

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ
НАУКИ ИНСТИТУТ ГЕОГРАФИИ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



БОКУЧАВА ДАРЬЯ ДМИТРИЕВНА

**ОСОБЕННОСТИ И МЕХАНИЗМЫ ПОТЕПЛЕНИЯ ПЕРВОЙ
ПОЛОВИНЫ XX ВЕКА В АРКТИКЕ**

1.6.18 — Науки об атмосфере и климате

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени
кандидата географических наук

Научный руководитель:
академик РАН, д.ф.-м.н.,
Семенов Владимир Анатольевич

Москва
2023

Оглавление

Введение	4
Глава 1. Долгопериодные изменения приземной температуры воздуха в Арктике в XX веке	12
1.1. Исследование события потепления в первой половине XX века	12
1.2. Пространственно-временные особенности потепления первой половины XX века во внетропической зоне СП	19
1.3. Эффект Арктического усиления	27
1.4. Изменения площади арктических морских льдов в период ПСДВ	30
1.5. Выводы	32
Глава 2. Особенности изменений температуры воздуха и давления в течение XX века по различным данным наблюдений и реанализов	33
2.1. Описание используемых массивов данных	35
2.2. Методы анализа данных	43
2.3. Пространственно-временное распределение аномалий температуры в течение XX века	45
2.4. Сезонные особенности изменений аномалий ПТВ в Арктике	50
2.5. Пространственное распределение трендов ПТВ и ДУМ во внетропических широтах СП в XX веке	54
2.6. Пространственная и временная корреляция аномалий ПТВ и ДУМ между реанализами и данными наблюдений в течение XX века	59
2.6.1. Пространственная корреляция аномалий ПТВ и ДУМ для разных широтных зон СП	59
2.6.2. Временная корреляция аномалий ПТВ во внетропических широтах СП	61
2.7. Особенности структуры атмосферной циркуляции во внетропических широтах СП в течение XX века	63
2.7.1. Пространственная структура режимов ДУМ	63
2.7.2. Временная изменчивость основных центров действия атмосферы	66
2.8. Выводы	68
Глава 3. Механизмы потепления первой половины XX века в Арктике	71
3.1. Механизмы, связанные с внутренней изменчивостью океана и атмосферы	76
3.1.1. Роль внутренней изменчивости циркуляции атмосферы	76

3.1.2. Роль внутренней изменчивости температуры поверхности океана	82
3.2. Обратные связи в Арктической климатической системе	87
3.3. Механизмы связанные с естественным внешним воздействием.....	91
3.3.1. Изменения солнечной радиации	91
3.3.2. Колебания вулканической активности	95
3.4. Механизмы, связанные с антропогенным воздействием	98
3.4.1. Воздействие антропогенных аэрозолей	98
3.4.2. Вклад черного углерода.....	103
3.4.3. Роль парниковых газов	105
3.5. Выводы.....	107
Глава 4. Вклад внутренних мод изменчивости атмосферы и океана в изменения температуры в Арктике в XX веке	109
4.1. Особенности структуры атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана во внетропических широтах СП.....	112
4.2. Оценка потенциального вклада основных мод естественной изменчивости циркуляции атмосферы и температуры поверхности океана в колебания ПТВ в Арктике и отдельно в ее регионах.....	117
4.2.1. Вклад атмосферных мод естественной изменчивости в изменения ПТВ в Арктике	120
4.2.2. Вклад совместных мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ в Арктике	122
4.2.3. Оценка потенциального вклада основных мод естественной изменчивости атмосферы и океана в отдельных секторах Арктики	125
4.3. Вклад ведущих мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ в долготных зонах Арктики	128
4.4. Выводы.....	131
Заключение.....	132
Список литературы	135
Приложения.....	160

Введение

На протяжении XX века было зафиксировано два события интенсивного роста глобальной приземной температуры воздуха (ПТВ) – потепление первой половины века с 1920-х гг. по 1940-е гг., и современное потепление, с середины 1970-х гг. по настоящее время, разделенных периодом понижения температуры в 1950–1970-х годах.

До конца XX столетия потепление первой половины века не уступало по величине современному потеплению. В работе (Jones et al., 1999) отмечается, что положительные аномалии ПТВ в XX веке наблюдались в течение двух 20-летних периодов. Рост ПТВ составил 0.37°C в 1925–1944 гг. и 0.32°C в 1978–1997 гг. Долгопериодная динамика температурных аномалий в XX в. позволяет говорить о “раннем” периоде потепления как об отдельно стоящем событии, которое было сопоставимо по величине с современным потеплением, однако произошло в то время, когда рост выбросов парниковых газов в атмосфере был в 4–5 раз меньше, чем в последние десятилетия. (Delworth and Knutson, 2000; Johannesen et al., 2004; Thompson et al., 2015).

Потепление первой половины XX века достигло своего максимума в период 1940–1945 гг., в связи с чем в научном сообществе для его обозначения используется термин – Потепление середины XX века (ПСДВ).

Особенностью обоих событий потепления являются ярко выраженные положительные аномалии ПТВ в Северном полушарии (СП), особенно сильно проявляющиеся в арктических широтах в зимний сезон (Bekryaev et al., 2010; Yamanouchi, 2011; Бокучава и Семенов, 2018). Темпы Арктического потепления более чем вдвое превышали средние глобальные изменения как во время ПСДВ, так и в течение современного потепления. Недавние реконструкции ледового покрова (Матвеева и Семенов, 2021) указывают на значительную отрицательную аномалию площади арктического морского льда в период раннего потепления, связанную с усилением притока атлантической воды в Арктику.

Аномальные погодные явления во время ПСДВ наблюдались также за пределами Арктики, и не только в зимний, но и в летний сезон. Катастрофические пыльные бури и волны жары в 1930-х годах в Северной Америке, экстремально холодные зимы и летние засухи в 1940-х гг. в Европе, изменения в интенсивности

Индийских муссонов и засухи в Австралии в середине XX века – могли быть связаны с ПСДВ (Hegerl et al., 2018; Popova et al., 2022).

Причины и механизмы формирования ПСДВ и его усиления в высоких широтах СП все еще остаются предметом дискуссий. Результаты численных экспериментов с климатическими моделями свидетельствуют о том, что важную роль в формировании аномалий климата играют внутренняя естественная изменчивость климата (Delworth and Knutson, 2005), обратные связи в климатической системе (Chen et al., 2018), внешние естественные факторы (Suo et al., 2013), внешние антропогенные факторы, в том числе сульфатные и сажевые аэрозоли (Shindell and Fulavegi, 2009) и парниковые газы (Meehl et al., 2004). В качестве основной причины климатических аномалий исследователи указывают внутреннюю естественную изменчивость климатической системы «океан-морской лед-атмосфера» на различных масштабах (Bengtsson et al., 2004; Семенов, 2015), включая долгопериодную изменчивость (Алексеев, 2014). Примером такой изменчивости может быть Атлантическая мультидекадная осцилляция (Schlesinger and Ramankutty, 1994), в последние 100 лет согласованная с изменениями температурных аномалий в СП и в Арктике (Семенов и др., 2010).

Результаты многих исследований указывают на то, что описанное событие было вызвано комбинированным эффектом долгопериодных колебаний режимов изменчивости атмосферы и океана в Северной Атлантике и Северной части Тихого океана с заметным вкладом внешнего радиационного воздействия, связанного со снижением вулканической активности, изменениями солнечной радиации и увеличением концентрации парниковых газов в атмосфере из-за антропогенных выбросов (Bokuchava and Semenov, 2020; 2021; Hegerl et al., 2018). Кроме того, изменения климата в высоких широтах СП было усилено рядом положительных обратных связей (Бокучава и Семенов, 2022; Семенов, 2015).

Оценка вклада внутренней изменчивости и внешних природных и антропогенных факторов в изменения климата в Арктике в первой половине XX века является фундаментальной задачей климатологии, решение которой способствует пониманию исторической и современной динамики климата. Анализ изменений ПТВ в высоких широтах СП в XX веке позволяет выявить возможные механизмы естественной и внешней изменчивости климата и положительных обратных связей

в арктической климатической системе, способствующих усилению климатических изменений.

Целью диссертационной работы является исследование механизмов формирования долгопериодной положительной температурной аномалии в Арктике в первой половине XX века и оценка вклада внутренней естественной изменчивости в аномалии ПТВ.

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

Провести анализ пространственно-временной структуры изменчивости приземной температуры и давления на уровне моря в арктических широтах, с использованием данных наблюдений и реанализов, охватывающих период с начала XX века.

Определить наиболее достоверные и качественные массивы данных реанализов для анализа климатических характеристик периода ПСДВ.

Выполнить аналитический обзор возможных механизмов потепления XX века с оценкой их достоверности с учетом современных исследований динамики климата.

Исследовать структуру изменчивости ведущих мод атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана во внетропических широтах СП.

Получить количественные оценки вклада основных режимов естественной изменчивости атмосферы и океана в Арктике в целом и в ее отдельных регионах по данным наблюдений и реанализов.

Объект исследования – долгопериодные изменения приземной температуры воздуха в Арктическом регионе в XX веке.

Предмет исследования – региональные особенности, тенденции и возможные причины колебаний приземной температуры воздуха в период потепления первой половины XX века.

Положения выносимые на защиту

1. Согласно результатам анализа пространственно-временной структуры изменчивости приземной температуры воздуха в XX веке, ПСДВ в высоких широтах СП в наибольшей степени проявилось в зимний сезон, было сильнее выражено в восточной Арктике, а также сравнимо с потеплением в современный период по темпам роста температуры.

2. Выявлены существенные различия, в том числе качественного характера, тенденций изменений температуры и давления в первой половине XX века между массивами данных наблюдений и тремя существующими реанализами XX века, что не позволяет рассматривать реанализы XX века как полноценную замену отсутствующим наблюдениям. Изменения приземной температуры воздуха и давления на уровне моря в высоких широтах СП на протяжении XX века были наиболее реалистично воспроизведены реанализами CERA20C и ERA20C, в то время как реанализ NOAA20C воспроизводит аномалии температуры и давления значительно хуже в течение столетия.

3. Согласно аналитическому обзору современных исследований, основной вклад в ПСДВ в Арктике внесли факторы внутренней изменчивости климата (Атлантическая мультидекадная осцилляция, Тихоокеанская декадная осцилляция, Северо-Атлантическое колебание и Тихоокеанско-северо-Американское колебание). Также на формирование ПСДВ оказали влияние факторы внешнего воздействия на климат – солнечная и вулканическая активность, антропогенные аэрозоли и парниковые газы, но их вклад не являлся существенным.

4. Ведущие моды естественной изменчивости циркуляции атмосферы и температуры поверхности океана (Северо-Атлантическое колебание и Тихоокеанско-северо-Американское колебание, Атлантическая мультидекадная осцилляция, Тихоокеанская декадная осцилляция) объясняют более 70% многолетней изменчивости ПТВ зимой в Арктике в XX веке, после вычета линейного векового тренда. Преобладающий вклад вносит внутренняя мультидекадная изменчивость температуры поверхности океана в Северной Атлантике.

Научная новизна

Впервые систематизированы и подробно проанализированы возможные механизмы формирования ПСДВ в Арктических широтах.

Впервые получены количественные оценки достоверности качества сеточных массивов данных (наблюдений и реанализов), применимых для анализа приземной температуры воздуха и давления в период ПСДВ во внетропических широтах СП.

Впервые выполнен комплексный статистический анализ вклада основных мод естественной изменчивости циркуляции атмосферы и температуры поверхности

океана в изменения ПТВ в XX веке в Арктике, в том числе для отдельных ее регионов.

Теоретическая и практическая значимость работы

Понимание механизмов формирования ПСДВ и усиления его амплитуды в высоких арктических широтах является фундаментальной задачей исследования динамики климатической системы. В силу остающейся неопределенности факторов, оказывающих влияние на формирование ПСДВ, анализ «раннего» периода потепления и сравнение его основных характеристик с современным потеплением важны для исследования климатических процессов, происходящих в последние десятилетия, а также для моделирования как региональных, так и глобальных будущих изменений климата.

В диссертационной работе получены новые результаты и уточнены уже имеющиеся знания о событии ПСДВ. Сделан обширный новый аналитический обзор с учетом последних исследований возможных механизмов формирования ПСДВ в Арктике. Кроме этого, выполнен комплексный анализ качества воспроизведения климатических характеристик в наиболее современных массивах данных, охватывающих период с начала XX века и даны количественные оценки вклада ведущих мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ в Арктике в целом и отдельно в ее регионах, что может быть использовано для совершенствования климатических прогнозов.

Достоверность полученных результатов определяется объективным сопоставлением современных массивов данных об изменениях характеристик атмосферы и океана: сеточных архивов, основанных на данных эмпирических наблюдений на метеорологических станциях, а также реанализов и результатов моделирования будущих изменений климата. Все количественные оценки получены с применением обоснованных статистических методов и сопровождаются оценками точности. Также достоверность результатов работы подтверждается согласованностью с результатами современных исследований механизмов изменений климата в первой половине XX века. Текст диссертации полностью написан автором за исключением случаев, где указаны цитируемые источники. Оригинальные результаты опубликованы в ведущих для данной специальности журналах, а также представлены на конференциях, в том числе международных.

Апробация работы

Результаты диссертационного исследования были представлены на отечественных и зарубежных конференциях и семинарах:

Международная школа-конференция молодых ученых «Климат и эколого-географические проблемы Российской Арктики» (Апатиты, 2016); Неделя Арктического научного саммита «Динамика Арктики в условиях глобальных изменений» (Arctic Science Summit Week «A Dynamic Arctic in Global Change») (Прага, 2017); 22-я Международная школа-конференция молодых учёных «Состав атмосферы. Атмосферное электричество. Климатические процессы» (Майкоп, 2018 г.); Тематическая конференция международного географического союза, посвященная 100-летию Института географии РАН «Практическая география и вызовы XXI века» (Москва, 2018г.); Ассамблея Европейского геофизического союза (European Geosciences Union General Assembly) (Вена, 2018); XIII Сибирское совещание и школа молодых ученых по климато-экологическому мониторингу (Томск 2019г.); Международная научно-техническая конференция «Системы контроля окружающей среды» (Севастополь, 2017); Международные Симпозиумы «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (Томск 2018г., Москва 2020г.).

Личный вклад автора

Все научные результаты представляемой диссертационной работы получены автором лично или в соавторстве с д.ф.-м.н. В.А. Семеновым. В ходе выполнения диссертационной работы автор участвовал в формулировке цели и постановке задач, обсуждении и интерпретации полученных результатов, формулировке выводов, подготовке публикаций в рецензируемых научных изданиях. Автором самостоятельно проводились обработка и анализ данных метеорологических станций, реанализов и климатических моделей с использованием статистических методов. Автору принадлежит ведущая роль в написании научных статей по заявленной тематике и в представлении научных докладов.

Основные публикации по теме диссертации

По результатам диссертационной работы опубликовано 10 работ в рецензируемых научных изданиях, в т.ч. 6 в журналах, рекомендованных ВАК, входящих в базы данных SCOPUS, Web of Science или Russian Science Citation Index (RSCI), и 4 – в рецензируемых тезисах докладов, индексируемых в Web of Science.

Статьи в журналах из списка ВАК

1. **Бокучава Д. Д.**, Семенов В. А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // *Фундаментальная и прикладная климатология*. – 2018. – Т. 1. – С. 28-51.
2. **Бокучава Д. Д.**, Семенов В. А. Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии // *Лёд и Снег*. – 2022. – Т. 62. – №. 3. – С. 455-474.
3. Попова В.В., **Бокучава Д.Д.**, Матвеева Т.А. Экстремальная засуха на Восточно-Европейской равнине в период потепления середины XX столетия: климатические характеристики и аналоги в условиях современного климата // *Аридные экосистемы*. – 2023. – Т. 29. – № 2 (95). – С. 3-11.

В изданиях, включенных в базу Scopus и Web of Science

4. **Bokuchava D.D.**, Semenov V.A. Factors of natural climate variability contributing to the Early 20th Century Warming in the Arctic // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – IOP Publishing, 2020. – Т. 606. – №. 1. – С. 012008.
5. **Bokuchava D. D.**, Semenov V. A. Mechanisms of the early 20th century warming in the Arctic // *Earth-Science Reviews*. – 2021. – Т. 222. – С. 103820.
6. Popova V.V., Matveeva T.A., **Bokuchava D.D.** The Early 20th Century Warming in the East-European Plain Climate: Extreme Drought in 1920–1940, Atmospheric Circulation Anomalies and Links with the Sea Ice Variability // *Environmental Sciences Proceedings*. – 2022. – Т. 19. – №. 1. – С. 57.

Статьи в сборниках материалов конференций

7. **Bokuchava D. D.**, Semenov V. A. Surface air temperature and pressure anomalies in the Northern Hemisphere during the 20th century: observations and reanalyses // *24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. – SPIE, 2018. – Т. 10833. – С. 1719-1724.
8. **Bokuchava D. D.**, Semenov V. A., Popova V. V. Features of the winter atmospheric circulation structure in the Northern Hemisphere from observations and 20th century reanalyses data // *25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. – SPIE, 2019. – Т. 11208. – С. 1735-1743.
9. Popova V.V., **Bokuchava D.D.** Changes of the atmospheric circulation patterns over Northern Hemisphere extratropical zone since the mid of XX century // *25th International*

Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – SPIE, 2019. – Т. 11208. – С. 1744-1749.

10. Popova V. V., **Bokuchava D.D.**, Matveeva T. A. The humidification anomalies in the large-scale river basins on the East European Plain in the period of Early 20 Century Warming: circulation factors and analogues in the modern climate // 28th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – SPIE, 2022. – Т. 12341. – С. 1394-1399.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения, списка литературы из 261 наименований работ отечественных и зарубежных авторов, 12 приложений, и содержит 171 страницу, включая 36 иллюстраций и 4 таблицы в основном тексте, а также 13 иллюстраций в приложениях.

Глава 1. Долгопериодные изменения приземной температуры воздуха в Арктике в XX веке

1.1. Исследование события потепления в первой половине XX века

Глобальная среднегодовая ПТВ с 1880 г. выросла примерно на 1.4°C по данным инструментальных наблюдений на 2019 г. (Lenssen et al., 2019). Рост глобальной ПТВ характеризовался двумя периодами потепления – потеплением первой половины XX века, с 1910 по 1945 гг., и современным потеплением, с середины 1970-х гг. по настоящее время, разделенных периодом понижения глобальной температуры в период 1950–1970 гг. (рис. 1.1).

При этом темпы глобального потепления в период первой половины XX века были сравнимы с ростом температуры в конце XX века и составляли 0.47°C и 0.48°C в 30-летние периоды 1916–1945 гг. и 1962–1991 гг. соответственно (рис. 1.1). В то же время динамика скользящих 30-летних трендов показывает, что если с темпами более 0.4°C за 30 лет глобальная температура повышается уже для всех 30-летних интервалов с 1958 г., в период ПСДВ таких темпов потепление достигло лишь для трех 30-летних периодов, начинавшихся в 1914–1916 гг.



Рисунок 1.1. 30-летние скользящие тренды глобальных среднегодовых аномалий ПТВ ($^{\circ}\text{C} / 30 \text{ лет}$, базовый период 1961–1990) согласно массиву данных BERKLEY (Rohde et al., 2013). Год соответствует концу 30-летнего скользящего окна.

Колебания климата середины XX века представляют особый интерес, так как они разделяют некоторые черты современного потепления несмотря на то, что рост концентрации парниковых газов в то время был как минимум в четыре раза меньше, чем в последние десятилетия (IPCC, 2007; 2013; 2021). Особенностью обоих эпизодов являются ярко выраженные положительные аномалии ПТВ в Северном полушарии (СП), усиливающиеся в арктических широтах СП в зимний сезон (Bekryaev et al., 2010; Xu and Ramanathan, 2012).

Заметные колебания температуры в 1920-х и 1940-х годах уже в те времена были предметом научного интереса (Kincer, 1933). В первые десятилетия XX века учеными были обнаружены климатические колебания, в том числе в регионе Северной Атлантики. Их экологические и экономические последствия становились со временем все более заметными (Wood and Overland, 2010).

Зимнее потепление, проявившееся в Северной Европе, было описано еще на рубеже XX века (Ekholm, 1901), т.е. даже ранее, чем начало периода интенсивного роста температур, который обычно ассоциируется с ранними климатическими колебаниями сегодня. К 1930-м годам были задокументированы положительные тенденции ПТВ в восточной части Соединенных Штатов, Северной Европе и других странах (например, Kincer, 1933; Callendar, 1938). Существование региональных различий в характере пространственного распределения аномалий ПТВ в высоких северных широтах также часто отмечалось авторами раннего периода потепления (например, Veryard, 1963).

Самые сильные положительные аномалии ПТВ наблюдались в районе высоких широт Северной Атлантики в 1920-х годах, между Исландией и Шпицбергом, а к 1930-м годам регистрировались уже по всему региону от западной Гренландии до северной Фенноскандии, и далее, в восточном направлении (Jensen, 1939; Ahlmann, 1948). Такие более теплые условия сохранялись в Северо-Атлантическом регионе еще несколько десятилетий (рис. 1.2). В то же время, аномалии, наблюдаемые в другом Арктическом регионе – на Аляске и в западной Канаде, произошли позднее, в начале 1940-х годов и связывались с крупным событием Эль-Ниньо (например, Trenberth and Hurrell, 1994). В течение этих же лет в Европе произошла рекордная серия экстремально холодных суровых зим (Liljequist, 1943).

В исследовании (Box et al., 2009) тенденция потепления у поверхности ледяного покрова Гренландии в 1919–1932 гг. была на 33% больше, чем потепление 1994–2007 гг., согласно объединенным станционным данным и данным региональной климатической модели. Однако, потепление для современного периода было более сильным в западной Гренландии осенью и в южной Гренландии зимой. Среднегодовые средне аномалии ПТВ Гренландии в период ПСДВ превосходили средние аномалии в СП в 1923 году, превысив аномалии СП более чем в 2 раза, при близком совпадении фаз между двумя временными рядами (рис. 1.2). Напротив, потепление 1994–2007 гг. в регионе не превосходило аномалию СП в этот период.

Кроме приземной температуры, положительные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) регистрировались вдоль северной границы течения Гольфстрим и в Северной Атлантике, начиная с 1920-х годов (Bjerknes, 1959), а также вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки (Ketchen, 1956), что было установлено с помощью термографов на судах, курсирующих по маршрутам от портов Восточного побережья США до Бермудских островов и других пунктов на юге (Church, 1932). Российские океанографы обнаружили, что температура атлантических вод, впадающих в северное Баренцево и Восточно-Гренландское моря и в Северный Ледовитый океан, повысилась за 40 лет, с тех пор как Ф. Нансен собрал первые океанографические данные в этом регионе, а также произошло постепенное уменьшение толщины вышележащего слоя холодной и относительно пресной арктической воды (Schokalsky, 1936). Dunbar (1954) в своей работе отмечал, что если этот холодный слой исчезнет в результате очередного роста атлантических ТПО в будущем, арктический климат станет ‘значительно мягче и влажнее’.

Изменения климата, связанные с колебаниями ПТВ и ТПО в первой половине XX века, также наблюдались во многих регионах, но наиболее заметными они были в северной части Северной Атлантики. Климатические воздействия были аналогичны по характеру изменениям, задокументированным в этот период в Арктическом регионе. К ним относятся: сокращение ледников и сокращение площади морского льда в атлантическом секторе, увеличение скорости трансполярного дрейфа морского льда и изменения в ареалах распространения морской и наземной биоты (например, Jensen, 1939; Ahlmann, 1948; Зубов, 1948).

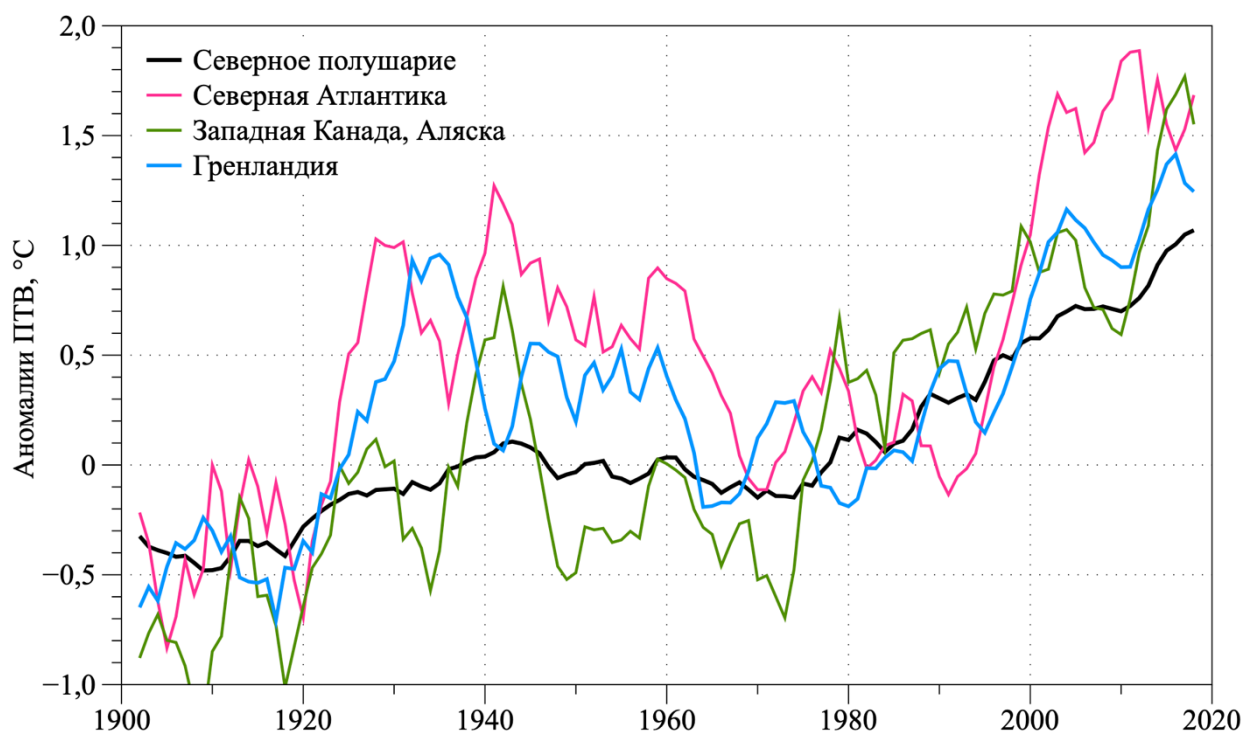


Рисунок 1.2. Эволюция аномалий среднегодовой ПТВ в СП ($^{\circ}\text{C}$ / 30 лет, базовый период 1961–1990), Северной Атлантике (20° з.д.– 20° в.д.; 60 – 80° с.ш.), Гренландии (20 – 60° з.д., 65 – 85° м.ш.), Аляске/Западной Канаде (100 – 140° з.д., 50 – 70° с.ш.) согласно массиву данных HadCRUT5 (Morice et al., 2021), 5-летнее скользящее среднее.

Концентрация, протяженность и толщина морского льда в полярных регионах являются также важным индикатором аномалий ПТВ и ТПО, характеризующих событие ПСДВ.

Российские исторические данные о протяженности и толщине арктического морского льда есть уже для начала XX века, когда начались первые российские гидрографические исследования и коммерческие судоходные маршруты вдоль сибирского побережья (Polyakov et al., 2003b). Периодические наблюдения за морским льдом начались уже в первом десятилетии XX века, однако систематический сбор инструментальных данных установился только в 1932 году, после открытия Северного Морского Пути. Повышению качества и количества данных способствовало создание полярной авиации в 1929 году. Такой метод сбора данных наблюдений продолжался до 1979 года, когда появились спутниковые измерения, но информационные пробелы на протяжении этого периода все равно возникали, например, в течение Второй Мировой Войны в 1942–1945 гг.

По этим данным Polyakov et al., (2003b) провели исследование протяженности льда в августе для Карского, Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей. Временные ряды демонстрируют комбинацию декадной и межгодовой изменчивости с более низкими значениями до 1920-х годов, в конце 1930–1940–х годов и в последние десятилетия, и более высокими значениями в 1920-х - начале 1930-х годов и в 1960–1970-х годах. Данные уникальны тем, что указывают на важные изменения в Арктическом регионе с начала индустриальной эры, но, в силу указанных выше причин, могут содержать существенные ошибки.

Анализ изотопного состава ледяного керна с ледника Ломоносова на архипелаге Шпицберген отражает потепление 1920–1930-х годов и похолодание 1940–1960-х годов (Pohjola, 2002), одновременно с соответствующими изменениями ПТВ в Лонгйире и Вордо и ТПО у берегов Кольского полуострова. В работе предполагается, что это был эффект изменений циркуляции атмосферы. Архипелаг Шпицберген расположен на стыке полярных и внетропических воздушных и водных масс, разделяемых арктическим фронтом. Североатлантическое течение, являющееся продолжением Гольфстрима – мощный источник переноса теплых вод в Северный Ледовитый океан, где его северная ветвь разделяется в районе Шпицбергена.

Кроме того, значительно выраженная особенность потепления 1900-1930-х годов была выявлена по изотопному анализу ледяных кернов, полученных в других районах Шпицбергена, Остфонне и Вестфонне, на Северном острове (Watanabe et al., 2001; Motoyama et al., 2008).

Событие ПСДВ и механизмы его возникновения исследовалось научным сообществом уже в течение самого периода потепления (Scherhag, 1939). Callendar (1938) объяснял потепление середины века повышением содержания CO_2 в атмосфере, в то время как позднее российский климатолог М.И. Будыко объяснял событие колебаниями приходящей солнечной радиации (Будыко, 1969). В конце XX столетия событие ПСДВ уже обсуждались в контексте долгопериодной естественной изменчивости изменчивости (Schlesinger and Ramankutty, 1994).

Антропогенное воздействие на климат считается основной причиной современного потепления - в первую очередь из-за антропогенных выбросов углекислого газа (CO_2) (Serreze and Francis, 2006; Алексеев и др., 2014). Сванте

Аррениус (1859–1927) был первым ученым, который предположил (Arrhenius, 1896), что сжигание ископаемого топлива может привести к глобальному потеплению, и предложил связь между концентрацией углекислого газа в атмосфере и температурой приземного воздуха. Гай Стюарт Каллендар в 1938 году (Callendar, 1938) подтвердил выводы Аррениуса и представил доказательства того, что уровень CO_2 в атмосфере повышался за последние 50 лет - эту теорию называли «эффектом Каллендара».

Но рост концентрации CO_2 не может объяснить ПСДВ, поскольку в этот период увеличение концентрации CO_2 в атмосфере происходило в несколько раз медленнее, чем в современный период при сравнимых темпах роста температуры. Кроме того, на фоне продолжающегося роста концентрации CO_2 в период с середины 1940-х гг. происходило незначительное, но понижение глобальных температур, а в высоких широтах СП это понижение составило более 1°C .

М.И. Будыко объяснял событие ПСДВ колебаниями приходящей солнечной радиации, отмечая также аномально низкую вулканическую активность, характерную для этого периода (Будыко, 1969). Солнечная радиация действительно немного увеличилась примерно с 1900 года, хотя величина роста солнечной активности точно не определена (Coddington et al., 2016), также как и величина отклика на такое воздействие (Gray et al., 2010). Анализ температурных реконструкций прошлых столетий предполагает довольно небольшое влияние солнечной изменчивости в масштабах полушария (Schurer et al., 2014), что, однако, не исключает региональных и сезонных эффектов, например воздействие на атмосферную циркуляцию, способствующее холодным европейским зимам (Lockwood et al., 2010).

Высокая вулканическая активность в тропических широтах в XIX веке (например, Тамбора в 1815 году и Кракатау в 1883 году), резко снизилась после извержения вулкана Катмай в 1912 году и была относительно низкой вплоть до извержения г.Агунг в Индонезии в 1963 году. Периоды без активного вулканического воздействия вносят вклад в рост глобальной температуры в силу отсутствия охлаждающего эффекта стратосферных аэрозолей, а климатические модели показывают долгопериодное изменение климата как отклик на изменения в статистике извержений (Gregory, 2010).

Ряд ранних исследований показал, что изменение общей циркуляции атмосферы после начала XX века было важным фактором в формировании ранних климатических колебаний (Scherhag, 1937; Зубов, 1948). Этот вывод был основан на эмпирических исследованиях общей циркуляции атмосферы (Defant, 1924). Самые большие положительные аномалии ПТВ вокруг Шпицбергена (Иванов, 2018) и северной части Северной Атлантики были связаны с усилением южных ветров и увеличением частоты штормов в регионе по сравнению с предыдущими десятилетиями. (Veryard, 1963) отметил, что пространственно-временное распределение аномалий ПТВ и ТПО и других связанных с климатом воздействий на окружающую среду во время ранних климатических колебаний можно объяснить с точки зрения изменений в общей циркуляции атмосферы. Некоторые исследования этого периода показали важную роль циркуляции не только атмосферы, но и океана в развитии региональных колебаний климата, например (Визе, 1937).

Сильно ограниченное количество наблюдений затрудняет определение механизмов ПСДВ. Наши знания о климате во время ПСДВ в основном основаны на обычных наблюдениях за погодой на поверхности Земли, измерениях с судов и некоторых климатических прокси, что осложняется также пробелами из-за двух мировых войн в начале и середине XX века (Hegerl et al., 2021). Данные характеристик морского льда также очень важны, но их охват ограничен спорадическими измерениями. Данные о температуре поверхности океана для периода середины века также скудны и содержат много ошибок и погрешностей (Kennedy et al., 2011). По мере появления новых и улучшенных продуктов обработки данных, таких как реанализ (Compo et al., 2011) и новых реконструкций (Walsh et al., 2017; Семенов и Матвеева, 2020) появляется больше возможностей для изучения климатических характеристик периода середины XX века.

В данной работе рассматриваются возможные причины ПСДВ, а также механизмы формирования региональных изменений климата и отдельных климатических событий в течение этого периода. Обсуждается пространственно-временная эволюция ПТВ и ТПО, дана оценка вклада ведущих мод внутренней изменчивости атмосферы и океана.

1.2. Пространственно-временные особенности потепления первой половины XX века во внетропической зоне СП

Потепление климата в середине XX века представляет значительный интерес, так как является глобальной долгопериодной климатической аномалией за 150 лет инструментальных наблюдений и сопоставимо по амплитуде и пространственным особенностям с современным потеплением, несмотря на то что рост концентрации парниковых газов во время ПСДВ происходил в 4-5 раз медленнее по сравнению с ростом в последние десятилетия. Характерным признаками обоих эпизодов потепления является неравномерная пространственная структура и наиболее сильное проявление в СП, особенно в высоких широтах (Bekryaev et al., 2010) в зимний период.

Распределение среднегодовых и сезонных аномалий ПТВ для различных широтных зон показывает, что в масштабах полушария ПСДВ было наиболее выражено в СП (Бокучава и Семенов, 2022), а самый высокий рост температуры наблюдался в полярной области СП зимой, как во время ПСДВ, так и в современный период (Бокучава и Семенов, 2018; Bokuchava and Semenov, 2021). Механизмы ПСДВ в Арктическом регионе анализировались в работе (Bokuchava and Semenov, 2021).

Воздействие одних и тех же факторов потепления в СП отличаются от воздействия в Арктическом регионе в результате их существенной зависимости от региональных взаимосвязей и масштаба. Например, антропогенные аэрозоли в силу различий в их свойствах, в Арктике приводят к эффекту, ведущему к усилению потепления (Bokuchava and Semenov, 2021), в то время как в СП в первую очередь играют роль аэрозоли, отражающие солнечную радиацию и приводящие к уменьшению средне-полушарной температуры. Отклик на воздействие вулканического стратосферного аэрозоля существенно зависит от широты, на которой произошло извержение (Kravitz and Robock, 2000). Океанические и атмосферные моды внутренней изменчивости климата в средних и низких широтах СП могут оказывать принципиально иное воздействие на климат СП по сравнению с климатом Арктики.

Динамика изменений температуры в Южном и Северном полушариях имеет существенные отличия (рис. 1.3). Эволюция среднегодовой приземной температуры

в Южном полушарии (ЮП) характеризуется монотонным потеплением с конца XIX века за исключением периода между концом 1930-х гг. – началом 1970-х гг., во время которого наблюдалось небольшое похолодание (0.06°C), крайне слабое по сравнению с СП понижение температуры проявлялось гораздо существенней (0.27°C) (Jones et al., 1986). Менее выраженная положительная аномалия в середине XX века в ЮП (в котором доля площади суши примерно в два раза меньше, чем в СП) указывает на, предположительно, важную роль температурных аномалий над сушей и льдом в формировании средне полушарного потепления в середине XX века. В частности, из-за переноса влаги с океана на сушу температурный отклик на рост приходящей к поверхности тепловой радиации над сушей сильнее, чем над океаном (Dommenges, 2009).

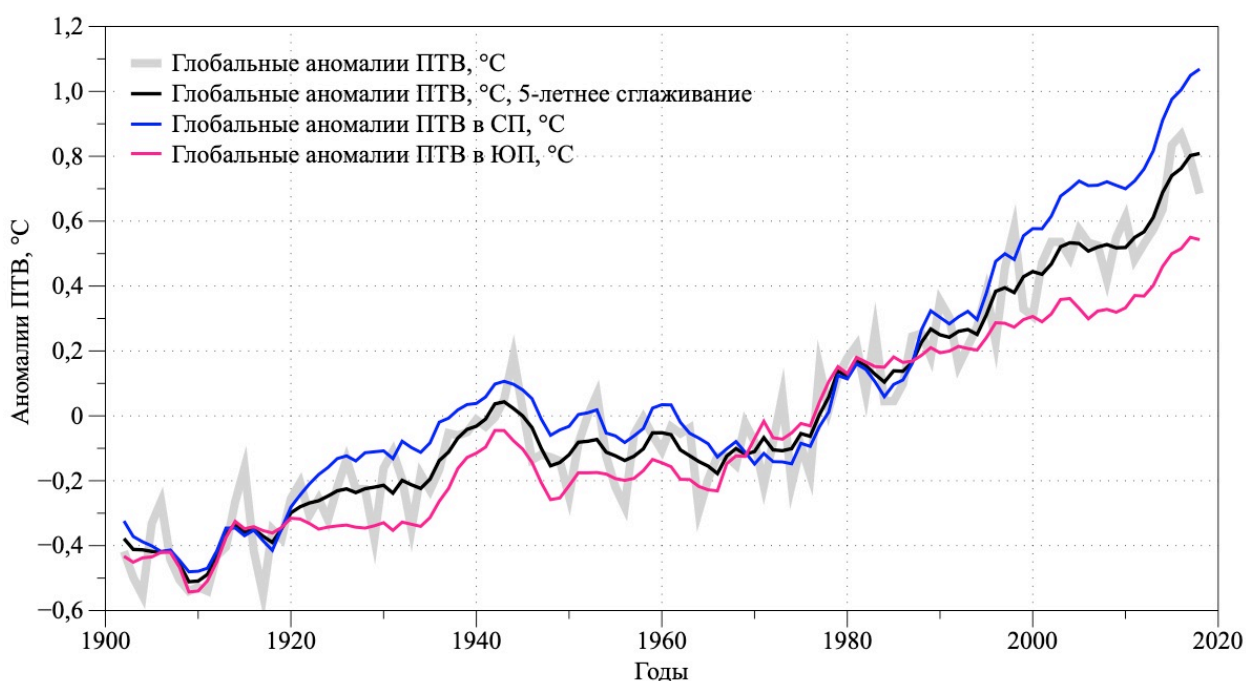


Рисунок 1.3. Среднегодовые аномалии ПТВ ($^{\circ}\text{C}$, 11-летнее скользящее среднее) - глобальные (черная кривая), СП (синяя кривая), ЮП (розовая кривая) и глобальные без сглаживания скользящего среднего (серая кривая), согласно массиву данных HadCRUT5.

Изменение климата в высоких широтах ЮП в первой половине XX века остается крайне плохо задокументированным. Schneider, Steig (2008) представили сводные данные из ледяных кернов Западно-антарктического ледяного щита и обнаружили, что температура поверхности показала экстремальные положительные аномалии за десятилетие с 1936 по 1945 год. Такая аномалия была ассоциирована с

сильным явлением Эль-Ниньо 1939–1942 гг. Разница с колебаниями ПТВ в высоких широтах СП заключалась в том, что аномалия в ЮП была кратковременной, а не декадной или многолетней, как в случае высоких широт в СП.

Распределение среднегодовых аномалий ПТВ для различных широтных зон СП показывает, что наибольший рост температуры как для ПСДВ, так и для периода современного потепления наблюдался в северной полярной области (рис. 1.4).

Определение периода ПСДВ в Арктике зависит от выбранной характеристики и базового периода. Повышение температуры началось в конце 1910-х годов с быстрого перехода к более теплему (примерно на 1 °С) климату с последующим более постепенным ростом с пиковыми значениями в конце 1930-х и в 1940-х годах.

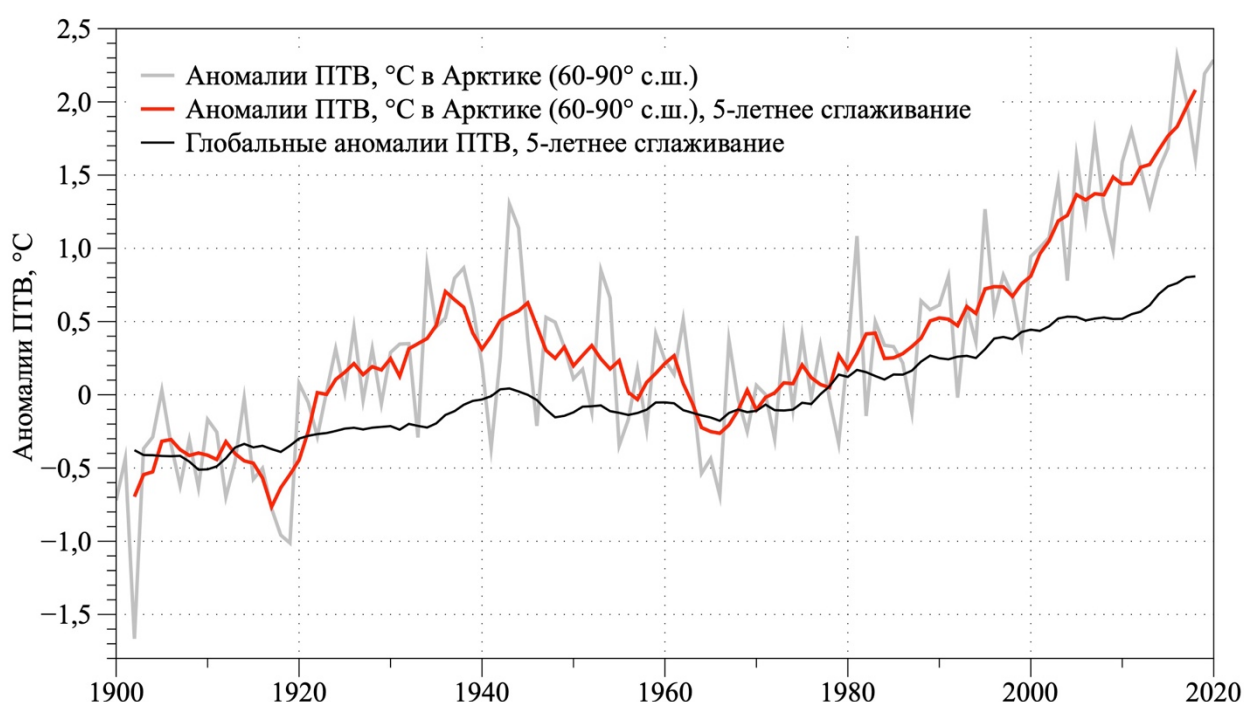


Рисунок 1.4. Аномалии глобальной среднегодовой ПТВ и в Арктическом регионе (60-90° с.ш.) согласно массиву данных HadCRUT5 – без и с 5-летним скользящим средним, базовый период 1961–1990.

Похолодание, начавшееся с начала 1950-х гг., продолжалось до середины 1960-х гг., когда тенденции ПТВ снова показали положительные значения (рис. 1.4).

Разница между двумя событиями потепления в СП выражается в гораздо более сильном потеплении в низких широтах в последние десятилетия по сравнению с периодом ПСДВ, что подчеркивается Johannessen et al. (2004). Самая сильная положительная годовая аномалия ПТВ в первой половине XX века в Арктическом

регионе (60–90° с.ш.) достигла 1,8 °С для 1939 года по сравнению с 1910 годом (рис. 1.5).

ПСДВ в Арктике было наиболее выражено в зимний период (рис. 1.5; Johannessen et al., 2004; Kuzmina et al., 2008), тогда как потепление в 1980-х и 1990-х годах было сильнее весной и осенью (Polyakov et al., 2003). Алексеев и др. (2010) также отметили, что сравнение периодов потепления в 1930–1940-х и 1990–2000-х годах показывает, что максимальная зимняя температура была выше во время ПСДВ, а максимальная летняя температура была выше во время современного потепления.

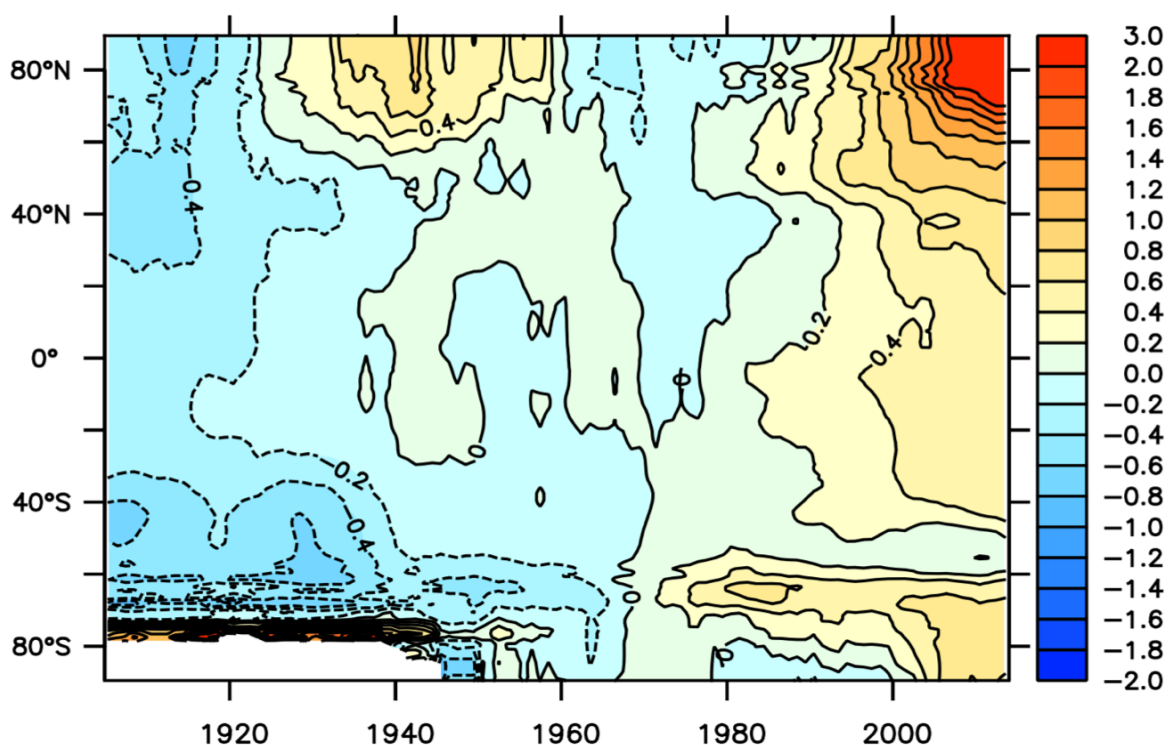


Рисунок 1.5. Зонально усредненные среднегодовые аномалии ПТВ (11-летнее среднее значение, °С), согласно массиву данных BERKLEY.

В работе (Kuzmina et al., 2008) сравнение пространственного распределения линейных трендов температуры СП в периоды потепления и похолодания показывает, что максимум потепления как для 1920–1939-х гг., так и для 1980–1999-х гг. приходился на январь в Арктическом регионе. При этом значения аномалий среднегодовой температуры ПСДВ в Арктике превышали значения потепления современного примерно до 2005г. К северу от 62° с.ш. максимальная среднегодовая

аномалия температуры воздуха в Арктике в период 1930–1940-х гг. достигла 1.7°C и превышала максимум 2000 года величиной 1.5°C . (Polyakov et al., 2003a).

Зимние температуры в высоких широтах СП в период современного потепления достигли аномалий 1940-х годов только в начале XXI века (Semenov, 2007). Кроме того, в некоторых арктических регионах, например, на метеостанции Малые Кармакулы на архипелаге Новая Земля (Булыгина и др., 2015) абсолютное среднегодовое значение ПТВ в 1954 г. достигло $-1,4^{\circ}\text{C}$, это рекордное значение было превышено только в 2012 г. и составило $-0,9^{\circ}\text{C}$ (рис. 1.6).

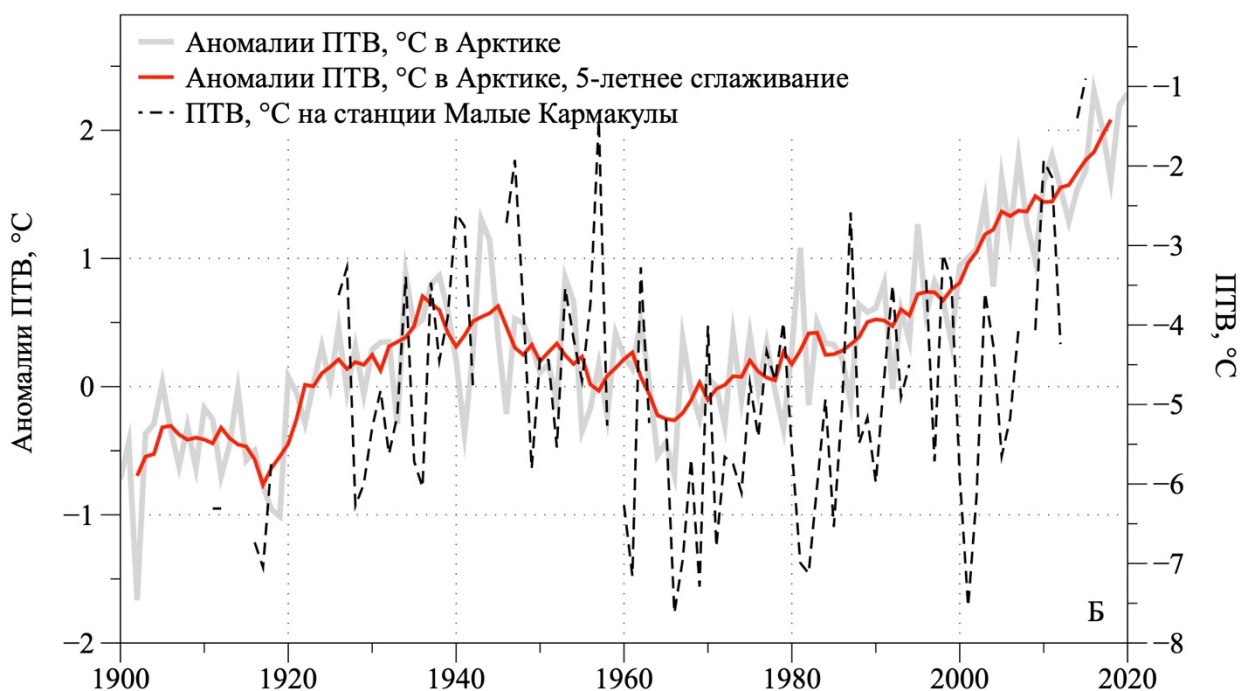


Рисунок 1.6. Среднегодовая ПТВ, $^{\circ}\text{C}$ на полярной метеостанции «Малые Кармакулы», расположенной в юго-западной части Новой Земли ($72^{\circ}22'24''$ с.ш., $52^{\circ}43'00''$ в.д.) (черная пунктирная кривая.); среднегодовые аномалии ПТВ, $^{\circ}\text{C}$, с 5-летним скользящим сглаживанием (красная линия) и без сглаживания (серая линия) для Арктического региона ($60-90^{\circ}$ с.ш.), согласно массиву данных HadCRUT5.

ПСДВ в Арктике имело неравномерную пространственную структуру и проявлялось по-разному в различных арктических регионах, как было указано выше (рис. 1.2). Эволюция ПТВ по сеточным данным наблюдений HadCRUT5 для четырех арктических секторов (Европейского – $60-90^{\circ}$ с.ш., $0-90^{\circ}$ в.д.; Азиатского – $91-180^{\circ}$ в.д., $60-90^{\circ}$ с.ш.; Тихоокеанского – $180-90^{\circ}$ з.д., $60-90^{\circ}$ с.ш.; Северо-Атлантического

– 90-0° з.д., 60-90° с.ш.) показывает, что событие ПСДВ было выражено для всех секторов, но с разной амплитудой и продолжительностью периода потепления (рис. 1.7 а,б,в,г).

Наиболее выраженный период ПСДВ отмечается для Европейского (60-90° с.ш., 0-90° в.д.) и Северо-Атлантического секторов (60-90° с.ш., 90-0° з.д.) (рис. 1.7, а,г), при этом осредненные по регионам данные ПТВ HadCRUT5 показывают хорошую согласованность со стационарными данными, расположенными в границах указанных секторов (см. также Приложение 1).

Количество стационарных данных непрерывных наблюдений в Арктическом регионе, охватывающих период ПСДВ – крайне мало, из которых некоторые станции отражают событие ПСДВ (рис. 1.7).

Осредненные аномалии ПТВ по Европейскому сектору (0-90° в.д.) Арктического региона демонстрируют выраженное ПСДВ, в то время как стационарные данные, которые отражают подобную эволюцию приземной температуры расположены в основном в восточной части сектора – Финляндии и России. Станции, расположенные западнее, не показывают амплитуду ПСДВ в регионе. Для Азиатского сектора (91-180° в.д.), согласно данным HadCRUT5 также демонстрируется эволюция аномалий ПТВ, свойственная ПСДВ, с более равномерным трендом роста температуры и последующим похолоданием, при этом наблюдения на станциях Марково и на о-ве Врангеля показывают соответствующие колебания, в то время как стационарные наблюдения в Верхоянске не показывают выраженного ПСДВ.

