

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«Российский государственный гидрометеорологический университет»

На правах рукописи

Гечайте Индре

**КОЛЕБАНИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ КАК ФАКТОР
ФОРМИРОВАНИЯ СИЛЬНЫХ ЗИМНИХ ПОХОЛОДАНИЙ В
ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА**

Специальность: 25.00.30 – метеорология, климатология, агрометеорология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
Доктор географических наук, профессор
Угрюмов Александр Иванович

Научный консультант:
кандидат географических наук, доцент
Цепелев Валерий Юрьевич

Санкт-Петербург

2016

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

ВВЕДЕНИЕ.....	4
1. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ: ФАКТЫ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ.....	11
1.1. Аномальные зимние похолодания на фоне глобального потепления.....	12
1.1.1. Синоптические причины изменений температуры воздуха в Европе	16
1.1.2. Определение аномалий холода	17
1.1.3. Периоды аномальных похолоданий	20
1.2. Общие черты атмосферной циркуляции в Северном полушарии и влияние на погоду	21
1.2.1. Барические образования умеренных широт	22
1.2.2. Высотные фронтальные зоны, струйное течение и волны Россби	26
1.2.3. Блокирующие процессы в атмосфере	27
1.2.4. Классификации атмосферной циркуляции	30
1.3. Низкочастотные колебание атмосферной циркуляции.....	36
1.4. Термодинамические характеристики стратосферной циркуляции	38
Выводы к главе №1.....	42
2. БАЗЫ ДАННЫХ И СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТДЫ ОБРАБОТКИ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ	44
2.1. Географические аспекты исследуемой территории и особенности атмосферной циркуляции.....	44
2.2. Базы данных метеопараметров и временные ряды	45
2.3. Статистические методы анализа временных рядов	51
Выводы к главе №2.....	55
3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТЕНДЕНЦИИ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА ЗИМОЙ	56
3.1. Среднесезонная температура воздуха зимы в 1951-2013 гг.....	56
3.2. Тенденции изменения температуры воздуха	59
3.3. Тенденции изменения температуры воздуха с 1800 годов.....	61
Выводы к главе №3.....	64
4. ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕРИОДОВ СИЛЬНЫХ ПОХОЛОДАНИЙ, МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ И КАТАЛОГ ХОЛОДНЫХ ЗИМ	65
4.1. Методика выделения аномальных месяцев зимы	65
4.2. Каталог холодных зим в 1951-2013 гг.....	69
4.2.1. Долговременные тенденции изменений повторяемости аномалий температуры	72

4.3. Методика выделения аномальных похолоданий	75
4.4. Периоды сильных похолоданий в 1951-2013 гг.	76
4.4.1. Распределение генерализованных экстремальных величин.....	79
Выводы к главе №4.....	83
5. АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ИХ СВЯЗИ С СИЛЬНЫМИ ПОХОЛОДАНИЯМИ НА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА.....	84
5.1. Классификации атмосферной циркуляции.....	84
5.1.1.Классификация атмосферных макропроцессов по Г. Я. Вангенгейму- А. А. Гирсу	86
5.1.2.Элементарные циркуляционные механизмы по Б. Л. Дзердзеевскому.....	93
5.1.3. Автоматизированная схема типизации Лэмба.....	99
5.1.4. Траектории арктических вторжений в умеренные широты	107
Выводы к главе №5.....	110
6. КРУПНОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ИХ РОЛЬ ФОРМИРОВАНИИ ПЕРИОДОВ ЗИМНИХ ПОХОЛОДАНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА	111
6.1. Вариации активности Исландской депрессии	111
6.2. Арктическое колебание, типы атмосферной циркуляции и региональная температура	113
6.2.1. Связь между индексом Арктического колебания и типами атмосферной циркуляции	113
6.2.2. Связь между месячными значениями Арктического колебания и температуры воздуха	117
6.2.2. Связь между суточными изменениями Арктического колебания и температуры воздуха	120
6.3. Влияние стратосферной циркуляции на возникновение зимних региональных похолоданий.....	122
6.3.1. Северная кольцевая мода	122
6.3.2. Взаимосвязь тропосфера – стратосфера во время аномальных похолоданий	127
Выводы к главе №6.....	136
ЗАКЛЮЧЕНИИ.....	137
ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ.....	139
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	140
ПРИЛОЖЕНИЯ	156
Приложение А Даты начала периодов аномальных похолоданий	156
Приложение Б Сокращения и расшифровка названий типов атмосферной циркуляции по классификации Лэмба.....	167

ВВЕДЕНИЕ

Температура воздуха у поверхности земли является одной из самых распространенных метеорологических величин в исследованиях. Данный параметр отражает изменения теплового баланса и циркуляции атмосферы. Возникновение аномалий температуры уже несколько столетий привлекает внимание ученых и каждый раз требуются все новые и новые результаты анализа в связи с изменчивостью окружающей среды.

Независимо от общей тенденции потепления климата в XX–XXI вв., когда все чаще зимой фиксируется температура воздуха выше климатической нормы, возникают и такие случаи, когда зимняя температура опускается до экстремально низких значений. Особенное внимание вызвали недавние зимы 2009-2010, 2010-2011 и 2012-2013 годов, которые выделялись большими аномалиями холода. Предполагается, что вероятность значительных аномалий холода в будущем сохранится, кроме того, похолодания могут быть еще более сильными [117]. Не исключено, что сейчас рост температуры в северных районах умеренных широт замедляется, а в некоторых из них, в последние годы, даже наблюдается отрицательный тренд температуры, что может быть не временным, а длительным явлением [61]. По мнению некоторых авторов [38], система климата является саморегулирующимся механизмом, который в данный момент времени работает как отклик на предыдущее резкое потепление тропосферы. Резюмируя можно сказать, что в среде научных теорий изменений климата выделяется две направления – 1) потепление климата, как следствие антропогенного фактора, и оно будет длиться до конца XXI века [2, 16, 39, 101, 102] существуют внутренние колебания системы климата, которые имеют некоторую периодичность (например, 60-летний цикл [2, 7, 14, 37, 61]), и данный этап времени принадлежит к концу теплого периода. Циркуляция атмосферы – единственный фактор, способный вызвать существенные похолодания, даже на фоне положительного климатического тренда. В связи с этим, очень важно понять, какой вклад принадлежит макроциркуляционным процессам атмосферы в длительные колебания температуры воздуха. Важным вопросом остается: почему нынешние модели климата все еще не в силах с высокой точностью прогнозировать существенные похолодания в условиях сегодняшнего климата?

В данной работе анализируются крупные зимние похолодания в восточной части Балтийского региона Европы и циркуляционные причины их происхождения. Очень важным фактором для температурного режима в Балтийском регионе является распределение ближайших материков, океанов и морей. На западе, относительно региона, расположены акватории Балтийского моря и Атлантического океана, со стороны которых зимой приходят теплые и влажные воздушные массы. На севере лежит Скандинавия, Баренцево море и Северный ледовитый океан. Отсюда на регион распространяются северные потоки холодного арктического воздуха. На восток тысячами километров длится континент Евразии, где формируется

Сибирский антициклон, который в некоторые зимы может достигнуть своим гребнем анализируемого региона, что приводит к большим отрицательным аномалиям температуры. С юга регион достигают циклоны от Средиземного и Черного морей.

Для погодных условий Балтийского региона, который является частью умеренных широт, большую роль играет преобладающий западный перенос воздушных масс, и существенные аномалии погоды связаны с отклонением данного потока воздуха от его климатического расположения. Очевидно, что чем это отклонение больше, тем больше проявляется аномальность в исследуемом регионе. Такая ситуация характеризуется большой амплитудой длинных атмосферных волн, где ложбина может быть причиной отрицательных аномалий температуры, а гребни – положительной. Нормальное поле распределения температуры особо деформируется при обратном переносе воздушных масс (с востока на запад), когда в толще тропосферы формируется мощный блокирующий процесс.

Таким образом, колебания температуры в региональном масштабе зависят от преобладающего переноса воздушных масс, быстродвигающихся барических образований синоптического масштаба, процессов блокирования, которые, в свою очередь, зависят от макроциркуляционных процессов в атмосфере. Поэтому, изменения температуры воздуха в зимнее время года, могут быть описаны на основании анализа низкочастотных колебаний атмосферной циркуляции. Для данной цели, чаще всего используются климатические индексы Северо-Атлантического колебания (САК) и Арктического колебания (АК), которые являются главной модой изменчивости крупномасштабной циркуляции атмосферы в рамках Северной Атлантики (САК) и всего Северного полушария (АК).

Систематизация атмосферных процессов с помощью методов климатологической синоптики является одним из простых и часто используемых способов оценки генезиса климатических и долговременных погодных аномалий. Последовательный анализ процессов, ответственных за формирование аномалий холода во времени и в пространстве помогает лучше понять общие закономерности циркуляции атмосферы в северном полушарии и применять их в прогнозе климата и погоды.

Актуальность работы

Аномалии холода являются одним из самых важных вопросов в долгосрочном прогнозе погоды. Научные исследования показали, что от аномального холода умирает в 17 раз больше людей, чем от жары. Также известно, что резкий скачек температуры может существенно повлиять на здоровье человека. Не зря для каждого региона установлен предел отрицательной температуры, за которым рекомендуется меньше находиться на улице, особенно это касается детей. Например, в Литве при температуре ниже -20°C дома должны остаться ученики младших

классов, а ниже $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$ и все остальные. Для центральной части России поводом для отмены занятий у начальных классов служит температура $-23\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $-25\text{ }^{\circ}\text{C}$. Учащиеся средних классов могут не посещать занятия при $-26\text{ }^{\circ}\text{C}$ – $-28\text{ }^{\circ}\text{C}$, а старшеклассники – от $-31\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже. Такие температурные рамки действуют в Москве, Санкт-Петербурге, Нижнем Новгороде, Смоленске и других городах средней полосы России [17]. Суровые зимы всегда приносили много ущерба в разных областях деятельности человека. От аномалий холода могут пострадать и плодовые деревья. Например, 1978 г. очень сильно пострадали яблони, груши, вишни, сливы, а из ягодных культур - крыжовник и малина [137]. Сильные похолодания отрицательно влияют на сферу транспорта и коммуникаций, может ухудшиться состояние зданий, как например в 2010 году [6], возрастает расходы на отопление помещений, заметно нарушение некоторых видов деятельности, в частности, проводимых на улице.

Последние десятилетия показали, что в зимнее время года возрастает неустойчивость погодных условий. Еще в конце XX века большинство научно-исследовательских центров по изучению климата, основываясь на результаты прогностических моделей, сообщали, что климат будет теплеть и аномалии холода в умеренных широтах станет редким явлением. Тенденции последних годов (2006, 2010, 2011, 2012) показали, что вероятность возникновения таких аномалий сохраняется, что подтверждает и низкочастотное колебание системы климата (например, АК, САК), которое часто переходит в свою отрицательную фазу, свойственную для середины XX века.

Очевидно, что циркуляция атмосферы в умеренных широтах является одним из главных факторов, регулирующий изменчивость погоды и формирующий климат. От ее характера и интенсивности в Атлантико-Европейском секторе, и, без сомнения, во всем Северном полушарии зависит режим температуры в исследуемом регионе. С другой стороны, существует много других факторов, которые влияют на колебание самой атмосферной циркуляции: изменение температуры поверхности океанов в тропических, умеренных широтах, изменении ледяного покрова в полярных регионах, изменении снежного покрова, солнечная активность, вулканизм, аэрозоли и концентрация парниковых газов в атмосфере и др. В последние года установлено, что существенным фактором может быть и взаимодействие стратосфера-тропосфера. Исходя из выше изложенного, можно сказать, что анализ процессов атмосферной циркуляции является важным этапом при прогнозе погоды любой заблаговременности и, что без данной процедуры невозможно оценить тенденции регионального изменения климата, а также понять причины этого.

Цель работы

Цель работы состоит в анализе статистических характеристик временных рядов аномалий (в основном отрицательных) приземной температуры воздуха в восточной части Балтийского

региона и в объяснении генезиса длительных и кратковременных существенных отклонении температуры от климатической нормы динамикой атмосферной циркуляции.

Основные задачи исследования:

1. Определить критерии, необходимые для выделения крупных аномалий температуры воздуха у поверхности земли. Установить временную динамику аномалий холода в контексте изменении климата.
2. Создать календарь аномально холодных месяцев зимы и периодов относительно коротких, но сильных аномальных похолоданий за 1951-2013 гг.
3. Определить циркуляционные условия, благоприятные для формирования аномалий холода на основе различных классификаций атмосферной циркуляции Северного полушария.
4. Разработать классификацию атмосферной циркуляции регионального масштаба, адаптированную для восточной части Балтийского региона.

Оценить связи между аномалиями холода и низкочастотными колебаниями атмосферной циркуляции в Северном полушарии, в том числе изменений термодинамических процессов в стратосфере.

Методы и материалы исследования.

Основными методами, используемыми при выполнении работ, являются статистический, корреляционный, кластерный и дисперсионный анализ данных и численное моделирование, а также анализ и интерпретация полученных результатов. Используются данные метеорологических станций Балтийского региона, а также данные полей метеорологических величин из крупных метеорологических, климатических и атмосферных центров исследований (*NCAR, NCEP, CPC, MERRA*), климатические и метеорологические базы данных *E-OBS* и *KNMI*. Кроме того, использовалась численная модель *NOAA HYSPLIT*, для вычисления траекторий частиц воздуха и визуализации процесса адвекции холода и модель, построенная на уравнении Р. А. Пламба, для расчетов динамики и дивергенции трехмерного вектора потоков волновой активности на горизонтальной плоскости.

Основные положения, выносимые на защиту

- Анализ климатической изменчивости температуры воздуха в восточной части Балтийского региона в 1951–2013 гг.
- Определение критериев выделения аномалий холода зимы по месячным и суточным данным в восточной части Балтийского региона.
- Анализ повторяемости аномально холодных месяцев и кратковременных периодов сильных похолоданий за 1951-2013 гг. в восточной части Балтийского региона.

- Анализ состояния объектов тропосферной циркуляции, определяющих формирование аномалий холода в восточной части Балтийского региона, на основе трех классификаций циркуляции, индексов Исландской депрессии и Арктического колебания.
- Результаты корреляционного анализа Северной кольцевой моды на различных изобарических поверхностях (от 1000 до 10 гПа) в годы с аномалиями холода в восточной части Балтийского региона.
- Результаты моделирования потоков волновой активности в системе стратосфера-тропосфера перед периодами аномалий холода в восточной части Балтийского региона.

Научная новизна работы

1. Впервые выделены аномально холодные месяцы для всех стран Прибалтики и соседних районов. Создан календарь уровней аномальности температуры воздуха для каждого месяца зимы в 1951–2013 гг. (в общей сложности 106 точек сетки координат). Проведен анализ климатической тенденции изменения температуры воздуха зимой и установлена вероятность очень низких температур для различных интервалов времени анализируемого периода. Установлены точные даты аномально холодных периодов для 11-ти метеорологических станций, расположенных на исследуемой территории.
2. Создана региональная классификация типов атмосферной циркуляции по примеру автоматизированной схемы типизации Лэмба (методом Jenkinson-Collison).
3. Впервые для Балтийского региона, получены связи крупных аномалий температуры воздуха с конкретными типами тропосферной циркуляции и термодинамическими процессами в стратосфере. Таким образом, формирование отрицательных аномалий приземной температуры воздуха является следствием изменений атмосферной циркуляции от поверхности земли до 10 гПа.

Практическая и научная значимость

Полученные связи типов атмосферной циркуляции со значительными аномалиями холода в восточной части региона Балтийского моря позволяют лучше понять особенности механизма их формирования. Статистические параметры данных связей могут быть хорошим инструментом для улучшения качества долгосрочных прогнозов погоды, которые необходимы для реализации мер по адаптации человека в разных отраслях деятельности по отношению к экстремальным погодным и климатическим условиям.

Достоверность научных результатов

Определяется большим объемом фактического материала, прошедшего верификацию в крупных научно-исследовательских центрах, а также использованием современных

апробированных методов статистической обработки временных рядов и полей метеорологических величин. Полученные результаты не противоречивы существующим представлениям об общей циркуляции атмосферы и климатологической изменчивости приземной температуры воздуха в умеренных широтах Северного полушария. Работа выполнялась при поддержке Российского научного фонда (грант № 14-17-00685).

Личный вклад автора

Все результаты, представленные в диссертационной работе, получены автором самостоятельно или при его непосредственном участии в коллективе соавторов. Личный вклад автора заключается в постановке целей работы и формулировке задач исследований, а также в их решении, математической обработке и научном анализе результатов статистических расчетов и моделирования.

Апробация и публикация работы

Работа выполнялась на метеорологическом факультете РГГМУ с 2012 по 2016 гг. Результаты работы докладывались и обсуждались на Международной Байкальской молодежной научной школе по фундаментальной физике (Иркутск, Россия, 2015 г.). Результаты диссертации представлены для Международной конференции «Исследование изменений климата с использованием методов классификации режимов циркуляции атмосферы» (Москва, Россия, 2016 г.). Результаты работы докладывались на Международной молодежной научной конференции Proceedings of the 19th Conference for Junior Researchers “Science – Future of Lithuania” Environmental protection engineering (Vilnius, Lithuania, 2016). Также результаты докладывались на итоговой сессии Ученого совета РГГМУ.

Публикации по теме диссертации:

Стати в журналах, входящих в перечень ВАК:

1. Rimkus E., Kažys J., Butkutė S., Gečaitė I. Snow cover variability in Lithuania over the last 50 years and its relationship with large-scale atmospheric circulation // Boreal Environment Research. – 2014 – N. 19: 337–351.
2. Гечайте И., Погорельцев А.И., Угрюмов А.И. Влияние Арктического колебания на температурный режим восточной части Балтийского региона // Солнечно-земная физика, 2016. Т. 2, No 1. с. 64-70.

Другие публикации за период подготовки диссертации:

1. Gečaitė I. The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold in the Eastern Baltic Sea region. Proceedings of the 19th Conference for Junior Researchers „Science – Future of Lithuania“. Environmental protection engineering. 2016, Vilnius, Lithuania.

2. Гечайте И. Макроциркуляционные процессы, влияющие на температурный режим восточной части региона Балтийского моря. Статья для конференции «Исследование изменений климата с использованием методов классификации режимов циркуляции атмосферы». 2016, Москва, Россия.

Публикации, представленные к печати:

1. Гечайте И., Угрюмов А.И., Погорельцев А.И. Волновое взаимодействие стратосфера-тропосфера, как предвестник аномальных похолоданий в восточной части Балтийского региона // Ученые записки РГГМУ, 2016, в печати.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, 6 глав, заключения, списка литературы, содержащего 208 наименований и 12 приложений. Общий объем диссертации составляет 167 страниц, в том числе 79 рисунков и 9 таблиц.

1. ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ: ФАКТЫ И ВОЗМОЖНЫЕ МЕХАНИЗМЫ

За последние несколько десятилетий климат Земли пережил множество колебаний, и больше всего это отражается на увеличении частоты погодных аномалий во всех регионах. Самые большие изменения были зафиксированы в колебаниях температуры и связанных с ними показателей опасных атмосферных явлений, которые стали более экстремальными. Глобальная тенденция потепления выражается в том, что средняя годовая приземная температура воздуха за 1951-2010 гг. выросла более чем на 0,6 °С, еще больше потепление заметно в зимний период, особенно в высоких широтах [39, 101, 102], которые наиболее чувствительны к эффекту обратных связей при изменении температуры и ледового-снежного покрова [64]. Ученые считают, что основным фактором, определяющим потепление климата в последнее время, является антропогенное увеличение выбросов парниковых газов [16, 39, 101, 102], но не исключают возможности того, что большое влияние могут иметь внутренние долгосрочные перестройки атмосферной циркуляции [2, 7, 37, 61], периодичность солнечной активности [126], космическая ритмика [14]. Важно отметить, что изменения климата в XX в. происходили чрезвычайно неравномерно, как по сезонам, так и по поверхности земного шара. При этом пространственная неравномерность изменений температуры воздуха была связана не только с географической широтой, но еще и с долготой региона. Построенные карты разности среднегодовой и сезонной температуры воздуха Северного полушария в наиболее теплое двадцатилетие (1986–2005 гг.) и наиболее холодное двадцатилетие (1911–1930 гг.) показали, что максимальное потепление охватило умеренные широты континентов Евразии и Северной Америки [37].

В конце XX века потепление развивалось особенно бурно, что вызвало серьезную озабоченность. В течение двух последних десятилетий, ученые создали множество проекций будущего, чтобы осуществить долгосрочный прогноз изменения климата и связанных с этим характеристик погодных явлений на основе различных сценариев изменения климата [100, 101]. Прогнозируемые темпы роста температуры были огромными: в соответствии с различными сценариями IPCC предсказано, что к 2100 году температура поднимется на величину от 1,4 до 5,8 °С, а в регионе Балтийского моря среднегодовая температура должна подняться даже на 3-5 °С. Особенно резкое повышение температуры воздуха предусмотрено в феврале: в ближайшие сто лет она должна подняться на 3-9 °С. Также были опасения по поводу термохалинной циркуляции океана, которая, считалось, полностью ослабится и произойдет драматическое таяние Арктических льдов [161, 187].

1.1. Аномальные зимние похолодания на фоне глобального потепления

Несмотря на то, что на протяжении последних трех десятилетий в Северном полушарии преобладают аномально теплые зимы, однако, зафиксированы и особенно холодные месяцы, с волнами холода очень низких температур (как, например, зимы 2006, 2010, 2011, 2012 г.). Считается, что при потеплении климата, особенно в регионе Арктики и прилегающих территориях, погодные экстремумы можно ожидать и в будущем [59, 111, 114, 138, 193]. Также важно отметить, что в Северном полушарии за последнее десятилетие температура перестала расти, а в некоторых регионах она имеет отрицательную тенденцию изменения [61]. Важно отметить и тот факт, что не во всех регионах Северного полушария последнее потепление стало доминирующим. Например, исследования показали, что в Мурманской области последнее потепление было слабее по сравнению с потеплением, зафиксированным в 1930 годах [11]. Реальная изменчивость температуры отличается от прогнозов климатических моделей, разработанных на основе воздействия антропогенного фактора на атмосферу. Так, понижение температуры воздуха за последние десятилетия наблюдается в восточной части Северной Америки, на западе Северной Атлантики и в северной части Евразии [61,81].

Неравномерный тренд температуры в различных регионах влияет на особенности распределения термобарических полей в Северном полушарии, как следствие эффекта обратных связей. Исследования показывают, что в Арктическом регионе, который является, пожалуй, наиболее чувствительным к изменению климата, с 1989 года замечено постепенное уменьшение ледового покрова [73, 122]. В последние годы проведено много исследований влияния климатических изменений в Арктике на погодные условия прилегающих регионов. Расчеты показали, что температура поверхности моря в Арктике оказывает существенное влияние на циркуляцию атмосферы, и ответ атмосферы на эффект таяния морского льда зависит от общего ее состояния, которое может быть охарактеризовано с помощью индекса Арктического колебания [46]. Существует вероятность того, что положительные аномалии температуры в Арктике с помощью атмосферной циркуляции могут влиять на погоду соседних регионов [180], при этом снижение меридионального градиента температуры ослабляет полярное струйное течение [81]. Не исключено, что ослабление струйного течения при уменьшении количества морского льда определяет образование экстремального холода зимой на континентах средних широт, из-за развития меридиональной циркуляции в атмосфере [93, 183]. Другие исследования подтверждают это: возникшие аномалии давления приводят к хорошо выраженным изменениям динамики планетарных волн [105], которые приобретают большую амплитуду с волновым числом $m=1,2$.

На основании результатов моделирования [146] установлено, что снижение количества арктического морского льда влияет на образование меридиональной структуры планетарных волн в умеренных широтах. Было отмечено, что в начале зимы волны Россби стационаровались под влиянием аномалий турбулентного потока тепла, которые образовались из-за уменьшенной площади ледяного покрова. Волны Россби, как правило, усиливают Сибирский антициклон, который влияет на формирование аномалий холода на Дальнем Востоке в связи с усилением адвекции арктических/сибирских воздушных масс. Моделирование ситуации с уменьшенным ледяным покровом и зафиксированными аномально низкими температурами воздуха над Евразией зимой показали, что большое значение имело ослабившийся влияние Исландской депрессии [93].

Изменение характеристик местоположения и интенсивности Исландской депрессии имеет существенное влияние на погодные условия в Европе, особенно в зимнее время. За период 1955-1970 гг. обнаружена тенденция сдвига Исландской депрессии на юг, после 1980-ых отмечался сдвиг на север и восток [130], что хорошо отражает и характер аномалий температуры в Европе за эти периоды времени. Действительно, было установлено, что в период 1956-2005 гг. холодные зимы в Европе были связаны со снижением площади льда в Баренцевом и Карском морях [203]. Обнаружена тенденция снижения температуры воздуха в зимнее время в полосе, которая проходит через умеренные широты Евразии. Исследователи объяснили, что снижение градиента температуры с севера на юг создают благоприятные условия для ослабления западных ветров зимой в средних широтах Евразии, что и привело к снижению зимней температуры воздуха [144]. Установлено, что в 1988–1994 гг. давление на уровне моря над Арктикой уменьшалось (относительно климатической нормы), особенно осенью и зимой [172,196].

Увеличенная меридиональность циркуляции в период глобального потепления, о которой говорилось выше, должна приводить к усилению адвекции тепла в арктические районы. Наибольшее повышение температуры в Арктике зафиксировано зимой, и даже больше, чем в умеренных широтах, но ледяной покров в зимний период практически не уменьшается [57]. Также, было обнаружено, что потепление в Арктике выше 700 гПа в основном определяется температурным режимом поверхности моря в более низких широтах, где согреваются воздушные массы, приходящие в Арктический регион [168]. Это подтверждается и другими исследованиями [74], которые показали, что для потепления Арктики большое влияние имеет усиленная адвекция теплых и облачных воздушных масс в Арктику. Интенсификация тепловой адвекции в Арктике была обнаружена и в работе [133], что, по мнению авторов, связано с повышенной циклонической деятельностью. Установлено, что больше всего водяного пара Арктику достигает в долготном диапазоне от 10°з.д. до 50°в.д., что связано с динамикой циклонической деятельности в северной части Атлантики [71]. Таким образом, потепление Арктики является последствием увеличенного обмена воздушных масс между полюсом и низкими широтами, а

самым влиятельным регионам дальних связей указывается тропическая часть Тихого океана, где велики аномалии скрытого тепла [189].

В работе [37] показано, что существенной особенностью климатических вариаций температуры воздуха в Арктике в XX в. является смена периодов похолоданий и потеплений. Так, похолодание в начале века сменилось потеплением 20–40-х гг., известным в климатической литературе как «период потепления Арктики». Затем наблюдался относительно холодный период с конца 50-х до конца 70-х гг., который, в свою очередь, сменился новым потеплением в конце века, когда температура достигла максимума в конце 1990-х – начале 2000-х гг.. Продолжительность данного цикла близка к 60 годам (рисунок 1.1). Непосредственной причиной этих закономерностей является усиление западного переноса воздушных масс в атмосфере умеренных широт в периоды потепления климата. При этом важную роль играет не только соответствующее увеличение адвекции тепла с океанов на материки, но и адвекция влаги, сопровождающаяся повышением облачности, что приводит к росту длинноволнового противоишлучения атмосферы и температуры нижних слоев воздуха. Естественно, что верхние слои океанов при этом теряют тепло. Понятно, что это явление наиболее выражено зимой [37].

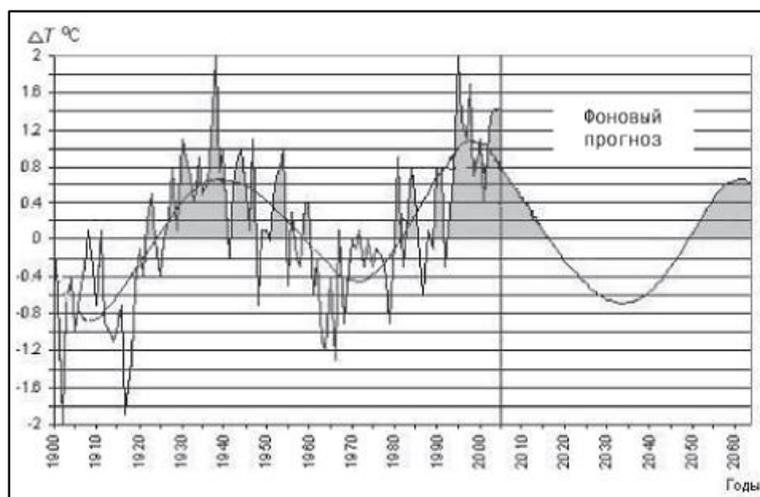


Рисунок 1.1– Изменения аномалий среднегодовой температуры воздуха в широтной зоне 70–85° с.ш. и их фоновый прогноз на период до 2060 г. Серым цветом обозначены периоды положительных аномалий температуры [37]

Существуют и внешние по отношению к нашей планете факторы, оказывающие влияние на климат Земли. Одним из таких является изменение солнечной постоянной, характеризующей внеатмосферную интенсивность солнечной радиации при действительном расстоянии Земли от Солнца [37]. В работе [14] показано, что под влиянием наиболее крупных планет Солнечной системы (Юпитер, Сатурн) изменяется расстояние между центром массы планетной системы и центром Солнца. В результате изменяется расстояние между Землей и Солнцем, следовательно,

и величина внеатмосферной интенсивности солнечной радиации. Период этих изменений составляет около 60 лет, а размах изменений радиации – свыше 30 Вт/м². Размах аномалий поглощенного атмосферой и поверхностью Земли тепла за счет диссиметрии солнечной системы в 60-летнем ритме составляет около 6 Вт/м², что примерно вдвое больше имеющихся оценок воздействия парниковых газов при удвоении их концентрации в XXI в. Рассмотренный механизм служит основной причиной наиболее энергоемкого 60-летнего цикла изменений климата, проявляющихся в колебаниях разных гидрометеорологических явлений [37].

Считается, что существует вероятность того, что в будущем нас ждет период существенного похолодания. По словам ученых, в последние десятилетия произошли очевидные изменения Солнечной активности. Исследование изотопов, создавшихся в атмосфере из-за воздействия галактических космических лучей, показали, что Солнце в течение последних десятилетий было особенно активным, по сравнению с другими временными интервалами, но этот период подходит к концу. Недавние исследования показали, что существует 8-процентная вероятность, что Солнце может вернуться к условиям минимума Маундера в течение ближайших 50 лет. Между тем, в ближайшем будущем, несмотря на глобальное потепление, в Европе может быть гораздо больше случаев аномальных похолоданий, чем за последние несколько десятилетий [126]. Другие исследования показали, что средние значения САК вовремя Маундеровского минимума был отрицательным, что также показывает интенсивность блокирующих процессов в этот период [65, 128, 129].

Все перечисленные факторы имеют непосредственное воздействие на климат Земли, и возможно, что именно суммарный вклад всех этих факторов привел к резкому повышению температуры в конце 1980-х годов, вместе с естественными внутренними колебаниями климата (и атмосферной циркуляции). Важно отметить, что в краткосрочной перспективе на климатические аномалии могут влиять и другие факторы, такие как извержение вулканов или даже крупномасштабные войны [51], которые климатической системе не принадлежат [79, 163].

Таким образом, среди ключевых факторов, которые указываются в научной литературе в качестве возможных предикторов зимней погоды, являются: характеристики преобладающего переноса воздушных масс и динамика планетарных волн (циркуляция атмосферы), термодинамическое состояние стратосферы и QBO, температура поверхности океанов, морские течения, толщина и площадь морского льда, характеристики снежного покрова осенью, спектр солнечного излучения и солнечная активность.

В диссертационной работе мы, в основном, будем рассматривать циркуляцию тропосферы и стратосферы как фактор, приводящий к существенным зимним похолоданиям в восточной части Балтийского региона.

1.1.1. Синоптические причины изменений температуры воздуха в Европе

Как и на всем Северном полушарии, в Европе, в условиях глобального потепления, ожидалось, что вероятность и масштаб волн холода будет уменьшаться, но последние исследования показывают, что существенные похолодания в умеренных широтах не будут редким явлением до конца XXI века [117]. Как показали данные наблюдений, зимы 2005–2006, 2009–2010, 2010–2011, 2011–2012 гг. сопровождались аномально холодными периодами, что вызвало множество вопросов не только для ученых, но и для всего сообщества Европы. Без сомнений, экстремально холодные зимы стали более частыми на континенте Евразии в последние годы. Данная тенденция вызвала большой интерес, так как такого вида аномалии не прогнозировались в сценарных климатических моделях. Чтоб лучше понять данные процессы, ученые проанализировали активность циклонов и антициклонов в зимнее время и их взаимодействие с зимним центром действия атмосферы – Сибирским антициклоном. Исследования показали хорошо выраженную интенсификацию антициклонической деятельности после 1900-2000 гг. годов [75].

Сильные похолодания в Европе часто связаны с блокирующими процессами над северной частью Атлантического океана, которое нарушает поток доминирующего западного переноса воздушных масс в Европу. Для такой ситуации характерно антициклоническая циркуляция, которая создает благоприятные условия для притока холодного воздуха с северо-востока. Антициклоническая ситуация так же является причиной малооблачной (ясной) погоды, которая увеличивает потери длинноволновой радиации и еще больше понижает приземную температуру воздуха [190]. Здесь важно отметить конкретное местоположение блокирующего процесса над Северной Атлантикой, поскольку оно имеет значение для распределения температурных экстремумов в Европе. Блокирующие процессы в западной части Атлантики не являются важными для образования аномалий холода в Европе, как блокинги ближе к континенту [175]. Установлено также, что связь между аномальными температурами зимы и блокирующими процессами в условиях будущего климата сохранится [174].

Вариации температуры зимнего сезона в Европе хорошо описываются низкочастотными колебаниями атмосферной циркуляции, которые описываются индексами САК и АК. Положительная (отрицательная) фаза данных колебаний характеризует увеличение западного (восточного) переноса теплых (холодных) воздушных масс над Европой [184]. При изучении аномалий температуры воздуха в Европе также часто применяется анализ типов атмосферной циркуляции, которые помогают понять принцип возникновения данных отклонений от нормы. Чаще всего, аномалии холода связаны с устойчивостью некоторых режимов атмосферной циркуляции [55].

1.1.2. Определение аномалий холода

Особо холодные зимы (месяца, периоды) не имеют стандартного определения и чаще всего рассматриваются как экстремальные/аномальные температуры по сравнению с климатической нормой. Для статистической визуализации аномалий температуры воздуха в метеорологии часто используется распределение Гаусса (нормальное распределение), которое легко позволяет сравнить распределение фактической температуры, за какой-либо период, с идеализированным распределением величин. Другими словами, распределение Гаусса — это плотность распределения вероятностей случайной величины n , которое рассчитывается по формуле (1). Принято, что результаты измерений имеют нормальное распределение, если они описываются функцией Гаусса ($G_{X\sigma}$).

$$G_{X\sigma}(n) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(n-X)^2}{2\sigma^2}} \quad (1)$$

Распределение Гаусса характеризуется двумя независимыми параметрами x и σ . x — среднее значение величины, которое мы ожидаем получить в случае многократного повторения измерений, а σ — среднее стандартное отклонение, измерений от средней величины x [34]. Нормальное распределение чаще всего является хорошей аппроксимацией статистического распределения случайных величин (рисунок 1.2).

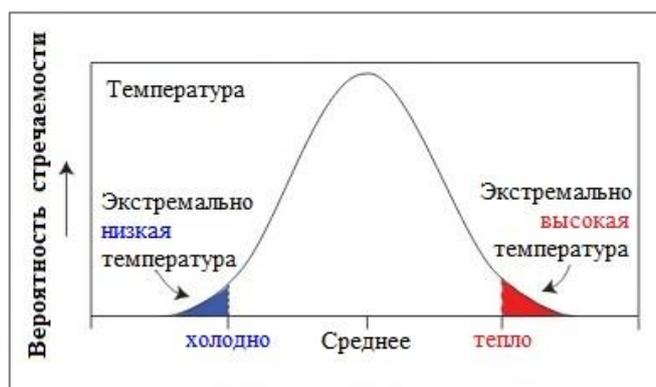


Рисунок 1.2 – Распределение вероятностей суточной температуры. Чем выше кривая, тем чаще данные характеристики наблюдаются. Экстремальные значения обозначены синим и красным цветом [203]

Как видно из рисунка 1.2 при распределения Гаусса большинство значений температуры колеблется вокруг среднего значения (68,26% значений попадает в интервал $-1 \leq \sigma \leq 1$). В данном случае «хвосты» диаграммы показывают вероятность крупных аномалий, левая сторона — экстремально низкие температуры, правая сторона — экстремально высокие температуры (в этот диапазон $\sigma \leq -2$ и $\sigma \geq 2$ попадает всего 4,28% всех значений). В реальности идеальное

распределение Гаусса встречается редко, поэтому сравнивая фактические данные с идеальным распределением мы получаем картину частоты аномалий (положительного/отрицательного знака), в соотношении со средним значением, и можем делать выводы об степени аномальности в конкретной территории для разных интервалов времени. Чем «хвост» длиннее, тем больше проявляется аномальность.

Выше было показано, что при потеплении климата экстремально холодные температуры воздуха зимой не исчезают, а вторжении холодного воздуха с годами становятся все меньше предсказуемыми [85, 124, 174, 183, 207]. В данной работе представлены аномалии температуры для отдельных месяцев зимы (декабрь, январь, февраль), основное внимание уделяется аномально холодным условиям. Однако, что под этим подразумевается, следует установить. При описании отрицательных аномалий температуры в разной литературе часто используются такие определения как: «холодная», «суровая» зима, «Русская зима», «аномальный/экстремальный холод». На интернет странице Комиссии Евросоюза [76] отмечено, что на данном этапе не существует официального метеорологического определения холода и экстремального холода.

Для сравнения дальше представлено несколько определений аномальных случаев температуры воздуха разных авторов. Аномальным случаем может быть:

- 1) значения выше/ниже определенного порога;
- 2) как минимум один случай выше/ниже определенного порога за выбранный период времени;
- 3) самые экстремальные значения за выбранный период времени;
- 4) несколько последующих дней ($n > 1$) с значениями суточной температуры воздуха выше/ниже определенного порога;
- 5) число дней ($n > 1$, необязательно последующих) с значениями суточной температуры воздуха выше/ниже определенного порога [69,73].

Применяемым порогом (минимальным/максимальным) может служить:

- 1) Определенная температура;
- 2) Постоянный предел отклонений от нормы;
- 3) Стандартное отклонение, зависящее от отклонений от нормы;
- 4) Точка смены в хвосте эмпирического распределения вероятностей температуры;
- 5) Особые значения эмпирического распределения вероятностей аномальной температуры [69,73].

Отклонение от общего распределения становится аномалией, когда событие в значительной степени выделяется из общей хронологии изменчивости параметра. В таком случае аномалия считается редкой. По предложению IPCC событие определяется экстремальным, когда повторяемость конкретной величины меньше 10-го или выше 90-го перцентиля [100].

Приводим пример на практике. Выделяя особо холодные/теплые месяца в Болгарии, авторы использовали методику 10го/90го перцентилья и таким образом особо холодные/теплые месяца определялись, когда среднемесячная температура воздуха была ниже/выше чем 10/90% нормального климатического распределения [140]. В других работах для выделения особо холодных месяцев зимы использовался по данной методике 5-ый [72, 120, 162] и 1-ый [120] перцентиль. Также применяется метод стандартизированных аномалий (на сколько наблюдаемая температура ниже/выше среднего стандартного отклонения σ) [56, 85, 113, 124, 131, 207]. Иногда критерием экстремальности может служить минимальная суточная или 6-ти часовая минимальная температура воздуха [174]. Безусловно используется выделение аномальных температур воздуха, сравнивая фактические значения с климатической нормой [87, 132].

Традиционные инструменты статистического прогноза, такие как статистические результаты (выходные данные) моделей, чаще всего не предоставляет специалисту информации о том, как сильно конкретное полученное значение метеорологического параметра отличается от климатической нормы (степень аномальности) [84]. Важно отметить, что аномальные значения одного элемента часто связаны с аномалиями других процессов. Определяя эти показатели особо важно выбрать период, который мы будем считать климатической нормой (основой), что так же зависит от цели конкретной задачи и от самого метеорологического параметра. В науке принято за климатическую норму брать 30-летний временной интервал. По рекомендации ВМО в качестве стандартного 30-летия для оценки изменчивости современного климата следовало использовать период с 1961 по 1990 г. Однако, после 1990 года прошло почти 25 лет, и первое 10-летие XXI века показало, что предложенный ВМО базовый период по своим характеристикам существенно отличается от современного. Поэтому в оперативной практике используются новые климатические нормы, как правило 1981-2010 гг. [16,40]. Следует подчеркнуть, что выбор неправильного периода может значительно повлиять на результаты анализа (его исказить). Например, исследование в Мурманской области привели к выводу, что при выборе климатической нормы периода 1961-1990 гг., на исследуемой территории фиксируется беспрецедентное потепление, но если учитывать потепление в 1930-е гг., то подъем температуры с 1980-х гг. не оказался таким сильным. Поэтому, используя данные длительного периода времени создается более точная картина изменения температуры воздуха, так как изменения макроциркуляционных процессов и смена циркуляционных эпох сильно искажают имеющийся тренд в масштабах десятилетий вплоть до появления циклов потепления и похолодания [11]. Как видно, выбор периода для климатической нормы не является легкой задачей. Еще хуже если в работе не указывается период, которого считают нормой.

Чтобы можно было сравнить масштаб изменчивости во времени и в пространстве в практике используются аномалии температуры в конкретной точке, региона [87, 132] или разные

индексы [73, 194, 198, 205]. Однако, отклонение от климатической нормы нам не дает полного понимания о степени аномальности, а, главное, не дает возможности сравнивать показатели в разных регионах Северного полушария. Некоторые индексы температуры тоже имеют много минусов при оценке динамики климата, так как критерии для одного региона Северного полушария может совсем не подходить для другого. Важным критерием является и степень континентальности климата (климат континентальный или морской). В таком случае, работая с месячными/сезонными метеорологическими данными, эффективно использовать стандартизированные аномалии. Стандартизированные аномалии рассчитываются как соотношение аномалии со средним стандартным отклонением. Таким образом, мы получаем более информативные результаты, так как устраняется влияние дисперсии. Данный параметр хорошо оценивает вариацию аномалий во временном ряду и не привязывает ее конкретному пороговому значению температуры.

1.1.3. Периоды аномальных похолоданий

Сильные похолодания зимой, чаще всего, связаны с долго живущими системами высокого давления. В зависимости от места нахождения этой системы, которую называют блокирующим процессом, она может задерживать теплый и влажный воздух со стороны Североатлантического океана и сопровождаться холодными и сухими погодными условиями в восточной части данной системы [56, 190]. По мнению некоторых ученых, как следствие потепления климата, в будущем периоды сильных похолоданий могут наблюдаться чаще, что связано с взаимодействием тропосферы и стратосферы, а также тенденцией роста интенсивности систем высокого давления и соответственно блокирующих процессов, влияющих на погоду Европы [61,147]. Нужно отметить, что существенные похолодания связаны не только с блокирующими процессами, но и с радиационным выхолаживанием, особенно ночью. Радиационное выхолаживание, в свою очередь, зависит от облачности, скорости ветра, стабильности атмосферы и количества влаги в воздухе.

В восточной части региона Балтийского моря экстремально/аномально низкие температуры также связаны с системой высокого давления, блокирующими процессами, ясной погодой, вторжением холодного арктического воздуха, что в целом зависит от состояния общей циркуляции атмосферы. Для анализа этих связей, или причин сильных похолоданий, необходимо иметь временной ряд этих аномальных случаев низкой температуры.

Для выделения особо холодных периодов чаще всего используются данные минимальной суточной температуры ($T_{\text{мин}}$). Методика в разных работах исследователей отличается не на много: изыскиваются периоды в несколько последовательных дней (от 2 до 15), когда погодные

условия были намного холоднее, чем обычно (для этого рассчитывается порог температуры воздуха). Например, в работе [123] холодные периоды в Центральной Европе рассчитывались по такому методу: для каждого дня зимы, $T_{\text{мин}}$ в каждой точке сетки координат трансформировались в $T_{\text{мин}}$ отклонение от нормы, выделялся специальный для этой точки 5% квантиль из распределения $T_{\text{мин}}$ всей зимы за определенный климатический временной интервал. Холодный период, в таком случае, будет, когда $T_{\text{мин}}$ отклонение от его 5% квантиля, ниже чем ноль не меньше чем 3 последующих дня. 5-ый процентиль применяли авторы для анализа экстремально низких суточных температур воздуха зимы в СП[85]. В исследовании похолоданий в Северной Европе [188] холодный период определяется, если $T_{\text{мин}}$ опускалась ниже 10% квантиля климатологического распределения во временном интервале не меньше чем 15 последующих дней. Для надежности оценки 10% квантиля, применялась методика скользящего среднего.

1.2. Общие черты атмосферной циркуляции в Северном полушарии и влияние на погоду

Общей циркуляцией атмосферы называют совокупность основных воздушных течений, которые осуществляют горизонтальный и вертикальный обмен масс воздуха. Основные воздушные течения представляют собой механизм обмена массами холодного и теплого воздуха и, следовательно, переноса тепла и влаги, что формирует климатический режим отдельных регионов и планеты в целом [33]. Общая циркуляция атмосферы в широком смысле слова является системой атмосферных макропроцессов, непрерывно изменяющихся во времени и пространстве. Поэтому ее развитие должно проходить ряд стадий, отличающихся друг от друга как характером процесса, так и их пространственным и временным масштабом. Характер общей циркуляции атмосферы и ее изменения определяются комплексом взаимодействующих факторов, роль которых изменяется во времени [9]. Главные факторы, определяющие фундамент атмосферной циркуляции - это неоднородное поступление Солнечной энергии к разным широтам Земли и, как следствие, неравномерное нагреваниестилающей поверхности, вращение Земли вокруг своей оси, распределение материков и океанов, топографический фактор и трение. Под влиянием этих факторов создается разница термобарических полей между низкими и высокими широтами, где горизонтальный барический градиент направлен от тропиков к полюсу. Влияние действия вращения Земли (сила Кориолиса) отклоняет воздушный поток воздуха направо и обуславливает преобладание западных ветров в тропосфере и нижней стратосфере умеренных и высоких широт. Важными чертами, влияющими на погодный режим в тропосфере являются распределение барических образований, которые в свою очередь зависят от множества факторов в приземном слое земли и океана, а также в верхних слоях атмосферы. Далее рассматривается

некоторые особенности макроциркуляционных процессов, ответственные за формирование аномалий температуры как во всем Северном полушарии, так и в исследуемом регионе.

1.2.1. Барические образования умеренных широт

Важной составляющей частью общей циркуляции атмосферы является циркуляция воздуха в системе циклонов и антициклонов умеренных широт, которые непрерывно возникают и разрушаются, оказывая большое влияние на характер межширотного обмена масс воздуха, посредством которого происходит перенос тепла из низких широт в высокие и холода из высоких широт в низкие [33]. Различают приземные, низкие, средние, высокие, а также верхние и стратосферные циклоны и антициклоны [10]. Барические образования смещаются в соответствии с основным переносом воздушных масс с запада на восток. Но при этом их траектории могут иметь свои особенности. В целом у циклонов преобладают траектории, направленные с юго-запада на северо-восток, у антициклонов – с северо-запада на юго-восток [10].

Зимой, регионы океанов в умеренных широтах бывают теплее материков, так как теплоемкость океана намного больше, кроме того, тепло приносят океанические течения, приходящие из низких широт. Сравнительно теплая поверхность океана способствует неустойчивости нижних слоев атмосферы и таким образом стимулирует восходящие потоки. Эти процессы создают подходящие условия для формирования и поддержки полупостоянных циклонических ячеек. Воздух в депрессиях умеренных широт связан с большими градиентами давления, ветреной погодой, штормами, особенно зимой. Континентальные территории, примерно в широтах от 55° до 60° с.ш., зимой сильно охлаждаются. Холодная поверхность континента способствует нисходящим движениям. Зимой, континентальность над обширным континентом Азии приводит к понижению температуры в Сибири до самых низких в Северном полушарии, ниже даже чем над полюсом. Высокое давление в этом регионе расширяется над Азией, даже в те территории, где, по теории идеализированной общей циркуляции атмосферы, должно быть восходящие потоки воздуха. Данный антициклон называется Сибирским [164].

Депрессии умеренных широт чаще всего возникают там, где холодный приземный воздух движется в сторону экватора от полярного антициклона и встречает более теплый воздух,двигающийся в сторону полюса от субтропических антициклонов. Эта зона конвергенции потоков называется полярным фронтом и движется – зимой в сторону экватора, летом в сторону полюса. Этот регион является границей между плотным, холодным арктическим воздухом и, менее плотными и теплыми тропическим и умеренным воздухом. Формирование циклогенеза чаще всего наблюдается в умеренных широтах, из-за резкого температурного градиента, который поддерживает развитие и движение мигрирующих циклонов и свойства общей циркуляции [164].

Распределение, траекторий и интенсивность барических образований меняются не только из года в год, что прослеживается на синоптических картах и картах абсолютной топографии, но также и в климатическом плане, когда тенденция появления барических образований одного знака в конкретном регионе наблюдается длительное время (от несколько годов до несколько десятилетий). Установлено, что к концу XX-го столетия намечалась тенденция ослабления Сибирского антициклона, что проявилось в уменьшении давления в ее центре, образовавшегося над Тувой, Алтаем и Монголией. В конце 70-х годов XX века антициклоническая активность была больше, чем в начале 90-х [33]. Также учеными доказано, что после 1980-ых циклоническая деятельность стало более интенсивной в Арктическом регионе зимой [171]. Замечено, что циклоны с бассейна Атлантического океана в конце XX века чаще проникали за полярный круг, а территория Арктики, занятая водами Атлантического океана увеличилась на 20%. Таким образом, увеличился приток тепла и началась тенденция уменьшения площади арктического льда. В данном периоде времени также прослеживается сдвиг Исландской депрессии на восток и увеличивается значения индекса Северо-Атлантического колебания, который достиг максимальных значений в 1988–1989 и 1994–1995 годах [108, 171, 182]. Данные изменения повлияли на формирование положительных аномалий температуры в Европе в конце XX и в начале XXI века, которые связаны с усилением западного переноса воздушных масс. Исследования показывают, что интенсивность циклонов является важным фактором обмена волновой энергии между стратосферой и тропосферой через тропопаузу, из-за сильного сдвига вертикальных ветров [157].

В некоторых районах барические образования становятся малоподвижными и могут существовать длительное время. При этом сюда вливаются новые барические образования того же знака. В этом случае говорят о синоптических центрах действия атмосферы, указывая их географическое положение. На климатических картах атмосферного давления (месячных, сезонных и годовых) выявляются климатологические центры действия атмосферы (ЦДА) [10].

Указывается, что крупномасштабная атмосферная циркуляция в Северном полушарии имеет трехвихревую систему, в которой основную роль играют ЦДА [22]. На рисунке 1.3 представлена планетарная трехвихревая атмосферная циркуляция на среднем уровне тропосферы для зимнего сезона в Северном полушарии, с наличием европейской, азиатской и американской ложбин. Как известно, у поверхности им соответствуют климатические ЦДА низкого давления: Алеутская депрессия, Исландский минимум, а также максимумы: Канадский, Арктический и Сибирский (сезонный). Как правило, изменения одних ЦДА сопряжены с изменениями других, а отклонение центра действия атмосферы от своего климатического географического положения приводит к аномальным погодным условиям на окружающей его территории. Зона влияния каждого занимает около 120° по долготе. Поэтому для исследования любой региональной

циркуляции необходимо учитывать циркуляцию воздуха на территории, превышающей ее и равной по протяженности с запада на восток 120° , при этом территория региона должна располагаться по возможности в центре расширенной территории [22].

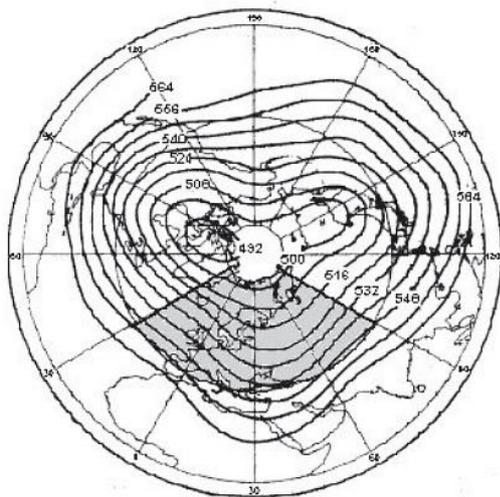


Рисунок 1.3 – Среднее поле АТ-500 гПа для зимнего сезона в Северном полушарии [22]

Для нашей работы, важно понять, в какой степени характеристики ЦДА и термическое состояние воздушных масс влияют на погодный характер зимы восточной части региона Балтийского моря. Рассматриваемая территория охватывает зону по долготе примерно от 40° з.д. до 80° в.д. Очевидно, что на температурный режим и формирование зимних погодных явлений на данной территории больше всего влияет три центра действия атмосферы: Исландская депрессия, Арктический и Сибирский максимумы (рисунок 1.4). Развитие, распределение и интенсивность этих ЦДА зимой в разные годы и месяца может очень сильно отличаться. Причиной этого является тот факт, что в зимнее время градиенты температуры и геопотенциала в северном полушарии по долготе и широте распределяется очень неравномерно.

Азорский максимум и Исландская депрессия является постоянными ЦДА и главными поставщиками теплого и влажного воздуха со стороны Атлантического океана в Европу. Следует отметить, что Исландская депрессия и Азорский максимум бывают усилены при интенсивного западного переноса, что было количественно доказано на основании учета величины меридиональных градиентов в работе [3]. Еще в 1924 году исследователь G.T. Walker [195] заявил, что повышенная разница давления между Азорскими островами и Исландией, осенью и зимой, связаны с высокой температурой в Скандинавии зимой и весной. Он хорошо заметил влияние этих ЦДА на климат северной Европы, после чего это явление получило большой интерес и на данном этапе времени выражается через индекс САК [47,98, 192]. При положительных значений САК в Европе чаще всего наблюдаются положительные аномалии температуры и противоположенная связь обнаружена при отрицательных значений САК [92, 98,

197]. Важно отметить, что в последние десятилетия положение и интенсивность Исландской депрессии и Азорского максимума поменялись. При наличии потепления климата, в последние десятилетия, выдвигается теория, что сдвиг ЦДА Североатлантического океана может быть связан с динамикой разрушения волн Россби синоптического масштаба [204].

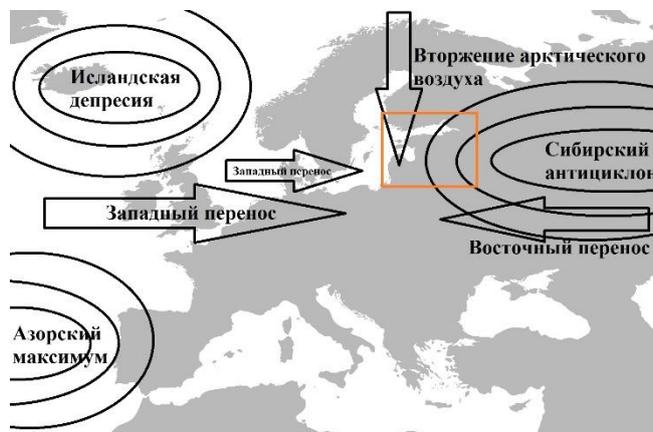


Рисунок 1.4 – Географическое положение центров действия атмосферы (обозначено кольцами) и доминирующие направления воздушных масс, формирующие режим погоды восточной части Балтийского региона

Тут важно отметить что состояние атмосферной циркуляции над Арктикой тоже имеет большую роль при формировании погодных условий нашего региона. В зимнее время, когда тропосферный Арктический антициклон усиливается, а циклоническое движение в стратосфере ослабляет, происходит вторжение арктических воздушных масс из высоких в умеренные широты. Такого вида циркуляция характеризуется нарушением зональности и увеличенной амплитудой длинной атмосферной волны (меридиональной составляющей циркуляции атмосферы).

В данной работе проводились исследования изменений местоположения и интенсивности Исландской депрессии, так как считается, что зимой именно аномалии характеристик этого ЦДА больше всего влияет на температурный режим восточного Балтийского региона. Вариации Исландской депрессии рассчитывались по формуле (2), предложенной А.И. Угрюмовым [30]:

$$I_{ISL} = \frac{\Delta\varphi}{\sigma\varphi} + \frac{\Delta\lambda}{\sigma\lambda} - \frac{\Delta P}{\sigma P} \quad (2)$$

где: $\Delta\varphi$ - отклонение широты от средней по ряду; $\Delta\lambda$ - отклонение долготы от средней по ряду; ΔP - отклонение атмосферного давления от среднего по ряду; $\sigma\varphi$, $\sigma\lambda$, σP – среднеквадратическое отклонение данных величин.

1.2.2. Высотные фронтальные зоны, струйное течение и волны Россби

В пределах верхней тропосферы и нижней стратосферы существуют переходные зоны между высокими холодными циклонами и высокими теплыми антициклонами - это высотные фронтальные зоны (ВФЗ). Они являются областями атмосферы, в которых сконцентрированы огромные запасы кинетической и внутренней энергий, поскольку в них наблюдаются значительные градиенты давления и температуры. Именно здесь происходит преобразование одного вида энергии в другой. На картах абсолютной и относительной топографии ВФЗ представляются в виде области сгущения изогипс. ВФЗ обычно связаны с одним или несколькими основными тропосферными (высокими) фронтами. Отдельные ВФЗ, переходя одна в другую, опоясывают полушарие и образуя планетарную высотную фронтальную зону (ПВФЗ) [35].

