

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук

На правах рукописи

Собаева Дарья Антоновна

**Влияние крупномасштабных аномалий температуры
поверхности Тихого океана на динамику
стратосферно-тропосферного взаимодействия в Северном
полушарии в модельных экспериментах**

Специальность 1.6.18 —
«Науки об атмосфере и климате»

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
кандидат физико-математических наук
Зюляева Юлия Анатольевна

Москва — 2025

Оглавление

	Стр.
Введение	4
 Глава 1. Стратосферно-тропосферное взаимодействие и факторы, влияющие на него	 13
1.1 Динамика стратосферного полярного вихря	14
1.2 Влияние стратосферной динамики на тропосферу	20
1.3 Факторы, влияющие на динамику стратосферно-тропосферного взаимодействия	24
1.3.1 Эль-Ниньо — Южное колебание	25
1.3.2 Тихоокеанское десятилетнее колебание	33
1.3.3 Квазидвухлетние колебания	37
 Глава 2. Методика исследования и данные, используемые в работе	 40
2.1 Метод идеализированного моделирования. Isca – платформа для моделирования глобальной циркуляции атмосферы	40
2.2 Используемые данные	45
2.2.1 Атмосферные реанализы	46
2.2.2 Базы данных о температуре поверхности океана	48
2.3 Модельные эксперименты	53
2.3.1 Контрольный эксперимент	55
2.3.2 Эксперименты с фазами ЭНЮК: Каноническое Эль-Ниньо, Эль-Ниньо Модоки и Ла-Нинья	55
2.3.3 Эксперименты с положительной и отрицательной фазами ТДК	59
2.4 Методы расчета индексов и физических величин	62
2.4.1 Характеристики стратосферного полярного вихря	62
2.4.2 Индекс Арктической осцилляции	63
2.4.3 Метод спектральной полосовой фильтрации Ланцоша	64
2.4.4 Трехмерный поток волновой активности Пламба	66

Глава 3. Отклик динамики стратосферно-тропосферного взаимодействия на локализацию крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальной части Тихого океана	68
3.1 Валидация данных модельных экспериментов	68
3.2 Различие в крупномасштабной динамике средней тропосферы в экспериментах КЭН, ЭНМ и КОНТР	87
3.3 Динамика планетарных волн в условиях канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки по данным соответствующих экспериментов	93
3.4 Отклик крупномасштабной стратосферной динамики на различную локализацию положительных аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане по данным модельных экспериментов	103
Глава 4. Отклик стратосферно-тропосферного взаимодействия на совместное влияние положительной фазы ЭНЮК и Тихоокеанского десятилетнего колебания	110
4.1 Изолированное влияние ТДК на интенсивность СПВ	110
4.2 Совместное влияние Эль-Ниньо и положительной фазы ТДК на интенсивность СПВ	111
Заключение	115
Список сокращений и условных обозначений	118
Список литературы	121
Список рисунков	143
Список таблиц	153

Введение

Успешность прогноза динамики атмосферы на масштабах от 10 дней до нескольких месяцев в значительной степени зависит от точности физического описания механизмов, контролирующих сигналы компонент климатической системы на данном временном масштабе. Одним из таких механизмов является стратосферный полярный вихрь (СПВ). Именно динамика СПВ определяет прогностический потенциал стратосферы в зимний период в Северном полушарии. Циркуляционные аномалии, которые формируются в периоды экстремальных состояний СПВ, таких как экстремально сильный вихрь и сильно ослабленный или разрушенный вихрь, могут распространяться в нижележащие слои атмосферы и прослеживаться в тропосфере до двух месяцев [Baldwin and Dunkerton, 2001]. В свою очередь, изменчивость СПВ зависит от динамики квазистационарных планетарных волн, которая определяется крупномасштабными модами климатической системы.

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) является наиболее сильной модой внутренней изменчивости климатической системы, влияющей на крупномасштабную циркуляцию атмосферы и определяющей отклики, проявляющиеся на различных континентах. Во время положительной фазы ЭНЮК, Эль-Ниньо, происходит углубление Алеутского минимума и усиление Тихоокеанского-Северо-американского колебания [Trenberth et al., 1998; Gushchina et al., 2022]. В стратосфере отклик на Эль-Ниньо наблюдается в увеличении средней температуры в полярной области, ослаблении СПВ и росте частоты возникновения внезапных стратосферных потеплений по сравнению с годами нейтральной фазы ЭНЮК [Manzini et al., 2006; Taguchi and Hartmann, 2006; Garfinkel and Hartmann, 2007].

С конца XX века увеличилась частота наблюдений событий Эль-Ниньо, во время которых крупномасштабные положительные аномалии температуры поверхности Тихого океана (ТПТО) в экваториальной зоне наблюдаются в центральной части тропического Тихого океана [Ashok et al., 2007]. Такие события, получившие название Эль-Ниньо Модоки, отличаются по своим характеристикам от событий канонического Эль-Ниньо, характеризуясь меньшей амплитудой аномалий ТПТО [Amaya and Foltz, 2014; Sohn et al., 2016], вследствие чего их климатическому влиянию уделяется меньше внимания [Dogar,

2019]. Однако при событиях Эль-Ниньо Модоки создаются более благоприятные условия для формирования глубокой конвекции в районе положительных аномалий ТПТО [Zhang, 1993]. В свою очередь, глубокая конвекция является источником волн Россби, которые распространяясь из низких в высокие широты, могут изменять пространственную структуру квазистационарных волн умеренных широт и, как следствие, модифицировать характер тропосферно-стратосферного взаимодействия.

В этом контексте установление связи явлений Эль-Ниньо (как канонического, так и Модоки) со стратосферной динамикой является крайне важной задачей, открывая новые возможности для прогнозирования на субсезонном масштабе [Weinberger et al., 2019]. Это определяет актуальность изучения влияния локализации крупномасштабных положительных аномалий ТПТО в экваториальной зоне на динамику стратосферно-тропосферного взаимодействия.

Основная цель работы — детально исследовать физические механизмы отклика динамики стратосферно-тропосферного взаимодействия в Северном полушарии на крупномасштабные аномалии температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне, соответствующие по локализации каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, на основе анализа данных идеализированных модельных экспериментов.

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

1. Провести численные эксперименты на модельной платформе Isca с различными граничными условиями, представленными глобальными полями температуры поверхности океана (ТПО), соответствующими событиям канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, а также соответствующими положительной и отрицательной моде Тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК).
2. Выявить особенности крупномасштабной тропосферной циркуляции в условиях аномалий ТПТО, соответствующих по локализации каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, в том числе таких мод тропосферной изменчивости, как Тихоокеанское-Северо-американское колебание или Арктическая осцилляция, а также пространственной структуры и характера распространения волн Россби из тропиков в

умеренные широты, их влияние на пространственную структуру квазистационарных планетарных волн в умеренных широтах.

3. Оценить отклик стратосферной динамики, в частности интенсивности СПВ и частоты возникновения внезапных стратосферных потеплений (ВСП), на крупномасштабные аномалии ТПО в экваториальной области Тихого океана, соответствующие событиям канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, по данным идеализированного моделирования.
4. Выявить и оценить воздействие крупномасштабных аномалий ТПО в умеренных широтах, соответствующих по локализации положительной фазе ТДК, на эффект, оказываемый аномалиями ТПО, соответствующими событиям канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, на интенсивность СПВ и частоту ВСП по данным идеализированного моделирования.
5. Описать различие в динамике распространения сигнала от крупномасштабных аномалий ТПО, соответствующих двум разным типам Эль-Ниньо, в нижнюю стратосферу на основе анализа характера распространения квазистационарных планетарных волн.

Научная новизна. В работе впервые изучено влияние локализации океанического сигнала, соответствующего событиям канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, на крупномасштабную динамику тропосферы и, как следствие, на процессы тропосферно-стратосферного взаимодействия в Северном полушарии в зимний период, по данным численных экспериментов. Разработана концептуальная схема тропосферно-стратосферного взаимодействия при различной локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне, объясняющая механизм распространения сигнала из низких широт в высокие и в среднюю атмосферу. Впервые показано различие во взаимодействии волн Россби, источником которых является зона глубокой конвекции в экваториальной зоне Тихого океана, с квазистационарными волнами умеренных широт при условиях канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки. Получены количественные характеристики фокусировки волновой активности в полярную область при различной локализации аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне, соответствующих двум разным типам Эль-Ниньо. Впервые получены количественные оценки изменения интенсивности стратосферного полярного вихря Северного полушария как отклика на

различную локализацию аномалий ТПТО, соответствующую событиям Эль-Ниньо Модоки и канонического Эль-Ниньо.

Практическая и научная значимость. Научная значимость работы заключается в выявлении физических механизмов, определяющих формирование аномалий интенсивности стратосферного полярного вихря как отклика на различную локализацию крупномасштабных положительных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне. Полученные в работе зависимости и количественные оценки представляют ценность для субсезонного прогноза в Северном полушарии в зимний период, так как позволяют уточнить механизмы формирования внезапных стратосферных потеплений, которые являются одним из ключевых источников предсказуемости тропосферной динамики на данном временном масштабе.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Аномалии температуры поверхности Тихого океана (ТПТО), соответствующие по локализации событиям канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки и сравнимые по амплитуде, формируют различные по интенсивности аномалии стратосферного полярного вихря.
2. При аномалиях ТПТО, соответствующих по локализации событиям Эль-Ниньо Модоки, формируются две волновые структуры в средней тропосфере, ориентированные вдоль 20° с. ш. и 50° с. ш., тогда как при аномалиях ТПТО, соответствующих по локализации каноническим Эль-Ниньо, формируется одна волновая структура, которая распространяется над акваторией Тихого океана на юго-восток от 50° с. ш. до 20° с. ш.
3. Аномалии ТПТО, соответствующие положительной фазе Тихоокеанского десятилетнего колебания, усиливают эффект, оказываемый аномалиями ТПТО, соответствующими по локализации событиям канонического Эль-Ниньо, что выражается в значимом ослаблении стратосферного полярного вихря с декабря по апрель.
4. При аномалиях ТПТО, соответствующих по локализации событиям Эль-Ниньо Модоки, наблюдается более интенсивное распространение волн Россби из экваториальной зоны в умеренные широты по сравнению с условиями канонического Эль-Ниньо. Это приводит к усилению волновой активности в полярной зоне и, как следствие, к более частым

внезапным стратосферным потеплениям в условиях Эль-Ниньо Модоки, по сравнению с каноническим Эль-Ниньо.

5. Частота возникновения внезапных стратосферных потеплений, сигнал после которых распространяется в тропосферу, одинакова при локализации положительных аномалий ТПТО, соответствующих как каноническому Эль-Ниньо, так и Эль-Ниньо Модоки. Данная частота в два раза ниже, чем в среднеклиматических условиях.

Достоверность полученных результатов обеспечивается использованием одной из наиболее развитых атмосферных моделей с динамическим ядром, разработанным в Лаборатории геофизической гидродинамики в Принстоне, США (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL), а также использованием современных высокоточных массивов данных о состоянии тропосферы, стратосферы и ТПО. Количественные результаты получены с применением обоснованных статистических методов анализа и сопровождаются оценками значимости. Кроме того, достоверность результатов работы подтверждается физической непротиворечивостью выводов.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на:

- 21-ой ежегодной ассамблее геофизического общества Азии и Океании (AOGS-2024), Пхенчхан, Республика Корея, 2024 г. (устный доклад);
- V Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата», Москва, Россия, 2024 г. (устный доклад);
- конференции «Комплексные исследования Мирового океана» (КИМО-2024), Владивосток, Россия, 2024 г. (постерный доклад);
- 28-ой генеральной ассамблее международного общества геодезии и геофизики (IUGG-2023), Берлин, Германия, 2023 г. (устный доклад);
- международной конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования», Москва, Россия, 2023 г. (постерный доклад);
- 65-ой Всероссийской научной конференции МФТИ, Долгопрудный, Россия, 2023 г. (устный доклад);
- IV Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова», Москва, Россия, 2022 г. (устный доклад).

Личный вклад. Все научные результаты, представленные в диссертационной работе, получены лично автором. Автору принадлежит ведущая роль в постановке задач, подготовке научных публикаций полученных результатов, а также в подготовке и представлении докладов на конференциях и семинарах. Все проведенные в ходе работы эксперименты, статистическая обработка полученных данных, а также построение графиков и таблиц были выполнены лично автором.

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 18 печатных изданиях, 5 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК, и в журналах, входящих в базы данных SCOPUS, Web of Science или Russian Science Citation Index (RSCI), 13 — в тезисах докладов.

1. **Sobaeva D.**, Zyulyaeva Y., Gulev S. ENSO and PDO Effect on Stratospheric Dynamics in Isca Numerical Experiments //Atmosphere. 2023. Vol. 14(3). No. 459.
2. Зюляева Ю. А., **Собаева Д. А.**, Гулев С. К. Отклик тропосферной динамики на экстремальные состояния стратосферного полярного вихря в различные фазы ЭНЮК в идеализированных модельных экспериментах //Известия РАН.Физика атмосферы и океана. 2023. Т. 59. №. 6. С. 707–719.
3. **Собаева Д. А.**, Зюляева Ю. А., Гулев С. К. Влияние локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана на тропосферно-стратосферную динамику в идеализированных модельных экспериментах //Океанологические исследования. 2024. Т. 52. №. 1. С. 34–56.
4. **Собаева Д. А.** Влияние локализации положительных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне на характер распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу в модельных экспериментах //Океанологические исследования. 2024. Т. 52. №. 4. С. 224–242.
5. Панасик А. В., Зюляева Ю. А., **Собаева Д. А.**, Гулев С. К. Различие в прогностическом потенциале тропосферных предикторов внезапных стратосферных потеплений в различные фазы ЭНЮК по данным идеализированных численных экспериментов //Известия РАН.Физика атмосферы и океана. 2025. Т. 61. №. 5. С. 589–596.

6. **Собаева Д. А.**, Зюляева Ю. А. Отклик динамики арктического стратосферного полярного вихря на крупномасштабные аномалии температуры поверхности Тихого океана в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы докладов IV Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова». 2022.
7. Зюляева Ю. А., **Собаева Д. А.** Динамика стратосферно-тропосферного взаимодействия в различные фазы Эль-Ниньо Южного Колебания и Тихоокеанского десятилетнего колебания в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы докладов IV Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата, посвященная памяти академика Александра Михайловича Обухова». 2022.
8. **Собаева Д. А.** Отклик динамики арктического стратосферного полярного вихря на крупномасштабные аномалии температуры поверхности Тихого океана в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы 65-ой Всероссийской научной конференции МФТИ. 2023.
9. **Собаева Д. А.**, Зюляева Ю. А. Различия тропосферно-стратосферной динамики под влиянием Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модокки в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы международной конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования». 2023.
10. Зюляева Ю. А., **Собаева Д. А.** Отклик тропосферной динамики на внезапные стратосферные потепления в различные фазы ЭНЮК и ТДК в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы международной конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования». 2023.
11. Панасик А. В., **Собаева Д. А.**, Зюляева Ю. А. Интенсивность стратосферного полярного вихря в различные фазы ЭНЮК в идеализированных численных экспериментах //Тезисы международной конференции «Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования». 2023.
12. **Sobaeva D.**, Zyulyaeva Yu. Dynamical response of Arctic stratospheric polar vortex to ENSO and PDO sea surface temperature anomalies in

- idealized modeling //XXVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) Abstracts. 2023.
13. Zyulyaeva Yu., **Sobaeva D.**, Gulev S. Troposphere-stratosphere interaction during different ENSO and PDO phases in idealised model experiments //XXVIII General Assembly of the International Union of Geodesy and Geophysics (IUGG) Abstracts. 2023.
 14. **Собаева Д. А.**, Зюляева Ю. А. Различия тропосферно-стратосферной динамики под влиянием канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модокки в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы КИМО-2024. 2024.
 15. **Собаева Д. А.**, Зюляева Ю. А. Влияние локализации аномалий ТПО в тропическом Тихом океане на крупномасштабную структуру планетарных волн и тропосферно-стратосферную динамику в идеализированных модельных экспериментах //Тезисы V Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата». 2024.
 16. Зюляева Ю. А., **Собаева Д. А.** ЭНЮК и изменчивость стратосферного полярного вихря, как факторы формирования предсказуемости погоды на внутрисезонном временном масштабе в Атлантико-Европейском секторе //Тезисы V Всероссийской конференции с международным участием «Турбулентность, динамика атмосферы и климата». 2024.
 17. **Sobaeva D.**, Zyulyaeva Yu., Gulev S. Differences in Response of Stratosphere-troposphere Dynamics to Canonical El Niño and El Niño Modoki in Idealized Modeling //AOGS-2024 21-st Annual Meeting Abstracts. 2024.
 18. Zyulyaeva Yu., **Sobaeva D.**, Gulev S. Troposphere-stratosphere Interaction During Different ENSO and PDO Phases in Idealised Model Experiments //AOGS-2024 21-st Annual Meeting Abstracts. 2024.

Благодарности. Автор выражает глубокую благодарность своему научному руководителю, к.ф.-м.н. Зюляевой Ю. А. за терпение, полезные советы и рекомендации по усовершенствованию работы. Выражает признательность члену-корреспонденту РАН, д.ф.-м.н., профессору Гулеву С. К. за прочтение материалов автора, критику и научные наставления. Также автор благодарит преподавательский состав кафедры термогидромеханики океана МФТИ за формирование знаний в сфере наук о Земле; особую признательность автор вы-

ражает к.ф.-м.н. Степановой Н. Б. за знакомство с миром океанологии. Автор благодарит коллег из ИО РАН за помощь в проведении модельных экспериментов, а также друзей и коллег за терпение и помощь в подготовке диссертации, особенно Цуканову Е. С. за многолетнюю поддержку на общем научном пути, Белоусову О. А. и Савина А. С. за продуктивные научные дискуссии. Особую благодарность автор выражает своей семье, которая является главным примером для подражания, за бесконечную любовь, поддержку и веру.

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения. Полный объем диссертации составляет 153 страницы, включая 69 рисунков и 7 таблиц. Список литературы содержит 243 наименования.

Глава 1. Стратосферно-тропосферное взаимодействие и факторы, влияющие на него

Прогнозирование метеорологических параметров, характеризующих состояние атмосферы, может быть выполнено на различных сроках [1; 2]. Так, например, наукастинг (прогноз текущей погоды) представляет собой описание спрогнозированных метеорологических характеристик на сроке от 0 до 2 часов, а прогноз климата охватывает период свыше двух лет (табл. 1).

Таблица 1 — Классификация сроков метеорологических прогнозов

Тип прогноза	Срок
Наукастинг (прогноз текущей погоды)	От 0 до 2-х часов
Сверхкраткосрочный прогноз	До 12 часов
Краткосрочный прогноз	От 12 до 72 часов
Среднесрочный прогноз	От 72 до 240 часов
Прогноз погоды с расширенным сроком	От 10 до 30 суток
Долгосрочный прогноз	От 30 суток до 2-х лет
Прогноз климата	От 2-х лет

При этом при прогнозировании погоды на периоде от нескольких часов до десяти дней решается задача на начальные атмосферные условия, в то время как построение долгосрочных прогнозов (на периоде более месяца) представляет собой задачу на граничные условия, при решении которой определяют статистические характеристики метеопараметров [3].

Интервал от 10 дней до 2 месяцев, получивший название «субсезонного масштаба», считается самым сложным для прогнозирования [4; 5], так как он является слишком длинным для того, чтобы модели «помнили» начальные условия атмосферы, но слишком коротким для того, чтобы в полной мере начали влиять граничные условия. В конце 90-х годов XX века было показано [6–8], что источником предсказуемости на данном масштабе может выступать стратосферная динамика, так как время жизни возмущений в стратосфере совпадает с субсезонным масштабом и циркуляционные аномалии могут распространяться из стратосферы в тропосферу, формируя определенные граничные условия для тропосферной динамики. Но стоит сразу отметить, что данный прогностический потенциал может быть реализован только в

зимний период, так как в летний период стратосфера динамически пассивна из-за отсутствия меридионального температурного градиента [9]. Так как субсезонный прогноз, критически важен как с научной точки зрения, для задачи выстраивания системы «бесшовного прогноза», так и с экономической и социальной точек зрения, для своевременного прогноза опасных метеорологических явлений и экстремальных событий, изучение физических процессов стратосферно-тропосферного взаимодействия является одной из важнейших в современной метеорологии.

1.1 Динамика стратосферного полярного вихря

Стратосферная динамика наиболее интенсивна в зимний период, когда формируется холодный циркумполярный циклонический вихрь. Его изменчивость — интенсификация или ослабление, а в некоторых случаях его разрушение — определяет стратосферный сигнал, который может распространяться в нижележащую тропосферу.

В отличие от тропосферы, где важную роль в терморегуляции играет водяной пар, в стратосфере основную роль играет концентрация озона. Так, например, летом, в условиях полярного дня, он разогревается при поглощении солнечной радиации в ультрафиолетовой части спектра (200–315 нм), что приводит к прогреванию полярной стратосферы, в то время как над тропиками прогрев стратосферы происходит на протяжении всего календарного года.

Осенью, с приходом полярной ночи, отсутствие прямой солнечной радиации и уменьшение интенсивности инфракрасного излучения в космос приводит к выхолаживанию стратосферы в высоких широтах. Как следствие, между теплой тропической стратосферой и холодной полярной стратосферой формируется меридиональный температурный градиент. Высокий меридиональный градиент вызывает усиление термического ветра, что в свою очередь приводит к формированию стратосферного полярного вихря (СПВ). Весной, из-за уменьшения градиента температур между полярной и тропической стратосферой, с приходом полярного дня в высокие широты, вихрь ослабевает и распадается [9] и стратосферная динамика перестраивается на летний режим.

Первые упоминания циркумполярного вихря, наблюдающегося зимой в полярной стратосфере, появились в середине XX века [10–12]. Однако к 1960-м годам обозначение «циркумполярный вихрь» сменяется на термин «стратосферный полярный вихрь» [13], который является общеупотребимым до настоящего времени.

В современных научных работах [14] вихрь определяется как циркумполярная область, которая характеризуется высокими значениями потенциальной завихренности (ПЗ) (рис. 1.1) и окружена зоной низких значений ПЗ, в которой происходит обрушение волн Россби [15]. Этот процесс схож с тем, что происходит на морских побережьях, поэтому зона низких значений ПЗ получила название «прибойной» зоны (surfzone в англоязычной литературе). Край вихря можно определить как область максимальных значений меридионального градиента потенциальной завихренности, которая располагается в переходной зоне между основным телом вихря и «прибойной» зоной [15; 16]. Он представляет собой замкнутое струйное течение в стратосфере на высотах от 100 гПа до 1 гПа над Северным полюсом и ограничивает столб экстремально холодного воздуха (в среднем -65°C). Скорость ветра в центре струйного течения, которое получило название струйное течение полярной ночи, может достигать значений более 70 м/с (250 км/ч). Ось этого течения расположена примерно вдоль 60° широты, поэтому одним из способов количественной оценки интенсивности СПВ является осреднение вдоль этой широты зональной компоненты скорости ветра на уровне 10 гПа. Высота вихря ограничена стратопаузой, так как здесь градиент температур между тропиками и полярным регионом меняет знак, что приводит к уменьшению скорости вихря с высотой.

Как и в Северном полушарии, с наступлением полярной ночи в Южном полушарии (апрель – октябрь) также наблюдается формирование вихря в стратосфере, однако его характеристики отличаются от характеристик СПВ Северного полушария. Одним из факторов, влияющих на динамику стратосферного полярного вихря, являются квазистационарные планетарные волны, которые распространяются вертикально из тропосферы в стратосферу и, взаимодействуя с зональной циркуляцией стратосферы, могут возмущать стратосферный полярный вихрь [14; 18]. Интенсивность и характер распространения квазистационарных планетарных волн определяет подстилающая поверхность, в частности крупномасштабная орография и распределение суши (океан – континент), а также крупномасштабная термическая неоднородность

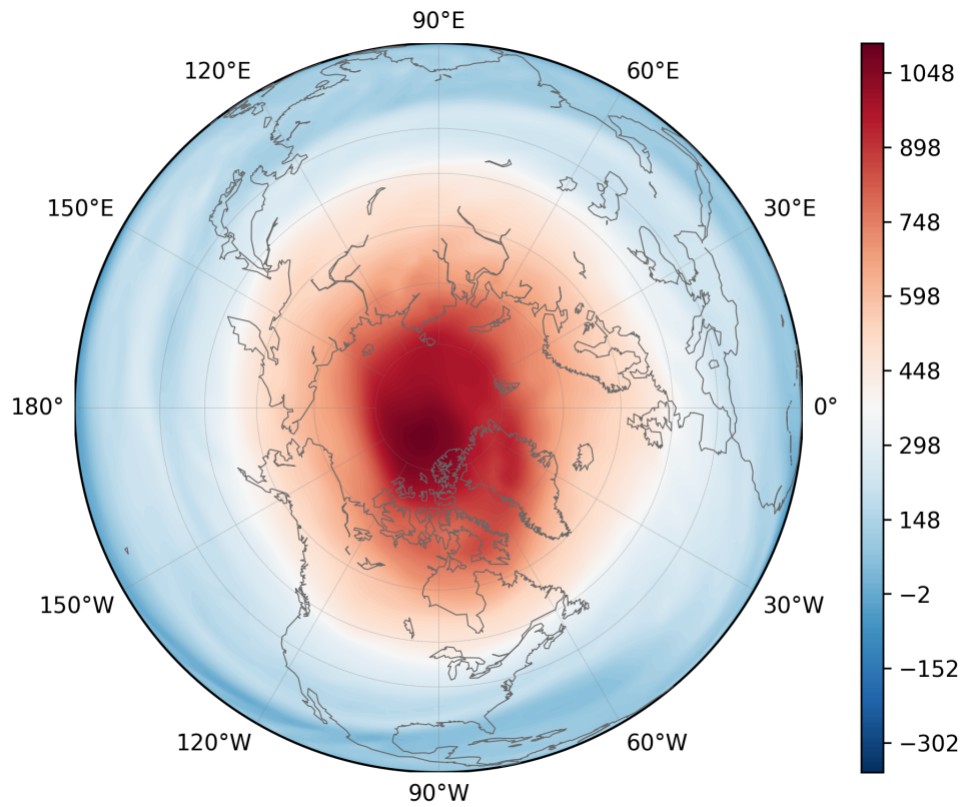


Рисунок 1.1 — Пространственное распределение потенциальной завихренности на изэнтропической поверхности 850 К на 1 января 1988 года по данным реанализа JRA-55 [17], $10^{-6} \text{ К м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ сек}^{-1}$

подстилающей поверхности [19]. Наличие в Северном полушарии большей орографической неоднородности, обусловленной такими горными массивами как Тибетское нагорье и Скалистые горы, и наличие крупномасштабной термической неоднородности приводят к более высокой активности планетарных волн с малыми волновыми числами и как следствие к тому, что Арктический СПВ более возмущен и менее интенсивен по сравнению с Антарктическим вихрем. На рис. 1.2 представлена внутригодовая изменчивость интенсивности СПВ в Северном и Южном полушарии по данным реанализа JRA-55 за 1958–2020 гг. Видно, что средняя интенсивность Арктического вихря в два раза ниже, чем Антарктического СПВ, и достигает значений 35 м/с. При этом СПВ в Северном полушарии характеризуется высокой внутрисезонной изменчивостью, в отличие от вихря в Южном полушарии, который стабилен на протяжении зимы Южного полушария со скоростями ветра порядка 80 м/с. Кроме того СПВ Северного полушария также меньше по протяженности и более теплый.

Интенсивность СПВ имеет ярко выраженную межгодовую изменчивость, которая может определяться многими параметрами, например, внутренними

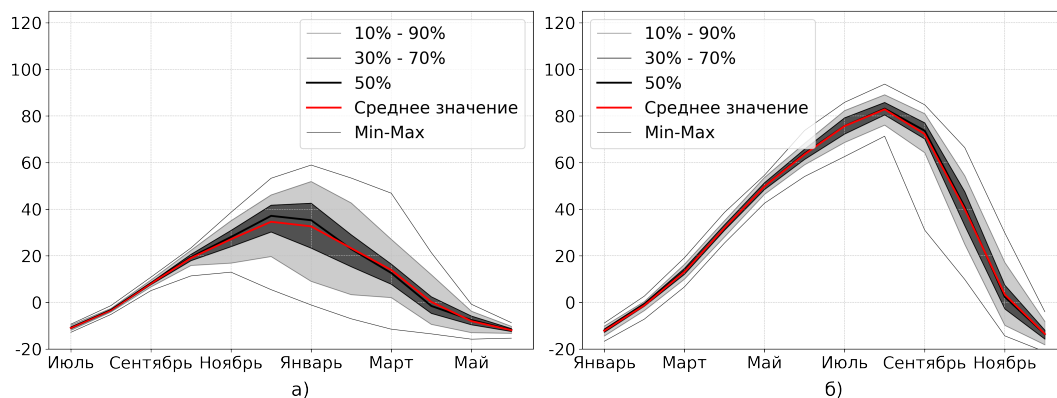


Рисунок 1.2 — Интенсивность СПВ, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° на уровне 10 гПа, для Северного полушария (а) и Южного полушария (б) по данным реанализа JRA-55, м/с

колебаниями климатической системы (Эль-Ниньо — Южное колебание, Тихоокеанское десятилетнее колебание), а также долгопериодной изменчивостью, в которой можно выделить многолетний тренд и квазидесятилетние колебания. На рис. 1.3 представлена временная изменчивость интенсивности СПВ по данным JRA-55. Для периода с 1958 по 2018 гг. наблюдается значимый отрицательный тренд, который составляет $-1,59\%$ на 10 лет, на фоне которого фиксируется квазидесятилетняя изменчивость.

Как было указано ранее, динамика стратосферного полярного вихря может определяться квазистационарными планетарными волнами. Рост потока волновой активности из тропосферы в стратосферу может приводить к ослаблению, а иногда и разрушению СПВ. При этом, зональная компонента скорости ветра вдоль 60° с. ш. может менять свое направление с западного на восточное [18; 21; 22]. Ослабление западного потока сопровождается быстрым ростом температуры полярной стратосферы на десятки градусов в течение нескольких дней. Например, во время события зимой 2012/2013 г. в стратосфере наблюдался рост температуры на 40°C [23]. Такие события, получившие название внезапных стратосферных потеплений (ВСП) [24], являются одним из наиболее ярких процессов динамического взаимодействия тропосферы и стратосферы [25—27]. При ВСП наблюдается либо смещение вихря, при котором центр его вращения существенно смещается с полюса в сторону экватора, либо разделение, при котором СПВ разделяется на два меньших по площади вихря (рис. 1.4).

Более возмущенный, по сравнению с Антарктическим вихрем, СПВ Северного полушария характеризуется и большим количеством ВСП. Так, средняя

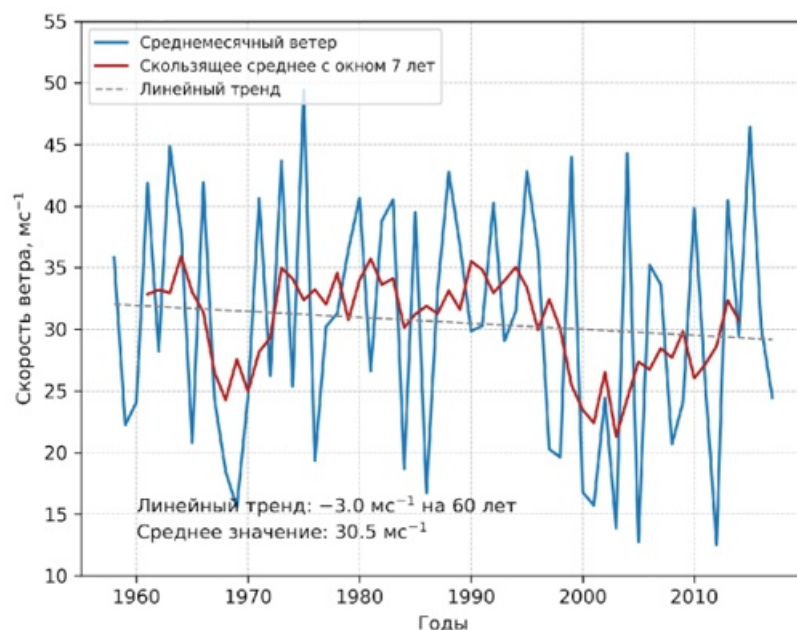


Рисунок 1.3 — Зональная компонента ветра (среднее за декабрь, январь, февраль), осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа по данным реанализа JRA-55 [20], м/с

частота возникновения внезапных стратосферных потеплений в Северном полушарии составляет 6 событий в десятилетие [28]. В то время как в Южном полушарии с момента начала наблюдений (то есть с 1940-х годов) по настоящее время было зафиксировано всего два внезапных стратосферных потепления: в 2002 [29] и 2019 годах.

Классический механизм, объясняющий влияние тропосферы на стратосферную динамику, был предложен Мацуно в 1971 году [18]. Распространяющаяся вверх в стратосферу планетарная волна способствует ослаблению западных ветров, то есть наблюдается уменьшение интенсивности стратосферного полярного вихря, увеличение амплитуд возмущений, что приводит к разрушению вихря. При этом, движение волн способствует значимому увеличению возмущения температур, и, следовательно, росту среднезональной температуры в высоких широтах. В условиях уменьшения плотности воздуха амплитуда волны увеличивается, что приводит к росту ускорения скорости ветра на восток с высотой до определенного уровня, на котором среднезональное направление потока сменяется с западного на восточное. Возникновение этого уровня определяет критическую линию (область нулевых скоростей ветра), препятствующую дальнейшему распространению планетарных волн. В следствие чего начинает-

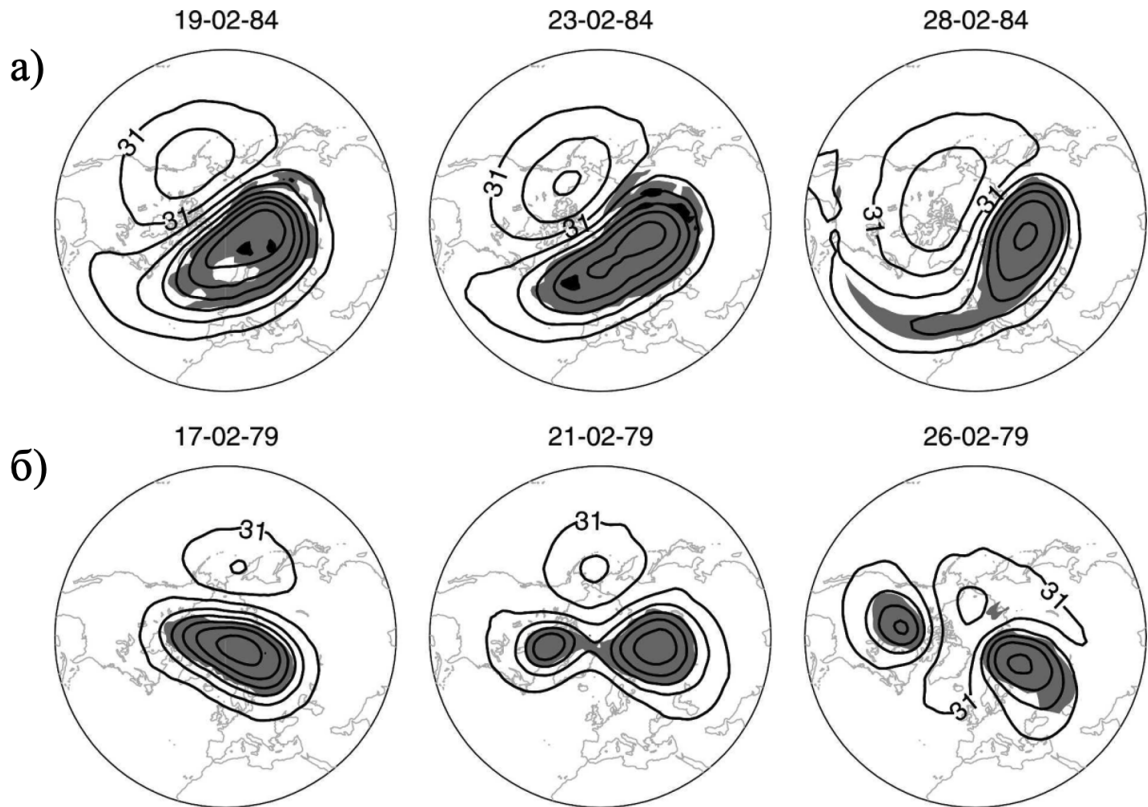


Рисунок 1.4 — Геопотенциальная высота поверхности 10 гПа, км. В закрашенной области значение ПЗ превышает $4,0 \cdot 10^{-6} \text{ К м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ сек}^{-1}$. ВСП, произошедшее в феврале 1984 года, при котором наблюдалось смещение вихря с полюса (а). ВСП, произошедшее в феврале 1979 года, при котором наблюдалось разделение вихря (б) [28]

ся их поглощение, сопровождающееся уменьшением амплитуд волн и сильным потеплением под критической линией. Здесь же восточные ветра ускоряются волнами, понижая этот уровень, что приводит к нисходящему движению потепления и «развороту» ветра.

Исследования влияния планетарных волн, распространяющихся из тропосферы в стратосферу, на основе модельных экспериментов показали, что возникновение ВСП не всегда определяется интенсификацией распространения планетарных волн. В работе [30] получено, что только после $\sim 20\%$ аномальных волновых событий в нижней тропосфере (ВСНТ) наблюдается формирование внезапных стратосферных потеплений. В свою очередь, только перед третьей ВСП присутствует какое-либо ВСНТ. Кроме того, данное исследование показало, что вероятность возникновения ВСП не зависит от амплитуды аномалии волнового события в тропосфере, а может определяться пространственными

характеристиками самого вихря, так называемого предсостояния. Например, ВСНТ планетарной волны с волновым числом 1 (волна 1), которые сопровождаются внезапными стратосферными потеплениями, часто предшествуют интенсивный вихрь, занимающий большую площадь и центрированный над полюсом. Однако такая же конфигурация вихря наблюдается и перед ВСП волны 1 (то есть событием, во время которого аномалии потока волны 1 превышают критический уровень 2σ до или после центральной даты ВСП), перед которыми не было зафиксировано волновых событий в нижней тропосфере. Также, все события ВСП волны 1 характеризуются наличием источника волны 1 над тропопаузой, независимо от наличия ВСНТ перед этим [30]. Таким образом важную роль может играть предсостояние нижней стратосферы, способствующее проникновению волновой активности из тропосферы [31], или же определенная геометрия вихря, приводящая к фокусировке волновой активности в высоких широтах [27].

В некоторых работах указано значимое влияние меридионального распространения волновой активности на формирование ВСП [32; 33]. Например, показано, что событию ВСП в 2006 г. предшествовали аномалии волновых возмущений из тропиков в умеренные широты.

Вопрос полного понимания механизмов формирования внезапных стратосферных потеплений остается открытым [25; 34], даже несмотря на многочисленные работы, изучающие их динамику и влияние на тропосферу.

1.2 Влияние стратосферной динамики на тропосферу

В атмосфере Земли — газовой оболочке нашей планеты — можно выделить слои согласно вертикальному градиенту температуры, это: тропосфера, стратосфера, мезосфера, термосфера и экзосфера (рис. 1.5).

Тропосфера является самым нижним слоем атмосферы, температура в котором падает с высотой со скоростью $6,5^\circ\text{C}/\text{км}$, а толщина этого слоя меняется с широтой от 8 км у полюсов до 18 км у экватора. В среднем тропосфера характеризуется устойчивой стратификацией, поскольку градиент температуры здесь меньше, чем сухоадиабатический градиент ($-9,8^\circ\text{C}/\text{км}$). Однако в ней могут возникать районы неустойчивости, характеризующиеся резкими вертикальными

градиентами температуры и влажности, приводящими к возникновению конвективных процессов. В следствие чего формируется турбулентность и сильное перемешивание воздуха по вертикали. Сухонеустойчивостью характеризуются воздушные массы, чей температурный градиент выше сухадиабатического. Однако неустойчивость воздуха может быть повышена до влажнеустойчивости (градиент температуры выше влажадиабатического), например, континентальный воздух при перемещении над морем прогревается и обогащается влагой, в следствие чего понижается уровень конденсации. Стоит отметить, что влажадиабатический градиент зависит от температуры и высоты. Кроме того за счёт особенностей местной рельефной, климатической или гидрологической обстановки в тропосфере могут возникать районы локальной неустойчивости. Одним из таких районов является тропическая часть Тихого океана, где высокая солнечная радиация обеспечивает сильное нагревание водной поверхности, что вызывает интенсивное испарение влаги и образование насыщенных воздушных масс. Когда влажный воздух нагревается, он становится менее плотным и поднимается вверх, формируя вертикальные движущиеся потоки — конвекцию.

Следующий слой — стратосфера — характеризуется положительным вертикальным градиентом температуры. По скорости ее роста выделяют нижнюю и верхнюю стратосферу. В нижней стратосфере (11 – 25 км) наблюдаются незначительные изменения температуры со скоростью $1^{\circ}\text{C}/\text{км}$, в то время как в верхней стратосфере, которая расположена на высотах 25 – 40 км, градиент температуры составляет $2,8^{\circ}\text{C}/\text{км}$. На верхней границе стратосферы, то есть на высоте примерно 47 км, температура достигает значений около 273°C . Стратосфера стратифицирована устойчиво и вертикальное перемешивание в данном слое очень слабое.

Из-за разницы в плотности (стратосфера в среднем 40 раз менее плотная, чем нижележащая тропосфера), долгое время считалось, что стратосфера пассивна относительно тропосферы, и аномалии в столь разреженной среде не могут приводить к существенным изменениям в намного более плотной тропосфере.

Лишь в конце XX века было показано [8], что некоторые аномалии стратосферной динамики могут распространяться вниз в тропосферу, модифицируя погодные условия у поверхности Земли.

Стратосферную циркуляцию в зимний период в Северном полушарии можно охарактеризовать Северной круговой модой, которая у поверхности

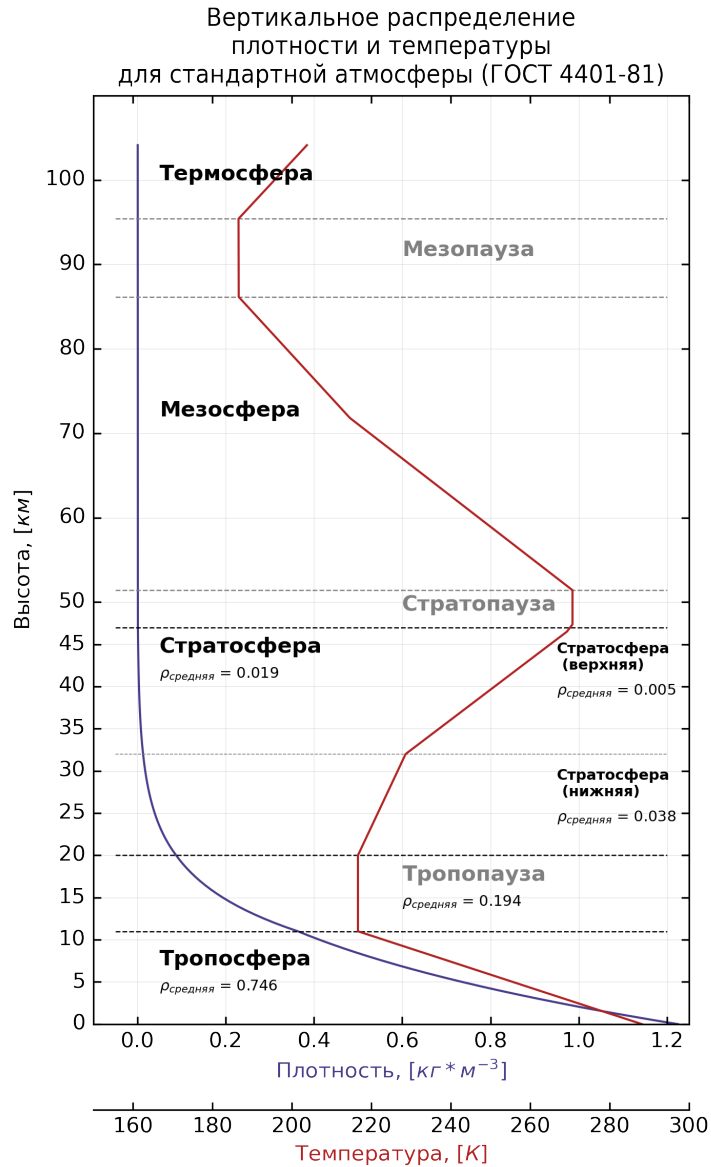


Рисунок 1.5 — Вертикальное распределение температуры (показано красным), K, плотности (показано синим), $\text{кг} \cdot \text{м}^{-3}$, для стандартной атмосферы ГОСТ 4401-81 [20]

проявляется как синхронные колебания давления одного знака над полярным районом Северного полушария и противоположного знака в более низких широтах [8]. В нижней тропосфере такую структуру давления называют Арктической осцилляцией (АО) [35], над Атлантическим сектором это колебание известно как Северо-Атлантическое колебание (САК) [36; 37]. Положительные аномалии индекса АО соответствуют интенсивному западному переносу в стратосфере, в то время как слабый вихревой режим характеризуется отрицательными аномалиями индекса АО (рис. 1.6).

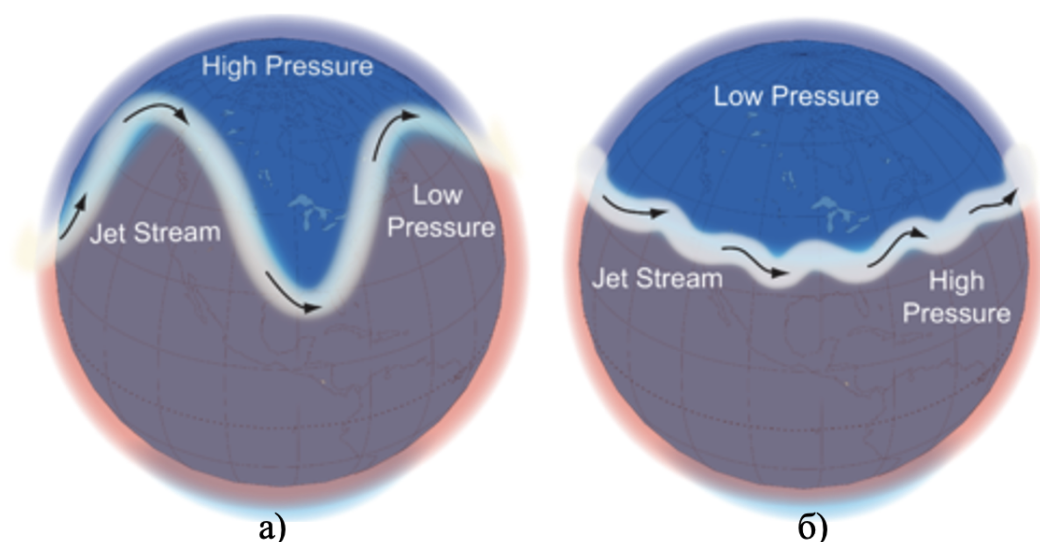


Рисунок 1.6 — Отрицательная (а) и положительная (б) фазы Северной круговой моды/Арктической осцилляции [38]

Болдуин и Дюнкертон [8] показали, что циркуляционные аномалии, выраженные в терминах аномалий индекса АО, могут распространяться из стратосферы в тропосферу и сохраняться там на периоде до 60 дней. На рисунке 1.7 показан пример такого распространения, когда в зимний период 1998/1999 годов экстремальные аномалии индекса АО сначала появляются в верхней части стратосферы и далее прослеживаются в нижележащей тропосфере, вплоть до поверхности Земли (рис. 1.7). Однако показано, что только самые сильные аномалии любого знака имеют тенденцию распространяться до поверхности, в то время как более слабые аномалии обычно остаются в пределах стратосферы.

Распространяясь в нижележащую тропосферу, стратосферный сигнал в Атлантико-Европейском и Северо-Тихоокеанском регионе может приводить к смещению шторм-треков — основных путей распространения синоптических вихрей [8; 39]. Слабая стратосферная циркуляция и возникшие отрицательные аномалии АО приводят к смещению шторм-треков на юг, в то время как при высоких положительных аномалиях АО существует тенденция смещения шторм-треков к полюсу (рис. 1.8). Данное смещение статистически значимо как в Атлантико-Европейском регионе, так и в северной части Тихого океана [8].