Для Европейского и Азиатского секторов заметен резкий спад аномалий ПТВ около 1940–1942гг., что также отмечается в приведенных данных метеорологических станций.

В Тихоокеанском секторе (91-180° з.д.) выделяется характерный положительный пик с 40 по 45 гг. и последующее понижение аномалий ПТВ по сеточным данным наблюдений, однако около 1930–1935г. наблюдается существенный спад, отсутствующий в других арктических секторах, приведенные стационарные данные соответствуют данной эволюции.

Осредненные аномалии ПТВ в Северо-Атлантическом секторе (0-90° з.д.) показывают характерные колебания аномалий ПТВ, охватывающие период с 1920

по 1950 гг. и соответствующие амплитуде ПСДВ в Арктике в целом, но за разницей присутствия еще одного пика в 1960-м году, превышающим значения в 1945–1950-х гг.

Из приведенного анализа можно сделать вывод, что ПСДВ в Арктике имело неравномерное распределение аномалий ПТВ и проявление события потепления существенно отличалось между секторами. Необходимо отметить, что измерения с части рассмотренных станций не отражают событие ПСДВ (рис. 1.7), что говорит о возможном вкладе регионального фактора, воздействующим на колебания приземной температуры, зависящий от мод внутренней изменчивости атмосферы и океана в различных регионах внетропических широт СП.

Комплексная теория, объясняющая ПСДВ и усиление его проявления в высоких широтах все еще вызывает споры. Большинство исследований (Delworth and Knutson, 2000; Suo et al., 2013; Hegerl et al., 2018) согласны с тем, что такую сильную аномалию потепления, как ПСДВ, можно объяснить комбинацией внутренней изменчивости климатической системы, проявляющейся как квазипериодические колебания или случайные колебания климата с повышением глобальной температуры на фоне внешнего антропогенного и естественного воздействия (в частности, увеличение выбросов парниковых газов и пауза в извержениях вулканов).

Внешнее воздействие солнечной и вулканической активности, которое когда-то считалось причиной глобальных климатических изменений, не может объяснить событие ПСДВ целиком, но тем не менее, по данным модельных экспериментов может вносить некоторый вклад, хоть и не основной (Bengtsson et al., 2004). Помимо вулканических аэрозолей, предполагается, что ПСДВ в высоких широтах СП могло быть связано и с вариациями антропогенного аэрозоля, в том числе непрямым образом – через воздействие на температуру поверхности океана в Северной Атлантике (Booth et al., 2012; Gillett et al., 2000). Следует отметить, что возможность такого механизма подвергается сомнению (Zhang et al., 2013). Еще одним кандидатом на объяснение события потепления в первой половине XX века было воздействие особого типа аэрозолей – сажи (черный углерод), осаждающийся на поверхности снега и льда, и таким образом внося вклад в усиление положительных обратных связей в высоких широтах СП (Koch and Hansen, 2005).

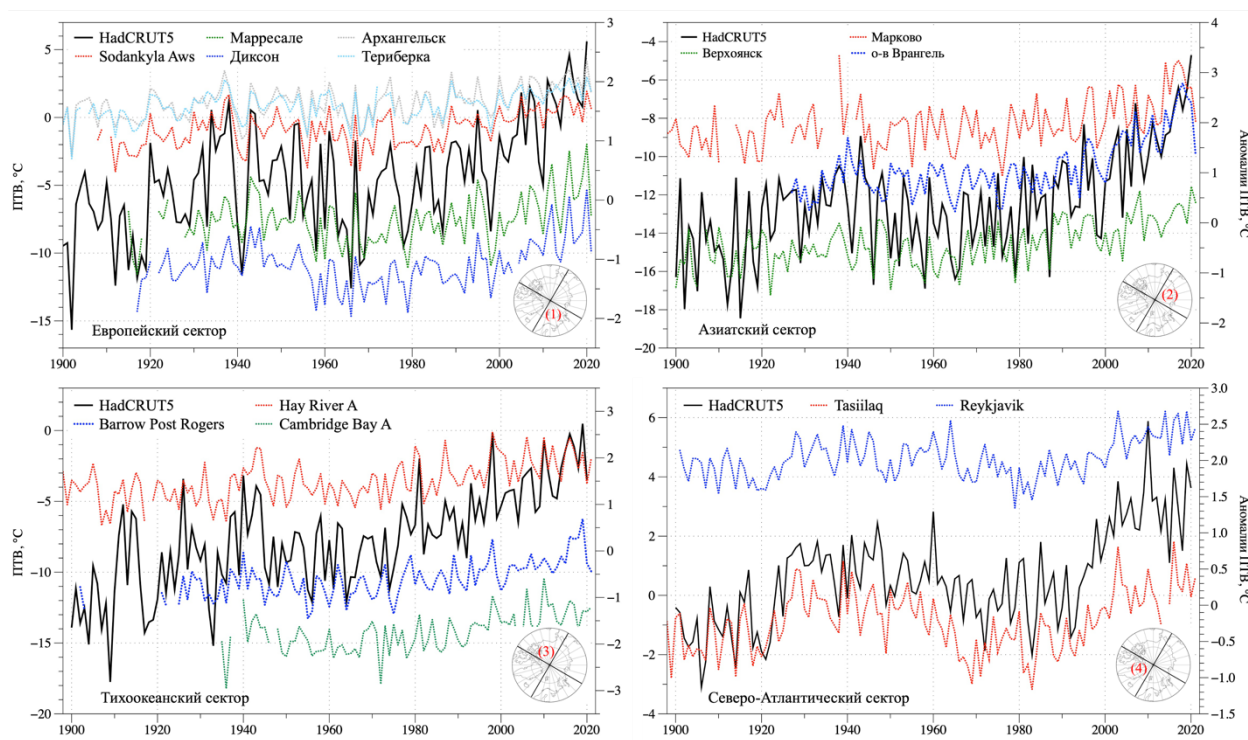


Рисунок 1.7. Осредненные аномалии среднегодовой ПТВ, °C согласно массиву данных HadCRUT5 и среднегодовая ПТВ, °C по станционным данным для четырех секторов Арктического региона (60-90° с.ш.):

а – в Европейском секторе (0-90° в.д.) на полярных метеостанциях «Sodankyla Aws» (Финляндия; 67.4° с.ш., 26.6° в.д.), «Маррессале» (69.7° с.ш., 66.8° в.д.), «Диксон» (63.6° с.ш., 80.4° в.д.) – Россия;

б – в Азиатском секторе (91-180° в.д.) на полярных метеостанциях «Верхоянск» (67.6° с.ш., 133.4° в.д.), «Марково» (64.7° с.ш., 170.4° в.д.), «Врангель» (71° с.ш., -178.5° в.д.) – Россия;

в – в Тихоокеанском секторе (91-180° з.д.) на полярных метеостанциях «Barrow 4 Ene» (США; 71.3° с.ш., 156.8° з.д.), «Hay River A» (60.8° с.ш., 115.8° з.д.), «Cambridge Bay A» (69.1° с.ш., 105.1° з.д.) – Канада;

г – в Северо-Атлантическом секторе (0-90° з.д.) на полярных метеостанциях «Tasiilaq» (Дания/Гренландия; 65.6° с.ш., 37.6° з.д.), «Reykjavik» (Исландия; 64.1° с.ш., 21.9° з.д.).

Наиболее правдоподобная гипотеза – это внутренняя естественная изменчивость климатической системы океан-морской лед-атмосфера (Bengtsson et al., 2004; Семенов, 2015), в том числе на долгопериодных климатических масштабах

(Delworth and Knutson, 2000; Polyakov et al., 2004; Алексеев, 2014). Примером такой изменчивости может быть Атлантическая мультидекадная осцилляция (Schlesinger and Ramankutty, 1994) в последние 100 лет синхронное с эволюцией температурных аномалий в СП и в Арктике (Levitus et al., 2009; Семенов и др., 2010).

Ряд исследований (Hegerl et al., 2018) указывает на то, что ПСДВ можно объяснить как совместное проявление внутренней изменчивости климатической системы в виде квазипериодических колебаний или стохастических флуктуаций климата на фоне роста глобальной температуры, связанного с внешним антропогенным и природным воздействием (в частности, увеличением выбросов парниковых газов и паузой в вулканических извержениях).

1.3. Эффект Арктического усиления

Скорость повышения температуры в Арктическом регионе в первой половине XX века была примерно в три раза выше, чем в среднем в СП (Bekryaev et al., 2010). Более сильное повышение температуры около полюсов по сравнению с глобальными средними изменениями часто называют «полярным (или арктическим) усилением» (Алексеев Г.В., 2015; Латонин и др., 2021). Такая особенность изменчивости связана с различными положительными радиационными и динамическими / термодинамическими обратными связями, а также с различными режимами внутренней изменчивости климата.

Обратные радиационные связи включают в себя обратную связь между поверхностным альбедо и температурой, которая может влиять на амплитуду климатических изменений. В 1969 году Михаил Будыко выдвинул теорию (Будыко, 1969), связывающую сокращение морского льда с ростом арктической ПТВ через обратную связь между морским льдом и альбедо. Этот механизм проявляется во время продолжительных теплых периодов, в первую очередь в осенний сезон, в прибрежных районах, когда растущая свободная ото льда поверхность океана с низким альбедо поглощает больше солнечной радиации и нагревает верхний слой океана, что приводит к дальнейшему таянию морского льда и еще большему увеличению открытой поверхности, температура которой, в свою очередь, может влиять на зимнее и весеннее длинноволновое радиационное воздействие (Bekryaev et al., 2010).

Однако Арктическое Усиление (АУ) также моделируется в экспериментах с климатическими моделями без обратной связи между температурой и альбедо (Hall et al., 2004; Graversen and Wang, 2009) и может быть вызвано другими положительными обратными связями (Pithan and Mauritzen, 2014). Например, усиление таяния льда приводит к увеличению содержания водяного пара и облачности, что приводит к более сильному парниковому эффекту, более выраженному в высоких широтах (Graversen and Wang, 2009).

АУ также может быть связан с положительными динамическими обратными связями, которые усиливают начальные изменения температуры за счет динамических процессов, модулирующих перенос тепла из океана и атмосферы в Арктику (Latonin et al., 2022). Уменьшение морского льда в Баренцевом море приводит к отклику циклонической циркуляции атмосферы, которая увеличивает океанический приток теплых атлантических вод в море с дальнейшим отступлением морского льда (Bengtsson et al., 2004). Другая ветвь атлантических вод, впадающая в Северный Ледовитый океан на запад до Шпицбергена, более эффективно отдает тепло в верхний океанический слой в условиях более тонкого льда со свинцом и полыньями. Такие условия вызывают более высокие турбулентные потери тепла и более холодный и, следовательно, менее стратифицированный верхний слой океана, который вызывает конвекцию и дальнейшее таяние морского льда (Иванов и др., 2018). Уменьшение площади морского льда в Баренцевом и Карском морях в зимний период приводит к большему испарению с поверхности открытого моря и увеличению содержания влаги в атмосфере, которая, благодаря характерной реакции циркуляции, переносится во внутренние части Северного Ледовитого океана, что, в свою очередь, приводит к увеличению нисходящего радиационного потока и уменьшению толщины морского льда. Последнее приводит к более раннему таянию и дальнейшему уменьшению площади морского льда (Алексеев и др., 2017). Выше упомянуты примеры динамической обратной связи в региональном масштабе, которые могут способствовать АУ. АУ также может быть результатом крупномасштабных термодинамических механизмов, таких как усиленный перенос скрытого тепла на север в более теплой атмосфере, несмотря на уменьшение градиента температуры между экваториальной и приполярной зонами и более слабую зональную циркуляцию (Caballero and Langen, 2005).

Причиной более сильных изменений климата в Арктике могут быть региональные или глобальные режимы внутренней изменчивости климата, которые сильнее проявляются в северных высоких широтах. Квазипериодические колебания температуры поверхности моря в Северной Атлантике в масштабе времени 60–80 лет (Schlesinger and Ramankutty, 1994) предполагают возможную роль переноса тепла океана как движущей силы долгопериодных аномалий ПТВ в Арктике, которая может быть усилена за счет положительных обратных связей, упомянутых выше. Такие квазипериодические колебания ПТВ в Северо-Атлантическо-Арктическом секторе получили название Атлантической мультидекадной осцилляции (АМО). Климатические модели демонстрируют, что аномальные потоки тепла из океана в атмосферу, связанные с положительной фазой АМО, приводят к потеплению поверхности, которая очень похожа на наблюдаемую, включая более сильное потепление в Арктике, что подразумевает роль АМО в АУ (Семенов и др., 2010).

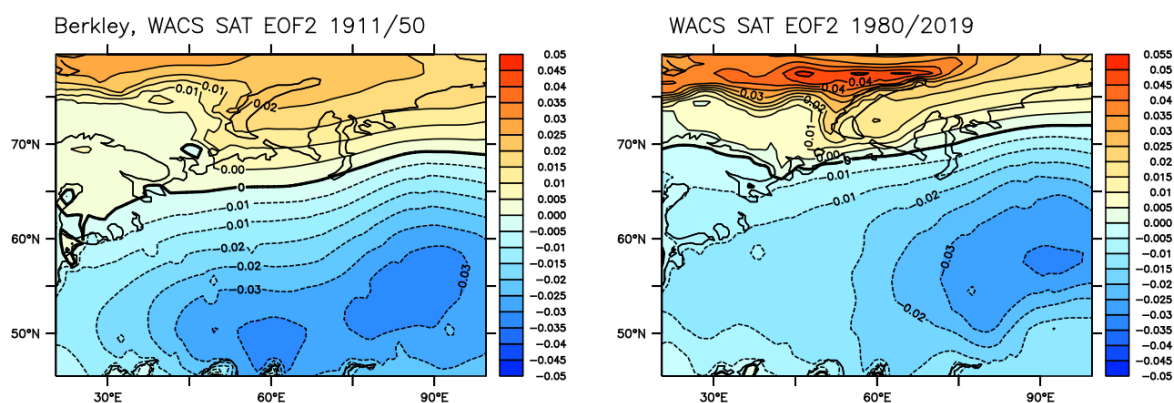


Рисунок 1.8. Паттерн ТАХС (“Теплая Арктика – Холодный Сибирь”, распределение ЭОФ-2 ПТВ зимой (декабрь-февраль) в районе 20-100° E, 45-80° с.ш., для двух периодов потепления 1911–1950 и 1980–2019, согласно массиву данных BERKLEY.

Изменения в климатической системе Арктики могут привести к значительным изменениям циркуляции атмосферы и температурного режима в северных средних широтах. Нагрев нижней тропосферы над Баренцево-Карским морем зимой из-за сокращения морского льда может привести к блокированию образования антициклона в Арктическом регионе и к югу от него (Petoukhov and Semenov, 2010; Semenov and Latif, 2015). Это вызывает усиление аномальной адвекции холодного арктического воздуха к континентам Северо-Востока и приводит к более частым

аномально холодным зимами в начале XXI века в Восточной Азии и Северной Америке (Kug et al., 2015), а также в Европе (Petoukhov and Semenov, 2010; Семенов, 2016), что наряду с ослаблением зонального потока может повлиять на большее увеличение арктического усиления. Такой пространственное распределение аномалий ПТВ (рис. 1.8) получило название «Теплая Арктика – Холодная Сибирь» (ТАХС) или Теплая Арктика – Холодный Континент (ТАХК) и наблюдается не только для текущего периода потепления в Арктике, но также и для ПСДВ (Chen et al., 2018). Хотя (Sorokina et al., 2016) рассматривают взаимосвязь между льдом Баренцева моря и турбулентными тепловыми потоками в структуре ТАХС и указывают на отсутствие причинной связи между сокращением морского льда и изменениями в циркуляции атмосферы.

1.4. Изменения площади арктических морских льдов в период ПСДВ

До недавнего времени считалось, что эволюция общей площади морских льдов в Арктике до начала современного сокращения в 1970-х гг. представляет собой «плато» без существенных декадных и мультидекадных колебаний (напр., Walsh and Chapman, 2001). Вместе с тем, данные о ледовитости морей восточной Арктики, полученные в Арктическом и Антарктическом НИИ свидетельствовали о существенной региональных отрицательных аномалиях в середине XX века в летний период (Алексеев и др., 2009; Alekseev et al., 2011), но такие аномалии считались региональным проявлением, компенсируемые аномалиями противоположного знака в западной Арктике и не приводящие к значимым изменениям общей площади арктических морских льдов (Фролов и др., 2011). В последнее десятилетие стали появляться косвенные данные (Semenov and Latif, 2012; Semenov, 2014) и данные реконструкций, свидетельствующие о значительной, сравнимой с современной, отрицательной аномалии площади морских льдов в Арктике в период ПСДВ (Alekseev et al., 2016; Алексеев и др., 2015; Фролов и др., 2007).

Помимо оценок вариаций общей площади морских льдов в Арктике в последние годы появились и сеточные архивы, представляющие данные по распространению морских льдов в СП, основанные как на анализе эмпирических данных (Walsh et al., 2017), совместном анализе данных наблюдений и модельных экспериментов (Brennan et al., 2020), так и с использованием связей изменений

концентрации морских льдов с вариациями температуры (Матвеева и др., 2020; Семенов и Матвеева, 2020). На рис. 1.9 показаны среднегодовые значения площади морских льдов в Арктике по данным (Brennan et al., 2020) с начала XX века вместе с аномалиями ПТВ в СП. Видно, что ПСДВ сопровождалось значительной отрицательной аномалией площади льдов, которая была превышена современным сокращением площади льдов в 1990-х гг. и на настоящее время примерно в два раза меньше по амплитуде, чем современная аномалия. Также следует отметить в целом синфазные изменения ПТВ СП и площади арктических морских льдов. Ряд исследований указывает на тесную связь долгопериодных аномалий площади арктических морских льдов с АМО, главным образом вызванного изменениями притока атлантических вод в Арктику (Miles et al., 2014). Это позволяет предположить значимое влияние АМО на формирование ускоренного потепления в высоких широтах во время ПСДВ путем изменения площади морских льдов и, соответственно, аномального нагрева атмосферы в зимний период.

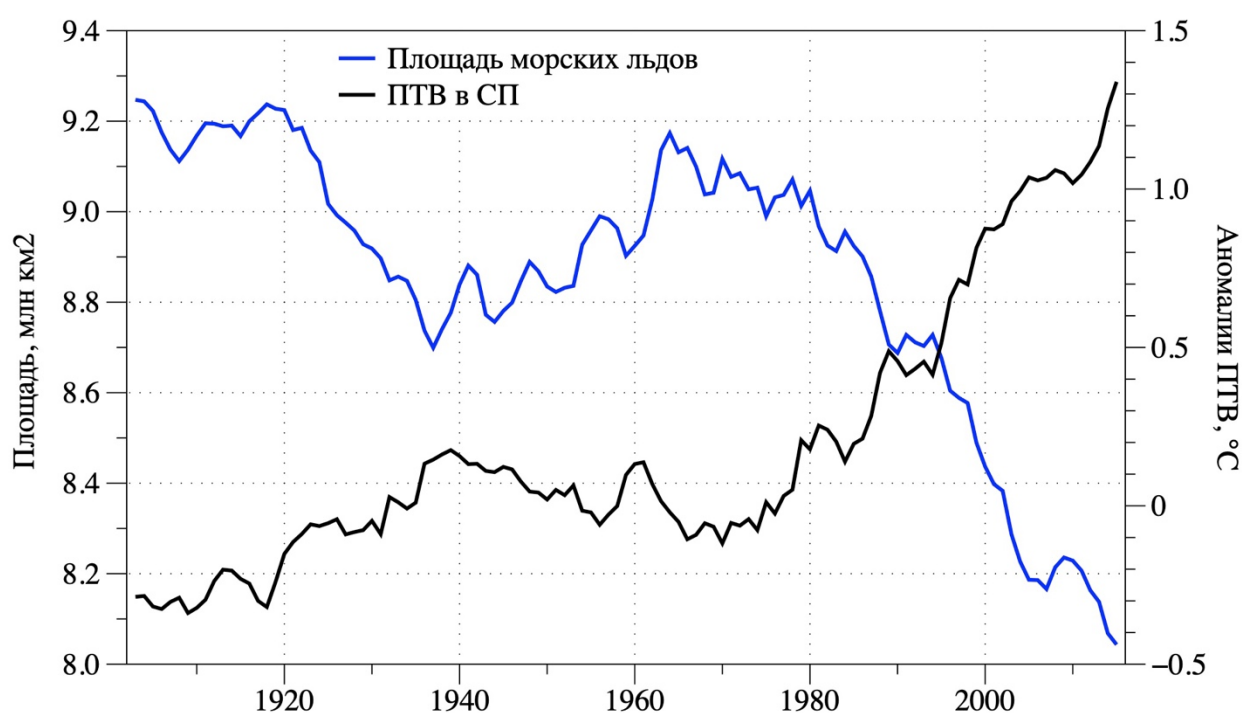


Рисунок 1.9. Среднегодовая площадь арктических морских льдов (млн км²) по сеточным данным, реконструированным с использованием температурных данных (синяя линия) (Brennan et al., 2020), и аномалии среднегодовой ПТВ в СП (°C) на суше по данным наблюдений CRUTEM (черная линия), 7-летнее скользящее среднее.

1.5. Выводы

ПСДВ в Арктике сравнимо с современным периодом по темпам роста температуры и пространственным особенностям, но механизмы этой климатической аномалии остаются по-прежнему предметом дискуссии. ПСДВ также сопровождалось значительной отрицательной аномалией площади арктических морских льдов, сравнимой с современной, что, возможно, было связано с изменениями притока атлантических вод в Арктику.

Основные механизмы, которые могли привести к ПСДВ, включают внешнее антропогенное воздействие из-за изменения концентраций парниковых газов и аэрозолей различной природы, внешние природные воздействия, такие как солнечное излучение и вулканическая активность, естественную внутреннюю изменчивость климатической системы. Однако, роль антропогенных парниковых газов в ПСДВ не может являться доминирующей, так как интенсивный рост концентраций парниковых газов в атмосфере начался во второй половине XX века, а во время ПСДВ увеличение концентраций ПГ происходило в 4–5 раз медленнее, чем во время современного потепления при сравнимых темпах роста температуры. Отклонения от монотонного векового тренда потепления может частично объясняться ростом эмиссий антропогенных аэрозолей, приводящих к отрицательному радиационному воздействию, компенсируя эффект антропогенных ПГ.

Анализ пространственного распределения ПТВ в различных широтных зонах показал, что событие ПСДВ в масштабе полушария проявлялось в СП сильнее, чем с ЮП, а в Арктическом регионе в несколько раз сильнее, чем в СП.

ПСДВ в Арктике имело также неравномерное распределение аномалий ПТВ и по-разному проявлялось в различных арктических регионах. Например, стационарные данные наблюдений частично не отражают событие ПСДВ, что говорит о возможном вкладе регионального фактора, воздействующим на колебания приземной температуры, зависящий от мод внутренней изменчивости атмосферы и океана в различных регионах внетропических широт СП.

Расхождение между наблюдаемой и моделируемой ПТВ в Арктике указывает на важную роль внутренних климатических изменений. Климатические модели способны воспроизводить значительные внутренние колебания, которые

аналогичны наблюдаемым. Некоторые из реализаций моделей способны достаточно хорошо воспроизвести динамику изменений температуры в Арктике в XX веке, что подразумевает важную роль случайной внутренней динамики климата в формировании ПСДВ.

Понимание механизмов ПСДВ и последующего похолодания является ключом к определению относительного вклада внутренней естественной изменчивости на фоне отклика на внешние, в том числе антропогенные воздействия в глобальные изменения климата на многолетнем временном масштабе, а исследование региональных изменений температуры в СП в середине XX века (Bronnimann, 2009) позволяют выявить возможные механизмы естественной изменчивости (Pithan and Mauritsen, 2014).

Глава 2. Особенности изменений температуры воздуха и давления в течение XX века по различным данным наблюдений и реанализов¹

Исследование причин потепления середины века затруднено недостаточным количеством и качеством климатических данных, особенно в полярных широтах (Bekryaev et al., 2010). Основной недостаток заключается в том, что данные имеют неравномерное пространственно-временное покрытие с большими пробелами до 1950 г., особенно в Арктике, в силу в том числе отсутствия данных над морским льдом. Знания о климате за этот временной отрезок большей частью основаны на нерегулярных метеорологических наблюдениях на земной поверхности, судовых измерениях и некоторых климатических реконструкциях (Hansen et al., 2010).

Пространственное покрытие данными наблюдений в период ПСДВ, в сравнении с современным периодом, отличается большими пропусками во многих ключевых регионах, охваченных только спорадическими измерениями, например, в зоне тропического Тихого океана и большей части ЮП, во внутренних районах Африки, в полярных широтах. Обширная территория Северного Ледовитого океана до сих пор не охвачена непрерывными наблюдениями.

¹ Глава 2 частично подготовлена на основе статьи Бокучава Д.Д., Семенов В.А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и реанализов // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – Т. 1. – С. 28-51.

Альтернативным источником данных являются реанализы (Lindsay et al., 2014), охватывающие весь XX век или его часть и представляющие полный набор метеорологических данных со 100% покрытием. Реанализы являются результатом численных экспериментов с моделями океана и атмосферы, которые ассимилируют доступные данные наблюдений и приводят динамические и термодинамические переменные атмосферы (и океана) к эмпирическим данным. В случае реанализов XX века, из-за отсутствия других многолетних данных наблюдений за состоянием атмосферы, давление на уровне моря (ДУМ) является единственной атмосферной переменной, используемой для ассимиляции. Данные ДУМ также сильно ограничены в начале XX века в разных регионах по всему миру и полностью отсутствуют над Северным Ледовитым океаном (даже в настоящее время).

Реанализ – это данные численных расчетов с моделью атмосферы, в которых используются данные наблюдений для граничных условий атмосферы и данные в свободной атмосфере (в том числе температура, скорость ветра, влажность), полученные с помощью станционных, аэрологических и спутниковых наблюдений (Kalnay et al., 1996). При этом используются различные методы ассимиляции этих данных в численные модели, в которых, в упрощенном описании, моделируемая динамика атмосферы «притягивается» к данным наблюдений с помощью добавления релаксационных слагаемых в уравнения динамики. Здесь следует учитывать, что ряд переменных, в том числе динамические переменные, поля температур, влажности в свободной атмосфере, в результате процедуры ассимиляции наиболее тесно связаны с данными наблюдений, в то время как осадки или характеристики облачности не привязаны к данным наблюдений, являются исключительно результатами расчетов и характеризуются значительно более серьезными ошибками (Lindsay et al., 2014; Bengtsson et al., 2007). Данные реанализов, как правило, доступны со второй половины XX века. В последнее десятилетие появились реанализы, охватывающие весь XX век. Из-за значительно меньшего количества и качества ассимилируемых данных наблюдений в первой половине XX века способность реанализов воспроизводить потепление середины века требует количественной и качественной оценке.

В данной главе анализируются климатические характеристики ПТВ и ДУМ, а также высоты геопотенциала на уровне 500 гПа во внетропических широтах СП по

данным трех реанализов, охватывающих весь XX век: американского NCEP/NOAA 20th Century Reanalysis (NOAA20C) и европейских ECMWF ERA20C и CERA20C в сравнении с сеточными массивами данных HadCRUT5, GISTEMP NASA и BERKLEY EARTH, основанными на стационарных наблюдениях.

Проанализировано пространственное распределение трендов ПТВ и оценка их статистической значимости для данных наблюдений и реанализов для различных климатических периодов с начала XX века. Анализовалась корреляция между детрендрованными рядами аномалий температуры в различных массивах данных для различных периодов, а также пространственная корреляция между распределением трендов аномалий температуры.

Анализируется пространственная и временная структура эволюции приземной температуры и давления для трех климатических периодов – потепления середины XX века, последующего похолодания и современного потепления. Анализируется пространственная структура среднегодовых аномалий трендов ПТВ, средне-сезонные тренды ПТВ и ДУМ во внетропических широтах СП и Арктике. Показано, что если для периода современного потепления изменения ПТВ во всех реанализах в целом хорошо согласуются между собой и с данными прямых наблюдений, то для предшествующих периодов выявлены существенные различия в пространственной структуре климатических трендов и их величинах для различных регионов СП, наиболее ярко выраженные в Арктике. В том числе показано, что изменение среднегодовой температуры по данным NOAA20C представляет собой линейный тренд для всего периода XX века, а реанализы ERA20C и CERA20C отражают два периода потепления с промежуточным похолоданием, но превышают и занижают значения данных наблюдений соответственно.

2.1. Описание используемых массивов данных

В данном разделе приводится описание данных наблюдений и реанализов, использующихся для анализа аномалий ПТВ, ТПО и ДУМ во внетропических широтах СП в течение XX века, в частности в Арктическом регионе.

В настоящее время широко используются три массива глобальных сеточных данных о приземной температуре за последние 150 лет. Это массив данных Центра

Гадлея по исследованию климата метеослужбы Великобритании и Отдела климатических исследований Университета Восточной Англии (Met Office Hadley Centre and Climatic Research Unit at the University of East Anglia) – HadCRUT5 (Morice et al., 2021), данные Института космических исследований Годдарда Американского аэрокосмического агентства (Goddard Institute for Space Studies NASA) – GISTEMPv.4 (Lenssen et al., 2019; <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>), а также данные по проекту по измерению температуры земной поверхности Беркли (Berkeley Earth Surface temperature Project) – BERKLEY EARTH (Rohde et al., 2013; <https://berkeleyearth.org/data/>).

HadCRUT5. Сеточный архив HadCRUT5 (Morice et al., 2021; <http://www.cru.uea.ac.uk>) является совместным продуктом Центра Гадлея Метеорологической службы Соединенного Королевства (UK Met Office Hadley Center) и Климатического исследовательского подразделения (Climate Research Unit) Университета Восточной Англии (University of East Anglia) и представляет собой совместный набор данных по приземной температуре CRUTEM5 (собственный массив Центра Гадлея) и по температуре поверхности океанов и морей HadSST4 (Hadley Centre sea surface temperature data set). Общее число фиксированных станций на поверхности составляет около 5500 шт. Оригинальный набор данных доступен с 1850г. по настоящее время на сетке 5x5°, и состоит из температурных аномалий, вычисленных относительно базового периода 1961–1990 гг.

HadCRUT5 – один из основных наборов данных, используемых для мониторинга глобальной и региональной изменчивости температуры поверхности и тенденций. Это глобальный продукт для измерения температуры поверхности, который сочетает в себе данные ПТВ от CRUTEM5 и ТПО от HadSST4. HadCRUT5 отличается от своих предшественников (HadCRUT4, HadCRUT3 и т.д.) тем, что предлагаются две версии, включающие месячные аномалии с 1850 года, на сетке 5x5. В первой версии отсутствует интерполяция отсутствующих значений полей сетки. Таким образом, в полярных регионах и во внутренних районах некоторых континентов, таких как Африка и Южная Америка, существуют большие пробелы в охвате. Вторая версия – заполненная по пространству с отсутствием пропусков данных. Таким образом, вторая версия, как правило, является лучшей для прямого

сравнения с результатами климатических моделей или с аналогичными массивами данных о глобальной температуре поверхности от GISTEMP NASA и BERKLEY EARTH. Однако первая версия более корректна для использования с целью избежания возможных погрешностей при проведении интерполяции, когда данных наблюдений недостаточно (например, в Антарктиде или Арктическом регионе).

GISTEMP. Анализ температуры поверхности от GISTEMPv.4 (NASA/GISS) представляет собой оценку изменений глобального поля температуры поверхности и состоит из ежемесячных аномалий температуры с 1880г. по настоящее время (Lenssen et al., 2019; <https://data.giss.nasa.gov/gistemp/>). Измерения температуры воздуха у поверхности земного шара обновляются примерно в середине каждого месяца, используя текущие файлы массива данных с наземных метеорологических станций по всему миру NOAA GHCN (Global Historical Climatology Network). Массив разработан Национальным центром климатических данных (National Climatic Data Center, NCDC), Государственным университетом штата Аризона (Arizona State University), Центром анализа информации о углекислом газе (Carbon Dioxide Information Analysis Center) а также данные с Антарктических станций SCAR (Scientific Committee on Antarctic Research). Данные по температуре поверхности океана ERSST v4 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature dataset) получены с помощью статистического анализа данных наблюдений с кораблей, буев и других морских платформ. На поверхности земли данные собираются с фиксированных станций общим числом примерно 6000 станций. Оригинальный набор данных доступен с 1880г. по настоящее время на сетке 2x2°, и состоит из температурных аномалий, вычисленных относительно базового периода 1951–1980 гг.

BERKLEY EARTH. Температура земной поверхности от проекта Беркли (Rohde et al., 2013; <https://berkeleyearth.org/data/>) представляет собой набор данных, первоначально представлявший собой сеточную реконструкцию инструментальных данных температуры воздуха на поверхности суши за период с 1750 по настоящее время, а теперь включающий объединенный набор данных о суше и океане с 1850 года, объединяющий анализ данных на суше с интерполированной версией HadSST3. Проект BERKLEY EARTH был призван обеспечить альтернативную, независимую оценку глобального изменения температуры, отдельную от анализов

GISTEMP и HadCRUT. В отличие от последних массивов данных, включающих записи примерно 5000–7000 наземных станций, массив данных BERKLEY EARTH включает примерно 39000 записей. Отчасти это связано с использованием дополнительных баз данных и отчасти с методологией, которая позволяет включать в статистическую модель короткие фрагментированные временные ряды. В дополнение к данным наблюдений на суше, доступным с более высоким пространственным и временным разрешением, доступны два различных объединенных массива данных "суша-океан". Первая версия определяет температуру воздуха над регионами, покрытыми морским льдом, в то время как альтернативная версия использует доступные наблюдения ТПО. Для Арктического региона первая версия лучше согласуется с независимыми оценками температуры воздуха (например, MERRA2), чем альтернативная версия. Оригинальный набор данных доступен с 1850г. по настоящее время на сетке $1 \times 1^\circ$, и состоит из температурных аномалий, вычисленных относительно базового периода 1951–1980 гг.

ВНИИГМИ-МДЦ. Для выявления региональных особенностей периода потепления ПСДВ работе также использовались станционные данные по приземной температуре воздуха от архива ВНИИГМИ-МДЦ (Булыгина и др., 2016). Перечень станций России для новой версии архива (600 станций) составлен на основании «Списка станций Росгидромета» (meteo.ru/data) включенных в Глобальную сеть наблюдений за климатом (утвержденного Руководителем Росгидромета 25 марта 2004г.) и «Списка реперных метеорологических станций Росгидромета» (meteo.ru/data), подготовленного в Главной Геофизической Обсерватории им. А.И. Воейкова. Список станции и информация по ним содержится в наборе «Каталог станций». Для некоторых станций информация заканчивается более ранними годами, так как станции были либо закрыты, либо не входят в официальный «Метеорологический ежемесячник станций стран содружества независимых государств».

HadSLP2. Для анализа полей давления на уровне моря, а также атмосферных и океанических индексов использовались данные наблюдений о среднем давлении на уровне моря HadSLP2. Массив данных содержащий данные ДУМ от Центра Гадлея Метеорологической службы Соединенного Королевства – HadSLP2 (Allan

and Ansell, 2006; [https:// www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadslp2/](https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadslp2/)) представляет собой уникальную комбинацию ежемесячных глобальных полей наблюдений за давлением на суше и море. Массив HadSLP2 был создан с использованием океанических данных наблюдений ICOADS и наблюдений на суше с 2228 станций по всему миру. Наземные наблюдения представляют собой комбинацию данных, полученных из наборов данных CSIRO ([https:// www.csiro.au](https://www.csiro.au), Австралия), NIWA ([https:// www.niwa.co.nz](https://www.niwa.co.nz), Новая Зеландия), CRU ([http:// www.cru.uea.ac.uk/data/](http://www.cru.uea.ac.uk/data/), Университет Восточной Англии), GHCN ([https:// www.ncdc.noaa.gov/data-access/land-based-station-data/land-based-datasets/global-historical-climatology-network-ghcn](https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/land-based-station-data/land-based-datasets/global-historical-climatology-network-ghcn)). Наблюдения на суше и в океане были объединены, а также реконструированы с использованием процедуры оптимальной интерполяции с последующим наложением улучшенных по качеству наблюдений на сетку. Оригинальный набор данных доступен с 1850г. по 2019г. на сетке 5x5°.

HadSST4. Массив данных о ТПО от Центра Гадлея Метеорологической службы Соединенного Королевства HadSST4 (Kennedy et al., 2011; <https://www.metoffice.gov.uk/hadobs/hadsst4/>) представляет собой ежемесячное глобальное поле ТПО. Данные были скорректированы таким образом, чтобы свести к минимуму воздействие неопределенностей и ошибок в оценках. Данные HadSST4, а также ERSST4 являются глобальным ежемесячным набором данных ТПО, полученных путем статистического анализа данных наблюдений Международной базы данных по характеристикам океана и атмосферы (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset, ICOADS; <https://icoads.noaa.gov>). ICOADS – это самый обширный в мире архив морских метеорологических данных, представляющая собой цифровую базу данных, содержащую 261 миллион наблюдений за погодой, сделанных судами, стационарными и дрейфующими буями с наибольшим покрытием, начиная с середины XX века (Freeman et al., 2017). Оригинальный набор данных доступен с 1850г. по настоящее время на сетке 5x5° в виде аномалий относительно базового периода 1961-1990гг.

Охват носит глобальный характер, но интерполяция отсутствует, что ведет к наличию пропусков в данных. Это означает, что неопределенности из-за ограниченного пространственного охвата и систематических ошибок относительно легко идентифицировать по сравнению с интерполированными продуктами ТПО.

Для диагностики изменений климата и понимания механизмов этих изменений, важным и, для многих целей единственным источником данных являются атмосферные реанализы. Реанализ – это данные численных расчетов с моделью атмосферы, в которых используются данные наблюдений на нижней границе атмосферы и данные в свободной атмосфере (в том числе температура, скорость ветра, влажность), полученные с помощью станционных, аэрологических и спутниковых наблюдений (Kalnay et al., 1996). При этом используются различные методы ассимиляции этих данных в численные модели, в которых, в упрощенном описании, моделируемая динамика атмосферы «притягивается» к данным наблюдений с помощью добавления релаксационных слагаемых в прогностические уравнения. Следует учитывать, что ряд переменных, в том числе динамические переменные, поля температуры, скорости ветра и влажности в свободной атмосфере в результате процедуры ассимиляции наиболее тесно связаны с данными наблюдений, в то время как, например, осадки и характеристики облачности не привязаны к данным наблюдений, являются исключительно результатами расчетов и характеризуются значительно более серьезными ошибками (Lindsay et al., 2014). Данные реанализов лишены пропусков, поскольку являются продуктом модельных расчетов. В работе использовались данные трех существующих на настоящее время реанализов, охватывающих весь XX век.

На сегодняшний день существует более десяти различных реанализов, данные которых охватывают период с 1948 г. и позднее. Данные реанализов интенсивно используются для исследования погоды и климата, количество и качество ассимилируемых данных существенно возросло в эпоху интенсивных спутниковых наблюдений (с 1979 года). Для современного периода наиболее часто используются реанализы NCEP/NCAR Reanalysis I (1948 – по наст. время) (Kalnay et al., 1996), ECMWF ERA5 (1940 – по наст. время) (Hersbach et al., 2020), JRA-55 (1958 – по наст. время) (Kobayashi et al., 2015).

В последние десятилетия созданы реанализы, позволяющие анализировать изменения метеорологических характеристик за весь период XX века, с использованием ограниченного ряда ассимилируемых данных для раннего периода. Такое ограничение приводит к снижению качества (согласованности с данными наблюдений) результатов по сравнению с реанализами для современных периодов

(во второй половине XX века), но позволяет получить однородные данные, не зависящие от изменений в количестве ассимилируемых переменных и методах ассимиляции.

В настоящее время таких реанализов существует три. Это – NOAA-CIRES Twentieth-Century Reanalysis V2 (Compo et al., 2011) – американский реанализ, совместный проект Управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration) – NOAA, и Совместного института по исследованиям в области наук об окружающей среде (Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences) – CIRES, реанализы Европейского центра среднесрочных прогнозов (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) – ECMWF ERA20C (Poli et al., 2016) и CERA20C (Laloyaux et al., 2016; 2017).

Основное различие между данными реанализами заключается в использовании различных ассимилируемых данных. NOAA20C – использует данные о давлении на поверхности, ERA20C – давление на поверхности, среднее ДУМ и данные о скорости и направлении ветра у поверхности океана. В реанализе CERA20C используется совместная модель атмосферы и океана и, помимо перечисленных ассимилируемых данных для атмосферы, используются также данные по температуре и солености океана. По причине использования различных ассимилируемых данных, моделей, систем усвоения эмпирических данных – продукты реанализов существенно различаются как по пространственной структуре, так и временной эволюции.

NOAA-CIRES Twentieth-Century Reanalysis V2. NOAA20C является проектом по созданию массива данных по характеристикам атмосферы с глобальным покрытием, охватывающий период с конца XIX века в котором ассимилируются только данные наблюдений поверхностного давления, а в качестве граничных условий используются наблюдаемые среднемесячные значения температуры поверхности океана и распространения морского льда (Compo et al. 2011). Данные об атмосферном давлении предоставляются Международным банком данных о давлении на поверхности (ISPD v3.2.6), включающий в себя наблюдения за атмосферным давлением на метеорологических станциях на суше, морских наблюдениях на судах и отчеты об отслеживании тропических циклонов. Банк

данных был создан на основе широкого международного сотрудничества под эгидой инициативы «Реконструкция атмосферной циркуляции над Землей» (ACRE – Compro et al., 2011) и рабочих групп GCOS (GCOS-200, 2016) и WCRP. Нижние граничные условия – ТПО и распространение морского льда, необходимые для модели атмосферы, берутся из массива данных Центра Гадлея Метеорологической службы Великобритании UK Met Office HadISST2 (Rayner et al., 2003). Оригинальный набор данных доступен с 1871 по 2012 гг. по настоящее время на сетке $1 \times 1^\circ$.

ECMWF ERA 20C. ERA20C – атмосферный реанализ ECMWF (European Center of Medium-range Weather Forecasts – Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды), специально разработанный в 2014 г. для климатических исследований, охватывающий период 1900–2010 гг. Этот реанализ, в отличие от предыдущих проектов ERA, ассимилирует наблюдения, которые ранее не использовались для численного прогноза погоды (Poli et al., 2016). И использованные данные наблюдений включают в себя давление атмосферы на поверхности, а также данные о скорости ветра и высоте ветровой волны. Наблюдения атмосферного давления на поверхности взяты из Международного банка данных по давлению (ISPD v3.2.6) и Международного набора данных по атмосфере и океану (ICOADS v2.5.1), а также данные по ветру на поверхности океана от ICOADS v2.5.1. В случае дублирования данных по поверхностному давлению предпочтение отдается ICOADS. Оригинальный набор данных доступен с 1900 по 2010 гг. по настоящее время на сетке $1 \times 1^\circ$.

По сравнению с NOAA20C, ERA20C охватывает меньший период, но имеет лучшее горизонтальное и вертикальное разрешение. Из-за различий в усвояемых данных результаты ERA20C показывает результат в целом лучше, чем NOAA20C, в относительно хорошо покрытых данными наблюдений регионах, таких как Западная Европа, в то время как NOAA20C показывает лучшие результаты в регионах с плохим покрытием данных, таких как Южное полушарие в средних и высоких широтах (Poli et al., 2016).

ECMWF CERA 20C. В 2016 г. ECMWF выпустил новый глобальный реанализ XX века, CERA20C – охватывающий период 1901–2010 гг. (Lalouaux et al., 2018). В отличие от двух ранее рассмотренных реанализов, CERA20C – продукт расчетов с совместной моделью атмосферы и океана. Атмосферные наблюдения,

ассимилированные в CERA20C, включают давление на поверхности и среднее ДУМ из архивов ISPDv3.2.6 и ICOADSV2.5.1 и данные ветра у поверхности из архива ICOADSV2.5.1. Для ассимиляции в океаническую модель используются наблюдения температуры и солёности океана из набора данных EN4.2.0 Центра Гадлея. Первые результаты сравнений показывают, что CERA20C имеет более реалистичное представление тепловых потоков между океаном и атмосферой и среднего давления на уровне моря по сравнению с другими реанализами для XX века (Lalouaux et al., 2018). Оригинальный набор данных доступен с 1901 по 2010 гг. по настоящее время на сетке $1 \times 1^\circ$.

В то же время наблюдаются ошибки в оценках теплоемкости океана и завышение площади арктических морских льдов. Усовершенствованная оценка погрешности, моделирование двухстороннего теплообмена между океаном и атмосферой, а также более совершенная версия модели приводят к заметному улучшению результатов CERA20C по сравнению с ERA20C для первой половины XX века. Тем не менее, данные CERA20C показывают несколько худшие результаты для современного периода (после 1979 г.), когда становится доступным более широкий спектр наблюдений. (Lalouaux et al., 2018).

2.2. Методы анализа данных

Использованные данные

В исследовании были использованы все три массива данных наблюдений – HadCRUT5, GISTEMP и BERKLEY, которые не показывают существенных различий между собой (рис. 2.2). Ранее, сравнение указанных массивов (Hansen et al., 2010) показало, что три набора данных очень похожи, поскольку основаны на одних и тех же исходных данных по температуре и отдельные различия практически не влияют на результаты для крупных регионов и на глобальные или средне-полушарные закономерности. При этом расхождения рядов более заметны в XIX – начале XX столетий, когда существенно выше неопределенность оценок, особенно в арктическом регионе.

Тем не менее, для анализа в Главах 1 и 3 был выбран массив данных BERKLEY, т.к. массив показывает наибольшее глобальное пространственное покрытие данными. Однако в BERKLEY использованы дополнительные источники

данных и интерполяция для заполнения данных, что может исказить результат на региональном уровне, поэтому для анализа в Главе 2 был использован массив данных GISTEMP, отражающий более реалистичное пространственное заполнение данными. Для регрессионного анализа в главе 4 был использован новейший массив данных HadCRUT5, версия без интерполяции, для максимально точного представления данных.

В Главе 2 данным реанализов при сравнении присваивались пропущенные значения, аналогичные массиву GISTEMP. В Главе 4 данным реанализов при сравнении присваивались пропущенные значения, аналогичные массиву HadCRUT5.

Методы расчета индексов естественной изменчивости

Все индексы атмосферной изменчивости рассчитывались по массиву данных HadSLP2. Индекс Северо-Атлантического колебания рассчитывался как разность нормализованного ДУМ для зимнего периода (декабрь-март) между Лиссабоном, Португалия, и Рейкьявиком, Исландия. Индекс Тихоокеанско-северо-Американского колебания рассчитывался как 2-я главная компонента зимней изменчивости ДУМ в регионе 30-90° с.ш. Индекс Колебаний Баренцева моря - как 2-ая Главная Компонента зимней изменчивости ДУМ в регионе 60-90°с.ш. и 90-180° в.д.

Все индексы океанической изменчивости рассчитывались по массиву данных наблюдений HadSST4. Для визуализации временных колебаний в Главе 3, Индекс Атлантической мультидекадной осцилляции рассчитывался как детрендрованные усредненные годовые аномалии ТПО для региона 0-60°с.ш., 80°з.д.-8° в.д. Индекс Тихоокеанской декадной осцилляции рассчитывался как первая главная компонента детрендрованных усредненных годовых аномалий ТПО, для региона 20-60° с.ш., 120-240° в.д. Для множественного регрессионного анализа в Главе 4, океанические индексы рассчитывались аналогично, но для зимнего периода декабрь-март.

Метод множественной линейной регрессии

Для анализа вклада режимов естественной изменчивости Северо-Атлантического колебания, Тихоокеанско-северо-Американского колебания, Атлантической

мультидекадной осцилляции и Тихоокеанской декадной осцилляции в изменения ПТВ в Арктике и ее регионах в течение XX века используется множественная линейная регрессия. Уравнение множественной линейной регрессии:

$$Y = a + b_1 * X_1 + b_2 * X_2 + \dots + b_p * X_p + \varepsilon$$

где Y – зависимая (объясняемая, эндогенная) переменная – регрессанд, x_j – независимые (объясняющие, экзогенные) переменные – регрессоры. $b_1, \dots, b_p$ – коэффициенты регрессии, ε – случайная составляющая модели, которая не описывается членами регрессии. Отметим, что единственным источником неопределенности в уравнениях является случайная составляющая модели ε .

2.3. Пространственно-временное распределение аномалий температуры в течение XX века

Ранее анализ эволюции среднегодовой ПТВ по данным наблюдений показал, что наибольшее проявление ПСДВ происходило в арктических широтах в зимний сезон (Векругаев et al., 2010). На рис. 2.1 представлено сравнение среднегодовых аномалий ПТВ на протяжении XX века на суше в СП и средних широтах (40-60° с.ш.) на основе одного современного анализа глобальной приземной температуры над сушей CRUTEM5 (Morice et al., 2021) (рис. 2.1 а), а также данных реанализов XX века NOAA20C (Compo et al., 2011), ERA20C (Poli et al., 2016) и CERA20C (Lalouaux, 2018). (рис. 2.1 б). Аномалии ПТВ усреднены по маске, учитывающей отсутствующие данные в сеточном архиве CRUTEM5.

Ввиду выбранного базового периода 1951–1980 гг., относительно которого вычислялись аномалии, временные ряды аномалий температуры по различным данным наиболее близки в 1950–1980-е гг. для всех широтных зон. Для СП в целом (рис. 2.1 а), заметны расхождения между данными наблюдений и результатами реанализов в первую половину XX века. Для СП ПСДВ лучше всего воспроизводит CERA20C, в то время как ERA20C завышает значения потепления вплоть до начала 1940-х гг., а NOAA20C занижает значения. При меньшем расхождении всех массивов данных в современном периоде, наилучшее соответствие с данными наблюдений показывает CERA20C.

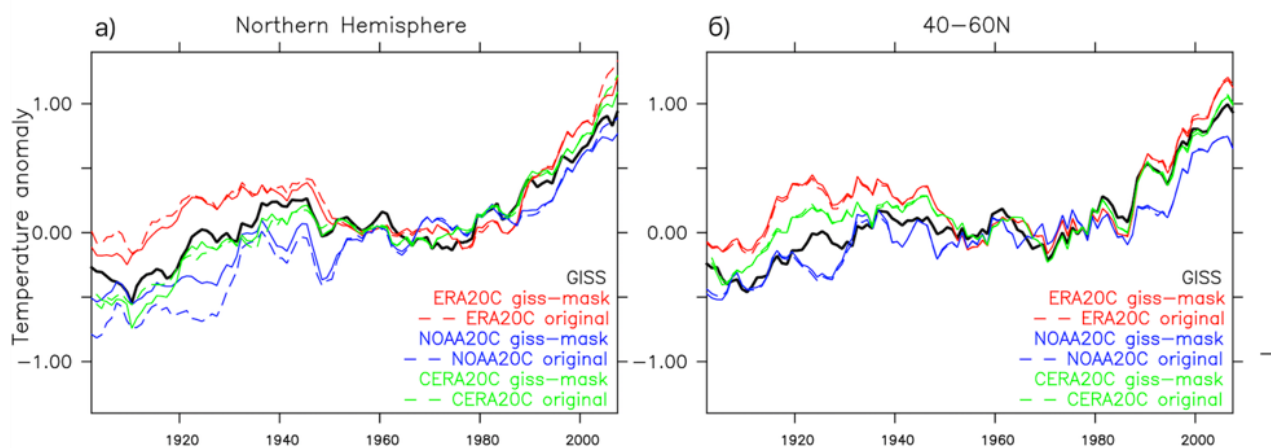


Рисунок 2.1. Аномалии осредненной среднегодовой ПТВ (в °C, 5-летнее скользящее среднее) по данным наблюдений GISTEMP и реанализов NOAA20C, ERA20C, CERA20C для Северного полушария (а), средних широт 40-60° с.ш. (б) и высоких арктических широт 60-90° с.ш. (в). Масштаб шкалы ординат на графиках а), б) и в) отличается в 2 раза. Сплошными линиями показаны аномалии, полученные при осреднении данных реанализов по маске данных GISTEMP, прерывистыми – данные реанализов без пропусков (оригинальные данные).

В средних широтах характер временной эволюции выглядит иначе (рис. 2.1 б). Наиболее высокое соответствие в первой половине XX века отмечается для данных GISTEMP и NOAA20C, в то время как ERA20C и CERA20C завышают значения (до 0.2 °C и 0.5 °C соответственно), а в течение современного периода лучше коррелируют с данными наблюдений, чем NOAA20C. Амплитуда температурных аномалий для этой широтной зоны весьма близка к средне-полушарным аномалиям. При этом различия между оригинальными данными реанализов и данными с пропусками практически отсутствуют ввиду высокого покрытия данными наблюдений средних широт СП в последние десятилетия.

На рис. 2.2 а,б проиллюстрированы данные ПТВ в Арктике для трех наборов данных наблюдений CRUTEM5, GISTEMP NASA (Lenssen et al., 2019) и BERLEY EARTH (Rohde et al., 2013) и трех реанализов XX века в сравнении друг с другом и данными наблюдений. В работе используются два атмосферных реанализа, NOAA20C (Compo et al., 2011) и ERA20C (Poli et al., 2016), и один совместный реанализ атмосферы и океана CERA20C (Lalouaux, 2018).

Значительно более сильные расхождения между аномалиями ПТВ по данным как наблюдений, так и реанализов отмечаются в Арктических широтах (60° - 90° с.ш.) (рис. 2.2 а,б). В случае данных наблюдений отмечаются существенные различия между массивами, особенно в части долгопериодных колебаний, с максимальным расхождением до 1920 года. В целом, периоды потепления и похолодания середины XX века выражены лучше, с большими (в два и более раза) аномалиями ПТВ, чем в средних широтах и в целом для СП как по данным наблюдений, так и в реанализах. Причем значения “раннего” потепления по данным ERA20C и GISTEMP превышали значения современного вплоть до 2000 г. (для 5-летнего скользящего осреднения). Несмотря на лучшее (среди реанализов) соответствие в период ПСДВ для всего СП, совместный реанализ CERA20C занижает аномалии ПСДВ (до 0.3°C) по сравнению с атмосферным реанализом ERA20C, который, наоборот, завышает значения (до 0.4°C). Реанализ NOAA20C занижает значения потепления в середине века по сравнению с данным GISTEMP, а различия между аномалиями ПТВ в NOAA20C и ERA20C составляет примерно 1.5°C до начала 1950-х гг.

