представить в виде (Витязев, 2001; Merry, 2005):

$$W(a, b) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi^* \left(\frac{t - b}{a} \right) dt$$

где $a, b \in R$ и $a \neq 0$; функция $\psi(t)$ – базовый (исходный) вейвлет; знак «*» отвечает за процедуру комплексного сопряжения; параметр a – масштаб (определяет размер вейвлета); параметр b – сдвиг (задаёт временную локализацию вейвлета); множитель необходим, чтобы сохранялось нормирование вейвлета при изменении масштаба (Витязев, 2001; Merry, 2005). В среде MATLAB одним из вариантов выполнения вейвлет-анализа является использование функции непрерывного вейвлет-преобразования `cwt` (Continuous 1-D wavelet transform) для получения коэффициентов разложения. В представленной работе в качестве исходного вейвлета (материнского) был выбран вейвлет Морле. Базовый вейвлет Морле является комплексным, хорошо локализованным во временной и частотной областях. В среде MATLAB, для практических целей, рассматривается действительная часть базового вейвлета.

Для визуализации результата были построены вейвлет-спектры, которые представляют собой абсолютные значения коэффициентов масштаба (a) и сдвига (b) и строятся в виде функции времени и периода. Стоит отметить, что, при визуализации результата, конус влияния (или треугольник достоверности) граничных эффектов не использовался.

Величина, характеризующая межгодовое изменение оценки дисперсии приземной среднемесячной температуры воздуха в январе и июле во времени была получена интегрированием по периодам абсолютных значений коэффициентов $|a|$ вейвлет-разложения.

3.3 Материалы

Расположение метеорологических станций, данные наблюдений которых были использованы в исследовании, представлено на рис. 7. Подробная характеристика, с указанием периода наблюдений, представлена в Приложении 2.

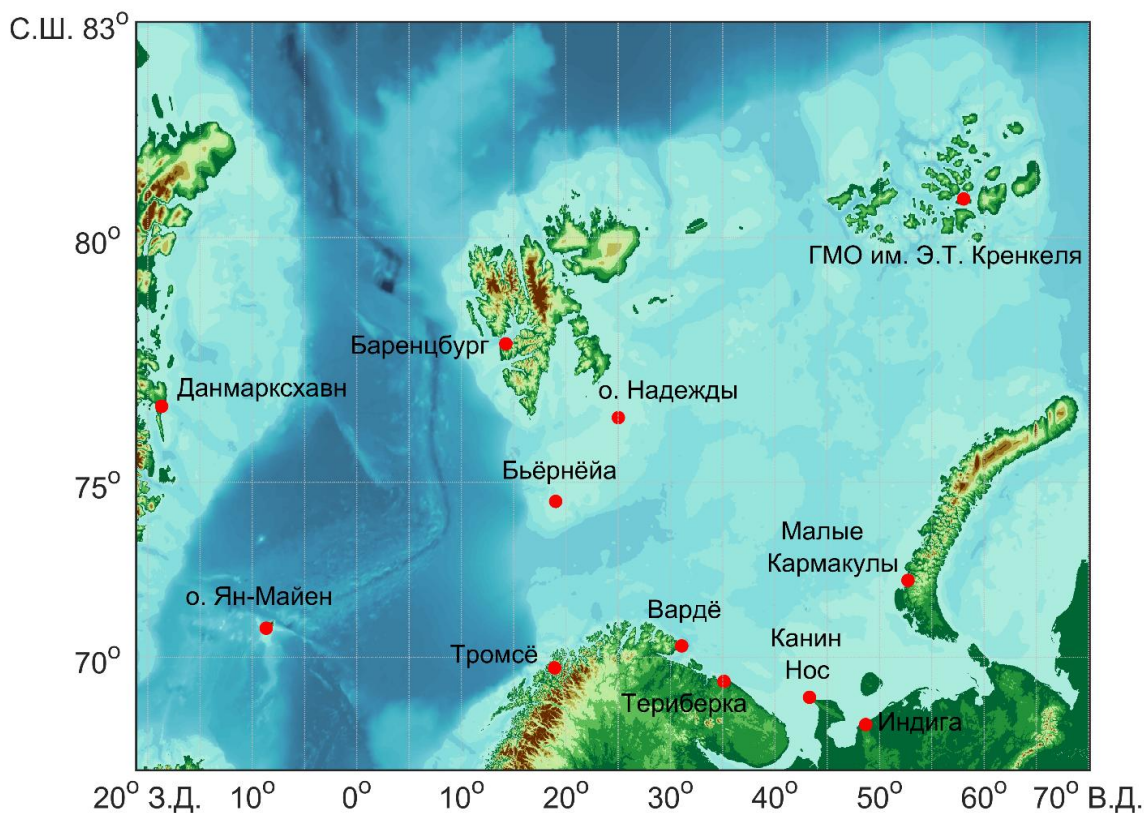


Рисунок 7 – Карта расположения метеорологических станций.

Самым северным пунктом метеорологических наблюдений является геофизическая обсерватория имени Э.Т. Кренкеля (ГМО им. Э.Т. Кренкеля, $80^{\circ}37'$ с.ш., $58^{\circ}03'$ в.д.), расположенная на острове Хейса в центральной части архипелага Земля Франца-Иосифа. Остров Хейса находится на закрытом участке со сложной морфометрией береговой линии, которая является причиной нарушения однородности полей ветра и распределения облачности (Дженюк, 2014). Южнее на острове Западный Шпицберген в заливе Грён-фьорд расположена гидрометеорологическая обсерватория Баренцбург ($78^{\circ}04'$ с.ш., $14^{\circ}15'$ в.д.), площадка которой находится на склоне на высоте 73 м. над уровнем моря. Также в пределах архипелага Шпицберген была взята метеорологическая станция, расположенная на острове Надежды (норв. Нореп) в Баренцевом море ($76^{\circ}31'$ с.ш., $25^{\circ}01'$ в.д.). Несколько южнее на северном побережье острова Медвежий располагается метеорологическая станция Бьёрнёйа (норв. Вјогпюа, $74^{\circ}31'$ с.ш., $19^{\circ}01'$ в.д.). Сам остров изолирован Норвежским и Гренландскими морями от ближайших участков суши – архипелага Шпицберген и Скандинав-

ского полуострова. Влияние обоих морей чётко прослеживается в смягчении климатических условий на острове. Самым западным опорным пунктом была выбрана полярная метеорологическая станция Данмаркшавн (дат. Danmarkshavn), расположенная на северо-восточном побережье острова Гренландия ($76^{\circ}46'$ с.ш., $18^{\circ}40'$ з.д.). Полярная метеорологическая станция Малые Кармакулы расположена на западном побережье острова Южный архипелага Новая Земля ($72^{\circ}22'$ с.ш., $52^{\circ}43'$ в.д.). Метеорологическая станция окружена холмами, а в 2-3 км. восточнее от неё протягивается с юга на север горный массив высотой до 300 м. В западной части исследуемого района между Гренландским и Норвежскими морями расположен норвежский остров Ян-Майен с одноимённой метеорологической станцией ($70^{\circ}56'$ с.ш., $8^{\circ}40'$ з.д.). Остров находится на границе, где встречаются и смешиваются холодные и тёплые воды, пришедшие из Арктического бассейна и из умеренных широт. На северной оконечности Скандинавии расположена метеорологическая станция Вардё (норв. Vardø Radio, $70^{\circ}22'$ с.ш., $31^{\circ}05'$ в.д.). Метеорологическая станция расположена на отдельном острове, примерно в 5 км. от материковой части, и подвержена влиянию Баренцева моря. На северо-западной оконечности Скандинавского полуострова, на острове Тромсё, расположена одноименная метеорологическая станция Тромсё (норв. Tromsø, $69^{\circ}39'$ с.ш., $18^{\circ}55'$ в.д.), защищённая от Норвежского моря многочисленными островами. К юго-востоку от норвежской метеорологической станции Вардё расположена русская морская гидрометеорологическая станция Териберка ($69^{\circ}12'$ с.ш., $35^{\circ}07'$ в.д.). Пункт наблюдений находится на северном побережье Кольского полуострова в Териберкской губе Баренцева моря. Восточнее Териберки располагается метеорологическая станция Канин Нос на мысе полуострова Канин ($68^{\circ}39'$ с.ш., $43^{\circ}18'$ в.д.). Мыс Канин Нос омывается водами Белого моря на западе и Баренцева моря на севере. В устье реки Индига располагается метеорологическая станция Индига ($67^{\circ}41'$ с.ш., $48^{\circ}41'$ в.д.) – самая южная из исследуемых метеорологических станций.

Для выявления особенностей атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики был использован электронный архив ежедневных данных форм циркуляции атмосферы по классификации Гирса-Вангенгейма, созданный в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте (ФГБУ «ААНИИ») специалистами отдела Долгосрочных метеорологических прогнозов. Данные архива представлены с дискретностью в 1 день и охватывают период с 1 января 1891 г. по 31 декабря 2020 г. Информация о формах атмосферной циркуляции зашифрована буквами латинского алфавита в соответствии с обозначениями в классификации Гирса-Вангенгейма: W – западная форма, E – восточная и S – меридиональ-

ная. В ходе обработки ежедневных данных по формам атмосферной циркуляции буквы латинского алфавита W, E, C были заменены цифрами 1, 2, 3 соответственно. Также архив ежедневных данных форм атмосферной циркуляции был использован при анализе частотной структуры характера циркуляционного режима в Западном арктическом секторе.

Оценка изменений повторяемости высоких скоростей ветра (≥ 15 м/с), как опасного явления погоды, в периоды потепления и похолодания проводилась по срочным данным наблюдений за средней скоростью ветра. Ряды наблюдений для российских метеорологических станций были взяты из специализированного массива метеорологических данных Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»). Срочные данные наблюдений за средней скоростью ветра по стандартным синоптическим срокам (наблюдения по 8 срокам: 0, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21 ч.) представлены с дискретностью 3 часа за период с 1966 по 2020 гг. Средняя скорость ветра замерялась на высоте 10-12 м. и представлена в архивах данных в единицах измерения «метр в секунду» (м/с) (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»). Информация за более ранние периоды наблюдений на метеорологических станциях Териберка (1889–1965 гг.), Канин Нос (с 1915 по 1965 гг.) и Индига (1923–1965 гг.) дополнительно была получена из архивов ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» в виде срочных данных наблюдений. Информация за более ранние периоды наблюдений на метеорологических станциях Малые Кармакулы (с 1922 по 1965 гг.) и Обсерватория имени Э.Т. Кренкеля (Бухта Тихая на острове Гуккера) (1929–1965 гг.) была получена из таблиц основных метеорологических наблюдений ТМ-1, находящихся в архивном фонде данных ФГБУ «ААНИИ». Сбор данных осуществлялся путём подсчёта повторяемости скоростей ветра больше 15 м/с (≥ 15 м/с) за сроки каждого месяца (с января по декабрь). Срочные данные инструментальных наблюдений за скоростью ветра на метеорологической станции Баренцбург представлены за период с 1966 по 2019 гг.

Данные наблюдений за скоростью ветра на метеорологических станциях Вардё, Тромсё, Бьёрнёйа (остров Медвежий), острова Ян-Майен и Надежды были получены из электронной базы данных гидрометеорологической информации Норвежского центра климатического обслуживания (NCCS). Информация представлена в виде рядов срочных наблюдений за средней скоростью ветра, регистрируемая как среднее значение скорости ветра за 10 минут до начала наблюдений на высоте 10 м. над поверхностью земли (NCCS). Дискретность данных меняется от 6 часов до 1 часа (см. Приложение 3).

Ряд метеорологических данных по скорости ветра для метеорологической станции Данмарксхавн был получен из архива Европейского проекта по оценке климата и набору данных (ЕСА&D) за период с 1958 по 2019 гг. Информация в архиве представлена в виде

среднесуточных данных о скорости ветра с дискретностью в 1 день, полученная путём осреднения ежеминутных наблюдений за каждые 10 минутные промежутки времени.