Эти результаты указывают на прогностический потенциал стратосферы на субсезонном масштабе, что определяет ее как один из ключевых источни-

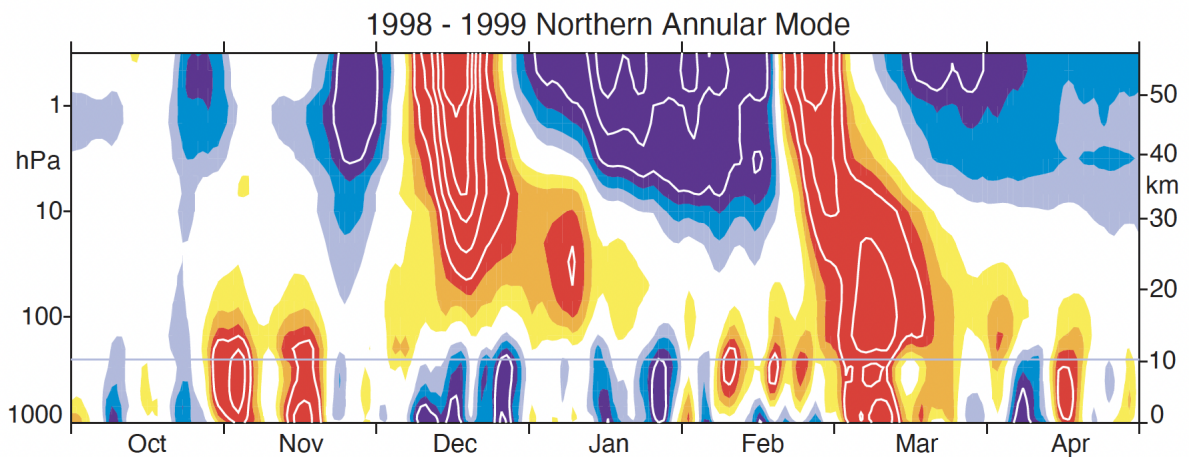


Рисунок 1.7 — Распространение аномалий значений индекса Арктической Осцилляции во времени и по высоте в расширенный зимний период (октябрь–апрель) 1998/1999 годов. Индексы имеют суточное разрешение и являются безразмерными. Синий цвет соответствует положительным значениям, красный – отрицательным значениям. Примерная граница между тропосферой и стратосферой обозначена тонкой горизонтальной линией [8]

ков предсказуемости в средних и высоких широтах на периоде субсезонного прогноза.

1.3 Факторы, влияющие на динамику стратосферно-тропосферного взаимодействия

Влияние квазистационарных планетарных волн умеренных широт на динамику стратосферного планетарного вихря является ярким примером тропосферно-стратосферного взаимодействия. Более интенсивное распространение потока волновой активности из тропосферы в стратосферу может возмущать СПВ. В свою очередь пространственная структура квазистационарных планетарных волн с малыми волновыми числами определяется крупномасштабными орографическими или термическими неоднородностями подстилающей поверхности. При этом, в отличие от орографических неоднородностей, термические являются фактором, меняющимся со временем. Примером могут служить крупномасштабные аномалии температуры поверхности океана, связанные с такими колебаниями как Эль-Ниньо — Южное колебание (ЭНЮК) и Тихоокеанское

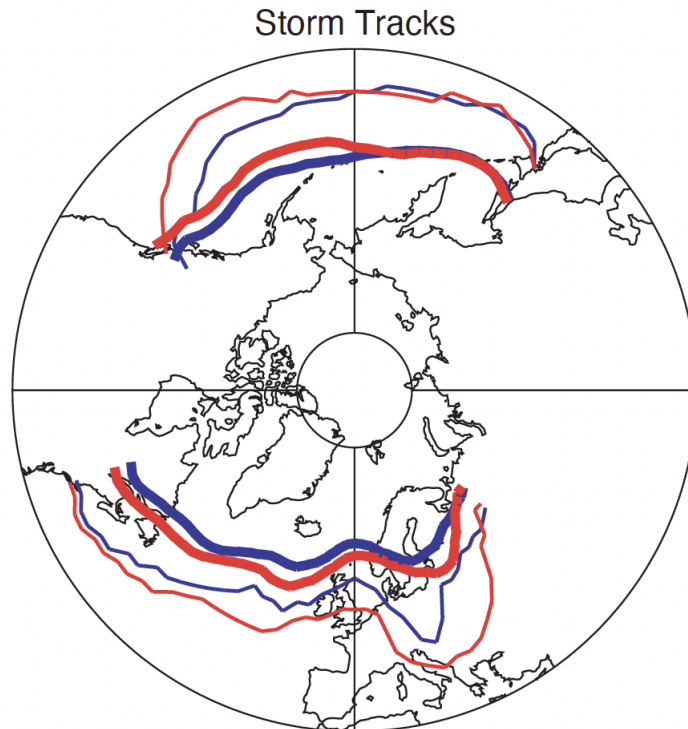


Рисунок 1.8 — Средние широты прохождения поверхностных циклонов над Северной Атлантикой и Тихим океаном за периоды, в которые наблюдаются отрицательные аномалии индекса АО (толстые красные линии) и положительные (толстые синие линии). Тонкие линии указывают на самую низкую широту, на которой ожидаются циклоны с частотой один раз в две недели. Данные охватывают период с 1961 по 1998 год, в каждой точке происходит осреднение по долготе в полосе, шириной 15° [8]

десятилетнее колебание (ТДК) [40—47]. Кроме того, характер распространения квазистационарных планетарных волн также зависит от изменчивости в самой тропосфере, например, квазидвухлетних колебаний (КДК) [27; 48—57].

1.3.1 Эль-Ниньо — Южное колебание

Эль-Ниньо — Южное колебание является одним из самых ярких примеров крупномасштабной изменчивости в системе океан–атмосфера, которая наблюдается в тропической зоне Тихого океана и оказывает влияние на межгодовые климатические флуктуации по всему миру [58]. Термин «Южное

колебание» (ЮК) впервые появился в 1920-х годах и описывал наблюдаемую связь приповерхностного давления в Юго-восточной тихоокеанской зоне высокого давления и Североавстралийско-индонезийской зоне низкого давления [59]. Уокер, впервые описавший это крупномасштабное климатическое колебание, охарактеризовал его следующим образом: «Когда в Тихом океане давление высокое, в Индийском океане от Африки до Австралии оно, как правило, низкое» [60–64]. Название «Эль-Ниньо» описывало в свою очередь слабое теплое южное течение, которое наблюдалось вдоль берегов Эквадора и Перу в январе, феврале и марте. В это время юго-восточные пассаты, наблюдаемые у берегов Южной Америки, ослабевают, в следствие чего в этом регионе прекращается апвеллинг, поднимающий из глубин холодную воду, насыщенную питательными веществами.

В 1960-х годах Вильгельм Бьеркнес впервые связал атмосферные аномалии Южного колебания с межгодовыми колебаниями температуры поверхности океана в восточной и центральной части Тихого океана [65–67]. Он показал, что несмотря на высокую изменчивость тропосферы, аномальные условия, соответствующие ЮК, наблюдаются в атмосфере на протяжении нескольких сезонов. Бьеркнес отметил, что океан, обладающий большей памятью по сравнению с атмосферой, может играть одну из главных ролей в данном физическом процессе. В это же время термин «Эль-Ниньо» стал описывать не только региональное течение у берегов Перу, но и колебания температуры, наблюдаемые почти во всем тропическом Тихом океане.

На рис. 1.9 схематически представлены физические процессы в тропической зоне Тихого океана в среднеклиматических условиях (т. н. нейтральная фаза ЭНЮК) [68]. Наблюдающиеся у поверхности в данном регионе пассаты приводят к концентрации в западной части Тихого океана теплых приповерхностных вод, температура которых достигает 28°C , в то время как на востоке наблюдается подъем глубинной холодной воды со значениями температуры порядка $22 - 23^{\circ}\text{C}$ [69]. Термоклин в таких условиях имеет наклон с востока на запад и глубина его залегания изменяется в среднем от 50 м до 200 м. При этом над теплой водой на западе тропического Тихого океана развивается интенсивная конвекция и наблюдается увеличенное количество осадков.

При формировании Эль-Ниньо, положительной фазы ЭНЮК, происходит ослабление восточных ветров и возникновение на западе западных, что приводит к смещению теплых вод на восток тропического Тихого океана. Вслед

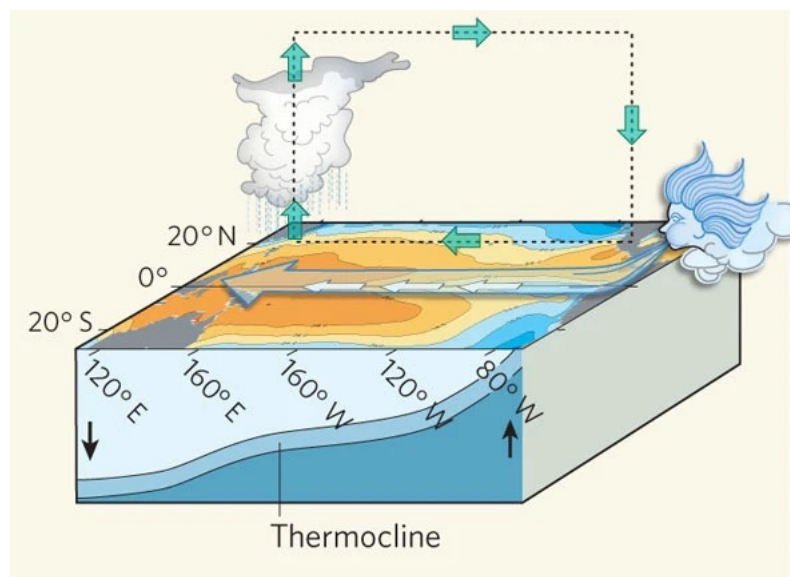
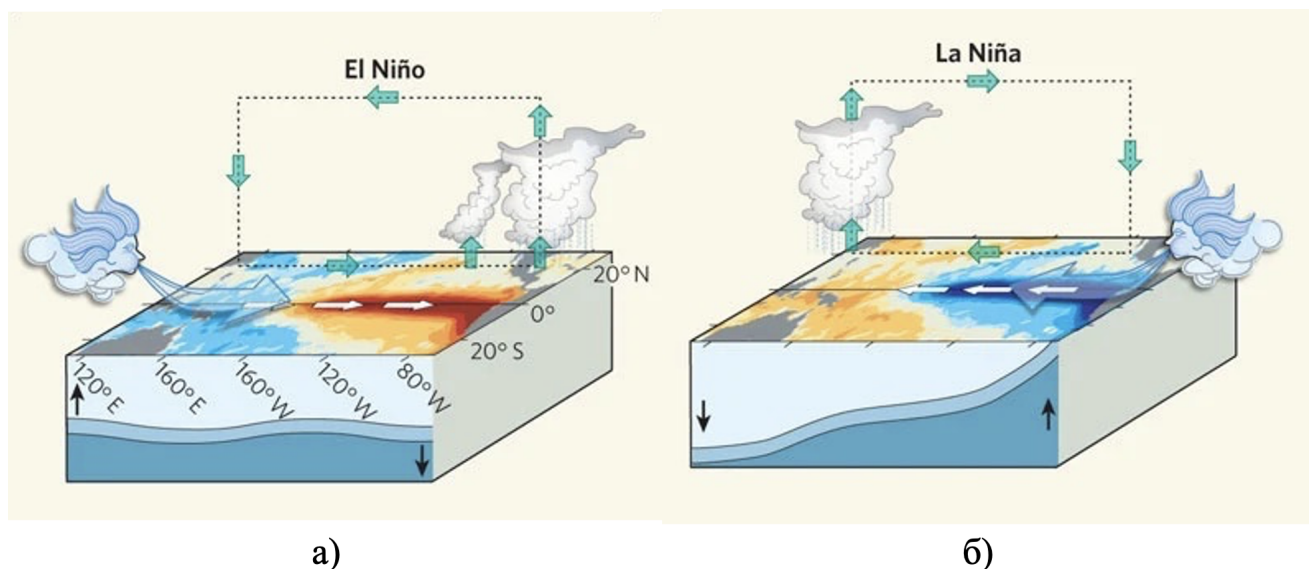


Рисунок 1.9 — Нормальные условия в тропическом Тихом океане [68]

за ними смещается зона интенсивной конвекции и осадков, а термоклин меняет наклон на противоположный. Аномалии температуры на востоке Тихого океана в условиях Эль-Ниньо могут составлять $4 - 5^{\circ}\text{C}$. Противоположная фаза колебания получила название Ла-Нинья – «девушка» на испанском языке (тогда как Эль-Ниньо переводится с испанского как «мальчик»). Ла-Нинья характеризуется усилением пассатов, интенсификацией конвекции над западной частью Тихого океана и еще большим заглублением термоклина в этом регионе (рис. 1.10).



а)

б)

Рисунок 1.10 — Аномальные условия в тропическом Тихом океане во время положительной (а) и отрицательной (б) фаз ЭНЮК [68]

Однако наблюдения указывают на вариативность ЭНЮК: каждое явление Эль-Ниньо/Ла-Нинья качественно и количественно отличается от остальных наблюдаемых событий ЭНЮК. Во время отрицательной фазы данного явления основные аномалии ТПО наблюдаются в западной части экваториального Тихого океана и характеризуются небольшими пространственными различиями. В отличие от этого, локализация положительных аномалий ТПО Эль-Ниньо различается от события к событию, в следствие чего, в настоящее время существует несколько различных качественных определений события Эль-Ниньо. Как было сказано выше, исторически, в первую очередь под термином «Эль-Ниньо» понималось появление аномально теплой воды вдоль побережья Эквадора и Перу до Лимы (то есть примерно до 12° ю.ш.). Такое определение было предложено в начале 1980-х годов рабочей группой Научного комитета по исследованию океана, SCOR WG 55 (Scientific Committee for Ocean Research working group). Течение Эль-Ниньо определялось по превышению нормированной аномалией ТПО одного стандартного отклонения в течение как минимум четырех месяцев подряд. При этом данная аномалия ТПО должна была наблюдаться как минимум на трех из пяти перуанских прибрежных станций. К этому времени уже существовало понимание того, что аномально теплая вода на востоке Тихого океана является частью процесса, охватывающего весь тропический Тихий океан, поэтому это определение не получило признания со стороны научного сообщества, так как оно явно относилось к событию, происходящему прямо у южноамериканского побережья.

Японское метеорологическое агентство (JMA) предложило определять явление Эль-Ниньо по среднемесячным аномалиям ТПО в регионе 4° с. ш. – 4° ю. ш. и 90° – 150° з. д., который практически соответствует региону Nino-3 [5° с. ш. – 5° ю. ш., 90° – 150° з. д.]. В свою очередь Nino-3 является основным местоположением холодных экваториальных вод во время нейтральной фазы ЭНЮК, а также областью, в которой обычно наблюдается самая большая изменчивость ТПО во время Эль-Ниньо. Различия в границах данных регионов в меридиональном направлении возникли из-за того, что среднемесячные ТПО, рассматриваемые JMA, представлены на сетках $2^\circ \times 2^\circ$. Событием Эль-Ниньо считался период, в течение которого значения ежемесячных аномалий ТПО, осредненные за 5 месяцев, в вышеупомянутой области составляют $+0.5^\circ\text{C}$ или более в течение как минимум шести месяцев подряд.

Стандартный Индекс Южного Колебания (ИЮК) в сочетании с индексом аномалий ТПО для восточной части тропического Тихого океана (в пределах 4° от экватора от 160° в. д. до побережья Южной Америки) также может быть использован для определения Эль-Ниньо [70]: аномалия ТПО должна быть положительной в течение как минимум трех сезонов и как минимум на 0.5°C выше среднего значения, а ИЮК на этом же периоде должен быть ниже $-1,0$.

Национальное управление океанических и атмосферных исследований (НОАА) использует для определения Эль-Ниньо регион Nino-3.4 [5° с. ш. – 5° ю. ш., 170° – 120° з. д.]. Согласно этому определению, Эль-Ниньо — это явление в экваториальной части Тихого океана, характеризующееся положительными аномалиями температуры поверхности океана в районе Nino-3.4 величиной не менее $0,5^\circ\text{C}$, усредненными за три месяца подряд.

Однако с конца XX века увеличилась частота наблюдения событий Эль-Ниньо, характеризующихся триполярной пространственной структурой аномалий ТПО. Например, в 2004/2005 гг. слабые положительные аномалии ТПО наблюдались в районе линии перемены даты и были окружены на западе и на востоке отрицательными аномалиями ТПО [71]. В работе [72] за период с 1970 по 2005 год выделено 12 событий Эль-Ниньо. Во время событий 1972/1973, 1976/1977, 1982/1983 и 1997/1998 годов положительные аномалии ТПО наблюдаются на протяжении нескольких месяцев на востоке экваториального Тихого океана, в регионе Nino-3. При этом, распространяющийся с запада на восток сигнал, получивший название Транс-Ниньо [73], быстро проходит через центр Тихого океана. В отличие от этого, во время событий Эль-Ниньо, наблюдавшихся в 1977/1978, 1990/1991, 1994/1995, 2002/2003 и 2004/2005 годах, положительная аномалия ТПО не достигала берегов Южной Америки и задерживалась в центре экваториального Тихого океана на три последовательных сезона, после чего наблюдалось возвращение к нейтральным условиям [71]. Данный регион получил название Nino-4. Кроме того, было выделено еще три года, в течение которых аномалии ТПО находились между регионами Nino-3 и Nino-4: события 1986/1988 годов и событие 1991/1992 годов характеризовались задержкой положительных аномалий в регионе Nino-3.4. На рис. 1.11 представлено распределение аномалий ТПО для событий Эль-Ниньо согласно календарю из работы [72]. Так как изучение явления ЭНЮК началось именно с событий, характеризующихся теплыми водами у берегов Южной Америки, они получили название «каноническое Эль-Ниньо», в то время как события нового

типа в разной литературе получили различные названия: Эль-Ниньо Модоки (с японского – «похожий, но другой») [71], Эль-Ниньо линии перемены дат [74; 75], центрально-тихоокеанское Эль-Ниньо [76], Эль-Ниньо теплого бассейна [72; 77]. Вместе с этим возникло и множество новых методов определения типа Эль-Ниньо [71; 72; 74–77].

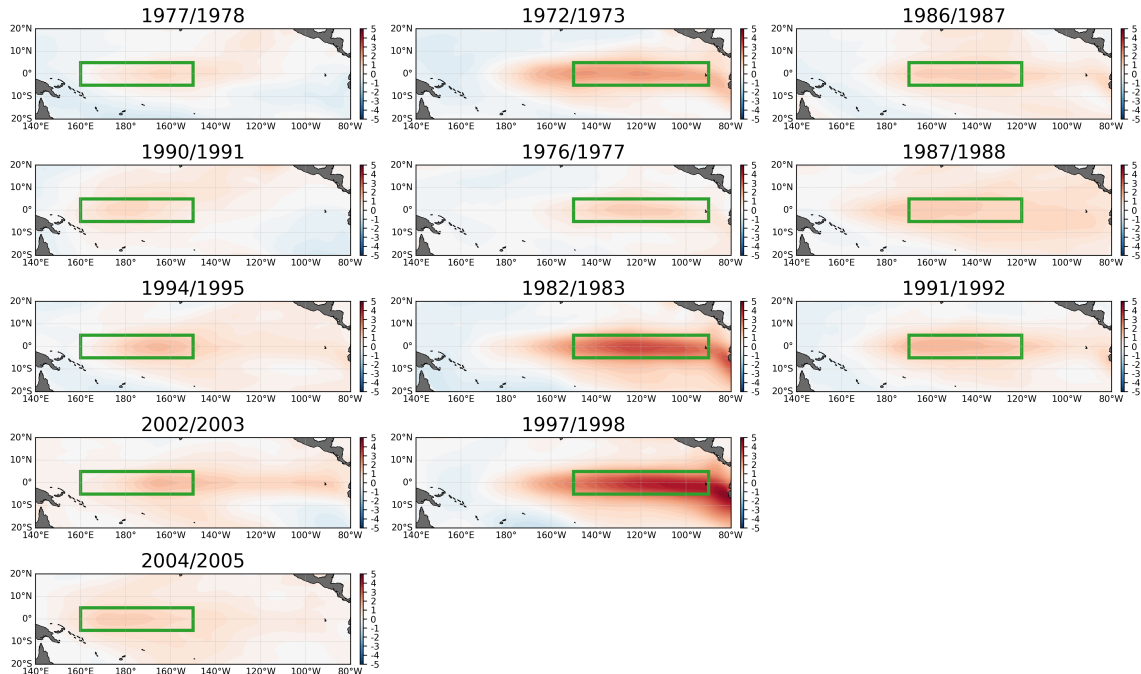


Рисунок 1.11 — Аномалии ТПО Эль-Ниньо за период с 1970 по 2005 гг., °C

Проведенный в работах [71; 78] анализ на основе эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) показал, что пространственное распределение ТПО, соответствующее каноническому Эль-Ниньо, аналогично 1-ой ЭОФ ТПО в экваториальной части Тихого океана и объясняет 45% изменчивости, в то время как новый тип Эль-Ниньо, характеризующийся положительными аномалиями ТПО в центре экваториального Тихого океана и отрицательными аномалиями на востоке и западе, соответствует 2-ой ЭОФ ТПО (объясняет 12% изменчивости).

Стоит отметить, что частота наблюдения событий с положительными аномалиями ТПО в регионе Niño-4 резко возрасла в последние десятилетия: за период 1854–1990 частота наблюдения Эль-Ниньо Модоки составляет всего 0,01 событий в год, в то время как для периода 1990–2007 эта частота составляет 0,29 событий в год [77]. После 2007 было отмечено еще два события Эль-Ниньо: в 2009/2010 и 2018/2019 годах [79].

Благодаря обратной связи с термоклинном, вертикальная адвекция аномальных температур является основным фактором, способствующим росту

ТПО в восточной части Тихого океана [80—83], в то время как в центральной части Тихого океана главную роль играет зональная адвекция средней температуры поверхности океана аномальными зональными течениями [72; 81; 82; 84; 85]. Ее усиление в рамках глобального потепления считается одной из причин увеличения частоты наблюдения Эль-Ниньо Модоки [68; 77; 86; 87]. Последние исследования показывают, что вклад вертикального турбулентного перемешивания, возникающего из-за сильного вертикального сдвига течений между Южным экваториальным течением, текущим на запад вблизи поверхности, и Экваториальным подводным течением в подповерхностном слое, текущим на восток, в формирование Эль-Ниньо Модоки сопоставим с вкладом зональной адвекции [88]. Другими факторами, способствующими увеличению частоты Эль-Ниньо Модоки, могут являться климатические явления за пределами тропической части Тихого океана [89—92] или внутренние модуляции явления ЭНЮК [84; 93; 94].

При событиях Эль-Ниньо Модоки наблюдаются также отличия в атмосферной циркуляции по сравнению с каноническим Эль-Ниньо. На месте аномальной ячейки Уокера, характеризующейся во время канонического Эль-Ниньо восходящей ветвью над восточной частью Тихого океана и нисходящей ветвью над его западной частью, во время Эль-Ниньо Модоки формируется две аномальные ячейки с общей восходящей ветвью над центральной частью Тихого океана и двумя нисходящими ветвями к западу и востоку от нее (рис. 1.12) [71; 78; 95]. При этом западная нисходящая ветвь аналогична той, которая наблюдается во время канонического Эль-Ниньо, но смещена к северу [96].

Так как события Эль-Ниньо Модоки характеризуются меньшей продолжительностью (примерно 8 месяцев) и более низкими аномалиями ТПО, чем канонические Эль-Ниньо [97—99], их влиянию на климат уделяется меньше внимания [95]. Однако во время Эль-Ниньо Модоки положительные аномалии ТПО наблюдаются в регионе более высоких среднеклиматических значений ТПО [100], что создает более благоприятные условия для глубокой конвекции [100—102].

Данные наблюдений, а также модельных экспериментов показали, что крупномасштабная тропосферная циркуляция может быть чувствительна к локализации аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане [103], что наблюдается в различном отклике на каноническое Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки [74; 75; 78; 100; 104—109]. Два типа Эль-Ниньо оказывают различное влияние

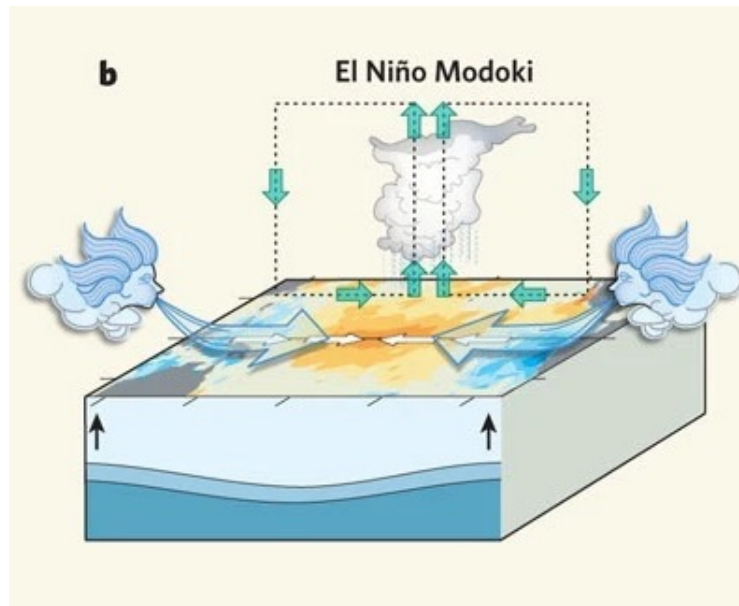


Рисунок 1.12 — Аномальные условия в тропическом Тихом океане во время Эль-Ниньо Модоки [68]

на региональные осадки и циркуляцию над Тихоокеанским-Северо-американским регионом [110; 111], температуру над Тихим океаном, Китаем, Японией и Северной Америкой [71; 105; 106]. В работах [96; 108; 112; 113] показано, что в некоторых регионах в поле осадков влияние, оказываемое каноническим Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, может иметь различный знак.

В условиях двух типов Эль-Ниньо наблюдается усиление Тихоокеанского-Северо-американского колебания, хотя амплитуда этого усиления выше при каноническом Эль-Ниньо, чем при Эль-Ниньо Модоки. Однако в [42] построенные по данным наблюдений регрессии аномалий геопотенциала на уровне 1000 гПа на индекс Эль-Ниньо Модоки выделяют структуру, схожую с Арктическим колебанием. При этом, регрессии аномалий геопотенциала на уровне 1000 гПа на индекс канонического Эль-Ниньо показывают структуру Тихоокеанского-Северо-американского колебания: распространение длинных волн Россби из тропиков в умеренные широты, усиление Гавайского и Канадского максимумов, углубление Алеутского минимума и Мексиканской депрессии [42; 45]. Стоит отметить, что пространственные характеристики Алеутского минимума также различаются для двух типов событий: при каноническом Эль-Ниньо он глубже и южнее, чем при Эль-Ниньо Модоки [106].

Влиянию ЭНЮК на состояние стратосферы и, в частности, стратосферного полярного вихря, посвящено множество исследований, использующих как

данные наблюдений [114; 115], так и модельные данные [116—118]. В условиях Эль-Ниньо в Северном полушарии в зимний период наблюдается значительно более теплая полярная стратосфера, по сравнению с годами нейтральной фазы ЭНЮК [116; 117; 119—121]. На этом фоне увеличивается частота наблюдений внезапных стратосферных потеплений, что приводит к более слабому вихрю в условиях Эль-Ниньо по сравнению с условиями нейтральной фазы [122]. В работах [117; 119] показано, что во время отрицательной фазы ЭНЮК (Ла-Нинья) наблюдается более холодный и интенсивный вихрь по сравнению с условиями Эль-Ниньо, при этом, амплитуды соответствующих аномалий значительно слабее эффекта Эль-Ниньо. Однако данные наблюдений, а также результаты модельных экспериментов, показывают, что частота возникновения ВСП во время Ла-Нинья сравнима с частотой ВСП при Эль-Ниньо [123—125].

На данный момент согласованного ответа на вопрос о различиях во влиянии канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки на полярную стратосферу у научного сообщества нет. Некоторые работы показывают отсутствие значимого влияния Эль-Ниньо Модоки на арктическую стратосферу [126; 127], в то время как в других указано, что Эль-Ниньо Модоки может приводит к ослаблению СПВ в Северном полушарии [41; 124; 128; 129]. Хотя амплитуда этого ослабления меньше, чем в условиях канонического Эль-Ниньо. Это может быть объяснено большей амплитудой волны 1 во время канонического Эль-Ниньо, так как она приводит к более глубокому Алеутскому минимуму в случае канонического Эль-Ниньо, по сравнению с Эль-Ниньо Модоки.

1.3.2 Тихоокеанское десятилетнее колебание

Умеренные широты Тихого океана также характеризуются крупномасштабной модой изменчивости — Тихоокеанским десятилетним колебанием. В отличие от ЭНЮК, период которого составляет всего 6 – 18 месяцев, колебание в умеренных широтах Тихого океана характеризуется периодом 20 – 30 лет. Различаются и регионы воздействия этих двух колебаний: климатические следы ТДК особенно заметны в средних широтах (на севере Тихого океана и в Северной Америке), только вторичные следы наблюдаются в тропиках. ЭНЮК же характеризуется противоположной ситуацией.

Отрицательная фаза ТДК, наблюдавшаяся в 1890–1924 годах, в 1947–1976 годах и в 1997–2014 годах, характеризуется положительными аномалиями ТПО в западной и центральной частях умеренных широт Тихого океана, которые окружены с севера, востока и юга отрицательными аномалиями ТПО. Со временем происходит вращение аномалий по часовой стрелке, и наступает положительная фаза колебания, во время которой к западу от Северной Америки находятся положительные аномалии ТПО, а центральная часть умеренных широт Тихого океана характеризуется крупномасштабной отрицательной аномалией ТПО [130]. Положительная фаза ТДК преобладала в 1925–1946 годах, 1977–1996 годах, а также с 2015 года. При этом, положительная фаза ТДК охарактеризована, как состояние подобное Эль-Ниньо [131]. На рис. 1.13 представлено распределение аномалий ТПО, характерное для отрицательной и положительной фаз ТДК, построенное по значениям ТПО из массива данных Merged Hadley-NOAA/OI SST & SIC.

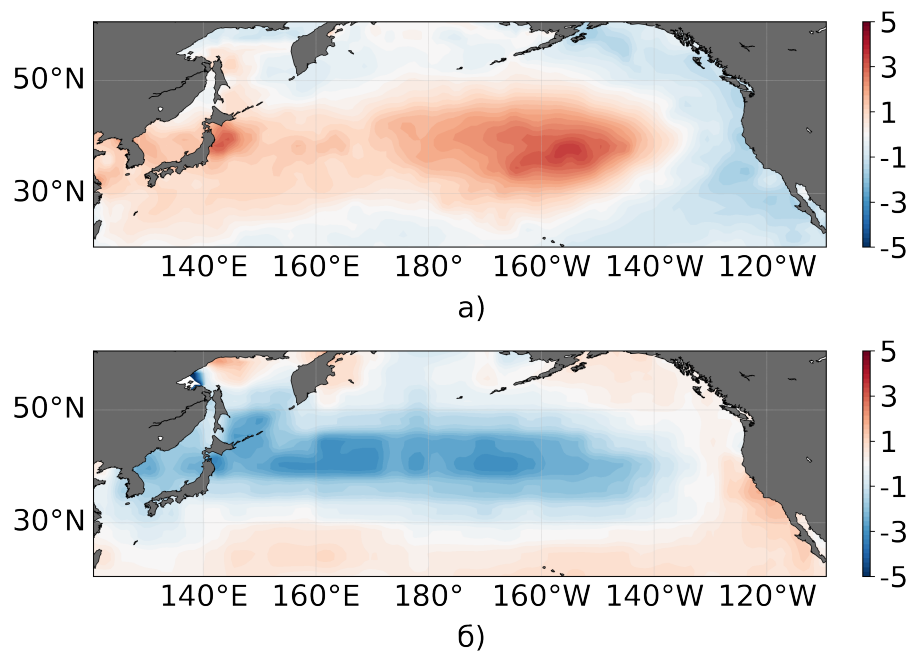


Рисунок 1.13 — Распределение аномалий ТПО, характерное для отрицательной (а) и положительной фаз (б) ТДК, °С

Согласно [132; 133] индекс ТДК определяется как главная компонента первой эмпирической ортогональной функции аномалий ТПО в северной части Тихого океана, где аномалии ТПО представлены как разность между наблюдаемыми аномалиями ТПО и среднемесячной глобальной аномалией ТПО. Этот

индекс обладает одним интересным свойством: многолетнее и многодекадное постоянство, лишь с несколькими случаями смены знака (рис. 1.14).

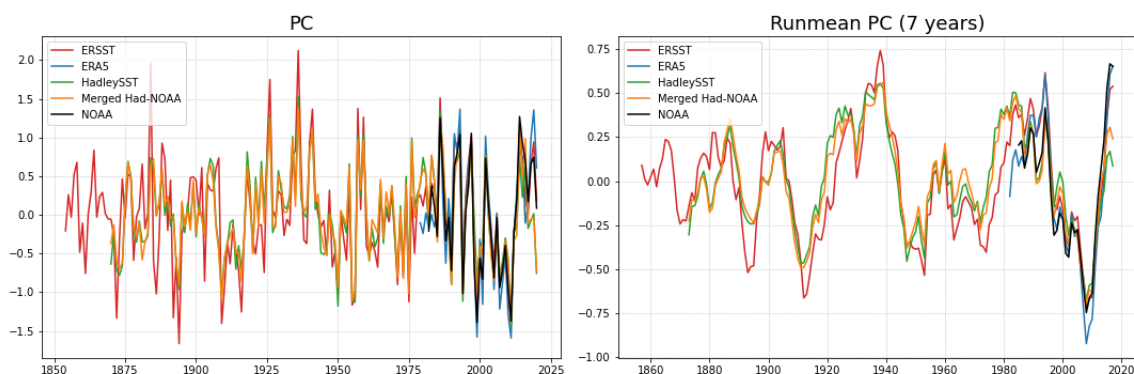


Рисунок 1.14 — Главная компонента первой ЭОФ аномалий температуры поверхности северной части Тихого океана по данным современных баз данных о ТПО (а), ее скользящее среднее с окном 7 лет (б)

Интересно, что период колебаний ТДК варьируется в зависимости от используемой методики анализа. Вейвлет анализ показал, что флуктуации ТДК наиболее энергичны на периодах 15–25 и 50–70 лет [134; 135], в то время как анализом сингулярного спектра были выделены периоды колебаний 15–20 и около 70 лет [136]. В [137] был использован многоконтурный метод (Multi-Taper) и сингулярное разложение и получены периоды 12–25 и 9–12 лет.

Механизм смены фаз ТДК описан в [130; 131; 138]. При углублении Алеутского минимума происходит интенсификация западных ветров в центральной части Тихого океана, в следствие чего усиливаются потоки тепла из океана в атмосферу и выхолаживается верхний слой океана. За счет экмановского переноса отрицательная аномалия ТПО распространяется в сторону экватора. Этот же перенос приводит к возникновению апвеллинга в северной части Тихого океана. За счет выхолаживания поверхности океана в умеренных широтах усиливается меридиональный градиент ТПО и интенсифицируется субтропический океанический фронт. Усиление бароклинности в районе течения Кюросио, возникшее из-за роста градиента ТПО, приводит к более интенсивному циклогенезу в данном районе. Распространяясь на северо-восток, циклоны способствуют углублению Алеутского минимума, замыкая обратную положительную связь.

Климатическое влияние Тихоокеанского десятилетнего колебания схоже с влиянием ЭНЮК, однако является менее экстремальным. Модельные эксперименты [139] показали следующие связи осредненных с ноября по апрель

аномалий температур ТДК: положительная фаза ТДК сопровождается аномально высокими температурами на северо-западе Северной Америки, севере Южной Америки и северо-западе Австралии, аномально низким температурам в восточном Китае, Корее, Японии, на Камчатке и на юго-востоке США и Мексики. А в [140] получено, что меридиональный градиент приземной температуры к северу от 40° с. ш. в Тихом океане подавляется (усиливается) во время положительных (отрицательных) фаз ТДК, что может оказывать влияние на местоположение и интенсивность основного шторм-трека на севере Тихого океана. Кроме того, независимые исследования указывают на наличие отклика тропосферы Южного полушария на Тихоокеанское десятилетнее колебание [141–145].

В работе [17] показано, что в отрицательную фазу ТДК интенсивность первой моды изменчивости вертикальной компоненты потока Пламба в нижней стратосфере может быть использована как предиктор интенсивности зонального ветра в первой половине расширенного зимнего периода (ноябрь–январь), в то время как в положительную фазу ТДК данные величины ведут себя как независимые. Кроме того, фазы ТДК характеризуются различным регионом интенсификации планетарной волны 2. Во время отрицательной фазы ТДК это район Алеутских островов, в то время как нейтральное состояние характеризуется основным районом вертикального распространения волны 2 над Карским и Баренцевым морями. Для слабоположительных значений индекса ТДК основными районами интенсификации волны 2 являются Северная Атлантика и север Североамериканского континента, а высокие положительные значения индекса характеризуются меридиональной пространственной структурой распространения планетарной волны в Тихоокеанском секторе.

В работе [146] показано, что период с середины 1970-х годов характеризуется аномальными событиями ЭНЮК, имеющими амплитуды выше среднего. Кроме того, частота формирования Эль-Ниньо на этом периоде превышала частоту Ла-Нинья. Указано, что это может быть связано с положительной фазой ТДК в умеренных широтах Тихого океана, формирование которой как раз проходило во второй половине 1970-х годов. Например, положительная фаза ТДК характеризуется положительными аномалиями ТПТО вдоль побережья Северной Америки, что может быть рассмотрено, как продолжение аномалий Эль-Ниньо в умеренных широтах, и может привести к усилению эффектов, оказываемых Эль-Ниньо на динамику тропосферы и стратосферы.

1.3.3 Квазидвухлетние колебания

Важным фактором, оказывающим влияние на динамику стратосферного полярного вихря, являются квазидвухлетние колебания (КДК) — доминирующая мода изменчивости тропической стратосферы. Они характеризуются чередованием западного и восточного переноса в области шириной около 20 градусов вдоль экватора со средней продолжительностью цикла порядка 28 месяцев (рис. 1.15) [147; 148]. Инверсия направления ветра в первую очередь наблюдается на высотах около 40 км, и затем со скоростью 1–2 км/месяц фазовый фронт КДК распространяется вниз до 18 км [149; 150].

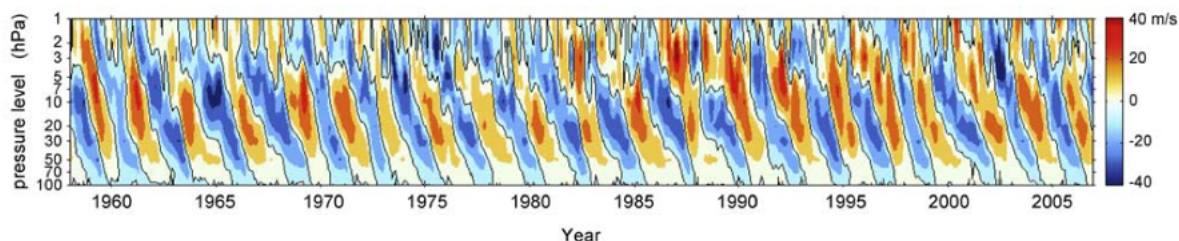


Рисунок 1.15 — Временной ряд КДК по данным реанализа ERA-40 за период 1958–2006 гг., м/с. Красный и синий цвета представляют западные и восточные ветры. Черные сплошные линии — линии нулевых скоростей ветра [151]

Данные наблюдений показали, что во время западной фазы квазидвухлетних колебаний (зКДК) арктическая стратосфера характеризуется более холодным и сильным стратосферным полярным вихрем, в то время как восточная фаза (вКДК) сопровождается теплой стратосферой и более возмущенным СПВ. При этом было показано, что возникновению в полярной стратосфере ВСП в середине зимы предшествует восточная фаза КДК [27; 48–52].

Впервые механизм, объясняющий влияние экваториального квазидвухлетнего колебания на внетропическую циркуляцию северного полушария, был предложен в работах [53; 54]. Так, в условиях вКДК наблюдается смещение линии нулевых скоростей ветра («zero-wind line») от экватора к субтропикам полушария с зимним сезоном. Поскольку планетарные волны не могут распространяться в области нулевых скоростей ветра, это сужает ширину планетарного волновода во внетропической нижней стратосфере, то есть ограничивает по широте область, в которой стационарные планетарные волны могут

вертикально распространяться из внетропической тропосферы. В свою очередь это приводит к фокусировке планетарных волн в полярной области, и, как следствие, ослаблению стратосферного полярного вихря и росту температуры полярной стратосферы. Западная фаза КДК, наоборот, не ограничивает распространение планетарных волн по широте, и центр активности смещается от полюса, что приводит к более холодному и стабильному СПВ. При этом значимое влияние КДК оказывает только в первой половине зимы (ноябрь – декабрь), и сигнал КДК в первой и второй половине зимы различается [53; 55; 56].

В работе [57] был предложен тропосферный путь распространения влияния квазидвухлетних колебаний на внетропическую стратосферу через тропическую конвекцию и ее влияние на планетарные волны умеренных широт. Кроме того, утверждается, что именно тропосферный путь играет главную роль в ноябре, а стратосферный путь, предложенный Холтоном и Таном [53; 54], начинает играть доминирующую роль с декабря.

Большое количество работ посвящено изучению совместного влияния ЭНЮК и КДК [120; 152–157]. Так, согласно данным наблюдений сигнал КДК усиливается в условиях отрицательной и нейтральной фаз ЭНЮК, то есть в период зКДК вихрь сильнее и холоднее, а в период вКДК СПВ более возмущен [120; 152; 156]. При этом в условиях Эль-Ниньо эффект КДК практически отсутствует. В работе [157] указано, что изолированное влияние Эль-Ниньо и изолированное влияние восточного КДК приводят к ослаблению вихря, а их противоположные фазы — наоборот, к усилению. Как следствие, совместное воздействие Эль-Ниньо-вКДК/Ла-Нинья-зКДК на стратосферу сильнее, чем воздействие Эль-Ниньо-зКДК/Ла-Нинья-вКДК. При этом некоторые работы характеризуют взаимодействие КДК и положительной фазы ЭНЮК как нелинейное [153–156; 158], в то время как в других показано, что стратосферный отклик на совместное влияние ЭНЮК и КДК является линейной суперпозицией откликов на оба явления по-отдельности, однако в тропосфере их взаимодействие нелинейно [157]. Кроме того, многие авторы отмечают проблему получения статистически значимых результатов в связи с ограниченным размером данных наблюдения по времени [157; 159–161], а также возможное влияние солнечного цикла [162] и озона [163] на эффект квазидвухлетних колебаний в стратосфере. Таким образом, многочисленные исследования указывают на сложное взаимодействие ЭНЮК и КДК, поэтому в рамках метода идеа-

лизированного моделирования в данной работе квазидвухлетние колебания не воспроизводились.

Совокупность вышеописанных различных результатов и ограничений указывает на необходимость использования моделей общей циркуляции атмосферы для исследования изолированного влияния ЭНЮК от сигналов, генерируемых другими источниками изменчивости.

Глава 2. Методика исследования и данные, используемые в работе

2.1 Метод идеализированного моделирования. Isca – платформа для моделирования глобальной циркуляции атмосферы

Целью данной работы было определение влияния крупномасштабных аномалий температуры поверхности океана в экваториальной зоне Тихого океана на процессы тропосферно-стратосферного взаимодействия, которые определяются динамикой квазистационарных планетарных волн с малыми волновыми числами и возмущениями стратосферного полярного вихря.

Для того, чтобы исследовать влияние одного конкретного сигнала, часто применяют метод идеализированного моделирования, при котором все параметры климатической модели, кроме одного, задаются климатологическими средними значениями, фиксируются и не меняются в течение всего эксперимента. Следует отметить, что этот метод позволяет проследить причинно-следственные связи, обусловленные одним конкретным фактором.

Подобные эксперименты часто проводятся с использованием глобальных климатических моделей — сложного математического представления основных компонентов климатической системы (атмосферы, поверхности суши, океана и морского льда) и их взаимодействий. Такого рода модели используют два вида процессов: моделируемые и параметризованные. Масштаб моделируемых процессов больше, чем масштаб используемой сетки, в то время как масштаб параметризованных процессов меньше масштаба сетки [164].

Для проведения модельных экспериментов была выбрана платформа для моделирования глобальной циркуляции атмосферы с параметризацией подсеточных процессов — Isca [165]. Это программная среда, являющаяся основой для построения моделей глобальной циркуляции атмосферы Земли и других планет разного уровня реалистичности и сложности. Динамическое ядро, используемое в Isca, а также некоторые физические параметризации были разработаны в Лаборатории геофизической гидродинамики в Принстоне, США (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL). Данное динамическое ядро является спектральным и по вертикали использует координаты сигма-давления. Данная платформа состоит из различных блоков — отдель-

ных программ, моделирующих различные физические процессы. «Включение» одних и «выключение» других блоков позволяет создавать модели, подходящие для рассмотрения конкретной задачи, или создавать связанную и прослеживаемую последовательность моделей с обратными связями и процессами от очень простого до почти всеобъемлющего.

Часто комплексные модели, используемые для оперативных прогнозов погоды и долгосрочного моделирования климата для отчетов Межправительственной группы экспертов по изменению климата (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC), требуют значительных вычислительных ресурсов. В отличие от этого, платформа для идеализированного моделирования Isca позволяет проводить фундаментальные исследования динамики атмосферы, а также тестировать влияние отдельных факторов в контролируемых условиях с относительно небольшими вычислительными затратами. Модели такого типа позволяют ответить на вопрос «Почему?», а не «Что будет?». Полученные в ходе модельных экспериментов фундаментальные гипотезы и решения в дальнейшем можно применять в прогностических моделях.

Хотя основной код платформы написан на Fortran 90, одним из преимуществ Isca является наличие интерфейса в Python, который позволяет пользователям настраивать эксперименты под свои задачи, путем добавления или «отключения» выбранных физических процессов. Наличие данного интерфейса позволяет изменять конфигурацию и вывод модели, меняя используемые параметризации, но не изменяя сам код.

В моделях в динамическом ядре происходит расчет основных уровней движения, сохранения массы и энергии. Среди возможных конфигураций динамического ядра в Isca представлены:

- спектральная модель на сфере (может быть сконфигурирована как зонально-симметричная модель);
- модель мелкой воды на сфере;
- столбцовая модель (для исследования радиационно-конвективного равновесия);
- уравнение баротропной завихренности на сфере.

Радиационные процессы играют ключевую роль в прогнозировании климата, поскольку они определяют энергетический баланс Земли. Солнечное излучение нагревает поверхность и атмосферу, а тепловое излучение Земли способствует их охлаждению. Взаимодействия этих процессов регулируют тем-

пературу, влажность, облачность и другие параметры, которые в свою очередь влияют на климатическую систему в целом. В данной модели для описания радиационных процессов могут быть использованы:

- тепловая релаксация (Хелд-Суарес, вариации для экзопланет земной группы и схема «сверху вниз», которая обеспечивает самосогласованное определение тропопаузы);
- серое излучение с обратной связью водяного пара или без нее;
- простая, двухдиапазонная (с инфракрасным окном) схема, с простой солнечной схемой;
- комплексные многодиапазонные схемы с использованием SOCRATES (Suite Of Community Radiative Transfer codes based on Edwards and Slingo) [166] или RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) [167].

Конвекция и пограничный слой могут быть параметризованы с использованием:

- гибкой схемы регулировки влажной и сухой конвекции, подходящей как для Земли, так и для атмосфер других планет;
- схемы Беттс-Миллер [168; 169];
- схемы массового потока (Аракавы-Шуберта) [170];
- простой схемы пограничного слоя.