По данным реанализа NOAA20C в высоких широтах, период ПСДВ и последующего похолодания 1946–1975 гг. характеризуется значительными декадными колебаниями температуры без выраженной многолетней аномалии ПСДВ как в данных других реанализов и данных GISTEMP. Пик потепления в NOAA20C наступает примерно на 5 лет раньше (конец 1930-х гг.), а последующий температурный минимум – уже в начале 1950-х гг., за чем следует достаточно монотонное потепление. Аномалии температуры в период ПСДВ на 0.4°C - 0.8°C ниже в сравнении со всеми остальными массивами данных. В современный период с 1985 г. Реанализ NOAA20C занижает температурные аномалии в Арктике.

Реанализы имеют преимущество полного пространственного и временного охвата, но являются результатом модели общей циркуляции климата и, следовательно, зависят от недостатков моделей. Благодаря использованию различных ассимилированных данных, различных моделей, систем ассимиляции наблюдательных данных – продукты реанализа существенно различаются по пространственно-временной структуре, особенно в первой половине XX века.

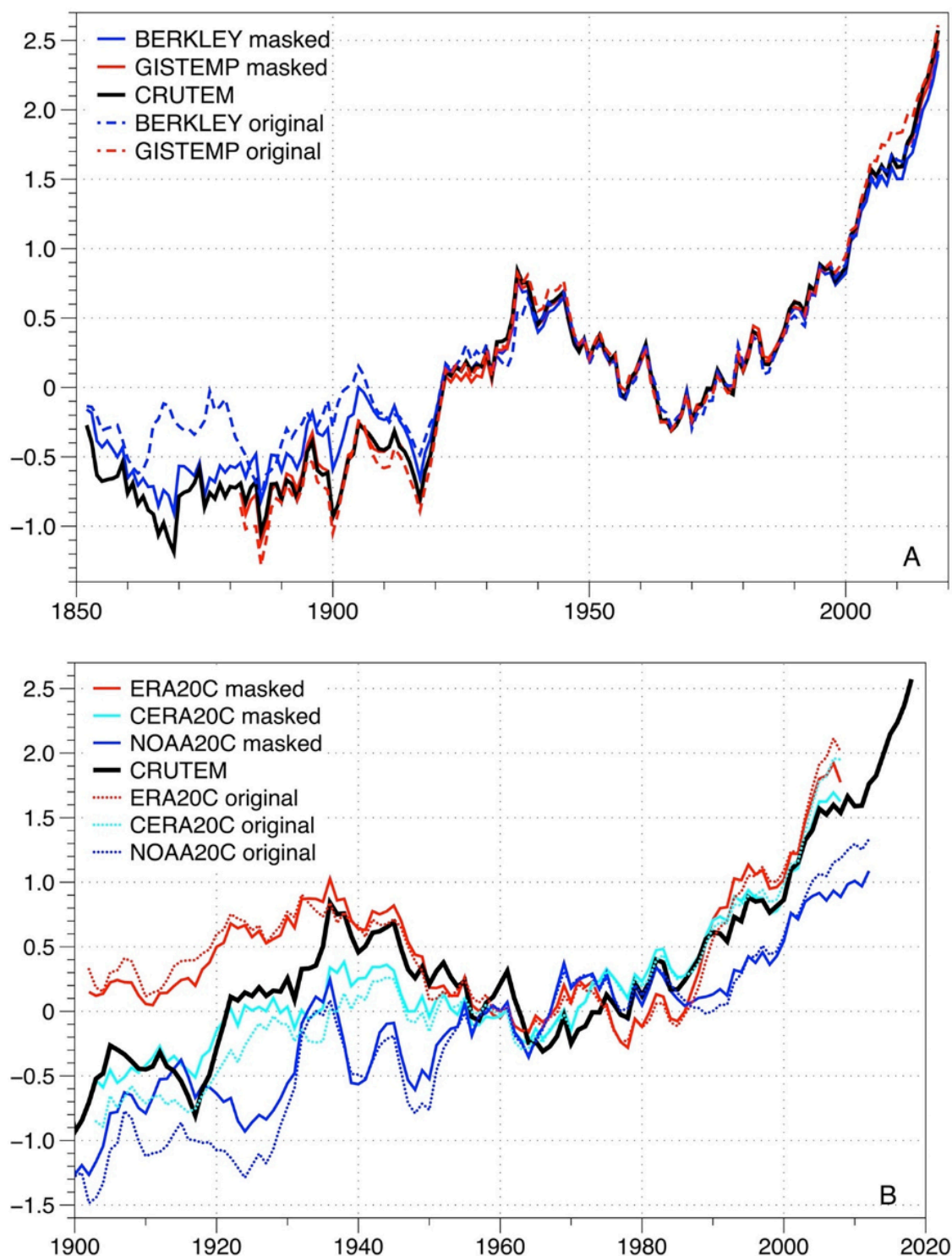


Рисунок 2.2. Среднегодовые аномалии ПТВ (°C) в Арктике по данным массивов: а – CRUTEM5 (черная линия), GISTEMP (красная линия); BERKLEY (синяя линия) в оригинале; и по маске в соответствии с пропущенными данными CRUTEM5 (прерывистые линии); б – по данным реанализов ERA20C (красная линия), CERA 20C (голубая линия), NOAA20C (синяя линия); в оригинале, а также по маске CRUTEM5; 5-летнее скользящее среднее.

Аномалии зонально осредненной среднегодовой ПТВ за период 1900–2010 гг. по данным наблюдений и реанализов представлены на рис. 2.3. По данным наблюдений GISTEMP отчетливо прослеживается период ПСДВ в арктических широтах с максимумом в начале 1940-х гг. ПСДВ в ERA20C имеет наиболее близкую к данным наблюдений амплитуду, однако, и широтная протяженность и длительность ПСДВ значительно превышает аномалии по эмпирическим данным. В ERA20C ПСДВ начинается уже в начале XX века и охватывает область до средних широт (40°-50° с.ш.).

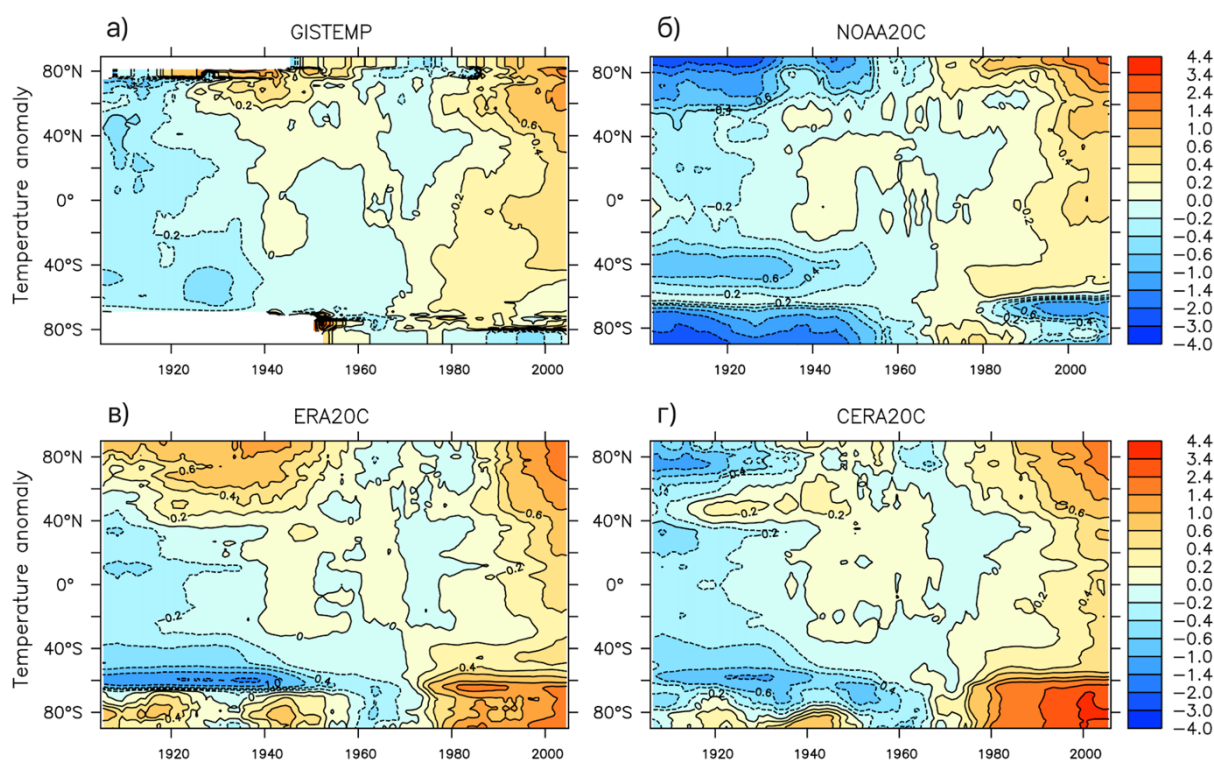


Рисунок 2.3. Аномалии зонально осредненной среднегодовой ПТВ (в °C, 11-летнее скользящее среднее) по данным наблюдений GISTEMP (а) и реанализов NOAA20C (б), ERA20C (в), CERA20C (г).

Реанализ CERA20C в отличие от ERA20C демонстрирует в начале века аномалии отрицательного знака вплоть до конца 1930-х гг., а положительные аномалии температуры в период ПСДВ существенно занижены по сравнению с данными GISTEMP. В данных реанализа NOAA20C отрицательные аномалии температуры охватывают всю первую половину XX века с постепенным уменьшением амплитуды и переходя в современное потепление в отличие от реанализов ERA20C и CERA20C, которые, как и данные наблюдений,

демонстрируют период отрицательных аномалий в 1970-х гг., разделяющий положительные аномалии ПСДВ и современного потепления. Современное же потепление в высоких широтах СП в целом достаточно реалистично представлено во всех массивах данных.

Сравнение различных реанализов XX века с данными наблюдений и между собой выявило существенные различия при воспроизведении изменений приземной температуры в период ПСДВ, а также в тенденциях изменений температуры, часто качественного характера в первой половине XX века, что не позволяет рассматривать эти данные как полноценную замену отсутствующим наблюдениям и указывает на то, что реанализы следует использовать в качестве замены отсутствующих наблюдений в период ПСДВ с большой осторожностью (Бокучава, Семенов, 2018).

2.4. Сезонные особенности изменений аномалий ПТВ в Арктике

Анализ данных наблюдений показал, что АУ наиболее ярко проявлялось в зимний и весенний период (Bekryaev et al., 2010; Serreze et al., 2006). Изменение сезонных аномалий температуры на протяжении XX века для высоких широт СП (60-90° с.ш.) представлено на рис. 2.4.

Аномалии температуры в период современного потепления и ПСДВ также максимальны зимой как по данным GISTEMP, так и реанализов (рис. 2.4 а) и сравнимы с аномалиями для осеннего сезона (рис. 2.4 г). При этом для эволюции среднесезонных температур реанализы демонстрируют совершенно разные результаты по согласованности с данными наблюдений в различные сезоны.

Сопоставление данных не позволяет однозначно ранжировать реанализы по их способности воспроизводить сезонные аномалии температуры в Арктике. Так, например, если ERA20C практически идеально согласуется с данными GISTEMP осенью и, в целом, зимой для всего анализируемого периода, то для весны и лета этот реанализ показывает, в сравнении с другими, худшие результаты до 1950-х гг. (завышает значения на 1.5 °C). Весной и летом наилучшее соответствие с данными наблюдений отмечается для реанализа CERA20C, который показывает также достаточно хорошее соответствие и в зимний период. Но этот реанализ показывает меньшие значения по сравнению с данными GISTEMP в период ПСДВ осенью.

Для реанализа NOAA20C период похолодания середины столетия заметен только в зимний период (рис. 2.4 а), но это похолодание начинается раньше, чем в других данных. В остальные сезоны это похолодание выражено крайне слабо (рис. 2.4 б,в,г). NOAA20C существенно занижает значения по сравнению с эмпирическими данными (примерно до 1.2 °C).

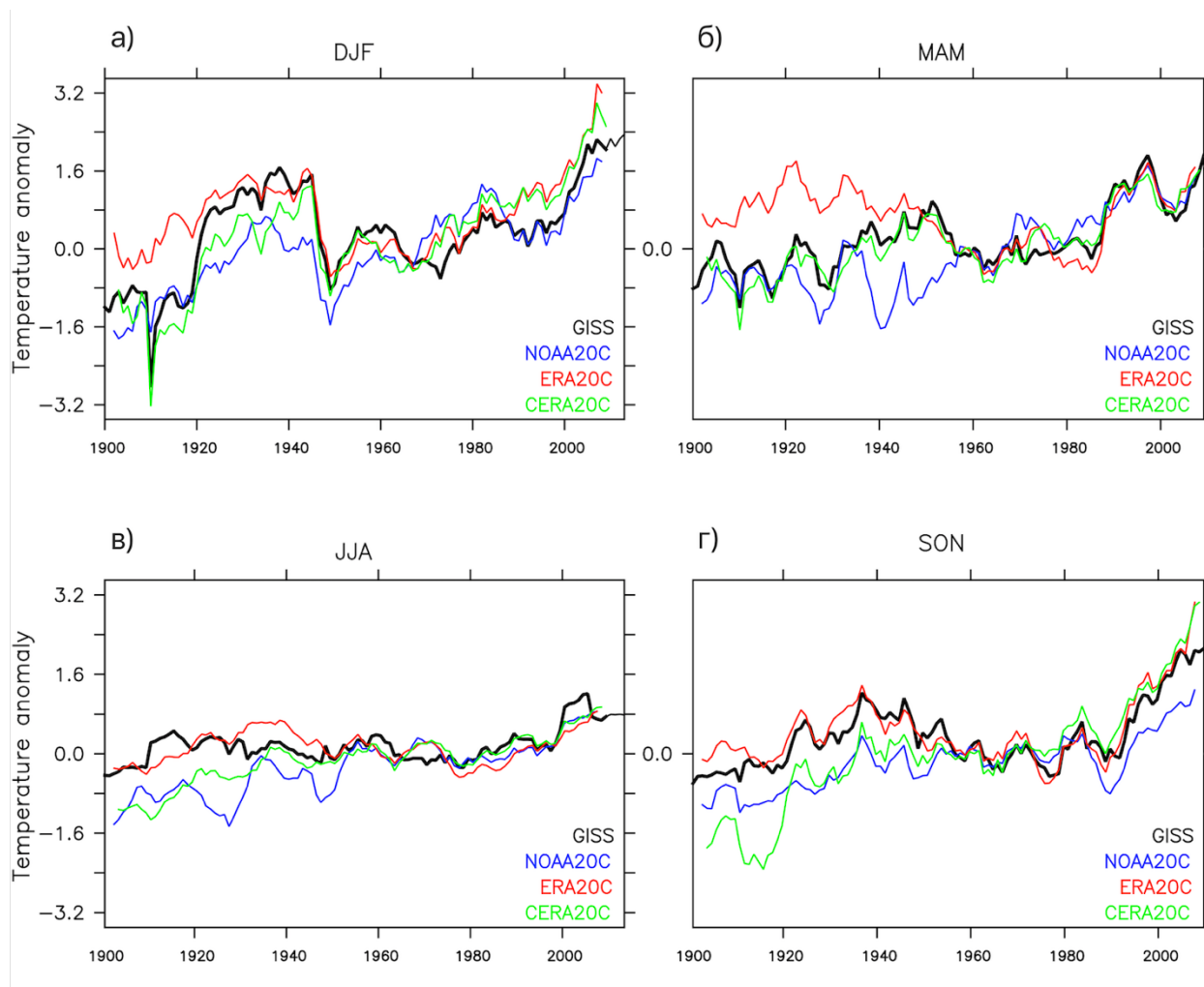


Рисунок 2.4. Аномалии средне-сезонной ПТВ по данным наблюдений GISTEMP и реанализов ERA20C, CERA20C и NOAA20C (°C, 5-летнее скользящее среднее) для высоких широт (60°-90°с.ш.) СП, для зимы (а), весны (б), лета (в), осени (г); реанализам присваивались значения «отсутствие данных» по маске массива GISTEMP.

Можно отметить, что в целом эволюция аномалий температуры лучше всего совпадает с данными наблюдений в реанализе CERA20C, за исключением осеннего периода, где данный реанализ заметно уступает ERA20C.

Коэффициенты линейных трендов среднегодовых и средне-сезонных температурных рядов для 30-летних временных периодов 1916–1945 гг., 1946–1975 гг., 1976–2005 гг., в СП, средних широтах СП (40° – 60° с.ш.) и в арктическом регионе (60° – 90° с.ш.) представлены в табл. 2.1. Данные временные отрезки выбраны как представляющие периоды потепления начала века, последующего похолодания и современного потепления. Отметим, что выбор таких временных отрезков обусловлен необходимостью единого критерия количественной оценки климатических трендов для различных данных и является компромиссным решением.

Можно отметить, что для СП в периоды потеплений данные GISTEMP и реанализов качественно согласуются между собой, показывая статистически значимые тренды для среднегодовых и всех средне-сезонных аномалий. При этом для современного потепления отмечается и относительно лучшее количественное соответствие. В период 1946–1975 гг. эмпирические данные и данные реанализов демонстрируют статистически значимые отрицательные тренды для среднегодовых температур (за исключением реанализа NOAA20C), но для средне-сезонных аномалий отмечаются существенные различия, в том числе и в знаке трендов.

Для средних широт СП согласованные качественно и, в целом, количественно положительные тренды по всем данным отмечаются лишь для периода современного потепления. В период 1916–1945 гг. наилучшее соответствие трендов с данными наблюдений демонстрирует реанализ NOAA20C, а в период похолодания реанализы (за исключением NOAA20C) хорошо согласуются с данными наблюдений только для лета и осени.

В Арктике в период 1976–2005 гг. отмечается существенный разброс между темпами потепления в данных GISTEMP и реанализах. Если CERA20C достаточно успешно воспроизводит наблюдаемые тенденции, то ERA20C и NOAA20C примерно на 50% завышают и занижают величину положительных трендов, соответственно. В случае NOAA20C такие значения получены из-за отрицательного тренда зимой, который связан с декадным температурным максимумом в начале 1980-х гг. и относительно слабым потеплением в 1990-х и 2000-х гг. У NOAA20C также выделяется в период 1946–1975 гг., демонстрируя значимые положительные тренды для среднегодовой ПТВ и трех (кроме осени) сезонов.

Для периода потепления середины века в СП, коэффициенты трендов являются значимыми для всех сезонов. Наибольшее соответствие значений наблюдается между массивами GISTEMP и NOAA20C, в то время как у реанализов ECMWF значения ниже на 0.2–0.4 °C/30 лет.

В средних широтах для данного временного отрезка меньше статистически значимых трендов, и выделяются отрицательные тренды для весеннего периода в реанализе ERA20C, также, как и для высоких широт.

Таблица 2.1. Коэффициенты линейных трендов (5-летнее скользящее среднее) аномалий ПТВ, осредненных для различных широтных зон: СП, средних широт (40–60° с.ш.) и высоких широт (60–90° с.ш.) СП, для периодов 1916–1945 гг., 1946–1975 гг., 1976–2005 гг., для зимы, весны, лета и осени. Коэффициенты, значимые на уровне 1% выделены жирным шрифтом.

	Северное Полушарие				40–60°N				60–90°N			
	GISS	NCEP20C	ERA20C	CERA20C	GISS	NCEP20C	ERA20C	CERA20C	GISS	NCEP20C	ERA20C	CERA20C
1916/45	0,50	0,49	0,26	0,37	0,34	0,36	-0,05	0,16	1,07	1,00	0,50	0,94
зима	0,53	0,53	0,37	0,52	0,27	0,49	0,11	0,39	1,80	1,39	0,92	1,43
весна	0,51	0,35	0,15	0,36	0,41	0,13	-0,35	0,10	1,05	0,30	-0,23	0,50
лето	0,47	0,46	0,18	0,24	0,41	0,28	0,02	0,03	0,47	0,86	0,23	0,58
осень	0,51	0,58	0,31	0,34	0,34	0,52	0,02	0,10	0,96	1,07	0,61	1,04
1946/75	-0,11	0,05	-0,17	-0,23	-0,14	0,14	-0,14	-0,26	-0,39	0,81	-0,26	0,01
зима	-0,12	0,11	-0,16	-0,28	-0,01	0,28	-0,04	-0,23	-0,44	1,29	0,01	0,07
весна	-0,05	0,15	-0,18	-0,22	0,06	0,37	-0,03	-0,13	-0,43	1,10	-0,43	-0,38
лето	-0,09	0,08	-0,11	-0,13	-0,35	0,02	-0,25	-0,30	0,13	0,90	-0,07	0,32
осень	-0,16	-0,11	-0,25	-0,28	-0,22	-0,06	-0,26	-0,39	-0,80	0,02	-0,59	-0,07
1976/05	0,72	0,69	1,00	0,77	0,96	0,80	1,20	0,99	1,21	0,80	1,95	1,25
зима	0,74	0,54	1,02	0,85	1,17	0,68	1,44	1,27	1,08	-0,15	1,92	1,18
весна	0,71	0,68	0,93	0,73	0,83	0,69	0,96	0,78	1,46	1,22	2,01	1,19
лето	0,72	0,81	0,97	0,69	0,98	1,02	1,17	0,88	1,06	1,37	1,67	1,08
осень	0,72	0,70	1,06	0,79	0,86	0,78	1,19	0,98	1,37	0,69	2,27	1,52

Наибольшее соответствие данным наблюдений для всех сезонов в высоких широтах отмечается у реанализа CERA20C, а значимые коэффициенты трендов наблюдаются для всех сезонов, кроме весеннего периода в реанализе NOAA20C, и кроме весенне-летнего – у реанализа ERA20C.

Период похолодания 1946–1975 гг. отличается меньшим количеством значимых трендов. Выделяется реанализ NOAA20C, представленный положительными трендами для всех сезонов, кроме осеннего периода для всех широтных зон.

В современный период положительные значимые тренды наблюдаются во все сезоны и для всех широтных зон, за исключением зимнего периода в высоких широтах 60–90° с.ш. для NOAA20C. Наилучшее соответствие с данными

наблюдений можно отметить для реанализа CERA20C, в то время как реанализ ERA20C показывает увеличенные значения в среднем на 0.3°C , а в отдельных случаях в 2 раза (для $60\text{--}90^{\circ}$ с.ш. – в среднем за год, зимой и осенью).

2.5. Пространственное распределение трендов ПТВ и ДУМ во внетропических широтах СП в XX веке

На рис. 2.5 представлены тренды среднегодовой ПТВ к северу от 30° с.ш., для трех климатических 30-летних периодов – потепления середины XX века (1916–1945 гг.), следующего за ним похолодания (1946–1975 гг.) и современного потепления (1976–2005 гг.), для всех анализируемых массивов данных.

Как видно из рис. 2.5, период ПСДВ в отличие от современного потепления, характеризуется существенной пространственной неоднородностью распределения трендов с разнонаправленными тенденциями. Потепление во внетропических широтах СП в целом отмечалось в Западном полушарии и высоких широтах Восточного полушария, а над Евразией, особенно западной частью, и Тихим океаном примерно южнее 40° с.ш. отмечаются обширные регионы с отрицательными трендами для всех массивов данных. Но отрицательные тренды, за исключением некоторых относительно небольших регионов, являются статистически незначимыми. Более высокое соответствие эмпирическим данным наблюдается для европейского реанализа CERA20C как для ПСДВ, так и для современного периода потепления, в то время как максимальный пространственный охват статистически значимых тенденций отмечен для реанализа ERA20C, в то же время снова демонстрируя более высокие значения тренда для всего XX века.

По данным наблюдений GISTEMP области с положительными трендами являются статистически значимыми в зоне Атлантического океана, в также в высоких широтах Тихого (на уровне 1% и выше). Те же тенденции наблюдаются по данным реанализов ECMWF, а в случае NOAA20C статистически значимые положительные тренды появляются также над Северной Америкой. Кроме этого,

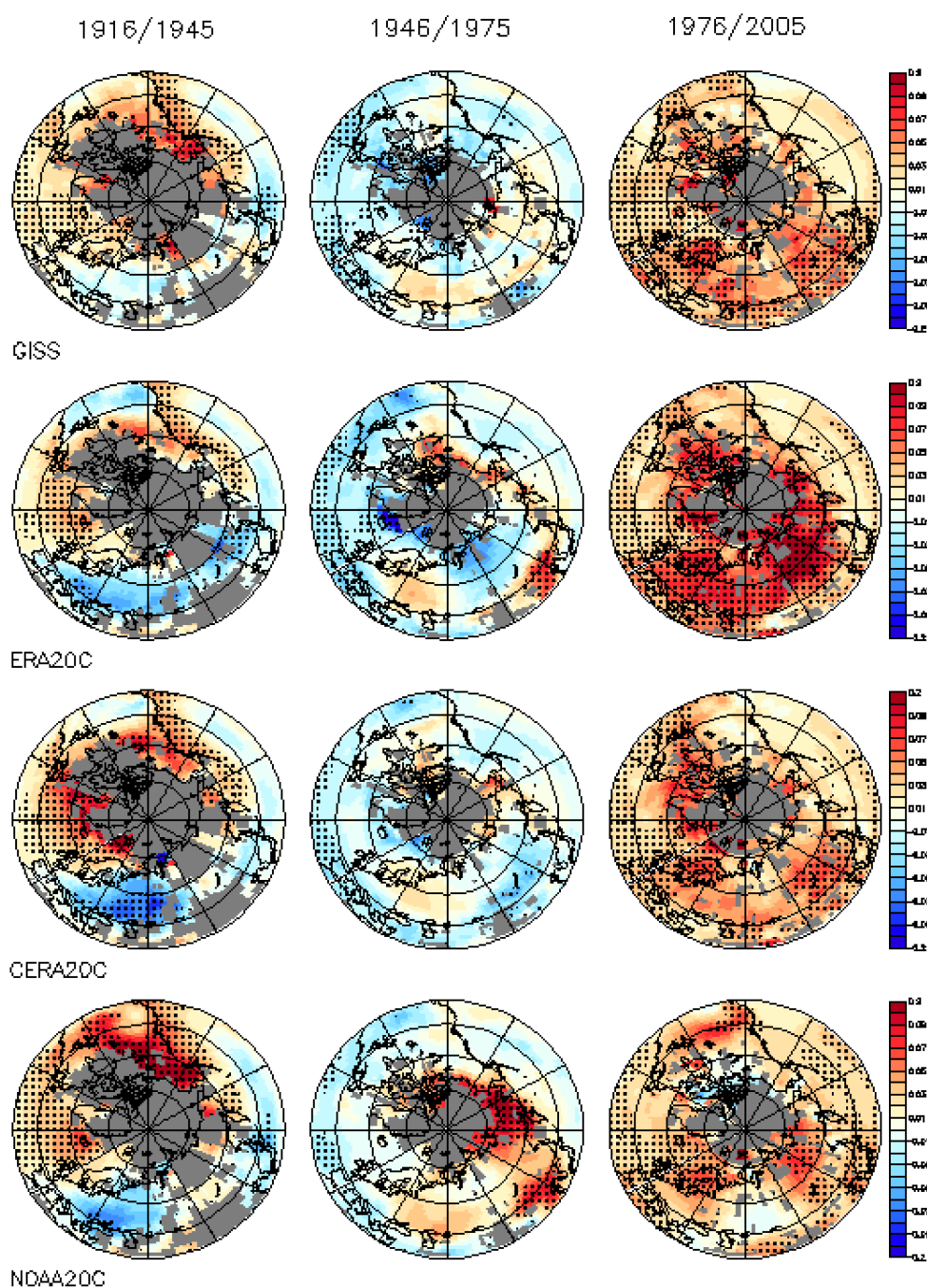


Рисунок 2.5. Тренды среднегодовой ПТВ ($^{\circ}\text{C}/30$ лет) во внетропических широтах СП ($30\text{--}90^{\circ}$ с.ш.) по данным наблюдений GISTEMP (первый ряд) и реанализов ERA20C (второй ряд), CERA20C (третий ряд), NOAA20C (четвертый ряд, для трех 30-летних климатических периодов: 1916-1945 гг. (левая колонка), 1946-1975 гг. (средняя колонка) и 1976-2005 гг. Регионы со статистически значимыми коэффициентами трендов (уровень значимости 1%) отмечены точками. Данным реанализов присваивались значения “отсутствие данных” в тех ячейках, где количество пропущенных значений в каждом 30-летнем временном ряде составляло более 3-х лет по маске GISTEMP.

присутствует существенное отличие европейских реанализов от данных наблюдений – отмечаются статистически значимые отрицательные тренды над Евразией.

Период похолодания 1946–1975 гг. имеет более однородную структуру с преобладанием отрицательных трендов за исключением Европейской территории, высоких широт Северной Америки и Тихого океана, где отмечалось некоторое потепление в этот период, но тренды в данных областях не являются статистически значимыми. Такое распределение тенденций характерно для данных наблюдений и всех реанализов за исключением NOAA20C. Американский реанализ показывает положительные статистически значимые тенденции почти по всему Арктическому региону и восточной части Северной Евразии, что и приводит при пространственном осреднении к отсутствию выраженного похолодания в период 1946–1975 гг., для всего СП и Арктики, что обсуждалось ранее (рис. 2.1, 2.2). Также можно отметить область значимого потепления в Монголии и Северном Китае в реанализах ERA20C и NOAA20C, которая отсутствует в данных GISTEMP. В целом период похолодания отличается самым низким покрытием значимыми трендами для всех реанализов и данных наблюдений.

Для современного периода высокое покрытие статистически значимыми положительными трендами для внетропических регионов наблюдается для всех массивов данных, наиболее близкое к эмпирическим данным распределение трендов отмечается в европейских реанализах, максимальное покрытие отмечается для реанализа ERA20C. Однако значения трендов для ERA20C превышают значения в остальных массивах данных, кроме этого, реанализ NOAA20C показывает отрицательные тенденции для обширного региона в Центральной Сибири (70°-120° в.д.).

ПСДВ в Арктическом регионе проявлялось прежде всего в зимний сезон (рис. 2.4а). Пространственное распределение трендов приземной температуры и давления во внетропических широтах СП (рис. 2.6 а,б) в зимний период (декабрь-январь-февраль) для данных наблюдений и реанализов, также как и для среднегодовых значений, характеризуется значительными региональными различиями, особенно в период ПСДВ (1911–1945 гг.). Негативные зимние тенденции в трендах ПТВ в северном регионе Евразии в период ПСДВ соответствуют друг другу между

реанализами и данными наблюдений, а то время как в период современного потепления в данном регионе массивы данных показывают положительные значения трендов, а американский реанализ NOAA20C показывает отрицательные тренды вдоль арктического побережья Северной Америки (рис. 2.6 а). Такие изменения могут быть связаны с различиями в тенденциях ДУМ в зонах центров действия атмосферы (ЦДА) и соответствующими расхождениями ПТВ при адвекции.

Пространственное распределение зимних трендов ДУМ для периода ПСДВ демонстрирует высокую согласованность между данными наблюдений HadSLP2 и европейскими реанализами (рис. 2.6 б), показывая два выраженных очага положительных тенденций в Северной Атлантике и северной европейской части России, а также очаг отрицательных тенденций над северной частью Тихого океана (Алеутский минимум) между указанными массивами данных. В то же время реанализ NOAA20C, в отличие от европейских реанализов, показывает положительные тренды в зоне арктического побережья Северной Америки, где наблюдаются отрицательные тренды для ПТВ (рис. 2.6 а). Для всех массивов данных наблюдаются положительные значения в северной европейской части России, соответствующие отрицательным трендам ПТВ в данном районе.

Пространственное распределение зимних трендов ДУМ демонстрирует соответствие всех массивов данных за период 1971–2005 гг., демонстрируя два очага отрицательных тенденций в регионе Северной Европы и Тихого океана, а для периода ПСДВ CERA20C и ERA20C в целом лучше соответствуют данным наблюдений, показывая два максимума над Северной Атлантикой (Северо-Атлантическое колебание) и Западной Сибирью (Сибирский максимум) и минимум над северной частью Тихого океана (Алеутская депрессия) в то время как реанализ NOAA20C также показывает значительные положительные тенденции в центральной Арктике, где наблюдаются отрицательные тренды по данным HadSLP2 (рис. 2.5 б). Необходимо отметить, что тенденции данных наблюдений существенно слабее значений в реанализах.

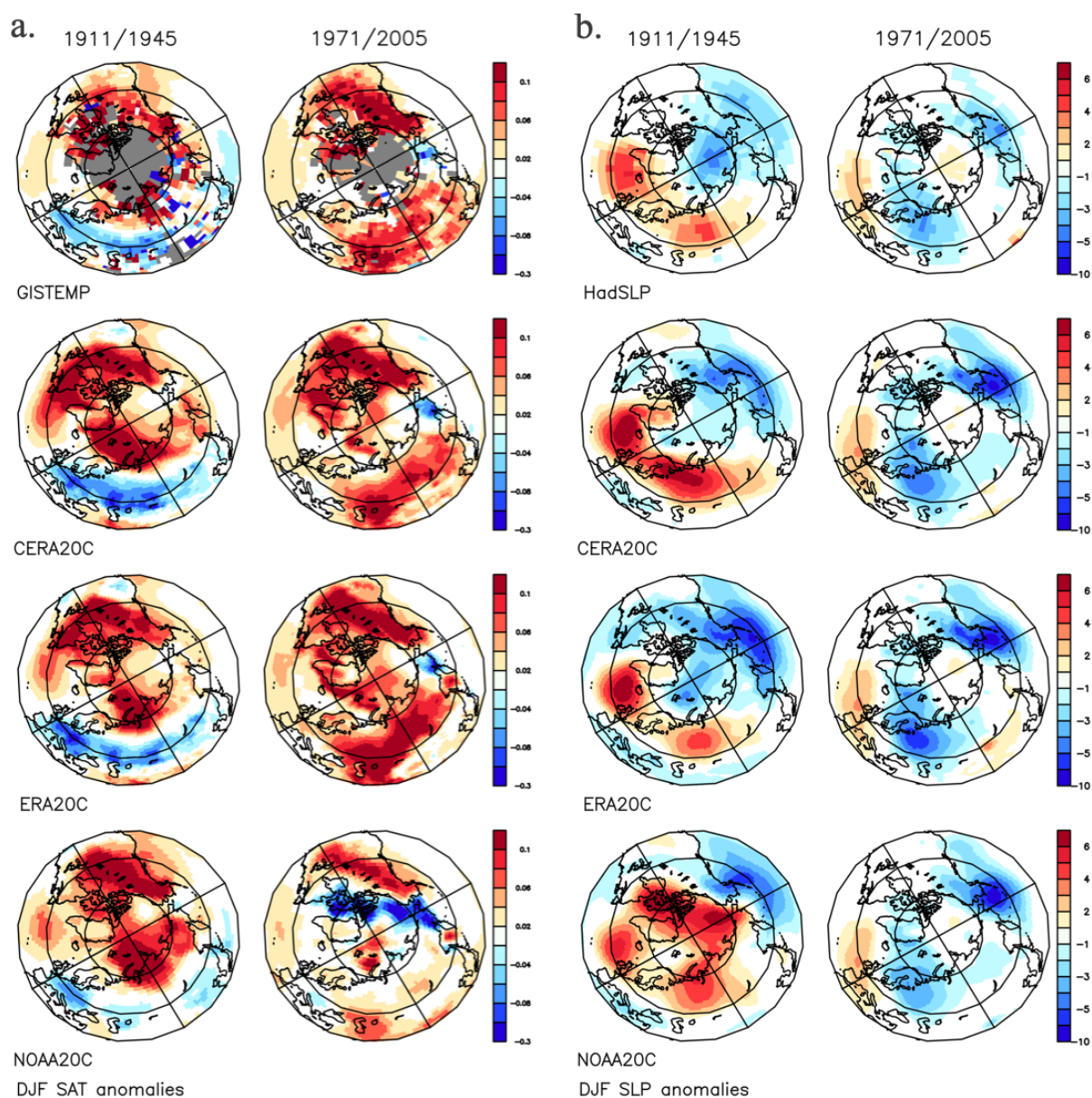


Рисунок 2.6. Зимние тренды ПТВ и ДУМ ($^{\circ}\text{C} / 30 \text{ лет}$) во внетропических широтах СП (30-90 $^{\circ}\text{с.ш.}$) по данным наблюдений GISTEMP (а) и HadSLP2 (б) (первый ряд) и реанализ ERA20C (второй ряд), CERA20C (третий ряд), NOAA20C (четвертый ряд) за два 30-летних климатических периода: 1916-1945 (левая колонка) и 1976-2005 (правая колонка).

Таким образом, зимние тенденции ПТВ и ДУМ для двух периодов потепления, ПСДВ и современного, показывают схожую пространственную структуру, за исключением несогласованности в регионе восточной Европы и северной европейской части России. Европейские реанализы показывают лучшую согласованность с данными наблюдений, в отличие от реанализа NOAA20C.

В целом можно сделать вывод, что для периода ПСДВ наибольшей согласованности в пространственном распределении трендов аномалий ПТВ между данными наблюдений и реанализами достигает реанализ ERA20C. А для периода похолодания середины века и современного потепления с данными GISTEMP лучше соотносятся реанализы ECMWF как в пространственной структуре (рис. 2.5), так и в оценке осредненных по регионам трендов (табл. 2.1). При этом для CERA20C наблюдается наилучшее соответствие с данными наблюдений для двух последних анализируемых периодов.

2.6. Пространственная и временная корреляция аномалий ПТВ и ДУМ между реанализами и данными наблюдений в течение XX века

2.6.1. Пространственная корреляция аномалий ПТВ и ДУМ для разных широтных зон СП

Ранее, существенные расхождения между эмпирическими данными по температуре и результатами реанализов второй половины XX века были выявлены в Арктическом регионе (Бокучава и Семенов, 2017). Анализ изменения аномалий температуры в течение всего XX века показал, что наибольшие различия между данными наблюдений и реанализами наблюдаются во внетропических широтах СП (30-90 °с.ш.) в период потепления середины XX века (1916–1945 гг.) и последующего похолодания в 1946–1975 гг. Исследование характеристик полей ДУМ также выявило существенные расхождения.

Анализ пространственной корреляции между полями аномалий ПТВ по данным реанализов и данным наблюдений GISTEMP (рис. 2.7 а) во внетропических широтах СП (30-90° с.ш) показывает более низкую согласованность пространственной структуры температурных аномалий в первой половине XX века, коэффициент корреляции вырастает от 0.4 в начале XX века до 0.8 к 1960-м гг. с незначительными изменениями в последующий период. При этом выделить реанализ, показывающий наилучшую корреляцию с данными наблюдений затруднительно. Несколько менее успешен реанализ NOAA20C, демонстрирующий более слабые корреляции с 1950-х гг. Аналогичные результаты получены для пространственной корреляции полей ДУМ (рис. 2.7 б), где наилучшее соответствие эмпирическим данным HadSLP2 показывают европейские реанализы, а рост

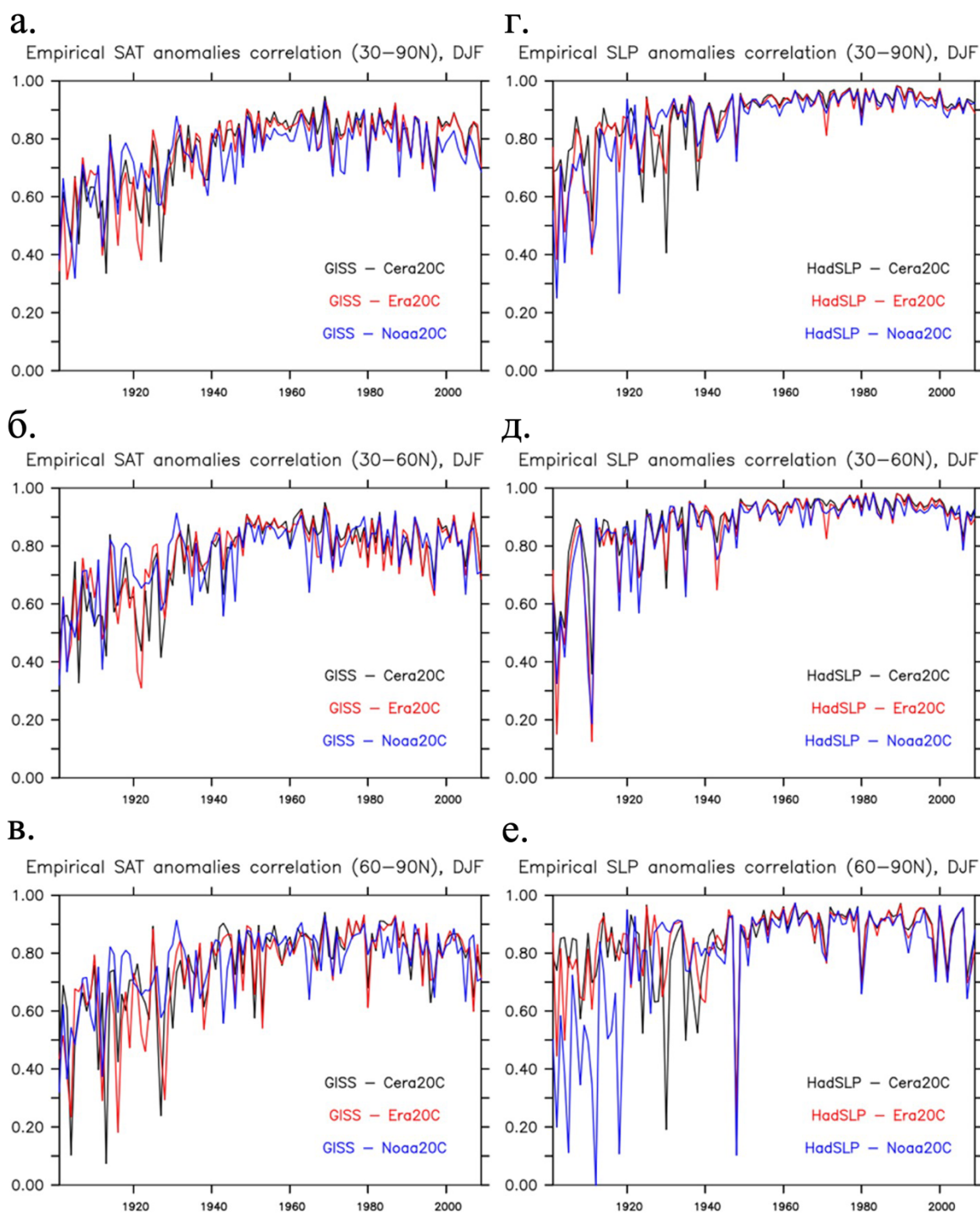


Рисунок 2.7. Пространственная корреляция полей аномалий ПТВ (а,б,в) и ДУМ (г,д,е) между данными наблюдений GISTEMP/HadSLP2 и реанализами ERA20C, CERA20C, NOAA20C в зимний сезон (декабрь-февраль) для (а, г) внутритропических широт СП (30-90°с.ш.); (б, д) средних широт СП (30-60°с.ш.) и (в, е) высоких широт СП (60-90°с.ш.).

коэффициента в течение первой половины XX века составляет (0.3-0.9). Аналогичные оценки получены для средних широт СП (30-60°с.ш.), как для данных ПТВ, так и для данных ДУМ (рис. 2.7 б,д).

Наименьшие значения пространственной корреляции между полями аномалий ПТВ и ДУМ по данным реанализов и наблюдений наблюдаются для арктического региона (60-90°с.ш.) в первые десятилетия XX века и составляют < 0.2 , а в случае ДУМ значение коэффициента корреляции падает до 0 в 1910-х гг. (рис. 2.7 в,е).

В целом, высокие значения коэффициентов корреляции (0.8-0.9) между полями как ПТВ, так и ДУМ по данным наблюдений и реанализов, для всех широтных зон наблюдаются, начиная с 1950-х гг.

Высокие значения аналогичных коэффициентов корреляции между полями ПТВ и ДУМ по данным реанализов ожидаемо отмечается для пары CERA20C – ERA20C (рис. 2.7 в, г.) и показаны в Приложении 2.

2.6.2. Временная корреляция аномалий ПТВ во внетропических широтах СП

На рис. 2.8 представлена временная корреляция между аномалиями температуры в трех реанализах и данных наблюдений в каждой точке сетки для трех климатических периодов для внетропических широт СП 30-90° с.ш. Корреляции рассчитывались после вычитания линейных трендов для соответствующих периодов, т.е. представляют оценку согласованности аномалий в диапазоне изменчивости от межгодового до декадного.

В целом, от начала XX века к современному периоду значения корреляции с данными GISTEMP становятся выше для всех сравниваемых реанализов (рис. 2.8). Для потепления середины XX века наилучшая корреляция достигается между данными наблюдений и реанализом CERA20C с районами статистически значимой корреляции в Европе, Северной Америке и над Тихим океаном. То же самое справедливо и для похолодания 1946–1975гг. Наиболее слабая корреляция наблюдается между GISTEMP и NOAA20C на протяжении всего XX века, в особенности в период ПСДВ. Следует отметить и слабую корреляцию данных NOAA20C с наблюдениями в азиатском регионе в современный период.

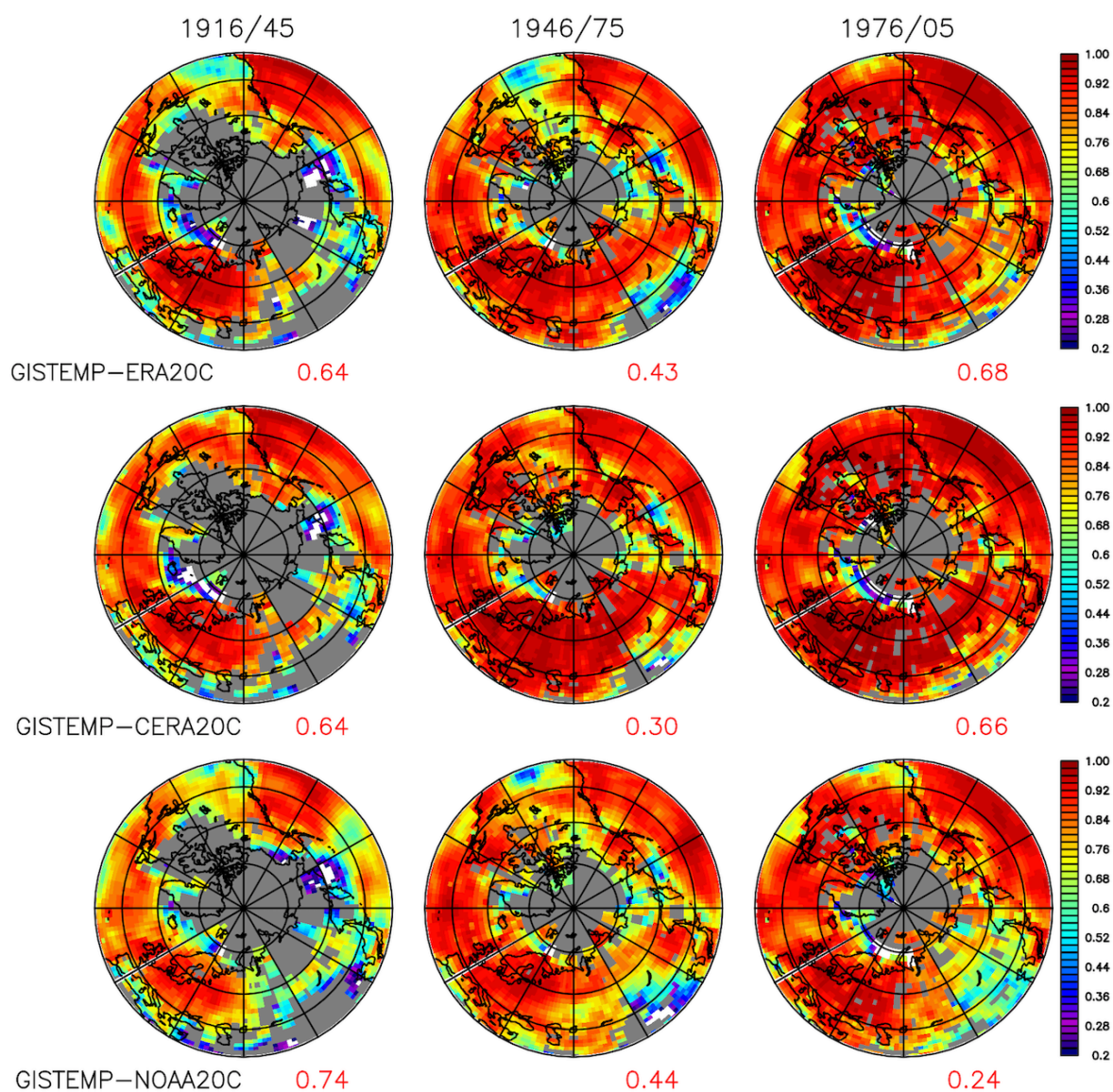


Рисунок 2.8. Временная корреляция между средне-годовыми аномалиями ПТВ для внетропических широт СП ($30-90^{\circ}$ с.ш.) (после удаления линейных трендов) по данным GISTEMP и реанализов ERA20C (левая колонка), CERA20C (средняя колонка), NOAA20C (правая колонка) для трех 30-летних климатических периодов: 1916–1945 гг. (верхний ряд), 1946–1975 гг. (средний ряд) и 1976–2005 гг. (нижний ряд). Внизу каждой карты показано значение пространственной корреляции между трендами ПТВ по обозначенным массивам данных.

Необходимо отметить, что для всех массивов данных наименьшая корреляция наблюдается в районе Арктики и азиатской части Евразии для периода ПСДВ.

Для количественной оценки схожести пространственной структуры температурных трендов (рис. 2.8) была также рассчитана пространственная

корреляция для внетропических широт СП (30-90° с.ш.) между полями трендов в реанализах и в данных GISTEMP.

Наибольшая пространственная корреляция наблюдается между полями трендов по данным GISTEMP и реанализа NOAA20C (0.74) в течение периода ПСДВ 1915-1946гг. Самые низкие значения пространственной корреляции (0.24) отмечены в период современного потепления также между данными наблюдений и реанализом NOAA20C, что связано с существенно заниженными темпами среднегодового потепления над Северной Евразией и северной частью Северной Америки. В период ПСДВ и современного потепления значения пространственной корреляции между полями трендов GISTEMP и европейскими реанализами лежат в диапазоне 0.64–0.68. Корреляция между полями трендов по данными наблюдений и реанализов в период похолодания 1946–1975 гг. значительно ниже (не более 0.44).

Ранее, существенные расхождения между эмпирическими данными по температуре и результатами реанализов первой половины XX века были выявлены в высоких широтах СП (рис. 2.2) Анализ изменения температурных аномалий в течение всего XX века показал, что наибольшие различия между данными наблюдений и реанализами наблюдаются во внетропических широтах СП (30°-90° с.ш.) в период потепления начала XX века (1916–1945 гг.) и последующего похолодания в 1946–1975 гг. Потепление первой половины XX века в Арктике также было выражено прежде всего в зимний сезон (декабрь–февраль).

2.7. Особенности структуры атмосферной циркуляции во внетропических широтах СП в течение XX века

2.7.1. Пространственная структура режимов ДУМ

В зимний период во внетропических широтах СП циркуляционные процессы, характеризующие взаимодействие океана и атмосферы, могут вызывать значительные изменения температуры воздуха в приземном слое (Wallace and Gutzler, 1981). Формирование региональной структуры и сезонные особенности изменения температуры в регионе связаны с циркуляционными характеристиками (Попова, 2018). Для определения изменчивости циркуляционных режимов в регионе 30-90° с.ш. СП был использован метод главных компонент, основанный на разложении полей давления на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ).

Структура режимов ДУМ, показанная на рис. 2.9, хорошо воспроизводит климатические закономерности пространственного распределения рассматриваемых характеристик циркуляции. Для всех реанализов поля первой моды ЭОФ-1 показывает близкое сходство с наблюдениями (HadSLP2) и соответствует хорошо известной структуре Арктического колебания (в региональном разрезе – Северо-Атлантическое колебание), в частности выделяются Исландский минимум и Азорский максимум. Вторая мода (ЭОФ-2) связана с обширным очагом над Тихим океаном и соответствует Тихоокеанской-Североамериканской моде, хотя в период 1911–1950 гг. все реанализы, в отличие от данных HadSLP2, демонстрируют также обширную аномалию того же знака над севером Евразии.

Третья мода (ЭОФ-3), имеет существенно разную структуру в реанализах и данных наблюдений во время ПСДВ с невозможностью выделить соответствующую циркуляционную структуру, и достаточно близкое сходство в современный период. С этой модой связаны региональные особенности циркуляции, в 1971–2010 гг. это отражает, в частности, негативную фазу Скандинавского индекса – усиление межширотного обмена над Европой, способствующее транзиту воздуха южных широт в Арктику.

Аналогичный ЭОФ-анализ структуры режимов геопотенциала на уровне 500, демонстрирующий схожий результат с анализом ДУМ показан в Приложении 3.

При сравнении двух периодов потепления 1911–1950 гг. и 1971–2010 гг. для каждой моды, наиболее высокая согласованность наблюдается для ЭОФ-1, в то время как для ЭОФ-2, и особенно для ЭОФ-3 показаны расхождения между периодами. При этом пространственная согласованность между реанализами и данными наблюдений для ЭОФ 2-3 ниже для периода ПСДВ (1911–1950 гг.), в этот период наблюдается существенно больше различий (рис. 2.9).

Доли изменчивости, объясненной тремя модами давления на уровне моря в реанализах (табл. 2.2), в целом, достаточно близки к значениям, полученным по данным наблюдений HadSLP2. В то же время, в 1911–1950 гг. суммарная изменчивость оказывается заниженной на 3-4% по сравнению с HadSLP2. В основном это связано с первой модой (особенно в случае ERA20C), описывающей усиление/ослабление зональной циркуляции, а также с третьей модой (в случае

CERA20C), описывающей усиление межширотного обмена на севере Евразии. Для периода 1971–2010 гг. во всех реанализах оценки вклада второй моды, отражающей вклад изменчивости над Тихим океаном, несколько выше по сравнению с наблюдениями.