Таким образом, ВФЗ можно рассматривать как звенья ПВФЗ. ПВФЗ располагается преимущественно зонально, но может иметь волны большой амплитуды меридионального направления. С ПВФЗ тесно связаны процессы образования и развития циклонов и антициклонов. В свою очередь эти процессы приводят к образованию волн в области ПВФЗ, ее ветвлению и деформации. Образование ПВФЗ объясняют наличием в пределах полушария различных по своему радиационному балансу широтных зон, в пределах которых формируются воздушные массы различных географических типов, а также процессов, аналогичных процессам фронтогенеза, но планетарного масштаба [35].

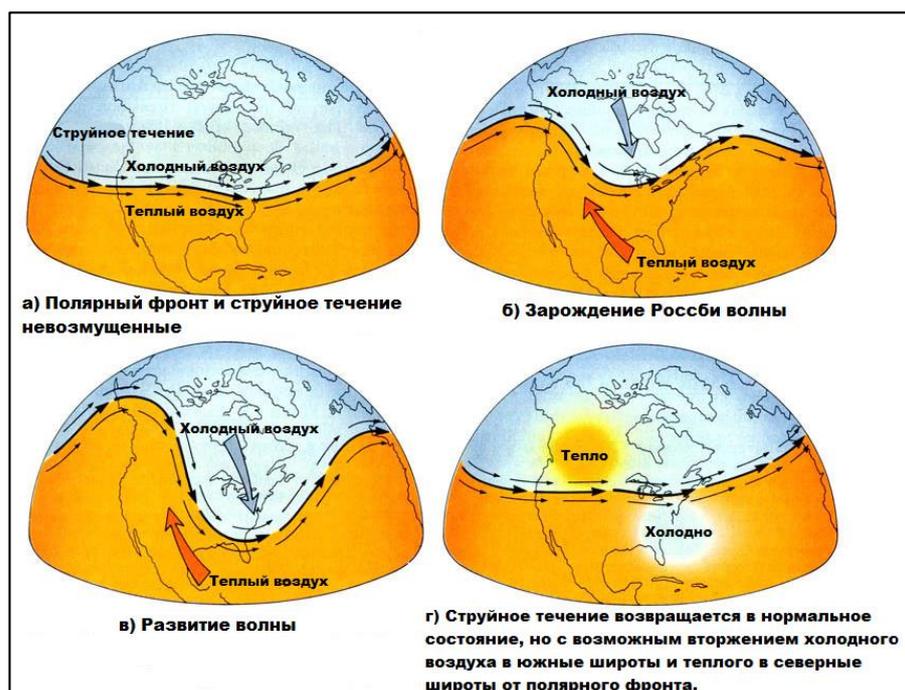


Рисунок 1.5 – Схема динамики струйного течения и волн Россби Северного полушария [83]

При возникновении длинных волн в свободной атмосфере, приземное термическое поле так же испытывает изменения: ложбины длинных волн может служить источником отрицательных, а гребни – положительных аномалий температуры воздуха (рисунок 1.5). При увеличении амплитуды длинных волн потоки воздуха все больше отклоняются от своего первоначального положения (зонального вида) и возрастает аномальность погодных условий в разных частях волны. Так как ПВФЗ возникает как разделяющая полоса между холодным арктическим воздухом и относительно теплым воздухом умеренных широт, то при изменении термического градиента меняется скорость зонального перемещения ложбин и гребней в разных широтных зонах и соответственно меняется характеристики планетарных волн атмосферы.

Теория, развитая Россби, дает для скорости движения волны c формулу (3):

$$c = U - \frac{\beta \lambda^2}{4\pi^2} \quad (3)$$

$$\lambda_s = 2\pi\sqrt{U/\beta} \quad (4)$$

где U – зональная скорость западного переноса, λ – длина волны, $\beta = \frac{\partial(2\omega_z)}{\partial y} = 2\omega \cos \varphi / R$ – параметр Россби, R – радиус Земли.

Из формулы (3) следует, что при заданной U скорости движения волны с запада на восток тем меньше, чем больше длина волны λ . Волны с длиной λ_s , удовлетворяющей соотношению (4) неподвижны ($c=0$). Волны, длина которых $\lambda > \lambda_s$, движутся с востока на запад ($c < 0$). Длина неподвижных волн (λ_s) составляет несколько тысяч километров. Такие стационарные волны, охватывающие огромные территории, оказывают большое влияние на условия погоды в течение длительных промежутков времени (недель и месяцев) [23].

Месяцы экстремальных погодных условий над умеренными широтами северного полушария обычно сопровождается значительным усилением квазистационарных планетарных волн в средней тропосфере, где главную роль играет ее амплитуда [167]. Установлено, что в последние годы циркуляция атмосферы становится все более меридиональной, что приводит к устойчивым погодным режимам и росту погодных аномалий [82, 189]. При замедлении западного переноса, т.е. перемещения ложбин и гребней, вырастает вероятность стационарирования волн Россби и повторяемости блокирующих процессов в разных регионах Северного полушария [89].

1.2.3. Блокирующие процессы в атмосфере

Когда амплитуда волн Россби становится слишком большой, они могут сломаться, как морская волна, и это явление называется обрушением Россби волны (ОРВ). ОРВ соответствует

обратному знаку (обращению) градиента потенциальной температуры или потенциальной завихренности [28]. Эти события чаще всего происходит на петлях струйного течения направленных к полюсу или к экватору. Таким образом, ОРВ могут быть классифицированы в циклонические и антициклонические в соответствии с наклоном и направлением вращения пары ложбины и гребня. Что еще более важно, динамика ОРВ представляет важную информацию для интерпретации многих процессов атмосферы средних широт, таких как смещение струйного течения от его климатического положения, атмосферное блокирование и формирование той или иной фазы САК [70]. В частности, было выявлено, что антициклоническое обрушение волн над Северной Америкой и Северной Атлантикой способствует формированию положительной фазы САК, а циклоническое обрушение над Северной Атлантикой – формированию отрицательной фазы САК. Обрушение волн может существенно изменить индекс САК за несколько дней и даже повлиять на знак САК в течение всего месяца [28], что приводит к аномалиям погоды соответственного знака в Европе.

Несмотря на то, что климат умеренных широт характеризуется сильными западными ветрами, струйные течения не является стационарными, особенно зимой, когда планетарные волны может легко разрушит это равновесие. Такая ситуация приводит к формированию атмосферной циркуляции с ярко выраженной меридиональной компонентой и называется блокирующим процессом. Таким образом, система высокого давления (антициклоническая циркуляция) блокирует струйное течение и приводит, в определенных районах, к аномальным погодным условиям (может длиться от несколько дней до несколько недель). Эти процессы связаны с расщеплением струйного течения и проявлением меридиональной циркуляции, когда нормальное движение циклонов, смещающихся на восток, преграждается.

Ученый D. Rex [158, 159] предложил определение для блокирующего процесса: блокирующий процесс определяется как квазистационарная, продолжительная, баротропная система в атмосфере, которая модифицирует западный перенос воздушных масс, его блокируя или, по крайней мере, отклоняя направленное на восток движение циклонов. Блокирующий процесс начинается внезапно и продолжается как минимум несколько дней, при этом меняя состояние атмосферы с состояния «высокой энергии» (или зонального типа) в состояние «низкой энергии» с преобладающими ярко выраженной меридиональной компонентой и чередой циклонических и антициклонических вихрей. Квазистационарный теплый гребень или антициклон располагается под зоной разрушения зонального струйного течения. Такой блокирующий антициклон формируется, когда воздушная субтропическая масса со слабой завихренностью направляется к полюсу, где начинает формироваться антициклоническая циркуляция.

Как правило выделяется два главные типа блокирующих процессов: Рэкс и Омега (рисунок 1.6). Блокирование «Рэкс» характеризуется диполем высокого и низкого давления, ориентированными меридионально. Блокирование «Омега» по своему внешнему характеру напоминает греческую букву омега. Система состоит из двух образований низкого давления, которые находятся по сторонам хорошо развитой системы высокого давления. Блокирующие процессы могут быть определены как аномалии геопотенциальной высоты или потенциального вихря [165, 166]. Блокирующие процессы, чаще всего, формируются над зонами выхода струйных течений над Тихим и Атлантическим океанами [70].

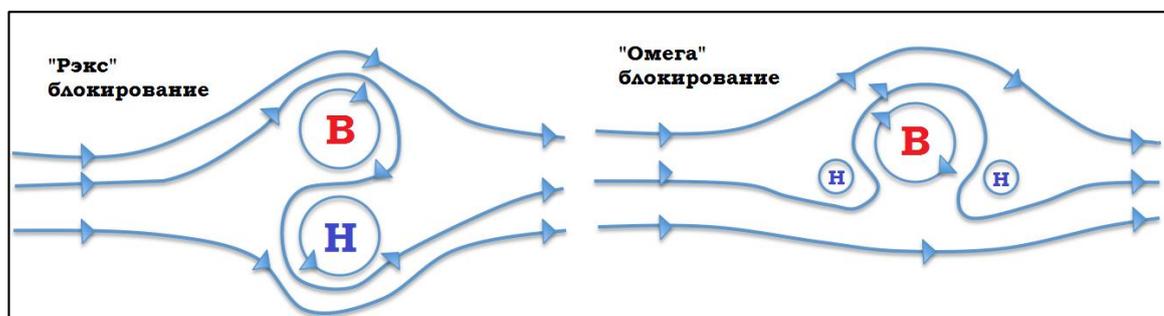


Рисунок 1.6 – Схематическое представление потока средней тропосферы (500 гПа) во время дипольного блокирования «Рэкс» (слева) и Омега-блокирования (справа) [70]

Как правило, за пять дней до формирования блокирующего процесса в северо-восточной части Северной Атлантики наблюдается активный циклогенез в западной части океана. Установлено, что наиболее длительные блокирующие процессы формируются через 84 часа после прохождения взрывного циклона. Взрывным циклоном, или метеорологической бомбой, называется внетропический циклон, который заглубляется со скоростью 1гПа в час и более (в зависимости от широты) в течение 24 часов. При исследовании данного механизма, было получено, что формированию взрывного циклона, как правило, предшествует вынос холодного воздуха с континента Америки на Гольфстрим. Именно интенсивные потоки скрытого и явного тепла, возникающие во время выноса, способствуют превращению обычного циклона в бомбу. Результаты моделирования блокирующих процессов выявили, что температурный контраст суша-океан очень важен для формирования блока и менее важен для его поддержания [28].

Исследования многих работ показали, что за последние 50 лет (примерно до 2000 г.) зимой блокирующих процессов постепенно уменьшалось (т.е. уменьшается их активность) [49, 67], как в то время за последние 15 лет таких событий в Северном полушарии стало больше [82, 138,183]. Данные изменения могут быть в прямую связаны с преобладающими макроциркуляционными процессами в атмосфере и погодным режимом в разных регионах. Много сведений о том, что интенсивность и повторяемость блокирующих процессов связана с внезапными потеплениями стратосферы (ВСП). Доказано, что блокирующие процессы в определенных районах Северного

полушария могут быть источником вверх-распространяющейся волновой активности, которая дестабилизирует полярный вихрь и может привести к проявлению ВСП [134,200]. Изучая связи между изменчивостью блокирующих процессов и солнечной активностью, ученые заметили, что при низкой солнечной активности блокирующие процессы имеют увеличенную продолжительность в Атлантико-Европейском секторе [48].

1.2.4. Классификации атмосферной циркуляции

При анализе ежедневных синоптических карт, выделяются типы атмосферной циркуляции над определенными районами или во всем Северном полушарии. Известно, что первым этапом исследования атмосферной циркуляции является систематизация и классификация материалов наблюдений, характеризующих изучаемый процесс и его стадии. Это обычно позволяет объединить несколько аналогичных ситуаций в одну группу (класс, тип) и уменьшить число возможных вариантов изучаемого процесса. Такого рода типы процессов и их основные характеристики могут быть использованы как критерии для расчленения процессов на стадии и для наименования этих стадий (форм циркуляции) [9].

Классификации атмосферной циркуляции является одним из самых распространённых статистических методов изучения связи между метеорологическими величинами с состоянием атмосферы. Существует ряд классификаций, которые отличаются друг от друга временными и пространственными характеристиками, методами анализа, числом типов и предназначением. Предложено [99] их все объединить в три группы: субъективные, объективные и смешанные классификации.

Субъективные классификации основаны на опыте специалиста. Типы атмосферной циркуляции выделяются путем оценка каждой ситуации индивидуально: определяется тип, его наименование, главные свойственные черты и в дальнейшем, методом аналогов, присоединяются похожие типы. Самыми популярными из субъективных классификаций являются классификации Вангенгейма-Гирса, Б.Л. Дзердзеевского, Гесс-Брезовски, Лэмба и Шуэппа. Независимо от их субъективности, именно они чаще всего используются в метеорологических исследованиях [99]. Объективные классификации основаны на автоматизированных вычислениях компьютерными программами. В основном, данные классификации используют методы, основанные на корреляционном, кластерном анализе. Также применяется анализ главных компонент, нелинейный метод фuzzi (англ. *fuzzy*) и др. Хотя эти классификации называются объективными, они имеют много субъективности, так как требуется мнение специалиста для определения количества типов, аналогичность и т.д. Смешанные классификации объединяет данные классификации. Одна из самых популярных это автоматизированная схема Jansenson-Collison, которая в модели применяет критерии субъективной классификации Лэмба. Превосходством

данного метода является его непосредственное применение в любом регионе умеренных широт Северного полушария, но только для сравнительно небольшой территории [99].

Далее рассмотрим классификации атмосферной циркуляции, которые чаще всего применяются в Европе при анализе изменчивости и аномалий метеорологических параметров. Из субъективных классификаций атмосферной циркуляции более популярными является: в Центральной Европе – Гесс-Брезовски (*Grosswetterlagen*), в Северной-Восточной Европе, а также, в регионах Азии и Арктики – Вангенгейма-Гирса, Б.Л. Дзердзеевского, на Британских островах – Лэмба. Для применения той или иной классификации, большое значение имеет ориентация самой классификации на конкретный географический регион. Важно отметить, что классификации (типизации) Вангенгейма-Гирса и Б.Л. Дзердзеевского могут применяться для любого региона Северного полушария, в нетропических широтах.

Классификация Гесс-Брезовски является самой популярной и чаще всего используемой в Европе. Доступный каталог типов атмосферной циркуляции охватывает временной период 1881–2004 гг., он не раз был усовершенствован. Главными критериями, типов (всего 29), является направление смещения воздушных масс и местоположение активных барических образований по отношению к Центральной Европе. Данные типы еще могут объединяться в 10 супертипов. Повторяемость и частота конкретных типов используются при анализе изменении климата, распределения метеовеличин, опасных атмосферных явлений и др. Исследования в восточном Балтийском регионе [96, 152, 170] показали, что данная классификация не совсем точно может охарактеризовать метеорологические условия этого региона, поэтому в диссертационной работе она не будет использоваться.

Классификация Вангенгейма-Гирса описывает характер атмосферной циркуляции на всем Северном полушарии (в широтном диапазоне от 35° до 80° с.ш.). Выделяются три формы циркуляции: западная (W), восточная (E) и меридиональная (C) [99, 178]. Каталог Вангенгейма-Гирса начал вестись с 1940 г., на основе анализа макроциркуляционных процессов, формах планетарных волн атмосферы и их непрерывного изменения во времени. Доступен каталог форм циркуляции с 1891 года и до сегодняшнего дня. Первоначально каталог создавался, как инструмент для долгосрочного прогноза в Арктическом регионе [36].

Классификация Вангенгейма-Гирса была основана на понятии элементарного синоптического процесса (ЭСП). Согласно определению этого понятия, процессы относились к одному типу, в том случае, если в них отмечалась аналогия:

- 1) географического распределения «дирижирующих» полей давления и характера их формирования;
- 2) ориентировки господствующих ветровых систем;
- 3) характеристик основных вторжений воздушных масс [9].

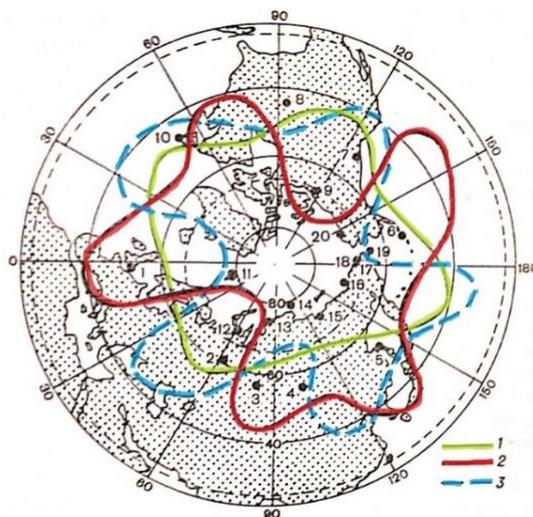


Рисунок 1.7 – Схема положения высотных (AT500) гребней и ложбин при макропроцессах W (1), E (2), C (3) [9]

Все ЭСП были объединены в 26 типов. По принципу преобладающего переноса в тропосфере умеренных широт их затем свели в три формы циркуляции и назвали макропроцессами западной (W), восточной (E) и меридиональной (C) форм. Формы W, E, C отражают ряд важных особенностей атмосферной циркуляции. При процессах форм W в толще тропосферы наблюдаются волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток. Процессы форм E и C являются двумя видами меридионального состояния атмосферы и в толще тропосферы им соответствуют стационарные волны большой амплитуды. Процессы формы E отличаются от процессов формы C локализацией основных гребней и ложбин. Среднее поле давления при процессах форм E характеризуется более мощными барическими образованиями, чем при процессах формы C, и более значительным нарушением западной циркуляции [35]. Географическая локализация основных гребней и ложбин на карте AT500 при трех разновидностях этих форм схематически представлена на рисунке 1.7. Каждая из форм и типов имеет ряд разновидностей, отражающих возможные варианты перестроек от одного макропроцесса к другому [1].

Типизация синоптических процессов на всем Северном полушарии, разработанная Б.Л. Дзердзеевским, а также В.М. Курганской и З.М. Витвицкой, является информативным материалом для изучения изменения температуры воздуха в любом регионе Северного полушария, независимо от его размера. В типизации выделены 4 основные группы циркуляции: зональная, нарушения зональности, меридиональная северная и меридиональная южная, которые делятся еще на 13 типов и 41 элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ) [13, 19]. Более подробно они описаны в таблице 1.1. Повышенная повторяемость типов одной группы относительно длительное время называется циркуляционной эпохой.

Таблица 1.1 – Основные характеристики групп циркуляции атмосферы северного полушария в типизации Б.Л. Дзердзеевского[18]

Группа циркуляции	ЭЦМ	Атмосферное давление над Арктикой	Количество блокирующих процессов	Количество выходов южных циклонов
Зональная	1а, 1б, 2а, 2б, 2б	Высокое	0	2-3
Нарушения зональности	3, 4а, 4б, 4в, 5а, 5б, 5в, 5г, 6, 7аз, 7ал, 7бз, 7бл	Высокое	1	2-3
Меридиональная северная	8а, 8бз, 8бл, 8вз, 8вл, 8гз, 8гл, 9а, 9б, 10а, 10б, 11а, 11б, 11в, 11г, 12а, 12бз, 12бл, 12вз, 12вл, 12г	Высокое	2-4	2-4
Меридиональная южная	13з, 13л	Низкое	0	3-4

Первая группа – зональная. В нее входят типы, при которых арктические вторжения отсутствуют и преобладает зональная циркуляция. Циклоны в этом случае смещаются с запада на восток, окружая стационарный антициклон над Арктикой (рисунки 1.8а и 1.8б). К данным циклонам присоединяется южные циклоны (в холодное время года – 2), а над континентами Евразии и Северной Америки формируются обширные антициклоны, которые являются причиной аномальных похолоданий [19]. В восточном Балтийском регионе проходят южные циклоны, которые приносят теплые воздушные массы.

Во вторую группу (нарушенная зональная циркуляция) были включены процессы с одним арктическим вторжением, когда антициклон над Арктикой соединяется с полосой высокого субтропического давления в конкретном секторе: Атлантического океана – 3 тип, Европы – 4 тип, Сибири – 5 тип, Тихого океана – 6 тип и Северной Америки - 7 тип [19]. Данная ситуация блокирует прохождение циклонов с запада на восток. На рисунке 1.8в представлен случай, когда в восточном Балтийском регионе фиксируется адвекция холодного арктического воздуха (ЭЦМ 4а).

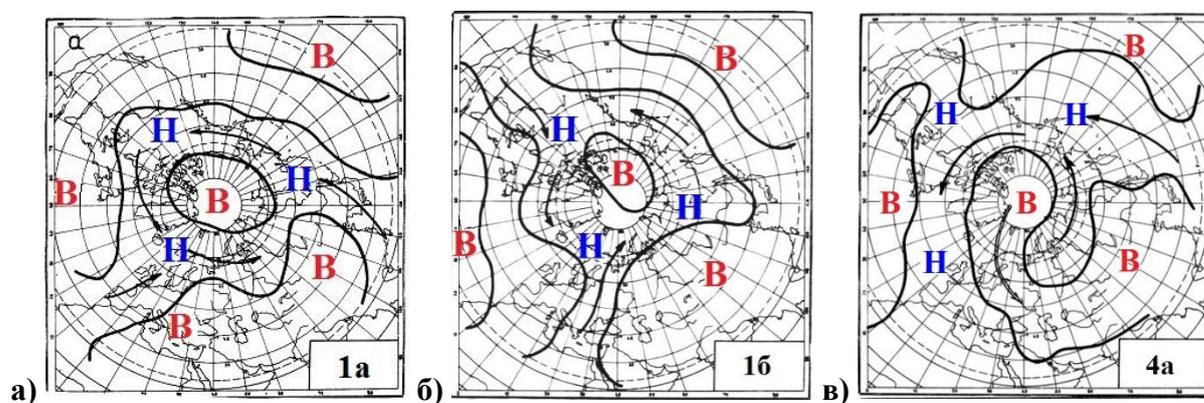


Рисунок 1.8 – Динамические схемы зональной группы атмосферной циркуляции ЭЦМ 1а (а) и ЭЦМ 1б (б) и нарушенной зональной группы атмосферной циркуляции ЭЦМ 4а (в)

В третью группу (северная меридиональная) вошли случаи с двумя и более арктическими вторжениями. Данная группа в себя включает намного больше ЭЦМ (всего 21): при возникновении двух вторжений арктических антициклонов, близких друг другу – 8 тип (рисунок 1.9а), направленными в разные стороны – 9-11 типы и с тремя-четырьмя вторжениями арктических антициклонов в разных секторах Северного полушария – тип 12 (рисунки 1.9 б-в) [19].

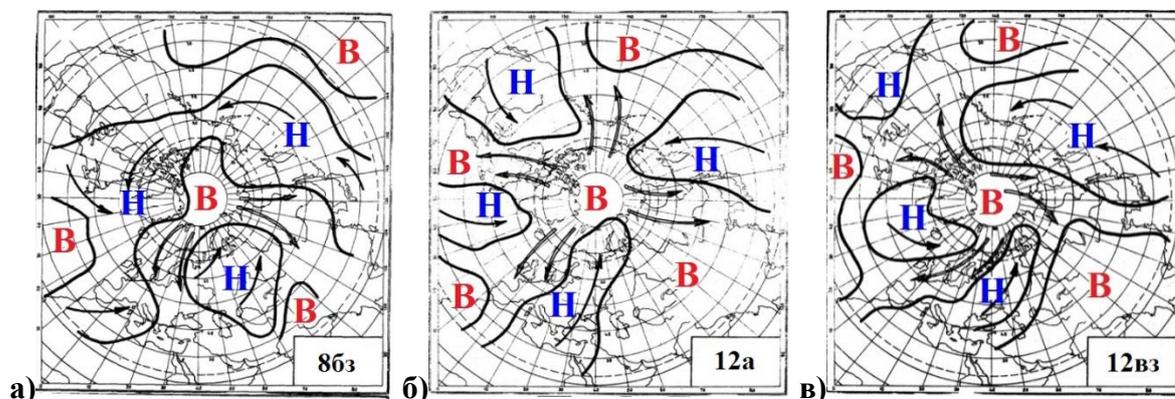


Рисунок 1.9 – Динамические схемы северной меридиональной группы атмосферной циркуляции ЭЦМ 8бз (а), ЭЦМ 12а (б) и ЭЦМ 12вз (в)

С проявлением северной меридиональной циркуляции, в восточной части Балтийского региона преобладают существенные похолодания из-за вторжений арктического воздуха и фиксируется блокирование зонального переноса воздушных масс. Лучший пример сильно возмущенной тропосферной циркуляции, наблюдается при типе 12а (рисунок 1.9б).

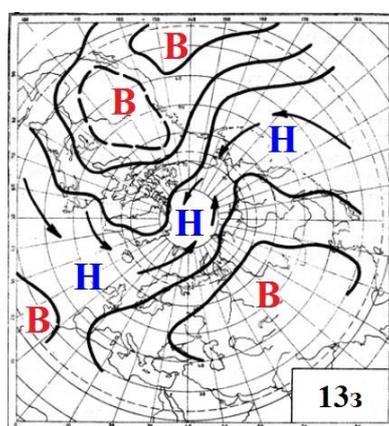


Рисунок 1.10 – Динамическая схема южной меридиональной группы атмосферной циркуляции ЭЦМ 13з

В четвертую группу (южная меридиональная) вошли процессы, при которых циклоническая деятельность охватывает Арктику (рисунок 1.10). В зимнее время циклоны Атлантического и Тихого океанов, генерируются на арктическом фронте и «питают» арктический циклон. Часто в Восточную Европу южные циклоны не могут попасть из-за

блокирующего эффекта Сибирского антициклона [19]. Сибирский антициклон часто охватывает всю Евразию, а над Восточной Европой фиксируется зона высокого давления. Данная ситуация может продержаться от несколько до десятка суток. Таким образом создается благоприятные условия для формирования аномалий особо низких температур.

Средняя продолжительность рассмотренных типов составляет от 3,6 до 5,3 суток. С помощью типизации Б.Л. Дзердзеевского было установлено, что с увеличением продолжительности действия зональных форм циркуляции связано формирование крупных положительных аномалий температур в умеренных широтах, а с увеличением продолжительности меридиональной циркуляции – отрицательных температурных аномалий [24].

Более подробное описание типов циркуляции можно найти в работах Н.К. Кононовой [18, 19] и на сайте <http://atmospheric-circulation.ru>.

Еще одна субъективная классификация – каталог Лэмба, который создан для оценки погодных условий над Британскими островами. Первичный вариант появился в 1972 году, а полный оригинальный каталог Лэмба действует с 1961 до 1997 года. Главным критерием данной классификации является физические и геометрические особенности воздушных масс над анализируемом регионом (направление потока воздуха и развитие/степень, и интенсивность, его циклоничности/антициклоничности). По направлению движения воздушных масс выделяется 8 крупных типов, которые дальше делится по преобладанию признаков циклонической или антициклонической завихренности (28 типов и один не классифицируемый). По причине, что некоторые классификации созданы для конкретного региона, создается их адаптационные схемы, подходящие для других местностей [53]. В этом случаи очень популярной является автоматизированная схема классификации Лэмба, которую предложили Jenkinson and Collison [106]. Данная смешанная классификация может использоваться для многих регионов Северного полушария (не только для Британских островов). Автоматизированная схема Jenkinson and Collison была успешно внедрена в анализ аномалий температуры Швеции [58]. В Эстонии данный метод использовался при исследовании изменчивости параметров температуры воздуха и осадков в разные сезоны [152]. Также, схема Jenkinson and Collison хорошо подошла для изучения связей низкочастотных колебаний атмосферы с циркуляционными условиями в Иберийском полуостров [155].

Тест, проведенный исследователями [80] показал, что субъективные классификации атмосферной циркуляции имеют 90% сходство с реальной ситуацией зимой и только 60% летом, когда градиенты давления невелики. По этой причине, перечисленные классификации атмосферной циркуляции успешно можно использовать для анализа аномалий холода в зимнее время, устанавливая благоприятные условия для их формирования.

1.3. Низкочастотные колебание атмосферной циркуляции

Для атмосферной циркуляции в умеренных широтах в зимний период свойственна интенсивная циклоническая деятельность над океанами и западными частями континентов и антициклоническая деятельность в центральных частях континентов. В средней тропосфере давление уменьшается от тропиков к полюсам, и максимальный горизонтальный градиент образуется над умеренными широтами. В толще всей тропосферы Северного полушария преобладает западный перенос воздушных масс. Как уже говорилось в предыдущих разделах, зональный и меридиональный характер атмосферной циркуляции может привести к аномалиям температуры воздуха. Система циркуляции, которая остается мало изменчивой в течение 10 дней или более, известна как низкочастотная изменчивость атмосферной циркуляции [121]. В последние десятилетия вариации климата часто оцениваются с использованием разных индексов атмосферной циркуляции, которые можно относить к численным выражениям низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции. Основными глобальными структурами атмосферной циркуляции, влияющими на погодные условия как во всей Северной Европе, так и в рассматриваемом регионе, являются САК и АК. Они регулируют интенсивность циклонической и антициклонической деятельности и, следовательно, адвекции различных воздушных масс [8]. Значительное влияние указанных индексов на погодные и климатические условия зимы Европы доказана в многих исследованиях [60, 97, 103, 160]. По этой причине, в последние годы множество работ проводилось для усовершенствования долгосрочных прогнозов на основе данных индексов [60].

Как показали исследования, АК и САК объясняют похожие вариации распределения давления, различие только в том, что САК — региональная тропосферная мода, а АК отражает изменчивость барического поля во всем Северном полушарии. Установлено, что аномалии АК чаще всего появляются сначала в стратосфере и только потом передаются вниз, в тропосферу [44, 197]. Из-за выше указанных причин (более масштабного распространения сигнала в горизонтальной и вертикальной плоскости) в диссертационной работе применялся индекс АК.

АК описывается изменениями первой ЭОФ давления на уровне моря в Северном полушарии (20–90° с.ш.) зимой. Один центр давления находится в Арктике, а другой — в области между 37° и 45° с.ш. [109]. Зависимо от распределения давления, выделяют две фазы АК — отрицательную и положительную, которые по-разному влияют на погодные условия в Северном полушарии. На рисунке 1.11 отображена схема полярного вихря и его влияние на погодные условия при разной его интенсивности [109]. Индекс АК отрицателен, когда над Северным полюсом наблюдается относительно высокое давление, а над умеренными широтами (примерно над 45° с.ш.) — низкое. При отрицательной фазе АК вихрь вокруг Арктики ослабевает, что

позволяет холодному воздуху проникать не только в центральные, но и южные районы Европы, Азии и Северной Америки [94]. При положительной фазе АК распределение давления противоположное [110]. Во время этой фазы зона высокого давления в умеренных широтах вызывает сдвиг западно-восточного переноса и струйного течения на север [62]. Эта ситуация способствует притоку теплого и влажного океанического воздуха в Европу и Северную Америку. При положительной фазе АК холодный арктический воздух не распространяется так далеко на юг, как при отрицательных значениях индекса АК: сильный западно-восточный перенос блокирует холодный воздух внутри арктических широт.

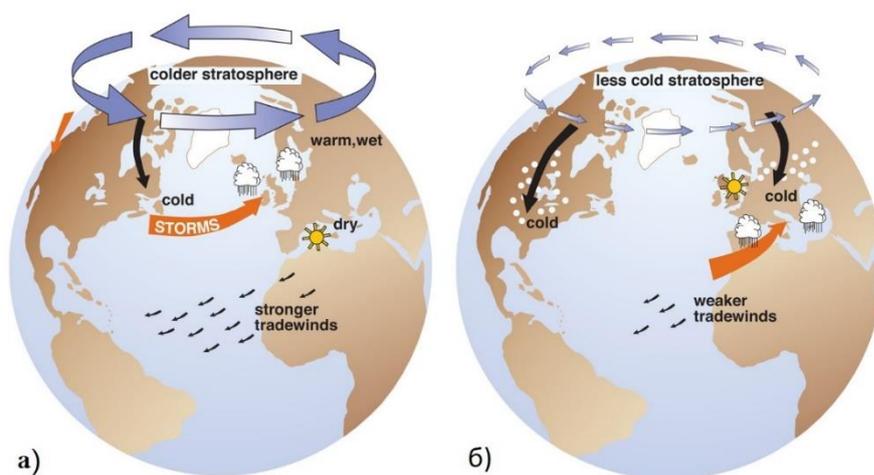


Рисунок 1.11 – Положительная (а) и отрицательная фаза (б) Арктического колебания. Влияние фазы АК на зимнюю погоду в Северном полушарии [179]

Следует отметить, что существует тесная связь между процессами в стратосфере и тропосфере, а именно между интенсивностью стратосферного полярного вихря и фазой приземного АК. По мнению многих авторов, это объясняется вертикальным распространением планетарных волн, которые, зарождаясь в тропосфере, распространяются в стратосферу, где взаимодействуют со средним потоком [26, 20]. Данный сигнал в тропосфере сохраняется от 10 до 60 суток [45].

К сожалению, процессы, влияющие на образование той или иной фазы АК, недостаточно изучены. Обсуждаются разные гипотезы, среди которых можно упомянуть повышение эмиссии парниковых газов и уменьшение ледников в Арктике [179], изменение количества водяного пара в стратосфере [176], изменение концентрации озона в стратосфере [184], внезапные потепления в стратосфере [5, 62]. Важно отметить, что изменения солнечной и геомагнитной активности могут влиять на смену фазы САК (и, соответственно, АК), которое отвечает за характер межширотного переноса тепла в атмосфере и океане [15].

Вместе с тем пространственная структура корреляционных связей межгодовых вариаций геомагнитной активности в зимний период с изменениями барического поля и температуры в тропосфере и стратосфере Северного полушария весьма напоминает структуру АК. Это объясняет сложную географическую зависимость многочисленных проявлений геомагнитной активности в атмосфере. Вероятно, именно этим можно объяснить усиленную реакцию циркуляции атмосферы в районе зимних океанических центров действия, где АК проявляется в наибольшей степени [25].

Важно отметить, что до конца 1960-х гг. наблюдалось одновременное снижение уровня геомагнитной активности, интенсивности АК и САК. Затем индексы возросли, достигнув максимальных значений во время зим 1989/90 и 1992/93 гг., и снизились к началу первого десятилетия XXI в. [25]. В периоды, когда преобладают зимние сезоны с положительной фазой АК, над Арктикой создается зона более низкого давления и наблюдаются положительные аномалии температуры в северной части Евразии, а также над большей частью США. Таким образом, есть все предпосылки проанализировать возможное влияние АК на зимние погодные условия в Балтийском регионе.

1.4. Термодинамические характеристики стратосферной циркуляции

В последние десятилетия, благодаря интенсивному развитию наземных и аэрокосмических систем наблюдений, накоплен огромный объем данных измерений, касающихся тепловой структуры, газового состава и динамических характеристик стратосферы [24]. Стратосфера - это слой атмосферы Земли, который находится от 10 до 50 километров над поверхностью земли, и соответственно, над тропосферой, где происходят главные динамические процессы, влияющие на погодные условия. В отличие от тропосферы, в стратосфере вертикальный температурный градиент противоположенный, и температура воздуха увеличивается с высотой. Важной чертой стратосферы является большая концентрация озона. Именно поглощение ультрафиолетовой солнечной радиации озоном обуславливает сравнительно высокую температуру стратосферы (особенно летом). В зимнее время для циркуляции стратосферы характерен холодный полярный вихрь (циркумполярный циклон). Данный циклон является глубоким и, как правило, его центр находится над Северным полюсом. Благодаря образованию полярного вихря, зимой в стратосфере наблюдается сильный западно-восточный перенос воздушных масс (ночное полярное струйное течение). Стратосфера, в отличие от тропосферы, в последние десятилетия испытывала существенное похолодание. Температура снизилась примерно на 2°C за промежуток времени 1958–2007 гг. [202]. Для более холодной стратосферы характерно усиление полярного вихря.

Данные наблюдений показывают, что существуют периоды зимой, когда циркуляционные условия в стратосфере нарушаются: полярный вихрь ослабевает и иногда даже заменяется антициклоном, а ветры в приполярных районах приобретают восточное направление. Такие возмущения связаны с необычной циркуляцией в тропосфере. В тропосфере в основном доминируют волны синоптического масштаба, с волновыми числами 4-8, но возникают ситуации, когда планетарные волны (Россби) приобретают большую амплитуду (волновое число 1-3). Такие волны могут проникнуть в стратосферу через тропопаузу и нарушить первоначальное термодинамическое состояние стратосферы.

Коротко рассмотрим, почему тропосферные волны с волновыми числами 1-3 могут дестабилизировать циркуляцию в стратосфере. Суть в том, что очень важную роль играет соотношение характеристик зонального ветра в стратосфере и стационарных вертикально распространяющихся волн. Для волн с волновым числом 1 граничным критерием скорости (функция горизонтального волнового числа планетарных волн) является 100 м/с. Западный ветер в зимней стратосфере никогда не достигает этого порога, и по этой причине волны с волновым числом 1, проникающие снизу, всегда способны нарушить термодинамический баланс стратосферы.

Тропосферные планетарные волны являются «инструментом» для передачи энергии и импульса в стратосферу. В стратосфере амплитуда волн увеличивается и, в итоге, обрушаются, что приводит к аномалиям циркуляции. Типичным уровнем, где обрушаются планетарные волны является уровень стратосферного струйного течения на изобарической поверхности 10 гПа (примерно 30 км) [41]. После обрушения планетарных волн, наблюдается ослабление западных ветров, выход на полюс антициклонов или их гребней, т.е. то, что называется внезапным стратосферным потеплением (ВСП) [135]. Главным критерием ВСП является повышение температуры на любом уровне стратосферы не менее чем на 25 °С. Важно отметить, что для стратосферных потеплений характерна географическая неравномерность распределения. Их повторяемость возрастает в северной части Атлантики и Тихого океана, приблизительно в равном количестве ВСП наблюдаются над европейским, азиатским и американским секторами [24].

Оказалось, что термодинамические процессы в стратосфере могут иметь определенное влияние на погоду: при усилении циркумполярного струйного течения в стратосфере происходит сдвиг тропосферного струйного течения и циклонов умеренных широт в сторону полюса и, соответственно, при ослаблении стратосферного вихря – сдвиг тропосферных барических образований происходит в сторону экватора. Таким образом, результатом ослабления стратосферного циркумполярного вихря могут быть особо низкие температуры в Северной Европе [115].

Северная кольцевая мода (СКМ) в стратосфере или Арктическое колебание (АК) у поверхности земли, являются основными показателями вариаций атмосферной циркуляции глобального масштаба [185]. Установлено, что существует прямая статистически значимая связь между СКМ и АК синоптического масштаба [44, 45, 206]. Она заключается в том, что в зимнее время аномалии СКМ имеют тенденцию медленно распространяться вниз, в тропосферу в течение нескольких недель [44, 151, 184].

Интересная теория взаимодействия тропосфера-стратосфера была представлена в работах [104, 208], где проведен анализ того, как энергетический баланс стратосферы зависит от вертикальных потоков волновой активности. Усиленный волновой поток вихревой энергии из тропосферы в стратосферу благоприятен для условий ослабленного и относительно теплого полярного циклонического вихря над Арктикой. Далее развитие стратосферной циркуляции сильно зависит от количества энергии, которая покинет стратосферу, через так называемую «волновую дыру» в тропосфере. Данная «волновая дыра» находится над Северной Атлантикой и Канадой. Даже если восходящие волновые потоки незначительны, но «волновая дыра» закрыта, то энергия накапливается в стратосфере и формируются условия благоприятные для возникновения ВСП. Это так называемый «блокирующий режим» взаимодействия стратосфера-тропосфера. В противоположном случае, когда стратосферная «волновая дыра» открыта, большое количество волновой энергии покидает стратосферу, и она становится более холодной. Данный режим получил название «режим вентиляции».

Важно отметить, что аномалии термодинамического состояния стратосферы (такие как ВСП) сопровождаются значительными и широко распространенными аномалиями распределения потенциального вихря в полярной стратосфере [90]. Положительные аномалии потенциального вихря в стратосфере (циркумполярный циклон) начинают доминировать в сентябре и со временем медленно распространяются вниз. Таким образом, положительные значения потенциального вихря «соединяются» с такими же в тропосфере.

В условиях ВСП наблюдаются отрицательные аномалии потенциального вихря. Данные аномалии имеют существенное влияние на поле ветров в тропосфере: преобладающий западный перенос в умеренных широтах часто превращается в восточный при меридиональном характере атмосферной циркуляции [90]. Такие перестройки значений потенциального вихря вызывают сильные аномалии геопотенциальной высоты изобарических поверхностей и тропопаузы [88]. Таким образом, верхние слои атмосферы влияют на образование бароклинности и развитие циклогенеза в тропосфере.

На основе многих исследований можно сказать, что циклогенез в тропосфере связан с местоположением ложбин верхних слоев атмосферы и распределением бароклиных зон в нижних слоях. Данные процессы сопровождаются изгибами тропопаузы и аномалиями

изентропического потенциального вихря, которые свойственны для верхней тропосферы и нижней стратосферы. Таким образом верхние слои атмосферы влияют на образование бароклинности и развитие циклогенеза. Существенное углубление циклонов обнаружено в зонах ниже относительно холодной тропосферы и теплой стратосферы. Таким образом, потепление нижней стратосферы (выше 200 гПа) особенно влияет на уменьшение высоты нижней тропосферы [91]. В работе [142] подтверждается, что циклонические аномалии в верхней тропосфере были инициированы нисходящего волнового потока из нижней стратосферы, вызвавшие адвекцию тепла во всей приповерхностной зоне бароклинности. Изгибы тропопаузы в верхней тропосфере сопровождаются высотными ложбинами. Данные ложбины являются зоной бароклинной неустойчивости планетарного масштаба и может стать причиной образования взрывного циклона. Такого вида барические образования играют большую роль при дальнейшем формировании блокирующих гребней в прилегающих регионах [28, 52, 142, 191].

Выводы к главе №1

1. Уменьшение градиента температуры север-юг в последнее десятилетие создали благоприятные условия для ослабления западного переноса зимой в средних широтах Евразии, что и привело к понижению зимней температуры воздуха в последние годы. При этом большое значение имела динамика Исландской депрессии.
2. Тропосферные планетарные волны давления с волновым числом $m=1,2$ большой амплитуды способны проникать в стратосферу и нарушать ее термодинамическое состояние. Таким образом происходит взаимодействие тропосфера-стратосфера. Для этого важнейшими регионами такого взаимодействия являются секторы Северной Атлантики и Тихого океана, а именно, обширные системы низкого давления – Исландская депрессия и Алеутский минимум.
3. Аномалии термодинамического состояния стратосферы, такие как внезапные стратосферные потепления (ВСП), сопровождаются значительными аномалиями распределения потенциального вихря в полярной стратосфере. Отрицательные аномалии этого вихря имеют существенное влияние на поле давления и ветра в тропосфере. Установлено, что через несколько дней после начала ВСП в тропосфере усиливается антициклонез и блокирующие ситуации.
4. Сильные похолодания в Европе связаны с блокирующими процессами над акваторией Атлантического океана. Исследования показывают, что за последние 15 лет блокирующих процессов в Северном полушарии стало больше.
5. По предложению IPCC событие определяется экстремальном, когда повторяемость конкретной величины меньше 10-го или выше 90-го перцентиля. Для выделения температурных аномалий в практике часто применяется: температуры определенного порога, экстремальные значения или термические индексы, основаны на стандартизированных величин параметра, отклонение от нормы, точка смены в хвосте эмпирического распределения вероятностей или особые значения температуры. Также работая с месячными/сезонными метеорологическими данными, эффективно использовать стандартизированные аномалии.
6. Для выделения особо холодных периодов чаще всего используются данные минимальной суточной температуры и ищутся периоды в несколько последовательных дней (от 2 до 15), когда погодные условия были намного холоднее, чем обычно (для этого рассчитывается порог температуры воздуха – 5-ый или 10-ый перцентиль).
7. Классификации атмосферной циркуляции являются одними из самых распространённых подходов к изучению связи между метеорологическими величинами и состоянием циркуляции атмосферы. Самыми популярными из субъективных классификаций в Европе

являются классификации Г.Я.Вангенгейма-А.А.Гирса, Б.Л. Дзерdzeевского, Гесс-Брезовски, Лэмба и Шуэппа.

8. В последние десятилетия вариации климата часто оцениваются с использованием разных индексов атмосферной циркуляции, которые можно считать численным выражением низкочастотной изменчивости крупномасштабной атмосферной циркуляции. Основными глобальными структурами тропосферной циркуляции, влияющими на погодные условия как во всей Северной Европе, так и в рассматриваемом нами регионе, являются Северо-Атлантическое колебание и Арктическое колебание, поведение которых описывается соответствующими индексами.

2. БАЗЫ ДАННЫХ И СТАТИСТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

В данной главе представлена информация о географическом расположении исследуемой территории и главные черты атмосферной циркуляции, воздействующие на погодные условия зимнего времени. Описаны использованные базы данных и временные ряды, а также, главные статистические методы их обработки.

2.1. Географические аспекты исследуемой территории и особенности атмосферной циркуляции

В данной работе проводится анализ изменчивости температуры воздуха зимнего времени года за период 1951-2013 гг. в восточной части региона Балтийского моря, с особым вниманием к аномальным условиям, а именно, аномалиям холода. В этот регион входят такие страны как Литва, Латвия, Эстония, небольшая часть России, Белоруссии, Финляндии и Польши. Анализируемая площадь охватывает территорию $53,5^{\circ}$ - $61,5^{\circ}$ с. ш. и $19,5^{\circ}$ - $32,5^{\circ}$ в. д. (рисунок 2.1). Расчеты проведены для сетки координат с $1,0^{\circ}$ интервалом, всего 106 точек сетки координат. Данные над акваторией Балтийского моря и Ладожского озера не учитываются.

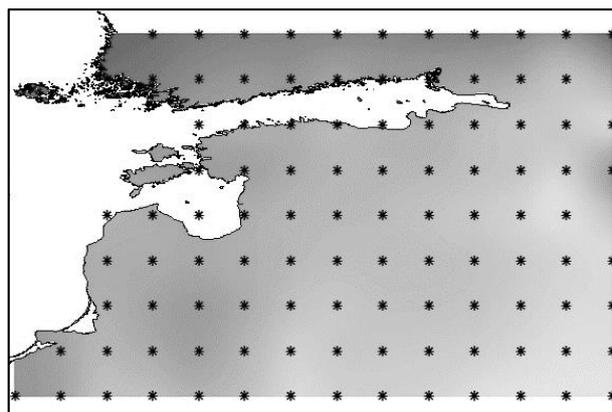


Рисунок 2.1 – Исследуемая территория и точки используемой сетки координат (106 точек)

С точки зрения циркуляционных процессов в атмосфере, данный регион имеет особенное географическое положение – находится на перекрестке прохождения различных воздушных масс. Зимой, когда мало солнечной инсоляции в высокие широты, поверхность земли там охлаждается и это повышает устойчивость нижних слоев атмосферы. Холодный и плотный воздух создает область высокого давления в районе полюса – полярный максимум. Постоянный полярный антициклон достигает своей максимальной интенсивности зимой и ослабляется летом. Интенсификация зимой приводит к расширению антициклона в сторону экватора, включая

климатическую зону низкого давления в умеренных широтах, примерно до 55° с.ш.. Летом же он сужается до примерно 65° с.ш., и соответственно, субтропические антициклоны мигрируют в сторону полюса [164]. Смещение антициклонов с Арктики, которая находится намного ближе, чем экватор, играет свою роль при изменении погоды в регионе, которая в это время характеризуется сильными морозами. Для сильных похолоданий важным фактором является, и интенсификация гребня Сибирского антициклона на востоке анализируемого региона. К западу от нашей территории важнейшую роль играют барические образования над северной частью Атлантического океана. Их существование сильно зависит от вариаций температуры между материками и океанами [164]. В зоне, где встречаются воздухдвигающийся против часовой стрелки в Исландской депрессии и по часовой стрелке в Азорском антициклоне, генерируется западный перенос воздуха. Ветер тем сильнее, чем больше градиенты и интенсивность барических образований. Таким образом, зимой, восточная часть региона Балтийского моря, часто находится на направлении доминирующего западного переноса, который отвечает за поступление теплого и влажного воздуха в регион. Смена описанных выше переносов воздушных масс и вызывает существенные аномалии погоды в исследуемом регионе.

2.2. Базы данных метеопараметров и временные ряды

Сложная динамика атмосферы влияет на изменчивость температуры не только из года в год, но и внутри одного сезона. Для анализа изменений температурного режима и влияющих циркуляционных процессов в данной работе использовались различные массивы данных из разных источников:

1. Среднемесячная температура воздуха;
2. Минимальная суточная температура воздуха;
3. Среднемесячные значения давления на уровне моря;
4. Среднемесячные и суточные значения индекса Арктического колебания;
5. Среднемесячные значения индекса Северной кольцевой моды;
6. Календари типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и Б.Л. Дзердзеевского;
7. Данные MERRA зонального ветра и температуры воздуха на высоте 10 гПа (примерно 30 км.);
8. Данные геопотенциальной высоты на разных изобарических поверхностях;
9. Модель HYSPLIT.
10. Модель для расчетов динамики потоков волновой активности, с использованием уравнения Р.А. Пламба.

Для визуализации полученных результатов использовались данные программные пакеты: *OpenGrads, GIS ArcMap, Surfer, IBM SPSS Statistics, EasyFit 5.6 Professional, Microsoft Excel.*

Данные среднемесячной температуры воздуха

Чтобы создать каталог аномальных режимов температуры воздуха для месяцев зимнего времени в восточной части региона Балтийского моря, использовались данные среднемесячной температуры воздуха *CPC GHCN/CAMS t2m analysis (land)* в каждой точке сетки координат (всего 106 точек) из база данных European Climate Assessment and Dataset KNMI ClimateExplorer (<http://eca.knmi.nl>). Данные температуры *CPC GHCN/CAMS t2m analysis (land)* основаны на измерениях наземных метеостанций и имеют разрешение $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ широты-долготы (доступны с 1948 года). Они были разработаны в центре прогнозов климата, национального центра прогнозов окружающей среды (CPC/NCEP). База данных *GHCN version 2* состоит из данных 7280 станций во всем мире. База данных *CAMS* состоит из данных 6158 станций во всем мире и с 1981 года до сегодняшнего дня база стабильно пополняется из *real time based GTS*. Объединенные две базы данных *CPC GHCN/CAMS* имеют 10978 не дублирующихся станций. Эти массивы данных не много отличается от других существующих наборов данных температуры воздуха. Здесь использовалась комбинация двух обширных отдельных массивов данных: из наблюдений метеостанций, выбранных из Глобальной Исторической Климатологической Сети (версия 2) (*the Global Historical Climatology Network version*) и Системы наблюдений аномалий климата (*Climate Anomaly Monitoring System*). Применялось несколько уникальных методов интерполяции, такие как подход интерполяции аномалий с варьирующей температурой во времени и в пространстве, полученных из *Реанализа*, оценивая топографический фактор [77].

Поскольку данные по температуре представлены в регулярной сети точек, была проведена их верификация путем сравнения их с данными метеостанций (МС Санкт-Петербург и МС Вильнюс). На рисунке 2.2 (а, б) представлены хронологические ряды значений в январе 1951-2013 гг. Сравнивая данные измерения приземной температуры воздуха в МС Санкт-Петербург с данными ближайшей точки сетки координат $59,5^\circ$ с.ш. и $30,5^\circ$ в.д. получилось, что самое большое различие между этими параметрами равно $0,8^\circ\text{C}$ в 1974 и 1992 годах. Данные МС Вильнюс были сопоставлены с данными точки сетки координат $54,5^\circ$ с.ш. и $25,5^\circ$ в.д. Установлено, что самое большое различие достигает $0,7^\circ\text{C}$ в 1974 и в 1978 годах. Учитывая тот факт, что местоположение представленных метеостанций от точек координат используемой сетки отличается на несколько километров, можно сказать, что найденные различия не являются большими, и данные *CPC GHCN/CAMS t2m analysis (land)* можно использовать для дальнейшего анализа: при выявлении тенденции изменчивости температуры воздуха в 1951-2013 гг. и создании каталога аномалий температуры воздуха в восточной части региона Балтийского моря.

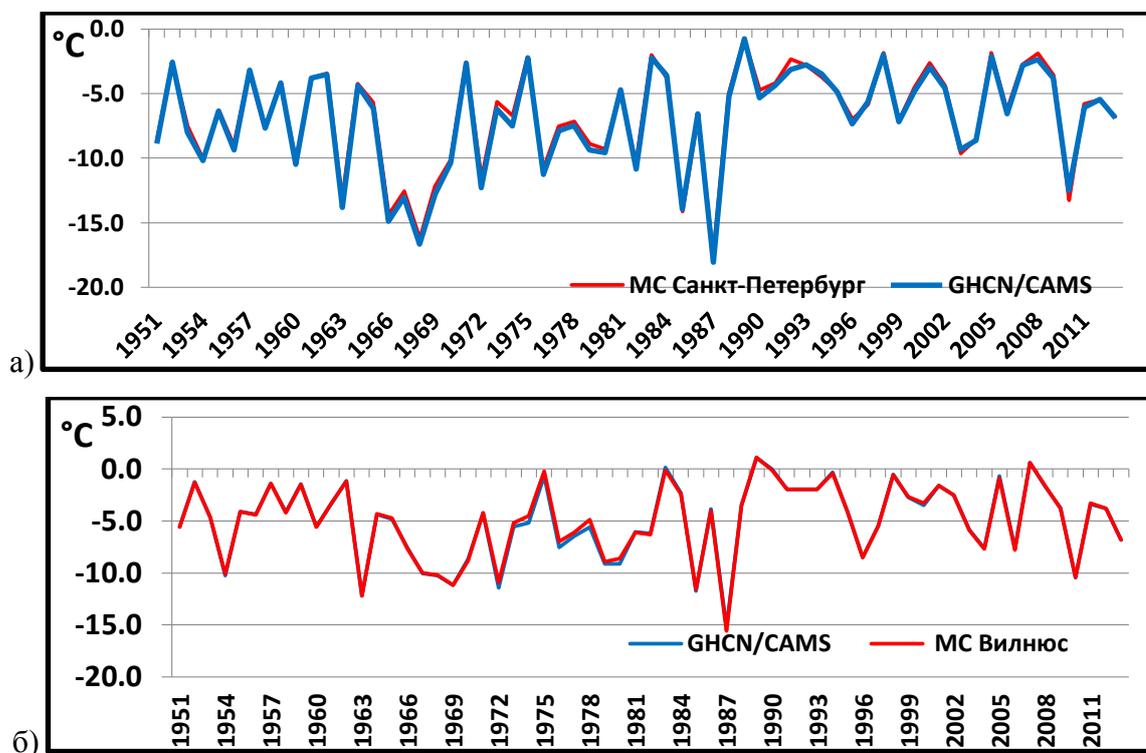


Рисунок 2.2 – Хронологический ряд значений приземной температуры воздуха в январе 1951-2013 гг. по данным *CPC GHCN/CAMS t2m analysis (land)* и в метеостанциях: Санкт-Петербург (а), Вильнюс (б)

Данные минимальной суточной температуры воздуха

Для выявления аномальных похолоданий за 1951-2013 гг. использовались данные минимальной суточной температуры из 11-ти метеостанций. Они взяты из базы данных European Climate Assessment and Dataset KNMI Climate Explorer (<http://eca.knmi.nl>), созданного при проекте ЕСА. Для достоверности этих данных проверена их «ложность» для каждого ряда данных, на пример, таким образом: осадки <0 мм; минимальная температура > максимальной температуры; несуществующие даты; и ошибочные выбросы. Кроме того, как правило, ряды данных проходили регулярные процедуры контроля качества в институтах (поставщики данных). Так же применялись статистические тесты однородности данных ЕСА. Данные используемые в данной работе однородны и без пробелов, проверка с данными MC Вильнюс показала, что данные идентичные.

Данные по давлению на уровне моря и геопотенциальной высоте

Для создания классификации атмосферной циркуляции, адаптированной для исследуемого региона, а также для выявления аномалий давления над Европой и распределения

геопотенциальной высоты на уровнях 500 и 10 гПа в случае аномально холодных зим, были использованы данные *Реанализа* NCEP/NCAR (www.esrl.noaa.gov).

Данные *Реанализа* (системы ассимиляции), получены с помощью глобальной спектральной модели NCEP (работающей с 1995 года) с 28 вертикальными уровнями и 210 км горизонтального разрешения. Доступны данные наблюдений с 1948 г., от поверхности земли до 10 гПа.