Схема конвекции Беттс-Миллера [168; 169], используемая в данной работе, рассчитывает интенсивность осадков и изменение температуры и влажности с помощью релаксации к референсным профилям этих физических величин. Расчет выполняется в несколько этапов: расчет референсных профилей; определение типа конвекции; релаксация к референсным состояниям; корректировка для удовлетворения закона сохранения энтальпии; и расчет конвекции. В предположении существования баланса между вертикальной адвекцией и конвективным притоком тепла используется уравнение

$$-g \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial p} = \frac{\mathbf{R} - \bar{\mathbf{S}}}{\tau}, \quad (2.1)$$

где $\mathbf{F}$ – конвективный поток тепла, $\mathbf{R}$ – референсный квазиравновесный термодинамический профиль, $\bar{\mathbf{S}}$ – двумерный вектор, обозначающий точку насыщений, τ – время релаксации, характерное для конвективных процессов.

В качестве граничных условий можно задавать фиксированные температуры поверхности океана или динамические ТПО, рассчитываемые на основе

поверхностных турбулентных потоков скрытого и явного тепла и глубины перемешанного слоя океана. Кроме того для подстилающей поверхности можно добавлять различные свойства, например, болотную поверхность с сопротивлением к испарению, простую «bucket»-модель, простую модель растительности, реалистичные контуры континентов Земли или настраиваемые пользователем идеализированные конфигурации континентов и топографию.

Разработчиками платформы предоставлены некоторые конфигурации моделей, которые могут быть запущены к расчету без дополнительных настроек. Среди таких конфигураций:

- тест Хелда-Суареса — упрощенная модель атмосферы Земли с идеализированной радиационной схемой;
- «аквапланета» с плитчатым океаном и серым излучением — модель, в которой поверхность океана представлена как плоская «плита» (slab), и температура её поверхности рассчитывается динамически в процессе моделирования, а модель радиационного баланса не учитывает спектральное распределение излучения;
- конфигурация с использованием модели идеализированной влажной атмосферы (Model for an Idealized Moist Atmosphere, MiMA) и схемы RRTM;
- конфигурация с осесимметричной структурой атмосферы;
- конфигурация для моделирования атмосферы газового гиганта (Юпитер);
- конфигурация с реалистичными земными континентами.

Платформа Isca может быть использована для моделирования не только земной атмосферы. Путем изменения параметров, можно создать конфигурации для моделирования атмосфер Марса, Юпитера, Титана, экзопланеты TRAPPIST-1e, а также общей экзопланеты синхронного вращения (приливного захвата).

В данной работе используется конфигурация модели, которая учитывает основные требования для реалистичного воспроизведения стратосферной динамики атмосферы Земли: горизонтальное спектральное разрешение — T42; вертикальное разрешение — 40 уровней, 18 из которых выше тропопаузы; временное разрешение — 6 часов. Верхняя граница модели находится на уровне 0,02 гПа (около 73 км), ниже которой находится диссипативный «губчатый слой» («sponge layer») с нижней границей на уровне 150 Па. Длительность каждого

эксперимента составляет 100 лет. Среди используемых параметризаций: радиационный перенос RRTM; трансформация влаги: схема конвекции Бетс-Миллер (подходящая для базового моделирования конвективных процессов и не требующая большой вычислительной мощности); химические процессы. Данный набор параметризаций уже был успешно применен в моделировании стратосферной динамики на данной платформе [171; 172].

Платформа Isca была неоднократно успешно использована для моделирования атмосферной циркуляции [173–185], в том числе для исследования тропосферной и стратосферной динамики [171; 186–198]. Большинство исследований проводится со спектральным разрешением T42 [173; 176–179; 181; 184; 186–199], а разрешение по вертикали составляет от 30 до 50 уровней до 0,03–0,01 гПа. В работе [186] платформа Isca использована для исследования нелинейности атмосферного отклика в северном Тихом океане на события Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Для исследования изменения дальних связей Эль-Ниньо в условиях глобального потепления в [197] были проведены эксперименты, которые показали, что Isca достаточно реалистично воспроизводит разницу давления на уровне моря между Азорами и Исландией.

Эксперименты с горизонтальным спектральным разрешением T42, а также со схожим вертикальным разрешением проводятся не только с использованием Isca. Влияние ЭНЮК на динамику тропосферы и стратосферы исследуется с помощью модели WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model) [116; 122; 200] и модели общей циркуляции средней атмосферы MAECHAM5 [117; 153]. Показано, что модели с небольшим вертикальным разрешением воспроизводят основные параметры стратосферной динамики Северного полушария [116; 117; 122; 200–203]. Несмотря на то, что вертикальное разрешение используемой модели не позволяет в полной мере воспроизвести квазидвухлетние колебания, его достаточно для поставленной задачи. Согласно результатам, представленным в Главе 1, КДК могут модулировать влияние ЭНЮК на динамику стратосферы. Однако в рамках метода идеализированного моделирования для исследования изолированного сигнала крупномасштабных положительных аномалий ТПО, соответствующих Эль-Ниньо, использование моделей с таким разрешением допустимо.

Изменчивость концентрации озона может существенно влиять на стратосферную циркуляцию. Поэтому чтобы отделить влияние локализации положительных аномалий ТПО на динамику атмосферы от влияния озона, в

конфигурации модели было использовано фиксированное зонально-симметричное распределение озона, полученное из наборов данных CIRA и наблюдений с радиозондов (рис. 2.1) [204; 205].

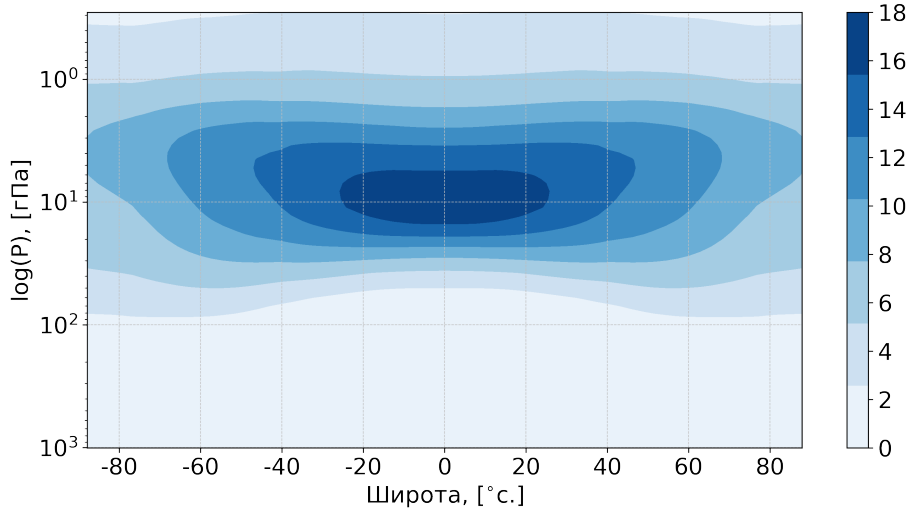


Рисунок 2.1 — Распределение озона, используемое в экспериментах, кг/кг

2.2 Используемые данные

Для оценки достоверности результатов модельных экспериментов, необходимо проводить валидацию полученных данных, заключающуюся в сравнении полей зональной и меридиональной компонент ветра, температуры и геопотенциальных высот с наблюдающимися в природе значениями. Для проведения валидации, а также для построения граничных условий, используемых в модельных экспериментах, используются данные ретроспективных анализов (реанализы) для атмосферы и океана. Используемые в работе массивы данных представлены ниже.

2.2.1 Атмосферные реанализы

Данные метеопараметров в средней атмосфере, собранные в последние десятилетия благодаря интенсивному развитию наземных и аэрокосмических систем наблюдения, ассимилируются в моделях общей циркуляции атмосферы. Таким образом, ведущие метеорологические центры мира, например, ECMWF — Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды или JMA — Японское метеорологическое агенство, создают реанализы глобальных распределений метеорологических параметров. В такую систему входят модель глобального прогноза, данные входных наблюдений и схема ассимиляции, которая совмещает входные наблюдения с краткосрочными прогнозами. Реанализы воспроизводят наилучшую оценку прошлых атмосферных состояний. Информация, собранная в процессе анализа, затем используется в последующих прогнозах для распространения данных вперёд во времени и пространстве.

По типам данных входных наблюдений различают реанализы «полного ввода» — такие системы ассимилируют наземные и аэрологические традиционные и спутниковые данные, «обычного ввода» (ассимилируются только приземные и аэрологические традиционные данные) и «поверхностного ввода». Последний тип систем усваивает только приземные данные наблюдений. Кроме того, существуют реанализы, не усваивающие данные наблюдений. Такие системы работают по проекту сравнения атмосферных моделей AMIP (Atmospheric Models Intercomparison Project) [206] и рассчитывают поля основных метеопараметров с учетом граничных условий, в качестве которых используются данные ТПО и концентрации морского льда с 1979 года по настоящее время.

Существует также классификация реанализов по временным периодам, которые они охватывают. Так, реанализы «спутниковой эры» включают в себя данные с 1979 г. по настоящее время, а «расширенные» реанализы предоставляют также данные за годы, предшествующие 1979 г. На рис. 2.2 представлена временная продолжительность основных современных реанализов.

Помимо этого, реанализы различаются по высоте и характеру верхней границы прогностической модели и количеству вертикальных уровней. Использование данных спутниковых наблюдений и данных зондирования средней и верхней атмосферы критично для отображения происходящих там физических процессов. Адекватность этого представления также зависит от количества

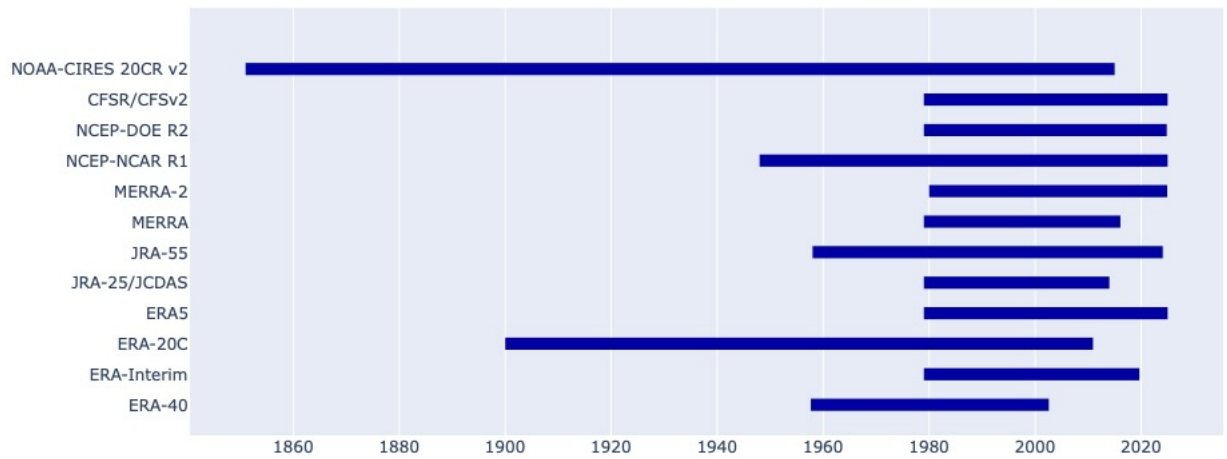


Рисунок 2.2 — Продолжительность современных реанализов

вертикальных уровней выше тропопаузы и типа верхней границы модели. Реанализы предыдущего поколения имели жесткую верхнюю границу (так называемую «крышку»), что приводило к ошибкам, связанным с переотражением волновой энергии от верхней границы модели, поэтому почти все современные системы построения реанализов используют диффузионный слой на верхней границе модели [207; 208].

Неточности в оценках долгопериодных трендов по данным реанализа также появляются из-за неоднородности ассимилированных данных. Последние могут возникнуть из-за смены инструментов наблюдения, произошедшей в 1998 году (переход от системы TOVS (TIROS Operational Vertical Sounder) к ATOVS (Advanced TOVS)) [209].

По совокупности вышеперечисленных критериев для валидации полученных модельных данных был выбран реанализ JRA-55, разработанный в 2013 году Японским Метеорологическим Агенством [210; 211] и охватывающий период с 1958 года по 2023 год. Для периода «спутниковой эры», то есть с 1979 года, при построении реанализа спутниковая информация ассимилируется с использованием современной методики RTTOV версии 9.3 [210]. Отличием данного реанализа является то, что в JRA-55 впервые была использована схема 4DVAR [212] для усвоения данных «доспутниковой эры» на вертикальных уровнях, соответствующих средней и верхней атмосфере. На данный момент существует всего несколько реанализов, использующих эту схему. В данной работе рассматриваемый период реанализа составлял 62 года (с 1958 по 2020 гг.).

При построении реанализа JRA-55 были использованы гибридные вертикальные координаты $\sigma - p$, где p — это давление [213], состоящие из 60 уровней

и охватывающие высоты от 1000 гПа до 0,1 гПа, разрешение в нижней стратосфере – 1,2–1,4 км. Верхняя граница представляет собой диффузный «губчатый слой», который гасит распространяющиеся вверх волны, когда они приближаются к верхним слоям модели, в отличие от ранее используемой «крышки» [214].

Минимальный разрешаемый горизонтальный масштаб явлений определяется шагом горизонтальной сетки. В JRA-55 использованы спектрально-динамические ядра, которые характеризуются применением линейных редуцированных гауссовых сеток [215]. В таких сетках шаг по долготе квазирегулярен по расстоянию, а не по градусам. Горизонтальное разрешение данного реанализа — T319 (приблизительно $0,56^\circ$ на Гауссовой сетке).

2.2.2 Базы данных о температуре поверхности океана

В качестве граничных условий модельных экспериментов были использованы ТПО Мирового океана из объединенного набора данных Центра Хэдли Метеорологического бюро (HadISST1) [216] и данных с оптимальной интерполяцией Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA Optimal Interpolation v2) [217]. На рис. 2.3 представлен временной период этого массива данных в сравнении с другими современными базами ТПО.

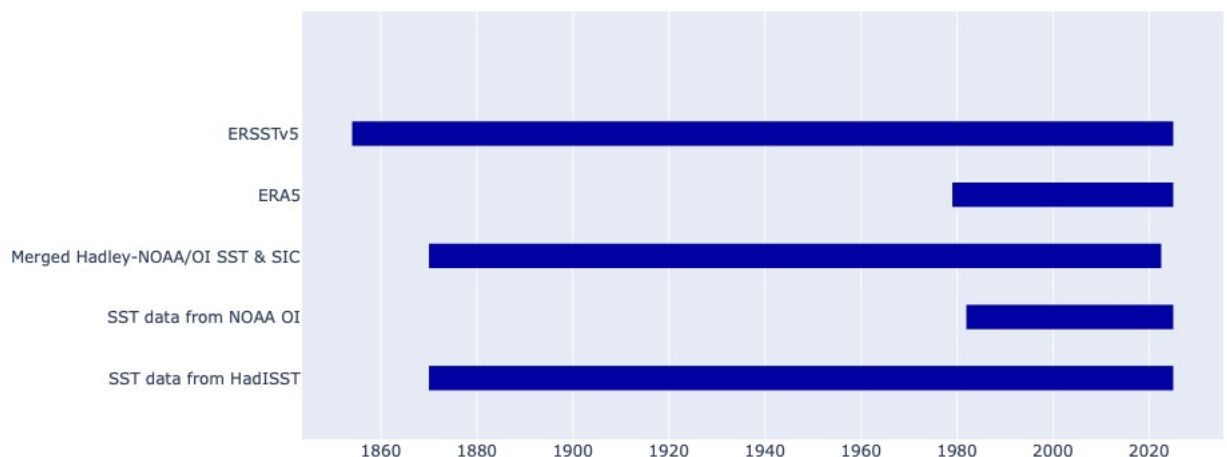


Рисунок 2.3 — Охватываемый период современных баз данных ТПО

Набор данных о температурах поверхности океана и концентрации морского льда HadlST1 покрывает период с 1871 г. по настоящее время и содержит

среченемесячные значения океанических параметров. Данный массив был разработан в Центре Хэдли Метеобюро для прогнозирования и исследований климата [216] и имеет шаг сетки 1° , несмотря на то, что промежуточная обработка аномалий выполняется на более грубых сетках.

Данные полей концентрации морского льда в Северном полушарии в массиве HadISST1 собраны из двух источников:

- для периода с 1871 по 1978 гг. использованы данные Уолша, собранные в том числе по различным картам [218; 219];
- начиная с 1978 г. использованы спутниковые микроволновые наблюдения Национального центра данных по снегу и льду США (National Snow and Ice Data Center, NSIDC).

Использование такого рода данных может привести к некоторым проблемам:

- пониженные концентрации в летних пассивных микроволновых полях, возникающие из-за воздействия поверхностного таяния;
- отсутствие изменчивости концентрации морского льда в данных, полученных с карт [218; 219];
- различная доступность данных для периферийных морей.

Все эти проблемы могут привести к появлению ложных трендов во временных рядах площади морского льда.

В массиве HadISST положение кромки льда определяется по сохранению ячеек сетки с концентрацией морского льда не менее 15%, то есть в полученных полях области с концентрацией менее 15% выглядят как открытая вода.

Массив данных NOAA Optimal Interpolation (OI) оценки температуры поверхности океана имеет шаг по сетке 1° , временной интервал — одну неделю либо один месяц и представлен для Северного и Южного полушарий. Данные о концентрации морского льда NOAA OI воспроизводятся аналогично данным HadISST с использованием скорректированных данных морского льда, полученных в пассивном микроволновом режиме, из алгоритма NASA Goddard Team с последующими оперативными данными по морскому льду из NCEP [220]. Для воссоздания данных ТПО в данном массиве используются как данные *in situ*, так и спутниковые данные. ТПО *in situ* состоят из контролируемых по качеству наблюдений с судов и буев из Комплексного набора данных океан-атмосфера (COADS) [221; 222] и Глобальной телекоммуникационной системы (GTS), в то время как данные спутниковых наблюдений получены с помощью усовершенствованного радиометра очень высокого разрешения (AVHRR) на по-

лярно-орбитальных спутниках NOAA, начиная с ноября 1981 года. Так как данные о концентрации морского льда из различных источников разнородны, в массиве NOAA OI проводится дополнительная калибровка для обеспечения самосогласованной истории наблюдаемой сплоченности морского льда.

Оптимальная интерполяция (ОИ) — это метод анализа данных с нерегулярным интервалом. Анализ начинается с фоновых значений или полей первого предположения, которым в данном случае является анализ предыдущей недели, далее вычисляется разница между данными и полем первого предположения — приращение данных. В каждой точке сетки определяется серия весов для каждого приращения данных. Веса основаны на расстояниях между точкой сетки и данными, а также на дисперсии и ковариационных ошибках поля первого предположения. После веса умножаются на приращение данных и суммируются для получения приращения анализа в каждой точке сетки. Завершенный анализ определяется путем добавления шага анализа к первому предположению. Анализ объективен, если известны все ошибки. Однако они не совсем известны и только оцениваются. Таким образом, анализ никогда не бывает таким совершенным, как предполагает название «оптимальная интерполяция» [223].

Существует несколько причин объединения этих двух наборов данных температуры поверхности океана и концентрации морского льда:

- объединенный продукт ТПО и концентрации морского льда будет легко обновляться для использования научным сообществом, так как продукт NOAA OI v2 регулярно обновляется и легко доступен;
- продукт NOAA является одним из лучших глобальных анализов ТПО, доступных в настоящее время, так как хорошо разрешает важные для климата мелкомасштабные особенности (например, Гольфстрим) [223; 224].

Самым простым вариантом слияния является переход от HadISST1 к данным ТПО и концентрации льда NOAA OI v2 в ноябре 1981 года. Однако при этом возникают ложные климатические сигналы, которые можно видеть при построении ведущей эмпирической ортогональной функции (ЭОФ) сезонных (январь–март) ТПО в Северной Атлантике и связанного с ней временного ряда главной компоненты (рис. 2.4). Более точное разрешение Гольфстрима в данных ТПО OI v2 приводят к появлению пространственной дипольной картины и резкому скачку в 1982 г. Такие же разрывы при простом слиянии появляются во всех областях, где существуют реальные мелкомасштабные течения.

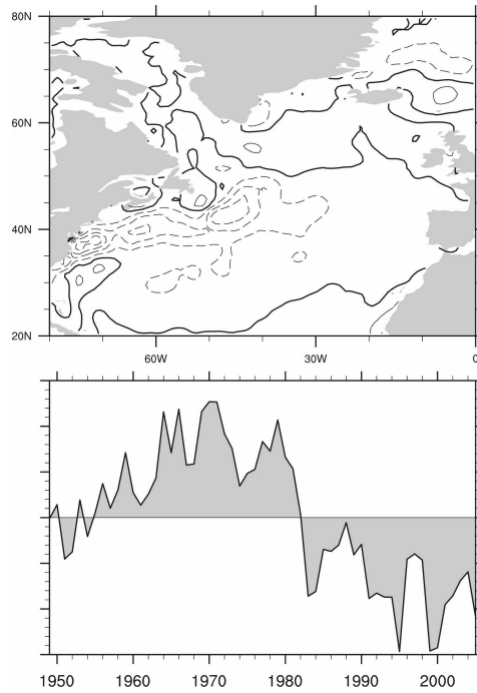


Рисунок 2.4 — Ведущая ЭОФ сезонных (январь–март) средних аномалий ТПО в североатлантическом регионе ($20^{\circ} - 80^{\circ}$ с.ш., 80° з.д. – 0°) и связанный с ней временной ряд главной компоненты [225]. Входные данные – HadISST1 (1941–1981) и NOAA OI v2 (1982–2005)

Сглаживание этих разрывов было выполнено путем добавления аномалий HadISST1, вычисленных относительно среднего значения климатологии HadISST, к климатологии ТПО OI v2 для того же базового периода (1971–2000). Такое объединение позволило создать более однородный и смешанный продукт, охватывающий период с 1870 года. Однако вместе с этим возникли изменения ТПО в краевых зонах морского льда: ТПО больше не устанавливалась на $-1,8^{\circ}\text{C}$ над океаном, когда ледяной покров превышал 90%, как это было в массиве HadISST1. Более того, появились регионы, где скорректированные температуры были выше ожидаемых значений при данной концентрации морского льда. Анализ диаграмм рассеяния совмещенных данных для каждого года исходного анализа HadISST1 показал, что более 99,8% точек данных с 1870 г. попадали в эмпирическую функцию распределения: $SST_{max} = 9.328(0.729 - SIC^3) - 1.8$, где SST_{max} – максимальная ТПО ($^{\circ}\text{C}$) для данной концентрации морского льда $SIC(\%)$, меньшей или равной 90%.

Для устранения вышеперечисленных несоответствий были введены следующие корректировки: температура поверхности океана в данной точке устанавливалась $-1,8^{\circ}\text{C}$, если скорректированное значение было ниже, или ес-

ли эта точка находилась в регионе, где совмещенные значения концентрации были больше или равны 90%. Во всех иных случаях считалось, что данные ТПО более надежны, чем данные о ледовом покрове, особенно в доспутниковую эпоху [216]. Например, если ТПО для любой концентрации морского льда превышала максимальную ТПО для концентрации льда 15% (то есть $SST_{max} = 4,97^{\circ}\text{C}$), то концентрация устанавливалась равной нулю (это условие наиболее часто встречается для регионов внутренних морей). Если значения ТПО превышали SST_{max} , концентрация льда снижалась до 15%. Однако такие корректировки затронули только очень небольшое количество точек, и величина корректировок данных концентрации морского льда составила 10% или меньше.

В моделях общей циркуляции атмосферы граничные условия задаются путем установления наблюдаемых значений температуры поверхности океана в середине месяца, далее ежедневные ТПО рассчитываются методом линейной интерполяции между этими заданными среднемесячными значениями. При этом теряется изменчивость ТПО на временном масштабе меньше месяца и, кроме того, такая процедура приводит к уменьшению амплитуд сезонных и межгодовых колебаний ТПО, то есть среднемесячные значения температуры поверхности океана, рассчитанные по линейно интерполированному ряду, будут ниже исходных среднемесячных ТПО. Решение этой проблемы заключается в построении набора данных значений среднемесячных ТПО, которые при интерполяции в суточные значения, а затем обратном осреднении дают исходные ТПО. Метод построения такого типа полей ТПО был предложен и использован для атмосферного моделирования в рамках проекта сравнения атмосферных моделей AMIP [206]. Такие искусственно построенные ТПО и концентрация морского льда середины месяца в среднем лучше соответствуют фактическим температурам середины месяца, чем значения ТПО, полученные осреднением.

В данной работе в качестве граничных условий были использованы среднеклиматические значения ТПО и концентрации морского и материкового льда AMIP для всего земного шара, ТПО из массива данных Merged Hadley-NOAA/OI SST & SIC для определения аномалий ТПО, соответствующих ЭНЮК и ТДК, а также данные реанализа JRA-55 для валидации полученных результатов.

2.3 Модельные эксперименты

В ходе работы было проведено 10 модельных экспериментов, в которых в качестве граничных условий были использованы поля среднеклиматических значений ТПО, к которым были добавлены крупномасштабные аномалии ТПО в тропической зоне Тихого океана (табл. 2). Используемая в данных экспериментах конфигурация модели имела среднюю сложность: реалистичное воспроизведение переноса излучения, простые схемы конвекции, пограничного слоя и поверхности. Данные о состоянии морского и материкового льда также были использованы из набора данных о граничных условиях АМІР и усреднены за все годы и все месяцы для получения среднегодового распределения льда (рис. 2.5).

Таблица 2 — Таблица экспериментов

Сокращенное название эксперимента	Граничные условия
КОНТР	Среднеклиматические значения ТПО
КЭН1	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации каноническому Эль-Ниньо (увеличены в 1 раз)
КЭН1,5	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации каноническому Эль-Ниньо (увеличены в 1,5 раза)
КЭН (КЭН2)	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации каноническому Эль-Ниньо (увеличены в 2 раза)
ЭНМ	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации Эль-Ниньо Модоки (увеличены в 5,4 раза)

ЛН	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации Ла-Нинья (увеличены в 2 раза)
ТДК+	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации положительной фазе ТДК (увеличены в 2 раза)
ТДК-	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации отрицательной фазе ТДК (увеличены в 2 раза)
КЭН&ТДК+	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации каноническому Эль-Ниньо (увеличены в 2 раза) и положительной фазе ТДК (увеличены в 2 раза)
ЭНМ&ТДК+	Среднеклиматические значения ТПО + аномалии ТПО, соответствующие по локализации Эль-Ниньо Модоки (увеличены в 5,4 раза) и положительной фазе ТДК (увеличены в 2 раза)

Во избежание корректировки влияния положения крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне, во всех экспериментах были подобраны такие условия, которые сводили бы к минимуму влияние других факторов. Например, было использовано зональносимметричное, фиксированное распределение озона и не воспроизводились квазидвухлетние колебания в тропической стратосфере.

Кроме того, в качестве предварительного анализа были проведены эксперименты на чувствительность модели к граничным условиям.

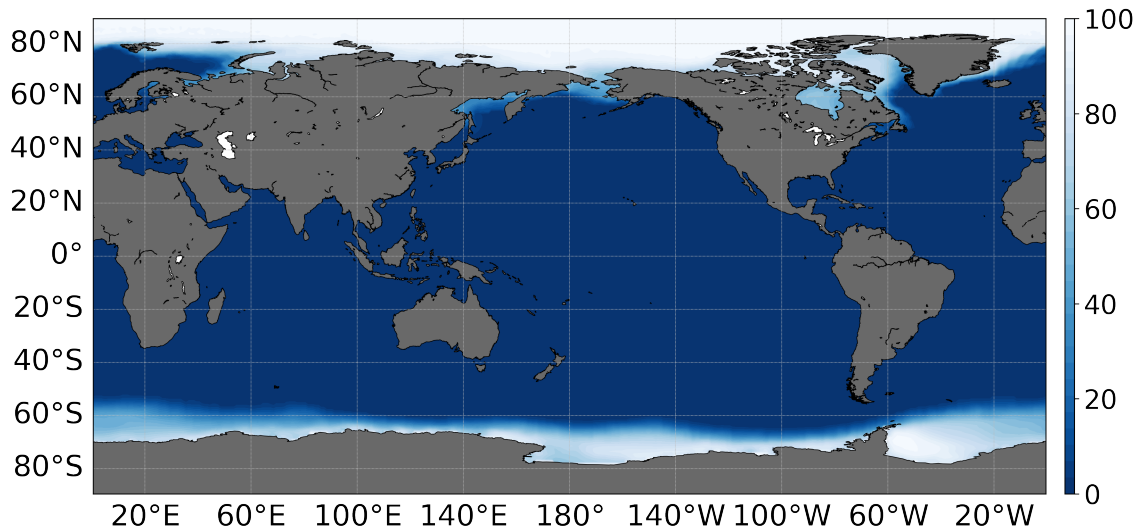


Рисунок 2.5 — Поле концентраций морского льда, используемое в экспериментах, %

2.3.1 Контрольный эксперимент

Для оценки реалистичности воспроизведения крупномасштабной динамики тропосферы и стратосферы на платформе Isca был проведен контрольный эксперимент (КОНТР). В модуле перемешанного слоя океана были использованы предписанные температуры поверхности, построенные по сезонно изменяющейся климатологии ТПО по данным AMIP (рис. 2.6).

2.3.2 Эксперименты с фазами ЭНЮК: Каноническое Эль-Ниньо, Эль-Ниньо Модоки и Ла-Нинья

Для определения влияния локализации крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане на динамику тропосферы и стратосферы были проведены модельные эксперименты, которые различались только граничными условиями на температуру поверхности океана. В этих экспериментах к среднеклиматическим значениям ТПО были добавлены аномалии, соответствующие по локализации двум типам положительной фазы ЭНЮК — каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки.

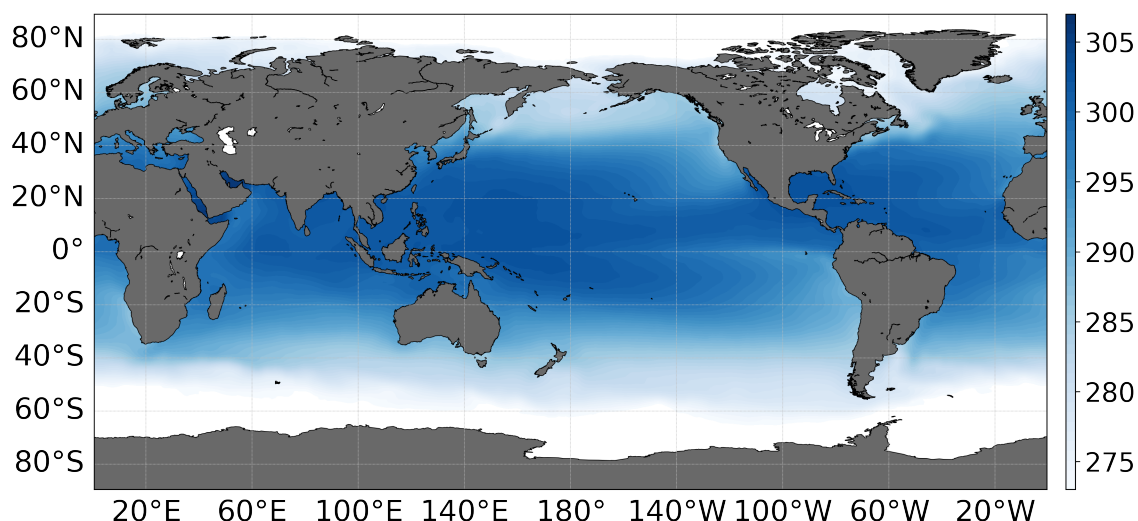


Рисунок 2.6 — Поле температур поверхности океана, используемое в качестве граничных условий в контрольном эксперименте, сентябрь, К

Для построения граничных условий были использованы ТПО из массива данных Merged Hadley-NOAA/OI SST & SIC. Аномалии канонического Эль-Ниньо определялись в регионе Нино-3 [$90^\circ - 150^\circ$ з. д.; 5° ю. ш. – 5° с. ш.]. Однако во избежание возникновения резких градиентов на границе региона была использована расширенная область аномалий ТПО [140° в. д. – 80° з. д.; 20° ю. ш. – 20° с. ш.], имеющая практически нулевые аномалии на границе. По календарям событий в работах [58; 72] были определены годы канонического Эль-Ниньо, характеризующиеся максимальными амплитудами положительных аномалий ТПО в регионе Нино-3. Таким образом, для построения граничных условий эксперимента с аномалиями ТПО, соответствующими по локализации аномалиям канонического Эль-Ниньо (эксперимент КЭН), было выбрано событие 1997/1998 гг.

При подготовке граничных условий для экспериментов на чувствительность модели положительные аномалии ТПО в экваториальном регионе, соответствующие по локализации аномалиям канонического Эль-Ниньо, были добавлены к полю среднеклиматических значений температуры поверхности океана во все месяца года с различным коэффициентом k : $k=1$ (эксперимент КЭН1), $k=1,5$ (эксперимент КЭН1,5), $k=2$ (эксперимент КЭН2). Было получено, что в условиях эксперимента КОНТР и КЭН1/КЭН1,5 не наблюдается статистически значимых различий на уровне 5% по критерию Стьюдента в интенсивности СПВ, выраженной как зональная компонента скорости ветра,

осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}) (рис. 2.7 а). Значимый отклик СПВ на крупномасштабные аномалии ТПО, соответствующие по локализации аномалиям канонического Эль-Ниньо и увеличенные с коэффициентом 1 и 1,5, отсутствует. В эксперименте КЭН2 наблюдается статистически значимое на расширенном зимнем периоде (ноябрь–апрель) ослабление вихря относительно контрольных значений. При этом, снижение интенсивности СПВ, хоть и не значимое наблюдается и в эксперименте КЭН1,5.

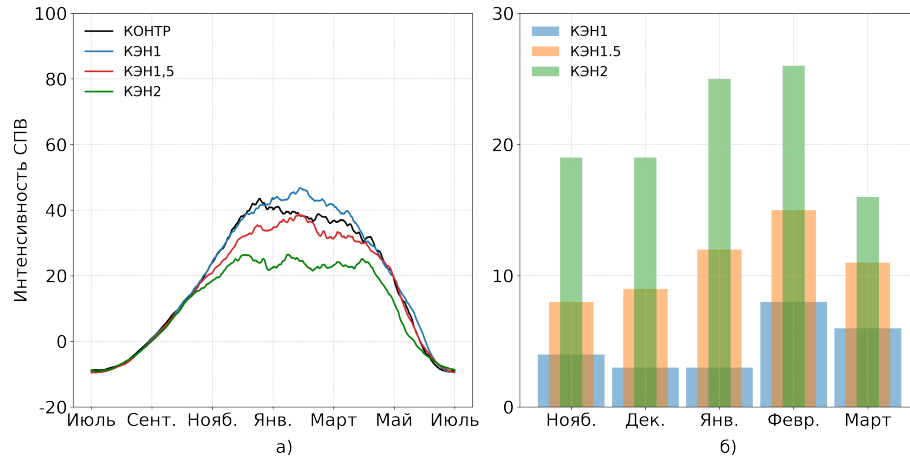


Рисунок 2.7 — Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов на чувствительность КОНТР (черным), КЭН1 (синим), КЭН1,5 (красным), КЭН2 (зеленым) (а), м/с. Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным модельных экспериментов КЭН1 (синим), КЭН1,5 (оранжевым) и КЭН2 (зеленым) (б)

Наблюдаемое ослабление интенсивности СПВ согласуется с ростом количества внезапных стратосферных потеплений: от 24 в эксперименте КЭН1 до 55 в КЭН1,5 и 105 в КЭН2 (рис. 2.7 б).

Вышеописанный анализ указывает на то, что модель имеет некий порог чувствительности к граничным условиям. С учетом этого, а также для получения более выраженного отклика тропосферно-стратосферного взаимодействия на океанический сигнал, в последующих экспериментах использовались увеличенные аномалии ТПО. В дальнейшем для простоты изложения эксперимент КЭН2 будет называться КЭН (рис. 2.8 а).

При подготовке граничных условий для эксперимента с положительными аномалиями ТПО в экваториальной зоне, соответствующими по локализации

аномалиям Эль-Ниньо Модоки (эксперимент ЭНМ) был также использован расширенный регион $[140^\circ \text{ в. д.} - 80^\circ \text{ з. д.}; 20^\circ \text{ ю. ш.} - 20^\circ \text{ с. ш.}]$. Для построения было выбрано событие 1994/1995 гг. [72]. Как было указано выше, значения аномалий ТПО канонического Эль-Ниньо в несколько раз больше аномалий Эль-Ниньо Модоки, которые даже при увеличении в два раза не достигают амплитуд наблюдаемых аномалий канонического Эль-Ниньо. Так как целью данной работы было сравнить влияние именно локализации положительных аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане, для того, чтобы используемые в качестве граничных условий амплитуды аномалий были примерно одного порядка, аномалии ТПО Эль-Ниньо Модоки были увеличены на коэффициент, который составлял 5,4 (рис. 2.8 б). Далее полученное поле аномалий было добавлено к среднеклиматическим среднемесячным значениям ТПО по данным AMIP.

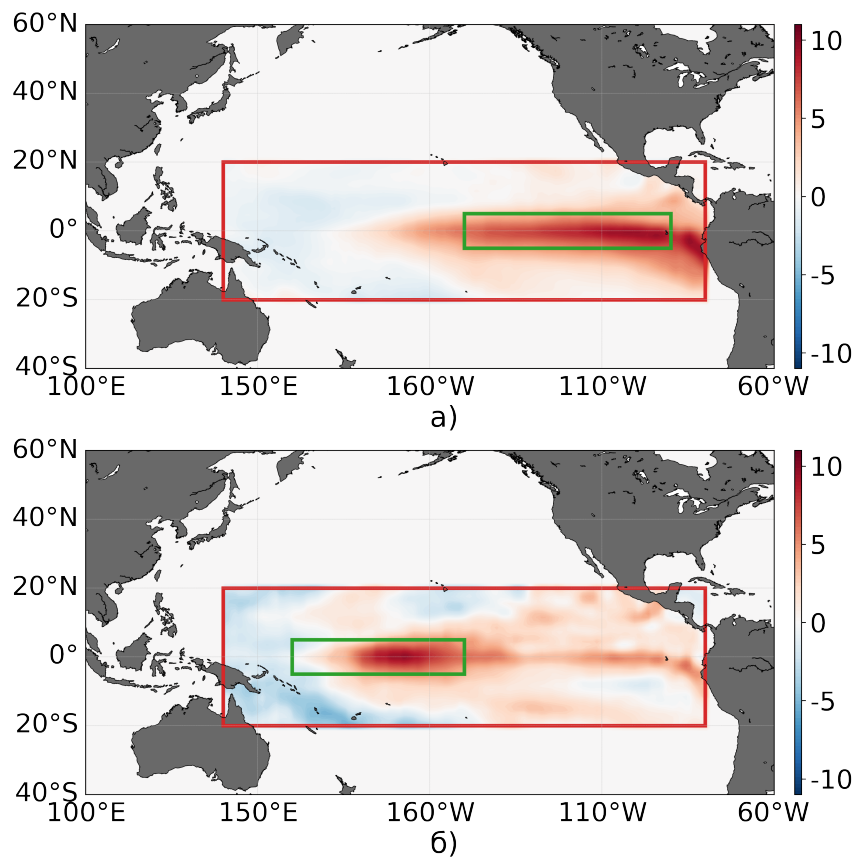


Рисунок 2.8 — Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[140^\circ \text{ в. д.} - 80^\circ \text{ з. д.}; 20^\circ \text{ ю. ш.} - 20^\circ \text{ с. ш.}]$, используемые при построении граничных условий в эксперименте КЭН (а), ЭНМ (б), $^\circ\text{C}$. Зеленым цветом ограничены районы Niño-3 и Niño-4, красным – район, в котором были увеличены аномалии ТПО

Кроме экспериментов КЭН и ЭНМ был проведен эксперимент на отклик интенсивности стратосферного полярного вихря на крупномасштабные отрицательные аномалии ТПТО в экваториальном регионе, соответствующие отрицательной фазе ЭНЮК — Ла-Нинья. Согласно работам [58; 72] было выбрано событие Ла-Нинья 1975/1976 гг., как одно из наиболее интенсивных событий отрицательной фазы. Увеличенные с коэффициентом 2 аномалии в регионе $[140^\circ \text{ в. д.} - 80^\circ \text{ з. д.}; 20^\circ \text{ ю. ш.} - 20^\circ \text{ с. ш.}]$ были добавлены к среднеклиматическим значениям ТПО.

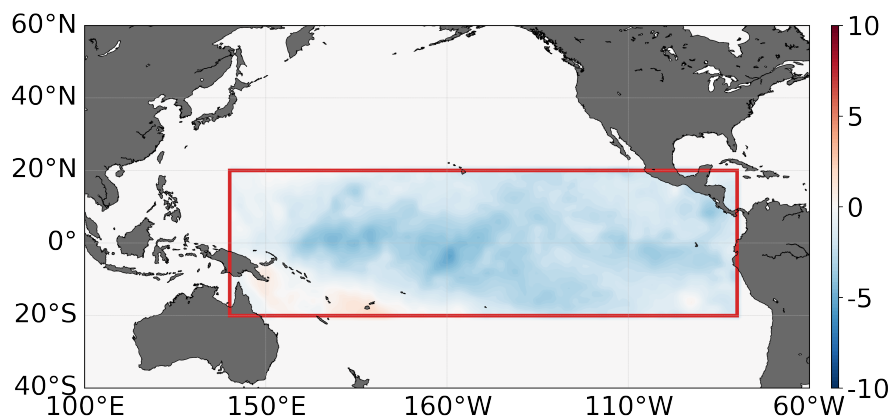


Рисунок 2.9 — Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[140^\circ \text{ в. д.} - 80^\circ \text{ з. д.}; 20^\circ \text{ ю. ш.} - 20^\circ \text{ с. ш.}]$, соответствующие событию Ла-Нинья 1975/1976 гг., $^\circ\text{C}$. Красным цветом ограничен район, в котором были увеличены аномалии ТПО

2.3.3 Эксперименты с положительной и отрицательной фазами ТДК

Для выявления эффекта, оказываемого аномалиями ТПТО умеренных широт Северного полушария на динамику стратосферного полярного вихря, в частности, его интенсивность и частоту внезапных стратосферных потеплений, были проведены эксперименты, в которых к среднеклиматическим полям ТПО были добавлены аномалии ТПТО, соответствующие положительной и отрицательной фазам Тихоокеанского десятилетнего колебания (ТДК).

Как и в экспериментах КЭН и ЭНМ для определения аномалий ТПО, соответствующих положительной и отрицательной фазам ТДК, были использованы значения ТПО Мирового океана из массива данных Merged Hadley-NOAA/OI SST & SIC. Для периода 1900–2021 гг. были рассчитаны эмпирические ортогональные функции среднемесячных аномалий ТПО северной части Тихого океана [120° в. д. – 110° з. д.; 20° с. ш. – 60° с. ш.], в качестве индекса ТДК согласно [226] может быть использована главная компонента 1-ой ЭОФ. За исследуемый период, с 1900 г. по 2021 г. максимальное значение индекса наблюдалось в феврале 1949 г. (соответствует положительной фазе ТДК), а минимальное – в августе 1941 г. (соответствует отрицательной фазе ТДК). Для аномалий ТПО в умеренных широтах Тихого океана был использован коэффициент увеличения 2. Полученные аномалии (рис. 2.10) были прибавлены к значениям ТПО по данным AMIP во все месяцы года.

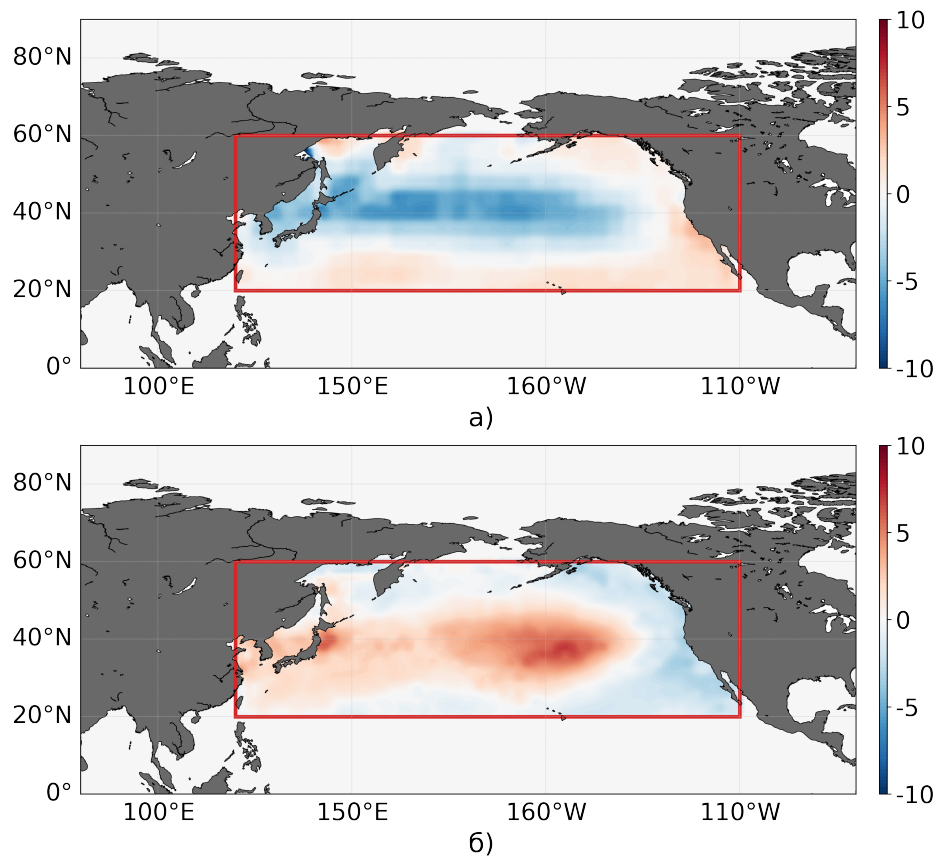


Рисунок 2.10 — Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе [120° в. д. – 110° з. д.; 20° с. ш. – 60° с. ш.], используемые при построении граничных условий для экспериментов с положительной фазой ТДК (а), отрицательной фазой ТДК (б), $^\circ\text{C}$

Полученные поля были использованы в качестве граничных условий в экспериментах с положительной (эксперимент ТДК+) и отрицательной (эксперимент ТДК-) фазами Тихоокеанского десятилетнего колебания.

Так как пространственное распределение аномалий ТПТО положительной фазы ТДК указывает на возможное усиление эффекта Эль-Ниньо (рис. 2.11), были проведены эксперименты на определение совместного влияния положительной фазы ЭНЮК и положительной фазы ТДК на динамику тропосферно-стратосферного взаимодействия. Для этого к среднеклиматическим значениям АМІР одновременно добавлялись аномалии в умеренных широтах, соответствующие положительной фазе ТДК, и в тропической зоне, соответствующие событию канонического Эль-Ниньо (эксперимент КЭН&ТДК+) или Эль-Ниньо Модоки (эксперимент ЭНМ&ТДК+).