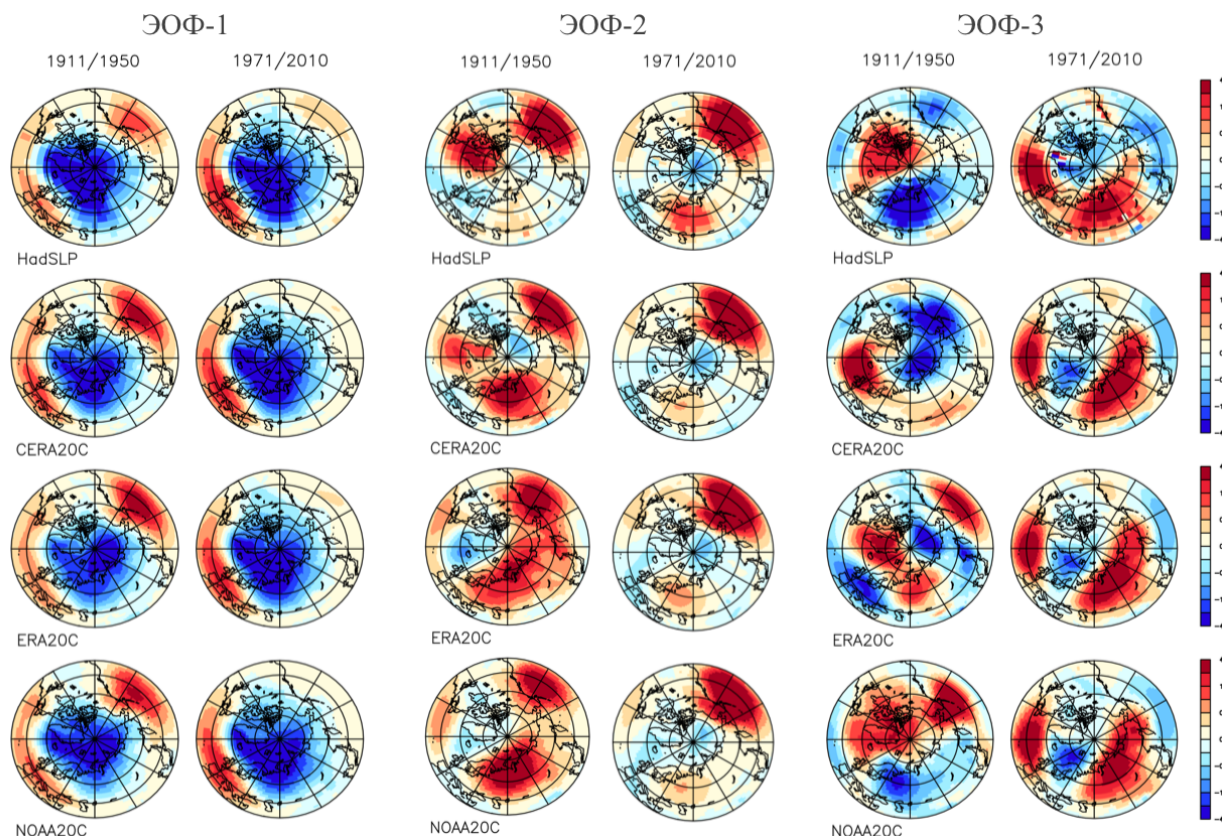


Рисунок 2.9. Пространственная структура трех ведущих мод (ЭОФ1-3) аномалий ДУМ для внетропической зоны СП (30-90°с.ш.) в зимний сезон (декабрь-февраль) для двух климатических периодов, 1911–1950 гг. и 1971–2010 гг.

Исследование показывает, что пространственная согласованность между реанализами и данными наблюдений для второй и третьей ведущих мод изменчивости существенно ниже во время ПСДВ (1911–1950 гг.). В этот период наблюдается больше всего региональных различий. Реанализ NOAA20C показывает наиболее сильные расхождения с данными наблюдений в первой половине века как для температуры, так и для давления. Существенные отличия выявлены и для реанализов ERA20C и CERA20C. Таким образом, при анализе изменений ПТВ и ДУМ во время ПСДВ с использованием данных реанализа следует учитывать выявленные расхождения и проводить валидацию данных реанализов с использованием доступных региональных данных наблюдений.

Таблица 2.2. Доли изменчивости (%), объясненной тремя первыми модами, и коэффициенты пространственной корреляции (R) полей ЭОФ (1-3) между периодами 1911-1950 и 1971-2010 гг. по данным наблюдений HadSLP2 и реанализов.

Data	Period	EOF-1		EOF-2		EOF-3	
		Variability ratio, %	R	Variability ratio, %	R	Variability ratio %	R
HadSLP	1911-1950	31	0,92	15	0,70	14	0,47
	1971-2010	41		15		11	
ERA20C	1911-1950	29	0,88	17	0,72	11	0,06
	1971-2010	40		17		12	
CERA20C	1911-1950	27	0,84	16	0,56	13	0,17
	1971-2010	40		17		10	
NOAA20C	1911-1950	28	0,87	15	0,60	14	0,21
	1971-2010	39		17		11	

2.7.2. Временная изменчивость основных центров действия атмосферы

Анализ долгопериодной изменчивости ДУМ с использованием реанализа и данных наблюдений особенно актуален для данного исследования, поскольку каждый реанализ ассимилирует наблюдаемые данные о ДУМ из одних и тех же банков данных, но в разных комбинациях. Следует отметить, что ранее для Сибирского антициклона были выявлены расхождения между трендами давления по данным наблюдений и данными реанализа (Мохов и Хон, 2005).

На рис. 2.10 представлены изменения ДУМ в течение XX века, по эмпирическим данным и реанализам, как характеристики основных центров действия атмосферы (ЦДА), расположенных в СП: Сибирского и Азорского максимумов, Исландского и Алеутского минимумов. Акцент сделан на выявлении значимых изменений характеристик ЦДА в зимний сезон, когда приповерхностное потепление выражается наиболее значительно. Аналогичный анализ для

среднегодовых значений изменения ДУМ в течение XX века представлен в Приложении 4.

Наибольший разброс значений по всем массивам данных (до 4 гПа) наблюдается в зоне Сибирского максимума (рис. 3.8в), причем данные наблюдений HadsSLP2 показывают значения выше на 2 гПа по сравнению с реанализами, за исключением NOAA20C, демонстрирующий хорошую согласованность в первой половине XX века. Аналогичная ситуация наблюдается для Азорского антициклона, с той разницей, что разброс составляет не более 2 гПа и все реанализы систематически занижают значения давления в течение XX века по сравнению с данными наблюдений HadSLP2.

Зона Алеутской депрессии (рис. 2.10 г) характеризуется почти полной согласованностью значений как между реанализами, так и с данными наблюдений, за исключением периода конца XX века, где, начиная с 1980 г. значения данных наблюдений превышают значения в реанализах на 1-2 гПа. Регион Исландской депрессии характеризуется сильными различиями в данных реанализов. Реанализ CERA20C хорошо согласуется с данными HadSLP2 на протяжении всего XX века, в то время как реанализы ERA20C и NOAA20C демонстрируют завышенные значения в среднем на 2 гПа в первой половине XX века.

Ни один массив реанализов не соответствует данным наблюдений в случае Азорского максимума (рис. 2.10 а), показывая занижение значений на 1-2 гПа в первой половине XX века. И только к концу XX века реанализ CERA20C показывает более успешную согласованность с HadSLP2. CERA20C также хорошо согласуется с инструментальными данными для Исландского минимума (рис. 2.10 б), причем в первой половине XX столетия согласованность даже лучше, чем для периода современного потепления, в то время как ERA20C и NOAA20C показывают значения на 2-3 гПа больше, приближаясь к значениям в данных наблюдений лишь к концу XX века.

Нужно отметить, что характер изменчивости ЦДА по всем массивам данных не имеет ярко-выраженных циклов колебаний. Тем не менее, Азорский максимум по всем массивам данных характеризуется заметным ослаблением в 1940-х гг., а Алеутский минимум значительным углублением в 1930-1940-х гг.

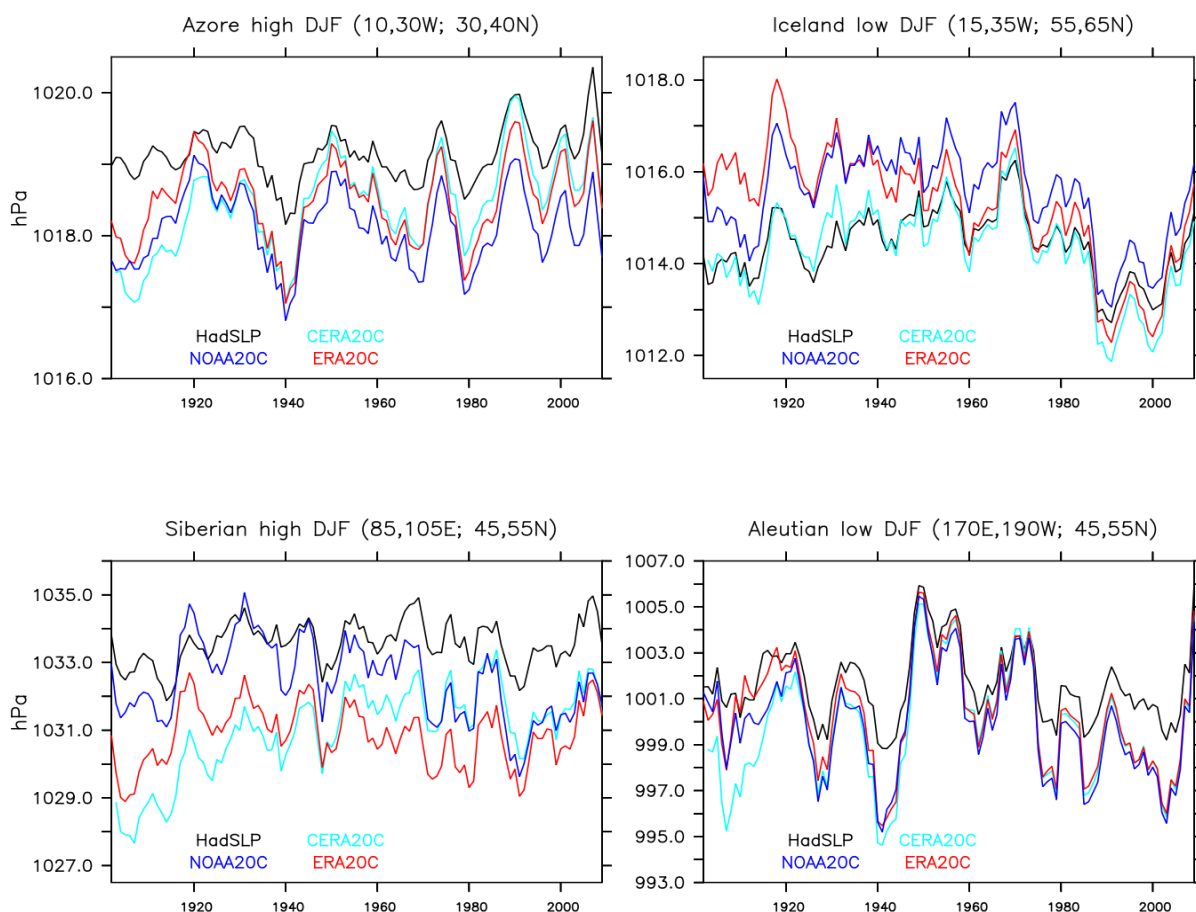


Рисунок 2.10. Эволюция давления на уровне моря (гПа, 5-летнее скользящее среднее) для регионов Сибирского антициклона ($85^{\circ} - 105^{\circ}$ в.д., $45^{\circ} - 55^{\circ}$ с.ш.) (3а), Азорского антициклона ($10^{\circ} - 30^{\circ}$ з.д., $30^{\circ} - 40^{\circ}$ с.ш.) (3б), Алеутской депрессии (170° в.д. - 190° з.д., $45^{\circ} - 55^{\circ}$ с.ш.) (3в), Исландской депрессии ($15^{\circ} - 35^{\circ}$ з.д., $55^{\circ} - 65^{\circ}$ с.ш.) (3г), в зимний сезон (декабрь-февраль) в течение XX века, по данным наблюдений HadSLP2.0 и реанализов ERA20C, CERA20C и NOAA20C.

2.8. Выводы

Выполнено сравнение данных ПТВ во внетропических широтах СП для трех реанализов, охватывающих весь XX век – ERA20C, CERA20C и NOAA20C с эмпирическими данными GISTEMP. Особое внимание уделялось аномалиям ПТВ в период потепления середины XX века.

Анализ эволюции аномалий ПТВ в течение XX века для разных широтных зон показал, что наибольшие различия между данными наблюдений и реанализами наблюдаются в период потепления середины XX века (1916–1945 гг.) и последующего похолодания (1946–1975 гг.), наиболее сильно выраженного в

высоких широтах СП в зимний сезон. Изменения среднегодовых аномалий температуры для Арктического региона наиболее реалистично воспроизводит реанализ CERA20C на протяжении всего XX века, в то время как в реанализе NOAA20C период ПСДВ отсутствует как долгопериодная климатическая аномалия.

Следует отметить и существенное расхождение величины современных аномалий ПТВ (в первом десятилетии XXI века), достигающее 0.5°C для среднегодовых аномалий в СП, 1°C в Арктике, и более 1.5°C для средне-сезонных аномалий в Арктике зимой и осенью. При этом NOAA20C занижает, а CERA20C и ERA20C завышают значения современных температурных аномалий.

Успешность того или иного реанализа в воспроизведении климатических аномалий температуры в высоких широтах СП существенно зависит от сезона, что не позволяет выделить какой-либо продукт как однозначно самый успешный. В целом, для средне-сезонных климатических аномалий первой половины XX века, CERA20C показывает лучший результат для всех сезонов кроме осени, где это реанализ уступает ERA20C по согласованности с данными наблюдений.

Для пространственного распределения температурных трендов данные NOAA20C резко отличаются от остальных реанализов – коэффициенты трендов остаются положительными и во время похолодания 1946–1975 гг. Для периода ПСДВ в высоких широтах $60\text{--}90^{\circ}\text{C}$, коэффициенты трендов по данным наблюдений для всех сезонов, и среднегодовые в целом – лучше всего совпадают с данными реанализа CERA20C. Во время современного потепления выделяется реанализ ERA20C с завышенными значениями коэффициентов трендов по сравнению с данными GISTEMP.

Оценка статистической значимости температурных трендов показала, что для всех массивов данных реанализов наибольшее пространственное покрытие значимыми трендами во внетропических широтах СП характерно для современного периода и чуть меньшее покрытие – для периода ПСДВ. Минимальное же покрытие значимыми трендами наблюдается для периода похолодания 1946–1975 гг.

Наиболее высокие значения временной корреляции (> 0.9) ПТВ для внетропических широт СП между данными наблюдений GISTEMP и реанализами для периода ПСДВ и похолодания 1946–75 гг. достигается для реанализов ERA20C и CERA20C. Аналогичная ситуация наблюдается для двух европейских реанализов

для современного периода. Самая высокая корреляция наблюдается между реанализами ERA20C и CERA20C во время современного потепления 1976–2005 гг. А самая низкая – между NOAA20C и ERA20C/CERA20C во время потепления середины XX века.

Реанализы достаточно успешно воспроизводят межгодовую изменчивость среднегодовых температурных аномалий. Коэффициенты корреляции детрендрованных рядов для 30-летних отрезков, как правило, выше 0.8. Относительно низкая корреляция отмечается в восточной Азии и западной части Северной Америки. Согласованность температурных аномалий в целом растет от начала века к современному периоду. Наиболее высокие значения корреляции среднегодовых аномалий с данными наблюдений отмечаются для реанализа CERA20C.

Способность реанализов реалистично воспроизводить климатические аномалии в течение XX века зависит от конкретной климатической характеристики, а также от региона и периода времени, что затрудняет определение любого конкретного повторного анализа как наиболее успешного во всех отношениях.

Среднегодовые изменения аномалий температуры для всего СП и Арктического региона наиболее реалистично воспроизводятся с помощью реанализа CERA20C на протяжении почти всего XX века, в то время как ПСДВ и следующий период похолодания почти отсутствуют как долгосрочная климатическая аномалия в реанализе NOAA20C, хотя для нынешнего периода потепления (с 1980 года) этот реанализ показывает лучшую согласованность с наблюдениями. NOAA20C также плохо согласуется с эмпирическими и данными европейских реанализов в случае пространственного распределения тенденций температуры в Арктике за период похолодания середины века.

Исследование показывает, что пространственная согласованность между реанализами и данными наблюдений для более тонких циркуляционных структур ЭОФ2-3 существенно ниже во время ПСДВ (1911–1950 гг.). В этот период наблюдается больше всего различий. Реанализ NOAA20C показывает наиболее сильные расхождения с данными наблюдений в первой половине века. Существенные отличия выявлены и для реанализов ERA20C и CERA20C. Таким образом, при анализе изменений ПТВ и ДУМ во время ПСДВ с использованием

данных реанализа следует учитывать выявленные расхождения и проводить валидацию данных реанализов с использованием доступных региональных данных наблюдений.

Таким образом, можно сделать вывод, что эволюция и закономерности аномалий ПТВ и ДУМ во внетропических широтах СП на протяжении XX века были более реалистично воспроизведены европейскими реанализами, наиболее успешно в случае CERA20C, в то время как NOAA20C воспроизводит аномалии температуры и давления значительно хуже в течение столетия.

Сравнение различных реанализов XX века с данными наблюдений и между собой выявило существенные различия в тенденциях изменений температуры, часто качественного характера в первой половине XX века, что не позволяет рассматривать эти данные как полноценную замену отсутствующим наблюдениям и указывает на то, что реанализы следует использовать в качестве замены отсутствующих наблюдений в период ПСДВ с большой осторожностью.

Глава 3. Механизмы потепления первой половины XX века в Арктике²

В современных исследованиях до сих пор не выделено определенной теории, объясняющей ПСДВ и природу его максимального проявления в высоких широтах СП. Пока не ясно, вызвано ли ПСДВ в Арктике региональными процессами или является откликом на глобальные изменения климата. Климатические модели указывают на важную роль внутренней естественной изменчивости климата (Delworth and Knutson, 2005), обратных климатических связей (Chen et al., 2018; Bengtsson et al., 2004), внешних естественных факторов (Suo et al., 2013; Nozawa et al., 2005), внешних антропогенных факторов, в том числе сульфатных и сажевых аэрозолей (Booth et al., 2012; Shindell and Fulavegi, 2009) и парниковых газов (Meehl et al., 2004) в формировании этой климатической аномалии.

Как уже отмечалось выше, рост концентрации CO₂ не может целиком объяснить событие ПСДВ, поскольку в этот период увеличение концентрации CO₂ в атмосфере происходило в 4–5 раз медленнее, чем в современный период, однако

² Глава 3 частично подготовлена на основе статей Бокучава Д. Д., Семенов В. А. Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии // Лёд и Снег. – 2022. – Т. 62. – №. 3. – С. 455-474; Bokuchava D. D., Semenov V. A. Mechanisms of the early 20th century warming in the Arctic // Earth-Science Reviews. – 2021. – Т. 222. – С. 103820.

ряд исследований тем не менее выделяют роль этого фактора, как вносящего фоновый вклад в рост ПТВ в середине XX века (Delworth and Knutson, 2005).

Глобальный рост ПТВ в течение ПСДВ могло быть откликом на воздействие внешних естественных радиационных факторов – солнечной и вулканической активности. Реконструкция солнечной активности за последние 400 лет (Lean et al., 1995; Lean and Rind, 1998) - в целом показывают согласованность с изменениями приземной температуры, однако данные моделей свидетельствуют о недостаточности таких воздействий как единственного фактора для формирования аномалий температуры в середине XX века (Suo et al., 2013; Shiogama et al., 2006; Nozawa et al., 2005).

Одним из современных возможных объяснений является внутренняя изменчивость атмосферы и океана (Johannessen et al., 2004, Wang et al., 2007; Семенов и др., 2014). Исследование (Wood and Overland, 2010) показывает, что ход изменения ПТВ в атлантическом и тихоокеанском секторах Арктики совпадает с колебаниями в характере аномалий ТПО, в частности, вблизи фронта Гольфстрима и вдоль тихоокеанского побережья Северной Америки и были в основном обусловлены внутренней изменчивостью крупномасштабной системы океан-атмосфера, выделяя тем не менее атмосферное воздействие через временную эволюцию суперпозиции основных режимов атмосферной циркуляции.

Хотя физические процессы, лежащие в основе многолетних вариаций аномалий ТПО, все еще является предметом дискуссии. Роль океанической изменчивости в воздействии на многолетнюю изменчивость ПТВ обсуждались во многих работах (например, Polyakov et al., 2004; Семенов, 2008).

Статистическое сравнение с несколькими океаническими климатическими индексами показывает, что Атлантическая мультидекадная осцилляция (АМО) является модой изменчивости, значительно связанной с усилением периодов потепления и похолодания в Арктическом регионе, с более сильной корреляцией во время ПСДВ и недавнего потепления, чем во время промежуточного периода (Johannessen et al., 2004; 2016).

Более ранние исследования относительно воздействия океанической изменчивости к началу-середине XX века были сосредоточены на воздействии Атлантики (Schlesinger and Ramankutty, 1994; Johannessen et al., 2004), однако в

последние годы исследования выделяют роль северной части Тихоокеанского региона (Svendsen et al., 2018), в том числе из-за предполагаемой связи недавнего глобального понижения температур, которое связывают с понижением значений ТПО в экваториальной части Тихого океана (Kosaka and Xie, 2016). Кроме того, было показано, что температура поверхности Тихого океана влияет на межгодовую изменчивость и последние тенденции климатических изменений в Арктике (Svendsen et al., 2016), таким образом внося свой вклад в АУ. Некоторые исследования выделяют совместное воздействие положительных фаз как АМО, так и ТПО Северо-Тихоокеанского региона, ведущего к усилению роста ПТВ в высоких широтах СП в начале XX века (Tokinaga et al., 2016). Исследование Svendsen et al., 2018 предполагает, что именно сдвиг Тихоокеанской декадной осцилляции, ведущей моды океанической изменчивости в Тихоокеанском регионе СП (Mantua et al., 1997) от отрицательного к положительному могло сыграть ключевую роль в потеплении Арктики в начале XX века отдельно от воздействия ТПО в Северной Атлантике.

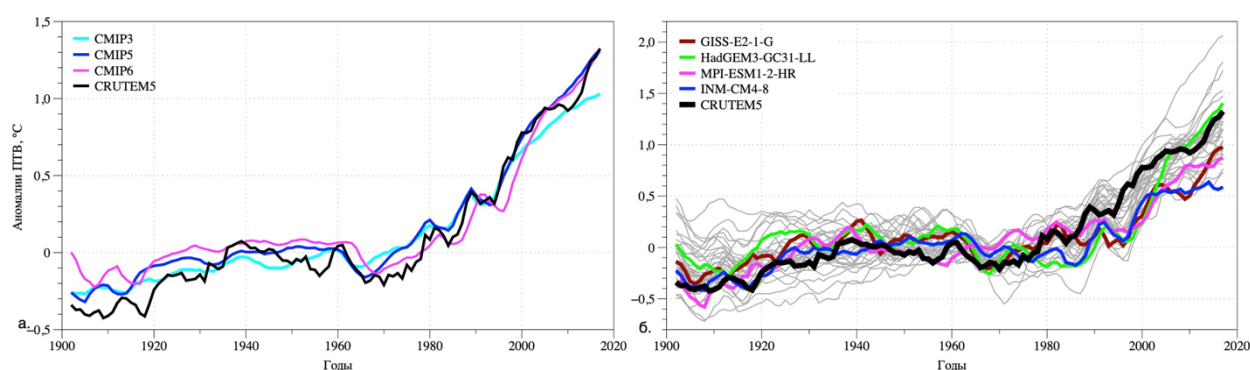


Рисунок 3.1. Среднегодовые аномалии ПТВ ($^{\circ}\text{C}$) в СП: а – среднее значение по ансамблям моделей: CMIP3 (голубая линия); CMIP5 (синяя линия); CMIP6 (пурпурная линия); CRUTEM5 (черная линия); б – отдельные реализации из ансамблевых расчётов моделей CMIP6 (серые линии) с выделенными цветом реализациями: GISS-E2-1-G (красная линия); HadGEM3-GC31-LL (зеленая линия); MPI-ESM1-2-HR (пурпурная линия), INM-CM4-8 (синяя линия); которые демонстрируют долгопериодные изменения ПТВ, схожие с данными наблюдений CRUTEM5 (черная линия). Все данные усреднены по маске данных CRUTEM5, исключая области, где в сеточном архиве CRUTEM5 отсутствуют данные, 5-летнее скользящее среднее.

Эволюция результатов численного моделирования изменений климата с помощью ансамблей моделей климата разных поколений (IPCC, 2007; IPCC, 2013; IPCC, 2021) показывают, что совершенствование моделей и более полный учет факторов внешнего (естественного и антропогенного) воздействия на климат позволяет все более успешно воспроизводить динамику глобальных и региональных изменений температуры за последние 150 лет, в том числе и ПСДВ в СП (рис. 3.1 а,б). Видно, что более современные поколения моделей CMIP5 и CMIP6 воспроизводят более сильную амплитуду ПСДВ, чем раннее поколение моделей CMIP3, в частности, воспроизводя заметное похолодание в 1960-х гг. В то время как современное потепление практически идеально воспроизводится при усреднении по ансамблю моделей, амплитуда ПСДВ в СП несколько завышается моделями CMIP5 и CMIP6 (что указывает на внешние, прежде всего антропогенные воздействия на климат как главный фактор его современных изменений).

Климатические модели способны воспроизводить значительные внутренние колебания, которые аналогичны наблюдаемым. Это проиллюстрировано на рис. 3.2 а,б, где представлены как усреднение по ансамблям моделей, так и некоторые примеры таких отдельных реализаций моделей климата. Полученный результат согласуется с результатами более ранних исследований (Delworth and Knutson, 2005; Bengtsson et al., 2004; Latonin et al., 2021), которые показали, что расхождение между наблюдаемой и моделируемой (в ответ на внешнее воздействие) ПТВ в Арктике указывает на важную роль внутренних климатических изменений в многолетнем масштабе

Видно, что современные поколения моделей CMIP3, CMIP5 и CMIP6, несмотря на рост реалистичности результатов моделирования, до сих пор значительно занижают амплитуду ПСДВ в Арктическом регионе в климатических моделях, демонстрируя разницу в амплитуде до 1°C по сравнению с данными наблюдений.

Это может указывать на важную роль внутренней изменчивости климата в том числе и на междекадных временных масштабах (Johannessen et al., 2004; Semenov et al., 2010; Семенов, 2015). Нельзя также исключать и возможность некорректно заданного в моделях внешнего природного и антропогенного

воздействия аэрозолей на климат в первой половине XX, когда неопределенность данных намного выше, чем для периода современного потепления.

Помимо явно недооцененной величины потепления в высоких широтах СП, модели также показывают некоторое похолодание в 1960-х годах, которому предшествовало потепление, причем последнее достигло максимума позже наблюдаемого (в 1950-х годах). Можно также отметить, что величина ПСДВ в ансамблях CMIP5 и 6 (измеряемая как разница температур между пиковыми значениями в 1950-х годах и низкими значениями в 1910-х годах) примерно в два раза больше, чем в ансамбле CMIP3.

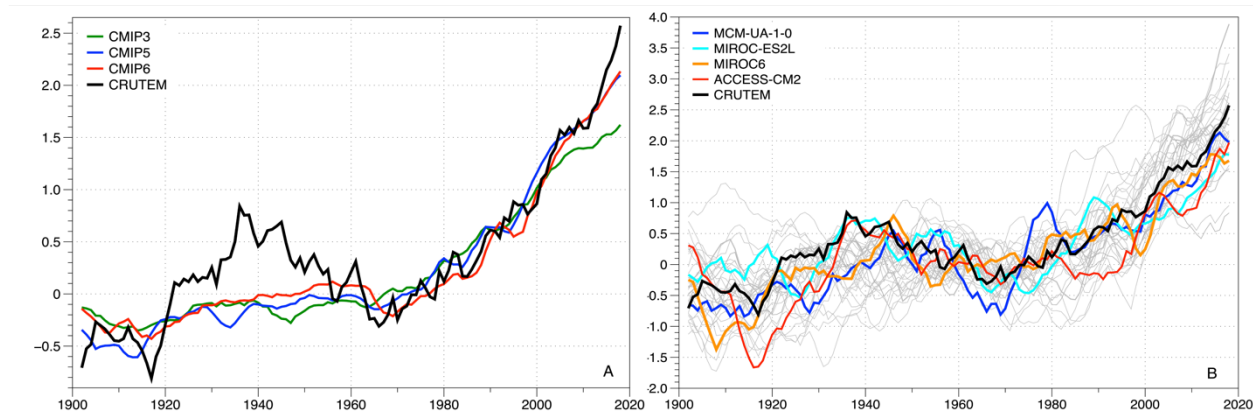


Рисунок 3.2. Среднегодовые аномалии ПТВ (°C) в Арктике: а – среднее значение по ансамблям моделей: CMIP3 (зеленая линия); CMIP5 (синяя линия); CMIP6 (красная линия); CRUTEM5 (черная линия); б – отдельные реализации из ансамблевых расчётов моделей CMIP6 (серые линии) с выделенными цветом реализациями: MCM-UA-1-0 (синяя линия); MIROC-ES2L (голубая линия); MIROC6 (оранжевая линия); ACCESS-CM2 (красная линия), которые демонстрируют долгопериодные изменения ПТВ, схожие с данными наблюдений CRUTEM5 (черная линия). Все данные усреднены по маске данных CRUTEM5, исключая области, где в сеточном архиве CRUTEM5 отсутствуют данные, 5-летнее скользящее среднее.

В то же время некоторые из реализаций способны достаточно хорошо воспроизвести динамику изменений температуры в Арктике в XX веке, что подразумевает важную роль случайной внутренней динамики климата в формировании ПСДВ. Отдельные реализации ансамблевых расчетов содержат естественные внутренние колебания климата на фоне изменений, вызванных внешним воздействием. При усреднении по ансамблю реализаций, внутренние

колебания, имеющие случайные фазы, отфильтровываются и остаются лишь изменения, связанные с внешним воздействием (рис. 3.2 б).

Отдельно нужно отметить, что в случае отдельных реализаций моделей СМIP (рис. 3.1-3.2 б) ПСДВ качественно воспроизводится разными моделями для СП и для Арктики.

В данной главе на базе литературного анализа дается обзор существующих гипотез, которые могут объяснить событие ПСДВ в Арктике, описываются основные механизмы внутренней изменчивости климата, а также воздействие внешних естественных (солнечная и вулканическая активность) и антропогенных факторов.

3.1. Механизмы, связанные с внутренней изменчивостью океана и атмосферы

3.1.1. Роль внутренней изменчивости циркуляции атмосферы

Основная проблема выделения механизмов изменения климата связана с количественной оценкой относительного вклада внутренней естественной изменчивости и внешнего антропогенного и естественного воздействия (Delworth and Knutson, 2005). Заметные температурные тренды в 1920-х и 1940-х годах вызывали научный интерес уже в первой половине XX века (Kincer, 1933). Некоторые исследования показали важную роль атмосферной и океанической циркуляции в региональных изменениях климата (например, Визе, 1937). Анализ изменчивости климата Арктики в XX веке выявляет долгопериодные квазициклические изменения разной частоты, связанные со связанной динамикой атмосферы и океана в Северной Атлантике и Арктике (Proshutinsky and Johnson, 1997; Фролов и др., 2006).

Уже ранее в современных исследованиях основное внимание уделялось роли циркуляции атмосферы над атлантическим сектором, что потенциально обеспечивает арктический регион более теплым воздухом с юга (Wood and Overland, 2010). Аномальная циркуляция атмосферы может также привести к увеличению притока атлантического океана в Баренцево море, вызывая уменьшение морского льда в этом регионе (Bengtsson et al., 2004), что как следствие усиливает поток дополнительного тепла в атмосферу, тем самым повышая арктическую ПТВ. Однако потенциальный и относительный вклад внешних воздействий и внутренней

изменчивости в этих механизмах до сих пор не установлены. Воспроизведение явления потепления в Арктике в первой половине XX века в моделях общей циркуляции атмосферы (GCM – General Circulation Model) остается критически важным для понимания процессов изменения климата в арктической климатической системе.

Ряд численных экспериментов с климатическими моделями (например, Wang et al., 2007) показывают, что внутренняя изменчивость климата может привести к колебаниям температуры в Арктике, сравнимым по амплитуде с ПСДВ, но в пределах декадной продолжительности, в то время как наблюдаемое событие первой половины столетия было многолетним. Недавний анализ показывает (Hegerl et al., 2018), что около половины глобального потепления в первой половине XX века является результатом сочетания естественной внутренней изменчивости и антропогенного воздействия. Значительная часть межгодовой и долгосрочной дисперсии ПТВ в Арктике может быть объяснена вариациями основных моделей атмосферной циркуляции (Wood and Overland, 2010). Ключевыми регионами, ответственными за приток воздушных масс в Арктику, являются северная часть Атлантического океана и северная часть Тихого океана.

Во второй половине XX века такие индексы как Северо-Атлантическое колебание (САК; North Atlantic Oscillation – NAO), Арктическая осцилляция (АО; Arctic Oscillation – AO) и Тихоокеанско-северо-Американское колебание (ТСАК; Pacific-North American index – PNA) и др. по разным оценкам могут объяснить от 40% до более 80% изменчивости ПТВ во внетропических широтах с СП (Wood and Overland, 2010; Попова и др., 2018; Попова, 2018).

Также важно упомянуть региональные моды изменчивости атмосферы, определенные в аномалиях высоты геопотенциала или ДУМ в Северной Атлантике и Тихом океане, воздействующие на климат арктических широт на региональном масштабе: – Скандинавское колебание (Scandinavian index – SCAND), Евразия - Восточная Атлантика (ЕВА; Eurasia – Eastern Atlantic – EEA), Восточная Атлантика – Западная Сибирь (ВАЗС; East Atlantic Western Russia – EAWR), Восточный Тихий океан – Северный Тихий океан (ВТСТ; East Pacific-North Pacific – EP-NP), Западный Тихий океан (ЗТ; West Pacific – WP) (Barnston and Livezey, 1987), Баренцево колебание (БК; Barents Oscillation – BO) (Chen et al., 2013) и другие, связанные с

переносом атмосферного тепла в высокие широты. Региональные индексы могут существенно повлиять на климат Арктики в масштабе времени от межгодового до декадного. Такая региональная изменчивость атмосферы может вносить существенный вклад в аномалии ПТВ в Арктике в локальном пространственном масштабе.

В данном разделе сделан акцент на основные моды атмосферной изменчивости, имеющей наибольшее воздействие на климат внетропических широт СП.

АО или Северный Кольцевой Режим (СКР) и связанное с ним САК являются доминирующими режимами крупномасштабной зимней атмосферной изменчивости в Северо-Атлантическом секторе СП. Паттерн АО описывается трехполюсной структурой в поле ДУМ – наличием двух центров с одинаковым знаком над Северной Атлантикой и Тихим океаном с центром противоположного знака над центральной частью Арктики (Ambaum et al., 2001) и отражает изменение ДУМ во внетропических широтах СП. САК характеризуется диполем ДУМ с одним центром пониженного давления над Гренландией (Исландский минимум) и другим центром противоположного знака в средних широтах Северной Атлантики (Азорский максимум) (Stephenson et al., 2003) и часто рассматривается как региональное проявление АО. АО определяет силу полярного вихря (Thompson and Wallace, 1998), тогда как САК характеризует интенсивность западного переноса над северной частью Северной Атлантики и Европой, а также положение распределения путей движения циклонов через Северную Атлантику, таким образом определяя зимний климат в северной части Северной Атлантики, Северной Евразии и Арктики (Ambaum et al., 2001). АО и САК не имеют ярко выраженных циклов колебаний (Ambaum et al., 2001) и их изменчивость, в том числе долгопериодная, не может статистически значимо отличаться от случайного процесса (Семенов и др., 2008).

АО и тесно связанное с ним САК в первую очередь влияют на арктические ТПО и морской лед через изменения ветровых потоков (Stroeve et al., 2011). Положительная фаза АО могла сыграть определенную роль в сокращении арктического морского льда в конце XX века (Rigor et al., 2002), хотя переход индекса в нейтральную фазу в начале XXI столетия не соответствует

продолжающимся изменениям концентраций морского льда в регионе (Maslanik et al., 2007).

В течение первых десятилетий XX столетия положительная фаза САК выражалась в более сильной, чем обычно, зональной циркуляции над Северной Атлантикой (рис. 3.3). Долгосрочное доминирование такого характера атмосферной циркуляции приводит к ветровой адвекции теплых атлантических вод в северо-восточную часть Северной Атлантики и в Арктику (Stephenson et al., 2003), что могло способствовать потеплению в СП в этот период. Однако в период наиболее интенсивной фазы раннего потепления в 1920-30-е гг. индекс САК показывал отрицательные значения. Поэтому вклад САК в долгопериодные аномалии климата во внетропических широтах СП в середине века маловероятен, что так же подтверждается анализом пространственной и корреляционной структуры аномалий температуры в СП в XX веке (Semenov and Bengtsson, 2003; Семенов и др., 2008). Кроме того, было обнаружено, что связь между САК и изменчивостью ПТВ в Арктике нестационарна и варьируется от статистически значимых положительных корреляций до отрицательных корреляций в разные многолетние периоды (Семенов, 2007; Smedsrud et al., 2013).

Для САК была также выявлена связь с региональными аномалиями морских льдов. Сильная отрицательная аномалия индекса САК в 2009–2010 гг., вызвавшая усиление меридиональной циркуляции, была самым низким значением по данным стационарных наблюдений с середины XIX века (Overland et al., 2011), когда концентрации морского льда в высоких широтах СП достигали наиболее низких значений.

Было также высказано предположение, что сокращение концентрации морского льда (КМЛ) в Арктике может повлиять на САК посредством различных предполагаемых механизмов (напр., Мохов и Семенов, 2016). Быстрое сокращение КМЛ может объяснить отрицательную тенденцию САК с середины 1990-х годов. В частности, сильный отрицательный индекс САК зимой 2009–2010 гг., связанный с усилением меридиональных ветров, был самым низким значением по стационарным наблюдениям с середины XIX века (Overland et al., 2011). Однако индекс САК с 2010 г. продемонстрировал сдвиг в сторону положительных значений, что не согласуется с вышеупомянутой гипотезой воздействия морского льда. Это несоответствие может

быть объяснено теорией нелинейной связи между сокращением морского льда и откликом атмосферной циркуляции, впервые предложенной Петуховым и Семеновым (2010), и развитой в работах (Semenov and Latif, 2015).

Индекс Южного колебания (ЮК; Southern Oscillation – SOI) характеризует атмосферное проявление изменчивости явления Эль Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК; ENSO – El Nino Southern Oscillation (Wunsch, 1990)), являющимся основным естественным климатическим сигналом в глобальной системе океан-атмосфера на декадном масштабе, особенно в восточном полушарии. ЮК характеризует разницу между ДУМ в тропической западной части Тихого океана – в Дарвине, Австралия, и в центральной части Тихого океана – на Таити. Отклонения разницы от средних значений указывают на усиление/ослабление зональной циркуляции Уокера. ЮК воздействует на изменчивость климата СП не только в Тихоокеанском регионе (Yu and Zwiers, 2007), в том числе через возможную взаимосвязь с ТСАК (Straus and Shukla, 2002; Yu and Zwiers, 2007). Некоторые исследования также выявляют отклик на ЭНЮК в Северо-Атлантическом секторе (Stenseth et al., 2003; Wang et al., 2013).

Индекс ТСАК описывает режим циркуляции атмосферы в Северо-Тихоокеанском секторе, характеризуется градиент давления между северной частью Тихого океана (Алеутский минимум) и востоком Северной Америки (Канадский максимум) и отражает колебания зонального переноса в регионе. Важной особенностью ТСАК в контексте ПСДВ является то, что обе (положительная и отрицательная) фазы ТСАК могут вносить вклад в адвекцию атмосферного тепла в Арктику. В 1930-х и 1950-х годах отрицательная фаза индекса (рис. 3.3) привела к переносу теплых воздушных масс к полюсу через северо-западную часть Тихого океана, а положительная фаза 1940-х годов вызвала усиление зонального переноса к западному побережью Канады и Аляски. (Hegerl et al., 2018). ТСАК сильно взаимосвязан с ЭНЮК – положительные фазы ТСАК связаны с явлениями Эль-Ниньо, а отрицательные – с явлениями Ла-Нинья (Wunsch, 1990).

Уникальность ТСАК заключается в том, что обе циркуляционные фазы индекса могут способствовать региональному затоку теплого воздуха во внетропические широты СП в разных долготных секторах. В 1930-х и 1950-х годах отрицательная фаза привела к переносу теплых воздушных масс к полюсу через

северо-западную часть Тихого океана, а положительный пик 1940-х годов – к усилению зонального переноса к западному побережью Канады и Аляске (Hegerl et al., 2018).

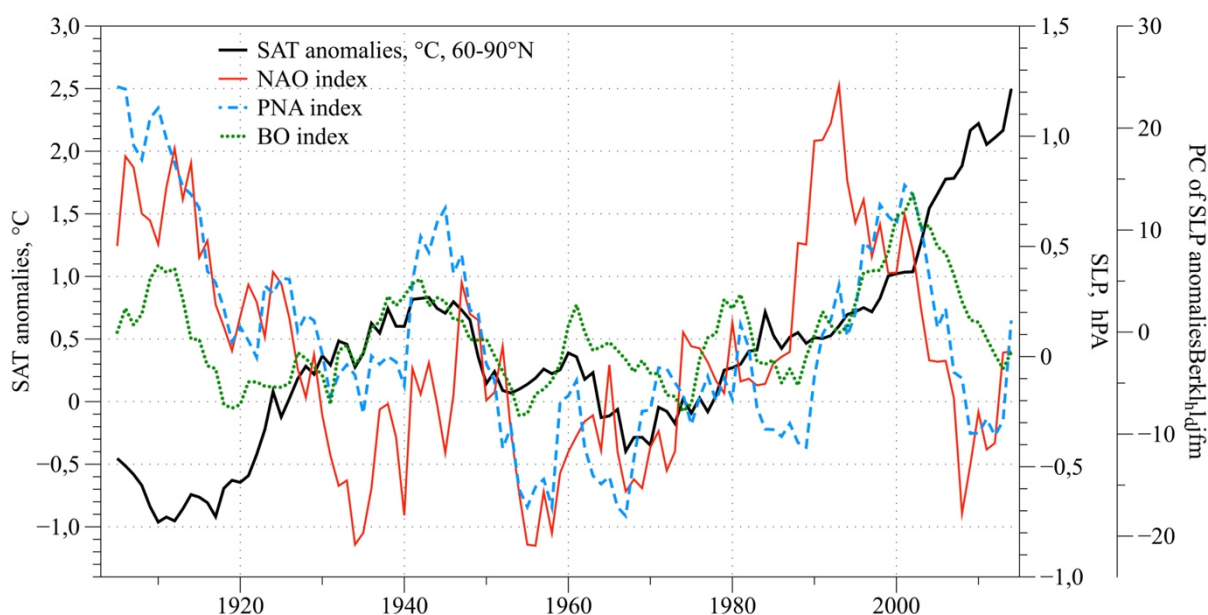


Рисунок 3.3. Зимние (декабрь-март) Арктические ($60-90^{\circ}$ с.ш.) аномалии ПТВ, $^{\circ}\text{C}$ за 1900-2015 гг. (7-летнее скользящее среднее) (черная кривая) по массиву данных BERKLEY; индекс САК, определенный как разность давления на уровне моря между Исландским минимумом и Азорским максимумом (красная кривая), индекс ТСАК, определенный как 2-ая главная компонента зимнего ДУМ в регионе $30-90^{\circ}$ с.ш. (синяя кривая) и индекс БК как 2-ая главная компонента зимнего ДУВ в регионе $60-90^{\circ}$ с.ш., $90-180^{\circ}$ в.д. (зеленая кривая), согласно набору данных HadSLP2.

Атмосферная циркуляция в средних широтах Тихого океана может быть также связана с тихоокеанскими пассатами (Thompson et al., 2015). Ослабление пассатов проявляется в росте ПТВ в средних широтах Тихого океана, что совпадает по шкале времени с потеплением 1910–1940 гг., в то время как усиление пассатов соответствовало периоду похолодания 1940–1970 гг в высоких широтах Арктики.

Анализ изменчивости ведущих крупномасштабных мод атмосферной циркуляции во внетропических регионах показывает, что внутренняя динамика атмосферы может оказывать воздействие на ПТВ в СП в первой половине XX века, учитывая существенный вклад как Атлантического, так и Тихоокеанского секторов в изменения потоков южных воздушных масс во внетропические широты СП (Wegmann et al., 2017). Тем не менее, исключительно внутренняя атмосферная

изменчивость не может быть достаточным фактором для формирования аномалии с амплитудой ПСДВ (Hegerl et al., 2018) и должна дополняться другими факторами внутренней и внешней изменчивости климата.

Анализ тропосферной циркуляции показывает, что внутренняя динамика атмосферы может оказывать влияние на ПТВ в Арктике в первой половине XX века, что позволяет предположить значительный вклад как атлантического, так и тихоокеанского секторов в перенос теплых морских воздушных масс в Арктику (Wegmann et al., 2017). Однако это не может объяснить всю амплитуду ПСДВ (Hegerl et al., 2018) и должно быть дополнено другими факторами внешней или внутренней изменчивости.

3.1.2. Роль внутренней изменчивости температуры поверхности океана

Интенсивный рост ПТВ в СП в XX веке может быть связан не только с ростом атмосферного притока тепла, но и с увеличением переноса тепла океаном во внутритропические широты СП. Как было показано, усиление океанической меридиональной циркуляции в Атлантике увеличивает потоки тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике и Арктике, приводя к положительной аномалии температуры около 0.4 °C (Semenov et al, 2010).

АУ в XX веке, включая периоды современного потепления и ПСДВ, может быть связано не только с рядом положительных обратных связей, присущих арктической климатической системе, а также с увеличением переноса атмосферного тепла. Этому может способствовать усиление притока океанического тепла в Арктику из Северной Атлантики (Delworth and Mann, 2000; Polyakov et al., 2004; Семенов и др., 2014; Акперов и др., 2019). Тепло, переносимое Атлантическим океаном из низких широт в высокие, в основном попадает в атмосферу в атлантическом секторе Арктики. Это вызывает усиленное потепление в Арктике и может существенно повлиять на температуру как на глобальном, так и на среднеполушарном масштабе, в частности, объясняя до 50% потепления в СП за последние три десятилетия XX века (Semenov et al, 2010).

Анализ данных модельных экспериментов показывает, что ПСДВ в СП может быть следствием усиления океанического притока из Северной Атлантики в Баренцево море с сокращением площади морских льдов, усиленным положительной

обратной связью (Bengtsson et al., 2004; Башмачников и др., 2018), а также указывает на связь температурной изменчивости во внетропических широтах СП с колебаниями термохалинной циркуляции в Северной Атлантике (Delworth and Mann, 2000; Дианский и Багатинский, 2019). Термохалинная циркуляция (ТХЦ) – называемая также глобальным океаническим конвейером – приводится в движение градиентами температуры и солености, определяющими плотность морской воды – регулирует вертикальное перемешивание и крупномасштабные круговороты океанических вод и, таким образом, перенос тепловой энергии между океаническими бассейнами (Лаппо и др., 1990) и, в частности, за усиленный перенос теплых вод из тропических широт в Северную Атлантику (Delworth and Mann, 2000). Квазипериодические вариации этого переноса тепла могут приводить к глобальным климатическим аномалиям и, в частности, вносить вклад как в потепление в первой половине XX века, так и в современное (Delworth and Mann, 2000; Semenov et al., 2010).

Инструментальные данные показывают, что изменчивость ТПО в Северной Атлантике в течение XIX–XX вв. характеризовалась квазициклическими колебаниями разного знака на временных масштабах 50–80 лет (напр., Polyakov et al., 2004). Колебания ТПО в Северной Атлантике называют Атлантической мультидекадной осцилляцией (АМО; Atlantic Multidecadal Oscillation) или Атлантическим мультидекадным колебанием (Enfield et al., 2001; Diansky and Sukhonos, 2017). Фазы АМО определяют климат в регионе и за его пределами – перенос тепла в Арктику, усиление/ослабление субполярного вихря, положение Гольфстрима (Diansky and Sukhonos, 2021).

Палео-реконструкции АМО демонстрируют, что сильная, низкочастотная (60–100 лет) изменчивость ТПО Атлантического региона в СП является устойчивой характеристикой климата Северной Атлантики на протяжении по крайней мере последних пяти столетий (Gray et al., 2004). Есть также признаки значительной корреляции между площадью арктического морского льда и АМО в последние столетия, включая период ПСДВ (Miles et al., 2014). Временные ряды температуры на глубине 100–150 м в Баренцевом море в течение XX века демонстрируют многолетнюю изменчивость на масштабе в несколько десятилетий, что согласуется с долгопериодными вариациями АМО (Levitus, 2009). Данные наблюдений также

указывают на АМО-подобные циклы в Арктической ПТВ (рис. 3.4). Такие многочисленные свидетельства определяют ведущую роль АМО как фактора естественной изменчивости, влияющего на ПСДВ.

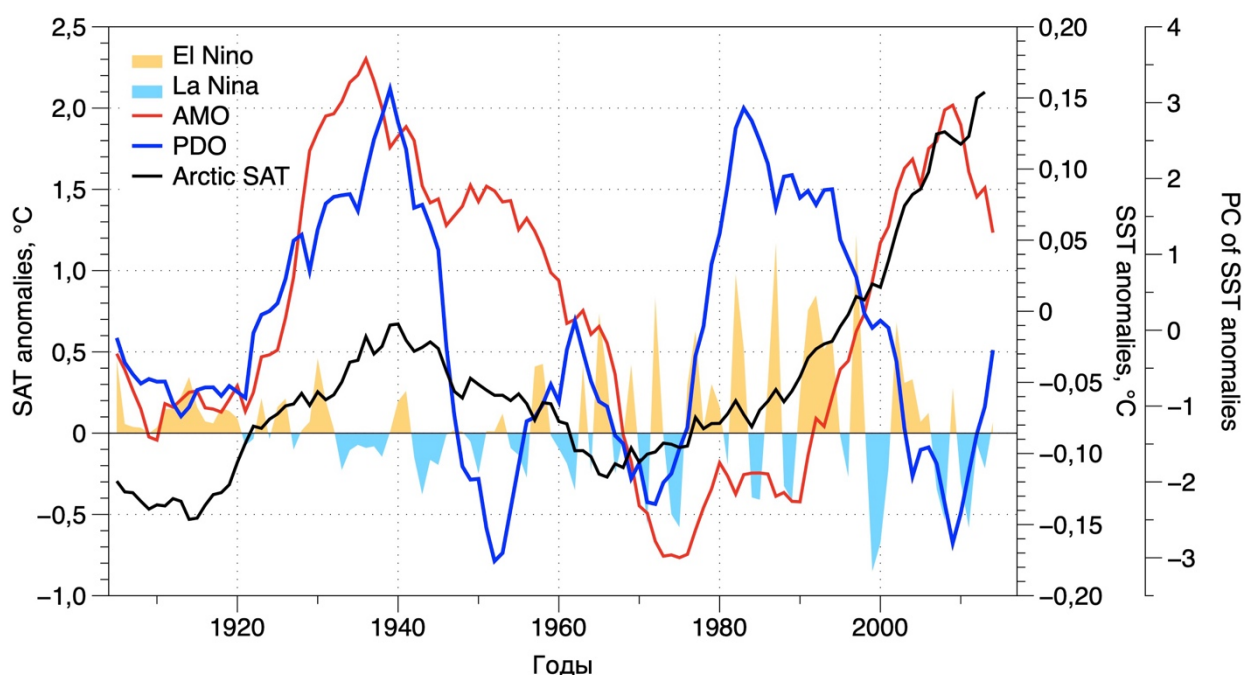


Рисунок 3.4. Океанический индекс Ниньо (ОИН) – фаза Эль-Ниньо (желтая кривая), Ла-Нинья (голубая кривая); АМО (красная кривая); ТДО (зеленая кривая) по данным наблюдений HadISST4 (Titchner and Rayner, 2014), 10-летнее скользящее среднее; аномалии среднегодовой ПТВ (°C) в период 1905-2015 гг. по данным наблюдений HadCRUT5.0 для СП, 5-летнее скользящее среднее.

Однако тот факт, что значительная часть изменчивости ТПО во время ПСДВ происходила на многолетних временных масштабах (Yamanouchi, 2011), а также важную роль адвекции воздушных масс во внетропические широты СП из Тихоокеанского региона, привели к появлению гипотезы о вкладе изменений тихоокеанских ТПО в событие ПСДВ. Синхронный с АМО сдвиг фаз Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО; Pacific Decadal Oscillation – PDO (Mantua et al., 1997)), представляющего собой циклы долгопериодных колебаний ТПО в Тихоокеанском регионе севернее 20° с.ш. (Mantua et al., 1997), составляющие 20-40 лет. Как показали недавние исследования, ТДО может играть не менее важную роль в переносе тепла в высокие широты СП в середине века, чем АМО (Wegmann et al., 2017), а некоторые модельные эксперименты выделяют ТДО как основной фактор формирования ПСДВ (Svendsen et al., 2018).

Мода ТДО, также, как и атмосферная мода ТСАК, сильно взаимосвязана с фазами ЭНЮК (Yu and Zwiers, 2007). ЭНЮК является основной глобальной модой изменчивости аномалий ТПО, со вкладом 19% во внесезонную изменчивость ТПО в Мировом океане за период 1900–2009 (Deser et al., 2009) и определяется среднемесячными аномалиями ТПО в экваториальном регионе Тихого океана (5°с.ш.-5°ю.ш., 170°-120°с.ш.). В научной литературе для описания Эль-Ниньо/Ла-Нинья часто используется индекс Nino3.4 или ONI – Oceanic Index Nino (Rasmusson and Carpenter, 1982; Webb and Magi).

Периодичность ТДО больше, чем у ЭНЮК, но меньше, чем у АМО, и составляет 20–40 лет (Mantua et al., 1997). Тем не менее ЭНЮК является основным источником предсказуемости ТДО и играет ключевую роль в его формировании (Nidheesh et al., 2017). Отдельное событие Эль-Ниньо наблюдается в 1939–1942 годах, а выраженные явления Ла-Нинья на протяжении XX века совпадают с отрицательными фазами ТДО (рис. 3.4).