Анализ пространственно-временной изменчивости приземной температуры воздуха января и июля в Западном секторе Арктики проводился по наиболее длинным рядам инструментальных наблюдений за температурой воздуха на метеорологических станциях. В материковой части была выбрана метеорологическая станция Канин Нос, где ряды среднемесячных температур воздуха января и июля представлены с 1915 по 2019 гг. с дискретностью в 1 год. Ряды данных взяты из архива ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Для анализа климатической изменчивости на архипелаге Земля Франца-Иосифа был взят комбинированный ряд данных среднемесячной температуры воздуха для единственной работающей на сегодняшний день метеорологической станции ГМО им. Э.Т. Кренкеля на о. Хейса. Ряды данных о температуре воздуха за январь и июль представлены за период с 1930 по 2019 гг., причём за период 1930–1957 гг. брались данные наблюдений с полярной станции Бухта Тихая (о. Гукера), 1958–2000 гг. и 2004–2019 гг. – со станции ГМО им. Э.Т. Кренкеля и 2000–2004 гг. данные получены при помощи реанализа ERA5. Данные были подготовлены специалистами ФГБУ «АНИИ» отдела Взаимодействия океана и атмосферы (ОВОиА). Для архипелага Шпицберген был взят скомбинированный ряд инструментальных наблюдений за приземной температурой воздуха для метеорологической станции, расположенной в аэропорту Свальбард (норв. Svalbard lufthavn). Ряд подготовлен зарубежными авторами (Nordli et al., 2014) и представлен в электронной базе гидрометеорологической информации NCCS. Для анализа были взяты ряды данных о среднемесячной температуре воздуха за январь и июль с дискретностью 1 год за весь доступный временной период с 1898 по 2020 гг.

Обработка климатических рядов и графическое представление результатов, а также спектральный и вейвлет анализы производились в пакете прикладных программ для решения задач технических вычислений MATLAB R2019b.

Глава 4. Результаты

4.1 Сравнительный анализ временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики в периоды потепления и похолодания

Изменчивость режима атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики оценивалась по повторяемости форм атмосферной циркуляции (W, E, C) за периоды потепления (1920–1950 гг. и 1985–2020 гг.) и период похолодания (1950–1985 гг.) за холодный (с октября по март) и тёплый (апрель-сентябрь) сезоны – таблица 1 и рис. 8.

Таблица 1 – Средняя повторяемость количества дней с каждым типом атмосферной циркуляции W, E, C для холодного и тёплого сезонов за периоды с 1920 по 1950 гг., 1950–1985 гг. и 1985–2020 гг.

Форма	1920-1950 гг.		1950-1985 гг.		1985-2020 гг.	
	Холодный	Тёплый	Холодный	Тёплый	Холодный	Тёплый
	<i>Количество дней</i>					
W	64	62	51	36	72	52
E	78	68	89	100	68	85
C	40	54	42	48	41	45

Для периода первого потепления (1920–1950 гг.) в среднем характерна комбинация зонального и меридионального состояния атмосферы, то есть преобладало сочетание повторяемости дней с формами атмосферной циркуляции W+E (таблица 1). В холодный сезон преимущественно наблюдались меридиональные процессы в атмосфере – наибольшее количество дней отмечалось с восточным типом циркуляции (E), в среднем около 78 дней. В тёплый период года наблюдалось сочетание форм W и E со средним количеством дней за сезон 62 и 68 соответственно. Анализ межгодовой изменчивости повторяемости количества дней с каждым типом циркуляции атмосферы в период потепления 1920–1950 гг. (рис. 8) показал, что повторяемость процессов западного типа циркуляции (W) в холодный и тёплый сезоны года одинаково снижалась; повторяемость дней с восточным типом (E) в холодный сезон практически не изменилась, а в тёплый – испытывала тенденцию к уменьшению. Интенсивный ежегодный рост повторяемости меридиональных процессов (C) наблюдался для обоих сезонов года в период 1920–1950 гг.

Период похолодания 1950–1985 гг. отличается заметным преобладанием меридионального режима атмосферной циркуляции, в частности наблюдалась наибольшая повторяемость восточного типа циркуляции (E). Так в холодное время года в среднем отмечалось 89 дней с формой циркуляции E, а в тёплое время – около 100 дней, т.е. больше половины тёплого сезона (таблица 1). В период 1950–1985 гг. как в холодный, так и в тёплый сезоны отмечался ежегодный рост повторяемости процессов восточной формы циркуляции (E) и

ежегодное уменьшение процессов меридиональной формы (С). Повторяемость дней с процессами западного типа циркуляции (W) ежегодно продолжала снижаться, причём в тёплый сезон года отрицательная тенденция более явно выражена, чем в холодный (рис. 8).

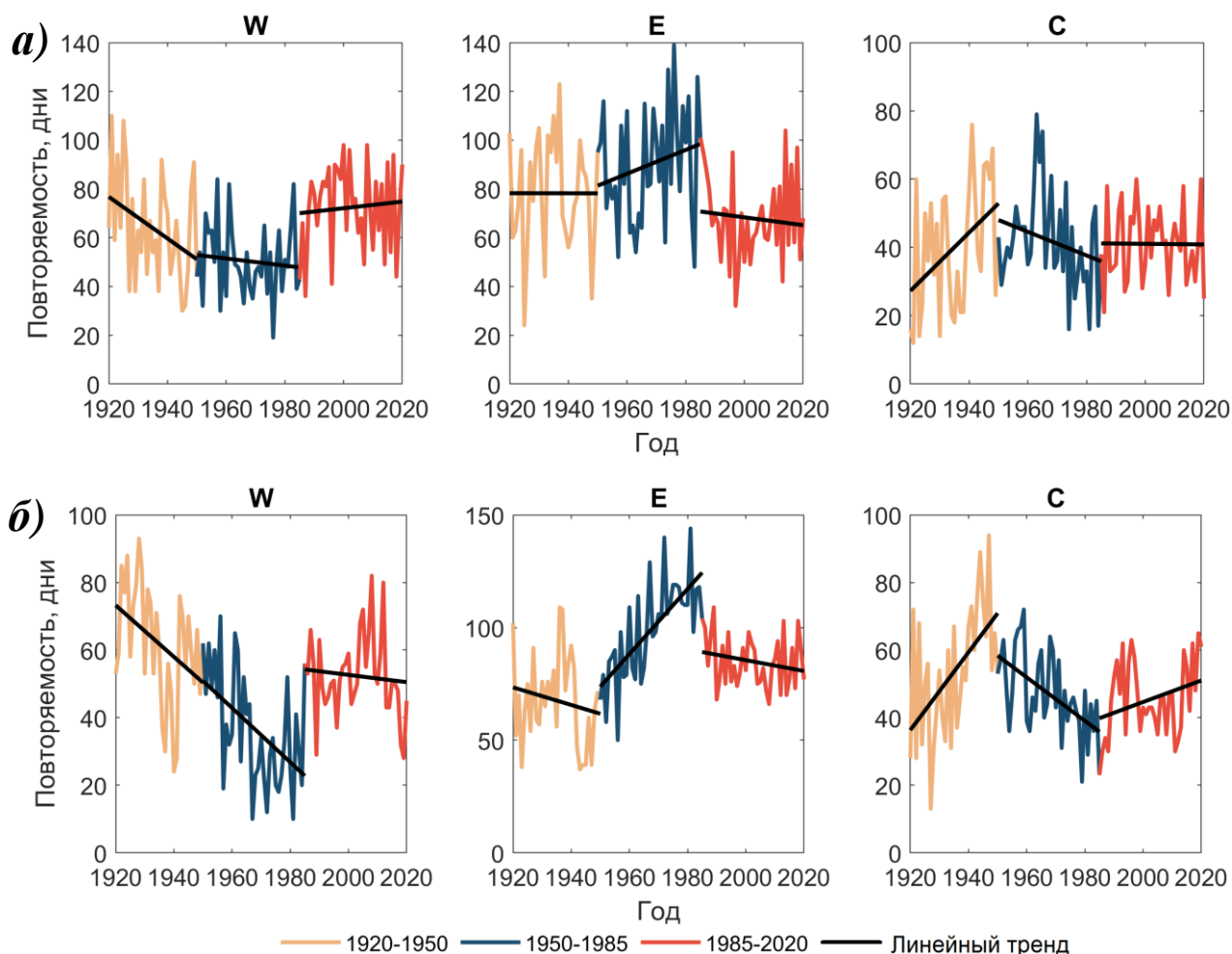


Рисунок 8 – Временная изменчивость повторяемости форм атмосферной циркуляции (W, E, C) и линейные тренды для а) холодного (октябрь-март) и б) тёплого (апрель-сентябрь) сезонов периодов потепления 1920–1950 гг., похолодания 1950–1985 гг. и современного потепления 1985–2020 гг.

Режим атмосферной циркуляции периода современного потепления характеризуется увеличением повторяемости количества дней с западной формой циркуляции (W) и снижением повторяемости процессов восточной формы (E), по сравнению с периодом предшествующего похолодания. В холодный сезон в среднем наблюдается наибольшая повторяемость дней с западной формой (W) – 72 дня, в сочетании с высокой повторяемостью дней с формой циркуляции E – 68 дней. В тёплый сезон года наблюдается другая ситуация – наибольшая повторяемость количества дней с восточным типом циркуляции (E) – 85 дней, а с западной (W) – 52 дня (таблица 1). Для холодного сезона характерна слабая тенденция ежегодного увеличения повторяемости дней с западной формой циркуляции (W) и отсутствие межгодового изменения повторяемости меридионального типа (C). Повторяемость

атмосферных процессов восточной формы циркуляции (E) заметно уменьшилась, по сравнению с периодом похолодания, и продолжает испытывает тенденцию к снижению повторяемости. В тёплый сезон современного периода отмечается заметное увеличение средней повторяемости дней с западной формой циркуляции (W) и снижение средней повторяемости формы (E), по сравнению с периодом похолодания, однако ежегодно повторяемость обеих форм испытывает слабую тенденцию уменьшения повторяемости. Повторяемость дней с процессами меридионального типа циркуляции (C) имеет тенденцию увеличения (рис. 8).

Оценка степени устойчивости условий погоды в Западном секторе Арктики в тёплый и холодный сезоны в периоды первого потепления, похолодания и современного потепления выполнялась путём вычисления продолжительности существования W, E, C форм атмосферной циркуляции (таблица 2). Для исследования были выбраны следующие градации продолжительности периода установления форм циркуляции: 1–5 дней – короткая продолжительность, 5–10 дней – средняя продолжительность и более 10 дней – продолжительное существование формы. На рис. 9–11 представлена повторяемость существования каждого типа атмосферной циркуляции (W, E, C) в зависимости от сезона года.

Таблица 2 – Частота (%) установления типов атмосферной циркуляции (W, E, C) для холодного и тёплого сезонов в периоды с 1920 по 1950 гг., 1950–1985 гг. и 1985–2020 гг.

Продолжительность, дни	1920–1950						1950–1985						1985–2020					
	Холодный			Тёплый			Холодный			Тёплый			Холодный			Тёплый		
	W	E	C	W	E	C	W	E	C	W	E	C	W	E	C	W	E	C
	Повторяемость, %																	
1–5	48	35	47	48	43	45	63	41	63	73	44	60	55	51	69	64	47	67
5–10	23	29	35	25	25	38	25	27	27	20	22	29	26	31	23	26	28	26
>10	29	36	18	27	32	17	12	32	10	8	34	11	19	17	7	11	26	6

Повторяемость продолжительности существования типов атмосферной циркуляции (W, E, C) в период потепления 1920–1950 гг. в холодный и тёплый сезоны года представлена в таблице 2 и отражена на рис. 9 а-б. В холодный сезон периода первого потепления отличались короткой продолжительностью существования процессы западной (W) и меридиональной (C) форм атмосферной циркуляции – частота установления 48 и 47% соответственно. Наибольшая повторяемость средней продолжительности существования типов циркуляции наблюдалась у меридиональной формы (C) – 35%. Продолжительным существованием типа циркуляции атмосферы в холодный сезон отличалась восточная форма (E), причём процессы данного типа в процентном соотношении были распределены по трём

временным градациям практически равномерно (29-36%). В тёплый сезон года распределение вероятностей практически аналогичное. Основное отличие состоит в распределении повторяемости восточного типа циркуляции (Е), а именно в тёплый сезон года, по сравнению с холодным, увеличивалась повторяемость существования формы циркуляции короткой продолжительности – до 43 %, при снижении повторяемости средней (до 25%) и наибольшей (до 32%) продолжительности.

В целом, в период первого потепления практически в 50% случаев устанавливались атмосферные процессы с короткой продолжительностью существования. Однако, наблюдалась сравнительно высокая повторяемость периодов продолжительного существования форм циркуляции – от 17 до 36%.

