

Министерство образования и науки Российской Федерации
Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего
образования
РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТ (РГГМУ)

На правах рукописи
УДК 551.510.529

Кандиева Каныкей Кубанычевна

ВЛИЯНИЕ ОСЦИЛЛЯЦИИ МАДДЕНА – ДЖУЛИАНА НА ДИНАМИКУ
ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЫ

Специальность: 25.00.30 – Метеорология, климатология, агрометеорология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель: к. ф.-м. н.,
Анискина Ольга
Георгиевна

Научный консультант: д. ф.-м. н.,
Погорельцев Александр
Иванович

Санкт-Петербург 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1. Осцилляция Маддена – Джулиана и ее влияние на циркуляцию внетропической стратосферы	9
1.1 Осцилляция Маддена – Джулиана: структура, механизмы формирования....	9
1.2 Связь ОМД с атмосферными процессами	19
1.3 Данные и методы.....	27
2. Модельный источник осцилляции Маддена – Джулиана.....	42
2.1 Анализ полей нагрева атмосферы	44
2.2 Построение модельного источника ОМД.....	46
2.3 Верификация источника нагрева	48
Выводы по разделу.....	60
3. Исследование влияния осцилляции Маддена – Джулиана и квазидвухлетнего колебания на динамику внетропической стратосферы с использованием модели МСВА	61
3.1 Описание использованных методов	62
3.2 Результаты моделирования с помощью МСВА	63
Выводы по разделу.....	80
4. ОМД и полярный стратосферный вихрь	81
4.1 Влияние ОМД на интенсивность и структуру полярного вихря	82
4.2 Исследование влияния ОМД на весеннюю перестройку циркуляции	91
Выводу по разделу	94
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	96
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ.....	98
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	99

ВВЕДЕНИЕ

За последние десятилетия традиционный взгляд на стратосферу как на пассивную часть атмосферы изменился. Внимание ученых направлено на изучение стратосферно-тропосферного взаимодействия. Значительное влияние стратосферы на внетропическую динамику тропосферы отмечается в периоды, когда состояние стратосферы далеко от климатического: во время внезапных стратосферных потеплений (ВСП) и во время усиления полярного вихря. В настоящее время существенное внимание уделяется изучению связи между экваториальными явлениями, такими как стратосферное квазидвухлетнее колебание зонального ветра (КДК), Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК), осцилляция Маддена – Джулиана (ОМД) и динамическими процессами внетропической стратосферы во время бореальной зимы. Этот интерес обосновывается тесной связью между состоянием стратосферного полярного вихря и Арктической осцилляцией (АО), определяющей погодные и климатические аномалии в высоких и умеренных широтах Северного полушария.

Тропосфера уже не рассматривается как изолированный атмосферный слой, ответственный за приземную погоду и климат. Качество долгосрочных прогнозов внетропической тропосферы может быть увеличено за счет учета процессов в стратосфере в прогностических численных моделях, а прогноз ВСП может стать одним из решений, которое позволит улучшить результаты долгосрочных прогнозов. В качестве одной из причин образования явления ВСП рассматривают усиление активности планетарных волн вертикально распространяющихся из тропосферы в стратосферу, что приводит к ослаблению и/или даже к обращению западного потока и развитию ВСП. Известно, что межгодовая изменчивость активности стратосферных планетарных волн связана с тропическими колебаниями КДК и ЭНЮК. В работе [103] установлено, что при теплой фазе ЭНЮК температура воздуха в тропической стратосфере уменьшается, а в полярной стратосфере увеличивается. В годы с Ла-Нинья наблюдается обратный

эффект. Более существенным оказалось влияние на ВСП фазы КДК. Независимо от фазы ЭНЮК события ВСП чаще наблюдались при восточной фазе КДК. Возможность прогноза фазы КДК, рассмотренная в работе [2], может существенно повысить вероятность прогноза ВСП и связанных с потеплениями погодных аномалий в тропосфере.

Еще одним из возможных источников, влияющих на циркуляцию внетропической стратосферы, являются аномалии конвекции в тропической тропосфере, обусловленные осцилляцией Маддена – Джулиана. ОМД это колебание метеорологических характеристик в тропической области, которое проявляется в возникновении кучевой облачности и в перемещении ее в восточном направлении вдоль экватора со средней скоростью около 5 м/с, периодом от 30 до 60 суток. Развитие крупномасштабной конвективной ячейки ОМД начинается на западе Индийского океана, затем зона глубокой конвекции перемещается на восток, постепенно затухая по мере продвижения к восточной части Тихого океана. В тропической зоне ОМД оказывает воздействие на изменчивость осадков и температуры воздуха в Тихом океане, в районах азиатских и австралийских муссонов, вдоль западного побережья Северной Америки, в Южной Америке, Африке. ОМД влияет на образование тропических циклонов (ураганов) в Тихом океане и Карибском море.

Результаты последних исследований подтверждают, что влияние ОМД на атмосферные процессы не ограничивается тропической областью. В работе Garfinkel и др. [32] обнаружена связь между активностью планетарных волн во внетропической стратосфере и ОМД во время бореальной зимы. Было предположено, что аномалии, генерируемые ОМД, в северном Тихом океане и в западной части Индийского океана способны воздействовать на стационарную ложбину давления над Тихим океаном, тем самым контролировать мощность стратосферного полярного вихря. ОМД оказывает влияние и на тип образования ВСП: разделению полярного вихря предшествует более сильное событие ОМД, слабые события ОМД соответствуют смещению вихря без его деления [62].

Как показали последующие исследования больше чем половина случаев ВСП возникают когда аномалии, связанные с ОМД, расположены в Тихом океане, а учет ОМД в прогностических моделях позволил повысить качество прогноза ВСП с заблаговременностью до 20 суток [33].

Несмотря на ранее полученные результаты, существует много нерешенных задач, связанных с влиянием ОМД на состояние стратосферного вихря. Новые данные о физике взаимодействия ОМД и динамических процессов во внетропической стратосфере остаются актуальным научным вопросом. Более того, новые знания о стратосферно-тропосферном обмене позволят повысить качество долгосрочных прогнозов внетропической тропосферы за счет учета процессов в стратосфере.

Объект исследования – динамика стратосферы.

Предмет исследования – осцилляции Маденна – Джулиана и ее влияние на динамику зимней внетропической стратосферы Северного полушария.

Целью диссертационной работы является исследование влияния ОМД на особенности циркуляции зимней стратосферы в Северном полушарии: развитие и продолжительность ВСП, формирование и разрушение полярного вихря.

Для достижения поставленной цели в диссертационной работе сформулированы и решены следующие задачи:

- Изучение характеристик ОМД;
- Создание полуэмпирической модели источника ОМД на основе наблюдаемых характеристик ОМД;
- Исследование влияния ОМД на поля метеорологических величин с помощью модели верхней и средней атмосферы (МСВА);
- Оценка влияния ОМД на структуру и интенсивность полярного вихря на основе данных ре-анализа;

– Исследование влияния ОМД на динамические процессы в стратосфере во время весенней перестройки циркуляции.

Научная новизна диссертационного исследования заключается в следующем:

1. Создана полуэмпирическая модель теплового источника ОМД;
2. Получены оценки совместного влияния ОМД и квазидвухлетнего колебания зонального ветра на динамику внетропической стратосферы;
3. Изучено влияние ОМД на структуру, развитие и разрушение полярного вихря;
4. Рассмотрено влияние ОМД на особенности развития динамических процессов во время событий внезапных стратосферных потеплений.

Научная и практическая значимость результатов.

Теоретическая значимость работы заключается в том, что впервые продемонстрировано существенное влияние тропической осцилляции ОМД на развитие ВСП во время двух основных фаз КДК, выполнены оценки изменений структуры и площади полярного вихря за счет влияния ОМД, и влияния ОМД на перестройку весенней циркуляции стратосферы.

Практическую ценность представляет предложенная в работе модель ОМД, учет которой в гидродинамических моделях позволит улучшить качество долгосрочных прогнозов и моделирование состояния стратосферы и погодных условий тропосферы.

Методы исследования. В работе использованы методы математического моделирования, аппарат естественных ортогональных функций, спектральный, вейвлет, статистический и корреляционный анализ.

Положения и результаты, выносимые на защиту:

1. Модельный тепловой источник осцилляции Маддена – Джулиана в тропической области, созданный на основе эмпирически определенных параметров ОМД;
2. Оценки воздействия ОМД на динамические процессы внетропической стратосферы при различных фазах квазидвухлетнего колебания зонального ветра,

полученные на основе композитного анализа модельных расчетов и данных ре-анализа;

3. Влияние стадий развития ОМД, определяемых индексом ОМД рассчитанным с использованием аппарата естественных ортогональных функций (ЕОФ), на структуру, интенсивность и эволюцию стратосферного полярного вихря;

4. Оценки зависимости сроков весенней перестройки циркуляции стратосферы от интенсивности ОМД и активности стационарных планетарных волн, полученные на основе корреляционного анализа.

Обоснованность и достоверность результатов работы подтверждается строгой математической постановкой задачи, корректным использованием методов гидродинамического моделирования, использованием метеорологических данных современных ре-анализов для формирования исходной информации о метеорологических полях, а также непротиворечивостью полученных результатов другим независимым исследованиям по данной тематике. Обоснованность основных результатов подтверждается публикациями в российских изданиях, а также выступлениями с докладами на российских и международных конференциях.

Личный вклад автора

Автор принимала участие в определении цели исследования, формулировала задачи исследования, проводила численные эксперименты, анализировала и интерпретировала полученные данные. Все выносимые на защиту положения основаны на результатах исследований, проведенных автором самостоятельно или при его непосредственном участии.

Апробация работы

По теме диссертации опубликовано 7 научных работ, в том числе 3 публикации в рецензируемых журналах, рекомендованных ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации.

Основные результаты диссертационной работы были доложены и обсуждались на следующих симпозиумах:

генеральная ассамблея the 26th General Assembly of the International Union of Geodesy (Прага, Чехия, 22 июня – 2 июля, 2015);

международная Байкальская молодежная научная школа по фундаментальной физике «Физические процессы в космосе и околоземной среде» и XIV конференция молодых ученых «Взаимодействие полей и излучения с веществом» (Иркутск, 14 –18 сентября, 2015);

международный семинар SPARC DynVar Workshop & S-RIP Meeting “The Large-Scale Atmospheric Circulation: Confronting Model Biases and Uncovering Mechanisms” (Хельсинки, Финляндия, 6 – 10 июня, 2016);

международный симпозиум «Атмосферная радиация и динамика» МСАРД-2017 (Санкт-Петербург, Петродворец, 27 – 30 июня, 2017);

6-ая международная конференция «Атмосфера, ионосфера, безопасность» (Калининград, 3 – 9 июня, 2018);

всероссийская научно-практическая конференции «Современные тенденции и перспективы развития гидрометеорологии в России» (Иркутск, 21 – 23 марта, 2018);

научные семинары РГГМУ.

Структура и объем работы:

Диссертация состоит из введения, 4 глав, заключения, списка сокращений и условных обозначений и списка литературы. Объем работы составляет 111 страниц, в том числе 33 рисунка и 4 таблицы. Список цитируемой литературы содержит 122 наименований.

1. Осцилляция Маддена – Джулиана и ее влияние на циркуляцию внетропической стратосферы

1.1 Осцилляция Маддена – Джулиана: структура, механизмы формирования

Осцилляция Маддена – Джулиана является одним из доминирующих колебаний в тропической области атмосферы, которое определяет внутрисезонную изменчивость атмосферных процессов. В современном понимании ОМД – тропическое экваториальное колебание, проявляющееся в возникновении кучевой облачности и в перемещении ее в восточном направлении со средней скоростью около 5 м/с, периодом от 30 до 60 дней.

Это явление было открыто в 1970 году Роландом А. Мадденом и Полом Р. Джулианом [65]. Анализ данных радиозонда над о. Кантон (3° ю.ш., 172° з.д.) выявил колебание зонального ветра, температуры и давления с периодом 40 – 50 суток. Особенностью обнаруженных сигналов в поле зонального ветра было несовпадение фаз в нижней и верхней тропосфере, где наблюдалось противоположное направление ветра. Следующая работа этих ученых 1972 года [66] была посвящена исследованию географических масштабов обнаруженного колебания. Для этих целей были собраны данные о метеорологических величинах (зональном ветре, давлении на уровне моря, температуре) с сети станций, охватывающей весь долготный пояс и ограниченной 60° широты в обоих полушариях. Анализ данных показал, что наблюдаемое колебание имеет глобальные масштабы, но ограничено широтой 30° с севера и юга. Колебание обладает свойствами волны распространяющейся на восток, а характеристики колебания меняются в течение времени. Аномалии давления возникают в Индийском океане в широтной зоне 10° ю.ш. – 10° с.ш., перемещаются на восток и затухают в восточной части Тихого океана. Зональная составляющая ветра

является частью процесса перемещения аномалий давления, направление ветра находится в противофазе в верхней и нижней тропосфере.

Горизонтальная структура ОМД

На рисунке 1.1 (рисунок взят с сайта <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>) схематически изображен полный цикл существования ОМД вдоль экватора в восточном направлении, где в виде облаков обозначены центры конвективных зон, стрелками показано направление движения воздушной массы. На западе от конвективной ячейки в нижней тропосфере (на уровне 850 гПа) наблюдаются западные ветры, на востоке от ячейки восточные ветры, которые и являются причиной образования зоны конвергенции и последующего подъема воздушной массы. В верхней тропосфере (на уровне 200 гПа) наблюдается зона дивергенции воздуха и смена направления ветра. В цикле эволюции выделяют следующие стадии:

- 1) стадия зарождения облачности над западной частью Индийского океана (рисунок 1.1 а);
- 2) активная стадия, сопровождающаяся усилением мощности облачности, которая достигает максимума над теплыми водами Тихого океана (рисунок 1.1 б);
- 3) стадия затухания облачности по мере приближения к меридиану смены дат (180° з.д.) (рисунок 1.1 в).

