

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»
УДК 551.46 : 551.510 На правах рукописи

Яковлев Андрей Романович

Влияние долгопериодных и
короткопериодных изменений
температуры поверхности океана на
структуру и состав атмосферы

Специальность: 25.00.30 - Метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание учёной степени кандидата физико-
математических наук

Научный руководитель:
д. ф.-м. н., профессор
каф. метеорологических прогнозов

Смышляев С.П.

Санкт-Петербург
2022

Содержание

	Стр.
Введение	4
1 Влияние изменений температуры поверхности океана на структуру и состав атмосферы	14
1.1 Явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья и их влияние на динамику и состав атмосферы	17
1.2 Исследования воздействия температуры поверхности океана и углекислого газа на атмосферу	23
2 Основные методы исследования влияния температуры поверхности океана на структуру и состав атмосферы	47
2.1 Описание методики, начальных данных для моделирования, данных реанализа и численных экспериментов	47
2.2 Описание химико-климатической (ХКМ)	51
2.3 Формулы для расчёта остаточной циркуляции и потока волновой активности Пламба	53
3 Исследование влияния изменений температуры поверхности океана (ТПО) на температуру тропосферы и стратосферы, и на состояние озонового слоя	57
3.1 Анализ изменений ТПО	57
3.2 Анализ изменений температуры воздуха и озона по данным реанализа	62
3.3 Анализ изменений температуры воздуха и озона по результатам моделирования	78
3.4 Выводы исследования	86
4 Влияние короткопериодных изменений ТПО на динамику атмосферы и озоновый слой	90
4.1 Исследование влияния Южного колебания на динамику	

	стратосферы и озоновый слой Арктики по данным реанализа	90
4.2	Оценка чувствительности атмосферы к короткопериодным колебаниям ТПО (Южное колебание)	113
4.3	Общие выводы исследований	131
5	Влияние долгопериодных изменений ТПО на динамику атмосферы и озоновый слой	136
5.1	Оценка чувствительности атмосферы к долгопериодным колебаниям ТПО (тренд на повышение ТПО)	136
5.2	Численное моделирование одновременного изменения динамических и фотохимических характеристик стратосферы в Арктике и Антарктике	153
5.2	Численное моделирование влияния изменчивости ТПО и уровня CO ₂ на содержание озона и других газов в Арктике и Антарктике	158
5.3	Общие выводы исследования	165
	Заключение	174
	Список литературы	178

Введение

Нагрев океана приводит к излучению тепла в атмосферу, что оказывает влияние на нагрев приземного воздуха, вертикальные потоки тепла и массы, циркуляцию атмосферы и, следовательно, на погоду, климат и состав атмосферы по всему земному шару [1,2]. Изучение этой проблемы даёт большие возможности для разработки более совершенного долгосрочного прогноза погоды, прогноза изменения климата, прогноза режима океана. В настоящее время эта проблема является очень актуальной [1-4].

Обмен теплом между океаном и атмосферой происходит на пространстве, которое составляет около 70% поверхности планеты и, следовательно, является важным компонентом радиационного баланса атмосферы как регионально, так и в глобальном масштабе [5,6]. На этом пространстве между ними происходят непрерывные процессы тепло- и влагообмена. Только приливные явления могут рассматриваться независимо в океане и атмосфере [1,5,6]. Все процессы в океане и атмосфере происходят под действием солнечного излучения, в результате чего происходит трансформация тепловой энергии Солнца в другие виды энергии [1-6].

Важной характеристикой нагрева океана являются температура поверхности океана (ТПО). Изменения ТПО оказывают существенное влияние на нижнюю тропосферу как прямо в области изменчивости, так и косвенно на удалённые области земного шара за счет влияния на общую циркуляцию атмосферы. В стратосфере изменения ТПО влияют на её структуру и состав за счет воздействия на вертикальные потоки тепла и массы, в свою очередь влияющие на циркуляцию стратосферы. При этом особое значение имеют полярные регионы, так как это воздействие влияет на стратосферный полярный вихрь (СПВ). Устойчивость СПВ определяется зональным ветром. Изменение ТПО воздействует на общую циркуляцию, что ослабляет СПВ, и на волновую активность, что приводит к разрушению СПВ. Воздействие на остаточную

циркуляцию усиливает циркуляцию Брюера-Добсона, а усиление волновой активности тормозит зональный ветер, в результате чего усиливается перенос тепла и озона из тропиков в полярную стратосферу, что приводит к повышению температуры и внезапным стратосферным потеплениям (ВСП), а также увеличению содержания озона в полярной стратосфере, который (в случае стратосферного озона) играет ключевую роль в защите Земли от ультрафиолетового излучения [7-10], тогда как тропосферный озон является токсичным газом. Поэтому это влияние может иметь как положительный, так и отрицательный экологический эффект.

На структуру и состав атмосферы могут влиять короткопериодные и долгопериодные изменения ТПО. Долгопериодные изменения ТПО характеризуются многолетним трендом ТПО, который наблюдается в среднем по всему земному шару, и оказывает влияние на процессы в атмосфере как локально, так и в удалённых областях. Что касается короткопериодных изменений ТПО, то одно из наиболее значительных изменений – это явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья в тропической части Тихого океана, с которым связано атмосферное Южное колебание. Эти процессы могут способствовать усилению потоков тепла в стратосферу, что оказывает влияние на общую циркуляцию и сказывается на устойчивости СПВ, а, следовательно, и на содержании озона в полярных районах, а также могут способствовать усилению потока волновой активности [11-15].

На долгопериодные изменения температуры воздуха, помимо тренда ТПО, также оказывает влияние изменения уровня углекислого газа CO_2 . CO_2 представляет собой парниковый газ, который вызывает повышение температуры в нижней тропосфере, и способствует понижению температуры в нижней стратосфере [12,16-18].

На озоновый слой, помимо ТПО, также существенное влияние оказывают изменения в химическом составе, обусловленные естественными и антропогенными загрязнениями стратосферы озоноразрушающими

веществами, в том числе содержащих хлор и бром, которые способствуют уменьшению содержания озона [7,13,19].

Для того, чтобы изучать и прогнозировать влияние океанических процессов на тропосферу и стратосферу, необходимо корректно учитывать влияние ТПО на параметры атмосферы, при этом также нужно отделять другие важные факторы (например, CO_2).

Актуальность проблемы заключается в том, что изменения температуры поверхности океана оказывают значимое влияние на структуру и состав атмосферы на разных широтах, особенно в полярных широтах. Эти изменения воздействуют на температуру воздуха и зональную скорость ветра, что оказывает влияние на общую циркуляцию атмосферы и приводит к изменениям в динамических и химических процессах в атмосфере. Несмотря на то, что многие моменты влияния изменений ТПО на атмосферные процессы достаточно точно исследованы, есть много других моментов, которые нужно уточнить (прежде всего, это касается удалённых областей атмосферы – полярных широт и стратосферы).

Целью данной работы является оценка влияния короткопериодных и долгопериодных изменений ТПО на структуру, динамику и состав атмосферы на разных широтах, с основным вниманием на полярные районы. Для достижения поставленных целей в работе сформулированы следующие задачи:

- 1) Анализ изменений ТПО (тренд и межгодовые колебания) за период с 1980 по 2020 годы для разных широтных зон по данным реанализа;
- 2) Анализ изменений температуры воздуха, содержания озона и скорости ветра и их связи с изменениями температуры поверхности океана по данным реанализа в разных широтных зонах, особенно в полярных районах;
- 3) Проведение численных экспериментов с помощью химико-климатической модели по разным сценариям изменения ТПО для оценки чувствительности метеорологических и химических полей к изменению ТПО для разных широтных зон;

4) Анализ влияния изменения ТПО на остаточную циркуляцию и поток волновой активности в разных широтных зонах с особым вниманием полярным районам.

Предметом исследования Предметом исследования является влияние изменений температуры поверхности океана (тренд и Южное колебание) на структуру и состав атмосферы за период с 1980 по 2020 годы для разных широтных зон.

Объектом исследования является структура атмосферы (характеристика – температура воздуха) и газовый состав (характеристика – содержание озона) в разных широтных зонах.

Методы исследования. Основными методами исследования влияния ТПО на изменчивость структуры и состава атмосферы являются анализ данных ре-анализа и проведение численных экспериментов с использованием глобальной химико-климатической модели, позволяющей на основе заданных изменений температуры поверхности океана по данным ре-анализа рассчитывать изменения температуры воздуха и содержание озона для тропосферы и стратосферы при разных сценариях. При этом проводились эксперименты с различными данными температуры поверхности океана; эксперименты, где были зафиксированы данные температуры поверхности океана или концентрации углекислого газа; а также эксперименты с учётом взаимодействия атмосферной химии и динамики. Для изучения влияния океана на нижнюю и среднюю атмосферу осуществлялись следующие оценки:

1) Эффекты влияния океана на тропосферу: оценка влияния изменчивости ТПО на температуру воздуха в разных широтных зонах, в том числе в удалённых областях;

2) Эффекты влияния океана на стратосферу: оценка влияния океанических процессов на динамику и температурный режим стратосферы, и на состояние озонового слоя.

Научная новизна. Анализируется влияние явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья на физические и химические процессы в стратосфере, а именно: влияние на

полярный вихрь, на термический режим стратосферы, остаточную циркуляцию, потоки волновой активности и состояние озонового слоя в разных широтных зонах. Также показано, что в распределении температуры воздуха в тропосфере ТПО играет большую роль, чем уровень CO_2 , в том числе в удалённых областях вследствие дистанционных эффектов, тогда как в стратосфере большее значение имеет уровень CO_2 . В ходе работы получены следующие результаты:

1. Получены новые оценки влияния Южного колебания на физические и химические процессы в стратосфере на разных широтных зонах: влияние на СПВ, термический режим стратосферы и состояние озонового слоя.

2. Приводятся новые оценки влияния изменений ТПО на динамические и волновые процессы в атмосфере на разных широтных зонах.

3. Получены новые оценки влияния локальных вариаций температуры поверхности океана на изменение температуры воздуха в удалённых регионах.

4. Получены результаты экспериментов, позволяющие оценить чувствительность к короткопериодным и долгопериодным изменениям ТПО (то есть к Эль-Ниньо и к тренду), а также результаты экспериментов с фиксированными ТПО и CO_2 .

Основные положения и результаты, выносимые на защиту:

1. Изменения температуры поверхности океана приводят к откликам в температуре воздуха и содержании озона не только в тропосфере, но и в стратосфере, и на разных широтах, наиболее заметных в полярных районах.

2. Короткопериодные колебания температуры поверхности океана в тропиках (Эль-Ниньо/Ла-Нинья Южного колебания) приводят к повышению/понижению температуры воздуха в тропосфере и усилению/ослаблению потоков тепла и массы в стратосфере, приводя к усилению/ослаблению остаточной циркуляции и ослаблению/усилению зонального ветра на границе полярной области, а также к усилению/ослаблению волновой активности, ослабляющей/укрепляющей полярный вихрь, что способствует повышению/понижению температуры стратосферы и содержания озона в полярных районах.

3. Положительный тренд температуры поверхности океана приводит к повышению температуры воздуха в тропосфере и возникновению потоков тепла в стратосфере, однако по сравнению с короткопериодными колебаниями эти потоки слабее, поэтому воздействие на зональный ветер, остаточную циркуляцию и планетарные волны слабее, и, в основном, проявляется в Северном полушарии.

4. Результаты химико-климатического моделирования показывают большее влияние увеличения температуры поверхности океана на температуру воздуха в тропосфере, чем увеличение уровня CO_2 , и более существенное по сравнению с температурой поверхности океана влияние уровня CO_2 на температуру воздуха и концентрацию озона в стратосфере.

Обоснованность и достоверность результатов работы подтверждается строгой постановкой задачи, актуальностью и большим объёмом используемых данных метеорологических полей температуры воздуха, концентрации и общего содержания озона, скорости ветра, температуры поверхности океана и площади ледяного покрова. Полученные результаты не противоречат существующим представлениям о взаимодействии атмосферы и океана, и климатической изменчивости в атмосфере.

Личный вклад автора. Все выносимые на защиту положения основаны на результатах, полученных самостоятельно. Личный вклад автора заключается в постанове целей и формулировке задач всех исследований, проведении экспериментов для решения этих задач, а также анализе и интерпретации полученных результатов и данных ре-анализа. Также автор подготовил материалы для публикаций и выступлений, сформулировал выводы и заключения по работе.

Апробация работы. Работа выполнялась на метеорологическом факультете РГГМУ с 2016 по 2022 гг. Тема работы включена в план кафедры метеорологических прогнозов РГГМУ.

Основные результаты исследований, изложенные в данной работе, докладывались и обсуждались на сессиях Учёного Совета и межкафедральных

семинарах Российского государственного гидрометеорологического университета; на конференции XIII школы молодых учёных «Физика окружающей среды», (Томск, 2018); на Международной молодёжной школе и конференции по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2019 (Москва, 2019); на Международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика» (Санкт-Петербург, 2019); на Семнадцатой Всероссийской Открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» (Москва, 2019); на конференции «М.А. Петросянц и отечественная метеорология» (Москва, 2019); Международном симпозиуме «Атмосферная радиация и динамика» (Санкт-Петербург, 2021).

Структура и объём работы.

Данная работа состоит из введения, пяти глав и заключения. Во введении обоснована актуальность исследования влияния океанических процессов на структуру и состав атмосферы, сформулированы цели и задачи работы, теоретическая новизна и практическая значимость, приведены выносимые на защиту положения и результаты, а также изложена структура работы.

В первой главе раскрыта актуальность исследования, приведены общие положения взаимодействия атмосферы и океана и обзор научных исследований на тему влияния Эль-Ниньо и Ла-Нинья на атмосферу, раскрыто общее состояние исследуемой проблемы и имеющиеся результаты. Во второй главе описана методология исследования, приведено описание модели ХКМ, исходных данных и данных реанализа, а также формулы для расчёта компонент процессов. В третьей главе приведены результаты исследований влияния параметров океана на структуру и состав атмосферы в разных широтных зонах. В четвёртой главе приведены результаты исследований влияния короткопериодных колебаний температуры поверхности океана на структуру и состав атмосферы. В пятой главе приведены результаты исследований влияния долгопериодных колебаний температуры поверхности океана и уровня CO₂ на

структуру и состав атмосферы в глобальном масштабе. В заключении сформулированы основные выводы по проделанной работе. Объём работы составляет 198 страниц, в том числе 62 рисунка и 1 таблицу. Список цитируемой литературы содержит 214 наименований.

Теоретическая и практическая значимость.

1. Работа может служить методологической базой для проведения исследований влияния тренда и Южного колебания температуры поверхности океана на структуру и состав атмосферы в любом районе Земли в условиях изменения климата.

2. Результаты исследований могут быть использованы для уточнения прогнозов эволюции динамики стратосферы и озонового слоя.

3. Результаты могут быть использованы для диагностики глобальных изменений в тропосфере и стратосфере, а также озоновом слое, и для принятия решений в различных областях административной и хозяйственной деятельности.

Основные публикации по теме работы. По теме работы было написано 7 научных работ, в том числе 7 публикаций в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации.

Статьи в журналах, рекомендованных ВАК для публикации основных результатов исследований:

1. Яковлев А.Р., Смышляев С.П. Численное моделирование глобального воздействия океана и явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья на структуру и состав атмосферы // Учёные записки РГГМУ, Выпуск № 49, 2017, с. 58-72.
2. Яковлев А.Р., Смышляев С.П. Влияние Южной осцилляции на динамику стратосферы и озоновый слой Арктики // Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана, Выпуск №55 (1), 2019, с. 85-97.
3. Jakovlev A.R., Smyshlyaev S.P. Simulation of influence of ocean and El-Nino – Southern oscillation phenomenon on the structure and composition of the atmosphere

// IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (EES), CITES-2019, 386 (2019) 012021.

4. Яковлев А.Р., Смышляев С.П. Численное моделирование воздействия Мирового океана на температуру и содержание озона в нижней и средней атмосфере // Метеорология и Гидрология, Выпуск №9, 2019, с. 25-37.

5. Smyshlyaev S.P., Galin V.Y., Blakitnaya P.A., Jakovlev A.R. Numerical Modeling of the Natural and Manmade Factors Influencing Past and Current Changes in Polar, Mid-Latitude and Tropical Ozone // Atmosphere 2020, 11(1), 76, <https://doi.org/10.3390/atmos11010076>

6. С.П. Смышляев, П.А. Блаkitная, М.А. Моцаков, А.Р. Яковлев, М.В. Черепова. Моделирование изменчивости газового состава атмосферы в РГГМУ // Гидрометеорология и экология, Выпуск №60 (3), 2020, с. 219-240.

7. Jakovlev A.R., Smyshlyaev S.P., Galin V.Y. Interannual Variability and Trends in Sea Surface Temperature, Lower and Middle Atmosphere Temperature at Different Latitudes for 1980–2019 // Atmosphere 2021, 12, 454. <https://doi.org/10.3390/atmos12040454>

Публикации в других изданиях:

8. Яковлев А.Р. Численное моделирование воздействия явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья на температуру воздуха и содержание озона. / Яковлев А.Р., Смышляев С.П. // XIII конференция Международной Школы молодых учёных «Физика окружающей среды» - Томск, 2018.

9. Яковлев А.Р. Моделирование влияния океана и явления Эль-Ниньо – Южной осцилляции на структуру и состав атмосферы. / Яковлев А.Р., Смышляев С.П. // Международная молодёжная школа и конференция по вычислительно-информационным технологиям для наук об окружающей среде CITES-2019 – Москва, 2019.

10. Яковлев А.Р. Влияние Южного колебания на состав и структуру тропосферы и стратосферы. / Яковлев А.Р., Смышляев С.П. // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» - Санкт-Петербург, 2019.

11. Яковлев А.Р. Влияние Южного колебания на арктические процессы: сравнение результатов спутниковых измерений, ре-анализа и численного моделирования. / Яковлев А.Р., Смышляев С.П. // Семнадцатая Всероссийская Открытая конференция «Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса (Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов)» - Москва, 2019.
12. Яковлев А.Р. Численное моделирование влияния глобальных периодических колебаний на состав и структуру арктической стратосферы. / Смышляев С.П., Погорельцев А.И., Ермакова Т.С., Яковлев А.Р., Галин В.Я. // Конференция «М.А. Петросянц и отечественная метеорология» - Москва, 2019.
13. Яковлев А.Р. Влияние Эль-Ниньо – Южной осцилляции на Арктическую стратосферу. / Яковлев А.Р., Смышляев С.П. // Международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» - Санкт-Петербург, 2021.

1. Влияние изменений температуры поверхности океана на структуру и состав атмосферы

Основными процессами, происходящими при взаимодействии океана и атмосферы, являются тепловое и динамическое взаимодействие, а также обмен влагой [1,20]. При изучении проблемы взаимодействия океана и атмосферы рассматриваются, в первую очередь, именно они. В неё входит и взаимодействие атмосферы с поверхностью материков, которые также влияют на погоду и климат. Однако в тепловом отношении океан более активен, поскольку обладает большим запасом тепла, а атмосфера активна в динамическом из-за большей подвижности и больших запасов кинетической энергии [2,4,6,20-23].

Во многих процессах наблюдается преобладание определенно направленного воздействия атмосферы на океан или океана на атмосферу [3,6]. Однако эти процессы, как правило, происходят с активной обратной связью. Поэтому причины и следствия в цепи взаимодействия могут быть как в океане, так и в атмосфере [1,3,6].

Воздействие атмосферы на океан заключается в передаче ему количества движения [4,5]. Под действием касательного напряжения и пульсаций давления турбулентного ветрового потока в океане возникают дрейфовые течения, ветровое волнение, внутренние волны. Режим преобладающих ветров, формирующих основные элементы циркуляции атмосферы, формирует циркуляцию вод океана, а также ветровые волны. Кроме того, колебания атмосферного давления, особенно при прохождении циклонов, создают в океане градиентные течения, долгопериодические внутренние волны, сгонно-нагонные изменения уровня [2,4,5,20].

Воздействие океана на атмосферу заключается в передаче ей тепла и влаги [5,20]. Важную роль при этом играет скрытая теплота, содержащаяся в водяном паре и высвобождаемая в районах конденсации. Тепло от океана

передается в атмосферу посредством процессов испарения, турбулентного теплообмена и длинноволнового излучения с поверхности океана [5,20,24]. В результате этого усиливаются вертикальные потоки тепла из тропосферы в стратосферу, которые оказывают воздействие на зональный ветер и планетарные волны, способствуя усилению меридионального переноса температуры и озона от тропиков к полюсам (рисунок 1.1).

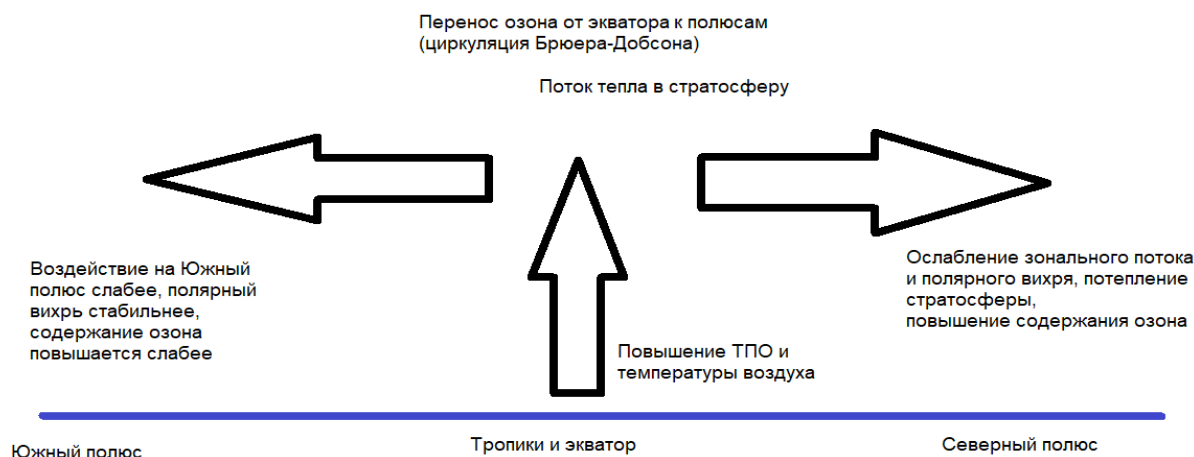


Рисунок 1.1 – Схема влияния повышения ТПО на атмосферные процессы

Вследствие большой тепловой инерции деятельного слоя океана его тепловое состояние более стабильно и меняется во времени медленнее, чем тепловое состояние атмосферы. Поэтому крупномасштабные движения в атмосфере стремятся приспособиться к тепловому состоянию океана [5,6,20].

Распределение величин результирующего теплообмена океана с атмосферой определяет районы наибольшего поступления тепловой энергии в атмосферу, которые являются также и районами наибольшей термодинамической активности в атмосфере. Такими районами являются, например, системы течений Гольфстрим и Куро시오 [1,3,4,6].

Важную роль регулятора в процессах взаимодействия океана с атмосферой играет облачность [1,3,6]. В облачности при конденсации выделяется скрытая теплота испарения, но в тоже время она отражает прямую солнечную радиацию. Поэтому распределение облачности создает неравномерность в прогреве верхних слоев океана. Продолжительные

аномалии в количестве облаков над данным районом океана способствуют образованию аномалий теплосодержания деятельного слоя. При этом изменяется испарение, турбулентный и лучистый теплообмен океана с атмосферой, что приводит к изменению облачности и других характеристик атмосферы. Таким образом, облачность осуществляет обратную связь в процессах воздействия океана на атмосферу и может обуславливать колебательный характер этих процессов [1,3,6,24].

Ярким примером взаимодействия атмосферы и океана является тропический циклон [24,25]. Такой циклон возникает, когда поверхность воды нагревается до 26.5°C , в результате чего начинаются мощные процессы глубокой конвекции. При этом также необходимо, чтобы стратификация атмосферы была неустойчивой. Тогда начинается интенсивный подъём теплого влажного воздуха. В результате конденсации водяного пара высвобождается большое количество скрытой теплоты, что и приводит к сильным ветрам. Также образуется конвективная облачность, которая даёт ливневые осадки, охлаждающие поверхность океана. В районах частой повторяемости этих циклонов резко увеличиваются турбулентные потоки тепла и влаги. В результате этого такие области являются очагами интенсивного взаимодействия океана и атмосферы [24,25].

Морской лед также играет роль регулятора в теплопередаче от океана в атмосферу в полярных областях [1,2,5,26]. Лёд уменьшает теплообмен между океаном и атмосферой, поскольку обладает большим альбедо, из-за чего он отражает солнечное излучение, а также не пропускает тепло из океана в атмосферу, играя, таким образом, роль теплоизолятора [1,3,6,26].

Однако как было сказано ранее, на атмосферу влияют не только океанические процессы. Важным фактором является уровень углекислого газа CO_2 , который представляет собой парниковый газ, и вызывает потепление в нижней тропосфере, и может способствовать похолоданию в стратосфере [12,16-18]. Как показывают исследования с помощью климатической модели

NCAR CCSM3.5 (community climate system model, версия 3.5), изменения CO₂ также могут повлиять на события Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) [27].

Изменения ТПО бывают долгопериодные и короткопериодные. Долгопериодные изменения – это тренд на изменение ТПО, который оказывает влияние на температуру воздуха и воздействует на динамические и химические процессы в атмосфере, а также способствует изменению климата. Короткопериодные изменения – это колебания ТПО, которые оказывают кратковременное воздействие на атмосферные процессы. Повышение ТПО способствует упорядоченному потоку тепла в стратосферу и стратосферным потеплениям, что может повлиять на устойчивость СПВ и содержание озона (рисунок 1.1). Наиболее известным короткопериодным колебанием ТПО является Эль-Ниньо – Ла-Нинья, о котором далее пойдет речь.

1.1. Явления Эль-Ниньо и Ла-Нинья и их влияние на динамику и состав атмосферы

Одна из главных причин погодных аномалий на Земле – явление Эль-Ниньо и Ла-Нинья, которое проявляется в значительном изменении температуры верхнего слоя воды в восточной тропической области Тихого океана, что вызывает интенсивный турбулентный тепло- и влагообмен между океаном и атмосферой [21-23,28,29].

В настоящее время к явлению Эль-Ниньо относятся ситуации, когда теплые поверхностные воды занимают не только прибрежную область возле Южной Америки, но и большую часть тропической зоны Тихого океана до 180 меридиана [30,31].

При обычных погодных условиях теплые поверхностные воды океана удерживаются восточными ветрами (пассатами) в западной зоне тропической части Тихого океана, где формируется тропический теплый бассейн (ТТБ) (рисунок 1.2, а) [31,32]. Глубина этого теплого слоя воды достигает 100-200 метров, и именно возникновение такого большого резервуара тепла – главное и

необходимое условие перехода к режиму явления Эль-Ниньо. В это время температура поверхности воды на западе океана в тропической зоне составляет $29-30^{\circ}\text{C}$, тогда как на востоке – $22-24^{\circ}\text{C}$. Такое различие в температуре обусловлено подъёмом холодных глубинных вод на поверхность океана у западного побережья Южной Америки. При этом в экваториальной области Тихого океана формируется зона с большим запасом тепла и наблюдается равновесие между океаном и атмосферой, что представляет собой ситуацию нормального баланса [32,33].

Примерно раз в 3-7 лет этот баланс нарушается, и тёплые воды западного бассейна Тихого океана движутся на восток, в результате на огромной акватории в экваториальной восточной области Тихого океана происходит резкое повышение температуры поверхностного слоя воды (ТПО) [28,34]. Наступает фаза Эль-Ниньо, начало которой сопровождается шквальными западными ветрами. Они меняют обычные слабые пассаты над теплой западной частью Тихого океана и препятствуют подъёму на поверхность холодных глубинных вод у западного побережья Южной Америки. Сопутствующие Эль-Ниньо атмосферные явления называются Южным колебанием, так как они впервые наблюдались в Южном полушарии. Из-за теплой водной поверхности интенсивный конвективный подъём воздуха отмечается в восточной области Тихого океана (рисунок 1.2, б), а не в западной, как в обычное время. В результате область сильных дождей смещается из западных районов Тихого океана в восточные, вследствие чего на Центральную и Южную Америку обрушиваются ливневые дожди, грозы и ураганы, что приводит к наводнениям. В Австралии и западной области Тихого океана начинает господствовать антициклон, что приводит к засухам и лесным пожарам [29,31,35].

Феномен Ла-Нинья имеет несколько другой механизм развития [21-23,32-34]. Явление Ла-Нинья проявляется как понижение поверхностной температуры воды до значений ниже климатической нормы на востоке экваториальной области Тихого океана (рисунок 1.2, в и г). В результате этого здесь устанавливается холодная и сухая погода. Во время формирования Ла-

Нинья восточные ветры с западного побережья Северной и Южной Америк значительно усиливаются. Ветры сдвигают бассейн теплой воды (ТТБ), и область холодных вод растягивается на 5000 километров на месте Эквадор - острова Самоа, где при Эль-Ниньо должен быть пояс тёплых вод. Этот пояс тёплых вод смещается на запад Тихого океана, вызывая мощные муссонные дожди и грозы в Индокитае, Индии и Австралии. Страны Карибского бассейна и США при этом страдают от засух, суховеев, лесных пожаров и смерчей [33,36,37]. Хотя атмосферные процессы, развивающиеся при Эль-Ниньо или Ла-Нинья, в большинстве своем действуют в тропических широтах, однако их последствия ощутимы на всей планете и сопровождаются целым рядом стихийных бедствий: ураганами и ливнями, засухами и пожарами [36,37].

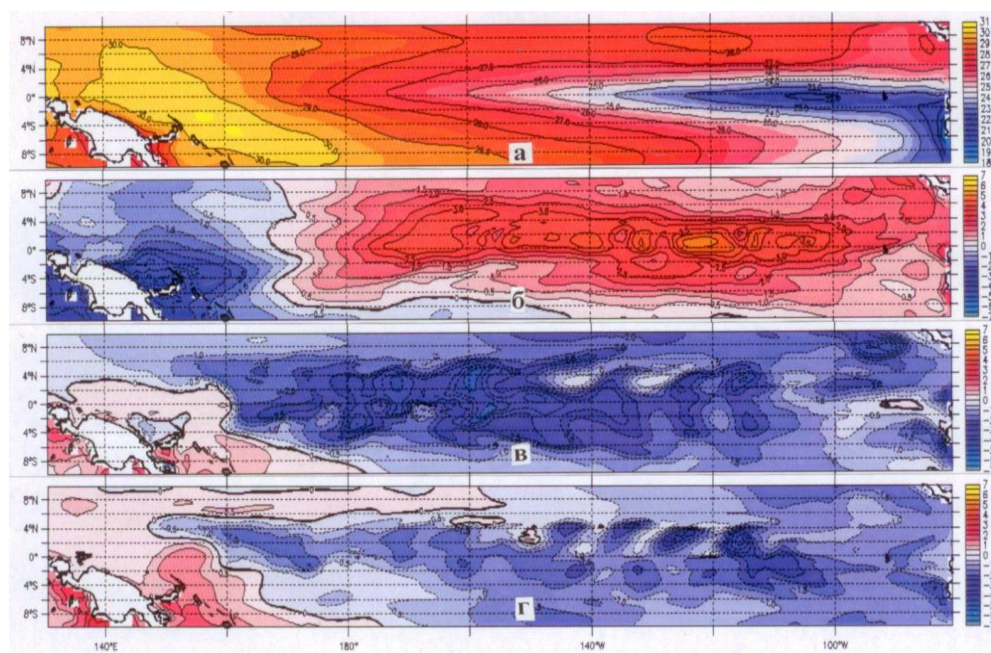


Рисунок 1.2 – Температура воды в экваториальной области Тихого океана от берега Южной Америки до острова Новая Гвинея на глубине 15 м а) среднее значение температуры за 1993-2009, б) аномалии температуры за Эль-Ниньо 1997, в) аномалии температуры за Ла-Нинья 2008, г) аномалии температуры за Ла-Нинья 2000 [38]

Эль-Ниньо возникает в среднем один раз в 3-4 года, Ла-Нинья – раз в 6-7 лет. При этом собранные данные свидетельствуют о регулярности возникновения Эль-Ниньо с интервалом, колеблющимся от 4 до 12 лет. Продолжительность самого Эль-Ниньо изменяется от 6-8 месяцев до 3 лет,

чаще всего она составляет 1-1.5 года. В этой большой изменчивости заключаются трудности прогнозирования явления. Оба этих явления несут с собой повышенное количество ураганов, но во время Ла-Нинья их бывает в 3-4 раза больше, чем при Эль-Ниньо [28,39,40].

Достоверность наступления Эль-Ниньо или Ла-Нинья можно предсказать, если, во-первых, в районе экватора в восточной области Тихого океана образуется акватория более тёплой воды, чем в обычное время (явление Эль-Ниньо) или более холодной (явление Ла-Нинья). Во-вторых, сравнивается тенденция атмосферного давления между портом Дарвин (Австралия) и островом Таити (Тихий океан). При Эль-Ниньо давление на Таити будет низким, а в Дарвине высоким. При Ла-Нинья - наоборот.

Исследования показывают, что явление Эль-Ниньо — это не только простые согласованные колебания приземного давления и температуры воды океана [28,33,39,40]. Эль-Ниньо и Ла-Нинья представляют собой наиболее ярко выраженные проявления межгодовой изменчивости климата в глобальном масштабе. Эти явления, прежде всего, крупномасштабные изменения океанской температуры, осадков, атмосферной циркуляции, вертикальных движений воздуха над тропической областью Тихого океана. Они приводят к аномальным погодным условиям на Земле [40-43].

В годы Эль-Ниньо в тропиках происходит увеличение количества осадков над областью к востоку от центрального региона Тихого океана и уменьшение их на севере Австралии, в Индонезии и на Филиппинах. В декабре-феврале осадки больше нормы наблюдаются по побережью Эквадора, на северо-западе Перу, над южной Бразилией, центральной Аргентиной и над экваториальной областью восточной Африки, в течение июня-августа на западе США и над центральной областью Чили. Явление Эль-Ниньо также приводит к крупномасштабным аномалиям температуры воздуха во всем мире [37,44,45].

В годы Эль-Ниньо увеличивается перенос энергии в тропосферу тропических и умеренных широт. Это проявляется в увеличении температурных контрастов между тропическими и полярными широтами,

усилении циклонической и антициклонической деятельности в умеренных широтах [28,33,41,42]. Также [28,29] происходит ослабление Гонолульского и Азиатского антициклонов; заполняется летняя депрессия над югом Евразии, что является главной причиной ослабления муссона над Индией; усиливается развитие зимних Алеутских и Исландских минимумов.

В годы Ла-Нинья усиливаются осадки над западной экваториальной областью Тихого океана, Индонезией, Филиппинами и почти полностью отсутствуют в восточной области океана [28,33,41]. Больше осадков выпадает на севере Южной Америки, в Южной Африке и юго-восточной Австралии. Более сухие, по сравнению с нормальными, условия наблюдаются на побережье Эквадора, северо-западе Перу и экваториальной области восточной Африки. Во всем мире отмечаются крупномасштабные температурные отклонения от нормы с наибольшим количеством областей, испытывающих аномально прохладные условия [28,33].

За последнее десятилетие были достигнуты большие успехи в комплексном исследовании явления Эль-Ниньо [28-37,39-42,44]. Это явление не зависит от солнечной активности, а связано с особенностями в планетарном взаимодействии океана и атмосферы. Установлена связь между Эль-Ниньо и Южным колебанием приземного атмосферного давления в южных широтах. Эта смена атмосферного давления приводит к значительным изменениям в системе пассатных и муссонных ветров и, следовательно, поверхностных океанических течений [28,33]. Поскольку явление Эль-Ниньо становится причиной различных стихийных бедствий, оно существенно влияет на мировую экономику [28-30].

Фазы Эль-Ниньо наблюдались в 1986-1987, 2002-2003, 2004-2005, 2009-2010 и 2014-2016 годы, но наиболее мощной была фаза 1997-1998 годов [45,46]. Эль-Ниньо 1997-1998 годов существенно повлияло на среднюю глобальную температуру воздуха Земли: она превысила обычную на 0.44 °C. В 1998 году на Земле была отмечена самая высокая средняя годовая температура воздуха за все годы инструментальных наблюдений. Таким образом, Эль-Ниньо 1997-1998

годов было самым сильным за весь период наблюдений. Оно вызвало самый мощный за всю историю метеорологических наблюдений ураган, прошедший над странами Южной и Центральной Америки. Ураганный ветер и ливни разрушили сотни домов, были затоплены целые районы, уничтожена растительность. В Перу в пустыне Атакама, где дожди вообще случаются один раз в десять лет, образовалось огромное озеро площадью в десятки квадратных километров. Аномально теплая погода была зарегистрирована в Южной Африке, на юге Мозамбика, Мадагаскаре, а в Индонезии и Филиппинах была очень сильная засуха, которая привела к лесным пожарам. В Индии фактически не было обычных муссонных дождей, тогда как в засушливом Сомали количество осадков значительно превышало норму. Общий ущерб от стихии составил около 50 миллиардов долларов [28,43,45].

Как сказано ранее, атмосферной компонентой Эль-Ниньо является Южное колебание. Южное колебание – это крупномасштабный атмосферный процесс над Тихим океаном вдоль тропиков, который представляет собой аномалию приземного давления, при этом происходит колебание давления, температуры и осадков над Тихим океаном. Основное проявление Южного колебания – изменение разности давления между Южно-Тихоокеанским антициклоном и областью низкого давления над Индонезией и Северной Австралией. В связи с этим вводится понятие системы Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) [21-23,28,33,44].

ЭНЮК – это множество взаимодействующих частей одной глобальной системы океано-атмосферных климатических флуктуации, которые происходят как последовательность океанических и атмосферных циркуляций. Это – наиболее известный в мире источник междугодовой изменчивости погоды и климата (от 3 до 8 лет). ЭНЮК имеет сигнатуры в Тихом, Атлантическом и Индийском Океанах [28,33,44].

В Тихом океане во время значительных теплых событий Эль-Ниньо, нагреваясь, расширяется на большую часть тихоокеанских тропиков и становится в прямую связь с интенсивностью SOI (индекс южного колебания)

[28,29]. В то время как события ЭНЮК находятся в основном между Тихим и Индийским Океанами, эти события в Атлантическом Океане отстают от первых на 12-18 месяцев. Большинство из стран, которые подвергаются воздействию ЭНЮК, являются развивающимися, с экономикой, которая сильно зависит от сельскохозяйственного и рыбопромыслового секторов. Новые возможности по предсказанию начала событий ЭНЮК в трёх океанах могут иметь глобальное социально-экономическое значение [28,29].

Влияние климатических явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, а значит, и количество неблагоприятных погодных условий на планете, по данным климатологов, будет возрастать [36,39]. Поэтому проводятся различные научные исследования данного явления с целью изучить его физику и давать прогнозы погодных условий [28-37,39-42,44]. В этих исследованиях, главным образом, изучается распределение ТПО, которое является главным индикатором Эль-Ниньо. Также изучаются распределения параметров атмосферы для оценки влияния Эль-Ниньо на погоду и климат [28-37,39-42,44]. Кроме того, в последнее время изучается влияние Эль-Ниньо на процессы, протекающие в стратосфере и в полярных регионах, в частности, на СПВ, ВСП и содержание озона в атмосфере [7-11,47-49].

Как сказано ранее, Эль-Ниньо – далеко не единственный процесс, влияющий на атмосферу. Происходящие на Земле изменения температуры воздуха и содержания озона также обусловлены изменениями в атмосферной химии – уровнем углекислого газа и озоноразрушающих веществ. Поэтому также важно оценить вклад влияния Эль-Ниньо в эти процессы [12,16-18].

1.2. Исследования воздействия температуры поверхности океана и углекислого газа на атмосферу

В настоящее время проведено множество научных исследований процессов взаимодействия атмосферы и океана.

Учёные из института космических исследований РАН провели ряд исследований региональных особенностей климатической изменчивости, одной из которых является Эль-Ниньо и Южное колебание [39]. Явления Эль-Ниньо и Южное колебание являются индикаторами изменений климата, так как они оказывают крупномасштабное термодинамическое взаимодействие океана и атмосферы. Эль-Ниньо влияет не только на тропическую, но и на внетропическую погоду. Основная характеристика Южного колебания – это индекс, представляющий собой нормированную разность давления на станциях Таити и Дарвин [39]. Для Эль-Ниньо характерно отрицательное значение индекса Южного колебания, для Ла-Нинья – положительное. Показано влияние Эль-Ниньо на Алеутский минимум, циркуляцию западных ветров и осадки умеренных широт [39,41]. По различным стихийным бедствиям и состоянию снега в горах, и другим признакам осуществляется реконструкция истории Эль-Ниньо и Южного колебания. Эти исследования показали хорошую корреляцию с числом солнечных пятен Вольфа, тогда как связь с солнечными циклами и глобальными температурами воздуха не обнаружено. Также в статье анализировались спутниковые данные DMSP. По этим данным исследовались особенности атмосферных процессов над Атлантическим и Тихим океанами. Были обнаружены квази-четырёхлетние колебания в атмосфере над Тихим океаном, которые могут быть следствием Эль-Ниньо. Приведены графики изменения яркостной температуры и коэффициентов вейвлет-преобразования, а также радиотепловое поле Тихого океана. Обнаружены интенсивные четырёхлетние колебания вблизи 180° долготы во время Эль-Ниньо 1997 года, при этом их интенсивность уменьшалась при движении на запад, где преобладают квази-двухлетние колебания (рисунок 1.3) [39-41].

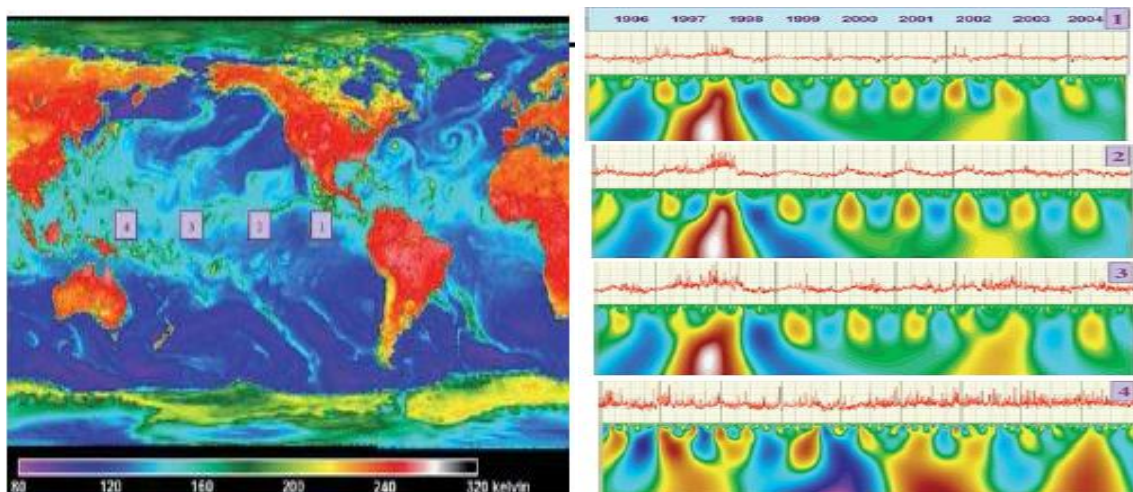


Рисунок 1.3 – Радиотепловое поле с отмеченными областями 1-4 и графики изменения радиояростной температуры с вейвлет-преобразованиями для этих областей [39]

Исследования, проведённые океанологом А.Л. Бондаренко, показали влияние долгопериодических волн солитонов на явление Эль-Ниньо и Ла-Нинья [38]. Была выдвинута гипотеза возникновения данного явления благодаря долгопериодическим волнам, называемыми Экваториальными волнами Россби [23,38]. Путём измерений течений установлено, что в экваториальной зоне волны намного больше, чем за её пределами. В статье представлены параметры этих волн, их направление – западное. При удалении от экватора амплитуда волн уменьшается [38,50]. Эти волны сильно модулируют, образуя группы. При нормальном процессе максимальные волны наблюдаются в сентябре, а минимальные – в марте. Измерения в точке 140° з.д. за период с 1983 по 1999 годы показали зависимость ТПО от амплитуды колебания скорости течения Экваториальных волн Россби [23,38,50]. В этих волнах происходит горизонтальное и вертикальное движение частиц воды, при этом скорости движений по горизонтали и вертикали пропорциональны друг другу. Вертикальные движения перемешивают воду, а амплитуды волн меняются во времени, что оказывает влияние на ТПО [38]. Это означает, Экваториальные волны Россби влияют на явление Эль-Ниньо и Ла-Нинья [23,38]. Также исследования показали, что волны Россби похожи на волны солитоны, которые позволяют объяснить особенности поведения волн на

экваторе и ТПО, а значит, закономерности формирования Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Волны солитоны распространяются в западном направлении. На широтах 8^0 - 10^0 от экватора движение воды вдоль волн образуют Северное и Южное пассатное течение, направленное на запад, а движение вдоль экватора – Экваториальное подповерхностное течение, направленное на восток. Это течение – сумма Северного и Южного течений [38]. В этих волнах образуются вихревые движения циклональной и антициклональной направленности [23,38,50]. Циклональные движения приводят к дивергенции воды и подъёму холодной и опусканию тёплой воды. В результате около экватора образуется область холодных вод, а от пассатных течений до 35^0 широты – область конвергенции и тёплых вод [38,50]. Периоды волн на севере и юге различны, что и приводит к модуляции волн. Эти волны носят детерминированный характер, так как у них не меняется фаза волны во времени, что объясняется энергетической устойчивостью и отсутствием дисперсии. Таким образом, показано, что явление Эль-Ниньо и Ла-Нинья формируется волнами солитонами [38].

Учёные из АтлантНИРО провели исследование, которое показало возможности прогноза явления Эль-Ниньо с помощью многокомпонентной модели [51]. Как известно, явление Эль-Ниньо является региональным явлением, которое выражено резким потеплением верхнего слоя воды, но оно приводит к последствиям в глобальном масштабе, тогда как Ла-Нинья – это холодная фаза явления, когда температура поверхности воды снижается [28]. Значит Эль-Ниньо и Ла-Нинья – крайние стадии одной системы [51]. В статье подчёркивается сходство пространственно-временной структуры Эль-Ниньо и Ла-Нинья со структурой изменений климата и межгодовыми колебаниями метеорологических параметров [51,52]. В статье предложены 2 группы объяснения феномена [51]. Первая основана на оценке формирования фазы в зависимости от характера экваториальных и смежных холодных поверхностных течений и тёплых подповерхностных течений, и ТПО [51,52]. Вторая основана на связи феномена с волнами Россби и Кельвина, которые вызваны ветровыми

нагонами и перераспределением сил гравитации [51,53]. Исследователи в АтлантНИРО создали концептуально-качественную модель, для понимания изменчивости климатической системы и набора результатов [51]. Эта модель описывает взаимодействие океана и атмосферы юго-восточной части Тихого океана (ЮВТО). Циркуляция океана является следствием глобального распределения ветров, она реагирует на изменчивость ветра как целое, порождая волны Россби. При увеличении ширины Перуанского течения и его продвижению к экватору оно подвергается воздействию ветра юго-восточного пассата, что приводит к нарастанию скорости течения и появлению вихрей [51]. Две подсистемы, а именно «Юго-восточный пассат и холодное Перуанское течение» и «Юго-восточный пассат – тёплое Перуанско-Чилийское течение» приводит к автоколебаниям в системе океан-атмосфера [51,54]. В этих подсистемах есть фазы наибольшей устойчивости – Ла-Нинья в первой подсистеме, и Эль-Ниньо – во второй. Ла-Нинья реализуется при больших вертикальных градиентах плотности. Эль-Ниньо обеспечивается при малых вертикальных градиентах плотности [51-54]. То есть, аномалии в виде Эль-Ниньо и Ла-Нинья возникают при структурном единстве океана и атмосферы. Также был составлен прогноз явления Эль-Ниньо на 2009-2010 годы. В 2006-2007 система Перуанского течения была активизированной, что привело к Ла-Нинья [51,53,54]. Это стало благоприятным условием для рыбного промысла в южном полушарии. В 2008 году начало усиливаться Перуанско-Чилийское течение, чему способствовало снижение атмосферного давления в восточном центре южной температурной аномалии. Представлено два сценария развития ситуации на 2009-2010 годы [51]. Первый предполагает усиление юго-восточного пассата и восстановлению Перуанского течения, и замедление распространения площади положительной температурной аномалии. Второй предполагает снижение активности пассата и усиление Перуанско-Чилийского течения, и расширению площади положительной температурной аномалии, что приведёт к Эль-Ниньо.

Учёные из института природно-технических систем Севастополя [55] построили оперативный прогноз Эль-Ниньо 2015-2016 годов, а также осуществили его верификацию на основе пространственной классификации событий Эль-Ниньо и статистических методов с использованием данных ТПО NOAA_OI_SST_V2 [55,56]. Эль-Ниньо 2015-2016 годов не является одним из сильнейших, в отличие от Эль-Ниньо 1997-1998 годов, так как началось только весной 2015 года [55-58]. Но условия в атмосфере и океане перед Эль-Ниньо были схожи с условиями перед Эль-Ниньо 1997-1998 годов. Также это Эль-Ниньо схоже с ним по характеру пространственного распределения аномалий ТПО [55,57,58]. В этой работе был рассчитан температурный индекс Эль-Ниньо – естественная аномалия ТПО для района Nino3.4+Nino3, который в статье приведён на рисунке (1.4). По результатам моделирования обнаружено, что Эль-Ниньо началось в апреле 2015 года, когда аномалия ТПО стала $+0.76^{\circ}\text{C}$ [55]. Прогноз Эль-Ниньо был составлен в октябре 2015 года, когда стал известен характер аномалий ТПО. Была определена фаза максимального развития, которая приходилась на октябрь-декабрь 2015 года с пиком в ноябрь-декабрь. По реальным данным максимум развития пришёлся на ноябрь-январь с пиком в ноябре. Фактически Эль-Ниньо было более интенсивно, чем по модели, но характер достижения пика и его спада точно описан моделью [55].

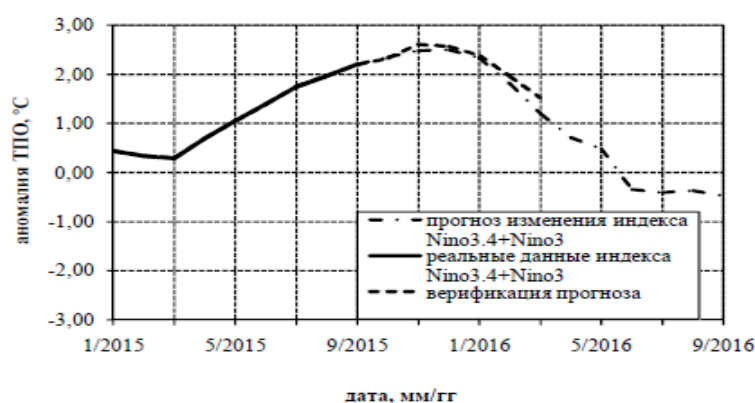


Рисунок 1.4 – Реальные и спрогнозированные значения аномалий индекса Nino 3.4+Nino 3 [55]

Учёные из РАН оценили степень предсказуемости климатических аномалий в России в связи с Эль-Ниньо и Ла-Нинья на основе многолетних данных температуры, осадков и индексов засушливости и увлажнения в

мае-июле [59]. Также были получены оценки вероятности этих аномалий. Для данного исследования использовались данные за период с 1891 по 2013 годы. При этом анализировались аномалии температуры и осадков, а также индексы засушливости и увлажнённости – доли площади с положительными и отрицательными аномалиями температуры и осадков соответственно. Фазы Эль-Ниньо и Ла-Нинья выделялись с использованием скользящего осреднения за 5 месяцев аномалий ТПО: для Эль-Ниньо аномалия ТПО не менее 0.5 К за 6 месяцев, для Ла-Нинья – не более -0.5 К. Остальные случаи – это нейтральная фаза [59]. Также выделено 9 фаз переходных режимов явлений Эль-Ниньо – по 3 для каждой фазы. Также различают Эль-Ниньо СР-типа, для которого характерен прогрев центральной экваториальной части Тихого океана, и ЕР-типа, при котором прогревается восточная экваториальная часть Тихого океана. Эль-Ниньо 2015 года – это явление СР-типа [59]. В статье приведены графики оценки вероятности аномалий приповерхностной температуры для европейской и азиатской территории России в мае-июле для разных фаз. Также приведены оценки вероятности температурных аномалий (таблица 1.1) [59]. На годы с началом в режиме Эль-Ниньо и Ла-Нинья приходится менее четверти лет. Для 2015 года наиболее вероятно было продолжение фазы Эль-Ниньо, при этом для азиатской части России отмечены высокие температурные аномалии. Для европейской части – отрицательные аномалии. При менее вероятном переходе к нейтральной фазе вероятность различных аномалий температуры одинакова. Для наименее вероятного перехода к Ла-Нинья – высока вероятность положительных аномалий температуры в европейской части [28,33,59]. В статье приведена таблица вероятности аномалий температуры для европейской и азиатской частей России в мае-июле. Наиболее высока вероятность положительных аномалий при продолжении Эль-Ниньо и при переходе в Ла-Нинья. Также приведены оценки вероятности аномалий осадков [51]. Продолжение Эль-Ниньо, которое наиболее вероятно в 2015 году, характеризуется наибольшей вероятностью положительной аномалии в европейской части. В азиатской части больше вероятность отрицательных

аномалий [55,59]. При переходе от Эль-Ниньо к Ла-Нинья – высока вероятность отрицательных аномалий. Для азиатской части вероятность отрицательных аномалий высока при переходе от Ла-Нинья к Эль-Ниньо. Приведены оценки вероятности значений индекса засух и увлажнённости [59]. При продолжении Эль-Ниньо высокий риск засухи характерен для азиатской части России, при этом мал риск повышенной увлажнённости. Для европейской части риск засух мал, он высок при переходе от Эль-Ниньо к Ла-Нинья. Эти оценки говорят о риске экстремальных режимов в России при некоторых переходах. В 2015 году высок риск жаркого режима в азиатской части, а в европейской – высока вероятность отрицательной аномалии температур и положительной аномалии осадков [59].

Таблица 1.1 – Вероятности аномалий приповерхностной температуры в России в мае-июле для переходов Эль-Ниньо (E) к (E), к нейтральной фазе (N) и к Ла-Нинья (L) [59]

$\delta T, K$	$E \rightarrow E$			$E \rightarrow N$			$E \rightarrow L$		
	Nino-4 $n = 7$	Nino-3, 4 $n = 8$	Nino-3 $n = 3$	Nino-4 $n = 13$	Nino-3, 4 $n = 15$	Nino-3 $n = 15$	Nino-4 $n = 8$	Nino-3, 4 $n = 12$	Nino-3 $n = 9$
>0	2/7 (5/7)	4/8 (4/8)	2/3 (1/3)	7/13 (5/13)	6/15 (7/15)	6/15 (6/15)	7/8 (5/8)	10/12 (8/12)	8/9 (4/9)
>1	1/7 (5/7)	0/8 (3/8)	0/3 (1/3)	4/13 (2/13)	3/15 (4/15)	2/15 (4/15)	4/8 (1/8)	5/12 (1/12)	5/9 (1/9)
≤ 0	5/7 (2/7)	4/8 (4/8)	1/3 (2/3)	6/13 (8/13)	9/15 (8/15)	9/15 (9/15)	1/8 (3/8)	2/12 (4/12)	1/9 (5/9)
≤ -1	3/7 (1/7)	3/8 (3/8)	0/3 (1/3)	4/13 (3/13)	4/15 (2/15)	5/15 (4/15)	0/8 (1/8)	0/12 (2/12)	0/9 (2/9)

В данном исследовании [60] изучалась тенденция циркуляции Уокера (Walker) на период с 1979 по 2005 годы и её взаимосвязь с осадками, связанными с ЭНЮК. При этом в 29 моделях CMIP5 и AMIP использовались данные ТПО. Все эти модели показывают усиление тенденции циркуляции Уокера при увеличении зонального градиента ТПО по экватору [60,61]. Наибольшие различия найдены в величине тенденции циркуляции Уокера для моделей CMIP5. Отношения между тенденцией циркуляции и аномалиями осадков, связанных с ЭНЮК, показывают, что продольное этих аномалий в западном тропическом Тихом океане связано с величиной тенденции циркуляции. Усиление тенденции циркуляции имеет наибольшее значение в

моделях, где связанные с ЭНЮК аномалии осадков расположены в западной части тропического Тихого океана [60,62]. Поэтому зональное изменение связанных с ЭНЮК аномалий осадков, которое связано с климатологическими средними значениями осадков в тропическом Тихом океане, может играть важную роль в изменении тенденции циркуляции Уокера в моделях климата CMIP5 [60-62]. Циркуляция Уокера – это крупномасштабное зональное движение воздуха с восходящими потоками в западной части тропического Тихого океана, и нисходящими – в восточной. Это – важный фактор глобальной климатической системы, и её изменчивость связана с ЭНЮК [60,61]. Наблюдения показывают, что циркуляция Уокера в Тихом океане усилилась в недавнее время. Тенденция циркуляции определялась как разница давления на уровне моря между восточной и западной частями тропического Тихого океана [60,62]. В статье приведён график тенденции циркуляции Уокера для каждой из 29 моделей, а также по наблюдениям и средняя для всех моделей тенденция [60]. Этот график показывает увеличение зонального градиента давления на уровне моря и уменьшение циклонической деятельности в западной части тропического Тихого океана, и увеличение антициклонической деятельности в восточной части тропического Тихого океана [60]. Тенденция циркуляции усиливается, главным образом, за счёт увеличения зонального градиента ТПО вдоль экватора. Однако между моделями есть отличия в тенденции. Это указывает на то, что значения тенденции циркуляции могут зависеть от самой модели. Авторы статьи предполагают, что связанная с ЭНЮК конвекция зависит от тенденции циркуляции Уокера [60]. В статье приведён график распределения регрессионных коэффициентов для аномалий осадков в соответствии с индексом ТПО для Эль-Ниньо. Модели показывают, что положительные аномалии осадков в центральной и восточной частях тропического Тихого океана, и отрицательные – в западной, связаны с ЭНЮК, как и в случае с наблюдениями [60-62]. Сдвиг в конвекции на западной части тропического Тихого океана во время Эль-Ниньо связан с ослаблением или усилением циркуляции Уокера. Таким образом, зональный сдвиг конвекции

является фактором, определяющим интенсивность циркуляции Уокера. Также показано, что зональная разница аномалий осадков в Тихом океане, связанная с ЭНЮК, ассоциируется с тенденцией циркуляции Уокера. При этом для разных моделей есть большие различия в аномалиях осадков [60]. В статье приведены графики положения центра аномалий осадков ЭНЮК для западной и центрально-восточной частей тропического Тихого океана. При этом для центрально-восточной аномалии коэффициент корреляции с тенденцией циркуляции равен -0.15 , что не является значимым. Для западной части он равен -0.49 , что является статистически значимым для 95% доверительного уровня для крупномасштабной модели [60,61]. Показано, что если в западной части океана центр аномалии расположен западнее среднего, то центр конвекции слабее сдвигается на восток во время Эль-Ниньо, а если восточнее – то сильнее [60,62]. При Ла-Нинья в первом случае сильнее сдвигается на запад, во втором – слабее. Положение центра аномалии осадков играет существенную роль в изменении тенденции циркуляции. Получены коэффициенты корреляции с тенденцией циркуляции для западной части значимый (-0.56 для Эль-Ниньо и -0.32 для Ла-Нинья), а для центрально-восточной – незначимый. Это означает, что западная часть тропического Тихого океана сильнее влияет на тенденцию циркуляции в моделях [60]. Авторы статьи считают, что различия в аномалиях осадков связаны с различиями в среднем поле осадков в моделях [60]. Обнаружено, что центр аномалий осадков сдвигается к западу, когда поле осадков является более сухим. Показано, что засуха в тропической части Тихого океана приводит к сдвигу на запад центра аномалий осадков в западной части океана, что усиливает тенденцию циркуляции Уокера [60].