Несколько недавних исследований (Tokinaga et al., 2017; Wengmann et al., 2017) показали, что синхронный сдвиг АМО и ТДО в положительную фазу в значительной степени способствовал ускоренному потеплению в Арктике в XX веке, как текущему, так и ПСДВ (Малинин и Войновский, 2018; Малинин и др., 2018).

В то же время, результаты некоторых модельных экспериментов (Chylek et al., 2016), где АМО и ТДО являются потенциальными предикторами для объяснения естественной изменчивости климата помимо естественного и антропогенного внешнего воздействия, показывают, что ТДО в отличие от АМО, не вносит существенного вклада в изменения глобальной температуры в XX веке. Другие модельные эксперименты (Svendsen et al., 2018), утверждают, что именно ТДО являлась ключевым фактором потепления во внетропических широтах в СП в середине XX века, когда оно перешло в положительную фазу с углублением Алеутского минимума и аномальной адвекцией теплых воздушных масс в Арктические широты. Модельные эксперименты без учета изменчивости ТПО в тропической зоне Тихого океана воспроизводит монотонное потепление на всем протяжении XX века, в том числе и в период похолодания 1950-х-1960-х гг. (Svendsen et al., 2018). Важная роль ТДО подчеркивается также в работе (Kosaka,

Xie, 2016), которые определяют тропическую часть Тихого океана как ключевой регион для долгосрочных климатических изменений в прошлом веке, особенно в 1910-40-х годах.

Недавние исследования периода современного потепления показывают, что сочетание отрицательной фазы ТДО с умеренно положительной фазой АМО способно замедлить антропогенное потепление в начале XX века в Северной Америке (Steinman et al., 2015). Это связано с ослаблением разницы температур между экватором и полюсом и соответствующим уменьшением западного переноса в СП.

В то же время в некоторых экспериментах с моделями климата CMIP5 (Stolpe et al., 2017) изменения в темпах глобального потепления в течение XX века все еще сохраняются после удаления факторов АМО и ТДО, а вклад внутренней изменчивости в северных регионах двух океанов в современное глобальное потепление оценивается менее чем 10%. Кроме того, исследование (Haustein et al., 2019) заявляет, что многолетняя изменчивость океана вряд ли была движущей силой глобальных изменений ПТВ в XX веке, выдвигая на первый план внешнее воздействие как главную причину, включая гипотезу о том, что Атлантическая мультидекадная осцилляция в первую очередь контролируется внешним воздействием.

В целом, можно сделать вывод, что внутренняя изменчивость океана – один из наиболее вероятных механизмов, который объясняет значительную часть ПСДВ в СП. При этом в последние годы увеличилось количество работ, указывающих на Тихий океан как источник долгопериодных колебаний. В то же время, количественная оценка вклада Атлантического и Тихоокеанского секторов в ПСДВ на данный момент не определена. Спорный вопрос об основной роли АМО или ТДО может заключаться в том, что индексы способны усиливать или компенсировать воздействие друг друга на ПТВ из-за разности в длительности циклов колебаний (рис. 3.4).

Тем не менее, отдельные эксперименты (Delworth and Knutson, 2005; Shiogama et al., 2006; Yamanouchi, 2011) показывают, что внутренняя изменчивость как единственный фактор не может объяснить всю амплитуду температурных колебаний в первой половине XX века, и должна дополняться естественным и

антропогенным внешним воздействием и/или положительными обратными связями в климатической системе СП.

3.2. Обратные связи в Арктической климатической системе

Чувствительность климатической системы к внешнему воздействию, например увеличению количества парниковых газов в атмосфере, зависит от того, связана ли реакция с процессами в затронутой системе, которые могут добавить или уменьшить начальное воздействие, таким образом формируя обратную связь. Обратная связь – это ключевые элементы климатической системы Земли, которые могут смягчать или ускорять изменения климата и генерировать климатические циклы (напр., Roe, 2009). Обратные связи, способствующие ускоренному потеплению Арктики, включают следующие процессы: усиление поглощения солнечной радиации из-за уменьшения альбедо поверхности в результате таяния морского льда и снега; усиление парникового эффекта в результате увеличения концентрации водяного пара из-за увеличения водоудерживающей способности более теплого воздуха; усиление облачности из-за более высокой влажности в зимнее время, что также может способствовать усилению парникового эффекта, но в летнее время это также приводит к отрицательной обратной связи, отражая приходящую солнечную радиацию (обратная связь облаков также критически зависит от типов облаков); радиационная обратная связь Планка и градиентная обратная связь; изменения в углеродном цикле, такие как увеличение выбросов CO₂ и метана из наземных экосистем и морских шельфов в результате таяния вечной мерзлоты и высвобождения гидратов метана; динамические обратные связи в океане и атмосфере, ведущие к усилению переноса тепла в Арктику (Bengtsson et al., 2004; Pithan and Mauritzen, 2014; Семенов, 2015).

Положительные обратные связи усиливают реакцию климата на изначальное воздействие (например, радиационное воздействие из-за роста CO₂), в то время как отрицательные обратные связи действуют, чтобы уменьшить реакцию. В частности, положительная обратная связь температура - водяной пар примерно в три раза увеличивает чувствительность ПТВ к изменениям концентрации углекислого газа в атмосфере (Roe, 2009). Обратная связь между ПТВ и альбедо поверхности увеличивает температурный отклик на удвоение концентрации CO₂ на 10% (Катцов

и др., 2008). Одна из самых больших неопределенностей в модельных оценках чувствительности климата к внешним воздействиям связана с обратными связями облако-излучение за счет изменения радиационного баланса и сильной корреляции характеристик облаков с концентрацией морского льда и индексами атмосферной циркуляции, что особенно ярко проявляется для арктического региона (Chernokulsky and Esau; 2019).

Увеличение облачного покрова на нижнем уровне приводит к усиленному рассеянию солнечной радиации обратно в космос, что проявляется как отрицательная обратная связь, но в случае облаков высокого уровня они также могут удерживать земное длинноволновое излучение, способствуя парниковому эффекту (Kato et al. Др., 2008). Согласно исследованиям, над Арктикой наблюдаются признаки увеличения низкой облачности в теплое время года, что согласуется с более продолжительным летом и сокращением летнего морского льда (Walsh et al., 2012).

Но влияние облачного покрова на арктический климат многогранно и проявляется также в регулировке облаками силы других обратных связей (Kay et al., 2016). Кроме этого, неопределенность воздействия свойств облаков на Арктический климат также заключается в недооценке доли переохлажденной жидкости в облаках смешанной фазы (Tan and Storelvmo, 2019). Согласно анализу с климатическими моделями, различные фазы облачности в свою очередь зависят от микрофизических свойств облаков (Tan and Storelvmo, 2019).

Основная хорошо известная отрицательная обратная связь – увеличение инфракрасного излучения Земли в космос по мере того, как поверхность нагревается. Согласно закону Стефана-Больцмана, испускаемое излучение черного тела является функцией абсолютной температуры в степени 4 (Stefan J., 1879). Это определяет более сильное повышение температуры при более низких температурах, необходимое для компенсации данного дисбаланса входящего излучения, которое также может способствовать возникновению АУ.

Высокая неопределенность вклада конкретной обратной связи в наблюдаемые изменения температуры (особенно обратная связь облака – радиация и обратная связь, связанная с углеродным циклом) является основной причиной широкого разброса прогнозов глобального потепления, оцениваемых с помощью

климатических моделей. Региональные динамические и радиационные обратные связи вносят значительный вклад в изменение климата в Арктике и могут как усиливать, так и смягчать внешнее воздействие и внутреннюю изменчивость. Отступление арктического морского ледяного покрова в результате усиленного переноса тепла океаном из Северной Атлантики приводит к нагреванию нижних слоев атмосферы и возникновению восходящих потоков воздуха в областях вновь открытой воды, что, как следствие, вызывает снижение давления и изменения атмосферной циркуляции, включая рост циклонической активности (Золотокрылин и др., 2014; Akperov et al., 2020). Такие изменения могут привести к дальнейшему усилению океанического притока, усиленного западными и юго-западными ветрами (Bengtsson et al., 2004). Это приводит к еще большему сокращению морского льда. Описанный механизм иллюстрирует положительную обратную связь, которая включает циркуляцию арктической атмосферы и, следовательно, влияет на вариации климата (Башмачников и др., 2018; Chen et al., 2018; Калавиччи и Башмачников, 2019).

Важной географической особенностью Арктики является полузамкнутый Северный Ледовитый океан, который соединяется с мировым океаном в основном в атлантическом секторе двумя основными потоками: через пролив Фрама и открытие Баренцева моря. В то время как теплая и соленая атлантическая вода, поступающая в пролив Фрама на глубине нескольких сотен метров, не эффективно обменивается теплом с верхним слоем океана и атмосферой – однако в последние годы эта ситуация меняется (Иванов и др., 2018) – в мелководье Баренцева моря (БМ) оно теряет около 90% переносимого тепла в атмосферу, что напрямую определяет региональную изменчивость температуры воздуха и циркуляции атмосферы (Smedsrud et al., 2013). БМ составляет около 10% площади Северного Ледовитого океана, но, несмотря на свои относительно небольшие размеры, это ключевой регион для выделения тепла океаном в атмосферу Арктики (Schlichtholz, 2013). Наиболее интенсивное сокращение морского льда в БМ наблюдалось в последнее время, в частности, из-за усиления потоков тепла в океан и атмосферу из низких широт (Smedsrud et al., 2013). Баренцево море является одним из крупнейших вкладчиков в уменьшение площади морского льда в марте с 1979 г. в СП (27%), наряду с тем фактом, что этот регион практически свободен ото льда летом в течение

последнего десятилетия (Onarheim et al., 2018). Уменьшение концентрации морского льда зимой, вызванное усилением океанического притока, может вызвать изменения в региональной циркуляции атмосферы, способствующие дальнейшему усилению притока в БМ, таким образом формируя положительную обратную связь, которая, как предполагалось, является механизмом для ПСДВ (Bengtsson et al., 2004).

Еще одна положительная обратная связь, которую важно учитывать в контексте глобальных климатических изменений – это увеличение выбросов метана из вечной мерзлоты (мерзлых грунтов) в арктических и субарктических регионах. Потепление в высоких широтах вызывает выделение метана, который является третьим по значимости парниковым газом в атмосфере Земли и, в свою очередь, может еще больше ускорить изменение климата (Schuur et al., 2015; Елисеев, 2018). Значительные запасы CO_2 в почве, которые достигают максимальных значений в бореальной зоне (Елисеев, 2017), также могут вносить вклад в региональный бюджет CO_2 в Арктике, будучи высвобожденными из талых почв вместе с выбросами метана, что приводит к дополнительному выделению тепла в атмосферу.

Кроме того, еще одна важная обратная связь – выброс CO_2 , CH_4 , N_2O , аэрозолей (включая сажу) из-за учащения естественных пожаров на протяжении всего глобального потепления, особенно сильно в приполярных регионах. Повышение пожарной активности связано как с удлинением вегетационного периода при потеплении, так и с усилением грозовой активности летом (Елисеев и др., 2019).

Таким образом, усиленные изменения температуры в Арктике могут быть, в частности, первоначально вызваны колебаниями региональной динамики атмосферы и океана, а затем значительно усилены положительными обратными связями в климатической системе Арктики. Такие ускоренные изменения климата Арктики, в свою очередь, могут влиять на изменение температуры как в региональном, так и в глобальном масштабе, например, уменьшая градиент температуры на экваториальном полюсе и меридиональный перенос тепла (Semenov et al., 2010).

3.3. Механизмы связанные с естественным внешним воздействием

Оценки относительного вклада солнечной радиации в формирование изменений климата в XX в., основанные на модельных расчётах и анализе данных наблюдений и реконструкций, имеют очень широкий диапазон, но в целом показывают относительно небольшую роль солнечной активности в изменчивости ПТВ (Reid, 1997; Lean and Rind, 2008; Мохов и Смирнов, 2008; Przybylak et al., 2020). Глобальное снижение ПТВ на несколько десятых градуса Цельсия в течение нескольких месяцев после крупных вулканических извержений происходит главным образом из-за богатого серной кислотой стратосферного аэрозоля, который, поднимаясь до нижней границы стратосферы, увеличивает планетарное альбедо (Sigurdsson, 1990). Это вызывает отрицательные аномалии радиационного баланса Земли, и эффект может сохраняться в зависимости от силы извержения в течение нескольких лет из-за тепловой инерции охлаждённых океанов (Mass and Portman, 1989; Robock, 2000). Снижение вулканической активности совместно с усилением солнечной радиации – существенные факторы, влияющие на глобальные изменения климата, однако по данным модельных экспериментов (Nozawa et al., 2005; Suo et al., 2013) этих факторов недостаточно для объяснения как амплитуды ПСДВ, так и его динамики, в том числе похолодания 1945–1955 гг.

Согласно модельным экспериментам, усиленная солнечная радиация – более важный фактор для периода ПСДВ, чем антропогенный (Nozawa et al., 2005), и, наряду с низкой вулканической активностью в 1920–50-х годах, в значительной степени ответственна за потепление середины XX в. во внетропических широтах СП (Suo et al., 2013), однако все перечисленные факторы вместе не могут объяснить событие ПСДВ целиком.

3.3.1. Изменения солнечной радиации

Солнечное излучение – это основной внешний источник энергии для Земли, определяющий динамику температуры поверхности Земли и структуру атмосферы и является основной естественной внешней причиной долгосрочной изменчивости климата. Даже небольшие колебания общей солнечной радиации (Total Solar Irradiance – TSI) приводят к значительному отклику климатической системы как в глобальном, так и в региональном масштабе.

Свидетельства реакции климата на изменения солнечной активности отражены в инструментальных и косвенных данных. Статистически значимые корреляции между региональными и крупномасштабными климатическими характеристиками, включая ПТВ и активность солнечной радиации, были выявлены в разных временных масштабах (см., например, Reid, 1997; Мохов и Смирнов, 2008).

Прямые спутниковые измерения общей солнечной освещенности с конца 1970-х годов обеспечивают точные оценки 11-летнего солнечного цикла - цикла Швабе (рис. 3.5), который был давно обнаружен во временных рядах количества солнечных пятен (Schwabe, 1844) и имеет переменную амплитуду, близкой к $1 \text{ Вт} / \text{м}^2$. 11-летний цикл иногда считают амплитудной модуляцией цикла Глейсберга с вековым временным масштабом (70-100 лет) и амплитудой вариаций числа солнечных пятен около $1,5 \text{ Вт} / \text{м}^2$ (Feinman, 1982). Существуют гипотезы о 200-летнем цикле солнечной активности, называемом циклом Зюсса, но они могут быть спекулятивными (Nathaway, 2015). Исторические долгопериодные колебания солнечной активности за пределами периода доступных данных наблюдений за солнечными пятнами реконструируются на основе радиоуглеродного анализа, годовичных колец и ледяных кернов. Они включают тысячелетние циклы от 2300 (цикл Холстатта) (Scafetta et al., 2016) до 6000 лет (Xapsos and Burke, 2009).

Одна из проблем с оценкой связи между солнечной активностью и вариациями ПТВ заключается в относительно небольшом доступном периоде имеющих в настоящее время прямых спутниковых данных наблюдений, охватывающих всего лишь несколько десятилетий с 1978 года. Этого недостаточно для определения тенденций столетия или нескольких десятилетий. Данные за более ранний период времени основаны на различных реконструкциях, которые могут содержать значительные неточности и несоответствия (Suo et al., 2013). Последние многовековые реконструкции общей солнечной освещенности с 850 г. н.э., основанные на модельных экспериментах солнечной активности, демонстрируют солнечные циклы от десяти до нескольких десятилетий, указанные выше, за исключением тысячелетних циклов соответственно (рис. 3.5 а,б; Kopp and Lean., 2011; Coddington et al., 2016; Lean, 2018).

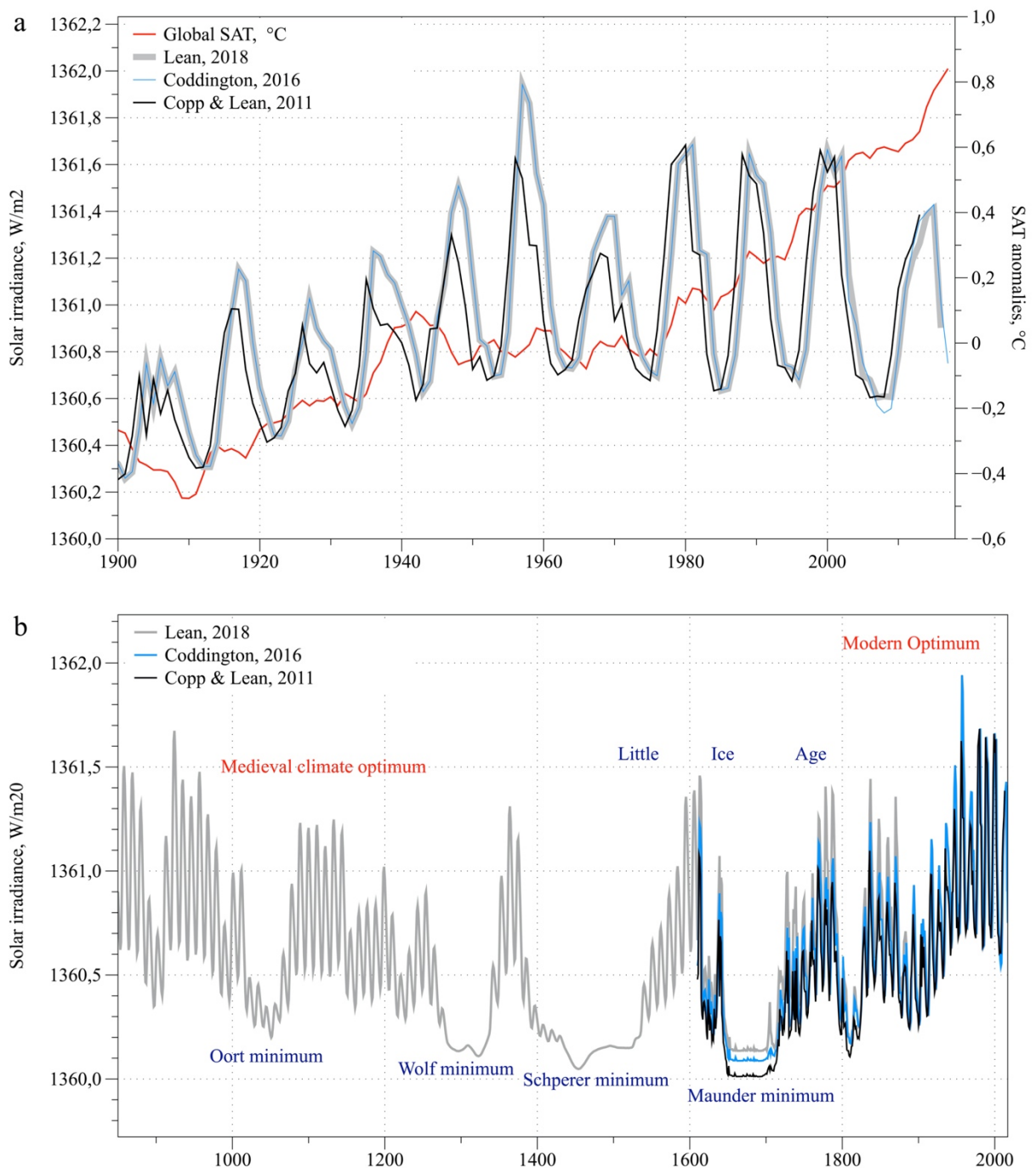


Рисунок 3.5. Реконструкции общей солнечной освещенности ($\text{Вт} / \text{м}^2$) с 1900-2018 гг. (а) и с 850 по 2018 г. (б), по реконструкциям: Lean, 2018 (серая кривая); Coddington et al., 2016 (синяя кривая); Copp, Lean, 2011 (черная кривая) и глобальные аномалии ПТВ, $^{\circ}\text{C}$ (а), (красная кривая) по массиву данных BERKLEY.

Главный исторический период похолодания в Европе, Малый Ледниковый Период XIV–XIX веков совпал с периодом относительно слабой солнечной активности (рис. 3.5 б). В частности, отрицательные аномалии ПТВ во второй половине XVII – начале XVIII века сопровождалась минимумом солнечной

активности – событием, получившим название минимума Маундера (Eddy, 1976). Однако многие исследования показывают, что даже такое уменьшение солнечной радиации не объясняет полной амплитуды похолодания в то время. Предполагается вклад других факторов воздействия, таких как необычно высокая вулканическая активность (Owens et al., 2017), а также внутренние колебания климата - например, значительное ослабление силы океанического течения Гольфстрим в Северной Атлантике и Течение Куроисио в северной части Тихого океана, переносящее тепло из низких в высокие широты СП (Zorita et al., 2004). Более того, Малый Ледниковый Период мог быть региональным явлением и действительно соответствовал глобальной аномалии ПТВ (Mann et al., 2002).

Относительная роль солнечной активности, которая могла вызвать колебания климата в XX веке, подлежит различным оценкам. Ранние результаты (Reid, 1997), основанные на расчетах одномерной модели океана, с использованием реконструкций солнечной радиации, предполагают, что антропогенное и солнечное воздействие могли в равной степени способствовать глобальным изменениям ПТВ с 1900 по 1955 год, что свидетельствует о недооценке важности солнечной радиации.

Применяя статистическую модель передачи информации между периодичностью солнечных вспышек и колебаниями приземной температуры (Scafetta and West, 2008) отводят 69% дисперсии ПТВ в XX веке солнечной активности, однако данный подход был признан ошибочным (Rypdal and Rypdal, 2010). Множественный регрессионный анализ, проведенный Lean and Rind (2008) проведенный на основе данных наблюдений, показывает, что солнечное воздействие вносит лишь 10% в глобальное потепление с 1905 по 2005 год и привело к незначительному долгопериодному потеплению в 1980–2005 годах. Согласно исследованию (Мохов и Смирнов, 2008), эмпирический анализ нескольких солнечных реконструкций показывает, что солнечная активность может объяснить только 8% глобальной изменчивости ПТВ в период 1897–1936 годов и 27% во второй половине XX века.

Przybylak et al., (2020) создали реестр измерений солнечной радиации в Арктике в том числе в период ПСДВ (1921–1950) и, хотя и не проводили количественных оценок, выделили фазу яркости в период 1921–1950 гг., за которой последовала фаза стабилизации (1951–1993) и фаза затемнения (после 2000 года).

В целом, анализ эмпирических данных показывает относительно незначительную роль солнечной активности в изменчивости ПТВ в период ПСДВ. Тем не менее, согласно модельным экспериментам, усиленная солнечная радиация могла вызвать большее потепление в ранний период потепления, чем антропогенный фактор (Nozawa et al., 2005), и наряду с низкой вулканической активностью в 1920–1950-х гг. могла являться существенным фактором потепления в первой половине XX века в Арктике (Suo et al., 2013). Однако отдельно этот фактор может не объяснять событие ПСДВ целиком.

Таким образом, роль солнечной активности является спорной, ее вклад, скорее всего, относительно невелик и должен быть усилен также другими факторами внешнего воздействия и внутренней естественной изменчивостью.

3.3.2. Колебания вулканической активности

Реакция климатической системы на внешние факторы может быть определена на основе эмпирических данных, включая палео-реконструкции и эксперименты моделей климата, что предполагает, что воздействие вулканических аэрозолей на климат, особенно в межгодовом и многолетнем масштабе времени, значительно больше, чем солнечная активность (Owens et al., 2017).

Диоксид серы, входящий в состав вулканических газов, выделяющихся при извержении, образует сульфатные аэрозольные частицы при взаимодействии с водой в атмосфере. Последние, когда они попадают в стратосферу в результате сильных вулканических выбросов, не удаляются осадками и могут оставаться там несколько месяцев, распространяясь от места извержения по всему земному шару в течение нескольких недель. Сульфатные аэрозоли отражают солнечную радиацию и увеличивают планетарное альбедо (Sigurdsson, 1990). Это отрицательно сказывается на радиационном балансе Земли, приводя к глобальному понижению ПТВ на несколько десятых градуса Цельсия в течение нескольких месяцев после крупных извержений вулканов. Этот эффект может сохраняться, в зависимости от силы извержения, в течение нескольких лет из-за тепловой инерции остывших океанов (Robock et al., 2000; Mass and Portman, 1989).

Во второй половине XX века актинометрические измерения показали, что присутствие вулканических аэрозолей в стратосфере снижает приходящую

коротковолновую радиацию в полярных широтах на 5–7% в течение 1–3 лет после извержения, в зависимости от его силы (Mass and Portman, 1989).

Вулканическая активность в течение XX века, измеренная через оптическую глубину аэрозоля (ОГА), представлена на рис. 3.6. ОГА – это количественная оценка аэрозоля, присутствующего в атмосфере, которая измеряет угасание светового луча из-за процессов поглощения или рассеяния, когда он проходит через атмосферу (Sato et al., 1993). Заметно, что самое сильное вулканическое воздействие на ОГА, приводящее к отрицательному радиационному воздействию, наблюдалось до 1920-х и после 1960-х гг. Воздействие вулканических извержений на междекадные временных масштабах приводит к глобальным колебаниям ПТВ примерно на $0,1^{\circ}\text{C}$ (Елисеев и Мохов, 2008).

После крупных извержений в начале XX века (Санта-Мария в 1902 году, Ксудач в 1907 году и Катмай в 1912 году (Mass and Portman, 1989), которые вызвали снижение ПТВ в СП на $0,2^{\circ}$ – $0,5^{\circ}\text{C}$ в течение периодов от одного до пяти лет (Self et al., 1981), наступила пауза в крупных извержениях вулканов до 1963 года, когда произошло извержение вулкана Агунг. Перерыв в активном вулканизме в 1920–1950-е гг. привел к уменьшению содержания сульфатных аэрозолей в стратосфере и оптической толщине атмосферы. Это могло бы способствовать ПСДВ, но не согласуется с последующим похолоданием с 1950-х годов.

Из перечисленных выше извержений в первой половине XX века извержение Катмай было самым интенсивным с точки зрения предполагаемого воздействия на климат. Тем не менее, извержение вулкана Пинатубо в 1991 г. было примерно в два раза мощнее по сравнению с извержением Катмай (Robock, 2000). Согласно экспериментам моделей климата, негативное радиационное воздействие извержения вулкана Пинатубо было настолько сильным, что его влияние подавило рост средне-глобальной ПТВ, связанный с сильным явлением Эль-Ниньо в 1992 году и привело к отрицательной глобальной температурной аномалии до $-0,5^{\circ}\text{C}$ (McCormick et al, 1995).

Вулканические аэрозоли способны компенсировать или даже реверсировать рост ТПО на несколько лет из-за увеличения концентрации парниковых газов (Delworth et al., 2005), а также привести к быстрым изменениям теплосодержания океана и уровня моря. В результате извержения Пинатубо уменьшение

теплосодержания океана составило примерно 3×10^{22} Дж при понижении глобального уровня моря примерно на 5 мм (Church et al., 2005). Извержения вулканов также могут влиять на циркуляцию океана, в частности на АМО, в первую очередь из-за охлаждения тропических ТПО и изменения термохалинной циркуляции в Северной Атлантике (Otterå et al., 2010). АМО связан с силой переноса тепла в Атлантическом океане на север, что, в свою очередь, влияет на климат во внетропических широтах СП и в Арктике (напр., Semenov et al., 2010).

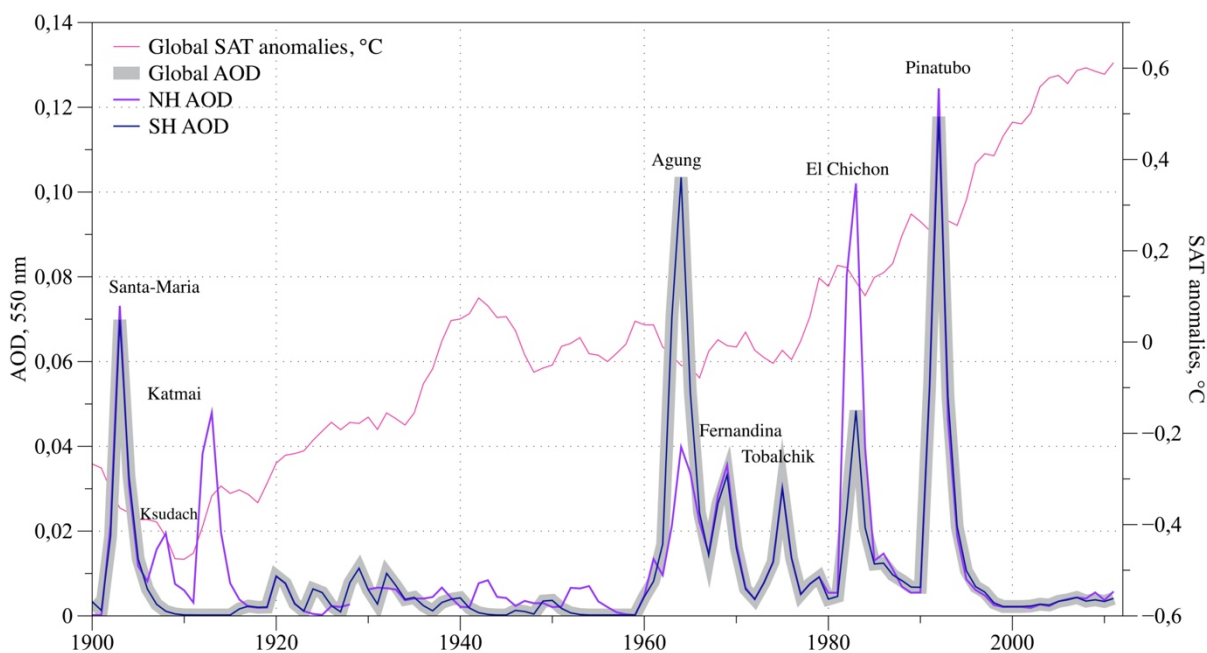


Рисунок 3.6. Изменения средней оптической толщины аэрозоля (длина волны 550 нм) в течение XX века, вызванные воздействием вулканического аэрозоля по данным климатической модели GISS с заданной реконструкцией вулканической активности (Miller et al., 2014); глобальный уровень (серая кривая); СП (синяя кривая); ЮП (фиолетовая кривая) и глобальные аномалии ПТВ, °C (розовая кривая), согласно массиву данных BERKLEY, 5-летнее скользящее среднее.

Неопределенность оценок воздействия вулканических аэрозолей на глобальные ПТВ связана с тем, что пространственно-временная динамика вулканического аэрозоля зависит от силы и геологического типа извержения, химического состава аэрозоля, а также сезона и географического положения (Kravitz and Robock, 2011). Это затрудняет реалистичное воспроизведение воздействия вулканического аэрозольного в климатических моделях. В случае извержения в низких широтах похолодание более выражено в полярных регионах, чем в тропиках,

как это было после извержения горы Агунг в 1963 г. (Viebrock and Flowers, 1968). Это событие сопровождалось снижением суммарной коротковолновой солнечной радиации на Южном полюсе на 7% в течение первого года после извержения, в то время как возмущение суммарной радиации в тропических широтах едва превышало уровень шума (Dyer and Hicks, 1965).

Модельные эксперименты также показывают, что летние извержения в высоких широтах СП могут вызывать более значительное снижение ПТВ, чем если оно происходит зимой, в результате сезонных изменений инсоляции (Kravitz and Robock, 2011). Но сезонные различия в воздействии вулканических аэрозолей на климат также могут возникнуть в результате прямого и косвенного воздействия стратосферных аэрозолей. Например, в случае извержения вулкана Пинатубо в низких широтах прямое радиационное воздействие аэрозолей привело к летнему похолоданию тропосферы, тогда как косвенная динамическая реакция атмосферной циркуляции привела к зимнему потеплению (Kirchner et al., 1999).

Анализ чувствительности ПТВ к внешним природным факторам, основанный на модельных экспериментах климатических изменений XX века, показывает, что усиление солнечной радиации вместе с паузой в крупных извержениях вулканов в 1930-х и 1950-х годах могли внести значительный вклад в ПСДВ (Suo et al., 2013; Nozawa et al., 2005), но одного этого фактора недостаточно для объяснения амплитуды раннего потепления, и должен быть усилен, как и в случае с солнечной активностью – вкладом других механизмов, таких как внутренней изменчивости климата и вариациями антропогенных парниковых газов и антропогенных аэрозолей.

3.4. Механизмы, связанные с антропогенным воздействием

3.4.1. Воздействие антропогенных аэрозолей

В то время как колебания солнечной и вулканической активности не могут объяснить всю амплитуду ПСДВ (Nozawa et al., 2005; Shiogama et al., 2006; Suo et al., 2013), некоторые исследования предполагают, что внешние антропогенные факторы, такие, как увеличение выбросов парниковых газов (ПГ), могли внести существенный вклад в увеличение ПТВ в период ПСДВ наравне с солнечным воздействием (Reid, 1997). Отклонения же от устойчивого процесса

потепления, вызванные увеличением содержания ПГ в атмосфере, на меж-десятилетних временных масштабах могут быть связаны с воздействием антропогенного аэрозоля (Shindell and Faluvegi, 2009).

Количественные оценки антропогенных аэрозолей на глобальные и региональные изменения климата являются крайне неопределенными из-за большого количества вовлеченных процессов, часто приводящих к аномалиям температуры разного знака (Haywood and Boucher, 2000; Booth et al., 2012; Undorf et al., 2018).

Антропогенное воздействие аэрозолей на глобальный климат – это концепция, интенсивно обсуждаемая в последние десятилетия (Haywood and Boucher, 2000; Shindell and Faluvegi, 2009; Booth et al., 2012). Реакция климатической системы на антропогенные аэрозоли весьма неопределенна из-за пространственно неоднородных и зависящих от времени паттернов воздействия, а также их прямого и косвенного воздействия на отражательную способность атмосферы (Haywood and Boucher, 2000; Chylek et al., 2016). Кроме того, ряд недавних исследований предполагают возможность регионального воздействия аэрозолей на вариации океанической циркуляции с существенным воздействием на глобальный климат (напр., Booth et al., 2012), теория, активно обсуждаемая в настоящее время (Zhang et al., 2013).

Аэрозоли различаются по своим характеристикам и могут оказывать противоположное воздействие на температуру поверхности. Прямой аэрозольный эффект вызывается либо рассеянием, либо поглощением (в зависимости от типа аэрозоля) солнечной радиации, когда сульфатные, нитратные, органические аэрозоли или частицы водяного пара (рис. 3.7) – рассеивают поступающую солнечную радиацию и приводят к отрицательному радиационному воздействию (Takemura et al., 2005). Напротив, аэрозольные частицы углерода, т.е. сажа («черный углерод»), в основном поглощают радиацию, что приводит к положительному радиационному воздействию и нагреванию нижней тропосферы (McConnell, 2007). Такое нагревание может оказывать заметное воздействие на стабильность атмосферы, что приводит к изменениям конвекции атмосферы и, следовательно, влияющим на крупномасштабную циркуляцию и гидрологический цикл, что

приводит к значительным региональным и отдаленным климатическим последствиям (Menon et al., 2002).

Основная неопределенность в оценке воздействия антропогенных аэрозолей связана с их косвенным воздействием, когда частицы аэрозолей влияют на климатическую систему через изменения оптических свойств облаков (Takemura et al., 2005). Косвенный эффект, в свою очередь, можно разделить на две основные категории. Первый – это увеличение количества и уменьшение эффективного радиуса (размера) облачных ядер конденсации (капель), вызванное увеличением концентрации аэрозольных частиц. Это приводит к увеличению площади поверхности облаков и повышению их отражательной способности (Twomey, 1974), что называется эффектом Туомея (Twomey effect). Второй эффект проявляется в увеличении времени жизни облаков, поскольку уменьшение эффективного радиуса облачных капель замедляет образование осадков (Albrecht, 1989). Большое количество облаков с более длительным сроком существования увеличивает планетарное альбедо, тем самым способствуя охлаждению поверхности земли и может в значительной степени компенсировать глобальное потепление, вызванное парниковым эффектом (Quaas et al., 2008). Но взаимодействие аэрозоля с облаком зависит от различных типов облаков, включая случай контакта частиц аэрозоля с переохлажденными облачными каплями, когда аэрозоли могут действовать как ледяные ядра, инициируя замерзание, которое приводит к быстрому оледенению облака и сокращению срока жизни облака, площади и оптических характеристик. глубина, что приводит к большему поглощению солнечной радиации климатической системой Земли (Lohmann and Feichter, 2005).

Наиболее высокие значения концентрации антропогенных аэрозолей и их воздействие на климат проявляется прежде всего в СП, где по сравнению с ЮП выше процент суши по отношению к океану, проживает большая часть населения и, как следствие, расположено основное количество производств – источников выбросов аэрозолей (рис. 3.7).

Результаты экспериментов с климатическими моделями (Najafi et al., 2015) предполагают, что до 60% глобального потепления в течение XX века, вызванного ПГ, может быть компенсировано реакцией климатической системы на другие антропогенные воздействия, включая изменения концентрации аэрозолей, озона и

землепользования. Без такого компенсирующего эффекта за последнее столетие арктический регион испытал бы более сильное, на 1.8°C , потепление (Najafi et al., 2015). Другие эксперименты (Gagné et al., 2017) демонстрируют, что аэрозольное воздействие может отсрочить сокращение арктического морского ледяного покрова в период 1950–1975 гг. из-за воздействия ПГ.

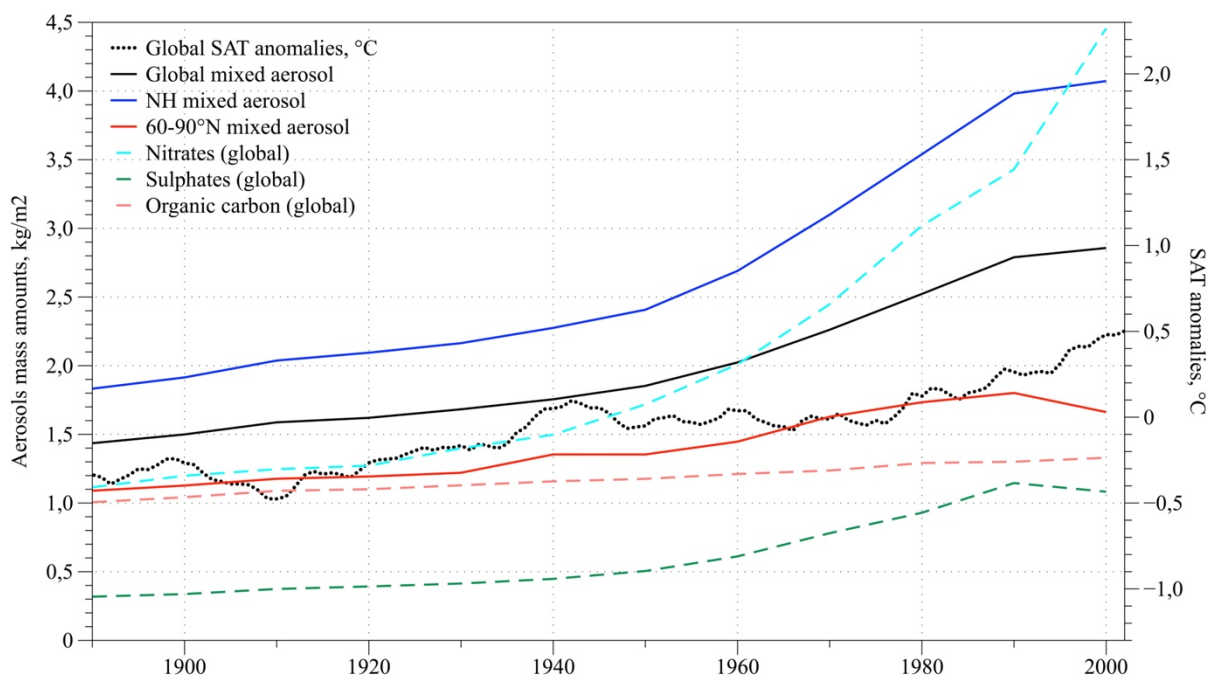


Рисунок 3.7. Массовая концентрация аэрозолей (кг/м^2) в атмосфере в XX веке по данным климатической модели GISS для CMIP5 с заданной реконструкцией эмиссий антропогенных аэрозолей (Miller et al., 2014); сплошные линии – глобальная, СП и Арктическая (черный, синий и оранжевый, соответственно); пунктирные линии – аэрозоли разных типов (синяя линия – нитраты, зеленая линия – сульфаты, оранжевая – органический углерод); пунктирная линия – глобальные аномалии ПТВ, $^{\circ}\text{C}$, по набору данных BERKLEY, 5-летнее скользящее среднее.

Результаты других экспериментов климатических моделей (Chylek et al., 2016) показывают, что колебания температуры в Арктике в течение XX века одинаково хорошо воспроизводятся при моделировании с косвенным воздействием аэрозолей и без него. Однако модельные прогнозы Арктических ПТВ в период 2014–2100 гг. с учетом полного косвенного воздействия аэрозолей показали значительно более высокие темпы потепления (в среднем на 1.5°C), чем те, которые были предсказаны при моделировании без учета косвенного воздействия аэрозолей.

Глобальное потепление и увеличение количества осадков в конце XX века привели к ослаблению ТХЦ в Северной Атлантике, но этот эффект может быть частично нейтрализован увеличением антропогенных аэрозолей в атлантическом секторе, что, наоборот, усиливает ТХЦ (Delworth et al., 2005). Анализ данных наблюдений и модельных экспериментов (Evan et al., 2009) показывают, что тропические воды Северной Атлантики также чувствительны к изменениям радиационного баланса из-за вариаций концентрации аэрозольных частиц. Этот регион является уникальным среди океанических бассейнов в тропической зоне из-за регулярного присутствия аэрозолей не только антропогенного, но и природного происхождения – близость к Северной Африке – самому мощному в мире источнику пыли.

Недавние исследования предполагают косвенное воздействие через возможность влияния аэрозоля на изменчивость ТПО Северной Атлантики и АМО с существенными последствиями для глобального климата (например, (Booth et al., 2012; Suo et al., 2013)). Согласно результатам модельных экспериментов косвенное влияние антропогенных и вулканических аэрозольных выбросов может объяснить более 60% многолетних отклонений ТПО в Северной Атлантике в период 1860–2005 гг. (Booth et al., 2012). Эти результаты, однако, обоснованно критикуются и, по всей видимости, переоценивают роль аэрозольного воздействия (Zhang et al., 2013).

Прямое и косвенное воздействие аэрозолей на радиационный баланс дополняется воздействием на атмосферную циркуляцию за счет охлаждения или нагрева различных частей атмосферы (как в горизонтальном, так и в вертикальном измерениях). Оценка этих воздействий еще более неопределенна. Анализ внутренних режимов атмосферной изменчивости в климатической модели (Gillett et al., 2000) показывает, что Арктическая осцилляция, которое существенно влияет на перенос атмосферного тепла в Арктику, не взаимодействует со статистически значимыми тенденциями на воздействие ПГ, сульфатных аэрозолей или озона. В то же время другие исследования (например, Shindell and Faluvegi, 2009), основанные на моделировании климатических моделей, указывают на важную роль аэрозолей в формировании климатических тенденций, включая изменения ПТВ в Арктике.

Антропогенный вклад аэрозолей в глобальные и региональные изменения климата за последнее столетие может быть значительным фактором и, как

отмечалось выше, способен частично компенсировать положительное радиационное воздействие ПГ, в частности, ускорение роста концентраций с конца 1940-х гг. могло способствовать похолоданию после пика ПСДВ в 1945 г. Однако в целом, как видно из рис. 2.7, монотонный рост концентрации антропогенных аэрозолей в течение XX века не соответствует динамике ПТВ в СП и вряд ли может быть существенным фактором в формировании этой долгопериодной аномалии климата. Вместе с тем следует отметить значительную неопределенность оценок аэрозольного воздействия на климат из-за прямых и косвенных эффектов на радиационный баланс и циркуляцию атмосферы и океана.

3.4.2. Вклад черного углерода

Арктический климат также чувствителен к положительному радиационному воздействию аэрозолей черного углерода (ЧУ; Black carbon – BC), которые серьезно воздействуют на физические и химические свойства атмосферы и подстилающей поверхности (Koch and Hansen, 2005). ЧУ обычно называют сажей, которая выделяется при сжигании ископаемого топлива и биомассы. Наибольшие концентрации ЧУ и его влияние на климат наблюдаются в основном в СП (рис. 3.8), где выше процент площади суши, проживает большая часть населения и, как следствие, находится основная часть промышленных предприятий.

Частицы сажи уменьшают альбедо поверхности снежного покрова и морского льда. Среднегодовое уменьшение альбедо составляет 1,5% для Арктики и 3% для СП, что приводит к увеличению радиационного воздействия на 0,3 Вт / м² в СП в XX веке (Hansen and Nazareanko, 2004). Такой эффект также предполагает положительную обратную связь – более сильное и раннее таяние снега может привести к усилению эффекта от выбросов аэрозолей ЧУ. Кроме того, это вызывает изменения гидрологического цикла (Koch and Hansen., 2005) и воздействует на облачный покров (Twomey et al., 1974), таким образом влияя на стабильность атмосферы и циркуляцию в Арктическом регионе.

Согласно анализу ледяных кернов из Гренландии, максимальная концентрация ЧУ в Арктике в течение XX века наблюдалась с 1906 по 1910 год (McConnell, 2007), за которым последовало незначительное снижение в конце 1940-х годов и резкое падение в 1950-х годах, что частично согласуется с воздействием,

предписанным в ансамбле моделей CMIP5 (рис. 3.8), и предполагает возможный вклад воздействия ЧУ в событие ПСДВ. По стационарным данным наблюдений в районе Ну-Олесунн (Шпицберген) в современный период потепления (1998-2007гг.), концентрации сажи продолжали снижаться (Eleftheriadis et al., 2009), что соответствует форсингу в модели GISS для CMIP5 (рис. 2.8).

Вклад антропогенных аэрозолей в глобальные и региональные изменения климата за последнее столетие может быть значительным фактором и, как отмечалось выше, может частично компенсировать положительное радиационное воздействие парниковых газов, но его количественные оценки сильно неопределенны из-за прямых и косвенных эффектов.

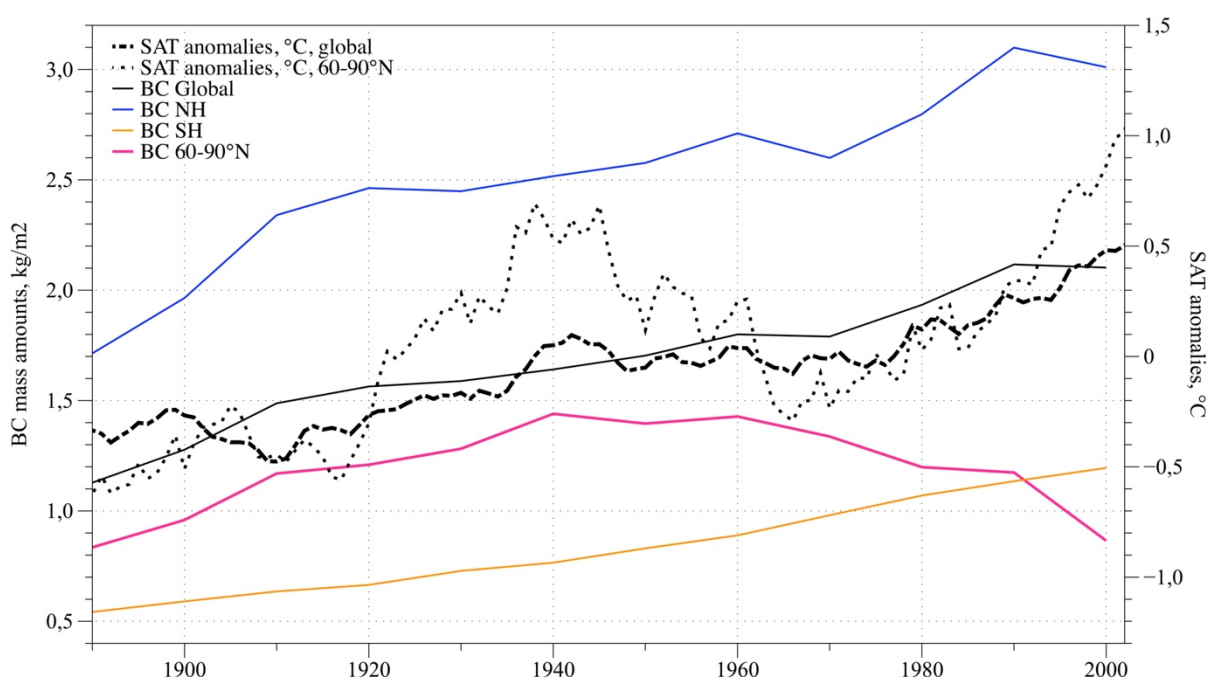


Рисунок 3.8. Массовая концентрация черного углерода (кг / м²) для XX века, глобально усредненные (черная кривая), для СП (синяя кривая), для ЮП (оранжевая кривая), для Арктики (60-90° с.ш.) (розовая кривая) по данным климатической модели GISS для CMIP5 с заданной реконструкцией эмиссий антропогенных аэрозолей (Miller et al., 2014); и Глобальные и Арктические аномалии ПТВ, °C (черным пунктиром/черным точечным), согласно массиву данных BERKLEY, 5-летнее скользящее среднее.

3.4.3. Роль парниковых газов

Изменения температуры за последние 50 лет обусловлены в первую очередь антропогенным увеличением ПГ (Алексеев и др., 2014; Семенов и Кузовкин, 2019), но роль этого фактора для потепления середины XX века является предметом дискуссии, т.к. интенсивный рост концентраций ПГ начался уже после 1940-х гг.

Антропогенная деятельность приводит к выбросам в атмосферу четырех основных ПГ: диоксида углерода (CO_2), метана (CH_4), закиси азота (N_2O), и галогенуглеродов (фтор, хлор, бром).

Антропогенное увеличение выбросов ПГ было основным фактором наблюдаемых глобальных изменений температуры и температуры в полушарии за последние 50 лет (Семенов и Кузовкин, 2019). Однако вклад ПГ в потепление середины XX века не является доминирующим, поскольку быстрый рост концентраций ПГ во время фазы потепления 1920-1930-х гг. был в 4-5 раз медленнее, по сравнению с современными темпами потепления. (рис. 3.9).

Усиление парникового эффекта в результате увеличения в атмосфере концентрации CO_2 за счёт сжигания ископаемого топлива не может в одиночку объяснить событие ПСДВ, так как с 1906 по 1945 г. его рост составил лишь 10% (с 299 до 311 частиц на миллион (ppm) от всего роста с доиндустриальных значений 1850 г. (286 ppm) по настоящее время (408 ppm) (Tans and Keeling, 2020; Macfarling Meure et al., 2006). Кроме того, содержание концентраций углекислого газа заметно росло в период понижения глобальных температур в 1945–1960 гг. (Bengtsson et al., 2004). Таким образом, увеличение концентраций CO_2 не согласуется с динамикой температуры в середине XX века, однако данные модельных экспериментов говорят о том, этот фактор внес определенный вклад в потепление 1920–1940-х гг. вместе с паузой в вулканических извержениях и ростом солнечной активности (Delworth and Knutson. 2005; Suo et al., 2013).

Примерно с 1750 года содержание метана в атмосфере выросло почти в 3 раза, что было обусловлено, в первую очередь, антропогенной деятельностью, связанной с сельским хозяйством. Одновременно важнейшим естественным источником метана служат болота, влажная почва и вечная мерзлота, интенсивность выделения CH_4 которыми сильно зависит от изменений климата (Елисеев, 2018; Семенов и Рудкова, 2018). Несмотря на то, что вклад CH_4 в парниковый эффект в несколько

раз меньше по сравнению с CO_2 , парниковый потенциал CH_4 в 25 раз больше за 100-летний период. Эксперименты с моделью общей циркуляции океан-атмосфера ИВМ РАН воспроизводят увеличение концентрации метана в атмосфере с 800 частиц на миллиард (ppb) в 1860 году до примерно 1800 ppb в 2000 году вследствие антропогенной активности (Володин, 2008). Аналогичный численный эксперимент с источниками метана из почвы для 1860–1900 годов показывает, что максимальная концентрация метана в модели в этом случае достигает 2400 ppb (Володин, 2008). N_2O также выделяется в результате деятельности человека, такой как использование удобрений и сжигание ископаемого топлива. N_2O имеет еще меньшую концентрацию в атмосфере, чем метан, но в результате существенного парникового потенциала – играет не менее важную роль в формировании парникового эффекта (Macfarling Meure et al., 2006), интенсивный рост CH_4 и N_2O начался после 1950-х годов, как и в случае CO_2 (рис. 3.9).

Эксперименты с совместной моделью климата (Delworth and Knutson, 2005) показали, что потепление в начале XX века могло быть вызвано сочетанием антропогенного радиационного воздействия и внутренней климатической изменчивости. Исследование (Meehl et al., 2004) говорит о том, что для потепления в первой половине XX века необходимо сочетание факторов солнечной активности и антропогенного воздействия, в то время как увеличение ПГ является доминирующим фактором в росте температуры в последние десятилетия XX века.

Аналогичный вывод сделан на основе экспериментов с моделью климата с количественной оценкой вклада внешних естественных воздействий в климатические изменения температуры в XX веке – солнечной активности, стратосферных вулканических аэрозолей, и внешних антропогенных факторов – ПГ и сульфатных аэрозолей (Tett et al., 1999), где формирование ПСДВ связывается с внешним естественным воздействием в сочетании с антропогенным форсингом. Более поздние модельные эксперименты (Suo et al., 2013) показывают, что именно сочетание внешних природных и антропогенных факторов способствовало изменению температуры во внетропических широтах СП во время ПСДВ, причем значительная часть была обусловлена естественным воздействием в этот период. Эти выводы подтверждаются анализом (Hegerl et al., 2018), согласно которому почти

половина (40–54%) глобального потепления в первой половине XX века была вызвана сочетанием роста антропогенных и природных воздействий.

Таким образом, роль ПГ в период ПСДВ не может быть доминирующей. Однако вклад ПГ заметен в сравнении с внешними природными факторами и внутренней изменчивостью климата.