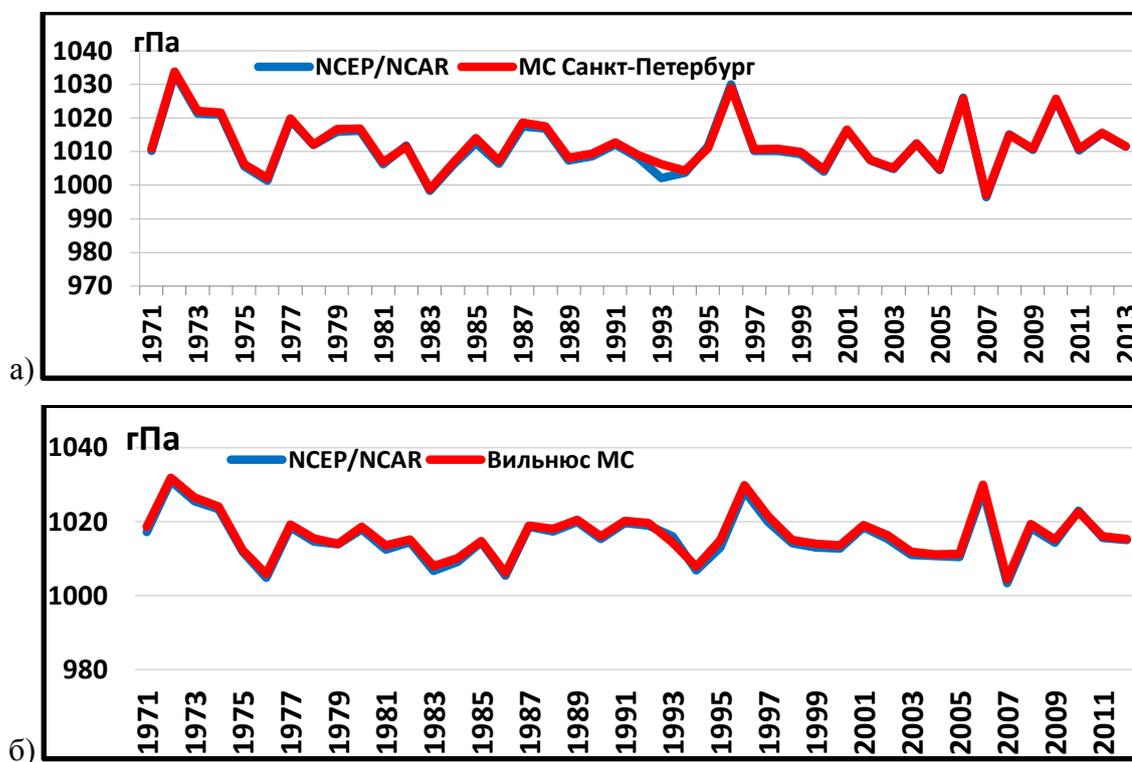


Рисунок 2.3 – Хронологический ряд значений давления над уровнем моря в январе 1971–2013 гг. по данным *NCEP/NCAR* и в метеостанциях: Санкт-Петербург (а), Вильнюс (б)

Переменные в узлах регулярной сетки, наиболее широко используемые продукты *Реанализа*, были разделены на три класса: переменные типа А, включают в себя температуру воздуха в верхних слоях, вихрь скорости и геопотенциальную высоту. Как правило, они сильно зависят от имеющихся наблюдений и, следовательно, являются наиболее надежным продуктом *Реанализа*. Переменные типа В, включают в себя данные по влагосодержанию, дивергенцию скорости и параметры у поверхности земли. Эти данные зависят от качества наблюдений и результатов моделей, и, следовательно, менее надежны. Переменные типа С, такие как потоки тепла и влаги у поверхности земли и осадки, полностью определяются моделью. Они должны использоваться с осторожностью и по возможности должны быть проверены модельно-независимыми данными [116].

В данной работе использовались данные типа А и типа В. Данные типа А (данные в верхних слоях) не проверялись. По мнению авторов [116] в *Реанализе* они самые надежные.

Данные типа В (давление на уровне моря) проверялись данными в метеостанциях МС Санкт-Петербург и МС Вильнюс. Полученные результаты представлены на рисунках 2.3 (а, б) для января 1971-2013 гг. Сравнивая данные давления на уровне моря МС Санкт-Петербург и в точке сетки координат (60° с.ш. и 30° в.д.) по NCEP/NCAR, получили самую большую разницу 4,2 гПа в 1993 году, в остальные годы она не превышает 1,4 гПа. Между данными МС Вильнюс и точки сетки координат (55° с.ш. и 25° в.д.) по NCEP/NCAR максимальная разница достигает 1,9 гПа в 1995 году. Как видно из рисунков 2.3 (а, б), больших ошибок в данных NCEP/NCAR не наблюдается.

Данные MERRA

В диссертационной работе использовались следующие данные MERRA: скорость зонального ветра, геопотенциал и температура воздуха на уровне 10 гПа (средняя стратосфера).

Пакет данных MERRA разработан как проект NASA для спутниковой эпохи, используя новую версию системы ассимиляции данных *Goddard Earth Observing System / Data Assimilation System Version 5 (GEOS-5)*. В настоящее время данные доступны до текущего периода и продолжают как *near-real-time* анализ климата. Временное разрешение данных MERRA 3 ч и вертикальное разрешение составляет около 2-3 км. Данные MERRA были успешно применены в различных исследованиях, таких как энергетический баланс полярной атмосферы, изменчивость климата, глобальные термические приливы и т.д. [121].

Данные по Арктическому колебанию

В работе для анализа низкочастотных колебаний атмосферной циркуляции применялись среднемесячные (декабрь-февраль) и суточные данные индекса Арктического колебания <http://www.cpc.ncep.noaa.gov> и индекс СКМ, данные которого были получены из базы данных Северо-Западной ассоциации исследований по URL: <http://www.nwra.com>. Чтобы определить доминирующие структуры дальних связей в системе атмосферной циркуляции, используется эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ). Для расчета индекса АК в данную функцию включены данные аномалий геопотенциальной высоты на уровне 1000 гПа с 20° северной широты для всего Северного полушария. Для этого применялись данные NCEP/NCAR с шагом регулярной сетки координат 2,5 по долготе и широте. Индекс АК является первой доминирующей модой в ЭОФ анализе. Данные нормированные на стандартное отклонение. Индекс Северной кольцевой моды (СКМ) рассчитывается по такой же методике, только для уровней 1000-10 гПа.

Модель HYSPLIT

HYSPLIT модель предназначена для вычисления траекторий частиц воздуха. Начальное развитие этой модели является результатом совместной работы NOAA и Австралийского бюро метеорологии. Последние обновления включают усовершенствования, предложенные многими авторами. Некоторые новые функции включают улучшение алгоритма адвекции, обновленные уравнения стабильности и дисперсии, улучшается графический интерфейс для пользователя, и возможность включать модули химических превращений. С помощью модели HYSPLIT можно получить одну или несколько (в пространстве и во времени) одновременных траекторий, указывая начальную точку на регулярной сетке координат. Вычисление может быть проведено вперед или назад во времени, указывая временной интервал (ч.). По умолчанию вертикальное движение частицы воздуха описывается с помощью поле омега, но возможны и другие подходы: изоэнтропическое, изосигма, избарическое, изопикническое. В модель включен архив данных Реанализа NCEP/NCAR. Модель и инструкция для пользователя доступна по следующей ссылке http://www.arl.noaa.gov/HYSPLIT_info.php.

Модель трехмерных потоков волновой активности

Для анализа трехмерной волновой активности в стратосфере и дивергенции в горизонтальной плоскости, использовался алгоритм Р.А. Пламба [149]. Трехмерный вектор потока волновой активности описывает распространение планетарных волн по долготе (F_x), широте (F_y) и высоте (F_z), и рассчитывается по уравнению (5).

$$\vec{F}_s = \begin{pmatrix} F_x \\ F_y \\ F_z \end{pmatrix} = \frac{1}{2} \frac{p}{p_0} \cos \varphi \begin{pmatrix} v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(v'\varphi')}{\partial \lambda} \\ -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(u'\varphi')}{\partial \lambda} \\ \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \left[v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(T'\varphi')}{\partial \lambda} \right] \end{pmatrix} \quad (5)$$

где, p - давление, p_0 – давление равно 1000 гПа, Ω - угловая скорость вращения Земли, λ - долгота, φ - широта, a - радиус Земли, S - параметр статической устойчивости, u' - возмущение зональной скорости (отклонение от среднего по долготе значения), v' - возмущение меридиональной скорости, T' - возмущение температуры, φ' - возмущение геопотенциала.

Параметр статической устойчивости рассчитывается следующим образом:

$$S = \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + \frac{k\hat{T}}{H} \quad (6)$$

где \hat{T} – температура осредненная по территории Северного полушария от 20° с.ш., k - коэффициент теплопроводности, H – высота.

Календари типов атмосферной циркуляции

Календарь типов атмосферной циркуляции Вангенгейма – Гирса получен из архива кафедры Метеорологических прогнозов РГГМУ. Календарь типов атмосферной циркуляции Б.Л. Дзердзеевского доступен на сайте <http://atmospheric-circulation.ru/datas/>

2.3. Статистические методы анализа временных рядов

Временной ряд – это перечень значений случайной переменной в зависимости от времени. Обычно временной интервал между наблюдениями случайной переменной (называемый интервалом данных) постоянен. В случае метеорологических временных рядов этот интервал простирается от малых долей секунды (для изучения турбулентности) до тысяч лет (для изучения колебаний климата) [31].

Задачи статистического анализа временного ряда состоят в следующем:

- 1) Понять основные свойства временного ряда – изменчивость и характеристики его периодических и непериодических колебаний; знание этих свойств помогает разрешить основную задачу, а именно
- 2) Предсказать поведение временного ряда [31].

Для анализа временных рядов приземной температуры воздуха использовались их статистические характеристики, а также методы, представленные ниже. Это среднее арифметическое, среднеквадратическое отклонение, стандартизированные аномалии, коэффициенты асимметрии и эксцесса, коэффициенты линейной корреляции. Для проверки статистической значимости коэффициентов корреляции и линейной регрессии использовался критерий Стьюдента и тест Mann-Kendall [150]. Для сглаживания краткосрочных колебаний и выделения основных тенденций (циклов) применялся метод скользящего среднего. Математически скользящее среднее является одним из видов свертки, таким образом его можно рассматривать как фильтр низких частот, используемых в обработке сигналов.

Дисперсия и нормированные аномалии

Дисперсия – это статистическая характеристика временного ряда, которая отражает вероятное отклонение значения регулярного измерения от арифметического среднего. Оценка дисперсии (D) временного ряда параметра x осуществляется формулой 7(1-3):

$$D = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2 \quad (7.1)$$

$$\sigma = \sqrt{D} \quad (7.2)$$

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i \quad (7.3)$$

где N – количество случайных переменных во временном ряду, \bar{X} – среднее арифметическое, которое рассчитывается по формуле (7.3).

Понятие дисперсии является весьма важным, поскольку оно широко применяется при анализе факторов, обуславливающих рассеяние случайной переменной. Дисперсия описывает рассеяние единицами в квадрате. Если хотим, чтоб рассеяние измерялось такими же единицами как случайная величина, используется другая статистическая характеристика – среднеквадратическое отклонение (σ) [31].

В случае расчетов стандартизированных аномалий (z) используется соотношение аномалии параметра ($x_i - \bar{X}$) и его среднеквадратического отклонения:

$$z = \frac{(x_i - \bar{X})}{\sigma} \quad (8)$$

Данная характеристика позволяет сравнивать аномалии в точках регулярной сетки координат с разными климатическими условиями.

Асимметрия

Асимметрия – это показатель симметричности кривой распределения. Распределение повторяемостей называют положительно ассиметричным (правосторонней асимметрией), когда $As > 0$ и среднее значение больше моды, и отрицательно ассиметричным (левосторонней), когда $As < 0$ и среднее значение меньше моды. У всех симметричных распределений величина асимметрии равна нулю ($As = 0$). Коэффициент асимметрии As является безразмерным. Его можно определить из следующего соотношения (9):

$$As = \frac{1}{ND^2} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^3 \quad (9)$$

где N – количество случайных переменных во временном ряду, \bar{X} – среднее арифметическое, D – дисперсия.

Экцесс

Два распределения повторяемостей, имеющие одинаковые значения средней, дисперсии и асимметрии, могут отличаться величиной эксцесса, т.е. формой гистограммы. Если распределение характеризуется относительно малым числом случаев у центра (пологая гистограмма), то величина эксцесса мала. Если же большинство наблюдений лежит в центре, то величина эксцесса велика [31]. Формула (10) определяет коэффициент эксцесса (Ex).

$$Ex = \left[\frac{1}{ND^2} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^4 \right] - 3 \quad (10)$$

где N – количество случайных переменных во временном ряду, \bar{X} – среднее арифметическое, D – дисперсия.

Линейная корреляция

Корреляционный анализ – это метод, который позволяет обнаружить зависимость между случайными величинами, например, x и y.

Коэффициент линейной корреляции (уравнение 11), это корень квадратный из соотношения дисперсии y, обусловленной линейной связью x и y, к общей дисперсии y и имеет тот же знак, что и наклон линий регрессии. Коэффициент r_{xy} может меняться от -1 до +1.

$$r_{yx} = \frac{\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_i (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_i (y_i - \bar{y})^2}} \quad (11)$$

Таким образом, коэффициент линейной корреляции -0,75 означает, что корреляция отрицательная (большие значения x связаны с малыми значениями y) и что несколько меньше половины дисперсии y обусловлено изменениями x [31].

Для коэффициента корреляции совершенно безразлично, какая из переменных является зависимой, а какая независимой. Коэффициент корреляции позволяет сделать вывод, о существовании линейной зависимости между двумя переменными, но не указывает, какая из переменных обуславливает изменение другой. В действительности связь между двумя переменными может существовать и без причинно-следственной связи между самими переменными, так как изменение обеих переменных может происходить за счет третьей переменной [31]. Все-таки, из рассчитанных данных можно получить качественно новую информацию, о взаимосвязи параметров x и y.

Линейная регрессия

Математическое уравнение (12) оценивает линию простой (парной) линейной регрессии:

$$Y = a + bx. \quad (12)$$

где, x – называется независимой переменной или предиктором; y – зависимая переменная или переменная отклика (это значение, которое мы ожидаем для y (в среднем), если мы знаем величину x, т.е. это «предсказанное значение y»); a – свободный член; это значение Y, когда x=0; b – угловой коэффициент или градиент оценённой линии; она представляет собой величину, на которую Y увеличивается в среднем, если мы увеличиваем x на одну единицу [29].

а и b называют коэффициентами регрессии оценённой линии, хотя этот термин часто используют только для b .



Рисунок 2.4 – Линия линейной регрессии, показывающая пересечение a и угловой коэффициент b (величину возрастания Y при увеличении x на одну единицу) [29]

При построении линейной регрессии проверяется нулевая гипотеза о том, что генеральный угловой коэффициент линии регрессии равен нулю. Если угловой коэффициент линии равен нулю, то изменение x не влияет на y [29].

Выводы к главе №2

1. В диссертационной работе использовались данные среднемесячной температуры воздуха, минимальной суточной температуры воздуха, среднемесячные значения давления на уровне моря, среднемесячные и суточные значения индекса Арктического колебания и Северной кольцевой моды, календари типов атмосферной циркуляции Вангенгейма-Гирса и Б.Л. Дзердзеевского, данные MERRA зонального ветра, геопотенциала и температуры воздуха на высоте, данные геопотенциальной высоты разных изобарических поверхностей NCRP/NCAR. Использование данные прошли верификацию.

2. Для анализа временных рядов приземной температуры воздуха использовались их статистические характеристики и методы: среднее арифметическое, среднеквадратическое отклонение, стандартизированные аномалии, коэффициенты асимметрии и эксцесса, коэффициенты линейной корреляции и регрессии. Для проверки статистической значимости коэффициентов корреляции и линейной регрессии использовался критерий Стьюдента и тест *Mann-Kendall*. Для сглаживания краткосрочных колебаний и выделения основных тенденций (циклов) применялся метод скользящего среднего.

3. Для вычисления траекторий частиц воздуха использовалась модель *HYSPLIT*, для расчетов динамики и дивергенции трехмерных потоков волновой активности на горизонтальной плоскости - модель Р.А. Пламба.

4. В диссертационной работе для визуализации полученных результатов использовались следующие программные пакеты: OpenGrads, GIS ArcMap, Surfer, Microsoft Excel, EasyFit 5.6 Professional.

3. КЛИМАТИЧЕСКИЕ ТЕНДЕНЦИИ ПРИЗЕМНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА ЗИМОЙ

Климатические аномалии восточной части Балтийского региона являются неотъемлемой частью изменений глобального климата, так как региональные изменения климата являются следствием не только местных факторов, но и крупномасштабной циркуляции атмосферы и океана. Возникает вопрос: как макроциркуляционные процессы полушарного масштаба повлияли на региональные изменения температурного режима?

Ближайшие регионы, где можно найти источник аномалий температуры региона в зимнее время, это Североатлантический, Арктический и Сибирский регионы полушария. Перед изучением влияния глобальных факторов на изменчивость климата в Балтийском регионе следует изучить параметры банной изменчивости.

В этой главе представлены климатические данные температурного режима в восточной части региона Балтийского моря за временной интервал 1951–2013 гг. (месячные и суточные значения температуры воздуха). Установлены общие тенденции изменения температуры воздуха в зимнее время за все года, а также для каждого десятилетия отдельно. Последний раздел представляет анализ температуры воздуха в МС Санкт-Петербург и МС Вильнюс во временном интервале 1800–2013 гг., который показывает характер нынешних колебаний температуры воздуха на фоне более длительного времени.

3.1. Среднесезонная температура воздуха зимы в 1951-2013 гг.

В восточной части Балтийского региона погода в холодный сезон является очень изменчивой не только из года в год (максимальная межгодовая амплитуда 14,6 °С за весь период 1951–2013 гг.), но и внутри одного сезона (максимальная амплитуда за самые холодные месяцы зимы (январь-февраль) достигает 31,5°С (1956 г.)). Климатические черты данного региона зависят от его географического расположения и, соответственно, преобладающего характера атмосферной циркуляции. Также, в данном регионе для распределения температуры определенную роль играет и расстояние от моря (влияние моря распространяется примерно 30-100 км вглубь континента). Ближе к берегу моря зимой фиксируется более теплые погодные условия, а также здесь существует максимальный горизонтальный температурный градиент (по сравнению со всей исследуемой территорией) (рисунок 3.1а).

Средняя температура воздуха за декабрь-февраль в 1951–2013 гг. колеблется от -1,7 °С в западной части региона до -8,1 °С на северо-востоке (рисунок 3.1а). Данный температурный градиент является признаком увеличения континентальности климата в восточной части региона

Балтийского моря. Средняя территориальная температура воздуха зимой в исследуемом регионе равна $-5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

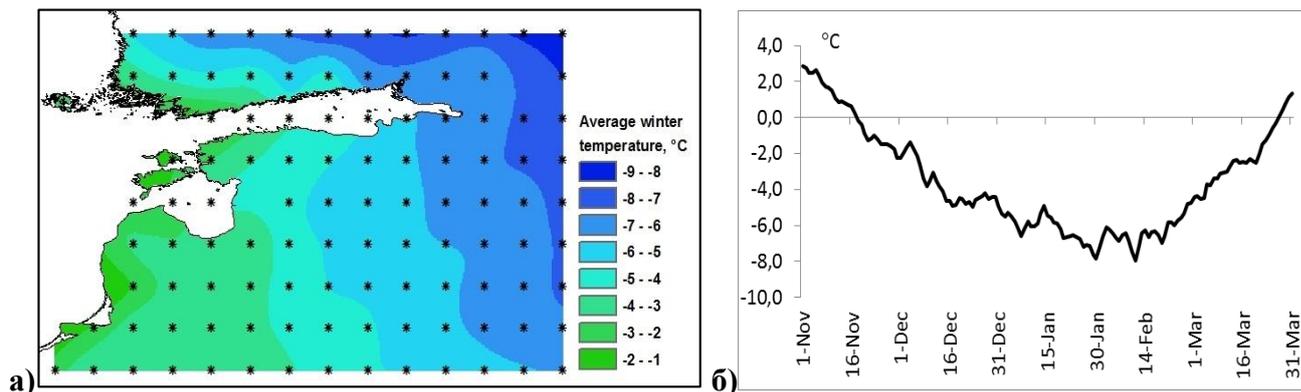


Рисунок 3.1 – Распределение средней температуры воздуха зимы (а) и динамика средних внутрисезонных значений температуры воздуха (б) в 1951-2013 гг. в восточной части Балтийского региона

В среднем температура опускается ниже нуля 18 ноября и опять становится положительной 27 марта, самые низкие температуры фиксируются в феврале (примерно 11 февраля) (рисунок 3.1б). Самые холодные месяцы в восточной части региона Балтийского моря это январь-февраль, когда средимесячная территориальная температура воздуха достигает $-6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже. Но встречаются года, когда температура сильно отличается от нормы. Данная аномалия достигает $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ в аномально холодные месяцы и $+9\text{ }^{\circ}\text{C}$ в аномально теплые месяцы. Циклоны и антициклоны, приходящие из разных регионов, являются одним из главных факторов, формирования аномальных температурных режимов Балтийского региона.

В последние десятилетия очень важным фактором становится потепление климата и с этим связанные изменения циркуляционных и радиационных процессов. Для сравнения на рисунке 3.2 представлено распределение температуры воздуха в разные десятилетия: 1951–1960 гг.; 1961–1970 гг.; 1971–1980 гг.; 1981–1990 гг.; 1991–2000 гг.; 2001–2010 гг. Как видно, самым холодным десятилетием были 1961-1970 гг., когда среднесезонная температура воздуха в регионе была $-7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а температурный диапазон по всей территории изменялся от $-3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юго-западе до $-9,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке.

Самыми теплыми являются два последние десятилетия (1991-2000 и 2001-2010 гг.), температура воздуха изменяется по территории, соответственно от $-7,1$ до $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и от $-7,2$ до $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Абсолютный максимум температуры в эти годы по всей территории зафиксирован $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $3,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Больше всего температура увеличилась в восточной, северо-восточной части анализируемой территории.

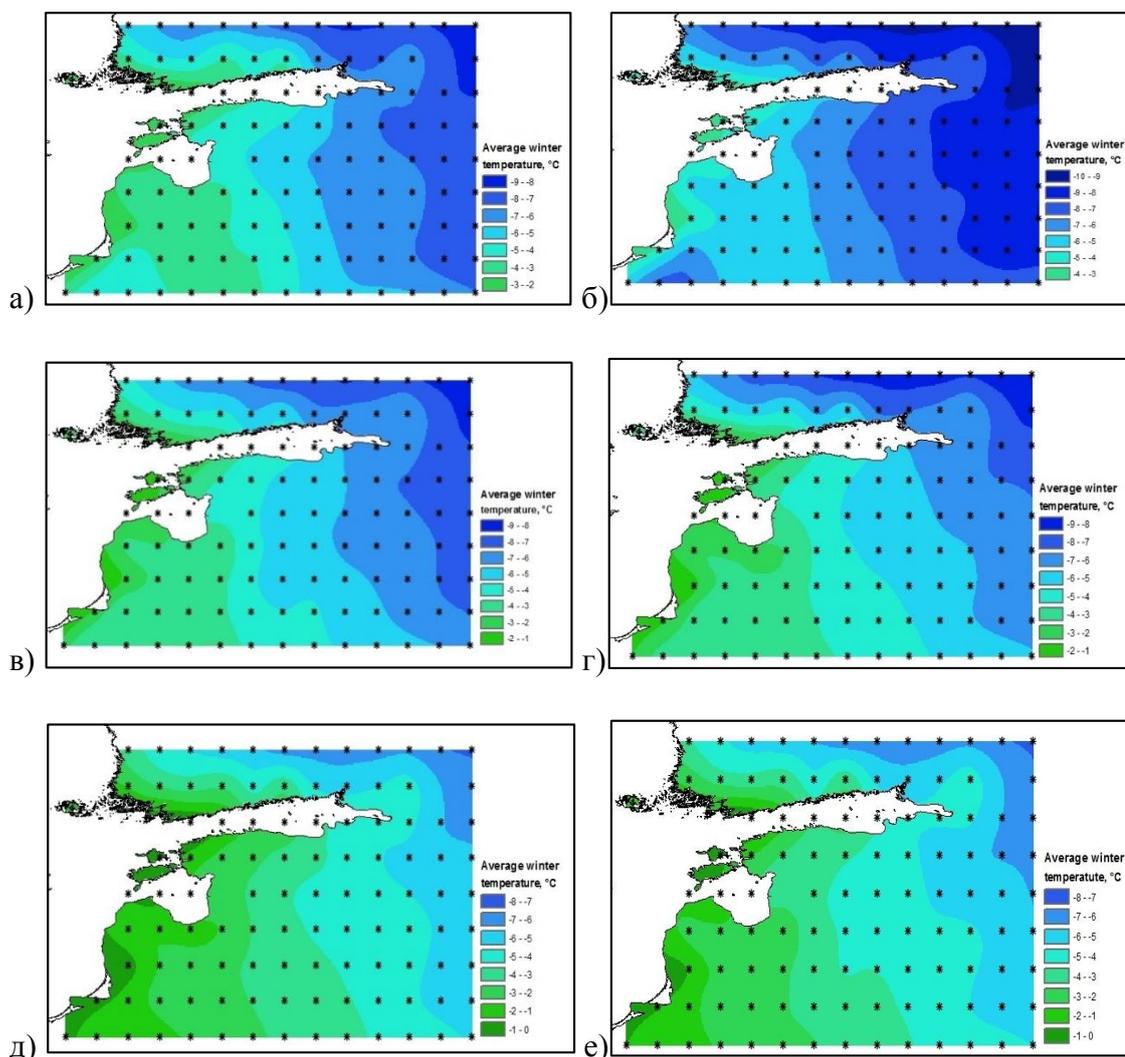


Рисунок 3.2 – Распределение температуры воздуха в разные десятилетия: 1951–1960 гг.; 1961–1970 гг.; 1971–1980 гг.; 1981–1990 гг.; 1991–2000 гг.; 2001–2010 гг.

Таким образом, последние десятилетия являются самыми теплыми за временной период 1951–2013 гг., что соответствует глобальным тенденциям изменению климата. В таблице 3.1 представлены более подробные характеристики температурного режима за разные десятилетия. По представленным данным видно, что среднее значение температуры за длительное время (10 лет) не совсем хорошо отражает экстремальные условия зимы. Средняя температура периода 1961–1970 гг. является самой низкой, но абсолютное значение территориального минимума температуры наблюдается в другом десятилетии – 1981–1990 гг.. Таким образом, можно сделать вывод, что в большей части территории, в десятилетии 1961–1970 гг., зимы были холодными, но без значительных экстремумов. Противоположенная ситуация обнаружена в 1981–1990 гг., когда средняя температура в регионе была близка к климатической норме, но за этот временной период было зафиксированы и аномально теплые, и аномально холодные зимы, а абсолютная разница между ними достигает 20,0 °С.

Таблица 3.1 – Характеристики температурного режима разных десятилетий за временной период 1951–2010 гг.

Десятилетие	Средняя температура зимы, °С	Средний территориальный диапазон температуры, °С	Абсолютный минимум одной зимы, °С	Абсолютный максимум одной зимы, °С
1951-1960	-5,7	-8,4 – -2,1	-16,0	1,0
1961-1970	-7,1	-9,9 – -3,7	-14,6	1,7
1971-1980	-5,4	-8,4 – -1,8	-14,9	1,9
1981-1990	-5,3	-8,8 – -1,6	-17,4	2,5
1991-2000	-3,8	-7,1 – -0,1	-11,9	2,3
2001-2010	-4,1	-7,2 – -0,3	-14,0	3,3

В данном разделе не представлены карты 2011–2013 годов. Можно сказать, что эти годы были, относительно, холодными. Средний территориальный диапазон температуры зимы достигает $-9,3 - -2,4$ °С, а средняя температура равна $-5,8$ °С. Данные показатели отличаются от предыдущих десятилетий, но по статистике трех лет делать выводы о всем десятилетии нельзя. Хотя зимы этих годов характеризуются как холодные, больших территориальных аномалий не зафиксировано: абсолютный минимум достигает $-12,2$ °С, а максимум $1,0$ °С.

Самая низкая температура во всем регионе зафиксирована в 1984–1985 году (средняя температура зимы $-10,7$ °С), а самой теплой была зима была в 2007–2008 г. (средняя температура зимы $-0,4$ °С). По мнению некоторых ученых [22], в XX веке отмечались три климатические эпохи температурного режима: с 20-ых до конца 40-ых годов – первое глобальное потепление, с конца 40-ых до конца 70-ых – период падения и стабилизации температуры и с 70-ых до начала XXI века – второе глобальное потепление. Данное разделение на периоды хорошо отражает тенденции колебания температуры исследуемого региона.

3.2. Тенденции изменения температуры воздуха

За анализируемый временной интервал температура воздуха в восточной части Балтийского региона выросла, но статистическая значимость роста $\alpha < 0.05$ (рисунок 3.3а). Тренд приземной температуры показывает, что температура в декабре-январе поднялась на $1,9$ °С. При установлении тенденции изменения температуры воздуха в каждой точке сетки координат отдельно, получилось, что больше всего температура выросла в восточной, северо-восточной части исследуемого региона (включая и Санкт-Петербург). Предполагается, что данные изменения могут быть связаны с колебаниями циркуляционных процессов в зонах центров

действия атмосферы, а именно – Исландской депрессии и Сибирского антициклона (изменениям их интенсивности и местоположения). Полиномиальный тренд третьего уровня (рисунок 3.3б) показывает, что анализируемый период можно разделить на два интервала: более низких температур до 1989 года и более высоких после. Данный тренд также показывает, что после 2000 г. начинается тенденция спада (уменьшения приземной температуры).

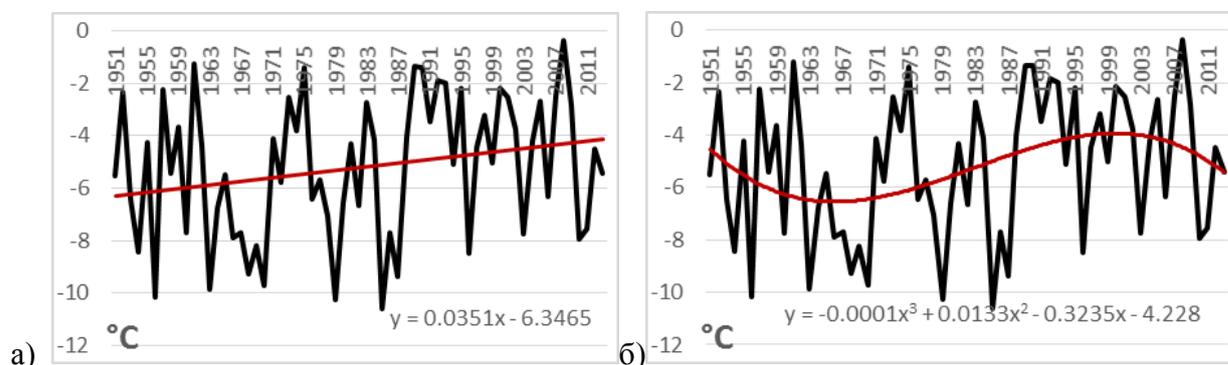


Рисунок 3.3 – Вариации средней температуры зимы (декабрь-февраль) в анализируемом регионе в 1951–2013 гг.: линейный тренд (а) и полиномиальный тренд третьего уровня (б)

Нужно отметить, что больше всего температура выросла за самые холодные месяцы зимы, т.е. за январь-февраль. Изменения температуры воздуха в разные месяца зимы были неравномерными (рисунок 3.4), но можно заметить общую тенденцию: зафиксированы 4 пика роста температуры (в начале 60-ых годов, в начале 70-ых, в начале 90-ых и в начале XXI века) и два яркие минимума (в конце 60-ых годов и в начале 80-ых).

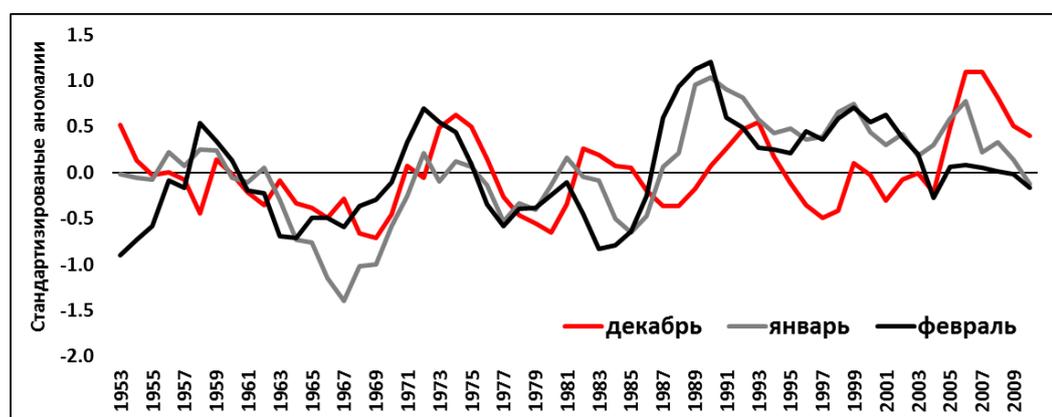


Рисунок 3.4 – Хронологический ряд значений средней приземной температуры в декабре, январе и феврале 1951-2013 гг. (пятилетние скользящие значения)

Средняя температура декабря менялась меньше всего ($0,14\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ ($\alpha > 0.05$)), но нужно отметить, что самый большой рост температуры декабря обнаружен после 2000-го года. В другие месяцы обнаружена тенденция уменьшения температуры, особенно в феврале. Циркуляционные условия декабря не на много отличаются от остальных двух (самых холодных) зимних месяцев,

но более похожи на ноябрьские. В ноябре-декабре меньше всего бывает дней с антициклонической циркуляцией, так как углубляется Исландская депрессия, а гребень Сибирского антициклона еще не достигает Восточной Европы.

Самые большие положительные тенденции температуры зафиксированы в январе (0,52 °C/10 лет ($\alpha < 0.05$)), поэтому, можно считать, что условия атмосферной циркуляции больше всего изменялись именно в январе. Как видно из рисунка 3.4, после 1987 года в январе доминируют преимущественно положительные аномалии температуры. В феврале рост температуры похожий, только немного меньше, чем в январе – 0,40 °C/10 лет ($\alpha > 0.05$). Также замечено, что чаще всего именно в феврале начинаются долговременные изменения температуры.

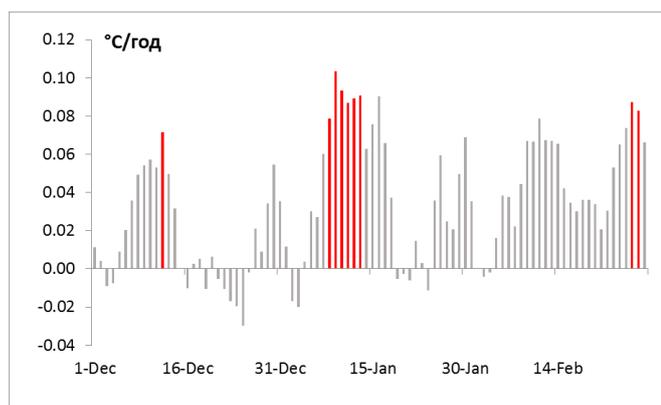


Рисунок 3.5 – Изменения суточной температуры воздуха в холодное время года на изучаемой территории (°C/год) в 1951–2013 гг. Статистически значимые изменения отмечены красным цветом ($\alpha < 0,05$)

Рассмотрим теперь тренды температуры по ежедневным данным. Суточные данные показывают, что статистически значимые значения тренда отмечаются в первой половине января и в конце февраля (рисунок 3.5), когда изменения температуры были самыми большими. Можно предположить, что существенное влияние на изменчивость атмосферной циркуляции над Атлантикой в январе-феврале имеют эпизоды Эль-Ниньо – Ла-Нинья [107, 139]. Кроме того, в январе-феврале чаще всего фиксируются нарушения динамики стратосферы в виде внезапных стратосферных потеплений, которые могут повлиять на характер тропосферной циркуляции Северного полушария.

3.3. Тенденции изменения температуры воздуха с 1800 годов

Рассмотрим изменения зимней температуры воздуха, в течение последних 60 лет в контексте изменения и за два последних столетия. Для этого проведен анализ температуры двух метеорологических станций: Вильнюс (1800–2013 гг.) и Санкт-Петербург (1805–2013 гг.) (рисунок 3.6).

Как можно видеть, высокие температуры, когда средняя температура воздуха за декабрь-февраль была выше $-2,0^{\circ}\text{C}$, зафиксированы и в прошлом. Температуры выше 0°C наблюдались в Вильнюсе в 1822, 1843 и 1990 (абсолютный максимум $0,3^{\circ}\text{C}$) годах. Абсолютный максимум МС Санкт-Петербург зафиксирован в 2008 году ($-0,4^{\circ}\text{C}$). Сезонные минимумы, когда средняя температура $<-10,0^{\circ}\text{C}$, наблюдались в 1803, 1871, 1929 и 1940 год в Вильнюсе и в 1809, 1820, 1987, 1893 и 1942 году в Санкт-Петербурге (средняя температура $<-14,0^{\circ}\text{C}$). Абсолютный минимум в МС Вильнюс обнаружен в 1803 году $-10,7^{\circ}\text{C}$, а в МС Санкт-Петербург в 1820 году $-15,0^{\circ}\text{C}$. При осреднении данных по столетиям, получены следующие показатели: в девятнадцатом веке средняя температура воздуха была $-4,7^{\circ}\text{C}$ в Вильнюсе и $-7,8^{\circ}\text{C}$ в Санкт-Петербурге, средняя температура двадцатого века $-4,5^{\circ}\text{C}$ в МС Вильнюс и $-6,4^{\circ}\text{C}$ в МС Санкт-Петербург.

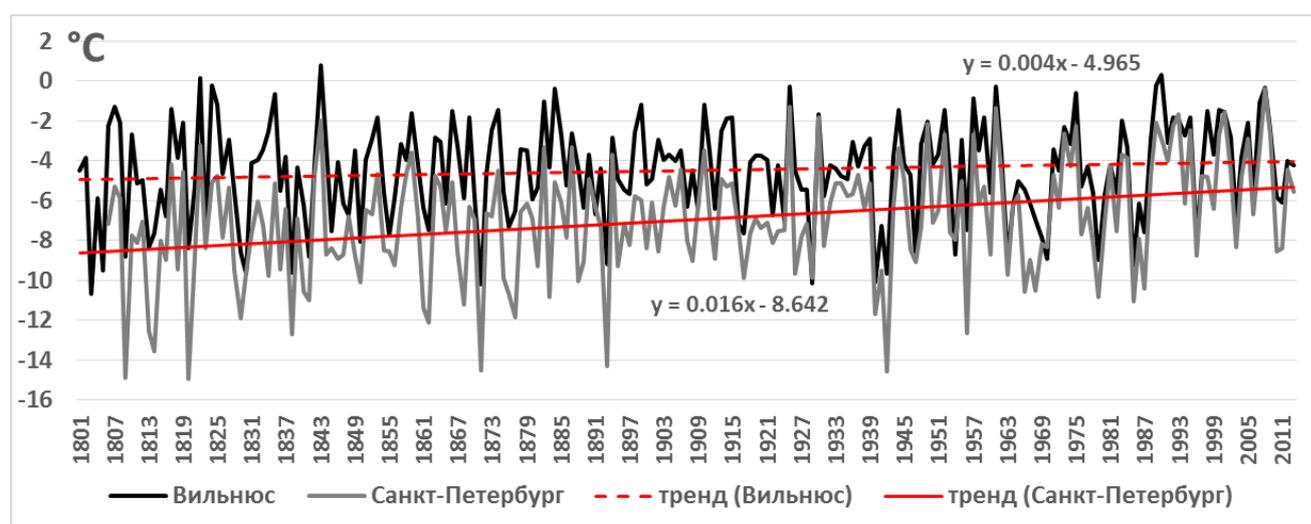


Рисунок 3.6 – Хронологический график средней температуры зимы за 1801-2013 гг. (МС Вильнюс) и 1805-2013 гг. (МС Санкт-Петербург) и их линейные тренды, описанные уравнениями регрессии

Замечено, что тенденция температуры на двух МС значительно отличается. В Санкт-Петербурге обнаружен более резкий подъем температуры (в 4 раза), чем в Вильнюсе. Линейный тренд ($y=0,016x-8,642$) показывает, что в Санкт-Петербурге температура поднимается в течение десятилетия в среднем на $0,16^{\circ}\text{C}$ ($\alpha < 0.01$), в то время как в Вильнюсе изменения на протяжении последних двух столетий не являются такими существенными. Данные линейного тренда ($y=0,004x-4,965$) показывают, что температура в Вильнюсе за десятилетие увеличивалась только на $0,04^{\circ}\text{C}$ ($\alpha > 0.05$). Если не включать в хронологический ряд данные трех последних десятилетий (1980–2013 гг.), мы получим, что температура повышалась в Санкт-Петербурге на $0,11^{\circ}\text{C}/10$ лет ($\alpha < 0.05$), а в Вильнюсе будут совсем незначительные изменения ($0,01^{\circ}\text{C}/10$ лет) ($\alpha > 0.05$).

Очевидно, что последние десятилетия дают наиболее значимый вклад в потепление климата Балтийского региона.

Выводы к главе №3

1. В восточной части Балтийского региона средняя температура воздуха за декабрь-февраль 1951-2013 гг. колеблется от $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ в западной части региона до $-8,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ на его северо-востоке. Средняя территориальная температура воздуха зимой равна $-5,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. В среднем температура опускается ниже нуля 18 ноября и опять становится положительной 27 марта, самые минимальные температуры фиксируются в феврале (примерно 11 февраля). Самые холодные месяцы — это январь-февраль, когда среднемесячная территориальная температура воздуха достигает $-6,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже.
2. Самым холодным десятилетием был 1961-1970 гг., когда среднесезонная температура воздуха в регионе была $-7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, а температурный диапазон по всей территории изменялся от $-3,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юго-западе до $-9,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке. Самыми теплыми годами являются два последних десятилетия (1991-2000 и 2001-2010 гг.), при этом температура воздуха по территории изменяется, соответственно от $-7,1$ до $-0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ и от $-7,2$ до $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Абсолютный максимум температуры в эти годы по всей территории составил $2,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $3,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Самая низкая температура во всем регионе зафиксирована в 1984–1985 году (средняя температура зимы $-10,7\text{ }^{\circ}\text{C}$), а самой теплой была зима была в 2007-2008 г. (средняя температура зимы $-0,4\text{ }^{\circ}\text{C}$).
3. Тренд приземной температуры показывает, что за анализируемый временной интервал, температура воздуха в декабре-январе поднялась на $1,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (статистическая значимость $\alpha < 0.05$). Больше всего температура выросла в восточной и северо-восточной части исследуемого региона (включая Санкт-Петербург). Самые большие положительные тенденции температуры зафиксированы в январе ($0,52\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет). При этом, суточные данные показывают, что наиболее значимые значения положительного тренда отмечаются в первой половине января и в конце февраля.
4. За двухсотлетний период 1800-2013 гг. в Санкт-Петербурге обнаружен более резкий подъем температуры (в 4 раза), чем в Вильнюсе. Линейный тренд показывает, что в Санкт-Петербурге температура поднималась в течение десятилетия, в среднем на $0,16\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как в Вильнюсе только на $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}$. Установлено, что три последних десятилетия дают наиболее значимый вклад в региональное потепление климата.

4. ВЫЯВЛЕНИЕ ПЕРИОДОВ СИЛЬНЫХ ПОХОЛОДАНИЙ, МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ И КАТАЛОГ ХОЛОДНЫХ ЗИМ

В данной главе представлена методика выявления периодов сильных похолоданий и аномальных месяцев зимы на основе определения термических температурных индексов. Описывается аномалии холода, на основании созданного каталога холодных зим и дат аномальных похолоданий. Выявлена тенденция изменений вероятности аномально низких температур применяя методом генерализированных экстремальных величин.

4.1. Методика выделения аномальных месяцев зимы

Каждая местность на земном шаре имеет свои особенности (географические, топографические, циркуляционные и др.), по этой причине, данные осредненные по какому-либо большому региону не дают точной информации о процессах на малой территории. Как известно, аномалии температуры в Северной Америке, в Европе и в Азии не редко имеют противоположенные знаки, как, например, было в 2008, 2010, 2011, 2012 г., что связано с динамикой и амплитудой квазистационарных планетарных волн в атмосфере. Таким образом, целесообразно, оценивая аномальные условия большой территории, сперва провести работу с разными районами этой территории и только потом делать обобщенные выводы [42, 181].

В данной работе проведен статистический анализ временных рядов температуры воздуха в восточной части региона Балтийского моря по сетке координат с шагом 1° по широте и долготе, для выделения аномальных месяцев зимы. Исследуемый регион, по мнению ученых [156] очень чувствителен к колебаниям климата. К сожалению, достаточно мало научных работ проводилось для оценки отрицательных аномалий температуры воздуха зимой в этом регионе на фоне вариаций макроциркуляционных процессов. Одной из главных задач диссертационной работы является выделение аномально холодных месяцев зимы и периодов сильных похолоданий, которые в дальнейшем будут использоваться при анализе разного рода процессов, связанных с аномальными условиями температурного режима.

В данной работе для выделения особо холодных и теплых месяцев зимы выбран метод стандартизированных аномалий. Расчеты проведены в каждой точке сетки координат изучаемого региона отдельно для каждого месяца.

Поля среднемесячной температуры воздуха представлены в виде вектора:

$$x_j = \{x_i\}_j = (x_1, x_2, \dots, x_k)_j, \quad i = 1, 2, \dots, k, \quad j = 1, 2, \dots, n.$$

где x_i – значение среднемесячной температуры воздуха, k – количество узлов сетки координат ($k=106$, значения над экваторией Балтийского моря не учитываются), n – количество полей ($n=3$; декабрь, январь, февраль).

В целом архив полей среднемесячной температуры воздуха представлен в виде матрицы X с значениями температуры x_{ij} которые соответствуют значениям в i узле географической сетки поля j :

$$X = \begin{pmatrix} X_{11} \\ X_{21} \\ \dots \\ X_{in} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} X_{11} & X_{21} & \dots & X_{i1} & \dots & X_{k-11} & X_{k1} \\ X_{12} & X_{22} & \dots & X_{i2} & \dots & X_{k-12} & X_{k2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ X_{1n} & X_{2n} & \dots & X_{in} & \dots & X_{k-1n} & X_{kn} \end{pmatrix}$$

где $i = 1, 2, \dots, k, j = 1, 2, \dots, n$.

По среднемесячным значениям температуры воздуха в каждой точке сетки были рассчитаны стандартизированные аномалии z (уравнение 13) и выделены особо холодные и особо теплые месяца зимы за временной интервал 1951 – 2013 гг.

$$z = \frac{(x - \bar{x})}{\sigma} \quad (13)$$

где \bar{x} – многолетняя среднемесячная температура воздуха (на высоте 2 м.); x – средняя температура воздуха определенного месяца; σ – стандартное отклонение.

Таблица 4.1 – Классификация термических индексов для определения аномальных месяцев в восточной части региона Балтийского моря

Характеристика месяца	Экстремально холодный	Аномально холодный	Холодный	Норма	Теплый	Аномально теплый	Экстремально теплый
z	$sat < -2,11^{***}$	$-2,1 < sat < -1,41$	$-1,4 < sat < -0,71$	$-0,7 < sat < 0,7$	$0,71 < sat < 1,4$	$1,41 < sat < 2,1$	$sat > 2,11$
Значения ТИ	-3	-2	-1	0	+1	+2	+3
*Диапазон температуры , °С	Я < -13,8 Ф < -14,1 Д < -9,8	-13,8 < Я < -11,2 -14,1 < Ф < -11,5 -9,8 < Д < -7,7	-11,2 < Я < -8,6 -11,5 < Ф < -8,8 -7,7 < Д < -5,7	-8,6 < Я < -3,4 -8,8 < Ф < -3,4 -5,7 < Д < -1,5	-3,4 < Я < -0,8 -3,4 < Ф < -0,7 -1,5 < Д < 0,5	-0,8 < Я < 1,9 -0,7 < Ф < 1,9 0,5 < Д < 2,6	Я > 1,9 Ф > 1,9 Д > 2,6
**Повторяемость , %	2,1	6,9	14,8	50,8	20,1	4,8	0,5

* Я- средняя температура января, Ф- средняя температура февраля, Д- средняя температура декабря

** Среднее значение за временной интервал 1951-2013 гг.

*** sat – стандартизированная аномалия температуры

Рассчитывая степень аномальности зимы, мы использовали термический индекс семи уровней (ТИ), по аномальности температурных условий, предложенный исследователем К. Пфистер [148]. Этот индекс успешно применялся в научных работах для выделения аномалий температуры разных месяцев при реконструкции длинных рядов температуры в Европе с 16-го

по 20-ый век [54, 72, 118, 131, 153]. Таким образом, мы получаем термические индексы с присвоенными им диапазоном температуры и характеристикой аномальности (таблица 4.1). Также этот метод подходит для сравнения температурного режима регионов морского и континентального климата.

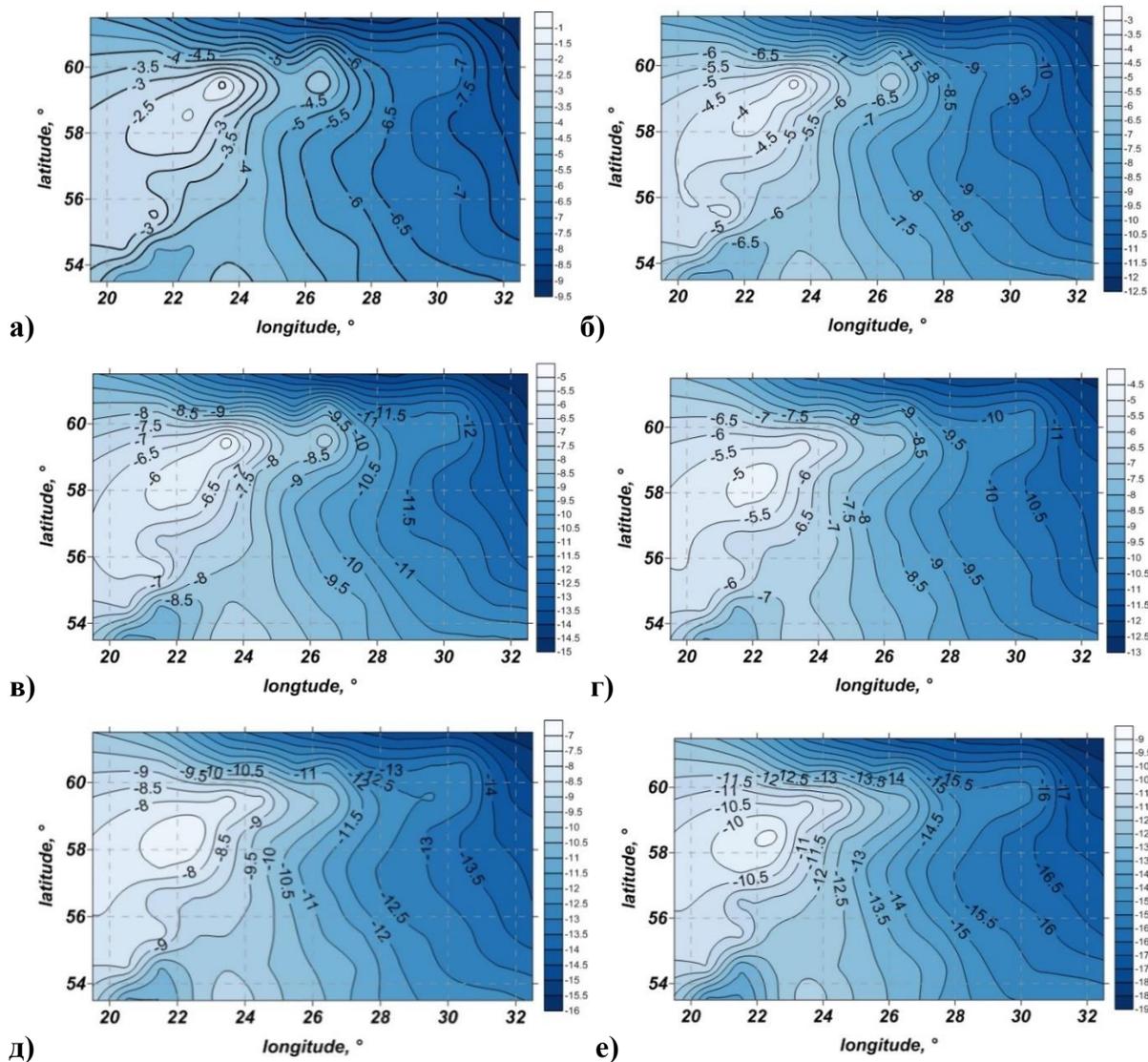


Рисунок 4.1 – Пороги температуры воздуха определяющие разные термические индексы (ТИ) в декабре: ТИ(-1) (а), ТИ(-2) (б), ТИ(-3) (в) и в январе: ТИ(-1) (г), ТИ(-2) (д), ТИ(-3) (е) в восточном Балтийском регионе за 1951–2013 гг.

В данной работе выделено всего 7 категорий термических условий для месяцев зимы от экстремально холодных до экстремально теплых (ТИ с -3 до +3). Значения ТИ +3 и -3 представляют аномалии, которые можно назвать экстремальными, условия при ТИ +2 и -2 являются не такими суровыми и называются аномальными, при ТИ +1 и -1 температура не очень сильно отклоняется от нормы, и далее в работе такие месяцы называются холодными/теплыми. Значения в диапазоне $\pm 0,7\sigma$ приблизительно отражает климатическую норму за анализируемый

временной интервал. В таблице указаны диапазоны среднемесячной температуры для каждого месяца отдельно. Тут важно отметить, что значения указаны для всего региона, и для разных узлов сетки координат исследуемой территории будут отличаться. Пороги температуры воздуха определяющие разные ТИ в разные месяца зимы по всей территории представлены в рисунках 4.1 (а-е) и 4.2 (а-в).

Как видно из представленных рисунков (4.1 и 4.2), порог температуры разных ТИ зависит от средней температуры и от среднего стандартного отклонения в конкретной точке. В точках ближе к Балтийскому морю температурный предел, при котором зима будет считаться холодной или экстремально холодной, намного выше, чем в континентальной части, особенно, в северо-восточной. Самая низкая пороговая температура при условиях ТИ(-3) установлена на северо-востоке в январе, а самая высокая при условиях ТИ(-1) на западе/юго-западе в декабре.

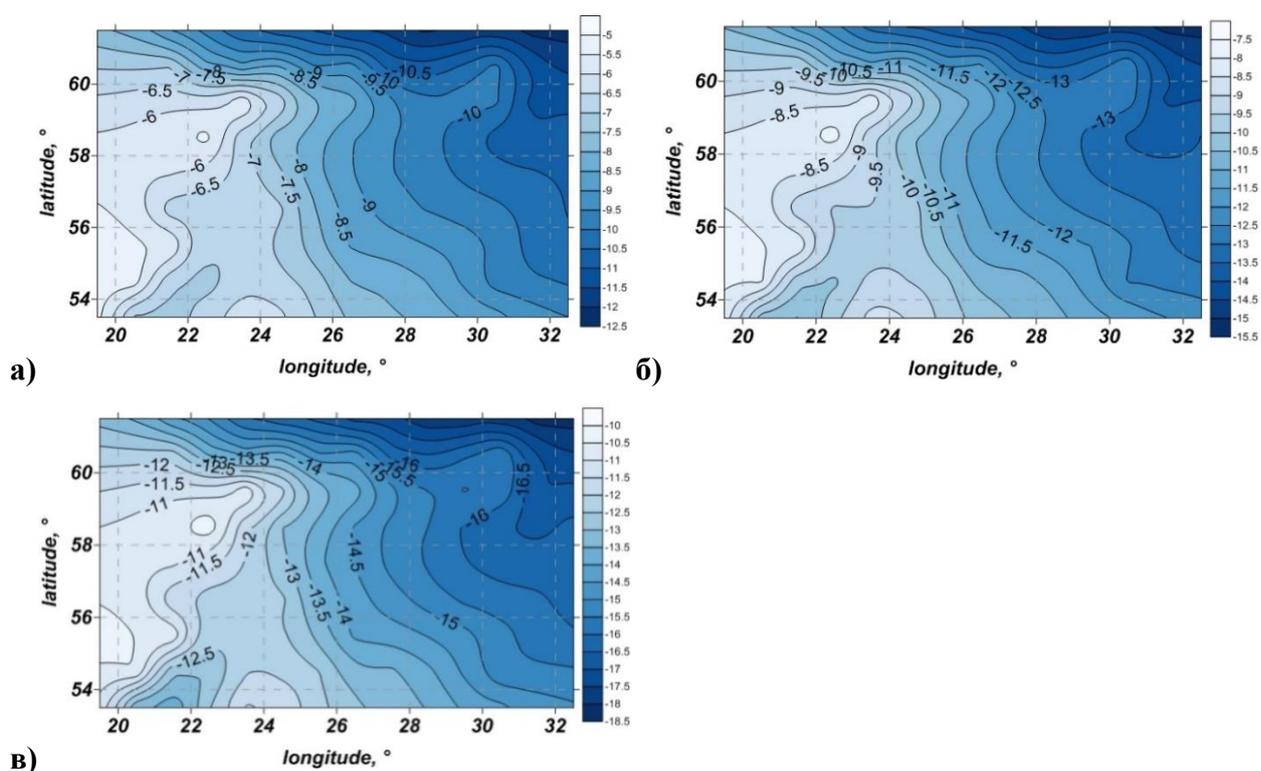


Рисунок 4.2 – Пороги температуры воздуха определяющие разные термические индексы (ТИ) в феврале: ТИ(-1) (а), ТИ(-2) (б), ТИ(-3) (в) в восточном Балтийском регионе за 1951–2013 гг.

Значения ТИ неплохо совпадают с значениями перцентилей, соответственно - 1≈24%, - 2≈10%, -3≈2%. Это означает, что в среднем месяцы зимы с существенными отрицательными аномалиями за 1951-2013 гг. занимает 24% всего времени, из них аномально холодные – 10% и экстремально холодные около 2%.

4.2. Каталог холодных зим в 1951-2013 гг.

В 1951–2013 гг. по выше представленной методике выделено 24 холодных (13%), 17 аномально холодных (9%) и 4 экстремально холодных (2%) от всех месяцев зимнего времени года. Так же, в этот временной период наблюдалось: 41 теплый, 8 аномально теплых и 1 экстремально теплый месяц зимнего периода, большинство из них (68%) после 1981 г.