Учёные из Американского метеорологического общества провели исследование феномена ЭНЮК с помощью модели общей циркуляции атмосферы [63], и представили результаты исследования в МГЭИК [16]. Показано, что ЭНЮК является результатом множества обратных связей. ЭНЮК связан положительной обратной связью с аномалиями ТПО в экваториальной части Тихого океана на востоке и в центре [63]. Обнаружены

следующие обратные связи: средняя адвекция и восходящие потоки (отрицательная), термическое затухание из-за потоков тепла (отрицательная), зональная адвекция (положительная), накачка Экмана (положительная) и термоклинная положительная обратная связь [63,66]. Показано, что основные нелинейные процессы в ЭНЮК – конвекция, испарение и облака, влияние ТПО на скорость ветра и термоклинное сцепление с поверхностью [63]. Эта нелинейность наблюдается на малых масштабах и обнаруживается благодаря высокому разрешению модели [63-66]. При этом показано, что ключевую роль играет морская поверхность – ошибки в ней сильно влияют на моделирование ЭНЮК [63]. Исследователи показывают, что потепление океана приводит к ослаблению циркуляции Уокера и пассатов, что может потенциально изменить ЭНЮК [60,63]. Однако модели показывают либо небольшие изменения ЭНЮК, либо без изменений.

Учёные из Южной Кореи исследовали ЭНЮК с помощью модели, включающей экваториальную динамику волн Кельвина и Россби [67]. При этом была исследована роль круговоротов в Тихом океане. Показано, что бассейн тропического океана регулируется меридиональным переносом внутри тропической зоны и зональным переносом на границах [67,68]. При этом меридиональный перенос играет большую роль в ЭНЮК, чем зональный, также он определяет признак зонально средней глубины термоклина и служит механизмом перехода фазы ЭНЮК [67]. Меридиональный перенос вызван геострофическим потоком, связанным с наклоном слоя термоклина и регулируемым ветром. Данное исследование использует подход «разрядки» и «зарядки» осцилляций ЭНЮК. В этом исследовании используется модель «мелкой воды» для поверхности океана, при этом рассчитываются компоненты волн Кельвина и Россби [67]. В этой модели есть 2 моды неустойчивости – не осциллирующая и неустойчиво осциллирующая моды. Не осциллирующая мода является зонально осреднённой, но даёт нереалистичные значения. У осциллирующей моды период колебаний 2.5 лет. При этом осцилляции наблюдаются в восточной части Тихого океана, а в западной – большие

значения глубины термоклина. Изменения ТПО следуют за изменениями глубины термоклина за четверть цикла. Показано, что ветер сопровождается переносом экваториальной воды по меридиональному направлению через экватор и вдоль широт на границах экваториальной зоны. Показано, что меридиональный поток играет большую роль, чем зональный, он уменьшает теплосодержание во время тёплой фазы и увеличивает во время холодной. Поток связан с наклоном термоклина от востока к западу, что видно по разнице ТПО и усилению ветра [67,68]. Он образует отрицательную обратную связь вместе с волнами Россби в океане. Отражение от западной границы Тихого океана играет важную роль для механизма переноса и осцилляций [67]. Также это отражение подвергается влиянию изменений потоков тепла в экваториальной зоне за счёт зональных потоков. Зональный поток действует как положительная обратная связь, и он влияет на отражение в западной границе, связанное с отражением волн Кельвина, что усиливает волны Россби [67]. Уменьшение этого потока за счёт отражения приводит к дивергенции меридионального, что влияет на теплосодержание в экваториальной зоне. Если это отражение достаточно большое – появляется осциллирующая неустойчивая мода [67,68].

В последнее время актуальной становится проблема влияния океана на стратосферу и полярные регионы [69-71]. Важным динамическим процессом, происходящим в полярной стратосфере, является СПВ, который оказывает существенное влияние на температуру и газовый состав стратосферы полярных областей. Устойчивость СПВ определяется стабильностью зонального переноса воздушных масс, тогда как меридиональный перенос приводит к неустойчивости СПВ [7]. Проведённые численные эксперименты показали, что в Арктике средние значения зональной скорости ниже, чем в Антарктике, тогда как межгодовые изменения, наоборот, больше [8]. Изменения условий на нижней границе стратосферы является достаточным для различия временной изменчивости среднего потока вокруг полюса. Планетарные волны являются одним из ключевых факторов существования СПВ в северном полушарии.

Устойчивость вихря также влияет на содержание озона и на температуру: по теории, чем дольше существует СПВ, тем дольше будет существовать озоновая дыра, и тем ниже будет температура в полярной стратосфере [9].

Температура полярной нижней стратосферы является важным фактором снижения содержания озона. Холодный зимний сезон с 1996 по 1997 годы, который был следствием пониженного распространения волновой активности, привёл к усилению разрушения озона за счёт гетерогенной активации хлорных и бромных газов, а также к ослаблению движения планетарных волн. Тогда как тёплый зимний сезон с 1998 по 1999 годы характеризовался усиленным распространением волновой активности [8]. Температура в стратосферном полярном вихре определяет объём стратосферных полярных облаков, от которых также зависит сила разрушения озона [13]. Ослабление планетарных волн может приводить к понижению полярных температур и ослаблению переноса озона, что может привести к нагреванию тропической тропопаузы [8,10].

Изменения ТПО, приводящие к меридиональному градиенту ТПО, могут оказывать существенное влияние на стратосферу [9]. Меридиональный градиент ТПО оказывает более сильное влияние на зональную циркуляцию, чем глобальная изменчивость ТПО. Значит, градиент ТПО оказывает сильное влияние на циркумполярный вихрь и содержание озона в северном полушарии. Также было высказано предположение, что снижение содержания озона может провоцировать явление ЭНЮК, которое вызывает перераспределение потоков тепла в океане и атмосфере, тогда как увеличение содержания озона может провоцировать Ла-Нинья [13,19]. Это может приводить к переходу энергии ультрафиолетового излучения в океан, увеличивая его теплосодержание. Моделирование показало, что влияние Эль-Ниньо на параметры приземного климата Европы осуществляется через стратосферу [72].

Явление ЭНЮК оказывает влияние на циклоническую активность в Тихом океане, включая интенсивность тропических циклонов [73]. Большинство других исследований [73] связывают ЭНЮК с тропическими

циклонами в южной части Тихого океана. В масштабе десятилетий определяется значение десятилетнего колебания в Тихом океане [74], которые вызывают изменчивость в активности тропических циклонов. Исследования [74] обнаружили связь между десятилетним колебанием и ЭНЮК.

Уровень CO_2 влияет на события ЭНЮК, как показывает исследование с помощью модели NCAR Community Climate System Model, версия 3.5 (CCSM3.5) [27]. Это имеет важное значение, поскольку явление ЭНЮК будет оказывать сильное влияние в будущем [75-77]. Влияние явления ЭНЮК исследуется в моделях общей циркуляции атмосферы (GCMs) [22,78,79], однако, они не учитывают влияние уровня CO_2 прямо на ЭНЮК. Регистрация событий ЭНЮК началась в 1980 году в течение мониторинга Тихого океана, что привело к созданию моделей тропического океана и атмосферы (Tropical Atmosphere Ocean, TAO) [80]. Наблюдение за ТПО ведётся с XIX века [81,82]. Из-за ограничений, связанных с данными ТПО для наблюдения ЭНЮК, было сложно определить условия их возникновения [83,84]. В результате моделирования в Лаборатории Геофизической гидродинамики (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) с помощью климатической модели версии 2.1 (GFDL CM2.1) определена амплитуда ЭНЮК [85]. Но многие модели не учитывали влияние уровня CO_2 на амплитуду ЭНЮК. Исследование анализа с помощью модели Coupled Model Intercomparison Project phase 5 (CMIP5) также не показало значительной связи [86]. Поэтому это взаимодействие основано на физике уравновешенных изменений при ЭНЮК из-за увеличений уровня CO_2 , при отсутствии переходных эффектов [27].

Как известно, явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья оказывает влияние на глобальную циркуляцию в тропосфере [87,88] и стратосфере [89,90]. Эль-Ниньо приводит к ускорению вертикального и меридионального переноса озона из тропической части стратосферы в средние и полярные широты, называемого циркуляцией Брюера-Добсона (Brewer-Dobson), и потеплению полярной стратосферы на несколько десятков градусов Кельвина [91,92]. Циркуляция Брюера-Добсона является основным процессом переноса стратосферного озона

[93,94]. В результате, внетропический озон обратно пропорционален тропическому [93]. Совпадение пикового периода циркуляции Брюера-Добсона с вызванной явлением Эль-Ниньо – Южное колебание конвекцией в тропосфере в зимние месяцы, позволяет связать зональный перенос воздуха (циркуляцию Уолкера) с меридиональным переносом в нижней стратосфере [95]. События Эль-Ниньо приводят к углублению Алеутского минимума [96], который в сочетании со стационарными волнами приводит к усилению волнового потока в стратосферу [97,98]. Эти вертикальные волны приводят к ВСП [99,100]. События Ла-Нинья приводят к усилению и охлаждению СПВ в Арктике [101], но при этом частота ВСП не уменьшается [90,102]. Это связано с тем, что при Ла-Нинья возникает Северо-Тихоокеанский гребень, который не доходит до субарктической части Тихого океана, где он мог бы взаимодействовать со стационарными волнами [103], и этот гребень блокирует связанные с Ла-Нинья потоки, которые могли бы ещё больше усилить СПВ [104]. Однако модели не рассчитывают ВСП, связанные с событиями Ла-Нинья, они обнаруживаются по данным ре-анализа [102,103].

Различают два типа событий Эль-Ниньо в зависимости от положения аномалий ТПО, и это имеет важное значение при влиянии на стратосферу [105]. Это – СР Эль-Ниньо, которое имеет место в центральной части тропического региона Тихого океана, и ЕР Эль-Ниньо – в восточной части этого региона [105]. Самыми мощными были Эль-Ниньо 1982-1983, 1997-1998 и 2015-2016. При этом связь между умеренными событиями Эль-Ниньо и откликом стратосферы установлена более надёжно, чем с мощными Эль-Ниньо [106,107]. Мощные Эль-Ниньо дают более сложный и нелинейный эффект на стратосфере, но при этом более значительный [106,107]. При этом в весенние месяцы эффект всё же линейный, в отличие от зимних [108]. Как сказано ранее, Эль-Ниньо углубляет Алеутский минимум в раннюю зиму, при этом СР Эль-Ниньо формирует аномальную зону низкого давления, расположенную южнее и западнее, чем при ЕР Эль-Ниньо, а, значит, расположенный южнее Алеутский минимум, что приводит к более слабым эффектам в арктической

стратосфере по сравнению с ЕР Эль-Ниньо [109]. Поэтому, согласно исследованиям, при ЕР Эль-Ниньо СПВ будет слабее, чем при СР Эль-Ниньо [110]. На рисунке 1.5 показан эффект этих явлений на уровне 500 гПа.

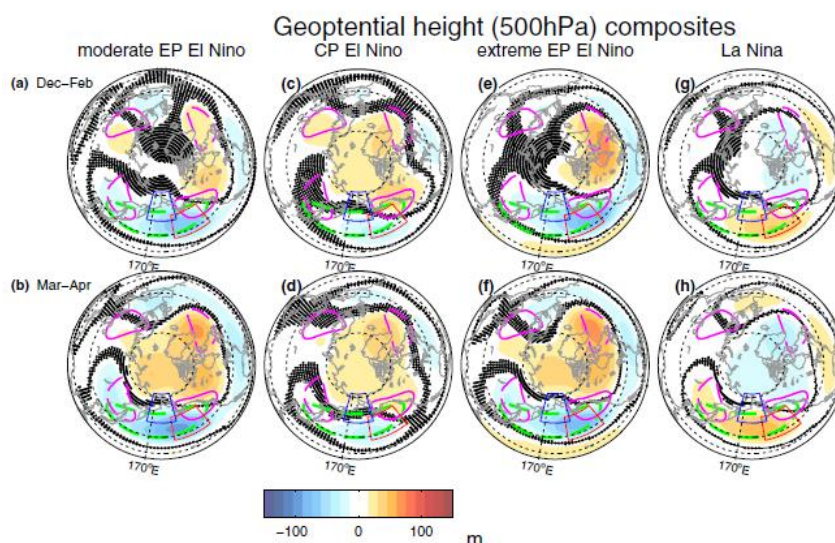


Рисунок 1.5 – Эффект ЭНЮК на уровне 500 гПа. Красный (350-550 с.ш., 1900-2200 в.д.) и синий (52.50-72.50 с.ш., 1650-1950 в.д.) прямоугольники – регионы северной части Тихого океана, на которые влияет ЭНЮК. а, б – умеренный ЕР Эль-Ниньо 1986-1987 и 1991-1992, с, d – СР Эль-Ниньо, е, f – сильные ЕР Эль-Ниньо 1982-1983 и 1997-1998, g, h – Ла-Нинья [110].

Как уже было сказано, повышение температуры воздуха в стратосфере связано с ВСП, при которых температура может подниматься на несколько десятков градусов выше средних значений [11-13,111], и которые приводят к неустойчивости и распаду СПВ. Как известно, СПВ – основной динамический процесс, происходящий в полярной стратосфере, который оказывает существенное влияние на озоновый слой. Его устойчивость определяется устойчивостью зонального переноса воздушных масс. ВСП, наблюдаемые в северном полушарии, обусловлены волновой активностью [11-13,111]. Эти ВСП могут быть связаны с потоками тепла в стратосферу, которые возникают из-за явления Эль-Ниньо. Хотя вероятность возникновения ВСП в годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья почти одинаковая, в годы Эль-Ниньо она всё же выше, при этом сами ВСП, как правило, мощнее, чем в годы Ла-Нинья [11-13,111]. Проблема влияния повышения ТПО и явления Эль-Ниньо – Южного колебания

на СПВ является предметом различных научных исследований [111,112]. Было показано, что ВСП в годы Ла-Нинья довольно слабые и связаны [112,113], прежде всего, с естественной изменчивостью стратосферы, тогда как ВСП в годы Эль-Ниньо обычно мощные [114,115].

Как известно, циркуляционный перенос газовых примесей между нижней и средней атмосферой оказывает значительное влияние на распределение озона и других газов в атмосфере [116]. Для эффективной диагностики волнового воздействия на средний поток и возможности расчёта процесса переноса газовых примесей в меридиональной плоскости используется подход, представляющий собой формулировку преобразованной эйлеровой средней циркуляции (Transformed Eulerian Mean, TEM) по исследованию [117,118]. Рассчитанная остаточная циркуляция позволяет оценить часть среднего потока, вклад которой в адиабатическое изменение температуры воздуха не компенсируется дивергенцией индуцированного волной потока тепла [119]. Исследование этих видов циркуляции позволяет оценить общий циркуляционный перенос газов и вклад в этот процесс волновых процессов в средней и верхней атмосфере [116]. Меридиональная остаточная циркуляция в стратосфере называется циркуляцией Брюера-Добсона [120,121], которая вызывается силой, связанной с планетарными и гравитационными волнами, распространяющимися вверх, и бароклинными волнами [119]. Молекулы озона, произведённые фотохимическими процессами в тропической средней и верхней стратосфере, переносятся по направлению к полюсу посредством ВД циркуляции.

В годы Эль-Ниньо зимой может происходить усиление волновой активности и, следовательно, цепей волн, в стратосферу, вызывая ослабление СПВ в конце зимы и разрушение СПВ [122-124]. В то время, как влияние на климат Северной Америки зимой напрямую связано с этими волнами, в Европе и Азии происходит разрушение СПВ [125,126]. Основной ответ стратосферы на повышение ТПО и Эль-Ниньо – ослабление СПВ [127]. Обычно с ноября по середину января СПВ наиболее сильный, однако в феврале планетарные волны,

распространяющиеся вверх, приводят к ослаблению СПВ [127]. При Эль-Ниньо происходит изменения в планетарных волнах, из-за которых они могут разрушать СПВ ближе к концу зимы [127]. Это влияние проявляется в Европе, Азии, Гренландии и Северной Америке [127].

Моделирование на HiGEM1.2 и HadGEM1.2 также показало наличие влияния Эль-Ниньо на внетропические процессы, в частности, на планетарные волны Россби [128]. Это влияние выражается в воздействии приземных аномалий на аномалии циркуляции в верхней тропосфере посредством явных и скрытых потоков тепла и изменений скорости ветра [129,130]. Направление этих аномалий играет важную роль в погоде и климате, например, при адвекции тепла при Эль-Ниньо происходит повышение влажности в прибрежной части Северной Америки [128]. Эти аномалии и потоки тепла оказывают влияние на распространение волн Россби [128]. Было обнаружено, что волны могут ограниченно распространяться из Азиатско-Тихоокеанского потока в Северо-Американский [128]. В северной части Тихого океана в годы Эль-Ниньо возникает аномалия, которая влияет на распространение волн Россби [128]. Также показано, что влияние Эль-Ниньо на циркуляцию атмосферы и волны Россби на порядок сильнее, чем влияние внетропических аномалий температуры поверхности океана [131,132]. Для оценки влияния изменений ТПО на волны Россби рассчитан поток Пламба, основанный на ТЕМ уравнениях. Также на основе этих уравнений, можно описать меридиональную остаточную циркуляцию как явление, возникающие под действием силы волнового возмущения на ограниченном масштабе [133].

Уравнения ТЕМ были описаны для трёхмерного пространства, используя осреднение по времени вместо зонального осреднения [134,135]. В исследовании [135] получен трёхмерный поток волновой активности и остаточная циркуляция в соответствии с теоремой сохранения потенциального вихря. Этот поток равен продукту групповой скорости и плотности волновой активности волн Россби. Исследования [136,137] вывели трёхмерный поток волновой активности и расширили уравнения ТЕМ, применимые к

квазистационарному хаосу в зонально ассиметричном потоке при использовании псевдоимпульса и законов сохранения энергии волны. Этот поток может быть вычислен без осреднения по времени. При этом недавние исследования [138] показали, что гравитационные волны играют важную роль в остаточной меридиональной циркуляции в верхней стратосфере и мезосфере [139,140], и поддержание слабого осреднённого ветра в нижней стратосфере в средних широтах [141,142], и вблизи мезопаузы [143,144].

Изучение трендов температуры на разных высотах атмосферы также является актуальной темой многих научных исследований последнего времени [145-148]. Изучение особенностей этих трендов является важным компонентом мониторинга климата [149,150]. На основе измерений радиозондов и микроволнового зондирования атмосферы изучались тенденции потепления тропосферы и похолодания стратосферы в течение 20-21 веков [149,151,152]. Результаты зондирования и спутниковых наблюдений анализировались с использованием климатических моделей [153-155]. Одновременные тренды стратосферной температуры и изменения химических процессов были изучены путем сравнения спутниковых наблюдений и химико-климатического моделирования [156-158]. В ряде работ особое внимание уделялось изучению особенностей потепления в тропиках [159,160].

Исследования вертикальных особенностей трендов температуры показывают потепление тропосферы и похолодание стратосферы [161,162]. В [146] охлаждение стратосферы и ее увеличение с высотой связано с увеличением концентрации парниковых газов. Оказалось, что в нижней стратосфере основным фактором охлаждения является уменьшение содержания озона, а в средней стратосфере основную роль играет увеличение содержания парниковых газов [146,163]. Количественные оценки показывают снижение температуры стратосферы на 1-3 К за последние 40 лет [163]. В этом случае нижняя стратосфера охлаждается на 0,25 К за десятилетие, в то время как средняя стратосфера охлаждается на 0,5 К за десятилетие [163]. В то же время

охлаждение стратосферы более значимо в Северном полушарии, чем в Южном полушарии [163].

Зубов В.А. и соавторы провели исследование с помощью химико-климатической модели SOKOL, в ходе которого оценили изменения озона и динамики атмосферы в течение XXI столетия [165]. Более ранние исследования позволяли проводить не более трёх ансамблевых прогонов ХКМ для одного сценария, при этом выполнялись расчёты по программе AMIP2 с использованием интерактивного взаимодействия между содержанием озона, радиационным нагревом и циркуляцией атмосферы [164,166]. В данном исследовании использовались зональное осреднение фотохимических превращений, при этом моделирование проводилось для стационарных граничных условий выделенных лет столетия («временной разрез»), что позволяло использовать пять ансамблевых прогонов и модель SOCOL (SOlar Climate Ozone Links). Использовались в качестве граничных условий данные по ТПО, площади ледяного покрова, приземные концентрации озоноразрушающих веществ и отношения смеси парниковых газов, и проведены эксперименты с граничными условиями, которые соответствовали 1980, 2000, 2050 и 2100 гг. Изменения условий соответствуют сценариям МГЭИК «A1B» для парниковых газов, и сценарию ВМО «A1» для озоноразрушающих веществ. Анализ результатов расчётов показывает, что рост содержания парниковых газов приводит к повышению температуры воздуха в тропосфере и нагреванию подстилающей поверхности, а также к понижению температуры воздуха в стратосфере, особенно во второй половине XXI века. Потепление тропосферы способствует повышению волновой активности планетарных волн, распространяющихся из тропосферы в стратосферу, и усилению меридионального потока к 2100 году вследствие разогрева тропосферы из-за парникового эффекта, что способствует усилению вертикального потока зонального импульса в стратосферу. Таким образом, взаимодействие волновых возмущений с зональным потоком в зимне-весенний период приводит к усилению меридионального потока и ослаблению зонального. Что касается

озоноразрушающих веществ, то их концентрация уменьшается вследствие выполнения Монреальского протокола, при этом к 2100 году общее содержание озона постоянно увеличивается, а к 2050 где затягивается Антарктическая озоновая дыра. Авторы исследования считают, что восстановление озона во второй половине XXI века связано с выхолаживанием стратосферы и изменением её циркуляции, тогда как в первой половине XXI века – с уменьшением концентрации озоноразрушающих веществ. В тропиках восстановление содержания озона происходит медленнее, что может быть связано с усилением восходящих движений в стратосферу в течение XXI, а также с активизацией азотного каталитического цикла [165].

Грицун, Володин и соавторы провели исследование, в котором воспроизводились изменения климата с помощью новой модели ИВМ РАН INM-CM5 в рамках проекта CMIP6. Эта модель состоит из атмосферного и океанического блоков [167]. В атмосферном блоке рассчитываются основные метеорологические параметры, и параметризуются процессы конвекции, гравитационно-волнового сопротивления и процессов на поверхности. При этом изменена схема расчёта облачности и конденсации. Также добавлен аэрозольный блок. В океаническом блоке рассчитываются процессы, связанные с циркуляцией океана, а также эволюция морского льда. Данная версия модели уменьшает занижение приземной температуры в тропических и субтропических широтах по сравнению с предыдущей версией модели. Также уменьшился по сравнению с более старой версией модели поток тепла в атмосферу. В стратосфере сохранились типичные для моделей климата ошибки температуры воздуха в 5-8 градусов. Модель также показывает стратосферную изменчивость зонального ветра в 12 м/с (по данным наблюдений – 16 м/с) в зимние месяцы, что связано с взаимодействием волн Россби со средним потоком. Смена знака зонального потока в умеренных широтах с западного на восточный считается критерием ВСП (в широте 60^0 с.ш., на высоте 10 гПа). Модель занижает в 1.2-1.5 раз амплитуды волн с числами 1 и 2, и частоту ВСП, также модель занижает среднеквадратическое отклонение скорости ветра. При

этом модель может адекватно воспроизводить квазидвухлентные колебания и ВСП [167]. Также с помощью этой модели проведено моделирование изменений климата в XXI веке [168] в соответствии со сценариями SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5 (от умеренного до самого тёплого) [169]. Для этих сценариев проводились эксперименты с 2015 по 2100 годы, при этом в качестве начальных данных взяты результаты эксперимента за 1850-2014 гг. с использованием данных наблюдений. Результаты показывают, что по сценарию SSP5-8.5 температура воздуха к 2100 году увеличивается на 4 градуса, по SSP3-7.0 – на 3.4-3.6 градусов, по SSP2-4.5 – на 2.4 градуса, по SSP1-2.6 – к 2050 году увеличивается на 1.7 градусов, к 2100 году превышение температуры по отношению к доиндустриальной равно 1.4 градуса. Указано, что модель ИВМ РАН показывает наименьшее повышение температуры воздуха для всех сценариев, что связано наименьшей равновесной чувствительностью к удвоению концентрации CO₂, которая составляет 2.1⁰. Показано, что сильнее всего теплеет в Арктике «Арктическое усиление», чем в остальном мире, в Южном полушарии теплеет существенно меньше, чем в Северном. На суше теплеет сильнее, чем над океаном, кроме SSP1-2.6, что связано с уменьшением парникового эффекта. Также показано, что парниковый эффект способствует изменению динамики атмосферы – происходит увеличение ячеек Хэдли и Ферреля, что может быть связано с изменением потоков импульса, связанными с волнами Россби. При этом интенсивность циркуляции Хэдли уменьшается из-за увеличения температуры и влажности воздуха [168].

Последние исследования, то есть расчёты HIST1-HIST5, проведённые с помощью усовершенствованной модели ИВМ РАН в соответствии с международными требованиями по сравнению климатических моделей CMIP6, показали, что зимние сезоны с фазой Эль-Ниньо характеризуются более высокими температурами арктической стратосферы по сравнению с фазой Ла-Нинья [170]. Также эти исследования показали, что повышение ТПО в Северной части Тихого океана (Тихоокеанское субарктическое колебание) приводит к понижению температуры в Арктической стратосфере, причём это

колебание не связано с ЭНЮК. Модель, используемая в этом исследовании, имеет совершенствования атмосферного блока, аэрозольный блок и океанический модуль. Показано, что модель занижает интенсивность Эль-Ниньо (максимальная аномалия ТПО составляет 1 К, тогда как по данным реанализа они более 2 К). Количество явлений, связанное с Эль-Ниньо, также занижено по сравнению с данными реанализа. В то же время среднеквадратическое отклонение аномалий ТПО меньше, чем по данным реанализа. Температура нижней стратосферы в Арктике при фазе Эль-Ниньо выше, а СПВ – слабее, чем при фазе Ла-Нинья, что соответствует [90]. При фазе Эль-Ниньо температура в Арктической стратосфере на 2 К выше, а скорость зонального ветра на 5 м/с меньше, чем при фазе Ла-Нинья. По мнению авторов исследования, это может быть следствием занижения частоты ВСП в январе. Что касается Тихоокеанского субарктического колебания, то отрицательная аномалия ТПО в Северной части Тихого океана выявлено в 2 раза больше событий ослабления СПВ, чем при положительной аномалии ТПО в этом регионе. Известно, что в зимние месяцы доминируют планетарные волны с зональными волновыми числами 1 и 2 с максимальными амплитудами в 60° - 70° с.ш. Показано, что при фазе Эль-Ниньо в Арктической стратосфере увеличивается амплитуда волны с числом 1, тогда как при Ла-Нинья – амплитуда волны с числом 2. Все эти оценки соответствуют опубликованным ранее результатам [90,171,172], что показывает, что усовершенствованная модель ИВМ РАН адекватно воспроизводит взаимодействие стратосферы и тропосферы, связанное с аномалиями ТПО в Тихом океане [170].

Резюмируя сказанное, получается, что повышение ТПО и фаза Эль-Ниньо способствует усилению потоков тепла в стратосферу и ослаблению СПВ, тогда как фаза Ла-Нинья – усилению. А ослабление СПВ может быть связано с усилением потока волновой активности [134,138], тогда как усиление СПВ – с ослаблением потока волновой активности. То есть, фаза Эль-Ниньо может способствовать усилению потока волновой активности, тогда как Ла-Нинья –

ослаблению. Однако некоторые вопросы, связанные с влиянием Эль-Ниньо на процессы в полярной стратосфере, всё ещё полностью не изучены.

Результаты химико-климатического моделирования изменчивости температуры тропосферы и стратосферы на основе заданных сценариев изменения содержания в атмосфере парниковых газов и озоноразрушающих веществ (ОРВ), а также с учетом других факторов, таких как вулканический аэрозоль и солнечная активность, как правило, количественно хорошо согласуются со спутниковыми измерениями [155]. Эти результаты помогают прояснить многие проблемы в понимании последних тенденций изменения температуры тропосферы и стратосферы. Тем не менее, некоторые вопросы изменчивости температуры тропосферы и стратосферы, в частности широтные особенности трендов, до сих пор полностью не изучены [146].

2 Основные методы исследования влияния температуры поверхности океана на структуру и состав атмосферы

Основными методами исследования является численное моделирование с помощью химико-климатической модели и анализ данных реанализа. Для исследований процессов, происходящих в результате долгопериодных и короткопериодных изменений ТПО, и оказывающих воздействие на общую циркуляцию атмосферы и перенос газовых примесей, используются химико-климатические модели. Для исследования таких проблем, как уменьшение содержания озона в атмосфере, «озоновые дыры» в полярных регионах, изменение климата и воздействие на циркуляцию атмосферы необходимо изучать взаимодействие физических и химических процессов в атмосфере [164,173,174]. Численные исследования проводились с помощью химико-климатической (ХКМ). Далее приведено описание этой модели.

2.1 Описание химико-климатической (ХКМ)

ХКМ представляет собой комбинацию двух частей – динамическую, которая была разработана в ИВМ РАН, и химическую, разработанную в РГГМУ [164,173]. В динамической составляющей осуществляется расчёт основных метеорологических параметров с помощью уравнений гидротермодинамики атмосферы, а также параметризация процессов подсеточного масштаба, таких, как турбулентность и конвекция. В химической составляющей рассчитываются концентрации газовых примесей и скоростей химических реакций с этими примесями. Между этими составляющими модели осуществляется взаимодействие – учёт влияния метеорологических параметров на химические реакции и учёт влияния концентраций газовых примесей на метеорологические процессы [164,173,174].

Эта модель состоит из трёх основных блоков: ВХОД, ОСНОВА и КОНТРОЛЬ (рисунок 2.1). Блок ВХОД считывает исходные данные из файлов и подготавливает начало счёта. Блок ОСНОВА осуществляет основную работу модели – расчёт параметров атмосферы и их прогноз. Блок КОНТРОЛЬ управляет счётом и накапливает результаты расчётов. Модель работает по схеме: блок ОСНОВА работает 6 раз, что соответствует 6 часам, затем работает блок КОНТРОЛЬ, после чего – снова блок ОСНОВА 6 раз. Всего такие циклы осуществляются 4 раза, что соответствует суточному интервалу. Всё это повторяется, пока модель не пройдёт заданный промежуток времени [164,173].

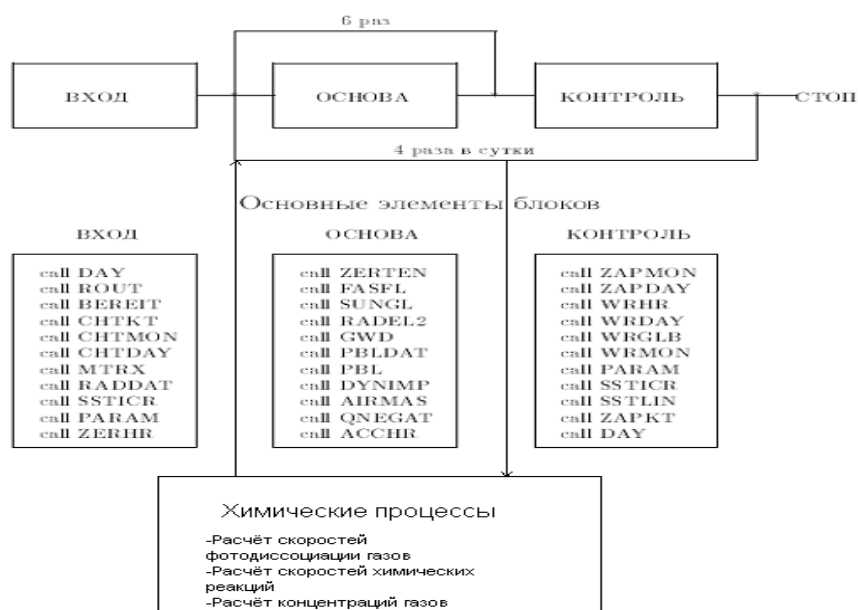


Рисунок 2.1 – Схема ХКМ [164,173,174]

Программный блок ОСНОВА состоит из динамической и фотохимической части. Динамическая часть включает в себя модули – подпрограммы, которые рассчитывают основные параметры атмосферы, а именно – скорость ветра, температуру, влажность и давление [164].

Основным модулем является модуль ДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ, в котором решается система уравнений, при этом шаг по времени равен 1 часу. Основные параметры атмосферы находятся в общем массиве, при этом они сгруппированы по вертикальным плоскостям вдоль кругов широты. В этом модуле организован цикл по времени, а также учитываются влияние солнечной радиации и диффузии для параметров атмосферы. Уравнения

гидротермодинамики атмосферы решаются конечно-разностными методами на сетке С Аракавы [164,173]. Также в этом блоке есть модули, учитывающие влияние на параметры атмосферы других процессов: модуль **КОНВЕКТИВНЫЕ ПРОЦЕССЫ** включает параметризацию глубокой и мелкой конвекции, модуль **РАДИАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ** учитывает влияние солнечного излучения на температуру воздуха. Влияние подстилающей поверхности на атмосферу учитывается с помощью модуля **ПЛАНЕТАРНЫЙ ПОГРАНИЧНЫЙ СЛОЙ**. Также в модели есть параметризация гравитационных волн, что позволяет учитывать перенос импульса и энергии гравитационными волнами [164,173].

Разрешение этой модели – 5° долготы и 4° широты. Охват по долготе от 185° з.д. до 180° в.д., по широте – от 88° ю.ш. до 88° с.ш. По вертикали количество σ -уровней модели равно 39 (от 0 до 88 км или от поверхности до уровня 0.003 гПа), при этом результаты моделирования интерполируются в изобарическую систему координат на 31 стандартную изобарическую поверхность. Количество узлов в модели 72 по долготе и 45 по широте. Шаг по времени – 12 минут. Модель обновляет начальные данные через каждые 6 часов (4 раза в сутки). [164,173,174]. Химическая часть модели описывает изменения концентраций 74 основных газов, которые влияют на содержание озона в атмосфере. Модель решает систему уравнений переноса газовых примесей с учётом фотохимического взаимодействия для долгоживущих газовых примесей. Для короткоживущих газов решаются уравнения без учёта атмосферного переноса [164,173,174].

Модель учитывает взаимодействие между химическими и физическими процессами на каждом шаге по времени. Сначала рассчитываются потоки солнечной радиации, при этом учитывается текущее содержание озона и молекулярное рассеяние света. Эти потоки используются для расчёта скоростей фотодиссоциации газов, по которым рассчитывают скорости фотохимического образования газов. При этом для расчёта используются значения температуры, рассчитанные в динамической части модели. Эти скорости химических реакций

позволяют моделировать эволюцию озона и других газов [164,173,174]. В динамической части учитываются данные ТПО, площади ледяного покрова и уровня углекислого газа, которые оказывают влияние на нагрев атмосферы. От них зависят основные метеорологические параметры: температура и скорость ветра. На рисунке 2.2 представлена схема процессов, моделируемых ХКМ.

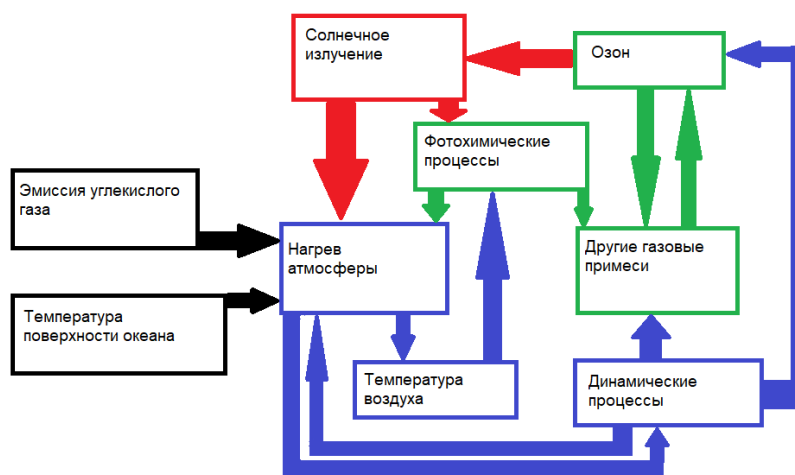


Рисунок 2.2 – Схема процессов, моделируемых ХКМ

В схеме показано, что ТПО оказывает воздействие на нагрев атмосферы, что, в свою очередь, влияет на температуру воздуха и динамические процессы, которые влияют на изменения концентраций озона и других газовых примесей. С помощью данной модели можно оценить пространственную и временную изменчивость содержания атмосферных газов и распределение метеорологических параметров [164,173].

Программный блок ВХОД даёт доступ модели к исходным данным, начальным и граничным условиям, файлам с данными для работы модулей блока ОСНОВА. Входные данные находятся в основных директориях DAT, RES, RD, TTT, III. Этими данными являются данные наблюдений и измерений атмосферных параметров, ТПО и площади покрытия льдами. Этот блок начинает работу с проверки конца счёта. В этом блоке осуществляется подготовка работы модулей блока ОСНОВА, горизонтальной и вертикальной сетки, задание констант, списка переменных, формирование блока параметров и чтение исходных данных [164,173,174]. Программный блок КОНТРОЛЬ контролирует ход счёта модели. Каждые 6-часовые интервалы работы блока

ОСНОВА идёт сохранение результатов счёта и проверка конца счёта. В этом блоке идёт запись результатов расчёта в файлы, а также модель корректирует свой счёт [164,173,174].

2.2 Описание методики, начальных данных для моделирования, данных реанализа и численных экспериментов

Основным методом данного исследования является численное моделирование атмосферных процессов. Как сказано ранее, изменения основных метеорологических параметров (температуры и влажности воздуха, атмосферного давления, плотности воздуха и скорости ветра) описываются уравнениями термодинамики, сохранения водяного пара, состояния воздуха, неразрывности и движения атмосферы. Эти уравнения решаются только численными методами [164]. Неадиабатические процессы, связанные с солнечной радиацией, турбулентностью, конвекцией и влиянием подстилающей поверхности на атмосферу, учитываются посредством параметризации. Эволюция газовых примесей определяется с помощью уравнений их переноса, которые также решаются конечно-разностными методами; при этом для решения данной задачи определяются скорости химических реакций [164,173]. Между динамической и химической частями модели происходит обмен расчётными данными, что позволяет учитывать влияние всех этих процессов друг на друга [164,173].

Для изучения взаимодействия атмосферы и океана проводились различные эксперименты, одним из которых был AMIP II [165,175]. Этот эксперимент позволил воспроизвести эволюцию газовых примесей и метеопараметров атмосферы в зависимости от параметров океана. Также проводились эксперименты в рамках требований CMIP5 и CMIP6 [167,168,170,176], в которых исследовалась динамические процессы влияния Эль-Ниньо на Арктическую стратосферу, а также моделировались

изменения климата с помощью моделей INM-CM48 и INM-CM5, однако, в отличие от AMIP II, моделирование химических процессов не проводилось.

Начальные данные для метеопараметров были взяты из CIRA-86 и NCEP [177,178]. Данные для распределения озона взяты из спутниковых данных TOMS [179]. Для изучения влияния океана на атмосферу были проведены различные эксперименты, в каждом из которых использовались разные данные о температуре поверхности океана и площади ледяного покрова, а именно данные Met Office [180] и данные ERA5 [181], основанные на данных наблюдений NOAA.

С помощью ХКМ были проведены численные эксперименты. Для оценки влияния долгопериодных изменений ТПО на атмосферные процессы и чувствительности к этим изменениям проведены эксперименты на период с 2021 по 2030 годы, при этом использовались данные ТПО с условиями, характерными для начала периода (начало 1980-х) и конца периода (конец 2010-х). Для оценки влияния короткопериодных изменений ТПО на атмосферные процессы проведены аналогичные эксперименты с данными ТПО, характерными для Ла-Нинья и для Эль-Ниньо. Для оценки влияния изменений ТПО и CO₂ проводились эксперименты за период с 1980 по 2019 годы: базовые эксперименты, эксперимент с фиксированными ТПО и CO₂, эксперимент с фиксированным ТПО и эксперимент с фиксированным CO₂.

Для того чтобы результаты моделирования можно было сравнить с наблюдаемыми в период моделирования процессами в атмосфере, а также для подробных исследований процессов в атмосфере, использовались данные ре-анализа – это данные, основанные на использовании данных наблюдений и моделировании на каждом шаге по времени (рисунок 2.3), в отличие от ХКМ, в которой начальные данные используются один раз. Это данные температуры, скорости ветра, концентрации и общего содержания озона MERRA2 [182], основанные на данных спутниковых наблюдений NASA, и данные ECMWF ERA5 [181], по которым исследуются процессы с временными масштабами в месяцы и сутки, и с которыми сравниваются результаты моделирования. При

этом в MERRA2 есть 26 вертикальных уровня, тогда как в ERA5 – 21 уровень. Отличие моделирования от ре-анализа в том, что при моделировании начальные данные используются один раз, тогда как при ре-анализе – ассимиляция на каждом шаге по времени. Данные ре-анализа были приведены к модельной сетке (72 узла по долготе, 45 узлов по широте, 31 уровень по вертикали) для сравнения с результатами моделирования. Моделирование осуществлялось для периода с 1979 по 2019 г. Для данных ре-анализа MERRA2 и ERA5 выбран период с 1980 по 2020 годы. Для анализа процессов рассчитывались остаточная циркуляция и поток Пламба, формулы которых приведены далее.

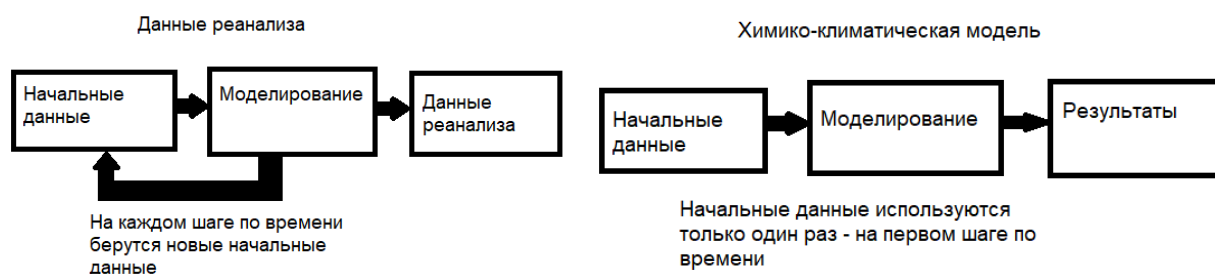


Рисунок 2.3 – Схемы получения данных реанализа (слева) и результатов моделирования на ХКМ (справа)

2.3 Формулы для расчёта остаточной циркуляции и потока волновой активности Пламба

Изменения ТПО приводят к усилению потоков тепла, которые оказывают воздействие на зональный ветер и переносятся через планетарные волны, что способствует изменению меридионального переноса и потока волновой активности. Для анализа этих изменений и связанных с ними процессов были рассчитаны остаточная циркуляция и поток волновой активности Пламба. На рисунке 2.4 показана схема этих процессов.

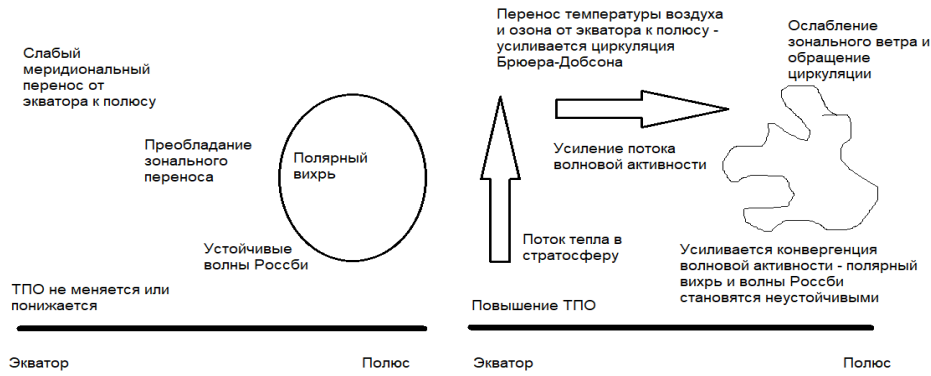


Рисунок 2.4 – Схема процессов, связанных с изменениями ТПО

Остаточная циркуляция представляет собой циркуляцию, при которой происходит нагрев поднимающегося и охлаждение опускающегося воздуха и является аппроксимацией среднего адвективного перемещения газов, представляя собой характеристику, в которой из регулярной скорости ветра вычитаются поправки, связанные с влиянием адвективных потоков тепла и импульса и короткопериодическими эффектами, являясь суперпозицией адвективного движения и индуцированного планетарными волнами вихревого движения. Она основана на глобальном перемещении и изменении температуры и демонстрирует тенденции перемещения в глобальном масштабе температуры и озона, таким образом позволяя оценить меридиональный перенос от экватора к полюсу, и вертикальные потоки. Она понимается как преобразование эйлеровой средней циркуляции [117,118]. Учитывая, что потенциальная температура равна $\theta = T \exp\left(\frac{Rz}{C_p H}\right)$, где $R = 287 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2} \text{ К}^{-1}$ – удельная газовая постоянная воздуха, $H = 7 \text{ км}$ – высота однородной атмосферы, C_p – теплоёмкость при постоянном давлении, а квадрат частоты Брента-Вейселя определяется формулой $N^2 = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \frac{g}{C_p} \right)$, где $g = 9.81 \text{ м с}^{-2}$ – ускорение свободного падения, получены уравнения для остаточной циркуляции [116]. Если взять отклонения от средних зональных значений меридиональной и вертикальной компонент скорости ветра $v' = v - \bar{v}$; $w' = w - \bar{w}$, и потенциальной температуры $\theta' = \theta - \bar{\theta}$, то формулы для расчёта меридиональной и вертикальной компонент остаточной циркуляции будут выглядеть так [116]:

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\partial \bar{\theta} / \partial z} \left(-\frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{H} + \frac{\partial \bar{v}' \bar{\theta}'}{\partial z} - \frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{\partial \bar{\theta} / \partial z} \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z^2} \right), \quad (2.1)$$

$$\bar{w}^* = \bar{w} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{1}{\partial \bar{\theta} / \partial z} \left(-\sin \varphi \bar{v}' \bar{\theta}' + \cos \varphi \left(\frac{\partial \bar{v}' \bar{\theta}'}{\partial \varphi} - \frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{\partial \bar{\theta} / \partial z} \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z \partial \varphi} \right) \right), \quad (2.2)$$

где z – высота, a – радиус Земли, черта сверху – зональное осреднение.

В отличие от эйлеровой средней циркуляции, остаточная вертикальная циркуляция для осреднённых по времени условий пропорциональна скорости неадиабатического нагрева – неадиабатическая циркуляция в меридиональной плоскости [117-119], при которой происходит неадиабатический нагрев поднимающегося воздуха и неадиабатическое охлаждение опускающегося, при этом их потенциальная температура приспособляется к локальной среде. Осреднённая по времени остаточная меридиональная циркуляция аппроксимирует среднее движение воздуха и представляет собой аппроксимацию среднего адвективного перемещения газовых примесей [116].

Потоки тепла в стратосферу оказывают воздействие на полярный вихрь посредством планетарных волн, интенсивность распространения которых можно количественно оценить с помощью потока волновой активности Пламба. Волновая активность распространяется в стратосфере и воздействует на упорядоченный перенос и остаточную циркуляцию. Формулы для расчёта трёх компонент и дивергенции потока Пламба [134]:

$$F_L = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \left(-\frac{1}{2af \cos \varphi} \frac{\partial \bar{v}' \bar{\Phi}'}{\partial \lambda} + \overline{v'^2} \right), \quad (2.3)$$

$$F_\varphi = \frac{p}{p_0} \cos \varphi \left(\frac{1}{2af \cos \varphi} \frac{\partial \bar{u}' \bar{\Phi}'}{\partial \lambda} - \overline{u' v'} \right), \quad (2.4)$$

$$F_z = \frac{p}{p_0} \frac{f \cos \varphi}{S} \left(-\frac{1}{2af \cos \varphi} \frac{\partial \bar{T}' \bar{\Phi}'}{\partial \lambda} + \overline{v' T'} \right), \quad (2.5)$$

$$\text{div} \vec{F} = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial F_L}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial F_\varphi \cos \varphi}{\partial \varphi} + \frac{\partial F_z}{\partial z}, \quad (2.6)$$

где Φ – геопотенциал, $\kappa = \frac{R}{C_p}$, p – атмосферное давление, $p_0 = 1000$ гПа,

$S = \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \lambda \frac{\bar{T}}{H}$ – параметр статической устойчивости, λ – долгота, φ – широта,

$f = 2\Omega \sin \varphi$ - переносный вихрь (параметр Кориолиса), с^{-1} , Ω - угловая скорость вращения Земли, $u' = u - \bar{u}$, $v' = v - \bar{v}$ и $T' = T - \bar{T}$ - отклонения от средних зональных значений зональной и меридиональной компонент скорости ветра (м с^{-1}) и температуры воздуха (К), характеризующие планетарные волны.

Как видно по формуле (5), повышение зонального отклонения температуры приводит к усилению вертикальной компоненты потока волновой активности, что указывает на перенос тепла из тропосферы в стратосферу через планетарные волны. Формула (4) показывает, что воздействие на зональный ветер и его обращение (уменьшение зонального отклонения зональной компоненты и увеличение зонального отклонения меридиональной компоненты скорости ветра) приводит к усилению меридионального потока волновой активности от экватора к полюсу. Усиление меридиональной и вертикальной компонент потока способствует неустойчивости планетарных волн и западного переноса, и усиление меридиональных процессов. Дивергенция потока волновой активности отражает ускорение зонально осреднённого зонального потока под действием планетарных волн. Отрицательные значения дивергенции (конвергенция) соответствуют отрицательному (направленному на запад) ускорению среднего ветра [134]. Таким образом, вектор потока Пламба является важным инструментом для оценки условий распространения планетарных волн в широтно-долготной плоскости.

Для анализа СПВ использовались значения потенциального вихря Эртеля PB ($\text{К м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$), рассчитываемого по формулам:

$$PB = (\xi + f) \left(-g \frac{\partial \theta}{\partial p} \right), \quad (2.7)$$

$$\xi = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial (u \cos \varphi)}{\partial \varphi}, \quad (2.8)$$

где ξ - относительный вихрь, с^{-1} , $f = 2\Omega \sin \varphi$ - переносный вихрь, параметр Кориолиса, с^{-1} , u и v - зональная и меридиональная компоненты скорости ветра, м с^{-1} , Ω - угловая скорость вращения Земли, λ - долгота, φ - широта.

3 Исследование влияния изменений температуры поверхности океана (ТПО) на температуру тропосферы и стратосферы, и на состояние озонового слоя

В рамках этой работы было проведено 2 исследования. 1 исследование связано с изучением взаимосвязи ТПО с температурой воздуха и другими метеопараметрами, а также с небольшим улучшением модели. 2 связано с изучением влияния ТПО на температуру воздуха в тропосфере и стратосфере. В данном исследовании использовались данные ТПО Met Office и ERA5, данные температуры воздуха MERRA2 и ERA5, и модель ХКМ за период с 1980 по 2019 годы. Результаты этих исследований опубликованы в [183-185].

3.1 Анализ изменений ТПО

На рисунке 3.1 представлена изменчивость аномалий ТПО, осредненной по всему земному шару (верхний график) и для тропиков (нижний график) по данным реанализа Met Office и ERA5. По всем данным в период с 1980 по 2019 как в тропиках, так и в глобальном масштабе наблюдается значительный (1% уровень значимости) положительный тренд ТПО. Происходит повышение ТПО более, чем на 0.3 градуса в среднем по планете, что указывает на глобальное потепление океана. При этом по графику видно, что в 2011 году (год мощного Ла-Нинья) ТПО на 0.2 градуса ниже линии тренда, тогда как в 2015 году (год Эль-Ниньо) – на 0.2 градуса выше. Тогда как в 1980 и 2019 годы ТПО соответствует линии тренда. В тропиках все два набора данных показывают одинаковые тенденции около 0.01 градуса в год. В то же время по данным ERA5 получается несколько больший тренд. Значительный кратковременный рост ТПО можно отметить в 1982-1983, 1986-1987, 1997-1998, 2009-2010 и 2014-2016 по изменчивости с периодом в несколько лет в тропической зоне, соответствующей фазе Эль-Ниньо Южного колебания и пониженные значения ТПО 1984-1985, 1989-1990, 1996, 1999-2000, 2008 и 2010-2011,

соответствующие фазе Ла-Нинья Южного колебания. В соответствии с коэффициентом детерминации около половины дисперсии ТПО в тропиках объясняется линейным трендом, а вторая половина описывается кратковременной изменчивостью.

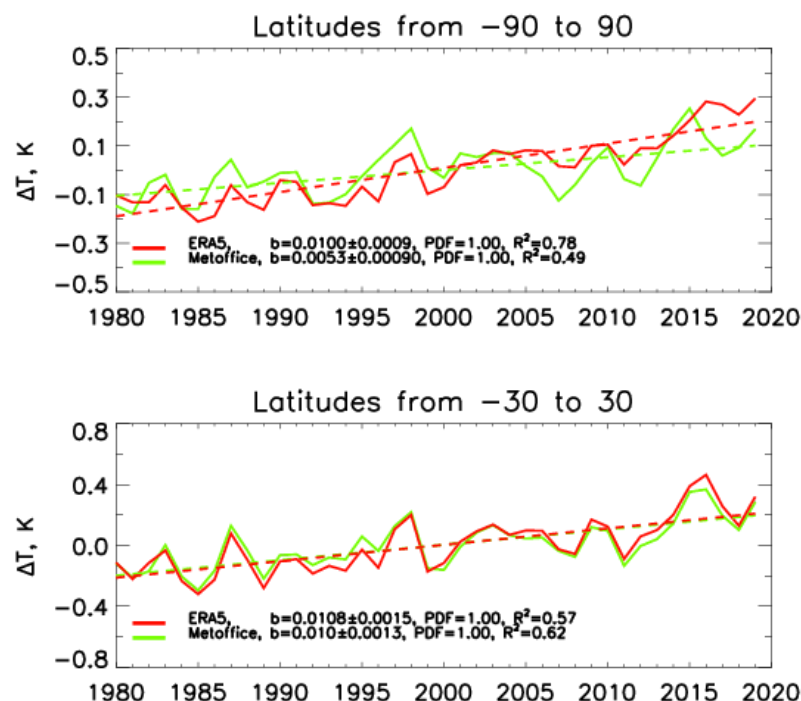


Рисунок 3.1 - Межгодовая изменчивость аномалий ТПО: в глобальном масштабе (сверху) и для тропиков (внизу) с оценкой трендов, их значимости и коэффициент детерминации по данным реанализа ERA5 (красный), Met Office (зеленый)

В глобальном масштабе оценки трендов различаются почти в два раза: данные ERA5 показывают тренд около 0,01 градуса в год, а данные Met Office — около 0.005 градуса в год (рисунок 3.1 сверху). Все тренды значимы с уровнем значимости 1%. Краткосрочная изменчивость ТПО также сильно различается между разными наборами данных реанализа. При этом для всех данных реанализа в глобальном масштабе повторяются периоды повышения и понижения ТПО, соответствующие наиболее мощным фазам Эль-Ниньо (1982-1983, 1986-1987, 1997-1998, 2009-2010 и 2014-2016) и Ла-Ниньо (1984-1985, 1989-1990, 1996, 1999-2000, 2008 и 2010-2011). Наибольшие амплитуды колебаний ТПО в глобальном масштабе показывают данные Met Office, при

этом в отдельные годы фазы минимумов и максимумов Met Office и ERA5 не совпадают. Соответственно, большая часть глобальной средней дисперсии ТПО в данных Met Office описывается короткопериодной изменчивостью (около 60%), а для данных ERA5, наоборот, около 60% дисперсии объясняется линейным трендом. В целом сравнение межгодовой изменчивости ТПО в глобальном масштабе и в тропиках свидетельствует о том, что фазы Южного колебания, имеющие тропический характер, оказывают существенное влияние на изменения ТПО в глобальном масштабе.