За все время цикла ОМД, как показано на рисунке 1.1, существует только одна крупномасштабная ячейка облачности. Однако в расчете зональной протяженности явления ОМД рассматривают как область охвата отрицательных аномалий, так и положительных аномалий уходящей длинноволновой радиации – УДР (показатель количества облачности) и она приблизительно равна 12000 – 20000 км [92].

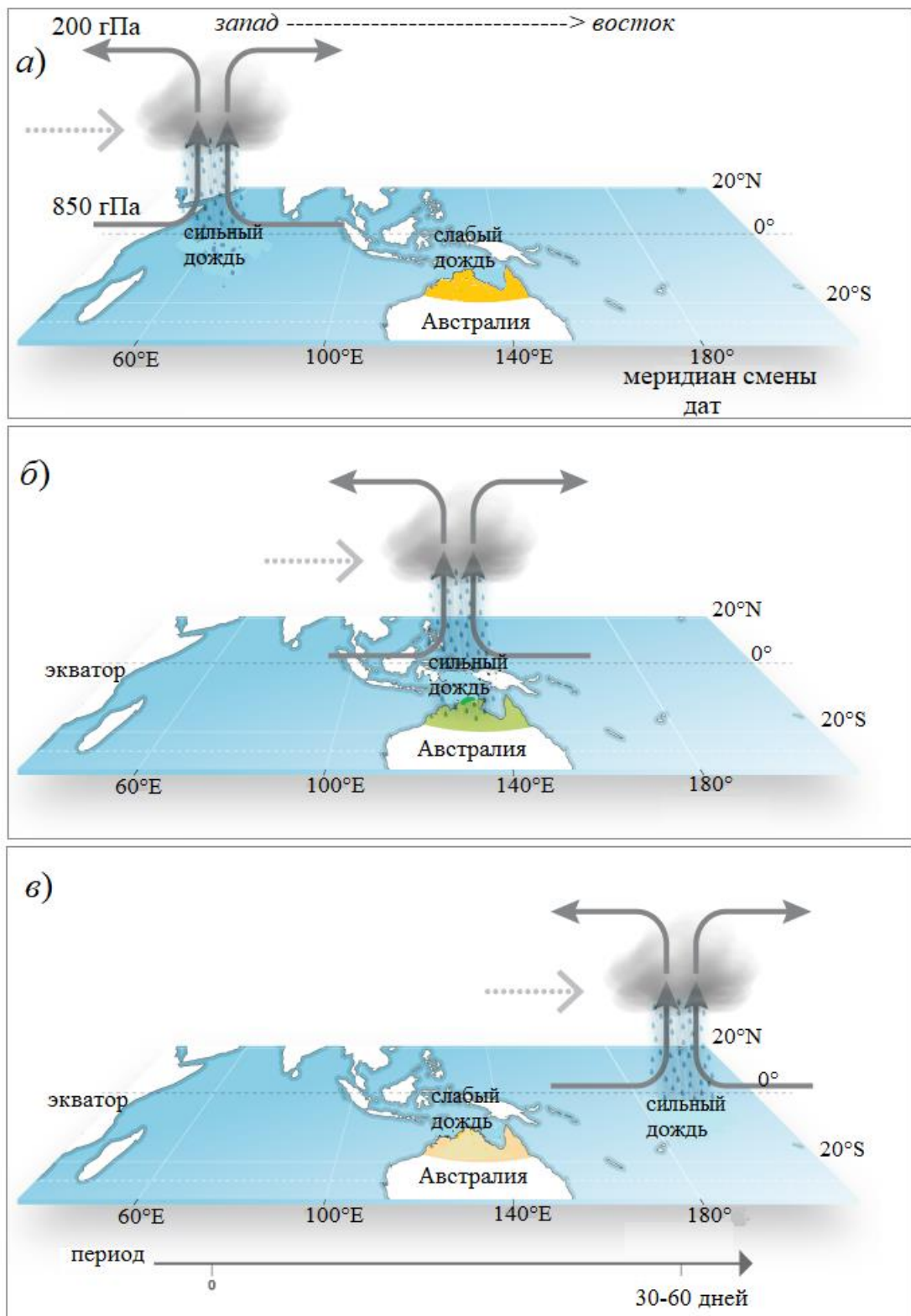


Рисунок 1.1 – Эволюция ОМД вдоль экватора: *а* – стадия зарождения; *б* – активная стадия; *в* – стадия рассеивания

Зона распределения положительных и отрицательных аномалий УДР почти всегда одинакова и занимает приблизительно 180° долготы. Минимальная зональная протяженность ОМД наблюдается только во время перемещения облачных скоплений над континентом (рисунок 1.1 б). Во время движения ОМД над континентом область отрицательных аномалий УДР немного расширяется, а область положительных аномалий УДР сокращается. Но иногда структура ОМД может быть представлена двумя слабыми конвективными ячейками. Одна из этих ячеек это зарождающая облачность нового события ОМД над Индийским океаном, а другая это затухающая облачность прошлого события ОМД над центральным Тихим океаном [113].

Зона конвективной облачности медленно перемещается в восточном направлении со средней фазовой скоростью ~ 5 м/с [110]. Фазовая скорость ОМД может немного колебаться во время разных стадий активности явления. После диссипации конвективной облачности над восточной частью Тихого океана, аномалии в поле ветра и давления продолжают движение на восток в виде свободных волн (без сопровождения конвективной облачностью) со скоростью 30 – 35 м/с [76].

Средняя скорость перемещения ОМД это одно из фундаментальных свойств, которое отличает ОМД от экваториальных волн Кельвина, которые распространяются в восточном направлении со скоростью $\sim 15 - 17$ м/с [114].

Другое отличие ОМД от экваториальных волн состоит в том, что источником генерации последних является выделение тепла при конденсации водяного пара в облаках. Для ОМД данный механизм нагрева атмосферы и облака являются составными элементами самого волнового процесса.

Более детально крупномасштабную структуру ветра в верхней и нижней тропосфере во время события ОМД рассмотрим на примере схематически изображенном на рисунке 1.2 (рисунок взят с сайта www.climate.gov). Обычно структуру ветра объясняют с точки зрения теории экваториальных волн,

взаимодействующих с конвекцией. На востоке от конвективной ячейки наблюдается экваториальная волна Кельвина, на западе волна Россби. Предполагают что, волны Кельвина и Россби являются ответной реакцией на конвективное нагревание атмосферы в процессе образования облачности [49; 94].

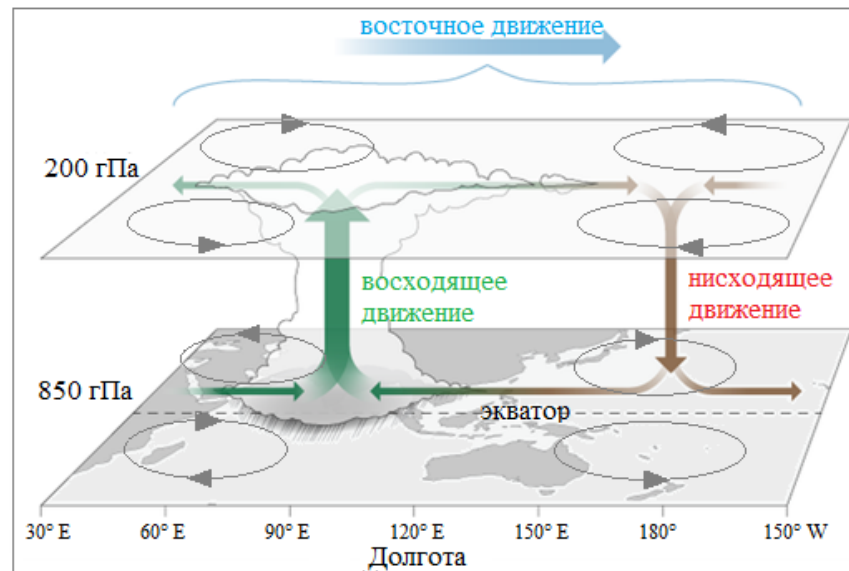


Рисунок 1.2 – Крупномасштабная структура ветра во время ОМД на уровнях 850 гПа и 200 гПа

На рисунке 1.2 серыми стрелками обозначено направление ветра. Схематическое облако изображает скопление конвективной облачности. В нижней тропосфере (850 гПа) на западе от области конвекции располагаются две циклонические ячейки, которые формируют сильный западный поток вдоль экватор, проходящий сквозь облачную ячейку. На востоке от скопления облачности располагаются антициклонические ячейки, формирующие полосу восточного ветра вдоль экватора направленную к ячейке облачности. Для верхней тропосферы (200 гПа) характерна обратная картина: антициклоническая циркуляция на западе от ячейки и циклоническая на востоке за счет чего возникает дивергенция потоков вокруг конвективной области.

Из приведенной схемы видно, что структура распределения ветра в тропосфере по обе стороны от конвективной облачности напоминает ветровую структуру двух экваториальных волн. На востоке от скопления облаков динамическая структура ветра схожа со структурой экваториальных волн Кельвина (восточные ветры преобладают в нижней тропосфере, западные в верхней тропосфере). На западе от скопления облаков структура ветра соответствует экваториальным волнам Россби, в нижней (верхней) тропосфере западные (восточные) ветры сопровождаются циклонической (антициклонической) циркуляцией.

Вертикальная структура ОМД

На рисунке 1.3 показаны профили температуры, вертикального и зонального потока массы (*a*) и удельной влажности (*b*) над экватором, полученные Kiladis и др. [49]. Кроме данных ре-анализа в работе [49] для исследования вертикальных профилей, связанных с ОМД, были использованы данные проекта TOGA COARE (Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment). Изучение структуры ОМД проводилось вблизи центральной точки проекта TOGA COARE, которая расположена на экваторе на долготе 155° в.д.

Анализ результатов показал, что в районе облачности ОМД прослеживается широкая полоса восходящих потоков, нисходящий поток такого же масштаба (около 60 долгот) наблюдается над восточной частью Индийского океана. Профиль температуры по вертикали в области с отрицательными значениями УДР совпадает с профилями температуры различных конвективных возмущений: холодный воздух наблюдается в нижней и верхней тропосфере, теплый воздух в средней. Аномально влажный и теплый воздух наблюдается на востоке от зоны конвекции, связанной с ОМД, на западе воздух сухой и холодный. Анализ результатов позволил сделать вывод, что вертикальные профили поля температуры, удельной влажности, ветра асимметричны относительно конвективного центра и смещены на запад по вертикали.

Анализ возмущений поля дивергенции массы показал, что перед облачностью ОМД (на востоке) наблюдается конвергенция в нижнем слое тропосферы. На востоке от ОМД расположены восходящие потоки, положительные аномалии температуры (рисунок 1.3 *а*) и влажности (рисунок 1.3 *б*). Сразу за облачностью ОМД (на западе) располагается дивергенция, нисходящие движения, отрицательные аномалии температуры (рисунок 1.3 *а*) и влажности (рисунок 1.3 *б*). Следствием конвергенции на востоке от конвективной облачности, является подъем воздуха с высоким содержанием водяного пара, его дальнейшая конденсация и развитие кучевых облаков вертикального развития. На западе от конвективной облачности создаются неблагоприятные условия для возникновения новой облачности. В результате скопление облаков постепенно смещается в восточном направлении.

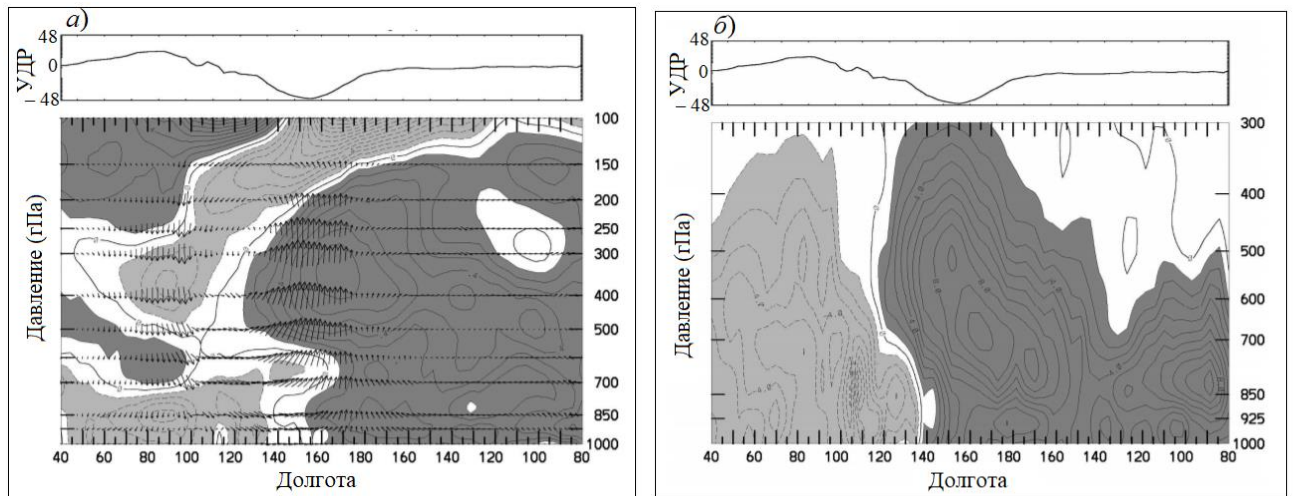


Рисунок 1.3 – Вертикальный разрез события ОМД вдоль экватора в долготном интервале 40° в.д. – 80° з.д. с центром конвективной облачности на долготе 155° в.д.: *а* – вертикальный/зональный потока массы (стрелки) и температура (заштрихованные контуры, интервал изолиний 0,1 К); *б* – удельная влажность (интервал изолиний 1×10^{-1} г/кг) [49]

Структура облачности ОМД

Крупномасштабное скопление облачности ОМД состоит из множества высокочастотных, мезомасштабных конвективных зон распространяющихся в восточном и западном направлениях [64; 77] (рисунок 1.4 справа), в состав которых входят облака вертикального развития и облака нижнего яруса. Пространственные масштабы такой зоны составляют 100 – 500 км. Среди высокочастотных конвективных возмущений, распространяющихся в западном направлении, выделяют возмущения с периодом два и пять дней. Возмущения с периодом два дня связаны с суточным циклом конвективной зоны [27] и инерционно-гравитационными волнами [39; 104]. Возмущения с периодом пять дней, возможно, связаны с экваториальными волнами Россби и смешанными Россби-гравитационными волнами [114].