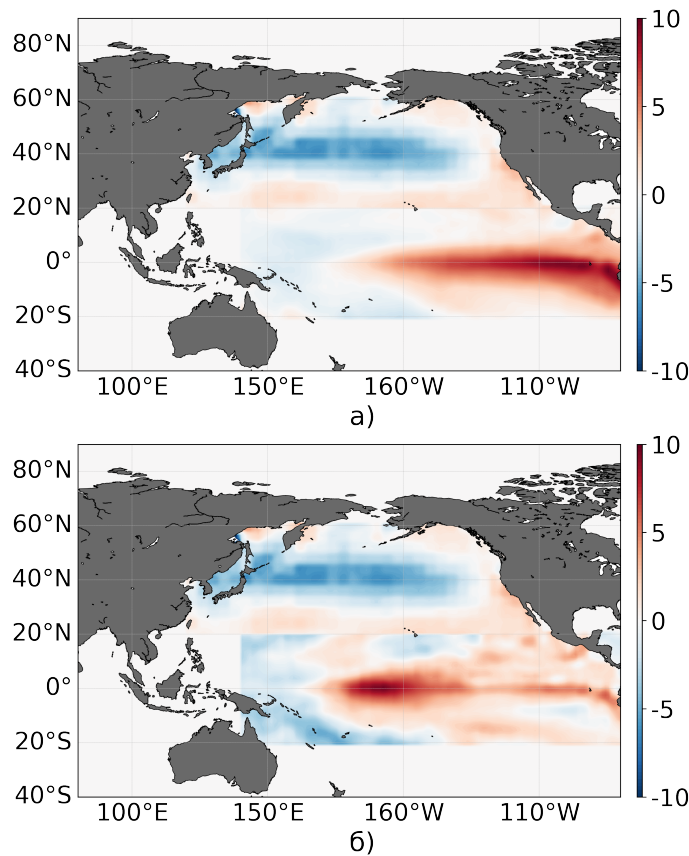


Рисунок 2.11 — Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[120^\circ \text{ в. д.} - 110^\circ \text{ з. д.}; 20^\circ \text{ с. ш.} - 60^\circ \text{ с. ш.}]$ и $[140^\circ \text{ в. д.} - 80^\circ \text{ з. д.}; 20^\circ \text{ ю. ш.} - 20^\circ \text{ с. ш.}]$, используемые при построении граничных условий для экспериментов КЭН&ТДК+ (а), ЭНМ&ТДК+ (б), $^\circ\text{C}$

2.4 Методы расчета индексов и физических величин

2.4.1 Характеристики стратосферного полярного вихря

Одной из основных характеристик стратосферного полярного вихря является его интенсивность, позволяющая количественно оценить его состояние, то есть по изменениям интенсивности СПВ внутри зимнего сезона можно судить о его возмущениях. На настоящий момент предложено несколько методов расчета интенсивности СПВ. Так, циркумполярное стратосферное течение часто характеризуется среднезональными характеристиками ветра в средней атмосфере, например, зональной компонентой скорости ветра, осредненной вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа (индекс U_{60_10}). Достаточно простыми для вычисления являются индексы полусферных мод (например, индекс Арктической Осцилляции) или атмосферные параметры с осреднением по полярному региону стратосферы (например, геопотенциальная высота поверхности 10 гПа, осредненная по району, севернее 60° с. ш. [227]). Эти характеристики не требуют многопараметрических наборов данных и достаточно часто используются для оценки интенсивности вихря. Более сложным методом является использование скорости струйного течения полярной ночи ($W_{кр}$). Эта величина характеризует динамику края вихря и позволяет проанализировать интенсивность СПВ независимо от его положения относительно полюса. Однако главная проблема данного метода заключается в сложности расчета данного параметра.

Несмотря на то, что величина U_{60_10} чувствительна к положению СПВ относительно полюса, этот метод достаточно хорошо характеризует возмущенность вихря. Поэтому в данной работе, как и в большинстве работ [28; 228], для оценки интенсивности стратосферного полярного вихря была использована характеристика U_{60_10} .

В зимний период в Северном полушарии может наблюдаться рост потока волновой активности из тропосферы в стратосферу, который приводит к ослаблению и иногда разрушению стратосферного полярного вихря, то есть внезапным стратосферным потеплениям. Центральная дата ВСП в данной работе определялась как момент, когда величина U_{60_10} меняла знак на отрицательный [28; 228; 229]. Два последовательных ВСП в течение одного сезона считались

отдельными событиями при условии, что стратосферный полярный вихрь успевал восстановиться минимум на 20 последовательных дней, то есть величина U_{60_10} оставалась положительной на протяжении не менее 20 последовательных дней. В работе не рассматривались финальные потепления, которые нужно было идентифицировать и отличить от внутрисезонных для исключения из анализа. ВСП считалось финальным, если в апреле вихрь восстанавливался после разрушения (индекс U_{60_10} становился положительным) менее чем на 10 дней перед 30 апреля [28; 228; 229].

Все внезапные стратосферные потепления также были разделены на события типа РТ и НРТ. Сигнал от событий типа РТ распространяется в тропосферу и достигает поверхности Земли, данное распространение сигнала от ВСП можно проследить по распространению аномалий индекса Арктической осцилляции. События типа НРТ характеризуются распространением аномалий индекса Арктической осцилляции только до тропопаузы, то есть сигнал не распространяется в нижележащую тропосферу. В данном исследовании ВСП считалось распространяющимся в тропосферу, если оно удовлетворяло следующим трем критериям [229; 230]:

1. Осредненный индекс АО в течение 45 дней (с 8-го по 52-й день после центральной даты ВСП) на уровне 850 гПа должен был быть отрицательным.
2. Количество дней в данном 45-дневном периоде, когда значения индекса АО на уровне 850 гПа ниже нуля, должно составлять не менее 50%.
3. Количество дней в данном 45-дневном периоде, когда значения индекса АО на уровне 100 гПа ниже нуля, должно составлять не менее 70%.

2.4.2 Индекс Арктической осцилляции

В последние десятилетия было показано, что стратосфера может оказывать влияние на тропосферную динамику. Как было сказано ранее, индекс Арктической осцилляции достаточно хорошо описывает изменения интенсивности стратосферного полярного вихря.

Для расчета индекса Арктической осцилляции в данной работе был использован упрощенный метод, описанный в работах [229; 231]. Ряды полей

геопотенциальных высот изобарических поверхностей с 1000 гПа по 1 гПа были отфильтрованы с использованием фильтра Ланцоша [232] с окном 60 дней для того, чтобы убрать высокочастотные колебания (< 60 дней). Полученные значения были осреднены по региону севернее 60° с. ш. и нормированы на среднеквадратическое отклонение ряда за 100 лет на каждом уровне. Для того, чтобы отрицательные значения индекса АО соответствовали возмущенному вихрю, полученные ряды были умножены на -1.

2.4.3 Метод спектральной полосовой фильтрации Ланцоша

При расчете некоторых физических характеристик тропосферы и стратосферы (например, потоков Пламба и синоптической активности) необходимо отфильтровывать высокочастотную или низкочастотную изменчивость рядов. Для этого в данной работе фильтрация была проведена методом Ланцоша [232]. Основной целью фильтрации являлось предсказуемо изменить амплитуды гармоник, которые описывают ряд наблюдений, в Фурье разложении. Это осуществляется за счет изменения последовательности данных умножением на весовые функции.

Пусть исследуемая случайная функция, зависящая от времени, имеет вид ряда:

$$x(t) = \sum_j a(f_j) \cos[2\pi f_j t + \varphi(f_j)], \quad (2.2)$$

где $a(f_j)$ – это амплитуды гармоник с частотами f_j случайными начальными фазами $\varphi(f_j)$, тогда определенные частоты будут соответствовать известным временным масштабам составляющих. Если же в качестве аргумента используется линейная координата, то вместо временных масштабов будут пространственные, в этом случае частотам соответствуют волновые числа. Тогда поставленная задача — задача фильтрации: необходимо выделить из исследуемого процесса гармоники с частотами $f_l \geq f \geq f_h$ ($f \geq 0$), и подавить все прочие составляющие.

Фильтрация происходит с помощью преобразования (фильтра):

$$\tilde{x}(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau) x(t + \tau) d\tau, \quad (2.3)$$

где $h(\tau)$ – функция сдвига τ , определяющая частотный состав процесса $\tilde{x}(t)$ на выходе фильтра (весовая функция фильтра).

Для фильтрации процесса $x(t)$ можно вначале задать частотную характеристику, далее, используя обратное преобразование Фурье, найти весовую функцию $h(\tau)$, а затем выполнить преобразование фильтрации.

Задача фильтрации решится наилучшим образом при условии, что гармоники с частотами $f_l \geq f \geq f_h$ на выходе фильтра останутся неизменными, а амплитуды всех остальных гармоник станут равны нулю. В этом случае частотная характеристика:

$$R(f) = \begin{cases} 1 & \text{при } f_l \geq f \geq f_h \\ 0 & \text{при } f < f_l; f > f_h. \end{cases} \quad (2.4)$$

Однако частотная характеристика идеального фильтра может быть реализована только тогда, когда и весовая функция $h(\tau)$, и сам процесс $x(t)$ заданы на бесконечном интервале. Однако получается, что интервал задания весовой функции $h(\tau)$ не бесконечен, так как интервал задания исходной функции $x(t)$ всегда конечен.

Следовательно, задача фильтрации сводится к нахождению такой частотной характеристики (и соответствующей весовой функции), которая обеспечивала бы выделение гармоник в заданном диапазоне оптимальным образом. Это удастся сделать при известном энергетическом спектре исследуемого процесса. Поэтому во многих случаях используют квазиоптимальные фильтры, для которых вид частотной характеристики задан заранее.

В гидрометеорологии при фильтрации исходная непрерывная функция времени $x(t)$, заданная на интервале $[-T/2, T/2]$, представляется в виде временного ряда:

$$x_n = \begin{cases} x(t) & \text{при } t = n\Delta t, |n| = 0, 1, \dots, N; \\ 0 & \text{при других } t, \end{cases} \quad (2.5)$$

где $2N\Delta t = T$, а Δt – интервал дискретности, т.е. промежуток времени, через который производится снятие ординат исходной непрерывной функции. Для исследуемого дискретного временного ряда интервал дискретности равен промежутку времени между соседними наблюдениями. Тогда весовая функция $h(\tau)$

представляет собой последовательность весов:

$$h_m = \begin{cases} h(\tau_m) & \text{при } \tau = m\Delta t, |m| = 0, 1, \dots, M; \\ 0 & \text{при других } \tau, \end{cases} \quad (2.6)$$

и $2M\Delta t = L$ – интервал задания весовой функции. Фильтр принимает вид:

$$\tilde{x}_n = \sum_{m=-M}^M h_m x_{n+m}. \quad (2.7)$$

Использование конечного числа членов в ряде Фурье на практике приводит к возникновению эффекта Гиббса. Подавление этого эффекта обеспечивается особенностью фильтрации Ланцоша: весовые функции определяются умножением первоначальных весовых функций на функцию вида $\sin(X)/X$ («сигма фактор», σ):

$$\bar{h}_m = h_m \frac{\sin(2\pi k f_n \Delta t / n)}{2\pi k f_n \Delta t / n}. \quad (2.8)$$

2.4.4 Трехмерный поток волновой активности Пламба

Внезапные стратосферные потепления (ВСП) являются одним из наиболее ярких процессов динамического взаимодействия тропосферы и стратосферы [25–27]. Одной из основных причин возникновения ВСП является взаимодействие среднего потока в стратосфере с квазистационарными планетарными волнами с малыми волновыми числами, которые вертикально распространяются из тропосферы в стратосферу. Для анализа распространения планетарных волн на стратосферную динамику используют метод расчета потока волновой активности, предложенный Пламбом в 1985 году [233], описывающий распространение планетарных волн по широте (F_x), долготе (F_y) и высоте (F_z):

$$F_x = \frac{p}{p_0} \cos \varphi [v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(v'\psi')}{\partial \lambda}]. \quad (2.9)$$

$$F_y = \frac{p}{p_0} \cos \varphi [-u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(u'\psi')}{\partial \lambda}]. \quad (2.10)$$

$$F_z = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \frac{2\Omega \sin \varphi}{S} \times [v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin 2\varphi} \frac{\partial(T'\psi')}{\partial \lambda}]. \quad (2.11)$$

$$S = \frac{\partial \hat{T}}{\partial z} + \frac{k\hat{T}}{H}. \quad (2.12)$$

где u' , v' , T' , ψ' – отклонение от средних зональных значений зональной и меридиональной скоростей ветра, температуры и геопотенциала соответственно, S – параметр статистической устойчивости, $\hat{T}$ – температура, осредненная по району, расположенному севернее 20° с.ш., k – коэффициент температуропроводности, φ – широта, λ – долгота, Ω – угловая скорость вращения Земли, a – радиус Земли, p – давление на заданном уровне, $p_0 = 1000$ гПа.

Вместо среднемесячных значений полей зональной и меридиональной скоростей ветра, температуры и геопотенциала для расчета компонент потока Пламба были использованы ежедневные значения, поэтому методом Ланцоша с окном 30 дней была отфильтрована высокочастотная изменчивость. Далее на всех уровнях между 400 гПа и 0,02 гПа были рассчитаны ежедневные значения компонент трехмерного потока волновой активности.

Глава 3. Отклик динамики стратосферно-тропосферного взаимодействия на локализацию крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальной части Тихого океана

С целью определения влияния локализации крупномасштабных аномалий ТПО, соответствующих событиям канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, на динамику тропосферы и стратосферы были проведены модельные эксперименты с граничными условиями, в качестве которых выступали поля ТПО с увеличенными аномалиями в экваториальной части Тихого океана, по локализации соответствующими каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки. В данной главе представлены результаты проведенных численных экспериментов на платформе Isca.

3.1 Валидация данных модельных экспериментов

Для оценки реалистичности воспроизведения моделью тропосферной и стратосферной динамики была проведена валидация данных контрольного эксперимента относительно данных реанализа JRA-55 (граничные условия и конфигурация модели эксперимента КОНТР приведены в разделе 2.3.1).

Главным отличием условий контрольного эксперимента и JRA-55 является то, что в КОНТР в качестве граничных условий использованы среднеклиматические значения, в то время как в реанализе присутствуют годы с Эль-Ниньо, Ла-Нинья и нейтральной фазой ЭНЮК. Согласно [234—236] на протяжении рассматриваемого 63-летнего периода реанализа JRA-55 (зимы 1958/1959 – 2020/2021 гг.) наблюдалось 22 события Эль-Ниньо (15 из которых относятся к каноническому типу, 7 – к типу Модоки); 21 событие Ла-Нинья. Оставшиеся 20 лет характеризуются нейтральной фазой ЭНЮК. Поэтому для валидации модельных результатов по данным экспериментов КОНТР, КЭН, ЭНМ и ЛН были созданы три дополнительные выборки ВАЛ1, ВАЛ2 и ВАЛ3, протяженность каждой из которых составляла 63 года. Кроме того, в каждой выборке

количество событий ЭНЮК соответствовало количеству событий реанализа, годы событий из экспериментов были выбраны случайным образом.

Сравнительный анализ показал, что динамика стратосферы как в Южном, так и в Северном полушарии воспроизводится моделью реалистично, но наблюдаются некоторые отличия. На рис. 3.1 представлен среднемноголетний годовой ход среднемесячных значений интенсивности СПВ обоих полушарий, выраженных как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. и 60° ю. ш. на уровне 10 гПа, по данным эксперимента КОНТР и данным реанализа JRA-55. Видно, что средняя многолетняя интенсивность СПВ по данным JRA-55 в Северном полушарии ниже средней интенсивности вихря по данным контрольного эксперимента, а в Южном – выше интенсивности вихря в КОНТР (средняя интенсивность СПВ по данным реанализа нанесена на рис. 3.1 а, б синим цветом). Статистически значимые различия в обоих полушариях наблюдаются на протяжении всего расширенного зимнего периода (ноябрь–апрель). Факт отсутствия в контрольном эксперименте как в атмосфере, так и в океане Северного полушария каких-либо аномальных событий (например, крупномасштабных аномалий ТПО Эль-Ниньо – Южного колебания) может объяснять менее возмущенный вихрь в данных контрольного эксперимента [237–239]. Кроме того, индекс U_{60_10} чувствителен к положению вихря относительно полюса. Анализ пространственной структуры стратосферного полярного вихря на уровне 10 гПа (рис. 3.2) показал, что по данным КОНТР СПВ более центрирован относительно полюса по сравнению с данными реанализа, что также может вносить вклад в различие интенсивности СПВ в данных КОНТР и JRA-55. В свою очередь, смещение среднего положения центра вихря в сторону Северной Атлантики и Евразии в данных реанализа может быть объяснено тем, что в построении средних значений по данным JRA-55 были учтены годы с событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья, которые приводят к возмущению СПВ и, в том числе, его смещению с полюса.

На рис. 3.3 представлена изменчивость интенсивности стратосферного полярного вихря по данным валидационных выборок ВАЛ1, ВАЛ2 и ВАЛ3. В Северном полушарии статистически значимые разницы всех трех выборок с реанализом JRA-55 на расширенном зимнем периоде наблюдаются только в марте–апреле. Весенняя интенсивность вихря может сильно зависеть от изменчивости концентрации озона, которая в свою очередь зависит от динамики СПВ в предыдущую зиму. Различие в интенсивности СПВ в весенний период в дан-

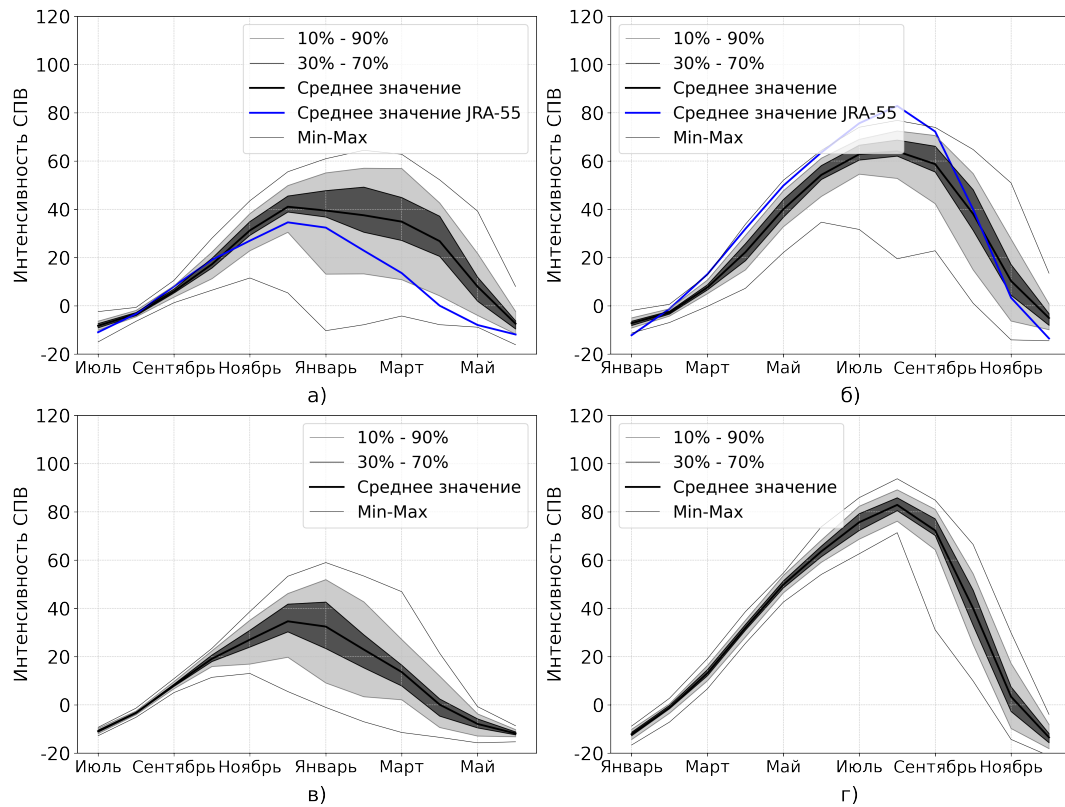


Рисунок 3.1 — Среднемесячные значения зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с. ш. (а, в) и 60° ю. ш. (б, г) на уровне 10 гПа, по данным эксперимента КОНТР (а, б) и реанализа JRA-55 (в, г), м/с

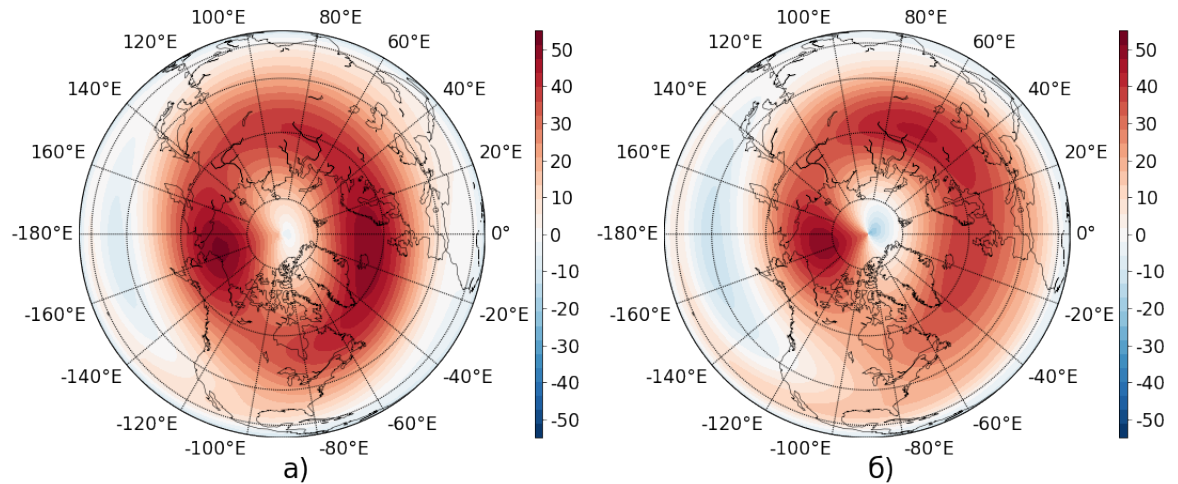


Рисунок 3.2 — Пространственное распределение значений зональной компоненты скорости ветра на высоте 10 гПа (декабрь–февраль) по данным контрольного эксперимента (КОНТР) (а) и реанализа JRA-55 (б), м/с

ных реанализа и валидационных выборок может определяться тем, что после экстремально сильного вихря наблюдаются высокие значения озона, так как

в экспериментах было использовано фиксированное распределение озона. Данное исследование посвящено зимнему периоду (декабрь–февраль), из рис. 3.3 видно, что осенняя перестройка на зимнюю циркуляцию и зимняя динамика стратосферы (до марта) воспроизводятся реалистично. В Южном полушарии в данных реанализа наблюдается большая интенсивность вихря (средняя интенсивность СПВ по данным реанализа нанесена на рис. 3.3 а, б синим цветом).

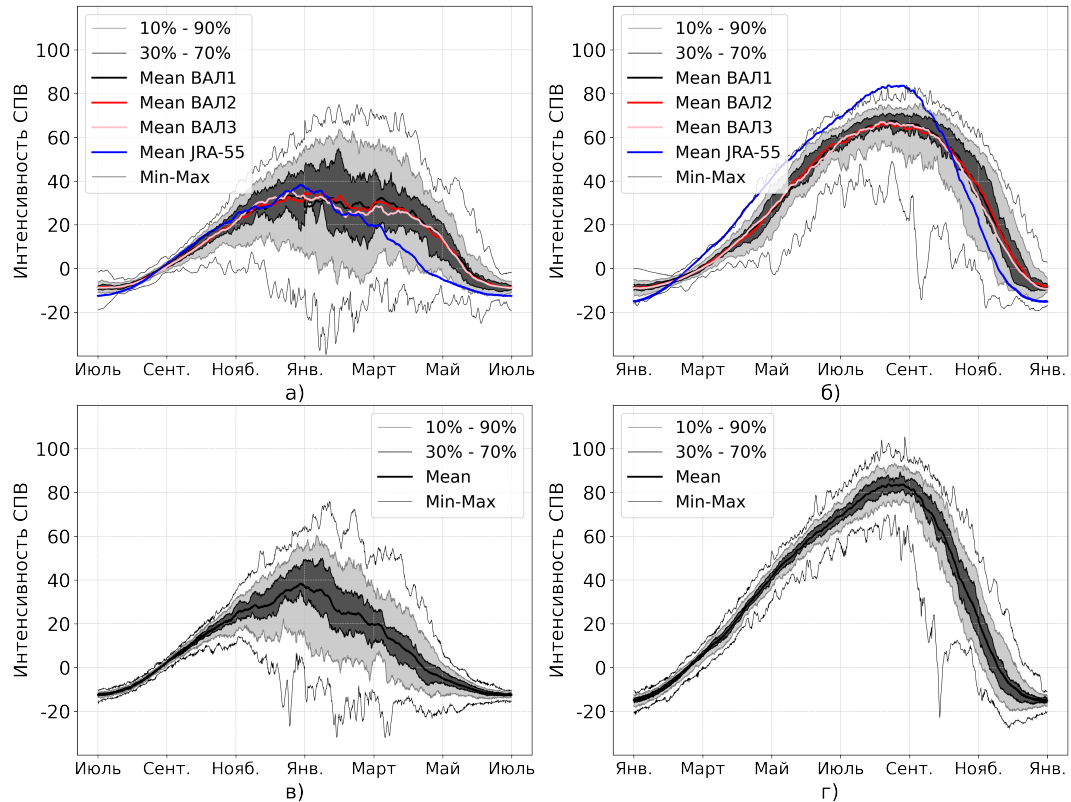


Рисунок 3.3 — Зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. (а, в) и 60° ю. ш. (б, г) на уровне 10 гПа, по данным выборки ВАЛ2 (а, б) и реанализа JRA-55 (в, г), м/с

Изменчивость интенсивности СПВ в Северном полушарии больше, чем в Южном по данным КОНТР, валидационных выборок и по данным JRA-55. При этом, в модельных данных масштаб этой изменчивости в обоих полушариях больше, чем в данных реанализа JRA-55.

Представленная на рис. 3.4 пространственная структура СПВ по данным валидационных выборок характеризуется меньшими амплитудами интенсивности по сравнению с данными JRA-55. При этом наблюдается большее смещение вихря с полюса, чем в данных эксперимента КОНТР. Кроме того, поле зональной компоненты скорости ветра на высоте 10 гПа в данных реанализа и

данных ВАЛ1, ВАЛ2 и ВАЛ3 характеризуется большей площадью положительных значений, чем в данных контрольного эксперимента, где вихрь имеет более компактную пространственную структуру.

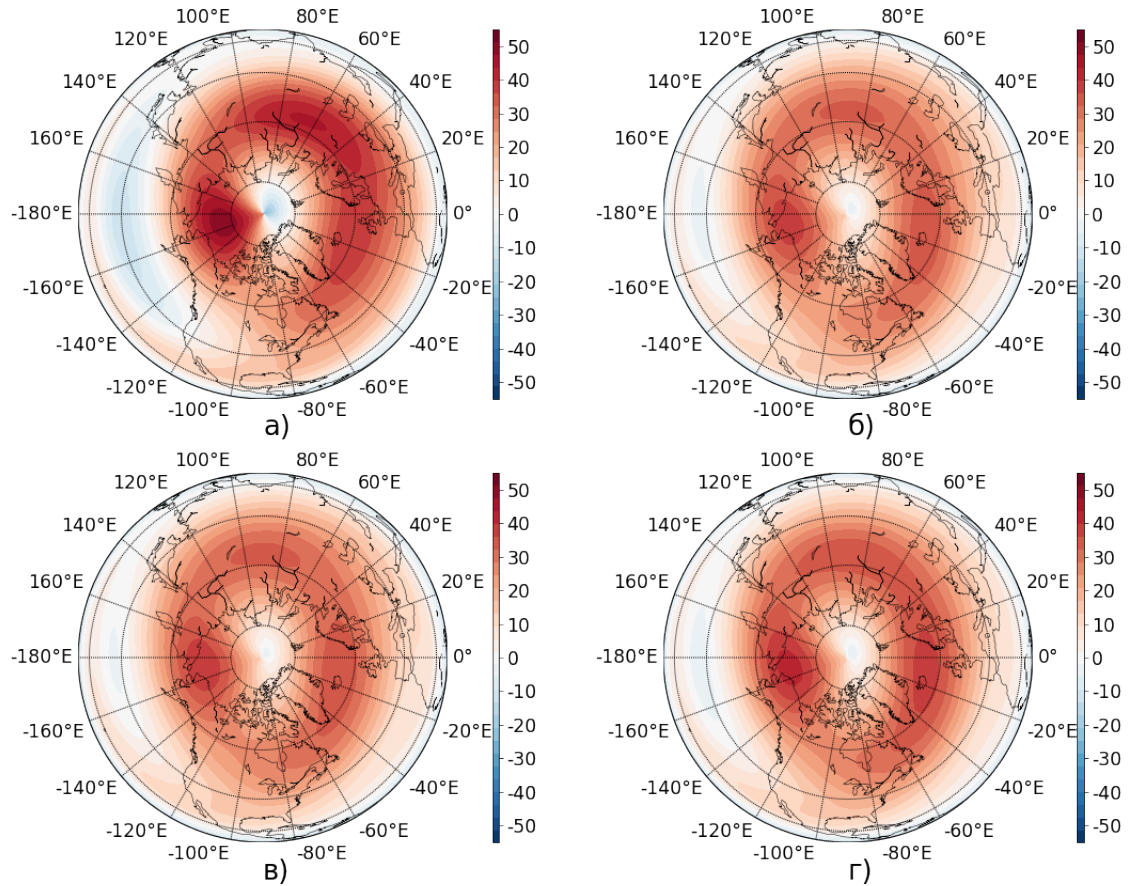


Рисунок 3.4 — Пространственное распределение значений зональной компоненты скорости ветра на высоте 10 гПа (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (а) и валидационных выборок ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в) и ВАЛ3 (г), м/с

На рис. 3.5 (а, б, в) представлены среднезональные, осредненные за 100 лет, значения температуры, зональной компоненты скорости ветра и стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра по данным КОНТР, а на рис. 3.5 (г, д, е) — разница между данными параметрами по данным КОНТР и данным реанализа JRA-55. По данным модельного эксперимента полярная стратосфера на высоте 10–25 км холоднее (в среднем на 10 градусов), чем в данных реанализа (рис. 3.5 г). На высотах выше 30 км наблюдается противоположное соотношение: значения температур в данных КОНТР выше, чем в данных JRA-55

(у верхней границы различия достигают 30 градусов) [237]. Данное различие в температурном режиме верхней полярной стратосферы Северного полушария в зимний сезон по данным модельных экспериментов и по данным реанализа может возникать из-за динамических процессов на верхней границе модели. Несмотря на то, что модель имеет диссипативный слой на верхней границе, все равно ограниченность домена по вертикали приводит к некоторым искусственным явлениям, но данный эффект касается только верхней стратосферы.

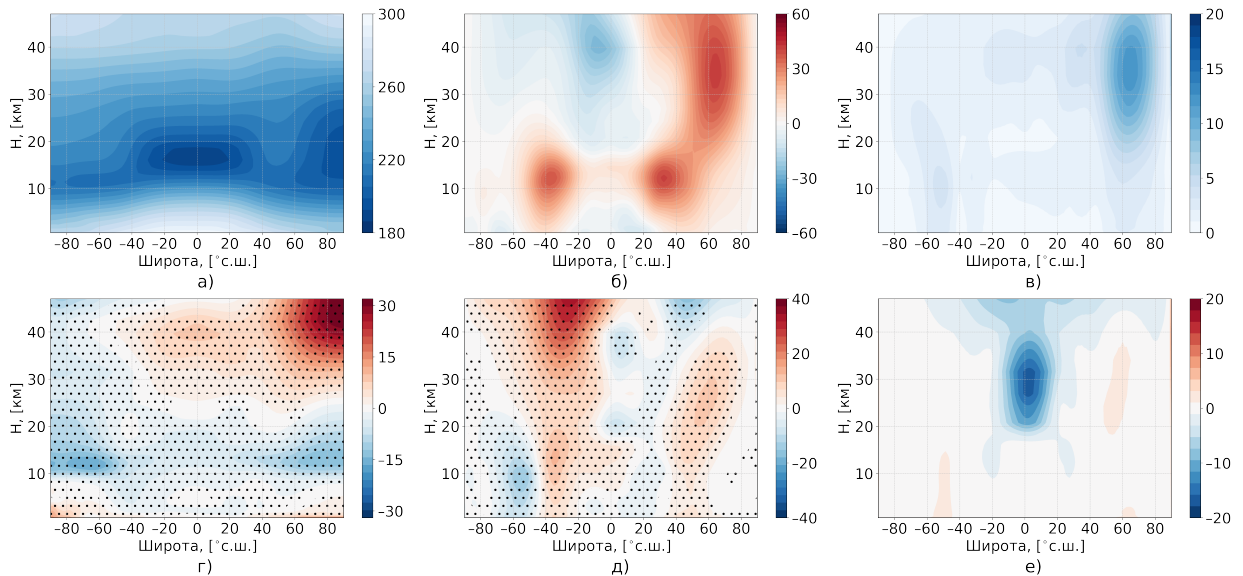


Рисунок 3.5 — Среднемноголетние (100 лет) среднесезонные (декабрь–февраль) среднезональные значения температуры (а), К, зональной компоненты скорости ветра (б), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (в), м/с, по данным контрольного эксперимента. Разность среднесезонных среднезональных значений температуры (г), К, зональной компоненты скорости ветра (д), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (е), м/с, по данным контрольного эксперимента, осредненным за 100 лет лет, и данным JRA-55, осредненным за 63 года. Регионы со статистически значимыми разностями на уровне 1% по критерию Стьюдента отмечены точками (г, д)

Ограниченность модели по вертикали также может влиять на положение оси струйного течения полярной ночи в Северном полушарии. В данных реанализа максимум течения находится на высотах более 40 км, в то время как по данным контрольного эксперимента ось течения проходит на высоте примерно 30 км (рис. 3.5 б, д). В Южном полушарии в верхней стратосфере по данным реанализа наблюдаются более интенсивные восточные ветра, по сравнению с

данными эксперимента КОНТР. На высоте 40 км разницы достигают значений порядка 30–40 м/с [237].

Анализ этих метеопараметров по данным валидационных выборок показал аналогичную вертикальную структуру аномалий: более холодную нижнюю и более теплую верхнюю стратосферу, смещение оси струйного течения вниз в данных модельных экспериментов по сравнению с данными реанализа. Кроме того, стоит отметить, что зональная компонента скорости ветра в тропической нижней стратосфере, а также в тропосфере и стратосфере умеренных широт Северного полушария характеризуется большей изменчивостью в валидационных выборках, чем в данных JRA-55.

Как уже было сказано выше, конфигурация модели, которая использовалась в данном исследовании, не позволяет разрешать квазидвухлетнее колебание, что отображается на рис. 3.5 (в, е).

Для оценки реалистичности воспроизведения крупномасштабной циркуляции средней тропосферы была проанализирована структура среднесезонных значений аномалий геопотенциальной высоты, а также температуры относительно среднесезонных среднезональных значений на уровнях 100 гПа и 500 гПа, представленная на рис. 3.7. Видно, что пространственная структура аномалий очень схожа в данных контрольного эксперимента и данных реанализа JRA-55.

Сравнительный анализ тропосферной циркуляции по данным валидационных выборок и реанализа JRA-55 показал, что аномалии среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа и 500 гПа и температуры воздуха на уровнях 100 гПа и 500 гПа относительно среднесезонных среднезональных значений по данным валидационных выборок и реанализа JRA-55 имеют схожую пространственную структуру (на рис. 3.8 цветом нанесены данные ВАЛ1; не представлены на рисунке, но имеют аналогичную структуру данные ВАЛ2 и ВАЛ3). Разницы этих аномалий температуры представлены на рис. 3.9 (б, г), видно, что небольшие регионы со значимыми разностями наблюдаются над Восточной Сибирью и в тропиках. В поле геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа и 500 гПа статистически значимые отличия не выявлены.

Для оценки воспроизведения моделью физических процессов синоптического масштаба в приземном слое в данной работе была рассчитана синоптическая активность для каждого зимнего сезона (декабрь–февраль). Она

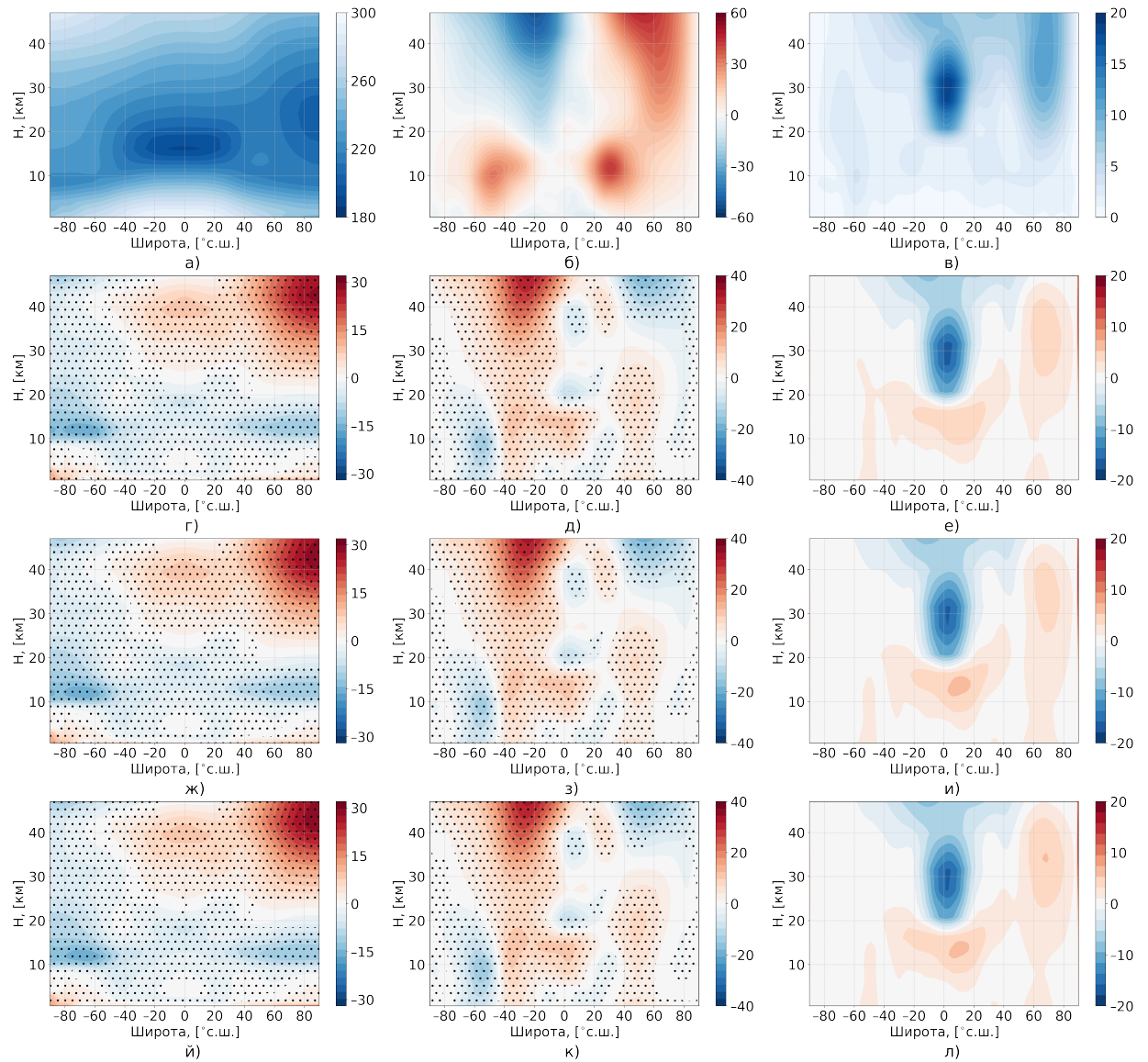


Рисунок 3.6 — Среднемноголетние (63 года) среднесезонные (декабрь–февраль) среднезональные значения температуры (а), К, зональной компоненты скорости ветра (б), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (в), м/с, по данным реанализа JRA-55. Разность среднесезонных среднезональных значений температуры (г, ж, й), К, зональной компоненты скорости ветра (д, з, к), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (е, и, л), м/с, по данным валидационных выборок ВАЛ1 (г, д, е), ВАЛ2 (ж, з, и), ВАЛ3 (й, к, л) и данным JRA-55. Регионы со статистически значимыми разностями на уровне 5% по критерию Стьюдента отмечены точками (г, д, ж, з, й, к)

оценивалась как среднеквадратичное отклонение колебаний геопотенциальной высоты поверхности 1000 гПа, отфильтрованной в синоптическом диапазоне 2–6 дней. Из рис. 3.10 видно, что в КОНТР в районах Тихого и Атлантического океа-

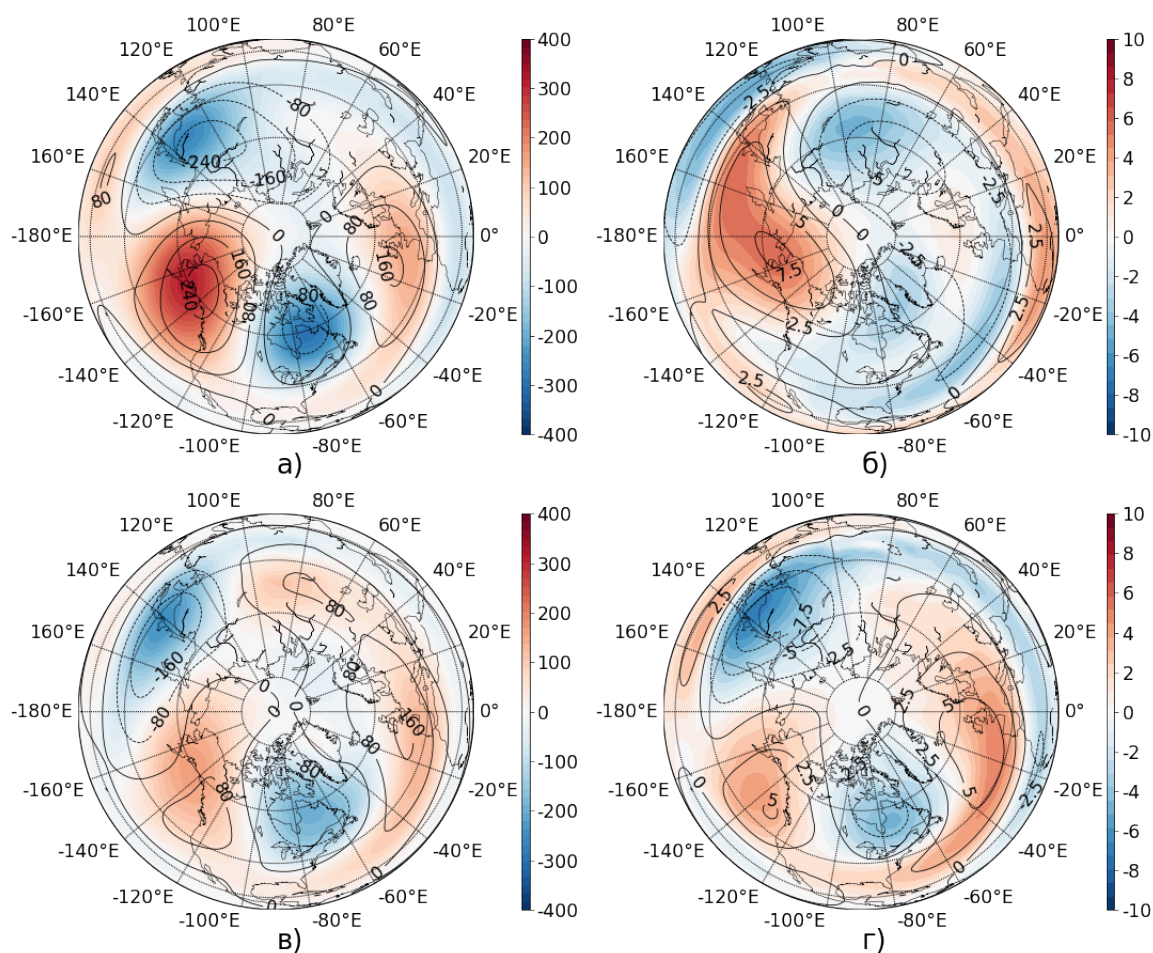


Рисунок 3.7 — Аномалии среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа (а) и 500 гПа (в), м, и температуры воздуха на уровнях 100 гПа (б) и 500 гПа (г), К, относительно среднесезонных среднезональных значений по данным КОНТР (нанесены цветом) и реанализа JRA-55 (обозначены контурами)

нов хорошо воспроизводятся основные шторм-треки Северного полушария. При этом, их амплитуда ниже, чем в данных реанализа JRA-55. Хотя пространственное положение шторм-трека в Атлантическом океане совпадает в модельных данных и данных реанализа, шторм-трек Тихого океана характеризуется более северным положением в данных контрольного эксперимента.

Среднеквадратичное отклонение колебаний геопотенциальной высоты поверхности 1000 гПа по данным валидационных выборок, представленное на

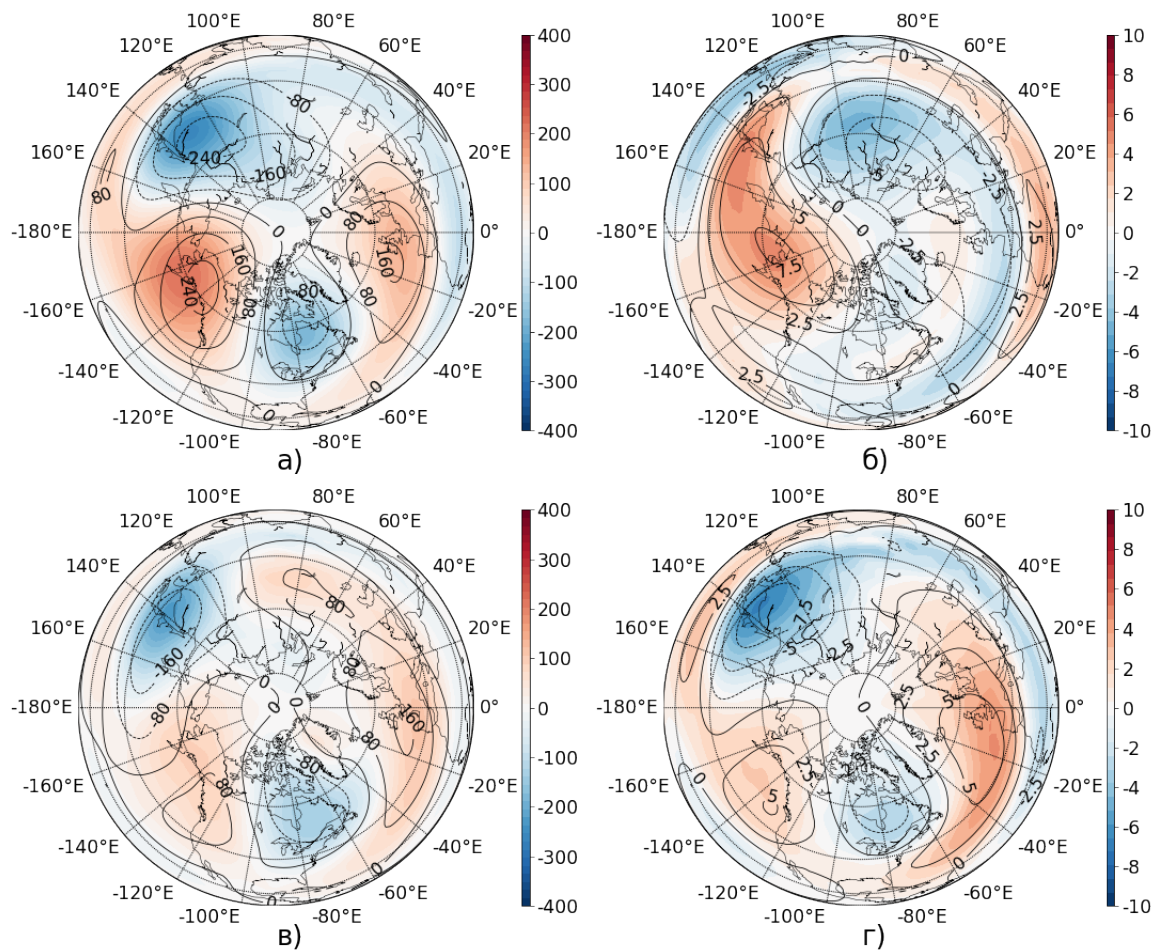


Рисунок 3.8 — Аномалии среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа (а) и 500 гПа (в), м, и температуры воздуха на уровнях 100 гПа (б) и 500 гПа (г), К, относительно среднесезонных среднезональных значений по данным ВАЛ1 (нанесены цветом) и реанализа JRA-55 (обозначены контурами)

рис. 3.11, характеризуется большей амплитудой на севере Тихого и Атлантического океана по сравнению с данными JRA-55, а также над Европой и Азией. При этом тихоокеанский шторм-трек также расположен севернее, чем в данных реанализа, и имеет дополнительный максимум в районе Аляски.