На рисунке 3.2 представлена межгодовая изменчивость ТПО в средних широтах южного (2 график) и северного (1 график) полушарий. В северном полушарии тренды ТПО за период с 1980 по 2019, по данным Met Office и ERA5 (около 0.2 градуса в год), в два раза больше, чем в тропических широтах и в глобальном масштабе. В средних широтах южного полушария, наоборот, тренд ТПО значительно меньше, чем в глобальном масштабе и в тропиках. В южном полушарии тренды ТПО в 5 раз меньше, чем в северном полушарии (0.003-0.004 градуса в год), что, с одной стороны, свидетельствует о значительном различии океанических процессов в разных полушариях, с другой - показывает что, помимо антропогенного фактора глобального потепления, который потенциально должен оказывать одинаковое влияние на разные полушария, важную роль, вероятно, играет и естественная изменчивость, которая в разных полушариях различна, и, в-третьих, создает потенциал для различных эффектов изменчивости ТПО от параметров атмосферы в разных полушариях. Кратковременная изменчивость ТПО в средних широтах имеет достаточно выраженную сезонную изменчивость, которая маскирует межгодовые колебания. Тем не менее, на фоне сезонной изменчивости в отдельные годы заметно влияние Южного колебания. Анализ коэффициентов детерминации обнаруживает, что несмотря на то, что тренды ТПО значимы в обоих полушариях с 1%-м уровнем значимости, в северном полушарии тренд описывает более 80% дисперсии, а в южном полушарии объясняет только 26% для данных ERA5 и 47% для данных Met Office.

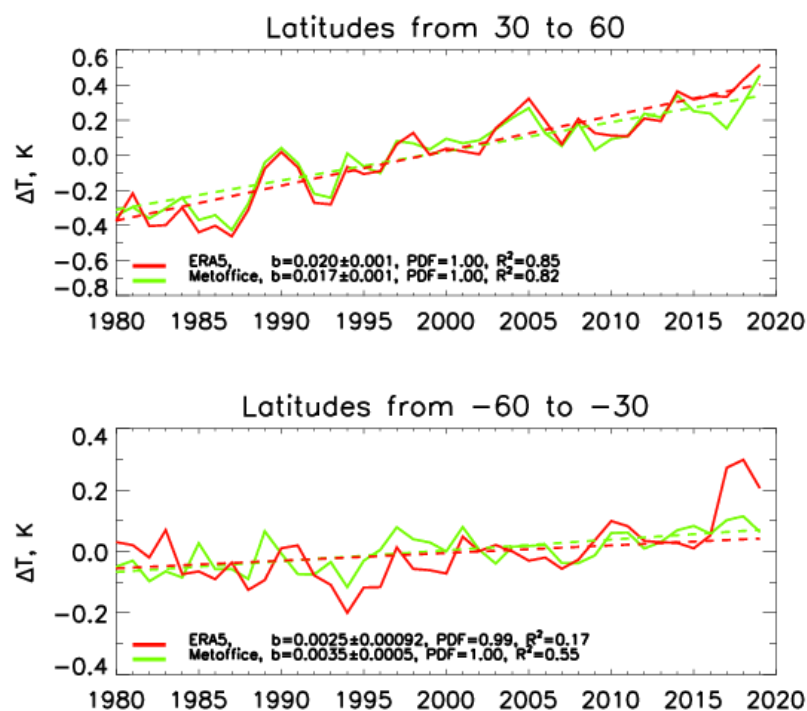


Рисунок 3.2 - Межгодовая изменчивость аномалий ТПО для средних широт Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) с оценкой трендов, их значимости и коэффициент детерминации по данным реанализа ERA5 (красный), Met Office (зеленый)

На рисунке 3.3 представлена межгодовая изменчивость ТПО в полярных областях южного (4 график) и северного (3 график) полушарий. Рассматриваемые данные реанализа демонстрируют разнонаправленные значимые (1% уровень значимости) тренды. В полярных широтах Северного полушария данные реанализа дают положительный тренд: ERA5 - около 0.014 градуса в год, а Met Office - около 0.004 градуса в год, а в южном полушарии, по данным реанализа, отрицательный тренд ТПО. получено: ERA5 около -0.004 градуса в год, Met Office около -0.002 градуса в год. Отрицательный тренд ТПО вблизи Антарктики может быть вызван усилением ветрового переноса морского льда на север, увеличивая добычу пресной воды вблизи Антарктиды и высвобождая ее в открытый океан [186].

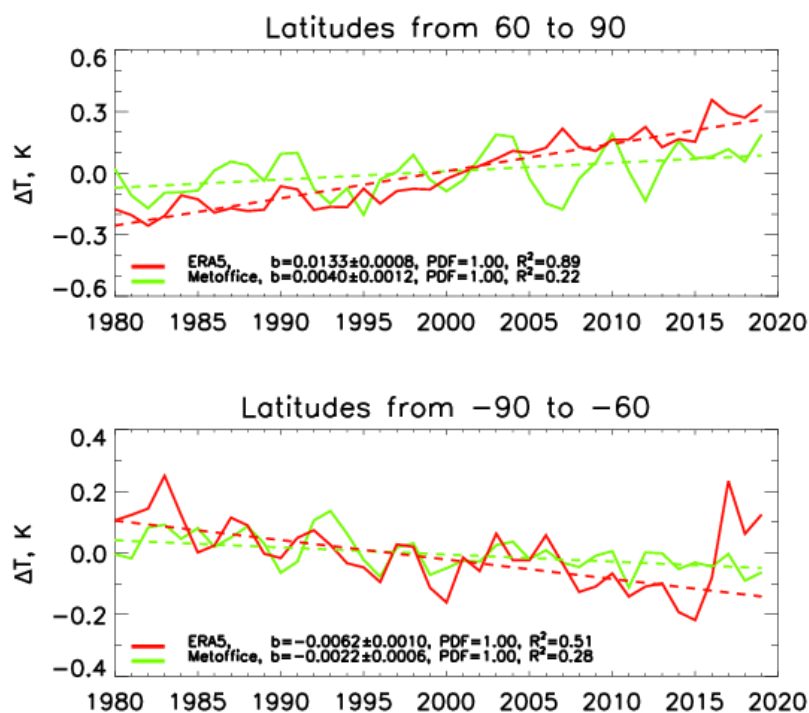


Рисунок 3.3 - Межгодовая изменчивость аномалий ТПО для полярных широт Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) с оценкой трендов, их значимости и коэффициент детерминации по данным реанализа ERA5 (красный), Met Office (зеленый)

В то же время после 2016 данные ERA5 демонстрируют значительный рост ТПО в полярной зоне Южного полушария. Кратковременная изменчивость в полярных областях демонстрирует уменьшение минимальной ТПО в южном полушарии и увеличение максимальной ТПО в северном полушарии. Это может повлиять на динамические условия, влияющие на параметры атмосферы в нижних и средних слоях атмосферы.

Для полярных регионов характерны большие различия между данными ERA5 и Met Office. Тренды по Met Office имеют низкие значения как в северном, так и в южном полушариях, хотя и значимы с 1%-ным уровнем значимости, но с низким коэффициентом детерминации. В то же время краткосрочная изменчивость объясняет более 80% дисперсии в северном полушарии и более 70% дисперсии в южном полушарии. В то же время тренд, оцененный по данным ERA5, описывает почти 90% дисперсии в северном полушарии, но чуть более 20% в южном полушарии. При этом, как и для

средних широт, данные ERA5 имеют сильный рост ТПО в южном полушарии после 2016, что увеличивает вклад краткосрочной изменчивости в общую дисперсию.

На рисунке 3.4 показаны изменчивость ТПО в районе Южного колебания (экваториальная часть Тихого океана) по данным реанализа Met Office и ERA5 (вверху). В области Южного колебания тренд ТПО статистически незначим, если ориентироваться на уровень значимости 1 или 5%, а фазы Южного колебания соответствуют максимуму ТПО (фаза Эль-Ниньо) в 1982-1983, 1986-1987, 1991-1992, 1994-1995, 1997-1998, 2002-2003, 2004-2005, 2007, 2009-2010 и 2014-2016, и минимуму ТПО (фаза Ла-Нинья) в 1989, 1996, 2000, 2006, 2008, 2011 и 2018 [46,66,174]. Почти вся дисперсия объясняется краткосрочной изменчивостью, в основном связанной с ЭНЮК. При этом колебания ТПО, связанные с Южным колебанием, имеют отклики в других регионах земного шара. То есть экваториальная часть Тихого океана, несмотря на незначимый многолетний тренд ТПО, оказывает значимое влияние не только на тропический пояс, но и на удалённые районы земного шара, в том числе и на полюса, и не только на тропосферу, но и на стратосферу.

3.2 Анализ изменений температуры воздуха и озона по данным реанализа

Изменение температуры воздуха в тропической зоне, представленное на рисунке 3.4 (в центре), показывает положительный тренд, значимый с уровнем значимости 1%, со значениями 0.02 градуса в год для реанализа MERRA2 и 0.01 градуса в год для ERA5. Кратковременная изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере тропиков четко следует фазам Южного колебания. Можно отметить превышение данных ERA5 над данными MERRA2 на 0.5 градуса в начале 80-х годов XX века и на 0.1 градуса в конце 10-х годов XXI века. Разница уменьшается за счет того, что тренд по данным MERRA2 почти вдвое больше, чем по ERA5.

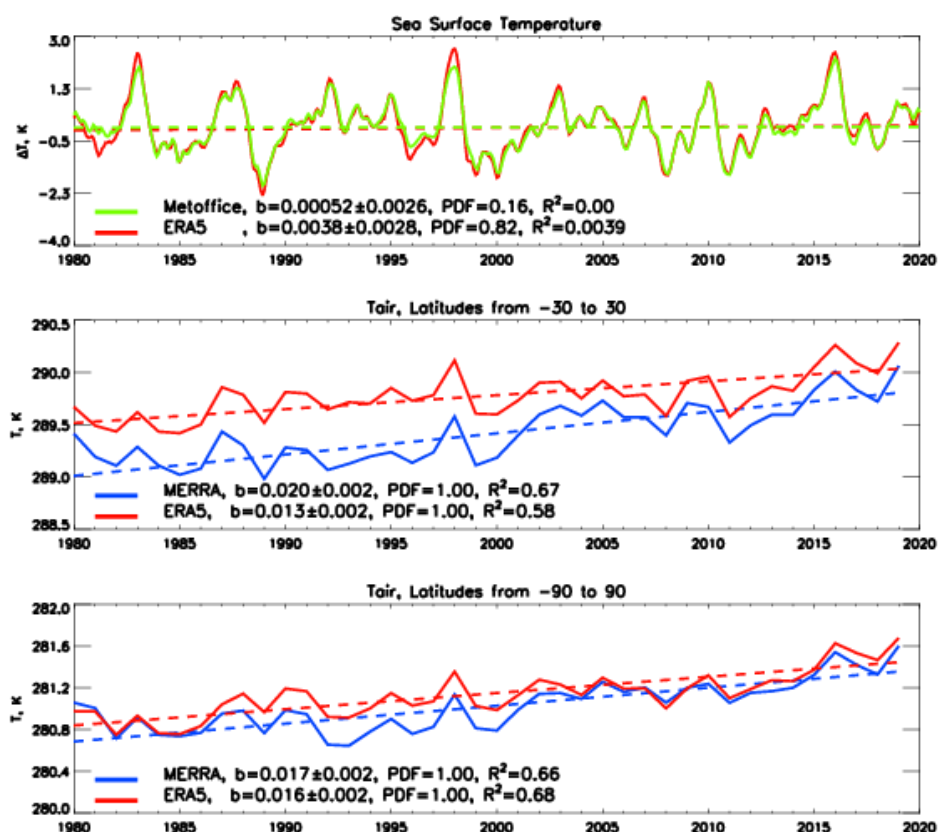


Рисунок 3.4 - Межгодовая изменчивость аномалий ТПО в районе Южного колебания (5^0 с.ш. – 5^0 ю.ш., 170^0 з.д. – 120^0 з.д.) по данным реанализа ERA5 (красный), Met Office (зеленый) (вверху) и температуры воздуха в нижней тропосфере для тропиков (в центре) и в глобальном масштабе (внизу) на основе данных реанализа MERRA (синий) и ERA5 (красный) с оценкой, их значимости и коэффициент детерминации

Глобальная изменчивость температуры нижней тропосферы (нижняя часть рисунка 3.4) по данным реанализов MERRA2 и ERA5 близка. Тенденция составляет около 0.015 градусов в год, что немного меньше, чем тропическая тенденция ERA5, и немного больше, чем тропическая тенденция MERRA2, и объясняет около 60-65% общей дисперсии. Кратковременная изменчивость температуры нижней тропосферы в глобальном масштабе, как и в тропиках, следует за изменчивостью ТПО в регионе ЭНЮК и описывает около 40% общей дисперсии.

На рисунке 3.5 представлена изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере средних широт Северного полушария (вверху) и Южного

полушария (внизу) по данным реанализов MERRA2 и ERA5. Оценка трендов приземной температуры воздуха показывает их положительные значения чуть более 0.02 градуса в год в Северном полушарии и вдвое меньше в Южном полушарии (0.008 – 0.01 градуса в год). Тенденции значимы с уровнем значимости 1%. Значения трендов температуры воздуха в нижней тропосфере средних широт хорошо согласуются с трендами ТПО в средних широтах Северного полушария и в два раза превышают тренды ТПО в средних широтах Южного полушария (рисунок 3.2). Кратковременная изменчивость приземной температуры воздуха в средних широтах Северного полушария также в целом совпадает с кратковременной изменчивостью ТПО в средних широтах с максимумами в 1981, 1983, 1990, 1998, 2005 и 2014 и минимумов в 1985, 1992-1993, 1996, 2009 и 2011.

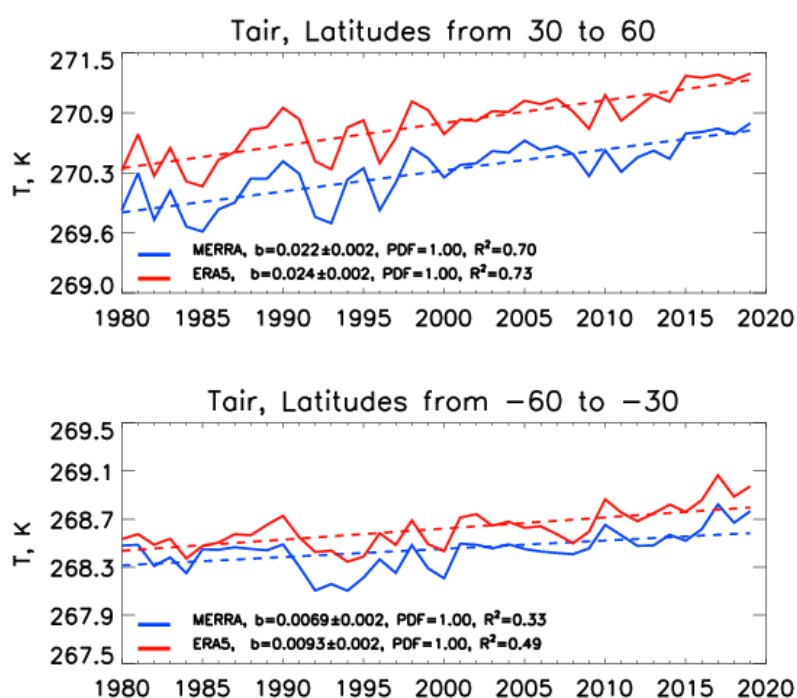


Рисунок 3.5 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха нижней тропосферы в средних широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов, значимости и коэффициент детерминации

В средних широтах Южного полушария совпадение кратковременной изменчивости температуры воздуха и ТПО несколько хуже, чем в Северном

полушарии. Можно отметить совпадение максимумов 1990, 2001, 2010 и 2017 годов. В то же время в 1998 году, когда наблюдалось мощнейшее явление Эль-Ниньо, отразившееся на изменении температуры воздуха в средних широтах обоих полушарий и ТПО Северного полушария, в ТПО отмечен минимум в средних широтах Южного полушария (рисунок 3.2). События Эль-Ниньо 1992, 2003, 2008 и 2016 гг. не отражаются на изменчивости приземной температуры воздуха в обоих полушариях. Следует также отметить систематическое различие температур нижней тропосферы в средних широтах по данным MERRA2 и ERA5. Данные реанализа ERA5 превышают значения MERRA2 на 0.5 градуса в северном полушарии и на 0.2 градуса в южном полушарии.

Межгодовая изменчивость приземной температуры воздуха в полярных районах по данным реанализа MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.6 для Северного полушария (вверху) и Южного (внизу). В арктическом регионе наблюдаются максимальные положительные тренды температуры около 0.045 градуса в год, что более чем на два раз выше среднемирового значения как для температуры воздуха (рисунок 3.3), так и для ТПО (рисунок 3.1). Максимальные тренды в Арктике соответствуют феномену арктического усиления [26,187-189]. В то же время тренд температуры в Арктике в три раза превышает максимальный локальный тренд ТПО по данным ERA5 и в 10 раз выше минимального тренда ТПО по данным Met Office (рисунок 3.2). Кратковременная изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере Арктики имеет максимумы в 1981, 1984-1985, 1988, 1990, 1995, 1998, 2002-2003, 2005, 2010, 2012 и 2016. По сравнению с фазами Эль-Ниньо Южного колебания эти максимумы совпадают для фаз Эль-Ниньо 1988, 1995, 1998, 2003, 2010 и 2016. Как и в средних и тропических широтах, данные ERA5 систематически превышают значения MERRA2 примерно на 0.5 градуса.

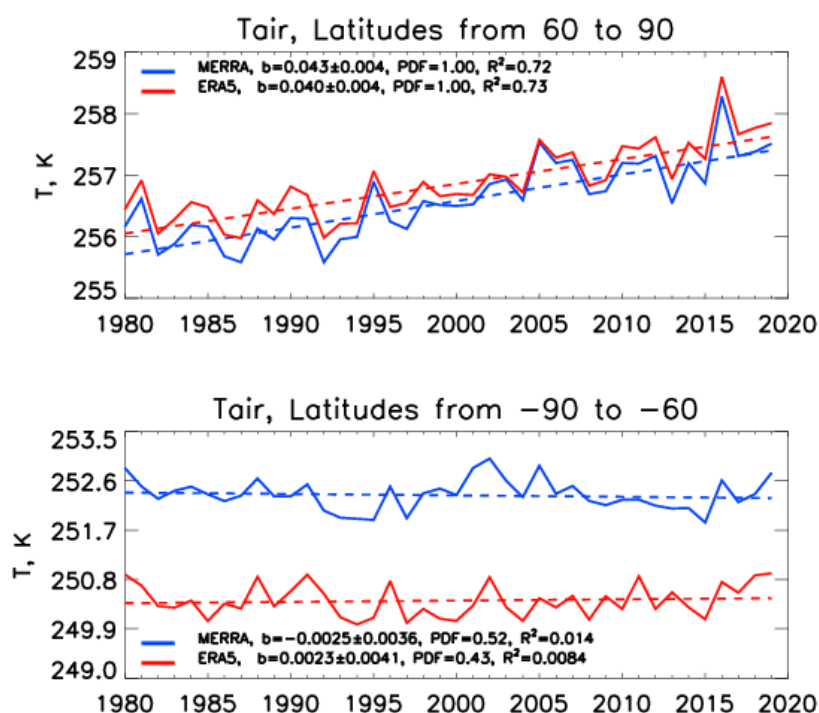


Рисунок 3.6 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха нижней тропосферы в полярных широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов, значимости и коэффициент детерминации

В Антарктиде тренд приземного воздуха слабоотрицательный и незначимый для 5% уровня значимости. Более 99% общей дисперсии объясняется кратковременной изменчивостью в южной полярной области, тогда как в северной полярной области более 65% общей дисперсии описывается трендом. Кратковременная изменчивость температуры нижней тропосферы в районе Антарктики имеет максимумы в 1984, 1988, 1991, 1996, 1998, 2002, 2005, 2007, 2011 и 2016. Эти максимумы соответствуют явлениям Эль-Ниньо в 1988, 1988 и 2016. В отличие от других районов земного шара, в Антарктике данные о температуре приземного воздуха MERRA2 превосходят данные ERA5 более чем на два градуса.

Температура нижней стратосферы (рисунок 3.7) в целом по земному шару характеризуется похолоданием в период с 1980 по 2019. Величина тренда составляет около -0.016 градуса в год по данным MERRA2 и -0.025 градуса в год по данным ERA5. Тенденции значимы с уровнем значимости 1%. Более

половины общей дисперсии описывается кратковременной изменчивостью как в тропиках, так и в глобальном масштабе. Кратковременная изменчивость температуры нижней стратосферы в глобальном масштабе характеризуется наличием максимумов в 1982, 1988, 1992, 1998, 2002, 2009, 2012-2013 и 2016. Наиболее высокие температурные максимумы нижней стратосферы как в тропиках, так и в глобальном масштабе приходятся на периоды после крупных извержений вулканов Эль-Чичон (Мексика, 1982) и Пинатубо (Филиппины, 1991). Резкое увеличение содержания стратосферного аэрозоля после этих крупнейших извержений вулканов привело к захвату приходящей солнечной радиации в стратосферу и к ее нагреву.

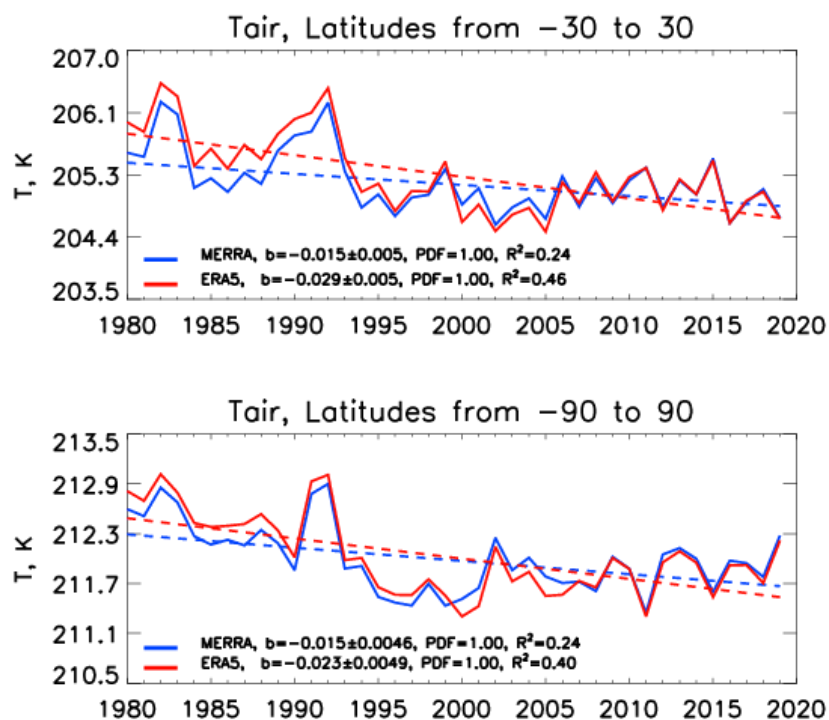


Рисунок 3.7 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней стратосфере в тропиках (вверху) и в глобальном масштабе (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов, их значимости и коэффициент детерминации

В XXI в отдельные годы отмечается противоположное фазовое изменение температуры нижней стратосферы в тропиках и в среднем по земному шару. В этом отношении можно отметить 2002, 2011, 2012 и 2015. Явление Эль-Ниньо проявляется в максимумах глобальной средней температуры нижней

стратосферы в 1988, 1998 и 2016. В нижней стратосфере тропиков значимой связи с явлением Эль-Ниньо не отмечено. В отличие от температуры нижней тропосферы, где данные MERRA2 и ERA5 имеют систематическую разницу до 0.5 градуса, в стратосфере данные двух рассмотренных реанализов практически не различаются.

Межгодовая изменчивость температуры нижней стратосферы в средних широтах северного (вверху) и южного (внизу) полушарий по данным реанализов MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.8. Для обоих полушарий температурные тренды в нижней стратосфере отрицательные около -0.02 градуса в год и значимые с уровнем значимости 1%. Тренды по данным ERA5 несколько выше трендов по данным MERRA2 и составляют -0.025 – 0.03 градуса в год. Кратковременная изменчивость характеризуется наличием максимумов температуры в нижней стратосфере средних широт обоих полушарий в 1982-1983, 1991-1992, 2005, 2007, 2009 и 2014.

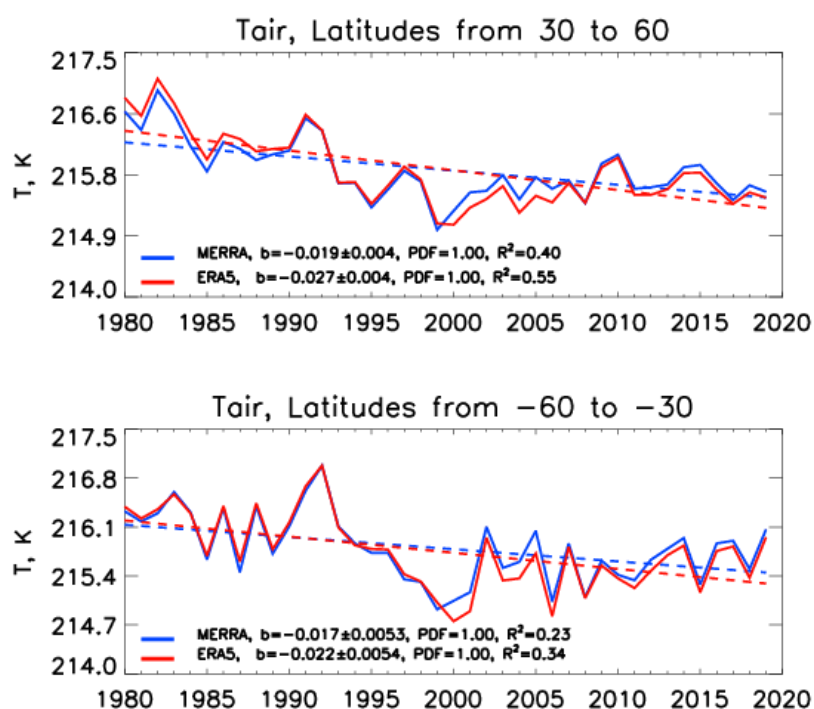


Рисунок 3.8 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней стратосфере в средних широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов, их значимости и коэффициент детерминации

Повышение температуры нижней стратосферы в результате крупных извержений вулканов в конце XX века отмечается и в средних широтах, причем Эль-Чичон больше влияет на температуру в Северном полушарии, а Пинатубо - в Южном полушарии. В то же время глобальный максимум 2002 (рисунок 3.7) проявляется только в температуре нижней стратосферы средних широт Южного полушария. Как и для всего земного шара, так и в тропиках, данные о температуре нижней стратосферы средних широт мало различаются по данным реанализа MERRA2 и ERA5.

Межгодовая изменчивость температуры нижней стратосферы полярных областей по данным реанализов MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.9 для Северного полушария (вверху) и Южного (внизу). Температурные тренды незначительны для 10% уровня значимости и в то же время слабо положительные для Северного полушария и отрицательные для Южного полушария. Более 95% общей дисперсии объясняется краткосрочной изменчивостью в полярных регионах. Среди глобальных максимумов температуры нижней стратосферы можно отметить максимумы 1991-1992, 1998, 2009, 2012-2013 и 2016, проявляющиеся в обоих полушариях, и максимумы 1998, 2013 в Северном полушарии и максимум 2002 в Южном полушарии. По сравнению с фазами явления Эль-Ниньо наиболее выраженное его проявление в 1998 характеризуется наличием максимума температуры в нижней стратосфере Арктики и минимума в нижней стратосфере Антарктики. Аналогичная картина наблюдается в 2010, а в 2016 максимальная температура нижней стратосферы проявляется в полярной нижней стратосфере обоих полушарий. В целом можно отметить, что, несмотря на то что температура нижней стратосферы полярных районов характеризуется ярко выраженной межгодовой изменчивостью, определяемой динамическими процессами, влияющими на устойчивость СПВ, глобальная изменчивость, во многом определяемая процессами в тропической зоне, проявляется и в полярных районах.

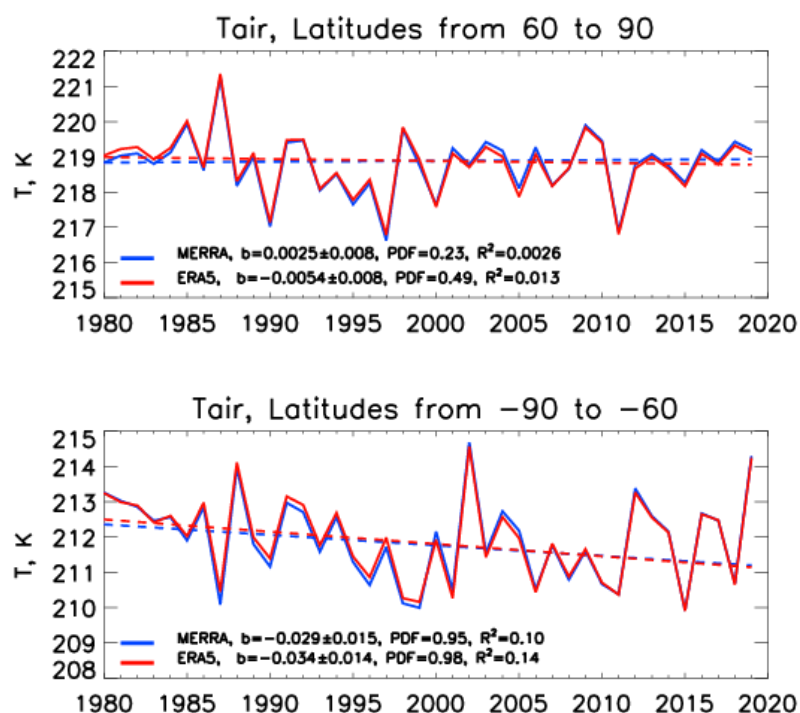


Рисунок 3.9 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней стратосфере в полярных широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов, их значимости и коэффициент детерминации

Кратковременная изменчивость в полярных районах во многом определяется динамикой СПВ, устойчивое состояние которого приводит к охлаждению полярной стратосферы за счет изоляции полярной области от более теплых средних широт, а неустойчивый СПВ приводит к более теплой стратосфере [7]. СПВ практически ежегодно в течение всей зимы довольно устойчив в Антарктиде и неустойчив в Арктике, что обусловлено более высокой волновой активностью в Арктике, приводящей к быстрому разрушению СПВ, образующегося в начале зимы. ВСП, регулярно возникающие в Арктике и редко в Антарктике, также могут привести к разрушению СПВ. В результате средняя температура нижней стратосферы в Антарктиде на 6-7 градусов ниже, чем в Арктике (рисунок 3.9). На фоне более высокой температуры нижней стратосферы в Арктике выделяются отдельные годы с устойчивым СПВ (1997 и 2011), когда температура нижней стратосферы значительно ниже среднеклиматической (рисунок 3.9, вверху) в зимне-

весенний период, что привело к формированию озоновых аномалий [111]. В Антарктиде, наоборот, есть несколько лет, когда температура значительно выше среднеклиматической, в основном за счет ВСП, наиболее сильного в 2002 (рисунок 3.9, внизу). Следует отметить, что в течение последнего десятилетия (2010-2020) разрушение СПВ, приводящее к резкому повышению температуры нижней стратосферы, происходит в Антарктиде чаще, чем в предыдущие десятилетия (рисунок 3.9, внизу).

Концентрация озона в нижней стратосфере в целом по земному шару (рисунок 3.10, сверху), в целом, мало меняется. Величина тренда составляет около -0.001 ppt в год по данным MERRA2 и -0.0001 ppt в год по данным ERA5. В тропической стратосфере (рисунок 3.10, внизу) величины тренда 0.0004 и 0.0008 , соответственно. Тенденции изменения концентрации озона незначимы для значимости 1%. Общая дисперсия описывается кратковременной изменчивостью как в тропиках, так и в глобальном масштабе.

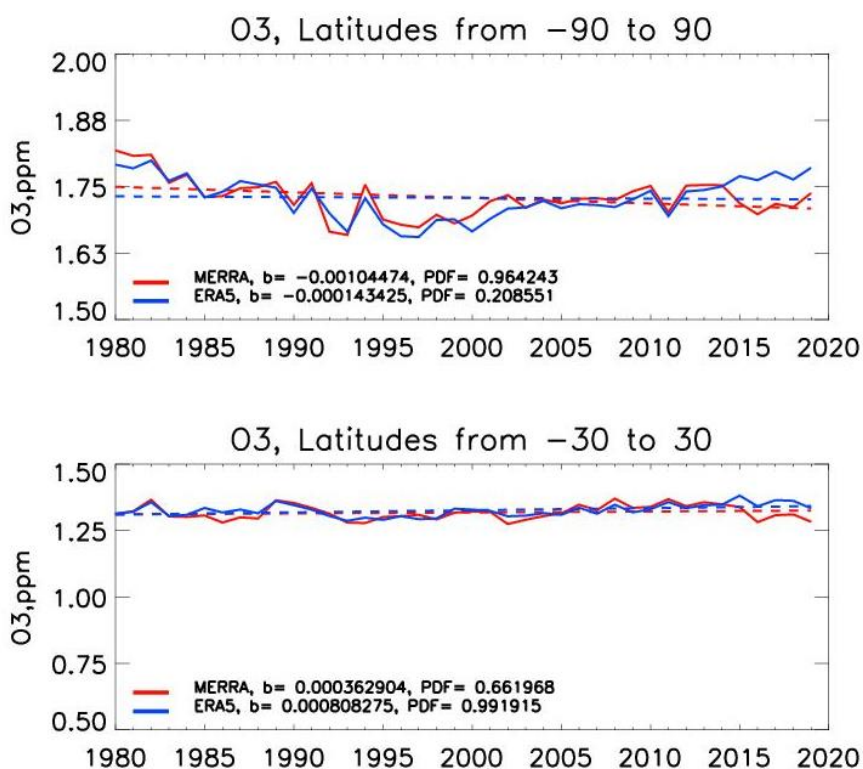


Рисунок 3.10 - Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере в глобальном масштабе (сверху) и в тропиках (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA 5 (красный) с оценкой трендов и значимости

Кратковременная изменчивость концентрации озона в глобальном масштабе проявляется в максимумах 1982, 1989, 1991 и 1994 (как известно, в 1982 и 1994 годы произошли извержения вулканов Эль-Чичон и Пинатубо), и в минимумах 1993, 1997, 2000 и 2011 годы. Как известно, в 1997, 2000 и 2011 годы в Арктике был устойчивый СПВ, при этом в 2000 и 2011 годы была фаза Ла-Нинья. В 1997 году также была фаза Ла-Нинья, только более слабая, чем в 2000 и в 2011 годы. Однако, в целом, концентрация озона в глобальном масштабе и в тропической стратосфере слабо зависит от явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья и Южной осцилляции.

Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере в средних широтах северного (вверху) и южного (внизу) полушарий по данным реанализов MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.11. Величины трендов для MERRA2 составляют -0.0016 в северном полушарии, и -0.0002 в южном, для ERA5 – -0.0006 в северном и -0.0003 в южном полушарии. Тенденции незначимы для значимости 1%. В обоих полушариях наблюдается максимум концентрации озона в 1994 году (извержение Пинатубо), а в северном – ещё и в 1982 году (извержение Эль-Чичон). В северном полушарии также наблюдаются максимумы в 1987, 1991, 1998, 2003, 2010 и 2015-2016 годы, при этом во все эти годы, кроме 1993, была фаза Эль-Ниньо. Минимумы наблюдаются в 1983, 1995-1997, 2011 и 2017-2018 годы. В 1996-1997, 2011 и 2018 была фаза Ла-Нинья, но в 1983 году была фаза Эль-Ниньо. В южном полушарии максимумы наблюдаются в 1981, 1983-1984, 2002, 2005, 2007 и 2017 годы. Минимумы наблюдаются в 1985, 1990, 1993, 1997, 1999 и 2006 годы. Как видно, явление Эль-Ниньо – Южная осцилляция в средних широтах в нижней стратосфере проявляется, в целом, сильнее, чем в тропических. Также наблюдается расхождение между данными MERRA2 и ERA5 с 2015 года.

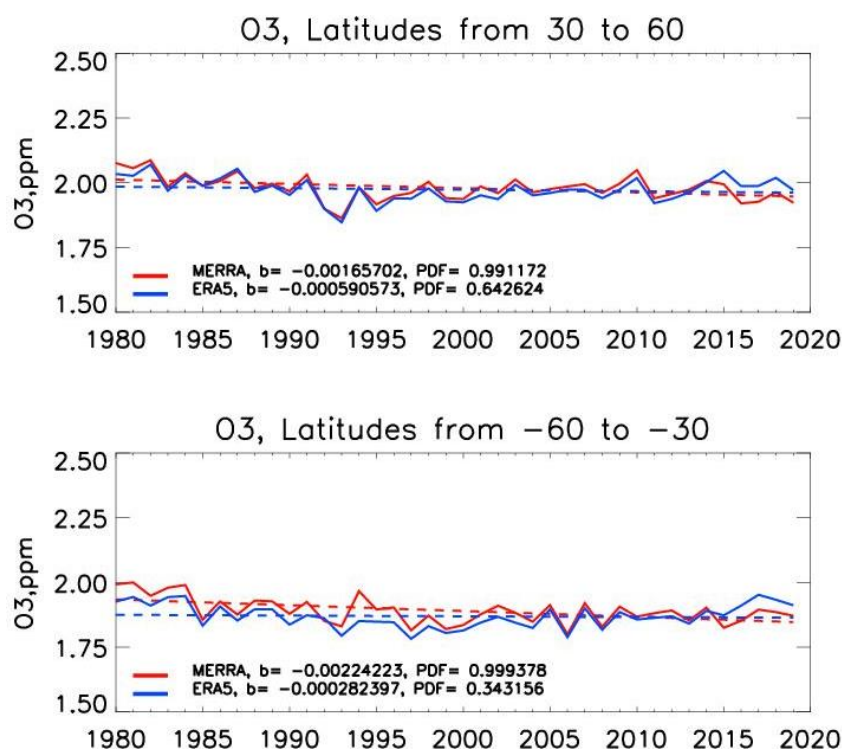


Рисунок 3.11 - Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере в средних широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов и их значимости

Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере в полярных широтах северного (вверху) и южного (внизу) полушарий по данным реанализов MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.12. Величины трендов для MERRA2 составляют -0.0009 в северном полушарии, и -0.0024 в южном, для ERA5 - -0.0003 в северном и -0.0014 в южном полушарии. Тенденции незначимы для значимости 1%. В северном полушарии наблюдаются максимумы в 1987, 1991, 1994, 1998, 2001, 2003-2004, 2006, 2009-2010 и 2015 годы. Минимумы наблюдаются в 1993, 1996-1997, 2000 и 2011 годы. В 1994 максимум концентрации озона, возможно, связан с извержением Пинатубо, тогда как в 1998, 2003, 2010 и 2015 – с Эль-Ниньо. Минимумы озона в 1996-1997, 2000, 2006 и 2011 связаны с устойчивым СПВ и, возможно, с Ла-Нинья. В южном полушарии максимумы наблюдаются в 1987, 1994, 2002, 2012 и 2016-2017 годы, тогда как минимумы – в 1996-1997 годы. Эффект от извержения Пинатубо оказал значимое влияние на концентрацию озона в обоих

полушариях, тогда как явление Эль-Ниньо – Ла-Нинья оказывает на концентрацию озона в северном полушарии, в целом, более значимое влияние, чем на южном.

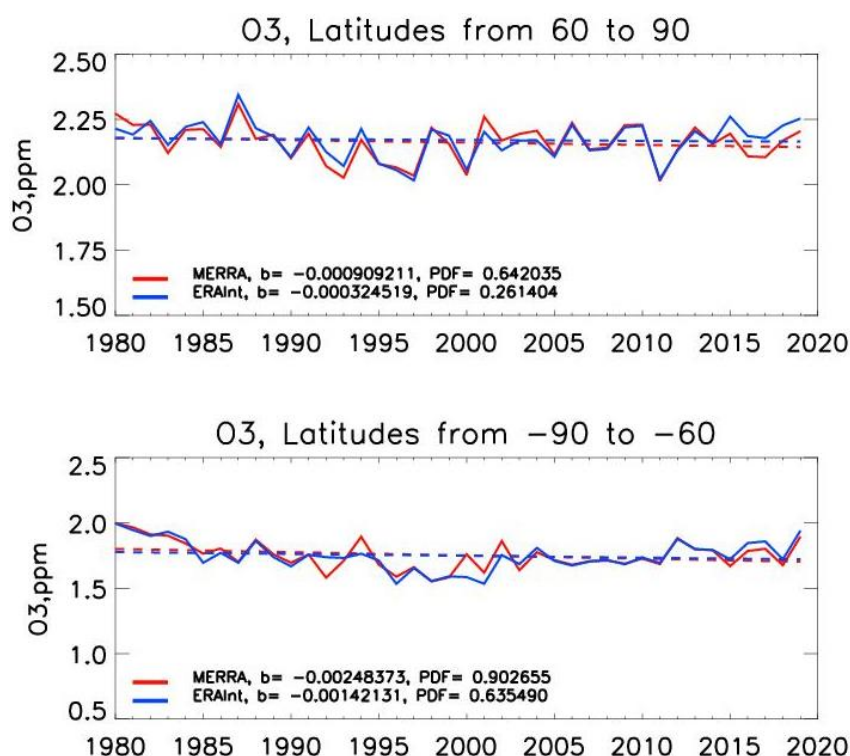


Рисунок 3.12 - Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере в полярных широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов и их значимости

Общее содержание озона в целом по земному шару (рисунок 3.13, вверху), в целом, меняется существенно. Величина тренда составляет около 0.059 еД в год по данным MERRA2 и -0.155 еД в год по данным ERA5. В тропической стратосфере величины тренда -0.0037 и 0.245, соответственно. Тенденции изменения содержания озона значимы для значимости 1%. Общая дисперсия описывается, как и в случае с концентрацией озона, кратковременной изменчивостью как в тропиках, так и в глобальном масштабе. Кратковременная изменчивость содержания озона в глобальном масштабе проявляется в максимумах 1987-1989, 1994, 1998-1999, 2002, 2010 и 2015-2016 годы, а также минимумы в 1993, 1997, 2000, 2006-2008 и 2011 годы в глобальном масштабе. В тропиках (рисунок 3.13, внизу) мощные максимумы

наблюдаются в 1989, 1999-2000 и 2015 годы. Максимумы содержания озона связаны с извержением Пинатубо в 1994 году и явлением Эль-Ниньо – Южная осцилляция в 1987, 1998, 2010 и 2015-2016 годы. Минимумы 1997, 2000, 2006 и 2011 могут быть связаны с фазой Ла-Нинья. В тропиках содержание озона слабо зависит от явления Эль-Ниньо – Южная осцилляция.

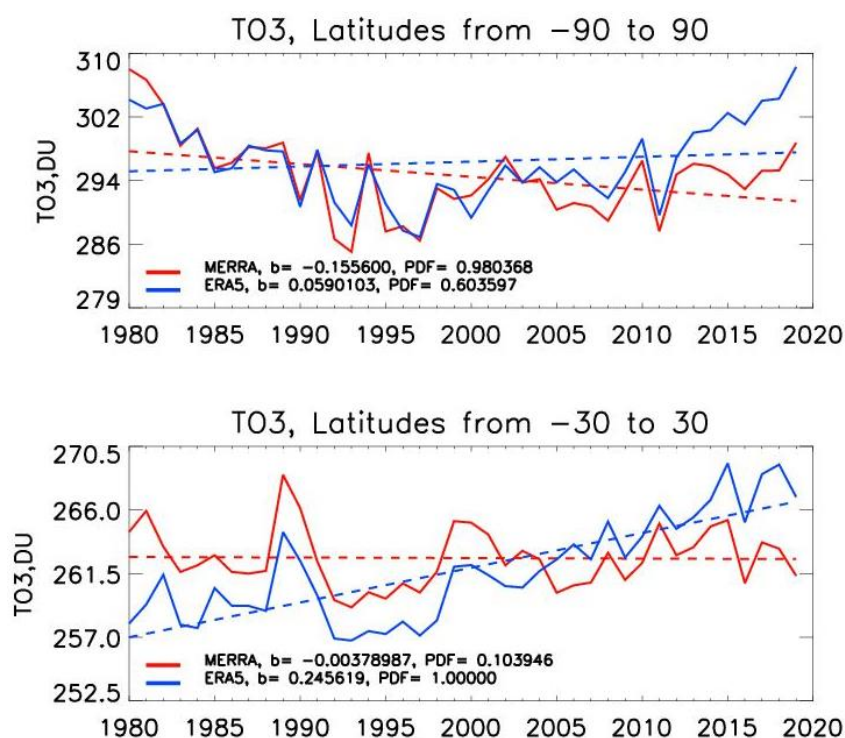


Рисунок 3.13 - Межгодовая изменчивость общего содержания озона в глобальном масштабе (вверху) и в тропиках (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов и их значимости

Межгодовая изменчивость общего содержания озона в нижней стратосфере в средних широтах северного (вверху) и южного (внизу) полушарий по данным реанализов MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.14. Величины трендов для MERRA2 - -0.236 в северном полушарии, и -0.26 в южном, для ERA5 - 0.07 в северном и -0.08 в южном полушарии. Тенденции значимы для значимости 1%. В целом, в средних широтах происходит уменьшение общего содержания озона. В северном полушарии наблюдаются максимумы содержания озона в 1982, 1984, 1987, 1991, 1994, 1998, 2003, 2010, 2015 и 2018 годы. Минимумы наблюдаются в 1983, 1985, 1990, 1993, 1995-1997, 2000, 2006, 2008 и 2011 годы. Максимумы 1982 и 1994 связаны с извержениями

вулканов Эль-Чичон и Пинатубо, соответственно. Максимумы 1987, 1998, 2003, 2010 и 2015 могут быть связаны с фазой Эль-Ниньо. Минимумы 1985, 1997, 2000, 2006, 2008 и 2011 могут быть связаны с фазой Ла-Нинья и устойчивым СПВ.

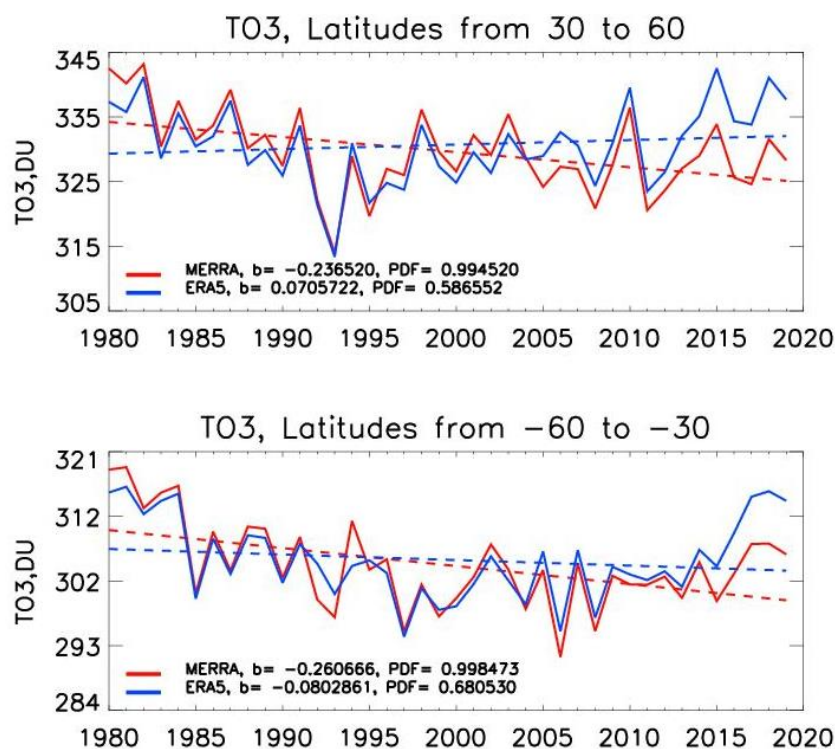


Рисунок 3.14 - Межгодовая изменчивость общего содержания озона в средних широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов и их значимости

В южном полушарии наблюдаются максимумы в 1984, 1988-1989, 1994, 2002, 2005, 2007 и 2017-2019 годы, тогда как в 1985, 1993, 1999, 2004, 2006 и 2008 наблюдаются минимумы. Максимум 1994 связан с извержением Пинатубо, максимум 2007 и минимумы 1999, 2006 и 2008 – с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья, соответственно. В целом, в южном полушарии явление Эль-Ниньо – Южная осцилляция слабее проявляется, чем в северном. С 2015 года между данными MERRA2 и ERA5 наблюдается небольшое расхождение. В тропиках по данным MERRA2 содержание озона мало меняется, тогда как по данным ERA5 – увеличивается.

Межгодовая изменчивость общего содержания озона в нижней стратосфере в полярных широтах северного (вверху) и южного (внизу) полушарий по данным реанализов MERRA2 и ERA5 представлена на рисунке 3.15. Величины трендов для MERRA2 - -0.088 в северном полушарии, и -0.36 в южном, для ERA5 - 0.138 в северном и -0.287 в южном полушарии. Тенденции значимы для значимости 1%. Как видно, в южном полушарии наблюдается устойчивое сокращение общего содержания озона, тогда как на северном – два вида данных реанализа дают противоположные тенденции.

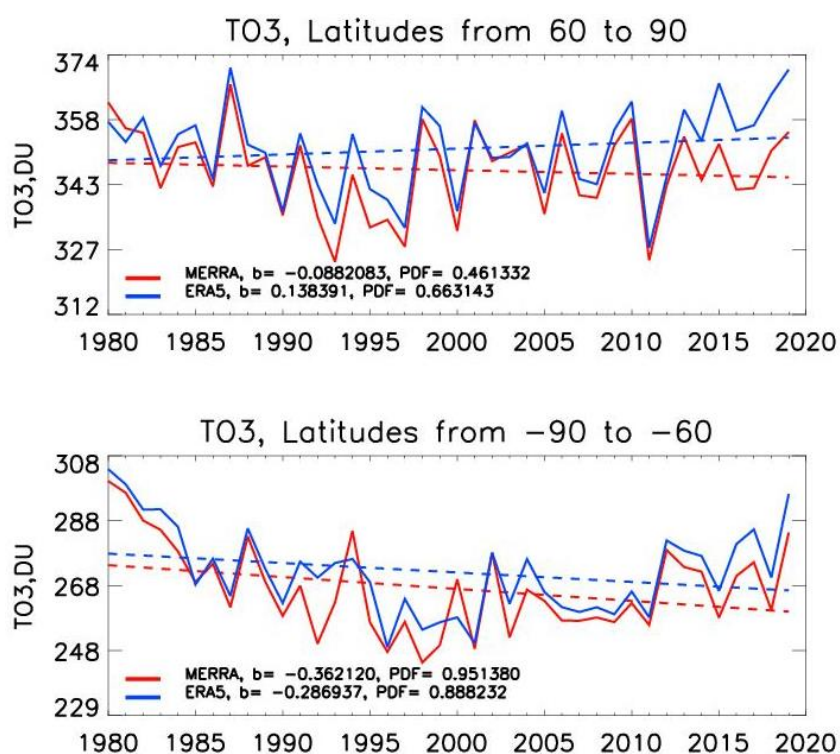


Рисунок 3.15 - Межгодовая изменчивость общего содержания озона в полярных широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) по данным реанализа MERRA2 (синий) и ERA5 (красный) с оценкой трендов и их значимости

В северном полушарии наблюдаются максимумы содержания озона в 1982, 1985, 1987, 1991, 1994, 1998-1999, 2001, 2006, 2010 годы, тогда как минимумы – в 1983, 1993, 1997, 2000, 2005, 2007-2008 и 2011 годы. Максимумы 1982 и 1994 связаны с извержениями вулканов в эти годы. Максимумы 1987, 1998-1999 и 2010 связаны с явлением Эль-Ниньо – Южная осцилляция. Максимум 2006 пришёлся на год Ла-Нинья, но в этот год были мощные

стратосферные потепления. Минимумы 1997, 2000, 2007-2007 и 2011 могут быть связаны с фазой Ла-Нинья. В южном полушарии максимумы наблюдаются в 1988, 1994, 2002, 2004, 2012-2014 и 2017 годы, минимумы – в 1985, 1987, 1990, 1996, 1998, 2001 и 2003 годы. По данным MERRA2 в южном полушарии наблюдается минимум в 1992 году. Максимум в 1994 связан с извержением Пинатубо. В целом, как и в случае со средними широтами, в южном полушарии явление Эль-Ниньо – Южная осцилляция слабее проявляется, чем в северном.

Кратковременная изменчивость концентрации и содержания озона, как и в случае с температурой воздуха, в полярных районах во многом определяется динамикой СПВ [7]. СПВ практически ежегодно в течение всей зимы довольно устойчив в Антарктиде и неустойчив в Арктике. ВСП, регулярно возникающие в Арктике и редко в Антарктике, также могут привести к разрушению полярного вихря. Всё это приводит к увеличению концентрации и содержания озона в северном полушарии. В результате концентрация и содержание озона в южном полушарии существенно меньше, чем в северном. При этом в Арктике бывают отдельные годы с устойчивым СПВ и низкой концентрацией озона, тогда как в Антарктике – отдельные годы с неустойчивым СПВ и высокой концентрацией озона. При этом видно, что, в целом, концентрация и содержание озона в северном полушарии выше, чем в южном полушарии. Также видно, что в южном полушарии сокращение озона происходит быстрее, чем в северном. Явление Эль-Ниньо – Южная осцилляция сильнее проявляется в северном полушарии, чем в южном.

3.3 Анализ изменений температуры воздуха и озона по результатам моделирования

Изменение температуры воздуха в тропической зоне по результатам моделирования, представленное на рисунке 3.16 (вверху), как и в случае с данными реанализа, показывает положительный тренд, значимый с уровнем

значимости 1%, со значениями 0.01-0.02 градуса в год. Кратковременная изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере тропиков четко следует фазам Южного колебания. Можно отметить небольшое превышение результатов моделирования по данным ERA5 над данными Met Office на 0.03 градуса в начале 80-х годов XX века. Разница уменьшается за счет того, что тренд по данным ERA5 немного больше. В целом, временной ход температуры воздуха и тренды согласуются с данными ТПО и данными реанализа по температуре воздуха. В глобальном масштабе (внизу) наблюдается аналогичная ситуация с трендом, что также согласуется с данными реанализа.

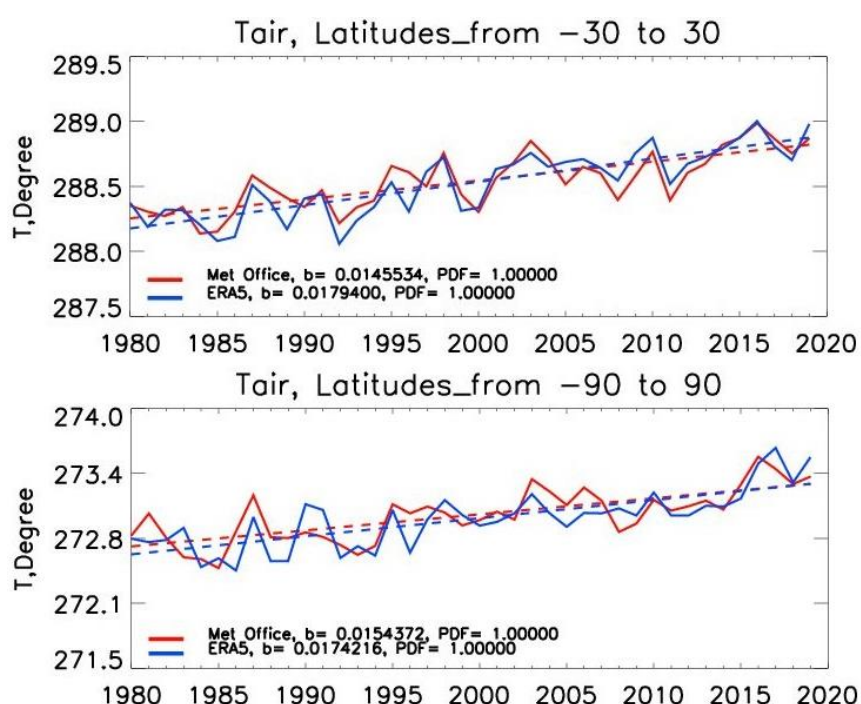


Рисунок 3.16 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в тропиках (вверху), в глобальном масштабе (внизу) с оценкой трендов и их значимости

Что касается изменчивости температуры воздуха в нижней тропосфере средних широт Северного полушария (рисунок 3.17, вверху) и Южного полушария (Рисунок 3.17, внизу), то оценка трендов приземной температуры воздуха показывает их положительные значения чуть более 0.02 градуса в год в Северном полушарии и вдвое меньше в Южном полушарии (0.01 – 0.012 градуса в год). Тенденции значимы с уровнем значимости 1%. Значения

трендов температуры воздуха в нижней тропосфере средних широт хорошо согласуются с трендами ТПО в средних широтах Северного полушария и в два раза превышают тренды ТПО в средних широтах Южного полушария (рисунок 3.2). Результаты, в целом, согласуются с данными реанализа (рисунок 3.5).