Скопление двух или трех мезомасштабных конвективных зон образуют конвективную зону синоптического масштаба, так называемый «суперкластер» (суперкластер на рисунке 1.4 слева выделен черной жирной линией). Протяженность суперкластера несколько тысяч километров, он перемещается в восточном направлении с фазовой скоростью экваториальных волн Кельвина 10 – 15 м/с. Наблюдаемое перемещение облачности ОМД в восточном направлении происходит в результате более интенсивного развития новой высокочастотной конвективной зоны к востоку от предыдущей.

Несколько суперкластеров образуют крупномасштабное скопление облачности, которое смещается в восточном направлении с периодом 30 – 60 дней [77] (рисунок 1.4 слева, овальная фигура).

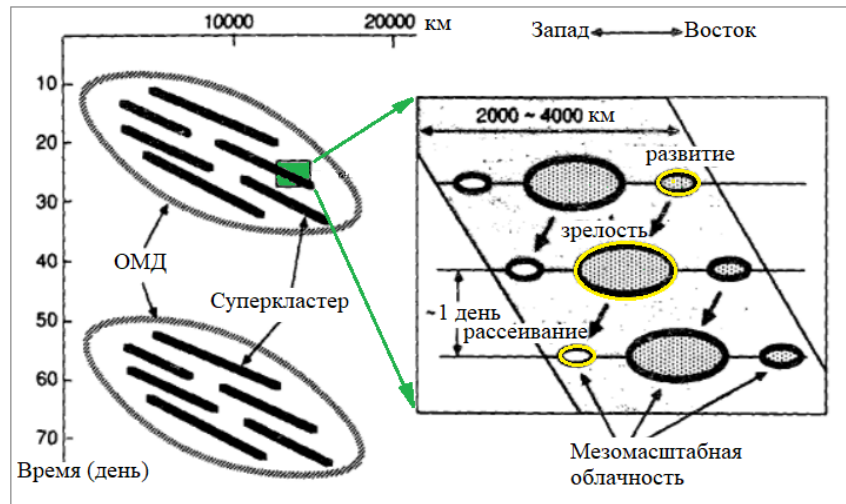


Рисунок 1.4 — Структура облачности ОМД [77]

Механизмы формирования ОМД

Существует две теории, объясняющие зарождение облачности ОМД над западной частью Индийского океана [122]. Согласно первой, ОМД является атмосферным откликом на независимое внешнее воздействие, побочным результатом которого является взаимодействие конвекции и зональных ячеек циркуляции и перемещение в восточном направлении. Согласно второй – ОМД генерируется самопроизвольно через неустойчивость атмосферы, причем взаимодействие между конвекцией и зональной циркуляцией является ключевым процессом неустойчивости. Причинами зарождения кучевой облачности ОМД могут быть, как тропические, так и внетропические процессы. В качестве тропических процессов рассматривают:

- *Экваториальные волны Кельвина.* Данные наблюдений показывают, что чаще всего новое событие ОМД формируется сразу после завершения предыдущего. Это наблюдение дает основание полагать, что процессы, формирующие ОМД, становятся причиной образования нового события. Возможно, возрождение облачности над Африкой/западом Индийского океана происходит в результате миграций возмущений зонального ветра в верхней

тропосфере от предыдущего цикла ОМД в виде свободных волн Кельвина [40; 49]. Периодичность колебания зависит от времени необходимого аномалиям «вернуться» в Индийский океан. Несмотря на то, что данные наблюдений подтверждают существование подобных аномалий, с точки зрения физики остается неясным, как аномалии в верхней тропосфере могут инициировать облачность;

– *Экваториальные волны Россби*. Matthews [72] показал, что область аномалий облачности (положительная или отрицательная), наблюдаемая во время события ОМД, имеет свойство рассеиваться и возбуждать аномалии облачности с противоположным знаком посредством волн Россби на западе от центра области конвекции, при этом на востоке наблюдается увеличение области конвекции посредством волн Кельвина. Таким образом, зарождение нового цикла ОМД на западе Индийского океана возможно при условии нахождения рассеивающей области конвекции на востоке Индийского океана;

– *Усиление – ослабление конвективной неустойчивости в Индийском океане (discharge – recharge theory)*. В данных наблюдений встречаются также периоды отсутствия сигнала ОМД, основываясь на этих результатах можно предположить, что развитие нового цикла ОМД происходит спонтанно. Blade и Hartmann предполагают, что начало развития кучевой облачности в Индийском океане зависит от интервала времени, включающего развитие, рассеивание облачности в Индийском океане и времени необходимого для установления конвективной неустойчивости [24];

– *Взаимодействие между радиацией, конвекцией и испарением*. Эксперименты по математическому моделированию показывают, что взаимодействие между радиацией, конвекцией и испарением способно вызвать неадиабатический источник тепла с периодом колебания ОМД. Период существования данного колебания зависит от радиационного выхолаживания [46];

– *Замедленная обратная реакция температуры поверхности океана (ТПО)* [55]. Во время бореальной зимы над западной частью Индийского океана

после прохождения ОМД наблюдаются значительные аномалии ТПО (значение стандартного отклонения в области периодов 25 – 90 дней – $0,3^{\circ}$ C) которые, вероятно, способствуют возникновению конвективной облачности в этой части океана. Но с другой стороны, во время бореального лета аномалии ТПО низкие, поэтому, вряд ли, можно рассматривать взаимодействие океана и атмосферы в качестве причины возникновения ОМД во время бореального лета.

Толчком для развития нового события ОМД может быть и внетропическое воздействие, например, внетропические волны Россби [24]. Как только атмосфера становится неустойчивой внетропические планетарные волны Россби, приходящие в тропики из умеренных широт, становятся причиной образования нового события ОМД. В работе [75] отмечается увеличение активности волн Россби по данным наблюдений в области с 10° по 30° с.ш., приведшее к началу развития облачности над Африкой и Индийским океаном. Допускают, что внетропическим источником генерации ОМД может быть перенос импульса направленный к экватору из средних широт, который возможно принимает участие в образовании западного ветра в нижней тропосфере и последующего развития ОМД [86].

1.2 Связь ОМД с атмосферными процессами

За прошедшие 45 лет изучению осцилляции Маддена – Джулиана посвящено много работ. Исследования проводились как на основе обработки данных наблюдений, так и методами математического моделирования. Было обнаружено, что ОМД воздействует на многие атмосферные процессы, тем самым влияя на погоду и климат по всему земному шару [53]. Matthews и др. [74] определили, что в зимой доля дисперсии циркуляции в верхней тропосфере (200 гПа), которая объясняется влиянием ОМД, составляет 70% в тропической области

обоих полушарий. Во внетропической области Северного полушария значение дисперсии меняется от 35 до 40% , а в Южном полушарии она равна всего 20%.

ОМД оказывает воздействие на изменчивость осадков и температуры воздуха в Тихом океане, в районах азиатских и австралийских муссонов [52; 54], вдоль западного побережья Северной Америки [48], в Южной Америке [56], Африке [73]. ОМД влияет на образование тропических циклонов (ураганов) в Тихом океане и Карибском море [68; 69].

ОМД взаимодействует с явлением межгодового масштаба Эль-Ниньо/Южная осцилляция, оказывая влияние на зарождение ЭНЮК. Согласно одной из теорий, толчком к развитию явления Эль-Ниньо является усиление западного ветра, возникающее на западе Тихого океана [96]. Источником генерации западных аномалий ветра, способным поддерживать распространение этих аномалий на восток и тем самым вызывать отклик в океане в виде океанической волны Кельвина, может быть осцилляция Маддена – Джулиана [105; 111]. ОМД может регулировать формирование ЭНЮК, воздействуя на ТПО. Обнаружено, что осцилляция Маддена – Джулиана приводит к росту аномалий ТПО в тропиках и развитию периода Эль-Ниньо [4]. В работе [42] показано существование сезонной зависимости между интенсивностью события ОМД на западе экваториального Тихого океана и последующим возникновением Эль-Ниньо. Отмечено, что интенсификация ОМД весной – в начале лета Северного полушария на западе Тихого океана предшествует явлению Эль-Ниньо, максимум которого отмечается следующей зимой [5]. Установлено, что ОМД вносит вклад в асимметрию цикла ЭНЮК [98]. ОМД не оказывает существенного воздействия на океан в период Ла-Нинья, но способствует генерации Эль-Ниньо. Стоит отметить, что характеристики ОМД могут изменяться под влиянием ЭНЮК [91;121]. Например, в работе [41] показано, что область аномалий западного ветра, наблюдаемая на западе от зоны конвекции ОМД, простирается дальше на восток в период фазы развития Эль-Ниньо. В период большой интенсивности ЭНЮК весной – летом перед Эль-Ниньо отмечается усиление осцилляции Маддена –

Джулиана. Связь ОМД и ЭНЮК в период малой амплитуды последнего явления выглядит следующим образом: перед пиком Эль-Ниньо наблюдаются слабые события ОМД, а в течение года, следующего за пиком Эль-Ниньо ОМД свойственна аномальная интенсивность [5].

Воздействие ОМД на атмосферные процессы не ограничивается тропической зоной и тропосферой. Влияние ОМД на процессы в стратосфере подтверждается обнаруженными внутрисезонными колебаниями зонального ветра и общего содержания озона, которые наблюдаются в высоких широтах Южного полушария [45]. Связь между ОМД и внутрисезонным колебанием общего содержания озона в тропической области исследована в работе [106] и обнаружено, что колебание общего содержания озона имеет те же временные масштабы, что и ОМД (30 – 90 дней), оно распространяется в восточном направлении со скоростью около 5 м/с в восточном полушарии и с большей скоростью в западном. Наблюдаемые скорости колебания в поле озона совпадают со скоростями движения зон конвективной облачности, связанной с ОМД, в тропосфере.

В работе [49] в полях зонального ветра и температуры, были выявлены значительные отклонения метеорологических величин в экваториальной нижней стратосфере, которые могут быть отнесены к ОМД. Обнаруженные возмущения метеорологических величин могут распространяться в нижнюю стратосферу посредством экваториальных волн Кельвина, наблюдаемых на востоке от конвективной ячейки ОМД [118], вертикальное распространение которых до высот нижней стратосферы подтверждается с помощью данных наблюдений и результатов моделирования [93].

Известно, что КДК в поле скорости зонального ветра в тропической стратосфере вносит вклад в развитие кучевой облачности тропической области. В публикациях [47;79] установлено, что возмущения меридиональной циркуляции, возникающие при западной фазе КДК, приводят к опусканию и нагреванию тропопаузы, а во внетропических широтах к подъему и охлаждению тропопаузы

(при восточной фазе КДК наблюдается обратный процесс). Основываясь на этих наблюдениях, предполагают, что при восточной фазе КДК в тропической области развивается мощная кучевая облачность, а во время западной фазы КДК слабая облачность [38; 87]. В исследовании [28] было показано, что во время восточной фазы КДК подъем границы тропопаузы способствует формированию мощной кучевой облачности. Как правило, диаметр у мощной кучевой облачности больше, чем у слабой, что приводит к сильной конвергенции массы воздуха на низких высотах и ускоряет процесс формирования облачности. Таким образом, мощная кучевая облачность ведет к увеличению ее количества (обратный эффект наблюдается при западной фазе). В публикациях [62; 119], посвященных изучению связи между КДК и ОМД, показано, что во время восточной фазы КДК интенсивность событий ОМД выше, чем при западной фазе КДК. Предполагают, что КДК может модулировать волновые возмущения, генерируемые ОМД, влияя на субтропическое течение в верхней тропосфере.

В работе Garfinkel [32] исследовано влияние осцилляции Маддена – Джулиана на атмосферные процессы во внетропической области во время бореальной зимы и выявлена корреляционная связь между интенсивностью стратосферного полярного вихря и стадиями развития ОМД. Garfinkel предположил, что возмущения, генерируемые ОМД, в западной части Тихого океана могут воздействовать на Алеутскую депрессию. Отрицательные аномалии давления (инициируемые конвекцией) усиливают барическую ложбину и увеличивают меридиональные потоки тепла в тропосфере и стратосфере, что приводит к повышению температуры и ослаблению полярного вихря. Положительные аномалии давления, наблюдаемые над западной частью Тихого океана, усиливают барический гребень, находящийся в этой области океана, что приводит к блокированию распространения возмущений и усилению полярного вихря. Степень воздействия ОМД на стратосферный полярный вихрь в Северном полушарии может быть сравнима с влиянием КДК и ЭНЮК [32].