Кроме того, для оценки реалистичности воспроизведения синоптической активности в модельных экспериментах был проведен сравнительный анализ данных наблюдений с данными, полученными в ходе модельных экспериментов

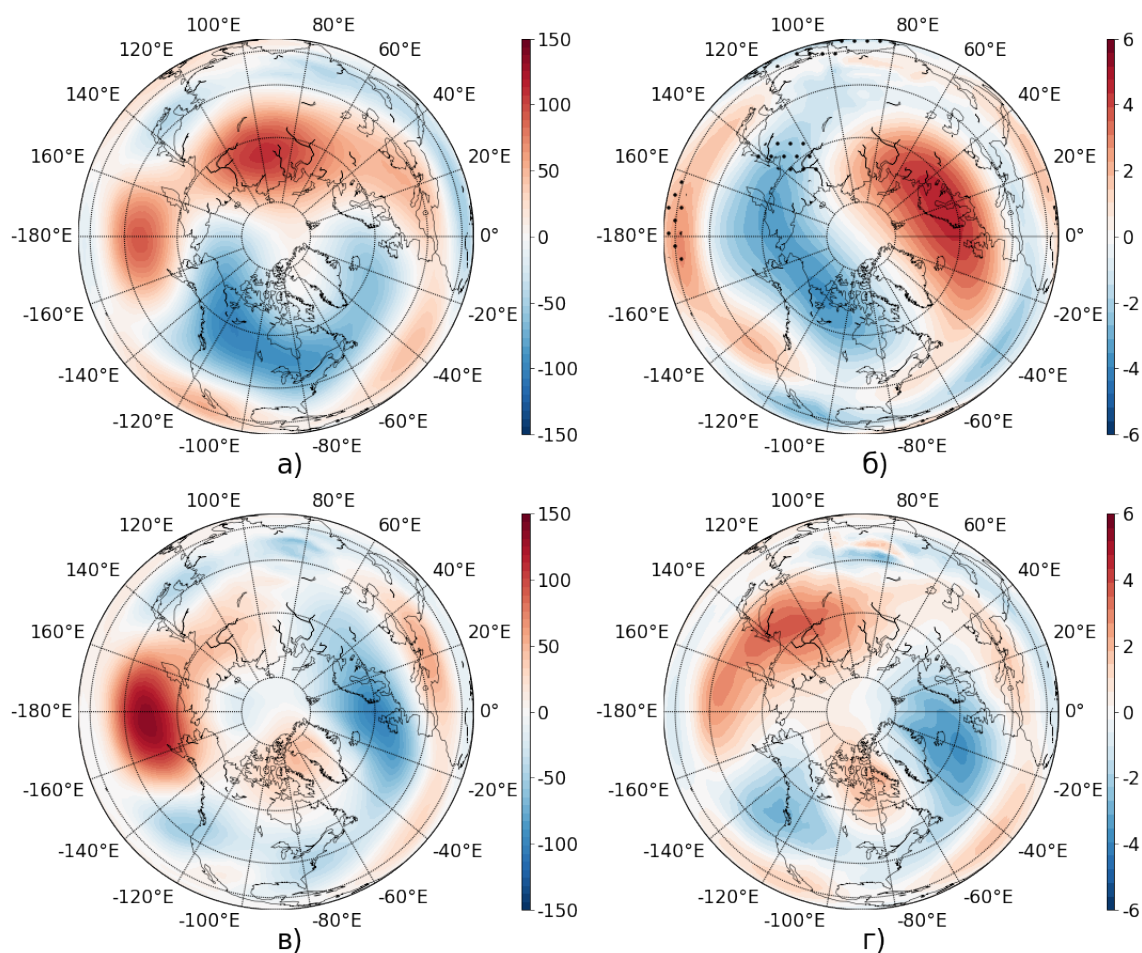


Рисунок 3.9 — Разницы аномалий среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа (а) и 500 гПа (в), м, и температуры воздуха на уровнях 100 гПа (б) и 500 гПа (г), К, относительно среднесезонных среднесезонных значений по данным ВАЛ1 и реанализа JRA-55. Регионы, где разницы превышают 3 стандартных отклонения данных JRA-55, отмечены точками (б, г)

КЭН, ЭНМ и ЛН. Данные реанализа JRA-55 за зимний сезон (декабрь–февраль) были раздены на три выборки: 15 лет, на протяжении которых наблюдалось каноническое Эль-Ниньо, 7 лет с Эль-Ниньо Модоки и 21 год с Ла-Нинья. Далее было проведено сравнение с наборами случайно отобранных лет по данным соответствующих модельных экспериментов, имеющих соответствующую продолжительность.

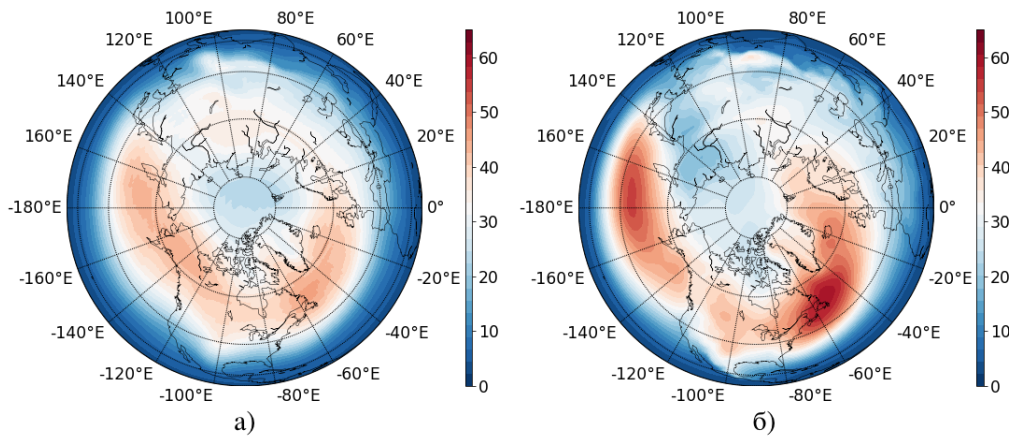


Рисунок 3.10 — Среднегодовое (100 лет) среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным контрольного эксперимента (а), м. Среднегодовое (63 года) среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (б), м

На рис. 3.12 представлены разницы среднегодовых среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты в условиях канонического Эль-Ниньо и в годы нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 и по данным валидационных выборок. Так, разницы по данным модельных экспериментов характеризуются большими амплитудами, по сравнению с данными реанализа. Однако как в данных реанализа, так и в данных ВАЛ1, ВАЛ2 и ВАЛ3 наблюдается отступление шторм-треков на юг, характерное для событий Эль-Ниньо, по сравнению с положением в годы нейтральной фазы [240].

Разности синоптической активности в года Эль-Ниньо Модоки и года нейтральной фазы, представленные на рис. 3.13, тоже характеризуются большими амплитудами в данных модельных экспериментов, чем в данных JRA-55, а также присутствует характерное смещение шторм-треков на юг.

На рис. 3.12 представлены разности синоптической активности в годы Ла-Нинья и в годы нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 и по данным валидационных выборок. Наблюдается хорошее воспроизведение пространственной структуры основных шторм-треков Северного полушария, а также смещение Тихоокеанского шторм-трека на север. При этом амплитуды

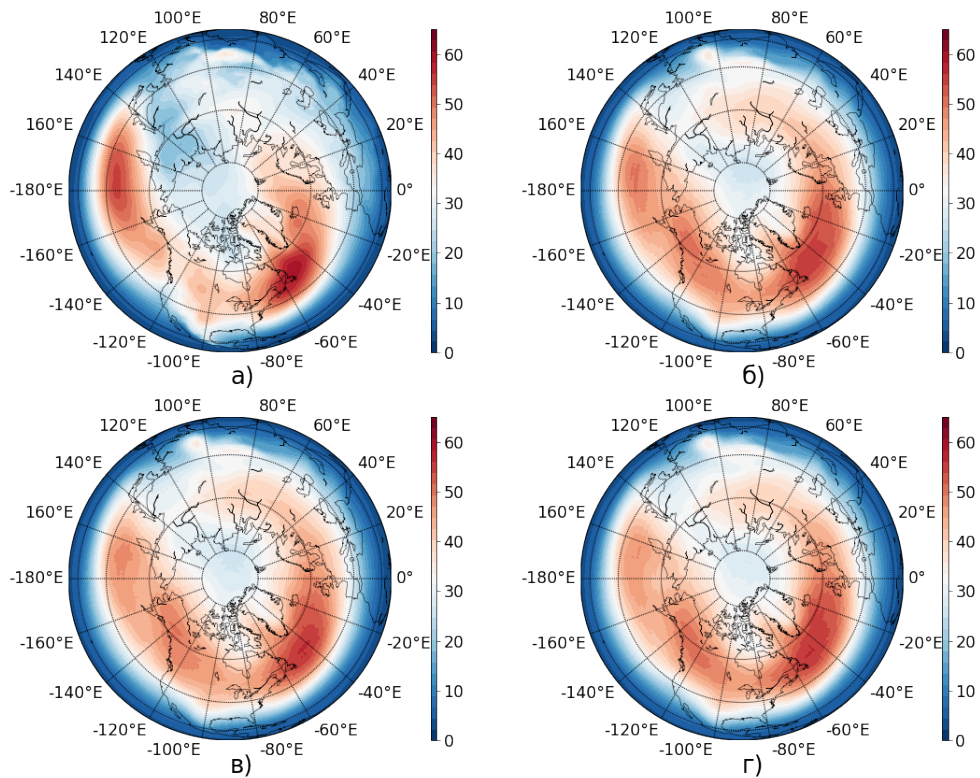


Рисунок 3.11 — Среднегодовое среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (а), м. Среднегодовое среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м

аномалий в данных модельных экспериментов меньше наблюдаемых в условиях обоих типов Эль-Ниньо, но превышают наблюдаемые разности по данным реанализа.

Помимо валидации модельных данных были проведены эксперименты на определение влияния положительной и отрицательной фаз ЭНЮК на динамику тропосферно-стратосферного взаимодействия. На рис. 3.15 представлена интенсивность стратосферного полярного вихря, являющаяся важным индикатором стратосферно-тропосферного взаимодействия, осредненная за 100 лет по данным модельных экспериментов КОНТР, КЭН и ЛН. Видно, что влияние

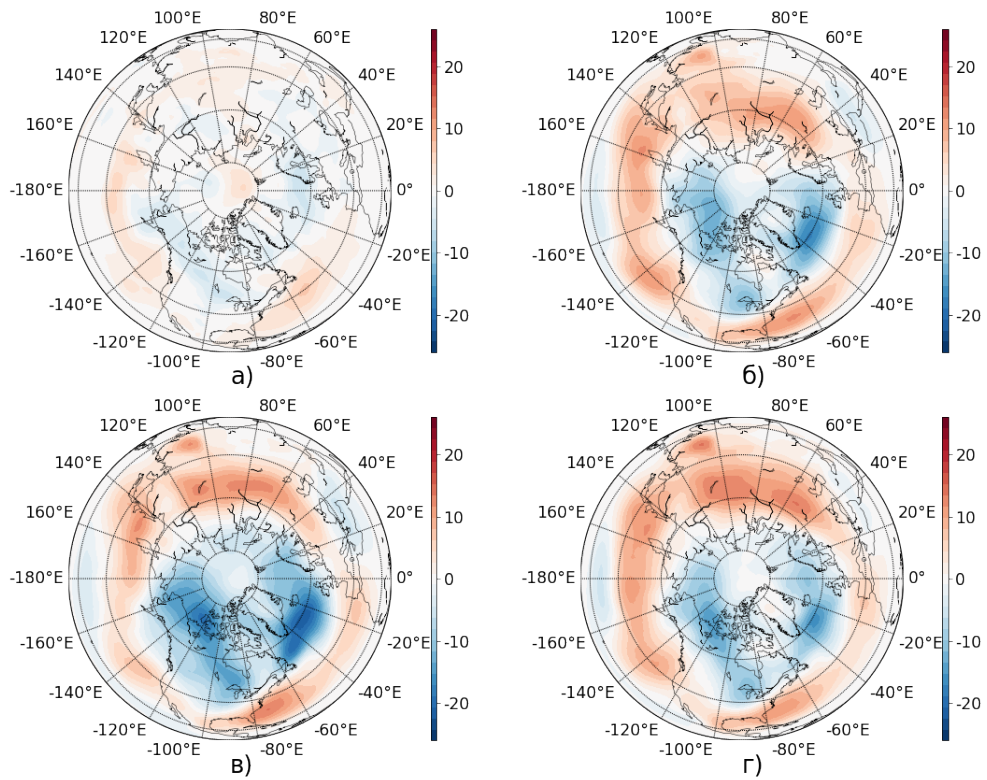


Рисунок 3.12 — Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года канонического Эль-Ниньо и в года нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 (а), м. Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года канонического Эль-Ниньо и в года нейтральной фазы по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м

аномалий ТПО, соответствующих фазам ЭНЮК, не симметрично как по воздействию, так и по интенсивности: каноническое Эль-Ниньо и Ла-Нинья ослабляют вихрь [125; 237; 241]. Так, интенсивность СПВ, выраженная как U_{60_10} , в эксперименте КЭН на 40% ниже контрольных значений. При этом, статистически значимое ослабление U_{60_10} в этом эксперименте наблюдается на протяжении всего расширенного зимнего периода (ноябрь–апрель).

В эксперименте с крупномасштабными аномалиями ТПО, соответствующими по локализации аномалиям Ла-Нинья, интенсивность СПВ выше, чем в

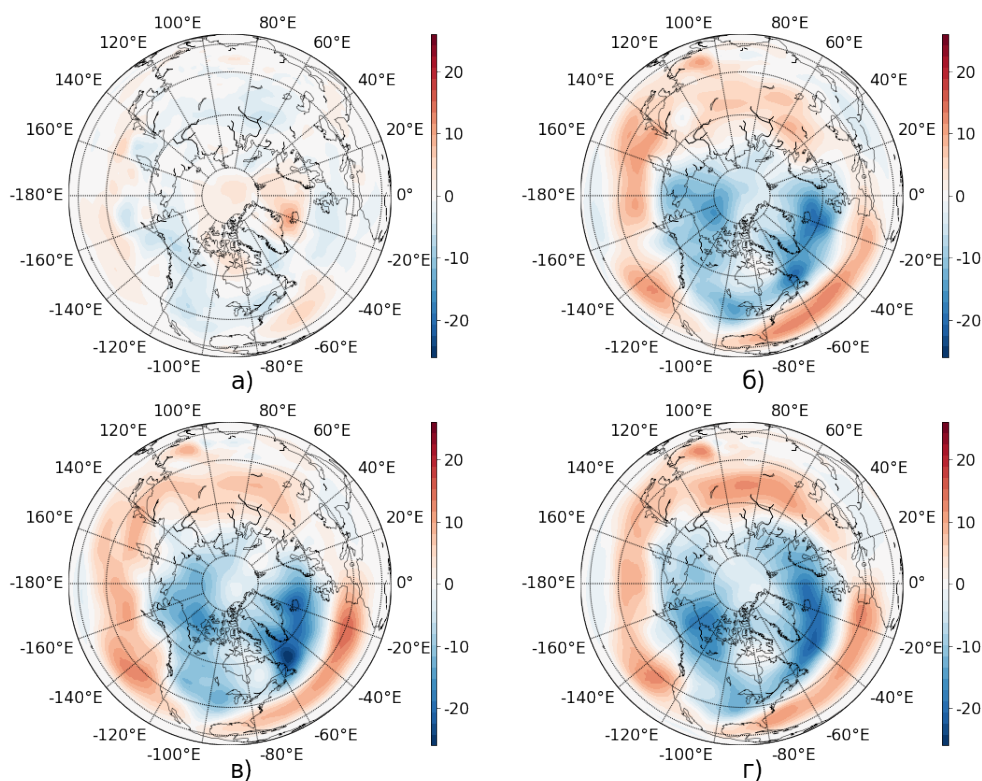


Рисунок 3.13 — Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Эль-Ниньо Модоки и в года нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 (а), м. Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Эль-Ниньо Модоки и в года нейтральной фазы по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м

эксперименте КЭН, но она не достигает значений КОНТР. За зимний период (декабрь–февраль) наблюдается ослабление вихря в среднем на 19% по сравнению с контрольным экспериментом. Как и в экспериментах с аномалиями Эль-Ниньо, разницы ЛН и контрольного статистически значимы для всего расширенного зимнего периода (ноябрь–апрель).

Стоит отметить значимые различия в пространственной структуре и амплитуде волн 1 и 2 в экспериментах КЭН и ЛН. Из представленного на рис. 3.16 положения 50 перцентиля волн 1 и 2 видно, что волна 1 в экспериментах КЭН и

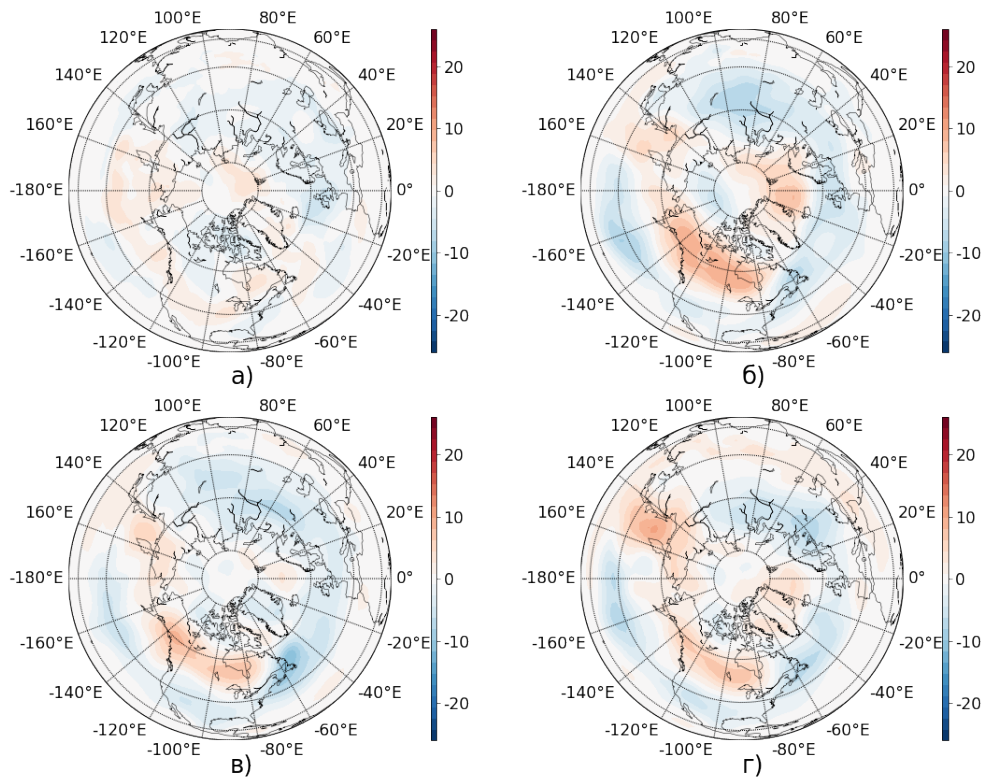


Рисунок 3.14 — Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Ла-Нинья и в года нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 (а), м. Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Ла-Нинья и в года нейтральной фазы по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м

ЛН/КОНТР находится в противофазе. При этом, ее амплитуда в КЭН постоянна на протяжении зимнего периода (декабрь–февраль), в КОНТР наблюдается ее рост с декабря по февраль. А в эксперименте ЛН амплитуда волны 1 выше в декабре, по сравнению с остальными месяцами (январь, февраль). Амплитуда волны 2 в свою очередь в экспериментах КОНТР и ЛН выше более, чем в два раза, по сравнению с экспериментом КЭН [125; 237; 242].

Волны Россби, сгенерированные вследствие аномального нагрева поверхности океана в тропической зоне Тихого океана во время положительной

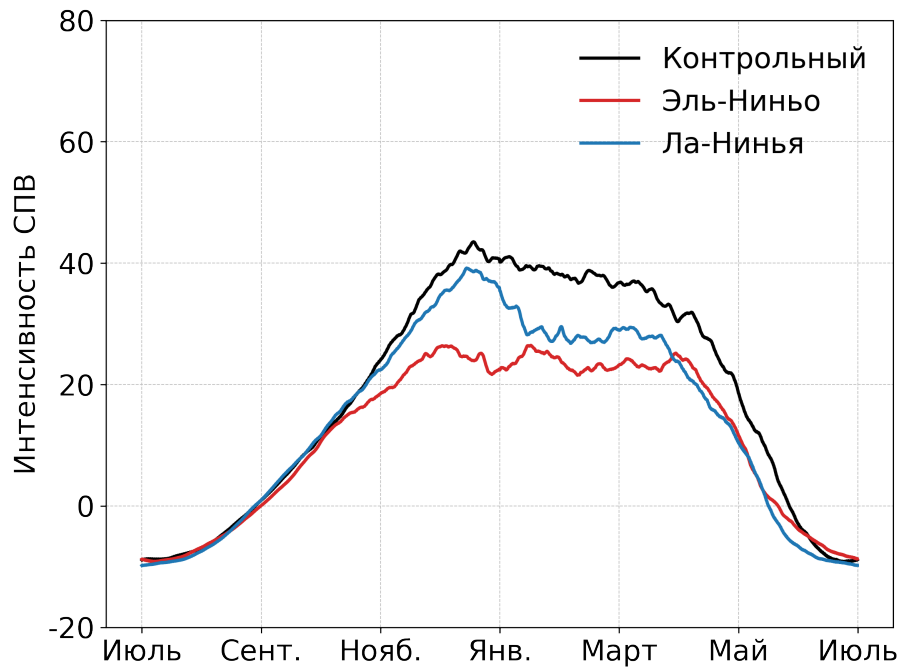


Рисунок 3.15 — Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), КЭН (красным), Ла-Нинья (синим), м/с

фазы ЭНЮК, распространяются в средние широты, где, взаимодействуя с квазистационарными волнами, приводят к усилению Тихоокеанского-Североамериканского колебания, что видно из представленного на рис. 3.17 (а) поля аномалий геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в эксперименте КЭН. Аномалии геопотенциала в эксперименте ЛН характеризуются более зонально симметричным откликом поля давления в нижней тропосфере (рис. 3.17 б). Аномалии геопотенциала образуют кольцевую структуру между 40° и 60° с. ш., которая напоминает Северную круговую моду. Амплитуда этой кольцевой структуры ниже, чем в эксперименте КЭН, максимум аномалий достигает всего 90 м, а минимум — -61 м [237; 242].

Вертикальная компонента потока волновой активности Пламба, описывающая количество распространяющейся из тропосферы в стратосферу волновой энергии и рассчитанная по результатам модельных экспериментов КЭН и ЛН, представлена на рис. 3.18. Различие в экспериментах наблюдается как в пространственной структуре, так и в интенсивности вертикальной компоненты потока Пламба: эксперимент КЭН характеризуется интенсификацией вертикальной компоненты над восточной Сибирью и западной частью северного

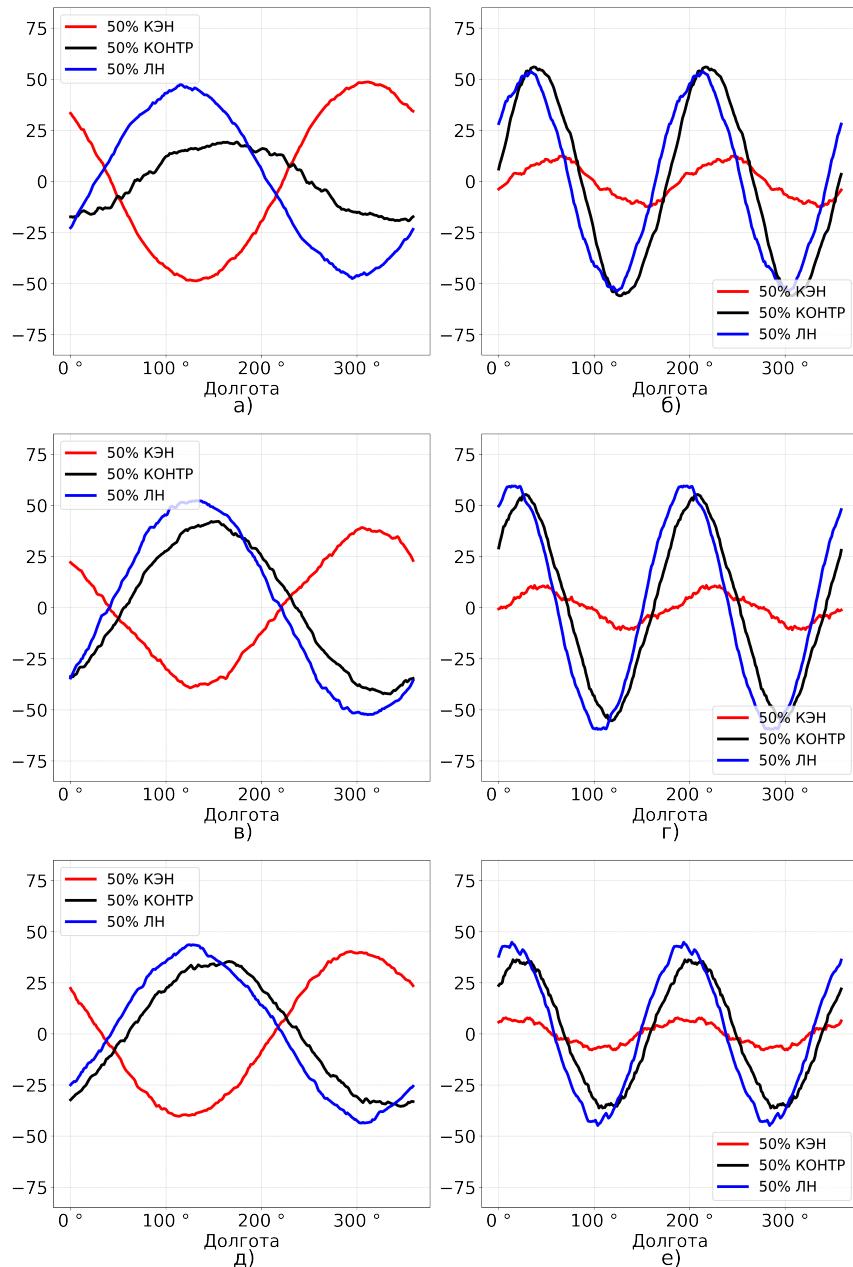


Рисунок 3.16 — Положение 50 перцентиля волны 1 в экспериментах КОНТР (черным), КЭН (красным), ЛН (синим) в декабре (а), январе (в), феврале (д), м. Положение 50 перцентиля волны 2 в экспериментах КОНТР (черным), КЭН (красным), ЛН (синим) в декабре (б), январе (г), феврале (е), м

Тихого океана (рис. 3.18 а), в то время как в ЛН основные регионы интенсификации находятся над Канадским Арктическим Архипелагом и южной оконечностью Гренландии (рис. 3.18 б). Кроме того, волновая активность в условиях эксперимента ЛН ниже, чем в условиях эксперимента КЭН [237; 242].

Для определения влияния волн 1 и 2 в экспериментах были рассчитаны ЭОФ вертикальной компоненты потока Пламба. В отличие от эксперимента

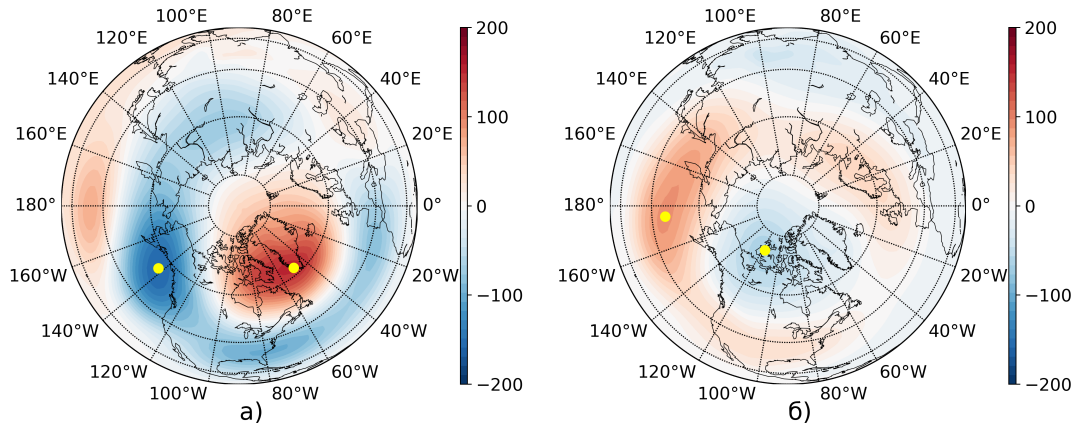


Рисунок 3.17 — Разницы зимней (декабрь–февраль) геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в экспериментах КЭН и КОНТР (а), ЛН и КОНТР (б), м. Положения максимальных абсолютных значений отмечены желтыми точками (а, б)

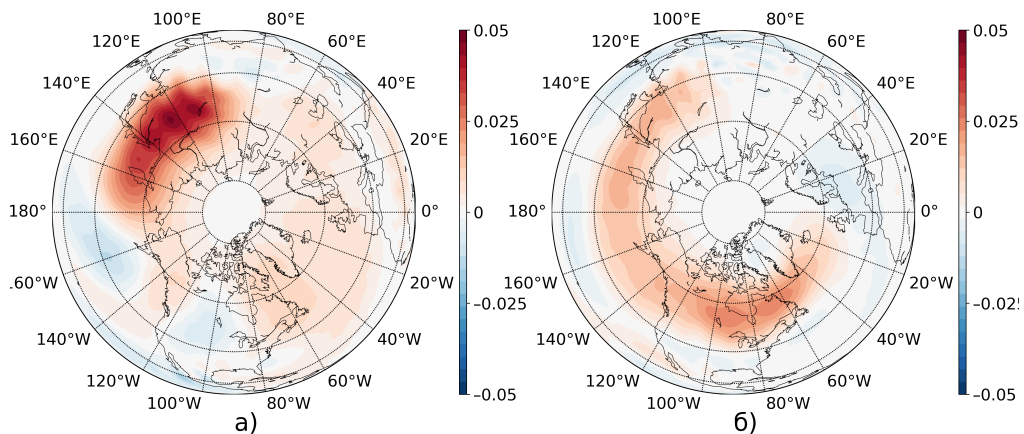


Рисунок 3.18 — Волновая активность за зимний период (декабрь–февраль), выраженная как вертикальная компонента потока Памба на уровне 100 гПа в экспериментах КЭН (а), ЛН (б), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$

КЭН, где главную роль играет волна 2 (рис. 3.19 а), в эксперименте ЛН главную роль играет волна 1, отвечая за примерно 27% изменчивости (рис. 3.19 б). Максимальные значения ее амплитуды наблюдаются в районе Канадского Арктического архипелага и над южной частью Гренландии. Волна 2 в эксперименте ЛН объясняет 15% изменчивости и смещена по фазе относительно волны 2 в эксперименте КЭН (рис. 3.19 г) [237; 242].

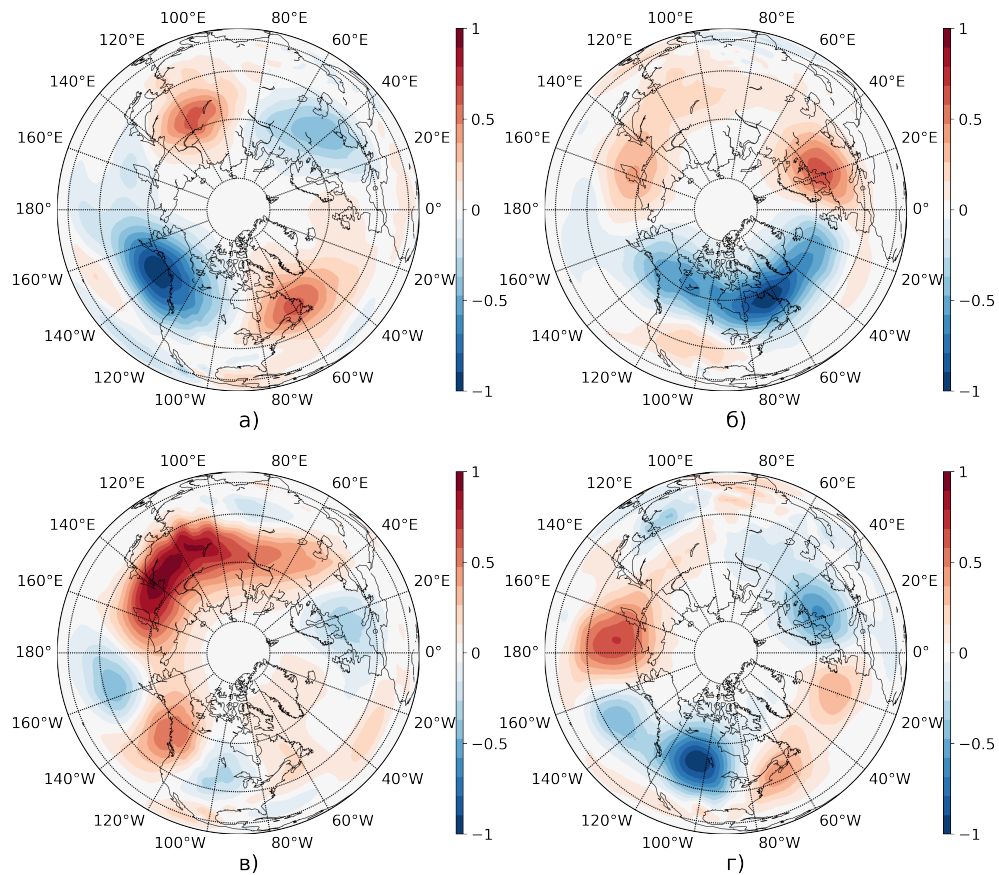


Рисунок 3.19 — Первая (а, б) и вторая (в, г) ЭОФ потока волновой активности в экспериментах КЭН (а, в) и ЛН (б, г) на уровне 100 гПа, $10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^2$

3.2 Различие в крупномасштабной динамике средней тропосферы в экспериментах КЭН, ЭНМ и КОНТР

В первую очередь был проведен анализ влияния локализации крупномасштабных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне на динамику самого нижнего слоя атмосферы — тропосферу.

Анализ полей зимней (декабрь–февраль) приповерхностной (на уровне 1000 гПа) температуры (рис. 3.20 б, в) показал, что в Северном полушарии в условиях обоих типов Эль-Ниньо наблюдается рост температуры не только в экваториальном Тихом океане, но и над Канадой, северной частью Африки, Европой и южной Азией. Аномалии достигают максимальных значений (около

8°C) над полуостровом Лабрадор и южным Китаем. Над территорией России, стран Скандинавии и Мексикой наблюдаются более слабые отрицательные аномалии температур с максимальными значениями порядка 4°C.

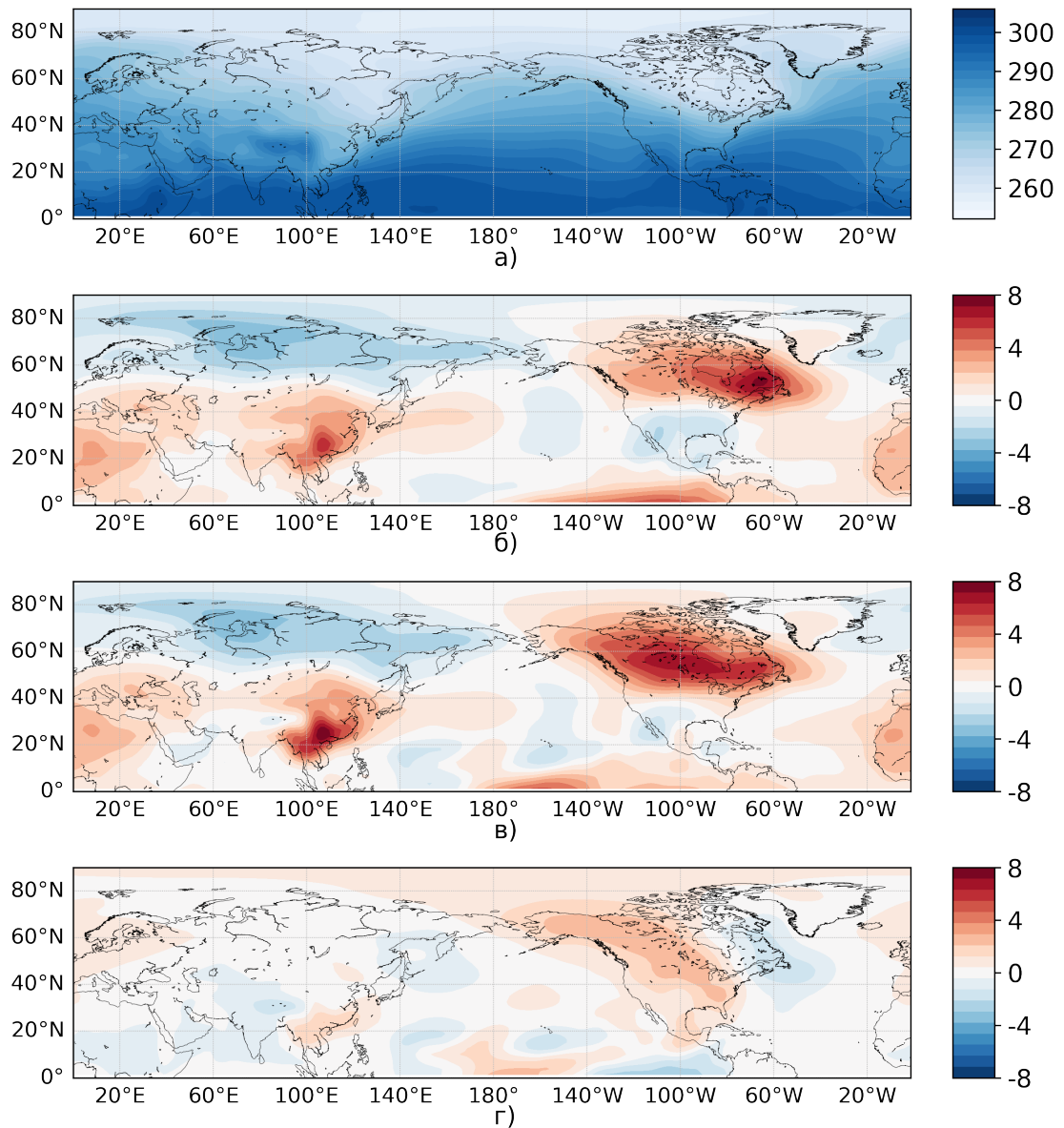


Рисунок 3.20 — Поле зимней (декабрь–февраль) температуры на уровне 1000 гПа в контрольном эксперименте (а), К. Разница зимней температуры на уровне 1000 гПа в экспериментах КЭН и КОНТР (б), ЭНМ и КОНТР (в), ЭНМ и КЭН (г), К

Различия в зимней приповерхностной температуре при сдвиге положительных аномалий ТПТО из восточной части к центру экваториальной зоны выражаются в значимо более высоких температурах над всей территорией Северной Америки (кроме полуострова Лабрадор), Европой и Арктикой. При

этом, Эль-Ниньо Модоки сопровождается значимо более низкими температурами над северо-западной частью Атлантического океана (рис. 3.20 г).

Генерирующиеся во время положительной фазы ЭНЮК волны Россби распространяются из тропиков в умеренные широты. На рис. 3.21 представлена разница дивергенций в экспериментах ЭНМ и КЭН на уровне 200 гПа (рис. 3.21 а) и 1000 гПа (рис. 3.21 б). Видно, что у поверхности центральной части экваториального Тихого океана в эксперименте ЭНМ формируется более сильная зона конвергенции, окруженная зонами дивергенции, а на уровне 200 гПа над ней наблюдается зона дивергенции, более интенсивная в эксперименте ЭНМ по сравнению с КЭН [242].

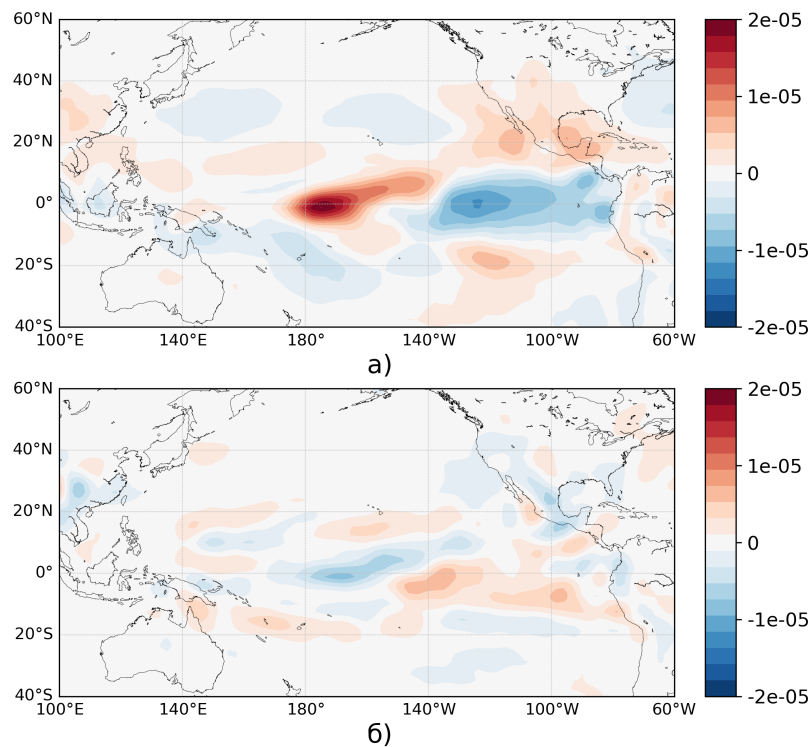


Рисунок 3.21 — Разница дивергенции, осредненной за зимний период (декабрь–февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН на уровне 200 гПа (а), на уровне 1000 гПа (б), с^{-1}

Разница полей осадков, представленная на рис. 3.22, отражает смещение области усиленных осадков вслед за аномалиями ТПО к центральной части Тихого океана в эксперименте ЭНМ [242].

Данное смещение зон осадков и конвергенции к центру экваториальной части Тихого океана соответствует классическому описанию механизма, согласно

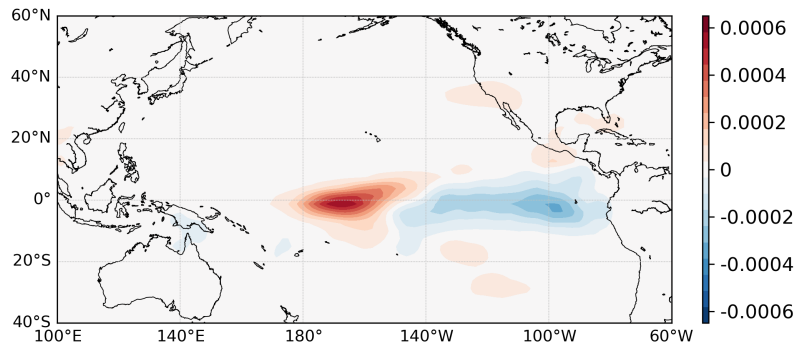


Рисунок 3.22 — Разница осадков, осредненных за зимний период (декабрь–февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН, $\text{кг}/\text{м}^2\text{с}$

которому в условиях Эль-Ниньо Модоки формируется две ячейки Уокера, в отличие от условий канонического Эль-Ниньо, при которых формируется только одна ячейка (рис. 3.23) [68]. То есть при различной локализации крупномасштабных положительных аномалий ТПТО происходит существенная перестройка тропосферной циркуляции, и с физической точки зрения модель реалистично воспроизводит циркуляционные процессы двух типов Эль-Ниньо.

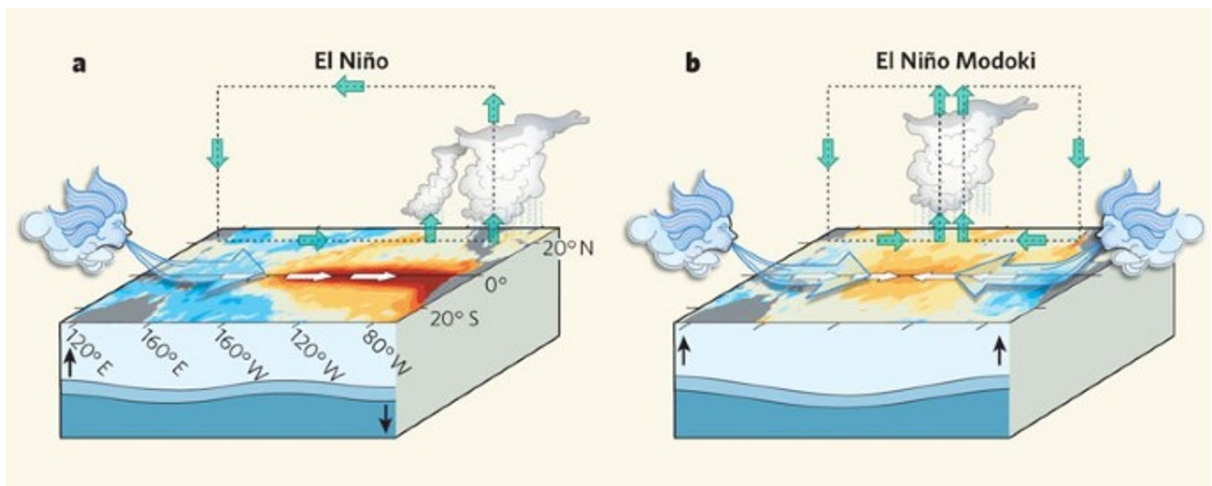


Рисунок 3.23 — Схемы наблюдаемых аномальных условий океана и атмосферы, связанных с каноническим Эль-Ниньо (а) и Эль-Ниньо Модоки (б) [68]

Распространяющиеся из тропиков волны Россби взаимодействуют в умеренных широтах с квазистационарными планетарными волнами и приводят к усилению Тихоокеанского-Северо-американского колебания [42; 45; 106; 240], которое наблюдается в отклике крупномасштабной структуры поля давления

в тропосфере в экспериментах КЭН и ЭНМ (рис. 3.24 а, б). Данная структура аномалий геопотенциала представляет собой смещеную на восток моду Тихоокеанского-Северо-американского колебания, которая имеет характер волны, распространяющейся из тропиков Тихого океана, с положительными аномалиями в центре тропической зоны, отрицательными аномалиями в районе Алеутского минимума и опять положительными у южной оконечности Гренландии и над морем Лабрадор [237; 242].

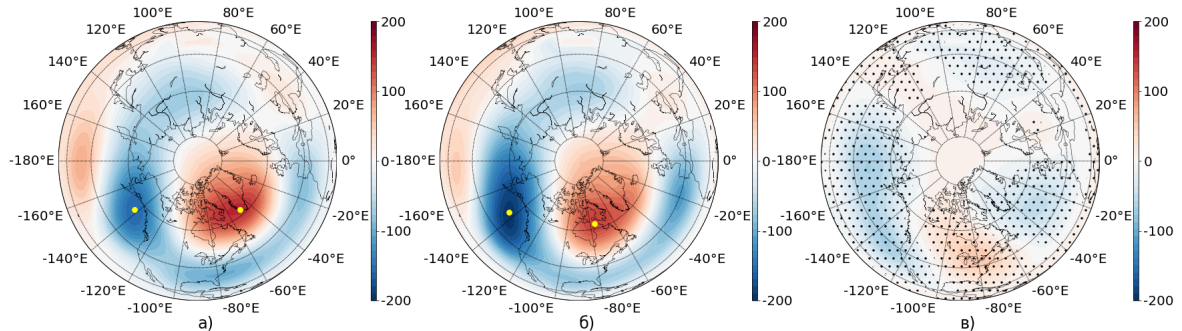


Рисунок 3.24 — Разницы зимней (декабрь–февраль) геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в экспериментах КЭН и КОНТР (а), ЭНМ и КОНТР (б), ЭНМ и КЭН (в), м. Положения максимальных абсолютных значений отмечены желтыми точками (а, б). Области значимых по критерию Стьюдента разниц отмечены точками (в)

В районе Алеутского минимума в эксперименте КЭН наблюдаются отрицательные аномалии, достигающие -159 м (рис. 3.24 а), в то время как в эксперименте ЭНМ аномалии геопотенциала достигают значений -195 м (рис. 3.24 б), то есть Алеутский минимум углублен еще больше. Различается и положение этого минимума: в эксперименте ЭНМ он на 4° южнее, чем в эксперименте КЭН.