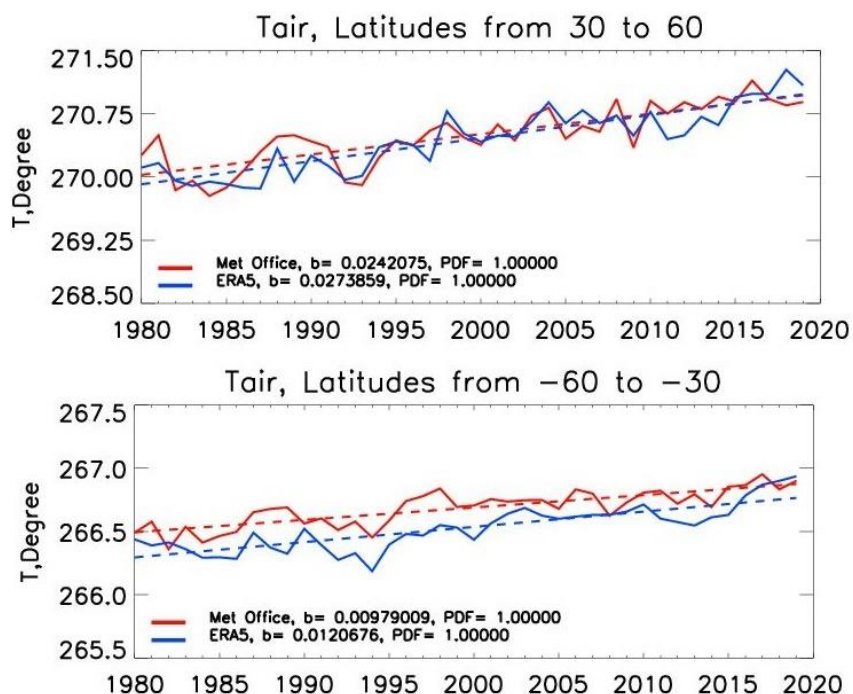


Рисунок 3.17 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в средних широтах северного полушария (вверху) и южного полушария (внизу) с оценкой трендов и их значимости

Межгодовая изменчивость приземной температуры воздуха в полярных районах по результатам моделирования представлена на рисунке 3.18. В арктическом регионе наблюдаются максимальные положительные тренды температуры около 0.035 градуса в год, что более чем на два раз выше среднемирового значения как для температуры воздуха (рисунок 3.4), так и для ТПО (рисунок 3.1), но на 0.01 градуса меньше, чем по данным реанализа (рисунок 3.6). В Антарктиде тренд приземного воздуха слабоотрицательный и незначимый для 5% уровня значимости. Однако температуры воздуха по результатам моделирования на 5 градусов ниже, чем по данным ERA5 и 7 градусов ниже, чем по данным MERRA2 (рисунок 3.6). В целом, результаты моделирования согласуются с данными реанализа.

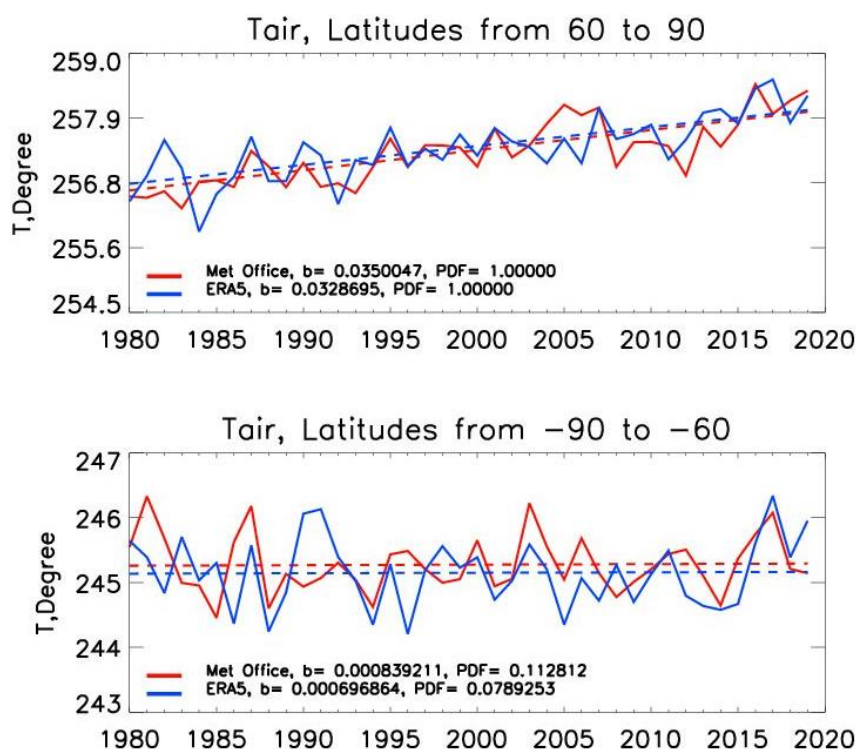


Рисунок 3.18 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в полярных широтах северного полушария (вверху) и южного полушария (внизу) с оценкой трендов и их значимости

Температура нижней стратосферы (рисунки 3.19, 3.20 и 3.21) в целом по земному шару, а также на разных широтах характеризуется похолоданием в период с 1980 по 2019. Величина тренда составляет от -0.03 до -0.05 градуса в год, хотя по результатам с использованием данных ERA5 в полярных широтах Северного полушария (рисунок 3.21, вверху) составляет -0.007 градусов. Тенденции значимы с уровнем значимости 1%. Как видно, температура воздуха в стратосфере, в целом, реагирует на изменения ТПО. Но, в то же время, результаты моделирования не согласуются с данными реанализа по температуре воздуха для стратосферы, что может быть связано с тем, что для реанализа на каждом шаге по времени происходит ассимиляция исходных данных, тогда как при моделировании — только в начале периода моделирования. Тренды, в целом, согласуются с данными реанализа, но они выражены сильнее (понижение температуры на 0.03-0.05 градусов, тогда как по реанализу — на 0.02 градуса). Также наблюдаются расхождения между

температурами воздуха в зависимости от данных ТПО, используемых в моделировании.

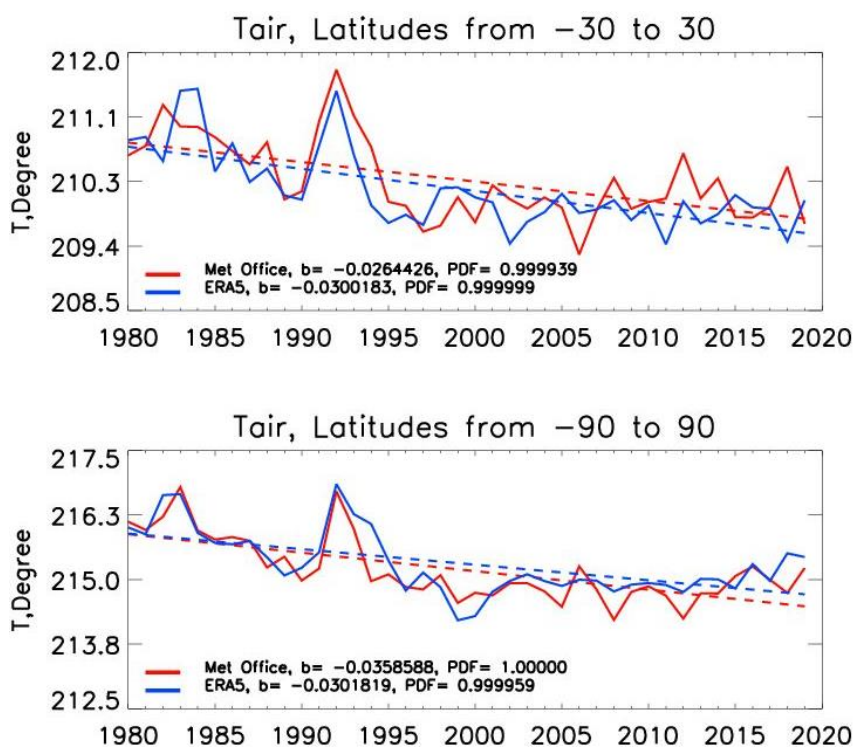


Рисунок 3.19 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в нижней стратосфере в тропиках (вверху) и в глобальном масштабе (внизу) с оценкой трендов и их значимости

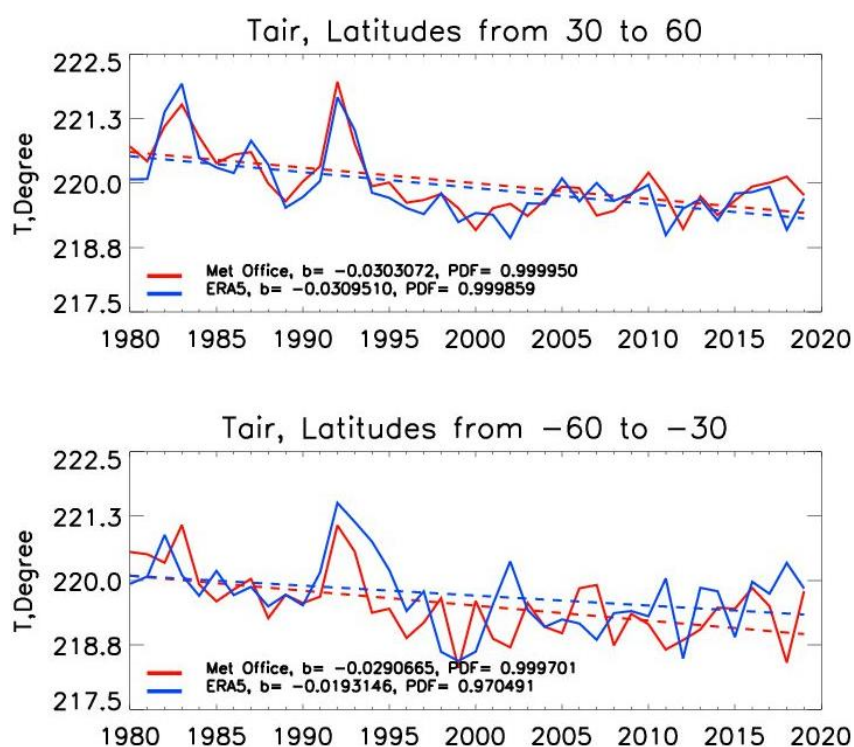


Рисунок 3.20 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в средних широтах северного полушария (вверху) и южного полушария (внизу) с оценкой трендов и их значимости

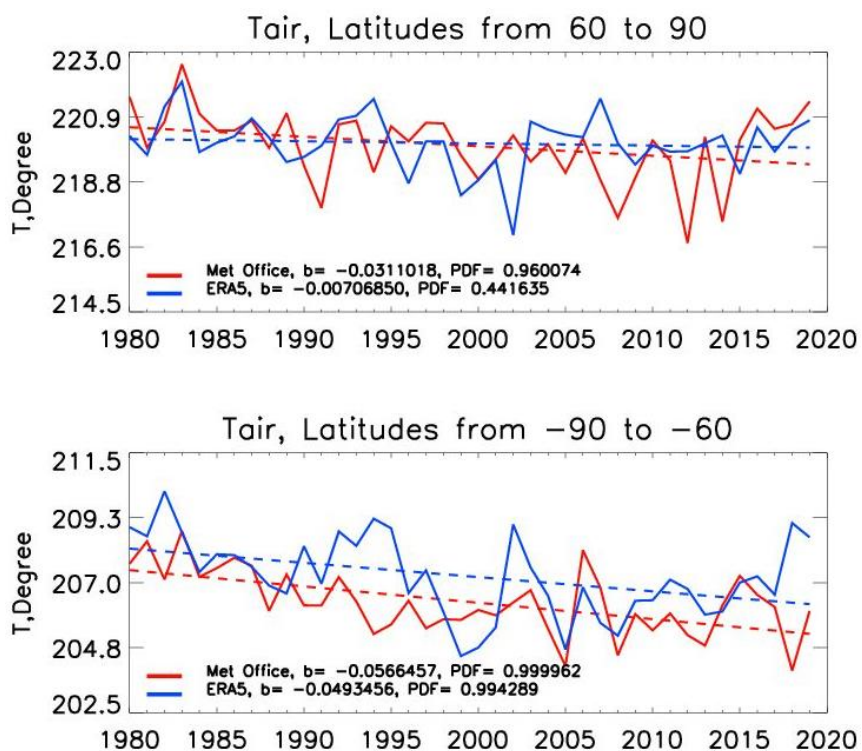


Рисунок 3.21 - Межгодовая изменчивость температуры воздуха в нижней тропосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met

Office (красный) в полярных широтах северного полушария (вверху) и южного полушария (внизу) с оценкой трендов и их значимости

Концентрация озона по результатам моделирования (рисунки 3.22, 3.23 и 3.24 характеризуется незначимыми для 1% значимости трендами практически по всему земному шару, при этом в северном полушарии концентрация озона всё же увеличивается, тогда как в южном полушарии, в тропиках и в глобальном масштабе – уменьшается. Как видно, концентрация озона в стратосфере, как и температура воздуха, в целом, реагирует на изменения ТПО.

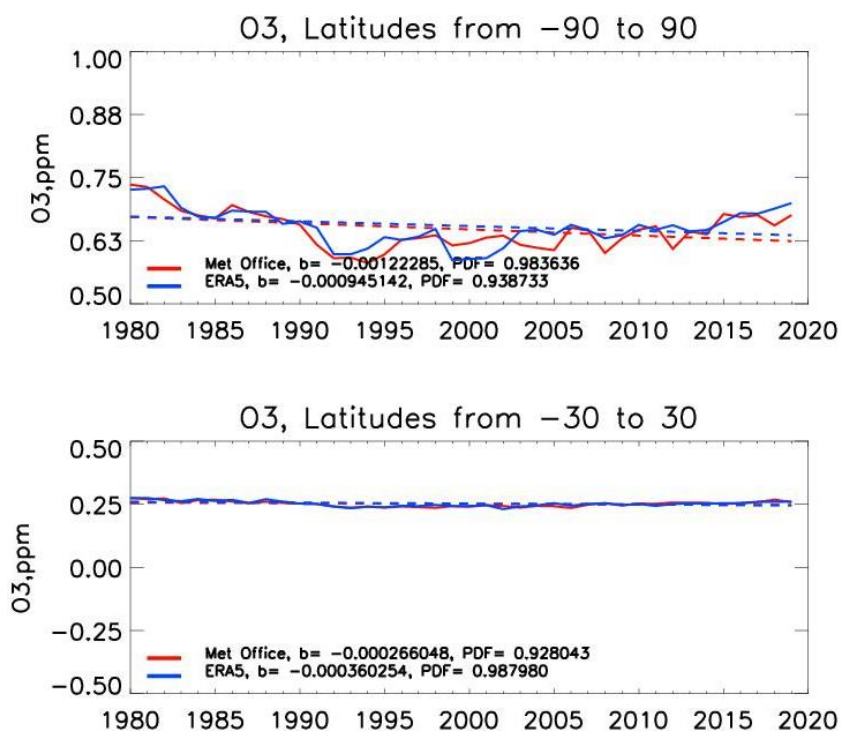


Рисунок 3.22 - Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в глобальном масштабе (вверху) и в тропиках (внизу) с оценкой трендов и их значимости

Но, в то же время, результаты моделирования не согласуются с данными реанализа по концентрации озона, что может быть связано с тем, что, как и в случае с температурой воздуха в стратосфере, для реанализа на каждом шаге по времени происходит ассимиляция исходных данных, тогда как при моделировании – только в начале периода моделирования. Тренды, в целом, меньше согласуются с данными реанализа, в отличие от температуры воздуха –

по данным реанализа концентрация озона уменьшается и в северном полушарии. Значения концентрации озона по результатам моделирования также меньше на 1 ppb, чем по данным реанализа. Также наблюдаются расхождения между концентрациями озона в зависимости от данных ТПО, используемых в моделировании.

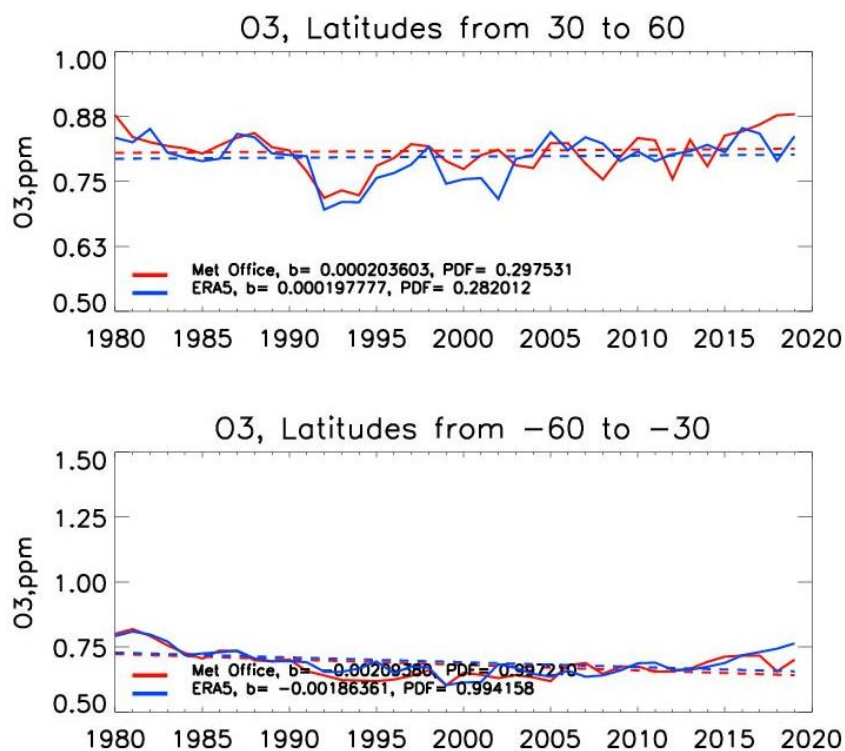


Рисунок 3.23 - Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в средних широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) с оценкой трендов и их значимости

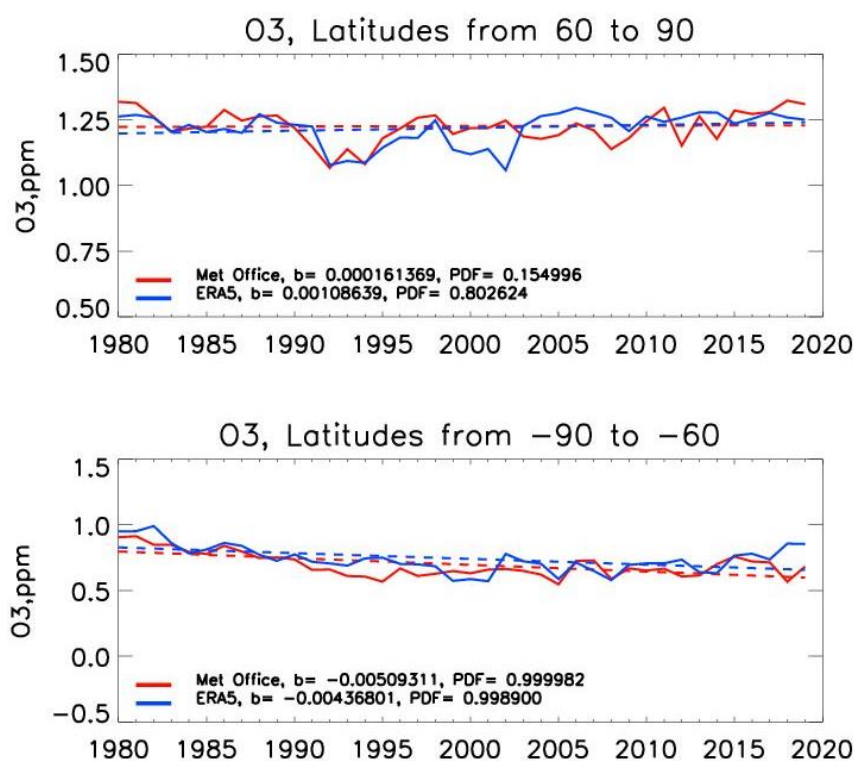


Рисунок 3.24 - Межгодовая изменчивость концентрации озона в нижней стратосфере по результатам моделирования с данными ТПО ERA5 (синий), Met Office (красный) в полярных широтах Северного полушария (вверху) и Южного полушария (внизу) с оценкой трендов и их значимости

3.4 Выводы исследования

Анализ трендов температуры поверхности моря на основе данных реанализа показал, что в среднем по земному шару наблюдается значимый положительный тренд ТПО около 0.01 градуса в год. При этом в средних широтах Северного полушария тренд (около 0.02 градуса в год) в 2 раза выше среднемирового и в 5 раз выше, чем в Южном полушарии (около 0.004 градуса в год). В полярных широтах наблюдаются противоположные тренды ТПО в Арктике (положительный) и Антарктике (отрицательный). Кратковременная изменчивость ТПО в среднем по земному шару с хорошей степенью точности совпадает с фазами Южного колебания в тропиках, а в средних и полярных широтах фазы Южного колебания заметны для наиболее мощных явлений Эль-

Ниньо и Ла-Нинья в короткопериодной изменчивости в Северном полушарии и практически незаметны в Южном полушарии.

Температура воздуха в нижней тропосфере характеризуется положительным значимым трендом в среднем по земному шару (около 0.015 градусов в год), несколько превышающим глобальный тренд ТПО. Для некоторых широтных областей максимальный тренд температуры нижней тропосферы отмечается в Арктике (около 0.45 градуса в год), а минимальный - в Антарктике (незначительный отрицательный тренд). В средних широтах Северного полушария тренд температуры нижней тропосферы (около 0.02 градуса в год) почти в три раза превышает тренд температуры нижней тропосферы Южного полушария (около 0.007 градуса в год). Кратковременная изменчивость средней глобальной температуры нижней тропосферы хорошо согласуется с фазами Южного колебания, имеющего тропический характер. В то же время в средних и полярных широтах зависимость короткопериодных колебаний температуры нижней тропосферы от фаз южного колебания значительно меньше, чем для тропиков и в среднем по земному шару. Тёплые фазы Южного колебания (Эль-Ниньо) приводят к сильному нагреву приземной тропической тропосферы и возникновению вертикального потока тепла, который, достигнув верхней тропосферы и нижней стратосферы, способствует усилению меридионального переноса температуры от экватора к полюсам. Это может объяснять отклики температуры воздуха в средних и полярных широтах. Что касается тренда, то повышение ТПО оказывает существенное воздействие на температуру воздуха в тропосфере – в глобальном масштабе происходит потепление тропосферы. Однако наибольшее влияние тренд имеет в Северном полушарии в полярных широтах, что говорит о так называемом «Арктическом усилении». Это связано как с усилением потоков тепла от нагревающегося океана в тропосферу, так и с увеличением концентрации CO_2 в тропосфере.

Данные реанализа температуры нижней стратосферы имеют систематические отличия: везде, кроме района Антарктиды, значения по данным ERA5 превышают значения по данным MERRA2. В нижней

стратосфере в период 1980-2019 наблюдается значительное похолодание; т. е. направление тренда температуры противоположно его тренду в нижней тропосфере [145,146,190]. Скорость похолодания в нижней стратосфере в глобальном масштабе составляет около -0.02 градуса в год, причем эти значения близки как в тропической зоне, так и в средних широтах обоих полушарий и в Антарктиде. Лишь в нижней стратосфере Арктики наблюдается незначительный слабopоложительный тренд. Кратковременная изменчивость температуры нижней стратосферы в меньшей степени зависит от фаз Южного колебания и в большей степени определяется особенностями циркуляции разных полушарий и широтных зон. Данные реанализа температуры нижней стратосферы отличаются друг от друга гораздо меньше, чем это наблюдалось в нижней тропосфере. Для данных ERA5 можно отметить лишь немного более низкий коэффициент линейного тренда по сравнению с данными MERRA2. Южное колебание способствует усилению потоков тепла в стратосферу, которые, в свою очередь, усиливают меридиональный перенос температуры и воздействует на зональный ветер и на СПВ. В результате этого в стратосфере повышается температура и могут происходить ВСП. Это может объяснять отклики температуры воздуха в стратосфере в годы мощных Эль-Ниньо.

Данные по состоянию озонового слоя показывают небольшое уменьшение концентрации озона везде, кроме тропического региона, при этом тренды статистически незначимы. При этом с 2015 года наблюдаются расхождения между данными реанализа. По общему содержанию озона получены довольно противоречивые результаты. При этом расхождения между данными более существенное: данные ERA5 дают увеличение содержания озона в тропиках, северном полушарии и в глобальном масштабе, тогда как данные MERRA2 – везде только уменьшение содержания озона, при этом тренды статистически значимы. Как и в случае с температурой воздуха, кратковременная изменчивость концентрации и содержания озона в меньшей степени зависит от фаз Южного колебания и в большей степени определяется особенностями циркуляции разных полушарий и широтных зон. Данные

реанализа по озону отличаются друг от друга более существенно, чем по температуре воздуха в нижней стратосфере. Потоки тепла и усиление меридионального переноса при Южном колебании способствуют переносу озона из тропической в полярную стратосферу, что и объясняет отклики озона в годы мощных Эль-Ниньо.

Что касается результатов моделирования, то, в целом, они согласуются с данными ТПО и данными реанализа по температуре воздуха для нижней тропосферы. По нижней стратосфере значения температуры воздуха значительно расходятся с данными реанализа, но при этом тренды согласуются. Концентрация озона также расходится с данными реанализа, при этом тренды меньше согласуются, чем по температуре воздуха в стратосфере. В целом, стратосфера всё же реагирует на изменения ТПО. Значит, модель достаточно корректно воспроизводит основные процессы в атмосфере, связанные реакцией атмосферы на тренд ТПО и Южное колебание.

4. Влияние короткопериодных изменений ТПО на динамику атмосферы и озоновый слой

Для оценки влияния короткопериодных изменений ТПО было проведено 2 исследования. В 1 исследовании был проведён анализ физических процессов в Арктической стратосфере. Были рассчитаны средние за Эль-Ниньо и Ла-Нинья значения метеорологических параметров и озона. В этом исследовании использовались данные реанализа MERRA2 за период с 1980 по 2020 годы. Во 2 исследовании проведены эксперименты с помощью ХКМ за период с 2021 по 2030 годы для условий, характерных для Ла-Нинья и Эль-Ниньо, что позволяет зафиксировать остальные факторы, влияющие на процессы в атмосфере. Также проведён анализ атмосферных процессов с расчётом потоков волновой активности и остаточной циркуляции. Результаты этих исследований опубликованы в [111,191].

4.1 Исследование влияния Южного колебания на динамику стратосферы и озоновый слой Арктики по данным реанализа

В данном исследовании использовались данные реанализа MERRA2 за период с 1980 по 2020 годы. Были рассчитаны средние за годы Эль-Ниньо и за годы Ла-Нинья значения [45], проанализированы изменения температуры воздуха, содержание озона и СПВ, рассчитаны средние за годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья значения. Также проведён анализ атмосферных процессов с расчётом потоков волновой активности и остаточной циркуляции.

Распределение аномалий ТПО по среднемесячным данным ERA5 представлено на рисунке 4.1, вверху. Аномалии ТПО представлены как средние за декабрь-январь и февраль-март. По рисунку видно сильное потепление в тропической части Тихого океана при фазе Эль-Ниньо. При этом аномалии ТПО в этом регионе превышали 1 К, что указывает на превышение ТПО 300 К

(27 °C), и достигали 4-5 К. На рисунках наблюдается область наибольших аномалий ТПО (более 2-3 К) в южной части Тихого океана. При фазе Эль-Ниньо эта область расширяется на север, переходя экватор, а аномалии ТПО превышают 3 К. При этом видно, что тёплая область Тихого океана сдвигается на восток к западному побережью Америки, что и является признаком Эль-Ниньо. В период с декабря по март эта область существует непрерывно в течение всего этого периода, что указывает на то, что Эль-Ниньо в этот период был довольно мощным. В годы Ла-Нинья в экваториальной части Тихого океана наблюдается область низких аномалий ТПО (менее –1 К). Это означает, что в эти годы произошло похолодание в восточной части тропического Тихого океана. При этом с декабря по март наблюдается смещение области отрицательных аномалий ТПО на запад, тогда как около Южной Америки возникает область положительных аномалий ТПО. При этом видно, что максимальное развитие Эль-Ниньо и Ла-Нинья приходится на зимние месяцы.

Аномалии температуры воздуха в нижней тропосфере (925 гПа) в тропической части Тихого океана по данным MERRA2 (рисунок 4.1, внизу), в целом, соответствуют аномалиям ТПО, хотя они имеют меньшие значения по сравнению с аномалиями ТПО. При фазе Ла-Нинья они достигают значений от –1.0 до –1.5 К. В результате в эти годы произошло охлаждение тропосферы над Тихим океаном. Это привело к ослаблению вертикальных потоков тепла в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу и заполнению Алеутского минимума. При фазе Эль-Ниньо они достигают значений от 1.0 до 3.0 К. В результате при Эль-Ниньо произошёл нагрев нижней тропосферы над Тихим океаном, что привело к усилению вертикальных потоков тепла в верхнюю тропосферу и нижнюю стратосферу и углублению Алеутского минимума, что характерно для положительной фазы Южного колебания. В целом, процессы в нижней тропосфере определяются, по большей части, изменениями ТПО, в том числе, явлением Эль-Ниньо.

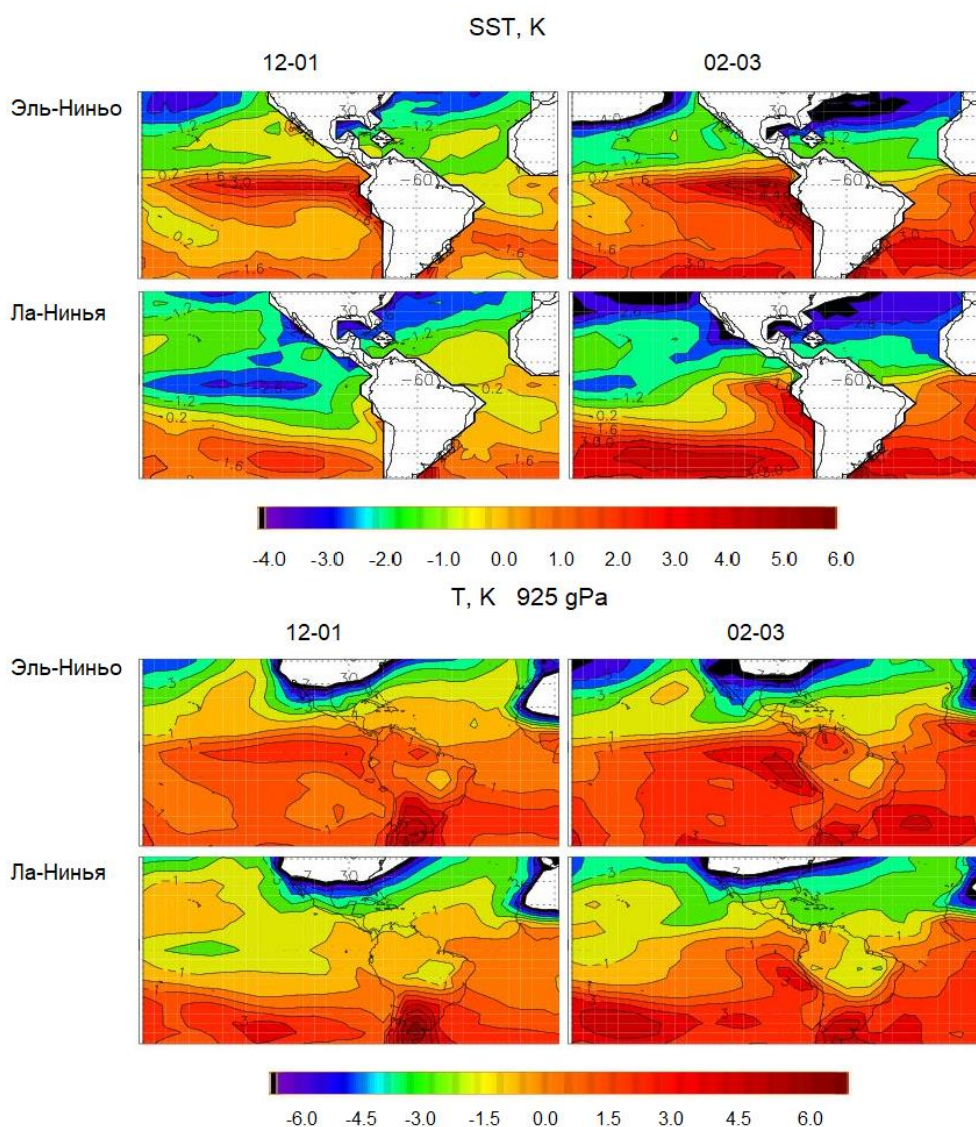


Рисунок 4.1 – Распределение средних за два месяца аномалий температуры поверхности океана (SST) (вверху) и температуры воздуха (Т) на 925 гПа (внизу) в К на области 40° ю.ш. – 40° с.ш. и 180° з.д. – 0° долготы по данным MERRA2, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья за декабрь-январь (левый столбец) и февраль-март (правый столбец)

Для анализа влияния Южного колебания на процессы в Арктической стратосфере был проанализирован СПВ, который рассчитывается по формулам (2.7-2.8, см. Главу 2). СПВ – область с сильным зональным ветром, направленным на восток, максимумом около 60° с.ш., пониженными значениями давления внутри и охватывающая диапазон высот от нижней стратосферы до мезосферы. Устойчивое существование СПВ приводит к понижению температуры в стратосфере и снижению концентрации озона,

согласно исследованиям [7-10]. В конце зимнего сезона устойчивый СПВ приводит к усиленному разрушению озона. При фазе Эль-Ниньо наблюдается более сильное распространение потоков волновой активности из тропосферы в полярную стратосферу, которая ослабляет СПВ [48].

СПВ подвержен различным изменениям, вызванным аномалиями в циркуляции [192-194]. Исследования [14,15] показывают, что в течение первых 60 дней есть аномалии, ослабляющие СПВ, вызываемые ВСП. Таким образом, крупномасштабная циркуляция приводит к отрицательной фазе отношения индекса Северной годовой моды (Northern Annular Mode, NAM) к индексу Северо-Атлантической осцилляции (NAO) NAM/NAO, которое определяет погоду и климат во всём Северо-Атлантическом регионе, и, следовательно, к отрицательной аномалии на большей части Северного полушария [194,195]. Сильный СПВ приводит к положительной аномалии отношения NAM/NAO [193,196,197]. Поэтому для потенциального прогноза тропосферных процессов необходимо рассматривать состояние СПВ [198-202]. Как известно, для прогноза аномалий СПВ определяют положительные зонально осреднённые аномалии потоков тепла к полюсу в стратосфере [99], и увеличение энергии бароклинных волн, связанное с планетарными волнами [203,204]. Однако взаимосвязь между планетарными волнами и стратосферной изменчивостью имеет сложный характер, и зависит от условий тропосферно-стратосферной системы генерации волн [205].

На рисунке 4.2 (вверху) показаны полярные проекции величины потенциального вихря (ПВ) на уровне потенциальной температуры 550 К над северным полушарием по среднемесячным данным MERRA2. Проекции ПВ представлены для периода с декабря по март. Как видно, наиболее устойчиво СПВ существует при фазе Ла-Нинья. При этом СПВ формируется в ноябре-декабре – значения ПВ над Арктикой увеличиваются с $0.4-0.6 \cdot 10^{-4} \text{ К м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$ до более $1.3-1.5 \cdot 10^{-4} \text{ К м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$, тогда как к марту он в большинстве случаев уменьшается до значений менее $0.9 \cdot 10^{-4} \text{ К м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$. При фазе Эль-Ниньо СПВ устойчиво существовал с декабря по февраль (со значениями ПВ до $1.0 \cdot 10^{-4} \text{ К}$

$\text{м}^2 \text{кг}^{-1} \text{с}^{-1}$), в марте СПВ начал ослабевать и распадаться, при этом в марте СПВ слабее и менее устойчив, чем в годы Ла-Нинья. Однако, как видно по рисунку, при фазе Ла-Нинья СПВ также может ослабевать и распадаться на части, поскольку помимо Южного колебания, на СПВ оказывают влияние другие процессы, которые способствуют нагреву стратосферы и ВСП.

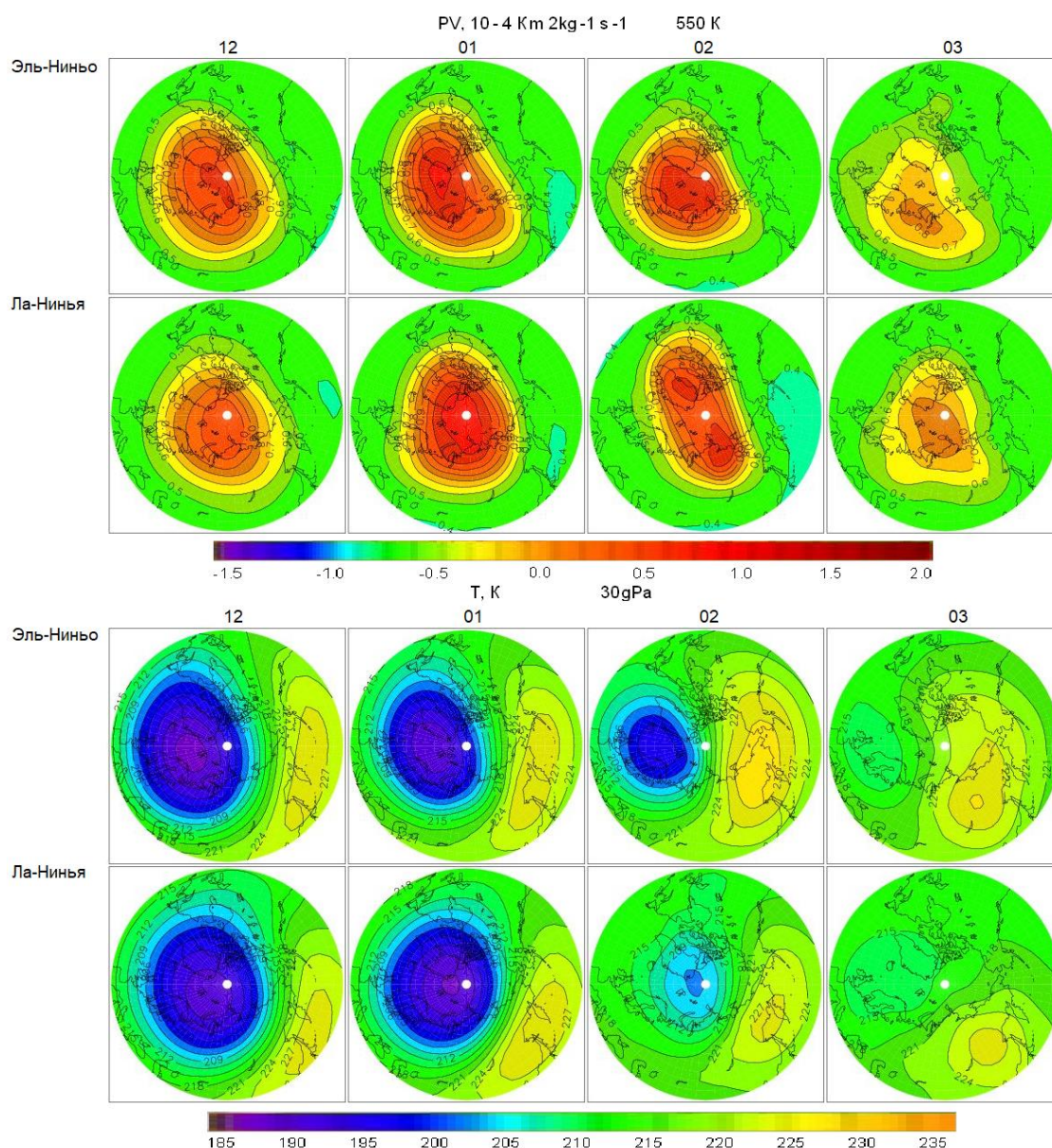


Рисунок 4.2 – Среднемесячное распределение потенциального вихря (PV) на северном полушарии в $10^4 \text{ K м}^2 \text{ кг}^{-1} \text{ с}^{-1}$ на высоте 550 К (вверху) температуры воздуха (T) на северном полушарии в К на высоте 30 гПа (внизу) и области 40° с.ш. – 90° с.ш. и высоте 30 гПа по данным MERRA2, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья за период с декабря по март (слева направо)

Таким образом, можно прийти к выводу, что наиболее устойчивые СПВ, как правило, бывают при фазе Ла-Нинья. Но Ла-Нинья – не гарантия устойчивого СПВ, он может быть неустойчивым из-за влияния других процессов в атмосфере. При фазе Эль-Ниньо СПВ довольно устойчив с декабря до февраля, но в феврале начинал ослабевать, а в марте – распадаться. Как видно, СПВ при фазе Эль-Ниньо ведёт себя аналогично температуре воздуха в стратосфере – через 2-3 месяца после события Эль-Ниньо происходит отклик в виде ослабления СПВ. Это связано с тем, что при Эль-Ниньо возникает поток тепла с океана в стратосферу, который приводит к нагреву стратосферы и ВСП в феврале-марте, что и ослабляет СПВ и увеличивает концентрацию и содержание озона. При Ла-Нинья поток тепла в стратосферу отсутствует, и состояние СПВ определяется другими процессами, такими, как квазидвухлетнее колебание, Северо-Атлантическое колебание и солнечная активности. Поэтому в годы Ла-Нинья тоже могут случаться ВСП.

Важным условием, которое влияет на состав атмосферы, а значит, на содержание озона и устойчивость СПВ, является температура воздуха в стратосфере [8,174]. На рисунке 4.2 (внизу) показаны полярные проекции температуры воздуха на высоте 30 гПа над северным полушарием по среднемесячным данным MERRA2. Проекция температуры воздуха представлены среднемесячные за декабрь, январь, февраль и март. Как видно, наиболее устойчивая полярная область низких температур со значениями менее 210 К наблюдается над Северным полюсом при фазе Ла-Нинья до февраля, что соответствует относительно устойчивому СПВ. При этом видно, что область низких температур в эти годы максимальна с декабря по январь (температура менее 200 К над Северным Ледовитым океаном), а затем в феврале-марте ослабевает (область с этой температурой уменьшается и остаётся только над Северным полюсом), при этом область высоких температур со значениями более 220 К выглядит слабой и находится над Охотским морем. При фазе Ла-Нинья область низких температур может быть неустойчивой из-за ВСП, которые могут быть связаны с другими процессами помимо Южного колебания

(мощные ВСП наблюдались в 1999, 2006, 2008 и 2018 годы). При фазе Эль-Ниньо область низких температур со значениями менее 200 К существовала до февраля, но в марте она полностью исчезла, что соответствует более быстрому распаду СПВ по сравнению с фазой Ла-Нинья. При этом область высоких температур со значениями более 220 К при Эль-Ниньо устойчивее и мощнее, и к марту смещается на Северный полюс, что указывает на потепление в стратосфере и мощные ВСП, связанные с Южным колебанием. Как видно, основной отклик нижней стратосферы на Южное колебание происходит в феврале-марте, что связано с усилением вертикального потока тепла в стратосферу, при этом фазовый сдвиг по отношению к ТПО и температуре воздуха в тропосфере составляет примерно 2-3 месяца. При фазе Ла-Нинья поток тепла из океана в стратосферу отсутствует, и температура воздуха в стратосфере определяется другими процессами, такими, как квазидвухлетнее колебание, Северо-Атлантическое колебание и солнечная активность.

Состояние озонового слоя зависит от целого ряда факторов, но устойчивость СПВ и очаг холода, особенно над полярным регионом, играет для него ключевое значение. Устойчивый СПВ приводит к появлению устойчивого очага холода в полярном регионе, что, в свою очередь может приводить к появлению полярных стратосферных облаков, и, как следствие, к снижению концентрации озона [8,13,19,72]. На рисунке 4.3 (вверху) показаны полярные проекции концентрации озона на высоте 30 гПа над северным полушарием по среднемесячным данным MERRA2. Проекции концентрации озона представлены для периода с декабря по март. Как видно, при фазе Ла-Нинья над Северным полюсом наблюдается устойчивая зона низкого значения концентрации озона (существенно ниже среднемноголетних значений) со значением до 3.3 *ppm*, что соответствует устойчивому СПВ и области низких температур, хотя в феврале-марте это значение увеличивается до 4 *ppm*, в марте концентрация озона достигает 4.5 *ppm*. При этом в марте 2011 года началось сокращение концентрации озона, которое обусловлено химическими процессами [7]. При фазе Эль-Ниньо существенное уменьшение концентрации

озона (около 3 *ppm*) наблюдается в декабре и январе, тогда как в феврале оно увеличивается до 3.5 *ppm*, а в марте оно начинает стремительно увеличиваться, (значение концентрации становится не менее 4.8 *ppm*), что может быть связано с серией ВСП. В целом, концентрация озона при фазе Эль-Ниньо быстро увеличивается в марте, тогда как при фазе Ла-Нинья она и в марте остаётся относительно низкой.

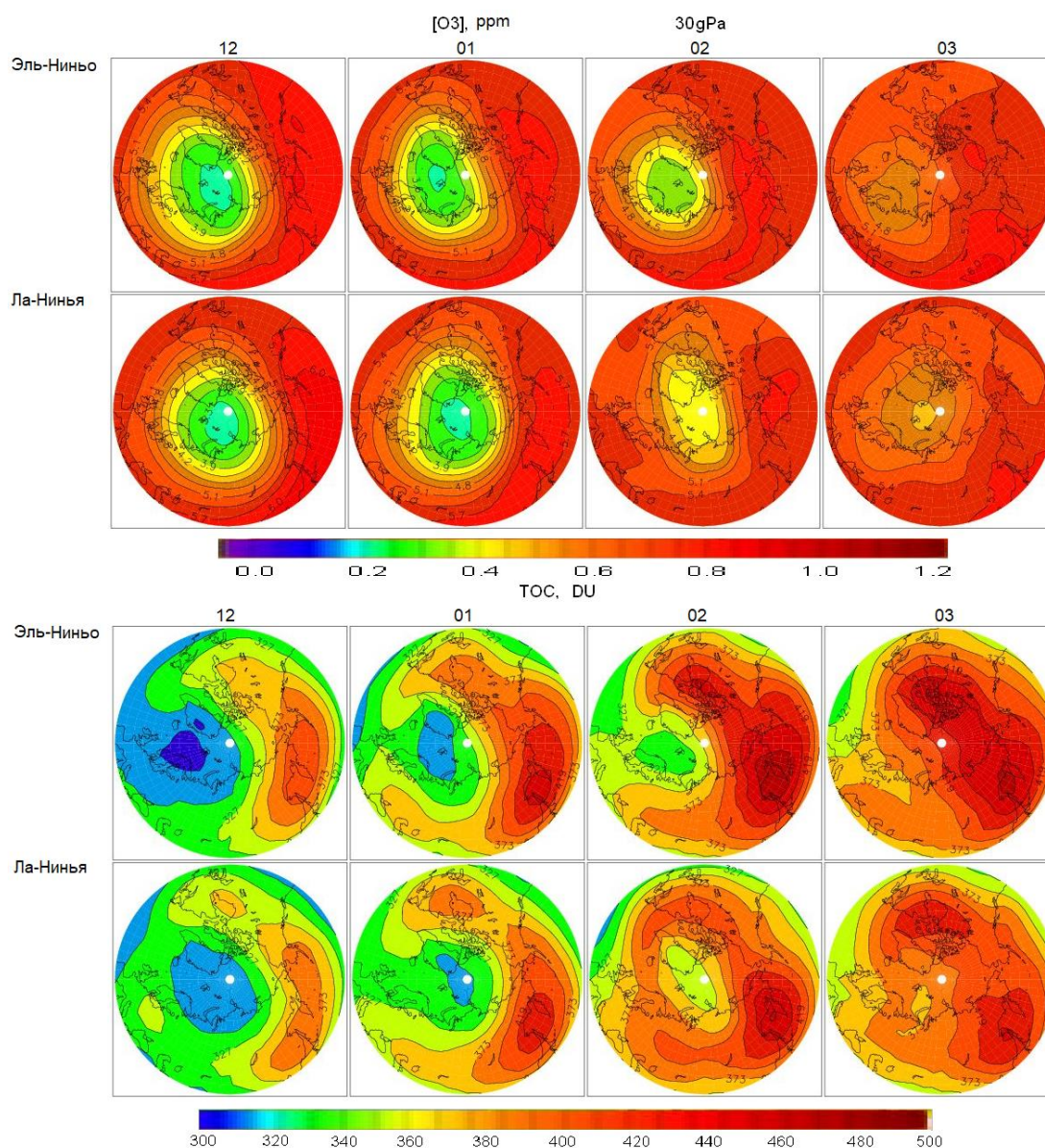


Рисунок 4.3 – Среднемесячное распределение концентрации озона ($[O_3]$) на северном полушарии в ppm (вверху) на области 40° с.ш. – 90° с.ш. и высоте 30 гПа и общего содержания озона (ТОС) на северном полушарии в еД (внизу) по данным MERRA2, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья за период с декабря по март (слева направо)

Общее содержание озона определяется количеством молекул озона во всей толще атмосферы. Эта величина также зависит от потоков тепла в океане, которые могут быть связаны с Эль-Ниньо и Ла-Нинья с их влиянием на общую циркуляцию атмосферы и устойчивость СПВ [13,19,72]. На рисунке 4.3 (внизу) показаны полярные проекции общего содержания озона над северным полушарием по среднемесячным данным MERRA2. Проекция общего содержания озона представлена для периода с декабря по март. Как видно, при фазе Ла-Нинья в районе Северного полюса наблюдается область наименьших значений содержания озона (менее 280 еД), которая появляется в декабре и постепенно исчезает к февралю-марту, что соответствует существованию довольно устойчивого СПВ, области низких температур и снижению содержания озона. При этом вокруг этой области содержание озона превышает 350 еД. При фазе Эль-Ниньо область со значениями около 300 еД в северном полюсе существует с декабря по январь, тогда как в феврале она заполняется, и содержание озона увеличивается до 400 еД. Также видно, что область высоких значений общего содержания озона (более 400 еД) при фазе Эль-Ниньо больше, чем при фазе Ла-Нинья. Это может быть следствием усиления потока тепла, серий ВСП и усиления циркуляции Брюера-Добсона.

Таким образом, можно прийти к выводу, что общее содержание озона зависит от устойчивости СПВ и области низких температур в стратосфере, которые зависят от потоков тепла в атмосфере. Эль-Ниньо может способствовать усилению потока тепла в стратосферу и сериям ВСП, которые ослабляют зональный поток и усиливают циркуляцию Брюера-Добсона, в результате чего происходит повышение общего содержания озона. При фазе Ла-Нинья поток тепла с океана в стратосферу отсутствует, и содержание озона определяется другими процессами, например, квазидвухлетним колебанием и солнечной активностью. Поэтому при Ла-Нинья также может происходить резкое увеличение содержания озона.

Для оценки влияния Южного колебания на СПВ был проведён анализ зонального ветра, для чего были приведены среднезональные профили

зональной компоненты скорости ветра и его временная изменчивость для 64^0 с.ш., которая является границей СПВ (рисунок 4.4, вверху). По рисунку видно, что при фазе с Эль-Ниньо с января по март-апрель зональная скорость имеет меньшие значения (менее 10 м/с) и меняет знак на противоположный на границе вихря (64^0 с.ш.), тогда как при фазе Ла-Нинья зональная скорость довольно устойчива и имеет положительные значения (более 10-20 м/с), указывающие на западный перенос воздушных масс.

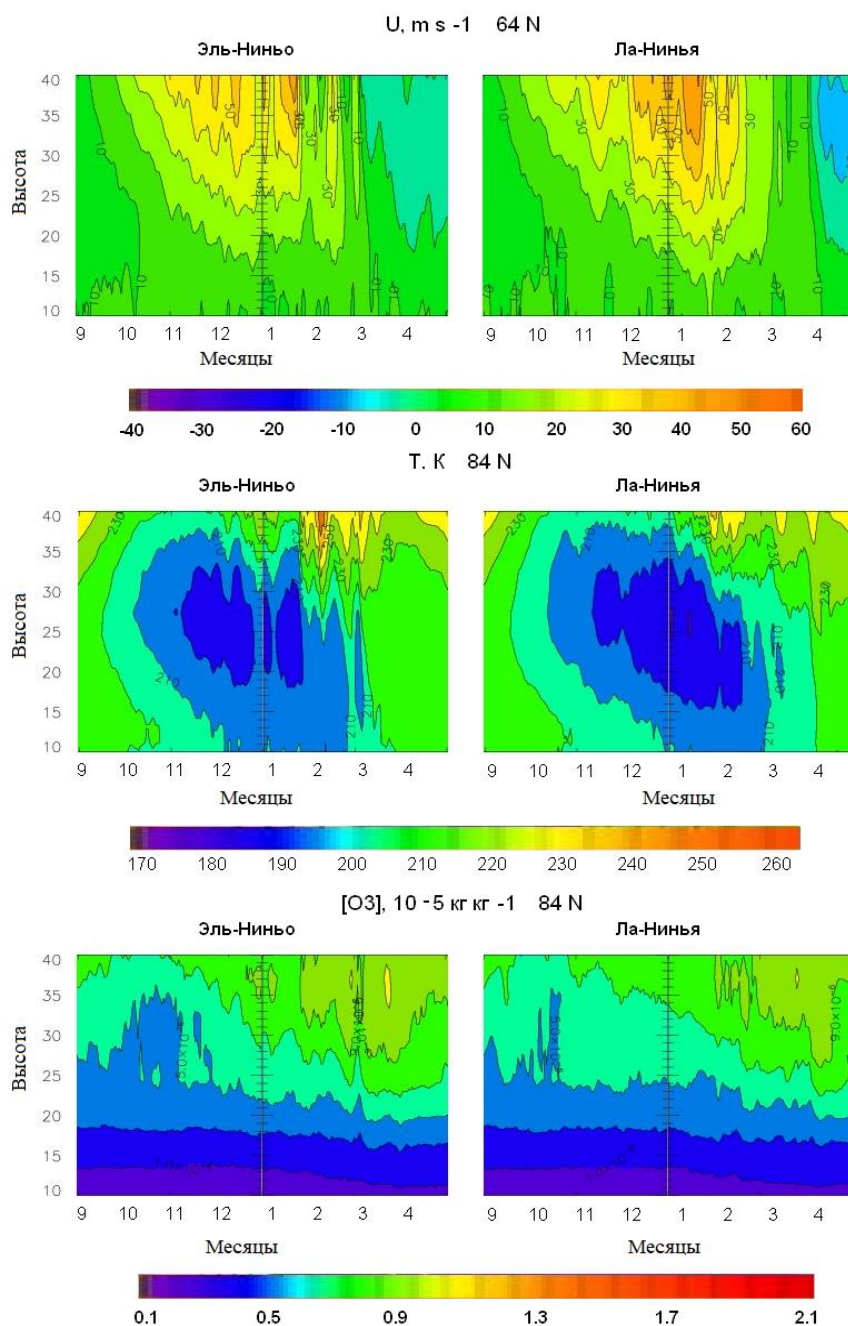


Рисунок 4.4 – Вертикальные годовые профили зональной скорости ветра (U) в м/с на широте 64^0 с.ш. (вверху), температуры воздуха (T) в K (в центре) и

концентрации озона ($[O_3]$) в $кг\ кг^{-1}$ (внизу) на широте 84^0 с.ш. и по среднесуточным данным MERRA2, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья

Область положительных значений зонального ветра над Арктикой указывает на наличие СПВ, поэтому изменения значений и конфигурации этой области указывают на устойчивость и неустойчивость СПВ. Особенно важны значения зонального ветра на границе СПВ (на 64 широте). Если значения зонального ветра над Арктикой и особенно на 64 широте резко меняются, то вихрь неустойчивый. На характер зонального ветра могут влиять процессы в стратосфере, такие, как квазидвухлетнее колебание, Северо-Атлантическое колебание и Эль-Ниньо – Южное колебание. Влияние последнего осуществляется посредством ВСП [11-13]. Во время Эль-Ниньо происходит нагрев нижней тропосферы, что приводит к углублению Алеутского минимума. В результате этого усиливается вертикальный поток тепла в верхнюю тропосферу, а затем – в нижнюю стратосферу. Это оказывает воздействие на зональный ветер и приводит к ВСП [170]. Так как тёплый воздух менее плотный, чем холодный, происходит изменения значений давления и геопотенциала, и, следовательно, меняются значения барических градиентов. В результате этого происходят потепление в Арктической стратосфере и ВСП, которые приводят к уменьшению контраста температур между арктической и тропической стратосферой, что приводит к ещё большему уменьшению барических градиентов. А уменьшение барических градиентов приводит к ослаблению зонального переноса в стратосфере, и, как результат, к ослаблению СПВ [170]. Поэтому в годы с ярко выраженными ВСП (например, в годы Эль-Ниньо) наблюдается ослабление зонального ветра над Арктикой, что и приводит к неустойчивости СПВ. А в годы с низкими температурами в Арктической стратосфере и без мощных ВСП контраст температур между арктической и тропической стратосферой достаточно большой, так как отсутствует поток тепла в стратосферу, что приводит к большим барическим градиентам, и, следовательно, к сильному зональному ветру и устойчивому СПВ. Во время Ла-Нинья или нейтральной фазы потоки тепла в атмосферу

прекращаются, Алеутский минимум заполняется, что и способствует ослаблению потоков тепла в стратосферу и ослаблению ВСП, и устойчивому СПВ. Однако после очень мощного Эль-Ниньо 1997-1998, видимо, поток тепла в стратосферу был настолько мощным, что мощные ВСП случились не только в 1998, но и в 1999 году, которые привели к неустойчивому СПВ несмотря на то, что в этот год была фаза Ла-Нинья. Также, помимо Эль-Ниньо, на стратосферу влияют и другие процессы, поэтому и в годы Ла-Нинья могут быть мощные ВСП и неустойчивый СПВ [211].