Известно, что вариации интенсивности стратосферного полярного вихря тесно связаны с вариациями фазы Северо-Атлантического колебания (САК). САК является одной из важнейших характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы в северном полушарии и основано на разности давления между Азорским максимумом и Исландским минимумом. Сущность САК заключается в перераспределении атмосферных масс между Арктикой и субтропической Атлантикой, при этом переход из одной фазы САК в другую вызывает большие изменения в поле ветра, переносе тепла и влаги, в интенсивности, количестве и траекториях циклонов [12]. Слабый полярный вихрь способствует развитию отрицательной фазы САК [19; 57; 84]. Во время отрицательной фазы САК оба центра действия атмосферы ослаблены, происходит ослабление зонального переноса и усиление меридиональных процессов. Во время сильного полярного вихря САК находится в положительной фазе [58]. В положительной фазе Исландский минимум и Азорский максимум хорошо развиты и смещены к северу, градиент давления между ними увеличен, зональная циркуляция в атмосфере усилена. Влияние интенсивности полярного вихря на САК длится в течение нескольких недель или месяцев, таким образом, воздействуя на климат земли в целом [18; 83].

Механизм распространения возмущений генерируемых ОМД в Северном полушарии

Осцилляция Маддена – Джулиана является существенным источником нагрева атмосферы в тропической области, т.к. в процессе развития облачности выделяется скрытое тепло конденсации. Неадиабатический нагрев, связанный с ОМД, порождает аномалии атмосферной циркуляции по всему земному шару [35; 44]. Модельные эксперименты с включением источника нагрева подобным ОМД показали, что ответная реакция на источник нагрева в тропической области формируется в виде экваториальных волн Россби на западе и волн Кельвина на востоке от источника нагрева [74]. Во внетропической области обратный импульс на источник нагрева формируется в виде системы волн Россби, в состав которой

входят крупномасштабные волны с зональными волновыми числами 2 – 3 и 3 – 5 в северном и южном полушарии, соответственно. Образуются они в окрестностях источника нагрева атмосферы, связанного с ОМД, над Индийским океаном. В северном полушарии волны характеризуются северо-восточным перемещением в сторону умеренных широт от источника нагрева над Индийским океаном, а затем меняют свое направление в высоких широтах на противоположное, распространяясь в юго-восточном направлении. Достигнув экватора, энергия переносимая волнами аккумулируется в тропическом Атлантическом океане и Африке [95; 99].

Для взаимосвязи ОМД со стратосферой помимо горизонтального распространения возмущений генерируемых ОМД необходимо распространение возмущений в вертикальном направлении. Richard S. Lindzen в работе [61] изложил основные критерии вертикального распространения атмосферных волн. Согласно которым вертикальное распространение возмущений, создаваемых ОМД, в тропической области возможно при любых характеристиках среднего потока, как минимум до высот нижней стратосферы. В умеренных широтах распространение вертикальных волн ограничивается условием наличия среднего западного потока [26].

Меридиональная циркуляция возмущений, генерируемых ОМД, в тропосфере и нижней стратосфере исследована в работе [109], в которой выявлено существование двух возможных чередующихся типов отклика на осцилляцию Маддена – Джулиана в стратосфере полярных широт. На рисунке 1.5 [109] схематически показано распространение энергии волны из тропической тропосферы в высокие широты стратосферы (область зеленого заштрихованного овала). В первом типе, возмущения распространяются от экватора к полюсу в тропосфере, а в области высоких широт поднимаются в стратосферу (рисунок 1.5 красная линия). В другом типе, вертикальные потоки направлены из тропической/субтропической тропосферы в стратосферу и уже в стратосфере перемещаются по направлению к полюсу (рисунок 1.5 синяя линия). На рисунке

1.5 в области овала (синий контур) показан прямой отклик на тропическое воздействие в тропосфере, который становится причиной образования вторичного отклика в субтропической стратосфере.

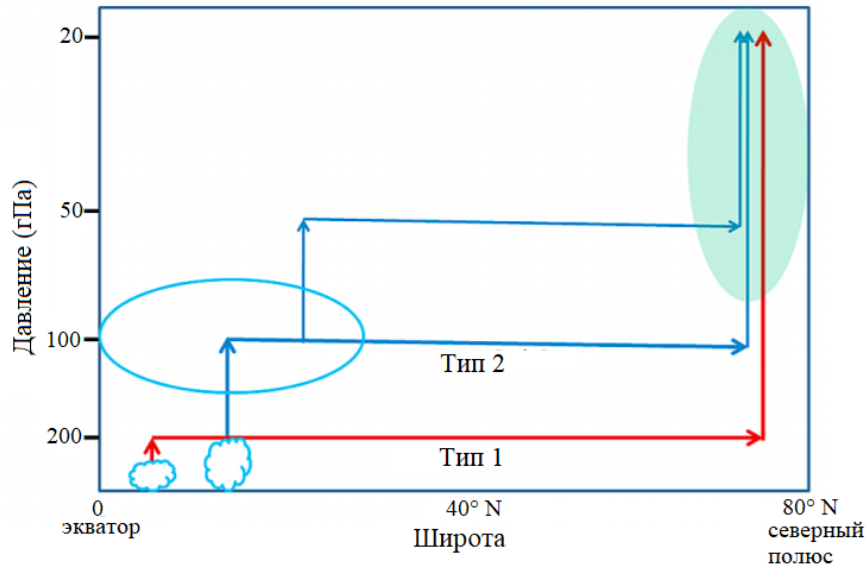


Рисунок 1.5 – Схема распространения возмущений генерируемых ОМД [109]

Резюмируя результаты работ [35; 44; 95; 99; 109], можно предположить, что ОМД является одним из источников генерации волн в тропосфере и нижней стратосфере, который способствует формированию внезапных стратосферных потеплений. Как правило, усиление волновой активности в нижней атмосфере сопровождается ростом потока волновой активности из тропосферы в стратосферу, где приходящие волны усиливают меридиональную циркуляцию, что приводит к уменьшению скорости зимнего полярного течения [71]. При ослаблении скорости полярного течения наблюдаются либо смещение полярного вихря на юг, либо его разделение на две циклонические ячейки и внезапное повышение температуры в полярной и субполярной стратосфере. Данное стратосферное явление называют внезапным стратосферным потеплением (ВСП). Во время ВСП температура стратосферы повышается иногда до 70 градусов в

течение нескольких (около десяти) суток. При этом меняется знак меридионального градиента температуры над полушарием, формируется стратосферный антициклон и общий поток меняется с западного на восточный. ВСП возникает в верхней стратосфере (на уровне давления 10 гПа или ~ 32 км), а затем распространяется в нижнюю стратосферу [1].

Следует отметить, что события ВСП могут развиваться и из-за внутренних динамических процессов, т.е. в результате нелинейного взаимодействия планетарных волн со средним потоком на высотах стратосферы [14; 97]. К тому же, в последние десятилетия отмечается рост активности стационарных планетарных волн (СПВ) в стратосфере [81].

Результаты моделирования показали, что аномалии стратосферной циркуляции и ВСП могут быть следствием раскачки и интерференции нормальных атмосферных мод непосредственно на стратосферных высотах [14]. Анализ ВСП по данным наблюдений позволил выявить периодичность и последовательность в развитии потеплений, которая не только подтверждает эту точку зрения, но и усложняет полную картину развития ВСП [82]. Оказалось, что разрушению полярного вихря в стратосфере предшествует цепочка событий: за две-три недели до ВСП возрастает вихревая активность в стратосфере; в районе Северной Атлантики вихревой поток проникает в тропосферу. Возрастает активность синоптических процессов, формируется и усиливается поток вихревой активности в восточном направлении. В синоптическом представлении wavetrains над северной частью Евразии, определяющие поток вихревой активности, часто предшествуют образованию блокингов и крупномасштабным погодным аномалиям над Евразией [13]. Усиление синоптической активности в восточной части Евразии через некоторое время приводит к возрастанию вихревых потоков в стратосферу над восточной Азией и северной частью Тихого океана. Наблюдается повторное усиление активности планетарных волн в стратосфере, а взаимодействие СПВ с полярным вихрем приводят к разрушению полярного вихря и сильному главному потеплению.

1.3 Данные и методы

Данные

В исследовании использованы массивы данных ре-анализа MERRA (Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications)[88] – проект Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (США, НАСА), и ре-анализ Японского метеорологического агентства – JRA-55 (Japanese 55-year Reanalysis)[51].

Архив данных MERRA получен с помощью современных систем наблюдения. Для определения массивов данных ре-анализа MERRA применяется современная система усвоения данных GEOS-5 (Goddard Earth Observing System Data Assimilation System Version 5) и ассимиляционная система GSI (Grid point Statistical Interpolation). Большое количество параметров ре-анализа интегрированных в массив MERRA, обеспечивают надежную базу для изучения климатической и внутрисезонной изменчивости климата. Данные MERRA схожи с другими глобальными массивами ре-анализа, но с несколькими ключевыми преимуществами такими как: более высокое разрешение по времени, чем у аналогов, более высокое разрешение по пространству. Данные ассимилированы в регулярную горизонтальную сетку с разрешением 1,25 на 1,25 градуса по широте и долготе, с шагом по времени 3 часа.

Ре-анализ JRA-55 это второй ре-анализ Японского метеорологического агентства, в котором устранены неточности его предшественника JRA-25. Для устранения ошибок была использована новая радиационная схема, увеличено пространственное разрешение, концентрация парниковых газов учитывалась с изменением по времени. Данные ре-анализа JRA-55 доступны с 1958 года, с момента проведения регулярных запусков радиозондов по всему миру, по настоящее время. JRA-55 является первым комплексным ре-анализом охватывающим последнюю половину прошлого века после ре-анализа ERA-40 [108], и первым ре-анализом, предоставляющим данные с 1958 года полученные с

помощью четырехмерного вариационного анализа. Данные ассимилированы на регулярную широтно-долготную сетку с шагом по широте и долготе 1,25 градуса, по времени 6 часов.

Метод определения индекса ОМД

С момента открытия ОМД предложено несколько способов идентификации ОМД по данным наблюдений. Впервые осцилляция Маддена – Джулиана в полях зонального ветра и давления была обнаружена с помощью спектрального анализа: кросс-спектральный анализ полей ветра в нижней и верхней тропосфере выявил колебание с периодичностью 40 – 50 дней.

В работах [114; 115] предложен метод идентификации ОМД с помощью масштабно-временного фильтра по данным уходящей длинноволновой радиации – УДР. В основе фильтра лежит положение, что сигнал ОМД в поле УДР может быть представлен как сумма гармоник направленных на восток с зональными волновыми числами от 0 до 9, период которых 30 – 96 дней.

Другой метод определения индекса ОМД использует аппарат естественных ортогональных функций (ЕОФ) и предложен в работе [113]. Считают, что первые два коэффициента разложения отражают индекс ОМД. В данном методе используется набор метеорологических полей для извлечения сигнала ОМД, который позволяет увеличить отношение сигнал–шум, в отличие от анализа ЕОФ одного только поля УДР [63]. Коэффициенты разложения вычисляются по усредненным в области тропических широт данным о скорости зонального ветра в верхней и нижней тропосфере (200 гПа и 850 гПа) и данным о УДР путем проецирования ежедневных значений на собственные векторы. Собственные векторы (их также называют ЕОФ) вычисляются для ковариационной матрицы, сформированной из ежедневных значений полей скорости ветра и УДР (всего 8401 дней в период с 1979 по 2001 гг.). Вычисленные таким образом два первых коэффициента разложения ($KP1$, $KP2$) определяют ежедневную амплитуду и фазу ОМД (мощность и положение облачности):

$$\text{Амплитуда} = \left[\sqrt{KP1^2 + KP2^2} \right],$$

$$\text{Фаза} = \left[\tan^{-1} \left(\frac{KP2}{KP1} \right) \right]$$

В методе, предложенный в работе [113], определение индекса ОМД происходит в два этапа: этап подготовки данных и этап вычисления коэффициентов разложения. Метод подготовки данных, изложенный в [113], утвержден рабочей группой ОМД проекта CLIVAR (Climate and Ocean Variability, Predictability, and Change) [36].

На этапе подготовки данных из временных рядов скорости зонального ветра на уровнях 850 гПа – $s_m(t)$, 200 гПа – $p_m(t)$ и УДР – $l_m(t)$ исключают изменчивость несвязанную с ОМД (каждый временной ряд состоит из $t = 1 \dots N$ моментов времени и содержит данные в узлах сетки $m = 1 \dots M$). Поскольку ОМД явление внутрисезонное, то до применения аппарата ЕОФ из каждого рассматриваемого ряда необходимо удалить сезонную и межгодовую составляющие. Сезонная составляющая удаляется вычитанием климатического значения, а также первых трёх гармоник годового цикла. Межгодовая изменчивость связана с влиянием ЭНЮК. Исключить вариации атмосферы, связанные с ЭНЮК, можно применив 120-ти дневный фильтр [59]. Для этого из значений в каждом узле сетки вычитается среднее значение за 120 предыдущих дней. Дополнительно, для исключения высокочастотной изменчивости, поля аномалий усредняют в области широт 15° ю.ш. – 15° с.ш. на всех долготах.

Последний шаг подготовки данных связан с их нормировкой. Так как поля аномалий имеют разные единицы измерения, необходима их нормировка, чтобы не допустить доминирование аномалий данных, которым свойственна большая дисперсия. Поля аномалий нормируются на их стандартное отклонение. Поля $S_m(t)$, $P_m(t)$ и $L_m(t)$ полученные после описанной обработки, используются в ЕОФ анализе для определения индекса ОМД.