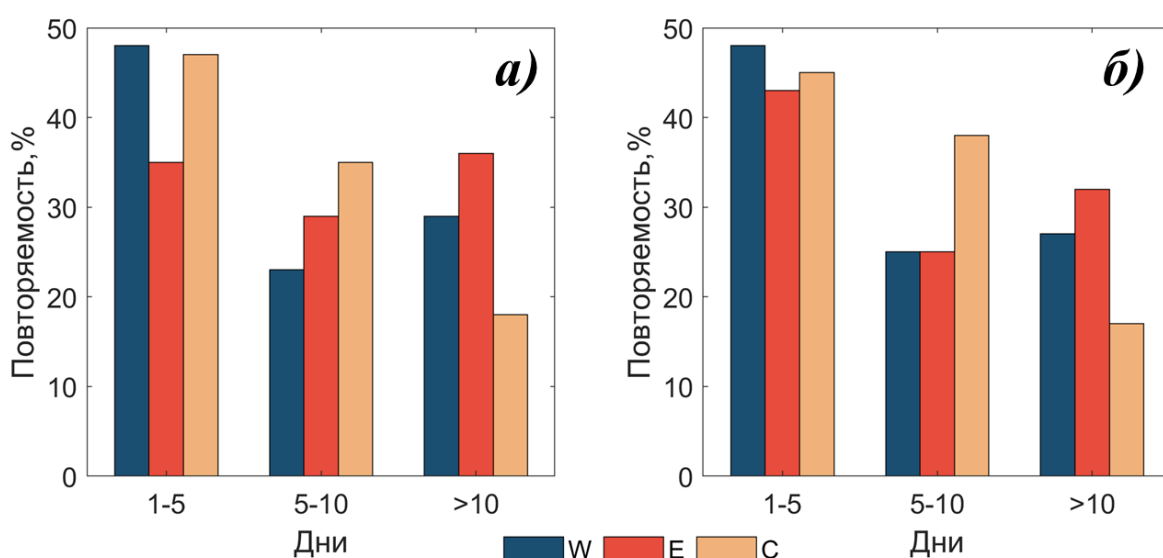


Рисунок 9 – Повторяемость продолжительности существования типов циркуляции (W, E, C) для а) холодного и б) тёплого сезонов за период 1920–1950 гг. по градациям: короткие (1–5 дней), средние (5–10 дней) и продолжительные (более 10 дней).

Для периода похолодания 1950–1985 гг. повторяемость продолжительности существования форм атмосферной циркуляции (W, E, C) в холодный и тёплый сезоны года представлена в таблице 2 и на рис. 10 а-б. Видно, что в оба сезона периода похолодания, по сравнению с предыдущим периодом потепления, увеличилась повторяемость коротких периодов существования атмосферной циркуляции с западным (W) и меридиональным (C) режимами – до 63-73% и 60-63% соответственно. Для восточной формы (E) повторяемость короткой продолжительности существования циркуляции в период похолодания, по сравнению с периодом потепления 1920–1950 гг., практически не изменилась и составляет 41-44%. Значительно сократилась повторяемость продолжительного периода существования (> 10 дней) типов W и C атмосферной циркуляции, по сравнению с предыдущим периодом

потепления. Однако, повторяемость продолжительного существования атмосферных процессов восточной формы циркуляции (E) в период 1950–1985 гг. остаётся наибольшей и составляет 32-34%.

Период похолодания 1950–1985 гг., в целом, характеризуется более неустойчивым режимом атмосферной циркуляции, по сравнению с предшествующим периодом потепления, при западной (W) и меридиональной (C) формах.

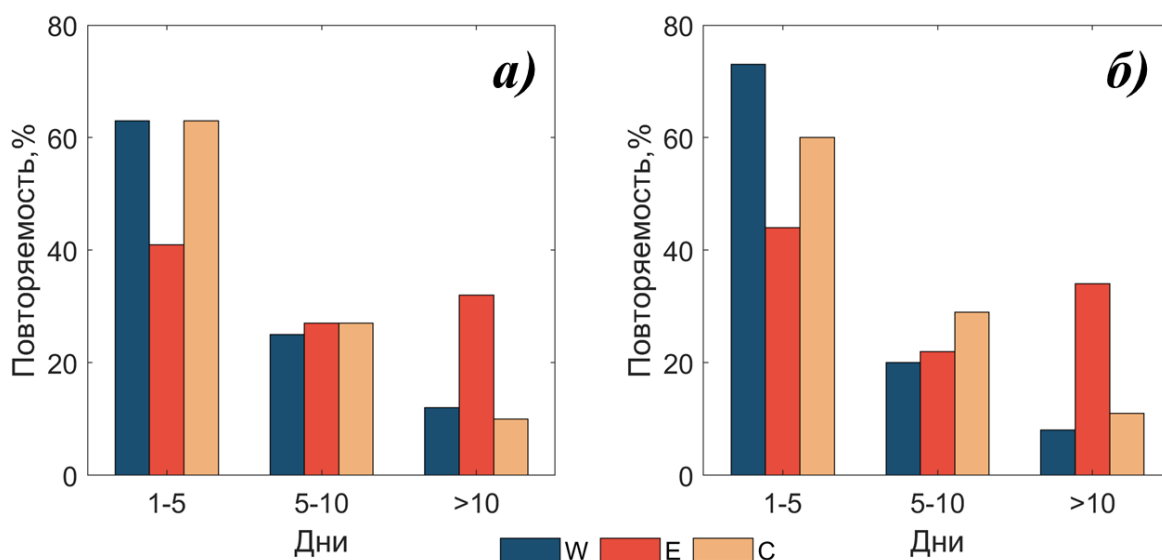


Рисунок 10 – Повторяемость продолжительности существования типов циркуляции (W, E, C) для а) холодного и б) тёплого сезонов за период 1950–1985 гг. по градациям: короткие (1–5 дней), средние (5–10 дней) и продолжительные (более 10 дней).

Частота установления форм атмосферной циркуляции (W, E, C) в период современного потепления для холодного и тёплого сезонов года представлена в таблице 2 и на рис. 11 а-б. В процентном соотношении повторяемость форм циркуляции короткого периода наибольшая и изменяется от 47 до 69%, причём наиболее неустойчивый режим атмосферной циркуляции, как и в предшествующий период похолодания, наблюдается при западной (W) и меридиональной (C) формах. Повторяемость непродолжительных периодов (1-5 дней) существования восточной формы (E) увеличилась, по сравнению с двумя предыдущими климатическими периодами, и составляет 51% для холодного и 47% для тёплого сезона. Закономерно уменьшилась частота наиболее продолжительного периода существования (> 10 дней) группы меридиональных форм циркуляции – восточного типа (E) и меридионального (C). Также, стоит отметить, что в холодный сезон повторяемость западной формы циркуляции (W) продолжительного периода существования практически равна повторяемости восточного типа (E) – 19 и 17% соответственно, в тёплый же период года наблюдается преобладание восточного типа циркуляции (E).

В целом, для современного периода потепления характерно увеличение повторяемости случаев установления форм циркуляции атмосферы короткой продолжительности, т.е. отмечается увеличение неустойчивости погодных условий.

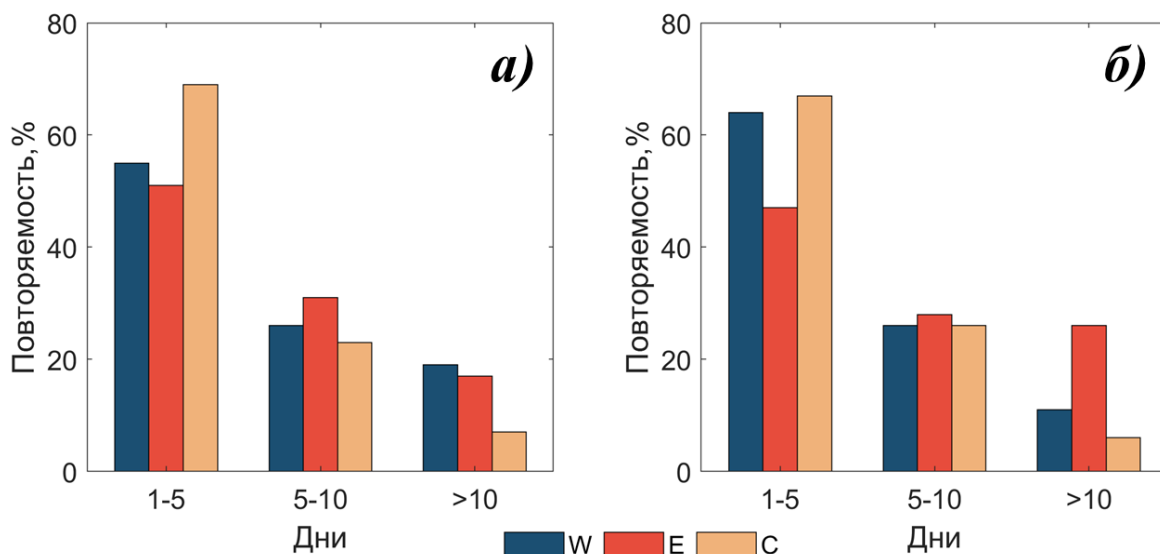


Рисунок 11 – Повторяемость продолжительности существования типов циркуляции (W, E, C) для а) холодного и б) тёплого сезонов за период 1985–2020 гг. по градациям: короткие (1–5 дней), средние (5–10 дней) и продолжительные (более 10 дней).

4.2 Анализ временных изменений частотной структуры климатической изменчивости и характера атмосферной циркуляции в Западном секторе Арктики

Для оценки изменений частотной структуры временной изменчивости приземной температуры воздуха в Западном секторе Арктики был выполнен вейвлет-анализ среднемесячных данных наблюдений за температурой воздуха января и июля для метеорологических станций ГМО имени Э.Т. Кренкеля за период 1930-2019 гг., Канин Нос – 1915–2019 гг. и аэропорт Свальбарда – 1898–2020 гг. Результаты вейвлет-анализа – вейвлет-спектры, представлены на рис. 12–13 для метеорологической станции ГМО имени Э.Т. Кренкеля и в Приложении 4–5 для метеорологических станций Канин Нос и аэропорт Свальбарда соответственно.

На вейвлет-спектре ряда средней за январь температуры воздуха на метеорологической станции ГМО имени Э.Т. Кренкеля (рис. 12) в течение всего рассматриваемого периода прослеживаются мощные низкочастотные колебания с периодом примерно 60 лет, менее мощные колебания с периодом от 20 до 40 лет и более высокочастотные колебания с периодом от 5 до 15 лет.

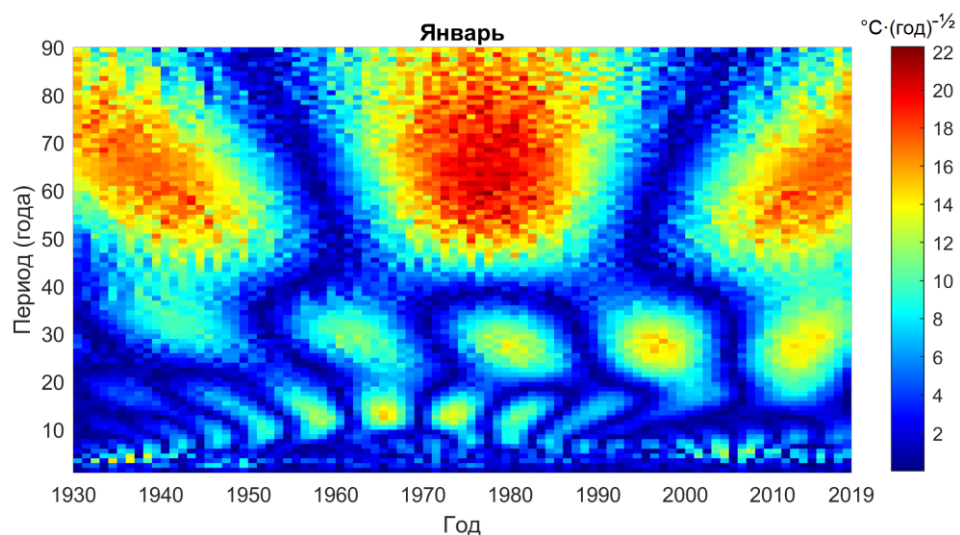


Рисунок 12 – Вейвлет–спектр ряда средней за январь приземной температуры воздуха по данным ГМО имени Э.Т. Кренкеля за период 1930–2019 гг.