Максимум положительных аномалий геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в эксперименте КЭН наблюдается над южной оконечностью Гренландии и составляет 152 м. В эксперименте ЭНМ он находится над Гудзоновым проливом (то есть сдвинут на 28° на запад относительно максимума в эксперименте КЭН), его значение меньше, чем в КЭН, и составляет 138 м. Как будет показано далее, более глубокий Алеутский минимум в эксперименте ЭНМ возникает из-за большей амплитуды волны 2 в этом эксперименте, по сравнению с КЭН.

Так как в стратосферу проникают планетарные волны только с маленькими волновыми числами, далее был проведен анализ различий пространственной структуры квазистационарных планетарных волн 1 и 2 в средней тропосфере в проведенных экспериментах. На рис. 3.25 представлено положение 50 перцентиля волн 1, 2, а также их суммы в зимние месяцы в экспериментах КЭН и ЭНМ. Значимых различий в волне 1 в этих экспериментах не наблюдается, и в КЭН, и в ЭНМ ее амплитуда уменьшается с 50 м в декабре до 40 м в феврале.

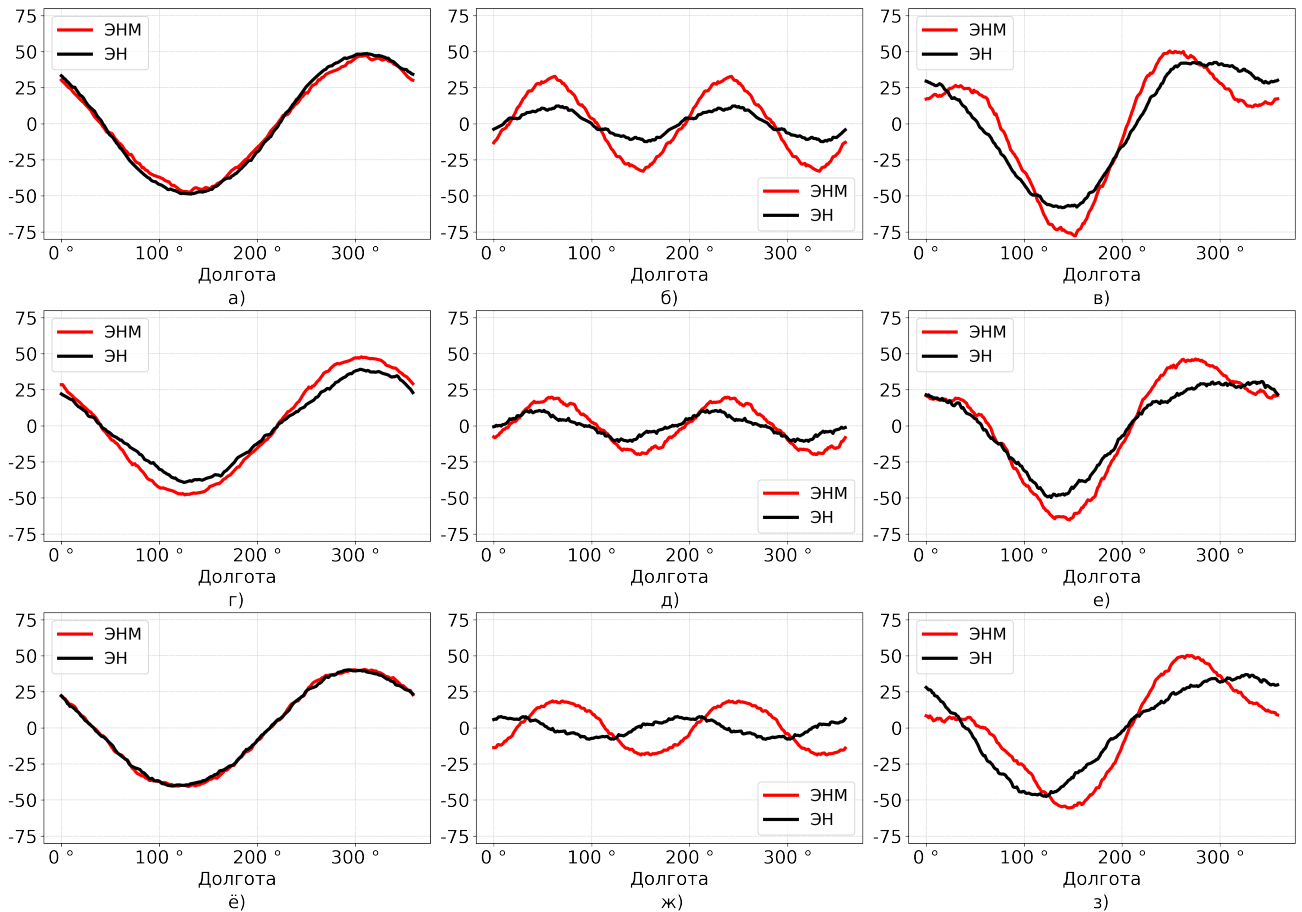


Рисунок 3.25 — Положение 50 перцентиля волны 1 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным), в декабре (а), январе (г), феврале (ё), м. Положение 50 перцентиля волны 2 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным) в декабре (б), январе (д), феврале (ж), м. Положение 50 перцентиля суммы волн 1 и 2 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным) в декабре (в), январе (е), феврале (з), м

В отличие от волны 1, волна 2 имеет различную структуру в экспериментах (рис. 3.25 б, д, ж). Хотя амплитуда волны 2 меньше амплитуды волны 1, здесь также наблюдается уменьшение с декабря по февраль. Средняя за зиму амплитуда волны 2 в эксперименте КЭН составляет 10 м, изменяясь от 12 м в

декабре до 7 м в феврале. В эксперименте ЭНМ средняя амплитуда волны 2 выше и составляет 24 м, уменьшение наблюдается с 32 м в декабре до 18 м в феврале. Кроме того, эксперимент ЭНМ характеризуется стационарной волной 2, например, один из ее максимумов всю зиму находится в районе 60° в. д. В отличие от этого, волна 2 в эксперименте КЭН сдвигается на запад: в среднем на 60° за зиму [237; 242].

3.3 Динамика планетарных волн в условиях канонического Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки по данным соответствующих экспериментов

Различное положение крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне, соответствующих каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, приводит к двум различным пространственным структурам планетарных волн в Северном полушарии. На рис. 3.26 представлена меридиональная компонента скорости ветра на уровне 200 гПа, осредненная за зимний сезон (декабрь–февраль), по данным экспериментов КЭН (рис. 3.26 а) и ЭНМ (рис. 3.26 б). В эксперименте КЭН приэкваториальный максимум меридионального ветра расположен в районе 140° з. д., в то время как в эксперименте ЭНМ он смещен на запад примерно на 30° и располагается у 170° з. д. Кроме того, в поле меридионального ветра видно основное различие в пространственной структуре планетарных волн в экспериментах: в условиях увеличенных аномалий ТПО, соответствующих каноническому Эль-Ниньо, зимой в тропосфере наблюдается формирование одной волновой структуры, распространяющейся с северо-запада на юго-восток над Тихим океаном. В отличие от этого, в эксперименте ЭНМ присутствует две волновые структуры. Они зонально ориентированы вдоль 20° с. ш. и 50° с. ш., хотя и имеют небольшое отклонение в сторону экватора.

В поле квадрата меридиональной компоненты скорости ветра (рис. 3.27) видно, что данное различие возникает из-за более западного положения приэкваториального максимума в эксперименте ЭНМ. Ограниченный с одной стороны этим, а с другой стороны максимумом к западу от Японских остро-

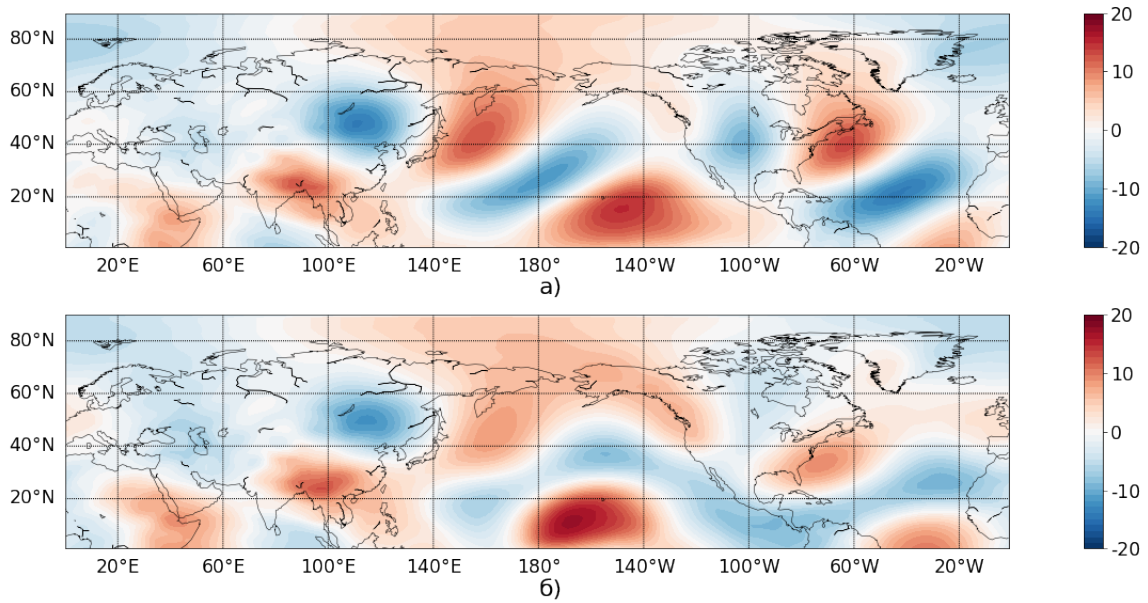


Рисунок 3.26 — Меридиональная компонента скорости ветра на уровне 200 гПа, осредненная за зимний период (декабрь–февраль), по данным экспериментов КЭН (а) и ЭНМ (б), м/с

вов, тропический минимум разделяется на два в районе 180° , что и формирует две волны в эксперименте ЭНМ.

Прямое влияние на динамику стратосферного полярного вихря оказывают квазистационарные волны, так как более интенсивное распространение волн из тропосферы в стратосферу может приводить к ослаблению и разрушению вихря. Количество волновой энергии, приходящей в Арктический регион, может быть оценено с помощью меридиональной и вертикальной компонент потока волновой активности Пламба. Не смотря на то, что в целом пространственная структура вертикальной компоненты потока Пламба в экспериментах КЭН и ЭНМ схожа (рис. 3.28), в характеристиках распространения волн в этих экспериментах наблюдаются как качественные, так и количественные различия. Так, в вертикальной компоненте потока Пламба на уровне 100 гПа в эксперименте ЭНМ наблюдается значимое усиление потока волновой активности над северной частью Скалистых гор и его ослабление над Северной Атлантикой и Восточной Сибирью (рис. 3.28 б) [237; 242].

На рис. 3.29 представлены первая и вторая ЭОФ вертикальной компоненты потока Пламба, рассчитанные для определения влияния волн 1 и 2 в различных экспериментах. Видно, что в экспериментах КЭН и ЭНМ главную роль играет волна 2, объясняющая 23% и 26% изменчивости соответственно

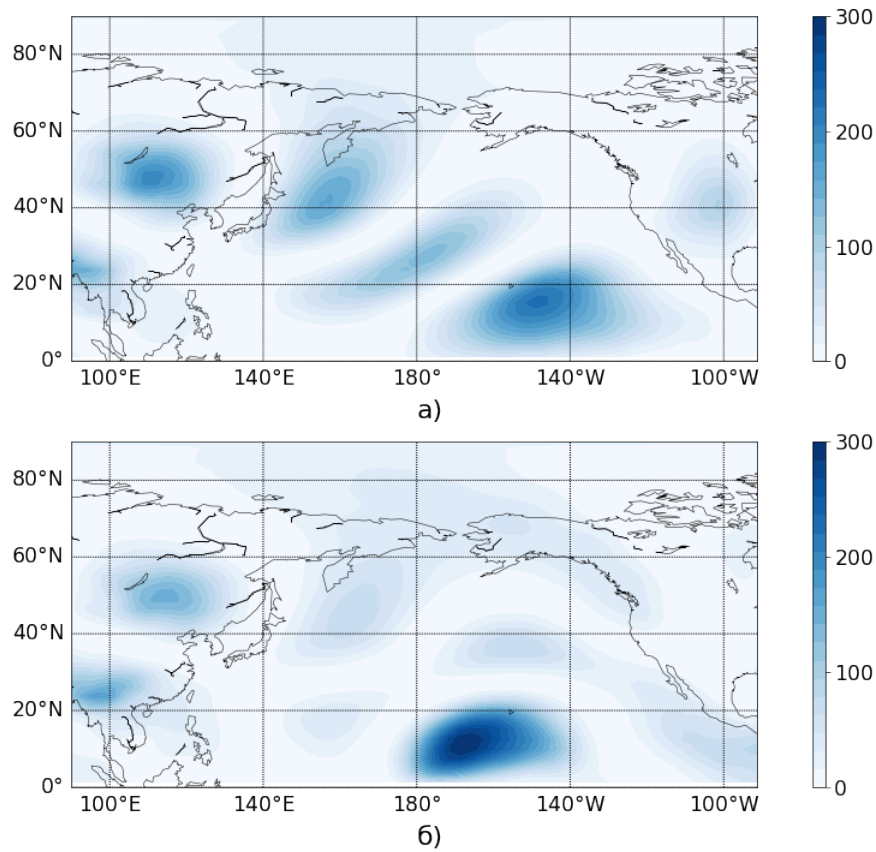


Рисунок 3.27 — Квадрат меридиональной компоненты скорости ветра на уровне 200 гПа, осредненная за зимний период (декабрь–февраль), по данным экспериментов КЭН (а) и ЭНМ (б), $\text{м}^2/\text{с}^2$

(рис. 3.29 а, б). При этом, в эксперименте ЭНМ в районе Сибири и Канадского Арктического архипелага положительные аномалии имеют меньшую амплитуду, чем в эксперименте КЭН. Вторая ЭОФ в обоих экспериментах представляет собой волну 1 и объясняет 17% изменчивости в эксперименте КЭН и 18% – в ЭНМ (рис. 3.29 в, г) [237; 242].

В поле вертикальной компоненты зимнего (декабрь–февраль) потока волновой активности на уровне 200 гПа, представленном на рисунке 3.30, наблюдается атмосферный отклик на увеличенные ТПО в районе экватора, который выражается в распространяющихся в умеренные широты волнах России [240]. При этом, направление распространения волн в эксперименте КЭН не является строго меридиональным. Так как гребень волны расположен вблизи Североамериканского континента (в районе 20° с. ш. и 140° з. д.), наблюдается распространение волны на северо-запад и северо-восток. На севере распространение ограничивается Скалистыми горами (рис. 3.30 а). В эксперименте ЭНМ (рис. 3.30 б) восходящий поток волновой активности сдвигается к цен-

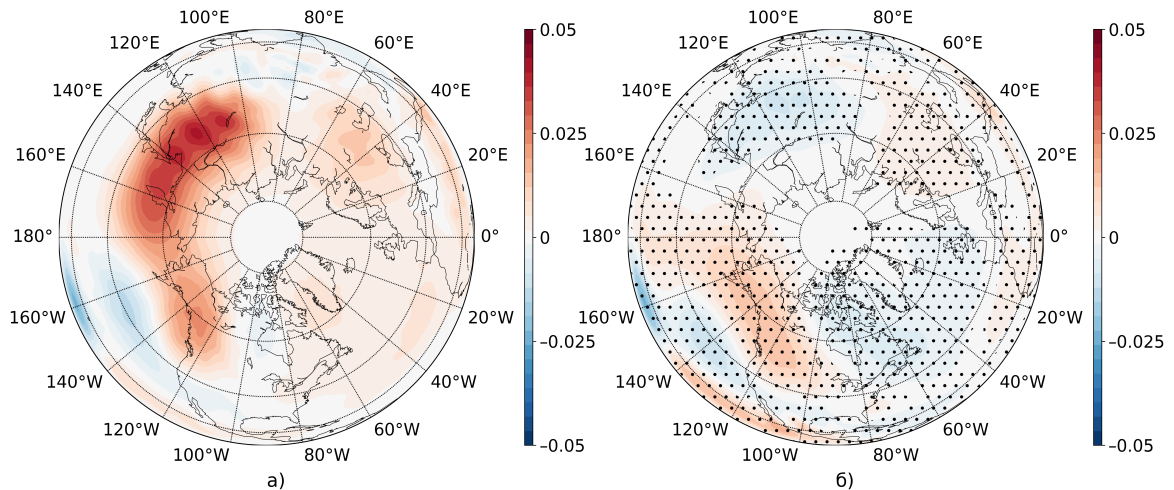


Рисунок 3.28 — Волновая активность за зимний период (декабрь–февраль), выраженная как вертикальная компонента потока Пламба на уровне 100 гПа в эксперименте ЭНМ (а), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница волновой активности на уровне 100 гПа в экспериментах ЭНМ и КЭН (области значимых по критерию Стьюдента разниц отмечены точками) (б), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$

тру Тихого океана вслед за изменением локализации положительных аномалий ТПО. При этом, распространение волнового фронта можно проследить из тропиков в умеренные широты, а вдоль 160° в. д. наблюдается распространение волнового потока в арктический регион, интенсивность которого выше, чем в эксперименте КЭН (рис. 3.30 в). Более западное положение аномалий ТПО, соответствующих Эль-Ниньо Модоки, приводит к тому, что в этом эксперименте ложбина волны расположена над Тихим океаном, а следующий гребень — над Североамериканским континентом. Структурированное и более интенсивное распространение волн Россби из тропиков в умеренные широты в эксперименте ЭНМ может приводить к большей фокусировке волновой энергии в полярной зоне и, как следствие, более частым ВСП.

При осреднении вертикальной компоненты потока волновой активности на периоде 5–20 дней до ВСП (рис. 3.31) наблюдается аналогичное пространственное распределение распространения волн Россби. Эксперимент ЭНМ также характеризуется более интенсивным волновым потоком в умеренные широты (рис. 3.31 в) [243].

Стоит отметить, что зимой (декабрь–февраль) в эксперименте ЭНМ на уровне 30 гПа над Беринговым проливом наблюдается большая интенсифи-

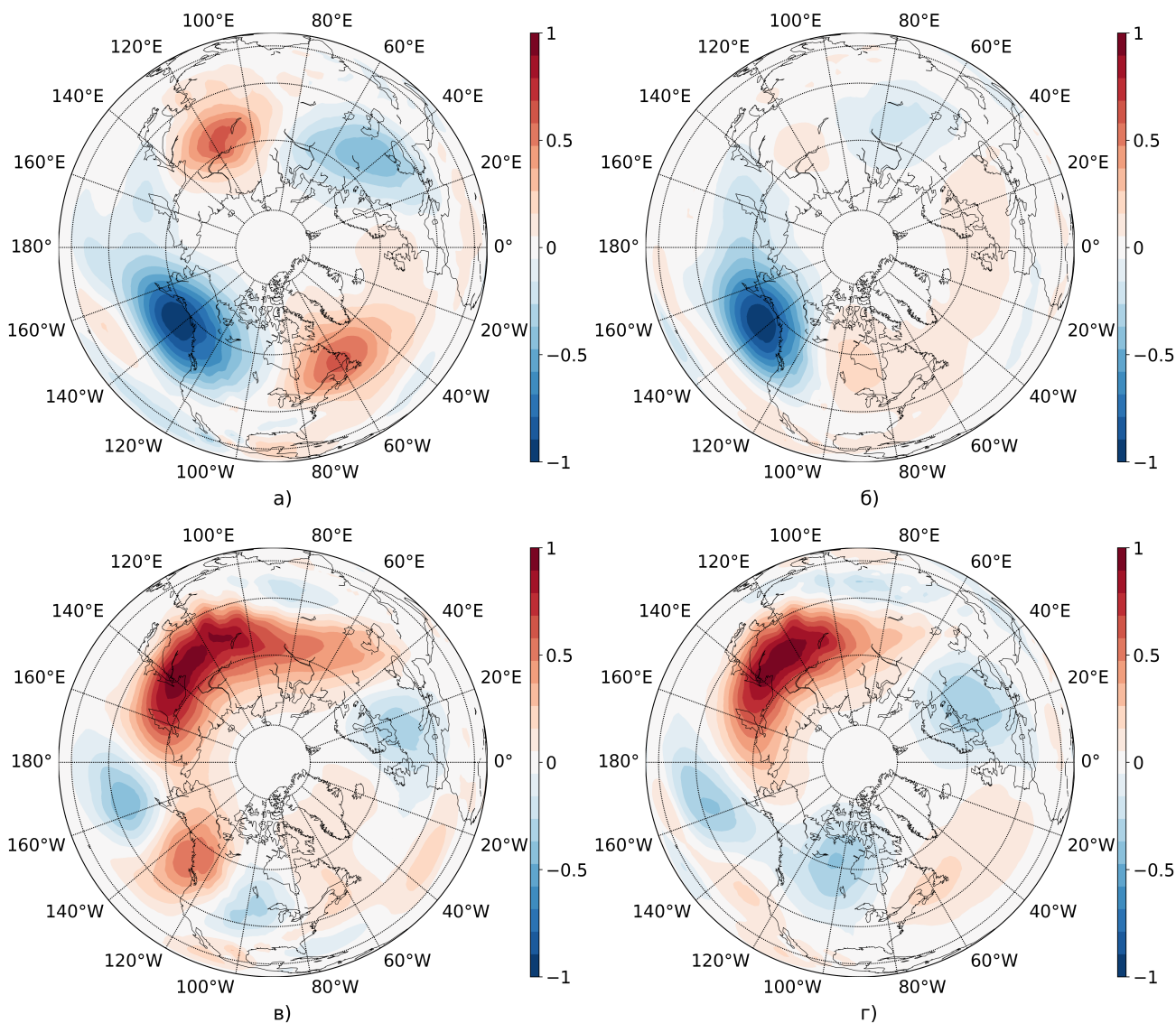


Рисунок 3.29 — Первая (а, б) и вторая (в, г) ЭОФ потока волновой активности в экспериментах КЭН (а, в) и ЭНМ (б, г) на уровне 100 гПа, $10^{-2} \text{ м}^2/\text{с}^2$

кация вертикальной компоненты потока Пламба, чем в эксперименте КЭН (рис. 3.32) [243]. Не смотря на то, что в эксперименте ЭНМ в других регионах наблюдается значимое ослабление потока, именно этот регион 165° в. д. – 165° з. д., 52.5° с. ш. – 72.5° с. ш. критичен для формирования ВСП и получил название региона-прекурсора ВСП [124].

Анализ вертикальной компоненты потока Пламба на периоде 5–20 дней до ВСП в стратосфере (на уровне 30 гПа) показал, что в обоих экспериментах с положительной фазой ЭНЮК перед ВСП над северо-восточной Сибирью наблюдается восходящий поток наибольшей интенсивности (рис. 3.33). При этом, над Канадским арктическим архипелагом присутствует слабый нисходящий по-

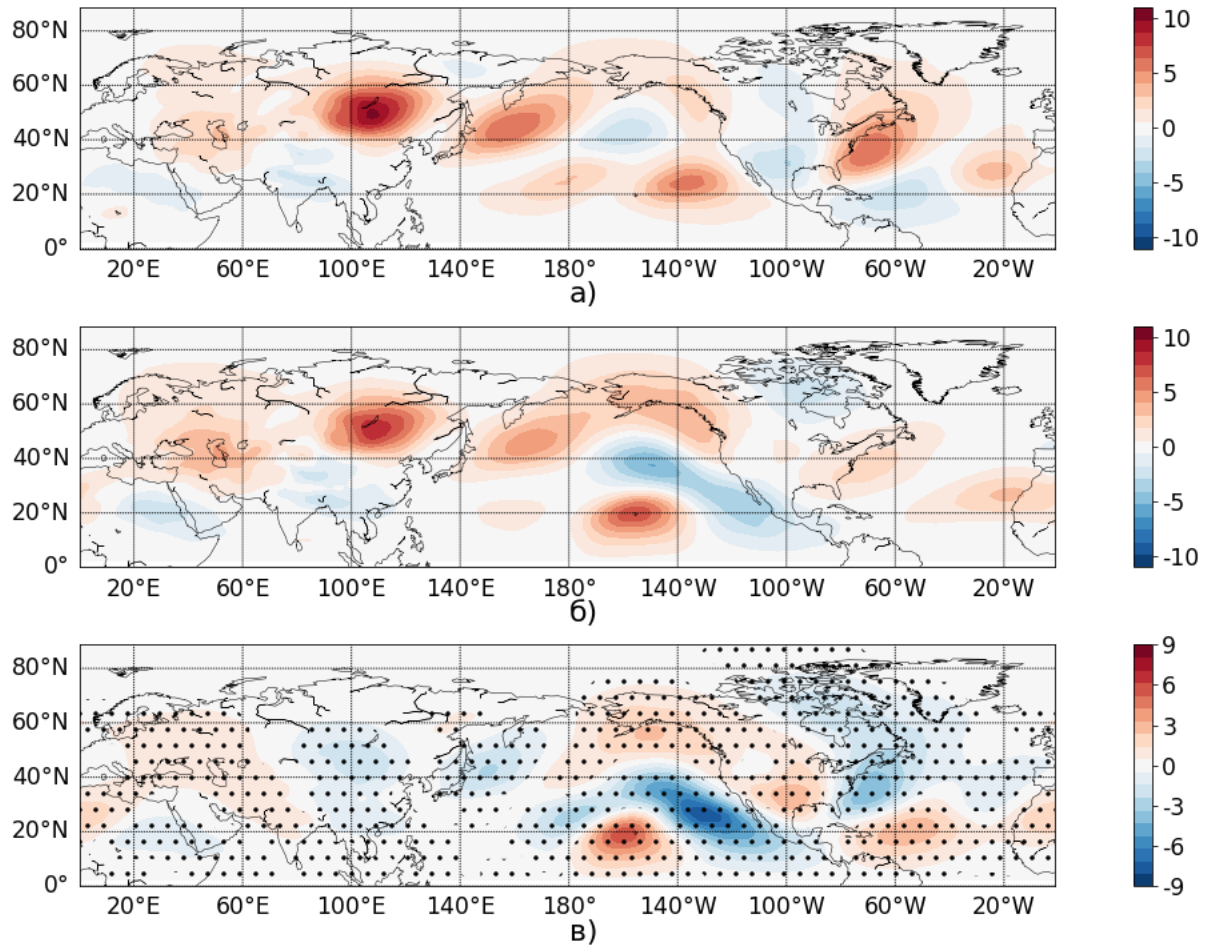


Рисунок 3.30 — Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в экспериментах КЭН (а), ЭНМ (б), осредненная за зимний период (декабрь–февраль), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. На (в) разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками

ток, а над всей северной Евразией – слабый восходящий. Однако разницы в вертикальном распространении в экспериментах КЭН и ЭНМ статистически незначимы [243].

На рис. 3.34 представлено сравнение вертикальной компоненты потока волновой активности в контрольном эксперименте, а также экспериментах КЭН и ЭНМ. Контрольный эксперимент характеризуется более высокими аномалиями потока волновой активности на севере Тихого океана, здесь отсутствует распространение волн Россби из тропиков в полярную область, наблюдаемое в экспериментах ЭНМ и КЭН. В эксперименте КОНТР аномалии вертикальной компоненты южнее 30° с. ш. отрицательны или отсутствуют, то есть происходит интенсификация планетарной волны умеренных широт [243].

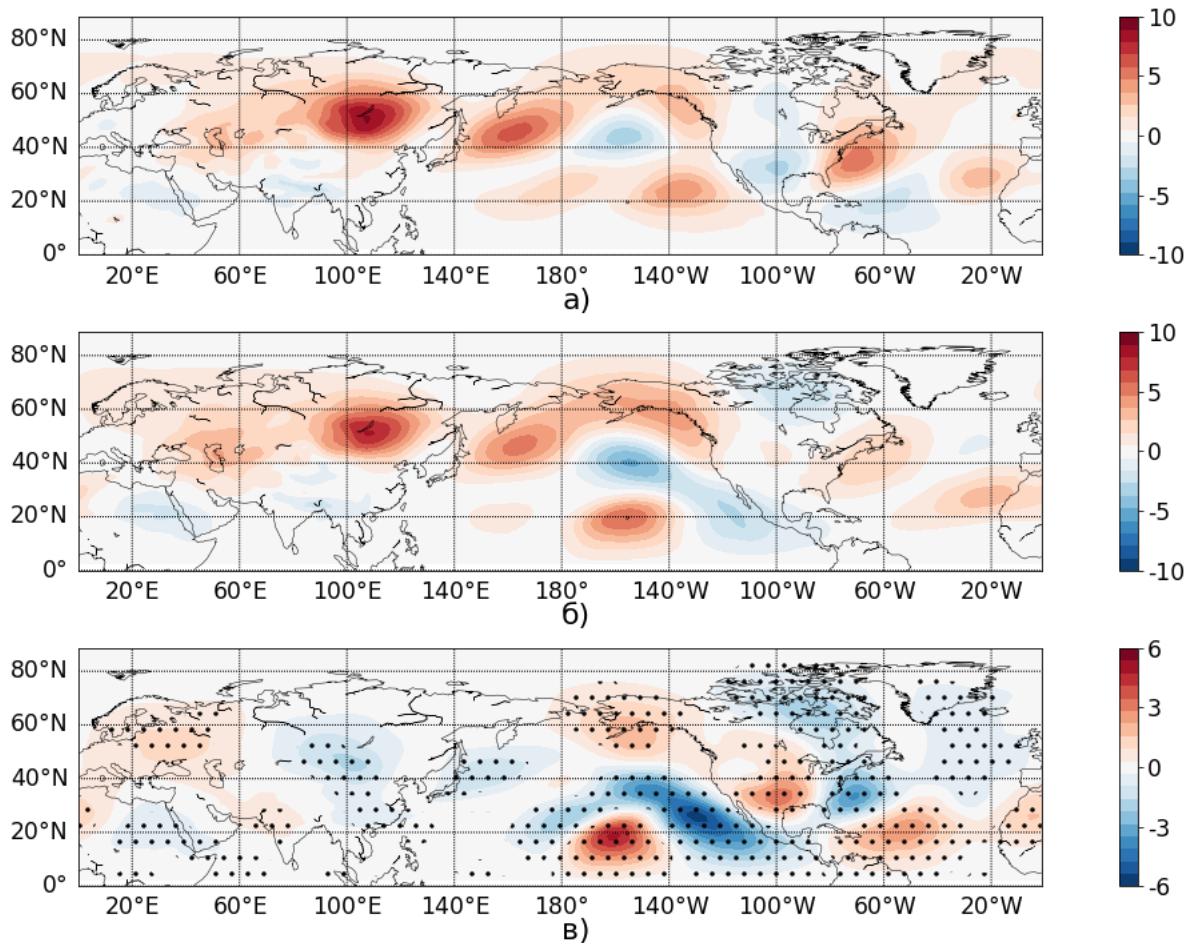


Рисунок 3.31 — Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в экспериментах КЭН (а), ЭНМ (б), осредненная за период 5–20 дней до ВСП, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. На (в) разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками

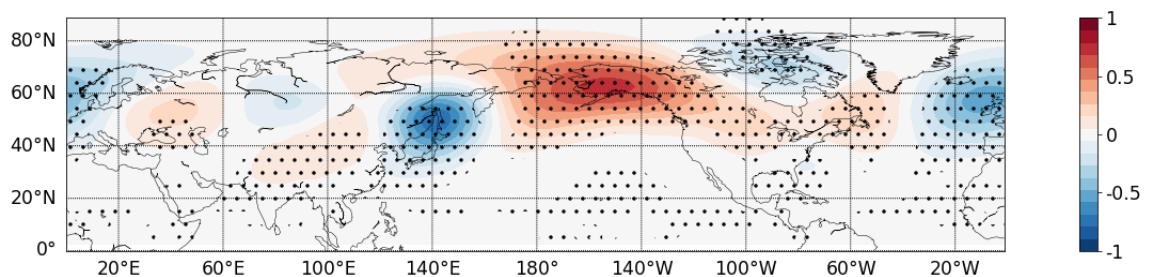


Рисунок 3.32 — Разница зимних (декабрь–февраль) вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН на уровне 30 гПа, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$ (разницы, статистически значимые на уровне 5%, отмечены точками)

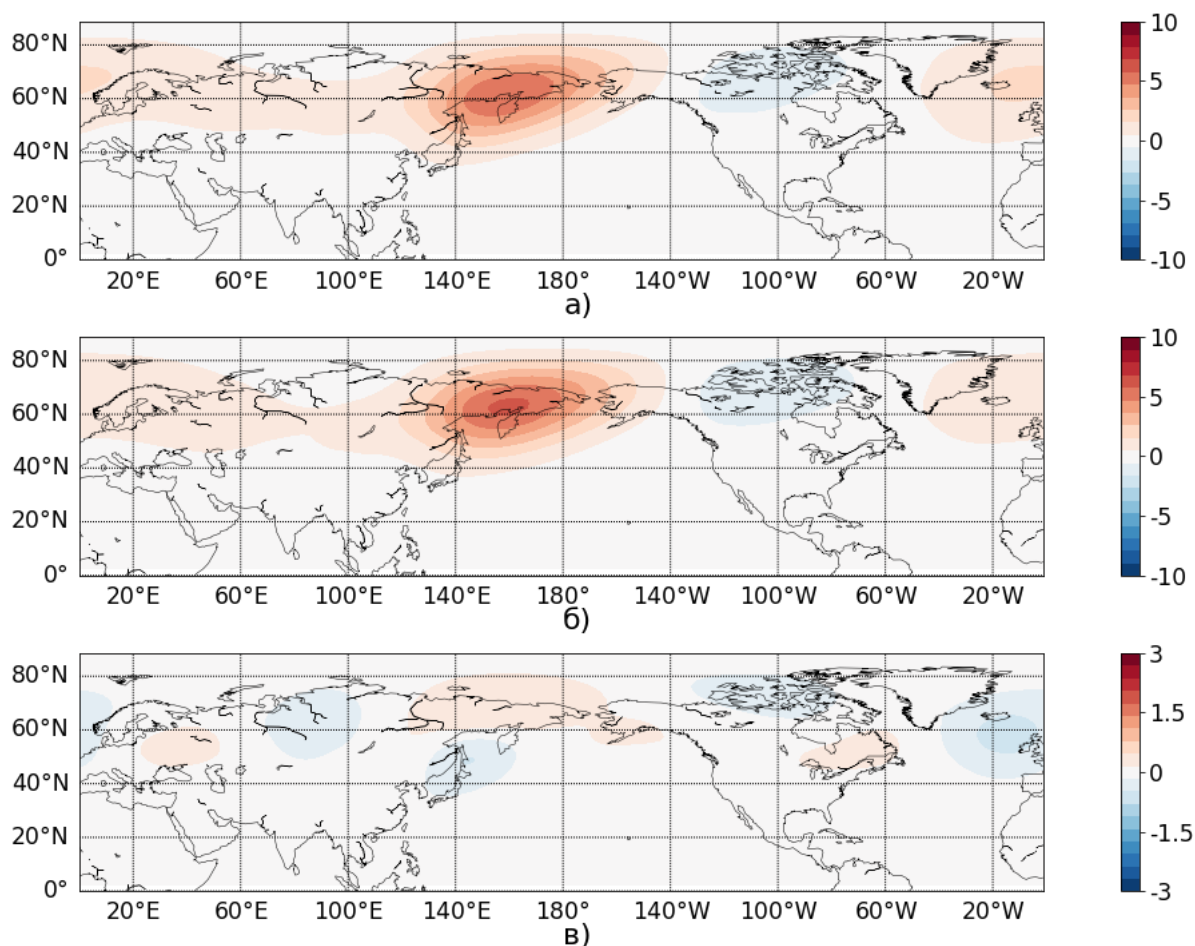


Рисунок 3.33 — Вертикальная компонента потока волновой активности на 30 гПа в эксперименте КЭН (а), ЭНМ (б), осредненная за период 5–20 дней до ВСП, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах КЭН и ЭНМ (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$

Помимо вертикальной компоненты потока Пламба, для оценки интенсивности распространения волновой активности из тропиков в умеренные широты была рассчитана меридиональная компонента потока на уровне 200 гПа. В таблице 3 представлены ее значения, осредненные вдоль 50° с. ш., 60° с. ш. и 70° с. ш. за зимний период (декабрь–февраль), а в таблице 4 – за период 5–20 дней до ВСП. Интегральный меридиональный поток в эксперименте ЭНМ в умеренных широтах выше, чем в эксперименте КЭН, на обоих временных периодах. Так, в эксперименте Эль-Ниньо Модоки поток через 60° с. ш. и 70° с. ш. зимой на 22% и 44% выше, чем в эксперименте КЭН, соответственно. Поток через 50° с. ш. в декабре–феврале в этих экспериментах различается в 4 раза и составляет $0,51 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в эксперименте ЭНМ и $0,12 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в эксперименте КЭН.

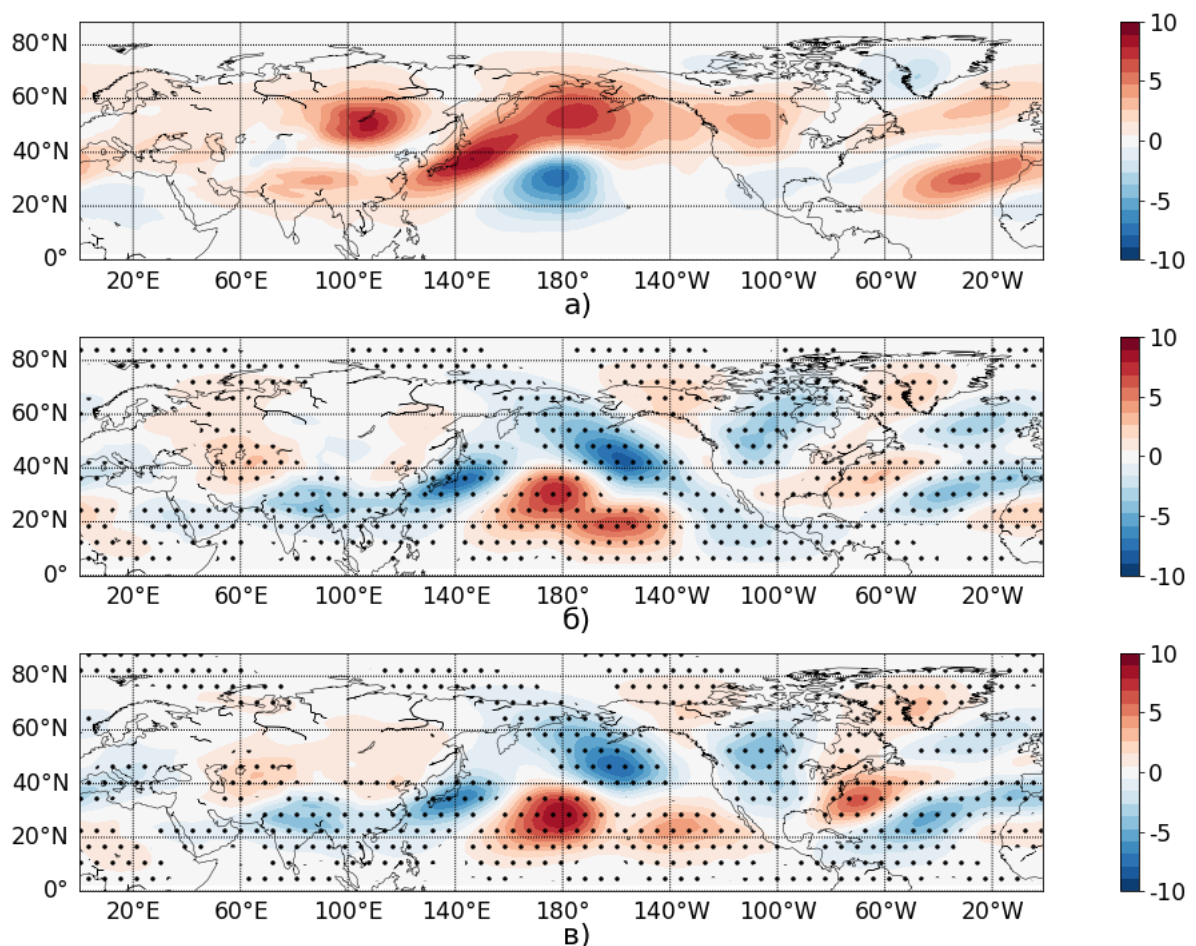


Рисунок 3.34 — Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в контрольном эксперименте, осредненная за период 5–20 дней до ВСП (а), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КОНТР (б), КЭН и КОНТР (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. На (б) и (в) разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками

Период 5–20 дней до ВСП в эксперименте ЭНМ характеризуется большим потоком только через 60° с. ш. и 70° с. ш. Здесь интегральный меридиональный поток на 13% и 25% выше, чем в эксперименте КЭН, соответственно. Небольшая разница наблюдается в меридиональной компоненте потока волновой активности через 50° с. ш. в экспериментах КЭН и ЭНМ на этом периоде. Кроме того, интегральный поток в полярный регион увеличивается перед ВСП в обоих экспериментах (кроме потока через 50° с. ш. в эксперименте ЭНМ).

На рис. 3.35 представлены разности меридиональных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН, осредненные за зиму (рис. 3.35 а) и за период 5–20 дней до ВСП (рис. 3.35 б). Видно характерное

Таблица 3 — Меридиональная компонента потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за зимний период, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, $\text{м}^2/\text{с}^2$

Эксперимент	50° с. ш.	60° с. ш.	70° с. ш.
Контрольный	-0,98	1,02	0,55
КЭН	0,12	1,10	0,36
ЭНМ	0,51	1,35	0,52

Таблица 4 — Меридиональная компонента потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за период 5–20 дней до ВСП, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, $\text{м}^2/\text{с}^2$

Эксперимент	50° с. ш.	60° с. ш.	70° с. ш.
Контрольный	-0,99	1,19	0,78
КЭН	0,28	1,22	0,47
ЭНМ	0,27	1,39	0,59

смещение потока на запад вслед за смещением положительных аномалий ТПО в эксперименте ЭНМ на обоих временных промежутках.

Сравнение меридиональных компонент потока волновой активности в контрольном эксперименте и в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими положительной фазе ЭНЮК, показало, что интегральный меридиональный поток в КОНТР выше, чем в КЭН и ЭНМ, только через 70° с. ш. (табл. 3). При этом, меридиональная компонента потока волновой активности, осредненная вдоль 50° с. ш. в контрольном эксперименте меньше 0, а вдоль 60° с. ш. — меньше, чем в экспериментах с аномалиями Эль-Ниньо. Это означает, что в контрольном эксперименте не наблюдается распространение волновой активности из низких широт в высокие, а происходит фокусировка планетарной волны умеренных широт.

На рис. 3.36 представлена меридиональная компонента потока волновой активности Пламба вдоль 50° с. ш., 60° с. ш., 70° с. ш. в экспериментах КЭН и ЭНМ. Последний характеризуется усилением меридионального потока в районе между 170° в. д. и 160° з. д. В эксперименте КЭН меридиональный поток выше, чем в эксперименте ЭНМ, вдоль 50° с. ш. и 60° с. ш. в районе 60° з. д. —

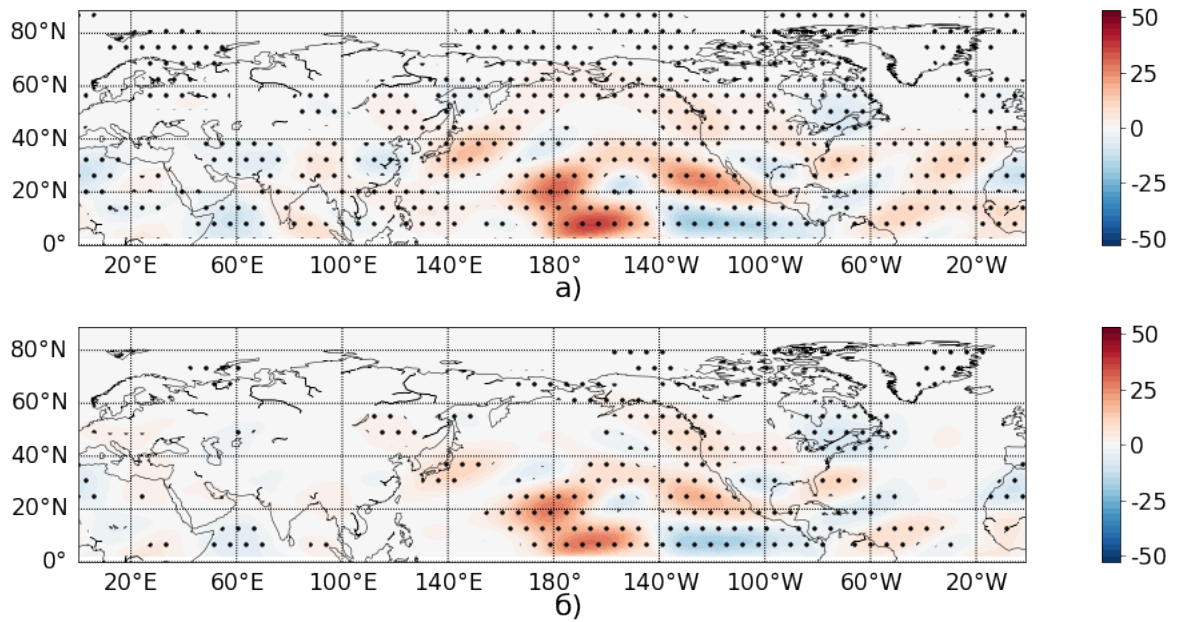


Рисунок 3.35 — Разница меридиональных компонент потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за зимний период (декабрь–февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН (а), $\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница меридиональных компонент потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за период 5–20 дней до ВСП, в экспериментах ЭНМ и КЭН (б), $\text{м}^2/\text{с}^2$. Разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками

90° з. д. на уровне 200 гПа и вдоль 50° с. ш. в районе 60° в. д. – 120° в. д. на уровне 30 гПа. Однако на всех трех широтах на уровнях 200 гПа и 30 гПа в эксперименте ЭНМ поток в регион-прекурсор ВСП выше или сравним с потоком в эксперименте КЭН [243].

3.4 Отклик крупномасштабной стратосферной динамики на различную локализацию положительных аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане по данным модельных экспериментов

Интенсивность СПВ может являться важным индикатором стратосферно-тропосферного взаимодействия, так как при усилении потока волновой активности из тропосферы в стратосферу происходит возмущение СПВ, часто можно

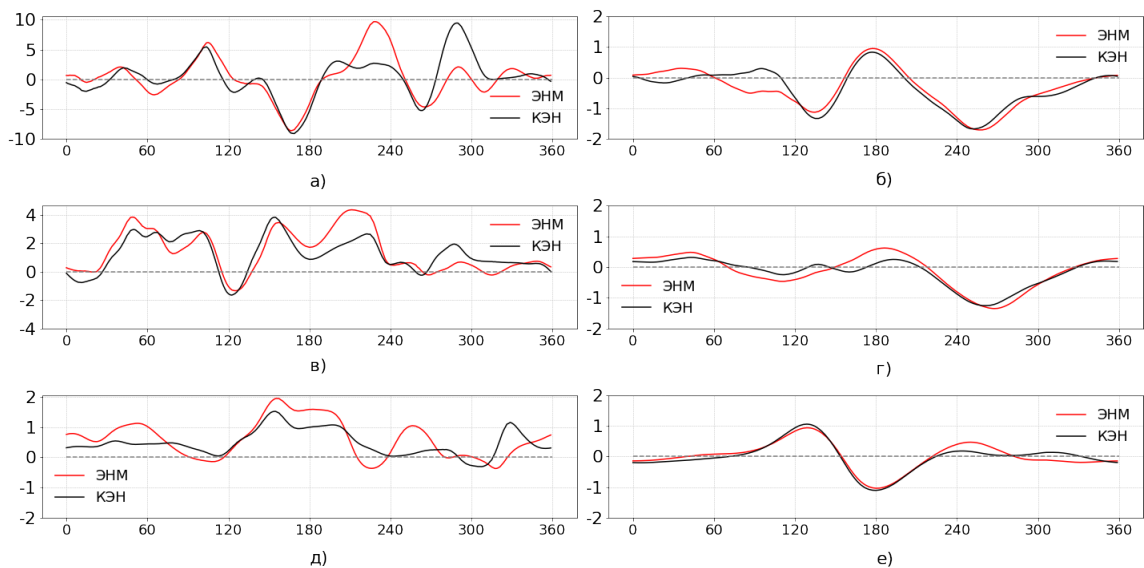


Рисунок 3.36 — Меридиональная компонента потока Пламба вдоль 50° с. ш. (а, б), 60° с. ш. (в, г), 70° с. ш. (д, е) на уровне 200 гПа (а, в, д), 30 гПа (б, г, е) по данным экспериментов КЭН (черным) и ЭНМ (красным), $\text{м}^2/\text{с}^2$

фиксировать обрушение планетарных волн на границе вихря и, как следствие, ослабление вихря. Поэтому на следующем этапе работы был проведен анализ стратосферной динамики.