Далее были построены вертикальные среднезональные годовые профили температуры воздуха и концентрации озона по среднесуточным данным MERRA2, которые приведены на рисунке 4.4 (в центре и внизу). При этом на рисунках показаны профили для фазы Ла-Нинья и для фазы Эль-Ниньо на широте 84° с.ш. Как видно по этим рисункам, низкие температуры (менее 200 К) наблюдаются в период с января по март и с октября по декабрь в нижней стратосфере (до 35 км). При этом высокие температуры (более 260 К) наблюдаются в период с мая по сентябрь на высотах с 30 км, что соответствует сезонному циклу. Однако периоды низких температур прерываются ВСП, при которых температура может подниматься на несколько десятков градусов выше климатической нормы [12,174]. В северном полушарии ВСП наблюдаются почти каждую зиму из-за волновой активности [11-13]. Эти ВСП могут быть вызваны явлением Эль-Ниньо и квазидвухлетним колебанием зонального ветра [11-13,174], и могут влиять на устойчивость СПВ. По данным анализа 53 сильных ВСП, оказавших влияние на циркуляцию тропосферы, вероятность их возникновения в годы теплой и холодной фазы Эль-Ниньо почти одинаковая [49]. Как известно, ВСП, происходящие в стратосфере, оказывают влияние на ЦПВ и озоновый слой [206]. Как результат этих потеплений, происходит нагрев и разрушение стратосферы, когда мезосфера становится почти изотермической [207]. В результате этого температура в стратосфере достигает почти 300 К [208]. В течение мощного ВСП в 2005-2006 годы было обнаружено, что высота

полярной стратосферы после ВСП достигла 80 км [209]. Это потепление оказало влияние на содержание веществ NO_x в стратосфере [210].

Как видно, ВСП слабо выражены в полярных широтах при фазе Ла-Нинья – в период с января по апрель наблюдается устойчивая зона холода с температурой менее 200 К. При фазе Эль-Ниньо ВСП наблюдались в полярных широтах с февраля по апрель – температура периодически поднималась до 230 К. Эти ВСП привели к неустойчивости области низких температур и СПВ, и поспособствовали повышению содержания озона над северным полюсом в эти годы. При фазе Эль-Ниньо в полярных широтах область низких температур с января по февраль прерывается серией ВСП, которые часто случаются в феврале, что может быть связано с усилением потока тепла в стратосферу из океана и тропосферы. Этот поток тепла может приводить, как и к повышению температуры воздуха в стратосфере с февраля, так и к взрывным вбросам тепла (ВСП), что приводит к ослаблению и распаду СПВ. При фазе Ла-Нинья поток тепла в стратосферу из океана отсутствует, и температура воздуха в стратосфере определяется другими процессами, такими, как квазидвухлетнее колебание. Поэтому при фазе Ла-Нинья (а также при нейтральной фазе) также могут наблюдаться ВСП, но бывают годы без ВСП и устойчивым СПВ.

Что касается концентрации озона, низкие значения на высотах 20-25 км (значения $4\text{--}6 \cdot 10^{-6}$ кг/кг или 2.4-3.6 *ppm*) наблюдаются в период с ноября по март при фазе Ла-Нинья. Снижение концентрации озона связано с химическими процессами [7]. При фазе Эль-Ниньо сокращение концентрации озона до значений $5 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (3 *ppm*) происходило только до декабря-января на высотах 20-25 км. При этом наблюдается пониженное концентрации озона в сентябре-октябре со значениями менее $5 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (3.0 *ppm*). Таким образом, наиболее устойчиво озоновые дыры существуют при фазе Ла-Нинья, когда были наиболее устойчивы ЦПВ и очаг холода. При фазе Эль-Ниньо озоновые дыры стремительно затягивались в феврале-марте, что может быть обусловлено серией ВСП, нагревом стратосферы, из-за которого произошло ослабление зонального потока и усиление циркуляции Брюера-Добсона и потока волновой

активности. Это указывает на то, что Южное колебание может способствовать затягиванию озоновых дыр в феврале-марте, поскольку оно, как показано выше, приводит к возникновению потока тепла в стратосферу и может вызывать ВСП. При этом фазовый сдвиг между Южным колебанием и изменением концентрации озона составляет 2-3 месяца, как и в случае с температурой воздуха в стратосфере. Значит, отсутствие устойчивой озоновой дыры может быть указанием на Эль-Ниньо. В то же время при фазе Ла-Нинья также могут быть ВСП и затягивание озоновой дыры, что может быть связано с квазидвухлетними колебаниями и химическими процессами в стратосфере.

Для оценки влияния этих процессов на распределение озона в атмосфере проведён анализ остаточной циркуляции, формулы которой представлены в главе 2 [116]. Компоненты остаточной циркуляции рассчитывались по формулам (2.1) и (2.2). На рисунке 4.5 приведены меридиональная и вертикальная компоненты остаточной циркуляции за годы Эль-Ниньо и Ла-Нинья за январь, февраль и март. По рисункам видно, что в атмосфере есть две основные ячейки остаточной циркуляции с восходящими потоками в низких и средних широтах Южного полушария, и нисходящими потоками в высоких широтах обоих полушарий. В отличие от средней эйлеровой циркуляции, остаточная циркуляция состоит из двух ячеек Хэдли, распространяющихся от экватора к полюсу [116]. При этом в зимний период ячейка циркуляции в Северном полушарии крупнее, чем в Южном, а скорость остаточного меридионального и вертикального ветра выше [116]. При этом на высотах менее 60 км можно наблюдать, что обе компоненты остаточной циркуляции дают две ячейки: меньшая в Южном полушарии и большая в экваториальных широтах и в Северном полушарии, что характерно для зимы [116]. При этом видно, что при фазе Ла-Нинья над Арктикой (на высотах 40-50 км) существует относительно устойчивая область отрицательных значений меридиональной компоненты остаточной циркуляции (до -2 м/с), тогда как при фазе Эль-Ниньо в этой области с января по март значения этой компоненты меняют знак на противоположный. При этом на высотах 20-25 км при фазе Эль-Ниньо над

Арктикой наблюдается усиление меридионального переноса. Что касается вертикальной компоненты остаточной циркуляции (рисунок 4.5, внизу), то при фазе Эль-Ниньо над экваториальными широтами на высотах около 10 км наблюдается устойчивая область восходящего потока со значениями около 0.1 - 0.2 м с^{-1} . Это указывает на усиление вертикального потока тепла в верхние слои атмосферы в тропических широтах в годы Эль-Ниньо. Наиболее мощный этот поток в годы с наиболее мощными Эль-Ниньо.

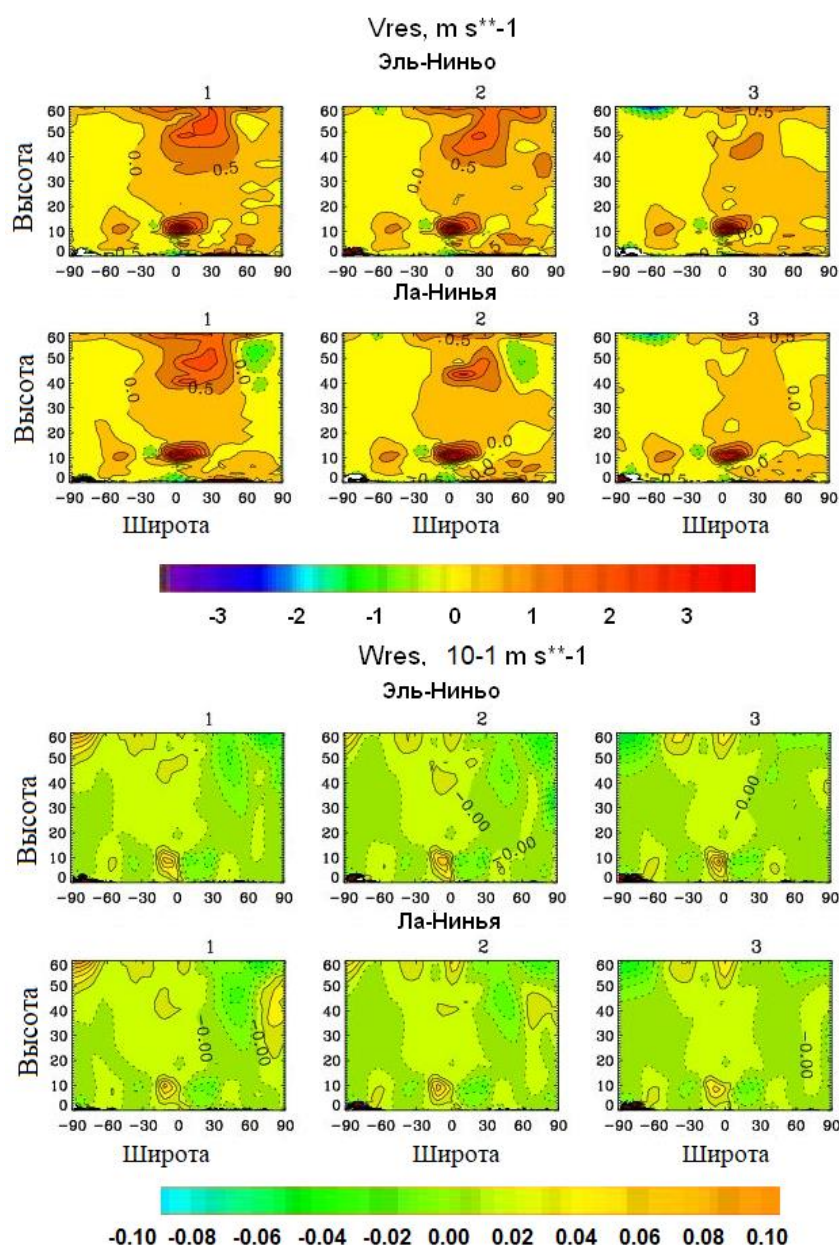


Рисунок 4.5 – Среднезональные профили меридиональной (V_{res}) (вверху) и вертикальной (W_{res}) (внизу) компонент остаточной циркуляции в м/с , для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья и за январь (1), февраль (2) и март (3)

Как уже говорилось ранее, при фазе Ла-Нинья имеется значительный градиент температуры между высокими и низкими широтами, который приводит к возникновению барического градиента. Барический градиент приводит к усилению зонального ветра, что способствует усилению СПВ. В этом случае меридиональный перенос между высокими и низкими широтами ослаблен и мало меняется. В результате этого меридиональная компонента остаточной циркуляции, и, как следствие, меридиональный перенос воздушных масс от экватора к полюсу, довольно мал в течение зимы, пока существует устойчивый СПВ и мощный зональный перенос. При фазе Ла-Нинья мощный зональный перенос, способствующий устойчивому СПВ, препятствует обмену воздушными массами между экватором и полюсом, что приводит к ослаблению остаточной циркуляции, а, значит, и циркуляции Брюера-Добсона, в результате чего концентрация и содержание озона в Арктической стратосфере уменьшается вплоть до состояния озоновой дыры.

При фазе Эль-Ниньо контраст температур и барический градиент между высокими и низкими широтами уменьшается, что способствует ослаблению зонального переноса и к неустойчивости СПВ [170]. В результате этого СПВ ослабевает и распадается на небольшие вихри. В результате этого возникают контрасты температур и барические градиенты между долготами. Всё это приводит к усилению меридионального переноса и увеличению меридиональной компоненты остаточной циркуляции. В результате этого усиливается обмен воздушными массами между экваториальными и полярными широтами. Этот процесс усиливает остаточную циркуляцию, а, следовательно, циркуляцию Брюера-Добсона, в результате чего озон, который вырабатывается в тропической стратосфере в результате фотохимических процессов, переносится в полярные широты. Это приводит к увеличению концентрации и общего содержания озона в Арктической стратосфере при фазе Эль-Ниньо, который способствует неустойчивому СПВ. Так как Эль-Ниньо приводит к усилению потоков тепла в стратосферу и к ВСП, уменьшающим контраст температур между высокими и низкими широтами, то эта фаза

способствует усилению меридионального переноса и усилению циркуляции Брюера-Добсона, и, следовательно, повышению концентрации и общего содержания озона в Арктической стратосфере. Ла-Нинья способствует усилению зонального переноса и ослаблению меридионального, а, следовательно, уменьшению содержания озона в Арктике. Однако, как известно, Эль-Ниньо и Ла-Нинья – не единственные факторы, влияющие на эти процессы, на них также влияют и другие факторы, такие, как Северо-Атлантическое колебание и квазидвухлетнее колебание [211].

Как известно, значительное влияние на циркуляцию атмосферы оказывают планетарные волны. Для изучения влияния волн на циркуляцию были предложены концепции волновода [212], где профили ветра и температуры способствуют распространению волн, и показателя преломления для планетарных волн [213], предполагая, что наибольшее распространение этих волн происходит в областях с большими положительными значениями этого показателя. Но наиболее важной характеристикой является поток волновой активности Пламба, формулы для расчёта которого представлены в главе 2. Были проанализированы зональная, меридиональная и вертикальная компоненты потока Пламба и дивергенция потока Пламба.

Для анализа использовались результаты расчётов средних значений за годы с характерным Эль-Ниньо и Ла-Нинья. При этом были проанализированы январь, февраль и март, так как именно в эти месяцы происходит разрушение СПВ, а поток волновой активности наиболее мощный. Это связано с тем, что в зимний период амплитуды планетарных волн достигают максимальных значений [134]. В зимние месяцы усиливается распространение волн с запада на восток, от экватора к полюсу и обратно и в вертикальном направлении [134]. При этом скорость распространения и амплитуды этих волн могут зависеть от устойчивости СПВ и потоков тепла в атмосфере, связанных, в том числе, с явлением Эль-Ниньо – Южная осцилляция [134]. При этом потоки волновой активности могут оказывать влияние на циркуляцию Брюера-Добсона, а, значит, и на распространение озона в стратосфере [134].

Компоненты потока Пламба рассчитывались по формулам (2.3)-(2.5), а дивергенция этого потока – по формуле (2.6). На рисунках 4.6 и 4.7 (вверху) представлены вертикальные среднезональные профили зональной, меридиональной и вертикальной компонент потока Пламба за январь, февраль и март. Также проанализирована дивергенция потока Пламба, представленная на рисунке 4.7 (внизу). Как видно по рисункам (4.6-4.7), в Северном полушарии наблюдается область максимальных значений компонент потока Пламба (до $250 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ у зональной, $120\text{-}150 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ у меридиональной и до $0.8 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ у вертикальной), при этом у меридиональной компоненты значения имеют знак минус. Это означает, что в зимние месяцы в Северном полушарии в стратосфере есть мощный поток волновой активности, направленный с запада на восток, от полюса к экватору и восходящий вверх. Это указывает на усиление переноса тепла в зимние месяцы в Северном полушарии через планетарные волны Россби, которые отвечают за западный перенос воздушных масс в Северном полушарии. При фазе Ла-Нинья компоненты потока Пламба плавно уменьшается с января по март, что указывает на устойчивость волн Россби и уменьшение переноса тепла через эти волны при наступлении весны, что, в конечном итоге, способствует устойчивости СПВ и зональному переносу в течение зимнего сезона. При фазе Эль-Ниньо меридиональная и вертикальная компоненты в Северном полушарии сохраняют большие значения до февраля (до $120\text{-}150 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ у меридиональной и до $0.8 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ у вертикальной), и только в марте резко уменьшаются. Это означает, что при Эль-Ниньо происходит усиление потока волновой активности, который способствует неустойчивости волн Россби и усилению переноса тепла через эти волны, в результате чего волны меняют свою силу и направление в течение сезона, что приводит к изменениям в циркуляции в атмосфере. Потоки тепла могут проникать в Арктическую стратосферу посредством волнового потока, способствуя ослаблению зонального потока и разрушению СПВ, усиливая циркуляцию Брюера-Добсона и увеличивая температуру воздуха и содержание озона в Арктической стратосфере. Фаза Эль-Ниньо, способствующая неустойчивости

СПВ посредством усиления потоков тепла в стратосферу и ВСП, приводит к преобладанию в атмосфере меридиональной циркуляции с южными и северными потоками воздушных масс, при этом циркуляция периодически меняется с южных потоков на северные, и наоборот.

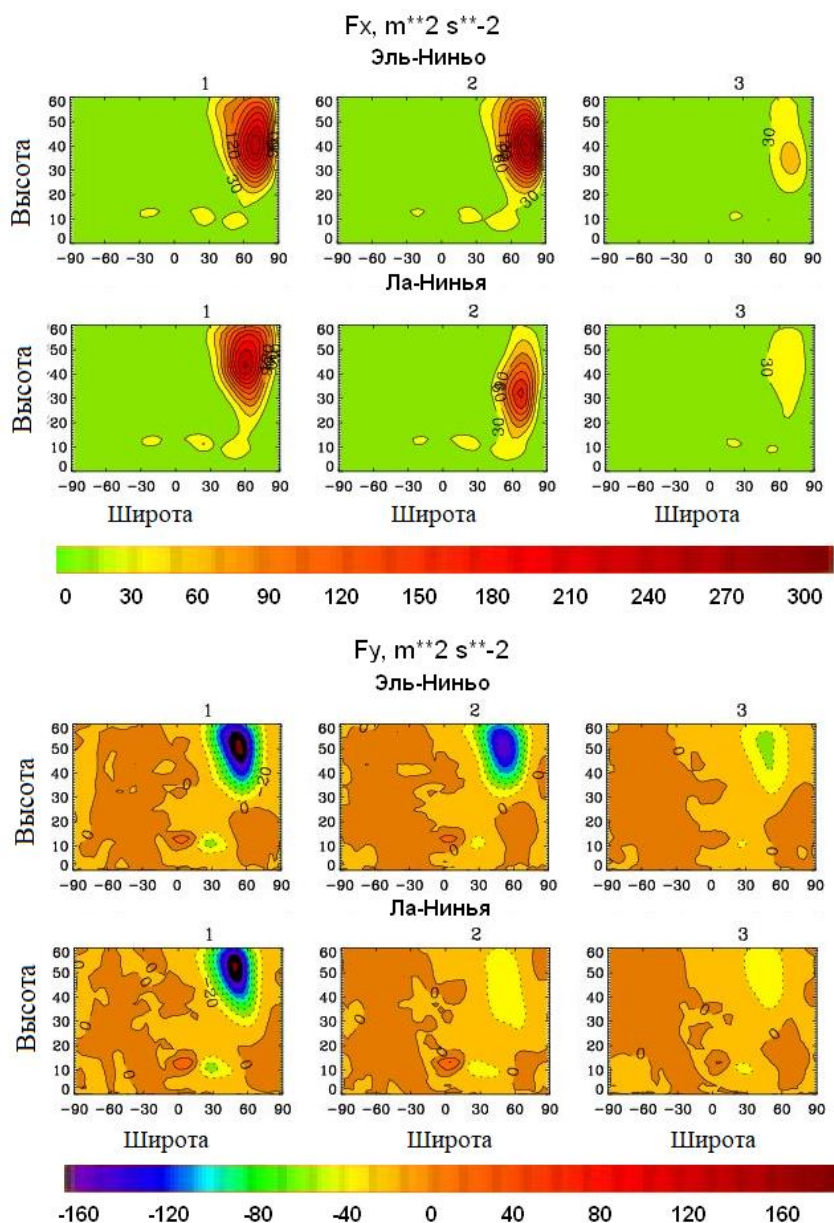


Рисунок 4.6 – Среднезональные профили зональной (F_x) (вверху) и меридиональной (F_y) (внизу) компоненты потока Плазма в $m^2 s^{-2}$, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья за январь (1), февраль (2) и март (3)

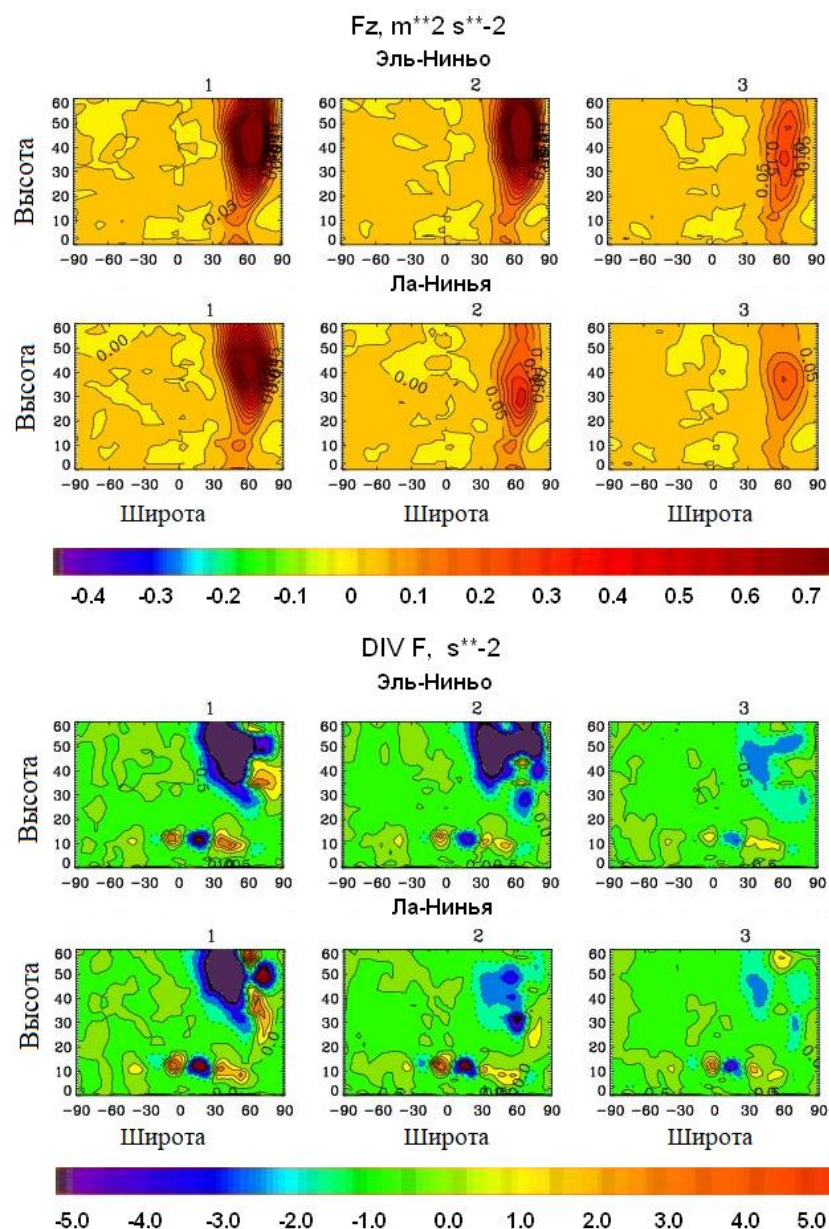


Рисунок 4.7 – Среднезональные профили вертикальной компоненты (F_z) в $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ (вверху) и дивергенции ($\text{DIV } F$) в s^{-2} (внизу) потока Пламба в $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья за январь (1), февраль (2) и март (3)

Что касается дивергенции (рисунок 4.7, внизу), в Северном полушарии в широтах 30° - 60° с.ш. наблюдается область отрицательных значений дивергенции потока Пламба (до -5 s^{-2}), что указывает на то, что в этой области происходит конвергенция – поток волновой активности Пламба сходится. Над Арктикой (широты 60° - 90° с.ш.) наблюдается область положительных значений (до 2 s^{-2}) дивергенции потока Пламба – то есть, над Арктикой происходит дивергенция – расходимость потока волновой активности. При фазе Ла-Нинья

значения конвергенции медленно уменьшаются в период с января по март. При фазе Эль-Ниньо области конвергенции более устойчивые и мощные по февраль, чем в годы Ла-Нинья, тогда как область дивергенции над Арктикой – менее устойчива, чем в годы Ла-Нинья.

Также для анализа волновой активности были рассчитаны с помощью разложения Фурье амплитуды планетарных волн, представленные на рисунке 4.8, с зональными числами 1 (вверху) и 2 (внизу). По рисунку видно, что при фазе Эль-Ниньо амплитуда волны с числом 1 в январе-феврале в Северном полушарии достигает 1200-1400 гп м, и только в марте уменьшается до 300 гп м, а амплитуда волны с числом 2 с января по март остаётся низкой – до 200 гп м. При фазе Ла-Нинья амплитуда волны с числом 1 в период с января по март уменьшается с 1400 гп м в декабре до 600 гп м в феврале и 300 гп м в марте, а амплитуда волны с числом 2 – увеличивается до 500-600 гп м в феврале, и потом уменьшается до 150 гп м в марте. Потоки тепла при фазе Эль-Ниньо приводят к увеличению амплитуды волны с числом 1 и уменьшению амплитуды волны с числом 2, что указывает на усиление потока волновой активности, тогда как при фазе Ла-Нинья – уменьшение амплитуды волны с числом 1 и увеличение амплитуды волны с числом 2, что соответствует другим исследованиям [170].

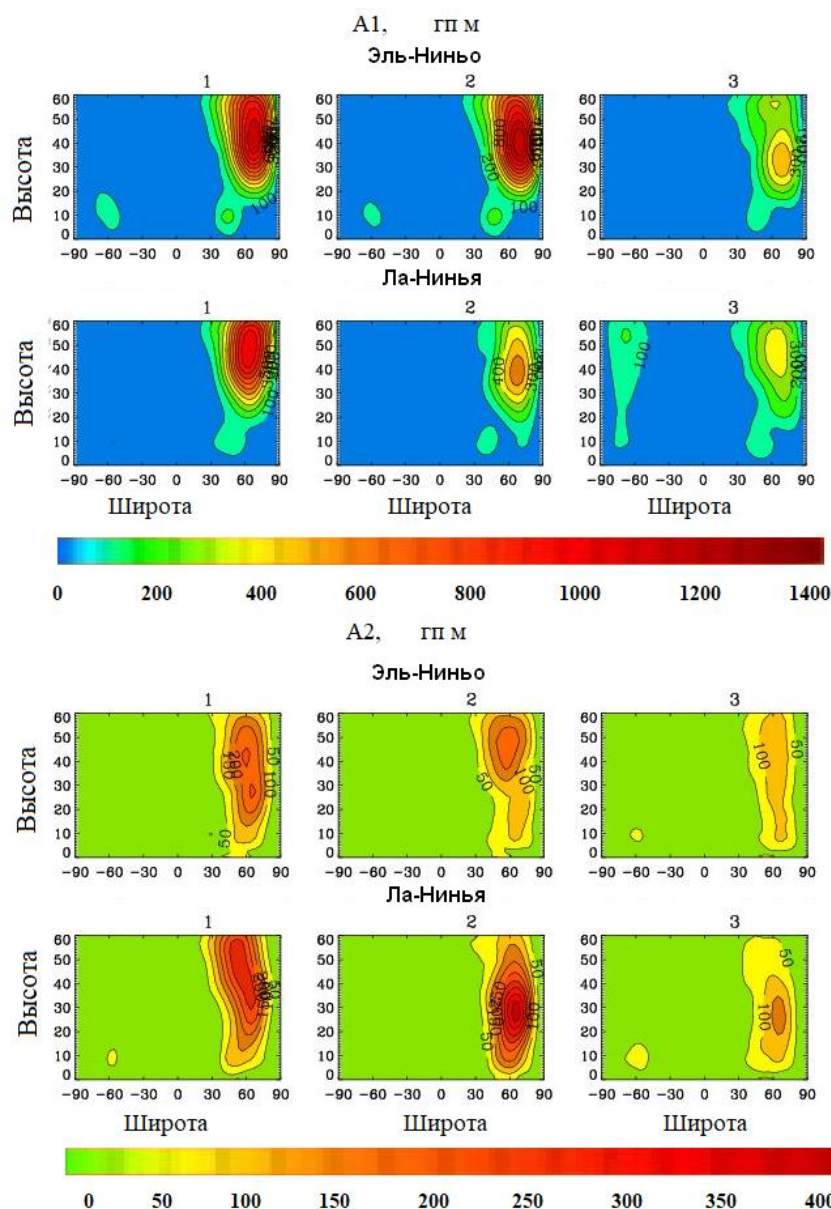


Рисунок 4.8 – Среднезональные профили амплитуд планетарных волн с волновым числами 1 (A1) (вверху) и 2 (A2) (Wres) (внизу) в гп м, для фазы Эль-Ниньо и для фазы Ла-Нинья и за январь (1), февраль (2) и март (3)

Как уже сказано, поток волновой активности Пламба, а, значит, и волны Россби, могут быть подвержены влиянию таких процессов, как Эль-Ниньо – Южная осцилляция. Как уже говорилось ранее, во время Эль-Ниньо происходит усиление потоков тепла в стратосферу, что оказывает воздействие на зональный ветер, приводит к ВСП и ослаблению контрастов температур и барических градиентов. Это способствует ослаблению и разрушению СПВ, а также к усилению меридионального и вертикального переноса воздушных масс, и ослаблению зонального переноса. Эти процессы повышают вероятность

неустойчивости планетарных волн Россби, что и проявляется в изменениях компонент потока Пламба. А изменения в характере волн Россби оказывают значительное влияние на общую циркуляцию атмосферы – вместо устойчивого зонального западного переноса начинается неустойчивый меридиональный перенос воздушных масс, при котором тропическое тепло проникает в Арктику, а арктический холод доходит до тропиков. Таким образом, получается, что фаза Эль-Ниньо может способствовать неустойчивости волн Россби и ослаблению западного переноса, а также усилению меридиональных потоков воздушных масс. При фазе Ла-Нинья потоки тепла в стратосферу прекращаются, что позволяет существовать устойчивому СПВ, в результате чего формируются устойчивые волны Россби и устойчивый западный перенос.

Связанные с Эль-Ниньо потоки тепла, приводящие к ВСП и дестабилизирующие СПВ, также меняют характер потока волновой активности Пламба, из-за чего области конвергенции и дивергенции могут менять расположение, а значения дивергенции – резко меняться. ВСП и дестабилизация СПВ приводят к ослаблению дивергенции над Арктикой и конвергенции над широтами 30° - 60° с.ш., и даже к дивергенции в этих широтах и конвергенции над Арктикой. Это связано с тем, что из-за этих процессов резко меняется направление потока волновой активности Пламба, что и приводит к сдвигам в дивергенции потока. Эти сдвиги в дивергенции меняют характер и силу планетарных волн Россби, из-за чего они и становятся неустойчивыми, что также видно и по амплитудам волн с числами 1 и 2. Это способствует ослаблению западного переноса и усилению меридионального переноса, а также проникновению тепла в Арктическую стратосферу. При фазе Ла-Нинья потоки тепла, вызывающие ВСП, отсутствуют, в результате чего области конвергенции менее устойчивы, тогда как область дивергенции над Арктикой довольно устойчивая, что благоприятствует устойчивым планетарным волнам Россби и усилению западного переноса. Но, на характер дивергенции потока Пламба и волн Россби также влияют и другие процессы, поэтому и при Ла-Нинья тоже могут быть ВСП и дестабилизация областей

конвергенции и дивергенции, и волн Россби [210]. Однако, как уже говорилось, Эль-Ниньо – не единственный процесс, влияющий на потоки волновой активности и устойчивость СПВ, такие процессы, как квазидвухлетние колебания и Северо-Атлантическое колебание, также влияют на ВСП и устойчивость СПВ и волн Россби [185].

4.2 Оценка чувствительности атмосферы к короткопериодным колебаниям ТПО (Южное колебание)

В данном исследовании проведены численные эксперименты с помощью ХКМ за прогностический период с 2021 по 2030 годы. В этих экспериментах использовались данные ТПО для условий, характерных для Ла-Нинья и для Эль-Ниньо, и рассчитаны разности между этими результатами. При этом остальные факторы (солнечная активность, изменения в газовом составе атмосферы за счёт эмиссий и поглощений и т.п.) были зафиксированы на значениях 2020 года. Это даёт возможность провести чистый эксперимент, позволяющий оценить влияние изменений параметров океана на тропосферу и стратосферу, а, следовательно, и влияние явления Эль-Ниньо – Южная осцилляция. Были проанализированы ТПО, температура воздуха в тропосфере и стратосфере, концентрация и содержание озона, зональная скорость ветра, остаточная циркуляция и поток волновой активности Пламба.

На рисунке 4.9 представлены разности ТПО по данным Met Office между фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Как видно, в тропической части Тихого океана наблюдается значительное превышение на 4 градуса, что связано с мощным потеплением в связи с фазой Эль-Ниньо. В то же время к северу и югу от этой области ТПО на 1-2 градуса при Эль-Ниньо ниже, чем при Ла-Нинья, что указывает на понижение температуры в этих районах при фазе Эль-Ниньо, и повышение при фазе Ла-Нинья. Это указывает на то, что при Эль-Ниньо происходит сильное потепление в экваториальной и тропической области Тихого океана, при этом нагретые воды смещаются в восточную часть, ближе к

Южной и Центральной Америке. Но при этом на 30-45 градусах северных и южных широт (к северу и югу от Эль-Ниньо) происходит понижение температуры, а дальше 45 широты – вновь повышение. При Ла-Нинья всё происходит, главным образом, наоборот – в тропической части – понижение температуры, в 30-45 широтах – повышение, далее 45 широты – понижение. Также при фазе Эль-Ниньо происходит понижение ТПО на 1 градус вблизи Гренландии, и повышение ТПО на 0.5-1.0 градуса в районе 40 широты к северу и югу от экватора в Атлантическом океане.

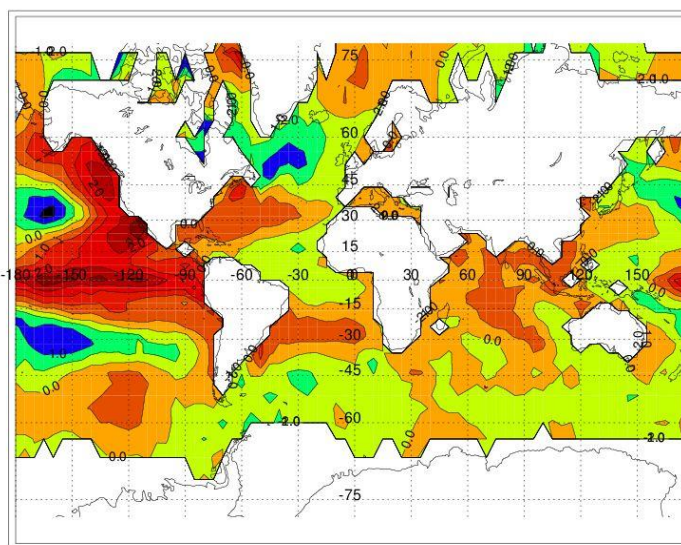


Рисунок 4.9 – Распределение разности среднегодовых значений ТПО в К по данным Met Office между фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

На рисунке 4.10 (сверху) представлены разности температуры воздуха в нижней тропосфере по результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья. Как видно, наблюдается повышение температуры воздуха на 2-3 градуса в экваториальной части Тихого океана, а также понижение на 0.6-1 градуса в 20-45 широтах в Тихом океане при Эль-Ниньо. Также мощное повышение на 3 градуса наблюдается над Аляской, и превышение на 1 градус над Тихим океаном вблизи Антарктиды. Это означает, что при Эль-Ниньо происходит мощный поток тепла в атмосфере в экваториальном регионе Тихого океана и над Арктикой, и более слабый над Антарктикой. При этом в Атлантике вблизи Гренландии температура воздуха понижается на 0.6 градусов, и на 1.5 градуса в Атлантике вблизи Антарктиды.

Это может указывать на углубление Алеутского минимума в Северном полушарии вследствие Эль-Ниньо, а также усиление потока тепла в стратосферу Арктики. Прогрев тропосферы во время Эль-Ниньо приводит к усилению контрастов температур между тропиками и полярными широтами, что и способствует усилению циклонической деятельности в средних широтах Тихого океана. Затягиваемое циклонами в верхние слои тропосферы тепло может проникать в нижнюю стратосферу и способствовать ВСП.

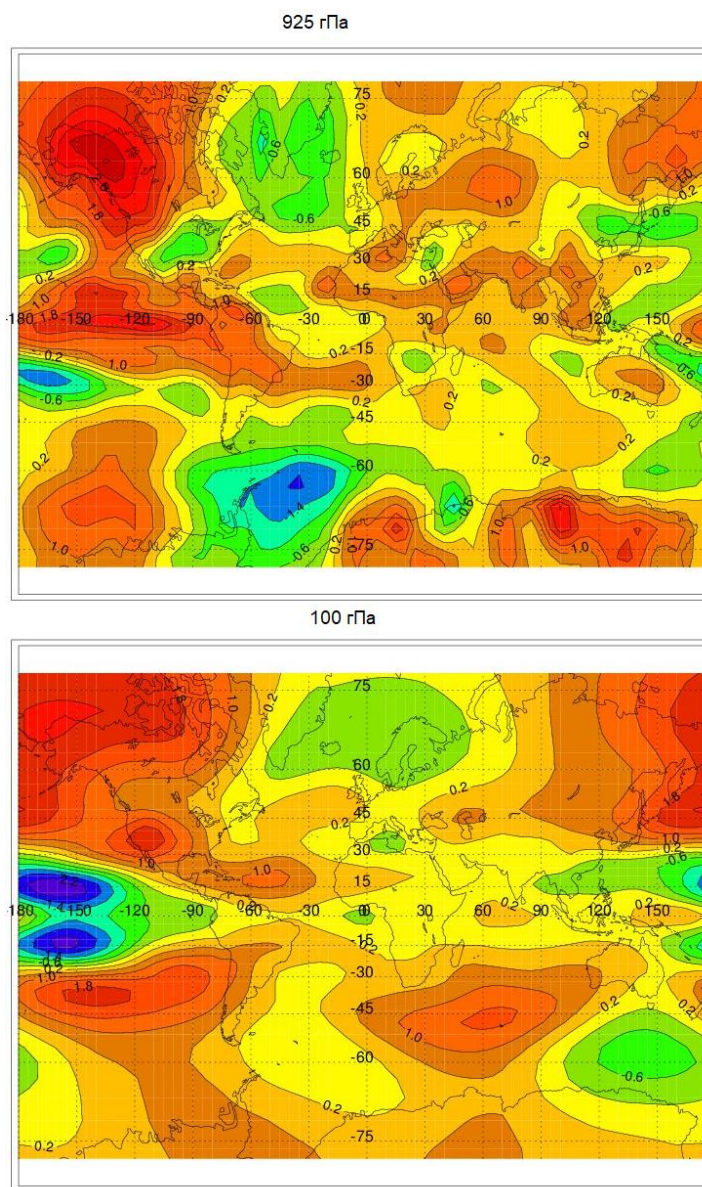


Рисунок 4.10 – Распределение разности температуры воздуха в К на высоте 925 гПа (тропосфера) (вверху) и 100 гПа (стратосфера) (внизу) по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

Что касается температуры воздуха в стратосфере (рисунок 4.10, внизу), над экваториальной частью Тихого океана наблюдается понижение температуры воздуха на 2.5 градуса, тогда как к югу от экваториальной части Тихого океана и над большей частью Арктики температура повышается на 1.8-2 градусов. Эти особенности могут быть связаны с усилением потока тепла в стратосферу вследствие явления Эль-Ниньо, которые способствуют усилению упорядоченного потока тепла в стратосферу и ВСП [170], и указывает на нагрев Арктической стратосферы и повышенную вероятность ВСП, что воздействует на зональный ветер [170] и способствует неустойчивости СПВ и усилению циркуляции Брюера-Добсона, способствуя переносу температуры воздуха и озону из тропической стратосферы в полярную. Небольшое понижение температуры на 0.6 градусов также наблюдается над Антарктикой к югу от Австралии, тогда как над Антарктидой – повышение на 0.2 градуса, что указывает на слабое потепление стратосферы в Южном полушарии, и способствует небольшому ослаблению СПВ и увеличению содержания озона.

Распределение разности концентрации озона по результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья показано на рисунке 4.11 (сверху). По этому рисунку видно уменьшение концентрации озона в тропической части стратосферы, особенно над экваториальной частью Тихого океана, тогда как над Арктикой видно увеличение концентрации озона на 3-5%, а над Антарктикой – более сильное увеличение на 15%. По общему содержанию озона (рисунок 4.11, внизу) видно максимальное убывание содержания озона на 1-2% в тропиках, особенно над Тихим океаном в районе Эль-Ниньо, что согласуется с температурой воздуха (рисунок 4.10, внизу) и концентрацией озона в нижней стратосфере, и указывает на усиление циркуляции Брюера-Добсона в тропиках в годы Эль-Ниньо. Также убывание на 0.5-1% наблюдается над Гренландией и Скандинавией, тогда как над Арктикой – увеличение на 2% в годы Эль-Ниньо в сравнении с фазой Ла-Нинья. Над Антарктидой наблюдается увеличение содержания озона на 3% по сравнению с фазой Ла-Нинья. Также уменьшение содержания озона на 0.5% наблюдается

между Австралией и Антарктидой. Это указывает на усиление циркуляции Брюера-Добсона в годы Эль-Ниньо, которое способствует усилению переноса озона из тропиков в полярные регионы и, как результат, повышению содержания озона над Арктикой и Антарктикой, и уменьшению содержания озона в тропиках, откуда он и выносится к полюсам.

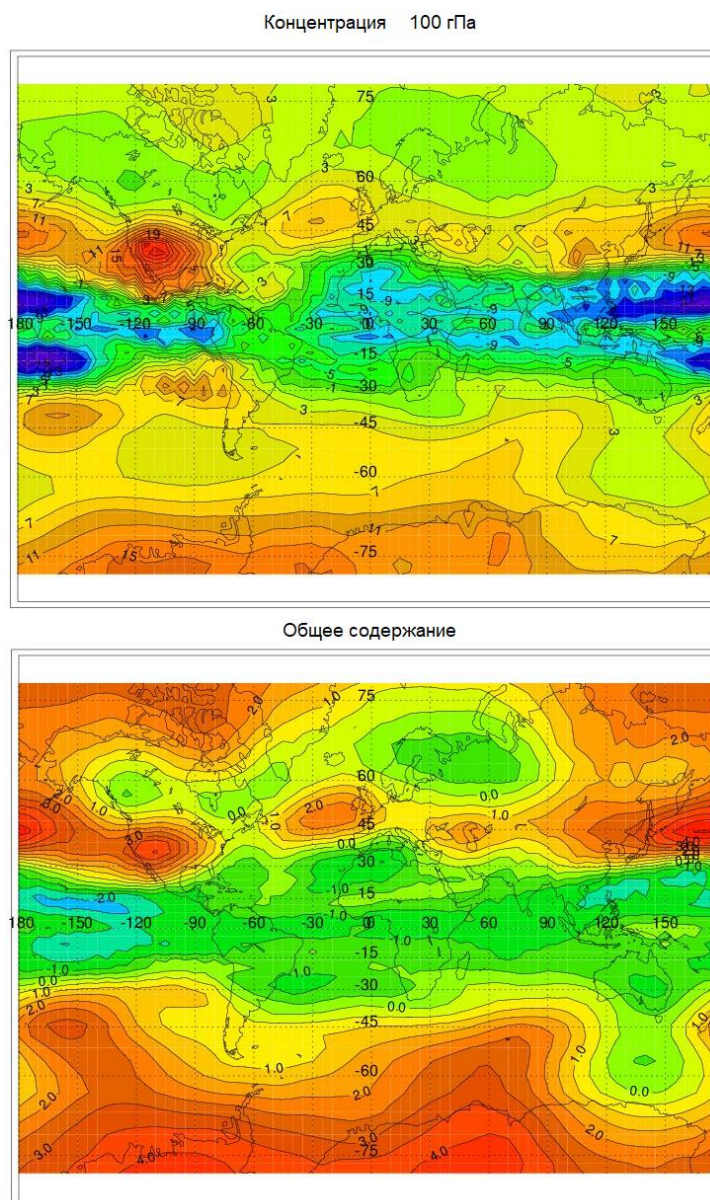


Рисунок 4.11 – Распределение разности концентрации озона в % на высоте 100 гПа (стратосфера) (вверху) и общего содержания озона в % (внизу) по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

На рисунке 4.12 представлены вертикальные профили разностей зональной скорости ветра по результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья.

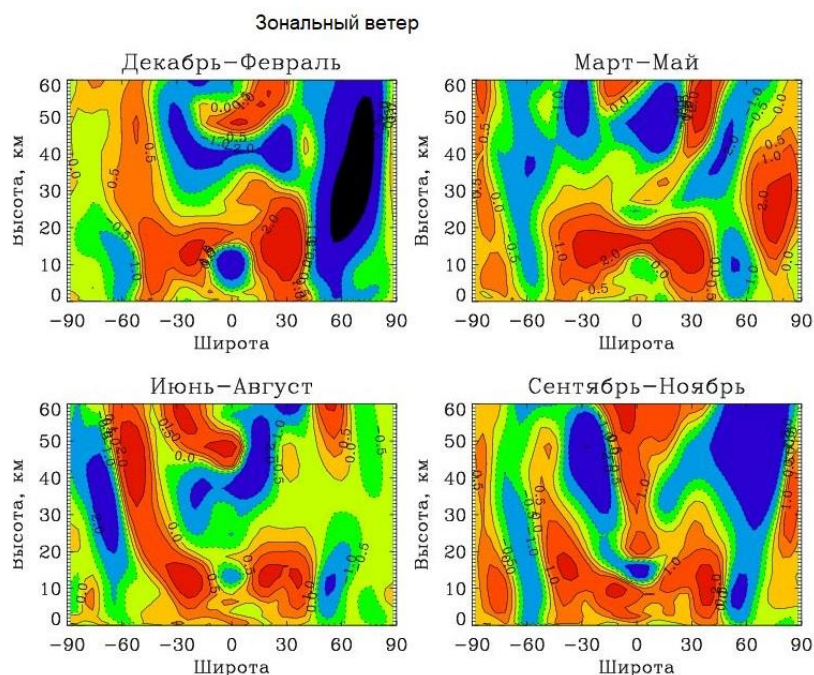


Рисунок 4.12 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей зональной скорости ветра в м/с по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

Как видно, в зимние месяцы наблюдается сильное уменьшение зональной скорости ветра на 10 м/с на Северном полушарии в 40-90 широтах по всей атмосфере. Это указывает на то, что при фазе Ла-Нинья СПВ довольно устойчивый, и зональный поток достаточно мощный, тогда как при фазе Эль-Ниньо СПВ менее устойчив. В весенние месяцы в Северном полушарии на 60-90 широтах и высотах 15-40 км зональная скорость ветра увеличивается на 2 м/с, что указывает на усиление зонального потока при фазе Эль-Ниньо в весенние месяцы. Потоки тепла в стратосферу, вызванные явлением Эль-Ниньо, приводят к усилению контрастов температур между тропиками и полярными регионами и между Тихим океаном и другими регионами Земли, и сильному нагреву тропической тропосферы. Это способствуют усилению упорядоченного переноса тепла в стратосферу, усилению меридиональных потоков и углублению алеутского минимума, что способствует переносу тепла и массы из тропиков в Арктику и нагреву Арктической стратосферы и ВСП, в результате чего оказывается воздействие на зональный поток, способствуя ослаблению зонального ветра и СПВ [170]. В осенние месяцы на высотах 20-60

км и 40-80 широтах в Северном полушарии уменьшение зонального ветра на 2 м/с, при этом над Северным полюсом на высотах 20-40 км зональная скорость ветра увеличивается на 1 м/с. В Южном полушарии в районе 60 широты наблюдается уменьшение скорости ветра на 2 м/с, что указывает на то, что СПВ в Южном полушарии устойчивее, чем на Северном, и что воздействие на зональный ветер в Южном полушарии во время Эль-Ниньо происходит слабее, чем на Северном. Как видно, явление Эль-Ниньо и связанный с ним поток тепла в стратосферу оказывает сильное воздействие на зональный ветер на Северном полушарии, способствуя неустойчивости СПВ, тогда как в Южном из-за более слабого воздействия СПВ сохраняет устойчивость.

На рисунке 4.13 (вверху) представлены вертикальные профили разностей температуры воздуха по результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья. Как видно, весь год над тропическим районом наблюдается повышение температуры на 1 градус на высотах до 15 км, затем на высотах с 20 до 30 км – понижение на 1 градус. Эти области мало меняются в течение всего года, что связано с постоянным потоком тепла из океана в атмосферу в тропическом регионе при фазе Эль-Ниньо в течение года, тогда как в годы Ла-Нинья этот поток сильно ослабевает. В Арктической стратосфере (60-90 широты) в зимние месяцы наблюдается повышение на 2 градуса на высотах 10-30 км, и понижение температуры на 1 градус на высотах 40-60 км. Это связано с тем, что при фазе Эль-Ниньо усиливается поток тепла в стратосферу, в результате чего происходит усиление меридионального переноса от экватора к Северному полюсу и углубление Алеутского минимума вследствие усиления контраста температур между тропиками и Арктикой, что оказывает воздействие на зональный ветер и способствует усилению потока тепла в стратосферу Арктики и ВСП [170]. В результате этого в тропической стратосфере температура воздуха понижается, тогда как в Арктической – растёт. Эти потоки тепла ослабляют зональный перенос и способствуют неустойчивости СПВ. В течение весны область повышения температуры над Арктикой уменьшается. На высотах 10-20 км в это время температура воздуха

понижается на 1 градус. Также в весенние месяцы появляется аналогичное повышение температуры в Южном полушарии на 1 градус на высотах 20-40 км. В летние месяцы наблюдается повышение температуры на 1 градус над Антарктикой на высотах 20-30 км, и понижение на 1-1.5 градусов на высотах 40-50 км, что указывает на более слабый нагрев стратосферы в Южном полушарии по сравнению с Северным при фазе Эль-Ниньо. В Южном полушарии зональный перенос и СПВ значительно сильнее, чем на Северном, что связано с географией Антарктики, и поэтому потоки тепла в стратосферу, связанные с Эль-Ниньо, редко достигают стратосферу Антарктики, и способствуют более слабым ВСП и незначительному ослаблению зонального переноса. В осенние месяцы происходят изменения температуры, аналогичные весенним, только с Южного полушария на Северное, при этом над Арктикой появляется превышение температуры на 2 градуса на высотах 20-40 км. Это означает, что при фазе Эль-Ниньо наиболее мощный приток тепла идёт в Арктическую стратосферу, что способствует нагреву стратосферы, ВСП и неустойчивости СПВ, тогда как на Южном полушарии СПВ, как правило, очень устойчивый, и нагрев стратосферы там значительно слабее, чем на Северном.

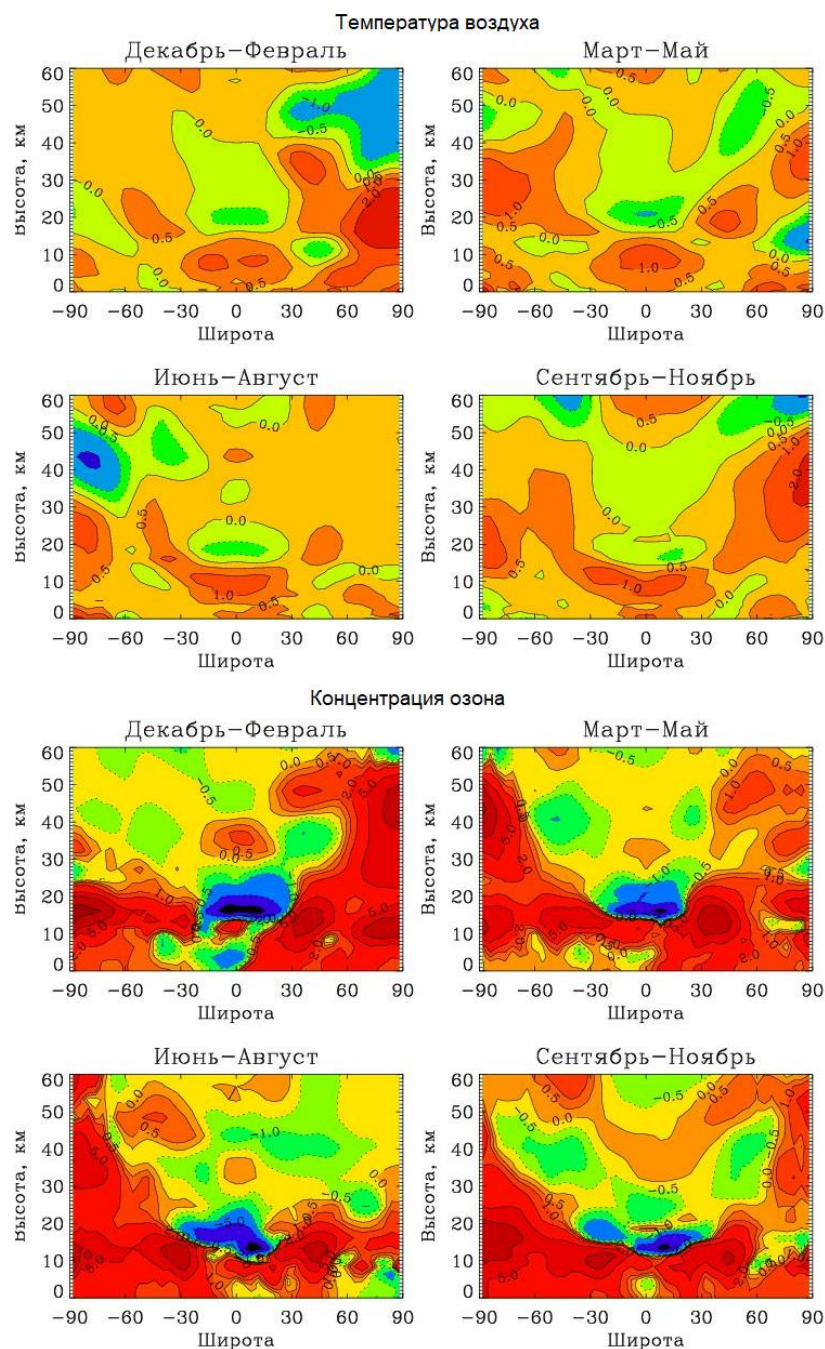


Рисунок 4.13 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей температуры воздуха в К (вверху) и концентрации озона в % (внизу) по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

На рисунке 4.13 (внизу) представлены вертикальные профили разностей концентрации озона по результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья. Как видно, над тропическим регионом наблюдается уменьшение концентрации озона более, чем на 5% на высотах 5-30 км в течение всего года. Также уменьшение на 1% наблюдаются в 30-60 широтах на

высотах 30-50 км. В Арктической стратосфере при фазе Эль-Ниньо концентрация озона на 5% больше, чем при фазе Ла-Нинья, при этом весной она уменьшается до значений в районе 1%, тогда как на высоте 30 км – понижение концентрации на 2%. Это указывает на то, что поток тепла в стратосферу вследствие Эль-Ниньо способствует усилению меридионального переноса, который ослабляет зональный ветер и способствует ослаблению СПВ. В результате этого усиливается циркуляция Брюера-Добсона, которая способствует переносу температуры воздуха и озона из тропиков в Арктическую стратосферу. В результате этого в тропическом регионе концентрация озона уменьшается, тогда как над Арктикой – увеличивается. В Южном полушарии концентрация озона увеличивается в весенние месяцы на 2%, и на 5% в летние месяцы. Это означает, что озоновые дыры более ярко выражены в Южном полушарии и при фазе Ла-Нинья, чем в Северном. При этом в Южном полушарии они существуют дольше. Также видно, что при фазе Эль-Ниньо происходит усиление переноса озона из тропической стратосферы в Арктическую и Антарктическую посредством циркуляции Брюера-Добсона, при этом перенос озона в Северном полушарии происходит сильнее, чем в Южном, где СПВ более устойчив.

На рисунке 4.14 представлены вертикальные профили разностей меридиональной (вверху) и вертикальной (внизу) компонент остаточной циркуляции, рассчитанной по формулам (2.1-2.2, см. Главу 2) по результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья. Как видно, над Арктикой на высотах 40-60 км наблюдается усиление меридиональной компоненты остаточной циркуляции (рисунок 4.13, вверху) на 0.2 м/с при фазе Эль-Ниньо в зимние месяцы, и аналогичное усиление над Антарктикой в летние месяцы. При этом в зимние месяцы над тропическими широтами на тех же высотах наблюдается уменьшение меридиональной компоненты на 0.15 м/с. На высотах 20-30 км в Северном полушарии наблюдается усиление меридиональной компоненты на 0.05-0.1 м/с в зимние и осенние месяцы, что указывает на усиление переноса от экватора к Северному

полюсу. В Южном полушарии на высотах 20-30 км наблюдается очень слабое усиление меридионального потока на 0.01-0.05 м/с. Что касается вертикальной компоненты (рисунок 4.14, внизу), над экватором во все месяцы, кроме летних, наблюдается усиление на 10^{-3} м/с, которое указывает на усиление вертикального конвективного потока над экваториальными широтами вследствие явления Эль-Ниньо. Также во все месяцы, кроме летних, над Арктикой на высотах 20-60 км наблюдается ослабление вертикальной компоненты на $1.5 \cdot 10^{-3}$ м/с. Эти изменения в компонентах остаточной циркуляции указывают на усиление циркуляции Брюера-Добсона при фазе Эль-Ниньо, и, как результат, поступлением озона из тропических широт в Арктические. Эль-Ниньо приводит к нагреву воздуха в тропическом регионе, что способствует усилению контрастов температур и, как результат, усилению конвективных потоков в тропической тропосфере и углублению Алеутского минимума. Всё это усиливает упорядоченный перенос тепла из тропосферы в стратосферу. Эти потоки способствуют нагреву стратосферы и ВСП, что способствует усилению меридионального потока, который оказывает воздействие на зональный поток, способствуя его ослаблению и обращению, в результате чего СПВ теряет устойчивость и становится слабее [170]. Эти процессы способствуют усилению циркуляции Брюера-Добсона, в результате его усиливается процесс переноса тепла и озона из тропической части стратосферы в Арктическую. В результате в Арктической стратосфере температура воздуха и концентрация озона увеличивается, тогда как в тропической – уменьшается. В Южном полушарии данный эффект выражен значительно слабее, перенос тепла и озона менее интенсивен, чем на Северном, поэтому зональный поток и СПВ, а значит и озоновые дыры, над Антарктикой более мощные и устойчивые, чем над Арктикой.