Вейвлет-спектр ряда средней июльской температуры воздуха для метеорологической станции ГМО имени Э.Т. Кренкеля (рис. 13) демонстрирует наибольший вклад в изменчивость приземной температуры воздуха более высокочастотных колебаний с периодом от 10 до 20 лет, причём наблюдается постепенное увеличение интенсивности этих колебаний на протяжении исследуемого периода.

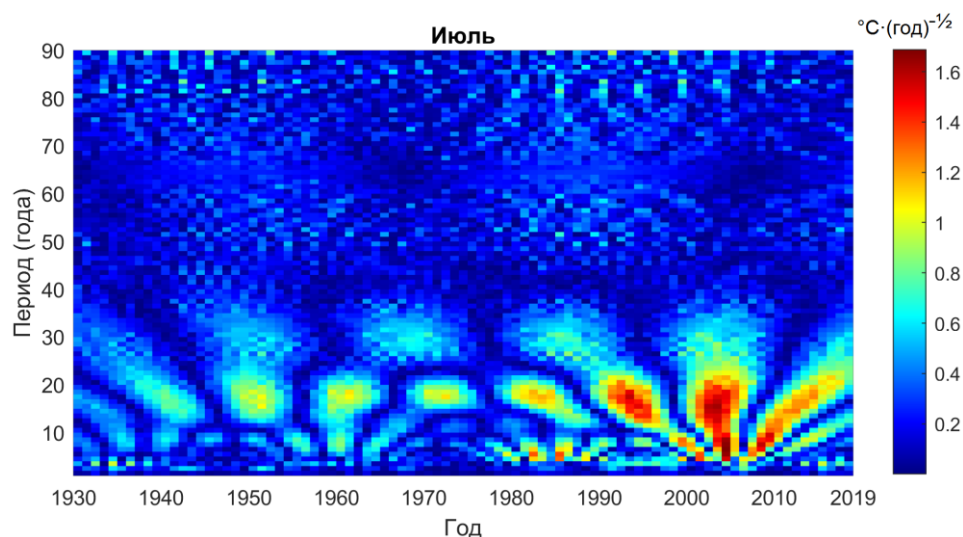


Рисунок 13 – Вейвлет–спектр ряда средней за июль приземной температуры воздуха по данным ГМО имени Э.Т. Кренкеля за период 1930–2019 гг.

В целом, можно отметить, что изменчивость температуры воздуха в январе на метеорологической станции ГМО имени Э.Т. Кренкеля существенно больше, чем в июле.

По вейвлет-спектрам для рядов среднемесячной температуры воздуха января и июля на метеорологической станции Канин Нос за период с 1915 по 2019 гг. (см. Приложение 4 а-б) также видно наличие мощных низкочастотных колебаний с периодом около 40-50 лет и затухающих высокочастотных 15-20 летних колебаний.

Вейвлет-спектры рядов средней за январь и июль температуры воздуха на метеорологической станции аэропорта Свальбард, рассчитанные за период с 1898 по 2020 гг., представлены в Приложении 5 (а-б). Можно отметить наличие долгопериодных колебаний с периодами от 30 до 50 лет в январе и 50-60 лет в июле. Прослеживаются также высокочастотные колебания с периодом примерно 10 лет, причём интенсивность этих колебаний выше в январе, чем в июле. В целом, мощность колебаний больше в январе.

На рис. 14–15 и в Приложении 4–5 (в-г) представлена временная изменчивость оценки дисперсии среднемесячной приземной температуры воздуха в январе и июле для метеорологических станций ГМО имени Э.Т. Кренкеля, Канин Нос и аэропорт Свальбард. Величина оценки дисперсии получена путём интегрирования по периодам абсолютных значений коэффициентов вейвлет-разложения.

Изменение во времени величины оценки дисперсии средней за январь приземной температуры воздуха на метеорологической станции ГМО имени Э.Т. Кренкеля за период с 1930 по 2019 гг. (рис. 14) демонстрирует значительные изменения на протяжении исследуемого периода. В целом, можно выделить периодические изменения величины оценки дисперсии с периодом около 40 лет.

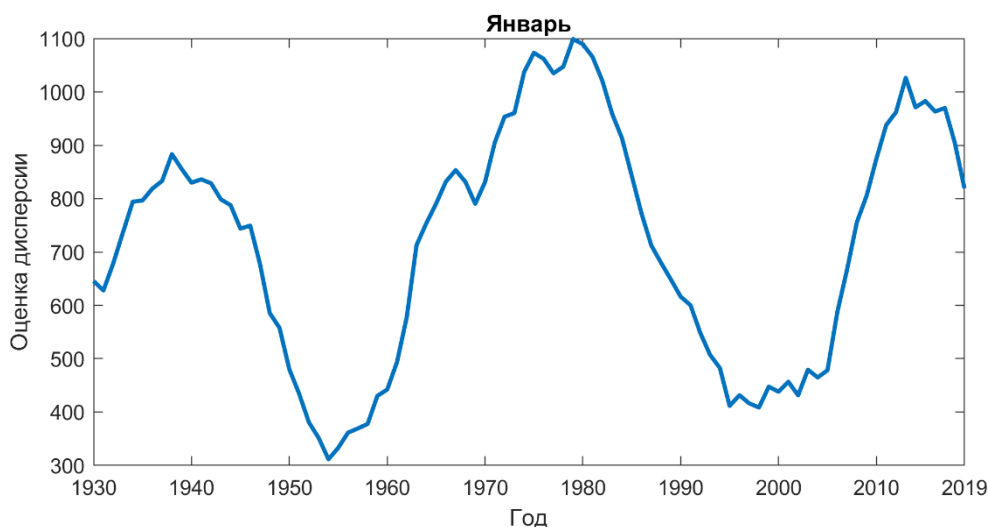


Рисунок 14 – Временная изменчивость оценки дисперсии средней за январь приземной температуры воздуха по данным ГМО имени Э.Т. Кренкеля за период 1930–2019 гг.

Схожих периодических изменений во времени величины оценки дисперсии средней за июль приземной температуры воздуха на метеорологической станции ГМО имени Э.Т. Кренкеля не было обнаружено. В целом, можно видеть скачок или ступенчатое увеличение средней величины оценки дисперсии в конце 1970-х гг. – начале 1980-х гг. (рис. 15).

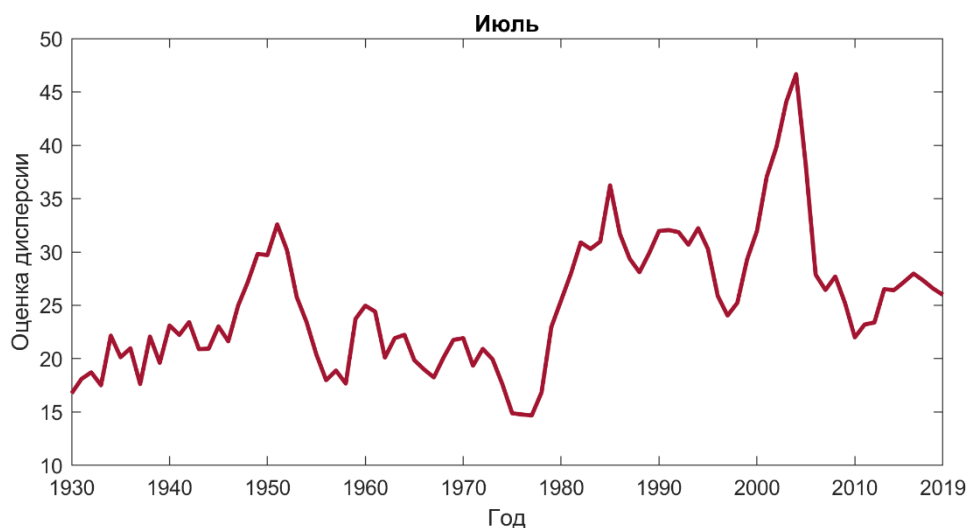


Рисунок 15 – Временная изменчивость оценки дисперсии средней за июль приземной температуры воздуха по данным ГМО имени Э.Т. Кренкеля за период 1930–2019 гг.

Периодические изменения, аналогичные колебаниям на рис. 14, можно выделить по результатам оценок дисперсии средней январской и июльской приземной температуры воздуха на метеорологических станциях Канин Нос и аэропорт Свальбард, представленных в Приложении 4–5 (в – для января и г – для июля). Следует заметить, что ряды средней июльской температуры воздуха на метеорологических станциях Канин Нос и аэропорт Свальбард, по сравнению с ГМО имени Э.Т. Кренкеля, содержат колебания величины оценки дисперсии с периодом от 40 до 50 лет. Также стоит отметить, что величины оценок дисперсии на метеорологических станциях ГМО имени Э.Т. Кренкеля и аэропорт Свальбард, полученные для рядов средней приземной температуры воздуха для января, во много раз больше, чем для июля, и примерно схожи для обоих месяцев на метеорологической станции Канин Нос.

Для оценки изменений во времени частотной структуры характера атмосферной циркуляции в Западном арктическом секторе был выполнен спектральный анализ (рис. 16–17) и вейвлет–анализ (рис. 18–19 и Приложение 6) временных рядов ежегодной повторяемости форм циркуляции W, E, C для января и июля за период с 1891 по 2020 гг.

На каждом из спектров, представленных на рис. 16 для января и рис. 17 для июля, отмечаются пики спектральной плотности в высокочастотной области, на периодах от 2 до 10 лет. Максимумы спектральной плотности на периодах примерно 40 лет отмечаются на спектрах для всех трёх форм циркуляции в январе, однако для меридиональной формы (C) всплеск энергии не такой сильный, как для форм западной (W) и восточной (E).

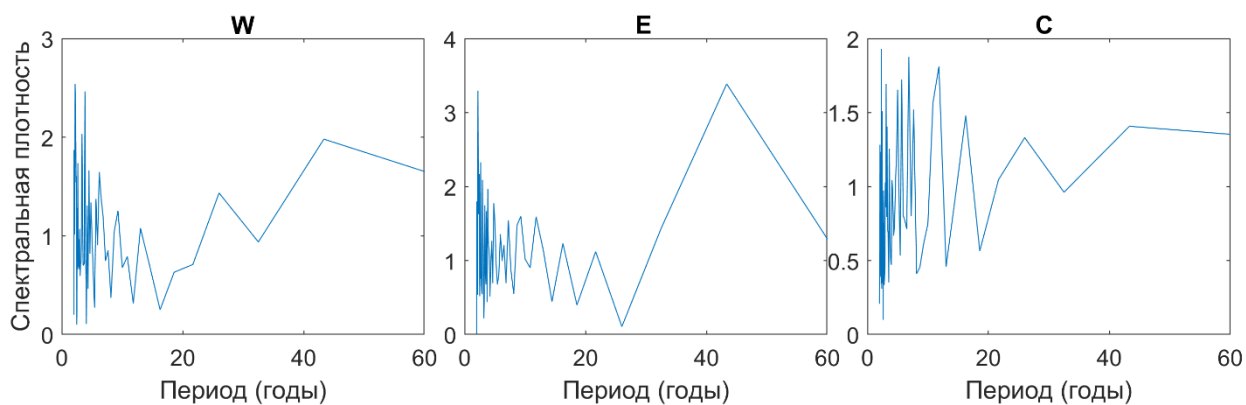


Рисунок 16 – Спектры временных рядов повторяемости W, E, C форм атмосферной циркуляции для января за период 1891–2020 гг.

Пики спектральной плотности в низкочастотной области на спектрах форм циркуляций E и C для июля также соответствуют периоду примерно 40 лет, а для формы W всплеск мощности наблюдается на периоде около 30 лет.

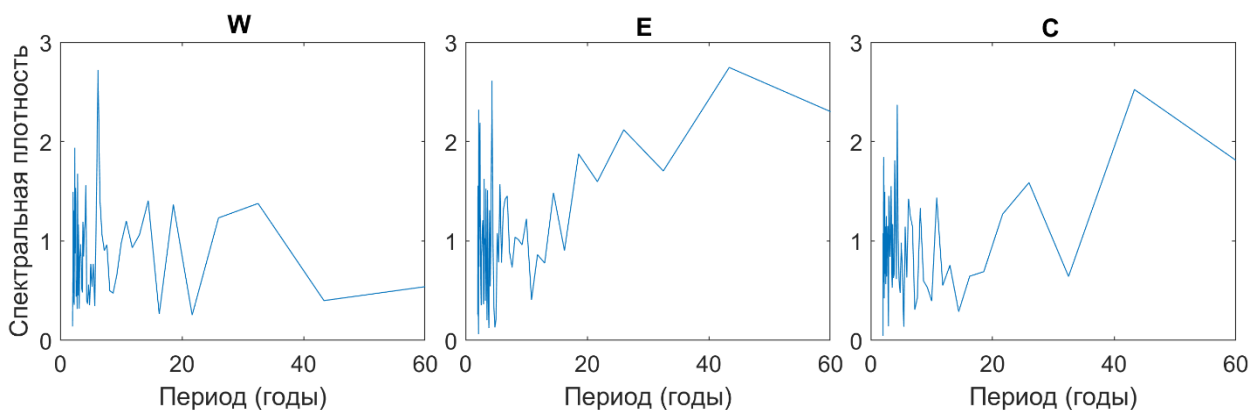


Рисунок 17 – Спектры временных рядов повторяемости W, E, C форм атмосферной циркуляции для июля за период 1891–2020 гг.