Второй этап вычисления индекса ОМД заключается в определении коэффициентов разложения, которые характеризуют индекс ОМД. Сначала вычисляются собственные векторы и собственные значения ковариационной матрицы исходных данных за период 1979 – 2001 гг. Сформируем F – исходную матрицу аномалий полей скорости зонального ветра на 850 гПа, 200 гПа и УДР для оценки их совместной изменчивости:

$$\mathbf{F} = \begin{bmatrix} S_1(1) & S_1(2) & \dots & S_1(N) \\ S_2(1) & S_2(2) & \dots & S_2(N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ S_{M_s}(1) & S_{M_s}(2) & \dots & S_{M_s}(N) \\ P_1(1) & P_1(2) & \dots & P_1(N) \\ P_2(1) & P_2(2) & \dots & P_2(N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ P_{M_p}(1) & P_{M_p}(2) & \dots & P_{M_p}(N) \\ L_1(1) & L_1(2) & \dots & L_1(N) \\ L_2(1) & L_2(2) & \dots & L_2(N) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ L_{M_l}(1) & L_{M_l}(2) & \dots & L_{M_l}(N) \end{bmatrix}$$

где F – исходная матрица размерностью $M_s + M_p + M_l \times N$;

S – нормированные аномалии скорости зонального ветра на уровне 850 гПа в узлах сетки $m=1, M_s$;

P – нормированные аномалии скорости зонального ветра на уровне 200 гПа в узлах сетки $m=M_s+1, M_p$;

L – нормированные аномалии УДР в узлах сетки $m= M_p+1, M_l$;

N – количество наблюдений.

Тогда ковариационная матрица $R = F * F^T$ запишется как:

$$\mathbf{R} = \begin{bmatrix} [S_1 S_1] & \dots & [S_1 S_{M_s}] & [S_1 P_1] & \dots & [S_1 P_{M_p}] & [S_1 L_1] & \dots & [S_1 L_{M_l}] \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ [S_{M_s} S_1] & \dots & [S_{M_s} S_{M_s}] & [S_{M_s} P_1] & \dots & [S_{M_s} P_{M_p}] & [S_{M_s} L_1] & \dots & [S_{M_s} L_{M_l}] \\ [P_1 S_1] & \dots & [P_1 S_{M_s}] & [P_1 P_1] & \dots & [P_1 P_{M_p}] & [P_1 L_1] & \dots & [P_1 L_{M_l}] \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ [P_{M_p} S_1] & \dots & [P_{M_p} S_{M_s}] & [P_{M_p} P_1] & \dots & [P_{M_p} P_{M_p}] & [P_{M_p} L_1] & \dots & [P_{M_p} L_{M_l}] \\ [L_1 S_1] & \dots & [L_1 S_{M_s}] & [L_1 P_1] & \dots & [L_1 P_{M_p}] & [L_1 L_1] & \dots & [L_1 L_{M_l}] \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ [L_{M_l} S_1] & \dots & [L_{M_l} S_{M_s}] & [L_{M_l} P_1] & \dots & [L_{M_l} P_{M_p}] & [L_{M_l} L_1] & \dots & [L_{M_l} L_{M_l}] \end{bmatrix}$$

где матрица R содержит всевозможные элементы ковариации S , P , L .

После получения ковариационной матрицы решается задача нахождения собственных значений матрицы:

$$R * E = E * \Lambda$$

где Λ – диагональная матрица собственных значений матрицы R ;

E – квадратная матрица, столбцы которой являются собственными векторами матрицы R . Размерность столба матрицы E равна $M_s + M_p + M_l$.

Таким образом, любой собственный вектор представляет собой пространственный образ аномалий S ($1 : M_s$), P ($M_s+1 : M_s + M_p$) и L ($M_p+1 : M_s + M_p + M_l$). Теперь коэффициенты разложения индекса ОМД можно получить, спроецировав нормированные поля на собственные векторы и просуммировав по всем координатам.

В работе [113] после анализа разложения полей зонального ветра и УДР по естественным ортогональным функциям получают следующие результаты: структура ЕОФ1 (первого собственного вектора) характеризует состояние ОМД, во время которого центр конвективной облачности располагается над Индонезией. На уровне 850 гПа к западу от ячейки облачности наблюдаются аномалии западного ветра, а на востоке аномалии восточного ветра. На уровне 200 гПа все наоборот: к западу от ячейки наблюдаются аномалии восточного ветра, к востоку аномалии западного ветра (рисунок 1.6 а). Структура второго собственного вектора (ЕОФ2) похожа на описанную выше схему распределения аномалий, которая сдвинута в восточном направлении (рисунок 1.6 б). Установлено, что время запаздывания между ЕОФ1 и ЕОФ2 составляет 10 – 15 дней. Несмотря на то что, пара ЕОФ описывает не более 25% дисперсии. Это можно объяснить тем, что в методе использованы данные трех

метеорологических характеристик, для всех времен года и учтены процессы с различными временными масштабами.

Осцилляция может быть представлена в двумерном пространстве с координатами КР1 и КР2. На основе этого в работе [113] цикл ОМД разделен на 8 фаз (рисунок 1.7). Время перехода между каждой фазой составляет 6 дней, но может меняться от события к событию.

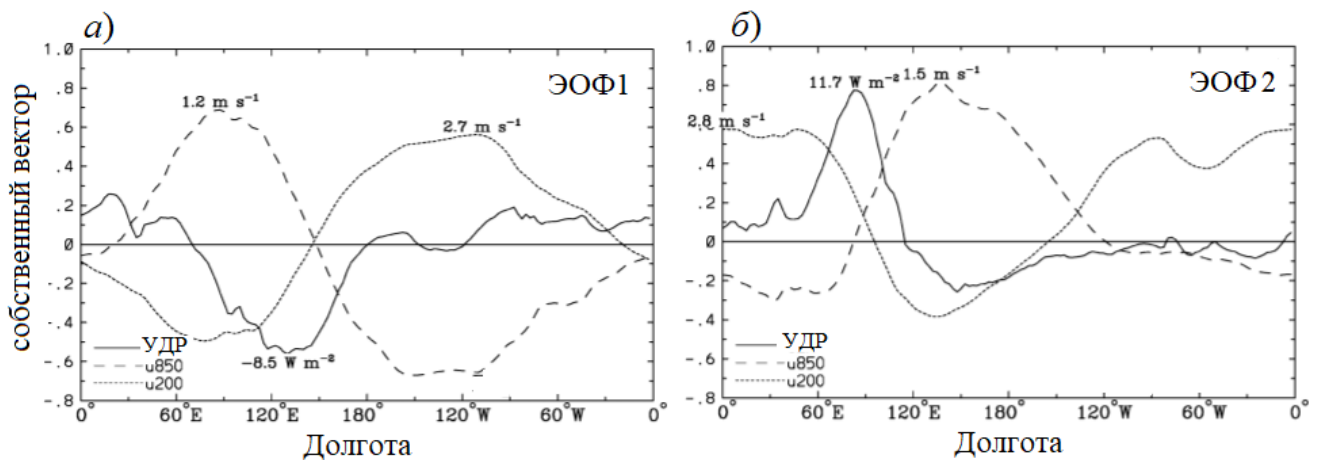


Рисунок 1.6 – Долготная структура ЕОФ1 (а) и ЕОФ2 (б). Сплошная линия – собственный вектор УДР, штриховая – собственный вектор зонального ветра на уровне 850 гПа, мелкая штриховая – собственный вектор зонального ветра на уровне 200 гПа [113]

График на рисунке 1.7 (рисунок взят с сайта <http://www.bom.gov.au/climate/mjo/>) демонстрирует последовательность дней наблюдения за состоянием ОМД в течение 40 суток. Переход между точками против часовой стрелки указывает на восточное распространение ОМД, расстояние между точками указывает на скорость перемещения (чем меньше расстояние, тем скорость перемещения ОМД меньше и наоборот), интенсивность явления зависит от удаленности от начала координат.

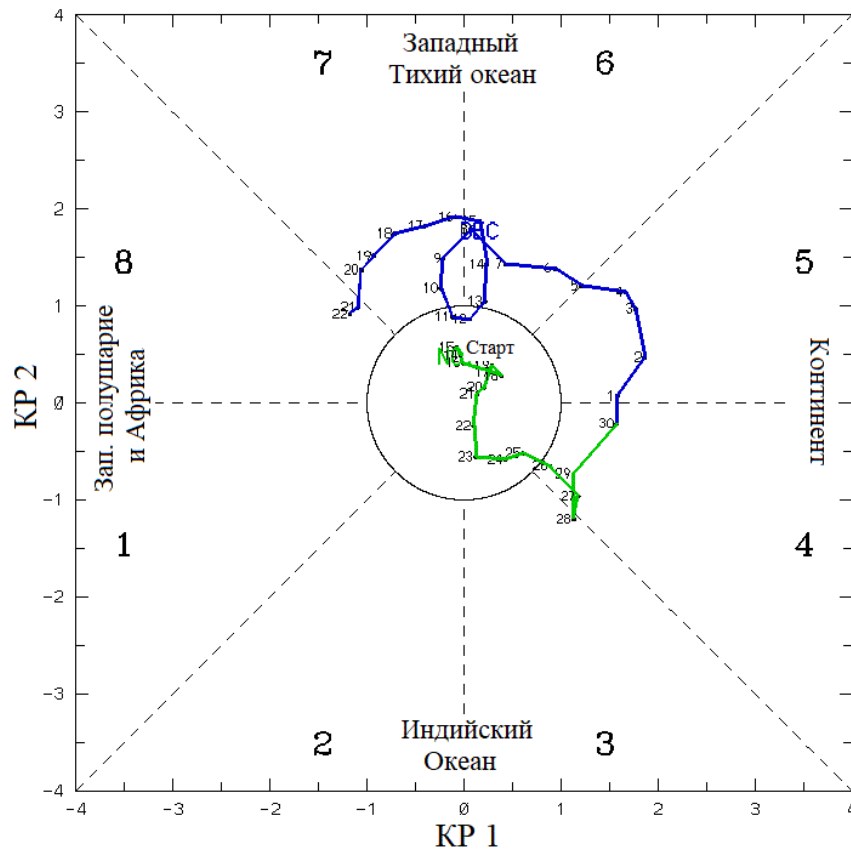


Рисунок 1.7 – Пространственно-фазовая диаграмма ОМД с 13 ноября (зеленая линия) по 22 декабря 2017 г. (синяя линия)

На рисунке 1.8 показаны пространственные схемы распределения средних значений аномалий (отклонений от климатической нормы) УДР и зонального ветра для каждой фазы ОМД вычисленные для трех зимних месяцев (декабрь, январь, февраль), представленные в работе [113]. Полученные результаты демонстрируют свойства индекса ОМД характеризовать пространственные масштабы аномалий. Другим важным свойством индекса ОМД является независимость способа его расчета от времени года. Это свойство индекса подтверждается результатами, полученными в ходе анализа распределения пространственных схем аномалий метеорологических полей для двух теплых месяцев (май и июнь), которые показывают, что траектория ОМД имеет меридиональную составляющую, направленную на север, тогда как во время

зимних месяцев траектория распространения аномалий направлена вдоль экватора (см. рисунок 1.8).

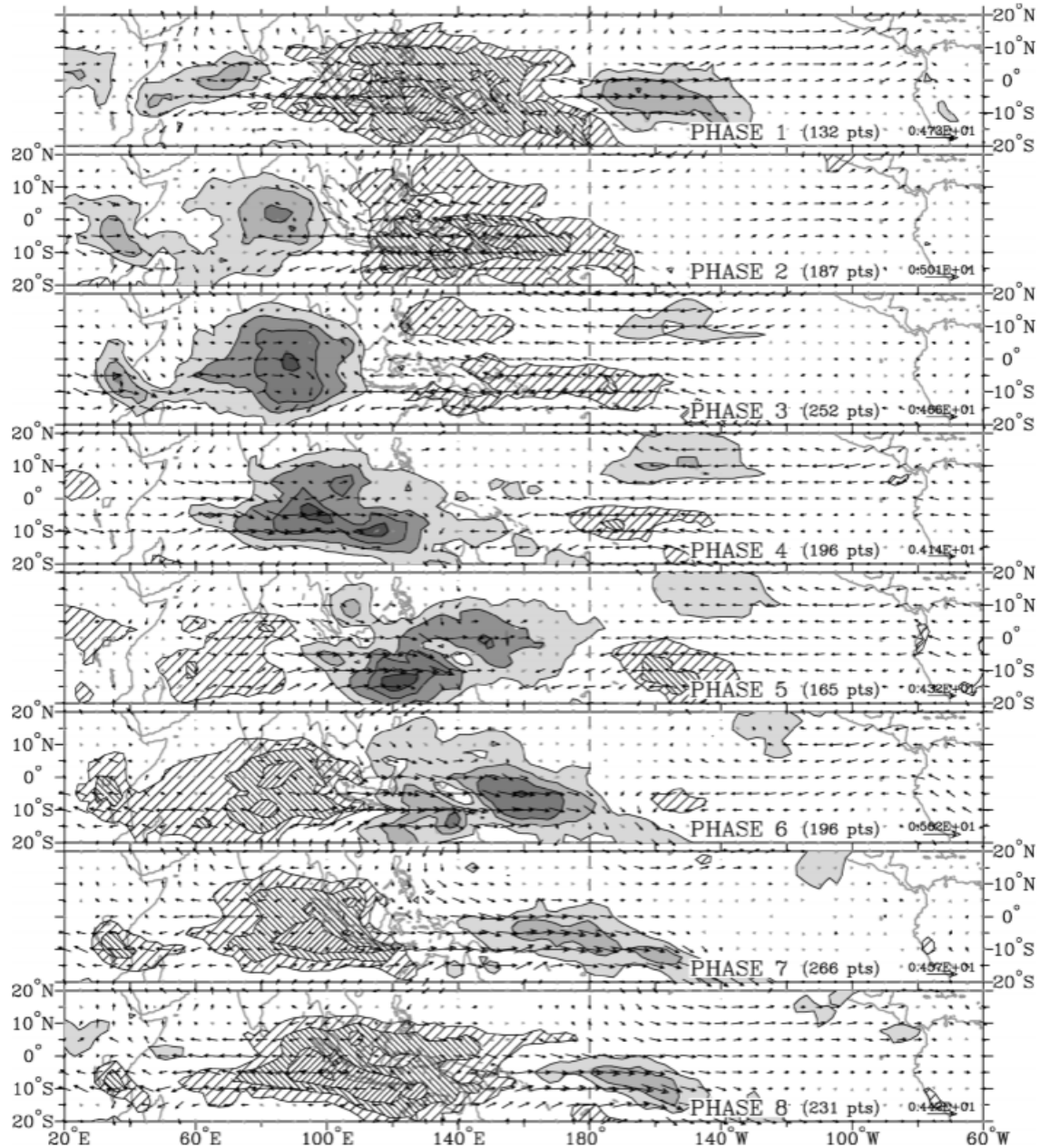


Рисунок 1.8 – Пространственное распределение аномалий УДР ($\text{Вт}/\text{м}^2$) и аномалий вектора скорости ветра ($\text{м}/\text{с}$) на уровне 850 гПа для фаз ОМД наблюдаемое во время зимних месяцев. Затененные области – отрицательные аномалии УДР ($-7,5$; -15 ; $-22,5$; -30), заштрихованные области – положительные аномалии УДР ($7,5$; 15 ; $22,5$). Черные стрелки указывают