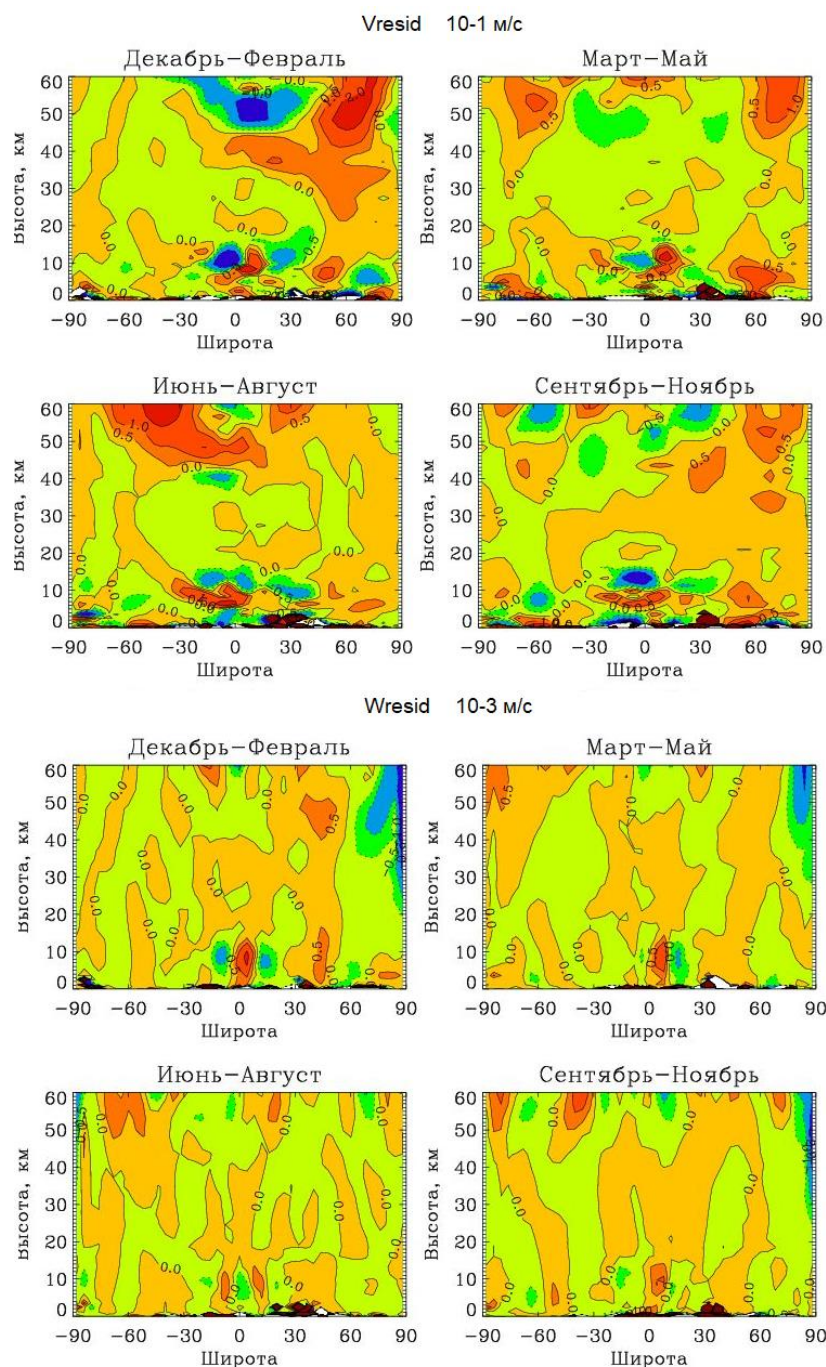


Рисунок 4.14 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей меридиональной (V_{resid}) в м/с (вверху) и вертикальной (W_{resid}) в м/с (внизу) компонент остаточной циркуляции по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

Далее представлены вертикальные профили разностей зональной (рисунок 4.15, вверху), меридиональной (рисунок 4.15, внизу) и вертикальной (рисунок 4.16, вверху) компонент потока волновой активности Пламба, рассчитанные по формулам (2.3-2.5, см. Главу 2) по результатам

моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья. Как видно, над тропическими широтами на высотах 10-20 км наблюдается уменьшение зональной и меридиональной компонент потока Пламба в течение всего года на $1-2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$, хотя у зональной компоненты над тропиками также возникают очаги усиления. Что касается Северного полушария, то по рисункам видно мощное усиление на высотах 30-60 км зональной компоненты потока Пламба на $20 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ и вертикальной компоненты потока Пламба на $0.1-0.5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах 20-60 км в зимние и осенние месяцы, и более слабое усиление в весенние месяцы. У меридиональной компоненты на этих же высотах наблюдается уменьшение на $10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$. На высотах 0-30 км и 30-70 широтах в зимние месяцы наблюдается уменьшение зональной компоненты на $10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ и усиление меридиональной компоненты потока Пламба на $5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$. Усиление меридиональной и вертикальной компонент на высотах 20-30 км связано с усилением меридиональных процессов вследствие нагрева стратосферы, которые способствуют ослаблению зонального потока и волн Россби. Это усиление указывает на увеличение интенсивности распространения планетарных волн Россби из тропосферы в стратосферу вследствие усиления потока тепла с стратосферу при Южном колебании. Эти потоки тепла способствуют усилению потока волновой активности от тропиков к полюсу и из тропосферы в стратосферу, что способствует неустойчивости волн Россби. Всё это оказывает воздействие на зональный ветер и разрушает СПВ, в результате чего усиливается циркуляция Брюера-Добсона и перенос тепла и озона из тропиков в полярные регионы. Что касается Южного полушария, то на высотах 40-60 км наблюдается усиление зональной компоненты потока Пламба в весенние и осенние месяцы на $5-10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$. В летние месяцы наблюдается усиление на высотах 0-30 км на $2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$, и уменьшение на высотах 30-60 км на $10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$. У меридиональной компоненты наблюдается увеличение на $5-10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ в весенние и осенние месяцы, уменьшение на $0.5-1.0 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ в весенние и летние месяцы на высотах 10-20 км, что указывает на усиление меридионального потока волновой активности от экватора к Южному полюсу. По вертикальной

компоненте наблюдается увеличение на $1-2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ в весенние и осенние месяцы на высотах 20-60 км, и уменьшение на $1-2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ в летние месяцы на высотах 30-60 км. Эти явления указывают на мощное усиление потока волновой активности в Северном полушарии и более слабое усиление этого потока в Южном полушарии, что, в свою очередь, способствует ослаблению планетарных волн Россби и разрушению СПВ, особенно в Северном полушарии и переносу тепла посредством планетарной волны от экватора к полюсу и из тропосферы в стратосферу.

Что касается дивергенции потока Пламба, рассчитанной по формуле (2.6 см. Главу 2) (рисунок 4.16, внизу), то наблюдается отрицательная аномалия между фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья на Северном полушарии на высотах 20-60 км в зимние и осенние месяцы в $2-5 \text{ с}^{-2}$, и более слабая (до 0.5 с^{-2}) в весенние. В Южном полушарии есть слабая отрицательная аномалия дивергенции в весенние месяцы (до 2 с^{-2}) на высотах 30-60 км и положительная (до 2 с^{-2}) в летние месяцы. Это означает, что при фазе Эль-Ниньо происходят более резкие изменения в потоке волновой активности на Северном полушарии, чем при фазе Ла-Нинья. Эль-Ниньо способствует усилению меридионального и вертикального потока волновой активности в стратосферу. Это способствует усилению конвергенции потока Пламба, на что и указывают отрицательные аномалии, а, следовательно, обращению зонального потока и ослаблению волн Россби. Эти изменения связаны с усилением потока тепла в стратосферу при фазе Эль-Ниньо, которое способствует усилению меридионального переноса температуры из тропиков в полярные регионы, что оказывает воздействие на зональный ветер, и способствует усилению потока волновой активности. Это и приводит к ослаблению планетарных волн Россби при фазе Эль-Ниньо, и усиливает распространение тепла в стратосферу посредством этих волн, что способствует разрушению СПВ и ВСП. В Южном полушарии это влияние значительно слабее, чем на Северном.

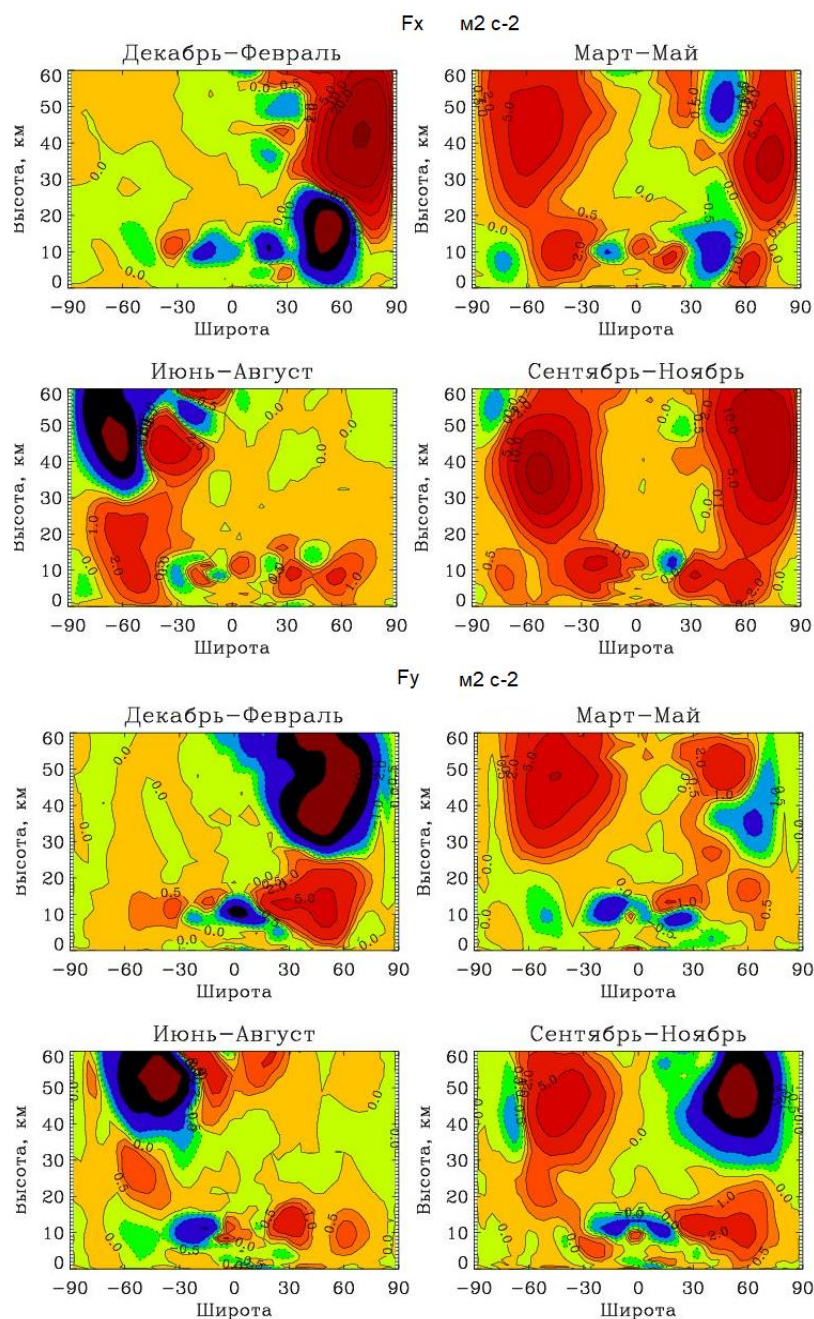


Рисунок 4.15 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей зональной (F_x) (вверху) и меридиональной (F_y) (внизу) компоненты потока волновой активности Пламба в $\text{м}^2 \text{с}^{-2}$ по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

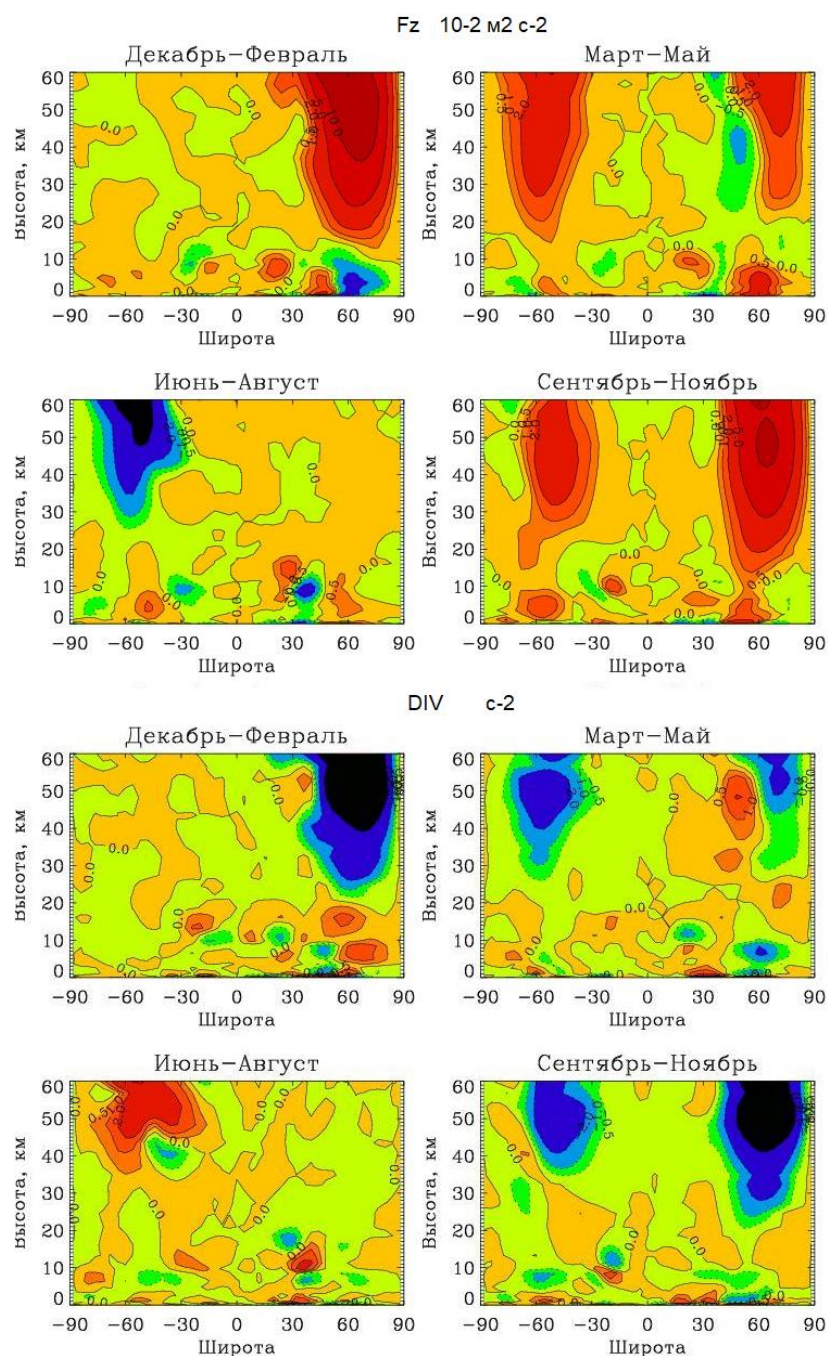


Рисунок 4.16 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей вертикальной компоненты (F_z) в $\text{м}^2 \text{с}^{-2}$ (вверху) и дивергенции (DIV) в с^{-2} (внизу) потока волновой активности Пламба по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

Также для анализа волновой активности были рассчитаны разности амплитуд планетарных волн с волновым числом 1 по результатам экспериментов для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья, представленные на рисунке 4.17 (вверху).

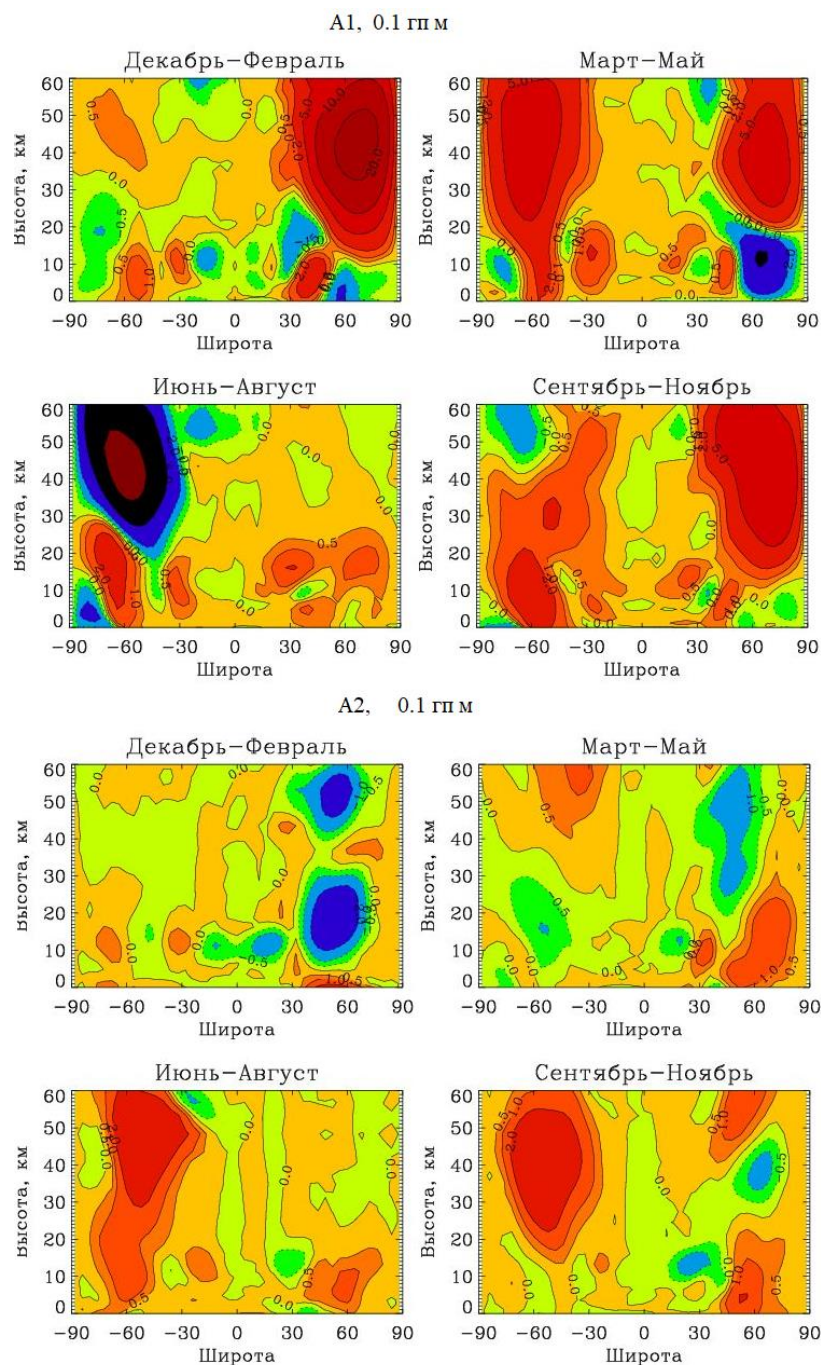


Рисунок 4.17 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей амплитуды волны с волновым числом 1 (A1) в гп м (вверху) и амплитуды волны с волновым числом 2 (A2) в гп м (внизу) по результатам моделирования для сценариев с фазами Эль-Ниньо и Ла-Нинья

Как видно по рисунку, в Арктической стратосфере (60-90 широты, высоты от 15 км) в зимние месяцы происходит увеличение амплитуды этой волны на 20-200 гп м. В весенние месяцы увеличение амплитуд менее интенсивно – амплитуда увеличивается на высотах от 20 км на 5-50 гп м, при

этом на высотах до 20 км наблюдается уменьшение амплитуды на 20 гп м. В летние месяцы амплитуда волны с числом 1 в Арктике увеличивается на 5 гп м на высотах в районе 20 км. В осенние месяцы эта амплитуда увеличивается на 50 гп м во всём Северном полушарии на высотах от 15 км. Что касается амплитуды волны с числом 2 (рисунок 4.17, внизу), то в Северном полушарии в 30-60 широтах в зимние месяцы наблюдается два очага уменьшения амплитуды на 20 гп м на высотах 10-30 км и на высотах 45-60 км. В весенние месяцы на высотах 5-30 км наблюдается увеличение амплитуды волны с числом 2 на 10 гп м, а также уменьшение на 10 гп м на высотах 25-60 км и 30-60 широтах. В летние месяцы амплитуда волны с числом 2 увеличивается на 10 гп м на высотах 5-15 км в районе 60 широты, в осенние месяцы в этом месте амплитуда увеличивается на 10-20 гп м. При этом в осенние месяцы также виден очаг уменьшения амплитуды на 10 гп м на высотах 30-40 км. Увеличение амплитуды волны с числом 1 и уменьшение амплитуды волны с числом 2 в Северном полушарии в зимние, а также частично в весенние и осенние месяцы связано с усилением потока тепла в стратосферу вследствие Эль-Ниньо. Этот поток тепла приводит к нагреву стратосферы и усилению меридиональных процессов, которые приводят к усилению потока волновой активности. В результате этого происходит усиление амплитуды волны с числом 1, и ослабление амплитуды волны с числом 2, что и способствует усилению потока волновой активности, который разрушает СПВ, что приводит к усилению циркуляции Брюера-Добсона и повышает температуру воздуха и содержание озона в стратосфере Арктики. Что касается Южного полушария, то наибольшее увеличение амплитуд волны с числом 1 наблюдается в весенние и осенние месяцы (на 20-50 гп м по всей толще стратосферы Южного полушария), тогда как в летние месяцы амплитуда волны с числом 1 увеличивается только на высотах 20-30 км, тогда как выше 40 км она уменьшается на 20-50 гп м. Амплитуда волны с числом 2 в Южном полушарии уменьшается только в весенние месяцы на 10 гп м в районе 60 широты на высотах 15-30 км, тогда как в летние и осенние месяцы она увеличивается на 5-20 гп м по всей толще стратосферы. Таким

образом, в Южном полушарии эффект, связанный с Южным колебанием, проявляется, главным образом, в амплитуде волны с числом 1, что указывает на более слабое усиление потока волновой активности по сравнению с Северным полушарием. Это связано с тем, что в Южном полушарии зональный ветер сильнее, чем в Северном, и поэтому СПВ более устойчивый. Таким образом, Южное колебание оказывает значительное воздействие на планетарные волны и волновую активность в Северном полушарии, и более слабое воздействие на волны и волновую активность в Южном полушарии.

4.3 Общие выводы исследований

Проведённый анализ данных ре-анализа ERA5 по ТПО и MERRA2 по температуре воздуха, потенциального вихря, зонального ветра, концентрации и общего содержания озона, а также результаты моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья и расчёты остаточной циркуляции и потоков волновой активности по этим данным позволяет сделать следующие выводы:

1. При Эль-Ниньо происходит повышение ТПО на 3 градуса в тропической части Тихого океана, тогда как при Ла-Нинья – понижение на 1.5-2 градуса. Температура воздуха в тропосфере в годы Эль-Ниньо над Тихим океаном, а также вблизи полюсов повышается на 2-3 градуса, что приводит к углублению Алеутского минимума и усилению вертикального потока тепла в стратосферу. При Ла-Нинья температура воздуха понижается, поток тепла прекращается. При этом пик этих явлений приходится на зимние месяцы.

2. При фазе Эль-Ниньо потоки тепла оказывают воздействие на зональный ветер, в результате чего СПВ ослабевает и распадается в феврале-марте. Это также видно и по зональному ветру на границе СПВ, который ослабевает и меняет знак в это время. При фазе Ла-Нинья устойчивость СПВ определяется другими процессами. Результаты моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья показывают, что Южное колебание

способствует ослаблению и обращению зонального потока (зональная скорость ветра уменьшилась на 2-5 м/с), что способствует ослаблению и распаду СПВ. Это связано с усилением потоков тепла – упорядоченного потока и ВСП, которые усиливают меридиональный перенос и циркуляцию Брюера-Добсона, способствуя переносу тепла и озона из тропиков в полярные регионы. При этом видно, что в Северном полушарии эффект выражен сильнее, чем в Южном (в Северном полушарии зональная скорость ветра уменьшается на 5 м/с, тогда как в Южном – на 2 м/с).

3. При фазе Эль-Ниньо поток тепла в стратосферу приводит к неустойчивости области низких температур (температура менее 200 К) и повышению температуры воздуха в стратосфере, а также повышается вероятность ВСП. Эти процессы воздействуют на зональный ветер, что вызывает неустойчивость СПВ, способствуя неустойчивости очага холода над полюсами и повышению концентрации озона. Однако при фазе Ла-Нинья также могут наблюдаться ВСП, что связано с другими процессами в атмосфере. При этом реакция стратосферы на Эль-Ниньо наступает через 2-3 месяца после достижения максимума Эль-Ниньо. Результаты моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья показывают, что Южное колебание способствует прогреву тропической тропосферы и усилению вертикальных и меридиональных потоков, которые переносят тепло от тропиков к полюсам, что и приводит к понижению температуры в тропической стратосфере на 2.5 градусов и потеплению в полярной стратосфере на 1-2 градуса. При этом в Северном полушарии это воздействие сильнее, чем в Южном – потепление в Арктике достигает 2 градусов, в Антарктике – 1 градуса.

4. Южное колебание может способствовать увеличению концентрации озона, что видно результатам моделирования для сценариев с фазой Эль-Ниньо и фазой Ла-Нинья, и данным реанализа MERRA2, когда зона низкого содержания озона после февраля начинает быстро уменьшаться концентрация увеличивается с 3.6 по 4.8 *ppm*. Также Южное колебание может способствовать увеличению общего содержания озона над полюсами, что видно по значениям

общего содержания озона, которое увеличивается с 280 по 420-444 еД в течение февраля-марта. При фазе Ла-Нинья концентрация и содержание озона определяется другими процессами в атмосфере, такими, как химические процессы, приводящие к сокращению озона в марте 2011 [7] или связанные с другими процессами, такими, как квазидвухлетние колебания или Северо-Атлантическое колебание ВСП. Результаты моделирования показывают снижение концентрации и содержания озона в тропической стратосфере на 2 % и увеличение в полярной на 5%, что указывает на усиление переноса из тропиков к полюсам вследствие ослабления зональных потоков и усиления циркуляции Брюера-Добсона вследствие нагрева атмосферы при Южном колебании.

Расчёты остаточной циркуляции и потоков волновой активности позволили провести физический анализ влияния Эль-Ниньо на атмосферные процессы и сделать более подробные выводы.

1. Фаза Эль-Ниньо способствует возникновению мощного упорядоченного потока тепла в стратосферу, который может приводить к ослаблению контраста температур между полярными и тропическими широтами, что видно по вертикальной компоненте остаточной циркуляции, рассчитанной с помощью ХКМ для сценариев с Эль-Ниньо и Ла-Нинья, которая в экваториальном регионе увеличилась на 10^{-3} м/с. Этот процесс оказывает воздействие на зональный ветер, что видно по уменьшению зональной скорости ветра в полярных регионах. В результате этого происходит ослабление зонального переноса и усиление меридионального переноса, как видно по меридиональной компоненте остаточной циркуляции, которая от экватора к Северному полюсу увеличилась на 0.05-0.1 м/с и к Южному полюсу увеличилась на 0.01-0.05 м/с, что ассоциируется с ослаблением и дестабилизацией СПВ, приводящей к дальнейшему ослаблению зонального переноса. Поэтому устойчивый СПВ наиболее вероятен при фазе Ла-Нинья, тогда как наиболее неустойчивый – при фазе Эль-Ниньо. Кроме того, усиление меридионального переноса приводит к усилению переноса тепла и озона из

тропической стратосферы в полярную посредством циркуляции Брюера-Добсона, в результате чего температура воздуха и концентрация озона в полярной стратосфере повышается. При фазе Ла-Нинья поток тепла в стратосферу прекращается, в результате чего контраст температур между тропической и полярной стратосферой усиливается, что приводит к устойчивому СПВ. В результате чего усиливается зональный западный перенос, а концентрация стратосферного озона над полюсами из-за отсутствия меридиональных потоков уменьшается. В Арктике влияние Южного колебания проявляется сильнее, чем в Антарктике, так как в Антарктике зональный поток значительно сильнее, а СПВ – устойчивее, чем в Арктике.

2. Поток тепла, связанный с фазой Эль-Ниньо, может также способствовать усилению ВСП, которые приводят к взрывному эффекту в стратосфере. ВСП также ослабляет контраст температур, что оказывают воздействие на зональный ветер и ослабляют зональный перенос. Это способствует ослаблению, дестабилизации и распаду СПВ. Как показывают наблюдения, в годы с неустойчивым СПВ имели место мощные ВСП, которые могут быть связаны с потоками тепла в стратосферу вследствие Южного колебания. Эти процессы также способствуют повышению концентрации озона в стратосфере Арктики и Антарктике.

3. Уменьшение контраста температур между полярными и тропическими широтами в стратосфере способствует усилению потока волновой активности, как видно по расчётам ХКМ для сценариев с фазой Эль-Ниньо и Ла-Нинья - усиление меридиональной компоненты на $5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ и вертикальной компоненты на $0.1-0.5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах 0-30 км в Северном полушарии, уменьшение меридиональной компоненты в Южном полушарии на $0.5-1.0 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах до 20 км, и увеличение вертикальной на $1-2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах от 20 км. Это приводит к неустойчивости планетарных волн Россби и усилению переноса тепла в стратосферу, в результате чего происходит также ослабление зонального переноса и усиление меридионального переноса, разрушая СПВ. Анализ дивергенции потока Пламба показывает усиление конвергенции над

Северным полушарием (дивергенция уменьшилась на $2-5 \text{ с}^{-2}$ в зимние и осенние месяцы), и слабое усиление на Южном (дивергенция уменьшилась на 2 с^{-2} в весенние месяцы). Анализ амплитуд волн с волновыми числами 1 и 2 показывает увеличение амплитуды волны с числом 1 до 1400 гп м в феврале, тогда как амплитуда волны с числом 2 уменьшается до 200 гп м. Происходит усиление волнового потока тепла и импульса планетарных волн Россби от экватора к полюсу, в результате чего зональный поток и СПВ ослабевают и усиливается циркуляция Брюера-Добсона, что способствует повышению температуры и содержания озона в полярной стратосфере. Поэтому при фазе Эль-Ниньо в атмосфере нередки малоподвижные барические образования, приводящие к аномальной погоде. При фазе Ла-Нинья из-за прекращения потока тепла в стратосферу и усиления контраста температур между тропической и полярной стратосферой ослабляется меридиональный поток волнового тепла и импульса, и усиливается зональный поток. Это способствует формированию устойчивых планетарных волн Россби, устойчивого СПВ и понижению температуры воздуха и содержания озона в полярной стратосфере.

Таким образом, Южное колебание оказывают глобальное воздействие на атмосферу, оказывая влияние на устойчивость СПВ посредством усиления потоков тепла в стратосферу и ВСП, а также потоки волновой активности и устойчивость планетарных волн Россби, общую циркуляцию атмосферы и концентрацию озона. Но, кроме Эль-Ниньо, есть ещё и другие процессы, оказывающие влияние на СПВ и волны Россби, такие, как квазидвухлетнее колебание и Северо-Атлантическое колебание [211].

5 Влияние долгопериодных изменений ТПО и уровня углекислого газа на динамику атмосферы и озоновый слой

Для оценки влияния долгопериодных изменений ТПО на структуру и состав атмосферы было проведено 2 исследования. В 1 исследовании были проведены численные эксперименты с помощью ХКМ за прогностический период с 2021 по 2030 годы для условий, характерных для начала и конца тренда, что позволяет зафиксировать остальные факторы, влияющие на процессы в атмосфере. Во 2 исследовании изучалось одновременное влияние динамических и фотохимических факторов на изменчивость состава и структуры полярной стратосферы в Арктике и Антарктике. При этом оценивалось влияние изменений ТПО и уровня CO_2 на структуру и состав атмосферы. Результаты исследований опубликованы в [185,188,191].

5.1 Оценка чувствительности атмосферы к долгопериодным колебаниям ТПО (тренд на повышение ТПО)

В данном исследовании были проведены численные эксперименты с помощью ХКМ за прогностический период с 2021 по 2030 годы. В этих экспериментах использовались результаты моделирования по данным ТПО для условий начала периода (начало 1980-х) и конца периода (конец 2010-х). При этом остальные факторы (солнечная активность, изменения в газовом составе атмосферы за счёт эмиссий и поглощений и т.п.) были зафиксированы на уровне 2020 года. Это, как и в случае с короткопериодными колебаниями ТПО, также даёт возможность провести чистый эксперимент, позволяющий оценить влияние изменений параметров океана на тропосферу и стратосферу, а, следовательно, и влияние тренда ТПО. Были проанализированы ТПО, температура воздуха в тропосфере и стратосфере, содержание озона, зональная скорость ветра, остаточная циркуляция и поток волновой активности Пламба.

На рисунке 5.1 представлены разности ТПО по данным Met Office между концом и началом тренда. Как видно, в конце тренда ТПО по планете на 0.5-1.0 градусов выше, чем в начале, что связано с потеплением океана. Исключение составляет участок Тихого океана около Южной Америки – там наблюдается понижение ТПО на 1.0 градуса, что указывает на охлаждение океана в этой области. Также понижение ТПО наблюдается вблизи Антарктики. Это понижение ТПО может быть связано с таянием Антарктических льдов, при котором происходит поступление холодной пресной воды в океан. Также понижение ТПО в некоторых районах (особенно в тропиках вблизи Африки и Индонезии) может быть связано с усилением циклонической деятельности и увеличением облачности и осадков в этих районах. При этом видно, что наиболее сильно потепление проявляется на Северном полушарии.

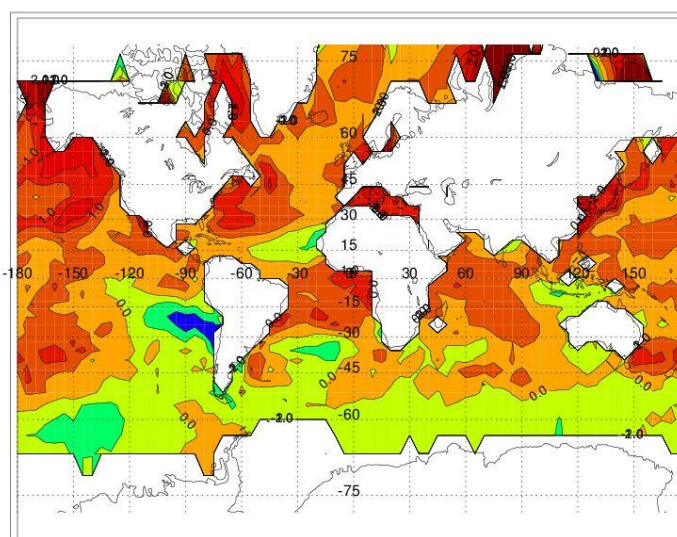


Рисунок 5.1 – Распределение разности среднегодовых значений ТПО в К по данным Met Office между концом и началом тренда

На рисунке 5.2 (вверху) представлены разности температуры воздуха в тропосфере по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда. Как видно, на большей части планеты наблюдается повышение температуры воздуха на 0.6-1 градус. Однако в районе Антарктиды и к западу от Южной Америки наблюдаются очаги понижения температуры воздуха на 0.6-2 градуса. Это означает, что, в среднем по планете, происходит потепление в тропосфере. Наиболее сильное повышение температуры воздуха

(на 1.5-2 градусов) наблюдается в Арктике, что указывает на т.н. «Арктическое усиление» [165,168]. В целом, температура воздуха в тропосфере хорошо коррелирует с ТПО, (рисунок 5.1) коэффициент корреляции 0.9. Это указывает на то, что изменения ТПО играют ключевую роль в изменении температуры воздуха в тропосфере – при повышении ТПО происходит нагрев тропосферы. Это связано с тем, что повышение ТПО способствует усилению потоков тепла в атмосферу и конвекции, в результате чего происходит потепление климата.

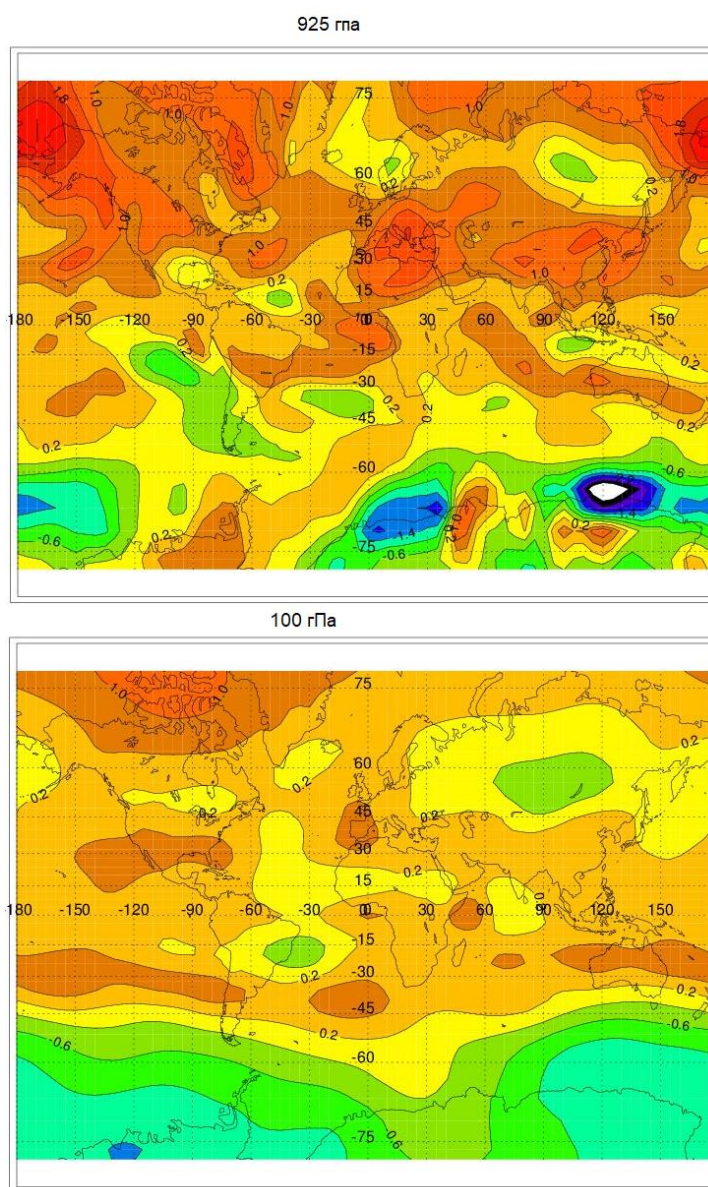


Рисунок 5.2 – Распределение разности температуры воздуха на высоте 925 гПа (тропосфера) (вверху) и на высоте 100 гПа (стратосфера) (внизу) в К по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

В стратосфере (рисунок 5.2, внизу) потепление на 0.2-0.6 градусов наблюдается над Тихим океаном и Австралией, над Канадской Арктикой – потепление на 1 градус, тогда как в Южном полушарии – похолодание на 0.6-1.0 градусов. Это указывает на то, что в стратосфере происходит понижение температуры в Южном полушарии и повышение в Северном полушарии вследствие усиления потоков тепла из тропосферы и ВСП. Изменения ТПО оказывают на стратосферу значительно меньшее влияние, чем на тропосферу, но, тем не менее, косвенно океан всё же влияет на неё. По сравнению с короткопериодными колебаниями ТПО, влияние тренда ТПО на стратосферу менее существенно. Однако повышение ТПО всё же способствует усилению потоков тепла в стратосферу, что и видно по повышению температуры воздуха на Северном полушарии. В Южном полушарии температура воздуха понижается, что указывает на ослабление потоков тепла в стратосферу над Антарктикой, и усиление зонального потока.

На рисунке 5.3 представлены разности концентрации (вверху) и общего содержания озона (внизу) по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда. По этим рисункам наблюдается увеличение концентрации и общего содержания озона на 1-3% в Южных тропиках и в Арктической стратосфере, и уменьшение на 1-3% в Антарктической стратосфере. Также видно уменьшение концентрации и общего содержания озона на 4-5% над Антарктидой и увеличение на 2-7% около Великобритании. Распределение разностей по озону согласуется с температурой воздуха в стратосфере (рисунок 5.2, внизу). Уменьшение концентрации и содержания озона наблюдается, главным образом, в Южном полушарии и тропиках. В Северном полушарии содержание озона увеличивается. Уменьшение содержания озона в тропиках и увеличение в Северном полушарии указывает на усиление циркуляции Брюера-Добсона, при которой происходит перенос температуры воздуха и озона из тропиков к полюсам, но этот эффект значительно меньше, чем в случае с короткопериодными колебаниями ТПО. В Южное полушарие перенос озона

практически отсутствует, вследствие чего и происходит понижение содержания озона.

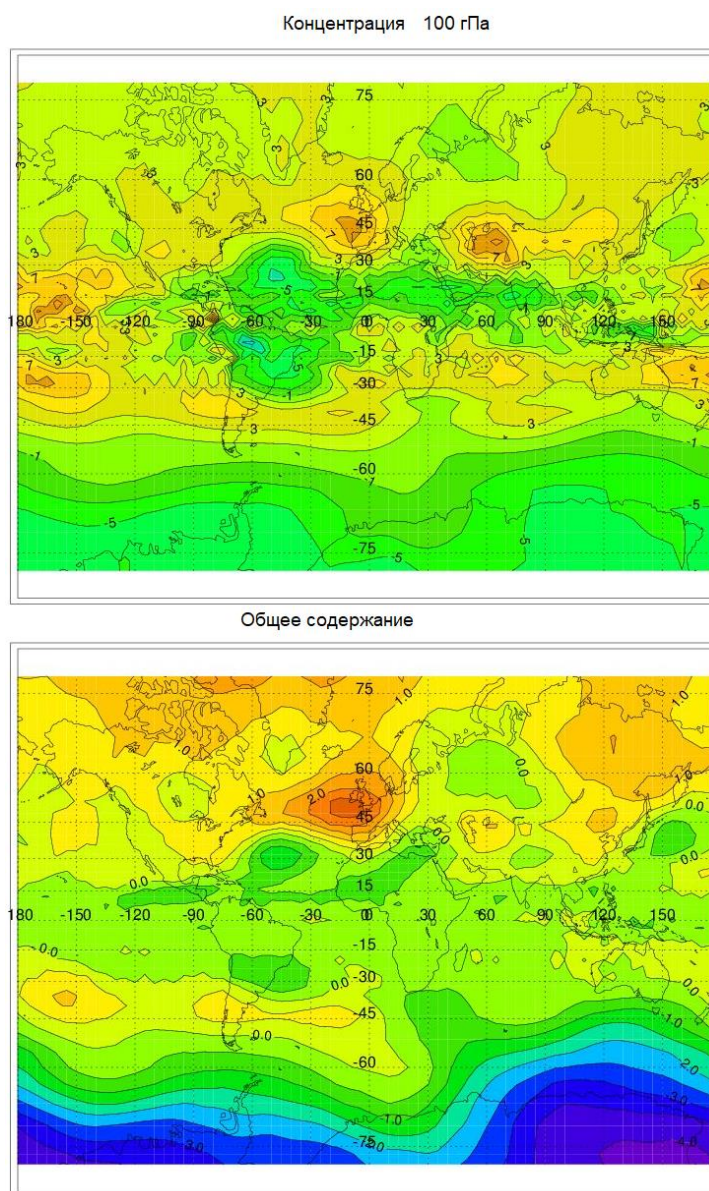


Рисунок 5.3 – Распределение разности концентрации озона на высоте 100 гПа (стратосфера) в % (вверху) и общего содержания озона в % (внизу) по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

На рисунке 5.4 представлены вертикальные профили разностей зональной скорости ветра между результатами моделирования для сценариев конца и начала тренда.

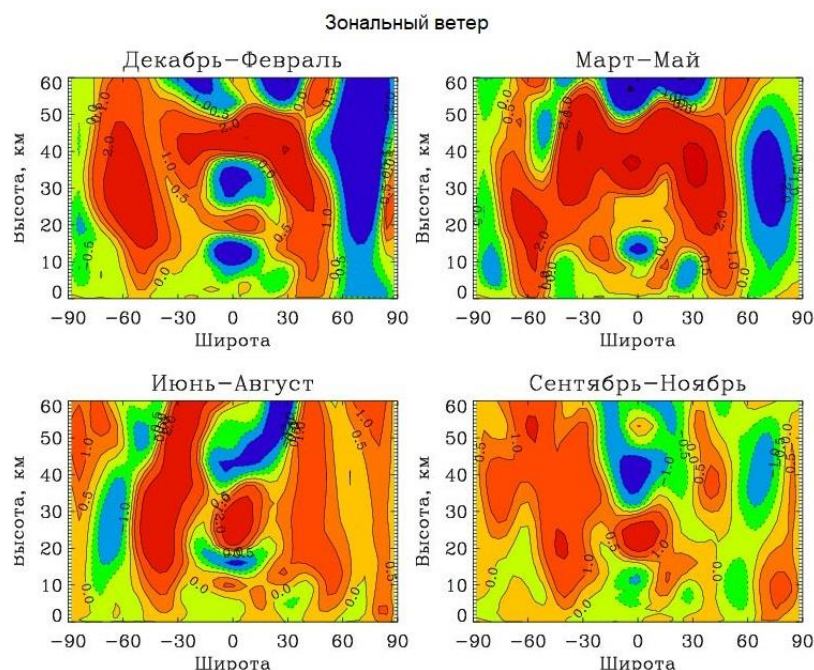


Рисунок 5.4 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей зональной скорости ветра в м/с по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

Как видно, наблюдается ослабление зонального потока над Арктикой в зимние и весенние месяцы, и его обращение, что видно по отрицательным аномалиям зональной скорости ветра в 2-5 м/с над Арктикой. В то же время над Антарктикой наблюдается усиление зонального потока на 2 м/с в зимние, весенние и осенние месяцы, и небольшое ослабление (на 1 м/с) – в летние. Возможно, это связано с тем, что потепление океана, и, следовательно, тропосферы оказывает большее влияние на Арктику, чем на Антарктику вследствие географической конфигурации Арктики (море, окружённое сушей) и Антарктики (суша, окружённая морем). То есть проявляется «Арктическое усиление» - сильное потепление Арктики и усиление потоков тепла в стратосферу вследствие повышения ТПО и температуры воздуха в Арктической тропосфере, оказывающих влияние на зональный ветер. Потепление тропосферы способствует ослаблению зонального потока на Северном полушарии, и усилению меридионального потока, а также может способствовать ВСП. ВСП в 2019 году также мог оказать влияние на зональный поток. Это может способствовать усилению циркуляции Брюера-Добсона,

способствуя повышению температуры воздуха и содержания озона в Арктической стратосфере. В Южном полушарии зональный поток, в целом, усиливается, что указывает на его устойчивость и отсутствие каких-либо мощных потоков тепла в Антарктическую стратосферу, которые могли бы ослабить зональный ветер и усилить циркуляцию Брюера-Добсона, что может быть связано также с понижением ТПО и температуры воздуха в Антарктике. Ослабление зонального потока вследствие повышения ТПО меньше, чем вследствие короткопериодных колебаний ТПО, и проявляется только в Арктической стратосфере.

На рисунке 5.5 (вверху) представлены вертикальные профили разностей температуры воздуха между результатами моделирования для сценариев конца и начала тренда. Как видно, в тропосфере наблюдается потепление на 0.5-1.0 градусов для всех сезонов. Также в зимние месяцы наблюдается потепление на 1 градус в Арктической стратосфере, что может быть связано с увеличением потоков тепла в стратосферу, углублением Алеутского минимума и повышением вероятности ВСП вследствие потепления океана. Эти потоки тепла оказывают воздействие на зональный ветер и СПВ, что способствует усилению циркуляции Брюера-Добсона и потеплению Арктической стратосферы. В остальные сезоны, в целом, наблюдается понижение температуры на 0.5 градусов на высотах 20-40 км. Это также подтверждает потепление тропосферы. В Южном полушарии в стратосфере наблюдается понижение температуры на 0.5-1 градус, что указывает на отсутствие усиления потоков тепла и циркуляции Брюера-Добсона в сторону Южного полюса. Это подтверждает тот факт, что долгопериодные изменения ТПО оказывают меньшее воздействие на стратосферные процессы, чем короткопериодные.

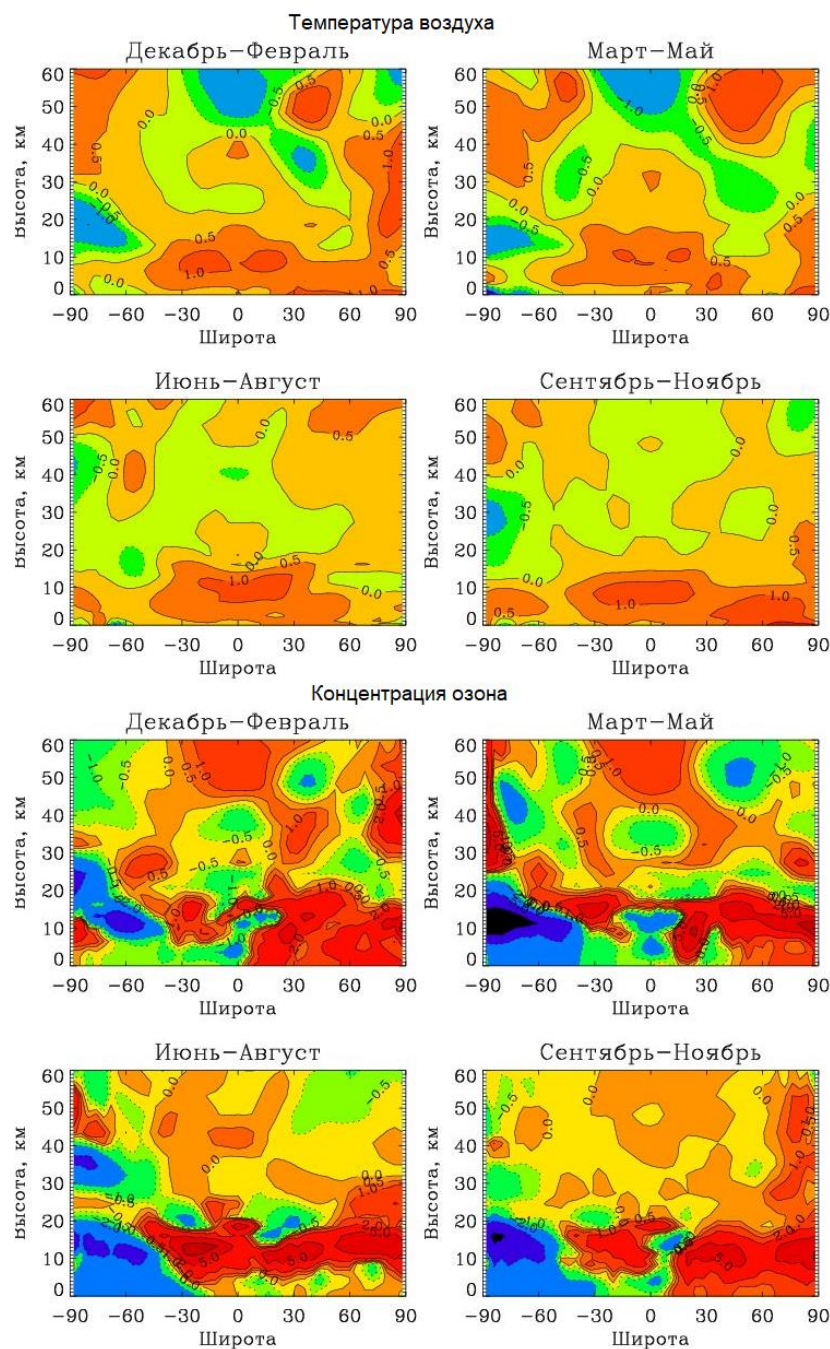


Рисунок 5.5 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей температуры воздуха в К (вверху) и концентрации озона в % (внизу) по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

На рисунке 5.5 (внизу) приведены вертикальные профили разностей концентрации озона между результатами моделирования для сценариев конца и начала тренда. Вертикальные профили показывают, что концентрация озона увеличивается в тропической тропосфере и в Арктической стратосфере на 2-5% на высотах до 20 км вследствие нагрева стратосферы вертикальными потоками, связанными с потеплением океана. Эти потоки оказывают воздействие на

зональный ветер, способствуя его ослаблению и ослаблению СПВ. В результате чего может происходить усиление меридионального переноса и циркуляции Брюера-Добсона, которая осуществляет перенос температуры и озона от тропиков к полюсам. Таким образом, потепление тропосферы способствует увеличению содержания озона в Южных тропиках и над Арктикой, что может являться признаком усиления циркуляции Брюера-Добсона и увеличение потоков тепла в Арктическую стратосферу. В то же время над Антарктикой содержание озона снижается на 2-5% на высотах до 20-30 км, что может быть связано с отсутствием потоков тепла и усиления циркуляции Брюера-Добсона, вследствие чего мощный зональный поток и СПВ остаются очень устойчивыми, что способствует понижению температуры воздуха в стратосфере Антарктики и благоприятствует химическим процессам в Антарктической стратосфере с участием брома и хлора. То есть повышение ТПО вследствие многолетнего тренда способствует углублению озоновой дыры в Антарктике. По сравнению с короткопериодными колебаниями ТПО, влияние тренда на концентрацию озона слабее и проявляется только в Северном полушарии.

На рисунке 5.6 представлены вертикальные профили разностей меридиональной (вверху) и вертикальной (внизу) компонент остаточной циркуляции между результатами моделирования для сценариев конца и начала тренда, рассчитанной по формулам (2.1-2.2, см. Главу 2).

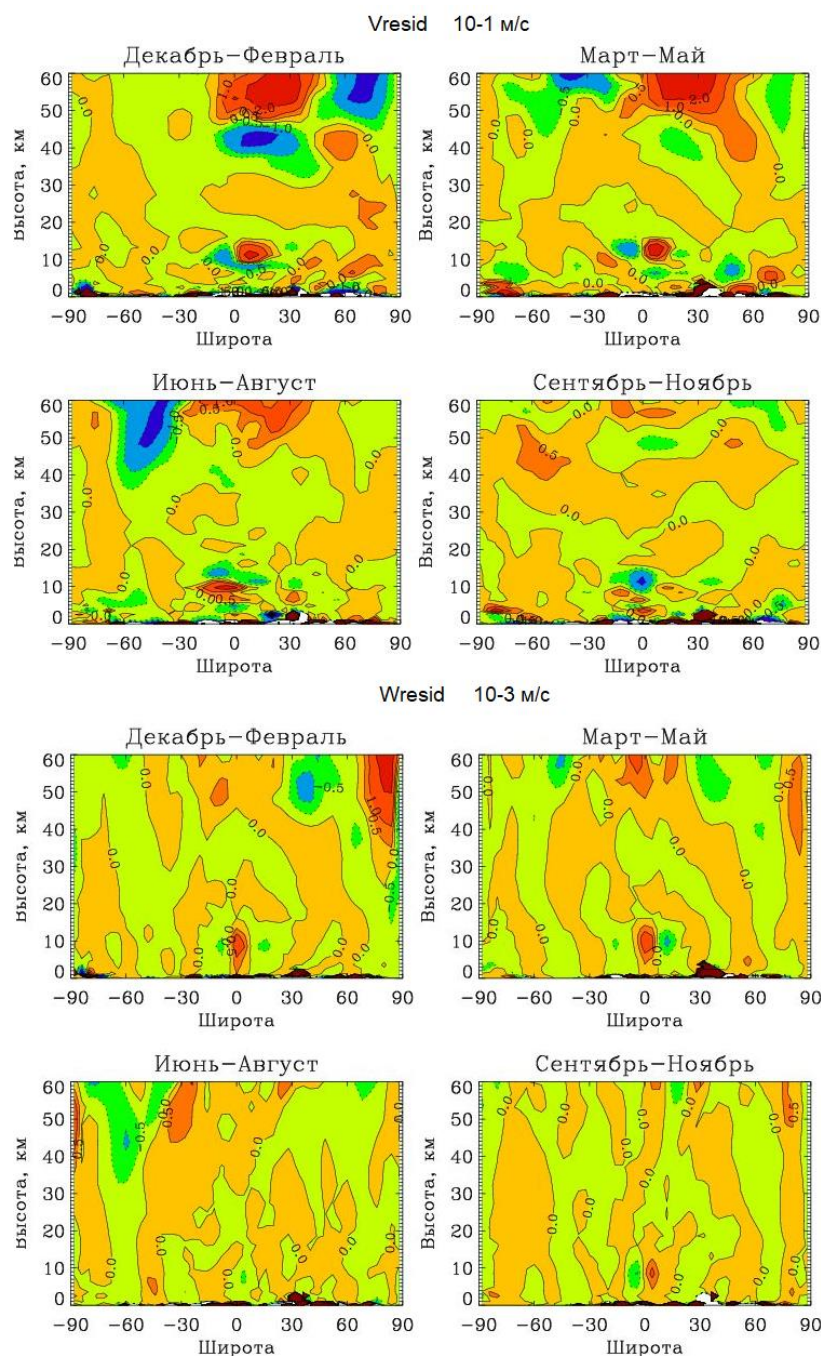


Рисунок 5.6 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей меридиональной (V_{resid}) в м/с (вверху) и вертикальной (W_{resid}) в м/с (внизу) компонент остаточной циркуляции по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

Как видно, наблюдаются увеличение меридиональной компоненты над экватором на 0.2 м/с на высотах 10-15 км, и увеличение в Северном полушарии в зимние и весенние месяцы на 0.05-0.1 м/с, что указывает на усиление меридионального переноса из тропиков в Северное полушарие. В вертикальной компоненте наблюдается увеличение в тропической части тропосферы на 10^{-3}

м/с, которое указывает на усиление потока тепла в стратосферу в тропиках. Это означает, что потепление океана и нижней тропосферы в Северном полушарии вследствие «Арктического усиления» и общего потепления нижней тропосферы может способствовать усилению потоков тепла в стратосферу Арктики, что приводит к нагреву стратосферы и ВСП, оказывающие воздействие на зональный ветер и СПВ в Северном полушарии. В результате этого усиливается меридиональный перенос воздушных масс от тропического региона к Арктическому. Это способствует усилению циркуляции Брюера-Добсона из тропиков к Северному полюсу вследствие повышения ТПО, а, значит потеплению Арктической стратосферы и увеличению содержания озона в Северном полушарии. В Южном полушарии эффект практически отсутствует, так как там происходит понижение ТПО и температур воздуха в тропосфере, и меридиональный перенос из тропиков к Южному полюсу незначителен. В результате этого зональный поток и СПВ устойчивы, температура воздуха понижается и содержание озона уменьшается вследствие химических процессов с участием хлора и брома.