На рисунках 4.3(а) и 4.3(б) представлены значения термического индекса (ТИ). Важно отметить, что холодной зима, в данном случае, считается только тогда, когда ТИ значения $< -1/-2/-3$ были зафиксированы в большей части исследуемой территории ($>50\%$) и в среднем значении учитывались только данные аномалии. Как видно по графикам, в первой половине временного интервала (1951–1981гг.) намного больше было холодных и аномально/экстремально холодных месяцев (всего 28), чем во второй (1981–2013гг.) (всего 17), где господствуют положительные аномалии. Полный каталог холодных месяцев доступен в электронном виде.

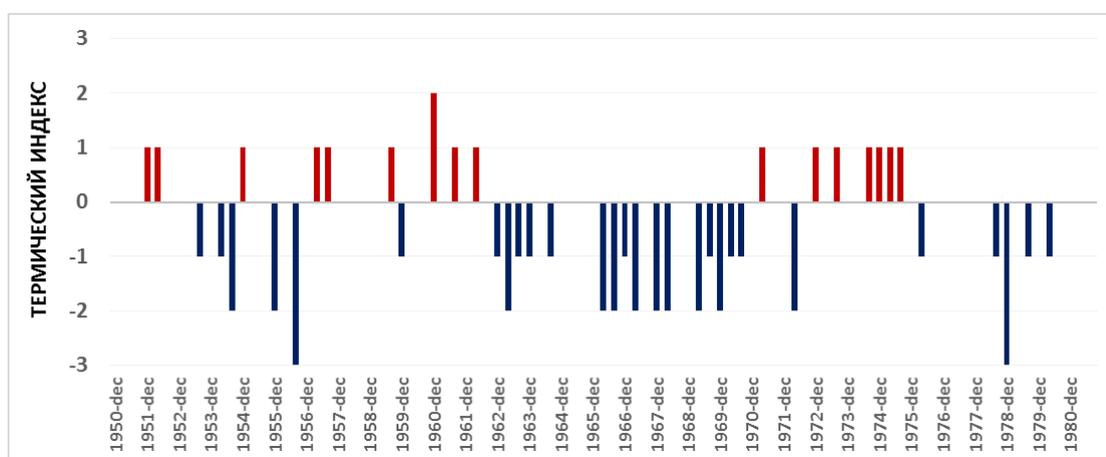


Рисунок 4.3а – Особо холодные/теплые месяца зимы в период 1951-1980 гг.

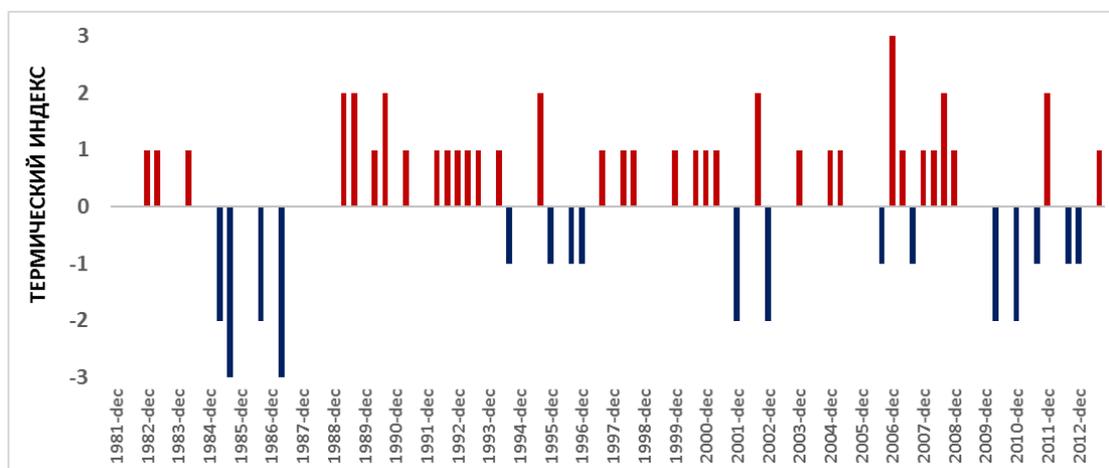


Рисунок 4.3б – Особо холодные/теплые месяца зимы в период 1981-2013 гг.

Всего за 1950–2012 гг. аномальных декабрей было 14 (рисунок 4.4). Вероятность особо холодного декабря остается без изменений, они чаще всего встречались в 1955–1969 гг. и в 1995–2012 гг. По полученным данным, можно сделать следующую статистику. Холодный декабрь был в 1959г. (небольшие отрицательные аномалии температуры воздуха занимает 83% всей территории), 1962г. (58% в южной части), 1963г. (70%), 1966г. (60% в восточной части), 1995г. (98%), 1996г. (51% в южной части), 2012г. (79%). Средняя температура за все эти месяца, в области холода, равна $-7,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как климатическая норма за 1951-2013 гг. $-3,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Аномально холодный декабрь был в 1955 (80%), 1967 (93%), 1969 (88%), 2001 (95%), 2002 (100%) и 2010 (100%) году. Средняя температура за эти месяца $-8,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. Экстремально холодный декабрь наблюдался в 1978 (100% всей территории) году, среднемесячная температура осредненная по всему региону равна $-12,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

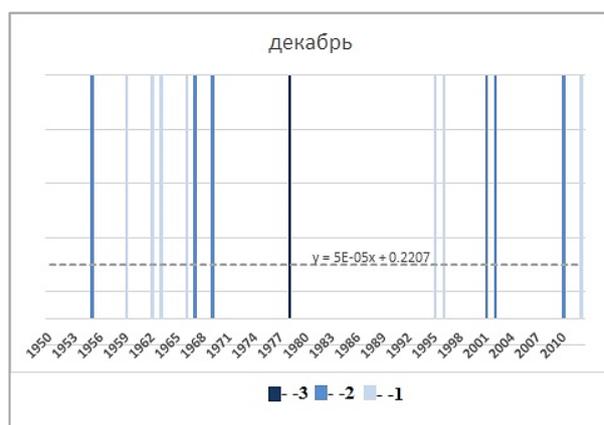


Рисунок 4.4 – Распределение холодных месяцев декабря (ТИ<-1) в 1950–2012 гг.

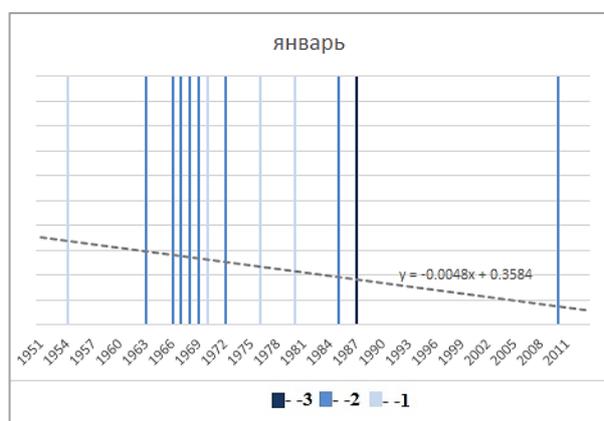


Рисунок 4.5 – Распределение холодных месяцев января (ТИ<-1) в 1950–2012 гг.

Особо холодный январь зафиксирован 13 раз (рисунок 4.5) и, как видно из рисунка, повторяемость таких аномалий во второй половине периода очень небольшая. Данный тренд объясняется тем, что в январе температура воздуха, вследствие глобального потепления, поднялась больше всего, так, холодных (ТИ<-1) январей не зафиксировано с 1987 до 2010 года.

Большинство случаев зафиксировано в 1963-1987 гг. Холодный январь был в 1954 г. (63% в южной-юго-восточной части), 1970 г. (86%), 1976 г. (56% в северной и северо-восточной части), 1980 (58% в восточной части). Средняя температура в области холода равна $-10,4$ °С, климатическая норма за вес период $-6,0$ °С. Аномально холодный январь был в 1963 (100%), 1966 (70%), 1967 (100%), 1968 (99%), 1969 (96%), 1972 (91%), 1985 (100%) и 2010 (100%) году. Средняя температура $-12,5$ °С. Экстремально холодный январь был в 1987 (100%) году, средняя территориальная температура была $-16,8$ °С и это абсолютный минимум данного региона за 1951-2013 гг.

Больше всего аномалий холода зафиксировано в феврале (всего 18), большинство из них в первой половине анализируемого интервала времени (рисунок 4.6). Так же замечена тенденция, что особо холодный февраль часто встречается два года подряд. Холодный февраль был в 1953 (61% в восточной части), 1963 (94%), 1964 (77%), 1969 (72%), 1970 (89%), 1978 (70%), 1979 (84%), 1994 (86%), 1996 (91%), 2006 (59% в восточной части), 2007 (76%), 2011 (85%), 2012 (82%). Средняя температура воздуха в области похолодания $-10,4$ °С, когда климатическая норма $-6,1$ °С. Аномально холодный февраль был в 1954 (98%), 1966 (60% в восточной и северной части) и 1986 (100%) году. Средняя температура $-12,4$ °С. Экстремально холодный февраль зафиксирован даже два раза 1956 (100%) и 1985 (100%) году, средняя температура опустилась до $-14,6$ °С.

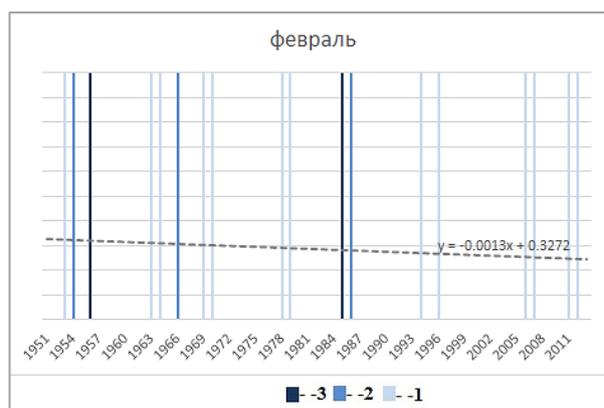


Рисунок 4.6 – Распределение холодных месяцев февраля (ТИ<-1) в 1950–2012 гг.

Холода категории ТИ(-3) охватывают всю территорию, что указывает не только на стабильность и аномальность макроциркуляционных процессов, но и их масштаб. Аномальные холода категории ТИ(-2) также часто занимают большую часть территории, а вот особо холодные условия месяцев ТИ(-1) чаще всего охватывает только определенную зону исследуемой территории, в основном это восточная и северная часть региона. Данная статистика хорошо отражает принцип формирования аномалий холода, так как они чаще всего связаны с адвекцией с севера (Скандинавский антициклон и вторжения ультраполярных антициклонов) или с востока (Сибирский антициклон).

4.2.1. Долговременные тенденции изменений повторяемости аномалий температуры

Чтобы выяснить, какую часть всех изменений температуры воздуха в восточном Балтийском регионе составляет дни, с суточной температурой, близкой к климатической норме, создан график (рисунок 4.7). В данном случае из всех дней отнимались те, которые можно назвать теплыми $ТИ > 1$ (или $\sigma > 0,71$) и холодными $ТИ < -1$ (или $\sigma < -0,71$).

Как видно из рисунка 4.7, после 1980-ых годов количество дней, с суточной температурой, близкой к климатической норме, значительно уменьшается. Данная тенденция показывает, что в последние десятилетия, в анализируемом регионе, погода зимних месяцев была аномальнее, чем раньше. Уменьшение дней, с суточной температурой, близкой к климатической норме, в среднем достигает 1,4 сутки за 10 лет.

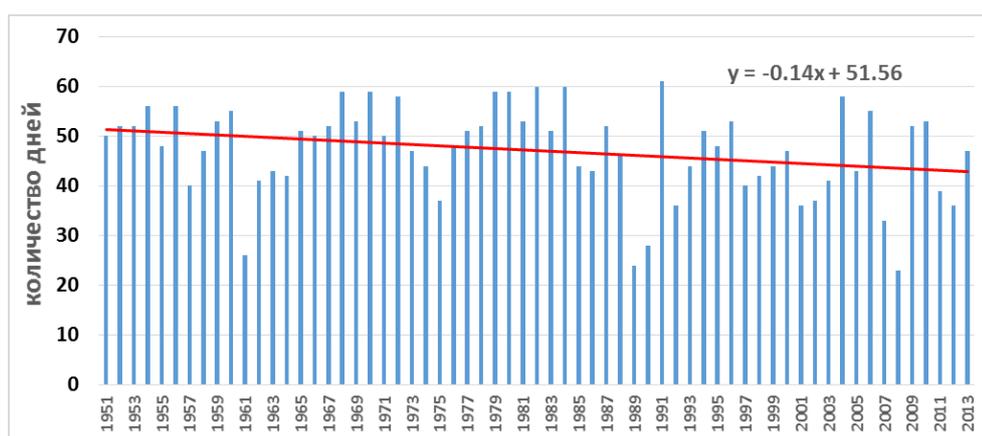


Рисунок 4.7 – Количество дней с суточной температурой, близкой к климатической норме и линейный тренд. Статистическая значимость $\alpha < 0.05$

В главе 3.3. были представлены тенденции изменению температуры воздуха с 1800 года в двух МС (Санкт-Петербург и Вильнюс). Установлена тенденция увеличения температуры. Как отмечалось в главе 1, увеличение средней температуры может происходить, когда намного чаще повторяются температуры близкие к норме и из-за более частой повторяемости аномальных случаев (вырастает дисперсия). Ниже представлены гистограммы термических индексов за разные периоды на двух метеостанциях (Санкт-Петербург, Вильнюс), находящийся на анализируемой территории и их сравнение с нормальным распределением Гаусса.

В МС Санкт-Петербург зафиксированы изменения распределения аномалий температуры двоякой тенденции (рисунки 4.8 и 4.9). В декабре асимметрия распределения осталась отрицательной ($As = -0,99$ (1805–1950 м.) и $As = -0,51$ (1951–2013 м.)), что означает, что повторяемость месяцев $ТИ < -1$ в последнее 63 лет остается мало измененной. Данную тенденцию подтверждает и форма распределения (эксцесс), которая остается более плоской, $Ex = 0,89$ (1805–1950 м.) и $Ex = 0,52$ (1951–2013 м.). В январе замечено, что асимметрия стала более

отрицательной ($As=-0,50 \rightarrow As=-0,86$), что указывает на то, что в последнее десятилетие (63 лет) чаще проявляется аномалии холода, чем тепла, но надо отметить, что распределение стало незначительно круче ($Ex=0,35 \rightarrow Ex=0,22$), что позволяет делать выводы, что повышение температуры в январе произошло насчёт увеличения среднего, а повторяемость экстремальных отрицательных значений остается.

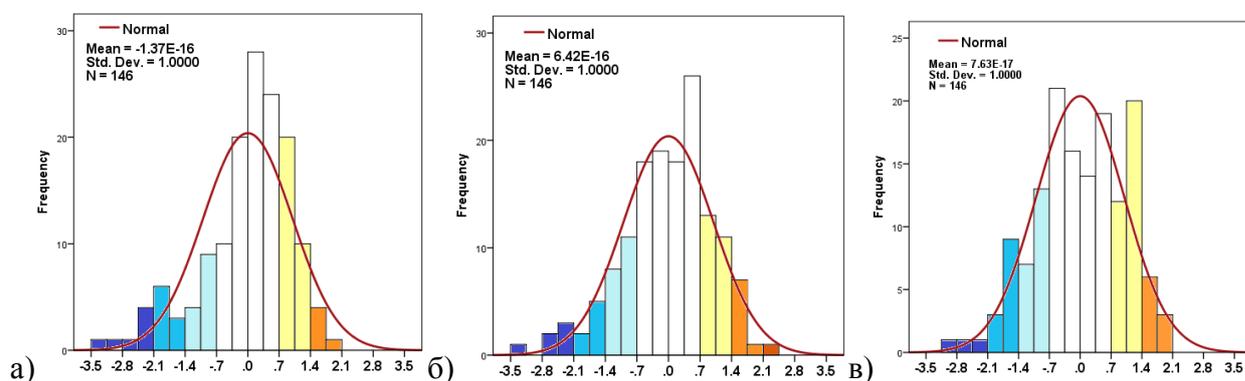


Рисунок 4.8 – Гистограммы термических индексов в Санкт-Петербурге за 1805-1950 гг. в: декабре (а), январе (б), феврале (в) и их сравнение с нормальным распределением Гаусса

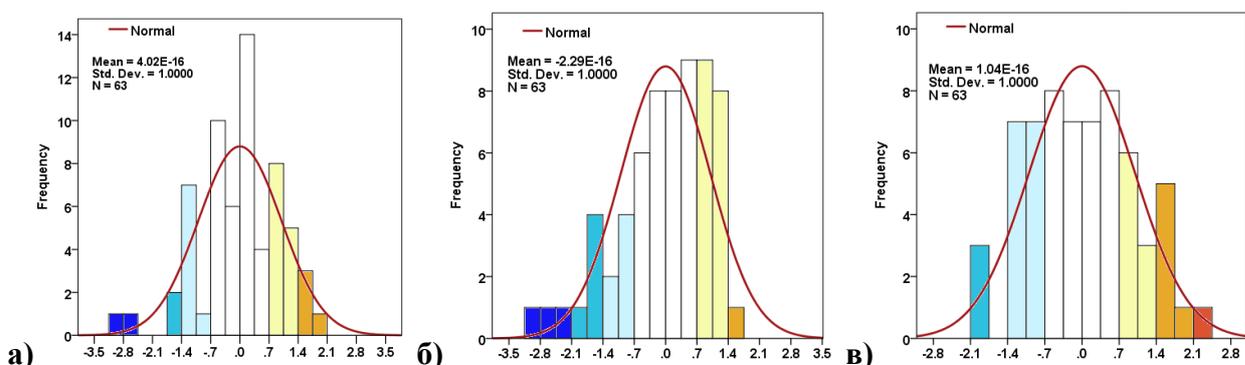


Рисунок 4.9 – Гистограммы термических индексов в Санкт-Петербурге за 1951-2013 гг. в: декабре (а), январе (б), феврале (в) и их сравнение с нормальным распределением Гаусса

Больше всего изменений произошло в феврале. Распределение аномалий температуры в 1951–2013 гг. приблизилось к нормальному, по сравнению с периодом 1805–1950 гг. ($As=-0,39 \rightarrow As=0,08$). Рассчитанный коэффициент эксцесса указывает на то, что гистограмма стала еще острее ($Ex=-0,25 \rightarrow Ex=-0,66$) и это означает, что большинство значений температуры колеблется вокруг среднего. По полученным результатам можно сделать вывод, что вероятность аномалий холода $ТИ < -3$ зимой в МС Санкт-Петербург в декабре-январе остается, как в то время в феврале она снизилась.

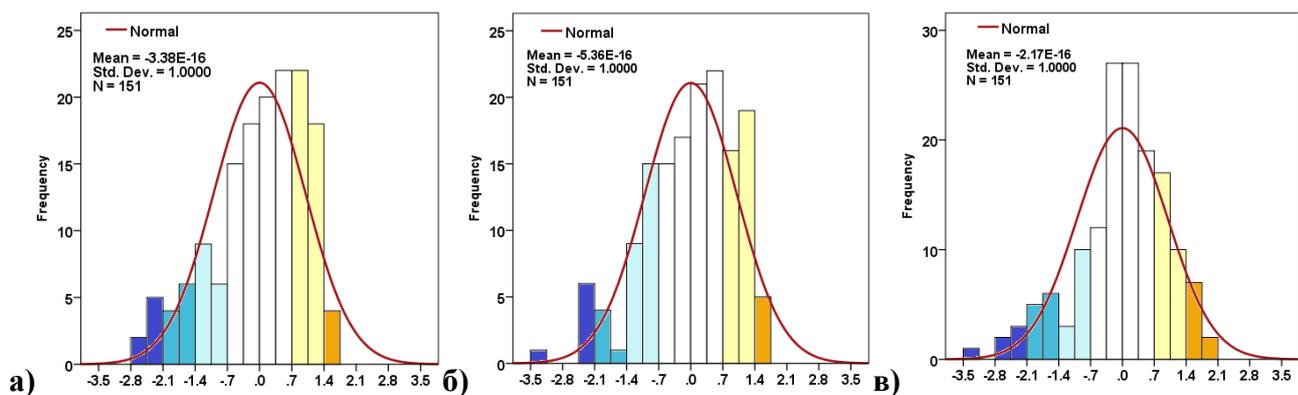


Рисунок 4.10 – Гистограммы термических индексов в Вильнюсе за 1800-1950 гг. в: декабре (а), январе (б), феврале (в) и их сравнение с нормальным распределением Гаусса

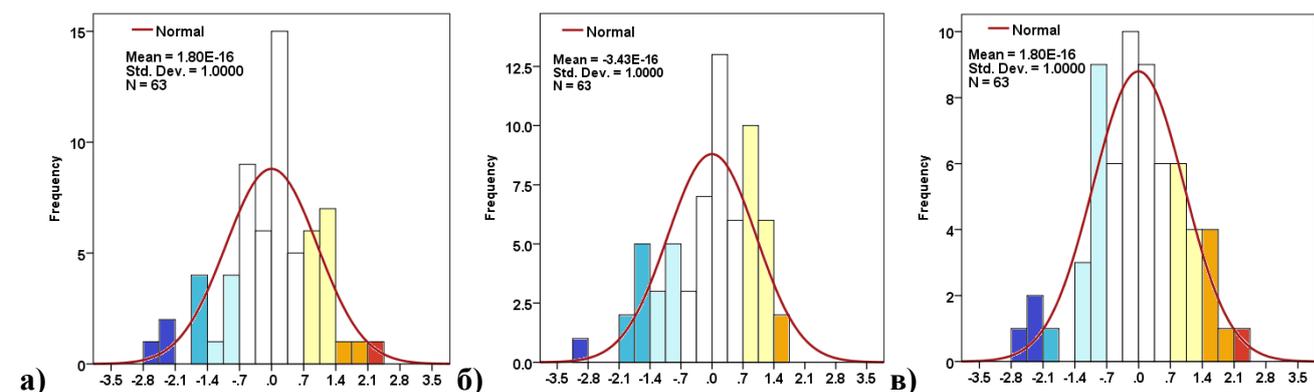


Рисунок 4.11 – Гистограммы термических индексов в Вильнюсе за 1951-2013 гг. в: декабре (а), январе (б), феврале (в) и их сравнение с нормальным распределением Гаусса

Из графиков (рисунки 4.10 и 4.11) можно заметить, какие произошли изменения в распределении аномалий температуры в МС Вильнюс: уменьшилась повторяемость месяцев типа $ТИ < -1$ и появились экстремально теплые месяцы типа $ТИ > 3$. Очевидно, что в периоде 1951–2013 гг. реже встречаются случаи экстремально низких температур $ТИ(-3)$ ($\sigma < -2,1$), по сравнению с 1800–1950 гг. В декабре появились аномалии категории $ТИ(3)$, но асимметрия все равно остается отрицательной ($As = -0,70 \rightarrow As = -0,38$). Изменения асимметрии показывают, что больше всего распределение аномалий поменялось в феврале ($As = -0,74$ (1800–1950 гг.) и $As = -0,20$ (1951–2013 гг.)), и приблизилось к форме нормального распределения. Меньше всего асимметрия поменялась в январе, она остается по-прежнему отрицательной ($As = -0,70$ (1800–1950 гг.) и $As = -0,63$ (1951–2013 гг.)). Если сравнить показатели эксцесса, то можно сказать, что и в январе, и в феврале гистограммы стали более крутыми, соответственно $Ex = 0,27 \rightarrow Ex = -0,02$ и $Ex = 0,69 \rightarrow Ex = -0,06$. Такие изменения подсказывают, что форма поменялась из-за появления более частой повторяемости аномально/экстремально теплых месяцев, как противовеса аномально холодным. В декабре зафиксирована противоположенная ситуация – гистограмма стала более плоской, и экстремумов незначительно увеличилось, $Ex = -0,2 \rightarrow Ex = 0,2$. Анализ изменений в периоде 1951–

2013 гг., сравнивая его с 1800–1950 годами, показал, что в декабре и в феврале произошло больше всего изменений из-за появления экстремально теплых месяцев.

4.3. Методика выделения аномальных похолоданий

На фоне глобального потепления климата периоды сильного похолодания в средних широтах Северного полушария не исключены и в последние годы наблюдаются довольно часто. В случае экстремально холодных зим минимальная температура воздуха часто снижается до $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, что при средней скорости ветра 6 м/с повышает риск обморожений для человека за 30 минут, а при $-35,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ риск обморожения за меньше чем 5 минут очень большой. Сильные и резкие похолодания также влияет и на деятельность других сфер: сельскохозяйственную, экономики, энергетики, зимнего туризма, транспорта, медицины и другие. В работе [177] отмечается, что период с тремя последующими днями с минимальной суточной температурой ниже $-20,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ является хорошим показателем волны холода в нашем регионе. Вероятность таких периодов увеличивается с 20 декабря, а больше всего таких дней фиксируется во второй декаде февраля.



Рисунок 4.12 – Положение метеостанций, данные которых использовались при выделении периодов аномальных похолоданий

В данной работе применяется критерий 10-го перцентиля, который соответствует $TI < -2$, т.е. аномально холодные условия (раздел 4.1). По определению ВМО, индикатор продолжительности похолоданий (CSDI) – это число дней (как минимум 6 последующих), когда $T_{\text{мин}} < 10$ -го перцентиля [201]. На основе этой методики для 1951–2013 годов выделены периоды значительных похолоданий в декабре-феврале. Для расчетов использовались данные минимальной суточной температуры воздуха из базы данных *European Climate Assessment & Dataset (ECA&D)*. Для анализа на всей территории восточного Балтийского региона выбрано 11

метеостанций (МС): Хельсинки, Санкт-Петербург, Псков, Великие Луки, Тарту, Таллин, Рига, Лиепая, Клайпеда, Вильнюс и Минск (рисунок 4.12).

Значительным аномальным похолоданием можно считать период, когда зимой фиксируется минимум 6 последующих дней с минимальной температурой воздуха ниже чем 10 процентиль ($T_{\text{мин}} < П10$). Поэтому для каждой МС установлен отдельный порог 10-го процентиля, значения которых можно найти в таблице 4.2.

Таблица 4.2 – Порог 10-го процентиля суточной минимальной температуры для выделения аномальных периодов похолодания в разных метеостанциях восточного Балтийского региона

Метеостанция	10ый процентиль, °С (декабрь)	10ый процентиль, °С (январь)	10ый процентиль, °С (февраль)
Хельсинки	-13,8	-17,9	-18,1
Таллин	-12,5	-16,5	-17,5
Рига	-11,8	-16,6	-16,8
Лиепая	-9,9	-14,5	-14,5
Клайпеда	-9,5	-13,6	-13,5
Вильнюс	-13,9	-18,1	-17,9
Минск	-15,0	-18,9	-18,3
Тарту	-15,7	-21,1	-21,1
Санкт-Петербург	-15,7	-20,1	-20,1
Псков	-17,2	-21,6	-22,0
Великие Луки	-18,2	-22,6	-23,2

Общие характеристики значительных похолоданий за 1951-2013 гг. можно увидеть в таблицах 4.3 и 4.4 или для каждой МС, с точными датами в приложении А.

4.4. Периоды сильных похолоданий в 1951-2013 гг.

Всего за временной интервал 1951-2013 гг. зафиксировано 43 случая аномальных похолоданий. Минимальная температура воздуха на некоторых станциях (с более континентальным климатом) опускалась до $-30,0$ °С и ниже. Важно отметить, что 23 из всех похолоданий произошли до 1980 года (таблица 4.3) и 20 после 1980 года (таблица 4.4), что свидетельствует о том, что вероятность аномальных кратковременных похолоданий остается большой и в периоды общего потепления климата.

Абсолютный минимум $T_{\text{мин}}$ периода 1951–1979 гг. принадлежит 1956 году, когда 5–12 февраля было аномальное похолодание, и $T_{\text{мин}}$ снизилась до $-42,0$ °С (МС Великие Луки). Так же низкая температура была в конце декабря 1978 года, когда зафиксирована суточная $T_{\text{мин}} = -40,3$ °С (МС Псков). В декабре этого года в некоторых станциях зафиксированы даже два периода похолоданий. Очевидно, что такие низкие температуры повлияли на общие характеристики

данных месяцев, так как 1956 г. февраль и 1978 г. декабрь попадает в список экстремально холодных месяцев данного региона. 1985 г. февраль и 1987 г. январь (ГИ=-3) тоже характеризуется увеличенной продолжительностью аномально низких температур (соответственно минимальная $T_{\text{мин}}$ -37,2 °С и -36,6 °С). Как показывают данные, в эти месяцы особо низкая температура воздуха зафиксирована во всех (или 90%) станциях, что указывает на то, что волна холода была значительной для всего региона и даже для большей части Европы.

Таблица 4.3 - Характеристики периодов аномальных похолоданий в периоде 1951–1979 гг.

Год/месяц	Количество метеостанций	Количество дней	Минимальная $T_{\text{мин}}$, °С	Средняя $T_{\text{мин}}$, °С	Мин. ср. осаждаемая вода в атмосфере, мм	Средняя скорость ветра, м/с
1951/01	2	7	-25.3	-20.1	6,8	3,8
1954/02	6	9	-31.7	-22.6	3,9	2,7
1955/12	9	10	-28.6	-20.8	2,3	2,6
1956/02	11	12	-42.0	-28.2	2,1	2,6
1958/01	1	6	-25.9	-19.3	2,0	1,7
1959/12	8	7	-32.3	-22.2	2,5	5,3
1962/12	8	6	-31.4	-20.3	3,1	2,2
1963/01	2	6	-29.8	-23.5	2,3	1,5
1963/02	1	8	-26.9	-22.7	2,5	2,1
1964/02	3	7	-27.0	-18.5	3,4	3,0
1966/02	6	10	-33.0	-25.6	1,8	2,5
1967/01	5	7	-31.3	-23.8	2,2	2,3
1967/12	6	10	-29.2	-23.3	2,8	2,5
1968/01	8	12	-33.1	-24.8	2,4	2,4
1969/01	2	14	-37.5	-24.2	3,9	4,5
1969/12	7	9	-26.1	-18.4	4,4	2,4
1970/02	3	7	-28.4	-20.9	2,8	2,9
1972/01	5	7	-29.2	-20.0	2,5	3,9
1976/01	1	7	-28.6	-22.0	3,1	1,6
1976/02	1	8	-26.8	-20.2	2,7	0,8
1978/12	6	8	-36.3	-22.7	3,0	2,3
1978/12	10	9	-40.3	-29.2	2,3	1,9
1979/02	2	6	-29.0	-22.1	2,7	2,5

Как показывает данные, представленные в таблицах 4.3 и 4.4, для периодов аномальных похолоданий характерна низкая влажность нижних слоев атмосферы. Значения минимальной осаждаемой воды в атмосфере (у поверхности земли) чаще всего не превышает 4 мм, а среднее значение ровно 2,7 мм. Такие характеристики свойственны для холодных арктических воздушных масс. Также, надо отметить, что существенные похолодания сопровождаются малой скоростью ветра (до 5 м/с). Данный параметр хороший показатель адвекции. Получается, что

адвекция во время аномальных холодов сравнительно небольшая, в некоторых годах вообще устанавливается штиль. Такие скорости ветра вполне ожидаемые, если над анализируемой территорией стационарирует антициклон.

Таблица 4.4 - Характеристики периодов аномальных похолоданий в периоде 1980–2013 гг.

Год/месяц	Количество метеостанций	Количество дней	Минимальная T _{мин} , °С	Средняя T _{мин} , °С	Мин. осаждаемая вода в атмосфере, мм	Скорость ветра, м/с
1980/01	2	7	-27.7	-20.3	2,3	2,0
1985/01	4	11	-26.5	-19.6	2,1	3,3
1985/02	11	8	-37.2	-25.6	2,4	2,2
1986/02	1	6	-22.4	-17.4	3,1	2,9
1986/12	3	6	-24.4	-18.5	3,1	3,5
1987/01	11	13	-36.6	-27.0	2,7	3,7
1995/12	8	7	-24.4	-18.9	2,8	1,5
1996/02	5	6	-33.2	-23.1	1,7	2,5
1996/12	2	10	-29.3	-25.3	3,0	1,2
1999/02	1	6	-25.1	-19.0	2,1	2,0
2002/12	3	11	-27.8	-24.3	1,7	3,4
2006/01	8	6	-32.3	-23.1	1,6	4,1
2006/02	1	6	-23.3	-16.6	1,8	1,5
2007/02	1	6	-26.1	-19.3	2,4	1,0
2009/12	4	7	-24.0	-17.7	2,4	3,7
2010/01	9	7	-31.6	-21.0	2,8	2,4
2011/02	9	9	-30.8	-20.0	2,2	3,8
2012/02	7	8	-32.1	-23.1	1,8	3,1
2012/12	1	7	-18.5	-16.8	3,7	4,5

Дальше рассмотрим статистику вероятностей формирования аномально холодных периодов по месяцам и на разных станциях. Установлено, что самая большая вероятность образования существенных холодов в январе (42% всех случаев), чуть меньше в феврале (39%) и совсем небольшая вероятность в декабре (19%) (рисунок 4.13а). Если рассматривать продолжительность таких периодов, то в декабре и в феврале продолжительность около 8 дней, в январе - около 9 (рисунок 4.13а). Больше всего вероятность аномальных похолоданий бывает в начале января и в начале февраля, а в начале декабря практически отсутствует.

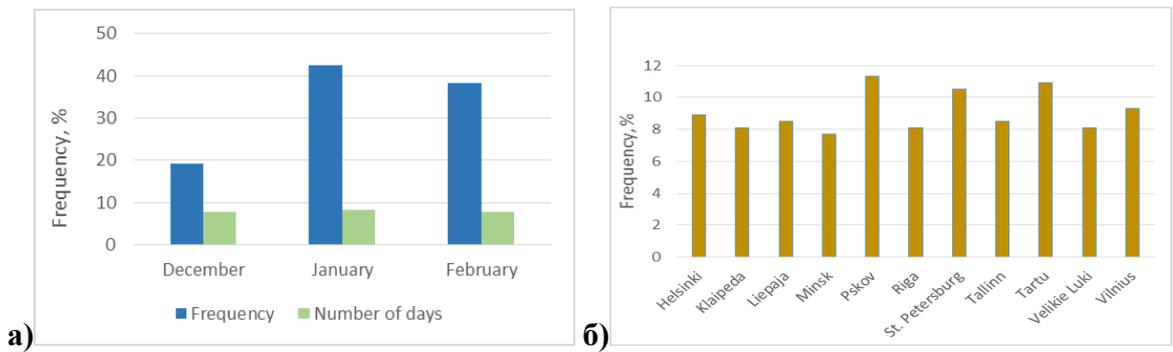


Рисунок 4.13 – Вероятность повторяемости периодов аномальных похолоданий в разные месяцы (а) и на разных метеостанциях (б) в 1951-2013 гг.

Данные на разных метеостанциях показывают, что чаще всего периоды аномальных похолоданий бывают в Пскове, Санкт-Петербурге и Тарту (рисунок 4.13б). Меньше всего таких случаев можно ожидать в МС, расположенных на берегу Балтийского моря, а также в Минске и Великих Луках, хотя разница между всеми МС совсем небольшая.

4.4.1. Распределение генерализованных экстремальных величин

Чтобы определить вероятность особо низких температур воздуха, были проведены расчеты на основе данных суточной минимальной температуры методом распределения генерализованных экстремальных величин (англ. *General extreme value*).

Распределение генерализованных экстремальных величин (ГЭВ) – это совокупность непрерывного распределения вероятностей в рамках теории экстремальных значений. Теория экстремальных значений дает статистическую основу для выводов о вероятности редких или чрезвычайных событий. Распределение ГЭВ объединяет распределения Гумбеля, Фреше и Вейбулла в одну группу, для непрерывного диапазона возможных форм распределения величин. (они также известны как типы I, II и III распределения экстремальных значений). Распределение ГЭВ описывается тремя параметрами: параметр формы (ξ), параметр сдвига (μ) и параметр масштаба (σ). Распределение ГЭВ эквивалентно типам I, II или III, соответственно, когда параметр формы равен 0, больше 0 или ниже 0. Распределение ГЭВ используется как аппроксимация моделирования максимумов длинных (конечных) последовательностей случайных величин. Интегральная функция (14) распределения вероятностей распределения ГЭВ:

$$F(x; \mu, \sigma, \xi) = \exp \left\{ - \left[1 + \xi \left(\frac{x - \mu}{\sigma} \right) \right]^{-1/\xi} \right\} \quad (14)$$

где три параметра, ξ , μ и σ соответственно представляет собой форму, сдвиг и масштаб функции распределения. Параметры формы и сдвига могут описываться любым реальным числом, а значения σ и $1 + \xi (x - \mu) / \sigma$ должны быть положительными.

В результате функция распределения вероятностей для двух категории параметра формы (равен нулю или нет) представлена далее:

$$\frac{1}{\sigma} t(x)^{\xi+1} e^{-t(x)}, \quad (14.1)$$

где

$$t(x) = \begin{cases} \left(1 + \xi \frac{x-\mu}{\sigma}\right)^{-\frac{1}{\xi}} & \text{если } \xi \neq 0 \\ e^{-\frac{x-\mu}{\sigma}} & \text{если } \xi = 0 \end{cases} \quad (14.2)$$

Чтобы получить параметры, которые лучше всего объясняют распределение вероятностей экстремумов, мы можем применять расчет возврата значений. Таким образом, на основе теории экстремальных значений, подбирается экстремальные значения распределения ГЭВ и их процентиля [63]. Экстремумы минимальной суточной температуры должны быть установлены с помощью распределения ГЭВ, после чего можно оценить, насколько часто встречаются определенные процентиля с определенным уровнем возврата во времени. Возвращаемое значение определяется как значение, которое, как ожидается, будет равна или ниже, в среднем, один раз за каждый либо интервал времени (t) (с вероятностью $1/t$). Значения " t " на правой стороне уравнения (14.2) будет периодом возврата, а " x " (левая часть уравнения 14.2) является возвращаемое значение, в данной работе это минимальная суточная температура.

С использованием данного теоретического распределения были рассчитаны значения минимальной суточной температуры воздуха, вероятность повторяемости которых один раз за 20, 50, 100, 200, 500 и 1000 дней зимних месяцев (таблица 4.5). Процентиль $p=0,001$ показывает, какая минимальная температура может повторится один раз за 1000 дней зимних месяцев (или примерно в течение 11 лет). Чтобы определить, какова вероятность аномально низких суточных температур в протяжении всего изучаемого периода, он был разделен на три части: 1951-1971, 1972-1992 и 1993-2013 гг.

Основываясь на данных, представленных в таблице 4.5, можно сказать, что в среднем каждые 11 лет в Санкт-Петербурге встречаются $T_{\min.}$: $-37,9$ °C (1951-1971 гг.), $-37,5$ °C (1972-1982 гг.) и $-36,4$ °C (1993-2013 гг.). На метеостанции Вильнюс $T_{\min.}$: $-37,7$ °C (1951-1971 гг.), $-36,9$ °C (1972-1982 гг.) и $-35,6$ °C (1993-2013 гг.). Примерно каждые 6 лет встречаются минимальные суточные температуры на МС Санкт-Петербург: $-35,6$ °C (1951-1971 гг.), $-35,1$ °C (1972-1982 гг.) и $-33,9$ °C (1993-2013 гг.) и на МС Вильнюс: $-35,0$ °C (1951-1971 гг.), $-34,3$ °C (1972-1982 гг.) и $-32,9$ °C (1993-2013 гг.). В среднем, каждые два года можно ожидать $T_{\min.}$ на МС Санкт-Петербург: $-32,3$ °C (1951-1971 гг.), $-31,8$ °C (1972-1982 гг.) и $-30,5$ °C (1993-2013 гг.) и на МС Вильнюс $T_{\min.}$: $-31,2$ °C (1951-1971 гг.), $-30,6$ °C (1972-1982 гг.) и $-29,1$ °C (1993-2013 гг.). Более часто повторяются значения суточной минимальной температуры (вероятность каждые 20 дней за зиму) следующие: в МС Санкт-Петербург $-22,6$ °C (1951-1971 гг.), $-22,0$ °C (1972-1982

гг.) и $-20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1993-2013 гг.) и в МС Вильнюс $-20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1951-1971 гг.), $-20,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1972-1982 гг.) и $-18,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ (1993-2013 гг.).

Таблица 4.5 – Процентили стандартизированного распределения экстремальных значений в 1951-1971 гг., 1972-1992 гг. и 1993-2013 гг. в МС Вильнюс и Санкт-Петербург

P	1951-1971 гг.		1972-1992 гг.		1993-2013 гг.	
	Вильнюс	Санкт-Петербург	Вильнюс	Санкт-Петербург	Вильнюс	Санкт-Петербург
0.001	-37.7	-37.9	-36.9	-37.5	-35.6	-36.4
0.002	-35.0	-35.6	-34.3	-35.1	-32.9	-33.9
0.005	-31.2	-32.3	-30.6	-31.8	-29.1	-30.5
0.01	-28.2	-29.7	-27.6	-29.1	-26.2	-27.7
0.02	-25.0	-26.7	-24.5	-26.2	-23.0	-24.8
0.05	-20.5	-22.6	-20.1	-22.0	-18.6	-20.5
ξ	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.7	-0.6
σ	7.7	8.1	7.5	8.0	7.2	7.7
μ	-8.2	-10.5	-8.2	-9.9	-6.8	-8.6

На рисунках 4.14 и 4.15 представлена визуализация распределения генерализованных экстремальных величин суточной минимальной температуры в МС Санкт-Петербург и Вильнюс за разные временные интервалы.

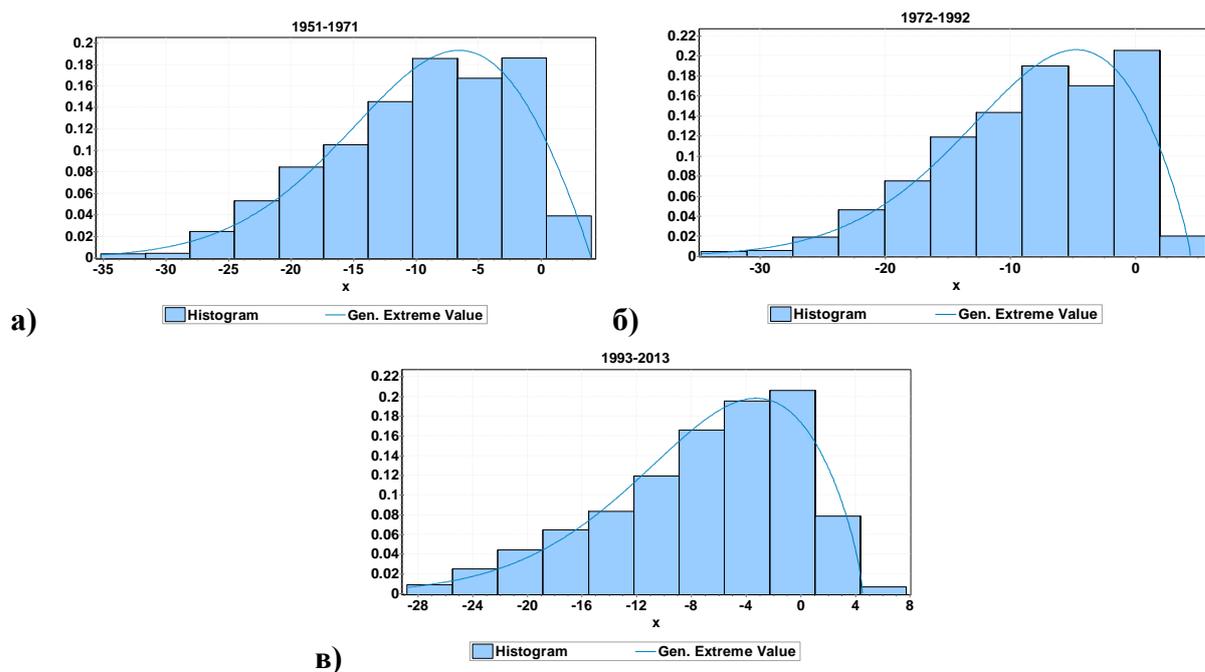


Рисунок 4.14 – Распределение генерализованных экстремальных величин суточной минимальной температуры в МС Санкт-Петербург за: 1951-1971 гг. (а), 1972-1992 гг. (б) и 1993-2013 гг. (в)

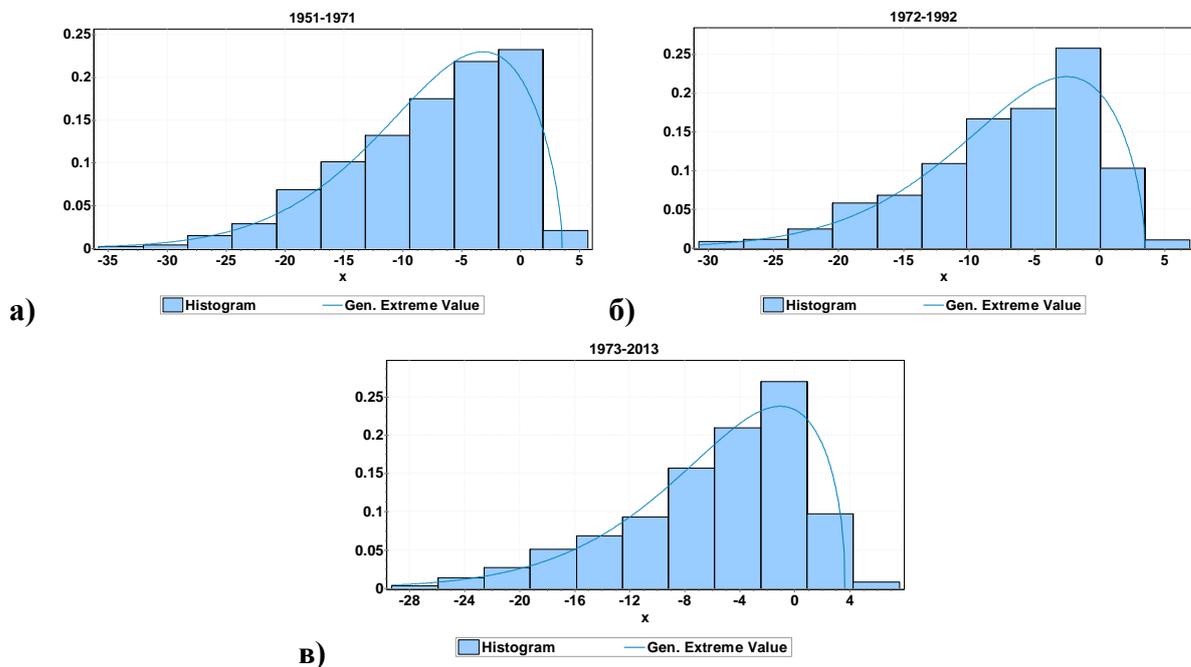


Рисунок 4.15 – Распределение генерализованных экстремальных величин суточной минимальной температуры в МС Вильнюс за: 1951-1971 гг. (а), 1972-1992 гг.(б) и 1993-2013 гг. (B)

Выводы к главе №4

1. За 1951-2013 гг. всего выделено 24 холодных (13%), 17 аномально холодных (9%) и 4 экстремально холодных (2%) месяцев зимнего времени года (декабрь-февраль). Для сравнения, за этот же период наблюдалось: 41 теплый, 8 аномально теплых и 1 экстремально теплый месяц зимнего периода, большинство из них (68%) после 1981 г.

2. Экстремально холодными были: февраль 1956 г., декабрь 1978 г., февраль 1985 г. и январь 1987 г. В январе 1987 г. средняя территориальная температура была $-16,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ и это абсолютный минимум данного региона за 1951-2013 гг.

3. После 1980-ых годов количество дней, с суточной температурой, близкой к климатической норме, значительно уменьшается. Уменьшение дней, с суточной температурой, близкой к климатической норме, в среднем достигает 1,4 сутки за 10 лет. Данная тенденция показывает, что в последние десятилетия в анализируемом регионе погода зимних месяцев была намного аномальнее, чем раньше.

4. Всего за временной интервал 1951-2013 гг. зафиксировано 43 случая аномальных похолоданий. Минимальная температура воздуха на некоторых станциях (с более континентальным климатом) опускалась до $-30,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже. 23 случая похолоданий произошли до 1980 года и 20 после 1980 года, что свидетельствует о том, что вероятность аномальных кратковременных похолоданий, даже в условиях общего потепления климата, остается большой.

5. В среднем, за последние десятилетия (1993-2013 гг.), каждые два года можно ожидать $T_{\text{мин}}$ в МС Санкт-Петербург $-30,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и в МС Вильнюс $-29,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Более часто повторяются значения суточной минимальной температуры (вероятность каждые 20 дней за зиму) следующие: в МС Санкт-Петербург $-20,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и в МС Вильнюс $-18,6\text{ }^{\circ}\text{C}$.

6. Установлено, что самая большая вероятность периодов существенных холодов отмечается в январе (42% всех случаев), чуть меньше в феврале (39%) и совсем небольшая вероятность в декабре (19%). Больше всего вероятность периодов аномальных похолоданий бывает в начале января и в начале февраля, а в начале декабря практически отсутствует.

5. АНАЛИЗ ХАРАКТЕРИСТИК АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ИХ СВЯЗИ С СИЛЬНЫМИ ПОХОЛОДАНИЯМИ НА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

В данной главе представлены макроциркуляционные особенности атмосферы, а также, региональные черты атмосферной циркуляции во время аномалий холода в восточной части Балтийского региона. Обсуждается повторяемость и динамика различных типов атмосферной циркуляции в климатологической перспективе и для случаев аномальных похолоданий отдельно. Установлены общие тенденции, позволяющие понять изменчивость температуры воздуха во время зимних месяцев.

5.1. Классификации атмосферной циркуляции

В данном разделе проведен анализ различных типов атмосферной циркуляции на основе трех общеизвестных классификаций атмосферной циркуляции: Г. Я. Вангенгейма- А. А. Гирса, Б. Л. Дзердзеевского и автоматизированной схемы классификации Лэмба. Представляется сравнение типов этих классификаций с учетом данных очень популярной классификации в Европе – Хесс-Брезовски.

Установлено, что оценка степени меридиональности и зональности атмосферной циркуляции, по данным классификациям и их вариации во времени совпадают неплохо, хотя все классификации используют разные критерии для установления типов (см. главу 1) (рисунок 5.1 а и б). При анализе общих чертов разных классификаций обнаружено, что повторяемость типов северной меридиональной циркуляции по Б. Л. Дзердзеевскому хорошо совпадает с повторяемостью типов восточного переноса воздушных масс по Хесс-Брезовскому, а также повторяемостью типов E+C по Вангенгейму-Гирсу и восточного типа переноса воздушных масс + антициклоническая циркуляция, по автоматизированной схеме Лэмба (рисунок 5.1а). При анализе типов зонального характера выяснилось, что повторяемость типов южной меридиональной + зональная + нарушенная зональная циркуляция по Б. Л. Дзердзеевскому, совпадает с повторяемостью типов западного переноса + циклоническая деятельность по Хесс-Брезовскому, с типом W по Вангенгейму-Гирсу, и с типами западного переноса + циклоническая деятельность по автоматизированной схеме Лэмба.

Полученные результаты показывают, что независимо от используемого критерия для определении типов атмосферной циркуляции, все классификации отражают общие долговременные колебаний атмосферной циркуляции, и в том числе, изменений температуры воздуха (рисунок 5.1). Единственное несовпадение состоит в том, что в классификации Хесс-

Брезовского, в случае меридиональной циркуляции, антициклоническая ситуация искажает результаты и не совпадает с общими тенденциями. Данная разница позволяет делать вывод о том, что зимой в Центральной Европе, антициклоническая ситуация может быть связана и с другими процессами, не только преобладанием меридионального характера атмосферной циркуляции, но и, например, усилением Азорского антициклона.

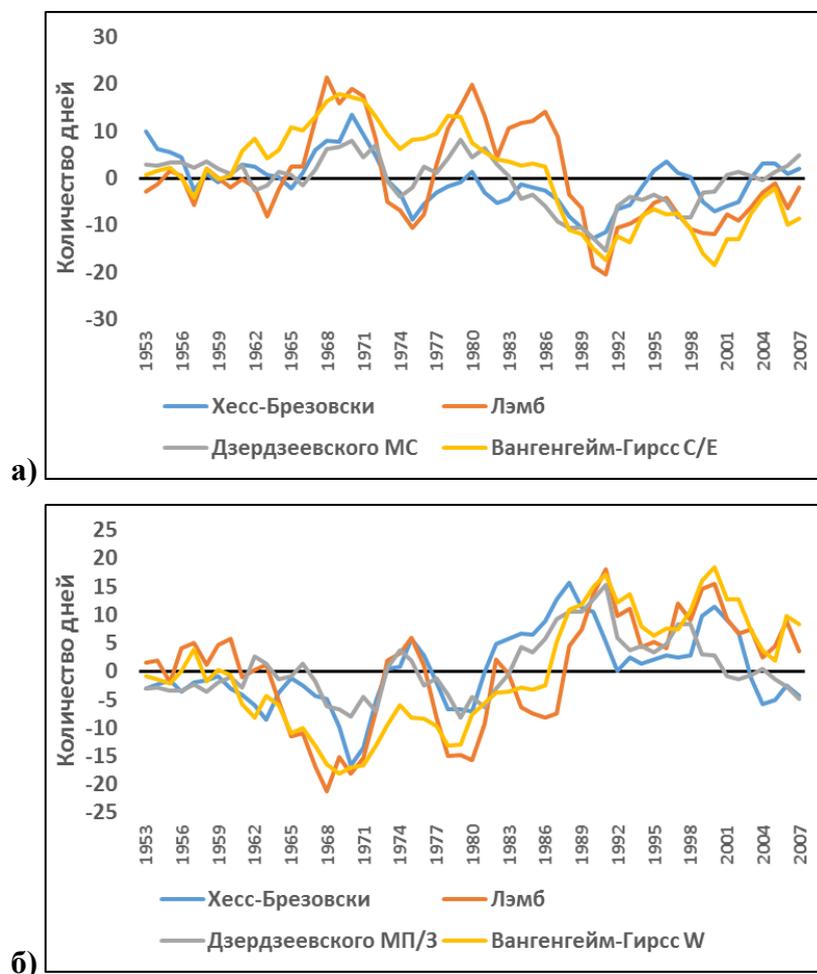


Рисунок 5.1 – Аномалии количества дней с типами атмосферной циркуляции при различных классификациях атмосферной циркуляции: а) меридионального типа б) зонального типа (5-летнее скользящее среднее за период 1951–2009 гг.)

Такое сходство в поведении повторяемости типов атмосферной циркуляции по разным классификациям позволяет нам рассматривать синоптические особенности циркуляции по разным классификациям совместно (местоположение высотных гребней и ложбин, динамику циклонов и антициклонов в Северном полушарии, региональные характеристики переноса воздушных масс, а также черты барического поля), чтобы получить более точную картину формирования аномалий холода в восточном Балтийском регионе. Далее представлен подробный анализ этих связей.

5.1.1. Классификация атмосферных макропроцессов по Г. Я. Вангенгейму- А. А. Гирсу

При западной форме циркуляции (W) циклоническая деятельность развивается в средних широтах. Вдоль этих широт с запада на восток перемешаются циклоны и гребни [12]. На Балтийском регионе зимой в этот момент преобладает западный перенос и если он проявляется в чистом виде, в данном регионе наблюдается адвекция теплых и влажных воздушных масс со стороны Атлантического океана. Для типа W характерен ослабленный междуширотный обмен в атмосфере Северного полушария, что способствует увеличению температуры в нашем регионе. При этом замечено увеличение интенсивности Исландской депрессии, особенно во второй половине зимы (коэффициент корреляции между количеством дней с типом W и индексом Исландской депрессии в январе-феврале $r=0,69$ ($\alpha<0,01$)). Тип W атмосферной циркуляции преобладал в 1957, 1959, 1962, 1975, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1997, 1999, 2000, 2002, 2008 года.

При меридиональных процессах формы С Исландский минимум часто ослабевает или совсем исчезает, и давление в Арктике растет [12]. При этой форме циркуляции над восточной частью Атлантического океана развит высотный гребень, а над Европой – ложбина. В восточной части Атлантического океана формируется область положительных аномалий давления, а над Евразией – область отрицательных аномалий. Характер траекторий циклонов определен направлением основного воздушного потока на высотах. Циклоны, огибая британский гребень, смещаются на северо-восток, достигают Гренландского и Баренцева морей. Над Европейской территорией при этом наблюдается отрицательная аномалия температуры [4]. Такая ситуация, также, способствует к тому, что при большой интенсивности Арктического антициклона чаще наблюдается вторжение ультраполярных антициклонов в умеренные широты и это один из самых ярких примеров меридиональности атмосферных макропроцессов. Такая циркуляционная ситуация в северном полушарии, над восточном регионе Балтийского моря обуславливает возникновение аномалий арктического холода. Годы, относившийся к такой ситуации, были 1960, 1963, 1964, 1965, 1987, 1996, 2003.

При восточной форме циркуляции E усиление антициклогенеза над Европейской территорией России и Западной Сибирью [12] приводит к похолоданию, когда Сибирский антициклон значительно распространяется на запад и северо-запад. Над Западной Сибирью наблюдается очаг положительных аномалий давления. В области Исландской депрессии фиксируются положительные аномалии давления, а сама депрессия смещена южнее от своего нормального положения. При этом, в исследуемом регионе часто наблюдается восточный перенос воздушных масс, который приносят сибирский холод и сильно выраженные отрицательные аномалии температуры. Другая ситуация характерная для типа E, заключается в

том, что погодные условия над востоком Балтийского региона формируются медленнодвигающимся Арктическим антициклоном со стороны севера, северо-востока. Характерные года за исследуемый временной интервал были: 1956, 1960, 1966, 1969, 1972, 1977, 1978, 1979, 1980, 2006, 2010.