На рис. 3.37 представлена интенсивность стратосферного полярного вихря, осредненная за 100 лет по данным модельных экспериментов КОНТР, КЭН и ЭНМ. В таблице 5 приведена оценка статистической значимости среднемесячных разностей интенсивности СПВ в экспериментах КОНТР, КЭН и ЭНМ. Анализ отклика стратосферной динамики на различную локализацию крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане показал, что СПВ ослабляется на фоне положительных аномалий ТПО, по локализации соответствующих обоим типам Эль-Ниньо, относительно данных контрольного эксперимента. Зимой (декабрь–февраль) средние значения интенсивности СПВ, выраженной как U_{60_10} , в эксперименте КЭН на 40% ниже контрольных значений: в январе в эксперименте КЭН средняя скорость вихря составляет 24 м/с, в то время как в январе в КОНТР ее значения достигают 39 м/с. Разницы для экспериментов КОНТР и КЭН статистически значимы для всего расширенного зимнего периода (ноябрь–апрель).

В эксперименте Эль-Ниньо Модоки наблюдается еще большее ослабление интенсивности СПВ: почти на 50% по сравнению с контрольными значениями. Оно также статистически значимо с ноября по апрель. Максимальные различия

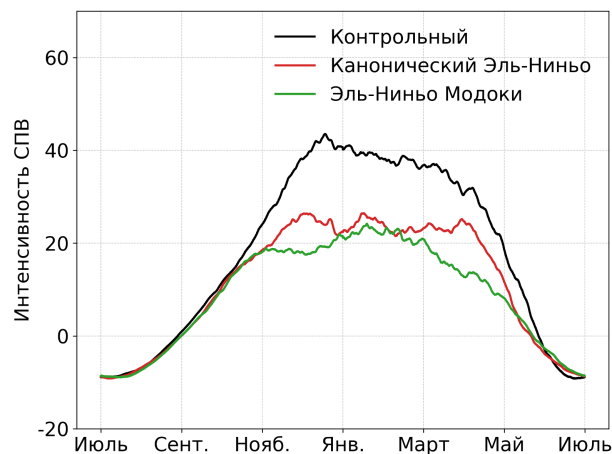


Рисунок 3.37 — Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), КЭН (красным), ЭНМ (зеленым), м/с

Таблица 5 — Оценка статистической значимости среднемесячных разностей интенсивности СПВ в экспериментах КОНТР, КЭН и ЭНМ. Месяца, когда разницы статистически значимы на уровне 5% согласно критерию Стьюдента отмечены закрашенными ячейками

	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
КЭН – КОНТР						
ЭНМ – КОНТР						
ЭНМ – КЭН						

в экспериментах КЭН и ЭНМ наблюдаются в начале зимы (ноябрь, декабрь), когда U_{60_10} в среднем на 21 м/с ниже в ЭНМ, чем в КЭН, и в конце расширенного зимнего периода (март, апрель), в это время в эксперименте ЭНМ скорость вихря слабее на 18 м/с.

Таким образом, отклик стратосферной динамики на различную локализацию крупномасштабных положительных аномалий ТПО в экваториальном Тихом океане схож по воздействию, но различается по интенсивности [242; 243].

Интенсивность стратосферного полярного вихря тесно связана с еще одной характеристикой стратосферной динамики — частотой внезапных стратосферных потеплений. В данной работе все ВСП были разделены на два типа: сигнал от которых распространяется в тропосферу (РТ) и не распространяется (НРТ). В таблице 6 приведены значения частоты внезапных стратосферных

потеплений по данным модельных экспериментов, а также соотношение количества событий ВСП типа РТ и НРТ. В контрольном эксперименте произошло 35 ВСП за 100 лет, в то время как в экспериментах КЭН и ЭНМ частота внезапных стратосферных потеплений возрастает почти в три раза: до 1,05 и 1,21 событий в год соответственно. Это увеличение количества ВСП согласуется с гораздо более слабым вихрем в соответствующих экспериментах [241; 242].

Таблица 6 — Частота наблюдения экстремальных состояний Арктического СПВ по данным модельных экспериментов. Частота ВСП указана в событиях в год. Частота событий типа РТ и НРТ указана в процентах от общего количества ВСП, наблюдаемых в данном эксперименте

Эксперимент	Частота ВСП, соб. в год	ВСП РТ, %	ВСП НРТ, %
КОНТР	0,35	63	37
КЭН	1,05	35	65
ЭНМ	1,21	37	63

Различия наблюдаются и в соотношении внезапных стратосферных потеплений типа РТ и НРТ в экспериментах КОНТР и КЭН/ЭНМ. В контрольном эксперименте соотношение между ВСП типа РТ и НРТ составляет 63% и 37% соответственно. Преобладание количества ВСП, сигнал после которых распространяется в тропосферу, указывает на главную роль такого типа событий в среднеклиматических условиях. В отличие от этого, в экспериментах КЭН и ЭНМ только 35% событий являются событиями ВСП типа РТ. Количество ВСП, сигнал после которых не распространяется в тропосферу, составляет 65%, то есть увеличение количества ВСП происходит за счет именно ВСП типа НРТ.

На рис. 3.38 представлено высотное и временное распределение значений индекса Арктической осцилляции для ВСП типа РТ и НРТ, а также для событий экстремально сильного вихря по данным модельных экспериментов. Сравнительный анализ распределения индекса АО во время ВСП двух типов по данным модельных экспериментов показал, что в экспериментах КЭН и ЭНМ наблюдаются наименьшие значения индекса, которые достигают значений -2 (рис. 3.38 г, д, ё, ж). Данные небольшие значения индекса АО могут объясняться сильно ослабленным фоновым состоянием СПВ в этих экспериментах. Стоит отметить, что в эксперименте КЭН аномалии сохраняются в атмосфере

дольше, чем в эксперименте ЭНМ. Величины индекса АО в контрольном эксперименте максимальны, достигают значений -5 и сохраняются в атмосфере более, чем на 45 дней (рис. 3.38 а, б).

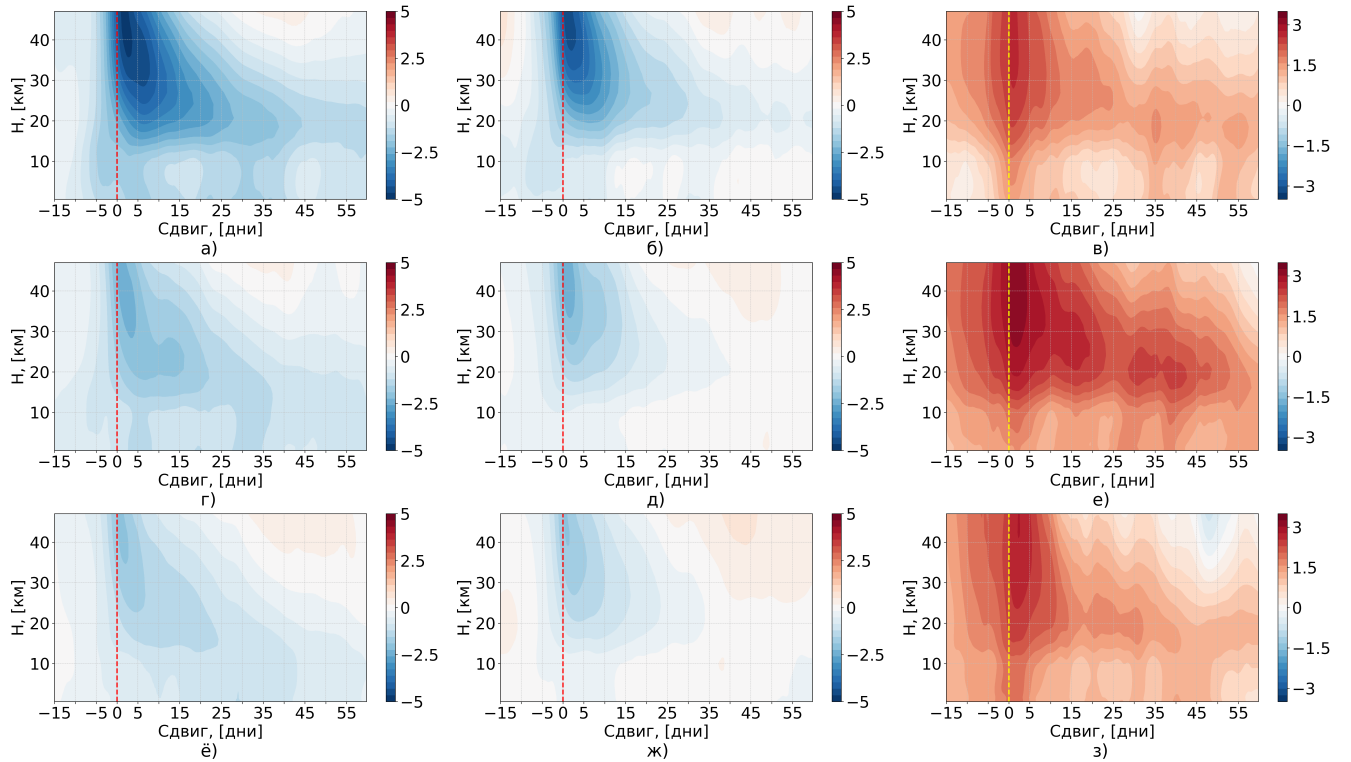


Рисунок 3.38 — Высотно-временное распределение значений индекса АО, осредненных по событиям ВСП типа РТ (а, г, ж), типа НРТ (б, д, з) и событиям экстремально сильного вихря (в, е, и) по данным экспериментов КОНТР (а, б, в), КЭН (г, д, е), ЭНМ (ё, ж, з). Центральные даты событий отмечены красной пунктирной линией для ВСП и желтой пунктирной линией для событий экстремально сильного СПВ

События экстремально сильного вихря в контрольном эксперименте характеризуются наименьшей амплитудой: во время центральной даты наблюдаются значения около 2 (рис. 3.38 в). Максимальные значения индекса АО наблюдаются в эксперименте КЭН (рис. 3.38 е) практически на всем 45-дневном периоде. Значения во время центральной даты достигают 3. Аномалии индекса АО в эксперименте ЭНМ характеризуются быстрым уменьшением амплитуд, по сравнению с КЭН (рис. 3.38 з), достигаемые во время центральной даты значения составляют 2,5.

Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода, то есть с ноября по март, по данным реанализа JRA-55 и данным модельных экс-

периментов представлено на рис. 3.39. Было получено, что за 62 года реанализа JRA-55 (зимы с 1958/1959 г. по 2019/2020 г.) наблюдалось 30 ВСП. Интересно, что распределение ВСП по месяцам в данных реанализа соответствует нормальному распределению (рис. 3.39 а). Максимальное количество ВСП наблюдается в январе, а минимальное – в ноябре и марте. Наименьшая частота возникновения ВСП в контрольном эксперименте может быть объяснена отсутствием в КОНТР явлений ЭНЮК, которые приводят к возрастанию количества ВСП. Как и в данных реанализа, в контрольном эксперименте количество ВСП возрастает к середине зимы и уменьшается к весне (рис. 3.39 б). Однако количество ВСП в КОНТР в феврале и марте выше количества, наблюдаемого по данным реанализа JRA-55.

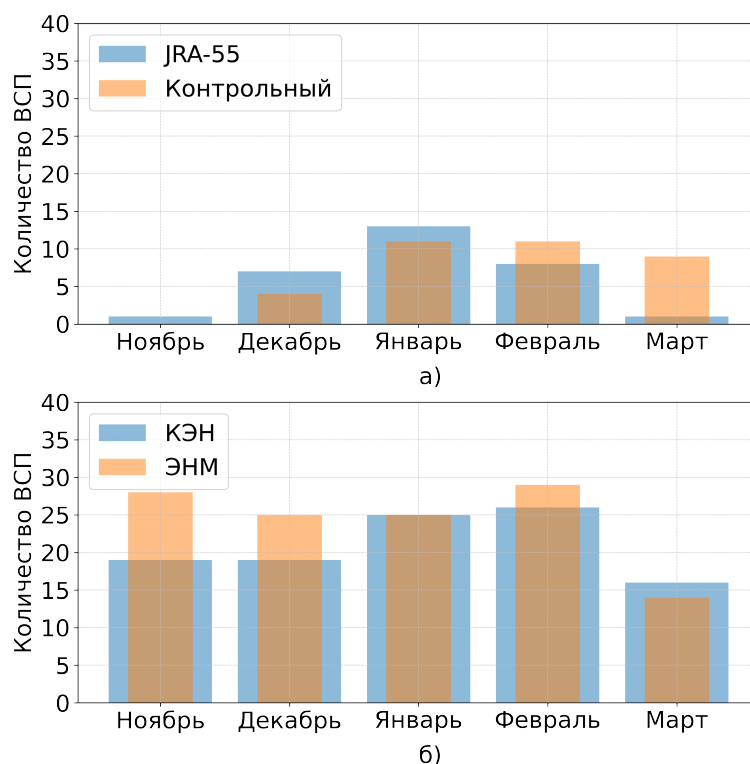


Рисунок 3.39 — Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным реанализа JRA-55 (а) и данным модельных экспериментов КОНТР (б), КЭН (в) и ЭНМ (г)

Наибольшее различие в количестве ВСП в экспериментах КЭН и ЭНМ наблюдается в ноябре и декабре. Так, в эти месяцы в эксперименте ЭНМ частота ВСП составляет 28 и 25 событий соответственно (рис. 3.39 г), в то время, как в эксперименте КЭН эта частота на 32% и 24% ниже соответственно (рис. 3.39 в). Данное различие согласуется с уменьшением интенсивности СПВ в эти меся-

цы по данным эксперимента ЭНМ относительно КЭН. Аналогичное ослабление вихря наблюдается и весной – в марте и апреле, хотя количество ВСП в марте в этих экспериментах различается незначительно. Данное различие в интенсивности СПВ, по-видимому, объясняется финальными потеплениями, поскольку в эксперименте ЭНМ 15 событий ВСП было классифицировано как финальные потепления, в то время как в эксперименте КЭН таких событий было всего 7, что в два раза меньше [243].

Глава 4. Отклик стратосферно-тропосферного взаимодействия на совместное влияние положительной фазы ЭНЮК и Тихоокеанского десятилетнего колебания

Тропосферная циркуляция в тропиках существенно отличается от циркуляции в умеренных широтах. Главное, что отличает циркуляцию в умеренных широтах, — это циклоническая деятельность, развивающаяся в воздушных течениях преобладающего западного переноса, что создает более динамичную атмосферную циркуляцию. В отличие от этого, циркуляционные системы (но не погода) в тропиках отличаются значительной устойчивостью, обеспечиваемой конвекционными процессами. Названные различия могут оказывать влияние на характер взаимодействия океана и атмосферы в этих регионах, поэтому в данной работе также было исследовано влияние аномалий температуры поверхности Тихого океана в умеренных широтах на динамику тропосферно-стратосферного взаимодействия.

4.1 Изолированное влияние ТДК на интенсивность СПВ

Так как аномалии положительной фазы Эль-Ниньо – Южного колебания находятся в экваториальной части Тихого океана, где формируются распространяющиеся в умеренные широты планетарные волны, различия в меридиональном положении этих аномалий может влиять на генерацию волн Россби. Аномалии Тихоокеанского десятилетнего колебания расположены в умеренных широтах и могут модифицировать распространение волн Россби.

Для оценки влияния аномалий ТДК на стратосферно-тропосферное взаимодействие были проведены эксперименты, где в качестве граничных условий были использованы удвоенные аномалии положительной и отрицательной фаз ТДК. На рис. 4.1 представлена интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа (U_{60_10}), по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), ТДК+ (красным), ТДК- (синим). Видно, что аномалии обеих фаз ТДК не оказывают значимого влияния на интенсивность СПВ на всем

расширенном зимнем периоде [237]. Наибольшие различия интенсивности вихря в контрольном эксперименте и эксперименте с положительной фазой ТДК наблюдаются в январе, вихрь сильнее в эксперименте ТДК+ на 8%. Сравнение экспериментов КОНТР и ТДК- показало, что максимальные аномалии интенсивности вихря наблюдаются в апреле и составляют 10% от значений контрольного эксперимента.

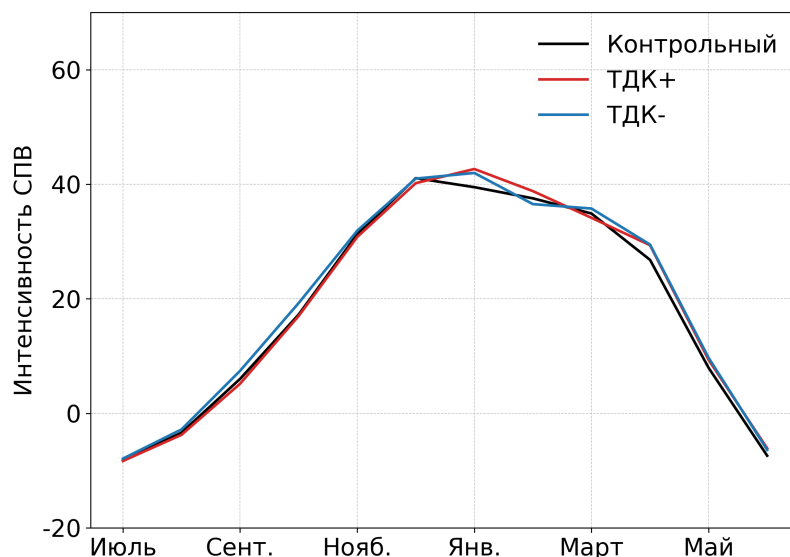


Рисунок 4.1 — Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), ТДК+ (красным), ТДК- (синим), м/с

4.2 Совместное влияние Эль-Ниньо и положительной фазы ТДК на интенсивность СПВ

Пространственное распределение аномалий температуры поверхности океана, соответствующих положительной фазе ТДК, имеет подковообразную структуру с отрицательными аномалиями ТПО в центральной части северного Тихого Океана и положительными — вдоль западного побережья Северной Америки. Такая структура может быть рассмотрена как продолжение аномалий Эль-Ниньо в умеренных широтах, что может скорректировать эффекты,

оказываемых Эль-Ниньо на динамику тропосферы и стратосферы. Поэтому далее в работе были проведены эксперименты, в которых к аномалиям ТПТО в экваториальной зоне, соответствующим каноническому Эль-Ниньо/Эль-Ниньо Модоки, были добавлены аномалии ТПТО положительной фазы ТДК.

На рис. 4.2 представлено сравнение интенсивности стратосферного полярного вихря в экспериментах с изолированным влиянием положительной фазы ЭНЮК и в экспериментах с совместным влиянием Эль-Ниньо и положительной фазы ТДК, а в таблице 7 приведена оценка статистической значимости среднемесячных разностей интенсивности СПВ в этих экспериментах. Добавление положительной фазы ТДК к каноническому Эль-Ниньо приводит к статистически значимому ослаблению вихря на периоде с декабря по апрель [237]. Так, зимой (декабрь–февраль) средние значения интенсивности СПВ, выраженной как U_{60_10} , в эксперименте КЭН&ТДК+ опускаются на 31% по сравнению с экспериментом КЭН. Среднемесячные значения зональной компоненты скорости ветра в эксперименте КЭН&ТДК+ превышают 20 м/с только в ноябре, среднее значение U_{60_10} в декабре–марте составляет около 17 м/с, а в апреле опускается до 11 м/с. При этом среднее значение интенсивности стратосферного полярного вихря в эксперименте КЭН на периоде с ноября по апрель составляет 23 м/с. Стоит отметить, что наблюдаемое в эксперименте КЭН&ТДК+ в январе–марте ослабление СПВ на 17% больше, чем в эксперименте ЭНМ.

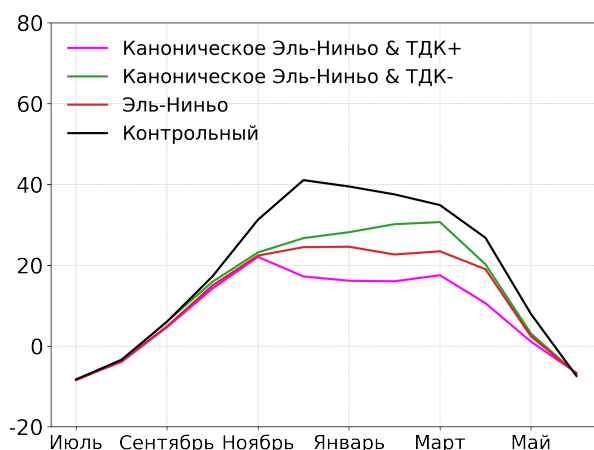


Рисунок 4.2 — Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КЭН (красным) и КЭН&ТДК+ (синим) (а), ЭНМ (зеленым) и ЭНМ&ТДК+ (черным) (б), м/с

Таблица 7 — Оценка статистической значимости среднемесячных разностей интенсивности СПВ в экспериментах КЭН, ЭНМ, КЭН&ТДК+, ЭНМ&ТДК+. Месяца, когда разницы статистически значимы на уровне 5% согласно критерию Стьюдента отмечены закрашенными ячейками

	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
КЭН&ТДК+ – КЭН						
ЭНМ&ТДК+ – ЭНМ						
ЭНМ&ТДК+ – КЭН&ТДК+						

Анализ корректировки влияния Эль-Ниньо Модоки положительной фазой ТДК показал, что статистически значимые различия интенсивности СПВ в экспериментах ЭНМ&ТДК+ и ЭНМ наблюдаются только в январе и марте. В эти месяцы среднемесячная интенсивность вихря в эксперименте ЭНМ&ТДК+ ослабляется на 17% и 28% соответственно по сравнению с экспериментом ЭНМ.

Сравнение экспериментов КЭН&ТДК+ и ЭНМ&ТДК+ показало, что различия интенсивности стратосферного полярного вихря между двумя экспериментами находятся на грани статистической значимости и заметны лишь в ноябре и марте. U_{60_10} в эксперименте КЭН&ТДК+ в ноябре и марте выше, чем в эксперименте ЭНМ&ТДК+ и составляет 22 м/с и 18 м/с соответственно. Наблюдаемое в ЭНМ&ТДК+ ослабление происходит на 26% в ноябре и 33% в марте относительно эксперимента КЭН&ТДК+.

Совместное влияние положительных аномалий ТПТО в экваториальной зоне, соответствующих положительной фазе ЭНЮК, и аномалий ТПТО положительной фазы ТДК также отражается и на частоте внезапных стратосферных потеплений (рис. 4.3). Так, в обоих случаях (эксперименты КЭН&ТДК+ и ЭНМ&ТДК+) наблюдается значимое увеличение частоты событий ВСП по сравнению с соответствующим экспериментом с фазой Эль-Ниньо (эксперименты КЭН и ЭНМ). В эксперименте КЭН&ТДК+ количество ВСП возрастает на 30% по сравнению со значениями эксперимента КЭН, а в ЭНМ&ТДК+ — на 25% по сравнению с экспериментом ЭНМ.

Наибольший рост количества ВСП в эксперименте с аномалиями ТПТО, соответствующими КЭН и положительной фазе ТДК, наблюдается в декабре и январе, что согласуется со значимым ослаблением интенсивности СПВ в эти месяцы, относительно значений эксперимента КЭН. При добавлении положи-

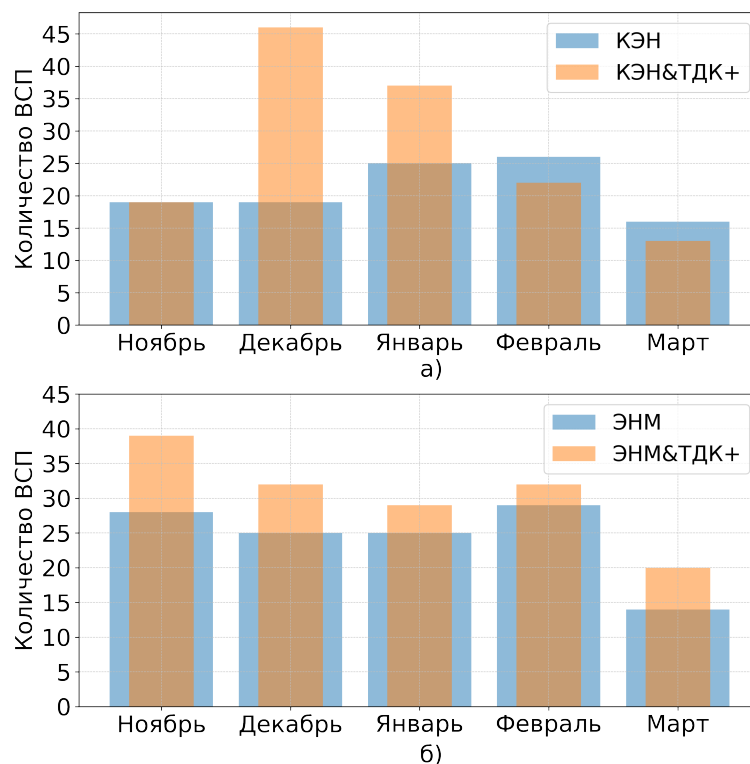


Рисунок 4.3 — Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным модельных экспериментов КЭН и КЭН&ТДК+ (а), ЭНМ и ЭНМ&ТДК+ (б)

тельной фазы ТДК к каноническому Эль-Ниньо, количество ВСП в эти месяцы увеличивается на 37 и 12 событий соответственно.

Количество событий внезапных стратосферных потеплений в эксперименте ЭНМ&ТДК+ значительно превышает количество ВСП в эксперименте ЭНМ в ноябре, декабре и марте: на 39%, 28% и 42% соответственно. Однако на периоде январь–февраль добавление положительной фазы ТДК к Эль-Ниньо Модоки приводит к росту количества ВСП в среднем всего на 13%.

Заключение

Основные результаты работы заключаются в следующем:

1. На основе анализа данных, полученных в ходе модельных экспериментов на платформе Isca, было показано, что крупномасштабная тропосферная циркуляция в условиях аномалий ТПТО, соответствующих по локализации каноническому Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки, характеризуется усилением Тихоокеанского-Северо-американского колебания. При этом, основные различия в экспериментах наблюдаются в структуре волны 2, которая играет главную роль в обоих экспериментах и объясняет 23% изменчивости в эксперименте КЭН и 26% — в ЭНМ. Волна 1 не характеризуется значимыми различиями и является второй ЭОФ вертикальной компоненты потока волновой активности Пламба.
2. Показано, что на зимнем периоде (декабрь–февраль) и на периоде 5–20 дней до внезапных стратосферных потеплений в эксперименте ЭНМ интегральный меридиональный поток в умеренных широтах выше, чем в эксперименте КЭН. При этом, интегральный поток в полярный регион увеличивается перед ВСП в обоих экспериментах (кроме потока через 50° с. ш. в эксперименте ЭНМ). Кроме того, по сравнению с экспериментом КЭН, в ЭНМ на обоих периодах наблюдается более структурированное и интенсивное распространение волн Россби из тропиков в регион-прекурсор ВСП, что может приводить к большей фокусировке волновой энергии в полярной зоне и, как следствие, более частым ВСП в условиях Эль-Ниньо Модоки.
3. Показано, что в условиях увеличенных аномалий ТПО, соответствующих каноническому Эль-Ниньо, зимой в тропосфере наблюдается формирование одной волновой структуры, распространяющейся с северо-запада на юго-восток над Тихим океаном. В отличие от этого, в эксперименте ЭНМ присутствует две волновые структуры. Они зонально ориентированы вдоль 20° с. ш. и 50° с. ш.
4. Отклик стратосферной динамики на крупномасштабные аномалии ТПО в экваториальной области Тихого океана выражается в значимом ослаблении стратосферного полярного вихря на всем расширенном

- зимнем периоде (ноябрь–апрель) в условиях положительных аномалий ТПО, по локализации соответствующих обоим типам Эль-Ниньо. Вместе с этим возрастает и частота внезапных стратосферных потеплений в этих экспериментах по сравнению с контрольным экспериментом.
5. По данным численного моделирования установлено, что крупномасштабные аномалии ТПО, соответствующие Тихоокеанскому десятилетнему колебанию, не оказывают значимого влияния на интенсивность СПВ, но добавление положительной фазы ТДК корректирует эффект, оказываемый каноническим Эль-Ниньо и Эль-Ниньо Модоки на динамику стратосферного полярного вихря. Совместное воздействие аномалий положительной фазы ТДК с каноническим Эль-Ниньо приводит к значимому ослаблению стратосферного полярного вихря с декабря по апрель.
 6. На основе анализа характера распространения квазистационарных планетарных волн была разработана концептуальная схема тропосферно-стратосферного взаимодействия при различной локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана, объясняющая механизм распространения сигнала из низких широт в высокие и в среднюю атмосферу (рис. 4.4). Триполярная структура, наблюдающаяся в условиях аномалий ТПО в экваториальной зоне, соответствующих по локализации Эль-Ниньо Модоки приводит к формированию положительной аномалии меридиональной компоненты скорости ветра над центральной частью экваториального Тихого океана, что способствует формированию в этих условиях второй волновой структуры над тропиками Тихого океана. В то же время локализация крупномасштабных положительных аномалий температуры поверхности в центральной части экваториального Тихого океана формирует более интенсивное распространение волны Россби из тропиков в умеренные широты по сравнению с более восточной локализацией аномалий ТПО, в следствие чего большее количество энергии, сфокусированное в полярной зоне, приводит к более частым ВСП в условиях аномалий ТПО, по локализации соответствующих Эль-Ниньо Модоки.

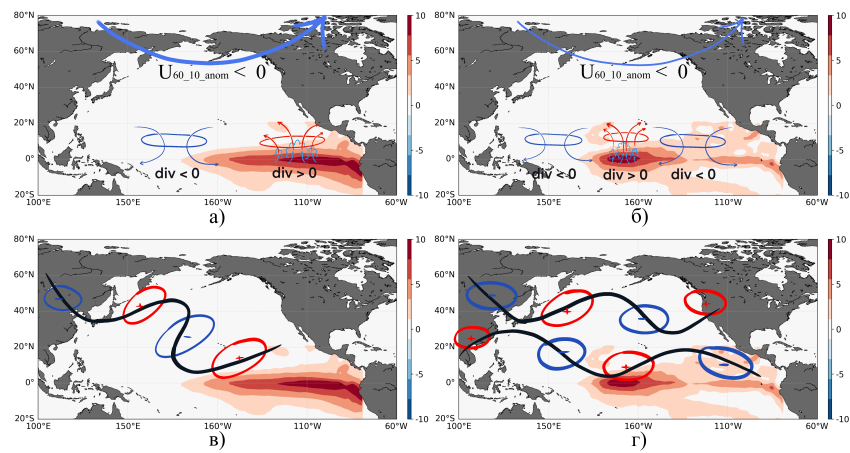


Рисунок 4.4 — Схема формирования крупномасштабных волновых структур средней тропосферы при локализации положительных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне, соответствующих каноническому Эль-Ниньо (а, в) и Эль-Ниньо Модоки (б, г)

Список сокращений и условных обозначений

АО — Арктическая осцилляция.

ВАЛ1 — Валидационная выборка, состоящая из 15 лет с событием канонического Эль-Ниньо, 7 лет — Эль-Ниньо Модоки, 21 года с событием Ла-Нинья и 20 лет нейтральной фазы Эль-Ниньо — Южного колебания, созданная из данных модельных экспериментов, года были выбраны случайным образом.

ВАЛ2 — Валидационная выборка, состоящая из 15 лет с событием канонического Эль-Ниньо, 7 лет — Эль-Ниньо Модоки, 21 года с событием Ла-Нинья и 20 лет нейтральной фазы Эль-Ниньо — Южного колебания, созданная из данных модельных экспериментов, года были выбраны случайным образом.

ВАЛ3 — Валидационная выборка, состоящая из 15 лет с событием канонического Эль-Ниньо, 7 лет — Эль-Ниньо Модоки, 21 года с событием Ла-Нинья и 20 лет нейтральной фазы Эль-Ниньо — Южного колебания, созданная из данных модельных экспериментов, года были выбраны случайным образом.

вКДК — Восточная фаза квазидвухлетних колебаний.

ВСНТ — Волновые события в нижней тропосфере.

ВСП — Внезапное стратосферное потепление.

зКДК — Западная фаза квазидвухлетних колебаний.

ИЮК — Индекс Южного колебания.

КДК — Квазидвухлетние колебания.

КОНТР — Контрольный эксперимент на платформе Isca.

КЭН — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана, соответствующими по локализации каноническому Эль-Ниньо. Амплитуды аномалий увеличены в 2 раза.

КЭН1 — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана, соответствующими по локализации каноническому Эль-Ниньо. Амплитуды аномалий увеличены в 1 раз.

КЭН1,5 — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана, соответствующими по локализации каноническому Эль-Ниньо. Амплитуды аномалий увеличены в 1,5 раза.

КЭН2 — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана, соответствующими по локализации каноническому Эль-Ниньо. Амплитуды аномалий увеличены в 2 раза.

КЭН&ТДК+ — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне, соответствующими по локализации каноническому Эль-Ниньо, и в умеренных широтах, соответствующими по локализации положительной фазе Тихоокеанского десятилетнего колебания. Амплитуды обоих аномалий увеличены в 2 раза.

ЛН — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана, соответствующими по локализации Ла-Нинья. Амплитуды аномалий увеличены в 2 раза.

НРТ — Внезапное стратосферное потепление, после которого аномалии индекса Арктической осцилляции распространяются только до тропопаузы.

ПЗ — Потенциальная завихренность.

РТ — Внезапное стратосферное потепление, после которого аномалии индекса Арктической осцилляции распространяются в тропосферу и достигают поверхности Земли.

САК — Северо-Атлантическое колебание.

СПВ — Стратосферный полярный вихрь.

ТДК — Тихоокеанское десятилетнее колебание.

ТДК+ — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности Тихого океана, соответствующими по локализации положительной фазе Тихоокеанского десятилетнего колебания. Амплитуды аномалий увеличены в 2 раза.

ТДК- — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности Тихого океана, соответствующими по локализации отрицательной фазе Тихоокеанского десятилетнего колебания. Амплитуды аномалий увеличены в 2 раза.

ТПО — Температура поверхности океана.

ТПТО — Температура поверхности Тихого океана.

ЭНМ — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности экваториального Тихого океана, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки. Амплитуды аномалий увеличены в 5,4 раза.

ЭНМ&ТДК+ — Эксперимент на платформе Isca с аномалиями температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне, соответствующими по локализации Эль-Ниньо Модоки, и в умеренных широтах, соответствующими по локализации положительной фазе Тихоокеанского десятилетнего колебания.

Амплитуды аномалий Эль-Ниньо Модоки увеличены в 5,4 раза, положительной фазы Тихоокеанского десятилетнего колебания – в 2 раза.

ЭНЮК — Эль-Ниньо — Южное колебание.

ЭОФ — Эмпирические ортогональные функции.

ЮК — Южное колебание.

АМIP — Проект сравнения атмосферных моделей (Atmospheric Models Intercomparison Project).

F_x — Зональная компонента потока волновой активности.

F_y — Меридиональная компонента потока волновой активности.

F_z — Вертикальная компонента потока волновой активности.

GFDL — Лаборатория геофизической гидродинамики (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory).

HadISST1 — Набор данных ТПО Мирового океана Центра Хэдли Метеорологического бюро (Hadley Centre Sea Ice and Sea Surface Temperature).

NOAA Optimal Interpolation v2 — Набор данных с оптимальной интерполяцией Национального управления океанических и атмосферных исследований (National Oceanic and Atmospheric Administration).

RRTM — Модель быстрого переноса излучения (Rapid Radiative Transfer Model).

U_{60_10} — Зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа.

Список литературы

1. Наставление по Комплексной системе обработки и прогнозирования ВМО. — 2023. — URL: https://meteoinfo.ru/images/media/books-docs/WMO/485_ru.pdf.
2. Классификация сроков метеорологических прогнозов. — URL: <https://meteoinfo.ru/forcabout/1597-f>.
3. *Мусаелян Ш. А.* Проблемы предсказуемости состояния атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды. — Гидрометеиздат, 1984. — С. 184.
4. *Vitart F., Robertson A. W.* The sub-seasonal to seasonal prediction project (S2S) and the prediction of extreme events // npj climate and atmospheric science. — 2018. — Vol. 1, no. 1.
5. *Vitart F., Brown A.* S2S Forecasting: Towards seamless prediction // WMO Bulletin. — 2019. — Vol. 68.
6. *Quiroz R. S.* The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1986. — Vol. 91, no. D4.
7. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1999. — Vol. 104, no. D24.
8. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes // Science. — 2001. — Vol. 294, no. 5542. — P. 581—584.
9. *Waugh D. W., Polvani L. M.* Stratospheric polar vortices. — 2010.
10. *Scherhag R. A.* Neue Methoden der Wetter-analyse und Wetterprognose. — Berlin : Springer Verlag., 1948.
11. *Gutenberg B.* New Data on the Lower Stratosphere // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1949. — Vol. 30, no. 2. — P. 62—64.
12. *Brasefield C. J.* Winds and temperatures in the lower stratosphere // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1950. — Vol. 7, no. 1. — P. 66—69.

13. *Palmer C. E.* The stratospheric polar vortex in winter // *Journal of Geophysical Research*. — 1959. — Vol. 64, no. 7. — P. 749—764.
14. *Waugh D. W., Sobel A. H., Polvani L. M.* What is the polar vortex and how does it influence weather? // *Bulletin of the American Meteorological Society*. — 2017. — Vol. 98, no. 1. — P. 37—44.
15. *Mcintyre M. E., Palmer T. N.* Breaking planetary waves in the stratosphere // *Nature*. — 1983. — Vol. 305, no. 5935. — P. 593—600.
16. *Nash E. R.* An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 1996. — Vol. 101, no. D5. — P. 9471—9478.
17. *Зюляева Ю. А., Кравцов С. В., Гулев С. К.* Стратосферно-тропосферное взаимодействие в различные фазы Тихоокеанского десятилетнего колебания // *Изменения климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования Климат-2019*. — 2019. — Т. 26. — С. 48.
18. *Matsuno T.* A Dynamical Model of the Stratospheric Sudden Warming // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1971. — Vol. 28, no. 8. — P. 1479—1494.
19. *Smagorinsky J.* The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasi-stationary mean motions of the atmosphere // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 1953. — Vol. 79, no. 341. — P. 342—366.
20. *Зюляева Ю. А.* Стратосферно-тропосферное взаимодействие в различные фазы Тихоокеанского десятилетнего колебания / *Зюляева Ю. А.* — ИО РАН, 2020.
21. *Schoeberl M. R.* Stratospheric warmings: Observations and theory // *Reviews of Geophysics*. — 1978. — Vol. 16, no. 521.
22. *Stan C., Straus D. M.* Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events // *Journal of Geophysical Research*. — 2009. — Vol. 114, no. D12103.
23. *Liu Y., Zhang Y.* Overview of the major 2012–2013 Northern Hemisphere stratospheric sudden warming: Evolution and its association with surface weather // *Journal of Meteorological Research*. — 2014. — Vol. 28, no. 4.

24. *Scherhag R.* Die explosionsartige Stratosphärenerwärmungen des Spätwinters 1951/52 // Ber. Deut. Wetterdienstes. — 1952. — Vol. 6, no. 38. — P. 51—63.
25. *Погорельцев А. И., Савенкова Е. Н., Перцев Н. Н.* Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод // Геомагнетизм и аэронавигация. — 2014. — Т. 54, № 3.
26. *Holton J. R.* The dynamics of sudden stratospheric warmings // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. — 1980. — Vol. 8. — P. 169—190.
27. *Mcintyre E.* How Well do we Understand the Dynamics of Stratospheric Warmings? // Journal of the Meteorological Society of Japan. — 1982. — Vol. February. — P. 37—65.
28. *Charlton A. J., Polvani L. M.* A new look at stratospheric sudden warmings. Part I: Climatology and modeling benchmarks // Journal of Climate. — 2007. — Vol. 20, no. 3. — P. 449—469.
29. *Kruger K., Naujokat B., Labitzke K.* The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002 // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2005. — Vol. 62. — P. 603—613.
30. *Cámara A., Birner T., Albers J. R.* Are sudden stratospheric warmings preceded by anomalous tropospheric wave activity? // Journal of Climate. — 2019. — Vol. 32, no. 21. — P. 7173—7189.
31. *Chen P., Robinson W. A.* Propagation of planetary waves between the troposphere and stratosphere // Journal of Atmospheric Sciences. — 1992. — Vol. 49, no. 24. — P. 2533—2545.
32. *Lawrence C., Eckermann S., Hoppel K.* Planetary Wave Breaking and Tropospheric Forcing as Seen in the Stratospheric Sudden Warming of 2006 // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2009. — Vol. 66, no. 2. — P. 495—507.
33. *Кочеткова О. С., Мордвинов В. И., Руднева М. А.* Анализ факторов, влияющих на возникновение стратосферных потеплений // Оптика атмосферы и океана. — 2014. — Т. 27, № 8. — С. 719—727.
34. *Sun L., Robinson W. A., Chen G.* The predictability of stratospheric warming events: more from the troposphere or the stratosphere // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2011. — Vol. 69.

35. *Thompson D. W. J., Wallace J. M.* The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // *Geophysical Research Letters*. — 1998. — Vol. 25, no. 9. — P. 1297—1300.
36. *Hurrell J. W.* Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation // *Science*. — 1995. — Vol. 269, no. 5224. — P. 676—679.
37. *Wallace J. M.* North Atlantic oscillation annular mode: two paradigms — one phenomenon // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2000. — Vol. 126, no. 564. — P. 791—805.
38. NAM Modes. — URL: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/7/7a/Arctic_Oscillation.png/250px-Arctic_Oscillation.png.
39. *Kuroda Y.* Effect of stratospheric sudden warming and vortex intensification on the tropospheric climate // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2008. — Vol. 113, no. D15110.
40. Response of the Antarctic stratosphere to warm pool El Niño events in the GEOS CCM / M. M. Hurwitz [et al.] // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2011. — Vol. 11, no. 18. — P. 9659—9669.
41. Signals of El Niño Modoki in the tropical tropopause layer and stratosphere / F. Xie [et al.] // *Atmospheric Chemistry and Physics*. — 2012. — Vol. 12, no. 11. — P. 5259—5273.
42. On the relationship between ENSO diversity and the ENSO atmospheric teleconnection to high-latitudes / D. Gushchina [et al.] // *International Journal of Climatology*. — 2022. — Vol. 42, no. 2. — P. 1303—1325.
43. *Kolennikova M., Gushchina D.* Revisiting the Contrasting Response of Polar Stratosphere to the Eastern and Central Pacific El Niños // *Atmosphere*. — 2022. — Vol. 13(5), no. 682.
44. *Коленникова М. А., Варгин П. Н., Гущина Д. Ю.* Влияние Эль-Ниньо на стратосферу Арктики по данным моделей CMIP5 и реанализа // *Метеорология и гидрология*. — 2021. — № 6. — С. 5—23.
45. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures / K. E. Trenberth [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 1998. — Vol. 103, no. C7. — P. 14291—14324.

46. *Hoskins B. J., Karoly D. J.* The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 1981. — Vol. 38, no. 6. — P. 1179—1196.
47. *Horel J. D., Wallace J. M.* Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation // *Monthly Weather Review*. — 1981. — Vol. 109, no. 4. — P. 813—829.
48. Simulations of an observed stratospheric warming with quasigeostrophic refractive index as a model diagnostic / N. Butchart [et al.] // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 1982. — Vol. 108, no. 457.
49. *Smith A. K.* An investigation of resonant waves in a numerical model of an observed sudden stratospheric warming // *Journal of Atmospheric Sciences*. — 1989. — Vol. 46, no. 19.
50. *Tung K. K., Lindzen R. S.* A theory of stationary long waves. Part I: A simple theory of blocking // *Monthly Weather Review*. — 1979. — Vol. 107, no. 6.
51. *Tung K. K., Lindzen R. S.* A theory of stationary long waves. Part II: Resonant Rossby waves in the presence of realistic vertical shears // *Monthly Weather Review*. — 1979. — Vol. 107, no. 7354.
52. *Tung K. K.* A theory of stationary long waves. Part III: Quasi-normal modes in a singular waveguide // *Monthly Weather Review*. — 1979. — Vol. 107.
53. *Holton J. R., Tan H. C.* The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb // *Journal of Atmospheric Sciences*. — 1980. — Vol. 37, no. 10.
54. *Holton J. R., Tan H. C.* The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. — 1982. — Vol. 60, no. 1.
55. *Naito Y., Hirota I.* Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle // *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Ser. II. — 1997. — Vol. 75, no. 4.
56. *Hu Y., Tung K. K.* Interannual and decadal variations of planetary wave activity, stratospheric cooling, and Northern Hemisphere annular mode // *Journal of Climate*. — 2002. — Vol. 15, no. 13.

57. A tropospheric pathway of the stratospheric quasi-biennial oscillation (QBO) impact on the boreal winter polar vortex / K. Yamazaki [et al.] // Atmospheric Chemistry and Physics. — 2020. — Vol. 20, no. 8.
58. *Trenberth K. E.* The definition of El Niño // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1997. — Vol. 78, no. 12. — P. 2771—2778.
59. *Philander S. G. H.* El Nino Southern Oscillation phenomena // Nature. — 1983. — Vol. 302, no. 5906. — P. 295—301.
60. *Walker G. T.* Correlations in seasonal variations of weather, VIII // Memoirs of India Meteor. Dept. — 1923. — Vol. 24. — P. 75—131.
61. *Walker G. T.* Correlations in seasonal variations of weather, IX. A further study of world weather // Memoirs of India Meteor. Dept. — 1924. — Vol. 24. — P. 275—332.
62. *Walker G. T.* World weather, III // Memoirs of the Royal Meteorological Society. — 1928. — Vol. 2. — P. 97—106.
63. *Walker G. T., Bliss E. W.* World weather, V // Memoirs of the Royal Meteorological Society. — 1932. — Vol. 4. — P. 53—84.
64. *Walker G. T., Bliss E. W.* World weather, VI // Memoirs of the Royal Meteorological Society. — 1937. — Vol. 4. — P. 119—139.
65. *Bjerknes I.* A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature // Tellus. — 1966. — Vol. 18. — P. 820—829.
66. *Bjerknes I.* Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific // Monthly Weather Review. — 1969. — Vol. 97. — P. 163—172.
67. *Bjerknes I.* Large-Scale Atmospheric Response to the 1964–65 Pacific Equatorial Warming // Journal of Physical Oceanography. — 1972. — Vol. 2. — P. 212—217.
68. *Ashok K., Yamagata T.* The El Niño with a difference // Nature. — 2009. — Vol. 461, no. 7263. — P. 481—484.
69. *DuPenhoat Y., Eldin G.* El Nino et l'oscillation austral // Letters pour la Science. — 2000. — P. 89—91.