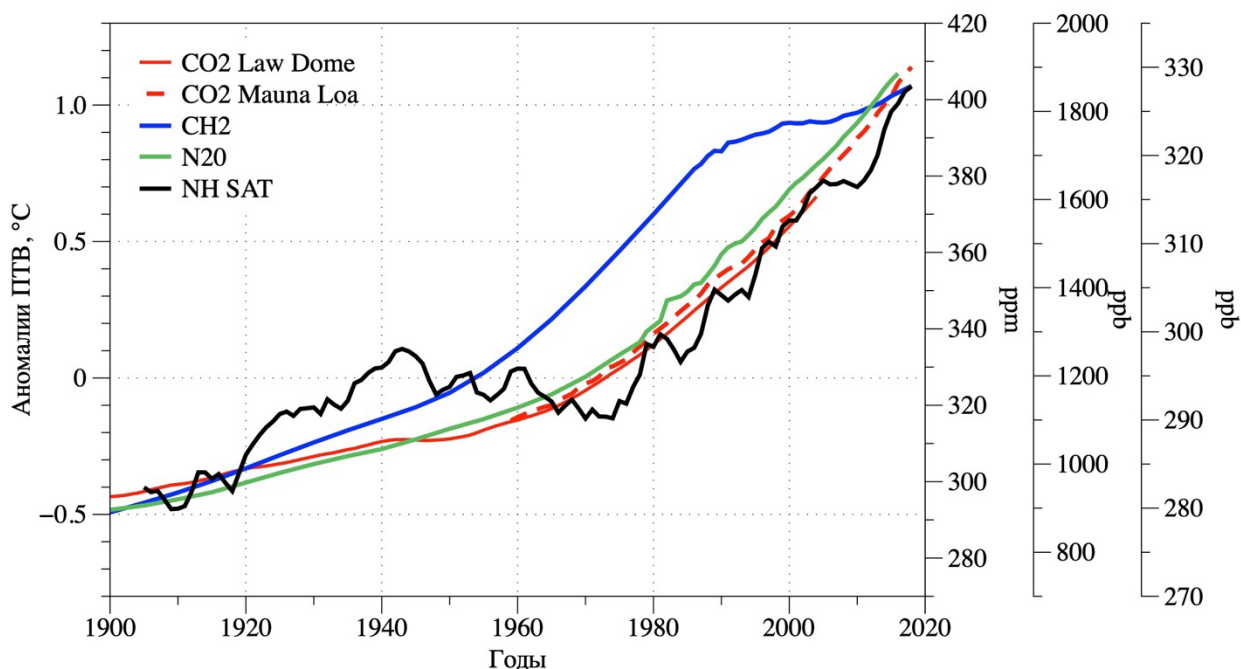


Рисунок 3.9. Концентрации углекислого газа CO_2 в атмосфере (ppm) в период 1900–2018 гг.: 1 – на основе реконструкции концентрации атмосферного CO_2 по ледяным кернам в Антарктике (Etheridge et al., 1998); 2 – по данным наблюдений на станции Мауна Лоа (Tans, Keeling, 2020); 3 – концентрации метана CH_4 (ppb) (Ritchie et al., 2020); 4 – концентрации оксида азота N_2O (ppb) (Ritchie et al., 2020); 5 – аномалии ПТВ ($^{\circ}\text{C}$) в СП согласно данным наблюдений HadCRUT5.0, 5-летнее скользящее среднее.

3.5. Выводы

В главе представлен аналитический обзор исследований на тему события потепления первой половины XX века в Арктике, обсуждаются возможные механизмы формирования ПСДВ за счет внутренней и внешней изменчивости климата и внешних воздействий, в том числе антропогенных.

Роль антропогенных ПГ в ПСДВ в Арктике не может являться доминирующей, так как интенсивный рост концентраций ПГ в атмосфере начался во второй половине XX века, а во время ПСДВ увеличение концентраций ПГ

происходило в 4–5 раз медленнее, чем во время современного потепления при сравнимых темпах роста ПТВ. Отклонения от монотонного векового тренда потепления может частично объясняться ростом эмиссий антропогенных аэрозолей, приводящих к отрицательному радиационному воздействию, компенсируя эффект антропогенных ПГ.

Антропогенное аэрозольное воздействие – концепция, которая в последнее время широко обсуждается. Изменения концентрации аэрозолей, возможно, могут повлиять на эволюцию ПТВ в Арктике за последнее столетие, но количественные оценки вклада данного форсинга в ПСДВ остаются наиболее неопределенными. Благодаря различным физическим механизмам, включая прямые и косвенные радиационные эффекты, аэрозоли могут частично компенсировать или, наоборот, усиливать положительное радиационное воздействие, вызванное ростом CO_2 . Исследования, проведенные по стационарным данным в Арктическом регионе, частично отводят роль черному углероду в событии ПСДВ – концентрации ЧУ были самыми высокими в первой половине XX века.

Аномалии глобальной и средне-полушарной температуры на временных масштабах от меж-декадных по многолетним коррелируют с изменениями солнечной активности, восстановленной по индексам солнечных пятен и изотопному анализу. Пауза в интенсивной вулканической активности в 1920–1960 гг. также могла внести вклад в ПСДВ. Однако результаты экспериментов с климатическими моделями показывают, что даже совместного воздействия внешних естественных и антропогенных факторов недостаточно для объяснения события ПСДВ целиком. Статистические модели, основанные на наиболее достоверных данных XX столетия оценивают вклад солнечной активности в изменения температуры в XX веке как относительно небольшой по сравнению с другими факторами, по современным оценкам, не превышающим $0.15\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Приведенные в главе результаты исследований указывают на то, что естественная внутренняя изменчивость климата может объяснить значительную часть изменений арктической температуры во время ПСДВ. Изменения ПТВ связаны с колебаниями ведущих режимов внутренней крупномасштабной циркуляции атмосферы и температуры поверхности океана во внетропических широтах СП. Многие исследования указывают на АМО как на главный фактор

внутренней изменчивости для формирования ПСДВ ввиду синфазных долгопериодных вариаций индекса АМО и температуры в СП, особенно в высоких арктических широтах. В последние годы ряд исследований также выделяет естественную климатическую изменчивость в Северном Тихом океане как важный фактор в формировании ПСДВ.

Многочисленные модельные эксперименты показывают, что внутренняя изменчивость как единственный фактор также не может объяснить всю амплитуду изменений температуры во время ПСДВ, и должна дополняться вкладом внешних антропогенных и естественных воздействий.

Таким образом, ранняя климатическая аномалия в северных внетропических широтах может быть связана с внутренней изменчивостью климата как основным фактором, усиленным положительными обратными связями в Арктике, в сочетании с относительно небольшим воздействием внешнего природного и антропогенного воздействия (усиление солнечного излучения во время паузы в вулканической активности и увеличение ПГ).

Но количественная оценка вклада каждого механизма, в особенности внутренней естественной изменчивости в глобальные и региональные изменения климата, остается неопределенной из-за отсутствия инструментальных данных в полярных широтах в середине XX века и ранее, расхождения результатов климатических моделей и постановки численных экспериментов, а также неясной роли аэрозольного воздействия и процессов их взаимодействия с другими компонентами климатической системы, а также все еще недостаточного понимания динамики климата, в частности механизмов обратных связей.

Глава 4. Вклад внутренних мод изменчивости атмосферы и океана в изменения температуры в Арктике в XX веке

Изменения циркуляции атмосферы характеризуются наличием так называемых дальних связей (ДС), которые проявляются в синхронной изменчивости режимов атмосферной циркуляции в удаленных в пространстве регионах (Wallace and Gutzler 1981, Barnston and Livezey 1987, Kushnir and Wallace, 1989).

Крупномасштабные моды изменчивости атмосферной циркуляции в тропиках как правило являются в первую очередь результатом взаимодействия с атмосферой и

океана (Deser et al., 2009). Ведущей модой изменчивости крупномасштабной атмосферной изменчивости в тропических широтах является ЮК, характеризующее перераспределение атмосферных масс между западной и восточной частью Тихого океана. В положительной (отрицательной) фазе ЮК определяется усилением (ослаблением) градиента ДУМ в тропической части Тихого океана (Deser et al., 2009). Эта мода обусловлена взаимодействием океана и атмосферы в экваториальной зоне Тихого океана и связана с явлением Эль-Ниньо, которое выражается в квази-периодических колебаниях ТПО и ослаблением/усилением пассатов (Deser et al., 2009). Обе моды рассматриваются совместно и определяются как ЭНЮК (Эль-Ниньо – Южное колебание) – режим естественной изменчивости связанной системы океан-атмосфера в тропической части Тихого океана.

Моды внетропической атмосферной изменчивости и их колебания связаны с неравномерным нагревом атмосферы на нижней границе, орографическими возмущениями, нелинейным взаимодействием средней циркуляции с волновыми процессами и вихревой активностью. Они также могут быть подвержены воздействию внешних факторов, таких как изменения ТПО, морского льда, вулканических и антропогенных аэрозолей, парниковых газов, солнечной радиации. Внешнее воздействие может даже существенно влиять на колебания мод атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана (Otterå et al., 2010; Liu et al., 2017). Временная эволюция данных режимов изменчивости имеет преобладающий стохастический характер (Feldstein, 2000).

Ведущими модами атмосферных ДС во внетропических широтах являются Арктическая осцилляция (АО) и Северо-Атлантическое колебание (САК) в Атлантическом регионе СП, и атмосферные моды Тихого океана – Тихоокеанско-северо-Американское колебание (ТСАК) и Антарктическое колебание (АК). Индекс САК описывает градиент ДУМ над Северной Атлантикой и интенсивность зонального переноса над Атлантико-Европейским сектором и рассчитывается как разность нормированных аномалий ДУМ между районом Исландии и Азорскими островами. Структура АО включает в себя САК с добавлением третьего центра изменчивости ДУМ над Северной частью Тихого океана и описывает усиление (ослабление) зонального переноса над внетропической зоной СП в зависимости от положительной (отрицательной) фазы. САК и АО объясняют около 50%

изменчивости ПТВ в зимний период в Северной Атлантике (Wood and Overland, 2010). Аналог АО в ЮП – АК, ответственно за зональный перенос атмосферных масс в субполярной зоне ЮП.

Колебания ТПО на многолетнем временном масштабе являются результатом взаимодействия атмосферных и океанических процессов. Моды изменчивости температуры поверхности океана могут быть также обусловлены изменчивостью атмосферной циркуляции через потоки турбулентного и радиационного тепла и потоки импульса через ветровое воздействие. Например, колебания ТПО в Южном океане, связанные с АК, триполь аномалий ТПО в Северной Атлантике, связанный с САК и АО и колебания ТПО в северной части Тихого океана, связанные с атмосферным индексом ТСАК.

В случае САК, атлантическая ТПО демонстрирует структуру триполя, отмеченного для положительной фазы САК – холодной аномалией в приполярной Северной Атлантике, теплой аномалией в средних широтах и холодной субтропической аномалией между экватором и 30° с.ш. Океан теряет тепло в приполярной и субтропической Атлантике в результате усиления западных ветров и северо-восточных пассатов соответственно. И, наоборот, нагревается в средних широтах в результате уменьшения скорости ветра и аномальной адвекции теплого воздуха, связанной с аномалиями южного ветра вдоль восточного побережья США. Таким образом, крупномасштабная структура триполя аномалий Северо-Атлантических ТПО обусловлена аномалиями турбулентного потока тепла, связанными с САК (например, Marshall et al., 2001; Visbeck et al., 2003).

Атмосферные ДС тропической части Тихого океана с его северной частью проявляются в виде отрицательных аномалий ДУМ над заливом Аляска и положительных над западным побережьем Северной Америки, что соответствует положительной фазе паттерна ТСАК и приводит к усиленным северо-западным ветрам, которые несут холодный сухой воздух в западно-центральной части северного Тихого океана, аномальным южным ветрам, несущим теплый влажный воздух вдоль западного побережья Северной Америки. Возникающий в результате аномальный перенос тепла создают отрицательные аномалии ТПО в центральной и западной частях Северного Тихого океана и положительные аномалии ТПО вдоль западного побережья Северной Америки (Alexander et al., 2002).

В данной главе проведен литературный обзор, систематизирующий современные исследования взаимосвязей режимов изменчивости атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана, и выполнен регрессионный анализ для оценки воздействия мод внутренней естественной изменчивости атмосферы и океана на многолетние колебания ПТВ в Арктике в целом и в ее отдельных регионах по данным наблюдений и реанализов. Приведены оценки вклада атмосферно-океанических индексов естественной изменчивости в колебания ПТВ в Арктических широтах в различных долготных секторах.

Недостатки множественной линейной регрессии заключаются в том, что используемые предикторы модели, как показано в аналитическом обзоре в данном разделе, не являются независимыми переменными. Моды внутренней изменчивости часто взаимозависимы, а также подвержены влиянию факторов внешнего воздействия на климат. Это нужно учитывать при интерпретации результатов, полученных с использованием такой анализа.

4.1. Особенности структуры атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана во внетропических широтах СП

Ведущие моды крупномасштабной изменчивости атмосферной циркуляции САК и ТСАК имеют наибольшую амплитуду в зимние месяцы (декабрь-март), их временные колебания в течение XX века проиллюстрированы на рис. 4.1.

В то время как САК представляет собой диполь ДУМ между умеренными и высокими широтами над Северо-Атлантическим сектором, паттерн ТСАК имеет четыре центра действия. В северной части Тихого океана колебания высоты геопотенциала 500 гПа вблизи Алеутских островов находятся в противофазе с колебаниями на юге, а в Северной Америке над западной Канадой и северо-западом США отрицательно коррелируют с колебаниями над юго-востоком США и положительно коррелируют с субтропическим тихоокеанским центром.

Колебания в структуре ТСАК заключаются в ее связи с циркуляцией средней атмосферы и представляют собой колебания атмосферного потока в западной части СП и, следовательно, изменения в переносе крупномасштабных Тихоокеанских и северо-Американских воздушных масс в арктические широты.

На межгодовых временных масштабах аномалии атмосферной циркуляции над северной частью Тихого океана тесно связаны с изменениями ТПО в тропической части Тихого океана, связанными с явлением ЭНЮК (Ruprich-Robert et al., 2017). Однако значительная изменчивость ТСАК наблюдается даже в отсутствие ЭНЮК, что указывает на то, что ТСАК является внутренним режимом атмосферной изменчивости.

В дополнение к колебаниям мод атмосферной циркуляции, в климатической системе одновременно происходят большое количество других процессов, влияющих на изменчивость климата. Эти процессы в том числе включают внутренние изменения, например, формирование арктических антициклонов в результате воздействия внетропических циклонов, способствующие переносу внетропических воздушных масс в верхние слои арктической тропосферы (Wernli and Papritz, 2018), перенос океанического тепла в Арктику (Семенов, 2008), внешние факторы – рост концентрации антропогенных парниковых газов и аэрозолей (Елисеев, 2017; Booth et al., 2012), изменения внешнего естественного воздействия (Suo et al., 2013; Haustein et al., 2019).

Изменчивость ПТВ в Арктике в значительной степени связывают с Атлантической мультideкадной осцилляцией (Miles et al., 2014). Одно из последних исследований Yu et al. (2017) показало, что изменчивость концентрации арктического морского льда положительно коррелирует с АМО и отрицательно коррелирует с Тихоокеанской декадной осцилляцией по данным наблюдений и реанализов.

Океанический индекс Атлантической мультideкадной осцилляции (АМО) выражается в долгопериодных колебаниях ТПО в Северной Атлантике порядка 65–80 лет (Schlesinger and Ramankutti, 1994; Delworth and Mann, 2000). Временные колебания АМО в зимний период показаны на рис. 4.1 за период 1870–2008 годов на основе данных HadISST4 (Rayner et al., 2003). Теплые фазы наблюдались с конца 1920-х до конца 1960-х и с середины 1990-х годов, а холодные фазы наблюдались с начала 1900-х до середины 1920-х годов и с начала 1970-х до середины 1990-х годов.

Исследования показывают разные результаты относительно связи АМО с удаленными от Северной Атлантики регионами. Например, Ting et al. (2009), см. также (Enfield et al., 2001), показали связь между аномалиями АМО и ТПО в регионе

Аляски и в тропической части Тихого океана, в то время как анализ Guan, Nigam (2009) указывает на отсутствие значительных связей аномалий ТПО за пределами Северной Атлантики, а также свидетельствует об отсутствии существенной корреляции с САК.

Колебания Тихоокеанской декадной осцилляции (ТДО) выражаются в аномалиях ТПО в северной части Тихого океана от 20° до 90° с.ш. (Mantua et al., 1997). Колебания индекса ТДО по данным HadISST4 за период 1900-2018 гг. для зимнего сезона показаны на рис.4.1. ТДО иногда также называют Междекадным тихоокеанским колебанием (МТК; IPO – Interdecadal Pacific Oscillation), с той разницей, что МТК определяют для всего Тихоокеанского северного региона (0-90° с.ш.) (Power et al. 1999). Колебания ТДО часто связывают с ЭНЮК (Newman et al., 2003), предполагая, что события Эль-Ниньо провоцируют сдвиг ТДО в положительную фазу.

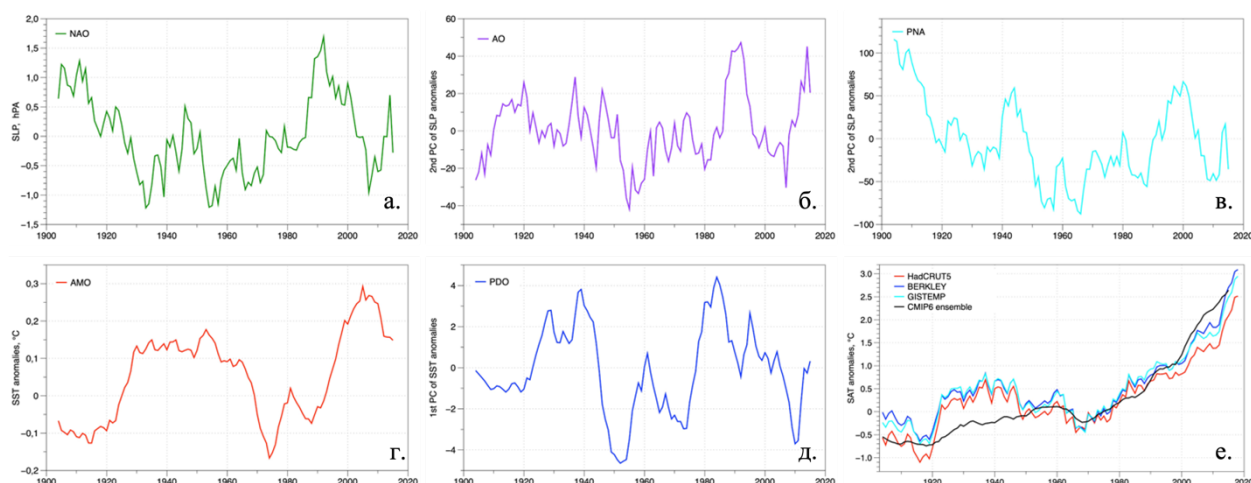


Рисунок 4.1. е – Зимние (декабрь-март) Арктические (60-90° с.ш.) аномалии ПТВ, °С за 1900-2015 гг. по массиву данных HadCRUT5, BERKLEY, GISTEMP и средние ПТВ по ансамблю CMIP6 (красная, синяя, голубая и черная линии, соответственно); индексы а – САК; б – АО; в – ТСАК; г – АМО; д – ТДО для зимнего периода; (7-летнее скользящее среднее)

Для объяснения ТДО было предложено множество различных механизмов, включая стохастическое воздействие атмосферы на океан (Deser et al., 2009). В нескольких исследованиях использовался статистический анализ для реконструкции ТДО и определения процессов, лежащих в основе его динамики (Schneider and Cornuelle, 2005). Исследование (Newman et al., 2016) показывают, что ТДО – это не

отдельное явление, а результат взаимодействия различных физических процессов, включая как отдаленное воздействие тропиков, так и локальные взаимодействия атмосферы и океана в Северной части Тихого океана, которые действуют на разных временных масштабах, приводя к аналогичным паттернам аномалий ТПО, подобным ТДО.

Над западной частью Тихого океана к востоку от Японии, где зимой образуется глубокий перемешанный слой, изменения циркуляции океана, связанные с широтными отклонениями течения Куро시오, имеют первостепенное значение для изменчивости ТПО, связанной с ТДО (Taguchi et al., 2007). В исследовании (Wills et al., 2019) также исследуется механизм колебаний ТДО с фокусом на роль изменений циркуляции океана и делается вывод о связи ТДО с усилением и расширением субполярного круговорота в Северной части Тихого океана в ответ на углубление Алеутского минимума. Ключевым выводом данных исследований является то, что, в отличие от ЭНЮК, ТДО, скорее всего, представляет собой не один физический режим, а, скорее, результат взаимодействия нескольких региональных и удаленных процессов.

Ruprich-Robert et al. (2017) показали, что вариации АМО приводит к отклику в Тихоокеанском регионе, который выражается в колебаниях ТДО и ТСАК. В сочетании с отрицательным паттерном ТСАК, океанические моды также вносят вклад в ослабление Алеутского минимума в зимний период. По результатам модельных экспериментов, положительная фаза АМО приводит к положительной фазе ТДО в Тихом океане, что в целом выражается в существенном потеплении во внетропических широтах СП. Исследование Ruprich-Robert et al., (2017) также показало, что в зимний сезон АМО может воздействовать на увеличение частоты возникновения событий Эль-Ниньо или Ла-Нинья по данным модельных экспериментов CMIP5. Такой отклик связан с тихоокеанскими аномалиями, которые проецируются на ТДО в его отрицательной фазе в ответ на тропическое потепление АМО. Отклик ТДО, в свою очередь, тесно связан с отрицательной фазой ТСАК, а отклик ТСАК на АМО в основном обусловлен атмосферными дальними связями между тропической Атлантикой и тропическим Тихим океаном. В исследовании Zhang et al. (2007) указывается также на прямую связь между ТПО внетропической Атлантики и внетропической частью Тихого океана, через атмосферные ДС,

усиливающиеся динамикой океана и положительной обратной связью океан-атмосфера, когда сдвиг ТДО в фазу потепления может произойти спустя десятилетие после перехода АМО в положительную фазу.

События ЭНЮК могут также воздействовать на Северную Атлантику (Deser et al., 2009). Исследования с модельными экспериментами показывают, что ДС ЭНЮК с Северной Атлантикой являются более устойчивыми во время событий Ла-Нинья по сравнению с событиями Эль-Ниньо (Pozo-Vazquez et al., 2001), когда в Северо-Атлантическом регионе возникают аномалии, по структуре похожие на положительную фазу САК. В то же время более поздний анализ (Seager et al., 2010) показывают значимую связь между аномально холодными зимами и экстремальными снегопадами в 2009–2010 гг. в Европе и США с крупномасштабными климатическими индексами – отрицательной фазой САК и положительной фазой ЭНЮК, когда с явлением Эль-Ниньо связывают смещение на юг траекторий циклонов, а с отрицательной фазой САК – похолодание над континентами в Северо-Атлантическом регионе.

Исследование (Zhang et al., 2019) показывает, что неопределенность взаимосвязи между индексами САК и ЭНЮК может быть также обусловлена многолетними вариациями АМО. Синфазные колебания АМО и ЭНЮК (АМО+/Эль-Ниньо; АМО–/Ла-Нинья) как правило соответствуют одновременным атмосферным аномалиям, подобным паттерну САК, однако, когда АМО и ЭНЮК находятся в противофазе – значительные аномалии в поле давления над Северной Атлантикой не наблюдаются.

Из приведенного литературного анализа можно сделать вывод, что перечисленные моды изменчивости атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана находятся во взаимосвязи друг с другом, что затрудняет количественную оценку вклада каждой составляющей, что на текущий момент является предметом дискуссии в научном сообществе.

4.2. Оценка потенциального вклада основных мод естественной изменчивости циркуляции атмосферы и температуры поверхности океана в колебания ПТВ в Арктике и отдельно в ее регионах

Понимание механизмов потепления середины столетия является ключом к определению относительного вклада внутренней естественной изменчивости и внешнего воздействия в глобальные и региональные изменения климата, также и для современного периода. Количественная оценка каждого механизма ПСДВ является актуальной проблемой, поскольку она может внести дополнительный вклад в понимание причин современного потепления.

Ключевыми факторами роста арктической ПТВ и ускоренного сокращения арктического морского льда в течение последних десятилетий является в том числе региональное потепление в Арктике, вызванное одновременно АО, САК, ТСАК, АМО и ТДО (Cai et al., 2021). АО и САК – моды изменчивости, объясняющие максимальную долю изменчивости давления и таким образом определяющие погодный режим в Атлантическо-Арктическом регионе (Barnston and Livezey, 1987), а ТСАК влияет на атмосферную циркуляцию в Севером Тихом океане.

Индекс АМО, рассчитываемый осреднением по пространству аномалий ТПО в Северной Атлантике (Enfield et al, 2001) обеспечивает простой и ясный способ описания многолетней изменчивости в Атлантическом регионе.

ТДО (Mantua et al, 1997), как долгопериодная мода изменчивости ТПО в северном Тихом океане, также оказывает значительное воздействие на климат Арктики. В исследовании Cai et al., (2021) предполагается, что ТДО вносит существенный вклад в АУ, однако небольшие коэффициенты корреляции между летним ТДО и площадью морского льда предполагают, что в ускорении темпов сокращения морского льда летний АМО играет большую роль по сравнению с летним ТДО. ТДО отражает изменчивость аномалий ТПО в северной части Тихого океана, к северу от 20° с.ш. (Mantua et al. 1997). Как и в случае с АМО, индекс определяется осреднением региональных аномалий ТПО за вычетом глобальных аномалий ТПО, чтобы отделить естественную моду изменчивости от сигнала “глобального потепления”.

Для количественной оценки вклада индексов естественной изменчивости АО, САК, ТСАК, АМО и ТДО в изменения ПТВ в Арктическом регионе в течение XX

века используется множественная линейная регрессия (см., напр., Покровский О.М., 2019).

Уравнение множественной линейной регрессии, где арктическая ПТВ – зависимая переменная, а моды естественной изменчивости независимые переменные-предикторы выглядит как:

$$\text{Arctic SAT} = a + b_1 * \text{CAK} + b_2 * \text{AO} + b_3 * \text{TCAK} + b_4 * \text{AMO} + b_5 * \text{ТДО} + \varepsilon,$$

где Arctic SAT – ПТВ в Арктике (зависимая переменная – регрессанд); САК, ТСАК, АМО, ТДО – индексы естественной изменчивости (независимые переменные – регрессоры); b_1 - b_5 – коэффициенты регрессии; ε – случайная составляющая модели, которая не описывается членами регрессии.

В таблице 4.1 приведены значения корреляции между индексами изменчивости атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана, а также средней ПТВ по ансамблю CMIP6 использованной как отклик, связанный с антропогенными и естественными внешними воздействиями на климат, для XX - начала XXI веков. Значимая корреляция для индекса САК и АО составляет около 0.54. Как видно из рис. 4.1, такое относительно невысокое значение для данных индексов может определяться расхождениями в начале XX века. Высокие значения значимой корреляции наблюдаются для индексов САК и ТСАК, которые также могут быть связаны друг с другом согласно исследованиям, рассмотренным выше. Наименьшие значения корреляции наблюдаются между атмосферными модами и ТДО, а наибольшая корреляция со средним по ансамблю CMIP6 отмечается для АМО, что косвенно подтверждает взаимосвязь ТПО Северной Атлантики с внешним антропогенным фактором.

Одно из предположений множественной линейной регрессии состоит в том, что индексы естественной изменчивости не являются независимыми друг от друга. Напр., Zhang et al., (2007) обнаружили, что АМО может вносить вклад в ТДО и связанную с ним атмосферную моду Тихоокеанского региона, ТСАК, на многолетнем временном масштабе. Исследования, основанные на данных наблюдений и модельных экспериментах показывают, что долгопериодные

вариации индекса САК также подвержены воздействию АМО и ТДО (Zhang et al., 2019).

Исследование (England et al., 2019) показывает, что вклад внутренней изменчивости в колебания температурного режима в Арктике в последние десятилетия крайне неоднороден как во времени, так и в пространстве, и в региональном масштабе может составлять от 10% до 75%, в зависимости от месяца и определенного арктического региона.

Таблица 4.1. Значения корреляции между индексами ведущих мод внутренней изменчивости атмосферной и океанической циркуляции, а также средней ПТВ по ансамблю CMIP6 для периода 1905–2015гг. (значимые коэффициенты корреляции выделены жирным шрифтом).

	САК	АО	ТСАК	АМО	ТДО	CMIP6
САК	1					
АО	0.54	1				
ТСАК	0.66	0.06	1			
АМО	-0.32	-0.20	-0.22	1		
ТДО	0.13	0.13	0.20	-0.04	1	
CMIP6	-0.00	0.14	-0.17	0.62	-0.03	1

Используя ансамблевые модельные эксперименты, Ding et al. (2019) подсчитали, что 40-50% изменчивости площади морских льдов в Арктике с 1979 года объясняется внутренней изменчивостью климата. Olonscheck et al. (2019) пришли к выводу, что изменчивость морского льда вызвана прежде всего колебаниями атмосферного фактора, в то время как другие факторы (альbedo поверхности, облака и водяной пар, океаническая изменчивость) объясняют только 25% изменчивости арктического морского льда. Cai et al., 2021 подсчитали, что в 2007 г. около 30% от общей потери массы морского льда в Арктике произошло в результате аномального атмосферного воздействия (усиленная адвекция льда как следствие аномальных ветров).

Вклад внешних воздействий также не может быть точно оценен в регрессионных моделях (Cai et al., 2021). Таким образом, важно иметь в виду, что крайне сложно отделить внешние воздействия (например, антропогенные аэрозоли и парниковые газы) от внутренней изменчивости климата и количественно оценить значимость вклада каждой моды изменчивости климата, которая вызывает

межгодовую и декадную изменчивость арктических ПТВ и морского льда. Решение такой задачи крайне сложно при использовании только статистических методов. Понимание причинно-следственной связи требует, как правило, проведения численных экспериментов с моделями климата на чувствительность к внешним и внутренним воздействиям (см., напр., Semenov et al., 2010), что выходит за рамки текущего исследования.

4.2.1. Вклад атмосферных мод естественной изменчивости в изменения ПТВ в Арктике

Чтобы оценить потенциальный вклад основных мод естественной изменчивости, а именно АМО, ТДО, САК, АО и ТСАК в многолетние колебания детрендрованной ПТВ в СП и в Арктическом регионе в течение XX–начала XXI вв., был использован множественный регрессионный анализ. В табл. 4.2 показана доля объясненной изменчивости для каждого индекса в СП в отдельности, см. рисунок в Приложении 5.

Таблица 4.2. Доля (%) объясненной изменчивости ПТВ в СП индексами атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана за период 1905–2015 гг. по данным HadCRUT5.

Индекс	САК	АО	ТСАК	ЮК	АМО	ТДО	ОИН
%	28	<1	12	<1	46	<1	<1

Так как согласно порядку расчета вкладов индексов сначала рассчитываются индексы САК и ТСАК – индексы АО и ЮК, имеющие высокую корреляцию с САК и ТСАК, соответственно, показывают незначительный вклад менее 1% и в дальнейшем анализе не используются.

Тем не менее, как отмечалось выше, моды изменчивости в Тихоокеанском экваториальном регионе могут воздействовать на климат СП через взаимодействие модами ТДО, ТСАК и САК (Straus and Shukla, 2002; Yu and Zwiers, 2007; Wang et al., 2013; Nidheesh et al., 2017).

На рис. 4.2 а,б показана эволюция ПТВ в Арктике для зимнего сезона (декабрь-март) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для

данных реанализов, после вычета линейного тренда, и рассчитанная по регрессионной модели с использованием атмосферных индексов САК и ТСАК, (перед процедурой регрессионного анализа линейный тренд также удалялся из многолетних рядов индексов атмосферных и океанических мод).

Анализ показывает, что, как и в случае СП, по данным наблюдений HadCRUT5, 35% вклада в колебания зимней ПТВ в Арктике в XX веке обусловлено атмосферной изменчивостью – долгопериодными колебаниями индексов САК и ТСАК. Другие массивы инструментальных данных показывают – 19% и 21% для GISTEMP и BERKLEY соответственно (рис. 4.2).



Рисунок 4.2. Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ (°C) в Арктике (60–90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов, рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы естественной изменчивости атмосферы: САК, ТСАК по данным наблюдений и реанализов: (а) – HadCRUT5, (б) – GISTEMP, (в) – BERKLEY, (г) – ERA20C, (д) – CERA20C, (е) – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в Арктике.; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90% доверительный интервал; 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.

Рассмотренные выше моды атмосферной циркуляции для реанализов ERA20C и CERA20C объясняют соответственно 19% и 22% изменчивости зимней ПТВ в Арктике, в то время как для реанализа NOAA20C процент объясненной

изменчивости менее 1%, что является незначимым результатом и подтверждает результаты Главы 3 о низком качестве данного реанализа в период середины XX века. Кроме того, в случае реанализа NOAA20C практически отсутствует воспроизведение колебаний ПТВ в исследуемом регионе в XX веке. При этом для всех массивов данных наблюдений регрессионная модель не согласуется с данными наблюдений с 1965 по 1980 гг., а также занижает значения аномалий ПТВ для периода ПСДВ, что указывает на возможный вклад других факторов, в частности мод естественной океанической изменчивости (рис. 4.2).

4.2.2. Вклад совместных мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ в Арктике

Совместная изменчивость океана и атмосферы может объяснить значительную часть наблюдаемых долгопериодных отклонений ПТВ от векового тренда, как в течение ПСДВ, так и в современный период, приводя к изменениям температуры до 0.5 °C (рис. 2.3 б), что согласуется с оценками в работе (Semenov et al., 2010), полученными с помощью численных экспериментов с моделью климата. Регрессионная модель с использованием как атмосферных, так и океанических мод естественной изменчивости объясняет от 72% до 78% изменчивости зимней детрендрованной ПТВ в Арктике за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов, кроме реанализа NOAA20C (рис. 4.3), в случае которого суммарный вклад индексов составляет всего 43%.

Кроме этого, при включении в модель океанических индексов наблюдается лучшее соответствие модельных аномалий ПТВ данным наблюдений для периода 1965-1980гг., чем при использовании только атмосферных индексов, что подтверждает предположение о существенном вкладе океанической изменчивости в колебания ПТВ в Арктическом регионе в указанный период.

Чтобы оценить вклад внешних воздействий в изменчивость зимней ПТВ в Арктике в течение XX века был также проведен регрессионный анализ с использованием в качестве предикторов как индексов внутренней изменчивости системы океан-атмосфера, так и средней по ансамблю моделей CMIP6 эволюцией ПТВ за анализируемый период. В моделях CMIP6 учитываются такие внешние факторы как парниковые газы и антропогенные аэрозоли, солнечная и

вулканическая активность, что позволяет учитывать данные внешнего воздействия при оценке их вклада в изменчивость ПТВ в Арктике в XX веке.

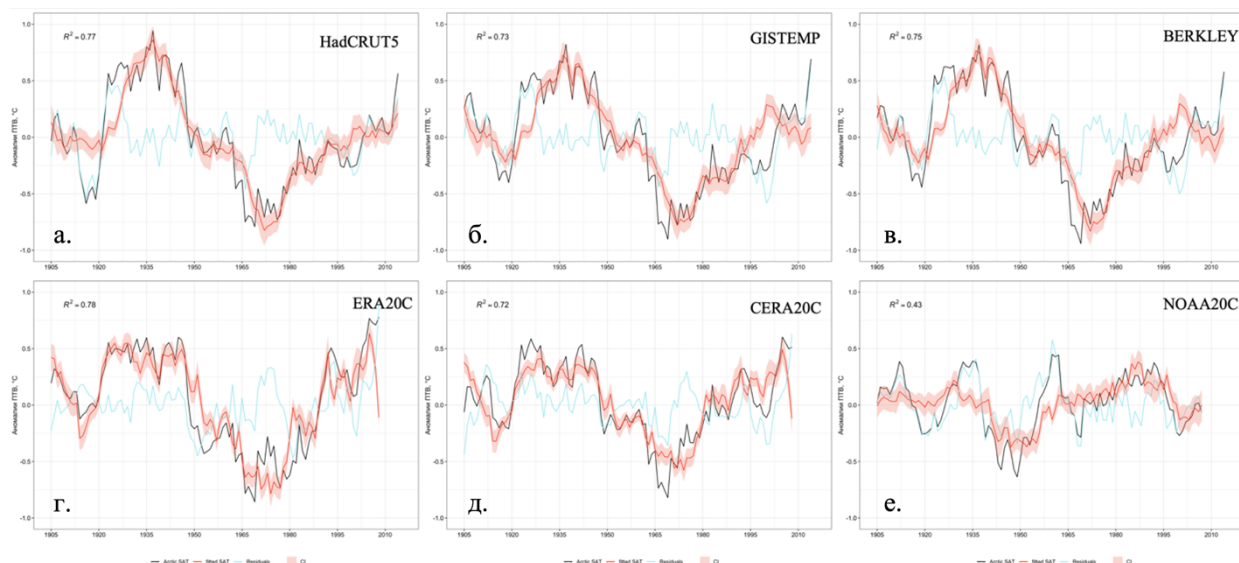


Рисунок 4.3. Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ (°C) в Арктике (60–90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов, рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы естественной изменчивости атмосферы и океана: САК, ТСАК, АМО и ТДО по данным наблюдений и реанализов: (а) – HadCRUT5, (б) – GISTEMP, (в) – BERKLEY, (г) – ERA20C, (д) – CERA20C, (е) – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в Арктике; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90% доверительный интервал; 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.

Регрессионная модель с учетом средних детрендированных по ансамблю данных CMIP6 эволюции температуры не показывает существенных изменений в воспроизведении зимней детрендированной ПТВ в Арктике за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов, данный рисунок приводится в Приложении 6.

Вклад в изменчивость ПТВ в Арктике для каждого предиктора существенно различается в различных массивах данных (рис. 4.4). При использовании массива HadCRUT5 на индексы САК и АМО приходится по 30% вклада на каждый, а на индексы ТСАК и ТДО менее 10%. Для остальных данных наблюдений GISTEMP, BERKLEY и реанализов ERA20C, CERA20C – вклад АМО составляет больше 40–

55%, при заметном снижении доли вклада индекса САК до 9–11%. Вклад атмосферного индекса ТСАК для европейских реанализов также почти в два раза больше, чем в остальных массивах данных – 16–18%, в то время как доля вклада САК для всех массивов данных реанализов составляет менее 5%.

Регрессионные модели для реанализов ERA20С и CERA20С также оценивают вклад АМО в 55% и 38% соответственно, в то время как реанализ NOAA20С оценивает этот вклад как всего 7%. Тем не менее, интересно отметить, что для реанализа NOAA20С вклад индекса ТДО составляет 20%, в то время как для всех остальных массивов данных он составляет менее 10%. Вклад внешних факторов в случае NOAA20С больше, чем для всех остальных массивов данных, как наблюдений, так и реанализов и составляет около 10% (рис. 4.4).

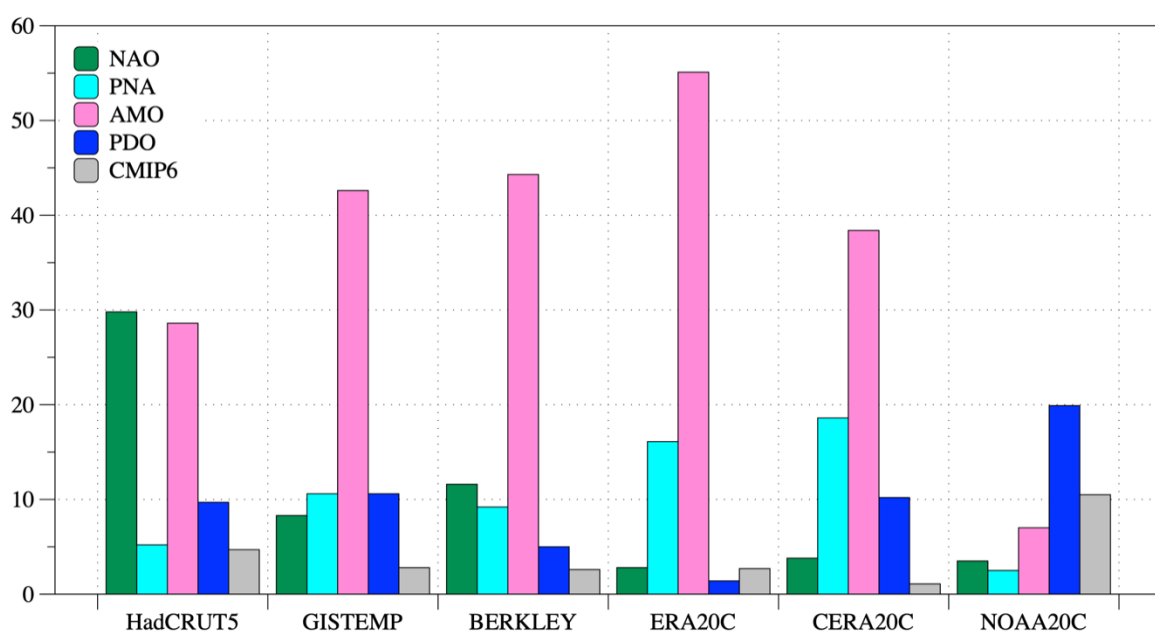


Рисунок 4.4. Вклад (%) индексов естественной изменчивости атмосферы и океана САК, ТСАК, АМО, ТДО и средней по ансамблю CMIP6 эволюции температуры в многолетние изменения ПТВ (°С) в Арктике (60-90° с.ш.) для различных массивов данных наблюдений HadCRUT5, GISTEMP, BERKLEY и реанализов ERA20C, CERA20C и NOAA20C по результатам регрессионной модели; в течение периода 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов.

Таким образом, можно сделать вывод, что внутренняя изменчивость климата в Северной Атлантике (АМО) является одним из наиболее вероятных механизмов, которые могут объяснить большую часть ПСДВ. В последние годы значительно

увеличилось количество исследований, в которых Тихий океан рассматривается как источник долгосрочных колебаний климата как в глобальном масштабе, так и в высоких широтах (Svendsen et al., 2018; Tokinaga et al., 2017; Wengmann et al., 2017). Относительный вклад атлантического и тихоокеанского секторов в событие ПСДВ все еще остается предметом дискуссии. Также следует упомянуть и гипотезу о возможном влиянии колебаний ТПО в тропической части Атлантики на климатические изменения в высоких широтах СП (Алексеев и др., 2017).

При этом вклад использованных предикторов в изменчивость зимней арктической ПТВ существенно отличается в зависимости от массива данных, в том числе и для разных эмпирических архивов данных.

4.2.3. Оценка потенциального вклада основных мод естественной изменчивости атмосферы и океана в отдельных секторах Арктики

Основываясь на множественном регрессионном анализе зимней ПТВ на индексы атмосферно-океанической изменчивости в Арктике в XX веке, был сделан вывод, что моды внутренней изменчивости климата играют важную роль в Арктическом усилении (Wettstein and Deser, 2014; Zhang, 2015; Ding et al., 2017, 2019; Cai et al., 2021) на фоне внешнего воздействия (антропогенные и естественные внешние воздействия).

Как было указано выше, совместные моды естественной изменчивости атмосферы и океана не являются независимыми и взаимодействуют на различных пространственных масштабах.

Как обсуждалось в Главе 1, ПСДВ в Арктике имело неравномерную пространственную структуру и проявлялось по-разному в различных арктических регионах. Ранее была рассмотрена эволюция ПТВ по сеточным данным наблюдений HadCRUT5 для четырех арктических секторов (рис. 1.7), что показало, что событие ПСДВ в каждом отдельном секторе выражалось с разной амплитудой и продолжительностью периода потепления, в также характеризовалось заметным сдвигом пика ПСДВ.

Данные Арктические сектора были разделены в пределах 60-90° с.ш на четыре равных по площади сектора – (1) Европейский (91-180° в.д.), (2) Азиатский

(91-180°), (3) Тихоокеанский (180-90° з.д.) и (4) Северо-Атлантический (90-0° з.д.). Рисунок с границами указанных секторов см. в Приложении 7.

Множественный регрессионный анализ был также проведен для обозначенных выше четырех секторов в Арктике с целью оценки вклада атмосферно-океанических мод в изменчивость ПТВ в различных арктических регионах (рис. 4.5) по данным наблюдений HadCRUT5 для периода 1905–2015 гг. Аналогичные результаты для реанализов в данном разделе подробно не рассматриваются, но соответствующие рисунки приводятся в Приложениях 8-11.

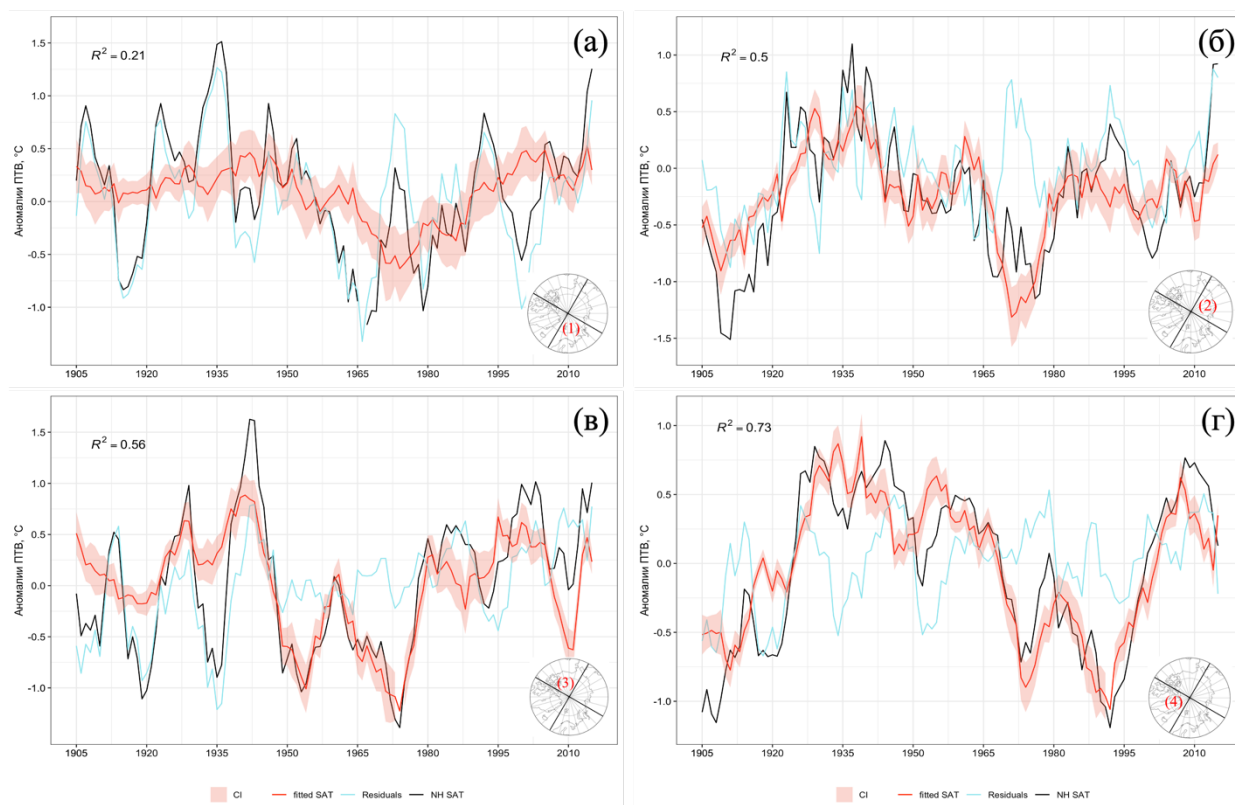


Рисунок 4.5. Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ (°C) за период 1905-2015 гг. в четырех Арктических секторах: (а) – Европейский (0-90° в.д.), (б) – Азиатский (91-180° в.д.), (в) – Тихоокеанский (180-90° з.д.), (г) – Северо-Атлантический (90-0° з.д.) по данным наблюдений HadCRUT5 и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы естественной изменчивости атмосферы и океана: САК, ТСАК, АМО, ТДО; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в СП; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90% доверительный интервал; 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.

Регрессионная модель, использующая в качестве предикторов атмосферно-океанические индексы, показывает максимум объясненной изменчивости для (4) Северо-Атлантического сектора с вкладом внутренней изменчивости в детрендрованные ряды аномалий ПТВ 73%. В (2) Азиатском и (3) Тихоокеанском секторах аналогичные оценки составляют 50% и 56% соответственно. Наименьший вклад внутренней изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ наблюдается в (1) Европейском секторе – всего 21%.

Вклад каждой моды в изменчивость зимней ПТВ в каждом из секторов существенно отличается. Наибольший вклад САК наблюдается в (4) Северо-Атлантическом (44%), в остальных секторах его вклад составляет менее 7%. Вклад океанической моды АМО наблюдается во всех секторах с наибольшим вкладом 27% в (4) Северо-Атлантическом секторе, и от 17% до 19% для остальных секторов.

Вклад индекса ТДО, ожидаемо, показывает существенный вклад в (3) Тихоокеанском и (2) Азиатском секторах – 31% и 18%, соответственно. Вклад моды атмосферной изменчивости ТСАК больше всего во (2) Азиатском секторе – 13%, практически не показывая вклад в других секторах (рис. 4.6).

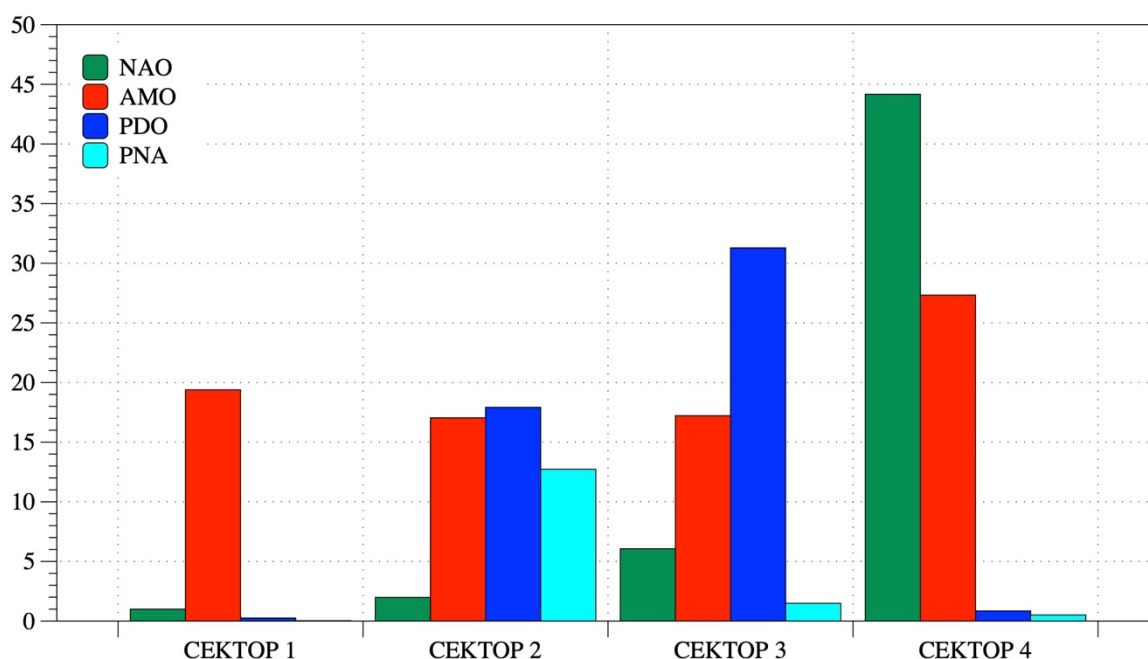


Рисунок 4.6. Вклад (%) индексов естественной изменчивости атмосферы и океана САК, ТСАК, АМО, ТДО в многолетние изменения зимней (декабрь-март) ПТВ (°С) за период 1905–2015 гг. в четырех Арктических секторах по данным наблюдений HadCRUT5 рассчитанные с применением множественной регрессии.

4.3. Вклад ведущих мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ в долготных зонах Арктики

Как видно из результатов в предыдущем разделе, вклад атмосферных и океанических мод в изменчивость ПТВ сильно отличается в разных регионах Арктики (рис. 4.6). Чтобы оценить эволюцию вклада каждой моды в отдельности, метод множественной линейной регрессии был применен к аномалиям ПТВ в долготных секторах Арктики (60° - 90° с.ш.) с шагом 5° градусов.

На рис. 4.7 представлен долготный ход вклада каждого индекса в отдельности в изменчивость арктической ПТВ в течение XX века. Максимальный вклад индексов САК и АМО наблюдается в Северо-Атлантическом регионе и достигает 30% для обоих индексов, что хорошо согласуется с рис. 4.6. Вклад индекса ТДО отмечается в Тихоокеанском и Азиатском секторах со вкладом около 20%, что также согласуется с результатами выше.

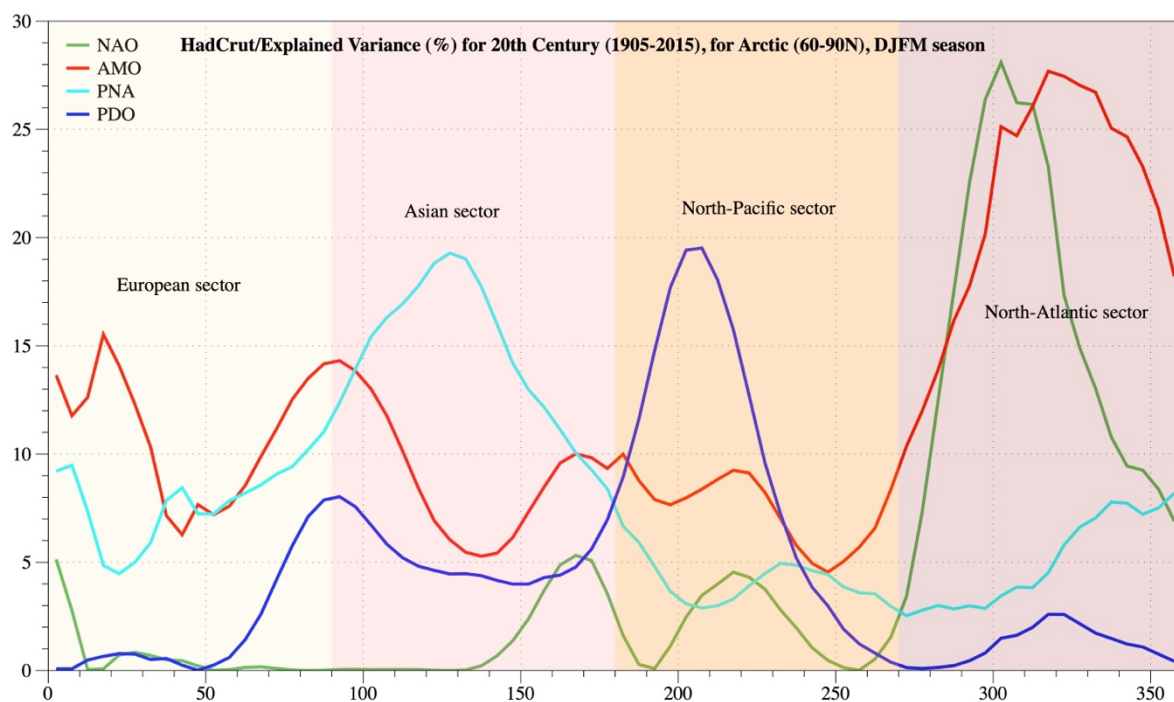


Рисунок 4.7. Вклад (%) индексов естественной изменчивости атмосферы и океана САК, ТСАК, АМО, ТДО в многолетние изменения зимней (декабрь-март) ПТВ ($^{\circ}$ C) за период 1905–2015 гг. по долготным зонам Арктики (60° - 90° с.ш.) с шагом 5° градусов по данным наблюдений HadCRUT5, рассчитанные с применением множественной регрессии; зеленая линия – индекс САК; голубая линия – индекс ТСАК; красная линия – индекс АМО; синяя линия – индекс ТДО.