Таким образом, в межгодовую изменчивость каждой из форм циркуляции (W, E, C) вносит вклад как высокочастотные колебания с периодом от 2 до 10 лет, так и низкочастотные, с периодом 30–40 лет.

Вейвлет–спектры временных рядов ежегодной повторяемости (N) форм атмосферной циркуляции для января и июля за период 1891–2020 гг. представлены на рис. 18–19 для западной формы циркуляции (W), в Приложении 6 а-в для восточной (E) и б-г для меридиональной (C) форм. Можно отметить, что январе для западной (W) и меридиональной (C) форм циркуляции на протяжении всего временного интервала выделяются колебания с периодом 40 лет, причём для формы C мощность несколько затухает, а для формы W практически не меняется. Для восточной формы циркуляции (E) также выделяются колебания с 40-летней периодичностью, однако их более мощное проявление заметно с начала 1950-х

гг. Чётко выделяются низкочастотные колебания в верхней части вейвлет-спектра с периодом 60-70 лет и высокочастотные колебания с периодом менее 15 лет на вейвлет-спектрах ежегодной повторяемости всех трёх форм циркуляции в январе.

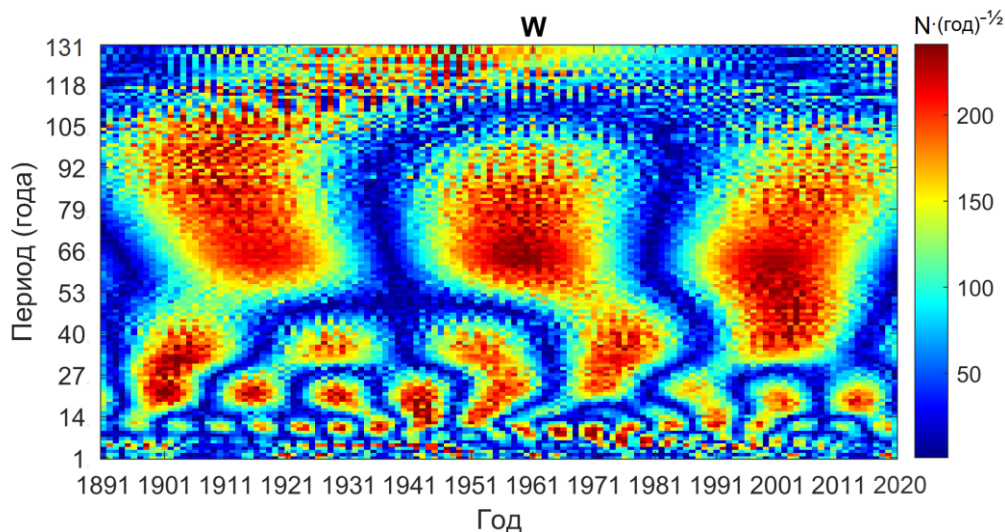


Рисунок 18 – Вейвлет-спектр временного ряда ежегодной повторяемости (N) западной (W) формы атмосферной циркуляции для января за период 1891–2020 гг.

В июле также можно отметить мощные колебания ежегодной повторяемости форм атмосферной циркуляции с периодом 40 лет, которые для западной формы (W) уменьшают свою интенсивность с начала 1900-х гг. к 1950-м гг., а далее снова наращивают интенсивность; для меридиональной формы (С) колебания наиболее интенсивны в начале временного интервала, а далее интенсивность снижается; для восточной формы (E) колебания с периодом 40 лет начинают проявляться примерно в начале 1930-х гг. и далее наращивают свою интенсивность. Также, как в январе, прослеживаются низкочастотные и высокочастотные колебания.

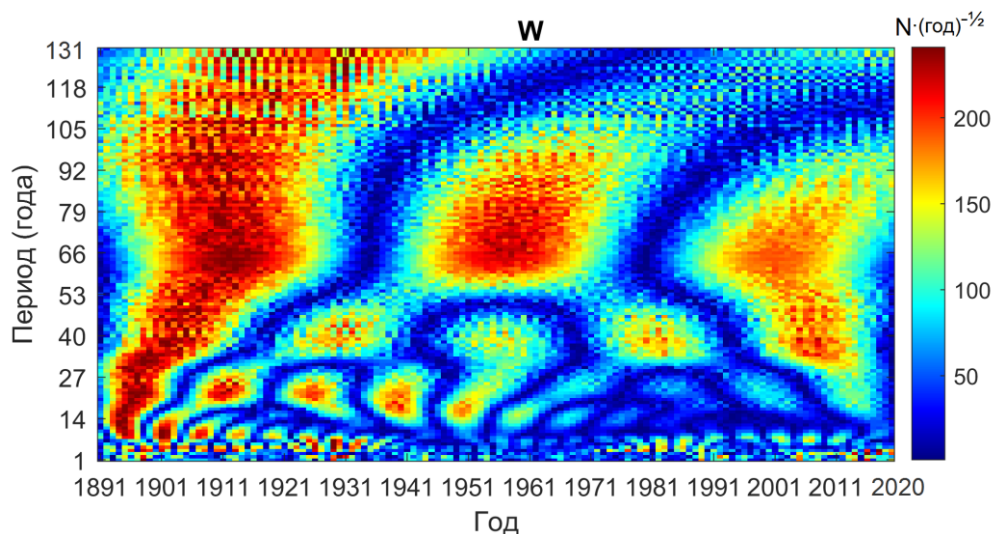


Рисунок 19 – Вейвлет-спектр временного ряда ежегодной повторяемости (N) западной (W) формы атмосферной циркуляции для июля за период 1891–2020 гг.

Таки образом, по результатам исследования структуры изменчивости приземной температуры воздуха и структуры изменчивости повторяемости каждой из форм атмосферной циркуляции (W, E, C) были выявлены мощные низкочастотные колебания с периодом около 40 лет, которые вносят вклад в межгодовую изменчивость климата. В результате анализа межгодового изменения оценок дисперсии приземной температуры воздуха по данным инструментальных наблюдений на метеорологических станциях были выявлены периодические 40-летние колебания в изменении интенсивности климатической изменчивости.

4.3 Анализ повторяемости опасных явлений погоды в Западном секторе Арктики

По приведённым выше результатам об изменении характера атмосферной циркуляции и степени устойчивости погодных условий в периоды потепления и похолодания можно предположить о возможном изменении повторяемости опасных погодных явлений в Арктике. Так в работе (Репина, 2019) была отмечена большая вероятность увеличения частоты повторяемости опасных метеорологических явлений в Арктическом регионе при современных климатических изменениях. Таким образом, представляет интерес исследовать взаимосвязь между изменением режима атмосферной циркуляции и повторяемостью опасных явлений погоды в периоды потепления и период похолодания.

В представленной работе в качестве опасного явления погоды были выбраны высокие скорости ветра, наблюдаемые на метеорологических станциях в Западном секторе Арктики. Высокими считались скорости ветра от 15 м/с и более (≥ 15 м/с), измеряемые на высоте около 10 м. от поверхности земли. Вероятность возникновения опасного явления погоды оценивалась через расчёт повторяемости высоких скоростей ветра отдельно для холодного и тёплого сезонов трёх климатических периодов: 1920–1950 гг., 1950–1985 гг. и 1985–2020 гг. Результаты расчёта представлены в Приложении 7.

В работе были проанализированы данные инструментальных наблюдений с 12 метеорологических станций. Стоит отметить, что длина рядов данных наблюдений за скоростью ветра на метеорологических станциях Баренцбург, о. Надежды, Данмарксхавн и о. Ян-Майен позволяет проанализировать повторяемость высоких скоростей ветра только для периодов 1950–1985 гг. и 1985–2020 гг.

Также следует заметить, что ряд данных наблюдений за скоростью ветра на метеорологической станции Териберка содержит пропуски (с 1936 по 1949 гг., 1950–1965 гг., 1973–1976 гг., 1985–1996 гг.). В связи с этим, в дальнейшем анализе результаты, полученные по данным метеорологической станции Териберка, не учитывались. Однако, несмотря на большое количество пропусков в рядах наблюдений, повторяемость высоких скоростей

ветра в районе метеорологической станции Териберка в холодный (рис. 20) и тёплый (рис. 21) сезоны выше, чем в районе метеорологических станциях, где ряд данных не содержит пропусков (Тромсё, Вардё, Индига).

Повторяемость высоких скоростей ветра в холодный сезон года для периодов потепления и периода похолодания представлена на рис. 20. Наибольшее число случаев с высокими скоростями ветра для всех климатических периодов отмечалось в районе метеорологической станции Малые Кармакулы – от 15 в современный период до 20% в период первого потепления, а наименьшее – на метеорологической станции Тромсё – 0 – 0.9%. В целом, видно, что в период потепления 20-50-х гг. прошлого века повторяемость скоростей ветра ≥ 15 м/с выше, чем в следующие климатические периоды. Исключением являются метеорологические станции Канин Нос и Индига, в районе которых наибольшее число случаев с сильным ветром наблюдалось в период похолодания. Для метеорологических условий в районе метеорологических станций Данмарксхавн и Вардё, характерно небольшое увеличение числа случаев с сильным ветром в современный период потепления.

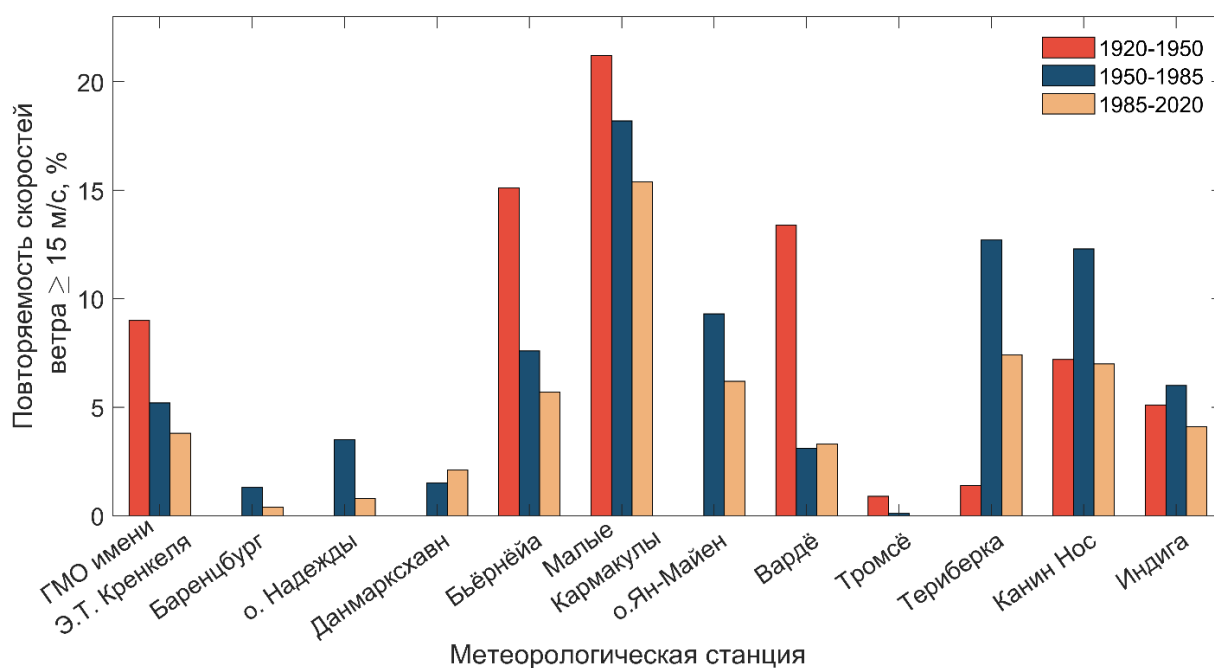


Рисунок 20 – Повторяемость (%) высоких скоростей ветра (≥ 15 м/с) на высоте 10 м. по данным наблюдений метеорологических станций в холодный сезон периодов потепления 1920–1950 гг., похолодания 1950–1985 гг. и современного потепления 1985–2020 гг.