направление ветра. В скобках рядом с номером фазы указано количество дней наблюдения фазы в период с 1979 – 2001 гг. [113]

Согласно индексу ОМД схема эволюции осцилляции Маддена – Джулиана выглядит следующим образом:

- во время 1-й фазы наблюдаются две ячейки облачности над Африкой или западной частью Индийского океана и над центральной частью Тихого океана. Первая ячейка – это зарождающаяся облачность нового цикла ОМД, вторая ячейка – рассеивающаяся облачность предыдущего цикла. Для 1-й фазы на уровне 850 гПа характерно наличие западного ветра над Тихим и восточного ветра над Индийским океаном;
- во время 2-й и 3-й фазы происходит дальнейшее развитие и усиление мощности облачной ячейки, которая движется над Индийским океаном. Во время 2-й фазы на западе от центра конвективной ячейки наблюдаются уже западные ветры, а на востоке восточные. Во время 3-й фазы западные ветры проходят сквозь ячейку облачности, а на востоке формируется широкая полоса восточного ветра над Тихим океаном, подобная схема ветра сохраняется до 7-й фазы;
- зона конвективной облачности достигает максимума в развитии во время 4-й, 5-й фаз и находится в долготном поясе соответствующим Австралии;
- интенсивность роста конвективной облачности уменьшается во время 6-й, 7-й и 8-й фазы: во время движения облачности над Тихим океаном. Во время 7-й и 8-й фаз распределение аномалий ветра соответствует схеме ветра наблюдаемой во время 1-й фазы.

Достоинствами предложенного метода [113] являются: 1) способность охарактеризовать состояние ОМД двумя параметрами (фазой и амплитудой), рассчитанных по коэффициентам разложения первых двух собственных векторов; 2) применимость для оперативного прогноза; 3) способность хорошо передавать изменчивость атмосферы связанную с ОМД. Метод достаточно прост и уже

применяется в некоторых оперативных центрах: Бюро метеорологии австралийского правительства, центр прогноза климата NOAA.

К недостаткам можно отнести: 1) присутствие незначительных высокочастотных колебаний не связанных с ОМД; 2) наличие неопределенности, возникающей из-за невозможности полного удаления межгодовой изменчивости из полей метеорологических величин, связанной с ЭНЮК; 3) индекс не учитывает изменения ОМД между фазами.

Данные индекса ОМД с 1979 года по настоящее время, полученные с помощью метода разложения по естественным ортогональным функциям [113], хранятся на сайте центра климатических прогнозов NOAA. Однако выбор более длинного ряда наблюдений позволит повысить статистические показатели результатов исследования. Для реализации этой задачи использовались данные ре-анализа JRA-55 и ежедневные значения индекса ОМД по методу [113] были вычислены для периода с 1958 по 2016 гг. На рисунке 1.9 представлены собственные векторы, полученные с помощью анализа ЕОФ полей УДР, зонального ветра на уровне 850 и 200 гПа для периода с 1959 по 1988 гг.

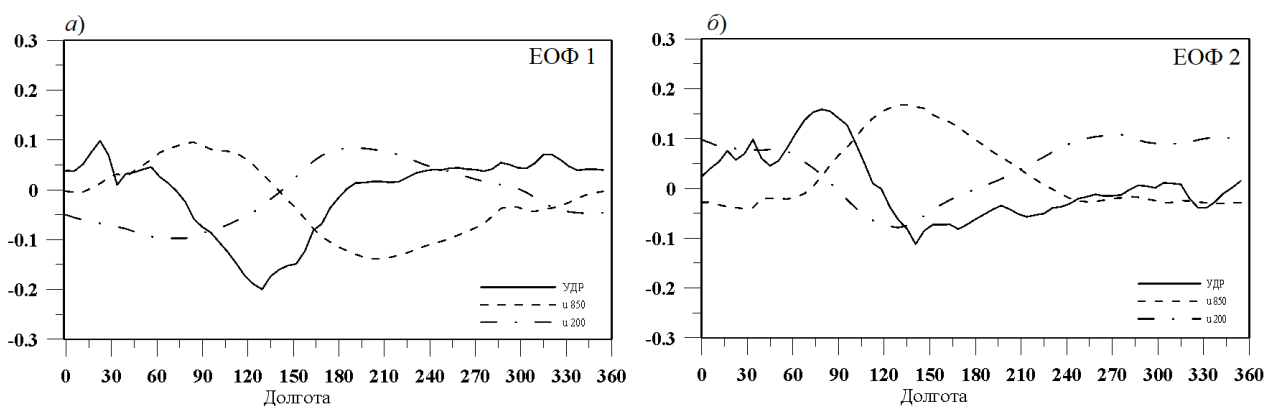


Рисунок 1.9 – Долготное распределение значений комбинированного собственного вектора. *a* – ЕОФ1, *б* – ЕОФ2. Сплошная линия – УДР, пунктирная линия – зональный ветер на 850 гПа, пунктирная с точкой – зональный ветер на 200 гПа

Полученные собственные векторы схожи с векторами, представленными на рисунке 1.6. Компонента ЕОФ1 описывает структуру ОМД, когда развитая кучевая облачность расположена над Индонезией и западной частью Тихого океана. В нижней тропосфере западный ветер устанавливается на западе скопления облачности, на востоке – восточный. Ветер противоположный по направлению наблюдается на уровне 200 гПа. Для ЕОФ2 облачность располагается над Тихим океаном, ветровая структура схожа со структурой ЕОФ1.

Рисунок 1.10 демонстрирует зависимость средних значений амплитуды индекса за январь – февраль по данным ре-анализа JRA-55 и распределения средних значений амплитуды оригинального индекса ОМД по данным ре-анализа NCEP/NCAR. Анализ результатов, приведенных на рисунке 1.10, показал, что в большинстве случаев средняя амплитуда индекса ОМД больше 1–цы и позволил сделать вывод о развитии сильных событий ОМД в зимнее время. Значение амплитуды события ОМД по данным JRA с 1958 по 1980 гг. не превышает 1,75, а с 1980 – 2016 гг. наблюдаются более сильные события ОМД со значениями амплитуды больше 2.

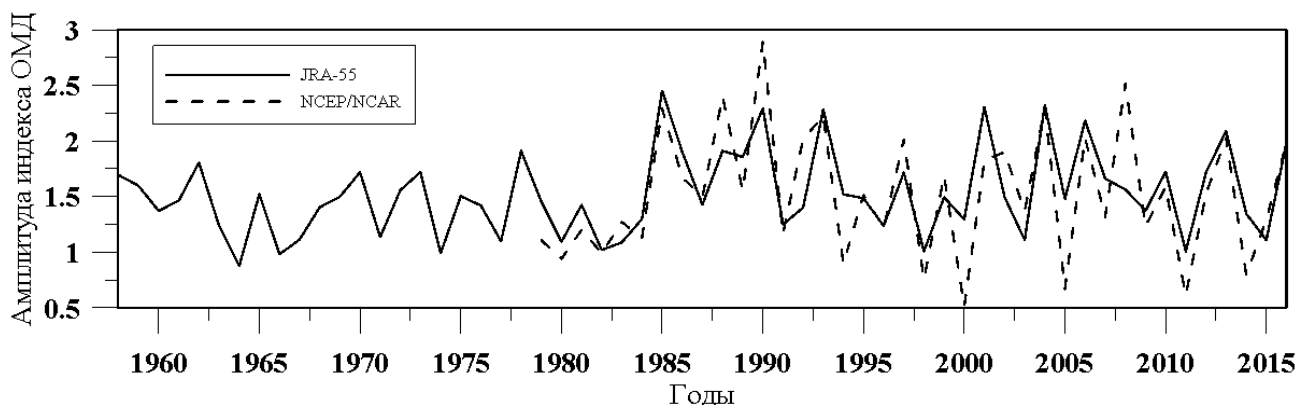


Рисунок 1.10 – График распределения средних значений амплитуды индекса ОМД за январь-февраль: сплошная кривая – индекс ОМД по данным JRA-55 (1958 – 2016); пунктирная кривая – индекс по данным NCEP/NCAR (1979 – 2016).

Модель верхней и средней атмосферы

Для исследования влияния ОМД на динамику стратосферы использована гидродинамическая модель средней и верхней атмосферы (МСВА). МСВА представляет собой трехмерную нелинейную модель общей циркуляции атмосферы от уровня 1000 гПа до высот ионосферного слоя F2, которая была разработана на основе модели COMMA-LIM (Cologne Model of the Middle Atmosphere-Leipzig Institute for Meteorology) [14]. Это конечно-разностная модель с горизонтальным разрешением по широте 5° , по долготе $5,625^\circ$. В роли вертикальной координаты выбрана лог-изобарическая высота $z = -H \ln(p/1000)$, где p – давление в гПа, $H = 7$ км. Шаг по высоте составляет $\Delta z = 0,4H$, и имеется возможность задавать произвольное количество вертикальных уровней от 48 до 60. В данной работе была использована 56-уровенная версия МСВА. Таким образом, верхняя граница соответствовала геопотенциальной высоте ~ 300 км. Шаг интегрирования по времени составлял 225 с.

Модель МСВА основана на решении стандартной системы уравнений, которая имеет следующий вид в сферической системе координат:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u^2}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (uv \cos \varphi) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 u w) + (f + \frac{u}{a} \tan \varphi) v - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \phi}{\partial \lambda} + F_\lambda \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial uv}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v^2 \cos \varphi) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 v w) - (f + \frac{u}{a} \tan \varphi) u - \frac{1}{a} \frac{\partial \phi}{\partial \varphi} + F_\varphi \quad (2)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial uT}{\partial \lambda} - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (vT \cos \varphi) - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 wT) + \frac{RT}{c_p H} w + Q - C \quad (3)$$

$$\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_0 w) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = \frac{RT}{H} \quad (5)$$

где t, φ, λ – время, широта, долгота и высота – независимые переменные;
 z

u, v, T – зональная и меридиональная компоненты скорости и температура – прогностические переменные;

w, Φ – вертикальная компонента скорости и геопотенциальная высота – диагностические переменные;

F_λ и F_φ – описывают ускорения, создаваемые движениями подсеточного масштаба (например, за счет диссипации и/или разрушения ВГВ);

Q и C – неадиабатические источники и стоки тепла (солнечный нагрев, радиационное выхолаживание, нагрев за счет диссипации энергии турбулентности, дивергенция потоков тепла, создаваемых диссипирующими ВГВ);

a – радиус Земли;

ρ_0 – фоновая плотность;

f – параметр Кориолиса;

R – универсальная газовая постоянная;

c_p – удельная теплоемкость при постоянном давлении;

H – масштаб высот.

Для нахождения решения прогностических уравнений применен метод расщепления Марчука-Странга [11, 101], т.е. задача Коши разделена на более простые задачи в соответствии с рассматриваемыми физическими процессами (адвекция и диффузия) и для интегрирования по времени использована схема Мацуно [70]. Дополнительное прогностическое уравнение для геопотенциала

используется на нижней границе (уровень 1000 гПа) для того, чтобы модель была способна воспроизводить глобальные резонансные свойства атмосферы. В лог-изобарической системе оно имеет следующий вид:

$$\frac{d\Phi'}{dt} = 0, \text{ при } x=0 \quad (6)$$

где d/dt – полная производная, Φ' – отклонения геопотенциала от установившегося состояния Φ_0 , возникающие за счет источников планетарных волн и приливов (например, нелинейное взаимодействие первичных волн, взаимодействие волн и среднего потока, нестабильность атмосферы, суточная изменчивость солнечного нагрева).

В прогностическое уравнение для температуры было введено дополнительное слагаемое, пропорциональное разности рассчитанной и наблюдаемой среднезональной температуры в тропосфере и нижней стратосфере. Тогда прогностическое уравнение для температуры (3) будет иметь следующий вид:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = F(T, t) - K(\bar{T}_{\text{МСВА}} - \bar{T}_{\text{NCEP}})$$

где $F(T, t)$ – слагаемые уравнения (3);

K – константа пропорциональности $K = \varepsilon/\tau$, $\varepsilon = 1 - e^{-(t/\tau)}$

τ – время релаксации равное 5 дням;

$\bar{T}_{\text{МСВА}}$ – среднезональное распределение температур
рассчитанное МСВА

\bar{T}_{NCEP} – среднезональное распределение температур
рассчитанное по данным NCEP/NCAR для января
период 1992–2002 гг.