Максимальный вклад индекса ТСАК (20%) в изменчивость арктической ПТВ наблюдается для (2) Азиатского сектора и составляет 20%, в то время как в остальных секторах его вклад незначителен. Влияние индекса ТСАК в отдаленных регионах от очага его возникновения – в Азиатском секторе, может быть связано с внутренней взаимозависимостью климатических индексов друг с другом и обусловлена атмосферными дальними связями с тропической Атлантикой, которые могут быть усилены колебаниями ТПО центральной части Тихого океана (Enfield et al., 2001; Ting et al., 2009; Seager et al., 2010; Zhang et al., 2019), что затрудняет количественную оценку вклада каждой составляющей.

Как отмечалось выше, данная регрессионная модель основана на предположении, что используемые предикторы независимы друг от друга и не подвержены воздействию других факторов. Такое предположение можно считать идеализированным, т.к. существуют исследования, указывающие на то, что перечисленные режимы могут быть взаимосвязаны, что обсуждалось выше (см. раздел 4.1).

Для дополнительного подтверждения результатов регрессионной модели была произведена также пространственная корреляция между ПТВ и модами естественной изменчивости, а также пространственная регрессия вклада каждой из мод естественной изменчивости в колебания ПТВ во внетропической зоне СП (30-90° *с.ш.*) по данным HadCRUT5 за период 1905–2015 гг. Поля регрессий представлены на рис. 4.8. Поля соответствующих значений коэффициентов корреляций см. в Приложении 12.

Регрессия поля ПТВ в Арктическом регионе в XX веке на индекс АМО показывает наибольшие значения в (4) Северо-Атлантическом секторе, однако не прослеживается в других регионах, а регрессия на индекс ТДО – в (3) Тихоокеанском и (2) Азиатском секторах, что соответствует анализу на рис. 4.7. Поле регрессии с индексом САК демонстрирует положительные значения для (4) Северо-Атлантического и (3) Тихоокеанского секторов, а индекс ТСАК показывает максимальную взаимосвязь с арктическими ПТВ в (2) Азиатском секторе и (3) Тихоокеанском секторах, что также частично согласуется с рис. 4.7.

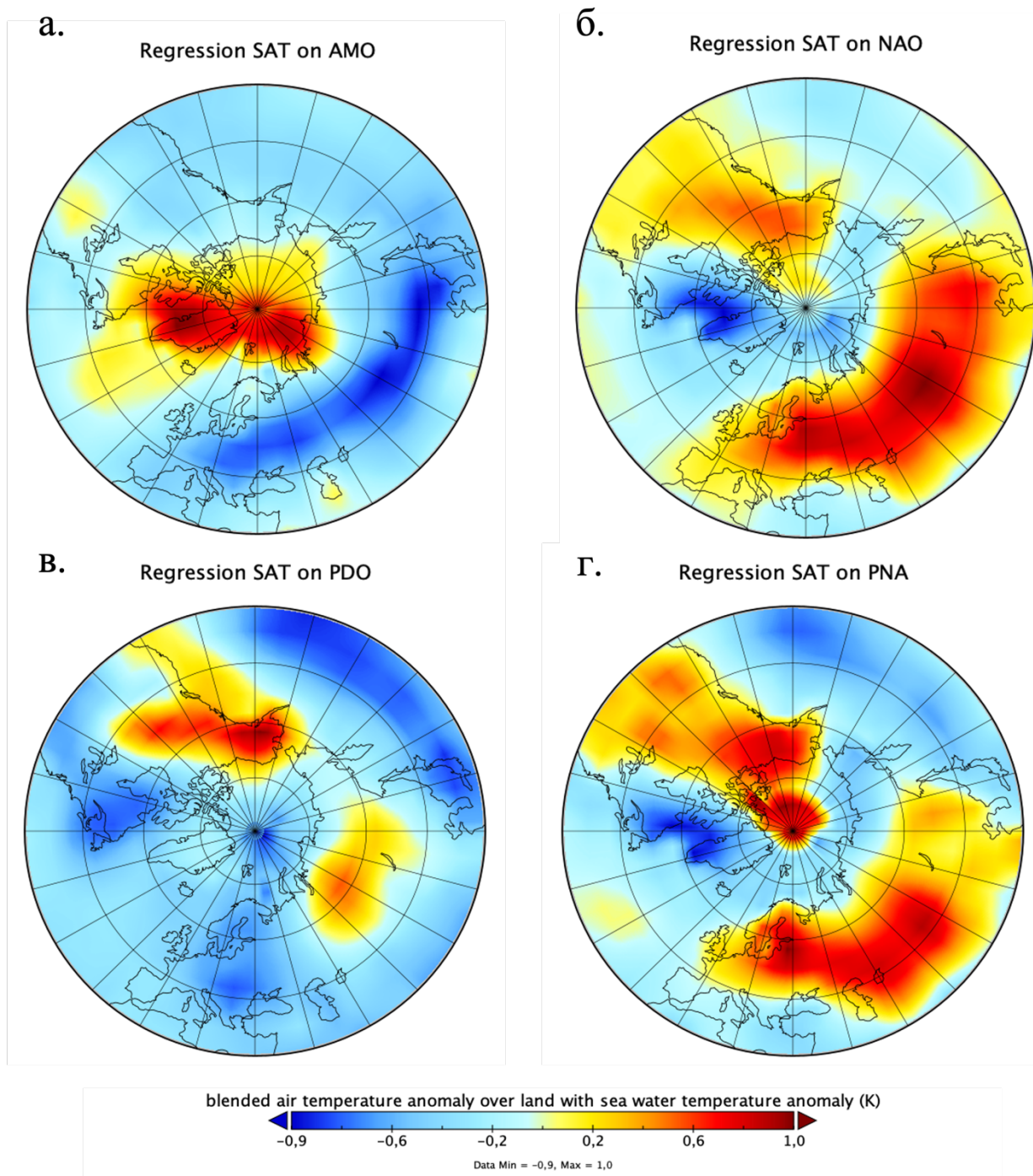


Рисунок 4.8. Поля коэффициентов регрессии ПТВ на режимы изменчивости атмосферы и океана АМО (а), САК (б), ТДО (в) и ТСАК (г) во внетропических широтах СП (30-90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. в зимний сезон (декабрь-март) по данным наблюдений HadCRUT5.

4.4. Выводы

Выполнен анализ вклада мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменения ПТВ в Арктическом регионе (60-90° с.ш.) в целом и отдельных секторах в период 1905–2015 гг. по данным наблюдений HadCRUT5. Каждый из секторов имеет разные характеристики изменчивости ПТВ, отражающие динамику атмосферы и океана на многолетнем временном масштабе, и, следовательно, ее различный вклад в АУ.

Множественная линейная регрессия зимних (декабрь-март) ПТВ в Арктике в целом и отдельных секторах на моды атмосферной и океанической изменчивости АМО, САК, ТДО и ТСАК, подтверждает концепцию о том, что колебания арктических ПТВ в течение XX века в зимний сезон испытывает прежде всего воздействие изменчивости ТПО на аналогичных временных масштабах, при этом Северо-Атлантический регион имеет центральное значение.

Многолетняя изменчивость ТПО в Северной Атлантике, которая характеризуется индексом АМО, значительно коррелирует с потеплением в Арктике, и для некоторых массивов данных демонстрирует вклад в изменчивость арктических ПТВ до 55% (реанализ ERA20C). В то же время исследование не подтвердило значительного вклада индекса ТДО. Вклад колебаний ТПО в Северо-Тихоокеанском регионе существенно ниже по сравнению с АМО и составляет 5-10% в большинстве массивов данных.

Из анализа также следует, что вклад мод естественной изменчивости в колебания ПТВ в отдельных Арктических секторах в XX веке неравномерен. Максимальный вклад мод внутренней изменчивости в детрендрованные ряды аномалий ПТВ составляет 73% в (4) Северо-Атлантическом секторе, в то время как в (2) Азиатском и (3) Тихоокеанском секторах аналогичные оценки составляют 50% и 56% соответственно, а наименьший вклад 21% наблюдается в (1) Европейском секторе. Вклад индексов АМО и САК наибольший в Северо-Атлантическом секторе и составляет 27% и 44% соответственно, при этом вклад АМО отмечается и во всех других секторах (17-19%). Вклад ТДО ожидаемо достигает наибольших значений 31% в (3) Тихоокеанском секторе, в то время как вклад ТСАК отмечается прежде всего в (2) Азиатском секторе и составляет 13%. Такой результат в случае с ТСАК может быть связан с внутренними взаимодействиями климатических индексов

между собой и обусловлен атмосферно-океаническими дальними связями, что согласуется с более ранними исследованиями.

Наибольшая неопределенность связана с оценкой вклада индекса ТСАК, который демонстрирует наименьшие значения в среднем около 10% по рассмотренным массивам, при этом его воздействие отмечается в отдаленных регионах от очага расположения, что может быть связано с внутренней взаимозависимостью климатических индексов друг от друга и откликом на атмосферно-океаническую изменчивость отдаленных регионов и обусловлена атмосферными ДС с тропической Атлантикой, которые могут быть усилены колебаниями ТПО центральной части Тихого океана (Enfield et al., 2001; Ting et al., 2009; Seager et al., 2010; Zhang et al., 2019), что затрудняет количественную оценку вклада каждой составляющей.

Заключение

Проведенное исследование механизмов формирования климатической аномалии в середине XX века в Арктике позволяет сделать следующие выводы:

1. Анализ пространственного распределения ПТВ в различных широтных зонах показал, что событие ПСДВ в масштабе полушария проявлялось в СП сильнее, чем с ЮП, а в Арктическом регионе в несколько раз сильнее, чем в СП. ПСДВ в Арктике имело неравномерное распределение аномалий ПТВ и по-разному выражено в различных арктических регионах. Например, некоторые стационарные данные наблюдений слабо отражают событие ПСДВ, что говорит о возможном вкладе региональных факторов, воздействующих на колебания ПТВ и зависящих от мод внутренней изменчивости атмосферы и океана в различных регионах внетропических широт СП.

2. Несогласованность между наблюдаемой и моделируемой ПТВ в Арктике указывает на важную роль внутренней климатической изменчивости. Климатические модели способны воспроизводить значительные внутренние долгопериодные колебания, которые соответствуют по продолжительности и амплитуде наблюдаемым. Показано, что некоторые из отдельных реализаций моделей способны достаточно хорошо воспроизводить динамику изменений

температуры в Арктике в XX веке, что подразумевает важную роль внутренней естественной долгопериодной изменчивости климата в формировании ПСДВ.

3. Проведен аналитический обзор исследований на тему потепления первой половины XX века в Арктике, систематизированы возможные механизмы формирования ПСДВ за счет внутренней изменчивости климата и внешних воздействий, в том числе антропогенных. Приведенные в этом обзоре результаты исследований указывают на то, что естественная внутренняя изменчивость климата может объяснить значительную часть изменений арктической температуры во время ПСДВ. Изменения ПТВ связаны с естественными колебаниями ведущих мод крупномасштабной изменчивости циркуляции атмосферы и температуры поверхности океана во внетропических широтах СП. Многие исследования указывают на Атлантическую мультидекадную осцилляцию как на главный фактор внутренней изменчивости для формирования ПСДВ ввиду синфазных долгопериодных вариаций индекса Атлантической мультидекадной осцилляции и ПТВ в СП, особенно в Арктических широтах. В последние годы ряд исследований также выделяет естественную изменчивость в Северном Тихом океане как важный фактор в формировании ПСДВ. Тем не менее, данные модельных экспериментов свидетельствуют о том, что внутренняя естественная изменчивость не может полностью объяснить событие ПСДВ.

4. Выполнено сравнение данных ПТВ во внетропических широтах СП для трех реанализов, охватывающих весь XX век – ERA20C, CERA20C и NOAA20C с эмпирическими сеточными архивами данных HadCRUT5, GISTEMP и BERKLEY. Анализ эволюции аномалий ПТВ в XX–начале XXI-го для разных широтных зон показал, что наибольшие различия между данными наблюдений и реанализами наблюдаются в период потепления первой половины XX века (1916–1945 гг.) и последующего похолодания (1946–1975 гг.), наиболее сильно выраженного в высоких широтах СП в зимний сезон.

5. Установлено, что способность реанализов реалистично воспроизводить климатические аномалии в течение XX века зависит от конкретной климатической характеристики, а также от региона, периода времени и сезона, что затрудняет выбор реанализа, наиболее успешно воспроизводящего региональный климат. Показано, что динамика и закономерности аномалий ПТВ и ДУМ во внетропических широтах

СП на протяжении XX века были более реалистично воспроизведены реанализами ECMWF, наиболее успешно в случае реанализа CERA20C, в то время как реанализ NOAA20C воспроизводит аномалии температуры и давления значительно хуже в течение столетия. Сравнение различных реанализов XX века с данными наблюдений и между собой выявило существенные различия в тенденциях изменений температуры, часто качественного характера, в первой половине XX века. Полученные результаты не позволяют рассматривать данные реанализов как полноценную замену отсутствующим наблюдениям.

6. Проведена оценка вклада мод естественной изменчивости циркуляции атмосферы и температуры поверхности океана в изменчивость зимних ПТВ в Арктике. Результаты статистического анализа показали, что индексы ведущих мод естественной изменчивости объясняют более 70% изменчивости ПТВ в Арктике в XX веке, после вычета линейного векового тренда, с преобладающим вкладом Атлантической мультideкадной осцилляции. Модель множественной линейной регрессии показывает, что вклад Атлантической мультideкадной осцилляции в ПСДВ, если рассматривать весь период столетия, может быть на порядок больше, чем вклад Тихоокеанской декадной осцилляции. Существенный вклад вносят также Тихоокеанско-северо-Американское колебание и Северо-Атлантическое колебание.

7. Оценка вклада мод естественной изменчивости атмосферы и океана в изменчивость зимних ПТВ в четырех арктических секторах показала, что вклад мод изменчивости атмосферы и океана значительно различается в зависимости от региона. Полученные количественные оценки наибольшего вклада изменчивости индекса Атлантической мультideкадной осцилляции в изменения ПТВ в зимний сезон в Арктике согласуются с тем, что изменчивость ПТВ определяются главным образом изменчивостью ТПО на аналогичных временных масштабах, при этом Северо-Атлантический регион имеет наиболее важное значение.

Список литературы

1. Алексеев Г. В. Арктическое измерение глобального потепления //Лёд и снег. – 2014. – Т. 54. – №. 2. – С. 53-68.
2. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – Т. 1. – С. 11-26.
3. Алексеев Г.В., Александров Е.И., Глок Н.И., Иванов Н.Е., Смоляницкий В.М., Харланенкова Н.Е., Юлин А.В. Эволюция площади морского ледового покрова Арктики в условиях современных изменений климата //Исследование Земли из космоса. – 2015. – №. 2. – С. 5-5.
4. Алексеев Г. В., Данилов А.И., Катцов В.М., Кузьмина С.И., Иванов Н.Е. Изменения площади морских льдов Северного полушария в XX и XXI веках по данным наблюдений и моделирования //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2009. – Т. 45. – №. 6. – С. 723-735.
5. Алексеев Г. В., Кузьмина С. И., Глок Н. И. Влияние аномалий температуры океана в низких широтах на атмосферный перенос тепла в Арктику //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017. – Т. 1. – С. 106-123.
6. Алексеев Г. В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2010. – №. 1. – С. 67-80.
7. Акперов М. Г., Семенов В.А., Мохов И.И., Парфенова М.Р., Дембицкая М.А., Бокучава Д.Д., Ринке А., Дорн В. Влияние океанического притока тепла в Баренцево море на региональные изменения ледовитости и статической устойчивости атмосферы //Лёд и Снег. – 2019. – Т. 59. – №. 4. – С. 529-538.
8. Башмачников И. Л., Юрова А.Ю., Бобылев Л.П., Весман А.В. Сезонная и межгодовая изменчивость потоков тепла в районе Баренцева моря //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 2. – С. 239-250.
9. Бокучава Д. Д., Семенов В. А. Роль естественных колебаний и факторов внешнего воздействия на климат в потеплении середины XX века в Северном полушарии //Лёд и Снег. – 2022. – Т. 62. – №. 3. – С. 455-474.
10. Бокучава Д. Д., Семенов В. А. Анализ аномалий приземной температуры воздуха в Северном полушарии в течение XX века по данным наблюдений и

- реанализов //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – Т. 1. – С. 28-51.
11. Будыко М. И. Изменение климата. Л.: Гидрометеиздат. 280 С //Будыко МИ 1974б. Метод воздействия на климат. – 1974. – №. 2. – С. 91.
12. Булыгина О. Н. и др. Массив данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России //Обнинск: ВНИИГМИ–МЦД. – 2015.
13. Визе В. Ю. Причины потепления Арктики //Советская Арктика. – 1937. – Т. 1. – С. 1-7.
14. Володин Е. М. Цикл метана в модели климата ИВМ РАН //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44. – №. 2. – С. 163-170.
15. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. – 2012.
16. Дианский Н. А., Багатинский В. А. Термохалинная структура вод Северной Атлантики в различные фазы Атлантической мультидекадной осцилляции //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2019. – Т. 55. – №. 6. – С. 157-170.
17. Елисеев А. В. Глобальный цикл CO₂: основные процессы и взаимодействие с климатом //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2017. – Т. 4. – С. 9.
18. Елисеев А. В. Глобальный цикл метана: обзор //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – Т. 1. – С. 52-70.
19. Елисеев А. В., Мохов И. И. Влияние вулканической активности на изменение климата последних нескольких веков: оценки с климатической моделью промежуточной сложности //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44. – №. 6. – С. 723-736.
20. Золотокрылин А. Н., Михайлов А. Ю., Титкова Т. Б. Влияние притока тёплых атлантических вод на аномалии климата в атлантическом секторе Арктики //Лёд и Снег. – 2015. – Т. 55. – №. 3. – С. 73-82.
21. Зубов Н. Н. В центре Арктики: Очерки по истории исследования и физической географии Центральной Арктики. – Изд-во Главсевморпути, 1948.

22. Иванов Б. В. Закономерности и различия первого и современного потепления в Арктике на примере архипелага Шпицберген //Комплексные исследования природы Шпицбергена и прилегающего шельфа: Тез. – 2018. – С. 44.
23. Иванов В. В., Репина И. А. Влияние сезонной изменчивости температуры атлантической воды на ледяной покров Северного Ледовитого океана //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2018. – Т. 54. – №. 1. – С. 73-82.
24. Латонин М. М., Башмачников И. Л., Бобылёв Л. П. Явление арктического усиления и его движущие механизмы //Фундаментальная и прикладная гидрофизика. – 2021. – Т. 13. – №. 3. – С. 3-19.
25. Лаппо С. С., Гулев С. К., Рождественский А. Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. – Гидрометеиздат, 1990.
26. Калавиччи К. А., Башмачников И. Л. Межгодовая изменчивость океанических и атмосферных потоков тепла в Баренцевом море //Гидрометеорология и экология: научные достижения и перспективы развития. – 2018. – С. 323-326.
27. Катцов В. М. и др. Модели, предназначенные для оценки будущих изменений климата //Труды Гос. Гидрофиз. Обсерватории. – 2008. – №. 1 Часть 5. – С. 112-151.
28. Малинин В. Н., Вайновский П. А. О причинах первого потепления Арктики в XX столетии //Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – 2018. – №. 53. – С. 34-55.
29. Малинин В. Н., Вайновский П. А., Митина Ю. В. О потеплении Арктики 20-40-х годов //Гидрометеорология и экология: научные достижения и перспективы развития. – 2018. – С. 422-426.
30. Матвеева Т. А., Семенов В. А., Астафьева Е. С. Ледовитость арктических морей и её связь с приземной температурой воздуха в Северном полушарии //Лёд и Снег. – 2020. – Т. 60. – №. 1. – С. 134-148.
31. Мохов И. И., Семенов В. А. Погодно-климатические аномалии в российских регионах и их связь с глобальными изменениями климата //Метеорология и гидрология. – 2016. – №. 2. – С. 16-28.
32. Мохов И. И., Смирнов Д. А. Диагностика причинно-следственной связи солнечной активности и изменений глобальной приповерхностной температуры

- Земли //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2008. – Т. 44. – №. 3. – С. 283-293.
33. Мохов И. И., Хон В. Ч. Межгодовая изменчивость и долгопериодные тенденции изменений центров действия атмосферы в Северном полушарии. Анализ данных наблюдений //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2005. – Т. 41. – №. 6. – С. 723-732.
34. Покровский О. М. Количественные оценки влияния важнейших факторов на изменение глобального климата в последние 150 лет //Исследование земли из космоса. – 2019. – №. 3. – С. 3-12.
35. Попова В., Бокучава Д., Матвеева Т. Экстремальная засуха на Восточно-Европейской равнине в период потепления середины XX столетия: климатические характеристики и аналоги в условиях современного климата. - 2023. - Т. 29. - № 2 (95). - С. 3-11.
36. Семенов В. А. Структура изменчивости температуры в высоких широтах Северного полушария //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43. – №. 6. – С. 744-753.
37. Семенов В. А. Влияние океанического притока в Баренцево море на изменчивость климата в Арктике //Доклады академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2008. – Т. 418. – №. 1. – С. 106-109.
38. Семенов В. А. КОЛЕБАНИЯ СОВРЕМЕННОГО КЛИМАТА, ВЫЗВАННЫЕ ОБРАТНЫМИ СВЯЗЯМИ В СИСТЕМЕАТМОСФЕРА-АРКТИЧЕСКИЕ ЛЬДЫ-ОКЕАН //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – Т. 1. – С. 232-248.
39. Семенов В. А. Связь аномально холодных зимних режимов на территории России с уменьшением площади морских льдов в Баренцевом море //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 52. – №. 3. – С. 257-257.
40. Семенов В. А., Матвеева Т. А. Изменения Арктических морских льдов в первой половине XX века: пространственно-временная реконструкция на основе температурных данных //Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. – 2020. – Т. 56. – №. 5. – С. 611-616.

41. Семенов В. А., Мохов И. И., Полонский А. Б. Моделирование влияния естественной долгопериодной изменчивости в Северной Атлантике на формирование аномалий климата //Морской гидрофизический журнал. – 2014. – №. 4. – С. 14-27.
42. Семенов В.А., Шелехова Е.А., Мохов И.И., Зуев В.В., Колтерманн К.П. Влияние Атлантического долгопериодного колебания на формирование аномальных климатических режимов в регионах Северной Евразии по модельным расчетам //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2014. – Т. 459. – №. 6. – С. 742-742.
43. Семенов С.М., Кузовкин В.В. Современное содержание диоксида углерода в приповерхностном слое атмосферы Земли: многолетние тренды и внутригодовая изменчивость //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2019. – Т. 4. – С. 101-119.
44. Семенов С. М., Рудкова А. А. Глобальные годовые антропогенные эмиссии метана в 1860-2012 гг. – 2018.
45. Попова В. В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции //Фундаментальная и прикладная климатология. – 2018. – Т. 1. – С. 84-111.
46. Попова В. В., Мацковский В. В., Михайлов А. Ю. Современные изменения климата суши внетропической зоны Северного полушария //Вестник Московского университета. Серия 5. География. – 2018. – №. 1. – С. 3-13.
47. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа //Проблемы Арктики и Антарктики. – 2007. – Т. 75. – С. 149-160.
48. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М. Региональные особенности климатических изменений морского ледяного покрова в XX-начале XXI века и их причины //Лёд и снег. – 2011. – №. 3. – С. 91-98.
49. Alekseev G., Glok N., Smirnov A. On assessment of the relationship between changes of sea ice extent and climate in the Arctic //International Journal of Climatology. – 2016. – Т. 36. – №. 9. – С. 3407-3412.

50. Alekseev G.V, Ivanov N.E, Pnyushkov A.V, Kharlanenkova N.E. Climate change in the marine Arctic in the beginning of 21st century //Meteorological and Geophysical Researches, edited by: Alekseev, GV, Paulsen, Moscow, Saint Petersburg, Russia. – 2011.
51. Albrecht B. A. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness //Science. – 1989. – T. 245. – №. 4923. – C. 1227-1230.
52. Allan R., Ansell T. A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure dataset (HadSLP2): 1850–2004 //Journal of Climate. – 2006. – T. 19. – №. 22. – C. 5816-5842.
53. Ahlmann H. W. Glaciological research on the north Atlantic coast //Royal Geographical Society Research Series. – 1948. – T. 1.
54. Akperov M., Semenov V.A., Mokhov I.I., Dorn W., Rinke A. Impact of Atlantic water inflow on winter cyclone activity in the Barents Sea: Insights from coupled regional climate model simulations //Environmental Research Letters. – 2020. – T. 15. – №. 2. – C. 024009.
55. Ambaum M. H. P., Hoskins B. J., Stephenson D. B. Arctic oscillation or North Atlantic oscillation? //Journal of Climate. – 2001. – T. 14. – №. 16. – C. 3495-3507.
56. Arrhenius S. XXXI. On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground //The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science. – 1896. – T. 41. – №. 251. – C. 237-276.
57. Barnston A. G., Livezey R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns //Monthly weather review. – 1987. – T. 115. – №. 6. – C. 1083-1126.
58. Bekryaev R. V., Polyakov I. V., Alexeev V. A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming //Journal of Climate. – 2010. – T. 23. – №. 14. – C. 3888-3906.
59. Bengtsson L., Semenov V. A., Johannessen O. M. The early twentieth-century warming in the Arctic—A possible mechanism //Journal of Climate. – 2004. – T. 17. – №. 20. – C. 4045-4057.
60. Bindoff N.L., Stott P.A., AchutaRao K.M., Allen M.R., Gillett N., Gutzler D., Hansingo K.,
61. Bjerknes J. The recent warming of the North Atlantic //The Atmosphere and Sea in Motion. – 1959. – T. 65. – C. 73.

62. Bokuchava D. D., Semenov V. A. Mechanisms of the early 20th century warming in the Arctic //Earth-Science Reviews. – 2021. – T. 222. – C. 103820.
63. Booth B.B., Dunstone N.J., Halloran P.R., Andrews T., Bellouin N. Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability //Nature. – 2012. – T. 484. – №. 7393. – C. 228-232.
64. Box J.E., Yang L., Bromwich D.H., Bai L-S. Greenland ice sheet surface air temperature variability: 1840–2007 //Journal of Climate. – 2009. – T. 22. – №. 14. – C. 4029-4049.
65. Brennan M. K., Hakim G. J., Blanchard-Wrigglesworth E. Arctic sea-ice variability during the instrumental era //Geophysical Research Letters. – 2020. – T. 47. – №. 7. – C. e2019GL086843.
66. Brönnimann S. Early twentieth-century warming //Nature Geoscience. – 2009. – T. 2. – №. 11. – C. 735-736.
67. Caballero R., Langen P. L. The dynamic range of poleward energy transport in an atmospheric general circulation model //Geophysical Research Letters. – 2005. – T. 32. – №. 2.
68. Cai Q., Wang J., Beletsky D., Overland J., Ikeda M. and Wan L. Accelerated decline of summer Arctic sea ice during 1850–2017 and the amplified Arctic warming during the recent decades //Environmental Research Letters. – 2021. – T. 16. – №. 3. – C. 034015.
69. Callendar G. S. The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1938. – T. 64. – №. 275. – C. 223-240.
70. Chen L., Francis J., Hanna E. The “Warm-Arctic/Cold-continents” pattern during 1901–2010 //International Journal of Climatology. – 2018. – T. 38. – №. 14. – C. 5245-5254.
71. Chen H.W., Zhang Q., Körnich H., Chen D. A robust mode of climate variability in the Arctic: The Barents Oscillation //Geophysical Research Letters. – 2013. – T. 40. – №. 11. – C. 2856-2861.
72. Chernokulsky A., Esau I. Cloud cover and cloud types in the Eurasian Arctic in 1936–2012 //International Journal of Climatology. – 2019. – T. 39. – №. 15. – C. 5771-5790.

73. Church J. A., White N. J., Arblaster J. M. Significant decadal-scale impact of volcanic eruptions on sea level and ocean heat content //nature. – 2005. – T. 438. – №. 7064. – C. 74-77.
74. Church P. E. Surface temperatures of the Gulf Stream and its bordering waters //Geographical Review. – 1932. – T. 22. – №. 2. – C. 286-293.
75. Diansky N. A., Sukhonos P. A. Multidecadal variability of hydro-thermodynamic characteristics and heat fluxes in North Atlantic //Conference on Physical and Mathematical Modeling of Earth and Environment Processes. – Cham : Springer International Publishing, 2017. – C. 125-137.
76. Diansky N. A., Sukhonos P. A. Multidecadal Variability of the Hydrothermodynamic Characteristics of the North Atlantic Subpolar Gyre //Processes in GeoMedia-Volume II. – Cham : Springer International Publishing, 2021. – C. 293-300.
77. Dunbar M. J. A note on climatic change in the sea //Arctic. – 1954. – T. 7. – №. 1. – C. 27-30.
78. Chylek P., Klett J.D., Dubey M.K., Hengartner N. The role of Atlantic Multidecadal Oscillation in the global mean temperature variability //Climate Dynamics. – 2016. – T. 47. – C. 3271-3279.
79. Chylek P., Vogelsang T.J., Klett J.D., Hengartner N., Higdon D., Lesins G., Dubey M.K. Indirect aerosol effect increases CMIP5 models' projected arctic warming //Journal of Climate. – 2016. – T. 29. – №. 4. – C. 1417-1428.
80. Coddington O., Lean J.L., Pilewskie P., Snow M., Lindholm D. A solar irradiance climate data record //Bulletin of the American Meteorological Society. – 2016. – T. 97. – №. 7. – C. 1265-1282.
81. Compo G.P., J.S. Whitaker, P.D. Sardeshmukh, N. Matsui, R.J. Allan, X. Yin, B.E. Gleason, R.S. Vose, G. Rutledge, P. Bessemoulin, S. Brönnimann, M. Brunet, R.I. Crouthamel, A.N. Grant, P.Y. Groisman, P.D. Jones, M. Kruk, A.C. Kruger, G.J. Marshall, M. Maugeri, H.Y. Mok, Ø. Nordli, T.F. Ross, R.M. Trigo, X.L. Wang, S.D. Woodruff and S.J. Worley. The twentieth century reanalysis project //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 2011. – T. 137. – №. 654. – C. 1-28.
82. Defant A. Oscillations of the atmospheric circulation over the North Atlantic Ocean in the 25-year period, 1881–1905 //Monthly Weather Review. – 1924. – T. 52. – №. 8. – C. 387-393.

83. Delworth T. L., Knutson T. R. Simulation of early 20th century global warming //Science. – 2000. – T. 287. – №. 5461. – C. 2246-2250.
84. Delworth T. L., Mann M. E. Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere //Climate Dynamics. – 2000. – T. 16. – C. 661-676.
85. Delworth T. L., Ramaswamy V., Stenchikov G. L. The impact of aerosols on simulated ocean temperature and heat content in the 20th century //Geophysical Research Letters. – 2005. – T. 32. – №. 24.
86. Deser C., Phillips A. S. Atmospheric circulation trends, 1950–2000: The relative roles of sea surface temperature forcing and direct atmospheric radiative forcing //Journal of Climate. – 2009. – T. 22. – №. 2. – C. 396-413.
87. Ding Q., Schweiger A., L’Heureux M., Steig E.J., Battisti D.S., Johnson N.C., Blanchard-Wrigglesworth E., Po-Chedley S., Zhang Q., Harnos K. and Bushuk M. Fingerprints of internal drivers of Arctic sea ice loss in observations and model simulations //Nature Geoscience. – 2019. – T. 12. – №. 1. – C. 28-33.
88. Dommenges D. The ocean’s role in continental climate variability and change //Journal of Climate. – 2009. – T. 22. – №. 18. – C. 4939-4952.
89. Dyer A. J., Hicks B. B. Radioactive fallout in southern Australia during the years 1958–1964 //Journal of Geophysical Research. – 1965. – T. 70. – №. 16. – C. 3879-3883.
90. Eddy J. A. The Maunder Minimum: The reign of Louis XIV appears to have been a time of real anomaly in the behavior of the sun //Science. – 1976. – T. 192. – №. 4245. – C. 1189-1202.
91. Ekholm N. On the variations of the climate of the geological and historical past and their causes //Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1901. – T. 27. – №. 117. – C. 1-62.
92. Eleftheriadis K., Vratolis S., Nyeki S. Aerosol black carbon in the European Arctic: measurements at Zeppelin station, Ny-Ålesund, Svalbard from 1998–2007 //Geophysical Research Letters. – 2009. – T. 36. – №. 2.
93. Enfield D. B., Mestas-Núñez A. M., Trimble P. J. The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental US //Geophysical research letters. – 2001. – T. 28. – №. 10. – C. 2077-2080.
94. England M., Jahn A., Polvani L. Nonuniform contribution of internal variability to recent Arctic sea ice loss //Journal of Climate. – 2019. – T. 32. – №. 13. – C. 4039-4053.

95. Etheridge D. M. et al. Historical CO₂ records from the Law Dome DE08, DE08-2, and DSS ice cores (1006 AD-1978 AD). – Environmental System Science Data Infrastructure for a Virtual Ecosystem (ESS-DIVE)(United States), 1998. – №.osti: 1394156; doi: 10.3334/CDIAC/ATG.
96. Evan A. T., Vimont D. J., Heidinger A. K., Kossin J. P., Bennartz R. The role of aerosols in the evolution of tropical North Atlantic Ocean temperature anomalies //Science. – 2009. – T. 324. – №. 5928. – C. 778-781.
97. Feldstein S. B. The timescale, power spectra, and climate noise properties of teleconnection patterns //Journal of Climate. – 2000. – T. 13. – №. 24. – C. 4430-4440.
98. Feynman J. Geomagnetic and solar wind cycles, 1900–1975 //Journal of Geophysical Research: Space Physics. – 1982. – T. 87. – №. A8. – C. 6153-6162.
99. Gillett N.P., Hegerl G.C., Allen M.R., Stott P.A. Implications of changes in the Northern Hemisphere circulation for the detection of anthropogenic climate change //Geophysical research letters. – 2000. – T. 27. – №. 7. – C. 993-996.
100. Graversen R. G., Wang M. Polar amplification in a coupled climate model with locked albedo //Climate Dynamics. – 2009. – T. 33. – C. 629-643.
101. Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T. A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567 AD //Geophysical Research Letters. – 2004. – T. 31. – №. 12.
102. Gregory J. M. Long-term effect of volcanic forcing on ocean heat content //Geophysical Research Letters. – 2010. – T. 37. – №. 22.
103. Guan B., Nigam S. Analysis of Atlantic SST variability factoring interbasin links and the secular trend: Clarified structure of the Atlantic multidecadal oscillation //Journal of Climate. – 2009. – T. 22. – №. 15. – C. 4228-4240.
104. Hall A. The role of surface albedo feedback in climate //Journal of climate. – 2004. – T. 17. – №. 7. – C. 1550-1568.
105. Hansen J., Ruedy R., Sato M., Lo K., 2010. Global surface temperature change //Reviews of Geophysics. – 2010. – T. 48. – №. 4.
106. Hansen J., Nazarenko L. Soot climate forcing via snow and ice albedos //Proceedings of the national academy of sciences. – 2004. – T. 101. – №. 2. – C. 423-428.
107. Hathaway D. H. The solar cycle //Living reviews in solar physics. – 2015. – T. 12. – C. 1-87.

108. Haustein K., Otto F.E., Venema V., Jacobs P., Cowtan K., Hausfather Z., Way R.G., White B., Subramanian A. and Schurer A.P. A limited role for unforced internal variability in twentieth-century warming //Journal of Climate. – 2019. – T. 32. – №. 16. – C. 4893-4917.
109. Haywood J., Boucher O. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review //Reviews of geophysics. – 2000. – T. 38. – №. 4. – C. 513-543.
110. Hegerl G.C., Brönnimann S., Schurer A., Cowan T., 2018. The early 20th century warming: Anomalies, causes, and consequences //Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change. – 2018. – T. 9. – №. 4. – C. e522.
111. Hegerl G.C., Ballinger A.P., Booth B.B., Borchert L.F., Brunner L, Donat M.G., Doblas-Reyes F.J., Harris G.R., Lowe J., Mahmood R., Mignot J. Toward consistent observational constraints in climate predictions and projections //Frontiers in Climate. – 2021. – T. 3. – C. 678109.
112. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz-Sabater J., Nicolas J., Peubey, C., Radu R., Schepers D. and Simmons A., 2020. The era5 global reanalysis. quarterly journal of the royal meteorological society.(in in print). – 2020.
113. Jensen A. S. Concerning a Change of Climate During Recent Decades in the Arctic and Subarctic Regions: From Greenland in the West to Eurasia in the East, and Contemporary Biological and Geophysical Changes... by Ad. S. Jensen. – E. Munksgaard, 1939.
114. Johannessen O.M., Bengtsson L., Miles M.W., Kuzmina S.I., Semenov V.A., Alekseev G.V., Nagurnyi A.P., Zakharov V.F., Bobylev L.P., Pettersson L.H., Hasselmann K. Arctic climate change: observed and modelled temperature and sea-ice variability //Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. – 2004. – T. 56. – №. 4. – C. 328-341.
115. Jones P.D., Raper S.C., Bradley R.S., Diaz H.F., Kellyo P.M., Wigley T.M. Northern Hemisphere surface air temperature variations: 1851–1984 //Journal of Applied Meteorology and Climatology. – 1986. – T. 25. – №. 2. – C. 161-179.
116. Allan R. P. et al. IPCC, 2021: summary for Policymakers. – 2021.
117. IPCC, 2013. Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V. and Midgley, P.M. The physical science

basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Climate change 2013, 1535.

118. IPCC, 2007. Solomon, S. The physical science basis: Contribution of Working Group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Climate change 2007, 996.

119. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J. and Zhu Y. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, Bulletin of the American Meteorological Society 77 (3), pp. 437-472. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2) – 1996.

120. Kato S., Rose F.G., Rutan D.A. and Charlock T.P. Cloud effects on the meridional atmospheric energy budget estimated from Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) data //Journal of climate. – 2008. – T. 21. – №. 17. – C. 4223-4241.

121. Kennedy J.J., Rayner N.A., Smith R.O., Parker D.E., Saunby M. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2011. – T. 116. – №. D14.

122. Kravitz B., Robock A. Climate effects of high-latitude volcanic eruptions: Role of the time of year //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2011. – T. 116. – №. D1.

123. Kincer J. B. Is our climate changing? A study of long-time temperature trends //Monthly Weather Review. – 1933. – T. 61. – №. 9. – C. 251-259.

124. King A. D., Black M. T., Min S.-K., Fischer E. M., Mitchell D. M., Harrington L. J., and Perkins-Kirkpatrick S. E. Emergence of heat extremes attributable to anthropogenic influences //Geophysical Research Letters. – 2016. – T. 43. – №. 7. – C. 3438-3443.

125. Kirchner I., Stenchikov G.L., Graf H.F., Robock A., Antuna J.C. Climate model simulation of winter warming and summer cooling following the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1999. – T. 104. – №. D16. – C. 19039-19055.

126. Kobayashi S., Ota Y., Harada Y., Ebata A., Moriya M., Onoda H., Onogi K., Kamahori, H., Kobayashi C., Endo H. and Miyaoka K., 2015. The JRA-55 reanalysis:

General specifications and basic characteristics //Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II. – 2015. – T. 93. – №. 1. – C. 5-48.

127. Koch D., Hansen J. Distant origins of Arctic black carbon: a Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2005. – T. 110. – №. D4.

128. Kopp G., Lean J. L. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance //Geophysical Research Letters. – 2011. – T. 38. – №. 1.

129. Kosaka Y., Xie S. P. The tropical Pacific as a key pacemaker of the variable rates of global warming //Nature Geoscience. – 2016. – T. 9. – №. 9. – C. 669-673.

130. Kravitz B., Robock A. Climate effects of high-latitude volcanic eruptions: Role of the time of year //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2011. – T. 116. – №. D1.

131. Kug J.S., Jeong J.H., Jang Y.S., Kim B.M., Folland C.K., Min S.K., Son S.W., 2015. Two distinct influences of Arctic warming on cold winters over North America and East Asia //Nature Geoscience. – 2015. – T. 8. – №. 10. – C. 759-762.

132. Kushnir Y., Wallace J. M. Interaction of low-and high-frequency transients in a forecast experiment with a general circulation model //Journal of Atmospheric Sciences. – 1989. – T. 46. – №. 10. – C. 1411-1418.

133. Kuzmina S.I., Johannessen O.M., Bengtsson L., Aniskina O.G., Bobylev L.P. High northern latitude surface air temperature: comparison of existing data and creation of a new gridded data set 1900-2000 //Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. – 2008. – T. 60. – №. 2. – C. 289-304.

134. Laloyaux, P., and Coauthors. CERA-20C: A coupled reanalysis of the twentieth century //Journal of Advances in Modeling Earth Systems. – 2018. – T. 10. – №. 5. – C. 1172-1195.

135. Latonin M.M., Bashmachnikov I.L., Bobylev L.P. and Davy R. Multi-model ensemble mean of global climate models fails to reproduce early twentieth century Arctic warming //Polar Science. – 2021. – T. 30. – C. 100677.

136. Latonin M. M., Bashmachnikov I. L., Bobylev L. P. Bjerknes compensation mechanism as a possible trigger of the low-frequency variability of Arctic amplification. – 2022.

137. Lean J. L. Estimating solar irradiance since 850 CE //Earth and Space Science. – 2018. – T. 5. – №. 4. – C. 133-149.
138. Lean J. L., Rind D. H. How natural and anthropogenic influences alter global and regional surface temperatures: 1889 to 2006 //Geophysical Research Letters. – 2008. – T. 35. – №. 18.
139. Lenssen N., G. Schmidt J. Hansen M. Menne A. Persin R. Ruedy and D. Zyss. Improvements in the GISTEMP uncertainty model //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2019. – T. 124. – №. 12. – C. 6307-6326.
140. Liljequist G. H. The severity of the winters at Stockholm 1757–1942 //Geografiska annaler. – 1943. – T. 25. – №. 1-2. – C. 81-104.
141. Liu Z., Tang Y., Jian Z., Poulsen C.J., Welker J.M., Bowen G.J. Pacific North American circulation pattern links external forcing and North American hydroclimatic change over the past millennium //Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2017. – T. 114. – №. 13. – C. 3340-3345.
142. Lockwood M., Harrison R.G., Woollings T., Solanki S.K. Are cold winters in Europe associated with low solar activity? //Environmental Research Letters. – 2010. – T. 5. – №. 2. – C. 024001.
143. Lindsay R., Wensnahan M., Schweiger A., Zhang J. Evaluation of seven different atmospheric reanalysis products in the Arctic //Journal of Climate. – 2014. – T. 27. – №. 7. – C. 2588-2606.
144. Levitus S., Matishov G., Seidov D., Smolyar I. Barents Sea multidecadal variability //Geophysical Research Letters. – 2009. – T. 36. – №. 19.
145. Lohmann U., Feichter J. Global indirect aerosol effects: a review //Atmospheric Chemistry and Physics. – 2005. – T. 5. – №. 3. – C. 715-737.
146. Mann, M.E., 2002. Little ice age. Encyclopedia Glob. Environ. Change, 1, 504-509.
147. Mass C. F., Portman D. A. Major volcanic eruptions and climate: A critical evaluation //Journal of Climate. – 1989. – T. 2. – №. 6. – C. 566-593.
148. McConnell J.R., Edwards R., Kok G.L., Flanner M.G., Zender C.S., Saltzman E.S., Banta J.R., Pasteris D.R., Carter M.M., Kahl J.D. 20th-century industrial black carbon emissions altered arctic climate forcing //Science. – 2007. – T. 317. – №. 5843. – C. 1381-1384.

149. McCormick M. P., Thomason L. W., Trepte C. R. Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption //Nature. – 1995. – T. 373. – №. 6513. – C. 399-404.
150. Macfarling Meure C. et al. Law Dome CO₂, CH₄ and N₂O ice core records extended to 2000 years BP //Geophysical Research Letters. – 2006. – T. 33. – №. 14.
151. Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production //Bulletin of the American Meteorological Society. – 1997. – T. 78. – №. 6. – C. 1069-1080.
152. Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R. and Visbeck M. North Atlantic climate variability: phenomena, impacts and mechanisms //International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society. – 2001. – T. 21. – №. 15. – C. 1863-1898.
153. Maslanik J., Drobot S., Fowler C., Emery W. and Barry R. On the Arctic climate paradox and the continuing role of atmospheric circulation in affecting sea ice conditions //Geophysical Research Letters. – 2007. – T. 34. – №. 3.
154. Meehl G.A., Washington W.M., Ammann C.M., Arblaster J.M., Wigley T.M.L., Tebaldi C. Combinations of natural and anthropogenic forcings in twentieth-century climate //Journal of Climate. – 2004. – T. 17. – №. 19. – C. 3721-3727.
155. Menon S., Hansen J., Nazarenko L., Luo Y. Climate effects of black carbon aerosols in China and India //Science. – 2002. – T. 297. – №. 5590. – C. 2250-2253.
156. Miles M.W., Divine D.V., Furevik T., Jansen E., Moros M., Ogilvie A.E. A signal of persistent Atlantic multidecadal variability in Arctic sea ice //Geophysical Research Letters. – 2014. – T. 41. – №. 2. – C. 463-469.
157. Morice C.P., Kennedy J.J., Rayner N.A., Winn J.P., Hogan E., Killick R.E., Dunn R.J.H., Osborn T.J., Jones P.D. and Simpson I.R. An updated assessment of near-surface temperature change from 1850: the HadCRUT5 data set //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2021. – T. 126. – №. 3. – C. e2019JD032361.
158. Motoyama H., Watanabe O., Fujii Y., Kamiyama K., Igarashi M., Matoba S., Kameda T., Goto-Azuma K., Izumi K., Narita H., Iizuka Y. Analyses of ice core data from various sites in Svalbard glaciers from 1987 to 1999 //NIPR Arctic data reports. – 2008. – T. 7. – C. 1-79.
159. Miller R.L., Schmidt G.A., Nazarenko L.S., Tausnev N., Bauer S.E., DelGenio A.D., Kelley M., Lo K.K., Ruedy R., Shindell D.T., Aleinov I. CMIP5 historical

- simulations (1850–2012) with GISS ModelE2 //Journal of Advances in Modeling Earth Systems. – 2014. – T. 6. – №. 2. – C. 441-478.
160. Najafi M. R., Zwiers F. W., Gillett N. P. Attribution of Arctic temperature change to greenhouse-gas and aerosol influences //Nature Climate Change. – 2015. – T. 5. – №. 3. – C. 246-249.
161. Newman M., Compo G. P., Alexander M. A. ENSO-forced variability of the Pacific decadal oscillation //Journal of Climate. – 2003. – T. 16. – №. 23. – C. 3853-3857.
162. Newman M, Alexander MA, Ault TR, Cobb KM, Deser C, Di Lorenzo E, Mantua NJ, Miller AJ, Minobe S, Nakamura H, Schneider N. The Pacific decadal oscillation, revisited //Journal of Climate. – 2016. – T. 29. – №. 12. – C. 4399-4427.
163. Nidheesh A.G., Lengaigne M., Vialard J., Izumo T., Unnikrishnan A.S. and Cassou C. Influence of ENSO on the Pacific decadal oscillation in CMIP models //Climate Dynamics. – 2017. – T. 49. – C. 3309-3326.
164. Nozawa T., Nagashima T., Shiogama H., Crooks S.A. Detecting natural influence on surface air temperature change in the early twentieth century //Geophysical Research Letters. – 2005. – T. 32. – №. 20.
165. Olonscheck D., Mauritsen T., Notz D. Arctic sea-ice variability is primarily driven by atmospheric temperature fluctuations //Nature Geoscience. – 2019. – T. 12. – №. 6. – C. 430-434.
166. Onarheim I.H., Eldevik T., Smedsrud L.H., Stroeve J.C. Seasonal and regional manifestation of Arctic sea ice loss //Journal of Climate. – 2018. – T. 31. – №. 12. – C. 4917-4932.
167. Otterå O.H., Bentsen M., Drange H., Suo L. External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability //Nature Geoscience. – 2010. – T. 3. – №. 10. – C. 688-694.
168. Overland J. E., Wood K. R., Wang M. Warm Arctic—cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea //Polar Research. – 2011. – T. 30. – №. 1. – C. 15787.
169. Owens M.J., Lockwood M., Hawkins E., Usoskin I., Jones G.S., Barnard L., Schurer A., Fasullo J. The Maunder minimum and the Little Ice Age: an update from recent reconstructions and climate simulations //Journal of Space Weather and Space Climate. – 2017. – T. 7. – C. A33.

170. 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. – T. 115. – №. D21.
171. Pithan F., Mauritsen T. Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models //Nature geoscience. – 2014. – T. 7. – №. 3. – C. 181-184.
172. Pohjola V. A. et al. Effect of periodic melting on geochemical and isotopic signals in an ice core from Lomonosovfonna, Svalbard //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2002. – T. 107. – №. D4. – C. ACL 1-1-ACL 1-14.
173. Poli P., Hersbach H., Dee D.P., Berrisford P., Simmons A.J., Vitart F., Trémolet Y. ERA-20C: An atmospheric reanalysis of the twentieth century //Journal of Climate. – 2016. – T. 29. – №. 11. – C. 4083-4097.
174. Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Maskstas A.P., Walsh D., 2003a. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000 //Journal of Climate. – 2003. – T. 16. – №. 12. – C. 2067-2077.
175. Polyakov I.V., Bekryaev R.V., Alekseev G.V., Bhatt U.S., Colony R.L., Johnson M.A., Maskstas A.P., Walsh D., 2003b. Variability and trends of air temperature and pressure in the maritime Arctic, 1875–2000 //Journal of Climate. – 2003. – T. 16. – №. 12. – C. 2067-2077.
176. Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F., 2004. Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years //Journal of Climate. – 2004. – T. 17. – №. 23. – C. 4485-4497.
177. Popova V., Matveeva T., Bokuchava D. The Early 20th Century Warming in the East-European Plain Climate: Extreme Drought in 1920–1940, Atmospheric Circulation Anomalies and Links with the Sea Ice Variability //Environmental Sciences Proceedings. – 2022. – T. 19. – №. 1. – C. 57.
178. Power S., Casey T., Folland C., Colman A. and Mehta V. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia //Climate dynamics. – 1999. – T. 15. – C. 319-324.
179. Pozo-Vázquez D., Esteban-Parra M.J., Rodrigo F.S. and Castro-Diez Y. The association between ENSO and winter atmospheric circulation and temperature in the North Atlantic region //Journal of climate. – 2001. – T. 14. – №. 16. – C. 3408-3420.

180. Proshutinsky A. Y., Johnson M. A. Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 1997. – T. 102. – №. C6. – C. 12493-12514.
181. Przybylak R., Svyashchennikov P.N., Uscka-Kowalkowska J. and Wyszyński P. Solar radiation in the arctic during the early twentieth-century warming (1921–50): Presenting a compilation of newly available data // *Journal of Climate*. – 2021. – T. 34. – №. 1. – C. 21-37.
182. Quaas J., Boucher O., Bellouin N., Kinne S. Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2008. – T. 113. – №. D5.
183. Rasmusson E. M., Carpenter T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño // *Monthly Weather Review*. – 1982. – T. 110. – №. 5. – C. 354-384.
184. Rayner N.A.A., Parker D.E., Horton E.B., Folland C.K., Alexander L.V., Rowell D.P., Kent E.C. and Kaplan A., 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2003. – T. 108. – №. D14.
185. Reid G. C. Solar forcing of global climate change since the mid-17th century // *Climatic Change*. – 1997. – T. 37. – №. 2. – C. 391-405.
186. Rigor I. G., Wallace J. M., Colony R. L. Response of sea ice to the Arctic Oscillation // *Journal of Climate*. – 2002. – T. 15. – №. 18. – C. 2648-2663.
187. Robock A. Volcanic eruptions and climate // *Reviews of geophysics*. – 2000. – T. 38. – №. 2. – C. 191-219.
188. Roe G. Feedbacks, timescales, and seeing red // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. – 2009. – T. 37. – C. 93-115.
189. Rohde R. Comparison of Berkeley Earth, NASA GISS, and Hadley CRU averaging techniques on ideal synthetic data // *Berkeley Earth Memo*, January. – 2013. – T. 2. – C. 013.
190. Ruprich-Robert Y., Msadek R., Castruccio F., Yeager S., Delworth T. and Danabasoglu G. Assessing the climate impacts of the observed Atlantic multidecadal variability using the GFDL CM2. 1 and NCAR CESM1 global coupled models // *Journal of Climate*. – 2017. – T. 30. – №. 8. – C. 2785-2810.