На рис. 21 представлена повторяемость высоких скоростей ветра для тёплого сезона года периодов потепления и периода похолодания. Можно заметить, что количество случаев с сильным ветром в тёплый сезон меньше, чем в холодный. Наибольшая повторяемость со скоростями ветра ≥ 15 м/с наблюдается на метеорологической станции Малые Кармакулы – от 7% в период 1985–2020 гг. до 10% в период 1920–1950 гг., наименьшая повторяемость

– на метеорологических станциях Тромсё и Баренцбург – в пределах 0.2%. В тёплый сезон года наибольшая повторяемость высоких скоростей ветра наблюдалась в период потепления 20-50-х гг. прошлого века. Исключение – метеорологические условия в районе метеорологической станции Канин Нос, где наибольшее число случаев с высокими скоростями ветра отмечалась в период похолодания. В целом, повторяемость скоростей ветра ≥ 15 м/с в тёплый сезон к периоду современного потепления уменьшилась, по сравнению с предыдущими климатическими периодами.

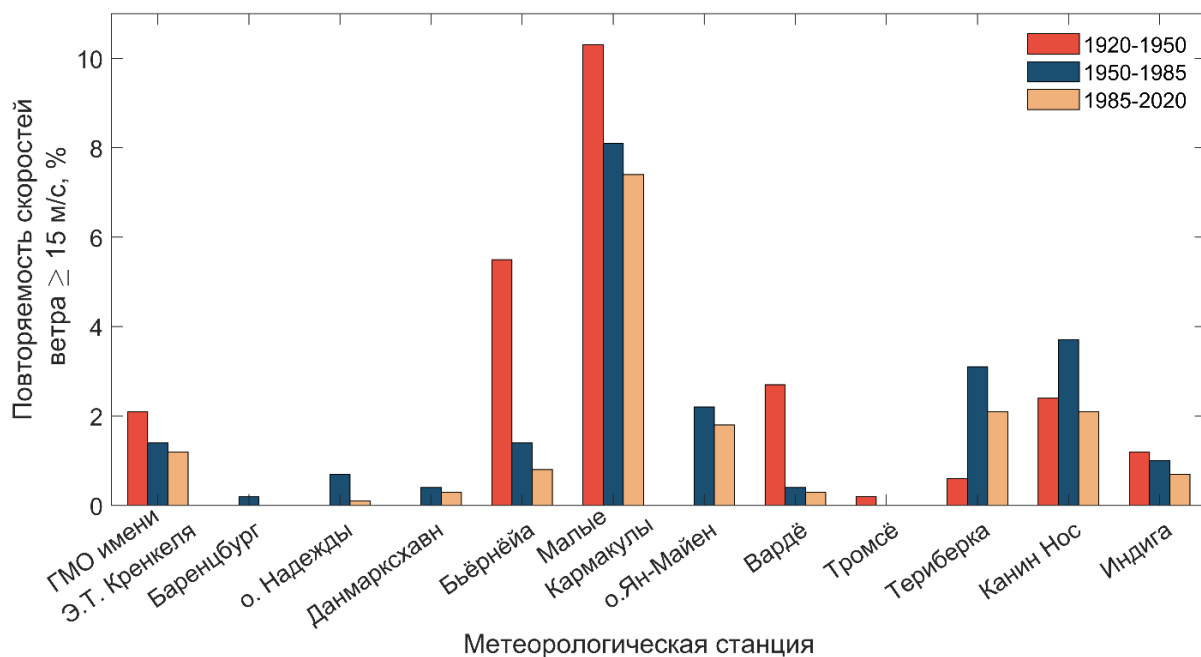


Рисунок 21 – Повторяемость (%) высоких скоростей ветра (≥ 15 м/с) на высоте 10 м. по данным наблюдений метеорологических станций в тёплый сезон периодов потепления 1920–1950 гг., похолодания 1950–1985 гг. и современного потепления 1985–2020 гг.

Таким образом, в холодный сезон года отмечается высокая повторяемость случаев с высокими скоростями ветра, по сравнению с тёплым сезоном. Практически на всех исследуемых метеорологических станциях наблюдается тенденция к снижению повторяемости скоростей ветра ≥ 15 м/с от периода потепления 20-50-х гг. прошлого века к современному потеплению. Исключением является метеорологическая станция Канин Нос, на которой наблюдалось увеличение случаев с высокими скоростями ветра в период похолодания.

Заключение

В данной работе проведено исследование временной изменчивости режима атмосферной циркуляции в XX-XXI вв., была оценена взаимосвязь изменения структуры режима атмосферной циркуляции со структурой климатической изменчивости, а также исследована связь особенностей циркуляционного режима с повторяемостью опасных явлений погоды в Западном секторе Арктики в холодный (октябрь–март) и тёплый (апрель–сентябрь) сезоны в периоды первого потепления (1920-1950 гг.), похолодания (1950–1985 гг.) и современного потепления (1985–2020 гг.).

При исследовании режима атмосферной циркуляции была использована классификация атмосферных процессов, разработанная Г.Я. Вангенгеймом и А.А. Гирсом. Оценка временной изменчивости форм атмосферной циркуляции производилась по архиву ежедневных данных форм циркуляции атмосферы (W – западная, E – восточная и C – меридиональная формы). Исследование повторяемости опасных погодных явлений проводилось на примере оценки повторяемости высоких скоростей ветра (≥ 15 м/с) на высоте 10 м. по данным инструментальных наблюдений на метеорологических станциях в Западном арктическом секторе. Анализ частотной структуры климатической изменчивости был проведён по наиболее длинным рядам данным инструментальных наблюдений за приземной температурой воздуха на арктических метеорологических станциях.

В ходе исследования были получены следующие результаты:

1) Режим атмосферной циркуляции, наблюдаемый в периоды потепления и похолодания, был достаточно различным. В целом, можно отметить преобладание повторяемости восточного типа атмосферной циркуляции (E) за все рассматриваемые климатические периоды. Причём в период похолодания как в холодный, так и в тёплый сезоны, повторяемость формы E была наибольшей и наблюдалась на протяжении половины сезона. При сравнении режима атмосферной циркуляции холодного сезона двух периодов потепления, было отмечено преобладание повторяемости типа E в сочетании с типом W в период 1920–1950 гг. и типа W в сочетании с типом E в период 1985–2020 гг. В летний сезон периода первого потепления преобладала повторяемость сочетания форм E+W, а в современный период преобладает повторяемость формы E;

2) Сравнительный анализ степени устойчивости погодных условий, в целом, показал, что наиболее устойчивые условия погоды наблюдались в период первого потепления, когда отмечалась сравнительно высокая повторяемость периодов продолжительного существования (более 10 дней) форм циркуляции. Следующие периоды похолодания и современного потепления характеризуется увеличением повторяемости случаев частой смены

форм циркуляции атмосферы, т.е. отмечается увеличение неустойчивости погодных условий;

3) Исследование повторяемости опасных явлений погоды, на примере высоких скоростей ветра на высоте 10 м., показало, что в холодный сезон года отмечается высокая повторяемость случаев со скоростями ветра ≥ 15 м/с, по сравнению с тёплым сезоном. В целом, метеорологические условия практически во всех районах исследуемых метеорологических станциях испытывают тенденцию к снижению повторяемости высоких скоростей ветра от периода потепления 20-50-х гг. прошлого века к современному потеплению;

4) Исследование частотной структуры изменчивости приземной температуры воздуха и повторяемости каждой из форм атмосферной циркуляции (W, E, C) показало наличие низкочастотные колебания с периодом около 40 лет, которые вносят вклад в межгодовую изменчивость климата. Анализ межгодового изменения оценок дисперсии приземной температуры воздуха по данным инструментальных наблюдений на метеорологических станциях показал наличие периодических колебаний в изменении интенсивности климатической изменчивости с периодом около 40 лет.

В заключении можно отметить, что, в целом, режим атмосферной циркуляции в Арктике характеризуется большой повторяемостью меридиональных процессов восточной формы (E) как в современный период потепления, так и в предшествующие периоды первого потепления и похолодания. Увеличение степени неустойчивости синоптических процессов, и, как следствие, неустойчивости режима погодных условий, не способствует увеличению повторяемости высоких скоростей ветра в Западном секторе Арктики. В изменении частотной структуры интенсивности изменчивости приземной температуры воздуха, как и частотной структуры режима атмосферной циркуляции – повторяемости форм (W, E, C), прослеживаются низкочастотные колебания с периодом примерно 40 лет. Таким образом, можно сделать вывод о взаимосвязи климатической изменчивости с изменениями в режиме атмосферной циркуляции.

Список литературы

1. Алексеев Г. В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на потепление в Арктике в зимний период // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2016. Т. 1. С. 43-63.
2. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2015. Т. 1. №. 1. С. 11-26.
3. Алексеев Г.В., Священников П.Н. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария. Л.: Гидрометеоздат, 1991, 159 с.
4. Атлас Арктики. Под ред. А.Ф. Трешникова М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете Министров СССР, 1985, 204 с.
5. Барашкова Н.К., Кужевская И.В., Поляков Д.В. Классификация форм атмосферной циркуляции: учеб. пособие. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2015, 124 с.
6. Боков В.Н., Воробьев В.Н. Изменчивость атмосферной циркуляции и изменение климата // *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*, 2010. № 13. С. 83–88.
7. Бокучава Д. Д., Семенов В. А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2018. Т. 1. С. 28-51.
8. Вангенгейм Г.Я. Материалы для построения синоптических методов характеристики климата // *Известия ГГО*, 1933. № 2-3. С. 3–16.
9. Виноградов Н.Д., Дмитриев А.А., Болотинская М.С., Беязо В.А., Слепцов–Шевлевич Б.А. Влияние изменения циркуляции атмосферы на климат // В кн.: *Климатический режим Арктики на рубеже XX и XXI вв.* / Под ред. Б.А. Крутских. СПб.: Гидрометеоздат, 1991. С. 62-94.
10. Витязев В.В. Вейвлет-анализ временных рядов. СПб.: Изд. СПбГУ, 2001, 61 с.
11. Гаврилова М.К. Радиационный климат Арктики. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1963, 225 с.
12. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 1. Баренцево море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. Под ред. Ф.С. Терзиева и др. Л.: Гидрометеоздат, 1990, 280 с.
13. Гирс А.А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоздат, 1974, 488 с.

14. Демин В.И., Священников П.Н., Иванов Б.В. Изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы и современное потепление климата на Кольском полуострове // Вестник Кольского научного центра РАН, 2014. Т. 84. № 2. С. 101–105.
15. Дженюк С. Л. Климатообразующие факторы и климатические особенности Земли Франца-Иосифа // Труды Кольского научного центра РАН, 2014. №. 4 (23). С. 61-69.
16. Дзердзеевский Б.Л. Циркуляционные механизмы в атмосфере северного полушария в XX столетии. М., 1968, 240 с.
17. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 568 с.
18. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. – Л., Гидрометеиздат, 1960, 270 с.
19. Кононова Н. К. Изменения циркуляции атмосферы Северного полушария в XX-XXI столетиях и их последствия для климата // Фундаментальная и прикладная климатология, 2015. Т. 1. № 1. С. 133-162.
20. Кононова Н. К. Типы глобальной циркуляции атмосферы: результаты мониторинга и ретроспективной оценки за 1899-2017 гг. // Фундаментальная и прикладная климатология, 2018. Т. 3. С. 108-123.
21. Мордвинов В. И. Долговременные вариации изменчивости циркуляции атмосферы по типизации Дзердзеевского и данным архива NCEP/NCAR Reanalysis // Тр. Междунар. науч. конф. «Исследование изменений климата с использованием методов классификации режимов циркуляции атмосферы, 2016. С. 16-18.
22. Мультановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. М., ЦУУГМС, 1933. ч. 1. 142 с.
23. Орлов И.А., Сидоренков Н.С. Атмосферные циркуляционные эпохи и изменения климата // Метеорология и гидрология, 2008. № 9. С. 22–29.
24. Прохорова У. В., Священников П. Н., Иванов Б. В. Исследование временной изменчивости характеристик атмосферной циркуляции в районе арх. Шпицберген // Проблемы Арктики и Антарктики, 2017. №. 4. С. 47-56.
25. РД 52.88.699-2008 Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений, 2009, 31 с.
26. Репина И. А., Шестакова А. А., Варенцов М. И., Погарский Ф. А., Чечин, Д. Г. Опасные погодные явления в Арктике // ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЕ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ СОВРЕМЕННЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ ТЕХНОЛОГИЙ, 2019. С. 118-127.