В последнюю версию МСВА включены новые параметризации: эффектов орографических гравитационных волн [3] и нормальных атмосферных мод [15].

Кроме этого, в настоящей версии МСВА используются новые климатические распределения озона [17] и паров воды в тропосфере [6], учитывающие долготные вариации. В качестве нижних граничных условий были использованы широтно-долготные распределения геопотенциальной высоты уровня 1000 гПа и температуры на этом уровне, полученные с использованием среднемесячных данных ре-анализа JRA-55 для января. Для исключения влияния ЭНЮК при расчете нижних граничных условий были усреднены поля метеорологических величин за 1982, 1991, 1994, 2002 и 2004 гг., во время которых наблюдалась нейтральная фаза ЭНЮК согласно индексу MEI (Multivariate ENSO Index) [<http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html>]. Кроме этого параметризация нагрева за счет скрытого тепла в модели рассчитывалась для нейтральной фазы ЭНЮК [30].

Длительность каждой реализации модели составляла 400 дней, в течение первых 120 дней учитывался только среднесуточный нагрев атмосферы. Включение суточных вариаций и постепенное включение дополнительного уравнения для геопотенциала на нижней границе расчетной области происходило после 120 дня и продолжалось до 330 дня. В период с 331 по 400 день, который соответствует периоду с 1 января по 11 марта, расчеты проводились с учетом изменения зенитного угла Солнца. Постепенное включение дополнительного прогностического уравнения для геопотенциала на нижней границе в 121, 122..., 130 день позволило получить ансамбли полей гидродинамических величин, состоящие из 10 реализаций модели, рассчитанных с различными начальными условиями.

2. Модельный источник осцилляции Маддена – Джулиана

Для современного поколения моделей общей циркуляции атмосферы (ОЦА) и совместных моделей ОЦА и океана моделирование и прогнозирование ОМД остается сложной задачей. Проблема в том, что не все модели могут реалистично воспроизвести конвективную изменчивость во внутрисезонном масштабе времени свойственную ОМД. Как показывают исследования, ошибки проявляются в неточном (завышенном) воспроизведении фазовой скорости, в слабой внутрисезонной изменчивости осадков, в слабых скоростях ветра относительно наблюдаемых характеристик ОМД [50; 60]. В основном недостатком большинства моделей является параметризация конвекции [29], так как ОМД представляет собой не отдельную структуру, а иерархию структур разного масштаба, занимающих достаточно протяженный интервал долгот. Несмотря на это выделяют несколько моделей ОЦА и океана способных передавать свойства ОМД (например, модель ЕСНАМ, используемая в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды, разработанная в Метеорологическом Институте Макс Планка и модель CNRM – модель Центра метеорологических исследований, Франция)[60].

В гидродинамических моделях применяются разные подходы представления теоретической модели ОМД. Известно, что облачность, наблюдаемая во время ОМД, состоит из множества высокочастотных возмущений направленных на восток и запад. Большинство таких возмущений организованы в возмущения синоптического масштаба – экваториальные волны сцепленные с облачностью, которые имеют структуру и характеристики дисперсии нормальных мод линеаризованных уравнений мелкой воды на β -плоскости. Среди волн выделяют волны Кельвина, экваториальные волны Россби, смешанные Россби-гравитационные волны, западные инерционно-гравитационные волны. По результатам наблюдений активности данных волн во время события ОМД [89; 90; 102] предполагают, что успешное моделирование ОМД возможно при учете взаимодействия ОМД с данными возмущениями в гидродинамических моделях.

Исследования, в которых учитывалась связь ОМД и высокочастотных возмущений, с применением простых гидродинамических моделей [23; 67] и крупномасштабных моделей, в которые включены детальные параметризации облаков [37; 85] демонстрируют реалистичные результаты.

В работе [46] показано, что теоретически взаимодействие между испарением, конвекцией и радиацией может вызвать стационарное колебание осадков с периодом 50 суток. Несмотря на то, что наблюдения подтверждают существование внутрисезонного стационарного колебания облачности, статистическая значимость обнаруженных сигналов не значительна [120]. К тому же модельные эксперименты обратной реакции атмосферы на стационарный источник тепла внутрисезонного масштаба не воспроизводят структуру волны Россби на западе от центра облачности, которая бы перемещалась на восток вместе с облачностью [117].

ОМД является существенным источником нагрева атмосферы в тропической области. Аномалии нагрева, наблюдаемые во время ОМД, возникают за счет выделения скрытого тепла конденсации в процессе формирования облачности. Для исследования обратной реакции атмосферы на осцилляцию Маддена – Джулиана модель ОМД может быть представлена в виде бегущего источника нагрева атмосферы в тропической зоне. Модель ОМД в виде волнового возмущения геопотенциала на нижней границе с зональным волновым числом $m = 2$, с периодом 48 дней использована в работе [22]. Исследование обратной реакции глобальной циркуляции на источник нагрева ОМД проводилось в работе [99].

Задачей данного раздела является построение модели источника нагрева, возникающего в процессе ОМД, и ее верификация по данным наблюдений. Фундаментальные характеристики осцилляции будут основой при построении источника нагрева. Известно, что на начальной стадии ОМД зарождается облачность над Индийским океаном, которая затем перемещается вдоль экватора в восточном направлении, а достигнув центральной части Тихого океана,

рассеивается. Путь движения облачности от Индийского океана до Тихого океана разделяют на 8 фаз. Фазу осцилляции (положение облачности) и амплитуду (мощность облачности) определяют с помощью индекса ОМД (ИОМД) [113]. Период ОМД меняется в интервале от 30 до 60 суток. Скорость движения облачности составляет ~ 5 м/с [65, 122].

2.1 Анализ полей нагрева атмосферы

Для построения модели источника ОМД на основе данных нагрева атмосферы произведён анализ пространственной изменчивости полей нагрева в зоне действия ОМД. Исследовались данные о конвективных осадках ре-анализа MERRA за период с 1990 – 2014 год с дискретностью 3 часа. Оценки скрытого тепла конденсации в облаках вертикального развития были рассчитаны по количеству конвективных осадков с помощью полуэмпирического выражения, предложенного в работе [43]:

$$J(\lambda, \varphi, z) = J_z(z)J(\lambda, \varphi)$$

где $J(\lambda, \varphi)$ – распределение интенсивности осадков;

$J_z(z)$ – функция распределения скрытого тепла по вертикали в зависимости от интенсивности осадков у поверхности земли:

$$J_z(z) = C \left\{ \exp \left[- \left(\frac{z - 6,5}{5,39} \right)^2 \right] - 0,23 \exp \left(- \frac{z}{1,31} \right) \right\}$$

где C – константа равная 5,34 мВт/кг, которая соответствует осадкам интенсивностью 1 мм/сут.

ОМД имеет большую протяженность вдоль экваториального пояса: продвигаясь от западной части Индийского океана, временами она достигает Атлантического океана. Анализ структуры профилей нагрева за счёт конденсации (рисунок 2.1) показывает, что нагрев атмосферы происходит на всех долготах с

максимумом в интервале $120^\circ - 150^\circ$ в.д. (рисунок 2.1 *а*). По широтам область нагрева за счёт конденсации ограничена 20° ю.ш. и 20° с.ш. (рисунок 2.1 *б*).

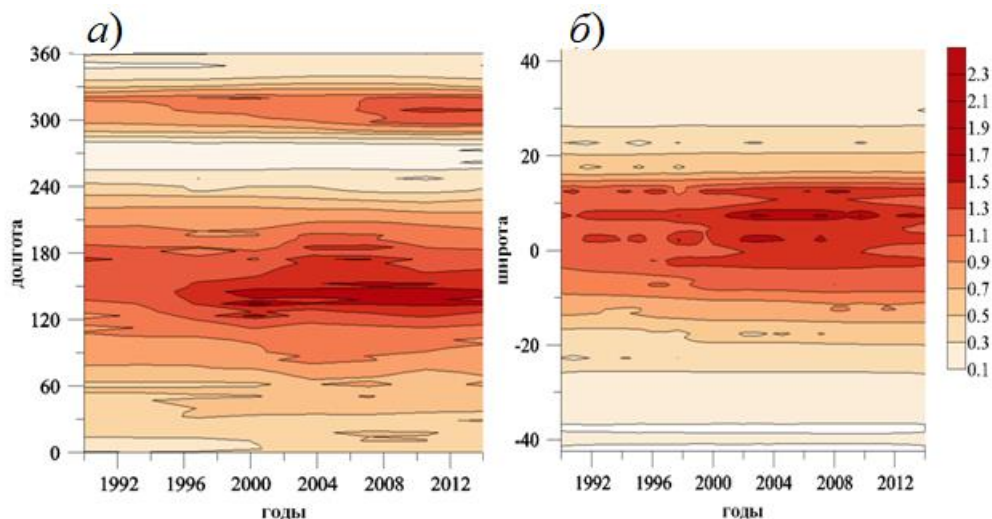


Рисунок 2.1 – Распределение среднего за холодную часть года (ноябрь – апрель) скрытого тепла конденсации [К/сут] на высоте 7 км: *а* – разрез долгота – время (область усреднения 30° ю.ш. – 30° с.ш.); *б* – разрез широта – время

Вертикальный профиль нагрева атмосферы зависит от вклада различных форм облачности во время ОМД. В скоплениях облачности, связанной с ОМД, наблюдаются как облака вертикального развития, так и облака среднего яруса. В работе [21] проведен анализ характеристик скрытого тепла в зависимости от формы наблюдаемой облачности. Во время всего цикла осцилляции амплитуда нагрева атмосферы зависит от стадии развития ОМД, но высоты максимального нагрева остаются неизменными – 3 и 6 км. Нагрев атмосферы на высоте 3 км связан с кучевыми облаками, нагрев на 6 км происходит из-за развитой мезомасштабной конвективной ячейки, с прилегающей облачностью среднего яруса.

На рисунке 2.2 представлен вертикальный профиль среднего нагрева атмосферы за счет скрытого тепла конденсации, рассчитанный за период 1990 –

2014 гг. на широте экватора. Максимум нагрева находится на высоте 7 км, амплитуда нагрева равна 1,6 К/сут. Разница между высотой максимума нагрева в работе [21] и высотой, полученной в данной работе, возникла из-за вычисления значений скрытого тепла до высоты тропической тропопаузы с вертикальным разрешением модели общей циркуляции атмосферы МСВА, которая будет использоваться в дальнейших исследованиях.

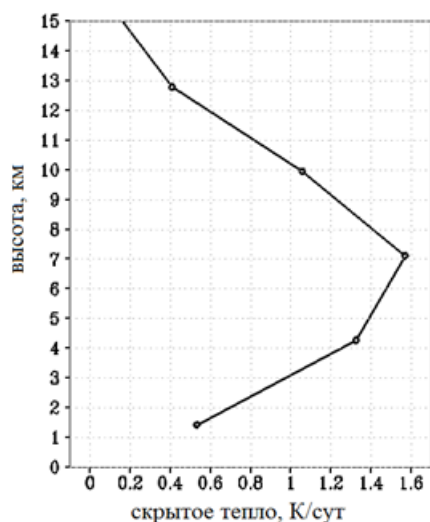


Рисунок 2.2 – Вертикальный профиль среднего нагрева атмосферы за счёт скрытого тепла конденсации (К/сут) в холодную половину года (ноябрь – апрель)

2.2 Построение модельного источника ОМД (Кандиева и др.[7])

Построение модели источника скрытого тепла конденсации ОМД основано на свойствах ОМД – фазовой скорости, периоде колебания, восточном направлении распространения облачности и полученных профилях нагрева атмосферы. Исходя из этого, ОМД можно представить в виде источника тепла, перемещающегося на восток с фазовой скоростью порядка 5 м/с. Области нагрева должны иметь эллиптическую форму, вытянутую вдоль широтного круга в полосе от 15° ю.ш. до 15° с.ш. Максимальное значение скрытого тепла конденсации приходится на 120°

в.д., т.к. на этой долготе наблюдается максимум амплитуды колебания конвективной облачности, связанной с ОМД. В вертикальном профиле максимум приходится на высоту 7 км, амплитуда нагрева равна 1,5 К/сут (наблюдаемая амплитуда нагрева для ОМД [116]).

В соответствии с вышесказанным, выражение, аппроксимирующее бегущий источник тепла, имеет вид:

$$Q(\lambda, \varphi, z, t) = A[1 + \cos(m\lambda - \omega t)] \exp\left(-\left(\frac{\lambda - \lambda_0}{\lambda_0}\right)^2 - \left(\frac{\varphi}{\varphi_0}\right)^2 - \left(\frac{(z - z_0)}{\Delta z}\right)^2\right) \quad (7)$$

где $Q(\lambda, \varphi, z, t)$ – нагрев атмосферы, который зависит от долготы, широты, высоты и времени;

A – амплитуда нагрева 1,5 К/сут;

m – зональное волновое число;

ω – угловая скорость вращения Земли $\omega = 2\pi/T$;

λ_0 – долгота, на которую приходится максимальный нагрев $\lambda_0 = 120^\circ$ в.д.;

φ_0 – широта, ограничивающая аномалии нагрева $\varphi_0 = 15^\circ$;

z_0 – высота максимального значения нагрева $z_0 = 7$ км.