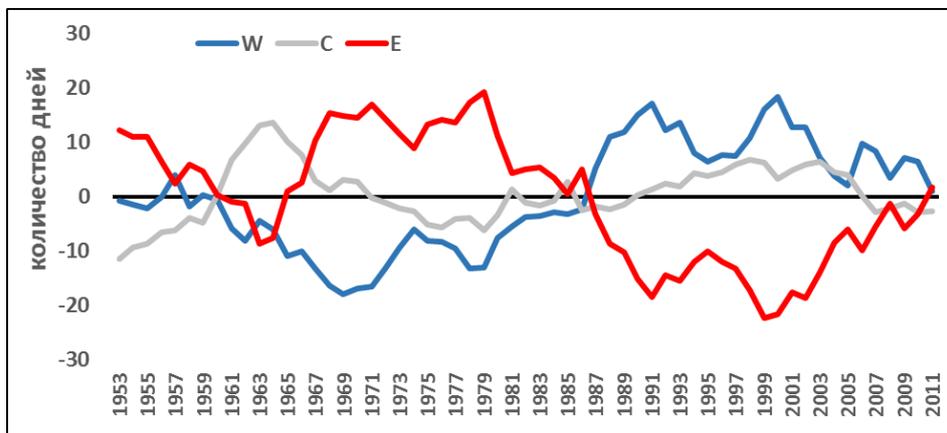


Рисунок 5.2 – Повторяемость типов W, C, E в декабре-феврале 1951-2013 гг. (5-тилетняя скользящая средняя)

При анализе изменчивости повторяемости разных типов по классификации Вангенгейма-Гирса, замечена ясная закономерность низкочастотных колебаний: примерно с 1965 до 1986 года господствовал тип циркуляции E, после которого следовал период с частой повторяемостью типа W до конца анализируемого периода (т.е. 2013 года) (период около 20 лет) (рисунок 5.2). Тип C проявляется не сильно, самый яркий такой период был в 1962-1971 гг. Данные тенденции хорошо совпадает и с изменением температуры воздуха на востоке региона Балтийского моря, когда часто наблюдались сильные холода $TI < -1$. Корреляционный анализ показал, что средняя температура воздуха в декабре-феврале имеет тесную прямую связь с повторяемостью типа W ($r=0.73$ (99% статистическая значимость)) и это хорошо подтверждает тот факт, что волны малой амплитуды, быстро смещающиеся с запада на восток приносит теплый Атлантический воздух зимой (наблюдается положительные аномалии температуры и неустойчивые погодные условия). Если рассматривать обратную связь для данного региона надо учитывать типы C+E, так как они отвечают за меридиональное состояние атмосферы и в толще тропосферы им соответствуют стационарные волны большой амплитуды. Коэффициент корреляции между количеством дней с типами C+E и средней температурой воздуха равна $r=-0,73$ (99% значимость). Это указывает на то, что такого вида возмущенность в тропосфере (в Атлантико-Евразийском секторе) приводит к отрицательным аномалиям температуры. Важно отметить, что периоды, с особо холодными зимами, в восточном регионе Балтийского моря, чаще всего встречались до 1987 года.

В конце 1950-тых и в начале 1960-тых, а также в середине 1980-тых намечались периоды, когда повторяемость всех трех форм циркуляции приблизительно одинакова. Ученые утверждают, что такие ситуации на Земле отмечаются увеличением случаев стихийных явлений, что подтверждается историческими сведениями [2]. В эти временные периоды попадают одни из самых суровых зим анализируемого региона. Из рисунка (рисунок 5.2) заметно, что в последние годы повторяемость всех типов циркуляции приближается к норме, что подсказывает на возможный рост вероятности особо сильных похолоданий в будущем.

Для случаев экстремально/аномально холодных месяцев построены цепочки развития доминирующих процессов в холодное полугодие (октябрь-март). Экстремально холодный месяц (ТИ=-3) выделен красным цветом, аномально холодный (ТИ=-2) - синим. Месяцы, когда один тип (или типы С/Е) зафиксированы больше 20 дней, отмечены жирным шрифтом.

1953-1954: E_(окт.) → C_(ноябрь) → E_(декабрь) → C_(январь) → **E**_(февраль) → E_(март)
 1955-1956: **W**_(окт.) → C_(ноябрь) → **E**_(декабрь) → E_(январь) → **E**_(февраль) → E_(март)
 1962-1963: W_(окт.) → **E**_(ноябрь) → C/W_(декабрь) → **C**_(январь) → E_(февраль) → **C**_(март)
 1965-1966: C_(окт.) → C/E_(ноябрь) → E_(декабрь) → E_(январь) → **E**_(февраль) → W_(март)
 1966-1967: E_(окт.) → E_(ноябрь) → **E**_(декабрь) → **E**_(январь) → E_(февраль) → E_(март)
 1967-1968: W_(окт.) → **E**_(ноябрь) → C_(декабрь) → **E/C**_(январь) → E_(февраль) → E/W_(март)
 1968-1969: W/C_(окт.) → E_(ноябрь) → E/C_(декабрь) → **E**_(январь) → **E**_(февраль) → E_(март)
 1969-1970: C_(окт.) → E/W_(ноябрь) → **E**_(декабрь) → **E**_(январь) → E_(февраль) → **E**_(март)
 1971-1972: C/W_(окт.) → W/E_(ноябрь) → W/C_(декабрь) → **E**_(январь) → **E**_(февраль) → E_(март)
 1978-1979: W/C_(окт.) → **W**_(ноябрь) → **C/E**_(декабрь) → **E**_(январь) → E_(февраль) → **E**_(март)
 1984-1985: W_(октябрь) → **E**_(ноябрь) → **E**_(декабрь) → **C/E**_(январь) → **E**_(февраль) → **E**_(март)
 1985-1986: E/C_(окт.) → **E**_(ноябрь) → W_(декабрь) → E_(январь) → **E**_(февраль) → **E**_(март)
 1986-1987: **W**_(окт.) → E_(ноябрь) → W/E_(декабрь) → **C**_(январь) → C_(февраль) → **E**_(март)
 2001-2002: E_(окт.) → W_(ноябрь) → **E/C**_(декабрь) → **W**_(январь) → **W**_(февраль) → W_(март)
 2002-2003: W_(окт.) → E/W_(ноябрь) → **E**_(декабрь) → W/C_(январь) → E_(февраль) → W_(март)
 2009-2010: W/C_(окт.) → E_(ноябрь) → E_(декабрь) → **E**_(январь) → E_(февраль) → W_(март)
 2010-2011: E_(окт.) → W/E_(ноябрь) → **E**_(декабрь) → W_(январь) → E_(февраль) → W/C_(март)

В большинстве случаев до и после экстремально/аномально холодного месяца наблюдалась циркуляционный тип E, который указывает на возмущенную циркуляцию в Атлантическо-Европейском секторе, т. е. преобладают меридиональные процессы. Тип E при сильно выраженной отрицательной аномалии температуры в восточном Балтийском регионе наблюдался в 86% случаев. Оставшиеся 14% принадлежит типу C, который тоже характеризуется меридиональным компонентом циркуляционной системы.

Особенностью меридиональных типов циркуляции является блокирование малоподвижными высотными гребнями движения фронтальных волн, приземных циклонов и антициклонов. Образование высотного антициклона в западном переносе продолжительностью не менее 2–3 дней называют процессом блокирования [24]. Над Северной Атлантикой зимой 78% блокирующих гребней развивается из медленно движущихся волн планетарного масштаба [86]. В начале отмечается зональная ориентация изогипс на поверхности 500 гПа и слабо выраженные высотные волны в западном потоке. Затем формируются существенные аномалии геопотенциальной высоты, при этом ориентация изогипс приобретает облик больших волн, ориентированных по направлению север-юг. Это называется нарушением зональной циркуляции. В тех местах, где при этом наблюдается высотный гребень, может формироваться блокирование западного переноса воздушных масс.

Для обнаружения блокирующих процессов, можно использовать методику [173, 177], основанную на вычислении аномалий геопотенциальной высоты. Посчитав среднюю высоту поверхности 500 гПа на расстоянии 45° долготы в обе стороны от оси гребня, можно считать, что существует блокирующий процесс, если геопотенциальная высота на оси гребня на 200 метров больше, чем средняя высота на расстоянии $\pm 45^\circ$ долготы. Кроме того, такая ситуация должна сохраняться не менее 5 суток.

В работе были проанализированы карты AT500 для обнаружения локализации блокирующего процесса, связанного с аномалиями холода в 1951–2013 гг. После анализа ежедневных карт, выяснилось, что сильные похолодания связаны со стационарным высотным гребнем над Атлантическим океаном и западной Европой (примерно $35\text{--}65^\circ$ с.ш. и 40° з.д. - 20° в.д.) и вторжением холодного воздуха по восточной периферии этого гребня. Для сравнения можно сказать, что в случае теплых зим, преобладает западный перенос (изогипсы расположены почти параллельно широтам).

Рассмотрим подробнее несколько случаев экстремально/аномально холодных месяцев (перечисленных в главе 4). В этих холодных месяцах, чаще всего, даже на осредненных за месяц картах AT500 виден хорошо выраженный интенсивный гребень над Северной Атлантикой и/или Западной Европе. Данные аномалии температуры были связаны с аномалиями циркуляции Северного полушария, а именно, с стационарной волной в указанном регионе, которая блокировала западный перенос воздушных масс в тропосфере. Такая ситуация обнаружена 79 % всех случаев холодных месяцев.

Анализ карт AT500 показал, что поле давления сильно возмущено, и распределение изогипс указывает на благоприятную ситуацию для вторжения холодного воздуха на восточный Балтийский регион. Так в случае экстремально холодного февраля 1956 г. (рисунок 5.3а) блокирующий процесс большой продолжительности был зафиксирован 28 января-13 февраля (17

дней) и 23-29 февраля (7 дней), что привело к экстремально низкой температуре воздуха во всей Европе, в том числе и в восточном регионе Балтийского моря. Установлено, что в феврале 1956 года циркуляция была чисто меридиональной: 23 дней господствовал тип Е и 6 дней тип С. Во второй половине месяца наблюдается усиление Сибирского антициклона, гребень которого распространяется на запад. Анализ траекторий частиц воздуха, рассчитанных за 4 до начала аномального похолодания, показал, что поток холодных воздушных масс пришел со стороны востока/северо-востока, с региона Карского моря (рисунок 5.4а).

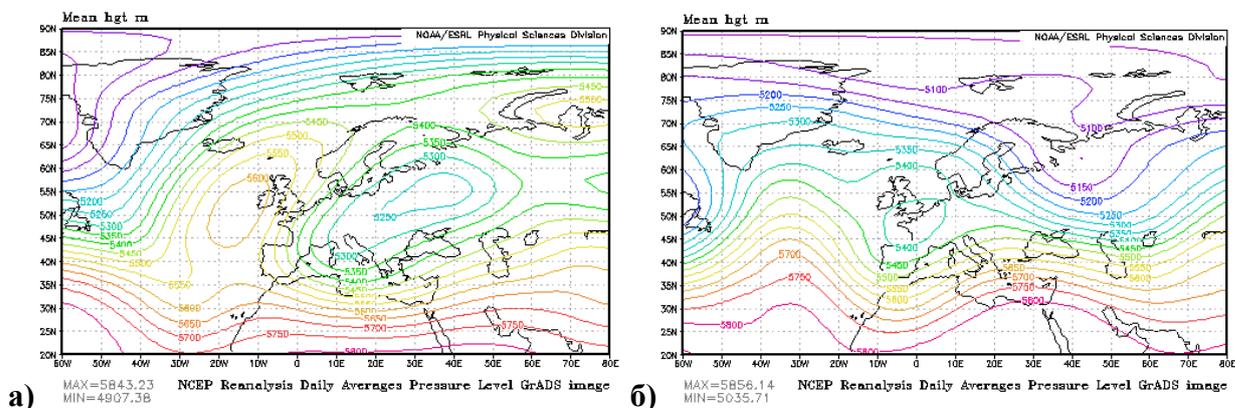


Рисунок 5.3 – Карты АТ-500 для 2-13 февраля 1956 года (а) и 15-21 декабря 1978 года (б)

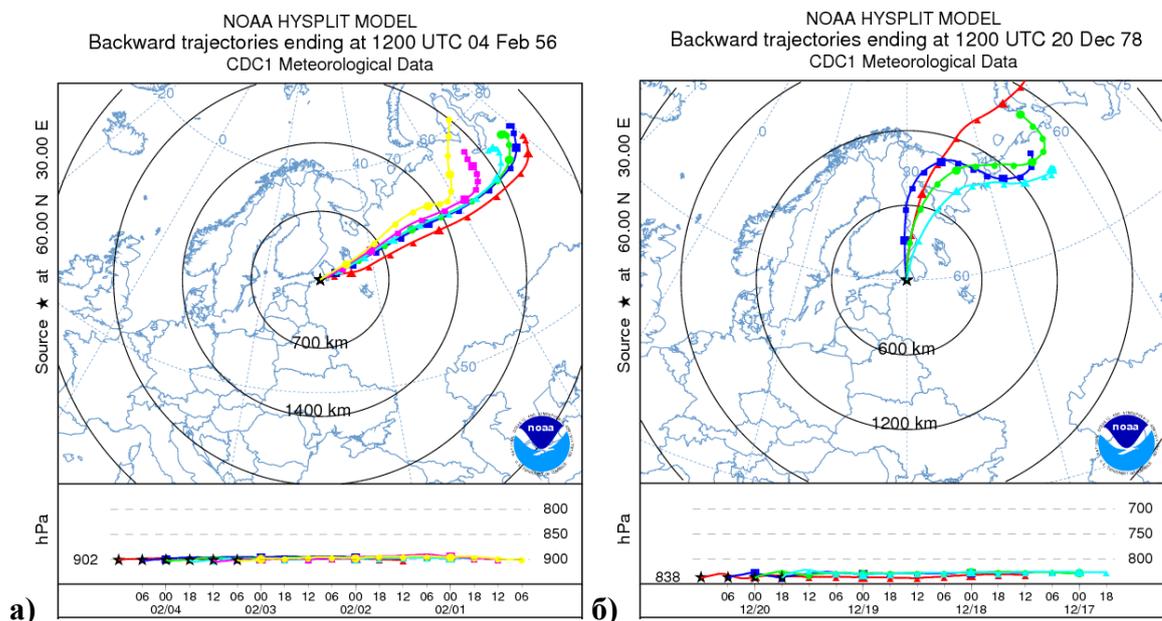


Рисунок 5.4 – Траектории воздушного потока за 4 дня до похолодания: 01-04 февраля 1956 г. (а) и 17-20 декабря 1978 г. (б) (NOAAHYSPLITMODEL)

В 1978 году (рисунок 5.3б) ярко выраженный гребень над Атлантикой зафиксирован 15-21 декабря. В конце декабря температура сильно упала, что было связано с ультраполярным вторжением арктического очень холодного воздуха со стороны акватории Карского моря (рисунок 5.4б). Широкая ложбина охватывает большую часть Европы и часть западной Сибири, ближайший гребень над западной части Северной Европы и Гренландией. Важно отметить, что

в декабре 1978 года преобладали типы С (14 дней) и Е (12 дней), которые относятся к меридиональным типам макроциркуляционных процессов, но имеют свои различия, указанные в начале главы.

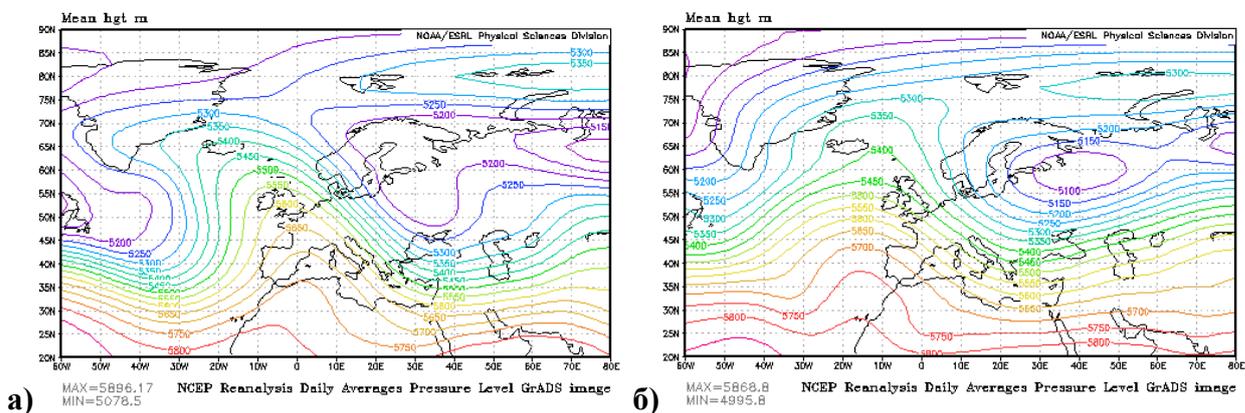


Рисунок 5.5 – Карты АТ-500 для 2-7 февраля 1985 года (а) и 1-10 января 1987 года (б)

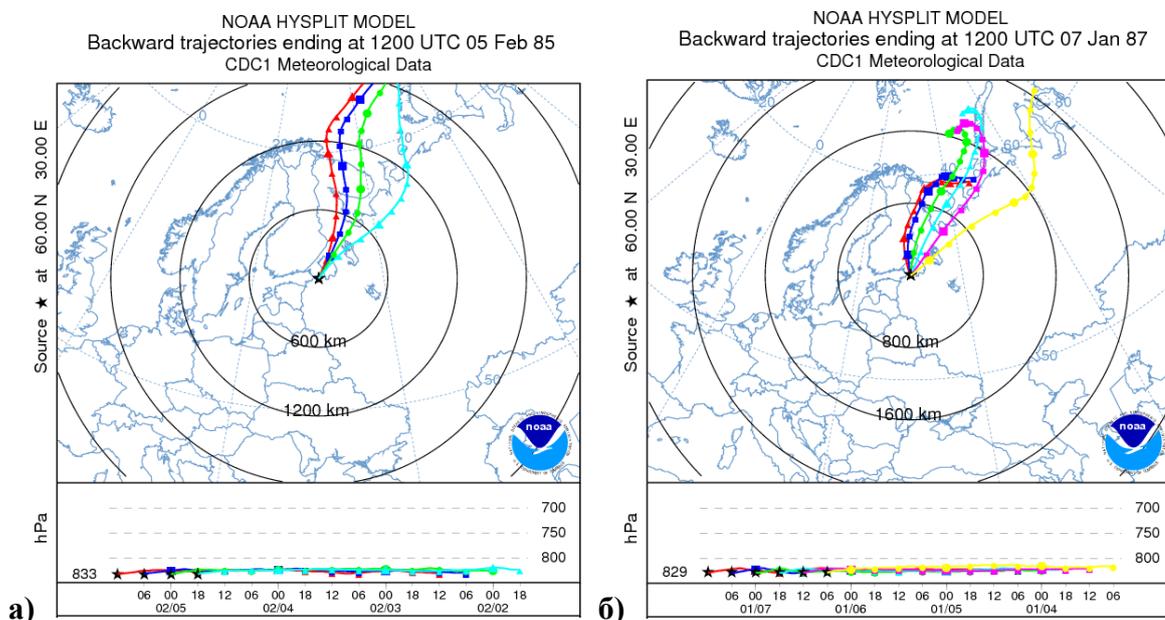


Рисунок 5.6 – Траектории воздушного потока за 4 дня до похолодания: 02-05 февраля 1985 г. (а) и 4-7 января 1987 г. (б) (NOAAHYSPLITMODEL)

В 1985 году (рисунок 5.5а) блокирующие процессы обнаружены 2-7 февраля (6 дней) и 20-26 февраля (7 дней). Зафиксировано мощное вторжение арктического воздуха со стороны Карского моря (рисунок 5.6а), в то время как Сибирский антициклон был слабо выражен. Всего за этот месяц наблюдалось 23 дня с типом циркуляции Е. В январе 1987 года (рисунок 5.5б) ярко выраженный блокирующий процесс продержался 11 дней. В данной ситуации наблюдаются хорошо выраженные ложбины над Евразией и Северной Америкой, которые разделяет блокирующий гребень над Северной Атлантикой. Потoki воздуха в средней тропосфере направлены с региона Карского моря на Европу (рисунок 5.6б). Похолодание, в данной ситуации,

было связано с смещением арктического антициклона с Таймыра. В этот месяц преобладает тип С (всего 15 дней), как в то время тип Е повторялся реже (7 дней за весь месяц).

В случае аномально холодных январей (1963, 1966, 1967, 1968, 1969, 1972, 1985, 2010 г.) наблюдались похожие аномалии распределения высотных ложбин и гребней на картах АТ500. Можно сказать, что в 1963 году блокирующий процесс в районе Исландской депрессии был самым сильным после 1932 года [143], что указывает на некую необычную ситуацию в данном регионе. Позднее такая долгоживущая структура блокирования получила название модонов [136]. Чаще всего такая ситуация реализуется над восточными частями океанов (например, Атлантического). В умеренных широтах такие структуры часто обладают дипольной компонентой, когда антициклон в высоких широтах появляется в паре с циклоном в более низких широтах [32].

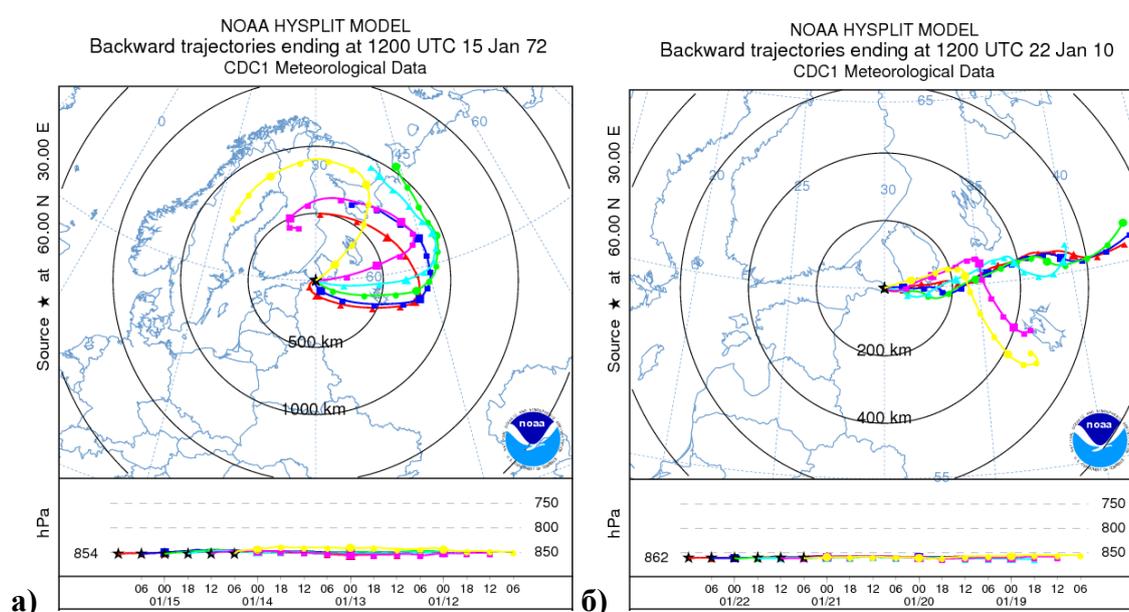


Рисунок 5.7 – Траектории воздушного потока за 4 дня до похолодания: 12-15 января 1972 г. (а) и 19-22 января 2010 г. (б) (*NOAAHYSPLITMODEL*)

Из общей картины немного выделяются 1972 и 2010 года. Аномальное похолодание в 1972 г. связано с ярко выраженным блокирующим антициклоном над Скандинавией. Отличие от других случаев похолоданий, блокирующий гребень смещен на восток и такая ситуация больше благоприятна не для адвекции холодного воздуха, а для радиационного охлаждения, когда ось гребня находится прямо над анализируемой территорией. В Западной Европе при таких циркуляционных условиях часто наблюдаются положительные аномалии температуры. Как видно из рисунка 5.7(а), траектории воздушного потока имеет антициклоническую кривизну, а сама система высокого давления расположена над северной частью анализируемого региона.

Для зимы 2009–2010 года характерна большая интенсивность блокирующих процессов. Блокирующие процессы холодного сезона 2010 года по интенсивности являются вторыми по списку после 1949 года и похожи на интенсивность 1963 года [56]. Также в этот год замечено усиление Гренландского антициклона (>1040 гПа) и большая интенсивность Сибирского антициклона (>1050 гПа). В 21-28 числах в анализируемом регионе зафиксированы аномальные холода. Исландская депрессия была очень слабой, а гребень Сибирского антициклона распространялась на запад в сторону Европы, что имело большое влияние для образования особо низких температур воздуха. На рисунке 5.7(б) видно, что за 4 дня до существенного похолодания адвекция происходила со стороны восточной части Евразии.

Аномально холодный февраль был в 1954, 1966 и 1986 годах. В 1954 году на карте АТ500 хорошо выражена аномалия геопотенциальной высоты в Северной Европе, которая связана с интенсивным блокирующим антициклоном на Скандинавском полуострове (аномалия давления достигает 15 гПа). В 1966 году сформировался блокирующий процесс над Атлантическим океаном, что создало благоприятные условия для распространения западного гребня Сибирского антициклона, который принес аномальные холода. Похожая ситуация сложилась и в феврале 1986 года. Долгосрочные данные [95] показывают, что данные холода 1986 г. в Западной Европе были одни из самых суровых за последнее 300 лет.

С блокированием западного переноса воздушных масс над восточной частью Северной Атлантики были связаны и существенные похолодания в декабре 1967, 1969, 2001, 2002 и 2010 годов.

Исходя из выше изложенного, можно сказать, что в восточной части региона Балтийского моря сильные похолодания были связаны с блокирующими процессами разного характера. Все они относятся к формам циркуляции E и C по классификации Вангенгейма-Гирса. Чаще всего адвекция холода в средней тропосфере была связана с блокирующим гребнем над восточной частью Северной Атлантики или Западной Европой, когда над исследуемым регионом стояла высотная ложбина большой амплитуды. Такая синоптическая ситуация наблюдалась в 79 % всех исследуемых случаев. В приземном барическом поле преобладали медленно движущиеся с северо-запада, севера и северо-востока арктические антициклоны. Важно отметить, что антициклонический режим погоды связан не только с адвекцией холода, но и с ясной и тихой погодой, что способствует радиационному выхолаживанию.

5.1.2. Элементарные циркуляционные механизмы по Б. Л. Дзердзеевскому

Рассмотрим климатические особенности повторяемости (количество дней) разных групп атмосферной циркуляции (рисунок 5.8) по классификации Б. Л. Дзердзеевского. В начале

анализируемого периода доминировали типы групп зональной (З) и меридиональной северной (Мс) циркуляции (1949–1964 гг.). Далее последовал переходный этап, когда число дней с разными группами циркуляции было близким к климатической норме и только в некоторых годах была более выражена повторяемость типов циркуляции Мс.

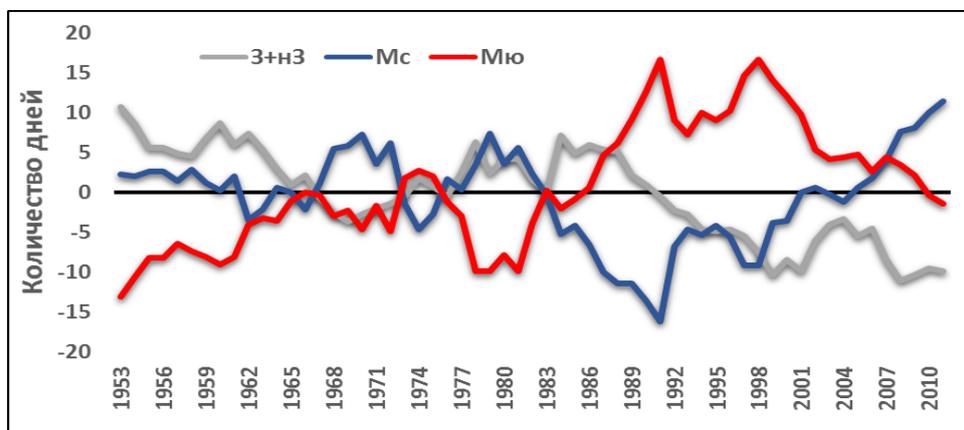


Рисунок 5.8 – Аномалии повторяемости групп атмосферной циркуляции северного полушария за декабрь-февраль 1949–2014 гг.: З+нЗ – зональная + нарушенная зональная; Мс – меридиональная северная (блокирующие процессы); Мю – меридиональная южная (пятилетний скользящий средний)

С 1984 по 2005 годы количество дней с типами группы Мю значительно превышало климатическую норму. Это был период с минимальной повторяемостью типов групп циркуляции Мс за весь анализируемый период. Данный период в XX веке может считаться «временем перелома», когда циклонические процессы в секторах Северной Атлантики и Тихого океана стали более интенсивными. После 1989 года в атмосфере, океане и криосфере произошло много значительных перемен [78]. В первую очередь, начинают меняться оси движения барических образований: циклоны становятся более интенсивными и приобретают направление пространственного смещения, в сторону полюса [50,119]. Возможно, данный сдвиг связан и с расширением тропического пояса с 1979 года [154]. Также установлено, что возросли градиенты температуры на восточных побережьях континентов Северного полушария, что увеличило там бароклинность циркуляции и, таким образом, число бурь и штормов [182]. Очень важно отметить, что с 1989 года в арктическом регионе мы имеем постепенное уменьшение ледяного покрова. Для ускорения таяния Арктических льдов важную роль могла сыграть частая повторяемость типов Мю атмосферной циркуляции, так как одна ось, движения южных циклонов, направленных в сторону полюса, находится над Беринговым проливом, а другая над территорией Баренцева моря, что увеличивает приток тепла в Арктику.

С 2006 года количество дней с Мс циркуляцией резко превысило норму и постепенно растет, в то время как повторяемость Мю циркуляции падает (рисунок 5.8). С преобладанием циркуляции Мс увеличивается повторяемость случаев вторжения арктического воздуха в умеренные широты. В это время меняется положение, амплитуда и скорость струйного течения. При благоприятных условиях арктические антициклоны часто отрываются и движутся на юг, достигая умеренных широт и создавая ярко выраженные погодные аномалии.

Можно предположить, что с 2006 года началась эпоха северной меридиональной циркуляции. Похожие результаты были получены учеными [38], которые создали статистическую модель, оценивающую тенденции изменчивости типов группы циркуляции Мс. Статистический прогноз представлен на рисунке 5.9. Как видно из данного графика прогнозируемое годовое количество дней с типом циркуляции Мс должно достигнуть своего пика в 2016 – 2017 году.

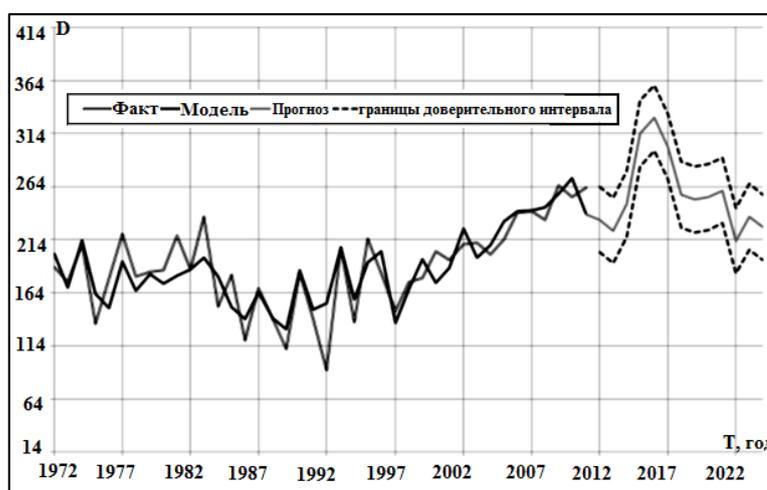


Рисунок 5.9 – Зависимости от времени фактических значений числа дней преобладания в северном полушарии типов Мс в течении года, а также результатов их моделирования и прогнозирования [38]

Интересен тот факт, что колебания атмосферной циркуляции характера Мс и Мю, как показано на рисунке 5.8, очень похожи, но находятся в противофазе. Как уже отмечалось ранее, со значительным преобладанием циркуляции Мю связано резкое уменьшение площади арктических льдов, увеличение температуры тропосферы и уменьшение меридионального температурного градиента. Известно, что ослабленный меридиональный градиент температуры ослабляет западный перенос воздушных масс, что приводит к благоприятным условиям для проникновения холодного арктического воздуха в умеренные широты. Замечено что с начала ХХІ века тенденция роста температуры приостановилась, а в некоторых регионах Северного полушария даже имеет отрицательный знак. Возможно, система сама себя регулирует, и потепление в Арктике может привести к тому, что количество дней с северной меридиональной

циркуляции будет увеличиваться (соответственно меридионально южной уменьшаться), пока не восстановится меридиональный баланс.

Далее более подробно рассмотрим случаи повторяемости различных типов атмосферной циркуляции вовремя аномально холодных месяцев (периодов) за 1951–2013 гг. В среднем, за данный временной интервал, за зиму наблюдалось 17 дней с зональной/нарушенной зональной циркуляцией, 17 дней с южной меридиональной и 55 дней с типами северной меридиональной группы атмосферной циркуляции. Все-таки, в некоторых годах показатели сильно отличались от климатической нормы. Минимальное число дней с циркуляцией Мс (24 дня) зафиксировано зимой 1988-1989 гг., которые считаются одними из самых теплых за последнее 60 лет [92]. Максимальное число дней (81 день) принадлежит для зимы 1969–1970 гг, которая, в климатологической перспективе, указывается как аномально холодная (см. рисунок 4.3а). Тут можно сказать, что данная статистика хорошо совпадает с вариациями индекса АК. Соответственно, в 1988–1989 гг. в среднем значении индекса АК были положительные и высокие, как в то время в 1969–1970 гг. – отрицательные.

Далее проведем анализ повторяемости типов за 10 дней до и 10 дней после начала аномальных похолоданий, используя даты похолоданий, представленные в приложении А.1-11. На диаграммах (рисунки 5.10 и 5.11) представлена статистика повторяемости всех ЭЦМ, которые наблюдались до и после похолодания. Можно заметить, что число ЭЦМ похожее, но их характер и количество случаев отличается.

10 дней до похолодания часто наблюдаются типы 7-13 (ЭЦМ: 7аз, 7бз, 8а, 8бз, 8гз, 9б, 10а, 11а, 11б, 11в, 11г, 12а, 12бз, 12вз, 12г, 13з (более подробно о ЭЦМ в работе [19]).

Из рисунка 5.10, очевидно, что чаще всего, перед аномалиями холода, встречается ЭЦМ 12бз, который представляет одновременные арктические вторжения на Северную Америку, Атлантический океан (его восточную часть) и на восток Азии. В это время в Европе наблюдается циклоническая деятельность. Также часто наблюдается ЭЦМ 13з, который представляет хорошо развитый Сибирский антициклон с хорошо выраженными гребнями по широтном направлении. Данные ситуации сильно отличается. Если во время ЭЦМ 12бз мы имеем сильно возмущению атмосферу, с хорошо развитым арктическим антициклоном и вторжениями арктического воздуха из полюса на более южные широта, то при типе 13з, над Арктикой наблюдается низкое давление, а похолодания связаны с интенсивностью антициклона над континентом. Во время похолодания (рисунок 5.11), распределение ЭЦМ повторяемости отличается – сильно уменьшается повторяемость типа 12бз и увеличивается повторяемость типов 11а, 13з, 12вз и 12а.

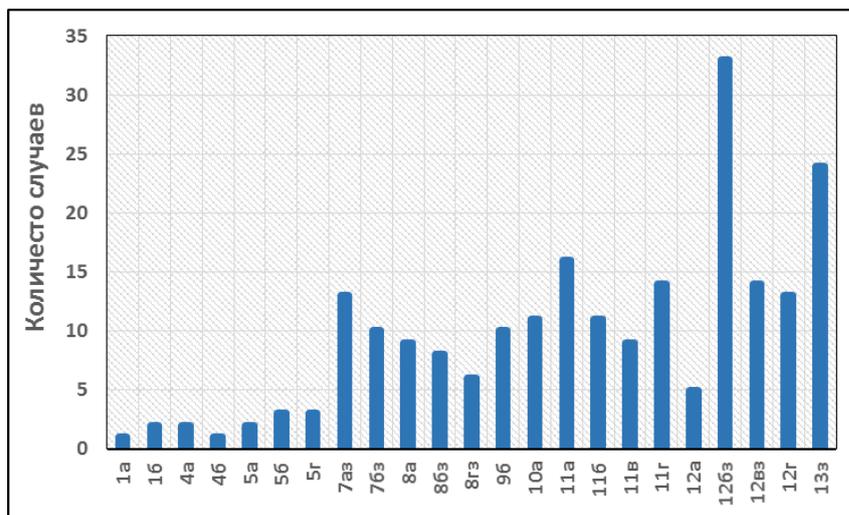


Рисунок 5.10 – Средняя повторяемость ЭЦМ за 10 дней до похолодания (1951–2013 гг.)

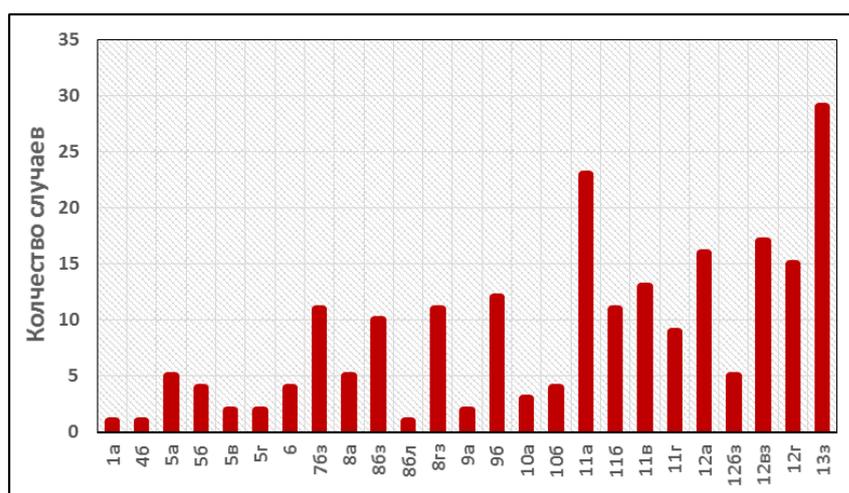


Рисунок 5.11 – Средняя повторяемость ЭЦМ за 10 дней после начала похолодания (1951–2013 гг.)

Динамические схемы перечисленных ЭЦМ представлена на рисунке 5.12. Как установлено в разделе 5.1.1, аномальные похолодания на восточной части Балтийского региона, в большинстве случаев, связаны с нарушением зональной циркуляции и блокирующими процессами над восточной частью Атлантического океана. Представленные динамические схемы хорошо объясняют этот механизм. Сперва наблюдается вторжение арктического воздуха над Северной Атлантикой, после чего происходит нарушение западного переноса и его ослабление. После этого, зона, где арктический воздух проникает в умеренные широта, двигается на восток. В таком случае в анализируемый регионе фиксируется похолодания арктического происхождения, при ультраполярных вторжениях. Другая ситуация бывает при интенсификации Сибирского антициклона (ЭЦМ 13з), когда его гребень достигает исследуемый регион. Но и в данном случае, мы имеем меридиональный характер атмосферной циркуляции. В это время в исследуемом регионе фиксируется похолодание сибирского происхождения. Тут важно

отметить, что приток арктического воздуха над Азией (Сибирью) «питает» Сибирский антициклон сухим и холодным воздухом и в таком случае создаются благоприятные условия для развития антициклона как в меридиональном, так и в широтном направлении. При таких условиях его западный гребень достигает Европы. Гребень Сибирского антициклона или сформировавшийся из него стационарный антициклон связаны с устойчивыми аномалиями холода, которые могут продержаться сравнительно долгое время (неделю и больше).

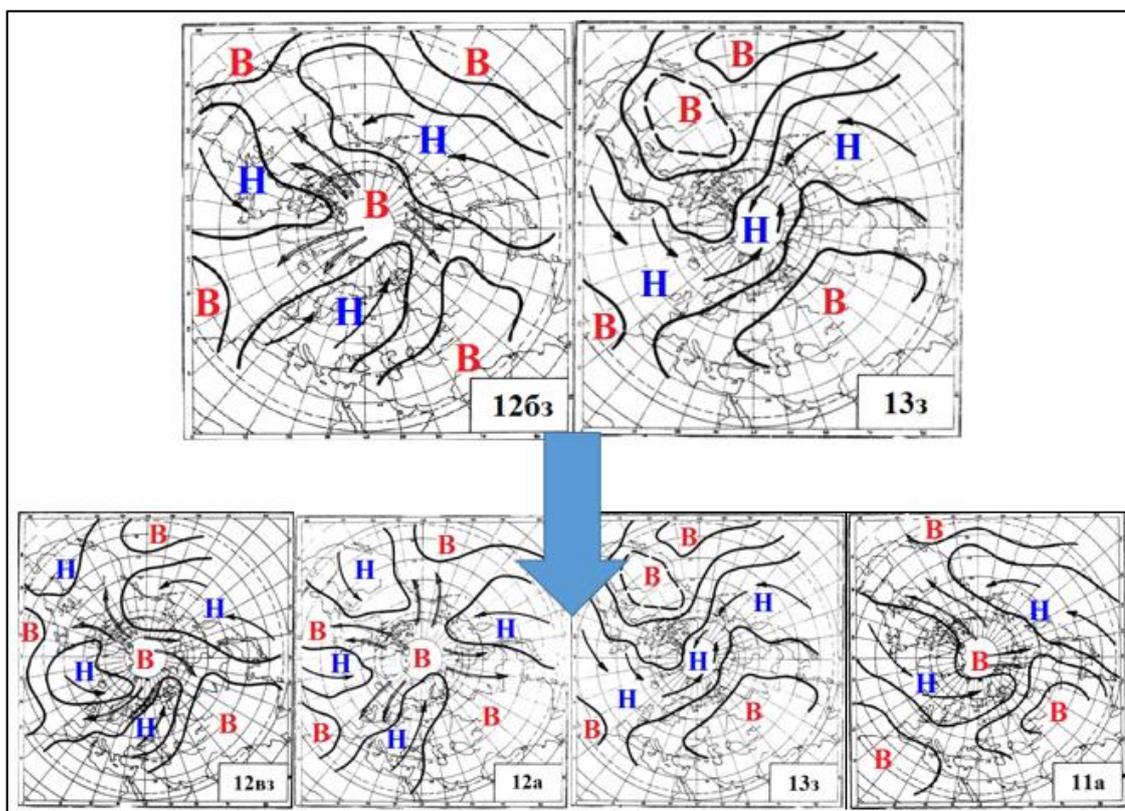


Рисунок 5.12 – Динамические схемы наиболее распространенных ЭЦМ за 10 до похолодания (верхние рисунки) и во время периодов похолодания (нижние рисунки)

Однако, при анализе повторяемости различных ЭЦМ оказалось, что ЭЦМ 13з зимой может быть связан и с аномалиями холода, и с аномалиями тепла в восточном Балтийском регионе. Устранить это противоречие помогает индекс АК. При отрицательной фазе АК площадь, занимаемая Сибирским антициклоном, больше и температуры в исследуемом регионе ниже нормы, в то время как, при положительной фазе АК ситуация - противоположная. Во время положительной фазе АК, арктический воздух больше сохраняется над полюсом (см. рисунок 1.11) и не «питает» Сибирского антициклона и его западный гребень только иногда распространяется до юго-восточной Европы. При таких условиях, на востоке Балтийского региона бывает сравнительно низкое давление и более высокая температура воздуха.

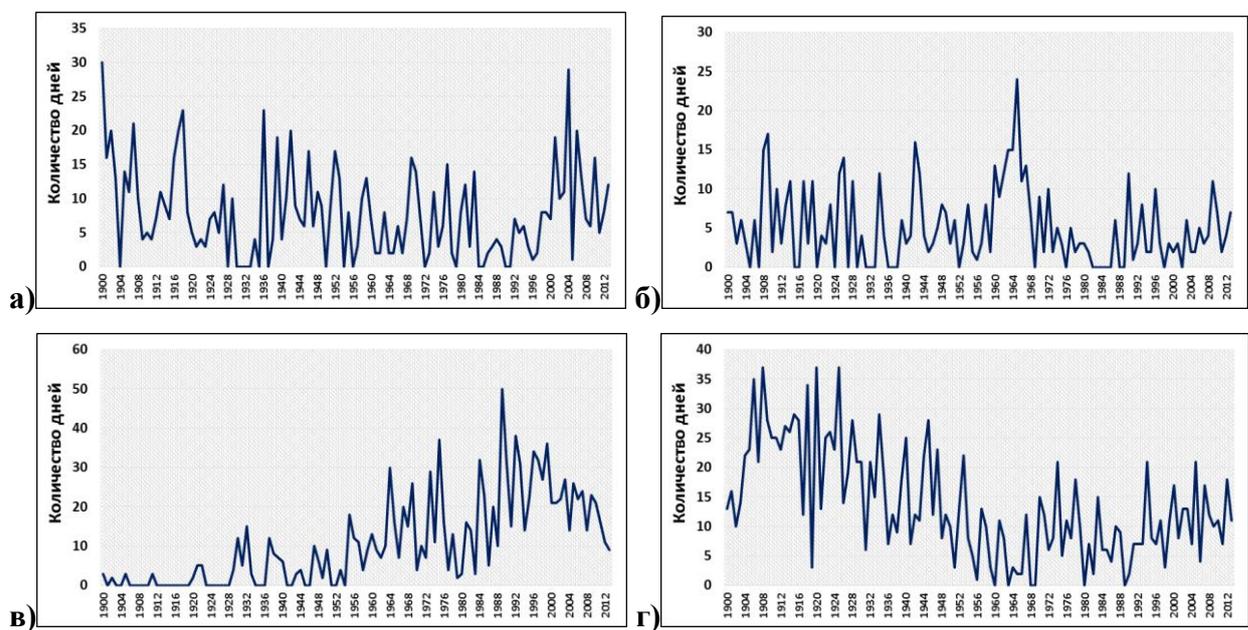


Рисунок 5.13 – Повторяемость (сезонное количество дней) ЭЦМ 12бз (а), 12вз (б), 13з (в) и 11а (г) связанных с аномальными похолоданиями на востоке Балтийского региона за временной период 1900–2013 гг.

Далее коротко рассмотрим повторяемость выше перечисленных ЭЦМ (12бз, 12вз, 13з и 11а), связанных с аномалиями похолоданий за временной период 1900-2013. Рисунок 5.13(а) представляет хронологический ряд количества дней в декабре-феврале с ЭЦМ 12бз, который чаще всего наблюдается перед похолоданием. Как видно, за временной интервал 1900–2013 гг., существует два яркие минимума, это 1930-ые и 1990-ые года, когда в данном регионе наблюдались самые высокие температуры зимнего времени года за последнее столетие. В остальные года вариации чередуются высокими и низкими значениями повторяемости данного ЭЦМ. Важно отметить, что в последние года этот ЭЦМ наблюдается на много чаще. Рисунок 5.13(б) отражает повторяемость ЭЦМ 12вз, который преобладает во время похолоданий. Как видно из графика, пик количества дней с этим ЭЦМ зафиксированный в 1960-ых годах, которые, как показал анализ (глава 3), попадает в самое холодное десятилетие за анализируемой временной интервал. Интересная ситуация сложилось при анализе типов ЭЦМ 13з (рисунок 5.13(в)) и ЭЦМ 11а (рисунок 5.13(г)). Как можно заметить, примерно в 1960-ых годах резко начинает увеличиваться повторяемость ЭЦМ 13з и уменьшатся ЭЦМ 11а, что может служить одним из критериев при оценке времени смены ярко выраженной атмосферной циркуляции меридионального северного типа на циркуляцию меридионального южного типа.

5.1.3. Автоматизированная схема типизации Лэмба

В разделах 5.1.1 и 5.1.2. были проанализированы характеристики повторяемости различных типов/элементарных циркуляционных механизмов, которые выделены на основании визуального анализа синоптических карт и оценивают изменчивость барических образований как в пространстве, так и во времени. Это нам позволило оценить связи циркуляции с изменчивостью погодных условиях температуры в исследуемом регионе. Однако существует и другой подход для выделения типов циркуляции, это - использование средств математического моделирования. Такой метод позволяет объективно описать характер барического поля и выделить его основные типы (состояния). Поэтому, в данном разделе будет применяться моделирование состояния барического поля в ограниченной географической области на основании автоматизированной схемы Jenkinson and Collison, которая построена на применении системы классификации атмосферных процессов, разработанной Лэмбом [120].

Применяя расчеты по далее представленной технике (формулы 15-21), мы создали каталог типов атмосферной циркуляции, адаптированный для восточной части региона Балтийского моря. Для расчетов использовались среднесуточные данные давления на уровне моря с шагом 5° широты и 10° долготы из баз данных Реанализа NCEP/NCAR для 16 (p1-p16) точек на территории $50-70^\circ$ с.ш. и $10-40^\circ$ в.д. (рисунок 5.14).

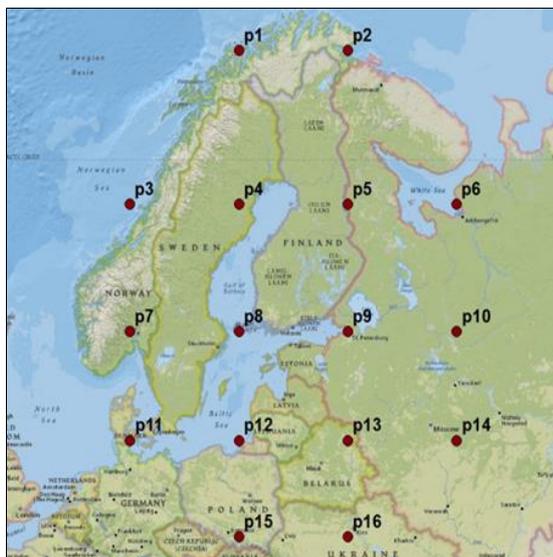


Рисунок 5.14 – Точки сетки координат и их порядковые номера для данных давления на уровне моря, которые были использованы для расчетов типов циркуляции с помощью схемы Jenkinson and Collison [106]

Главные компоненты этой схемы - это геострофический ветер и завихренность, которые используются для расчетов шести индексов геострофического потока воздушных масс. Комбинированная скорость ветра (V) рассчитывается по компонентам зонального и меридионального геострофического ветра (м/с) (формулы 17-19).

$$W = 0.5[p(12) + p(13) - p(4) - p(5)], \quad (17)$$

$$S = 0.5[p(5) + 2p(9) + p(13) - p(4) + 2p(8) - p(12)], \quad (18)$$

$$V = \sqrt{W^2 + S^2}. \quad (19)$$

$$D = \arctg \left(\frac{W}{S} \right). \quad (20)$$

Общая завихренность (Z) это сумма циклонического сдвига давления (ZW) и антициклонического сдвига давления (ZS).

$$ZW = 0.53[p(15) + p(16) - p(8) - p(9)] - 0.48[p(8) + p(9) - p(1) - p(2)] \quad (21)$$

$$ZS = 0.5[p(6) + 2p(10) + p(14) - p(5) - 2p(9) - p(13) - p(4) - 2p(8) - p(12) + p(3) + 2p(7) + p(11)], \quad (22)$$

$$Z = ZW + ZS, \quad (23)$$

где p - давление, приведенное к уровню моря (гПа), V - комбинированная скорость ветра (S меридиональная и W зональная компоненты геострофического ветра), ZW – циклонический сдвиг давления, ZS - антициклонический сдвиг давления, Z - общая завихренность, D - направление ветра.

Направление ветра (D) рассчитывается как соотношение зональной и меридиональной компоненты, где добавляется 180° если значение W положительные. Единицы потока являются геострофическими. Все индексы измеряются в гПа/ 10° широты. По соотношению между V и $|Z|$, были выделены типы циркуляции по критериям в таблице 5.1.

Таблица 5.1 – Типы циркуляции, определенные на основании направления воздушного потока, оценки общей завихренности (Z) и ее сопоставления с пороговым значением завихренности (V)*

Описание	Интерпретация
Направление потока воздуха (С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З, СЗ)	$ Z < V$
Антициклоническая завихренность (А)	Когда $ Z > 2V$ и $Z < 0$
Циклоническая завихренность (Ц)	Когда $ Z > 2V$ и $Z > 0$
Смешанные типы (направление потока воздуха+завихренность)	Когда $V < Z < 2V$
Неклассифицированный тип (Н)	Когда $Z < \text{среднегодовой } Z$, $V < \text{среднегодовой } V$

*На основании сопоставления Z и V выносятся решение о типе циркуляции.

В диссертационной работе всего выделено 27 типов атмосферной циркуляции, которые характеризуются либо направлениям ветра, либо общей завихренностью. Кроме того, существуют смешанные типы в которых направление адвекции и завихренность одинаково

важны. Таким образом, в синоптическом смысле данная классификация, систематизирует их на два типа: характер адвекции и активность барических образований над исследуемой территории (см. приложение Б).

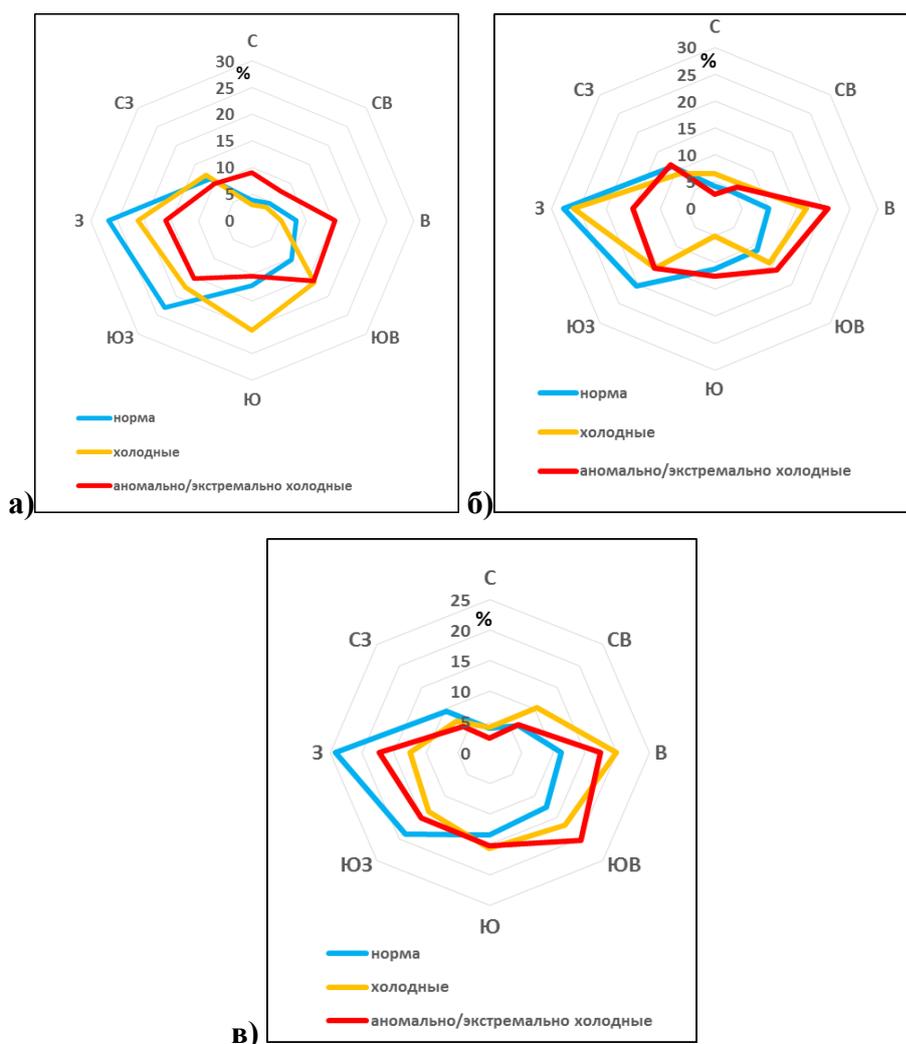


Рисунок 5.15 – Преобладающий перенос воздушных масс во время холодных и аномально/экстремально холодных декабрей (а), январей (б), февралей (в) по сравнению с климатической нормой в 1951–2013 гг.

Далее рассмотрим повторяемость направлений переноса воздушных масс в случае аномально/экстремально и холодных месяцев, сравнивая со климатической нормой. Как видно из рисунка 5.15 за временной период 1951–2013 гг. преобладал перенос воздушных масс западной четверти (ЮЗ, З, СЗ). В среднем воздушные массы с запада наблюдались 61% в декабре (рисунок 5.15(а)), 59% в январе (рисунок 5.15(б)) и 54% в феврале (рисунок 5.15(в)) от всех случаев. Во время холодных месяцев зимы увеличивается повторяемость восточного и южного переноса воздушных масс. В декабре намного чаще наблюдаются направления с юга и юго-востока (увеличение от 22 до 37%) и на 10% уменьшается перенос с запада, юго-запада. В январе увеличивается повторяемость направлений с востока (СВ, В, ЮВ) от 25 до 38% и на почти на

10% реже наблюдается западный перенос (ЮЗ, З, СЗ). В случае холодного февраля повторяемость восточных типов циркуляции увеличивается еще больше – от 30 до 47% и, соответственно, уменьшается приток воздушных масс с запада, примерно на 19%.

Во время аномально/экстремально холодных месяцев статистика отличается еще сильнее. Повторяемость восточных ветров в случае аномально/экстремально холодных декаблей увеличивается от 23 до 39% и на 20% реже повторяется западные ветра (рисунок 51(а)). По статистике аномально/экстремально холодных январей повторяемость воздушных масс с востока вырастает от 25 до 43%, а с запада на 17% уменьшается (рисунок 5.15 (б)). Во время аномально/экстремально холодных февралей адвекция с востока встречается на 14% чаще (от 30 до 44%) и на 14 % реже с западных регионов.