70. *Kiladis G. N., Loon H. van.* The Southern Oscillation. Part VII: Meteorological anomalies over the Indian and Pacific sectors associated with the extremes of the oscillation // Monthly weather review. — 1988. — Vol. 116, no. 1. — P. 120—136.
71. El Niño Modoki and its possible teleconnection / K. Ashok [et al.] // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2007. — Vol. 112, no. C11.
72. *Kug J. S., Jin F. F., An S. I.* Two types of El Niño events: cold tongue El Niño and warm pool El Niño // Journal of climate. — 2009. — Vol. 22, no. 6. — P. 1499—1515.
73. *Trenberth K. E., Stepaniak D. P.* Indices of El Nino evolution // Journal of Climate. — 2001. — Vol. 14. — P. 1697—1701.
74. *Larkin N. K., Harrison D. E.* On the definition of El Niño and associated seasonal average US weather anomalies // Geophysical Research Letters. — 2005. — Vol. 32, no. 13.
75. *Larkin N. K., Harrison D. E.* Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter // Geophysical Research Letters. — 2001. — Vol. 32, no. 16.
76. *Kao H. Y., Yu J. Y.* Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO // Journal of Climate. — 2009. — Vol. 22. — P. 615—632.
77. El Niño in a changing climate / S. W. Yeh [et al.] // Nature. — 2009. — Vol. 461. — P. 511—514.
78. *Wang G., Hendon H. H.* Sensitivity of Australian rainfall to inter-El Niño variations // Journal of Climate. — 2007. — Vol. 20, no. 16. — P. 4211—4226.
79. *Nguyen-Le D., Ngo-Duc T., Matsumoto J.* The teleconnection of the two types of ENSO and Indian Ocean Dipole on Southeast Asian autumn rainfall anomalies // Climate Dynamics. — 2024. — Vol. 62, no. 6. — P. 1—23.
80. Mixed layer heat budget of the El Niño in NCEP climate forecast system / B. Huang [et al.] // Climate Dynamics. — 2012. — Vol. 39, no. 1.
81. *Capotondi A.* ENSO diversity in the NCAR CCSM4 climate model // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2013. — Vol. 118, no. 10.

82. *Osipov A., Gushchina D.* The heat budget of the tropical Pacific mixed layer during two types of el niño based on reanalysis and Global climate model data // Atmosphere. — 2023. — Vol. 15(1), no. 47.
83. Generation mechanisms of SST anomalies associated with the canonical El Niño focusing on vertical mixing / K. Nakamura [et al.] // Journal of Climate. — 2024. — Vol. 37, no. 13.
84. Warm pool and cold tongue El Niño events as simulated by the GFDL 2.1 coupled GCM / J. Kug [et al.] // Journal of Climate. — 2010. — Vol. 23, no. 5.
85. *Guan C., McPhaden M. J.* Ocean processes affecting the twenty-first-century shift in ENSO SST variability // Journal of Climate. — 2016. — Vol. 29, no. 19.
86. *Lee T., McPhaden M. J.* Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific // Geophysical Research Letters. — 2010. — Vol. 37, no. 14.
87. *Kim S. T., Yu J.* The two types of ENSO in CMIP5 models // Geophysical Research Letters. — 2012. — Vol. 39, no. 11.
88. *Tozuka T.* Importance of the vertical mixing process in the development of El Niño Modoki // npj Climate and Atmospheric Science. — 2025. — Vol. 8, no. 76.
89. *Vimont D. J., Battisti D. S., Hirst A. C.* The seasonal footprinting mechanism in the CSIRO general circulation models // Journal of Climate. — 2003. — Vol. 16, no. 16.
90. *Hong L., LinHo, Jin F.* A southern hemisphere booster of super El Niño // Geophysical research letters. — 2014. — Vol. 41, no. 6.
91. Sea surface temperature in the north tropical Atlantic as a trigger for El Niño/Southern Oscillation events / Y. Ham [et al.] // Nature Geoscience. — 2013. — Vol. 6, no. 2.
92. Skilful multi-year predictions of tropical trans-basin climate variability / Y. Chikamoto [et al.] // Nature communications. — 2015. — Vol. 6, no. 1.
93. Natural variability of the central Pacific El Niño event on multi-centennial timescales / S. Yeh [et al.] // Geophysical Research Letters. — 2011. — Vol. 38, no. 2.

94. ENSO modulation: Is it decadal predictability? / A. T. Wittenberg [et al.] // Journal of Climate. — 2014. — Vol. 27, no. 7.
95. Towards understanding the global and regional climatic impacts of Modoki magnitude / M. M. Dogar [et al.] // Global and Planetary Change. — 2019. — Vol. 172. — P. 223—241.
96. *Cai W., Cowan T.* La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability // Geophysical Research Letters. — 2009. — Vol. 36, no. 12.
97. *Sohn S. J., Tam C. Y., Jeong H. I.* How do the strength and type of ENSO affect SST predictability in coupled models // Scientific Reports. — 2016. — Vol. 6, no. 33790.
98. *Amaya D. J., Foltz G. R.* Impacts of canonical and Modoki El Niño on tropical Atlantic SST // Journal of Geophysical Research: Oceans. — 2014. — Vol. 119, no. 2. — P. 777—789.
99. *Iskandar I., Lestrai D. O., Nur M.* Impact of El Niño and El Niño Modoki Events on Indonesian Rainfall // Makara Journal of Science. — 2019. — Vol. 23, no. 4. — P. 217—222.
100. *Kim H. M., Webster P. J., Curry J. A.* Impact of shifting patterns of Pacific Ocean warming on North Atlantic tropical cyclones // Science. — 2009. — Vol. 325, no. 5936. — P. 77—80.
101. *Graham N. E., Barnett T. P.* Sea surface temperature, surface wind divergence, and convection over tropical oceans // Science. — 1987. — Vol. 238, no. 4827. — P. 657—659.
102. *Zhang C.* Large-scale variability of atmospheric deep convection in relation to sea surface temperature in the tropics // Journal of Climate. — 1993. — Vol. 6, no. 10. — P. 1898—1913.
103. *Branstator G.* Analysis of general circulation model sea-surface temperature anomaly simulations using a linear model. Part I: Forced solutions // Journal of the Atmospheric Sciences. — 1985. — Vol. 42, no. 21. — P. 2225—2241.
104. Unraveling the mystery of Indian monsoon failure during El Niño / K. K. Kumar [et al.] // Science. — 2006. — Vol. 314, no. 5796. — P. 115—119.

105. Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer / H. Weng [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2007. — Vol. 29, no. 2. — P. 113—129.
106. *Weng H., Behera S. K., Yamagata T.* Anomalous winter climate conditions in the Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events // *Climate Dynamics*. — 2009. — Vol. 32, no. 5. — P. 663—674.
107. *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. — Vol. 110, no. 354.
108. *Taschetto A. S., England M. H.* El Niño modoki impacts on Australian rainfall // *Journal of Climate*. — 2009. — Vol. 22, no. 11. — P. 3167—3174.
109. Australian monsoon variability driven by a Gill–Matsuno-type response to central west Pacific warming / A. S. Taschetto [et al.] // *Journal of Climates*. — 2010. — Vol. 23, no. 18. — P. 4717—4736.
110. *Barsugli J. J., Sardeshmukh P. D.* Global atmospheric sensitivity to tropical SST anomalies throughout the Indo-Pacific basin // *Journal of Climate*. — 2002. — Vol. 15, no. 23. — P. 3427—3442.
111. *Mo K. C.* Interdecadal modulation of the impact of ENSO on precipitation and temperature over the United States // *Journal of Climate*. — 2010. — Vol. 23, no. 13. — P. 3639—3656.
112. *Zhang W., Li J., Zhao X.* Sea surface temperature cooling mode in the Pacific cold tongue // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. — 2010. — Vol. 115, no. C12.
113. *Feng J., Li J.* Influence of El Niño Modoki on spring rainfall over south China // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2011. — Vol. 116, no. D13.
114. Extreme climate of the global troposphere and stratosphere in 1940–42 related to El Niño / S. Brönnimann [et al.] // *Nature*. — 2004. — Vol. 431, no. 7011. — P. 971—974.
115. *Free M., Seidel D. J.* Observed El Niño–Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2009. — Vol. 114, no. D23.

116. Effect of El Niño–Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere / F. Sassi [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2004. — Vol. 109, no. D17.
117. The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model / E. Manzini [et al.] // Journal of Climate. — 2006. — Vol. 19, no. 16. — P. 3863—3881.
118. Northern winter stratospheric temperature and ozone responses to ENSO inferred from an ensemble of Chemistry Climate Models / C. Cagnazzo [et al.] // Atmospheric Chemistry and Physics. — 2009. — Vol. 9, no. 22. — P. 8935—8948.
119. Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data / R. García-Herrera [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2006. — Vol. 111, no. D6.
120. *Garfinkel C. I., Hartmann D. L.* Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the quasi-biennial oscillation on polar temperatures in the stratosphere // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2007. — Vol. 112, no. D19.
121. *Brönnimann S.* Impact of El Niño–southern oscillation on European climate // Reviews of Geophysics. — 2007. — Vol. 45, no. 3.
122. *Taguchi M., Hartmann D. L.* Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as simulated by WACCM // Journal of Climate. — 2006. — Vol. 19, no. 3. — P. 324—332.
123. *Butler A. H., Polvani L. M.* El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record // Geophysical Research Letters. — 2011. — Vol. 38, no. 13.
124. Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? / C. I. Garfinkel [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2012. — Vol. 117, no. D19.
125. Различие в прогностическом потенциале тропосферных предикторов внезапных стратосферных потеплений в различные фазы ЭНЮК по данным идеализированных численных экспериментов / А. В. Панасик [и др.] // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 2025. — Т. 61, № 5.

126. *Zubiaurre I., Calvo N.* The El Niño – Southern Oscillation (ENSO) Modoki signal in the stratosphere // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2012. — Vol. 117, no. D4.
127. Northern hemisphere stratospheric pathway of different El Niño flavors in stratosphere-resolving CMIP5 models / N. Calvo [et al.] // *Journal of Climate*. — 2017. — Vol. 30, no. 12. — P. 4351—4371.
128. Extra-tropical atmospheric response to ENSO in the CMIP5 models / M. M. Hurwitz [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2014. — Vol. 43. — P. 3367—3376.
129. The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe / I. Weinberger [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2019. — Vol. 53. — P. 4591—4610.
130. *Latif M., Barnett T. P.* Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America // *Science*. — 1994. — Vol. 266, no. 5185.
131. *Mantua N. J., Hare S. R.* The Pacific decadal oscillation // *Journal of oceanography*. — 2002. — Vol. 58, no. 1.
132. *Hare S. R.* Low frequency climate variability and salmon production. — University of Washington, 1996.
133. *Zhang Y.* An observational study of atmosphere-ocean interactions in the northern oceans on interannual and interdecadal time-scales. — University of Washington, 1996.
134. *Minobe S.* Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts // *Geophysical Research Letters*. — 1999. — Vol. 26, no. 7. — P. 855—858.
135. *Minobe S.* Spatio-temporal structure of the pentadecadal variability over the North Pacific // *Progress in Oceanography*. — 2000. — Vol. 47, no. 2—4. — P. 381—408.
136. *Chao Y., Ghil M., McWilliams J. C.* Pacific interdecadal variability in this century's sea surface temperatures // *Geophysical Research Letters*. — 2000. — Vol. 27, no. 15. — P. 2261—2264.

137. Patterns of coherent decadal and interdecadal climate signals in the Pacific basin during the 20th century / Y. M. Tourre [et al.] // Geophysical Research Letters. — 2001. — Vol. 28, no. 10. — P. 2069—2072.
138. *Miller A. J., Schneider N.* Interdecadal climate regime dynamics in the North Pacific Ocean: Theories, observations and ecosystem impacts // Progress in Oceanography. — 2000. — Vol. 47, no. 2—4.
139. *Willmott C. J., Matsuura K.* Terrestrial air temperature and precipitation: Monthly and annual climatologies // Univ Delaware. — 2000.
140. *Bond N. A., Harrison D. E.* The Pacific decadal oscillation, air-sea interaction and central north Pacific winter atmospheric regimes // Geophysical Research Letters. — 2000. — Vol. 27, no. 5.
141. *Garreaud R. D., Battisti D. S.* Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation // Journal of Climate. — 1999. — Vol. 12, no. 7.
142. Interhemispheric effects of interannual and decadal ENSO-like climate variations on the Americas / M. D. Dettinger [et al.] // Interhemispheric climate linkages. — Elsevier, 2001. — P. 1—16.
143. Australian temperature, Australian rainfall and the Southern Oscillation, 1910-1992: coherent variability and recent changes / S. Power [et al.] // Australian Meteorological Magazine. — 1998. — Vol. 47, no. 2.
144. Decadal climate variability in Australia during the twentieth century / S. Power [et al.]. — 1999.
145. Inter-decadal modulation of the impact of ENSO on Australia / S. Power [et al.] // Climate dynamics. — 1999. — Vol. 15, no. 5.
146. *Trenberth K. E., Hoar T. J.* El Niño and climate change // Geophysical Research Letters. — 1997. — Vol. 24, no. 23. — P. 3057—3060.
147. *Reed R. J.* The quasi-biennial oscillation of the atmosphere between 30 and 50 km over Ascension Island // Journal of Atmospheric Sciences. — 1965. — Vol. 22, no. 3.
148. *Naujokat B.* An update of the observed quasi-biennial oscillation of the stratospheric winds over the tropics // Journal of Atmospheric Sciences. — 1986. — Vol. 43, no. 17.

149. *Baldwin M. P., Dunkerton T. J.* Biennial, quasi-biennial, and decadal oscillations of potential vorticity in the northern stratosphere // *Journal of Geophysical Research*. — 1998. — Vol. 103, no. D4.
150. *Giorgetta M. A., Manzini E., Roeckner E.* Forcing of the quasi-biennial oscillation from a broad spectrum of atmospheric waves // *Geophysical Research Letters*. — 2002. — Vol. 29, no. 8.
151. Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex / H. Lu [et al.] // *Journal of Geophysical Research*. — 2008. — Vol. 113, no. D10114.
152. *Wei K., Chen W., Huang R.* Association of tropical Pacific sea surface temperatures with the stratospheric Holton-Tan Oscillation in the Northern Hemisphere winter // *Geophysical Research Letters*. — 2007. — Vol. 34, no. 16.
153. Nonlinearity of the combined warm ENSO and QBO effects on the Northern Hemisphere polar vortex in MAECHAM5 simulations / N. Calvo [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2009. — Vol. 114, no. D13.
154. *Hansen F., Matthes K., Wahl S.* Tropospheric QBO–ENSO interactions and differences between the Atlantic and Pacific // *Journal of Climate*. — 2016. — Vol. 29, no. 4.
155. Independent and joint influences of eastern Pacific El Niño–southern oscillation and quasi-biennial oscillation on Northern Hemispheric stratospheric ozone / F. Xie [et al.] // *International Journal of Climatology*. — 2020. — Vol. 40.
156. *Kumar V., Yoden S., Hitchman M.* QBO and ENSO effects on the mean meridional circulation, polar vortex, subtropical westerly jets, and wave patterns during boreal winter // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2022. — Vol. 127, no. 15.
157. Linear interference between effects of ENSO and QBO on the northern winter stratospheric polar vortex / H. Wang [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2024. — Vol. 62, no. 5.

158. The roles of the Quasi-Biennial Oscillation and El Nino for entry stratospheric water vapour in observations and coupled chemistry-ocean CCMI and CMIP6 models / Z. S. Ziskin [et al.] // Atmospheric Chemistry and Physics Discussions. — 2022. — Vol. 22, no. 11.
159. *Hamilton K.* An examination of observed Southern Oscillation effects in the Northern Hemisphere stratosphere // Journal of Atmospheric Sciences. — 1993. — Vol. 50, no. 20.
160. *Loon H. van, Labitzke K.* The Southern Oscillation Part V: The anomalies in the lower stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a comparison with the quasi-biennial oscillation // Monthly Weather Review. — 1987. — Vol. 115, no. 2.
161. *Garfinkel C. I., Hartmann D. L.* Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2008. — Vol. 113, no. D18.
162. *Camp C. D., Tung K. K.* The influence of the solar cycle and QBO on the late-winter stratospheric polar vortex // Journal of the atmospheric sciences. — 2007. — Vol. 64, no. 4.
163. Effect of energetic electron precipitation on the northern polar vortex: Explaining the QBO modulation via control of meridional circulation / A. Salminen [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2019. — Vol. 124, no. 11.
164. *Марчук Г. И.* Избранные труды. Т.3.: Модели и методы в задачах физики атмосферы и океана. — Российская академия наук, Институт вычислительной математики, 2018. — С. 892.
165. *Vallis G. K. e. a.* Isca, v1. 0: A framework for the global modelling of the atmospheres of Earth and other planets at varying levels of complexity // Geoscientific Model Development. — 2018. — Vol. 11, no. 3. — P. 843—859.
166. SOCRATES (Suite Of Community Radiative Transfer codes based on Edwards and Slingo) Technical Guide / J. Manners [et al.]. — Met Office, UK, 2015.
167. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave / E. J. Mlawer [et al.] // Journal of Geophysical Research. — 1997. — Vol. 102, no. D14. — P. 16663—16682.

168. *Betts A. K.* A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 1986. — Vol. 112, no. 473. — P. 677—691.
169. *Betts A. K., Miller M. J.* A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 1986. — Vol. 112, no. 473. — P. 693—709.
170. *Moorthi S., Suarez M. J.* Relaxed Arakawa-Schubert. A Parameterization of Moist Convection for General Circulation Models // Monthly Weather Review. — 1992. — Vol. 120, no. 6. — P. 978—1002.
171. *Thomson S. I., Vallis G. K.* Atmospheric response to SST anomalies. Part I: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in winter // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2018. — Vol. 75, no. 12. — P. 4107—4124.
172. *Thomson S. I., Vallis G. K.* Atmospheric response to SST anomalies. Part II: Background-state dependence, teleconnections, and local effects in summer // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2018. — Vol. 75, no. 12.
173. *Kang W., Wordsworth R.* Collapse of the General Circulation in Short-wave-absorbing Atmospheres: An Idealized Model Study // The Astrophysical Journal Letters. — 2019. — Vol. 885, 1 (L18).
174. *Fajber R., Kushner P. J.* Using ‘heat tagging’ to understand the remote influence of atmospheric diabatic heating through long-range transport // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2021. — Vol. 78, no. 7.
175. *Zurita-Gotor P., Held I. M.* Westward-propagating rossby modes in idealized GCMs // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2021. — Vol. 78, no. 5.
176. Decomposing the Drivers of Polar Amplification with a Single-Column Model / M. Henry [et al.] // Journal of Climate. — 2021. — Vol. 34, no. 6.
177. SimCloud version 1.0: a simple diagnostic cloud scheme for idealized climate models / Q. Liu [et al.] // Geoscientific Model Development. — 2021. — Vol. 14, no. 5.
178. *Henry M., Vallis G. K.* Reduced High-Latitude Land Seasonality in Climates with Very High Carbon Dioxide // Journal of Climate. — 2021. — Vol. 34, no. 17.

179. *Henry M., Vallis G. K.* Variations on a Pathway to an Early Eocene Climate // *Paleoceanography and Paleoclimatology*. — 2022. — Vol. 37, no. 8.
180. An Explanation for the Metric Dependence of the Midlatitude Jet-Waviness Change in Response to Polar Warming / R. Geen [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2023. — Vol. 50, no. 21.
181. State-Dependence of the Equilibrium Climate Sensitivity in a Clear-Sky GCM / M. Henry [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2023. — Vol. 50, no. 23.
182. Circulation Responses To Surface Heating And Implications For Polar Amplification / P. Y. F. Siew [et al.] // *Weather and Climate Dynamics*. — 2024. — Vol. 5, no. 3.
183. *Vishny D. N., Wall C. J., Lutsko N. J.* Impact of Atmospheric Cloud Radiative Effects on Annular Mode Persistence in Idealized Simulations // *Geophysical Research Letters*. — 2024. — Vol. 51, no. 15.
184. *White I. P., Lachmy O., Harnik N.* Influence of a local diabatic heating source on the midlatitude circulation // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. — 2024. — Vol. 150, no. 765.
185. *Kircher K., Proistosescu C., Sriver R. L.* Analytical model for the higher order moments of midlatitude atmospheric temperature distributions // *Geophysical Research Letters*. — 2025. — Vol. 52, no. 3.
186. *Jiménez-Esteve B., Domeisen D. I. V.* Nonlinearity in the North Pacific Atmospheric Response to a Linear ENSO Forcing // *Geophysical Research Letters*. — 2019. — Vol. 46, no. 4.
187. *Geen R., Lambert F. H., Vallis G. K.* Regime Change Behavior during Asian Monsoon Onset // *Journal of Climate*. — 2018. — Vol. 31, no. 8.
188. *Barpanda P., Shaw T. A.* Surface Fluxes Modulate the Seasonality of Zonal-Mean Storm Tracks // *Journal of the Atmospheric Sciences*. — 2020. — Vol. 77, no. 2.
189. Revisiting remote drivers of the 2014 drought in South-Eastern Brazil / K. Finke [et al.] // *Climate Dynamics*. — 2020. — Vol. 55, no. 11/12.

190. *Patterson M. and Woollings T., Bracegirdle T. J., Lewis N. T.* Wintertime Southern Hemisphere Jet Streams Shaped by Interaction of Transient Eddies with Antarctic Orography // *Journal of Climate*. — 2020. — Vol. 33, no. 24.
191. Emergence of representative signals for sudden stratospheric warmings beyond current predictable lead times / Z. Wu [et al.] // *Weather and Climate Dynamics*. — 2021. — Vol. 2, no. 3.
192. *Afargan-Gerstman H., Jiménez-Esteve B., Domeisen D. I. V.* On the Relative Importance of Stratospheric and Tropospheric Drivers for the North Atlantic Jet Response to Sudden Stratospheric Warming Events // *Journal of Climate*. — 2022. — Vol. 35, no. 19.
193. Non-Uniqueness in ITCZ Latitude Due To Radiation-Circulation Coupling in an Idealized GCM / P. Zurita-Gotor [et al.] // *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*. — 2023. — Vol. 15, no. 10.
194. An Explanation for the Metric Dependence of the Midlatitude Jet-Waviness Change in Response to Polar Warming / R. Geen [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2023. — Vol. 50, no. 21.
195. *Chung P.-C., Feldl N.* Sea Ice Loss, Water Vapor Increases, and Their Interactions with Atmospheric Energy Transport in Driving Seasonal Polar Amplification // *Journal of Climate*. — 2024. — Vol. 37, no. 8.
196. Exploring Mechanisms for Model-Dependency of the Stratospheric Response to Arctic Warming / R. Mudhar [et al.] // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. — 2024. — Vol. 129, no. 10.
197. Drivers of Changes to the ENSO-Europe Teleconnection Under Future Warming / J. D. Beverley [et al.] // *Geophysical Research Letters*. — 2024. — Vol. 51, no. 10.
198. Water Vapor Spectroscopy and Thermodynamics Constrain Earth's Tropopause Temperature / B. A. McKim [et al.] // *AGU Advances*. — 2025. — Vol. 6, no. 2.
199. Responses of the Stratospheric Arctic Vortex to Regional Sea Surface Temperature Changes / L. Zhou [et al.] // *Advances in Atmospheric Sciences*. — 2025. — Vol. 42, no. 10.

200. Simulation of secular trends in the middle atmosphere, 1950–2003 / R. R. Garcia [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2007. — Vol. 112, no. D09301.
201. *Boville B. A.* Middle atmosphere version of the CCM2 (MACCM2): Annual cycle and interannual variability // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1995. — Vol. 100, no. D5.
202. *Manzini E., Bengtsson L.* Stratospheric climate and variability from a general circulation model and observations // Climate dynamics. — 1996. — Vol. 12.
203. Assessment of temperature, trace species, and ozone in chemistry-climate model simulations of the recent past / V. Eyring [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2006. — Vol. 111, no. D22308.
204. *Fortuin J. P. F., Langematz U.* Atmospheric Sensing and Modelling // SPIE. — 1995. — Vol. 2311. — P. 207—216.
205. *Jucker M., Gerber E. P.* Untangling the annual cycle of the tropical tropopause layer with an idealized moist model // Journal of Climate. — 2017. — Vol. 30, no. 18. — P. 7339—7358.
206. *Taylor K. E., Williamson D., Zwiers F.* The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations. — Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison, Lawrence Livermore National Laboratory, University of California, 2000.
207. *Shepherd T. G., Semeniuk K., Koshyk J. N.* Sponge layer feedbacks in middle-atmosphere models // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 1996. — Vol. 101, no. 18. — P. 23447—23464.
208. *Shepherd T. G., Shaw T. A.* The angular momentum constraint on climate sensitivity and downward influence in the middle atmosphere // Journal of the Atmospheric Sciences. — 2004. — Vol. 61, no. 23. — P. 2899—2908.
209. The JRA-25 reanalysis / K. Onogi [et al.] // Journal of the Meteorological Society of Japan. — 2007. — Vol. 85, no. 3. — P. 369—432.
210. The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics / S. Kobayashi [et al.] // Journal of the Meteorological Society of Japan. — 2015. — Vol. 93, no. 1. — P. 5—48.

211. The Japanese 55-year reanalysis «JRA-55»: An Interim Report / A. Ebita [et al.] // Scientific Online Letters on the Atmosphere. — 2011. — Vol. 7, no. 1. — P. 149—15.
212. *Courtier P., Thépaut J. N., Hollingsworth A.* A strategy for operational implementation of 4D-Var, using an incremental approach // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 1994. — Vol. 120, no. 519. — P. 1367—1387.
213. *Simmons A. J., Burridge D. M.* An energy and angular-momentum conserving vertical finite-difference scheme and hybrid vertical coordinates // Monthly Weather Review. — 1981. — Vol. 109, no. 4. — P. 758—766.
214. *Lindzen R. S., Holton J. R.* A theory of the quasi-biennial oscillation // Journal of Atmospheric Sciences. — 1968. — Vol. 25, no. 6. — P. 1095—1107.
215. *Hortal M., Simmons A. J.* Use of reduced Gaussian grids in spectral models // Monthly Weather Review. — 1991. — Vol. 119, no. 4. — P. 1057—1074.
216. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century / N. A. Rayner [et al.] // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. — 2003. — Vol. 108, no. D14.
217. Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature / R. W. Reynolds [et al.] // Journal of Climate. — 2007. — Vol. 20, no. 22. — P. 5473—5496.
218. *Walsh J. E.* A data set on Northern Hemisphere sea ice extent // Glaciological Data, Report GD. — 1978. — Vol. 2. — P. 49—51.
219. *Walsh J. E., Chapman W. L.* 20th-century sea-ice variations from observational data // Annals of Glaciology. — 2001. — Vol. 33. — P. 444—448.
220. *Reynolds R. W., Smith T. M.* Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation // Journal of Climate. — 1994. — Vol. 7, no. 6. — P. 929—948.
221. Comprehensive ocean-atmosphere data set: release 1 / R. J. Slutz [et al.] // Boulder, Colo.[NOAA and NCDC]. — 1985.
222. COADS Release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields / S. D. Woodruff [et al.] // Physics and Chemistry of the Earth. — 1998. — Vol. 23, no. 5/6. — P. 517—526.

223. An improved in situ and satellite SST analysis for climate / R. W. Reynolds [et al.] // Journal of Climate. — 2002. — Vol. 15, no. 13. — P. 1609—1625.
224. *Hurrell J. W., Trenberth K. E.* Global sea surface temperature analyses: Multiple problems and their implications for climate analysis, modeling, and reanalysis // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1999. — Vol. 80, no. 12. — P. 2661—2678.
225. A new sea surface temperature and sea ice boundary dataset for the Community Atmosphere Model / J. W. Hurrell [et al.] // Journal of Climate. — 2008. — Vol. 21, no. 19. — P. 5145—5153.
226. A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production / N. J. Mantua [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. — 1997. — Vol. 78, no. 6. — P. 1069—1079.
227. *Thompson D. W., Baldwin M. P., Wallace J. M.* Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implications for prediction // Journal of Climate. — 2002. — Vol. 15, no. 12. — P. 1421—1428.
228. Defining sudden stratospheric warmings / A. H. Butler [et al.] // Bulletin of the American Meteorological Society. — 2015. — Vol. 96, no. 11. — P. 1913—1928.
229. The downward influence of sudden stratospheric warmings: Association with tropospheric precursors / I. White [et al.] // Journal of Climate. — 2019. — Vol. 32, no. 1. — P. 85—108.
230. Predictability of downward propagation of major sudden stratospheric warmings / A. Y. Karpechko [et al.] // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. — 2017. — Vol. 143, no. 704. — P. 1459—1470.
231. *Martineau P., Son S. W.* Onset of circulation anomalies during stratospheric vortex weakening events: The role of planetary-scale waves // Journal of Climate. — 2015. — Vol. 28, no. 18. — P. 7347—7370.
232. *Duchon C. E.* Lanczos Filtering in One and Two Dimensions // Journal of applied meteorology. — 1979. — Vol. 18. — P. 1016—1022.
233. *Plumb R. A.* On the three-dimensional propagation of stationary waves // Journal of Atmospheric Sciences. — 1985. — Vol. 42, no. 3. — P. 217—229.

234. El Niño and La Niña Years and Intensities. — URL: <https://ggweather.com/enso/oni.htm>.
235. NASA/NOAA Study Finds El Niños are Growing Stronger. — URL: <https://web.archive.org/web/20221117152009/https://www.nasa.gov/topics/earth/features/elnino20100825.html>.
236. Monitoring the pendulum between El Niño and La Niña events / J. Su [et al.] // Environmental research letters. — 2018. — Vol. 13, no. 074001.
237. *Sobaeva D., Zyulyaeva Y., Gulev S.* ENSO and PDO Effect on Stratosphere-troposphere Dynamics in Isca Numerical Experiments // Atmosphere. — 2023. — Vol. 14(3), no. 459.
238. *Calvo N., García-Herrera R., Garcia R. R.* The ENSO signal in the stratosphere // Annals of the New York Academy of Sciences. — 2008. — Vol. 1146. — P. 16—31.
239. *Manzini E.* ENSO and the stratosphere // Nature Geoscience. — 2009. — Vol. 2. — P. 749—750.
240. *Domeisen D. I. V., Garfinkel C. I., Butler A. H.* The Teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the Stratosphere // Reviews of Geophysics. — 2019. — Vol. 57.
241. *Зюляева Ю. А., Собаева Д. А., Гулев С. К.* Отклик тропосферной динамики на экстремальные состояния стратосферного полярного вихря в различные фазы ЭНЮК в идеализированных модельных экспериментах // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. — 2023. — Т. 59, № 6.
242. *Собаева Д. А., Зюляева Ю. А., Гулев С. К.* Влияние локализации положительных аномалий ТПО в экваториальной зоне Тихого океана на тропосферно-стратосферную динамику в идеализированных модельных экспериментах // Океанологические исследования. — 2024. — Т. 52, № 1.
243. *Собаева Д. А.* Влияние локализации положительных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне на характер распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу в модельных экспериментах // Океанологические исследования. — 2024. — Т. 52, № 4.

Список рисунков

1.1	Пространственное распределение потенциальной завихренности на изэнтропической поверхности 850 К на 1 января 1988 года по данным реанализа JRA-55 [17], 10^{-6} К м ² кг ⁻¹ сек ⁻¹	16
1.2	Интенсивность СПВ, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° на уровне 10 гПа, для Северного полушария (а) и Южного полушария (б) по данным реанализа JRA-55, м/с	17
1.3	Зональная компонента ветра (среднее за декабрь, январь, февраль), осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа по данным реанализа JRA-55 [20], м/с	18
1.4	Геопотенциональная высота поверхности 10 гПа, км. В закрашенной области значение ПЗ превышает $4,0 \cdot 10^{-6}$ К м ² кг ⁻¹ сек ⁻¹ . ВСП, произошедшее в феврале 1984 года, при котором наблюдалось смещение вихря с полюса (а). ВСП, произошедшее в феврале 1979 года, при котором наблюдалось разделение вихря (б) [28]	19
1.5	Вертикальное распределение температуры (показано красным), К, плотности (показано синим), кг · м ⁻³ , для стандартной атмосферы ГОСТ 4401-81 [20]	22
1.6	Отрицательная (а) и положительная (б) фазы Северной круговой моды/Арктической осцилляции [38]	23
1.7	Распространение аномалий значений индекса Арктической Осцилляции во времени и по высоте в расширенный зимний период (октябрь–апрель) 1998/1999 годов. Индексы имеют суточное разрешение и являются безразмерными. Синий цвет соответствует положительным значениям, красный – отрицательным значениям. Примерная граница между тропосферой и стратосферой обозначена тонкой горизонтальной линией [8]	24

1.8	Средние широты прохождения поверхностных циклонов над Северной Атлантикой и Тихим океаном за периоды, в которые наблюдаются отрицательные аномалии индекса АО (толстые красные линии) и положительные (толстые синие линии). Тонкие линии указывают на самую низкую широту, на которой ожидаются циклоны с частотой один раз в две недели. Данные охватывают период с 1961 по 1998 год, в каждой точке происходит осреднение по долготе в полосе, шириной 15° [8]	25
1.9	Нормальные условия в тропическом Тихом океане [68]	27
1.10	Аномальные условия в тропическом Тихом океане во время положительной (а) и отрицательной (б) фаз ЭНЮК [68]	27
1.11	Аномалии ТПО Эль-Ниньо за период с 1970 по 2005 гг., $^\circ\text{C}$	30
1.12	Аномальные условия в тропическом Тихом океане во время Эль-Ниньо Модоки [68]	32
1.13	Распределение аномалий ТПО, характерное для отрицательной (а) и положительной фаз (б) ТДК, $^\circ\text{C}$	34
1.14	Главная компонента первой ЭОФ аномалий температуры поверхности северной части Тихого океана по данным современных баз данных о ТПО (а), ее скользящее среднее с окном 7 лет (б) . . .	35
1.15	Временной ряд КДК по данным реанализа ERA-40 за период 1958–2006 гг., м/с. Красный и синий цвета представляют западные и восточные ветры. Черные сплошные линии — линии нулевых скоростей ветра [151]	37
2.1	Распределение озона, используемое в экспериментах, кг/кг	45
2.2	Продолжительность современных реанализов	47
2.3	Охватываемый период современных баз данных ТПО	48
2.4	Ведущая ЭОФ сезонных (январь–март) средних аномалий ТПО в североатлантическом регионе ($20^\circ - 80^\circ$ с.ш., 80° з.д. – 0°) и связанный с ней временной ряд главной компоненты [225]. Входные данные – HadISST1 (1941-1981) и NOAA OI v2 (1982-2005)	51
2.5	Поле концентраций морского льда, используемое в экспериментах, %	55
2.6	Поле температур поверхности океана, используемое в качестве граничных условий в контрольном эксперименте, сентябрь, К	56

- 2.7 Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов на чувствительность КОНТР (черным), КЭН1 (синим), КЭН1,5 (красным), КЭН2 (зеленым) (а), м/с. Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным модельных экспериментов КЭН1 (синим), КЭН1,5 (оранжевым) и КЭН2 (зеленым) (б) 57
- 2.8 Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[140^\circ$ в. д. – 80° з. д.; 20° ю. ш. – 20° с. ш.], используемые при построении граничных условий в эксперименте КЭН (а), ЭНМ (б), $^\circ\text{C}$. Зеленым цветом ограничены районы Nino-3 и Nino-4, красным – район, в котором были увеличены аномалии ТПО 58
- 2.9 Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[140^\circ$ в. д. – 80° з. д.; 20° ю. ш. – 20° с. ш.], соответствующие событию Ла-Нинья 1975/1976 гг., $^\circ\text{C}$. Красным цветом ограничен район, в котором были увеличены аномалии ТПО 59
- 2.10 Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[120^\circ$ в. д. – 110° з. д.; 20° с. ш. – 60° с. ш.], используемые при построении граничных условий для экспериментов с положительной фазой ТДК (а), отрицательной фазой ТДК (б), $^\circ\text{C}$. 60
- 2.11 Увеличенные аномалии температуры поверхности океана в регионе $[120^\circ$ в. д. – 110° з. д.; 20° с. ш. – 60° с. ш.] и $[140^\circ$ в. д. – 80° з. д.; 20° ю. ш. – 20° с. ш.], используемые при построении граничных условий для экспериментов КЭН&ТДК+ (а), ЭНМ&ТДК+ (б), $^\circ\text{C}$. 61
- 3.1 Среднемесячные значения зональной компоненты скорости ветра, осредненной вдоль 60° с. ш. (а, в) и 60° ю. ш. (б, г) на уровне 10 гПа, по данным эксперимента КОНТР (а, б) и реанализа JRA-55 (в, г), м/с 70
- 3.2 Пространственное распределение значений зональной компоненты скорости ветра на высоте 10 гПа (декабрь–февраль) по данным контрольного эксперимента (КОНТР) (а) и реанализа JRA-55 (б), м/с 70
- 3.3 Зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. (а, в) и 60° ю. ш. (б, г) на уровне 10 гПа, по данным выборки ВАЛ2 (а, б) и реанализа JRA-55 (в, г), м/с 71

- 3.4 Пространственное распределение значений зональной компоненты скорости ветра на высоте 10 гПа (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (а) и валидационных выборок ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в) и ВАЛ3 (г), м/с 72
- 3.5 Среднемноголетние (100 лет) среднесезонные (декабрь–февраль) среднезональные значения температуры (а), К, зональной компоненты скорости ветра (б), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (в), м/с, по данным контрольного эксперимента. Разность среднесезонных среднезональных значений температуры (г), К, зональной компоненты скорости ветра (д), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (е), м/с, по данным контрольного эксперимента, осредненным за 100 лет лет, и данным JRA-55, осредненным за 63 года. Регионы со статистически значимыми разницами на уровне 1% по критерию Стьюдента отмечены точками (г, д) 73
- 3.6 Среднемноголетние (63 года) среднесезонные (декабрь–февраль) среднезональные значения температуры (а), К, зональной компоненты скорости ветра (б), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (в), м/с, по данным реанализа JRA-55. Разность среднесезонных среднезональных значений температуры (г, ж, й), К, зональной компоненты скорости ветра (д, з, к), м/с, стандартного отклонения зональной компоненты скорости ветра (е, и, л), м/с, по данным валидационных выборок ВАЛ1 (г, д, е), ВАЛ2 (ж, з, и), ВАЛ3 (й, к, л) и данным JRA-55. Регионы со статистически значимыми разницами на уровне 5% по критерию Стьюдента отмечены точками (г, д, ж, з, й, к) 75
- 3.7 Аномалии среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа (а) и 500 гПа (в), м, и температуры воздуха на уровнях 100 гПа (б) и 500 гПа (г), К, относительно среднесезонных среднезональных значений по данным КОНТР (нанесены цветом) и реанализа JRA-55 (обозначены контурами) . . . 76

- 3.8 Аномалии среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа (а) и 500 гПа (в), м, и температуры воздуха на уровнях 100 гПа (б) и 500 гПа (г), К, относительно среднесезонных среднезональных значений по данным ВАЛ1 (нанесены цветом) и реанализа JRA-55 (обозначены контурами) . . . 77
- 3.9 Разницы аномалий среднесезонных значений геопотенциальной высоты поверхностей 100 гПа (а) и 500 гПа (в), м, и температуры воздуха на уровнях 100 гПа (б) и 500 гПа (г), К, относительно среднесезонных среднезональных значений по данным ВАЛ1 и реанализа JRA-55. Регионы, где разницы превышают 3 стандартных отклонения данных JRA-55, отмечены точками (б, г) . 78
- 3.10 Среднемноголетнее (100 лет) среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным контрольного эксперимента (а), м. Среднемноголетнее (63 года) среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (б), м 79
- 3.11 Среднемноголетнее среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным реанализа JRA-55 (а), м. Среднемноголетнее среднеквадратичное отклонение высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м 80

- 3.12 Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года канонического Эль-Ниньо и в года нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 (а), м. Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года канонического Эль-Ниньо и в года нейтральной фазы по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м 81
- 3.13 Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Эль-Ниньо Модоки и в года нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 (а), м. Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Эль-Ниньо Модоки и в года нейтральной фазы по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м 82
- 3.14 Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Ла-Нинья и в года нейтральной фазы по данным реанализа JRA-55 (а), м. Разница среднемноголетних среднеквадратичных отклонений высокочастотных колебаний геопотенциальной высоты (с периодом 2–6 дней) поверхности 1000 гПа за зимний сезон (декабрь–февраль) в года Ла-Нинья и в года нейтральной фазы по данным ВАЛ1 (б), ВАЛ2 (в), ВАЛ3 (г), м 83
- 3.15 Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), КЭН(красным), Ла-Нинья (синим), м/с 84

- 3.16 Положение 50 перцентиля волны 1 в экспериментах КОНТР (черным), КЭН (красным), ЛН (синим) в декабре (а), январе (в), феврале (д), м. Положение 50 перцентиля волны 2 в экспериментах КОНТР (черным), КЭН (красным), ЛН (синим) в декабре (б), январе (г), феврале (е), м 85
- 3.17 Разницы зимней (декабрь–февраль) геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в экспериментах КЭН и КОНТР (а), ЛН и КОНТР (б), м. Положения максимальных абсолютных значений отмечены желтыми точками (а, б) 86
- 3.18 Волновая активность за зимний период (декабрь–февраль), выраженная как вертикальная компонента потока Пламба на уровне 100 гПа в экспериментах КЭН (а), ЛН (б), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$ 86
- 3.19 Первая (а, б) и вторая (в, г) ЭОФ потока волновой активности в экспериментах КЭН (а, в) и ЛН (б, г) на уровне 100 гПа, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. 87
- 3.20 Поле зимней (декабрь–февраль) температуры на уровне 1000 гПа в контрольном эксперименте (а), К. Разница зимней температуры на уровне 1000 гПа в экспериментах КЭН и КОНТР (б), ЭНМ и КОНТР (в), ЭНМ и КЭН (г), К 88
- 3.21 Разница дивергенции, осредненной за зимний период (декабрь–февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН на уровне 200 гПа (а), на уровне 1000 гПа (б), с^{-1} 89
- 3.22 Разница осадков, осредненных за зимний период (декабрь–февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН, $\text{кг}/\text{м}^2\text{с}$ 90
- 3.23 Схемы наблюдаемых аномальных условий океана и атмосферы, связанных с каноническим Эль-Ниньо (а) и Эль-Ниньо Модоки (б) [68] 90
- 3.24 Разницы зимней (декабрь–февраль) геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа в экспериментах КЭН и КОНТР (а), ЭНМ и КОНТР (б), ЭНМ и КЭН (в), м. Положения максимальных абсолютных значений отмечены желтыми точками (а, б). Области значимых по критерию Стьюдента разниц отмечены точками (в) . . 91

- 3.25 Положение 50 перцентиля волны 1 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным), в декабре (а), январе (г), феврале (ё), м.
Положение 50 перцентиля волны 2 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным) в декабре (б), январе (д), феврале (ж), м.
Положение 50 перцентиля суммы волн 1 и 2 в экспериментах КЭН (черным), ЭНМ (красным) в декабре (в), январе (е), феврале (з), м . 92
- 3.26 Меридиональная компонента скорости ветра на уровне 200 гПа, осредненная за зимний период (декабрь–февраль), по данным экспериментов КЭН (а) и ЭНМ (б), м/с 94
- 3.27 Квадрат меридиональной компоненты скорости ветра на уровне 200 гПа, осредненная за зимний период (декабрь–февраль), по данным экспериментов КЭН (а) и ЭНМ (б), $\text{м}^2/\text{с}^2$ 95
- 3.28 Волновая активность за зимний период (декабрь–февраль), выраженная как вертикальная компонента потока Пламба на уровне 100 гПа в эксперименте ЭНМ (а), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница волновой активности на уровне 100 гПа в экспериментах ЭНМ и КЭН (области значимых по критерию Стьюдента разниц отмечены точками) (б), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$ 96
- 3.29 Первая (а, б) и вторая (в, г) ЭОФ потока волновой активности в экспериментах КЭН (а, в) и ЭНМ (б, г) на уровне 100 гПа, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$ 97
- 3.30 Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в экспериментах КЭН (а), ЭНМ (б), осредненная за зимний период (декабрь–февраль), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. На (в) разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками 98
- 3.31 Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в экспериментах КЭН (а), ЭНМ (б), осредненная за период 5–20 дней до ВСП, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. На (в) разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками 99

- 3.32 Разница зимних (декабрь–февраль) вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КЭН на уровне 30 гПа, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$ (разницы, статистически значимые на уровне 5%, отмечены точками) 99
- 3.33 Вертикальная компонента потока волновой активности на 30 гПа в эксперименте КЭН (а), ЭНМ (б), осредненная за период 5–20 дней до ВСП, $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах КЭН и ЭНМ (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. . 100
- 3.34 Вертикальная компонента потока волновой активности на 200 гПа в контрольном эксперименте, осредненная за период 5–20 дней до ВСП (а), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница вертикальных компонент потока волновой активности в экспериментах ЭНМ и КОНТР (б), КЭН и КОНТР (в), $10^{-2}\text{м}^2/\text{с}^2$. На (б) и (в) разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками 101
- 3.35 Разница меридиональных компонент потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за зимний период (декабрь–февраль), в экспериментах ЭНМ и КЭН (а), $\text{м}^2/\text{с}^2$. Разница меридиональных компонент потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за период 5–20 дней до ВСП, в экспериментах ЭНМ и КЭН (б), $\text{м}^2/\text{с}^2$. Разницы статистически значимые на уровне 5% отмечены точками . 103
- 3.36 Меридиональная компонента потока Пламба вдоль 50° с. ш. (а, б), 60° с. ш. (в, г), 70° с. ш. (д, е) на уровне 200 гПа (а, в, д), 30 гПа (б, г, е) по данным экспериментов КЭН (черным) и ЭНМ (красным), $\text{м}^2/\text{с}^2$ 104
- 3.37 Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), КЭН (красным), ЭНМ (зеленым), м/с 105
- 3.38 Высотно-временное распределение значений индекса АО, осредненных по событиям ВСП типа РТ (а, г, ж), типа НРТ (б, д, з) и событиям экстремально сильного вихря (в, е, и) по данным экспериментов КОНТР (а, б, в), КЭН (г, д, е), ЭНМ (ё, ж, з). Центральные даты событий отмечены красной пунктирной линией для ВСП и желтой пунктирной линией для событий экстремально сильного СПВ 107

3.39	Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным реанализа JRA-55 (а) и данным модельных экспериментов КОНТР (б), КЭН (в) и ЭНМ (г)	108
4.1	Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КОНТР (черным), ТДК+ (красным), ТДК- (синим), м/с	111
4.2	Интенсивность стратосферного полярного вихря, выраженная как зональная компонента скорости ветра, осредненная вдоль 60° с. ш. на уровне 10 гПа, по данным модельных экспериментов КЭН (красным) и КЭН&ТДК+ (синим) (а), ЭНМ (зеленым) и ЭНМ&ТДК+ (черным) (б), м/с	112
4.3	Распределение частоты ВСП внутри расширенного зимнего периода (ноябрь–март) по данным модельных экспериментов КЭН и КЭН&ТДК+ (а), ЭНМ и ЭНМ&ТДК+ (б)	114
4.4	Схема формирования крупномасштабных волновых структур средней тропосферы при локализации положительных аномалий температуры поверхности Тихого океана в экваториальной зоне, соответствующих каноническому Эль-Ниньо (а, в) и Эль-Ниньо Модоки (б, г)	117

Список таблиц

1	Классификация сроков метеорологических прогнозов	13
2	Таблица экспериментов	53
3	Меридиональная компонента потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за зимний период, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, $\text{м}^2/\text{с}^2$	102
4	Меридиональная компонента потока волновой активности на 200 гПа, осредненная за период 5–20 дней до ВСП, в экспериментах с аномалиями ТПО, соответствующими Эль-Ниньо Модоки и каноническому Эль-Ниньо, $\text{м}^2/\text{с}^2$	102
5	Оценка статистической значимости среднемесячных разностей интенсивности СПВ в экспериментах КОНТР, КЭН и ЭНМ. Месяца, когда разницы статистически значимы на уровне 5% согласно критерию Стьюдента отмечены закрашенными ячейками .	105
6	Частота наблюдения экстремальных состояний Арктического СПВ по данным модельных экспериментов. Частота ВСП указана в событиях в год. Частота событий типа РТ и НРТ указана в процентах от общего количества ВСП, наблюдаемых в данном эксперименте	106
7	Оценка статистической значимости среднемесячных разностей интенсивности СПВ в экспериментах КЭН, ЭНМ, КЭН&ТДК+, ЭНМ&ТДК+. Месяца, когда разницы статистически значимы на уровне 5% согласно критерию Стьюдента отмечены закрашенными ячейками	113