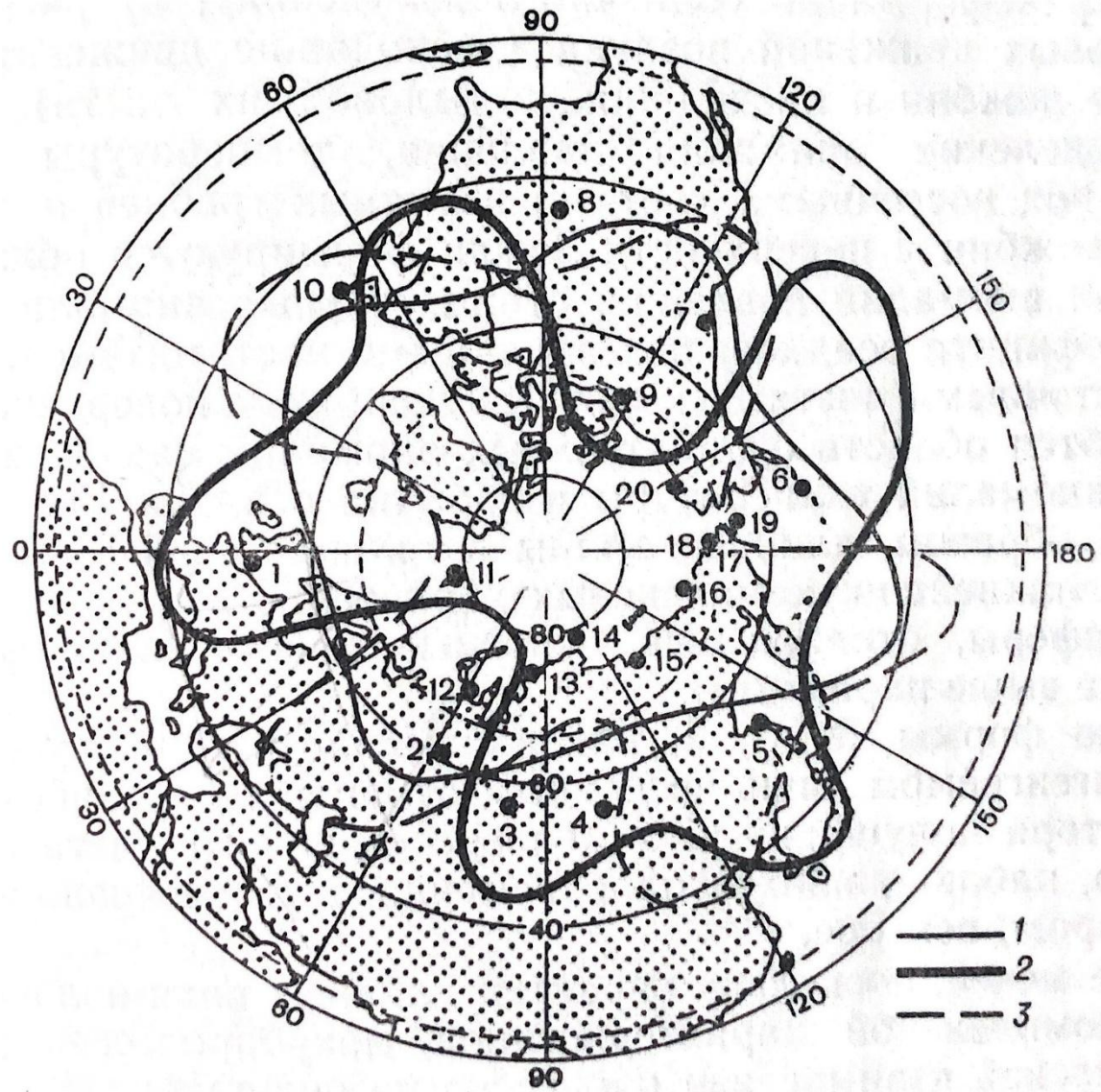
27. Савичев А.И., Мироничева Н.П., Цепелев В.Ю. Особенности колебаний атмосферной циркуляции в Атлантико-европейском секторе полушария в последние десятилетия // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета, 2015. № 39. С. 120–131.
28. Священников П. Н., Прохорова У. В., Иванов Б. В. Сравнение атмосферной циркуляции в районе архипелага Шпицберген во время потепления 1920-1950 гг. и в современный период // Метеорология и гидрология, 2020. №. 1. С. 36-44.
29. Łupikasza E.B., Niedźwiedz T., Przybylak R., Nordli Ø. Importance of regional indices of atmospheric circulation for periods of warming and cooling in Svalbard during 1920–2018 // International Journal of Climatology, 2021. vol. 41. № 6. P. 3481-3502.
30. AMAP. Climate Change Update 2019: An Update to Key Findings of Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Oslo, 2019. p. 12.
31. Box J.E., Colgan W.T, Christensen T.R, Schmidt N.M., Lund M., Parmentier F.J.W, Brown R., Bhatt U.S, Euskirchen E.S., Romanovsky V.E., Walsh J.E., Overland J.E., Wang M., Correll R.W., Meier W.N., Wouters B., Mernild S., Mård J., Pawlak J., Olsen M.S. Key indicators of Arctic climate change: 1971–2017 // Environmental Research Letters, 2019. vol. 14. № 4. P. 045010.
32. IPCC. Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C. 2018, 630 p.
33. IPCC. Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate. 2019, 765 p.
34. Merry R. J. E. Wavelet theory and applications: a literature study // DCT rapporten, 2005, vol. 2005.053, 50 p.
35. Nordli Ø., Przybylak R., Ogilvie A.E.J., Isaksen K. Long-term temperature trends and variability on Spitsbergen: the extended Svalbard Airport temperature series, 1898–2012 // Polar research, 2014. vol. 33. № 1. P. 21349. <https://doi.org/10.3402/polar.v33.21349>
36. Przybylak R., Wszyński P. Air temperature changes in the Arctic in the period 1951–2015 in the light of observational and reanalysis data // Theoretical and Applied Climatology, 2020. vol. 139. № 1. P. 75-94.
37. Wegmann M., Brönnimann S., Compo G. P. Tropospheric circulation during the early twentieth century Arctic warming // Climate dynamics, 2017. vol. 48. № 7-8. P. 2405-2418. <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3212-6>

Интернет-ресурсы:

38. Всероссийский Научно-исследовательский институт Гидрометеорологической Информации - Мировой центр Данных (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД») [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru/data> (Дата обращения 3.04.2021).

39. Электронный атлас "Климат морей России и ключевых районов Мирового океана". Баренцево море. [Электронный ресурс]. URL: www.aari.ru/resources/a0013_17/barents/atlas_barents_sea/_Atlas_Barenc_Sea_seasons/text/Barenc.htm#2p4 (Дата обращения 01.05.2021)
40. European Climate Assessment and Dataset (ECA&D) [Электронный ресурс]. URL: <https://www.ecad.eu/dailydata/index.php> (Дата обращения 10.05.2021).
41. Norwegian Centre for Climate Services (NCCS) [Электронный ресурс]. URL: <https://seklima.met.no/> (Дата обращения 3.04.2021).

Схема положения высотных гребней и ложбин при макропроцессах W (1), E (2), C (3) (Гирс, 1974).



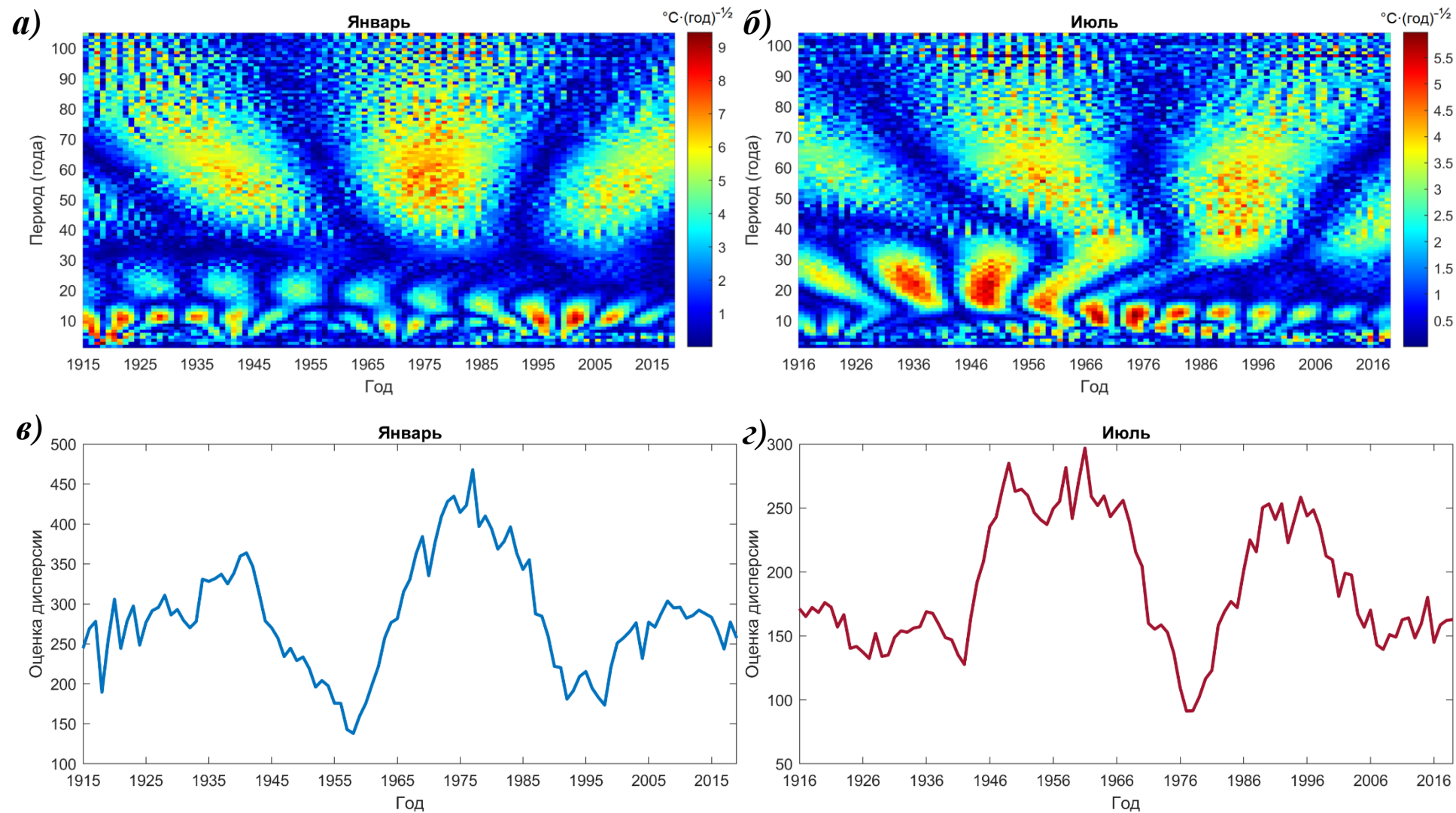
Информация о метеорологических станциях и полученных данных для исследования.