При анализе связей между аномалиями температуры воздуха и количеством дней с суммарным числом переноса воздушных масс с запада, юго-запада установлено, что в декабре корреляционные связи самые сильные $r=0,68$ ($\alpha<0.01$), также высокие значения получены для января $r=0,64$ ($\alpha<0.01$). Сравнивая корреляционные связи между характеристиками направления ветра в декабре и температурой воздуха в январе, обнаружена статистически значимая связь $r=0,45$ ($\alpha<0.01$), что указывает на то, что преобладание западных ветров в декабре может влиять на температурный режим января. Также и в феврале, коэффициент корреляции, показывающий взаимосвязь между направлением западных ветров и температурой воздуха, равен $r=0,62$ ($\alpha<0.01$), а с повторяемостью западной адвекции в январе $r=0,48$ ($\alpha<0.01$). Прямая связь данных параметров еще раз подтверждает, что при усилении западного переноса, температура воздуха в восточном Балтийском регионе бывает выше, чем обычно.

Связь между температурой воздуха и повторяемостью адвекции с востока (В, ЮВ) не много слабее. В декабре коэффициент корреляции равен $-0,35$ ($\alpha<0.05$). В январе установлена самая тесная взаимосвязь данных показателей $r=-0,54$ ($\alpha<0.01$), а коэффициент корреляции между восточным переносом воздуха в декабре и температурой января достигает $r=-0,40$ ($\alpha<0.01$), что превышает саму связь с температурой воздуха в декабре. Между февральской температурой воздуха и повторяемостью адвекции с восточного направления связь равна $r=-0,47$ ($\alpha<0.01$) и, что более интересно, с восточным переносом в январе немного выше $r=-0,50$ ($\alpha<0.01$).

Далее проанализируем вариации количества дней с западным и восточным переносом воздушных масс за 1951–2013 гг. в разные месяцы зимы. Повторяемость западных ветров имеет 4 минимума - в начале исследуемого временного периода, в конце 60-ых, в конце 70-ых и в последние годы. Также зафиксированы три максимума – в конце 50-ых-начале 60-ых, в середине 70-ых и, самый яркий и длительный, в конце 80-ых и до начала XXI века (рисунок 5.16). Сравнивая разные месяцы можно увидеть некие различия. Особенно характеристики отличаются

в декабре, когда примерно в начале XXI века западная адвекция была, сравнительно слабой и в данном периоде зафиксированы холодные декабри 2001, 2002 годов (см. рисунок 23б).

Примерно после 2004-2007 годов западный перенос воздушных масс становится слабее, что хорошо отражается в тенденции изменчивости температуры воздуха в нашем регионе, когда наблюдается существенно холодные месяцы зимы, например, в 2006, 2009, 2010, 2011, 2012 годах. С ослаблением западного переноса часто бывает связан сдвиг Исландской депрессии в сторону восточного побережья Северной Америки, при этом фиксируется усиление деятельности Арктического антициклона: от него отделяются и двигаются в сторону умеренных широт ультраполярные антициклоны. Также заметен более развитый Сибирский антициклон. Таким образом, можно говорить о «сдвиге» центров действия атмосферы на запад по отношению к Европе. Вовремя таких периодов, циркуляция атмосферы приобретает меридиональный характер в Атлантико-Европейском секторе, и в Балтийском регионе увеличивается вероятность аномальных похолоданий.

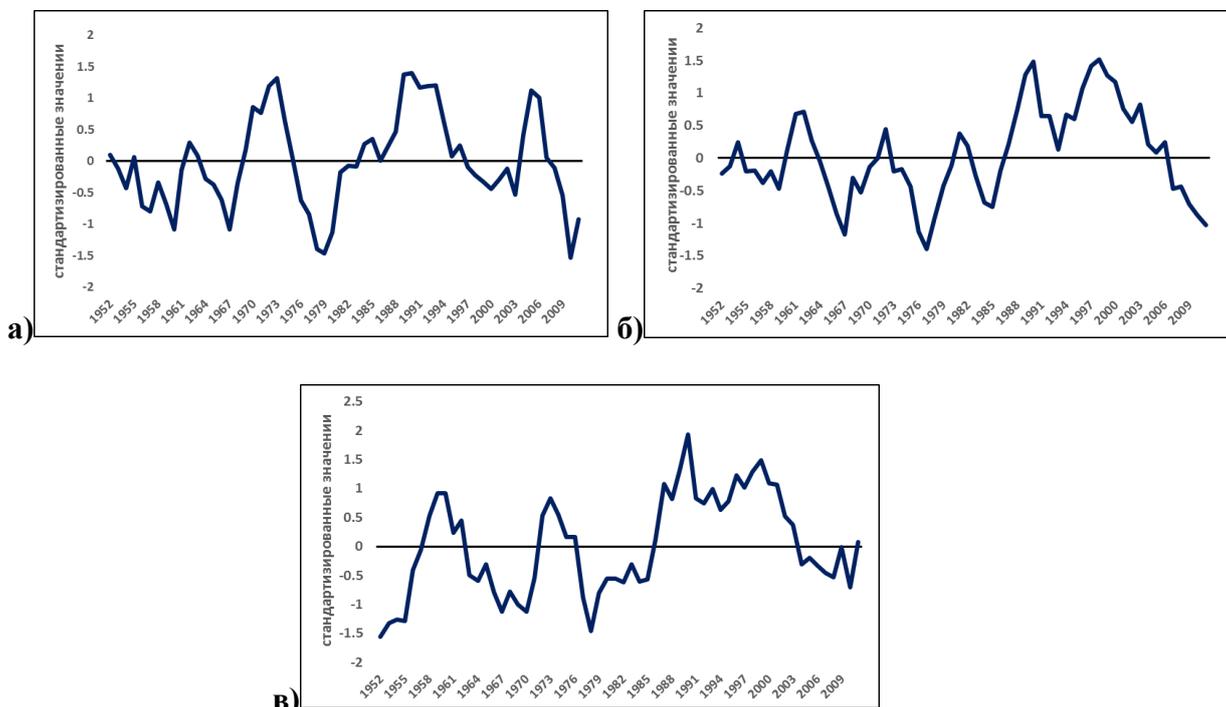


Рисунок 5.16 – Вариации повторяемости дней с западным переносом воздушных масс в декабре (а), в январе (б) и в феврале (в) за временной интервал времени 1951–2013 гг. (5-летние скользящие стандартизированные значения)

Во время холодных и аномально/экстремально холодных месяцев увеличивается повторяемость переноса воздушных масс с востока, юго-востока (В, ЮВ) (рисунок 5.17). В 1951–2013 гг. было несколько периодов с усиленной адвекцией с востока и с ее ослаблением. Более часто чем обычно, восточный/юго-восточный перенос воздушных масс повторялся в 1963–1972 гг., 1976–1987 гг. и в эти годы были зафиксированы самые холодные зимние месяца.

Противоположенная ситуация складывается во время теплых периодов, когда значения повторяемости переноса воздушных масс с востока, были ниже нормы. Самый значительный такой период – это 1989–2005 гг. и он совпадает с началом резкого потепления в анализируемом регионе.

Сравнивая разные месяца зимы, можно сказать, что периоды повышенной и пониженной активности В и ЮВ адвекции в декабре (рисунок 5.17(a)), часто не совпадают по отношению к периодам января и февраля (рисунки 5.17 б и в). Это объясняется тем, что циркуляционные условия декабря имеют переходной характер к зимним условиям. Поэтому, при анализе связей между макроциркуляционными процессами и аномалиями температуры воздуха декабрь лучше рассматривать отдельно от остальных зимних месяцев. В работе [27] тоже отмечается, что часто барические поля января и февраля являются очень похожими.

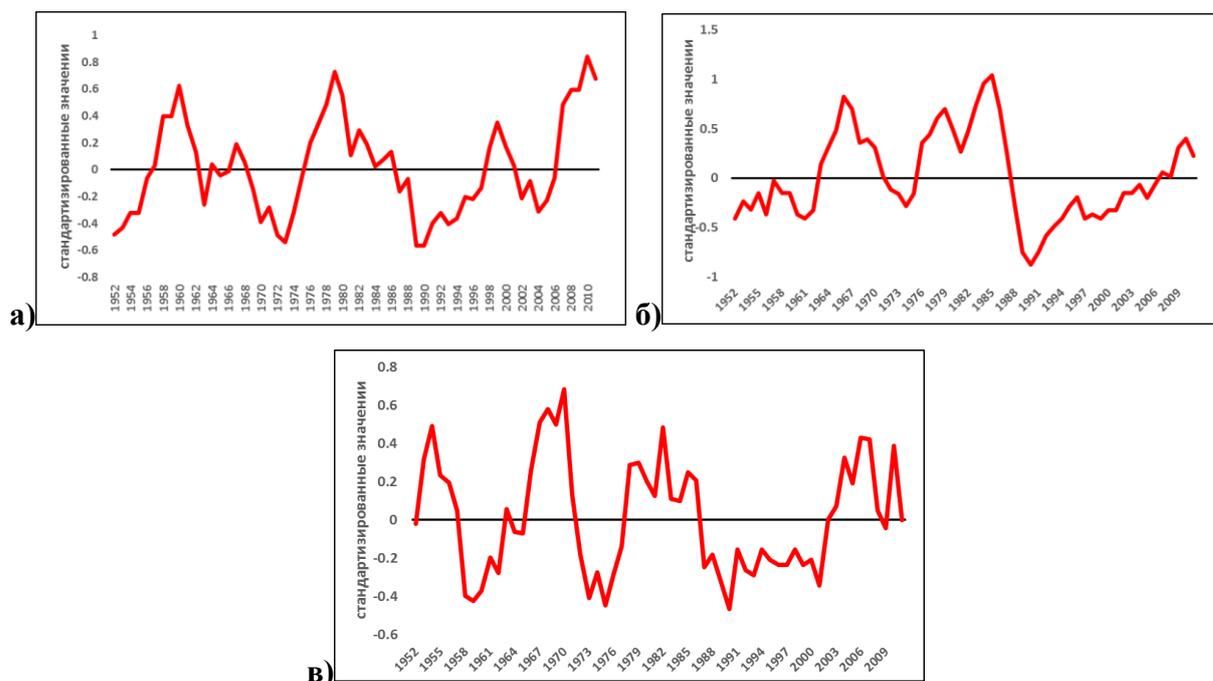


Рисунок 5.17 – Вариации повторяемости дней с восточным переносом воздушных масс в декабре (а), в январе (б) и в феврале (в) за временной интервал времени 1951–2013 гг. (5-летние скользящие среднее стандартизированных значений)

Для аномалий температуры важную роль играет завихренность циркуляции в анализируемом регионе. Далее представлены характеристики изменчивости циклонической/антициклонической деятельности по типизации Лэмба во время холодных, аномальных и экстремальных месяцев зимы в анализируемом регионе. Климатические данные показывают, что обычно антициклоническая ситуация наблюдается 38% всех дней в декабре, 43% в январе и 48% в феврале. Установлено, что в случаях холодных зим этот процент вырастает до 44% в декабре (рисунок 5.18а), 52% в январе (рисунок 5.18б) и 58% в феврале (рисунок 5.18в).

Более сильные отклонения от нормы зафиксированы во время аномально/экстремально холодных месяцев категории ТИ(<-2) (см. раздел 4.2.). В такие месяцы количество дней с антициклонической циркуляцией вырастает до 54% в декабре (рисунок 5.18а), 67% в январе (рисунок 5.18б) и 62% в феврале (рисунок 5.18в), что в среднем за декабрь-февраль составляет от 14-24% больше климатической нормы.

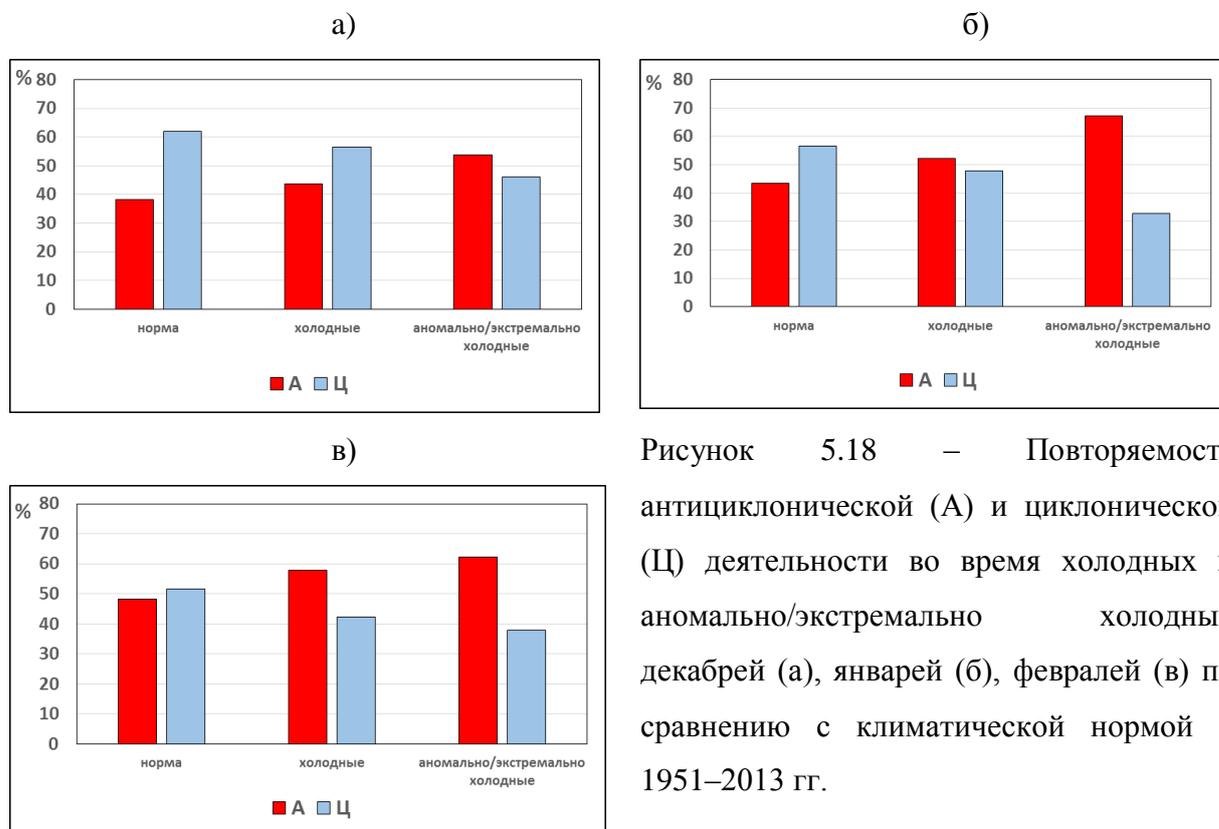


Рисунок 5.18 – Повторяемость антициклонической (А) и циклонической (Ц) деятельности во время холодных и аномально/экстремально холодных декабрей (а), январей (б), февралей (в) по сравнению с климатической нормой в 1951–2013 гг.

В целом корреляционные связи между повторяемостью антициклонической деятельности и температурой воздуха оцениваются так: $r=-0,45$ ($\alpha<0.01$) в декабре, $r=-0,58$ ($\alpha<0.01$) в январе и феврале. Данные показатели указывают на статистически значимую и сравнительно тесную обратную связь между указанными параметрами. В то же время с повторяемостью циклонической деятельности связь температуры прямая, но намного слабее: в декабре $r=0,08$ ($\alpha>0.1$), в январе $r=0,44$ ($\alpha<0.01$) и в феврале $r=0,18$ ($\alpha>0.1$).

Целесообразно также посмотреть какие типы циркуляции преобладают за 10 дней до похолодания и во время него. За 10 дней до аномального похолодания (рисунок 5.19а) преобладает циклоническая (18%) и антициклоническая (16%) деятельности, а также, западный (8%), северо-западный (7%), юго-западный (5%), юго-восточный (5%) и восточный (4%) перенос воздушных масс. Во время похолодания повторяемость циклонической циркуляции существенно падает (4%) и начинает доминировать антициклоническая деятельность (32% от всех случаев) (рисунок 5.19б). Если перед похолоданием разброс повторяемости разных типов циркуляции

большой, то вовемя похолодания видна четкая тенденция – господствует антициклоническая ситуация и восточный, юго-восточный перенос воздушных масс (почти 70% всех случаев). Таким образом, можно сказать, что перед похолоданием может преобладать циклоническая деятельность и западный перенос воздушных масс. По этой причине, коэффициенты корреляции между будущей температурой воздуха и циклонической циркуляцией невелики. Антициклоническая ситуация, напротив, тесно связана с температурой и может быть хорошим индикатором аномально холодной погоды в исследуемом регионе.

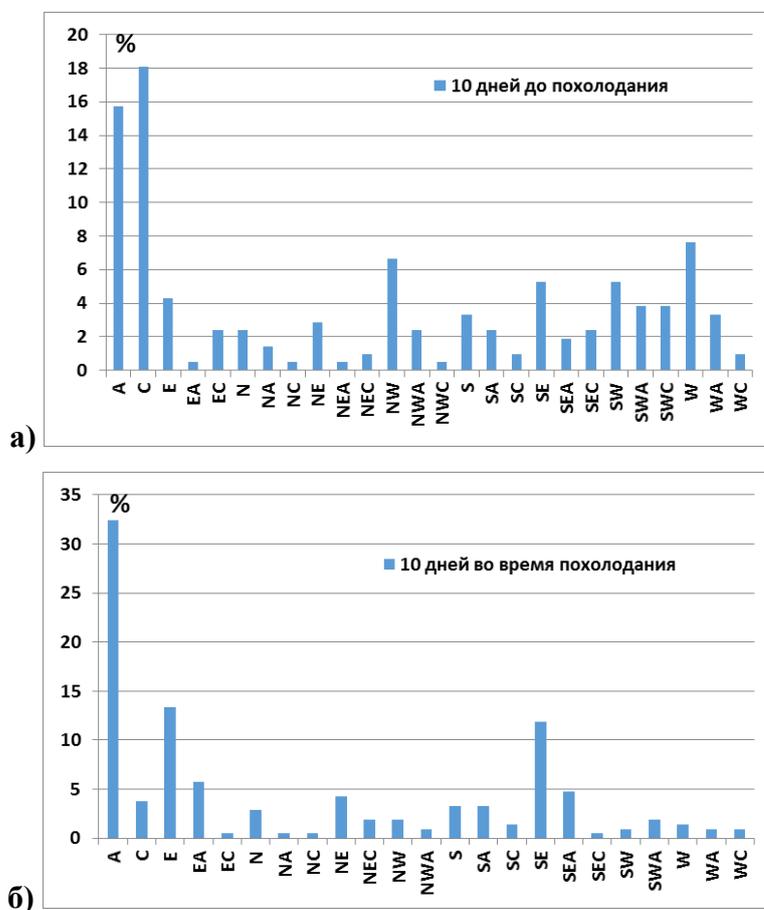


Рисунок 5.19 – Повторяемость типов атмосферной циркуляции (%) 10 дней до похолодания (а) и 10 дней вовемя (после) похолодания (б). Расшифровка типов атмосферной циркуляции представлена в приложении (приложение Б)

5.1.4. Траектории арктических вторжений в умеренные широты

Больше всего холодных зим зафиксировано в периоды 1965–1970, 1978–1980 и 1985–1987 гг. Для 1965–1970 годов характерно уменьшение количества дней с зональной циркуляцией и меридиональной южной циркуляцией Мю, и увеличение количества дней с типами северной меридиональной циркуляцией Мс. В эти годы чаще, чем обычно наблюдались вторжения арктического воздуха в Атлантико-Европейском секторе. В 1978–1980 гг. установлена

увеличенная повторяемость вторжений арктического воздуха над Европой (блокирующие процессы при группе Мс). В этом периоде повторяемость типов Мю ниже нормы. В 1985–1987 г. опять же увеличивается повторяемость блокирующих процессов в Атлантико-Европейском секторы и очень низкие (отрицательные) значения индекса АК.

По всем данным о вторжениях арктических воздушных масс 35% всех случаев осуществлялись над секторами Северной Америки и Тихого океана, 32% - в Сибири и на Дальнем Востоке, 20% - над секторами Северной Атлантики и Европы и всего 13% случаев было без блокирующих процессов (группы З и Мс). Вовремя экстремально холодных месяцев данная статистика немного меняется. Установлено, что вовремя экстремально холодных месяцев 29% всех вторжений арктического воздуха зафиксировано над Сибирью и Дальним Востоком, 25% над Северной Америкой, 24% над Северной Атлантикой – Европой и 22% - при типе циркуляция Мю с интенсивным Сибирским антициклоном.

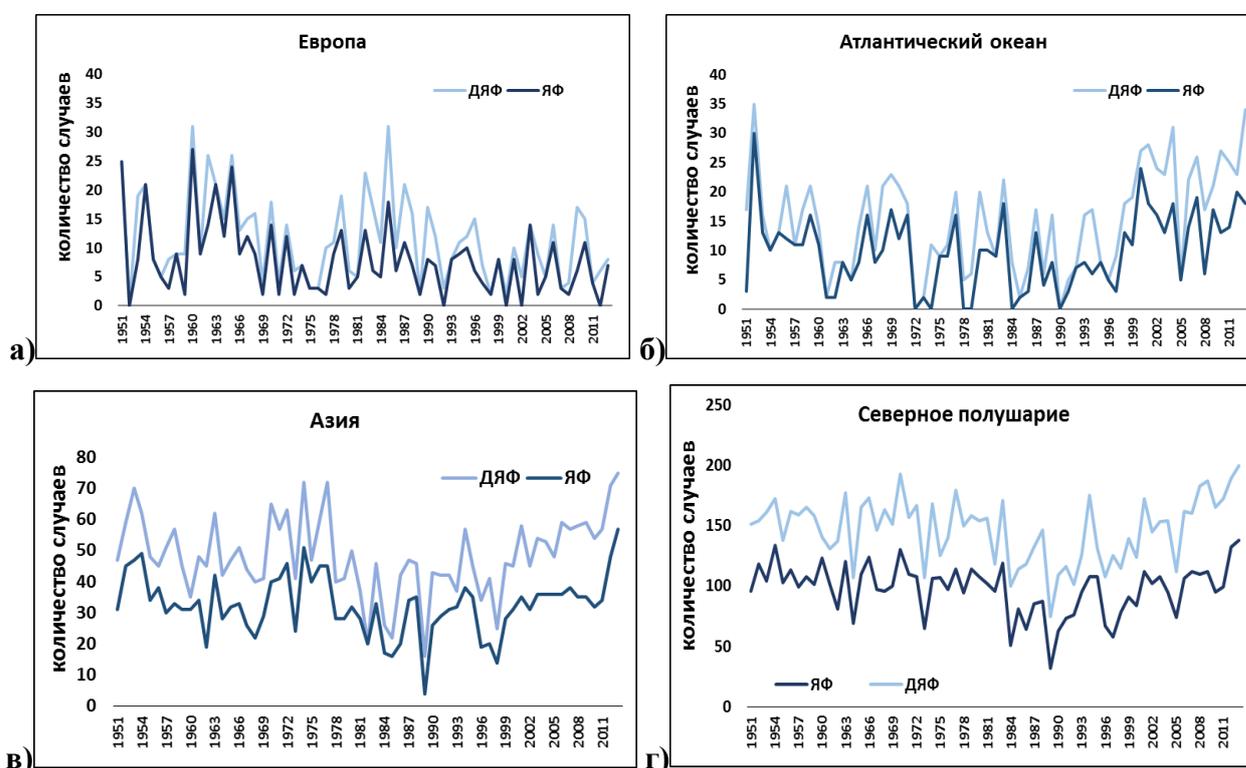


Рисунок 5.20 – Хронологические ряды повторяемости блокирующих процессов (вторжений арктических воздушных масс) в 1951–2013 гг. отдельно для всей зимы (ДЯФ) и для месяцев январь-февраль (ЯФ). Европа (а), Северная Атлантика (б), Азия (в) и все Северное полушарие (г)

Выше представленные графики (рисунок 5.20) на которых отображены хронологические ряды повторяемости блокирующих процессов (вторжений арктических воздушных масс) в 1951–2013 гг. отдельно для всей зимы и для месяцев январь-февраль. Как видно из рисунка 5.20(а),

максимальное количество вторжений арктических воздушных масс над Европой наблюдалось в 60-ых и 80-ых годах, т.е. в самые холодные периоды за анализируемый интервал времени. Рисунок 5.20(б) показывает, что над Северной Атлантикой максимум блокирующих процессов попадает на начало исследуемого периода и конец (примерно последние 15 лет). Меньше всего блокирующих процессов зафиксировано в начале 70-ых и в 1990–1999 годах, когда были самые теплые зимы. В этом же временном периоде заметно уменьшение повторяемости арктических вторжений и над Азией (рисунок 5.20(в)), с абсолютным минимумом в 1989 году.

Во всем Северном полушарии тенденция похожая – минимальное количество вторжений арктических воздушных масс зафиксировано в 1989 году (примерно на 70 случаев ниже нормы) (рисунок 5.20(г)). Однако важно отметить, что в последние годы повторяемость блокирующих процессов резко увеличилась и уже достигла максимума 60-ых годов. Данная тенденция показывает интенсификацию обмена воздушных масс между высокими и низкими широтами и, соответственно, увеличение меридиональности атмосферной циркуляции. Данные результаты хорошо совпадают с результатами других ученых [82, 138, 183], которые основывались на результатах математического моделирования.

Выводы к главе №5

1. В 86% всех случаев аномально/экстремально холодных месяцев отмечались повышения повторяемости меридиональных типов атмосферной циркуляции E и C (по классификации Внгенгейма-Гирса). Тип E выше климатической нормы повторялся в начале анализируемого временного интервала и в 1966–1987 гг., которые характеризуются как относительно холодные периоды. В последние годы также замечена тенденция увеличения повторяемости типа E. В связи с этим частота вторжений арктического воздуха в умеренные широта увеличивается и уже достигает максимумов 60-х годов.
2. В 79% всех случаев аномально/экстремально холодных месяцев они были связаны с блокирующими процессами над восточной частью Северной Атлантики, когда по восточной периферии стационарного высотного гребня наблюдаются вторжения холодного воздуха, чаще всего из района Карского моря. При этом усиливается активность Сибирского антициклона.
3. За 10 дней до аномального похолодания чаще всего фиксируется вторжение арктических воздушных масс на Северную Атлантику или усиление антициклогенеза над Азией; в это время на восточной части Балтийского региона преобладает циклоническая деятельность (18% всех случаев) или антициклоническая (16 % всех случаев). Во время похолодания зона вторжения арктических воздушных масс находится над Европой или гребень Сибирского антициклона достигает Балтийского региона. В 70% всех случаев в регионе преобладает антициклоническая циркуляция и восточный перенос воздушных масс.
4. Во время холодных месяцев ($TI < -1$) восточный (В и ЮВ) перенос воздушных масс, по сравнению с климатической нормой, повторяется на 13–18% чаще. Самая сильная связь между повторяемостью типов адвекции восточного характера и температурой воздуха установлена в январе $r = -0,54$ (99% статистическая значимость).
5. Вовремя холодных месяцев антициклоническая деятельность увеличивается до 6–10%, а вовремя аномально/экстремально холодных месяцев до 14–24%.

6. КРУПНОМАСШТАБНЫЕ СИСТЕМЫ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ И ИХ РОЛЬ ФОРМИРОВАНИИ ПЕРИОДОВ ЗИМНИХ ПОХОЛОДАНИЙ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО РЕГИОНА

Рассмотренные в предыдущих главах связи периодов отрицательных аномалий температуры в восточной части Балтийского региона с атмосферной циркуляцией описывали влияние на формирование зимних похолоданий крупных региональных объектов атмосферы: Исландская депрессия, арктический и сибирский антициклоны, типы и формы циркуляции, характеризующие динамику длинных волн над исследуемой территорией. Вместе с тем, поведение этих объектов циркуляции должно зависеть от ее глобальных характеристик. Таковыми являются арктическое колебание (АК) и северная кольцевая мода (СКМ). Они отражают изменения во времени западно-восточного переноса над Северным полушарием в тропосфере (АК) и стратосфере (СКМ). Изучению влияния этих глобальных механизмов на региональные синоптические процессы и, тем самым, на формирование зимних похолоданий в восточной части Балтийского региона и посвящена данная глава диссертации.

6.1. Вариации активности Исландской депрессии

В данном разделе будут рассматриваться характеристики Исландской депрессии, которые представлены в виде индекса I_{ISL} (формула 2). С усилением активности Исландской депрессии (положительный индекс I_{ISL}) зимой наблюдается усиленный западный перенос воздушных масс, циклоническая деятельность, относительно высокие температуры воздуха в Европе и, соответственно, менее суровые зимы. Противоположная ситуация складывается, когда Исландская депрессия ослабляется и ее центр сдвинут на юго-восток от нормального положения, к восточному побережью Северной Америки (отрицательные значения индекса I_{ISL}).

Исследования показывают, что между динамикой Исландской депрессии (индекса I_{ISL}) и аномалиями температуры воздуха в нашем регионе (рисунок 6.1 а и б) существует тесная связь, особенно во время самых холодных месяцев зимы. Коэффициент корреляции в декабре-феврале $r=0,64$ ($\alpha<0.01$), а в январе-феврале $r=0,75$ ($\alpha<0.01$). Самые высокие значения коэффициентов были во время самого теплого периода (1977–2007 гг.): в декабре-феврале $r=0,74$ ($\alpha<0.01$) и в январе-феврале $r=0,83$ ($\alpha<0.01$). Как видно из графиков (рисунок 6.1. а и б), в 1990–2005 гг. значения индекса Исландской депрессии и температуры воздуха были особенно высокими. В эти годы значительная часть изменчивости температуры могла быть описана вариациями характеристик Исландской депрессии. Минимальные значения индекса Исландской депрессии наблюдались в 60-х годах, в периодах 1977–1980, 1985–1987 и в 1996, 2006, 2010 годах. В эти периоды отмечались аномалии холода в восточной части Балтийского региона. Синоптически это понятно: при сдвиге Исландской депрессии на юго-восток и ее ослаблении, ослабляется и

западный перенос воздушных масс. Такая ситуация совпадает с увеличением меридиональности атмосферной циркуляции. При усилении и сдвиге Исландской депрессии на северо-восток, усиливается ее положительное влияние на погодные условия исследуемого региона. Можно сказать, что межгодовые колебания аномалий температуры зимой в нашем регионе были связаны именно с динамикой этого ЦДА.

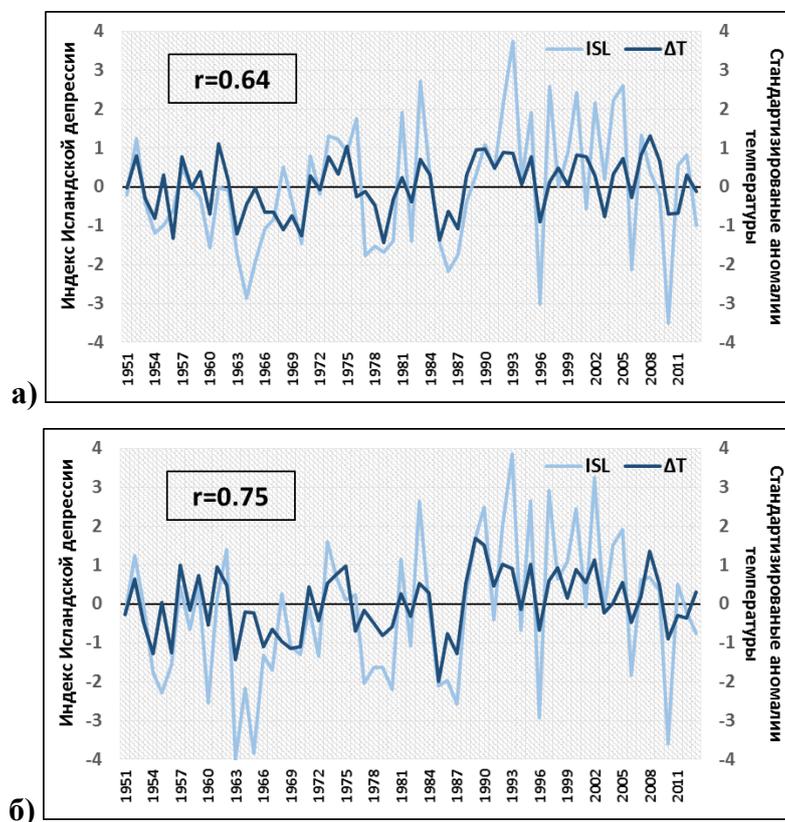


Рисунок 6.1 – Хронологический ряд значений индекса Исландской депрессии (ISL) и стандартизированных аномалий температуры в декабре-феврале (а) и в январе-феврале (б) в 1951–2013 гг.

Чтобы оценить данную гипотезу, выбрана северо-восточная часть Атлантического океана (60° – 80° с.ш. и 20° з.д.– 20° в.д.), над которой рассчитаны средние значения давления, приведенного к уровню моря, и далее они сравнивались с вариациями температуры воздуха в восточной части Балтийского региона (рисунок 6.2). Полученные данные показывают, что существует очень тесная связь между этими параметрами: $r=-0,82$ ($\alpha<0.01$) в январе-феврале (рисунок 6.2) и $r=-0,73$ ($\alpha<0.01$) в декабре-феврале. Очевидно, что в самые холодные месяца зимы эта связь сильнее, а если взять период, уже описанный выше (1977–2007 гг.), то коэффициент корреляции вырастает до $r=-0,88$ ($\alpha<0.01$).

Данные характеристики подтверждают важность циркуляционных процессов над Северной Атлантикой для формирования погодных условиях зимы в изучаемом регионе. Очевидная тенденция понижения давления в 1989–2005 гг. в северо-восточной части

Атлантического океана имело особое значение для формирования теплых зим в анализируемом регионе. Важно отметить, что исследования показывают [68], что после 1989 года установлено и существенное ослабление Сибирского антициклона. Такая ситуация может быть следствием усиленного западного переноса в умеренных широтах, регулируемого состоянием исландской депрессии.

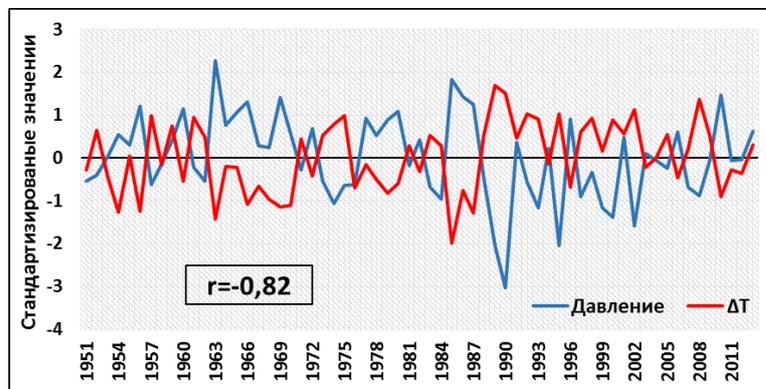


Рисунок 6.2 – Хронологический ряд стандартизованных значений давления на уровне моря в зоне 60-80° с.ш. и 20° з.д.-20° в.д., и аномалий приземной температуры воздуха в восточном Балтийском регионе в 1951–2013 гг.

6.2. Арктическое колебание, типы атмосферной циркуляции и региональная температура

Арктическое колебание (АК), глобальный процесс, описывается изменениями первой эмпирической ортогональной функции давления на уровне моря в Северном полушарии (20–90° с.ш.), и по этой причине данный индекс очень подходит для объяснения ранее представленных результатов по типам атмосферной циркуляции с позиций наиболее крупного планетарного процесса колебаний циркуляции атмосферы. Далее представлен анализ связей между временными изменениями АК и повторяемостью разных типов атмосферной циркуляции, а также с температурой воздуха в восточной части Балтийского региона.

6.2.1. Связь между индексом Арктического колебания и типами атмосферной циркуляции

Как уже ранее указывалось, индекс АК тесно связан с интенсивностью полярного вихря, динамикой и местоположением струйного течения, и, главное, со вторжениями арктических воздушных масс в умеренные широты Северного полушария. Связь АК с арктическими вторжениями может быть проверена с использованием классификации Б. Л. Дзержевского, оценивая повторяемость типов меридиональной северной (Mс) группы циркуляции при разных состояниях АК.

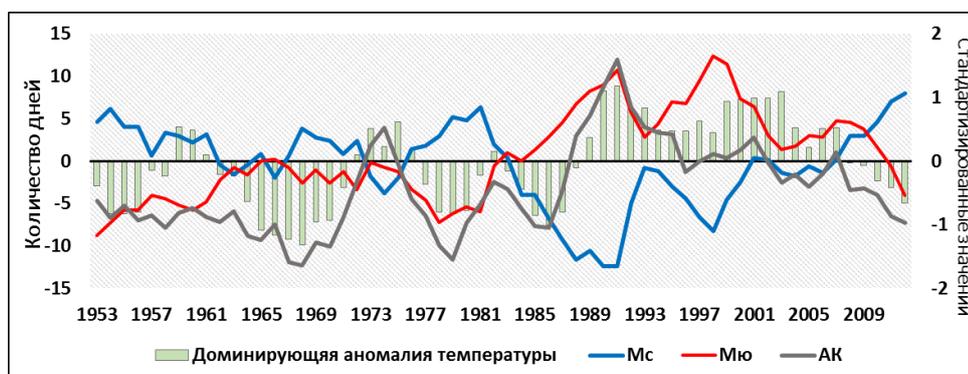


Рисунок 6.3 – Вариации индекса АК, аномалий количество дней с типами циркуляции Ms и My, и доминирующие аномалии температуры (стандартизированные значения) в восточной части Балтийского региона за 1951–2013 гг. (5-летняя скользящая средняя)

Коэффициент корреляции между индексом АК и количеством дней с типами Ms равен $r = -0,40$ ($\alpha < 0,01$), как в то время с типами My $r = 0,48$ ($\alpha < 0,01$). С повторяемостью типов циркуляции $3+n3$ связи статистически не значимы ($r = -0,12$ ($\alpha > 0,05$)) (за январь-февраль). На рисунке 6.3 представлены хронологические ряды индекса АК и повторяемости типов групп Ms и My. Для более информативной визуализации включены доминирующие аномалии температуры (5-летняя скользящая средняя стандартизированных аномалий, удовлетворяющих условия $TI < -1$ и $TI > 1$). Очевидно, что при циркуляции Ms и отрицательной фазе АК мы фиксируем аномалии холода, и противоположная ситуация наблюдается во время циркуляции My и положительной фазой АК.

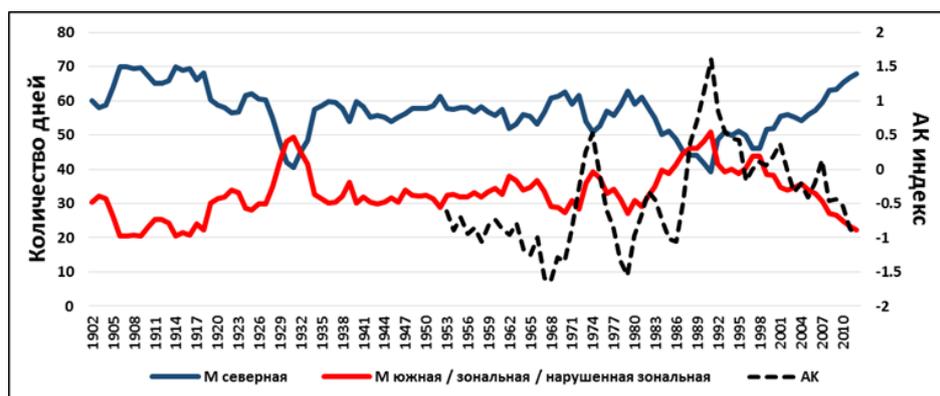


Рисунок 6.4 – Повторяемость (количество дней) групп атмосферной циркуляции Ms и суммы количество дней с типами групп My/z/n+n3 за 1900–2013 гг. (5-летняя скользящая средняя) и значения индекса АК за временной период 1951–2013 гг.

За последнее столетие отмечались два случая глобального потепления: первое в 1930-е гг. и второе с 1980-х гг. Если построить график, объединяя типы циркуляции по такому порядку: первая группа Ms – выраженный обмен воздушных масс между высокими и низкими широтами, и вторая группа My/z/n3 – слабый обмен воздушных масс между высокими и низкими широтами,

то можно увидеть, что периоды глобального потепления, а также, значительный рост значений АК, произошли во время тех периодов, когда повторяемость типов группы Мю/з/нЗ превышала повторяемость типов группы Мс (рисунок 6.4).

Данный результат указывает на то, что отрицательная фаза АК является индикатором усиленного обмена воздушных масс зимой между полюсом и умеренными широтами, с развитием блокирующих процессов со стороны Арктики. Положительная фаза АК указывает на ослабление данного обмена, что приводит к более теплому состоянию тропосферы. Между этими двумя пиками, когда $Мю/з/нЗ > Мс$ (рисунок 6.4), промежуток времени примерно 60 лет.

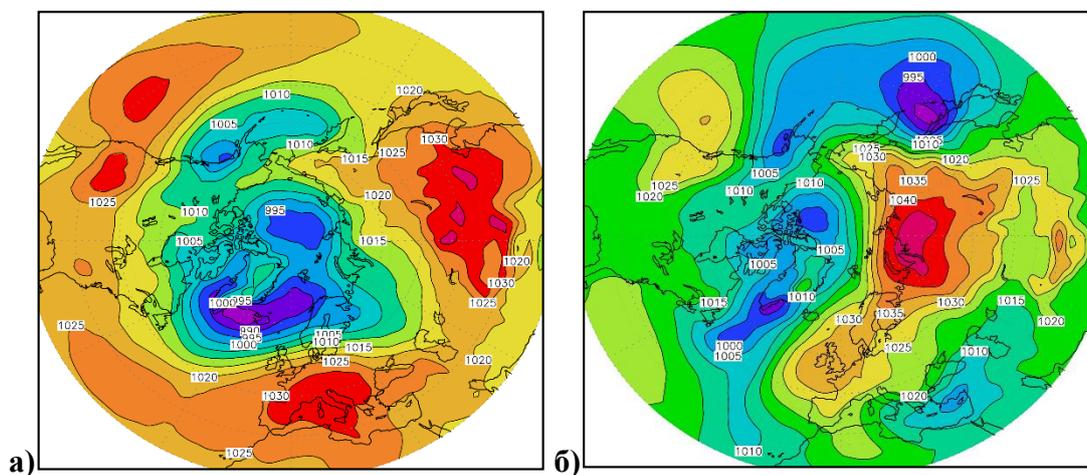


Рисунок 6.5 – Средние значения давления на уровне моря во время ЭЦМ 13з 10–21 января 1989 г. с преобладанием положительной фазы АК и теплыми погодными условиями на востоке Балтийского региона (а), и 5–9 февраля 1956 г. с преобладанием отрицательной фазы АК и холодными погодными условиями на востоке Балтийского региона (б)

Важно отметить, что во время Мю циркуляции (зимой 99% это ЭЦМ 13з (рисунок 1.10)) часто наблюдается распространение гребня Сибирского антициклона на запад, что связано с аномальными похолоданиями в исследуемом регионе. В периоды, когда преобладает положительная фаза АК, повторяемость ЭЦМ 13з совпадает с аномалиями тепла в восточной части Балтийского региона. Подробный анализ привел к следующему выводу. При положительной фазе АК арктический воздух сохраняется над полюсом и не «питает» Сибирского антициклона, который, в такие случаи, располагается южнее 50° с.ш., а его гребень иногда достигает юго-восточной Европы, где сливается с гребнем Азорского максимума. Различия между ЭЦМ во время положительной и отрицательной фазой АК представлено на рисунке 6.5. Как видно при положительной фазе АК, Сибирский антициклон более слабый и его центр находится южнее 50° с.ш. В данном случаи хорошо выражена глубокая Исландская депрессия. При отрицательной фазе АК, центр Сибирского антициклона находится на севере, недалеко от Карского моря, а его гребень распространяется на Северную Европу. В это время Исландская

депрессия менее выражена, но можно увидеть существенное усиление Алеутского минимума, центр которого находится вблизи восточного побережья Азии.

Арктическое колебание, как глобальный механизм, контролирует состояние Исландской депрессии, поскольку последняя все-таки относится к крупномасштабным, но региональным объектам циркуляции атмосферы. В самом деле, вариации индексов АК и Исландской депрессии являются очень синхронными (рисунок 6.6). Установлено, что коэффициент корреляции, между этими параметрами, равен $r=0,69$ ($\alpha < 0,01$). Как видно из графика (рисунок 6.6), в последние десятилетия значения индексов АК и Исландской депрессии были очень высокими, особенно в 1989–1993 гг. При интенсивной Исландской депрессии со сдвигом на северо-восток усиливается ее влияние на погодные условия восточной части Балтийского региона. С большой вероятностью можно сказать, что уменьшение аномально холодных месяцев зимой связано с изменчивостью характеристик данного ЦДА, которая определяется изменчивостью АК. В то время (1989 г.) над Тихим океаном зафиксирован существенный сдвиг Алеутского минимума. По мнению авторов [145] это связано с увеличением циклонической активности над Арктикой, которое, в свою очередь, зависит от интенсивности циркумполярного вихря.



Рисунок 6.6 – Вариации значений индексов АК и Исландской депрессии в 1951–2013 гг.

Проведенный статистический анализ связей между индексом АК и типами циркуляции Вангенгейма-Гирса указывает на то, что конфигурация высотных планетарных волн отражает знак фазы АК. Западная (тип W) форма совпадает с положительной фазой АК ($r=0,66$ ($\alpha < 0,01$)) и, соответственно, восточная-меридиональная (типы С и Е) с отрицательной ($r=-0,66$ ($\alpha < 0,01$)).

Похожие результаты получены после статистической оценки корреляционных связей с типами атмосферной циркуляции Лэмба, выделенных с помощью автоматизированной схемы JenkinsonandCollison. Самые высокие коэффициенты корреляции (положительные) получены между АК и повторяемостью типов западного переноса воздушных масс, а также

повторяемостью адвекции с востока, но противоположенного знака (таблица 6.1). Также статистически значимые связи обнаружены с повторяемостью антициклонической деятельности $r=-0,41$ ($\alpha<0,01$). Как оказалось, частота циклонической ситуации на востоке Балтийского региона не имеет никакого отношения к смене знака фазы АК, а коэффициент корреляции равен $r=0,09$ ($\alpha>0,05$). Таким образом, результаты можно интерпретировать следующим образом: при положительной фазе АК в исследуемом регионе наблюдается западный перенос воздушных масс, а с отрицательными значениями индекса АК связаны – восточный перенос воздушных масс и антициклоническая деятельность в восточной части Балтийского региона.

Таблица 6.1 – Коэффициенты корреляции между индексом АК и формами атмосферной циркуляции по Лэмбу (автоматизированная схема Jenkinson and Collison) в восточной части Балтийского региона в 1951–2013 гг.

Тип циркуляции	Антициклоническая циркуляция	Циклоническая циркуляция	Восточный перенос воздушных масс	Западный перенос воздушных масс
r	-0,41	0,09	-0,67	0,76

6.2.2. Связь между месячными значениями Арктического колебания и температуры воздуха

Для анализа были построены карты распределения коэффициентов корреляции между индексом АК и среднемесячной температурой воздуха исследуемого региона в каждом узле сетки координат. Установлено, что величина коэффициентов зависит от географического расположения, выбранного временного интервала и включенных в анализ зимних месяцев. Результаты показывают, что индекс АК имеет периодичность, похожую на колебания температуры воздуха в данном регионе: с 1951 до 1987 года преобладала отрицательная фаза АК, а с 1989 до 2009 - положительная. Коэффициент корреляции между приземной температурой воздуха и АК в декабре-феврале $r=0,68$ ($\alpha<0,01$) (рисунок 6.7а) и $r=0,71$ ($\alpha<0,01$) в январе-феврале (рисунок 6.7б).

Как видно из рисунков, зона самых больших значений корреляции как во время всей зимы, так и в январе-феврале, находится в северо-западной части региона, а менее тесные связи обнаружены на юго-востоке. Коэффициенты корреляции варьируют от 0,58 до 0,73 (декабрь-февраль) и от 0,59 до 0,75 (январь-февраль). Все связи имеют 99% статистическую значимость. Как было показано в разделе 4.2, чаще всего аномалии холода наблюдается в восточной, юго-восточной части региона, именно там, где связи температуры с индексом АК самые слабые.

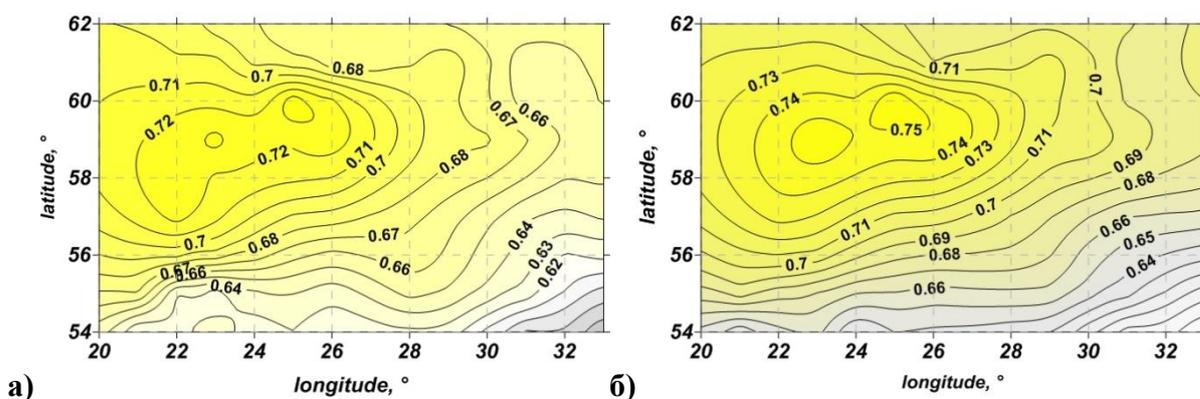


Рисунок 6.7 – Распределение коэффициентов корреляции между температурой воздуха и индексом АК в восточной части Балтийского региона в декабре- феврале (а) и в январе-феврале (б) 1951–2013 гг.

Это отражение зависимости температуры от АК на всем исследованном временном ряду. А теперь разделим этот ряд на две части: 1951–1981 гг. более холодный период и 1982–2013 более теплый период. Получается, что в декабре-феврале связи стали более тесными в последние десятилетия: $r=0,61$ ($\alpha<0.01$) за временной интервал 1951–1981 гг. и $r=0,71$ ($\alpha<0.01$) за 1982–2013 гг. (рисунок 6.8 а и б). Коэффициенты корреляции значительно выросли если оценивать только январь и февраль: $r=0,58$ ($\alpha<0.01$) за временной интервал 1951–1981 гг. и $r=0,77$ ($\alpha<0.01$) за 1982–2013 гг. (рисунок 6.9 а и б). Главное, поменялось расположение зоны высоких коэффициентов корреляции. Если в начале анализируемого периода она была на северо-западе, то во второй половине – она сдвинулась на юг и достигает восточных районов. Это хорошо отражает тот факт, что зональный перенос воздушных масс особо усилился в конце 80-х, что способствовало резкому повышению температуры воздуха в восточной части анализируемого региона. Как видно из рисунков (рисунок 6.8 и 6.9), в первом, более холодного, периода, когда преобладала отрицательная фаза АК, связи между параметрами были на много слабее, а коэффициенты корреляции варьируют от 0,39 на юго-востоке до 0,69 на северо-западе в декабре-феврале (рисунок 6.8а) и от 0,31 до 0,67 в январе-феврале (рисунок 6.9а).

Другая ситуация складывается во время второго, более теплого, периода (рисунок 6.8б и 6.9б). Здесь коэффициенты на много выше: в декабре-феврале они колеблются от 0,67 до 0,75 (рисунок 6.8б) и в самые холодные месяца (в январе-феврале) от 0,72 до 0,78 (рисунок 6.9б). Очевидно, что за последние 30 лет связь между атмосферной циркуляцией Северного полушария (АК) и приземной температурой воздуха значительно усилилась, особенно в январе-феврале, когда зафиксирован самый большой тренд температурного роста.

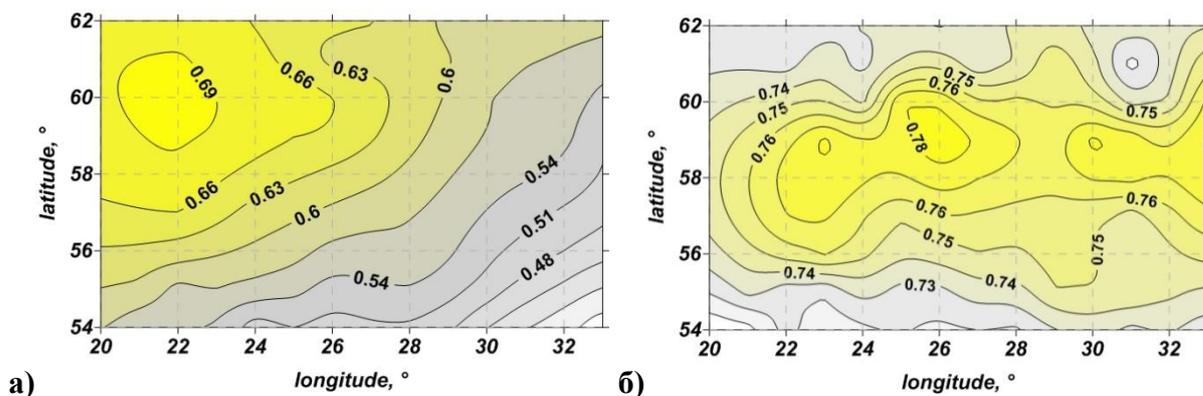


Рисунок 6.8 – Распределение коэффициентов корреляции между температурой воздуха в восточной части Балтийского региона и индексом АК в декабре-феврале 1951–1981 гг. (а) и 1982–2013 гг. (б)

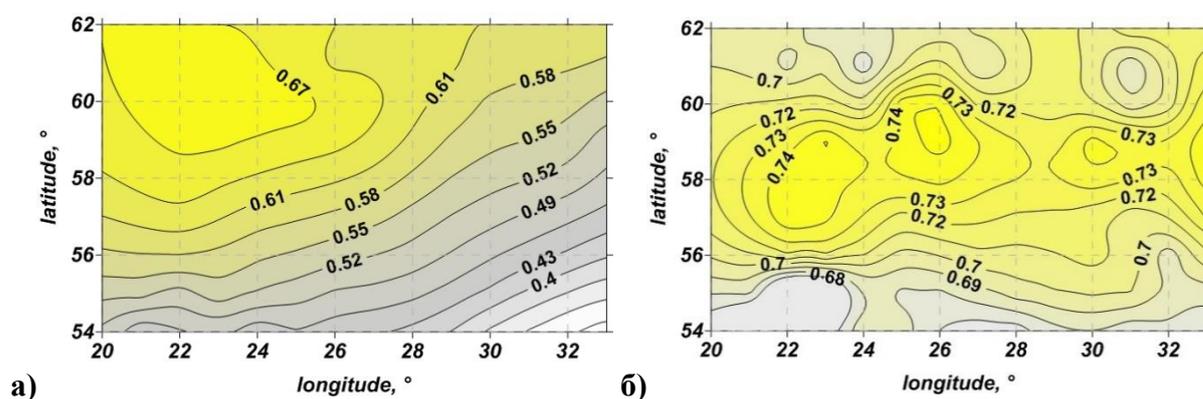


Рисунок 6.9 – Распределение коэффициентов корреляции между температурой воздуха в восточной части Балтийского региона и индексом АК в январе-феврале 1951–1981 гг. (а) и 1982–2013 гг. (б)

Положительная фаза АК совпала с более теплыми погодными условиями (по отношению к климатической норме) в январе-феврале 1957, 1959, 1962, 1973, 1975, 1984, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1997, 1999, 2000, 2002, 2007-2009 года. Отрицательная фаза АК сопровождалась отрицательными аномалиями температуры воздуха в 1951, 1953, 1954, 1956, 1958, 1960, 1963-1966, 1968-1970, 1972, 1977-1980, 1985-1987, 1994, 1996, 2003, 2004, 2006, 2010-2012 года. Все эти года составляет 74% всех случаев анализируемого периода. Тут важно отметить, что в основном в 1951–2013 гг. доминировали отрицательные значения индекса, а положительные отчетливо проявились только во второй половине анализируемого периода.

Следует обратить внимание и на те случаи, когда знак аномалии температуры и индекса АК не совпадали. Месяцев январь-февраль, когда среднее значение индекса АК было положительным (примерно АК=0,04-0,84), а температура в анализируемом регионе была ниже нормы, установлено немного: 1967, 1976, 1982 (5% всех случаев). Во всех этих случаях отрицательные аномалии температуры были определены холодным январем, а значения индекса

АК были очень контрастными и в течении этих месяцев изменялись от особо положительных (АК>2) до отрицательных (АК<-1) и на оборот.

Остальные 21% всех случаев, это случаи, когда преобладала отрицательная фаза АК, а в анализируемом регионе было теплее чем обычно, такими были январь-февраль 1952, 1955, 1961, 1971, 1974, 1981, 1983, 1988, 1991, 1998, 2001, 2005, 2013 годов. По данным NCEP/NCAR Реанализа, установлено, что в эти годы отрицательные аномалии температуры преобладали в восточной Азии, Канаде и Гренландии (рисунок 6.10 а). Это было связано с антициклонической деятельностью над этими регионами (рисунок 6.10 б). Как видно из рисунков, над Европой в это время наблюдались более теплые погодные условия и низкое давление (циклоническая активность).