Далее представлены вертикальные профили разностей зональной (рисунок 5.7, вверху), меридиональной (рисунок 5.7, внизу) и вертикальной (рисунок 5.8, вверху) компонент потока волновой активности Пламба, рассчитанные по формулам (2.3-2.5, см. Главу 2) между результатами моделирования для сценариев конца и начала тренда. Как видно, над Арктикой наблюдаются уменьшение зональной компоненты на $10\text{-}20\text{ м}^2\text{ с}^{-2}$ на высотах 30-50 км в зимние и весенние месяцы и увеличение на $2\text{-}10\text{ м}^2\text{ с}^{-2}$ на высотах 10-40 км в осенние и зимние месяцы. Меридиональная компонента увеличивается на $2\text{-}10\text{ м}^2\text{ с}^{-2}$ на широтах 30-90 градусов и высотах 10-50 км в зимние, весенние и осенние месяцы, и уменьшается на $2\text{ м}^2\text{ с}^{-2}$ на широтах 60-90 градусов и высотах 30-60 км в зимние месяцы. Вертикальная компонента уменьшается на $0.02\text{ м}^2\text{ с}^{-2}$ в районе 60 широты на высотах 30-60 км в зимние месяцы, и увеличивается на $10^{-3}\text{ м}^2\text{ с}^{-2}$ на высотах 10-30 км. Эти изменения указывают на незначительное усиление потока волновой активности из тропиков к

Северному полюсу и в стратосферу Арктики вследствие «Арктического усиления», которое может способствовать переносу тепла в Арктическую стратосферу, и, как следствие, ослабить зональный поток и разрушая СПВ, способствуя усилению циркуляции Брюера-Добсона и увеличению содержания озона. Над Антарктикой наблюдаются уменьшение на $1-2 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах 20-40 км в зимние месяцы, и на $10-20 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ высотах 25-60 км в весенние и осенние месяцы, и увеличение на $10 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ по всей толще атмосферы в летние месяцы зональной компоненты; уменьшение на $2-5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах 30-60 км в весенние и осенние месяцы и увеличение на $2-5 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ на высотах 30-60 км в летние месяцы меридиональной компоненты, уменьшение весной и осенью на $0.02 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ и увеличение на $0.02 \text{ м}^2 \text{ с}^{-2}$ летом вертикальной компоненты. При этом на высотах 20-30 км значительных усилений компонент потока волновой активности нет. Это указывает на то, в Южном полушарии отсутствует перенос тепла из тропосферы в Антарктическую стратосферу вследствие понижения ТПО и температуры воздуха в Антарктике. Поэтому зональный поток и СПВ устойчивы, циркуляция Брюера-Добсона не усиливается, содержание озона – уменьшается. В отличие короткопериодных колебаний, потепление океана вследствие тренда оказывает меньшее воздействие на поток волновой активности. Но положительные аномалии меридиональной компоненты в Арктической стратосфере указывают на усиление этой компоненты, что способствует неустойчивости планетарных волн Россби, и ослаблению зонального переноса, и разрушению СПВ.

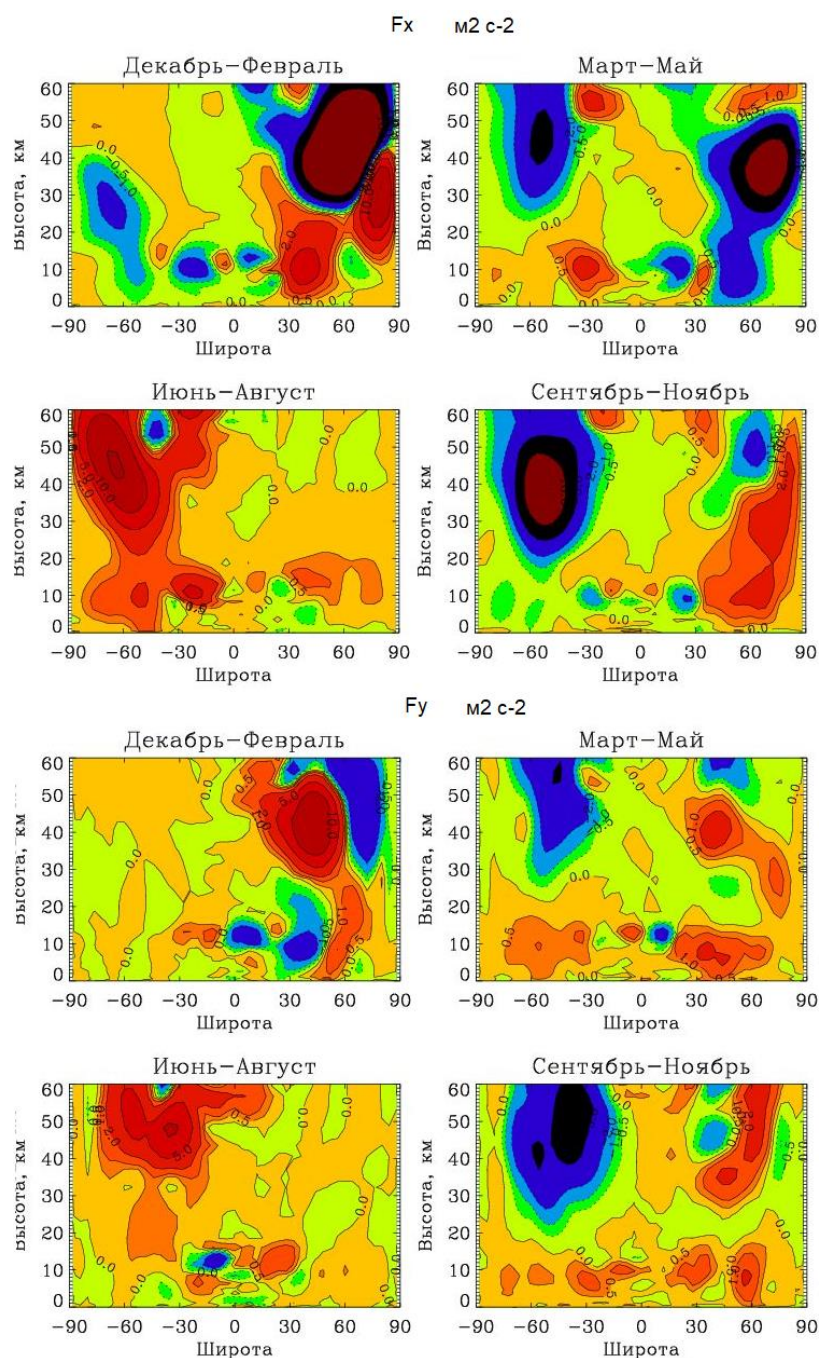


Рисунок 5.7 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей зональной (F_x) в $\text{м}^2 \text{с}^{-2}$ (вверху) и меридиональной (F_y) в $\text{м}^2 \text{с}^{-2}$ (внизу) компоненты потока волновой активности Пламба по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

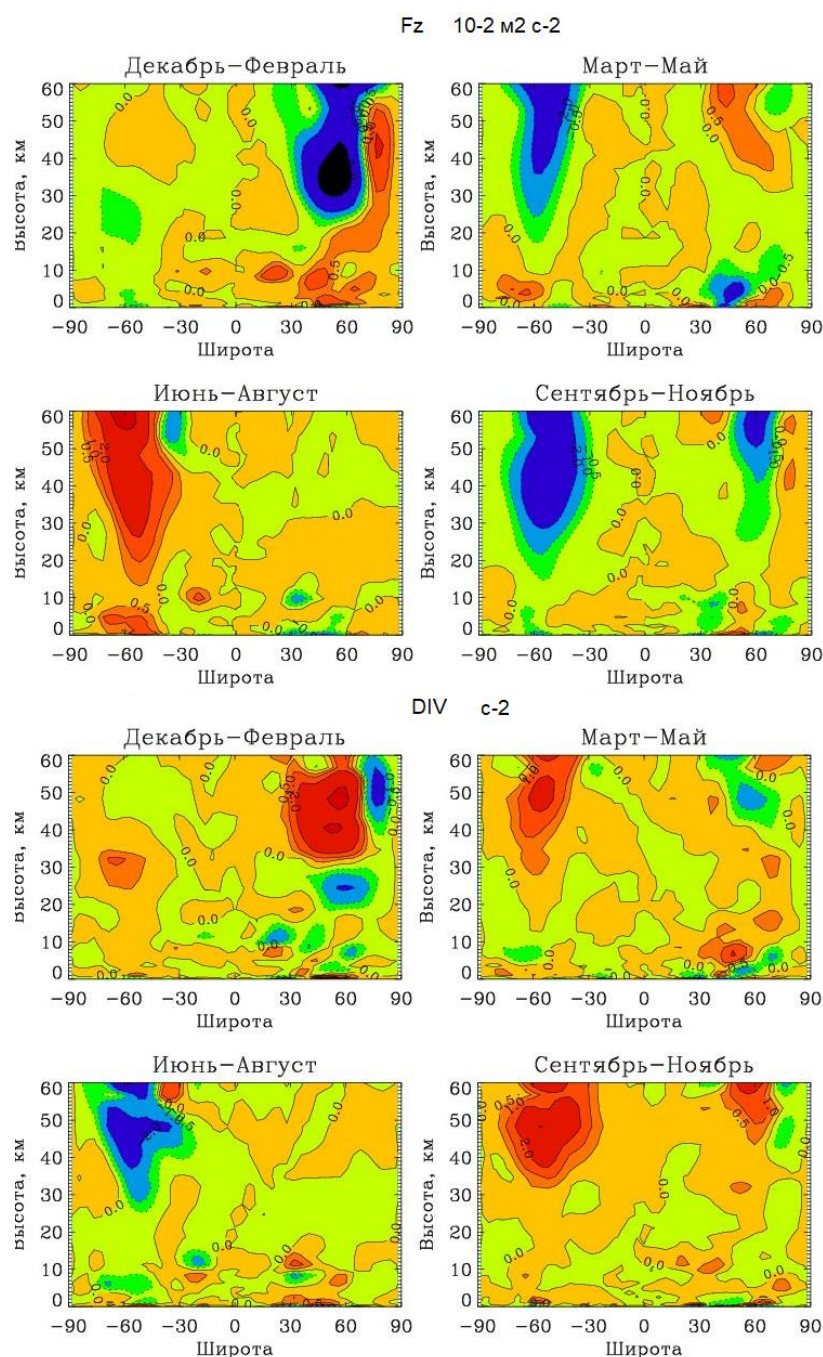


Рисунок 5.8 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей вертикальной компоненты (F_z) в $\text{м}^2 \text{с}^{-2}$ (вверху) и дивергенции (DIV) в с^{-2} (внизу) потока волновой активности Пламба по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

По дивергенции (рисунок 5.8, внизу) наблюдаются положительные аномалии (до 2 с^{-2}) над Арктикой в зимние месяцы и над Антарктикой в весенние и осенние месяцы, что указывает на усиление дивергенции. При этом на высотах 20-30 км над Арктикой в зимние месяцы всё же есть отрицательная

аномалия (до 1 c^{-2}), указывающая на усиление конвергенции. Это означает, что поток волновой активности, в целом, мало меняется, хотя и немного усиливается, что может быть связано с потеплением тропосферы и возможным усилением потоков тепла в стратосферу. Это может способствовать ослаблению планетарных волн Россби. При этом этот эффект наблюдается только в Северном полушарии – усиление меридиональной и вертикальной компонент, и, следовательно, конвергенции потока Памба в Арктической стратосфере указывают на перенос тепла из тропосферы в стратосферу Арктики посредством планетарных волн Россби вследствие «Арктического усиления», что способствует ослаблению волн Россби и зонального потока, и, как следствие, разрушению СПВ и усилению циркуляции Брюера-Добсона, что приводит к увеличению содержания озона в Арктической стратосфере. В Южном полушарии данный эффект отсутствует – волны Россби и зональный поток устойчивы, а содержание озона уменьшается из-за химических процессов. По сравнению с короткопериодными колебаниями ТПО влияние тренда ТПО на поток волновой активности значительно слабее.

На рисунке 5.9 (вверху) представлены разности амплитуд планетарных волн с волновым числом 1 по результатам экспериментов для сценариев конца и начала тренда. Как видно по рисунку, в Арктической стратосфере в зимние месяцы на высотах 5-40 км наблюдается увеличение амплитуды волны с числом 1 на 20-50 гп м, тогда как на высотах 40-60 км – уменьшение амплитуды на 50-100 гп м. В весенние месяцы наблюдается уменьшение амплитуды на 20-50 гп м на высотах 20-40 км в Арктике, при этом в районе 60 широты на высотах 20 км и 50-60 км амплитуда увеличивается на 10-20 гп м. В летние месяцы амплитуда в Арктике увеличилась на 20 гп м на высотах 10-20 км. В осенние месяцы наблюдается увеличение амплитуды на 10 гп м на высотах 5-30 км и уменьшение амплитуды на 20 гп м на высотах 40-60 км в Северном полушарии.

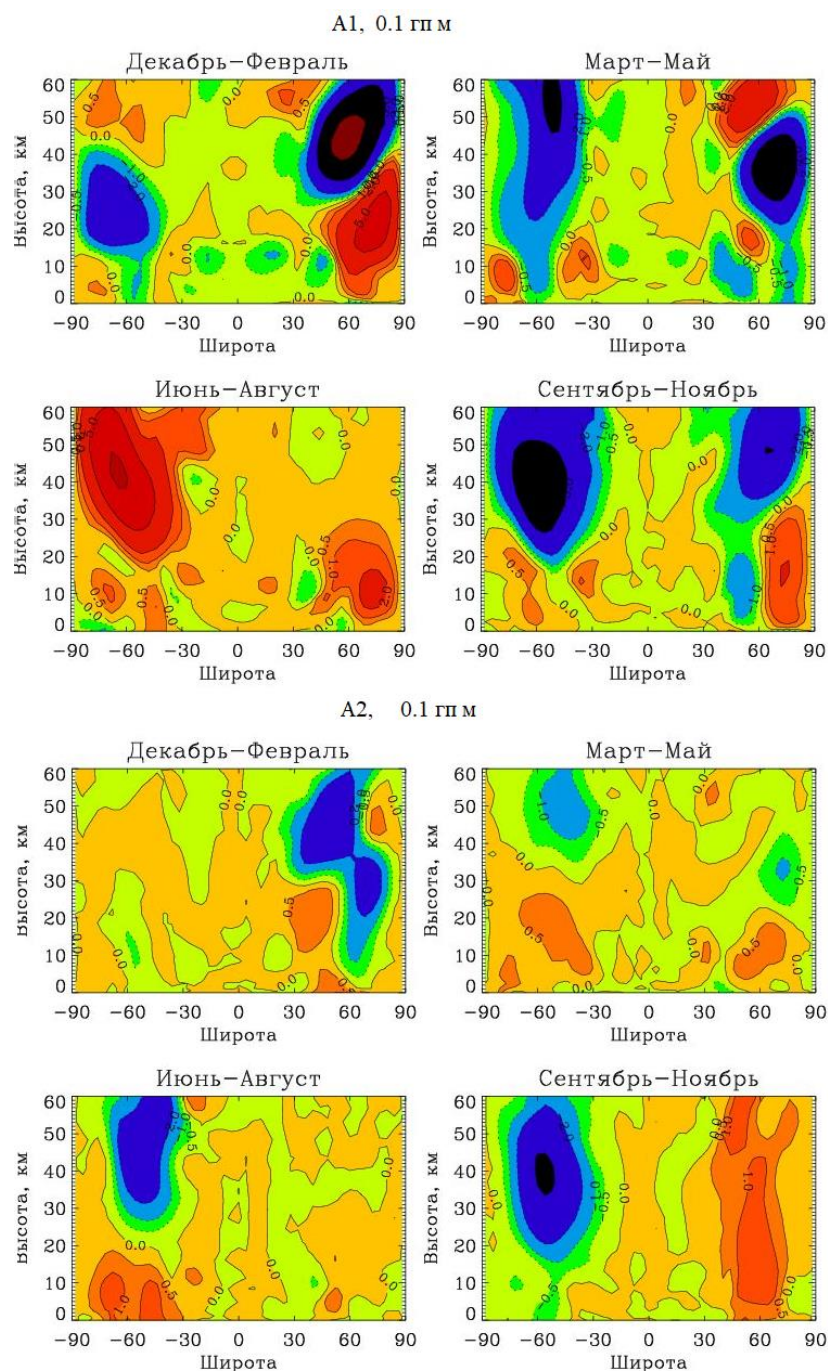


Рисунок 5.9 – Вертикальные среднезональные среднесезонные профили разностей амплитуды волны с волновым числом 1 (A1) в гп м (вверху) и амплитуды волны с волновым числом 2 (A2) в гп м (внизу) по результатам моделирования для сценариев конца и начала тренда

Что касается амплитуды волны с числом 2 (рисунок 5.9, внизу), в зимние месяцы над Арктикой наблюдается двойной очаг уменьшения амплитуды на 20 гп м (на высотах 30-60 км очаг смещён к 30-60 широтам, тогда как на высотах 5-30 км – над 60 широтой). В весенние месяцы наблюдается увеличение

амплитуды на 5 гп м на высотах 5-20 км и уменьшение амплитуды на 5 гп м на высотах 30-40 км. В осенние месяцы амплитуда волны с числом 2 увеличивается на 10 гп м во всём Северном полушарии. Увеличение амплитуды волны с числом 1 и уменьшение амплитуды волны с числом 2 в зимние месяцы в Северном полушарии указывает на усиление потока тепла вследствие тренда на повышение ТПО и «Арктического усиления», которые способствуют усилению меридиональных потоков и потока волновой активности, тормозящего зональный ветер и разрушающего СПВ. Однако эффект, связанный с трендом ТПО более слабый по сравнению с эффектом от Южного колебания, и проявляется, главным образом, в зимние месяцы, хотя эффект также проявляется и в осенние месяцы. В результате этого усиливается циркуляция Брюера-Добсона и температура воздуха и содержание озона в стратосфере Северного полушария повышаются. Что касается Южного полушария, то в зимние месяцы на высотах 20-40 км и в весенние месяцы на высотах 20-60 км амплитуда волны с числом 1 уменьшается на 20-50 гп м. В осенние месяцы на высотах 20-30 км амплитуда увеличивается на 5 гп м, тогда как на высотах 30-60 км – уменьшается на 20-50 гп м. В летние месяцы амплитуда волны с числом 1 увеличивается на 5 гп м на высотах 20-30 км и на 20-50 гп м на высотах 30-60 км. Амплитуда волны с числом 2 уменьшается в осенние месяцы на 20-50 гп м в районе 60 широты, и в летние месяцы – на высоте 30-60 км. В весенние месяцы амплитуда волны с числом 2 увеличивается на 5 гп м в районе 60 широты на высотах 15-25 км, тогда как на высотах 40-60 км – уменьшается на 10 гп м. Таким образом, в Южном полушарии эффект, связанный с трендом ТПО проявляется в уменьшении амплитуды волны с числом 2 в осенние месяцы и уменьшении (кроме летних месяцев) амплитуды волны с числом 1. Уменьшение амплитуды волны с числом 1 указывает на отсутствие усиления потока волновой активности в Южном полушарии вследствие воздействия тренда ТПО. В результате этого воздействие на зональный ветер и СПВ отсутствует, что приводит к углублению озоновой дыры в Южном полушарии. Таким образом, тренд ТПО

оказывает воздействие на планетарные волны и волновую активность только в Северном полушарии.

5.2 Численное моделирование одновременного изменения динамических и фотохимических характеристик стратосферы в Арктике и Антарктике

В данном исследовании расчеты выполнялись на период с 1979 по 2019 годы. Для учёта изменчивости динамических характеристик для этого периода задавалась изменчивость поверхностных потоков парниковых газов в соответствии со сценарием RCP4.5 IPCC, а также ТПО, а изменчивость химического состава учитывалась заданием потоков химически активных компонентов с поверхности в соответствии с данными WMO-UNEP2015. Выполнялись три расчета с ТПО из разных данных ре-анализа: Met Office и ERA5. Сравнению подвергались характеристики в полярных районах осредненные за 11-летний период (что соответствует циклу солнечной активности) в начале расчета (1980-1990 годы) и конце периода расчета (2009-2019 годы): температура нижней тропосферы (925 гПа), средней стратосферы (20 гПа) и содержание озона в средней стратосфере (20 гПа). Результаты модельных расчетов сопоставлялись с данными ре-анализа MERRA2 и ERA5.

На рисунках 5.10 и 5.11 приведены глобальные распределения изменений средних значений параметров между периодами с 1980 по 1990 годы и с 2009 по 2019 годы по результатам моделирования и данным ре-анализа. На рисунке 5.10 в первом ряду приведены изменения значений ТПО в K , во втором ряду – температуры воздуха в K на высоте 0.55 км (925 гПа), в третьем ряду – температуры воздуха в K на высоте 27.4 км (20 гПа), в четвёртом ряду – концентрация озона в $\text{кг/кг} \cdot 10^6$ на высоте 27.4 км (20 гПа). Левый столбец – результаты моделирования по данным ТПО от Met Office и правый столбец – по данным ERA5. На рисунке 5.11 в первом ряду приведены изменения параметров по данным ре-анализа ERA5, во втором ряду – по данным MERRA2. Левый столбец – изменения значений температуры воздуха в K на

высоте 0.55 км (925 гПа), центральный столбец – температуры воздуха в К на высоте 27.4 км (20 гПа), правый столбец – отношения смеси озона в кг/кг*10⁶ на высоте 27.4 км (20 гПа).

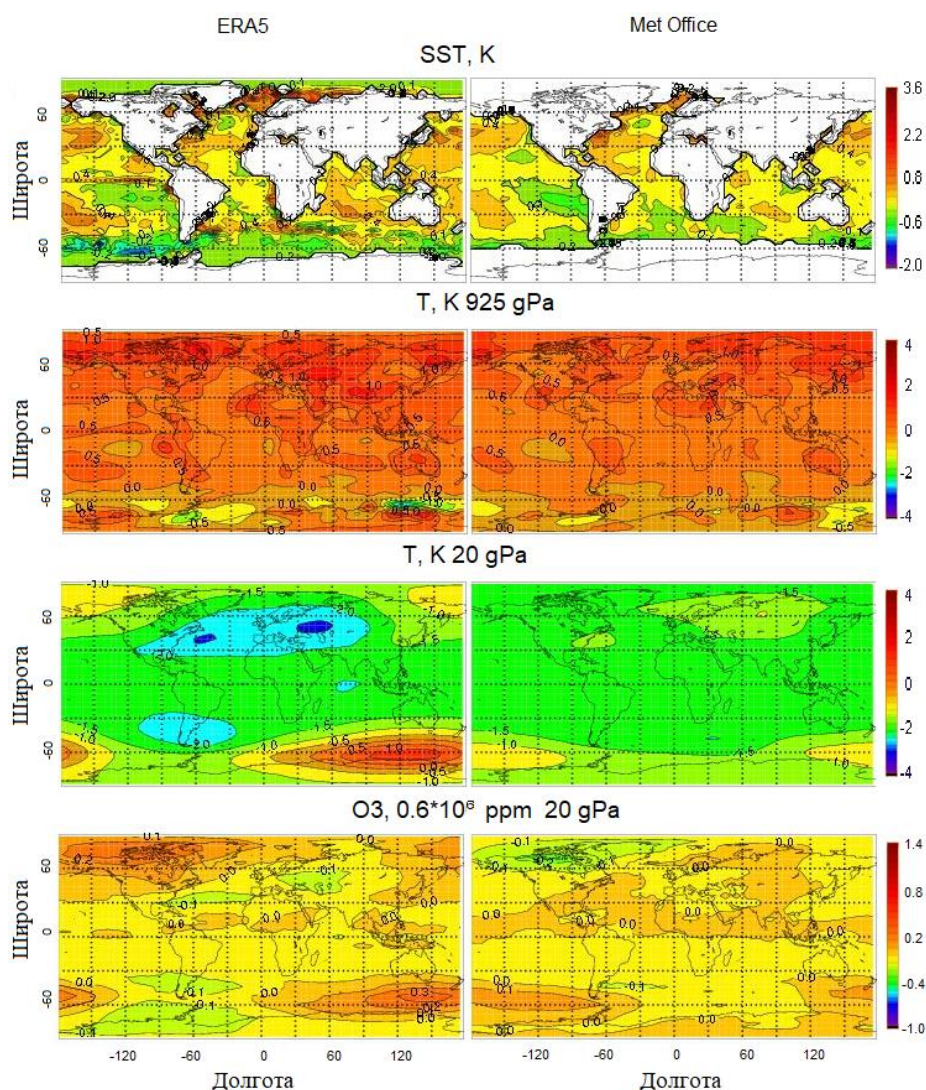


Рисунок 5.10 – Разность величин, осреднённых за периоды с 2009 по 2019 и с 1980 по 1990 годы: с использованием данных ТПО и площади покрытия океана льдом из ре-анализа ERA5 (левая колонка), Met Office (правая колонка). 1 ряд – ТПО (SST), 2 ряд – температура воздуха (Т) на уровне 925 гПа (тропосфера), 3 ряд – температура воздуха (Т) на уровне 20 гПа (стратосфера), 4 ряд - концентрация озона ([O3]) на уровне 20 гПа (стратосфера)

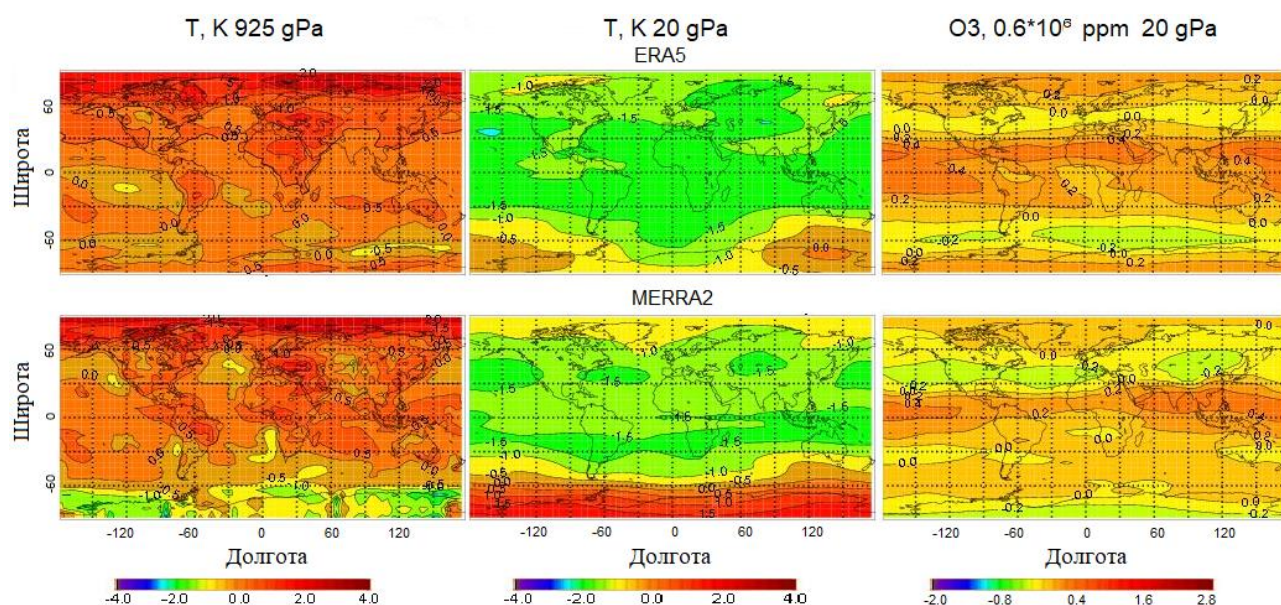


Рисунок 5.11 – Разность величин, осреднённых за периоды с 2009 по 2019 и с 1980 по 1990 годы: по данным ре-анализа ERA5 (1 ряд) и MERRA2 (2 ряд). Левая колонка - температура воздуха (Т) на уровне 925 гПа (тропосфера), средняя колонка – температура воздуха (Т) на уровне 20 гПа (стратосфера), правая колонка – концентрация озона ([O₃]) на уровне 20 гПа (стратосфера)

Численное моделирование одновременного влияния динамических и фотохимических факторов на изменчивость состава и структуры полярной стратосферы северного и южного полушария с заданными по разным данным ре-анализа ТПО показало, что эти параметры играют важную роль для температуры и содержания озона не только в тропосфере, но и в стратосфере.

Как видно по распределению изменений среднегодовой ТПО, в период с 1980 по 2019 годы поверхность океана, в целом по планете нагрелась на 0.2-0.4 °С. При этом она охладилась на 0.5 °С в Южном полушарии, и нагрелась на 0.5-1.0 °С на Северном. При этом наиболее сильное понижение ТПО наблюдается в южной части Мирового океана (вблизи Антарктиды) по данным ERA5 – до 0.5 °С, а местами, и до 1 °С. Понижение ТПО на 0.5 °С зафиксировано на восточной части Тихого океана, кроме экваториальной зоны. Также понижение ТПО на 0.5 °С зафиксировано в Северной Атлантике вблизи Гренландии (45°-60° с.ш., 30°-60° з.д.), особенно это видно по данным ERA5. Кроме этой области, в остальном Атлантическом океане ТПО мало меняется. В восточной части

экваториального региона Тихого океана (область Эль-Ниньо – Ла-Нинья, 90°-150° з.д.), а также на северной и южной части Тихого океана, наблюдается повышение ТПО на 0.8 °С. Также потепление на 0.8 °С зафиксировано в Индийском океане. В целом, различия между распределениями изменений ТПО в зависимости от типа данных незначительны, за исключением более ярко выраженного очага потепления на 1.0-1.2 °С в южной части Тихого океана (30°-45° ю.ш., 120°-150° з.д.) по данным ERA5, а также менее выраженного очага похолодания в районе Гудзонова залива и отсутствием очага потепления в Индийском океане по данным Met Office.

По распределению изменений среднегодовой температуры воздуха в нижней тропосфере (уровень 925 гПа) видно, что в период с 1980 по 2019 годы, в целом, произошло потепление в Арктическом регионе, в Северном полушарии и тропическом регионе Земли на 0.8-1 °С. При этом по результатам моделирования по данным ТПО ERA5 наблюдается потепление на 0.5 °С в регионе Эль-Ниньо (90°-150° з.д.). Также наблюдается потепление на 0.8-1 °С в северной части Северной Америки (45°-75° с.ш., 90°-120° з.д.), потепление на 0.6-0.8 °С в Северной Африке и Евразии, а также похолодание на 0.5-0.7 °С в Антарктиде и антарктических водах Мирового океана. Моделирование по данным ТПО ERA5 даёт очаги потепления на 1 °С в Азии (45°-60° с.ш., 75°-150° в.д.) и в Средиземноморском регионе (30°-50° с.ш., 5° з.д.-30° в.д.), а в антарктических водах Мирового океана на участке 100°-150° в.д. наблюдается похолодание на 0.5-1 °С. Моделирование по данным ТПО Met Office даёт более однородное распределение температуры воздуха в тропической и субтропических частях планеты. Также этот эксперимент даёт потепление на 0.5-0.8 °С в Арктике, небольшие очаги холода есть только около Антарктиды. Этот эксперимент даёт потепление во всём Северном полушарии на 0.5 °С, в северной части Северной Америки наблюдается потепление на 0.7 °С. Очагов похолодания в Северном полушарии не наблюдается.

В стратосфере (уровень 20 гПа, в целом, происходит понижение температуры воздуха на 1.5-2 °С. Моделирование по данным ТПО Met Office

даёт понижение температуры на 1.5 °С по всей планете, в Антарктиде температура понижается на 1 °С. Моделирование по данным ТПО ERA5 даёт обширный очаг похолодания на 2.2-2.8 °С над Евразией, южной частью Северной Америки и участком Атлантического океана 20°-40° с.ш. с максимальным понижением температуры на 2.5 °С над южной частью европейской территории России, при этом над Антарктическим регионом наблюдается потепление на 0.5-1 °С.

По распределению изменений концентрации озона в стратосфере (уровень 20 гПа видно, что в период с 1980 по 2019 годы в Антарктическом регионе произошло снижение концентрации озона на $0.1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06 *ppm*), тогда как в экваториальном регионе и над Гренландией и Северной Атлантикой – увеличение на $0.1-0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06-0.12 *ppm*). При моделировании по данным ТПО Met Office в целом по планете, концентрация озона мало меняется. При моделировании по данным ТПО ERA5 наблюдается снижение концентрации озона на $0.1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06 *ppm*) над Казахстаном, Антарктидой и югом Южной Америки, а также повышение концентрации озона на $0.3-0.4 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.18-0.24 *ppm*) в регионе 50°-70° ю.ш., 40°-140° в.д. около Антарктиды, при этом очаги снижения концентрации озона выражены слабо.

По данным ре-анализа в нижней тропосфере (уровень 925 гПа) наблюдается потепление в Северном полушарии на 1-1.5 °С, в регионе Эль-Ниньо на 0.5 °С, в Евразии – на 0.5 °С, при этом в районе Европы и Северной Африки, а также Японии и Российского Дальнего Востока – на 0.5-0.7 °С. В Антарктиде на 90° в.д. - 160° в.д. по данным ERA5 наблюдается похолодание на 0.5 °С. По данным MERRA2 наблюдаются очаги похолодания в Антарктиде, которые занимают всю территорию Антарктиды, температура снижается на 0.5-1 °С. Также очаг похолодания на 0.5 °С наблюдается в Северной Атлантике по данным MERRA2. Данные MERRA2 в районе 5°-30 ю.ш., 5° з.д. - 15° в.д. дают похолодание на 0.5 °С.

В стратосфере (уровень 20 гПа) происходит понижение температуры воздуха на 1.5 °С, а распределение очагов похолодания и потепления для всех

ре-анализов, в целом, схожее. При этом по данным MERRA2 над Антарктидой наблюдается очаг потепления на 1-1.5 °С, тогда как по данным ERA5 – потепление практически отсутствует, есть небольшая область 90°-160° в.д., где похолодание очень слабое - на 0-0.2 °С. При этом по MERRA2 в пределах широт 40°-60° с.ш. наблюдаются очаги похолодания на 1.5 °С над Тихим океаном, Атлантическим океаном и Азией, а также полоса похолодания на 1.5 °С в южном полушарии. По данным ERA5 похолодание на 1.5 °С происходит на большей части планеты. Над Арктикой похолодание по данным ERA5 выражено сильнее, чем по данным MERRA2.

Что касается озона, то по данным ре-анализа в стратосфере (уровень 20 гПа) наблюдается повышение концентрации озона в тропическом регионе и снижение – в умеренных. По данным MERRA2 наблюдается повышение концентрации озона на $0.4 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.24 *ppm*) в тропическом регионе с максимальными значениями $0.5 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.3 *ppm*) над Тихим океаном, а также снижение концентрации озона в широтах 30°-45° с.ш. и над Антарктидой на $0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12 *ppm*). По данным ERA5 наблюдается увеличение концентрации озона в тропическом регионе на $0.4 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.24 *ppm*), в умеренных широтах – снижение на $0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12 *ppm*), над Гренландией и у берегов Антарктиды – увеличение на $0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12 *ppm*), над Антарктидой - снижение на $0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12 *ppm*). В целом по планете, концентрация озона увеличилась на $0.1-0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06-0.12 *ppm*) по данным MERRA2 и на $0.2-0.4 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12-0.24 *ppm*) по данным ERA5.

5.3 Численное моделирование влияния изменчивости ТПО и уровня CO₂ на содержание озона и других газов в Арктике и Антарктике

Численное моделирование влияния ТПО и ледовитости на изменчивость состава и структуры стратосферы на разных широтах с разными данными реанализа ТПО показало, что эти параметры играют важную роль для температуры не только в тропосфере, но и в стратосфере.

Для углубленного исследования влияния ТПО на содержание атмосферных газов в Арктике и Антарктике и выделения их влияния на изменчивость температуры и содержания озона на фоне других влияющих факторов были проведены дополнительные расчеты по трем дополнительным сценариям с заданием ТПО по данным Met Office. В первом сценарии на уровне 1979 года были зафиксированы значения содержания углекислого газа CO_2 , а также ТПО. Данный модельный расчет использовался для оценки влияния других меняющихся в течение исследуемого периода 1979-2019 факторов, таких как выбросы других парниковых и озоноразрушающих газов, аэрозоля и солнечной активности. Среди этих факторов выбросы других парниковых (CH_4 и N_2O) и озоноразрушающих газов, аэрозолей и солнечной активности. Во втором дополнительном модельном эксперименте к первому модельному эксперименту была добавлена изменчивость CO_2 в соответствии со сценарием RCP 4.5, а ТПО по-прежнему сохранялись на уровне 1979 года. Целью этого модельного эксперимента было оценить отдельное влияние увеличения содержания углекислого газа на температуру тропосферы и стратосферы в полярных районах и через них на динамику атмосферы и содержание озона и других газов атмосферы. В третьем дополнительном сценарии при фиксированном на уровне 1979 года содержании углекислого газа менялись ТПО. Этот эксперимент позволил оценить отдельную роль ТПО на изменения циркуляции атмосферы и содержание атмосферных газов. Также как и в расчетах с разными данными ТПО анализировалась разница между средними значениями температуры нижней тропосферы (925 гПа) и средней стратосферы (20 гПа) и содержания озона в средней стратосфере (изобарическая поверхность 20 гПа). Результаты численных экспериментов приведены на рисунке 5.12.

На рисунке 5.12 в первом ряду приведены изменения параметров по результатам модели с фиксированными значениями ТПО и CO_2 за 1979 год, во втором – с фиксированным ТПО за 1979 год, в третьем – с фиксированным CO_2 за 1979 год (336.52 ppm), в четвёртом – базовый эксперимент с данными ТПО

Met Office. Левый столбец – изменения значений температуры воздуха в К на высоте 0.55 км (925 гПа), центральный столбец – температуры воздуха в К на высоте 27.4 км (20 гПа), правый столбец – концентрация озона в $\text{кг/кг} \cdot 10^6$ на высоте 27.4 км (20 гПа).

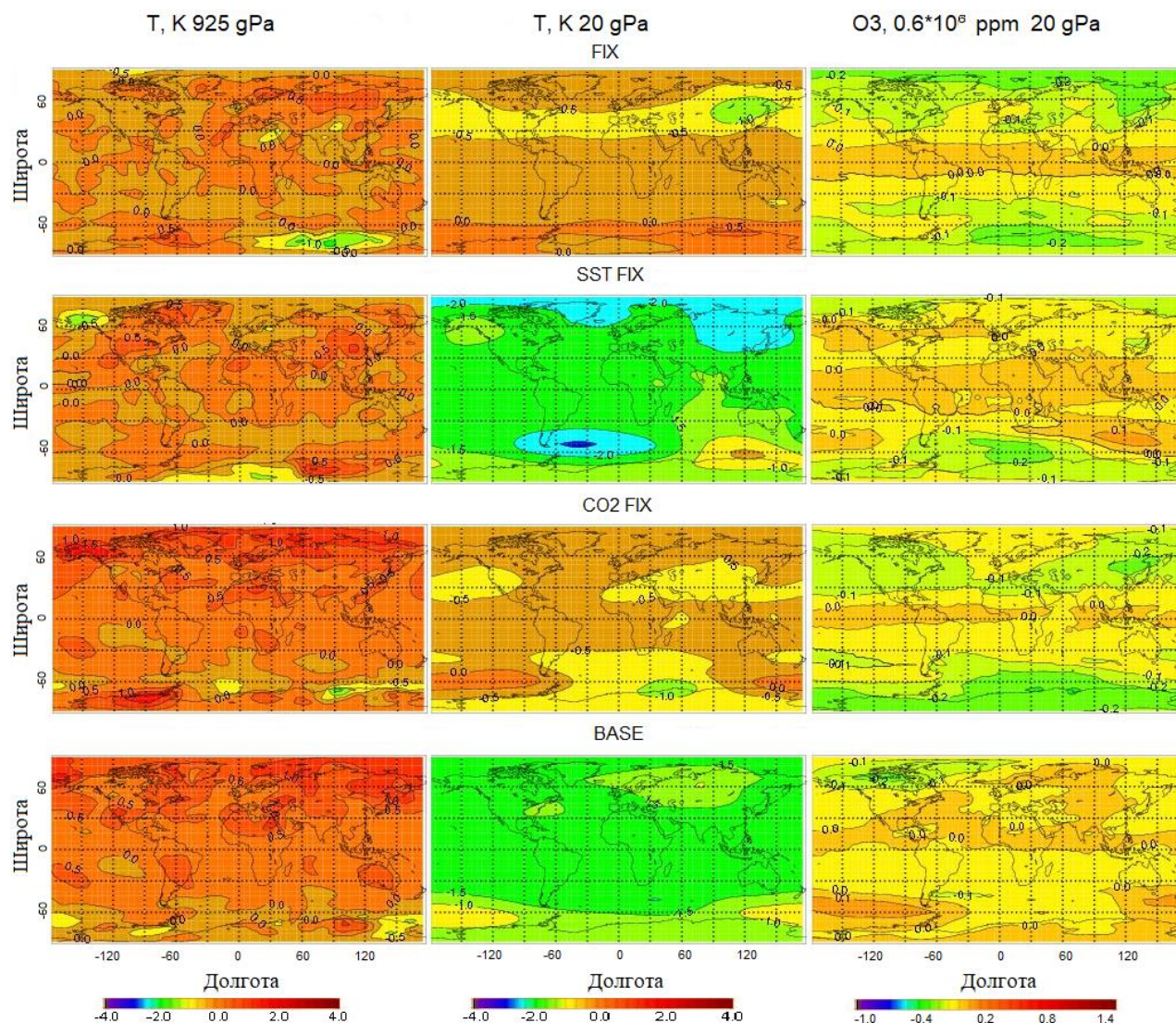


Рисунок 5.12 – Разность результатов моделирования, осреднённых за периоды с 2009 по 2019 и с 1980 по 1990 годы, с учётом взаимодействия атмосферной химии и динамики: в экспериментах с фиксированными значениями ТПО и CO₂ на уровне 1979 года (1 ряд), с фиксированными ТПО на уровне 1979 года (2 ряд), с фиксированным CO₂ на уровне 1979 года (3 ряд) и базовым (4 ряд). Левая колонка – температура воздуха (T) на уровне 925 гПа (тропосфера), средняя колонка – температура воздуха (T) на уровне 20 гПа (стратосфера), правая колонка - концентрация озона ([O₃]) на уровне 20 гПа (стратосфера)

По результатам этих экспериментов, в период с 1980 по 2019 годы в тропосфере на уровне 925 гПа наблюдается потепление в Арктике на 0.5-1.0 К. При этом в эксперименте с фиксированным ТПО над Аляской наблюдается похолодание на 0.5 К. Также эксперимент с фиксированными ТПО и CO_2 дают похолодание в Антарктике на 1.5 К, тогда как эксперименты с учётом влияния CO_2 дают мало меняющуюся температуру воздуха в Антарктике. Эксперимент с фиксированными значениями ТПО и CO_2 даёт похолодание на 0.5 К в Северной Африке. Эксперимент с фиксированным CO_2 даёт потепление над Скандинавией на 0.5-1.0 К. При этом все эксперименты дают потепление на 0.5-1.0 К над Гренландией. Базовый эксперимент даёт потепление во всей Евразии на 1.0-1.5 К. Все эксперименты дают потепление в среднем по планете на 0.4-0.6 К.

Что касается стратосферы, то фиксация CO_2 приводит к тому, что температура воздуха в стратосфере мало меняется (на 0.1-0.3 К), как в положительную, так и в отрицательную сторону. Учёт влияния CO_2 приводит к понижению температуры воздуха в стратосфере на 1.0-1.5 К в среднем. Эксперимент с фиксированным ТПО даёт похолодание на 2 К над Евразией и над Арктикой, на 2-2.4 К между Южной Америкой и Антарктикой. Базовый эксперимент даёт похолодание на 1.5 К равномерно по всей планете, на 1 К над центром Евразии и между Австралией и Антарктикой. В отличие от предыдущих экспериментов [188,191], эти эксперименты не дают очагов потепления в стратосфере, но при этом, как и в случае с предыдущими экспериментами, учёт изменений ТПО или CO_2 влияет только на географическое положение очагов похолодания.

Концентрация озона на высоте 20 гПа также зависит от фиксации CO_2 , но не так сильно, как в предыдущих экспериментах [188,191]. Эксперимент с фиксированными ТПО и CO_2 даёт сокращение концентрации на $0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12 *ppm*) над Антарктикой и на $0.3 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.18 *ppm*) над севером Якутии, и увеличение на $0.1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06 *ppm*) над экватором. Учёт влияния ТПО даёт сокращение концентрации на $0.1-0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06-0.12 *ppm*) над Антарктикой

и на $0.1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06 *ppm*) над Арктикой. Учёт изменений CO_2 и фиксация ТПО даёт сокращение концентрации озона на $0.1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06 *ppm*) над Арктикой, и на $0.2 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12 *ppm*) на южной части Атлантического океана вблизи Антарктики и Африки. Базовый эксперимент даёт сокращение концентрации озона на $0.2\text{-}0.3 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.12-0.18 *ppm*) над Канадой и увеличение на $0.1 \cdot 10^{-6}$ кг/кг (0.06 *ppm*) над южной частью Тихого океана. В целом, эксперименты с учётом обратного влияния озона на атмосферу дают менее значимые изменения в концентрации озона, чем без учёта этого влияния [188,191].

В целом, как видно из рисунков 5.10-5.12 в период с 1980 по 2019 годы на уровне 925 гПа (кроме результатов экспериментов с фиксированным ТПО) видны зоны потепления в восточной части Тихого океана (особенно в зоне Эль-Ниньо), в районе Мексиканского залива и Карибского моря, в Европейских водах Атлантики и в Индийском океане. Зоны похолодания наблюдаются в прибрежных водах Антарктиды. Этим зонам потепления и похолодания практически соответствуют зоны нагрева и охлаждения поверхности океана. При этом можно обнаружить, что тропосфера, в целом, нагревается, особенно в Северном полушарии. В Южном полушарии она нагревается значительно слабее, а в районе Южного полярного круга происходит похолодание. Океан слабо нагревается в Северном полушарии, и охлаждается в Южном. Однако, помимо океана, на циркуляцию тропосферы влияет и суша, а также изменчивость самой атмосферы, особенно в Северном полушарии, что видно по обширной зоне потепления над Евразией и над Северной Америкой и Евразией. По результатам эксперимента с фиксированным ТПО и CO_2 эти области потепления объясняются, прежде всего, естественной изменчивостью атмосферы. Также повышение температуры в среднем по планете объясняются изменениями CO_2 , как видно по рисунку 5.12 и по базовым экспериментам (рисунок 5.9), которое усиливает это повышение. Но при этом ТПО в тропосфере является значимым фактором, поскольку распределение изменений температуры воздуха хорошо коррелирует с аномалиями ТПО. Также

результаты моделирования, в целом, соответствуют данным ре-анализа, коэффициенты корреляции 0.9-0.95 между данными реанализа и результатами экспериментов с учётом ТПО.

На стратосферу влияние ТПО значительно слабее, чем на тропосферу. Как видно из рисунков 5.10-5.12 в период с 1980 по 2019 годы на уровне 20 гПа результаты моделирования, учитывающие изменения CO_2 дают общее понижение температуры воздуха в стратосфере на 1-1.5 °C. При этом по результатам моделирования наблюдается мощный очаг понижения температуры (на 2-2.5 °C) – вблизи Антарктиды, и более слабый – над Арктикой и Евразией. В зависимости от данных поверхности океана отличается местоположение и размер этих очагов, что видно по результатам численных экспериментов на рисунке 5.10. Фиксирование ТПО также влияет на местоположение этих очагов. Фиксирование CO_2 дают почти постоянное поле температуры воздуха в стратосфере в целом, отклонения от нормы носят локальный характер. Учёт обратного влияния озона даёт общее понижение температуры в стратосфере на 1.5-2.5 K, немного слабее, чем без учёта этого влияния [188,191]. Данные реанализа дают зоны похолодания на 1.5 °C в широтах 20°-40° с.ш. и ю.ш., и зону потепления на 1 °C над Антарктидой. Таким образом, можно обнаружить, что ТПО оказывает очень незначительное влияние на температуру воздуха в стратосфере, тогда как изменение CO_2 – значительно влияет на неё в глобальном масштабе. В то же время данные реанализа показывают, что связь температуры воздуха в стратосфере с CO_2 не является однозначной. Значит, хотя уровень CO_2 и является значимым фактором, на температуру воздуха в стратосфере влияют также другие факторы – солнечная активность, естественная изменчивость атмосферы и химические процессы в стратосфере. Также значение имеет и учёт обратного влияния химических процессов: в случае учёта изменений CO_2 – температура понижается слабее, чем без учёта этого влияния [188,191].

Изменения концентрации озона в период с 1980 по 2019 годы на уровне 20 гПа (рисунки 5.10-5.12) по результатам моделирования показывают

небольшое повышение концентрации озона в среднем по планете и в тропическом регионе, в околополярных регионах отмечается снижение. Однако если не учитывать изменения CO_2 , концентрация озона в среднем по планете будет снижаться, при этом если учесть обратное влияние озона, это снижение происходит менее интенсивно, чем в экспериментах без учёта этого влияния [188,191]. Данные ре-анализа показывают увеличение концентрации озона в среднем по планете и в тропическом регионе, а также уменьшение этого параметра в умеренных широтах. При этом данные ERA5 показывают наибольшие значения как увеличения, так и снижения отношения смеси по сравнению с данными MERRA2. Это означает, что концентрация озона зависит, прежде всего, от химических процессов в стратосфере. Уровень CO_2 , как видно по рисунку 5.3, оказывает существенное влияние на концентрацию озона в стратосфере, но, в то же время её увеличение за период с 1979 по 2019 годы обусловлено также снижением концентрации хлора и брома в атмосфере вследствие снижения выбросов этих веществ. Учёт обратного влияния химических процессов в атмосфере также оказывает влияние на концентрацию озона, делая снижение концентрации менее интенсивным по сравнению с экспериментами без учёта этого влияния [188,191], а базовый эксперимент даёт мало меняющиеся значения концентрации озона.

Как видно по рисункам, данные ре-анализа, в целом, хорошо коррелируют с результатами моделирования в нижней тропосфере, но плохо коррелируют с ними в стратосфере. Это связано с тем, что влияние ТПО на стратосферу намного меньше, чем на тропосферу. Кроме того, на динамику стратосферы и озонового слоя также влияют другие факторы (солнечное излучение, естественные и антропогенные газовые примеси и химические процессы), которые имели одинаковые значения во всех численных экспериментах (кроме фиксирования CO_2 в двух из них) и различались в реанализе. Также эти различия обусловлены разными погрешностями модели ХКМ и данных реанализа, которые были малы в тропосфере, но существенны в стратосфере.

5.4 Общие выводы исследования

Влияние долгопериодных изменений ТПО (тренд на повышение) значительно в Северном полушарии, что согласуется с гипотезой «Арктического усиления», при этом повышение температуры воздуха наблюдается и в Арктической стратосфере [165,168]. Также там происходит и увеличение содержания озона, тогда как в тропиках оно уменьшается [165,168]. Повышение ТПО в Северном полушарии приводит к нагреву тропосферы и усилению потоков тепла в стратосферу, которые оказывают воздействие на зональный поток и ослабляют СПВ. Также в Северном полушарии происходит усиление потока волновой активности Пламба и увеличение амплитуды волны с числом 1, что также способствует нагреву стратосферы вследствие переноса тепла посредством планетарных волн и разрушению СПВ. В результате этого усиливается циркуляция Брюера-Добсона, что способствует увеличению содержания озона. В Южном полушарии эти эффекты практически отсутствуют, так как отсутствует перенос тепла из тропосферы в Антарктическую стратосферу, в результате чего поток волновой активности мало меняется, зональный поток и СПВ стабильны, циркуляция Брюера-Добсона в сторону Южного полюса не усиливается. В результате этого температура воздуха и содержание озона в Антарктической стратосфере уменьшаются.

По результатам базовых экспериментов в нижней тропосфере в Арктике отмечается значительно более сильное потепление, чем в Антарктике, что соответствует известной гипотезе «Арктического усиления». Для всех трех наборов ТПО расчеты с химико-климатической моделью показывают максимальное увеличение температуры нижней тропосферы в Гренландском секторе, а также в восточной части Сибири, и уменьшение ТПО и температуры воздуха к западу от Южной Америки. Данные ре-анализа (рисунок 5.11) подтверждают гипотезу «арктического усиления» и локального похолодания в Антарктической нижней тропосфере.

В Антарктике же, в отличие от Арктики, по результатам расчетов с помощью химико-климатической модели получается наименьшее по сравнению с другими широтами потепление, а в некоторых районах южной полярной зоны отмечается даже похолодание. Наименьшие значения приземной температуры получаются при использовании ТПО из данных ре-анализа ERA5. Данные ре-анализа также подтверждают менее существенное потепление, а местами даже похолодание, в Антарктике и арктические усиление глобального потепления. Это говорит о том, что с одной стороны, динамические факторы, определяющие разницу между полярными зонами северного и южного полушария, играют важнейшую роль в изменчивости температуры нижней тропосферы в Арктике и Антарктике, а, с другой стороны, о способности химико-климатической модели с заданной изменчивостью влияющих параметров описывать наблюдаемые особенности температурных вариаций в приземном слое полярной атмосферы.

В нижней и средней стратосфере результаты модельных расчетов, также как и данные ре-анализа, показывают, в отличие от нижней тропосферы, похолодание в большей части земного шара. При этом, также как и в приземном слое, отмечается существенная разница между северной и южной полярными зонами. Если в Антарктике регистрируется наименьшее, по сравнению с другими широтами, охлаждение стратосферы, а местами даже и потепление, то в Арктике отмечается существенная разница между западной и восточной частями. В восточной части полярной зоны северного полушария результаты модельных расчетов показывают максимальное охлаждение стратосферы для всего земного шара, а в западной зоне – минимальное охлаждение, а в районе севера американского континента и Гренландии – даже потепление стратосферы. При этом, если в нижней тропосфере использование разных данных ре-анализа для ТПО не приводило к существенной разнице в результатах модельных расчетов, то в стратосфере результаты моделирования изменчивости температуры для разных ТПО значительно различаются, особенно для полярных районов. Это говорит о том, что благодаря важной роли

динамических процессов, на которые существенную влияние оказывает обмен теплом, массой и моментом импульса между океаном и атмосферой, изменчивость ТПО имеет важное значение не только для тропосферы, которая непосредственно граничит с океаном, но и для стратосферы, которая отдалена от океана более чем на 10 км. Следует отметить, что данные реанализа ERA5 и MERRA2 также больше различаются в стратосфере, чем в тропосфере, как между собой, так и с результатами модельных расчетов с разной ТПО.

Для содержания озона в стратосфере результаты модельных расчетов показывают для Антарктики в целом более существенное по сравнению с неполярными широтами увеличение содержания озона при использовании данных ТПО из Met Office, хотя для ТПО из ре-анализа ERA5 в Антарктике получается локальное уменьшение содержания озона в стратосфере. В Арктическом регионе результаты модельных расчетов, также как и для температуры стратосферы, показывают существенные различия между западным и восточным полушариями. Если в западном полушарии и, особенно в районе Гренландии и севера Америки отмечается увеличение содержания озона, то в восточной части Арктики и Субарктики и, особенно, Сибири и Дальнего Востока результаты модельных расчетов показывают уменьшение содержания стратосферного озона по данным ERA5, тогда как по данным Met Office - наоборот. Значительная разница между изменением содержания стратосферного озона в западной и восточной частях Арктики, также как и для изменений температуры говорит о важной роли динамических процессов для тенденций изменчивости состава и структуры полярных зон.