191. Rypdal M., Rypdal K. Testing hypotheses about sun-climate complexity linking //Physical review letters. – 2010. – T. 104. – №. 12. – C. 128501.
192. Sato M., Hansen J.E., McCormick M.P., Pollack J.B. Stratospheric aerosol optical depths, 1850–1990 //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 1993. – T. 98. – №. D12. – C. 22987-22994.
193. Scafetta N., West B. J. Is climate sensitive to solar variability? //Physics Today. – 2008. – T. 61. – №. 3. – C. 50-51.
194. Schlesinger M. E., Ramankutty N. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years //Nature. – 1994. – T. 367. – №. 6465. – C. 723-726.
195. Schlichtholz P. Observational evidence for oceanic forcing of atmospheric variability in the Nordic seas area //Journal of climate. – 2013. – T. 26. – №. 9. – C. 2957-2975.
196. Scherhag R. The warming of the polar region //Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie. – 1939. – T. 67. – C. 57-67.
197. Scherhag R. Die Erwärmung der Arktis //ICES Journal of Marine Science. – 1937. – T. 12. – №. 3. – C. 263-276.
198. Schneider D. P., Steig E. J. Ice cores record significant 1940s Antarctic warmth related to tropical climate variability //Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2008. – T. 105. – №. 34. – C. 12154-12158.
199. Schneider N., Cornuelle B. D. The forcing of the Pacific decadal oscillation //Journal of Climate. – 2005. – T. 18. – №. 21. – C. 4355-4373.
200. Schokalsky J. Hydrographic Surveys Along the Northern Shores of the Soviet Union //Polar Record. – 1936. – T. 2. – №. 12. – C. 128-133.
201. Schurer A. P., Tett S. F. B., Hegerl G. C. Small influence of solar variability on climate over the past millennium //Nature Geoscience. – 2014. – T. 7. – №. 2. – C. 104-108.
202. Seager R., Kushnir Y., Nakamura J., Ting M., Naik N. Northern Hemisphere winter snow anomalies: ENSO, NAO and the winter of 2009/10 //Geophysical research letters. – 2010. – T. 37. – №. 14.
203. Schuur E.A., McGuire A.D., Schädel C., Grosse G., Harden J.W., Hayes D.J., Hugelius G., Koven C.D., Kuhry P., Lawrence D.M., Natali S.M. Climate change and the permafrost carbon feedback //Nature. – 2015. – T. 520. – №. 7546. – C. 171-179.

204. Schwabe H. Sonnenbeobachtungen im jahre 1843. von herrn hofrath schwabe in dessau //Astronomische Nachrichten, volume 21, issue 15, p. 233. – 1844. – T. 21. – C. 233.
205. Self S., Rampino M. R., Barbera J. J. The possible effects of large 19th and 20th century volcanic eruptions on zonal and hemispheric surface temperatures //Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1981. – T. 11. – №. 1. – C. 41-60.
206. Semenov V. A., Bengtsson L. Modes of the wintertime Arctic temperature variability //Geophysical Research Letters. – 2003. – T. 30. – №. 15.
207. Semenov V. A., Latif M. Nonlinear winter atmospheric circulation response to Arctic sea ice concentration anomalies for different periods during 1966–2012 //Environmental Research Letters. – 2015. – T. 10. – №. 5. – C. 054020.
208. Semenov V.A., Latif M., Dommenges D., Keenlyside N.S., Strehz A., Martin T., Park W., 2010. The impact of North Atlantic–Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature //Journal of Climate. – 2010. – T. 23. – №. 21. – C. 5668-5677.
209. Semenov V. A., Latif M. The early twentieth century warming and winter Arctic sea ice //The Cryosphere. – 2012. – T. 6. – №. 6. – C. 1231-1237.
210. Serreze M. C., Francis J. A. The Arctic amplification debate //Climatic change. – 2006. – T. 76. – №. 3-4. – C. 241-264.
211. Shindell D., Faluvegi G. Climate response to regional radiative forcing during the twentieth century //Nature Geoscience. – 2009. – T. 2. – №. 4. – C. 294-300.
212. Shiogama H., Nagashima T., Yokohata T., Crooks S.A., Nozawa T. Influence of volcanic activity and changes in solar irradiance on surface air temperatures in the early twentieth century //Geophysical Research Letters. – 2006. – T. 33. – №. 9.
213. Sigurdsson H. Evidence of volcanic loading of the atmosphere and climate response //Global and Planetary Change. – 1990. – T. 3. – №. 3. – C. 277-289.
214. Smedsrud L.H., Esau I., Ingvaldsen R.B., Eldevik T., Haugan P.M., Li C., Lien V.S., Olsen, A., Omar A.M., Otterå O.H., Risebrobakken B. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system //Reviews of Geophysics. – 2013. – T. 51. – №. 3. – C. 415-449.
215. Sorokina S.A., Li, C., Wettstein J.J., Kvamstø N.G. Observed atmospheric coupling between Barents Sea ice and the warm-Arctic cold-Siberian anomaly pattern //Journal of Climate. – 2016. – T. 29. – №. 2. – C. 495-511.

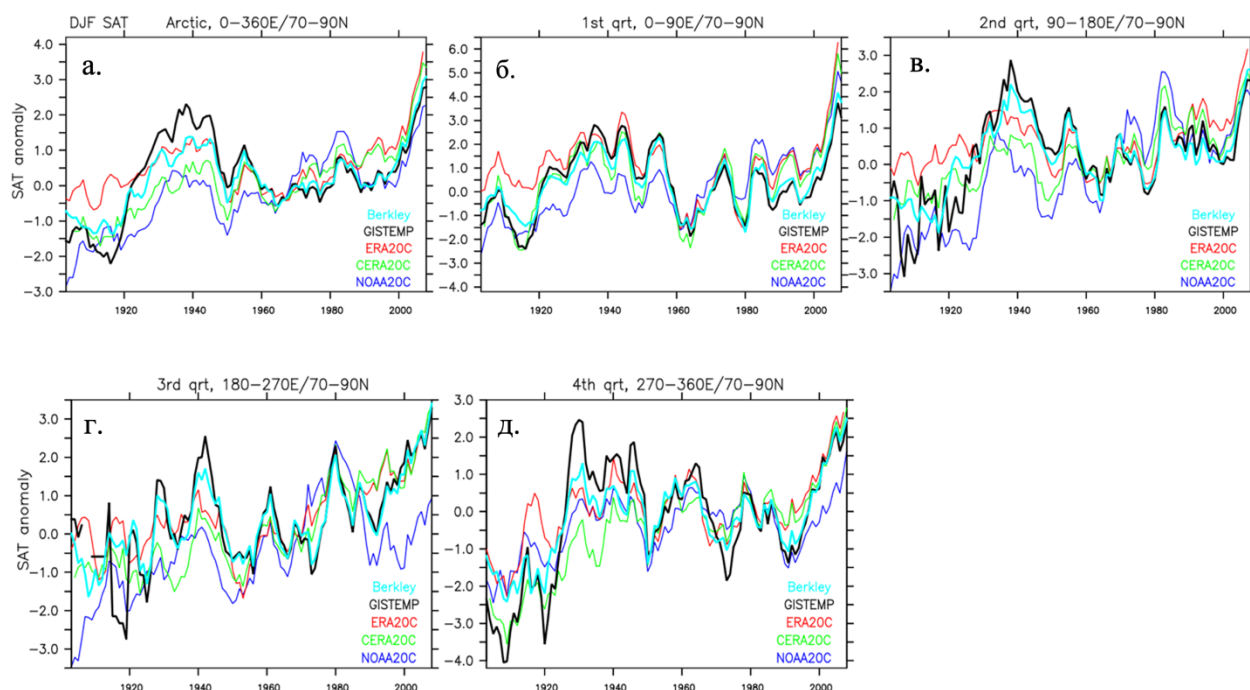
216. Steinman B. A., Mann M. E., Miller S. K. Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures //Science. – 2015. – T. 347. – №. 6225. – C. 988-991.
217. Stefan J. On the relationship between thermal radiation and temperature //Bulletins from the Sessions of the Vienna Academy of Sciences. – 1879. – C. 391-428.
218. Stephenson D.B., Wanner H., Bronnimann S., Luterbacher J. The history of scientific research on the North Atlantic Oscillation //Geophysical monograph-American Geophysical Union. – 2003. – T. 134. – C. 37-50.
219. Stolpe M. B., Medhaug I., Knutti R. Contribution of Atlantic and Pacific multidecadal variability to twentieth-century temperature changes //Journal of Climate. – 2017. – T. 30. – №. 16. – C. 6279-6295.
220. Straus D. M., Shukla J. Does ENSO force the PNA? //Journal of climate. – 2002. – T. 15. – №. 17. – C. 2340-2358.
221. Stroeve J.C., Maslanik J., Serreze M.C., Rigor I., Meier W. and Fowler C. Sea ice response to an extreme negative phase of the Arctic Oscillation during winter 2009/2010 //Geophysical Research Letters. – 2011. – T. 38. – №. 2.
222. Svendsen L., Keenlyside N., Bethke I., Gao Y., Omrani N.E. Pacific contribution to the early twentieth-century warming in the Arctic //Nature Climate Change. – 2018. – T. 8. – №. 9. – C. 793-797.
223. Suo L., Otterå O.H., Bentsen M., Gao Y., Johannessen O.M. External forcing of the early 20th century Arctic warming //Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. – 2013. – T. 65. – №. 1. – C. 20578.
224. Taguchi B., Xie S.P., Schneider N., Nonaka M., Sasaki H. and Sasai Y. Decadal variability of the Kuroshio Extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast //Journal of Climate. – 2007. – T. 20. – №. 11. – C. 2357-2377.
225. Takemura T., Nozawa T., Emori S., Nakajima T.Y., Nakajima T. Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model //Journal of Geophysical Research: Atmospheres. – 2005. – T. 110. – №. D2.
226. Tan I., Storelvmo T. Evidence of strong contributions from mixed-phase clouds to Arctic climate change //Geophysical Research Letters. – 2019. – T. 46. – №. 5. – C. 2894-2902.

227. Tans P. Annual mean atmospheric CO₂ values for Mauna Loa from Pieter Tans, NOAA/ESRL (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>) and Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/). – 2020.
228. Tett S.F., Stott P.A., Allen M.R., Ingram W.J., Mitchell J.F. Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface // *Nature*. – 1999. – T. 399. – №. 6736. – C. 569-572.
229. Thompson D. W. J., Wallace J. M. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical research letters*. – 1998. – T. 25. – №. 9. – C. 1297-1300.
230. Thompson D.M., Cole J.E., Shen G.T., Tudhope A.W., Meehl G.A. Early twentieth-century warming linked to tropical Pacific wind strength // *Nature Geoscience*. – 2015. – T. 8. – №. 2. – C. 117-121.
231. Ting M, Kushnir Y, Seager R, Li C. Forced and internal twentieth-century SST trends in the North Atlantic // *Journal of Climate*. – 2009. – T. 22. – №. 6. – C. 1469-1481.
232. Titchner H. A., Rayner N. A. The Met Office Hadley Centre sea ice and sea surface temperature data set, version 2: 1. Sea ice concentrations // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. – 2014. – T. 119. – №. 6. – C. 2864-2889.
233. Tokinaga H., Xie S. P., Mukougawa H. Early 20th-century Arctic warming intensified by Pacific and Atlantic multidecadal variability // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. – 2017. – T. 114. – №. 24. – C. 6227-6232.
234. Trenberth K. E., Hurrell J. W. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific // *Climate Dynamics*. – 1994. – T. 9. – C. 303-319.
235. Twomey S. Pollution and the planetary albedo // *Atmospheric Environment* (1967). – 1974. – T. 8. – №. 12. – C. 1251-1256.
236. Undorf S., Bollasina M. A., Hegerl G. C. Impacts of the 1900–74 increase in anthropogenic aerosol emissions from North America and Europe on Eurasian summer climate // *Journal of Climate*. – 2018. – T. 31. – №. 20. – C. 8381-8399.
237. Veryard R. G. A review of studies on climatic fluctuations during the period of the meteorological record // *Arid Zone Research*. – 1963. – T. 20. – C. 3-17.
238. Viebrock H. J., Flowers E. C. Comments on the recent decrease in solar radiation at the South Pole // *Tellus*. – 1968. – T. 20. – №. 3. – C. 400-411.

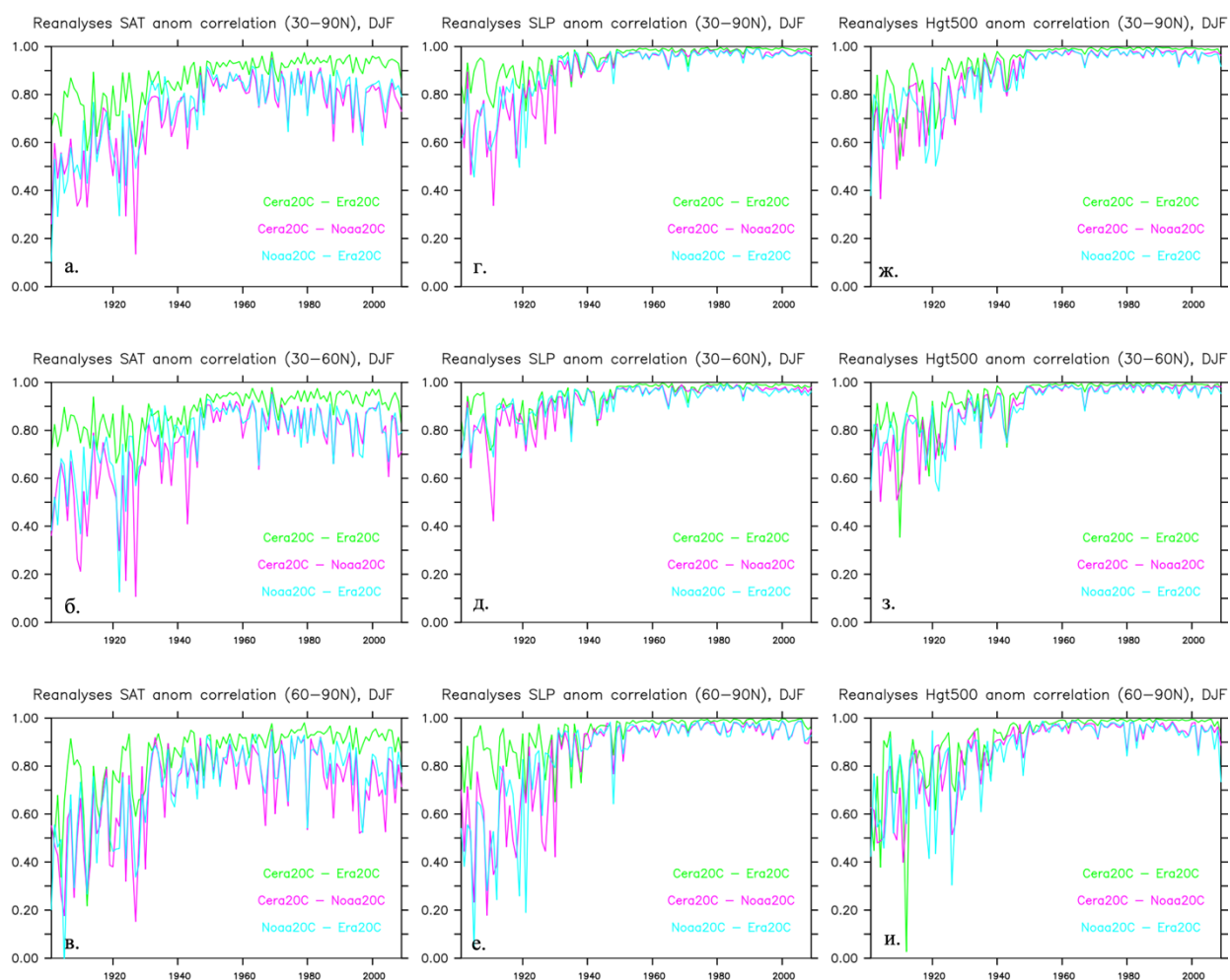
239. Visbeck M., Chassignet E.P., Curry R.G., Delworth T.L., Dickson R.R. and Krahmann G. The ocean's response to North Atlantic Oscillation variability //Geophysical Monograph-American Geophysical Union. – 2003. – T. 134. – C. 113-146.
240. Wallace J. M., Gutzler D. S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter //Monthly weather review. – 1981. – T. 109. – №. 4. – C. 784-812.
241. Walsh J.E., Fetterer F., Scott Stewart J. and Chapman W.L., 2017. A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850 //Geographical Review. – 2017. – T. 107. – №. 1. – C. 89-107.
242. Walsh J.E., Overland J.E., Groisman P.Y. and Rudolf B. Ongoing climate change in the Arctic. *Ambio* 40 (S1): 6–16. – 2012.
243. Walsh J. E., Chapman W. L. 20th-century sea-ice variations from observational data //Annals of Glaciology. – 2001. – T. 33. – C. 444-448.
244. Wang M., Overland J.E., Kattsov V., Walsh J.E., Zhang X., Pavlova T. Intrinsic versus forced variation in coupled climate model simulations over the Arctic during the twentieth century //Journal of Climate. – 2007. – T. 20. – №. 6. – C. 1093-1107.
245. Wang B., Liu J., Kim H.J., Webster P.J., Yim S.Y. and Xiang B. Northern Hemisphere summer monsoon intensified by mega-El Niño/southern oscillation and Atlantic multidecadal oscillation //Proceedings of the National Academy of Sciences. – 2013. – T. 110. – №. 14. – C. 5347-5352.
246. Watanabe O., Motoyama H., Igarashi M., Kamiyama K., Matoba S., Goto-Azuma K., Narita H., Kameda T. Studies on climatic and environmental changes during the last few hundred years using ice cores from various sites in Nordaustlandet, Svalbard. – 2001.
247. Webb E. J., Magi B. I. The Ensemble Oceanic Niño Index //International Journal of Climatology. – 2022. – T. 42. – №. 10. – C. 5321-5341.
248. Wegmann M., Brönnimann S., Compo G. P. Tropospheric circulation during the early twentieth century Arctic warming //Climate dynamics. – 2017. – T. 48. – C. 2405-2418.
249. Wernli H., Papritz L. Role of polar anticyclones and mid-latitude cyclones for Arctic summertime sea-ice melting //Nature Geoscience. – 2018. – T. 11. – №. 2. – C. 108-113.

250. Wills R.C., Battisti D.S., Proistosescu C., Thompson L., Hartmann D.L., Armour K.C. Ocean circulation signatures of North Pacific decadal variability //Geophysical Research Letters. – 2019. – T. 46. – №. 3. – C. 1690-1701.
251. Wood K. R., Overland J. E. Early 20th century Arctic warming in retrospect //International Journal of Climatology. – 2010. – T. 30. – №. 9. – C. 1269-1279.
252. Wunsch C. El Nino, La Nina, and the Southern Oscillation //Science. – 1990. – T. 248. – №. 4957. – C. 904-906.
253. Xapsos M. A., Burke E. A. Evidence of 6 000-year periodicity in reconstructed sunspot numbers //Solar Physics. – 2009. – T. 257. – C. 363-369.
254. Xu Y., Ramanathan V. Latitudinally asymmetric response of global surface temperature: Implications for regional climate change //Geophysical Research Letters. – 2012. – T. 39. – №. 13.
255. Yamanouchi T. Early 20th century warming in the Arctic: A review //Polar science. – 2011. – T. 5. – №. 1. – C. 53-71.
256. Yu B., Zwiers F. W. The impact of combined ENSO and PDO on the PNA climate: A 1,000-year climate modeling study //Climate dynamics. – 2007. – T. 29. – C. 837-851.
257. Yu L., Zhong S., Winkler J.A., Zhou M., Lenschow D.H., Li B., Wang X. and Yang Q. Possible connections of the opposite trends in Arctic and Antarctic sea-ice cover //Scientific Reports. – 2017. – T. 7. – №. 1. – C. 45804.
258. Zhang R., Delworth T.L., Sutton R., Hodson D.L., Dixon K.W., Held I.M., Kushnir Y., Marshall J., Ming Y., Msadek R., Robson J. Have aerosols caused the observed Atlantic multidecadal variability? //Journal of the Atmospheric Sciences. – 2013. – T. 70. – №. 4. – C. 1135-1144.
259. Zhang R., Delworth T. L., Held I. M. Can the Atlantic Ocean drive the observed multidecadal variability in Northern Hemisphere mean temperature? //Geophysical Research Letters. – 2007. – T. 34. – №. 2.
260. Zhang W., Mei X., Geng X., Turner A. G., Jin F. F. A nonstationary ENSO–NAO relationship due to AMO modulation //Journal of Climate. – 2019. – T. 32. – №. 1. – C. 33-43.
261. Zorita E., Von Storch H., Gonzalez-Rouco F.J., Cubasch U., Luterbacher J., Legutke S., Fischer-Bruns I., Schlese U. Climate evolution in the last five centuries simulated by an atmosphere-ocean model: global temperatures, the North Atlantic

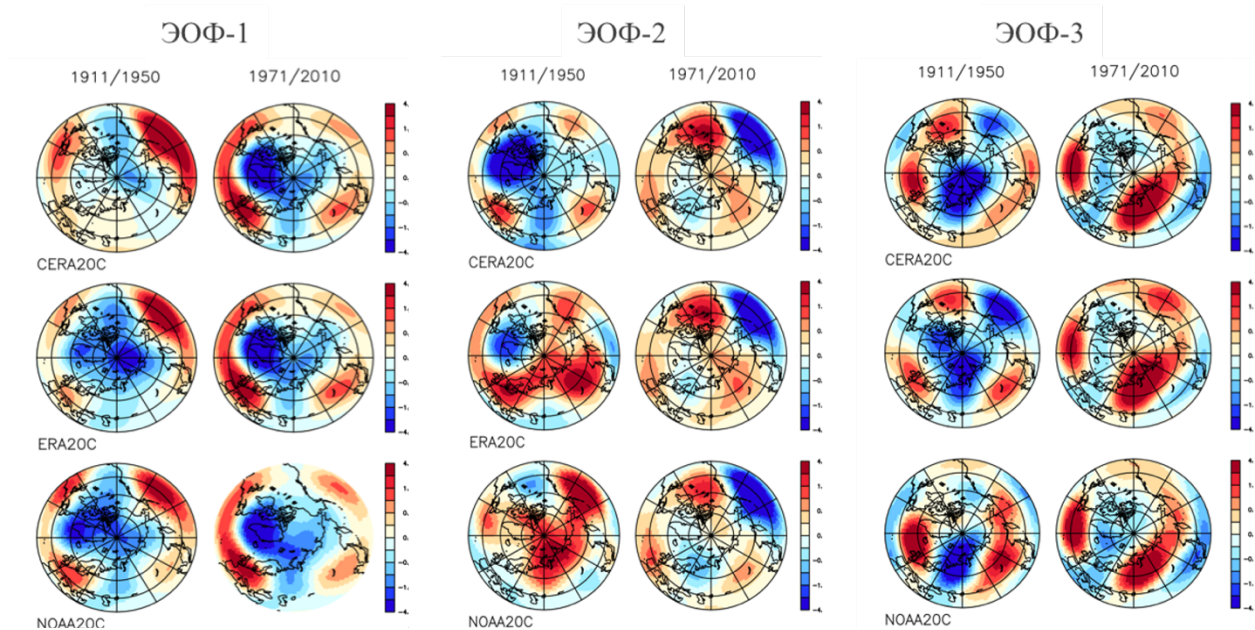
Oscillation and the Late Maunder Minimum //Meteorologische Zeitschrift. – 2004. – T. 13. – №. 4. – С. 271-289



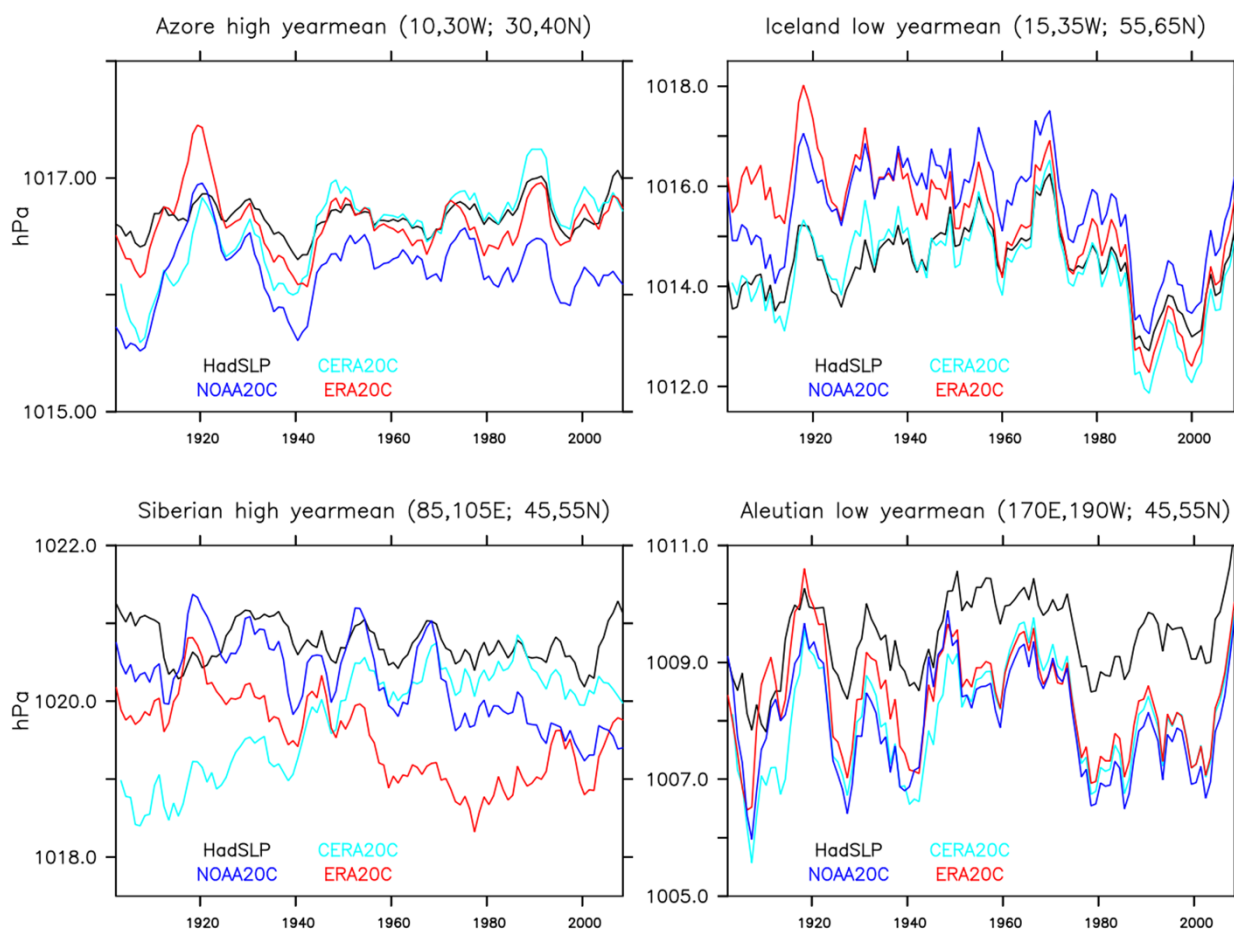
Аномалии осредненной зимней ПТВ (в °C, 5-летнее скользящее среднее) по данным наблюдений GISTEMP и реанализов NOAA20C, ERA20C, CERA20C для: (а) Арктики в целом (60–90° с.ш.) и для Арктических регионов: (б) Европейского (0–90° в.д.), (в) Азиатского (91–180° в.д.), (г) Тихоокеанского (180–90° з.д.) и (д) Северо-Атлантического (90–0° з.д.) по данным наблюдений GISTEMP и реанализов ERA20C, CERA20C и NOAA20C. Данные реанализов осреднены по маске данных GISTEMP.



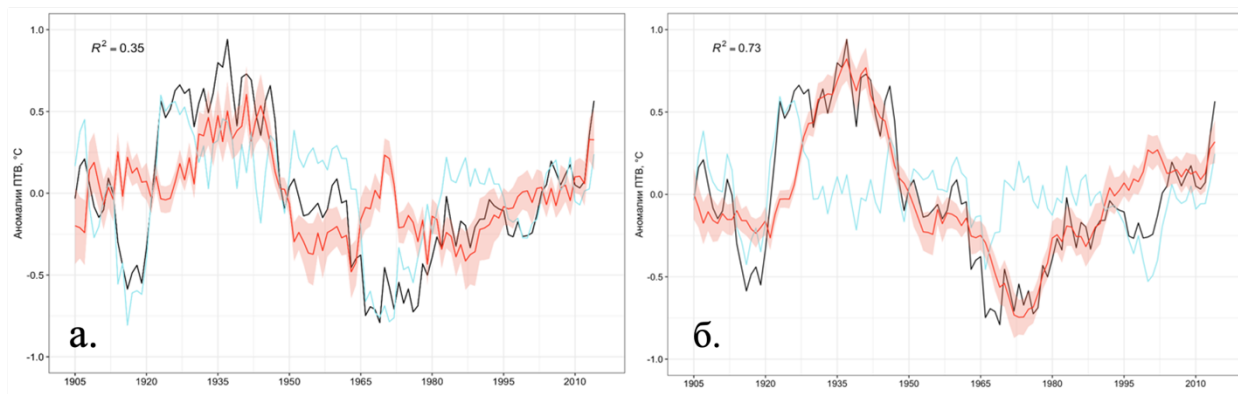
Пространственная корреляция полей аномалий (30-90°с.ш.) ПТВ (а, б, в), ДУМ (г, д, е), геопотенциала на уровне 500 гПа (ж, з, и) между реанализами ERA20C, CERA20C и NOAA20C в зимний сезон (декабрь-февраль), для (а, г, ж) внетропических широт СП (30-90°с.ш.); (б, д, з) средних широт СП (30-60°с.ш.) и (в, е, и) высоких широт СП (60-90°с.ш.).



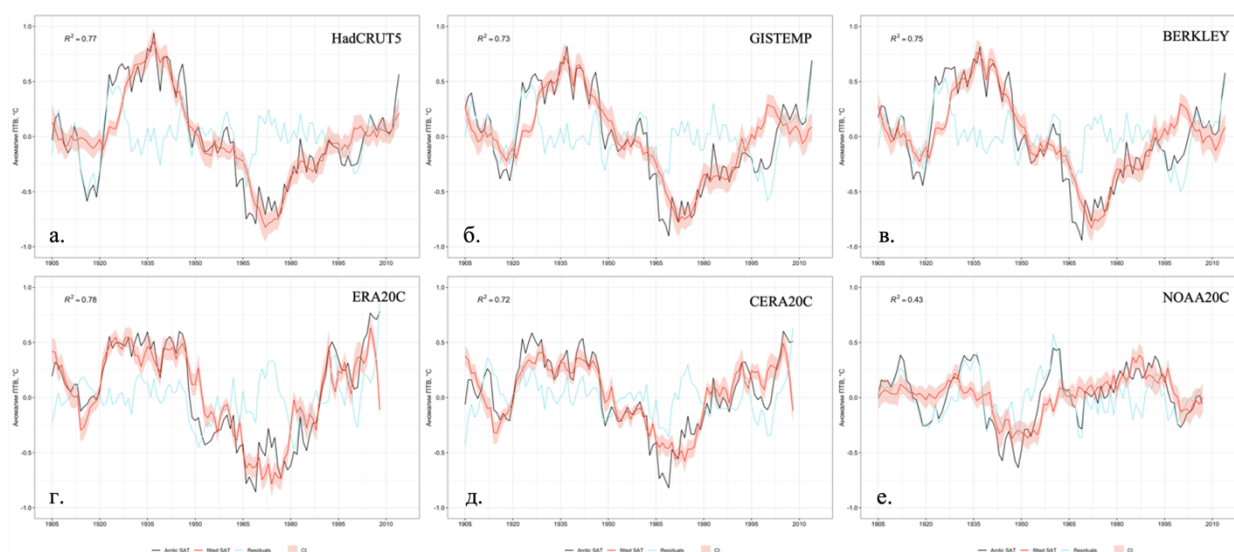
Пространственная структура трех ведущих мод (ЭОФ1-3) геопотенциала на уровне 500 гПа для внетропической зоны СП (30-90°с.ш.) в зимний сезон (декабрь-февраль) для двух климатических периодов, 1911–1950 гг. и 1971–2010 гг.



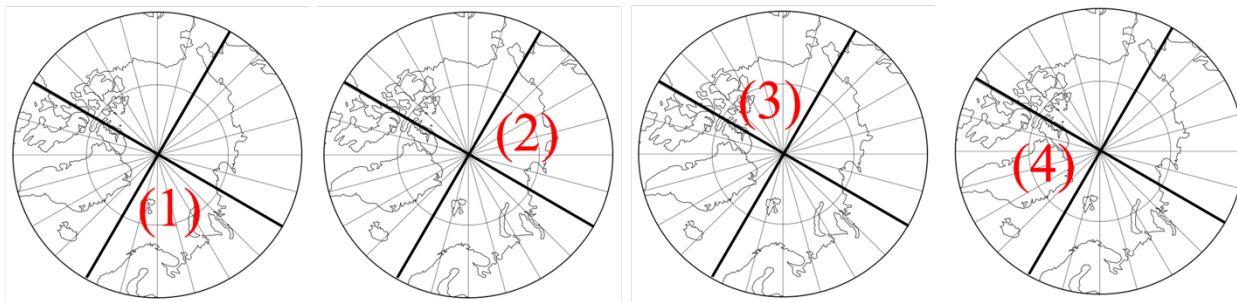
Эволюция среднегодовых ДУМ (гПа, 5-летнее скользящее среднее) для регионов Сибирского антициклона (85° - 105°в.д., 45° - 55° с.ш.), Азорского антициклона (10° - 30°з.д., 30° - 40° с.ш.), Алеутской депрессии (170°в.д. - 190°з.д., 45° - 55° с.ш.), Исландской депрессии (15° - 35°з.д., 55° - 65° с.ш.) в течение XX века, по данным наблюдений HadSLP2 и реанализов ERA20C, CERA20C и NOAA20C.



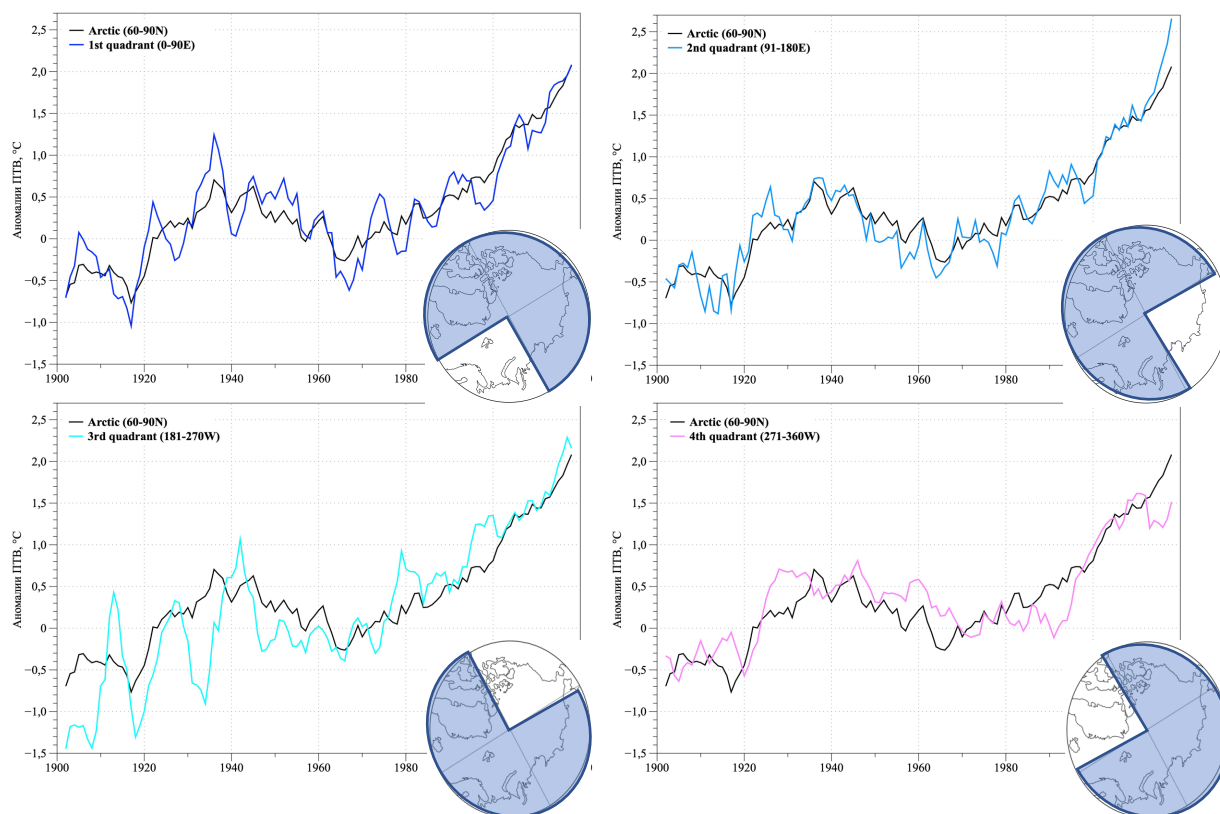
Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ (°C) в СП за период 1905–2015 гг. по данным наблюдений HadCRUT5 и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы: ТСАК, АО, САК (а) и ТСАК, АО, САК, ТДО и АМО (б); черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в СП; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90%-ый доверительный интервал; все значения даны в °C, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.



Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ ($^{\circ}\text{C}$) в Арктике ($60\text{--}90^{\circ}$ с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы: САК, ТСАК, АМО, ТДО и средней ПТВ по ансамблю CMIP6 по данным наблюдений и реанализов: а – HadCRUT5, б – GISTEMP, в – BERKLEY, г – ERA20C, д – CERA20C, е – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в Арктике; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90%-ый доверительный интервал; все значения даны в $^{\circ}\text{C}$, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.

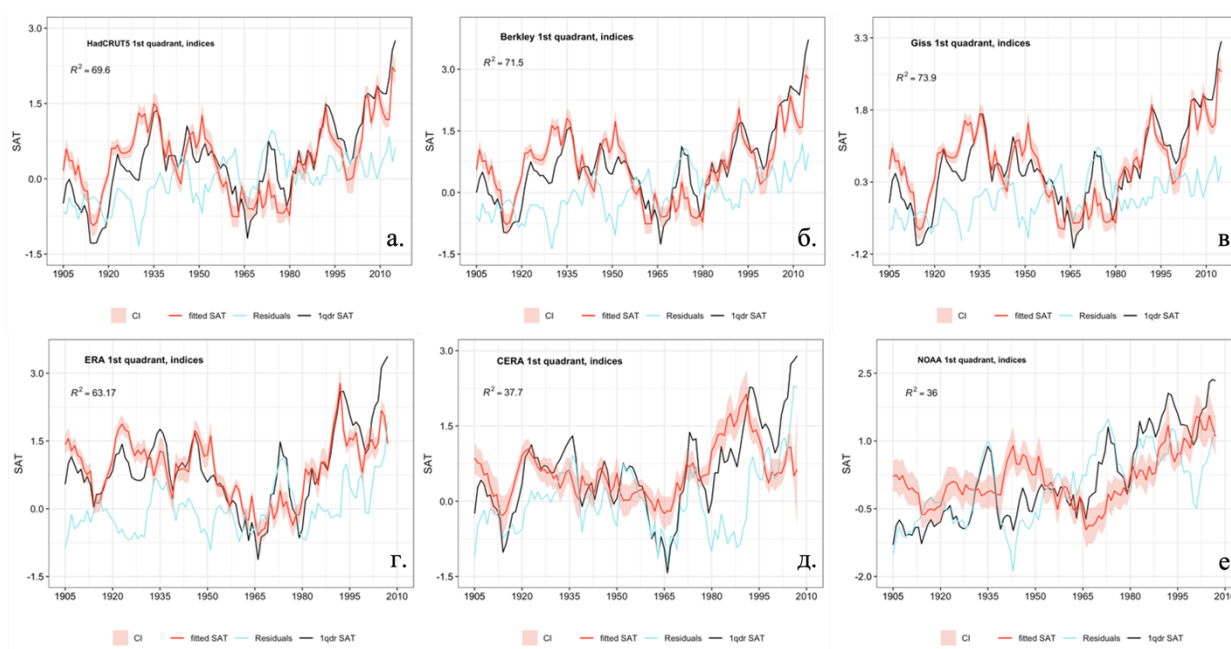


Границы четырех секторов, выделенные в Арктике (60-90° с.ш) согласно физико-географическому фактору – (1) Европейский (91-180° в.д.), (2) Азиатский (91-180°), (3) Тихоокеанский (180-90° з.д.) и (4) Северо-Атлантический (90-0° з.д.).

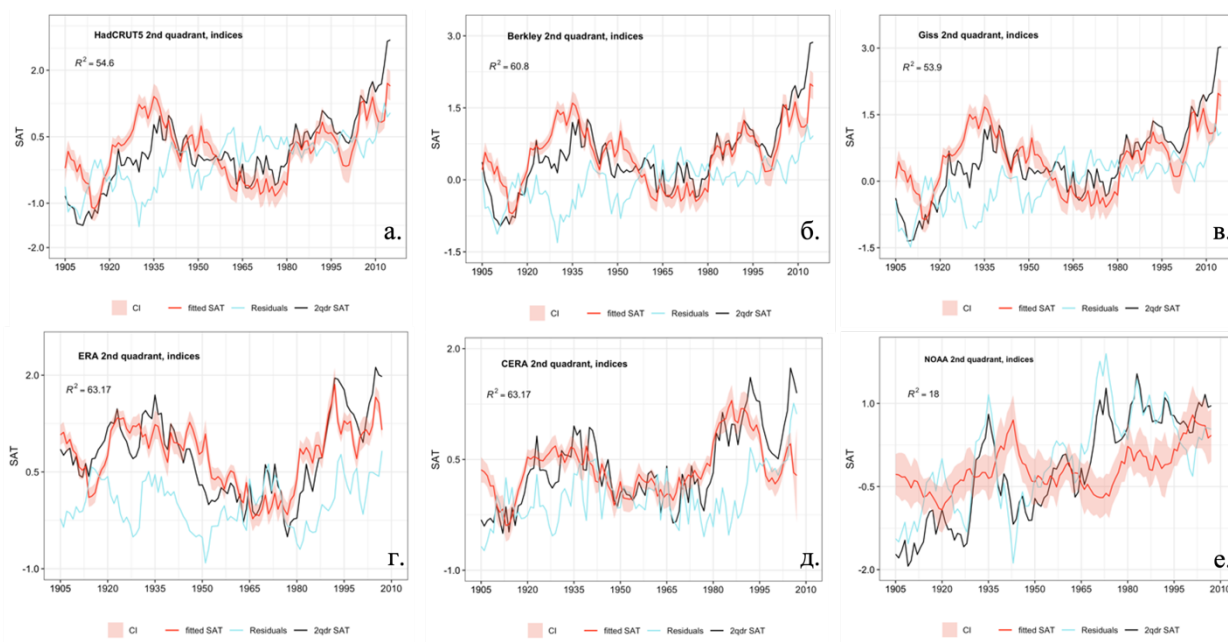


Эволюция аномалий среднегодовой ПТВ в Арктических регионах (базовый период 1961–1990, 5-летнее скользящее среднее):

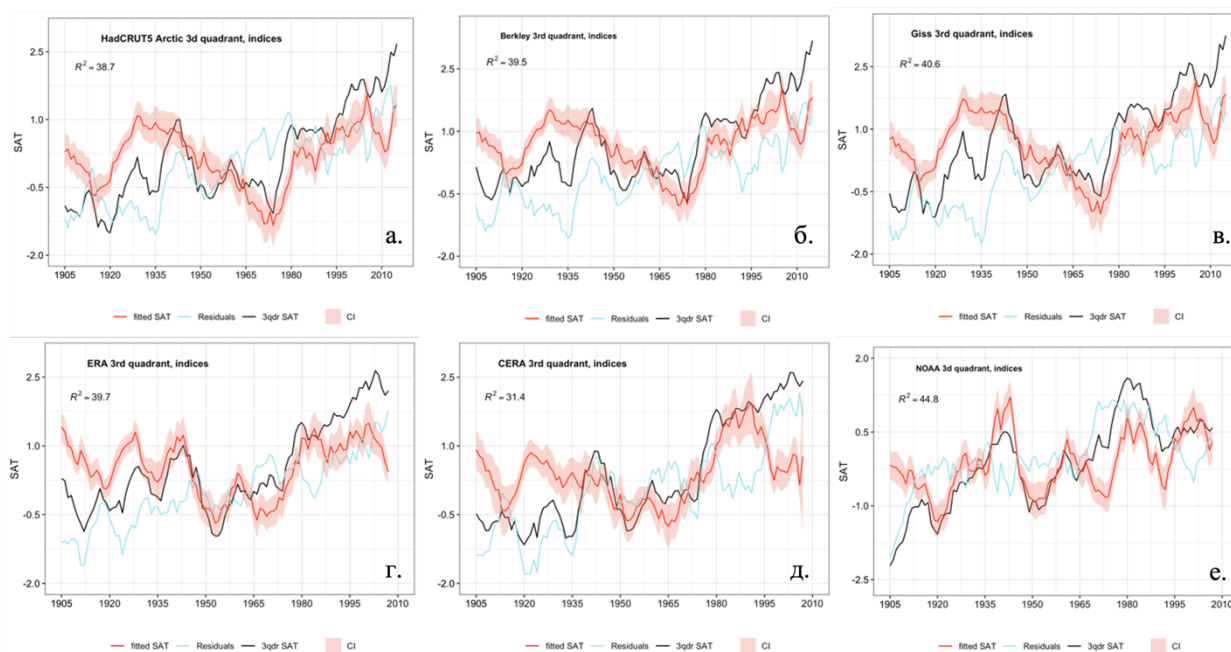
1– Европейский; 2 – Азиатский; 3- Северо-Тихоокеанский; 4 – Северо-Атлантический, по данным HadCRUT5.



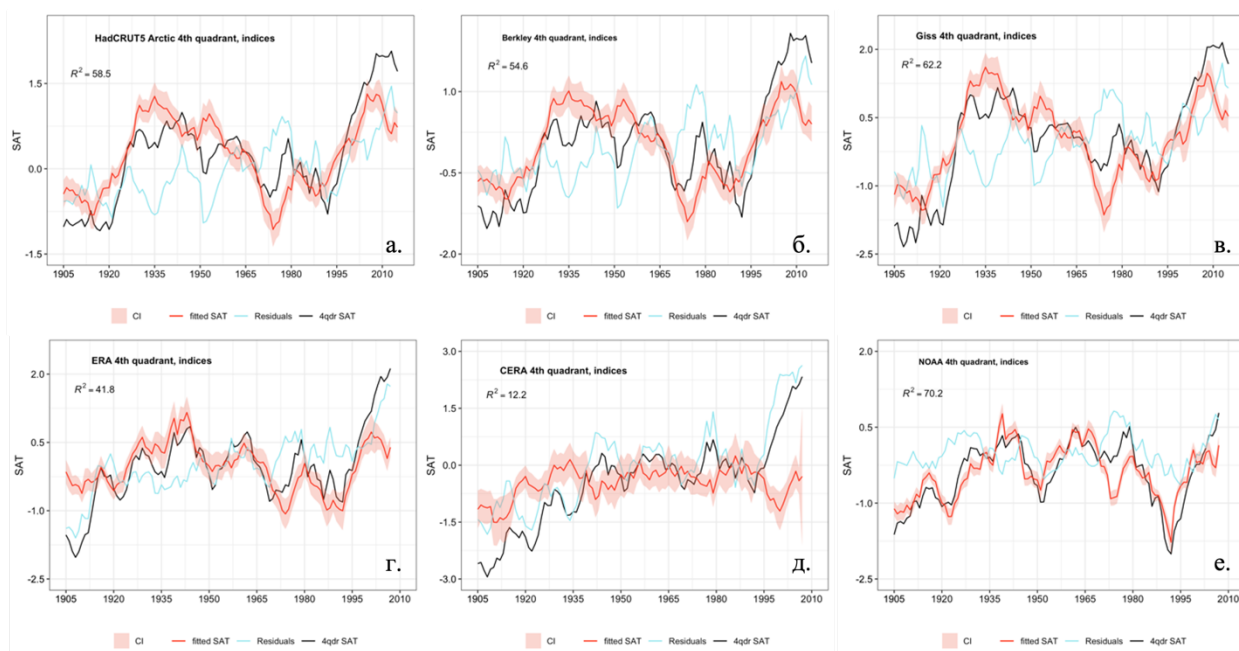
Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ, °С в Европейском секторе (0–90° в.д.) Арктики (60–90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы: САК, ТСАК, АМО и ТДО по данным наблюдений и реанализов: (а) – HadCRUT5, (б) – GISTEMP, (в) – BERKLEY, (г) – ERA20C, (д) – CERA20C, (е) – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в секторе; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90%-ый доверительный интервал; все значения даны в °С, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.



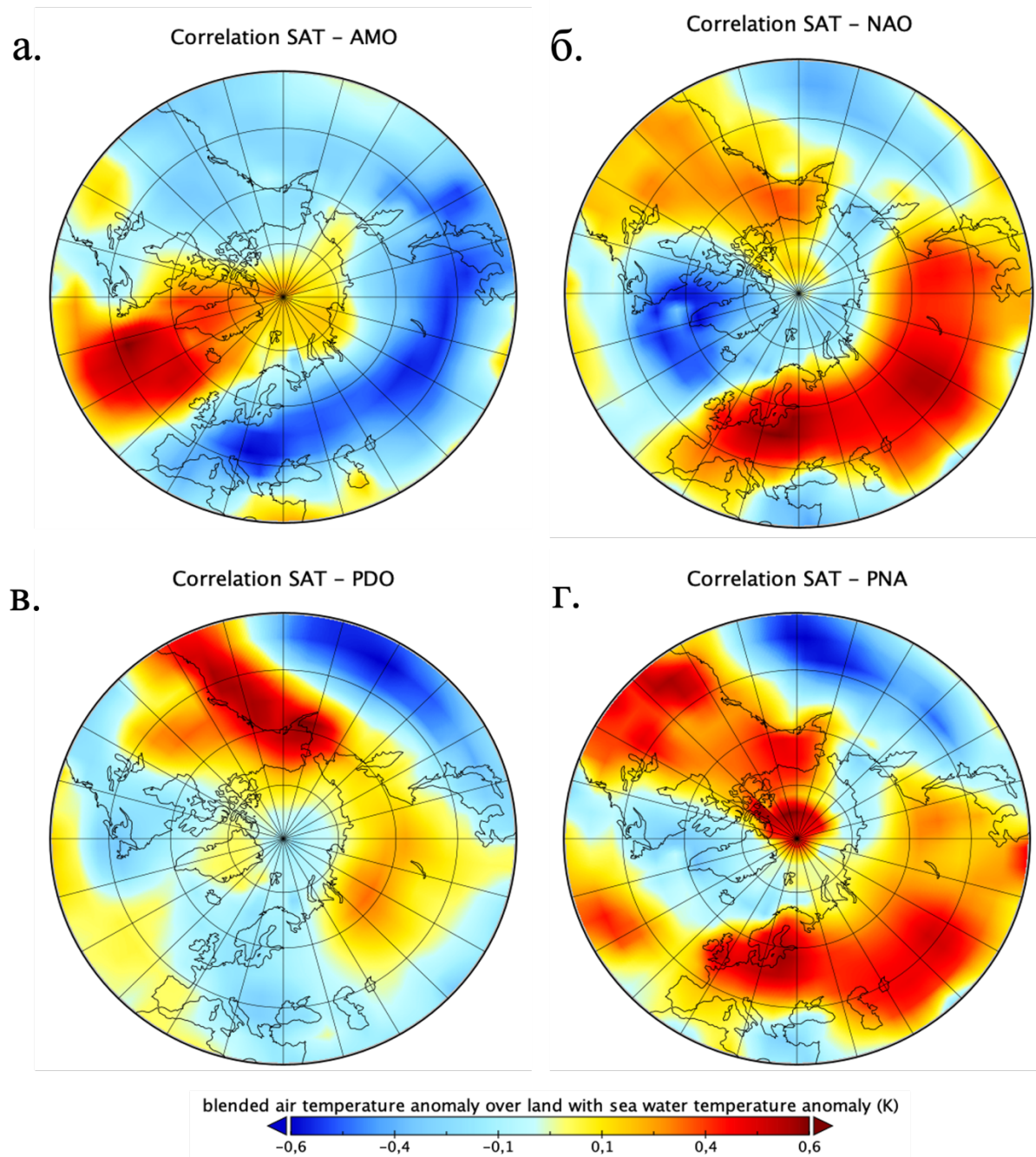
Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ, °C в Азиатском секторе (91-180° в.д.), Арктики (60-90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы: САК, ТСАК, АМО и ТДО по данным наблюдений и реанализов: (а) – HadCRUT5, (б) – GISTEMP, (в) – BERKLEY, (г) – ERA20C, (д) – CERA20C, (е) – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в секторе; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90%-ый доверительный интервал; все значения даны в °C, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.



Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ, °С в Тихоокеанском секторе (180-90° з.д.) Арктики (60-90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы: САК, ТСАК, АМО и ТДО по данным наблюдений и реанализов: (а) – HadCRUT5, (б) – GISTEMP, (в) – BERKLEY, (г) – ERA20C, (д) – CERA20C, (е) – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в секторе; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90%-ый доверительный интервал; все значения даны в °С, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.



Многолетние изменения зимней (декабрь–март) ПТВ, °C в Северо-Атлантическом секторе (90-0° з.д.) Арктики (60-90° с.ш.) за период 1905–2015 гг. для данных наблюдений и 1905–2007 гг. для данных реанализов и рассчитанные с применением множественной регрессии ПТВ на индексы: САК, ТСАК, АМО и ТДО по данным наблюдений и реанализов: (а) – HadCRUT5, (б) – GISTEMP, (в) – BERKLEY, (г) – ERA20C, (д) – CERA20C, (е) – NOAA20C; черная линия – аномалии ПТВ для зимнего сезона в секторе; красная линия – регрессионная модель; голубая линия – ошибка модели; розовая линия – 90%-ый доверительный интервал; все значения даны в °C, 7-летнее скользящее среднее, все временные ряды детрендированы.



Поля корреляции ПТВ и режимов изменчивости атмосферной циркуляции и температуры поверхности океана – АМО (а), САК (б), ТДО (в) и ТСАК (г) во внетропических широтах СП (30-90° с.ш.) за период 1905–2015гг. в зимний сезон (декабрь-март) по данным наблюдений HadCRUT5.