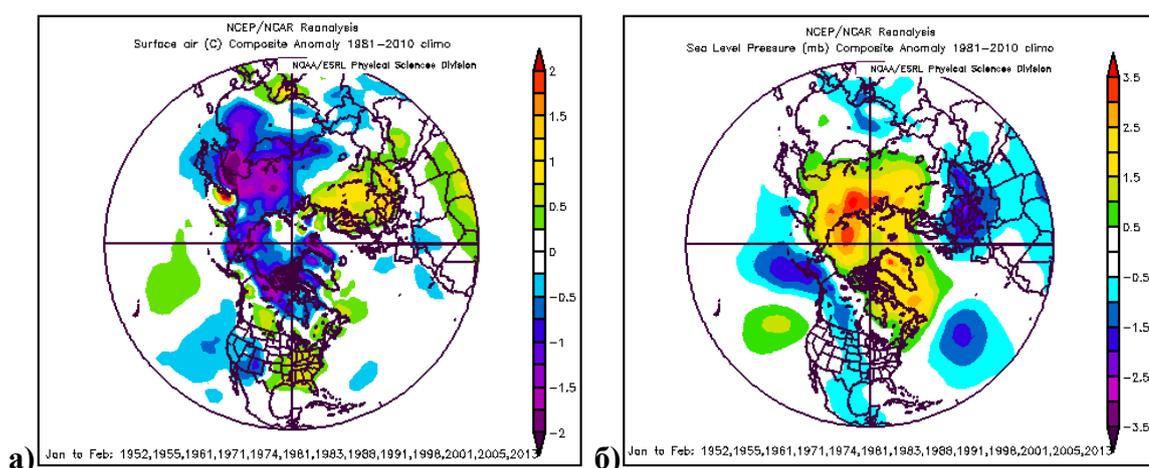


Рисунок 6.10 – Средние аномалии температуры воздуха (а) и давления над уровнем моря (б) в Северном полушарии в 1952, 1955, 1961, 1971, 1974, 1981, 1983, 1988, 1991, 1998, 2001, 2005, 2013 года (по сравнению с климатической нормой за 1981–2010 гг.)

Полученные результаты подтверждают большую значимость Арктического колебания для флюктуаций средней месячной температуры воздуха в Балтийском регионе: в большинстве случаев при отрицательной фазе АК, также фиксируются отрицательные аномалии температуры воздуха. Ранее так же установлено, что в данном регионе АК сильно влияет и на параметры снежного покрова. При отрицательной фазе АК количество дней со снежным покровом увеличивается и также увеличивается максимальная высота снежного покрова [160].

6.2.2. Связь между суточными изменениями Арктического колебания и температуры воздуха

На основе полученных результатов, показывающих, что существует тесная связь между крупномасштабной циркуляцией атмосферы и вариациями температуры воздуха, можно оценить, как быстро температурный режим исследуемого региона реагирует на изменение фазы Арктического колебания. Для этого был проведен анализ временного хода суточных данных по

аномалиям температуры и индекса АК для 21 экстремально/аномально холодных месяцев в 1951–2013 гг. [8]. В качестве примера представлены колебания значений данных параметров в январе 1963 г., в январе 1968 г., в январе–феврале 1985 г. и 1986 г., в декабре 1986 г. – январе 1987 г., в декабре 2001 г. – январе 2002 г., в декабре 2002 г. и в декабре 2010 г. (рисунок 6.11, а–з).

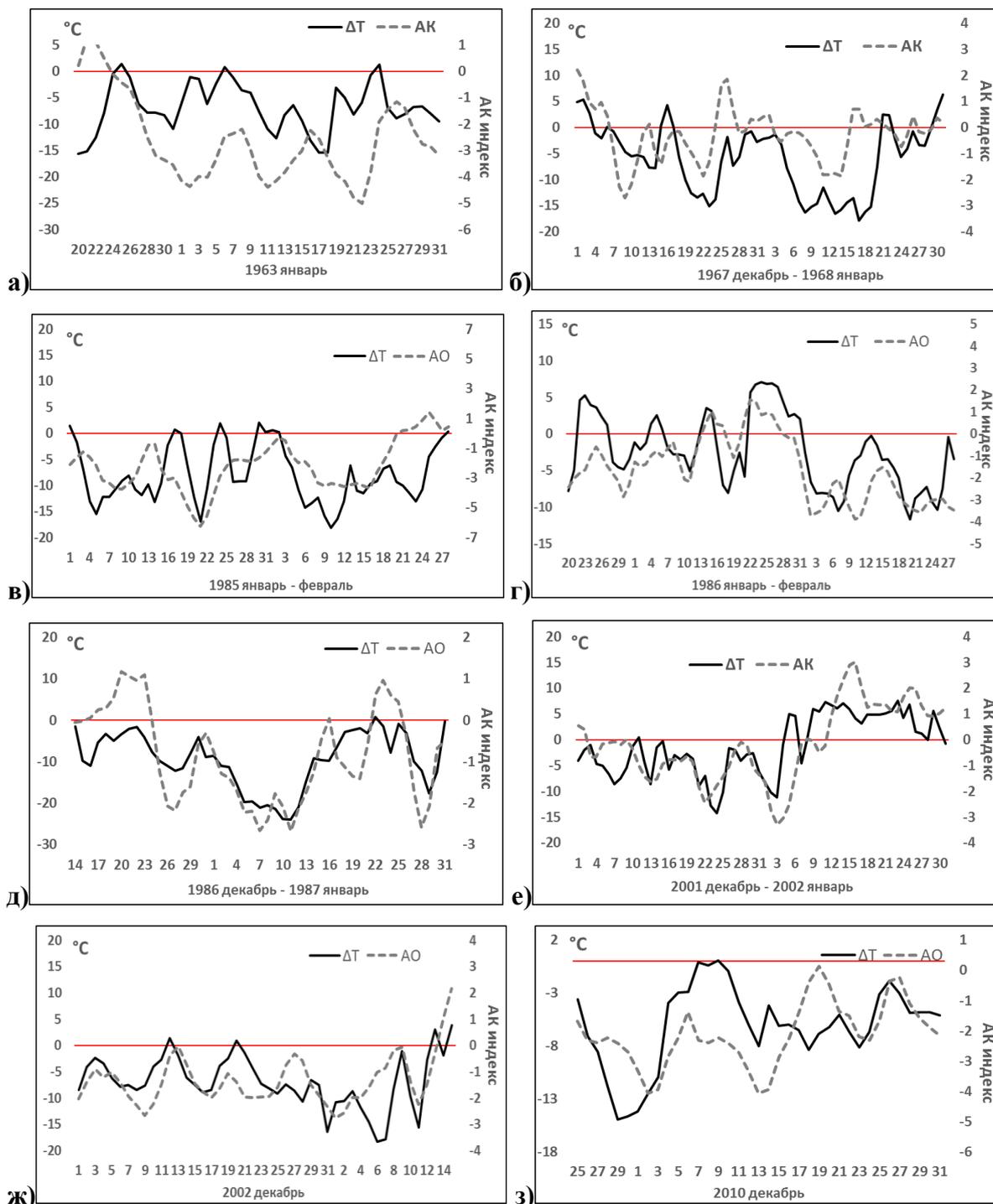


Рисунок 6.11 – Временной ход индекса Арктического колебания и температуры воздуха в восточной части региона Балтийского моря; сдвиг временного ряда ΔT назад относительно индекса АК на: а) 2 сут., б) 2 сут., в) 2 сут., г) 4 сут., д) 6 сут., е) 2 сут., ж) 2сут., з) 6 сут.

Анализ суточных данных показал схожесть временного хода АК и температуры воздуха. Установлено, что при смещении временного ряда температуры назад относительно индекса АК от 2 до 6 суток вариации значений индекса АК и аномалии температуры воздуха становятся практически синхронными. Это доказывает, что температура является функцией АК и меняется быстро в связи с изменениями циркуляции атмосферы при смене фазы АК [8].

6.3. Влияние стратосферной циркуляции на возникновение зимних региональных похолоданий

Наибольший вклад в изменчивость погодных условий в тропосфере (в среднем до 11 км) оказывает взаимодействие атмосферы с океаном и поверхностью земли. Однако, над тропосферой находится тропопауза, которая является разделительной границей между тропосферой и стратосферой. Стратосфера имеет свой режим циркуляции, который в значительной мере зависит от радиационного баланса и химического состава стратосферы. В идеализированной изолированной стратосфере процессы были бы более простым, но в реальности существует непрерывная взаимосвязь между тропосферой и стратосферой, обусловленная динамикой планетарных волн и обменом энергией, и импульса. Доказано, что волны планетарного масштаба с большой амплитудой и волновыми числами $m=1,2$ могут из тропосферы распространяться в стратосферу и изменять ее термобарическое состояние. В свою очередь, аномалии циркуляции стратосферы, в результате динамического взаимодействия, могут проникать в тропосферу и, таким образом, изменять систему тропосферной циркуляции делая ее менее предсказуемой, если в прогнозе учитываются только закономерности тропосферной циркуляции. В последние годы данному взаимодействию уделяется особое внимание, так как эти процессы могут иметь большое значение для долгосрочного прогноза погоды.

Данный раздел работы посвящен изучению взаимодействия тропосфера-стратосфера и оценке возможных связей этого взаимодействия с аномалиями холода, наблюдаемыми на востоке Балтийского региона.

6.3.1. Северная кольцевая мода

Структуру северной кольцевой моды (СКМ) описывает первая эмпирическая ортогональная функция (ЭОФ) разложения аномалий геопотенциальной высоты различных изобарических поверхностей. Считается, что СКМ может использоваться как «инструмент» для определения интенсивности циркумполярного вихря в стратосфере Северного полушария. Во время положительной фазы СКМ в стратосфере наблюдаются сильные положительные аномалии зонального ветра в высоких широтах (около 65° с.ш.), а в средних широтах (около 35° с.ш.)

отрицательные аномалии зонального ветра. Во время ВСП индекс СКМ бывает отрицательным [125].

Математически стратосферный индекс СКМ полностью соответствует тропосферному индексу АК: и то и другое есть первая ЭОФ полусферного поля давления. Поэтому рассмотрим статистическую связь данного индекса (назовем его для удобства СКМ) для главных изобарических поверхностей по вертикали, чтобы понять, как связаны между собой наиболее крупные колебания циркуляции стратосферы и тропосферы. Коэффициенты корреляции, оценивающие связь суточных вариаций индекса СКМ (количество значений N=4391), между изобарическими поверхностями от 1000 до 10 гПа, представлены в таблице 6.2.

Таблица 6.2 – Коэффициенты корреляции между значениями индекса СКМ в разные изобарические поверхности (от 1000 до 10 гПа), в 1958-2006 гг. декабрь-февраль, N=4391

гПа	1000	925	850	700	600	500	400	300	250	200	150	100	70	50	30	20	10
1000	1.00	0.99	0.98	0.94	0.90	0.84	0.77	0.73	0.76	0.78	0.72	0.58	0.49	0.42	0.34	0.28	0.19
925	0.99	1.00	1.00	0.97	0.93	0.88	0.81	0.78	0.80	0.81	0.74	0.59	0.50	0.43	0.35	0.29	0.20
850	0.98	1.00	1.00	0.99	0.96	0.91	0.85	0.81	0.83	0.84	0.75	0.61	0.51	0.44	0.35	0.30	0.20
700	0.94	0.97	0.99	1.00	0.99	0.96	0.91	0.89	0.90	0.88	0.78	0.62	0.51	0.44	0.36	0.30	0.21
600	0.90	0.93	0.96	0.99	1.00	0.99	0.96	0.93	0.94	0.91	0.79	0.61	0.51	0.43	0.35	0.29	0.21
500	0.84	0.88	0.91	0.96	0.99	1.00	0.99	0.97	0.92	0.92	0.78	0.60	0.49	0.42	0.34	0.28	0.20
400	0.77	0.81	0.85	0.91	0.96	0.99	1.00	0.99	0.98	0.91	0.76	0.60	0.47	0.40	0.32	0.27	0.19
300	0.73	0.78	0.81	0.89	0.93	0.97	0.99	1.00	0.99	0.93	0.78	0.60	0.50	0.43	0.36	0.30	0.22
250	0.76	0.80	0.83	0.90	0.94	0.97	0.98	0.99	1.00	0.97	0.85	0.69	0.59	0.52	0.44	0.39	0.30
200	0.78	0.81	0.84	0.88	0.91	0.92	0.91	0.93	0.97	1.00	0.95	0.84	0.75	0.68	0.60	0.54	0.43
150	0.72	0.74	0.75	0.78	0.79	0.78	0.76	0.78	0.85	0.95	1.00	0.96	0.89	0.85	0.78	0.72	0.60
100	0.58	0.59	0.61	0.62	0.61	0.60	0.58	0.60	0.69	0.84	0.96	1.00	0.99	0.96	0.91	0.86	0.74
70	0.49	0.50	0.51	0.51	0.51	0.49	0.47	0.50	0.59	0.75	0.90	0.99	1.00	0.99	0.96	0.92	0.81
50	0.42	0.43	0.44	0.44	0.43	0.42	0.40	0.43	0.52	0.68	0.85	0.96	0.99	1.00	0.99	0.96	0.86
30	0.34	0.35	0.35	0.36	0.35	0.34	0.32	0.36	0.44	0.60	0.78	0.91	0.99	0.99	1.00	0.99	0.93
20	0.28	0.29	0.30	0.30	0.29	0.28	0.27	0.30	0.39	0.54	0.72	0.86	0.92	0.96	0.99	1.00	0.97
10	0.19	0.20	0.20	0.21	0.21	0.20	0.19	0.22	0.30	0.43	0.60	0.74	0.81	0.86	0.93	0.97	1.00

Как видно из таблицы 6.2, значения индекса СКМ имеют тесную связь между ближайшими изобарическими поверхностями ($r=0,95-0,995$, $p<0.01$), что указывает на то, что аномалии геопотенциала передаются с высотой. Самые высокие значения корреляции обнаружены между значениями СКМ на уровнях 200/150 гПа (недалеко от тропопаузы) и остальными изобарическими поверхностями (в среднем $r=0,80$, $p<0.01$). Поэтому, данный уровень можно считать переходным, где наиболее сильно связаны аномалии СКМ тропосферной и стратосферной циркуляции.

Проведенный автокорреляционный анализ (со сдвигами временных рядов во времени) показал, что со сдвигом временного ряда СКМ изобарической поверхности 1000 гПа назад относительно ряда СКМ для 10 гПа, коэффициенты корреляции уменьшаются, а со сдвигом вперед – увеличиваются. Это означает, что вероятна передача аномалий сверху вниз. Наибольшие коэффициенты корреляции получены со сдвигом около 20 дней.

Для визуализации связей СКМ в тропосфере и в стратосфере во время периодов аномальных похолоданий представлены графики (рисунок 6.14-6.17) суточных значений СКМ от

1000 до 10 гПа в случае холодных, аномально и экстремально холодных месяцев зимы, наблюдаемых на востоке Балтийского региона. Синие прямоугольники отмечают временные интервалы, когда в анализируемом регионе были замечены существенные аномалии холода. Можно заметить, что все похолодания совпадают с ярко выраженными отрицательными аномалиями индекса СКМ, как в тропосфере, так и в стратосфере. Такое совпадение означает, что погодные аномалии связаны с изменениями геопотенциальной высоты изобарических поверхностей во всей толще атмосферы. Однако, обнаружить первоначальный сигнал проявления аномалий геопотенциальной высоты, используя данные СКМ, достаточно сложно. Однако можно заметить, ход значений СКМ на поверхностях 1000-150 гПа (серые линии на рисунках) и 100-10 гПа (красные линии на рисунках) различен.

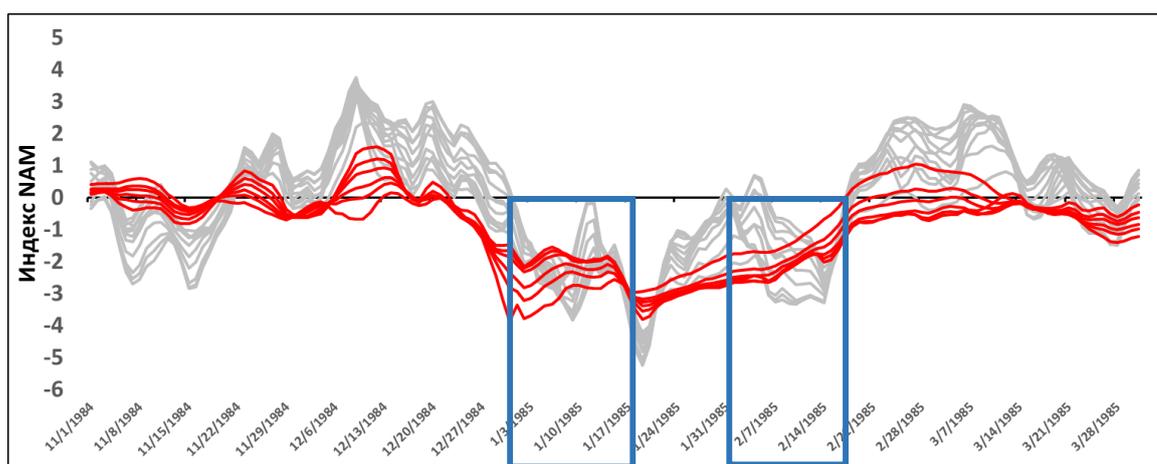


Рисунок 6.12 – Хронологический ход суточных значений СКМ в 1984 ноябрь -1985 г. март от 1000 до 150 гПа (серые линии) и от 100 до 10 гПа (красные линии)

На рисунке 6.12 представлен хронологический ход суточных значений СКМ от 1000 до 10 гПа в 1984 г. ноябрь -1985 г. март. Зима данного года является одной из самых холодных за анализируемый период: аномально холодный январь (ТИ-2) и экстремально холодный февраль (ТИ-3). Во время этой зимы связи между значениями индекса СКМ на различных изобарических поверхностях является необычно синхронными. Автокорреляционный анализ показал, что со сдвигом значений СКМ на изобарической поверхности 1000 гПа вперед на 4 дня относительно ряда СКМ для 10 гПа коэффициент корреляции вырастает от 0,45 до 0,49. На рисунке можно увидеть, что отрицательные аномалии СКМ перед аномалиями холода в восточной части Балтийского региона (синий прямоугольник) сперва появляются в стратосфере в конце декабря и за тем передаются вниз. Интересны и следующие характеристики: коэффициенты корреляции между средней суточной температурой воздуха в анализируемом регионе и значениями индекса

СКМ на изобарической поверхности 1000 гПа равен $r=0,51$, на изобарической поверхности 100 гПа $r=0,52$ и $r=0,33$ на изобарической поверхности 10 гПа (99% статистическая значимость).

Можно сказать, что такие явные связи наблюдаются очень редко. Чаще всего шум колебаний значений СКМ на различных изобарических поверхностях усложняет связей между ними по вертикали. Как пример, далее представлен анализ изменчивости значений СКМ во время аномально холодных (ТИ-2) месяцев и холодных месяцев (ТИ-1). На рисунках 6.13 и 6.14 отображен хронологический ход суточных значений СКМ от 1000 до 10 гПа зимой 1967–1968 и 1968–1969 гг. Аномально холодными были январь этих периодов. В случае 1968 года коэффициент корреляции между значениями СКМ для изобарических поверхностей 1000 и 10 гПа равен $-0,17$. Автокорреляционный анализ показал, что самый высокий коэффициент корреляции будет при сдвиге временного ряда значений СКМ на 1000 гПа относительно ряда на 10 гПа на 31 день (коэффициент корреляции $0,57$) (рисунок 6.13). В стратосфере отрицательные значения СКМ появились 20 декабря 1967 г., а существенные похолодания в восточной части Балтийского региона начались 5 января 1968 г. Интересно, что самые тесные корреляционные связи между приземной температурой воздуха и значениями СКМ обнаружены на изобарической поверхности 100 гПа $r=0,72$, с значениями на изобарической поверхности 10 гПа $r=0,59$, а с СКМ на изобарической поверхности 1000 гПа коэффициент корреляции только $-0,05$.

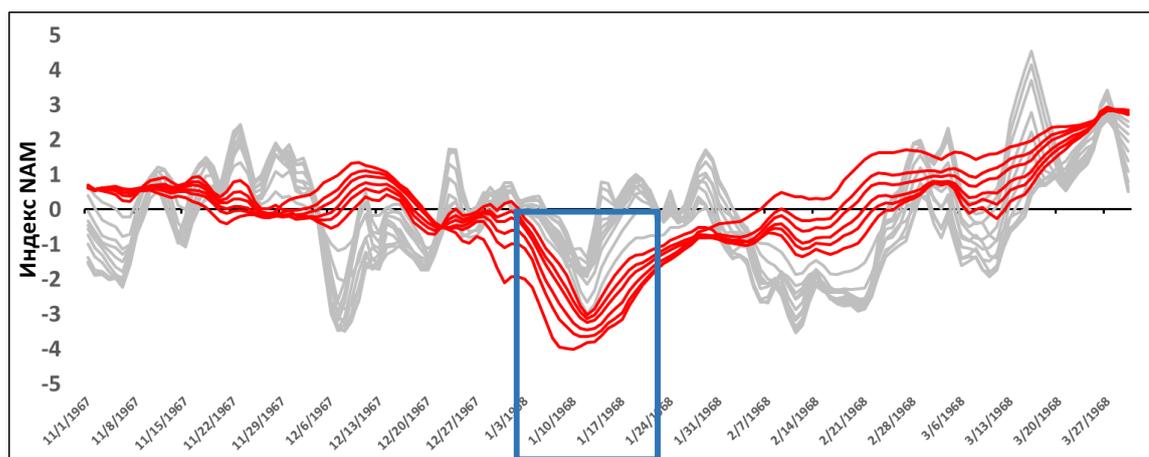


Рисунок 6.13 – Хронологический ход суточных значений СКМ в 1967 ноябрь -1968 г. март от 1000 до 150 гПа (серые линии) и от 100 до 10 гПа (красные линии)

Во время зимы 1969 года, чтобы получить наиболее тесные связи, необходим сдвиг временного ряда значений СКМ на 1000 гПа относительно ряда на 10 гПа на 24 дня, при этом коэффициент корреляции меняется с $-0,54$ до $0,34$ (рисунок 6.14). Если провести автокорреляционный анализ со сдвигом временного ряда значений СКМ на 1000 гПа относительно ряда на изобарической поверхности 10 гПа назад, коэффициент корреляции резко уменьшается и приближается к нулю, после чего статистически значимых связей не обнаружено. Как можно заметить, чем больше проявляются вариации значений СКМ, тем сложнее

обнаружить связи. Зимой 1969 года отрицательные значения СКМ в стратосфере доминируют с середины ноября и до конца февраля (рисунок 6.13), в конце декабря отрицательные значения СКМ появляются и в тропосфере, а существенное похолодание зафиксировано 2 января 1969 г. Так как сперва проявились сильные отрицательные аномалии СКМ на 10 гПа и только потом отрицательные аномалии температуры у поверхности земли с большим опозданием, синхронный коэффициент корреляции между ними равен -0,31. Как и в предыдущих примерах, самые тесные связи обнаруживаются между температурой воздуха у поверхности земли и СКМ на поверхности 100 гПа ($r=0,47$), а корреляционные связи со значениями на изобарической поверхности 1000 гПа намного слабее $r=0,30$.

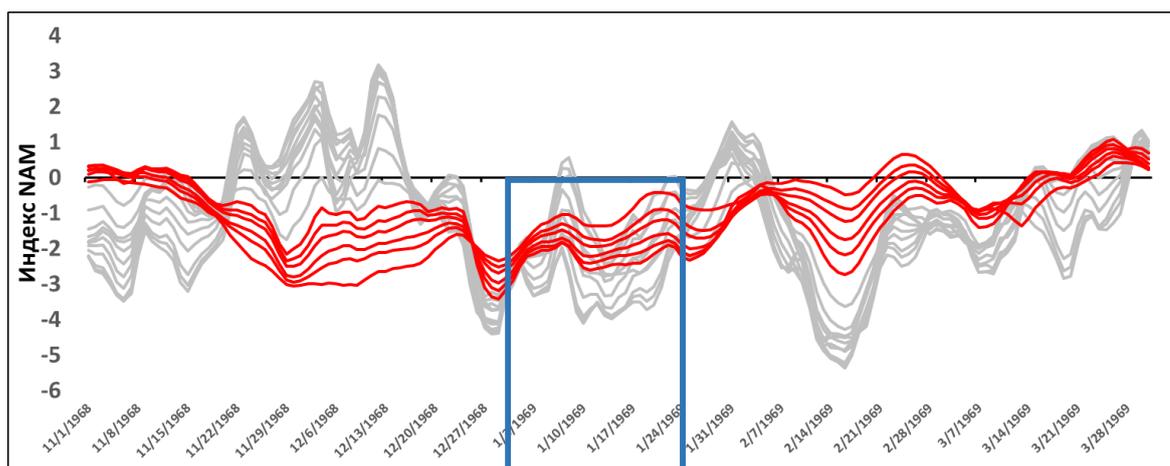


Рисунок 6.14 – Хронологический ход суточных значений СКМ в 1968 ноябрь -1969 г. март от 1000 до 150 гПа (серые линии) и от 100 до 10 гПа (красные линии)

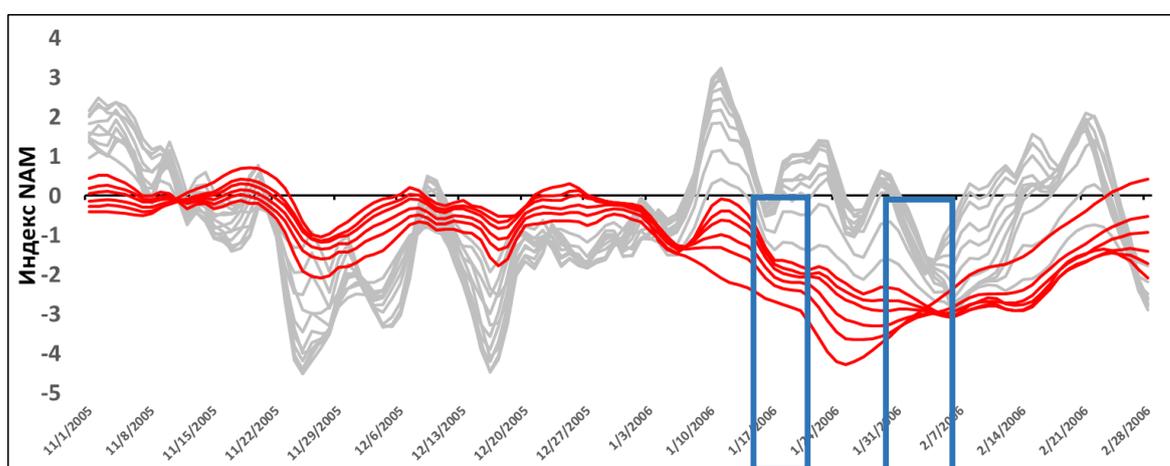


Рисунок 6.15 – Хронологический ход суточных значений СКМ в 2005 ноябрь -2006 г. март от 1000 до 150 гПа (серые линии) и от 100 до 10 гПа (красные линии)

Во время зимы 2005-2006 года (рисунок 6.15) холодным был январь и начало февраля. Коэффициент синхронной корреляции между индексом СКМ на изобарической поверхности

1000 гПа и 10 гПа равен -0,17. В данном случае и автокорреляционный анализ положительных результатов не дал, так как колебание аномалий СКМ в стратосфере и в тропосфере сильно отличались. Очевидно, что во время аномальных похолоданий (синие прямоугольники) наблюдались отрицательные значения индекса СКМ, особенно в стратосфере. Опять же, самые тесные корреляционные связи между СКМ и температурой воздуха в восточной части Балтийского региона обнаружены для СКМ для поверхности 100 гПа $r=0,48$, для поверхности 10 гПа $r=0,35$, а с значениями на поверхности 1000 гПа $r=0,18$.

Подробный анализ значений СКМ в разные годы с аномальными похолоданиями в восточной части Балтийского моря показал, что отрицательные аномалии СКМ могут быть тропосферного и стратосферного происхождения. Такие аномалии распространяется с высотой, соответственно, вверх или вниз, а граничный слой взаимодействия обнаружен около 150-100 гПа. Исследования показали: если отрицательные аномалии СКМ (аномалия высокого давления) распространяются вниз и достигают региона Арктики, тогда аномалия высокого давления может повлиять на возникновение сильной адвекции холода из высоких в умеренные широты [112], а также может быть причиной образования атмосферного блокирующего гребня [66]. Распространение стратосферных возмущений вниз было обнаружено и в работах [44, 45], которые описали заметные аномалии индекса СКМ после экстремальных стратосферных событий.

Таким образом, можно предполагать, что влияние распространяющейся вниз аномалии СКМ на погодные условия Северного полушария зимой, может оказаться значительным. Однако, индекс СКМ описывает только изменения барического поля и не дает подробной информации о динамических аспектах процессов в стратосфере, а также о географическом местоположении наиболее выраженных аномалий геопотенциала. Поэтому в следующей главе рассмотрим волновую активность и термодинамические характеристики средней и нижней стратосферы во время аномальных похолоданий, наблюдаемых в восточной части Балтийского региона.

6.3.2. Взаимосвязь тропосфера – стратосфера во время аномальных похолоданий

В данной главе рассматриваются характеристики термобарического поля стратосферы и тропосферы (геопотенциальная высота, температура воздуха, скорость зонального ветра), по которым, для анализа динамического взаимодействия стратосферы с тропосферой рассчитаны трехмерные потоки волновой активности и их дивергенция в горизонтальной плоскости. Использовались параметры на изобарической поверхностях 10 гПа (около 30 км) и 600 гПа (около 4 км), которые отражают воздействие волновой активности на тропосферу. Анализировались случаи похолоданий 1985, 2006 и 2009 годов, представляющих 86,7 % типичных случаев похолоданий, наблюдавшихся в 1980-2013 гг.

Для оценки распространения планетарных волн и их воздействия на параметры зонального ветра в стратосфере часто используется метод двухмерных волновых потоков Элиассена-Пальма (*Eliassen-Palm flux*) [43]. Однако, данный метод не дает возможности оценить нисходящие потоки волновой активности планетарных волн и по этой причине в диссертационной работе рассчитывались трехмерные потоки волновой активности по методике Р. А. Пламба [149]. Трехмерные потоки волновой активности позволяют отдельно оценить восходящие и нисходящие волновые сигналы в различных долготных секторах (более подробно описано в разделах 1.4 и 2.1).

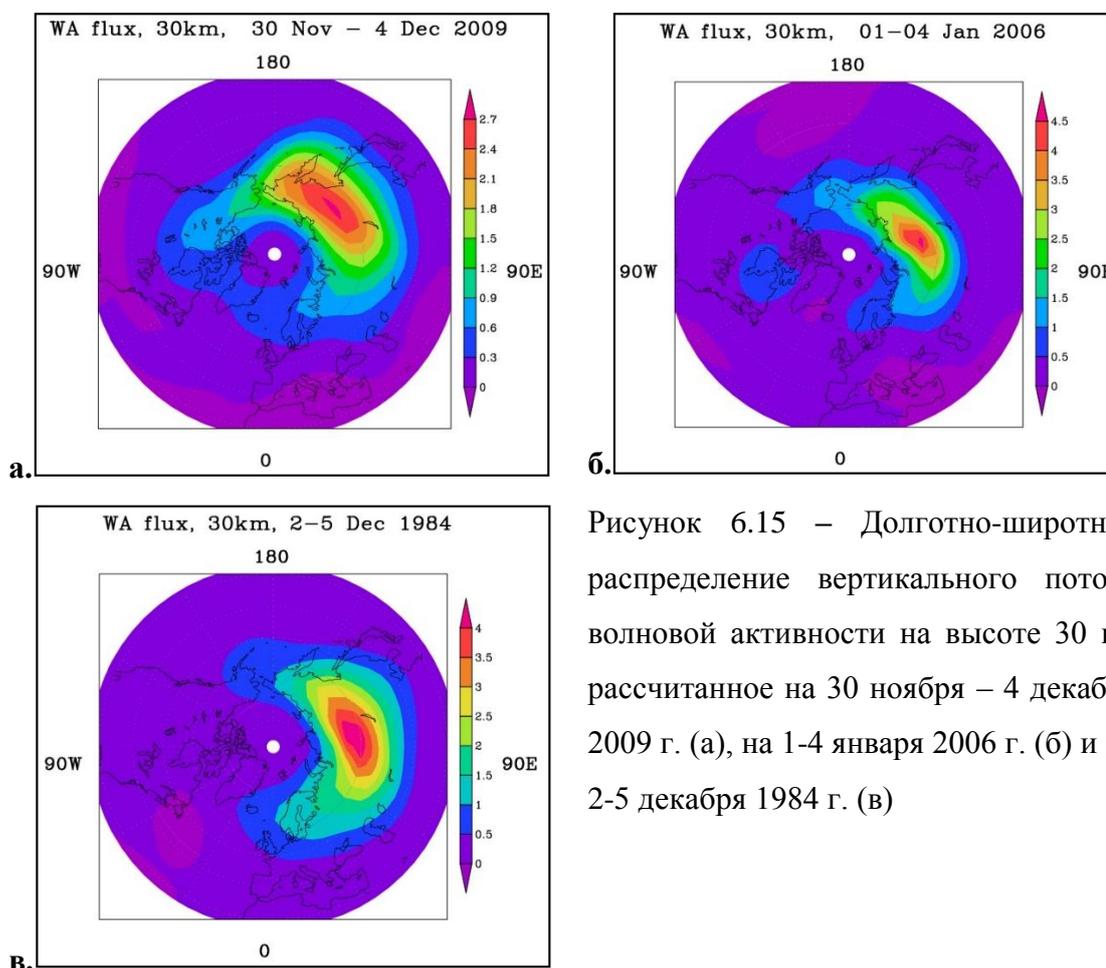


Рисунок 6.15 – Долготно-широтное распределение вертикального потока волновой активности на высоте 30 км рассчитанное на 30 ноября – 4 декабря 2009 г. (а), на 1-4 января 2006 г. (б) и на 2-5 декабря 1984 г. (в)

Для оценки взаимодействия тропосфера-стратосфера-тропосфера применялась теория, предложенная в работах [104, 208], где описывается механизм взаимодействия волнового потока между тропосферой и стратосферой. Анализ показал, что существует так называемый «стратосферный мост», который состоит из восходящих потоков планетарных волн из тропосферы над Северной Евразией и нисходящего волнового сигнала из стратосферы в тропосферу над Северо-Атлантическим океаном и Канадой. Данная зона проникновения волновой активности вниз называется «волновой дырой» и служит для «вентиляции» стратосферы. Развитие стратосферной циркуляции сильно зависит от интенсивности стока

вихревой энергии из стратосферы в тропосферу через «волновую дыру» над Северо-Атлантическим океаном. Если стратосферная «волновая дыра» закрыта, вихревая энергия накапливается в стратосфере, создаются благоприятные условия для формирования ВСП. Как обсуждалось в главе 1 (рисунок 1.11) зимой холодная стратосфера соответствует отрицательной фазе АК, а более теплая – положительной. Таким образом, можно предполагать, что изменения баланса притока и оттока вихревой энергии в стратосфере, может влиять на изменении барического поля в тропосфере и на погодные условия.

Для оценки изменения баланса притока и оттока вихревой энергии в качестве начального условия было выбрано полное отсутствие нисходящего волнового потока, т.е. блокирование вихревой энергии в стратосфере. Подробный анализ карт волновой активности на высоте 30 км (рисунки 6.15 а-в) показал, что за несколько дней (в среднем 23 дня) до существенного похолодания в анализируемом регионе (см. приложение А), в стратосфере нарушался энергетический баланс: зафиксированы сильные восходящие потоки волновой активности над континентом/-ами, а нисходящие потоки вообще отсутствовали. По предложенной в работе [104] схеме такая ситуация способствует нарушению термобарического поля стратосферы и развитию ВСП, так как из-за избытка энергии стратосфера согревается и полярный вихрь ослабляется.

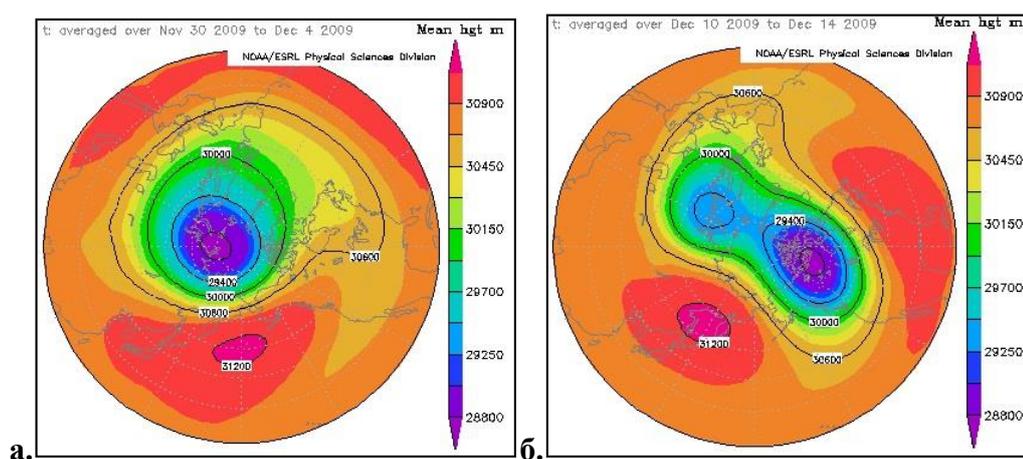


Рисунок 6.16 – Геопотенциальная высота на уровне 10 гПа 30 ноября - 4 декабря 2009 г. (во время блокирования энергии в стратосфере) (а) и 10-14 декабря 2009 г. (5 дней до похолодания восточной части Балтийского региона) (б)

Проанализируем изменения геопотенциальной высоты (10 гПа) во время блокирования энергии в стратосфере и после. Карты, построенные по данным о геопотенциальной высоте, показывают, что во время блокирования энергии в стратосфере замечено образование стратосферного антициклона с местоположением его центра над Алеутскими островами, Аляской или Чукоткой (рисунки 6.16-6.18 (а)), который в последствие усиливается и смещается в сторону полюса. Иногда, образование стратосферного антициклона зафиксировано и над

северной частью Атлантического океана (например, в 1986 и 2012 гг.). Дальнейшее его развитие (интенсификация) приводит к деформации циркумполярного вихря: наблюдается его смещение к югу и/или расщепление.

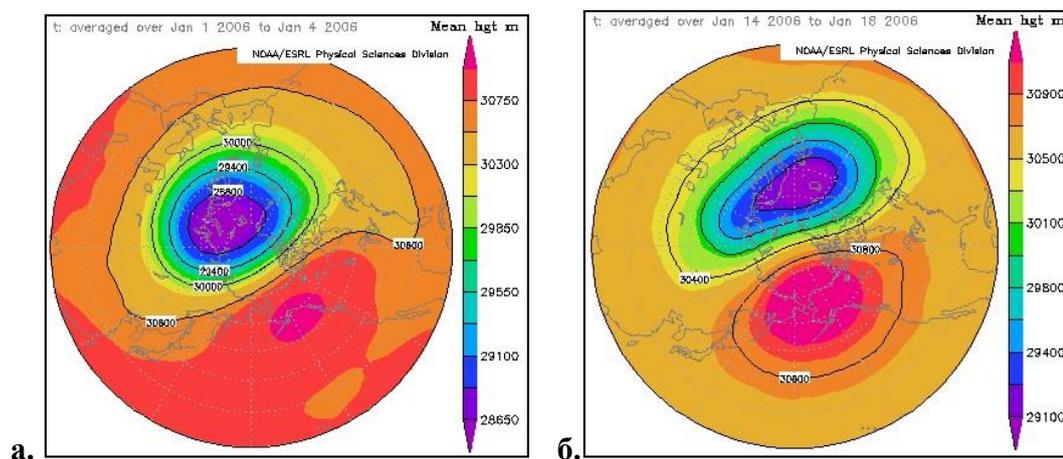


Рисунок 6.17 – Геопотенциальная высота на уровне 10 гПа 1-4 января 2006 г. (во время блокирования энергии в стратосфере) (а) и 14-18 января 2006 г. (5 дней до похолодания восточной части Балтийского региона) (б)

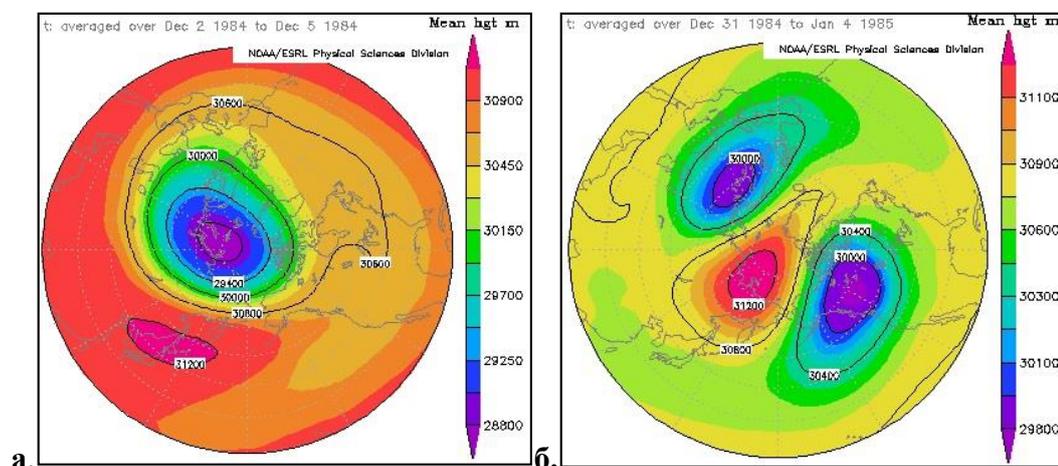


Рисунок 6.18 – Геопотенциальная высота на уровне 10 гПа 2–5 декабря 1984 г. (во время блокирования энергии в стратосфере) (а) и 31 декабря 1984 г. – 4 января 1985 г. (5 дней до похолодания в восточной части Балтийского региона) (б)

Подробный анализ карт геопотенциальной высоты позволил объединить месяцы зимы (только те, которые близки к датам периода аномального похолодания в анализируемом регионе) в следующие четыре группы: вытеснение циркумполярного циклона (1980/январь, 1987/январь, 1995/декабрь, 1997/январь, 2002/декабрь, 2006/январь, 2007/январь, 2010/январь), сжатие циклона (2007/февраль, 2012/январь), образование двух циклонических центров (1986/январь, 1996/февраль, 1999/январь, 2006/февраль, 2009/декабрь, 2011/февраль) и даже его полное

расщепление на две ячейки (1984/декабрь, 1985/январь, 1998/декабрь, 2003/январь, 2010/февраль). Рисунки 6.16-76.18 (б) хорошо отражают дальнейшее состояние циркумполярного вихря, за 5 дней до похолодания в восточной части Балтийского региона. Сильные деформации полярного вихря (ПВ) говорят о том, что в стратосфере произошли существенные изменения термобарического поля.

Самые большие изменения зафиксированы зимой 1984-1985 г., которая является экстремально холодной для исследуемого региона. Этой зимой зафиксированы два случая полного разбиения ПВ на две ячейки, в конце декабря и в середине января, а стратосферный антициклон над полюсом наблюдался большую часть января. В 1985 году также зафиксированы два длительных периода аномальных/экстремальных похолоданий в Балтийском регионе (см. главу 4).

Важно отметить и тот факт, что зимой этого года была ярко выражена меридиональная составляющая ветра планетарных волн над Тихим океаном. В работе [21] указано, что для образования сдвига тропосферных планетарных волн, которые оказывают влияние на температурный режим стратосферы, исключительно важную роль играют адвективно-динамические факторы и волновые процессы синоптического масштаба. Более активный циклогенез с сопровождением более интенсивных процессов блокирования, может способствовать развитию продолжительных периодов ВСП.

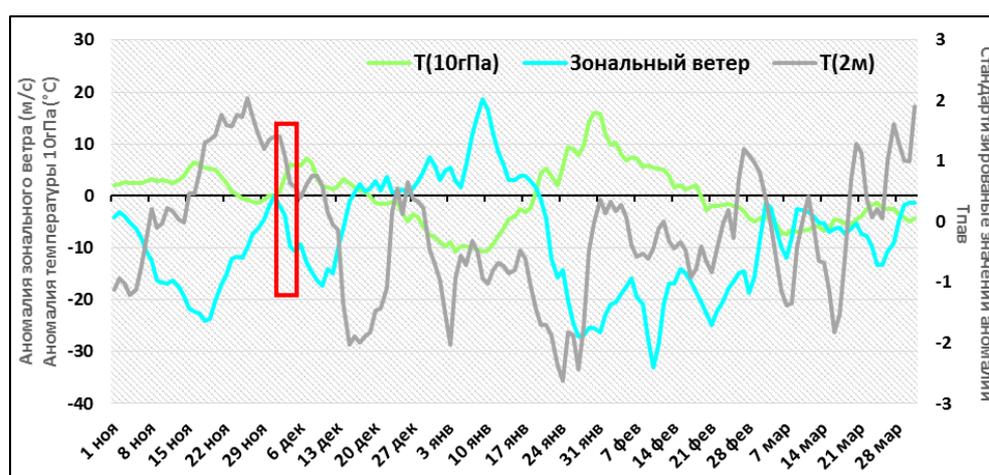


Рисунок 6.19 – Аномалии скорости зонально осредненного (на 60° широте) зонального ветра (голубая линия) и аномалии температуры воздуха на изобарической поверхности 10 гПа (зеленная линия), и стандартизированные значения аномалий температуры приземного воздуха (2м) в Балтийском регионе (серая линия) за ноябрь 2009– март 2010 г.

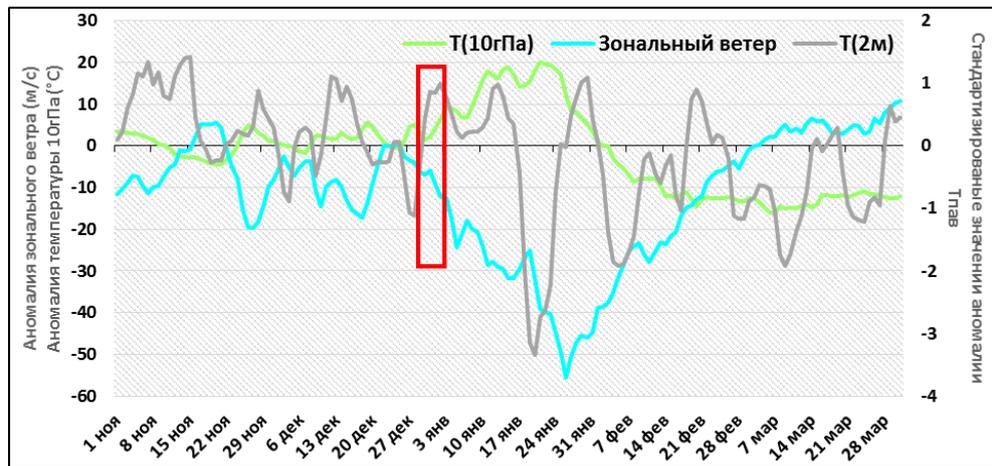


Рисунок 6.20 – Аномалии скорости зонально осредненных (на 60° широте) зонального ветра (голубая линия) и аномалии температуры воздуха на изобарической поверхности 10 гПа (зеленная линия), и стандартизированные значения аномалий температуры приземного воздуха (2м) в Балтийском регионе (серая линия) за ноябрь 2005– март 2006 г.

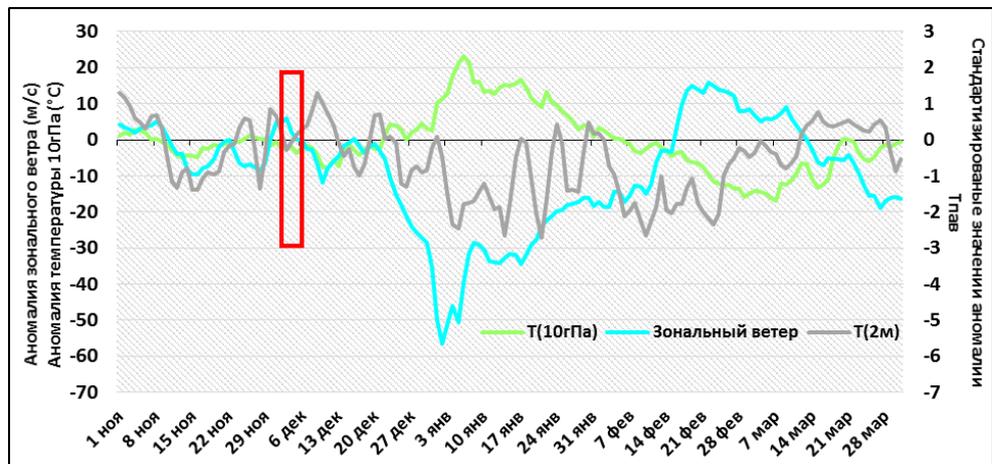


Рисунок 6.21 – Аномалии скорости зонально осредненных (на 60° широте) зонального ветра (голубая линия) и аномалии температуры воздуха на изобарической поверхности 10 гПа (зеленная линия), и стандартизированные значения аномалий температуры приземного воздуха (2м) в Балтийском регионе (серая линия) за ноябрь 1984– март 1985 г.

Распространяющаяся вверх энергия планетарных волн из тропосферы в стратосферу является очень неустойчивым динамическим процессом, варьирующим во времени и в пространстве. Волны планетарного масштаба, как следствие нарушенной зональной циркуляции тропосферы, проникающие в стратосферу, не всегда способны привести к термодинамическому нарушению состояния нижней стратосферы. Результат данного взаимодействия зависит от самого состояния полярного вихря, а именно, от характеристик зонального ветра. Рисунки 6.19-6.21 хорошо отражают скорость зонального ветра во время начала появления существенных изменений волновой активности (красный прямоугольник). Во время появления стратосферного

антициклона, обнаружено ослабление зонального ветра и дальнейшее его прогрессирующее отклонение от нормы (отрицательные аномалии). Как видно из рисунков 6.19-6.21 ВСП (максимальное отклонение температуры и зонального ветра на уровне 10 гПа) происходит после блокирования энергии в стратосфере, которое отмечено красным прямоугольником.

Важно отметить, что не все случаи похолоданий в восточной части Балтийского региона сопровождались ярко выраженными аномалиями скорости зонального ветра в стратосфере. Иногда может быть зафиксирована только их ослабление во время усиления восходящих потоков. К таким ситуациям можно отнести похолодания в 1980, 1986, 1995, 2011 г., а также вторичные похолодания, во время одной и той же зимы, в 1996 и 2010 г. Данный результат может быть показателем того, что для образования существенных отрицательных аномалий холода в тропосфере достаточно одного сигнала, чтоб нарушить нормальное состояние тропосферной циркуляции в Северном полушарии. Также важно подчеркнуть, что образование ВСП не является прямым показателем суровости зимы в анализируемом регионе. Однако, наши результаты показывают, что в 13 случаях (72%) региональных похолоданий ВСП все-таки наблюдались: 7 похолоданий до ВСП и 6 после ВСП, и только в 4-х случаях похолодания наблюдались во время зим без ВСП. Но данные похолодания без ВСП событий были не ярко выраженными и наблюдались только в 1-3 станциях региона из 11.

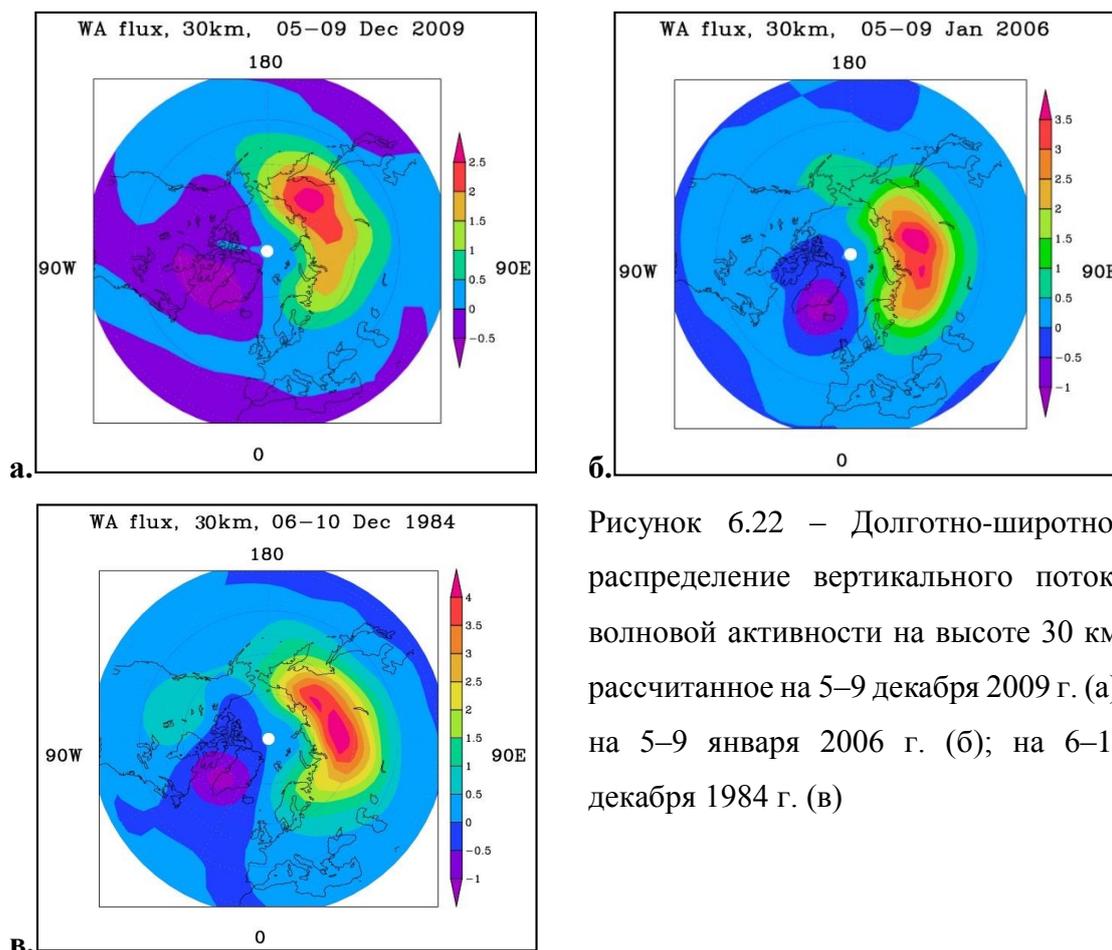


Рисунок 6.22 – Долготно-широтное распределение вертикального потока волновой активности на высоте 30 км, рассчитанное на 5–9 декабря 2009 г. (а); на 5–9 января 2006 г. (б); на 6–10 декабря 1984 г. (в)

Далее рассмотрим волновую активность через 5 дней после блокирования энергии в стратосфере. На рисунках 6.22 (а-в) хорошо видно сильные восходящие потоки волновой активности, зона которых со временем распространяется на Европу, что также должно сказаться на состоянии нижележащих слоев атмосферы. При этом усиливается и нисходящий поток волновой активности над Гренландией, т.е. «волновая дыра» открывается, и накопившаяся энергия стратосферы проникает вниз вплоть до тропосферы.

В это время можно ожидать существенных изменений в тропосфере Северного полушария. Согласно исследованию [141, 199] бароклиническая неустойчивость планетарного масштаба в тропосфере модулируется изменениями вертикального сдвига ветра в нижней стратосфере. В работах [52, 142] отмечено, что нисходящая волновая активность, достигающая тропосферы, может повлиять на формирование аномалий в определенных регионах: усиление циклогенеза или блокирование в других регионах. Как было указано в главе 1, за пять дней до формирования блокирующего процесса в северо-восточной части Атлантического океана наблюдается активный циклогенез в западной его части, из-за сильной бароклинической неустойчивости.