Индекс ВМО	Название	Широта	Долгота	Высота над уровнем моря, м	Период наблюдений	Дискретность	Данные	Источник		
20046	ГМО имени Э.Т.Кренкеля	80°37' с.ш.	58°03' в.д.	21	1929–1965	Срочные	Средняя скорость ветра	Фонд ААНИИ		
					1966–2019			ВНИИГМИ-МЦД		
20744	Малые Кармакулы	72°22' с.ш.	52°43' в.д.	18	1922–1965			Фонд ААНИИ		
					1966–2020			ВНИИГМИ-МЦД		
22028	Териберка	69°12' с.ш.	35°07' в.д.	33	1889–2020			Срочные	Средняя скорость ветра	ВНИИГМИ-МЦД
22165	Канин Нос	68°39' с.ш.	43°18' в.д.	48	1915–2020					
22292	Индига	67°41' с.ш.	48°41' в.д.	3	1923–2020					
20107	Баренцбург	78°04' с.ш.	14°15' в.д.	73	1966–2019					
1026	Тромсё	69°39' с.ш.	18°55' в.д.	100	1920–2020			Срочные	Средняя скорость ветра	Norwegian Centre for climate services (seklima.met.no)
1098	Вардё	70°22' с.ш.	31°05' в.д.	10	1920–2020					
1028	Бьёрнёйа	74°31' с.ш.	19°01' в.д.	16	1920–2020					
1001	о. Ян-Майен	70°56' с.ш.	8°40' з.д.	10	1956–2020					
1062	о. Надежды	76°31' с.ш.	25°01' в.д.	6	1945–2020					
04320	Данмарксхавн	76°46' с.ш.	18°40' з.д.	12	1958–2019	Среднесуточные	Средняя скорость ветра	ЕСАД		

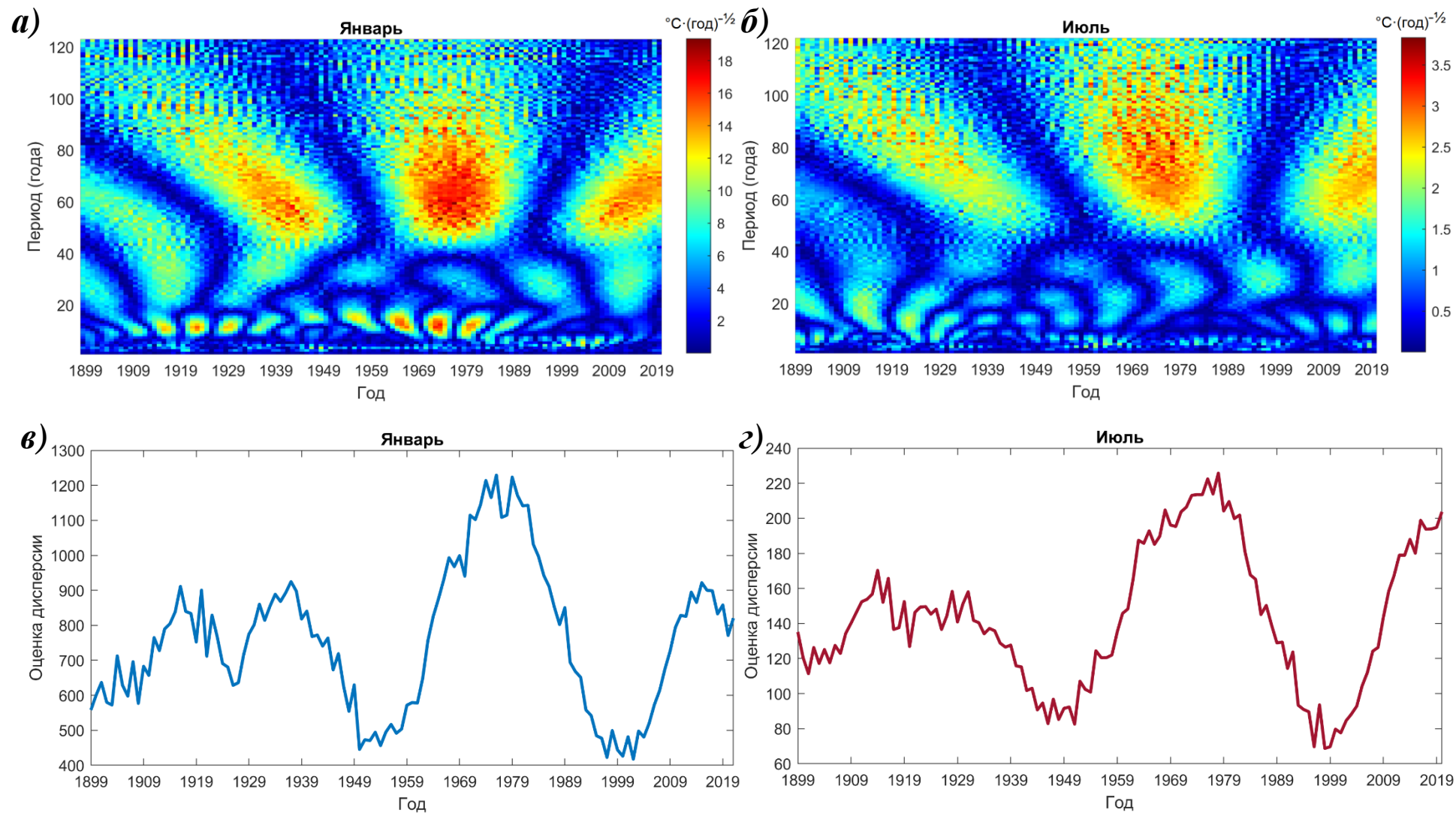
Дискретность срочных данных наблюдений за скоростью ветра на норвежских метеорологических станциях.

Вардё	<i>1920–1956 гг.</i> Дискретность 6 ч. (с 7 ч. утра до 19 ч. вечера)	<i>1957–1995 гг.</i> Дискретность 6 ч. (4 срока)	<i>1996–2003</i> Дискретность 3 ч. (8 срока)	<i>С 2003 по наст. время</i> Дискретность 1 ч.
о. Надежды	<i>1945–1955 гг.</i> Дискретность 6 ч. (с 7 ч. утра до 19 ч. вечера)	<i>1956–1995 гг.</i> Дискретность 6 ч. (4 срока)	<i>1996–2010</i> Дискретность 3 ч. (8 срока)	<i>С 2010 по наст. время</i> Дискретность 1 ч.
Тромсё	<i>1920–1999 гг.</i> Дискретность 6 ч. (с 7 ч. утра до 19 ч. вечера)	<i>2000–2003 гг.</i> Дискретность 6 ч. (4 срока)		<i>С 2003 по наст. время</i> Дискретность 1 ч.
Бьёрнёйа	<i>1920–1955 гг.</i> Дискретность 6 ч. (с 7 ч. утра до 19 ч. вечера)	<i>1956–2006 гг.</i> Дискретность 6 ч. (4 срока)		<i>С 2006 по наст. время</i> Дискретность 1 ч.
о. Ян-Майен	<i>1956–1990 гг.</i> Дискретность 6 ч. (4 срока)		<i>С 2000 по наст. время</i> Дискретность 1 ч.	

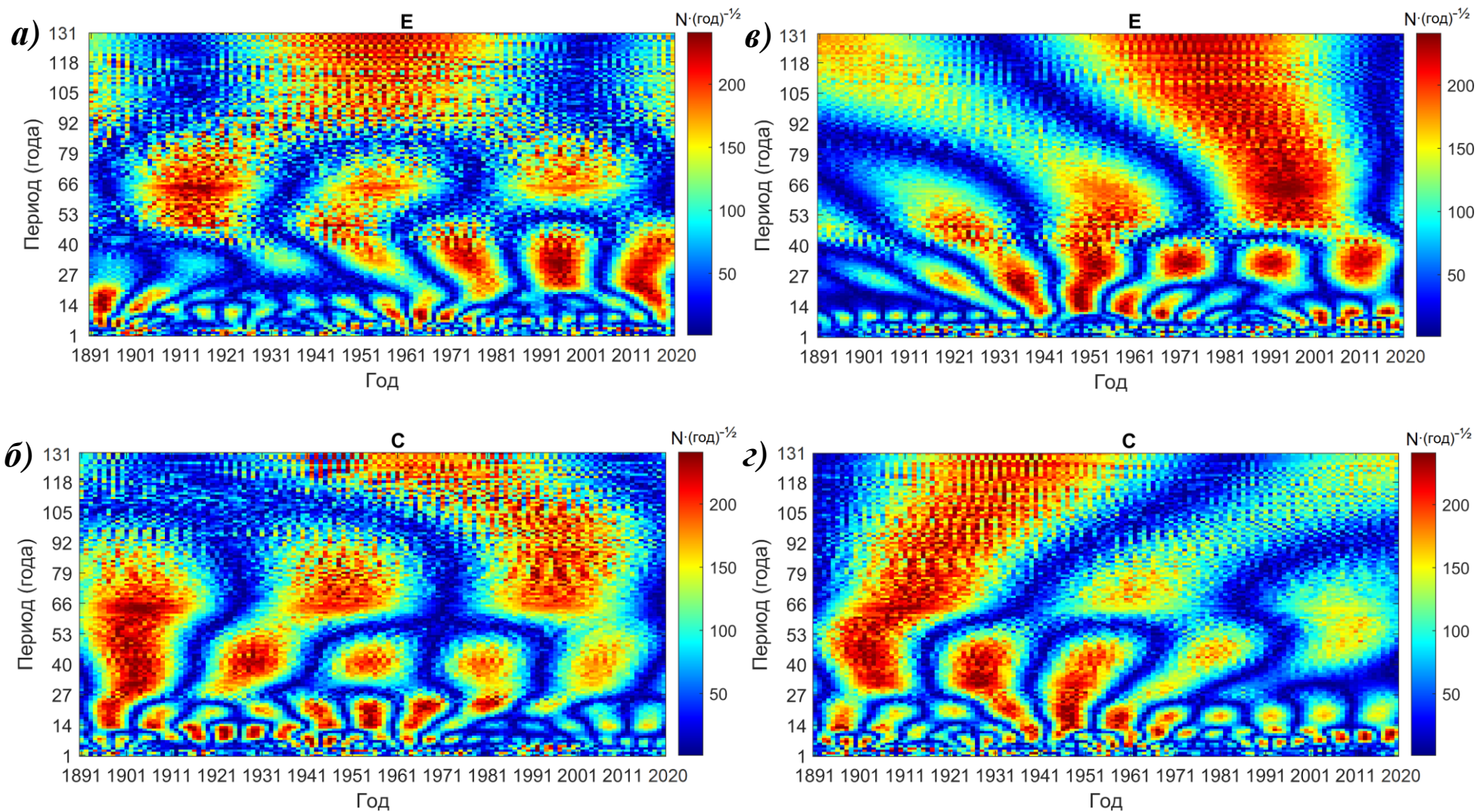
Вейвлет–спектры (а-б) и временные изменения оценки дисперсии (в-г) рядов средней за январь и июль приземной температуры воздуха по данным метеорологической станции Канин Нос за период 1915–2019 гг.



Вейвлет–спектры (а-б) и временные изменения оценки дисперсии (в-г) рядов средней за январь и июль приземной температуры воздуха по данным метеорологической станции, расположенной в аэропорту Свальбард за период 1898–2020 гг.



Вейвлет-спектры временных рядов ежегодной повторяемости (N) восточной (E) и меридиональной (C) форм атмосферной циркуляции для января (а-б) и июля (в-г) за период с 1891 по 2020 гг.



Приложение 7

Повторяемость высоких скоростей ветра (выше 15 м/с) на высоте 10 м. на исследуемых метеорологических станциях для холодного (октябрь–март) и тёплого (апрель–сентябрь) сезонов за период первого потепления (с 1920 по 1950 гг.), период похолодания (1950–1985 гг.) и период современного потепления (с 1985 гг.), в процентах (%). *Прочерк (–) обозначает отсутствие данных наблюдений.*

Станция	1920–1950 гг.		1950–1985 гг.		1985–2020 гг.	
	Холодный	Тёплый	Холодный	Тёплый	Холодный	Тёплый
	Повторяемость, %					
<i>ГМО им. Э.Т. Кренкеля</i>	9.0	2.1	5.2	1.4	3.8	1.2
<i>Баренцбург</i>	–	–	1.3	0.2	0.4	0.0
<i>о. Надежды</i>	–	–	3.5	0.7	0.8	0.1
<i>Данмарксхавн</i>	–	–	1.5	0.4	2.1	0.3
<i>Бьёрнёйа</i>	15.1	5.5	7.6	1.4	5.7	0.8
<i>Малые Кармакулы</i>	21.2	10.3	18.2	8.1	15.4	7.4
<i>о. Ян-Майен</i>	–	–	9.3	2.2	6.2	1.8
<i>Вардё</i>	13.4	2.7	3.1	0.4	3.3	0.3
<i>Тромсё</i>	0.9	0.2	0.1	0.0	0.0	0.0
<i>Териберка</i>	1.4	0.6	12.7	3.1	7.4	2.1
<i>Канин Нос</i>	7.2	2.4	12.3	3.7	7.0	2.1
<i>Индига</i>	5.1	1.2	6.0	1.0	4.1	0.7