При фиксированных значениях CO_2 , ТПО температура увеличивается в среднем по планете слабее, чем в других экспериментах, при этом максимально увеличение наблюдается в Арктике и Субарктике. В Антарктике для этого сценария отмечаются очаги потепления и похолодания. При этом, в целом по земному шару даже без учета нарастания содержания углекислого газа и изменения ТПО отмечается небольшое увеличение приземной температуры с отдельными отрицательными очагами. Для температуры нижней и средней

стратосферы, рассчитанной в данном сценарии, характерно небольшое равномерное уменьшение на 0.5 К в целом по земному шару с очагами неравномерности в полярных и субполярных районах, также наблюдается уменьшение на 1.5 К над Восточной Сибирью и Дальним Востоком, незначительно температура меняется над Северной Европой и Антарктикой. При этом в зоне Гренландии и севера Америки вновь отмечается сильно отличающееся от других регионов изменение температуры стратосферы, достигающее положительных значений. В Антарктике изменчивость температуры нижней и средней атмосферы в этом сценарии в целом соответствует среднеглобальному слабому охлаждению с очагом более низких температур в районе Индийского океана. Кроме того, в некоторых районах Антарктиды под влиянием факторов, не связанных с CO_2 и ТПО, отмечается повышение температуры нижней стратосферы более чем на 0,5 градуса. В Арктике подобный очаг отмечается в район северной Сибири. Результаты этого модельного эксперимента показали, что многие локальные особенности изменения температуры в полярных районах, в частности на севере Американского континента, в Сибири и Антарктиде, являются не следствием изменения содержания CO_2 и ТПО, а связаны с другими глобальными факторами и особенностями локальной изменчивости, в частности, циркуляцией в регионах. Для содержания озона в сценарии с фиксированными CO_2 и ТПО в целом по земному шару характерно небольшое уменьшение содержания озона, соответствующее нарастанию потоков с поверхности фреонов и галлонов, при этом в полярных районах, особенно в Арктике, сокращение озона больше, чем в умеренных и тропических широтах. При этом самое сильное уменьшение содержания стратосферного озона вновь отмечается в районе севера Америки. Результаты данного модельного эксперимента показали, что многие локальные особенности изменения температуры и содержания озона в полярных районах, в частности на севере американского континента, Сибири и Антарктики являются следствием не изменения содержания CO_2 и ТПО, а

связаны с особенностями локальной изменчивости, в частности циркуляции в данных регионах и химических процессов.

В эксперименте с меняющимися выбросами CO_2 и фиксированными на уровне 1979 г. ТПО в нижней тропосфере арктическое усиление отмечается по всей северной полярной зоне, за исключением зоны Дальнего Востока, где получается даже охлаждение. Так как содержание углекислого газа увеличивается равномерно по всему земному шару, подобная локализация может быть следствием локальных динамических условий, накладывающихся на меняющийся при увеличении CO_2 радиационный баланс. В антарктическом регионе в целом сохраняется картина, характерная для первого сценария, со слабым потеплением и очагами локального охлаждения. В нижней и средней стратосфере для данного сценария отмечается существенная разница в изменении температуры. Если в Арктике отмечается наименьшее охлаждение по сравнению с другими широтами, то в Антарктике, наоборот, увеличение содержания CO_2 приводит к наибольшему охлаждению нижней и средней стратосферы. При этом потепление за счет увеличения нагрузки CO_2 несколько выше, чем за счет других парниковых газов и других факторов, а области максимального потепления и похолодания также расположены в Арктике и Антарктике. Поскольку содержание углекислого газа увеличивается равномерно по всему земному шару, такая локализация может быть следствием локальных динамических условий, накладывающихся на изменение радиационного баланса при увеличении содержания CO_2 . В нижней стратосфере увеличение содержания углекислого газа приводит к значительному похолоданию с максимальными значениями до -4 градусов в Антарктике и более -2 градусов в отдельных районах Арктики. Для содержания озона в обоих полярных районах увеличение содержания углекислого газа приводит к частичной компенсации максимального уменьшения озона в полярных районах, характерного для сценария с фиксированными CO_2 и ТПО. Большее значение для содержания озона имеет уровень CO_2 , влияющий на

температуру стратосферы, в значительной степени определяющей скорость разрушения озона [190,214].

В сценарии с фиксированным CO_2 и меняющимися ТПО в нижней тропосфере практически повсеместно отмечается арктическое усиление глобального потепления, более сильное, чем в предыдущих сценариях, в антарктической зоне потепление несколько ослабевает по сравнению с предыдущими сценариями с сохраняющимся очагом более сильного потепления в восточной части, при этом температура увеличивается сильнее, чем в тропических и умеренных широтах. В нижней и средней стратосфере сохраняется слабое охлаждение, аналогичное отмечаемому в первом сценарии, однако при этом образуются зоны незначительного потепления в восточной Антарктике, а в тропиках и субтропиках более четко очерчивается зона большего охлаждения стратосферы. В содержании стратосферного озона изменчивость ТПО усугубляет большее уменьшение озона в полярных районах, при этом наибольшая изменчивость содержания озона для данного сценария отмечается в южной полярной зоне.

В базовом сценарии при учете всех факторов арктическое усиление хорошо выражено в нижней тропосфере, что проявляется в максимальном потеплении в Арктике и минимальном потеплении, а в некоторых регионах даже похолодании, например, в Антарктиде. Таким образом, результаты численных экспериментов с ССМ показали, что только учет одновременного влияния изменчивости CO_2 и ТПО позволяет достаточно надежно воспроизвести наблюдаемые изменения температуры нижней тропосферы и различия между северных и южных полушарий. В нижней стратосфере для базового сценария изменчивость ТПО частично компенсирует похолодание из-за увеличения CO_2 .

Сравнение результатов дополнительных сценариев модельных расчетов с базовым сценарием, в котором задается изменчивость всех влияющих параметров, позволяет заключить, что благодаря особенностям циркуляции в полярных районах увеличение содержания углекислого газа приводят к

меньшему по сравнению с другими широтами охлаждению стратосферы в Арктике и большему в Антарктике, что компенсирует более существенное сокращение содержания озона в арктическом регионе, чем в других широтах, в результате чего совместный эффект заключается в практически неизменном содержании стратосферного озона в Арктике, если не учитывать:

1) влияние изменчивости температуры поверхности океана и площади поверхности льдом на циркуляцию в северном полярном регионе;

2) климатическая изменчивость температуры поверхности океана и площади его покрытия льдом оказывает воздействие на циркуляцию в арктическом регионе, приводящее к усилению сокращения полярного озона;

3) совокупный эффект климатических изменений, связанных с влиянием изменчивости углекислого газа и ТПО приводит локализации циркумполярного вихря, в результате чего в восточном полушарии, особенно в северной Сибири отмечается и наиболее сильное охлаждение стратосферы, и уменьшение содержания озона.

В целом, результаты численных экспериментов показали, что температура воздуха в нижней тропосфере в основном определяется изменчивостью ТПО. Корреляционный анализ подтверждает этот вывод. Коэффициент корреляции между аномалией ТПО и аномалией температуры воздуха на уровне 925 гПа составляет 0.85 как для данных реанализа, так и для результатов моделирования. Если оценивать коэффициенты корреляции для некоторых районов, то для Тихого океана он равен 0.86, для тропической части Тихого океана (район ЭНЮК, 5° ю.ш. - 5° с.ш., 170° з.д. - 120° з.д.) – 0.90. Для Атлантического океана он равен 0.82, для Индийского океана — 0.8. Для Арктики и Антарктики – 0.81 и 0.7 соответственно. Для площадей над сушей корреляция меньше - коэффициенты корреляции равны 0.65 и 0.7 для тропосферы над Евразией и Америкой. Между аномалией ТПО в районе Эль-Ниньо и аномалией температуры воздуха в тропосфере Арктики и Антарктики составляют -0.4 и -0.03 соответственно, а аномалией температуры воздуха в Северном и Южном полушариях - -0.4 и 0.17 соответственно.

В стратосфере изменчивость аномалии ТПО не оказывает существенного влияния на аномалию температуры воздуха - коэффициенты корреляции колеблются от 0.2 до 0.3. Для Северного полушария коэффициент корреляции между аномалией ТПО и аномалией температуры воздуха в стратосфере составляет -0.37. При этом в годы Эль-Ниньо коэффициенты корреляции между аномалией ТПО и аномалией температуры воздуха в арктической стратосфере составляют 0.4-0.5, в годы Ла-Нинья – 0.4, в годы нейтральной фазы - от -0.45 до 0.4. Для Южного полушария коэффициент корреляции равен 0.2.

Что касается влияния уровня углекислого газа на температуру воздуха, то в тропосфере он оказывает существенное влияние на изменение температуры воздуха. Так, коэффициент корреляции между концентрацией углекислого газа и аномалией температуры воздуха составляет 0.65 для всей планеты. Наибольшее значение этого коэффициента получено для Северного полушария – коэффициент равен 0.75, что объясняется наличием большого количества источников углекислого газа, преимущественно антропогенного происхождения [16,17,18]. Для Южного полушария это 0.65. Для стратосферы коэффициент корреляции равен -0.5 - корреляция отрицательная, что соответствует выхолаживанию стратосферы, при этом она более значительна, чем между температурой воздуха в стратосфере и ТПО. В то же время существенные различия в распределении температуры воздуха в стратосфере для экспериментов с фиксированным и нефиксированным уровнем CO_2 свидетельствуют о большей значимости изменения уровня CO_2 для стратосферы, чем изменения ТПО [145,146,188].

Сопоставление результатов дополнительных сценариев модельных расчетов с базовым сценарием, в котором задана изменчивость всех влияющих параметров, позволяет сделать вывод, что в связи с особенностями циркуляции в полярных районах увеличение содержания углекислого газа приводит к меньшему охлаждению стратосферы в Арктике по сравнению с другими широтами и большему охлаждению в Антарктике, если не принимать во внимание влияние изменчивости температуры поверхности моря и площади

поверхности льда на циркуляцию в северной полярной области. Совокупный эффект климатических изменений, связанных с влиянием изменчивости углекислого газа и температуры поверхности моря и площади ледовитости, приводит к локализации СПВ, в результате чего в восточном полушарии, особенно в север Сибири, сильнейшее охлаждение стратосферы [145,146,190].

Заключение

Исследование влияния долгопериодных и короткопериодных изменений ТПО на динамическое, термическое и химическое состояние атмосферы является актуальной и важной проблемой для полного понимания динамики и химии атмосферы, для изменений регионального и глобального климата и для повышения качества прогнозов погоды и климата.

Как известно, связанное с Эль-Ниньо Южное колебание провоцирует различные опасные погодные явления и стихийные бедствия, что также объясняет актуальность проводимого исследования. Система Эль-Ниньо – Южное колебание является важной составляющей глобального механизма системы океан-атмосфера и вносит существенный вклад не только в тропической части тропосферы, где этот механизм находится, но и на атмосферу умеренных и полярных областей, а также на стратосферу. Это позволяет рассматривать влияние этого процесса на термический режим и динамику атмосферы, а также на состояние озонового слоя как значимое.

Глобальное повышение ТПО оказывает значительное влияние на тропосферу всего земного шара, приводя к повышению температуры воздуха, что оказывает влияние на погоду и климат в различных регионах. Также повышение ТПО оказывает некоторое влияние на стратосферные процессы в Северном полушарии. Важное значение также имеет уровень CO_2 , который также способствует повышению температуры воздуха в тропосфере и оказывает влияние на стратосферу и озоновый слой.

В ходе выполнения работы были решены следующие задачи:

1) Была проанализирована ТПО для разных широтных зон за период с 1980 по 2020 годы и выявлены значимый тренд на повышение ТПО, а также наиболее мощные события Эль-Ниньо и Ла-Нинья;

2) Были проанализированы температура воздуха, содержание озона и скорость ветра для разных широтных зон по данным реанализа, при этом

особое внимание было уделено полярным регионам, и выявлены связи с изменениями ТПО;

3) Были проведены численные эксперименты с помощью модели ХКМ по разным сценариям ТПО, что позволило оценить чувствительность метеорологических и химических полей к изменению ТПО для разных широтных зон;

4) Проведён анализ влияния изменения ТПО на остаточную циркуляцию и поток волновой активности в разных широтных зонах, что позволило оценить влияние изменений ТПО на динамические и химические процессы в атмосфере по всему земному шару, особенно в полярных районах.

В результате работы были сделаны следующие выводы.

1) Численные эксперименты на глобальном уровне, а также данные ре-анализа показали значительное влияние ТПО на температуру воздуха в тропосфере. Коэффициенты корреляции между ТПО и температурой воздуха в тропосфере составляют 0.9. Температура воздуха в нижней тропосфере характеризуется положительным значимым трендом в среднем по земному шару. Кратковременная изменчивость средней глобальной температуры нижней тропосферы хорошо согласуется с фазами Южного колебания, имеющего тропическое происхождение. В нижней стратосфере наблюдается значительное похолодание, направление тренда температуры противоположно его тренду в нижней тропосфере [145,146,190]. Кратковременная изменчивость температуры нижней стратосферы в меньшей степени зависит от фаз Южного колебания и в большей степени определяется особенностями циркуляции разных полушарий и широтных зон. Данные по состоянию озонового слоя показывают небольшое уменьшение концентрации озона везде, кроме тропического региона, при этом тренды статистически незначимы. Как и в случае с температурой воздуха, кратковременная изменчивость концентрации и содержания озона в меньшей степени зависит от фаз Южного колебания.

2) Короткопериодные изменения ТПО (Южное колебание) способствуют углублению Алеутского минимума и распространению потоков тепла в

стратосферу, усиливая упорядоченный поток тепла в стратосферу, которые приводят к нагреву стратосферы и ВСП. Всё это оказывает воздействие на зональный ветер, ослабляя или даже обращая его, что способствует ослаблению СПВ. Усиление потоков тепла в стратосферу и ослабление зонального ветра на 10 м/с также способствует усилению меридионального переноса от экватора к полюсам, и, следовательно, усилению циркуляции Брюера-Добсона, что, в свою очередь, способствует усилению переноса температуры и озона из тропиков в полюса и увеличению температуры на 2 градуса и содержания озона на 2-5% в полярной стратосфере. Также это способствует усилению потока волновой активности, что приводит к неустойчивости планетарных волн Россби и переносу тепла посредством этих волн из тропосферы в стратосферу, а, значит, и ослаблению зонального переноса, разрушению СПВ и усилению меридиональных процессов в атмосфере. При этом все эти эффекты более ярко выражены в Северном полушарии, чем в Южном. Значит, Южное колебание оказывает более сильное воздействие на стратосферу Северного полушария, чем Южного.

3) Что касается общего глобального тренда по ТПО, потепление океана и нижней тропосферы также способствует усилению конвективных процессов в атмосфере, что приводит к возникновению потоков тепла в стратосферу и может способствовать ВСП. Всё это оказывает воздействие на зональный ветер, ослабляя его на 5 м/с, что приводит к ослаблению и распаду СПВ. Но этот эффект слабее, чем эффект от Южного колебания. Это также способствует усилению меридионального переноса и усилению циркуляции Брюера-Добсона, что, в свою очередь, способствует увеличению температуры на 1 градус и содержания озона на 2%. Также это может способствовать усилению потока волновой активности и неустойчивости планетарных волн Россби, но этот эффект значительно слабее, чем эффект Южного колебания. Всё это проявляется в Арктике, где, как известно, происходит «Арктическое усиление». В Антарктике эти эффекты практически не проявляются, и там СПВ и озоновые

дыры значительно устойчивее, чем в Арктике – температура понижается на 1 градус, а содержание озона – на 2-5%.

4) Также показано, что повышение температуры воздуха в тропосфере связано, прежде всего, с повышением ТПО, тогда как уровень CO_2 играет меньшую роль в этом процессе. Это связано с тем, что зависимость температуры воздуха от концентрации CO_2 носит более сложный характер: изменения ТПО могут быть обусловлены нагревом воздуха из-за CO_2 , а ТПО, в свою очередь, усиливает этот нагрев. В стратосфере, наоборот, изменения ТПО играют меньшую роль по сравнению с уровнем CO_2 . В стратосфере при сценариях без учёта CO_2 температура воздуха меняется на 0.3-0.5 °C как в сторону похолодания, так и в сторону потепления. При сценарии с учётом CO_2 наблюдается похолодание стратосферы на 1-1.5 °C. Что касается озонового слоя, изменения ТПО также играют меньшую роль по сравнению с уровнем CO_2 . В стратосфере при сценариях без учёта CO_2 концентрация озона снижается на 0.06 *ppm*. При сценарии с учётом CO_2 концентрация озона мало меняется. Также имеет значение и обратное влияние химических процессов на динамику атмосферы [188,191]. В целом, результаты модельных расчетов с ХКМ показали, что в нижней тропосфере повышение температуры воздуха определяется в большей степени изменением ТПО, чем содержанием углекислого газа [145,146,190]. При этом арктическое усиление определяется кумулятивным действием как ТПО, так и увеличением содержания парниковых газов. Если не учитывать изменения CO_2 , то температура воздуха в стратосфере изменится мало. Исследование показало, что изменения содержания CO_2 являются значимым фактором для наблюдаемого похолодания стратосферы, фиксация которого делает температуру стратосферы практически постоянной в течение 1980-2019, а изменение ТПО оказывает лишь незначительное влияние.

Применяемые методы исследования и полученные результаты, в целом, применимы для тропических районов, так и для далёких от тропического пояса районов земного шара.

Список литературы

1. Монин А.С. Теоретические основы геофизической гидродинамики // Л.: Гидрометеиздат, 1988. 420 с.
2. 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, University of California, Lawrence Livermore National Laboratory, September 2000.
3. Лоренц Э.Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. Л.; Гидрометиздат, 1970. 260 с.
4. Ариэль Н.З., Строкина Л.А. Динамические характеристики взаимодействия атмосферы с поверхностью Мирового океана. – Л.: Гидрометиздат, 1986. – 48 с.
5. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан-атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометиздат, 1990.
6. Манабе С., Брайен К. Климат и циркуляция океана. Пер. с англ. – Л.: Гидрометиздат, 1972. – 190 с.
7. Смышляев С.П., Погорельцев А.И., Галин В.Я. и др. Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных районов // Геомагнетизм и Аэрономия, 2016, том 56, №1, с. 102-116.
8. Newman Paul A., Nash Eric R., Rosenfield Joan E. What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? // Journal of geophysical research, vol. 106, NO. D17, pages 19,999-20,010, September 16, 2001.
9. Dingzhu Hu, Wenshou Tian, Fei Xie, Jianchuan Shu and other. Effects of meridional sea surface temperature changes on stratospheric temperature and circulation // Advances in atmospheric science, vol. 31, july 2014, 888-900.
10. Chipperfield, M.P., and R. L. Jones, Relative influences of atmospheric chemistry and transport on Arctic ozone trends, Nature, 400, 551-554, 1999.

11. Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н., Перцев Н.Н. Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод // Геомагнетизм и аэронавигация. 2014. Т. 54. № 3. С. 387–403.
12. Scott R., Polvani L. Internal variability of the winter stratosphere // J. Atmos. Sci. 2006. V. 63. P. 2758–2778.
13. Karpechko A., Perlwitz J., Manzini E. A model study of tropospheric impacts of the Arctic ozone depletion 2011 // J. Geophys. Res. V. 119. № D13. P. 7999–8014.
14. Baldwin MP, Dunkerton TJ (1999) Propagation of the Arctic oscillation from the stratosphere to the troposphere. J Geophys Res 104:30937–30946
15. Baldwin MP, Dunkerton TJ (2001) Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. Science 294:581–584
16. Solomon S, Dahe Q, Manning M, et al. (eds) Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Climate Change 2007, Cambridge Univ Press: New York, 2007; pp. 996.
17. Prentice, I.C., Farquhar G.D., Fasham M.J.R., and other. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide, in Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Climate Change 2001: The Scientific Basis., edited by IPCC, pp. 183-238, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2001.
18. Hansen J, Sato M, Ruedy R, Lacis A, Oinas V. Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. Proc Natl Acad Sci. 2000; 97: 9875-9880.
19. Manatsa D., Mukwada G. A connection from stratospheric ozone to El Niño-Southern Oscillation // Scientific Reports (www.nature.com/scientificreports) (17 July 2017) | 7: 5558 | DOI:10.1038/s41598-017-05111-8
20. Каган. Б.А., Цанкова И.С. Пространственно-временная изменчивость теплосодержания в Мировом океане. – Метеорология и Гидрология, 1986, № 11, с. 111-114.
21. AchutaRao, K., and K. R. Sperber Simulation of the El Nino Southern Oscillation: Results from the coupled model intercomparison project. Climate Dyn. 2002, 19, 191–209.

22. AchutaRao, K., and K. R. Sperber, 2006: ENSO simulation in coupled ocean-atmosphere models: Are the current models better? *Climate Dyn.*, 27, 1–15.
23. Бондаренко А.Л., Жмур В.В. О природе и возможности прогнозирования явления Эль-Ниньо - Ла-Нинья // *Метеорология и гидрология*. 2004. № 11. С.39-49.
24. Ярошевич М.И., Ингель Л.Х. Тропический циклон как элемент системы Земля – атмосфера // *ДАН*, 2004. т.399, №3, с.397-400.
25. M. A. Bender, I. Ginis Real-Case Simulations of Hurricane–Ocean Interaction Using A High-Resolution Coupled Model: Effects on Hurricane Intensity // *Monthly Weather Review* 128 (4), 917-946, 2000. 424. 2000.
26. Доронин Ю.П. Влияние ледяного покрова на теплообмен атмосферы с океаном // *Проблемы Арктики и Антарктики*. Вып. 43-44. С. 52-59, 1974.
27. Stevenson, S. and B. Fox-Kemper 2012: Understanding the ENSO–CO₂ Link Using Stabilized Climate Simulations. *J. Climate*, 25, 7917-7936.
28. NOAA's El Nino webpage [Electronic resource]. A beginning page for information on El Nino, La Nina and current tropical Pacific Ocean conditions. – Mode of access: www.elnino.noaa.gov/
29. Rasmusson E.M. and Hall J.M., August 1983. "El Nino: The Great Equatorial Pacific Ocean Warming Event of 1982-1983." *Weatherwise*, 36, p. 166-175.
30. Wyrтки K., Stroup E., Patzert W. and other 1976. "Predicting and Observing El Nino." *Science*, 191, p. 343-46.
31. Kevin E. Trenberth The Definition of El Nino // National Center for Atmospheric Research. - Boulder, Colorado. - *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 78, No. 12, December 1997.
32. The Tropical Atmosphere Ocean Array: Gathering Data to Predict El Niño [Electronic resource]. // Celebrating 200 Years. NOAA 8, Januare 2007. – Mode of access: celebrating200years.noaa.gov/datasets/tropical/welcome.html
33. Frequently Asked Questions about El Niño and La Niña [Electronic resource]. // Climate Prediction Center / National Centers for Environmental Prediction. 19 December 2005. – Mode of access: www.cpc.noaa.gov/products/

34. Володин Е.М., Дианский Н.А. Воспроизведение Эль-Ниньо в совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана. Метеорология и гидрология, 2004, N12, с.5-14.
35. Г.Р. Хайруллина, Н.М. Астафьева Элементы общей циркуляции и распределение влагозапаса атмосферы Земли // Институт космических исследований, РАН, Москва, 2008 г.
36. Погосян Х.П. Общая циркуляция атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1972. 393 с.
37. Володин Е.М. Отклик тропической циркуляции в июне-августе на два типа Эль-Ниньо. Метеорология и гидрология, 2005, N11, с.5-10.
38. Бондаренко А.Л. Новые представления о формировании явления Эль-Ниньо – Ла-Нинья // Meteoweb.ru.2015.
39. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Комарова Н.Ю. Региональная неоднородность климатических изменений // Институт космических исследований РАН. – Москва. - ГРАНТ РФФИ 06-05-64276-а.
40. Астафьева Н.М., Раев М.Д., Шарков Е.А. Глобальное радиотепловое поле системы океан – атмосфера по данным микроволновых космических комплексов // Исследование Земли из космоса, 2006. № 3. С. 64-69.
41. Еремеев В.Н., Букатов А.Е., Бабий М.В., и др. Проявление фазы Эль-Ниньо – Южное колебание в географическом положении внутритропической зоны конвергенции // Вестники НАН Украины, 2011, №10
42. Астафьева Н.М. Возможности прогноза Эль-Ниньо по данным микроволнового спутникового мониторинга // Исследование Земли из космоса. – 2010. – № 4. – С. 3–10.
43. Arnaud Czaja Ocean-atmosphere coupling in midlatitudes: does it invigorate or damp the storm track? // ECMWF Seminar on Seasonal Prediction, 3-7 September 2012. P. 35-46
44. Trenberth K.E. The definition of El Nino // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1997. – 78. – P. 2771 – 2777.

45. Historical El Nino/ La Nina episodes (1950-present) [Electronic resource] // United States Climate Prediction Center. 4 November 2015. - Mode of access: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml
46. Grove R., Adamson G. El-Nino of world history // Palgrave Studies in World Environment History, 2017 (2018 edition), pages 251.
47. Bell C., Gray L., Charlton-Perez A., Joshi M., Scaife A. Stratospheric Communication of El Niño Teleconnections to European Winter. J. Climate, 2009, V.22, p.4083-4096.
48. Garfinkel C., Hartmann D. Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. J. Geophys. Res., 2008, V.113, D18114.
49. Butler A., Polvani L. El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record 2011. Geophys. Res. Lett., 2011, V. 38, L13807.
50. Бондаренко А.Л., Борисов Е.В., Серых И.В, и др. Закономерности формирования апвеллинга Мирового океана// Метеорология и гидрология. 2012. № 11. С. 75 – 82. <http://www.randewy.ru/gml/rossbi.ht>
51. Бендик А. Б., Яковлев В. Н. О сближении подходов к пониманию феномена Эль-Ниньо – Ла-Нинья // Вестник Российского государственного университета им. И. Канта. 2010. Вып. 1. С. 57-64.
52. Wang C. Z., Weisberg R. H., Virmani J. I. Western Pacific interannual variability associated with the El Nino- Southern Oscillation // Journal of Geophysical Research. 1999. Vol. 104. P. 5131-5149.
53. Бендик А. Б., Яковлев В. Н. Структурные особенности атмосферных и океанических процессов в юго-восточной части Тихого океана: монография. Калининград, 2008.
54. Гущина Д. Ю., Девиэт Б., Петросянц М. А. Объединенная модель атмосферы и тропического Тихого океана. Прогноз явления Эль-Ниньо – Южное колебание 1997—1998 гг. // Изв. РАН. Физ. атм. и ок. 2000. Т. 36, № 5. С. 581-604.

55. Марчукова О.В., Воскресенская Е.Н., Лубков А.С. Статистический прогноз Эль-Ниньо 2015-2016 годов и его верификация // Институт природно-технических систем. – Севастополь. – ГРАНТ РФФИ № 16-05-00231.
56. Glantz M.H. Shades of Chaos: Lessons Learned About Lessons Learned About Forecasting El Nino and Its Impacts // Int. J. Disaster Risk Sci. – 2015. – 6. – P. 94–103.
57. Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В., Губанова Е.В. Воспроизведение событий Эль-Ниньо и их типов в модели GFDL CM2.1 // Морской гидрофизический журнал. – Севастополь: МГИ НАН Украины, 2013, №2
58. Delworth T.L., Broccoli A.J., Rosati A. et al. GFDL's CM2 Global Coupled Climate Models. Part I: Formulation and simulation characteristics // Ibid. – 2006. – 19. – P. 643 – 674.
59. Мохов И.И., Тимажев А.В. Оценки предсказуемости климатических аномалий в российских регионах в связи с явлениями Эль-Ниньо // Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН / ДАН, Москва, 2015, том 464, № 6, с. 722-726.
60. Bo Young Yim, Sang-Wook Yeh, and Byung-Ju Sohn ENSO-Related Precipitation and Its Statistical Relationship with the Walker Circulation Trend in CMIP5 AMIP Models // Atmosphere, 2016.
61. Deser, C.; Wallace, J.M. Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific. J. Clim. 1990, 3, 1254–1281.
62. Bayr, T.; Dommenges, D.; Martion, T.; Power, S.B. The eastward shift of the walker circulation in response to global warming and its relationship to ENSO variability. Clim. Dyn. 2014, 43, 2747–2763.
63. Guilyardi E., Wittenberg A., Fedorov A., Collins M., Wang C., Capotondi A. et al., Oldenborgh G. J. van, Stockdale T. and others Understanding El Nino in ocean-atmosphere general circulation models. Progress and Challenges // American meteorological society, march 2009.

64. Bony, S., and J. L. Dufresne, 2005: Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L20806, doi:10.1029/2005GL023851.
65. Brown, J. N., and A. V. Fedorov, 2008: Mean energy balance in the tropical Pacific Ocean. *J. Mar. Res.*, 66, 1–23.
66. Cobb, K. M., C. D. Charles, H. Cheng, and R. L. Edwards, 2003: El Nino/Southern Oscillation and tropical Pacific climate during the last millennium. *Nature*, 424, 271–276.
67. Soon-Il An and In-Sik Kang A Further Investigation of the Recharge Oscillator Paradigm for ENSO Using a Simple Coupled Model with the Zonal Mean and Eddy Separated // Department of Atmospheric Sciences, Seoul National University, Seoul, South Korea / American Meteorological Society/ - 15 June 1998 and 22 October 1999.
68. F.-F. Jin An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J. Atmos. Sci.*, 1997, 54, 811-829.
69. Жадин Е.А. Межгодовые вариации озона над Европой и аномалии температуры океана в Атлантике, *Метеорология и Гидрология*, 7, 22-26, 1992.
70. Жадин Е.А. Долгопериодная цикличность температуры поверхности океана, температуры нижней стратосферы и озона в умеренных широтах, *Метеорология и Гидрология*, 5, 52-59, 1993.
71. Жадин Е.А. Арктическое колебание и межгодовые вариации температуры поверхности Атлантического и Тихого океанов, *Метеорология и гидрология*, 8, 28-40, 2001.
72. Ball William T., Alsing Justin, Mortlock Daniel J. and other Evidence for a continuous decline in lower stratospheric ozone offsetting ozone layer recovery // *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, 2018, 1379-1394.
73. Camargo SJ, Sobel AH (2005) Western North Pacific tropical cyclone intensity and ENSO. *J Clim* 18:2996–3006

74. Zhao H, Wang C (2016) Interdecadal Modulation on the Relationship between ENSO and Typhoon Activity during the Late Season in the Western North Pacific. *Clim Dyn* 47(1):315–328. <https://doi.org/10.1007/s00382-015-2837-1>
75. Rajagopalan, B., and U. Lall, 1998: Interannual variability in western US precipitation. *J. Hydrol.*, 210, 51–67.
76. Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert 1996: Quantifying Southern Oscillation–precipitation relationships. *J. Climate*, 9, 1043–1059.
77. Whetton, P., D. Adamson, and M. Williams, 1990: Rainfall and river flow variability in Africa, Australia and east Asia linked to El Nino Southern Oscillation. *Geol. Soc. Aust. Proc. Symp.*, 1, 71–82.
78. Guilyardi, E., 2006: El Nino–mean state–seasonal cycle interactions in a multi-model ensemble. *Climate Dyn.*, 26, 329–348.
79. Collins, M., and Coauthors, 2010: The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Nino. *Nat. Geosci.*, 3, 391–397, doi:10.1038/NGEO868.
80. McPhaden, M. J., and Coauthors, 1998: The tropical ocean-global atmosphere observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7), 14 169–14 240.
81. Rayner, N.A., P. Brohan, D. E. Parker, C. K. Folland, J. J. Kennedy, M. Vanicek, T. J. Ansell, and S. F. B. Tett, 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: The HadSST2 dataset. *J. Climate*, 19, 446–469.
82. Smith, T., and R. Reynolds, 2004: Improved extended reconstruction of SST (1854–1997). *J. Climate*, 17, 2466–2477.
83. Ropelewski, C. F., and M. S. Halpert, 1986: North American precipitation and temperature patterns associated with the El Nino/Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2352–2362.
84. Trenberth, K., and J. W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dyn.*, 9, 303–319.
85. Wittenberg, A. T., 2009: Are historical records sufficient to constrain ENSO simulations? *Geophys. Res. Lett.*, 36, L12702, doi:10.1029/2009GL038710.

86. Stevenson, S., 2012: Significant changes to ENSO strength and impacts in the twenty-first century: Results from CMIP5. *Geophys. Res. Lett.*, 39, L17703, doi:10.1029/2012GL052759.
87. Horel JD, Wallace JM (1981) Planetary scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. *Mon Weather Rev* 109:813–829
88. Halpert MS, Ropelewski CF (1992) Surface temperature patterns associated with the Southern Oscillation. *J Climate* 5:577–593. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1992\)005<3C0577:STPAWT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1992)005<3C0577:STPAWT>2.0.CO;2)
89. Hamilton K (1993) An examination of observed Southern Oscillation effects in the northern hemisphere stratosphere. *J Atmos Sci* 50:3468–3473
90. Domeisen DI, Garfinkel C, Butler AH (2019) The teleconnection of El Nino southern oscillation to the stratosphere. *Rev Geophys* 57:5–47. <https://doi.org/10.1029/2018RG000596>
91. Garcia-Herrera R, Calvo N, Garcia RR, Giorgetta MA (2006) Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: a comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. *J Geophys Res.* <https://doi.org/10.1029/2005JD006061>
92. Sassi F, Kinnison D, Bolville BA, Garcia RR, Roble R (2004) Effect of El-Nino Southern Oscillation on the dynamical, thermal, and chemical structure of the middle atmosphere. *J Geophys Res.* <https://doi.org/10.1029/2003JD004434>
93. Plumb, R. A. Stratospheric transport. *J. Meteor. Soc. Japan* 80, 793–809, doi:10.2151/jmsj.80.793 (2002).
94. Garny, H., Dameris M., Randel W., Bodeker G. & Deckert R. Dynamically forced increase of tropical upwelling in the lower stratosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences* 68 (2011).
95. Forster, P. M. de F. & Shine, K. P. Radiative forcing and temperature trends from stratospheric ozone changes. *J. Geophys. Res.* 102, 10841–10855 (1997).
96. Barnston AG, Livezey RE (1987) Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Mon Weather Rev* 115:1083–1126

97. Garfinkel CI, Hartmann DL (2008) Different ENSO teleconnections and their effects on the stratospheric polar vortex. *J Geophys Res Atmos*. <https://doi.org/10.1029/2008JD009920>
98. Smith KL, Kushner PJ (2012) Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere–troposphere interactions. *J Geophys Res Atmos* 117: D13107. <https://doi.org/10.1029/2012JD017587>
99. Polvani LM, Waugh DW (2004) Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J Clim* 17:3548–3554
100. Sjöberg JP, Birner T (2012) Transient tropospheric forcing of sudden stratospheric warmings. *J Atmos Sci*. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-11-0195.1>
101. Iza M, Calvo N, Manzini E (2016) The stratospheric pathway of La Niña. *J Climate* 29(24):8899–8914
102. Polvani LM, Sun L, Butler AH, Richter JH, Deser C (2017) Distinguishing stratospheric sudden warmings from ENSO as key drivers of wintertime climate variability over the North Atlantic and Eurasia. *J Climate* 30(6):1959–1969
103. Garfinkel CI, Butler AH, Waugh DW, Hurwitz MM (2012) Why might SSWs occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? *J Geophys Res* 117:D19, 106. <https://doi.org/10.1029/2012JD017777>
104. Barriopedro D, Calvo N (2014) On the relationship between ENSO, stratospheric sudden warmings, and blocking. *J Climate* 27(12):4704–4720
105. Larkin NK, Harrison DE (2005) Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Niño autumn and winter. *Geophys Res Lett* 32: L16705. <https://doi.org/10.1029/2005GL022860>
106. Rao J, Ren R (2016a) Asymmetry and nonlinearity of the influence of ENSO on the northern winter stratosphere: 1. Observations. *J Geophys Res Atmos* 121(15):9000–9016. <https://doi.org/10.1002/2015JD024520>
107. Rao J, Ren R (2016b) Asymmetry and nonlinearity of the influence of ENSO on the northern winter stratosphere: 2. Model study with WACCM. *J Geophys Res Atmos* 121(15):9017–9032. <https://doi.org/10.1002/2015JD024520>

108. Zhou X, Li J, Xie F, Chen Q, Ding R, Zhang W, Li Y (2018) Does extreme El Nino have a different effect on the stratosphere in boreal winter than its moderate counterpart? *J Geophys Res Atmos* 123(6):3071–3086
109. Calvo N, Iza M, Hurwitz MM, Manzini E, Pena-Ortiz C, Butler A, Cagnazzo C, Ineson S, Garfinkel C (2017) Northern Hemisphere stratospheric pathway of different El Nino flavors in CMIP5 models. *J Climate* 30:4351–4371. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0132.1>
110. Israel Weinberger I, Garfinkel CI, White IP, Oman LD The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe. *Clim. Dyn.* 2019;53(7):4591-4610. <http://doi:10.1007/s00382-019-04805-1>.
111. Яковлев А.Р., Смышляев С.П. Влияние Южной осцилляции на динамику стратосферы и озоновый слой Арктики // Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана, Выпуск №55 (1), 2019, с. 85-97.
112. Domeisen, D. I. (2019). Estimating the Frequency of Sudden Stratospheric Warming Events From Surface Observations of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 124 (6), 3180–3194. doi: 10.1029/2018JD030077
113. Iza, M., Calvo, N., & Manzini, E. (2016). The stratospheric pathway of la nina. *Journal of Climate*, 29 (24), 8899-8914. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0230.1
114. Garfinkel, C. I., Butler, A., Waugh, D., Hurwitz, M., & Polvani, L. M. (2012). Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in el nino and la nina winters? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117 (D19).
115. Garfinkel, C. I., Schwartz, C., Butler, A. H., Domeisen, D. I., Son, S.-W., & White, I. (2019). Weakening of the teleconnection from El Nino–Southern Oscillation to the Arctic stratosphere over the past few decades: What can be learned from subseasonal forecast models? *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124 (14), 7683–7696

116. Коваль А.В. Расчёт остаточной меридиональной циркуляции по данным модели средней и верхней атмосферы // Учёные записки РГГМУ, №55, 2019, с. 25-32.
117. Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B. Middle Atmosphere Dynamics // Academic Press, Orlando, FL. 1987. 489 p.
118. Dunkerton, T. (1978), On the mean meridional mass motions of the stratosphere and mesosphere, J. Atmos. Sci., 35, 2325–2333, doi:10.1175/1520-0469(1978)0352.0.CO;2.
119. Shepherd T. G. Transport in the middle atmosphere // J. Meteor. Soc. Japan. 2007. 85B. P. 165-191.
120. Brewer, A. W., 1949: Evidence for a world circulation provided by the measurements of helium and water vapor distribution in the stratosphere. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 75, 351-363.
121. Dobson, G. M. B., 1956: Origin and distribution of the polyatomic molecules in the atmosphere. Proc. R. Soc. London, Ser. A 236, 187-193.
122. García-Herrera R, Calvo N, Garcia RR, Giorgetta M a. (2006) Propagation of ENSO temperature signals into the middle atmosphere: A comparison of two general circulation models and ERA-40 reanalysis data. J Geophys Res 111: D06101. doi: 10.1029/2005JD006061
123. Garfinkel CI, Hartmann DL (2007) Effects of the El Niño–Southern Oscillation and the Quasi-Biennial Oscillation on polar temperatures in the stratosphere. J Geophys Res 112: D19112. doi: 10.1029/2007JD008481
124. Butler AH, Polvani LM (2011) El Niño, La Niña, and stratospheric sudden warmings: A reevaluation in light of the observational record. Geophys Res Lett. doi: 10.1029/2011GL048084
125. Ineson S, Scaife AA (2009) The role of the stratosphere in the European climate response to El Niño. Nat Geosci 2:32–36. doi: 10.1038/ngeo381
126. Butler A.H., Polvani LM, Deser C (2014) Separating the stratospheric and tropospheric pathways of El Niño– Southern Oscillation teleconnections. Environ Res Lett 9:024014.

127. Butler A.H. El Niño and the stratospheric polar vortex // NOAA Climate.gov (science & information for a climate – smart nation) [Electronic resource]. – Mode of access: [El Niño and the stratospheric polar vortex \(climate.gov\)](https://climate.gov/el-nino-and-the-stratospheric-polar-vortex)
128. Dawson A., Matthews A.J., Stevens D.P. Rossby wave dynamics of the North Pacific extra-tropical response to El Nino: importance of the basic state in coupled GCMs // *Clim Dyn* (2011) 37:391–405. DOI 10.1007/s00382-010-0854-7
129. Deser C, Blackmon ML (1995) On the relationship between tropical and North Pacific Sea surface temperature variations. *J Clim* 8(6):1677–1680
130. Luksch U, von Storch H (1992) Modelling the low-frequency sea surface temperature variability in the North Pacific. *J Clim* 5(9):893–906
131. Kushnir Y, Robinson WA, Blade I, Hall NMJ, Peng S, Sutton R (2002) Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: synthesis and evaluation. *J Clim* 15(16):2233–22
132. Peng S, Robinson WA (2001) Relationships between atmospheric internal variability and the responses to an extratropical SST anomaly. *J Clim* 14(13):2943–2959
133. Haynes, P. H., M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, C. J. Marks, and K. P. Shine, 1991: On the ‘‘Downward Control’’ of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, 48, 651–678.
134. Plumb R.A. On the Three-Dimensional Propagation of Stationary Waves // *J. the Atmos. Sci.*, 1 February 1985, VOL. 42, NO. 3, pp. 217-229.
135. Plumb R.A., 1986: Three-dimensional propagation of transient quasi-geostrophic eddies and its relationship with the eddy forcing of the time-mean flow. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1657-1678.
136. Takaya, K., and H. Nakamura, 1997: A formulation of a wave-activity flux for stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, 24(23), 2985-2988.
137. Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, 58, 608-627.

138. Kinoshita T., Tomikawa Y., Sato K. On the Three-Dimensional Residual Mean Circulation and Wave Activity Flux of the Primitive Equations // Journal of the Meteorological Society of Japan, Vol. 88, No. 3, pp. 373-394, 2010.
139. Garcia, R. R., and B. Boville, 1994: «Downward control» of the mean meridional circulation and temperature distribution of the polar winter stratosphere. J. Atmos. Sci., 51, 2238-2245.
140. Plumb, R. A., and K. Semeniuk, 2003: Downward migration of extratropical zonal wind anomalies. J. Geophys. Res., 108(D7), 4223, doi:10.1029/2002JD002773
141. Palmer, T. N., G. J. Shutts, and R. Swinbank, 1986: Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through a gravity wave drag parameterization. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 1001-1039.
142. Sato, K., 1994: A statistical study of the structure, saturation and sources of inertio-gravity waves in the lower stratosphere observed with the MU radar, J. Atmos. Terr. Phys., 56, 755-774.
143. Lindzen, R. S., 1981: Turbulence and Stress Owing to Gravity Wave and Tidal Breakdown. J. Geophys. Res., 86(C10), 9707-9714.
144. Sato, K., S. Watanabe, Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, and M. Takahashi, 2009a: On the origins of mesospheric gravity waves, Geophys. Res. Lett., 36, L19801, doi:10.1029/2009GL039908.
145. Steiner, A. K., et al. "Observed temperature changes in the troposphere and stratosphere from 1979 to 2018." Journal of Climate 33.19 (2020): 8165-8194.
146. Maycock, A. C., and Coauthors, 2018: Revisiting the Mystery of Recent Stratospheric Temperature Trends. Geophys. Res. Lett., 45, 9919–9933, 32 <https://doi.org/10.1029/2018GL078035>.
147. Shine, K. P., and Coauthors, 2003: A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures. Q. J. R. Meteorol. Soc., 129, 1565–1588, <https://doi.org/10.1256/qj.02.186>.

148. Ramaswamy, V., and Coauthors, 2001: Stratospheric temperature trends: Observations and 25 model simulations. *Rev. Geophys.*, 39, 71–122, <https://doi.org/10.1029/1999RG000065>.
149. Karl, T. R., S. J. Hassol, C. D. Miller, and W. L. Murray, eds., 2006: Temperature Trends in the 35 Lower Atmosphere: Steps for Understanding and Reconciling Differences. A Report by 36 the Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research, 37 Washington, DC.
150. Trenberth, K. E., and Coauthors, 2013: Challenges of a Sustained Climate Observing System. 6 *Climate Science for Serving Society*, G.R. Asrar and J.W. Hurrell, Eds., Springer 7 Netherlands, 13–50.
151. Titchner, H. A., P. W. Thorne, M. P. McCarthy, S. F. B. Tett, L. Haimberger, and D. E. Parker, 34 2009: Critically Reassessing Tropospheric Temperature Trends from Radiosondes Using 35 Realistic Validation Experiments. *J. Clim.*, 22, 465–485, 36 <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2419.1>.
152. Christy, J. R., W. B. Norris, R. W. Spencer, and J. J. Hnilo, 2007: Tropospheric temperature change since 30 1979 from tropical radiosonde and satellite measurements. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 31 112, D06102, <https://doi.org/10.1029/2005JD006881>.
153. Fu, Q., S. Manabe, and C. M. Johanson, 2011: On the warming in the tropical upper troposphere: 25 Models versus observations. *Geophys. Res. Lett.*, 38, 26 <https://doi.org/10.1029/2011GL048101>.
154. Mitchell, D. M., P. W. Thorne, P. A. Stott, and L. J. Gray, 2013: Revisiting the controversial 23 issue of tropical tropospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2801–2806, 24 <https://doi.org/10.1002/grl.50465>.
155. Thompson, D. W. J., and Coauthors, 2012: The mystery of recent stratospheric temperature 24 trends. *Nature*, 491, 692–697, <https://doi.org/10.1038/nature11579>.
156. Maycock, A. C., and Coauthors, 2018: Revisiting the Mystery of Recent Stratospheric 31 Temperature Trends. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 9919–9933, 32 <https://doi.org/10.1029/2018GL078035>.

157. Po-Chedley, S., and Q. Fu, 2012a: Discrepancies in tropical upper tropospheric warming between 12 atmospheric circulation models and satellites. *Environ. Res. Lett.*, 7, 044018, 13 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/4/044018>.
158. Spencer, R. W., J. R. Christy, and W. D. Braswell, 2017: UAH Version 6 global satellite 21 temperature products: Methodology and results. *Asia-Pac. J. Atmospheric Sci.*, 53, 121–22 130, <https://doi.org/10.1007/s13143-017-0010-y>.
159. Stone, P. H., and J. H. Carlson, 1979: Atmospheric Lapse Rate Regimes and Their 14 Parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 36, 415–423, [https://doi.org/10.1175/1520-150469\(1979\)0362.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-150469(1979)0362.0.CO;2).
160. Santer, B. D., and Coauthors, 2017b: Comparing Tropospheric Warming in Climate Models and Satellite 24 Data. *J. Climate*, 30, 373–392, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0333.1>.
161. Santer, B. D., and Coauthors, 2013: Human and natural influences on the changing thermal structure of 19 the atmosphere. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 110, 17235–17240, 20 <https://doi.org/10.1073/pnas.1305332110>.
162. Hartmann, D. L., and Coauthors, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. *Climate Change 35 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth 36 Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T.F., D. 37 Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and 38 P.M. Midgley (eds.)], Cambridge University Press.
163. Steiner, A. K., et al. «Observed temperature changes in the troposphere and stratosphere from 1979 to 2018» *Journal of Climate* 33.19 (2020): 8165-8194.
164. Галин В. Я., Смышляев С. П., Вологин Е. М. Совместная химико-климатическая модель атмосферы. // *Изв. РАН, Физ. Атм. и Океана*. 2007. Том 43. №. 4. С. 399—412.
165. Зубов В.А., Розанов Е.В., Розанова И.В. и др. Моделирование глобальных изменений озона и атмосферной динамики в XXI веке с помощью химико-климатической модели SOKOL // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011, том 47, № 3, с. 330–342.

166. Смышляев С.П., Галин В.Я., Зименко П.А. и др. Прогностические оценки изменения содержания атмосферного озона в первой половине XXI века // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 2. С. 191–204.
167. Володин Е.М., Грицун А.С., Дианский Н.А. и др. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017, том 53, № 2, с. 164–178.
168. Володин Е.М., Грицун А.С. Воспроизведение возможных будущих изменений климата в XXI веке с помощью модели климата INM-CM5 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2020, том 56, № 3, с. 255–266.
169. O'Neill B.C., Tebaldi C., van Vuuren D.P., Eyring V., Friedlingstein P., Hurtt G., Knutti R., Kriegler E., Lamarque J.-F., Lowe J., Meehl G.A., Moss R., Riahi K., Sanderson B.M. The Scenario Model Intercomparison Project (ScenarioMIP) for CMIP6 // Geosci. Model Dev. 2016. V. 9. P. 3461–3482.
170. Варгин П.Н., Коленникова М.А., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Влияние аномалии температуры поверхности экваториальной и северной частей Тихого океана на стратосферу над Арктикой по расчетам климатической модели ИВМ РАН // Метеорология и Гидрология, Выпуск №1, 2021, с. 5-16.
171. Ermakova T., Aniskina O., Statnaia I., Motsakov M., and Pogoreltsev A. Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere. — Earth, Planets and Space, 2019, vol. 71, No. 8.
172. Weinberger I., Garfinkel C., White I., and Oman L. The salience of nonlinearities in the boreal winter response to ENSO: Arctic stratosphere and Europe. — Climate Dynamics, 2019, vol. 53, pp. 4591—4610.
173. Володин Е.М., Галин В.Я., Грицун А.С. «Математическое моделирование Земной системы», М., МАКС пресс, 2016, под ред. Н.Г.Яковлева.
174. Варгин П.Н., Володин Е.М. Анализ воспроизведения динамических процессов в стратосфере климатической моделью ИВМ РАН // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, том 52, № 1, 2016, с. 3-18.

175. Taylor K., Williamson D., Zwiers F. The sea surface temperature and sea-ice concentration boundary conditions for AMIP II simulations // PCMDI Report No. 60. 2000, September.
176. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V. et al Simulation of the modern climate using the INM-CM48 climate model // Russ. J. Numer. Anal. Math. Modelling 2018; 33(6):367–374.
177. Fleming E. L., Chandra S., Barnett J. J., and Corney M. Zonal Mean Temperature, Pressure, Zonal Wind and Geopotential Height as Functions of Latitude // Adv. Space Res. 1990. 10 (12). P. 11—59.
178. Kalnay E. and Kanamitsu M., et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Met. Soci. 1996. 77. P. 437-471.
179. McPeters R.D., Bharita P.K., Krueger A.J., and Herman J.R. Nimbus-7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Data Products User's Guide. — NASA Reference Publication 1384. 1996.
180. Weather and climate change [Electronic resource] / Met Office. Mode of access: <http://www.metoffice.gov.uk/>
181. Dee, D. P., and Coauthors, 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 137, 553–597, <https://doi.org/10.1002/qj.828>.
182. Rienecker M. M., Suarez M.J. et al. MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications. Journal of Climate, Vol. 24, № 4, 2011.
183. Яковлев А.Р., Смышляев С.П. Численное моделирование глобального воздействия океана и явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья на структуру и состав атмосферы // Учёные записки РГГМУ, Выпуск № 49, 2017, с. 58-72.
184. С.П. Смышляев, П.А. Блакитная, М.А. Моцаков, А.Р. Яковлев, М.В. Черепова. Моделирование изменчивости газового состава атмосферы в РГГМУ // Гидрометеорология и экология, Выпуск №60 (3), 2020, с. 219-240.
185. Jakovlev A.R., Smyshlyaev S.P., Galin V.Y. Interannual Variability and Trends in Sea Surface Temperature, Lower and Middle Atmosphere Temperature at

- Different Latitudes for 1980–2019 // Atmosphere 2021, 12, 454.
<https://doi.org/10.3390/atmos12040454>
186. Haumann, F.A.; Gruber, N.; Münnich, M. Sea-ice induced Southern Ocean subsurface warming and surface cooling in a warming climate. AGU Adv. 2020, 1, e2019AV000132.
187. Thomson A., Smith S.J., Kyle P. et al. RCP4.5: A pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. / Climatic change, November 2011, 109(1-2):77-94
188. Яковлев А.Р., Смышляев С.П. Численное моделирование воздействия Мирового океана на температуру и содержание озона в нижней и средней атмосфере // Метеорология и Гидрология, Выпуск №9, 2019, с. 25-37.
189. Smyshlyaev S.P., Galin V.Y., Blakitnaya P.A., Jakovlev A.R. Numerical Modeling of the Natural and Manmade Factors Influencing Past and Current Changes in Polar, Mid-Latitude and Tropical Ozone // Atmosphere 2020, 11(1), 76, <https://doi.org/10.3390/atmos11010076>
190. Смышляев С.П., Галин В.Я., Атласкин Е.М., Блакитная П.А. Моделирование непрямого влияния одиннадцатилетнего цикла солнечной активности на газовый состав атмосферы // Изв. РАН, Физ. Атм. и Океана. 2010. Том 46. №. 5. С. 672-684.
191. Jakovlev A.R., Smyshlyaev S.P. Simulation of influence of ocean and El-Nino – Southern oscillation phenomenon on the structure and composition of the atmosphere // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science (EES), CITES-2019, 386 (2019) 012021.
192. Kolstad EW, Charlton-Perez A.J. (2011) Observed and simulated precursors of stratospheric polar vortex anomalies in the Northern Hemisphere. Clim. Dyn. 37:1443–1456. DOI 10.1007/s00382-010-0919-7.
193. Scaife AA, Knight JR, Vallis GK, Folland CK (2005) A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. Geophys Res Lett 32: L18715

194. Thompson DWJ, Baldwin MP, Wallace JM (2002) Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: implications for prediction. *J Clim* 15:1421–1428
195. Kolstad EW, Breiteig T, Scaife AA (2010) The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere. *Q J R Meteorol Soc* 136:886–893. doi: 10.1002/qj.620
196. Ambaum MHP, Hoskins BJ (2002) The NAO troposphere-stratosphere connection. *J Clim* 15:1969–1978
197. Wittman MAH, Polvani LM, Scott RK, Charlton AJ (2004) Stratospheric influence on baroclinic lifecycles and its connection to the Arctic oscillation. *Geophys Res Lett* 31. doi:10.1029/2004gl020503
198. Baldwin MP, Stephenson DB, Thompson DWJ, Dunkerton TJ, Charlton AJ, O'Neill A (2003) Stratospheric memory and skill of extended-range weather forecasts. *Science* 301:636–640
199. Charlton AJ, O'Neill A, Stephenson DB, Lahoz WA, Baldwin MP (2003) Can knowledge of the state of the stratosphere be used to improve statistical forecasts of the troposphere? *Q J R Meteorol Soc* 129:3205–3224. doi:10.1256/qj.02.232
200. Charlton AJ, O'Neill A, Lahoz WA, Massacand AC (2004) Sensitivity of tropospheric forecasts to stratospheric initial conditions. *Q J R Meteorol Soc* 130:1771–1792
201. Douville H (2009) Stratospheric polar vortex influence on northern hemisphere winter climate variability. *Geophys Res Lett* 36. doi: 10.1029/2009gl039334
202. Stan C, Straus DM (2009) Stratospheric predictability and sudden stratospheric warming events. *J Geophys Res* 114. doi: 10.1029/2008jd011277
203. Castanheira JM, Liberato MLR, de la Torre L, Graf HF, DaCamara CC (2009) Baroclinic rossby wave forcing and barotropic rossby wave response to stratospheric vortex variability. *J Atmos Sci* 66:902–914
204. Liberato MLR, Castanheira JM, de la Torre L, DaCamara CC, Gimeno L (2007) Wave energy associated with the variability of the stratospheric polar vortex. *J Atmos Sci* 64:2683–2694

205. Reichler T, Kushner PJ, Polvani LM (2005) The coupled stratosphere troposphere response to impulsive forcing from the troposphere. *J Atmos Sci* 62:3337–3352
206. Vignon E., Mitchell D. M. The stratopause evolution during different types of sudden stratospheric warming event. *Clim Dyn* (2015) 44:3323–3337. DOI 10.1007/s00382-014-2292-4.
207. Labitzke K (1981) Stratospheric-mesospheric midwinter disturbances: a summary of observed characteristics. *J Geophys Res* 86(C10):9665–9678
208. Braesicke P, Langematz U (2000) On the occurrence and evolution of extremely high temperatures at the polar winter stratopause—a gcm study. *Geophys Res Lett* 27(10):1467–1470
209. Siskind DE, Eckermann SD, Coy L, McCormack JP, Randall CE (2007) On recent interannual variability of the arctic winter mesosphere: Implications for tracer descent. *Geophys Res Lett* 34(L09806). doi:10.1029/2007GL029293
210. Holt LA, Randall CE, Peck ED, Marsh DR, Smith AK, Harvey VL (2013) The influence of major sudden stratospheric warming and elevated stratopause events on the effects of energetic particle precipitation in WACCM. *J Geophys Res Atm* 118. doi:10.1002/2013JD020294
211. Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N., Aniskina O.G., Ermakova T.S., Chen W., Wei K. Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter // *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 136 (2015), pp. 187–200.
212. Dickinson, R. E., Planetary Rossby waves propagating vertically through weak westerly wave guides // *J. Atmos. Sci.* 25, 1968, 984-1002.
213. Matsuno, T. Vertical propagation of stationary planetary waves in the winter Northern Hemisphere // *J. Atmos. Sci.* 27(6), 1970, 871-883.
214. Смышляев С.П., Галин В.Я., Шаарийбуу Г., Моцаков М.А. Моделирование изменчивости газовых и аэрозольных составляющих в стратосфере полярных районов // *Изв. РАН, Физ. Атм. и Океана*. 2010. Том 46. №. 3. С. 291-306.