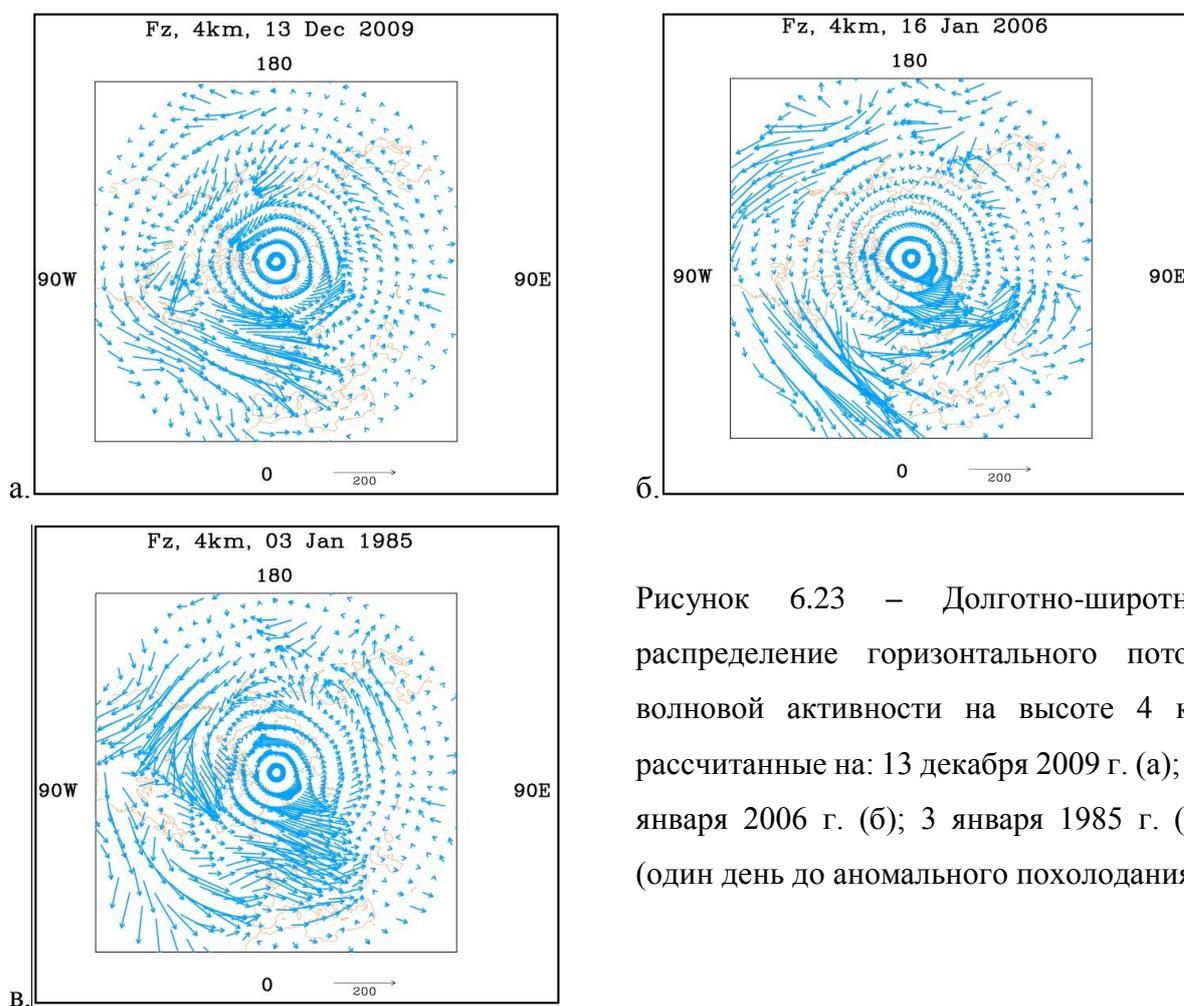


Рисунок 6.23 – Долготно-широтное распределение горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км, рассчитанные на: 13 декабря 2009 г. (а); 16 января 2006 г. (б); 3 января 1985 г. (в); (один день до аномального похолодания)

Установлено, что наиболее длительные блокинги формируются через 84 часа после формирования так называемого взрывного циклона. Взрывным циклоном называется внетропический циклон, который углубляется со скоростью 1 гПа в час и более (в зависимости от широты) в течение 24 часов [28]. Таким образом, возможно, что нисходящие потоки волновой активности над Гренландией могут усилить циклогенез в западной части Атлантики и поспособствовать возникновению блокирующих процессов в восточной его части, что характерно для существенных похолоданий в анализируемом регионе. После образования блокирующего атмосферного процесса в данном регионе наблюдается вторжении арктических антициклонов и восточный перенос воздушных масс.

Далее рассмотрим карты долготно-широтного распределения горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км рассчитанных за день до аномального похолодания (рисунок 6.23). Из всех рисунков видно, что в это время усиливается северная составляющая потока воздушных масс, т.е. со стороны Арктики. Данная тенденция хорошо совпадает с характеристиками атмосферной циркуляции, описанными в главе 5, и с большой уверенностью можно сказать, что в это время можно ожидать развития аномалий погоды в тропосфере.

Для сравнения коротко можно обсудить потоки волновой активности в аномально теплые годы. Было установлено, что в данные годы, особенно при ярко выраженных положительных аномалиях температуры воздуха, преобладали сильные восходящие и нисходящие потоки волновой активности на высоте 30 км, что означает хорошую «вентиляцию» стратосферы и благоприятные условия для холодного вихря. В работах [169, 186] тоже отмечается, что в последние десятилетия стратосфера была более холодной за исключением несколько случаев. Таким образом, преобладала положительная фаза АК и сильный западный перенос воздушных масс.

Выводы к главе №6

1. Индекс Арктического колебания (АК) может использоваться как критерий для оценки влияния крупномасштабной атмосферной циркуляции на температурный режим восточной части Балтийского региона. Коэффициент корреляции между индексом АК и температурой воздуха здесь в декабре-феврале равен 0,68 и 0,71 в январе-феврале. Установлено, что реакция температурного поля запаздывает относительно изменений показателя АК в среднем на 2–6 суток.
2. Арктическое колебание оказывает непосредственное влияние на состояние исландской депрессии, от которого зависит температурный режим Балтийского региона. В конце 80-х произошло значительное увеличение положительных значений АК, что сказалось на характеристиках Исландской депрессии - она углубилась и сдвинулась на северо-восток. Коэффициент корреляции между температурой воздуха и параметрами депрессии в декабре-феврале равен 0,64 и 0,75 в январе-феврале. Данные последних годов (примерно с 2005 г.) показывают, что более часто наблюдается отрицательная фаза АК и постепенно ослабляется Исландская депрессия, увеличивается повторяемость вторжений арктических воздушных масс в умеренные широта.
3. В среднем за 23 дня до существенного похолодания в Балтийском регионе в стратосфере нарушается нормальная зимняя циркуляция, часто возникает явление ВСП. Наиболее сильная связь между значениями индекса Северной кольцевой моды (СКМ) на изобарических поверхностях 1000 и 10 гПа проявляется при сдвиге временного ряда СКМ тропосферы на 20 дней вперед. Синоптически отмеченная связь означает следующее.
4. Усиленная нисходящая волновая активность из стратосферы над Гренландией усиливает циклогенез в западной части Атлантики и тем самым способствует возникновению блокирующих ситуаций на востоке океана, которые характерны для существенных похолоданий в Европе. Долготно-широтное распределение горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км указывает на то, что за один день до похолодания в восточной части Балтийского региона усиливается приток воздушных масс со стороны Арктики на Северную Европу.

ЗАКЛЮЧЕНИЯ

1. В восточной части Балтийского региона средняя температура воздуха за декабрь-февраль 1951–2013 гг. колеблется от $-1,7$ °С в западной части региона до $-8,1$ °С на его северо-востоке. Средняя территориальная температура воздуха зимой равна $-5,2$ °С. Тренд приземной температуры показывает, что за анализируемый временной интервал температура воздуха поднялась на $1,9$ °С, но изменения не являются статистически значимыми.
2. Выделяя аномалии холода в восточной части Балтийского региона по данным МС можно успешно применять критерий 10-го перцентиля, но при анализе аномалий температуры большой территории с разными географическими характеристиками, рекомендуется использовать стандартизированные значения, что устраняет влияние дисперсии.
3. За 1951–2013 гг. всего наблюдалось 24 холодных, 17 аномально холодных и 4 экстремально холодных месяцев зимнего времени года. За этот временной период также зафиксировано 43 случая аномальных похолоданий: 23 случая похолоданий произошли до 1980 года и 20 после 1980 года, что свидетельствует о том, что вероятность аномальных кратковременных похолоданий, даже в условиях общего потепления климата, остается большой.
4. Сильные зимние похолодания в восточной части Балтийского региона в большинстве случаев были связаны с развитием блокирующих процессов над восточной частью Северо-Атлантического океана и вторжением арктических воздушных масс. В это время наблюдается сдвиг Исландской депрессии на юго-запад от ее климатического положения, а в анализируемом регионе зафиксировано повышенная повторяемость антициклонической циркуляции и восточный перенос воздушных масс (70% всех случаев). Данные процессы хорошо описывает изменчивость индекса Арктического колебания (АК). Реакция температурного поля запаздывает относительно изменений показателя АК в среднем на 2–6 суток.
5. В среднем за 23 дня до существенного похолодания в Балтийском регионе в стратосфере нарушается нормальная зимняя циркуляция: внезапные стратосферные потепления, уменьшение индекса Северной кольцевой моды (СКМ). Также установлено, что аномалии СКМ в стратосфере появляется в среднем на 20 дней раньше, чем в тропосфере.
6. Усиленная нисходящая волновая активность из стратосферы над Северной Атлантикой может способствовать возникновению блокирующих ситуаций на востоке океана, которые характерны для существенных похолоданий в Балтийском регионе. Долготно-широтное распределение горизонтального потока волновой активности на высоте 4 км указывает на то, что за один день до похолодания в восточной части Балтийского региона усиливается поток волновой активности со стороны Арктики на Северную Европу.

Прогностическая рекомендация: при прогнозе аномальных температурных условий зимой в восточной части Балтийского региона необходимо учитывать динамическое воздействие стратосферы на циркуляцию тропосферы.

ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

АК – Арктическое колебание

ВМО – всемирная метеорологическая организация

ВСП – внезапное стратосферное потепление

ВФЗ – высотная фронтальная зона

ГЭВ – распределение генерализованных экстремальных величин

МС – метеорологическая станция

ОРВ – обрушение Россби волны

ПВФЗ – планетарная высотная фронтальная зона

САК – Северо-Атлантическое колебание

СКМ – Северная кольцевая мода

ТИ – термический индекс

T_{\min} – минимальная температура

ЦДА – центр действия атмосферы

ЭОФ – эмпирическая ортогональная функция

ЭСП – элементарный синоптический процесс

ЭЦМ – элементарный циркуляционный механизм

СРС – Climate Prediction Center

CSDI – Cold spell duration index

ECA – European Climate Assessment

HYSPLIT – HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model

IPCC – The Intergovernmental Panel on Climate Change

KNMI – Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut

MERRA – The Modern Era Retrospective-Analysis for Research and Applications

NCAR/NCEP – National Center for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research

NOAA – The National Oceanic and Atmospheric Administration

QBO – Quasi-Biennial oscillation

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ААНИИ. Мониторинг крупномасштабных атмосферных процессов в полярном районе Северного полушария за период январь–декабрь 2013 г. // Обзор Гидрометеорологических Процессов в Северном Ледовитом Океане. III Квартал 2013: Санкт-Петербург, 2013. – 67 с.
2. Боков В. Н. Воробьев В. Н. Изменчивость атмосферной циркуляции и изменение климата // Ученые Записки. - 2010. - №13. - С. 83-88.
3. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции северного полушария // Известия АН СССР. Сер. Географ. и геофиз. - 1946. - №5. - С. 405-416.
4. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды ААНИИ. –1952.–Т. 34.–С. 3–14.
5. Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпечко А.Ю., Пого-рельцев А.И. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях // Вестник РАН. - 2015. - Т. 85.- № 1. - С. 39–46.
6. От суровой зимы пострадали 20 исторических зданий Одессы // Вечерняя Одесса. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://vo.od.ua/rubrics/raznoe/13505.php> (дата обращения 21.02.2015)
7. Володин Е. М. Естественные колебания климата на временных масштабах порядка десятилетия // Фундаментальная и прикладная климатология. - 2015.- №1/2015. - С. 78-95.
8. Гечайте И., Погорельцев А.И., Угрюмов А.И. Влияние Арктического колебания на температурный режим восточной части Балтийского региона // Солнечно-земная физика. - 2016. - Т. 2. - № 1. - С. 64-70.
9. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. – М.: Гидрометеиздат, Ленинград, 1974. –488 с.
10. Дашко Н.А. Курс лекций по синоптической метеорологии // Владивосток: ДВГУ. 2005. [Электронный ресурс]Режим доступа: <https://sites.google.com/site/dashkonina/> (дата обращения 10.06.2015)
11. Демин И. В., Анциферова А. Р., Мокротоварова О. И. Изменения температуры воздуха в Мурманске с начала XIX века // Вестник Кольского научного центра РАН. Естественные и технические науки. – 2015. – №20. – С.113-125.
12. Демин И. В., Священников П.Н., Иванов Б.В. Изменения крупномасштабной циркуляции атмосферы и современное потепление климата на Кольском полуострове // Вестник Кольского научного центра РАН. – 2014. – №2. – С.101-105.
13. Дзердзеевский Б. Л. Общая циркуляция атмосферы и климат. – М.: Издательство «Наука», Москва, 1975. – 288 с.

14. Дмитриев А. А., Беязо В. А., Гудошников Ю. П. Ритмические колебания земных природных процессов и их гравитационная обусловленность. – М.: Издательство Политехнического университета, Санкт-Петербург, 2011. – 232 с.
15. Жеребцов Г.А., Коваленко В.А. Молодых С.И., Рубцова О.А. Солнечная активность и динамические процессы в атмосфере и теплосодержании Мирового океана // Солнечно-земная физика. – 2008. – Вып. 12. – Т. 2. – С. 268–271.
16. Иванова Г. Ф., Левицкая Н. Г., Орлова И. А. Изменчивость климатических норм за период инструментальных наблюдений в Саратове // Известия Саратовского университета. Нов. Сер. Науки о Земле. – 2013. – Т.13. – Вып.1. – С.20-22.
17. Мороз в Петербурге: При какой температуре можно не ходить в школу и на работу // Комсомольская правда. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.spb.kp.ru/daily/25640/804509/> (дата обращения 21.02.2015)
18. Кононова Н. К. Колебания циркуляции атмосферы северного полушария в XX – начале XXI века. // Институт географии РАН. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://atmospheric-circulation.ru/> (дата обращения 05.08.2015)
19. Кононова Н. К. Особенности циркуляции атмосферы северного полушария в конце XX – начале XXI века и их отражение в климате // Сложные системы. – 2014. – №2. – Т.11. – С. 1-33.
20. Кулямин Д.В., Дымников В.П. Моделирование общей циркуляции тропосферы–стратосферы–мезосферы с включением D-слоя ионосферы // Гелиогеофизические исследования. – 2014. – Вып. 10. – С. 5-44.
21. Латышева И. В., Лощенко К. А., Шахаева Е. В. Циркуляционные условия внезапных стратосферных потеплений в Северном полушарии в XXI веке // Известия Иркутского государственного университета. Серия «Науки о Земле». – 2013. – Т. 6. – №1. – С. 106-121.
22. Мартазинова В. Ф., Тимофеев В. Е. Современное состояние атмосферной циркуляции воздуха в северном и южном полушарии и региональные климатические особенности в Атлантико-Европейском секторе и районе Антарктического полуострова // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2008. – №3(80). – С. 17-37.
23. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии Физика атмосферы. – М.: Гидрометеоиздат, Ленинград, 1984. – 752 с.
24. Мордвинов В. И., Латышева И.В., Девятова Е.В. Теория климата. Учебное пособие. – М.: Издательство ИГУ, Иркутск, 2013. – 188 с.
25. Мордвинов В.И., Иванова А.С., Девятова Е.В. Арктическая осцилляция и тропосферно-стратосферные взаимодействия // Солнечно-земная физика. – 2007. – Вып.10. – С. 106-112.

26. Мордвинов В.И., Иванова А.С., Девятова Е.В. Геомагнитная активность и общая циркуляция атмосферы // Солнечно-земная физика. – 2007. – Вып.10. – С. 16-24.
27. Морозова С. В. Характер циркуляции атмосферы в атлантико-евразийском секторе полушария как индикатор климатических изменений на Русской равнине (на примере зимы) // Известия Саратовского университета. Сер. Науки о Земле. – 2012. –Т.12., –Вып.2. –С.34-36.
28. Нестеров Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан. – М.: Триада, лтд, 2013. – 144 с.
29. Основы линейной регрессии // [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.statistica.ru/theory/osnovy-lineynoy-regressii/> (дата обращения 05.07.2015)
30. Пальцева Е. С., Угрюмов А. И., Федосеева Н. В. Многолетняя динамика Исландской депрессии и формирование короткопериодных колебаний климата на Северо-Западе России // Ученые Записки. – 2013. – №29. – С. 95-110.
31. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. – М.: Гидрометеорологическое издательство, Ленинград, 1967. – 240 с.
32. Переведенцев Ю.П., Мохов И.И., Елисеев А.В. Теория общей циркуляции атмосферы. – М.: Казань: Казанский университет, 2013. – 224 с.
33. Поднебесных Н. В., Горбатенко В. П., Ипполитов И. И. Крупномасштабная циркуляция атмосферы над Западной Сибирью // Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.scert.ru/f/219/MainPart/Podnebesnyh.pdf> (дата обращения 20.03.2015)
34. Распределение Гаусса // Ядерная физика в интернете. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://nuclphys.sinp.msu.ru/enc/e040.htm> (дата обращения 18.07.2015)
35. Савичев А. И. Синоптические методы анализа атмосферных процессов. Учебное пособие. – М.: Ленинградский политехнический институт имени М.И. Калинина, 1980. –100 с.
36. Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. – М.: РГГМУ, Санкт-Петербург, 2006. – 84 с.
37. Фролов И. Е., Гудкович В. П., Карклин З. М., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях евразийского шельфа // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – №75. – С. 149-160.
38. Холопцев А.В., Федоренко Н.И. Прогноз повторяемости меридиональной циркуляции северного типа в Северном Полушарии Земли //Science Rise. – 2015.– №1/1(6). – С. 7-13.
39. Хохлов В. Н. Количественное описание изменения климата Европы во второй половине XX века //Метеорологія та кліматологія. – 2007. – №2. – С. 35-42.

40. Худяков О. И., Решоткин О. В. Климатическая норма температурного параметра климата степных черноземов Оренбурга в связи с потеплением // Вестник ОГУ. – 2011. – №12(131). – С.262-265.
41. Ambaum M. H., Hoskins B. J. The NAO Troposphere-Stratosphere Connection // *Journal of Climate*. – 2002. – N.15. – P. 1969-1978.
42. Ambreen R., Ahmad I., Sultan Sh., Sun Zh., Nawaz M. A study of decadal December temperature variability in Pakistan // *American Journal of Climate Change*. – 2014. – N.3. – P. 429-437.
43. Andrews D., Mahlman J., Sinclair R. Eliassen-palm diagnostics of wave mean flow interaction in the GFDL SKYHI general-circulation model // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1983.– N.40(12).– P. 2768-2784.
44. Baldwin M. P., Dunkerton T. J. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere // *Journal of Geophysical Research*. –1999. – N.104. – P. 30937-30946.
45. Baldwin M. P., Dunkerton T. J. Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes // *Science*. – 2001. – N. 294. – P. 581-584.
46. Balmaseda M.A., Ferranti L., Molteni F., Palmer T.N. Impact of 2007 and 2008 Arctic ice anomalies on the atmospheric circulation: Implications for long-range predictions // *Q J R Meteorol Soc*. – 2010. – N. 136. – P. 1655-1664.
47. Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns // *Monthly Weather Review*. – 1987. – Vol.115. – P.1083-1126.
48. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Huth R. Solar modulation of Northern Hemisphere winter blocking // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – Vol.113. – P. D14118.
49. Barriopedro D., Garcia-Herrera R., Lupo A. R., Hernandez E. A climatology of Northern Hemisphere blocking // *Journal of Climatology*. – 2006. – Vol.19. – P.1042-1063.
50. Bender F.A.-M., Ramanathan V., Tselioudis G. Changes in extratropical storm track cloudiness 1983–2008: observational support for a poleward shift // *Climate Dynamics*. – 2012. – N. 38(9). – P. 2037-2053.
51. Bernaerts A. Крупномасштабный опыт над климатом – Чрезвычайная зима 1939/40 и исследование климата. [Электронный ресурс]. Режим доступа: http://www.1okeah-1klimat.com/ref/1939-40_RUS_p15.pdf. (дата обращения 20.11.2014)
52. Bierly G. D. The role of stratospheric intrusions in Colorado cyclogenesis // *Physical Geography*. – 1997. – N. 18. – Vol. 4. – P. 346-362.
53. Bower D., McGregor G. R., Hannah D. M., Sheridan S. C. Development of a spatial synoptic classification scheme for western Europe // *International Journal of Climatology*. – 2007. – N. 27. – P. 2017-2040.

54. Brazdil R., Dobrovolny P., Luterbacher J., Moberg A., Pfister Ch., Wheeler D., Zorita E. European climate of the past 500 years: new challenges for historical climatology // *Climatic Change*. – 2010. – N. 101. – P. 7-40.
55. Cattiaux J., Douville H., Ribes A., Chauvin F., Plante Ch. Towards a better understanding of changes in wintertime cold extremes over Europe: a pilot study with CNRM and IPSL atmospheric models // *Climate Dynamics*. – 2013. – Vol. 40. – Is. 9. – P. 2433-2445.
56. Cattiaux J., Vautard R., Cassou C., Yiou P., Masson-Delmotte V., Codron F. Winter 2010 in Europe: A cold extreme in a warming climate // *Geophysical Research Letters*. – 2010. – N.37. – P. L20704.
57. Cavalieri D.J., Parkinson C.L. Arctic sea ice variability and trends, 1979-2010 // *The Cryosphere* – 2012. – N.6. – P. 881-889.
58. Chen D. A monthly circulation climatology for Sweden and its application to a winter temperature case study // *International Journal of Climatology*. – 2000. – N.20. – P.1067-1076.
59. Claud C., Duchiron B., Terray P. Associations between large-scale atmospheric circulation and polar lows developments over the North Atlantic during winter // *Journal of Geophysical Research*. – 2007. – N. 112. – P. D12101.
60. Cohen J., James A., Screen J.A., Furtado J.C., Barlow M., Whittleston D., Coumou D., Francis J., Dethloff K., Entekhabi D., Overland J., Jones J. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather // *Nature Geoscience*. – 2014. – N.7. – P. 627-637.
61. Cohen J. L., Furtado J. C., Barlow M. A., Alexeev V. A., Cherry J. E. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling // *Environmental Research Letters*. – 2012. – N.7. – P. 014007. DOI:10.1088/1748-9326/7/1/014007.
62. Cohen J. Eurasian snow cover variability and links with stratosphere-troposphere coupling and their potential use in seasonal to decadal climate predictions. Climate Test Bed Joint Seminar Series. NCEP, Camp Springs, Maryland, 2011. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.nws.noaa.gov/ost/climate/STIP/FY11CTBSeminars/jcohen_062211.pdf
63. Coles S. *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. M.: Springer, 2001. – 208 p.
64. Collins M., Senior C. A. Projections of future climate change // *Weather*. –2002. –V.57. –P.283-287.
65. Cook E.R., D'Arrigo R.D., Mann M.E. A well-verified, multiproxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation index since A.D. 1400 // *Journal of Climate*. –2002.–V.15. –P.1754-1764.
66. Croci-Maspoli M., Davies H. C. Key Dynamical Features of the 2005/06 European Winter // *Monthly Weather Review*. – 2009. – N.137. – P.664. DOI:10.1175/2008MWR2533.1.

67. Croci-Maspoli M., Schwierz C., Davies H. A multifaceted climatology of atmospheric blocking and its recent linear trend // *Journal of climate*. – 2007. –N. 20(4). – P. 633-649.
68. D'Arrigo R., Jacoby G., Wilson R., Panagiotopoulos F. A reconstructed Siberian High index since A.D. 1599 from Eurasian and North American tree rings // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – P. L05705. DOI: 10.1029/2004GL022271.
69. Dankers R., Hiederer R. *Extreme Temperatures and Precipitation in Europe: Analysis of a High-Resolution Climate Change Scenario*. – M.: European Commission Joint Research Centre Institute for Environment and Sustainability, Italy, 2008. – 82 p.
70. Davini P. *Atmospheric Blocking and Winter Mid-Latitude Climate Variability*. – M.: Universita Ca' Foscari, 2013. – 141 p.
71. Dickson R. R., Osborn T. J., Hurrell J. W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vinje T., Alekseev G., Maslowski W., Cattle, H. The Arctic Ocean Response to the North Atlantic Oscillation // *Journal of Climate*. – 2000. – V.13. – P.2671-2696.
72. Dobrovolny P., Brazdil R., Kotyza O., Valašek H. Extreme summer and winter temperatures in the Czech Lands after A.D. 1500 and their Central European context // *Geografie*. – 2010. – Vol.115. – N.3. – P. 266-283.
73. Domonkos P., Piotrowicz K. Winter temperature characteristics in Central Europe // *International Journal of Climatology*. – 1998. – N.18. – P. 1405-1417.
74. Doscher R., Vihma T., Maksimovich E. Recent advances in understanding the Arctic climate system state and change from a sea ice perspective: a review // *Atmospheric Chemistry and Physics*. – 2014. – N.14. – P. 13571-13600.
75. Climate change brings colder winters to Europe and Asia. // *Environmentalresearchweb*. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://environmentalresearchweb.org/cws/article/news/52135> (дата обращения 10.09.2015)
76. Climate change. Cold spells. // *European Commission*. [Электронный ресурс]. – Режим доступа:http://ec.europa.eu/health/climate_change/extreme_weather/cold_weather/index_en.htm (дата обращения 06.05.2015)
77. Fan Y., van den Dool H. A global monthly land surface air temperature analysis for 1948-present // *Journal of Geophysical Research*. – 2008. – N.113. – P. D01103.
78. Fealy R., Sweeney J. Detection of a possible change point in atmospheric variability in the North Atlantic and its effect on Scandinavian glacier mass balance // *International Journal Climatology*. – 2005. – N.25. – P. 1819-1833.
79. Fischer E.M., Luterbacher J., Zorita E., Tett S.F.B., Casty C., Wanner H. European climate response to tropical volcanic eruptions over the last half millennium // *Geophysical Research Letters*. – 2007. – N. 34. – P. L05707. DOI:10.1029/2006GL027992.

80. Frakes B., Yarnal B. A procedure for blending manual and correlation-based synoptic classifications // *International Journal of Climatology*. – 1997. – Vol.17. – P. 1381-1396.
81. Francis J. A., Chan W., Leathers D. J., Miller J. R., Veron D. E. Winter Northern Hemisphere weather patterns remember summer Arctic sea-ice extent // *Geophysical Research Letter*. – 2009. – Vol. 36. – P. – L07503. DOI:10.1029/2009GL037274.
82. Francis J. A., Vavrus S. J. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – N.39(6). – L06801. DOI:10.1029/2012GL051000.
83. Jet Stream forecast - animated Jet Stream tracker for the UK. // *Glosweather*. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.glosweather.com/jetstream.php> (дата обращения 01.07.2015)
84. Grumm R. H. Standardized Anomalies Applied to Significant Cold Season Weather Events: Preliminary Findings // *Weather and Forecasting*. – 2001. – N.16. – P.736-754.
85. Guirguis K., Gershunov A., Schwartz R., Bennett S. Recent warm and cold daily winter temperature extremes in the Northern Hemisphere // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – N.38. – P. L17701.
86. Hansen A. R., Sutera A. A. comparison between planetary-wave flow regimes and blocking // *Tellus*. – 1993. – Vol.45A. – P. 281-288.
87. Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., Global surface temperature change // *Reviews of Geophysics*. – 2010. – Vol.48. – Is.4. – P. RG4004. DOI: 10.1029/2010RG000345.
88. Hartley D. E., Villarin J. T., Black R. X., Davis C. A. A new perspective on the dynamical link between the stratosphere and troposphere // *Nature*. – 1998. – Vol.391. – P.471-473.
89. Hassanzadeh P., Kuang Zh., Farrell D. F. Responses of midlatitude blocks and wave amplitude to changes in the meridional temperature gradient in an idealized dry GCM // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – N.41. – P.5223-5232.
90. Hinssen Y., Van Delden A., Opsteegh T. Influence of sudden stratospheric warmings on tropospheric winds // *Meteorologische Zeitschrift*. – 2011. – N.20(3). – P.259-266.
91. Hirschberg P. A., Fritsch J. M. Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part I: Overview and observations from a cyclone event // *Monthly Weather Review*. – 1991. – Vol.119. – P.496-517.
92. Hirschi J. J.-M. Unusual North Atlantic temperature dipole during the winter of 2006/2007 // *Weather*. – 2008. – Vol.60. – N.1. – P.4-11.
93. Honda M., Inoue J., Yamane S. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – N. 36. – P. L08707.

94. Hosansky D. The Arctic Oscillation: A key to this winter's cold — and a warmer planet // NCAR News Release, 2003. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: www.uscar.edu (дата обращения 12.05.2014)
95. Hoskins B. J., Sardeshmukh P. D. A Diagnostic Study of the Dynamics of the Northern Hemisphere Winter of 1985-86 // Quarterly journal of the royal meteorological society. – 1987. – V.113. –P. 759-778.
96. Hoy A., Jaagus J., Sepp M., Matschullat J. Spatial response of two European atmospheric circulation classifications (data 1901–2010) // Theoretical and Applied Climatology. – 2013. – N.112. – P.73-88.
97. Hoy A., Sepp M., Matschullat J. Atmospheric circulation variability in Europe and northern Asia (1901 to 2010) //Theoretical and Applied Climatology. – 2013. – N.113. – P. 105-126.
98. Hurrell J. W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // Science. – 1995. – N.269. – P.676-679.
99. Huth R., Beck C., Philipp A., Demuzere M., Ustrnul Z., Cahynova M., Kysely J.,Tveito O. E. Classifications of Atmospheric Circulation Patterns // Recent Advances and Applications. Trends and Direction in Climate Research: Ann. N.Y. Acad. Sci. – 2008. – N.1146. – P.105-152.
100. IPCC. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – M.: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 2001. – 881 p.
101. IPCC. Climate Change 2007: The Physical Basis. Contributions of Working Group 1 to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – M.: Cambridge, UK and New York, NY, 2007. – 996 p.
102. IPCC. The Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2013. – M.: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 2013. – 1535 p.
103. Jaagus J. Climatic changes in Estonia during the second half of the 20th century in relationship with changes in large-scale atmospheric circulation //Theoretical and Applied Climatology. – 2006. – N.83. – P. 77-88.
104. Jadin E.A. Stratospheric “wave hole” and interannual variations of the stratospheric circulation in late winter // Natural Science. – 2011. – Vol. 3. – N.4. – P. 259-267.
105. Jaiser R., Dethloff K., Handorf D., Rinke A., Cohen J. Impact of sea ice cover changes on the Northern Hemisphere atmospheric winter circulation // Tellus A.– 2012. – N.64. – P.11595.
106. Jenkinson A. F., Collison F. P. An initial climatology of gales over the North Sea // Technical report. Synoptic Climatology Branch Memorandum N. 62. Meteorological Office, Brecknell, 1977. – 18p.

107. Jin E.K., Kinter III J.L., Wang B., Park C-K., Kang L.S., Kirtman B.P., Kug J-S., Kumar A., Luo J-J., Schemm J., Shukla J., Yamagata T. Current status of ENSO prediction skill in coupled ocean-atmosphere models // *Climate Dynamics*. – 2008. – Vol.31. – P. 647-664.
108. Johannessen O. M., Miles M., Bjorgo E. The Arctic's Shrinking Sea Ice // *Nature*. – 1995. – Vol. 376 – P. 126-127.
109. John N., Scott S., Suim T., Wittoya K. North Atlantic Oscillation (NAO)/ Arctic Oscillation (AO) // Department of Meteorology SJSU. 2008. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.met.sjsu.edu> (дата обращения 10.10.2014)
110. Jovanovic G., Reljin I., Reljin B. The influence of Arctic and North Atlantic Oscillation on precipitation regime in Serbia // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. – 2008. – Vol. 4. – N.1. – P. 012025. DOI: 10.1088/1755-1307/4/1/012025.
111. Ju A. Arctic ice melt sets stage for severe winters, scientists say. // Cornell University. 2012. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.news.cornell.edu/stories/2012/06/arctic-ice-melt-sets-stage-cold-weather>. (дата обращения 15.09.2014)
112. Jung T., Vitart F., Ferranti L., Morcrette J.-J. Origin and predictability of the extreme negative NAO winter of 2009/10 // *Geophysical Research Letters*. – 2011.– N.38. – P. L07701.
113. Karl T. R., Katz R. W. A new face for climate dice // *PNAS*.–2012.–Vol.109.–N. 37. –P.14720-14721.
114. Kharin V.V., Zwiers F.W., Zhang X., Hegerl G.C. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations // *Journal of Climate*.– 2007. – N.20(8). – P. 1419-1444.
115. Kidston J., Scaife A. A., Hardiman S. C., Mitchell D. M., Butchart N., Baldwin V. P., Gray L. J. Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather // *Nature Geoscience*. – 2015. – N.8. – P. 433-440.
116. Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van denDool H., Jenne R., Fiorino M. The NCEP-NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2011. – N. 82. – P. 247-268.
117. Kodra E., Steinhäuser K., Ganguly A.R. Persisting cold extremes under 21st-century warming scenarios // *Geophysical Research Letters*. – 2011. – N.38. – L08705. DOI:10.1029/2011GL047103.
118. Koslowski G., Glaser R. Variations in reconstructed ice winter severity in the western Baltic from 1501 to 1995, and their implications for the North Atlantic oscillation // *Climatic Change*. – 1999. – N.41. – P.175-191.

119. Kossin J.P., Emanuel K.A., Vecchi G.A. The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity // *Nature*. – 2014. – N.509. – P.349-352.
120. Lamb H.H. *British Isles Weather Types and a Register of Daily Sequence of Circulation Patterns, 1861–1971*. – M.: Geo-physical Memoir 116, HMSO, London (UK), 1972. – 85 p.
121. Lau K. M., Sheu P. J., Kang I. S. Multiscale Low-Frequency Circulation Modes in the Global Atmosphere // *Journal of the atmosphere sciences*. – 1993. – Vol.51. – N.9. – P.1169-1193.
122. Lawrence D. M., Slater A. G., Tomas R. A., Holland M. M., Deser C. Accelerated Arctic land warming and permafrost degradation during rapid sea ice loss // *Geophysical Research Letters*. – 2008. – Vol. 35. – P. L11506.DOI:10.1029/2008GL033985.
123. Lhotka O., Kyselý J. Characterizing joint effects of spatial extent, temperature magnitude and duration of heat waves and cold spells over Central Europe // *International Journal of Climatology*. – 2015. – N.35. – P.1232-1244.
124. Li Ch., Zhang Q. Y. January temperature anomalies over Northeast China and precursors // *Chinese Science Bulletin*. – 2013. – Vol.58. – N.5. – P.671-677.
125. Limpasuvan V., Thompson D. W. J., Hartmann D. L. The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings // *Journal of Climate*. – 2004. – N.17. – P. 2584-2597.
126. Lockwood M., Harrison R.G., Woollings T., Solanki S.K. Are cold winters in Europe associated with low solar activity? // *Environmental Research Letters*. – 2010. – N.5. – P.024001.
127. Lu J., Tang R.L., Tang H.J., Li Z.L. Derivation of daily evaporative fraction based on temporal variations in surface temperature, air temperature, and net radiation // *Remote Sens*. – 2013. – N.5(10). – P. 5369-5396.
128. Luterbacher J., Rickli R., Xoplaki E., Tinguely C., Beck C., Pfister C., Wanner H. The late Maunder Minimum (1675–1715)—a key period for studying decadal scale climatic change in Europe // *Climate Change*. – 2001. – Vol.49. – P.441-462.
129. Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Rickli R., Jacobeit J., Beck C., Gyalistras D., Schmutz C., Wanner H. Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500 // *ClimateDynamycs*. – 2002. – N.18. – P.545-561.
130. Machel H., Kapala A., Flohn H. Behaviour of the Centres of Action above the Atlantic since 1881. Part I: Characteristics of Seasonal and Interannual Variability // *International Journal of Climatology*. – 1998. – N.18. – P.1-22.
131. Maheras P., Xoplaki E., Davies T., Martin-Vide J., Bariendos M., Alcoforado M. J. Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990 // *International Journal of Climatology*. – 1999. – N.19. – P.1697-1715.
132. Manabe T., Yamada R. Global average surface temperatures for 2013 // *TCC News*. Tokyo Climate Center, Japan Meteorological Agency. – 2014. – N.35. – P.1-10.

133. Martin S., Munoz E., Drucker R. Recent observations of a spring-summer surface warming over the Arctic Ocean // *Geophysical Research Letters*. – 1997. – Vol.24. – Is.10. – P.1259-1262.
134. Martius O., Polvani L., Davies H. Blocking precursors to stratospheric sudden warming events // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – N.36. – P.L14 806.
135. Matsuno T. A dynamical model of the stratospheric sudden warmings // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1971. – N.28. – P.1479-1494.
136. McWilliams J.C. An application of equivalent modons to atmospheric blocking // *Dynamics of Atmospheres and Oceans*. – 1980. – N.5. – P. 43-66.
137. Суровая зима 1978/79 гг. на Европейской части СССР. // *Meteoweb*. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://meteoweb.ru/ar012.php> (дата обращения 11.05.2013)
138. Mori M., Watanabe M., Shiogama H., Inoue J., Kimoto M. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades // *Nature Geoscience*. – 2014. – N.7. – P.869-873.
139. Moron V., Gouirand I. Seasonal modulation of the El Nino-Southern Oscillation relationship with sea level pressure anomalies over the North Atlantic in October-March 1873 – 1996 // *International Journal of Climatology*. – 2004. – N.23. – P.143-155.
140. Nikolova N., Penev D. Fluctuation of Extremely Cold and Warm Months in Bulgaria // *Geographica Panonica*. – 2007. – Vol.11. – P. 19-21.
141. Nikulin G., Lott F. On the time-scales of the downward propagation and of the tropospheric planetary wave response to the stratospheric circulation // *Annles Geophysicae*. – 2010. – N.28. – P.339-351.
142. Nishii K., Nakamura H. Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 2005. – N.131. – P.545-564.
143. O'Connor J. F. The Weather and Circulation of January 1963 // *Monthly Weather Review*. – 1963. – N.91(4). – P.209-218.
144. Outten S.D., Esau I. A link between Arctic sea ice and recent cooling trends over Eurasia // *Climatic Change*. – 2012. – N.110. – P.1069-1075.
145. Overland J. E., Adams J. M., Bond N. A. Decadal Variability of the Aleutian Low and Its Relation to High-Latitude Circulation // *Journal of Climate*. – 1998. – Vol.12. – P.1542-1548.
146. Peings Y., Magnusdottir G. Response of the wintertime Northern Hemisphere atmospheric circulation to current and projected Arctic sea ice decline: a numerical study with CAM5 // *Journal of Climate*. – 2014. – Vol. 27. – P. 244-264.
147. Petoukhov V., Semenov V.A. A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // *Journal of Geophysical Research: – Atmospheres*. – 2010. – N.115. – P. D21111. DOI:10.1029/2009JD013568.

148. Pfister C., Kington J., Kleinlogel G., Schule H., Siffert E. High resolution spatio-temporal reconstructions of past climate from direct meteorological observations and proxy-data. *Climatic Trends and Anomalies in Europe 1675-1715* /Frenzel B (ed.). G. Fischer/. – M.: Stuttgart, 1994. 329-375 pp.
149. Plumb R. A. On the Three-Dimensional Propagation of stationary waves // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 1985. – Vol.42. – N.3. – P. 217-229.
150. Pohlert T. Non-Parametric Trend Tests and Change-Point Detection. 2016. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://cran.r-project.org/web/packages/trend/vignettes/trend.pdf> (дата обращения 26.01.2016)
151. Polvani L. M., Kushner P. J. Tropospheric response to stratospheric perturbations in a troposphere // *Journal of Atmospheric Sciences*. –2002. – N.61. – P. 1711-1725.
152. Post P., Truija V., Tuulik J. Circulation weather types and their influence on temperature and precipitation in Estonia // *Boreal Environmental Research*. – 2002. – N.7. – P. 281-289.
153. Przybylak R., Majorowicz J., Wojcik G., Zielski A., Chorazyczewski W., Marciniak K., Nowosad W., Olinski P., Syta K. Temperature changes in Poland from the 16th to the 20th centuries // *International Journal of Climatology*. – 2005. – N.25. – P.773-791. DOI:10.1002/joc.1149.
154. Quan X., Martin W., Hoerling P., Perlwitz J., Diaz H.F., Xu T. How Fast Are the Tropics Expanding? // *Journal of Climate*. – 2014. – N.27. – P.1999-2013.
155. Ramos A. M., Lorenzo M. N., Gimeno L. Compatibility between modes of low-frequency variability and circulation types: A case study of the northwest Iberian Peninsula // *Journal of Geophysical Research*. – 2010. – N.115. – P.D02113.
156. Rannow S., Neubert M. (Eds.). *Managing Protected Areas in Central and Eastern Europe Under Climate Change*. – M.: Springer Netherlands, 2014. – P.17-30.
157. Reutter P., Škerlak B., Sprenger M., Wernli H. Stratosphere–troposphere exchange (STE) in the vicinity of North Atlantic cyclones // *Atmosphere Chemistry and Physics*. – 2015. – V.15. – P.10939-10953.
158. Rex D. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: I. An aerological study of blocking action // *Tellus*. – 1950. – N.2. – P.196-211.
159. Rex D. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: II. The climatology of blocking action // *Tellus*. – 1950. – N.2(4). – P.275-301.
160. Rimkus E., Kažys J., Butkutė S., Gečaitė I. Snow cover variability in Lithuania over the last 50 years and its relationship with large-scale atmospheric circulation // *Boreal Environmental Research*. – 2014. – N.19. – P.337-351.
161. Rimkus E. *Globali aplinkos kaita. Klimato kaitos prognozės*. – M.: Vilniaus universitetas, Vilnius, 2007. 107-133 pp.

162. Robeson S. M., Willmott C. J., Jones P. D. Trends in hemispheric warm and cold anomalies // *Geophysical Research Letters*. – 2014. – N.41. – P1-7.
163. Robock A., Mao J. The volcanic signal in surface temperature observations // *Journal of Climate*. – 1995. – N.8. – P.1086-1103.
164. Rohli R. V. Vega A. J. *Climatology*. Third edition / Jones and Bartlett. – M.: Sudbury, Massachusetts, 2015. – 443 p.
165. Scherrer S., Croci-Maspoli M., Schwierz C., Appenzeller C. Two-dimensional indices of atmospheric blocking and their statistical relationship with winter climate patterns in the Euro-Atlantic region // *International Journal of Climatology*. – 2006. – N.26. – P.233-249.
166. Schwierz C., Croci-Maspoli M., Davies H. Perspicacious indicators of atmospheric blocking // *Geophysical Research Letters*. – 2004. – N.31. – P. L06 125.
167. Screen J. A., Simmonds I. Amplified mid-latitude planetary waves favour particular regional weather extremes // *Nature Climate Change*. – 2014. – N.4. – P.704-709.
168. Screen J.A., Deser C., Simmonds I. Local and remote controls on observed Arctic warming // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – N.39. – P. L10709.
169. Seidel D. J., Gillett N. P., Lanzante J. R., Shine K. P., Thorne P.V. Stratospheric temperature trends: our evolving understanding // *Advanced Review*. – 2011. – Vol.2. – Is.4. – P.592-616.
170. Sepp M., Jaagus J. Frequency of circulation patterns and air temperature variations in Europe // *Boreal Environmental Research*. – 2002. – N.7. – P.273-279.
171. Serreze M.C., Walsh J. E., Chapin F. S., Osterkamp T., Dyurgerov M., Romanovsky V., Oechel W. C., Morison J., Zhang T., Barry R. G. Observational evidence of recent change in the Northern high-latitude environment // *Climatic Change*. – 2000. – V.46. – P.159-207.
172. Serreze M. C., Carse F., Barry R. G., Rogers J. C. Icelandic Low Cyclone Activity: Climatological Features, Linkages with the NAO, and Relationships with Recent Changes in the Northern Hemisphere Circulation // *Journal of Climate*. – 1997. – N.10. – P.453-464.
173. Shukla J., Mo K. C. Seasonal and geographical variation of blocking // *Monthly Weather Review*. – 1983. – N.111. – P.388-402.
174. Sillmann J., Croci-Maspoli M., Kallache M., Katz R. W. Extreme cold winter temperatures in Europe under the influence of North Atlantic atmospheric blocking // *Journal of Climate*. – 2011. – N.24. – P.5899-5913.
175. Sillmann J., M. Croci-Maspoli. Present and future atmospheric blocking and its impact on European mean and extreme climate // *Geophysical Research Letters*. – 2009. – N.36. – P. L10702.
176. Solomon S., Rosenlof K. H., Portmann R. W., Daniel J. S., Davis S. M., Sanford T. J., Plattner G-K. Contributions of Stratospheric Water Vapor to Decadal Changes in the Rate of Global Warming // *Science*. – 2010. – Vol.327. – N.5970. – P. 1219-1223.

177. Stankūnavičius G. Ilgalaikių oro temperatūros anomalijų Lietuvoje sinoptinės sąlygos: PhD thesis. –K.: Vilniaus Universitetas, 2000. – 220 p.
178. Stanojevic G. The classifications of atmospheric circulation // Journal of the geographical institute. – 2010. – Vol.60. – N.2. – P.27-37.
179. Stricherz V. UW scientists say Arctic Oscillation might carry evidence of global warming // University of Washington. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.washington.edu/news/2001/06/01/uw-scientists-say-arctic-oscillation-might-carry-evidence-of-global-warming/> (дата обращения 10.09.2015)
180. Stroeve J.C., Serreze M.C., Holland M.M., Kay J.E., Maslanik J., Barrett A.P. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis // Climatic Change. – 2012. – N.110. – P.1005-1027.
181. Sutton R., Suckling E., Hawkins E. What does global mean temperature tell us about local climate? // Phil. Trans. R. Soc. A. – 2015. – V.373. – P.20140426. DOI: 10.1098/rsta.2014.0426.
182. Tamarin T., Kaspi Y. The poleward motion of extratropical cyclones from a potential vorticity tendency analysis // Journal of the Atmospheric Sciences. – 2016. – Vol.73. – P.1687-1707.
183. Tang Q., Zhang X., Yang X., Francis J. A. Cold winter extremes in northern continents linked to Arctic sea ice loss // Environmental Research Letters. – 2013. – N.8(1). – P. 4-36.
184. Thompson D., Wallace J. Arctic Oscillation has moderated northern winters of 1980s and '90s. 2001. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.washington.edu> (дата обращения 15.04.2013)
185. Thompson D. W. J., Wallace J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophysical Research Letters. – 1998. – N.25. – P.1297-1300.
186. Thompson D.W.J., Seidel D.J., Randel W.J., Zou C.-Z., Butler A. H., Lin R., Long C., Mears C., Osso A. The mystery of recent stratospheric temperature trends // Nature. – 2001. – N.491. – P.692-697.
187. Thorpe A. J. Climate Change Predictions. A challenging scientific problem. 2005. // Institute of physics. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.iop.org/activity/policy/Publications/file_4147.pdf (дата обращения 11.05.2015)
188. Tomassini L., Gerber E.P., Baldwin M.P., Bunzel F., Giorgetta M. The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe // Journal of advances in modeling Earth Systems. – 2012. – Vol.4. – P.M00A03.
189. Trenberth K. E., Fasullo J. T., Branstator G., Phillips A. S. Seasonal aspects of the recent pause in surface warming // Nature Climate Change. – 2014. – N.4. – P.911-916.

190. Trigo R. M., Trigo I. F., DaCamara C. C., Osborn T. J. Climate impact of the European winter blocking episodes from the NCEP/NCAR Reanalyses // *Climate Dynamics*.–2004.– N.23. –P.17-28.
191. Uhl M. A., Smith P. J., Lupo A. R., Zwack P. The Diagnosis of a Pre-Blocking Explosively-Developing Extratropical Cyclone System // *Tellus*. – 1992. – N.44A. – P.236-251.
192. Van Loon H., Rogers J. C. The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe. Part I: General description // *Monthly Weather Review*. – 1978. – Vol.106. – P.296-310.
193. Vihma T. Effects of Arctic Sea Ice Decline on Weather and Climate: A Review // *Surveys in Geophysics*. – 2014. – Vol. 35. – Is.5. – P.1175-1214.
194. Vincent L. A., Mekis E. Changes in Daily and Extreme Temperature and Precipitation Indices for Canada over the Twentieth Century // *Atmosphere-Ocean*. – 2010. – N.44/2. – P.177-193.
195. Walker G. T. Correlations in seasonal variations of weather IX // *Mem Ind Meteor Dept*. – 1924. –N.24. – P.275-332.
196. Walsh J. E., Chapman W. L., Shy T. L. Recent Decrease of Sea Level Pressure in the Central Arctic // *Journal of Climate*. – 1996. – N.9. – P.480-486.
197. Wang D., Wang Ch., Yang X., Lu J. Winter Northern Hemisphere surface air temperature variability associated with the Arctic Oscillation and North Atlantic Oscillation // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – Vol. 32. – P. L16706.
198. Wibig J. Temporal variability of the frequency of extreme temperature occurrence in Poland on the example of Zakopane and Lodz // *Prace Geograficzne*. – 2000. – N.108. – P.215-222.
199. Wittman M. A. H., Charlton A. J., Polvani L. M. The effect of lower stratospheric shear on baroclinic instability // *Journal of the Atmospheric Sciences*. – 2007. – N.64. – Vol.2. – P.479-496.
200. Woollings T., Pinto J., Santos J. Dynamical evolution of North Atlantic ridges and poleward jet stream displacements // *Journal of Atmospheric Science*. – 2011. – N.68. – P.954-963.
201. WMO. Guide to climatological practices (3rd ed.). (WMO-No. 100). – M.: Geneva, 2011. – 148 p.
202. WMO. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Global Ozone Research and Monitoring Project, WMO Report No. 50. – M.: Geneva, 2007. – 572 p.
203. Yang S., Christensen J. H. Arctic sea ice reduction and European cold winters in CMIP5 climate change experiments // *Geophysical Research Letters*. – 2012. – N.39. – P.L20707.
204. Zhang X. J., Jin L. Y., Chen Ch. Zh., Guan D. Sh., Li M. Zh. Interannual and interdecadal variations in the North Atlantic Oscillation spatial shift // *Chinese Science Bulletin*. – 2011. – Vol. 56. – N.24. – P. 2621-2627.
205. Zhang X., Alexander L., Hegerl G. C., Jones Ph., Tank A. K., Peterson T. C., Trewin B., Zwiers F. W. Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation

- data. Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change // WIREs Climate Change. – 2011. – V.2. – Is.6. – P.851-870.
206. Zhang X., Walsh J. E., Zhang J., Bhatt U. S, Ikeda M. Climatology and interannual variability of Arctic cyclone activity: 1948-2002 // Journal of Climate. – 2004. – N.17. – P.2300-2316.
207. Zhang Z., Gong D., Hu M., Guo D., He X., Lei Y. Anomalous winter temperature and precipitation events in southern China // Journal of Geographical Sciences. – 2009. – N.19. – P.471-488.
208. Zyulyaeva Yu. A., Zhadin E. A. Analysis of Three-dimensional Eliassen-Palm Fluxes in the Lower Stratosphere // Russian Meteorology and Hydrology. – 2009. – Vol.34. – N.8. – P.483-490.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А Даты начала периодов аномальных похолоданий

Таблица А.1 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Хельсинки в 1951–2013 гг.

Годы	Даты
1955	12-18 декабря
1956	6-13 февраля
1962	17-22 декабря
1966	2-11 февраля
1967	27 января-1 февраля
1967	18-28 декабря
1968	7-18 января
1970	18-23 февраля
1978	14-22 декабря
1978-1979	24 декабря-2 января
1979	11-16 февраля
1985	10-15 января
1985	5-11 февраля
1987	2-15 января
1995	21-29 декабря
1999	6-11 февраля
2002-2003	30 декабря-7 января
2011	13-21 февраля

Таблица А.2 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Талин в 1951–2013 гг.

Годы	Даты
1955	11-20 декабря
1956	5-13 февраля
1966	2-14 февраля
1967	21-1 январь-февраль
1967	19-28 декабря
1968	6-20 января
1970	16-23 февраля
1978-1979	28-3 декабрь-январь
1979	11-16 февраля
1980	26-1 январь-февраль
1985	5-17 февраль
1987	4-14 январь
1995	23-29 декабрь
1996	7-12 февраль
2002-2003	28-7 декабрь-январь
2006	18-23 январь
2009	14-21 декабрь
2010	21-28 январь
2011	15-25 февраль
2012	1-6 февраля
2012	19-25 декабря
2014	21-26 января

Таблица А.3 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Рига в 1951–2013 гг.

Годы	Даты
1951	22-28 января
1954	13-23 февраля
1955	10-19 декабря
1956	5-13 февраля
1959	5-11 декабря
1962	18-23 декабря
1964	12-20 февраля
1966	7-13 февраля
1967	9-14 декабря
1967	19-25 декабря
1968	12-20 января
1969	17-26 декабря
1972	13-18 января
1978	20-25 декабря
1978-1979	27-7 декабрь-январь
1985	4-9 января
1985	5-12 февраля
1987	3-16 января
1995	25-2 декабрь-январь
2006	18-23 январь
2010	22-28 январь
2011	14-25 февраль
2012	30-7 январь-февраль

Таблица А.4 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Тарту в 1951–2013 гг.

Годы	Даты
1955	8-19 декабря
1956	5-12 февраля
1959	5-11 декабря
1962	18-23 декабря
1966	2-9 февраля
1967	21-28 января
1967	19-28 декабря
1968	5-10 января
1968	12-20 января
1978-1979	27-2 декабрь-январь
1980	27-1 январь-февраль
1985	5-12 февраля
1987	4-13 января
1996	7-12 февраля
2006	18-23 января
2009	14-19 декабря
2010	21-28 января
2011	14-21 февраля
2012	30-7 январь-февраль

Таблица А.5 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Лиепая в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1954	15-23 февраля
1955	12-17 декабря
1956	6-11 февраля
1959	5-11 декабря
1962	27-1 декабрь-январь
1963	18-23 февраля
1964	12-17 февраля
1969	2-11 января
1969	20-26 декабря
1972	12-18 января
1978-1979	27-5 декабрь-январь
1985	5-12 февраля
1986	24-29 декабря
1987	4-17 января
1995-1996	27-2 декабрь-январь
2010	22-27 января
2011	19-25 февраля
2012	31-8 январь-февраль

Таблица А.6 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Клайпеда в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1951	22-28 января
1954	15-25 февраля
1955	12-17 декабря
1956	6-15 февраль
1959	5-10 декабря
1962	18-23 декабря
1964	13-19 февраля
1969	17-26 декабря
1972	13-18 января
1978-1979	27-5 декабрь-январь
1985	4-9 января
1985	12-21 января
1985	5-12 февраля
1986	24-29 декабря
1987	6-21 января
1995-1996	26-2 декабрь-январь
2009	17-22 декабря
2010	22-28 января
2011	19-25 февраля
2012	30-8 январь-февраль

Таблица А.7 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Минск в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1954	15-20 февраля
1956	29-12 январь-февраль
1959	5-11 декабря
1963	12-19 января
1968	7-15 января
1969	15-31 января
1969	20-27 декабря
1972	12-19 января
1978	16-23 декабря
1978-1979	28-5 декабрь-январь
1985	9-16 января
1985	6-12 февраля
1987	2-12 января
1995-1996	26-1 декабрь-январь
1996-1997	23-1 декабрь-январь
2006	19-24 января

Таблица А.8 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Вильнюс в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1954	15-23 февраля
1956	28 января – 12 февраля
1959	5-10 декабря
1962	19-24 декабря
1969	17-26 декабря
1972	12-18 января
1978	16-23 декабря
1978-1979	28 декабря – 7 января
1985	5-12 февраля
1986	3-8 февраля
1987	2-12 января
1987	14-19 января
1995-1996	27 декабря – 1 января
1996	6-11 февраля
1996-1997	23 декабря – 1 января
2006	19-24 января
2010	23-28 января
2012	31 января – 6 февраля

Таблица А.9 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Санкт-Петербург в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1955	8-22 декабря
1956	26-1 январь-февраль
1956	4-13 февраль
1958	5-10 январь
1966	1-14 февраль
1967	27-2 январь-февраль
1967	19-28 декабрь
1968	5-20 января
1976	13-19 января
1976	31-7 январь-февраль
1978	16-22 декабрь
1978	24-2 декабрь-январь
1985	5-12 февраль
1987	4-13 январь
1995	21-28 декабрь
2002-2003	27-8 декабрь-январь
2006	18-23 январь
2006	3-8 февраль
2011	14-21 февраль

Таблица А.10 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Псков в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1954	15-22 февраля
1955	8-19 декабря
1956	4-12 февраля
1959	5-11 декабря
1962	18-23 декабря
1966	2-9 февраля
1967	21-26 января
1967	19-25 декабря
1968	5-10 января
1968	12-20 января
1978-1979	27-1 декабрь-январь
1985	6-12 февраль
1986	23-28 декабря
1987	4-13 января
1996	6-12 февраля
2006	18-23 января
2007	7-12 февраля

Таблица А.11 –Даты начала периодов аномальных похолоданий в МС Великие Луки в 1951–2013 гг.

Год	Даты
1955	12-19 декабря
1956	26-2 январь-февраль
1956	5-12 февраль
1959	4-12 декабрь
1962	18-23 декабрь
1968	14-20 январь
1969	21-27 декабрь
1970	18-23 февраль
1978	16-24 декабрь
1986-1987	31-12 декабрь-январь
1996	7-12 февраль
2006	18-24 январь
2009	14-19 декабрь
2011	15-21 февраль

Приложение Б Сокращения и расшифровка названий типов атмосферной циркуляции по классификации Лэмба

Тип	Расшифровка
A	Антициклоническая циркуляция
C	Циклоническая циркуляция
E	Восточный перенос воздушных масс
EA	Восточный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
EC	Восточный перенос воздушных масс с циклоническим характером
N	Северный перенос воздушных масс
NA	Северный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
NC	Северный перенос воздушных масс с циклоническим характером
NE	Северо-восточный перенос воздушных масс
NEA	Северо-восточный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
NEC	Северо-восточный перенос воздушных масс с циклоническим характером
NW	Северо-западный перенос воздушных масс
NWA	Северо-западный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
NWC	Северо-западный перенос воздушных масс с циклоническим характером
S	Южный перенос воздушных масс
SA	Южный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
SC	Южный перенос воздушных масс с циклоническим характером
SE	Юго-восточный перенос воздушных масс
SEA	Юго-восточный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
SEC	Юго-восточный перенос воздушных масс с циклоническим характером
SW	Юго-западный перенос воздушных масс
SWA	Юго-западный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
SWC	Юго-западный перенос воздушных масс с циклоническим характером
W	Западный перенос воздушных масс
WA	Западный перенос воздушных масс с антициклоническим характером
WC	Западный перенос воздушных масс с циклоническим характером