Известно, что период ОМД меняется от 30 до 60 суток, конвективная зона, связанная с ОМД, медленно движется в восточном направлении со скоростью ~ 5 м/с. При задании периода и фазовой скорости можно рассмотреть два варианта источника нагрева атмосферы (или два вида возмущения). Фазовой скорости равной 5 м/с и периоду колебания $T = 30$ суток, соответствует источник нагрева в виде локализованной по долготе волны с зональным волновым числом $m = 3$. Второй вариант источника для скорости равной 5 м/с и $T = 45$ суток, - соответствует волна с зональным волновым числом $m = 2$.

2.3 Верификация источника нагрева

На рисунке 2.3 представлены два варианта источника нагрева атмосферы, полученные с помощью уравнения (7). Путь движения аномалий нагрева был разделен на 8 фаз, которые характеризуют положение аномалий нагрева вдоль экваториального пояса, также как и фазы ИОМД. Условное время перехода от фазе к фазе приблизительно 4 дня для источника И1 с периодом $T = 30$ суток и волновым числом $m = 3$ (рисунок 2.3 а), для источника И2 с $T = 45$ суток и $m = 2$ условное время перехода между фазами приблизительно 5–6 дней (рисунок 2.3 б).

Схема распространения аномалий нагрева, состоящая из 8 фаз, в сравнении с фазовыми переходами зафиксированными ИОМД:

- Во время 1-й фазы модели ОМД, так же как и для 1-й фазы ИОМД наблюдаются две ячейки нагрева: зарождающаяся над Индийским океаном и рассеивающая над Тихим океаном;
- В отличие от 2-й и 3-й фаз ИОМД, для которых свойственна только одна ячейка, усиливающая и проходящая над Индийским океаном. Во время 2-й и 3-й фазы модели ОМД наблюдаются две ячейки нагрева, первая ячейка нагрева усиливается и движется над Индийским океаном, амплитуда второй ячейки уменьшается, сама ячейка доходит до меридиана смены дат для И1, для И2 она расположится над восточной частью Тихого океана;
- 4-я и 5-я фазы модели ОМД И2 полностью соответствуют 4-й и 5-й фазам ИОМД, где конвективная облачность достигает максимума в развитии и находится в долготном поясе Австралии. Для И1 над Африкой наблюдается зарождающаяся область нагрева, которая согласно ИОМД зарождается только на 8-й фазе, слабеющая область нагрева предыдущего цикла доходит до восточной части Тихого океана;

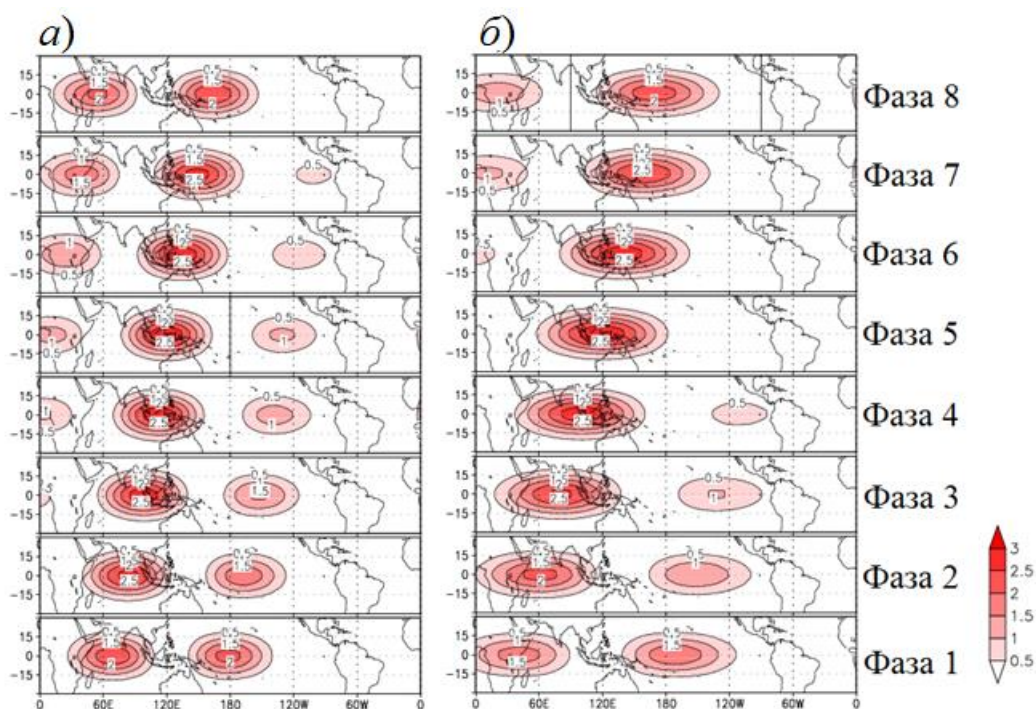


Рисунок 2.3 – Распространение аномалий нагрева: *a* – источник нагрева $T = 30$ суток, $m = 3$; *б* – $T = 45$ суток, $m = 2$

- Во время 6-й фазы область нагрева над Африкой начинает зарождаться и для И2. Развитая область нагрева начинает ослабевать с 6-й по 8-ю фазы. К 8-й фазе для И1 максимум рассеивающей области нагрева не достигает меридиана смены дат, для И2 максимум рассеивающей области проходит через меридиан смены дат, с амплитудой нагрева меньше чем для И1.

Для следующего этапа верификации модели ОМД вначале необходимо было определить сигнал ОМД в поле нагрева атмосферы, затем сравнить свойства полученного сигнала ОМД с моделью ОМД. Сигнал ОМД может быть представлен как комбинация волн бегущих на восток с периодом от 15 до 90 суток. Для реализации данной задачи необходимо: 1) разложить поля нагрева на зональные гармоники с помощью метода наименьших квадратов (МНК), 2) восстановить временные ряды с использованием амплитуд и фаз комплексного вейвлет – преобразования Морле, учитывая периоды в интервале 15 – 90 суток для распространяющихся на восток и запад компонент.

Первый этап обнаружения сигнала ОМД заключается в разложении данных нагрева на зональные гармоники, используя метод наименьших квадратов (МНК). Вычисление зональных гармоник будет проводиться для каждого момента времени – t_j .

Задача МНК состоит в минимизации ошибки:

$$\sum_i [s(\lambda_i) - f(\lambda_i)]^2 \rightarrow \min$$

где $s(\lambda_i)$ – данные нагрева, полученные с помощью параметризационной формулы;

$f(\lambda_i)$ – аппроксимирующая функция:

$$f(\lambda_i) = \sum_{n=0}^M [a_n \cos(m_n \lambda_i) + b_n \sin(m_n \lambda_i)] = \sum_{n=0}^M [A_n \cos(m_n \lambda_i - \varphi_n)]$$

где a_n, b_n – неизвестные коэффициенты, при которых сумма квадратов разности реальных данных и значений аппроксимирующей функции будет минимальной;

m – зональное волновое число, которое меняется от 1 до 9;

A_n и φ_n – амплитуда и фаза гармоники с зональным волновым числом m_n .

Полученные значения амплитуды и фазы A_n и φ_n (или параметров a_n, b_n) для соответствующего зонального числа полностью определяют аппроксимацию функции долготными гармониками.

Второй этап заключается в восстановлении временных гармоник с периодом от 15 до 90 дней для бегущих на восток волн. Для разделения временных рядов на бегущие на восток и запад волны воспользуемся методом, предложенным в работе [31]. Рассмотрим данный метод на примере гармонического колебания:

$$f(t_j, \lambda) = A_n(t_j) \cos(m\lambda - \varphi_n(t_j)) \quad (8)$$

Для временных рядов с периодом $T = 2\pi/\omega$ на долготах $\lambda = 0$, $\lambda = 2\pi/4m$ можно записать:

$$f(t, 0) = A_n(0) \cos\left(\frac{2\pi}{T}t - \varphi_n(0)\right), \quad (9)$$

$$f\left(t, -\frac{2\pi}{4m}\right) = A_n\left(-\frac{2\pi}{4m}\right) \cos\left(\frac{2\pi}{T}t - \varphi_n\left(-\frac{2\pi}{4m}\right)\right) \quad (10)$$

Полученные временные ряды можно представить в виде суперпозиции бегущих на запад и восток волн:

$$f(t, \lambda) = A_{wc} \cos\left(m\lambda + \frac{2\pi}{T}t\right) + A_{ws} \sin\left(m\lambda + \frac{2\pi}{T}t\right) + A_{ec} \cos\left(m\lambda - \frac{2\pi}{T}t\right) + A_{es} \sin\left(m\lambda - \frac{2\pi}{T}t\right) \quad (11)$$

где A_{wc}, A_{ws} – реальная и мнимая части комплексной амплитуды волны бегущей на запад;

A_{ec}, A_{es} – реальная и мнимая части для волны, бегущей на восток.

Полагая $(t = 0, \lambda = 0)$, $(t = 0, \lambda = -2\pi/4m)$, $(t = T/4, \lambda = 0)$, $(t = T/4, \lambda = -2\pi/4m)$, получим из (8) – (10) следующие соотношения:

$$A_{wc} + A_{ec} = A_n(0) \cos(\varphi_n(0)),$$

$$-A_{ws} - A_{es} = A_n\left(-\frac{2\pi}{4m}\right) \cos\left(\varphi_n\left(-\frac{2\pi}{4m}\right)\right),$$

$$A_{ws} - A_{es} = A_n(0) \cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi_n(0)\right),$$

$$-A_{wc} - A_{ec} = A_n\left(-\frac{2\pi}{4m}\right) \cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi_n\left(-\frac{2\pi}{4m}\right)\right)$$

Разрешая эту систему относительно A_{wc} , A_{ws} , A_{ec} и A_{es} , получаем

$$A_{wc} = 0.5 \left[A_{Re} \cos(\varphi_{Re}) + A_{Im} \cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi_{Im}\right) \right], \quad (12)$$

$$A_{ws} = 0.5 \left[A_{Re} \cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi_{Re}\right) - A_{Im} \cos(\varphi_{Im}) \right], \quad (13)$$

$$A_{ec} = 0.5 \left[A_{Re} \cos(\varphi_{Re}) - A_{Im} \cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi_{Im}\right) \right], \quad (14)$$

$$A_{es} = 0.5 \left[A_{Re} \cos(\varphi_{Re}) - A_{Im} \cos\left(\frac{\pi}{2} - \varphi_{Im}\right) \right] \quad (15)$$

где $A_{Re} = A_n(0)$, $\varphi_{Re} = \varphi_n(0)$, $A_{Im} = A_n(-2\pi/4m)$, $\varphi_{Im} = \varphi_n(-2\pi/4m)$.

Выражения для амплитуд и фаз волн, бегущих на запад и восток можно записать следующим образом:

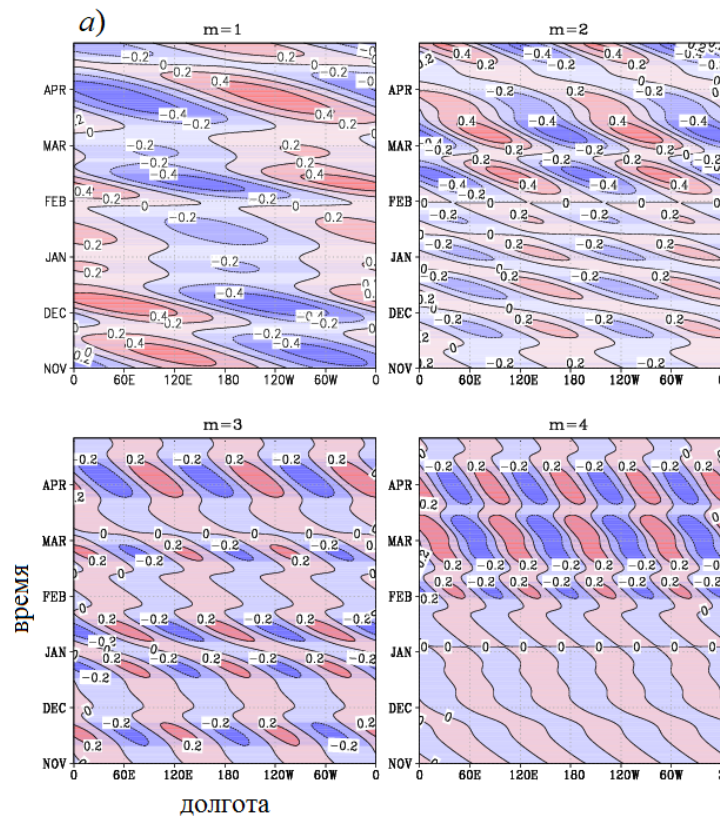
$$A_{west} = \sqrt{A_{ws}^2 + A_{wc}^2}, \quad \varphi_{west} = \arctan\left(\frac{A_{ws}}{A_{wc}}\right),$$

$$A_{east} = \sqrt{A_{ec}^2 + A_{es}^2}, \quad \varphi_{east} = \arctan\left(\frac{A_{es}}{A_{ec}}\right)$$

Определить масштабнo-временные компоненты образующие гармоническое колебание (8) можно применив вейвлет – преобразование данного ряда. Было выбрано комплексное вейвлет – преобразование Морле, которое представляет собой набор косинусов и синусов, промодулированных гауссоидой [107]. В результате вейвлет – преобразования получаем массив амплитуд и фаз действительной и мнимой составляющих временного ряда. Подставив в уравнение (12) – (15) вместо A_{Re} и φ_{Re} , A_{Im} и φ_{Im} значения амплитуды и фазы вейвлет преобразования действительной и мнимой части временного ряда соответственно, можем произвести процедуру восстановления временного ряда для бегущих на запад и восток волн с учетом периодов колебаний в интервале 15 – 90 суток.

На рисунке 2.4 показаны восстановленные временные гармоники на широте экватора для волн, бегущих на запад, с зональный волновым числом $m = 1, 2, 3, 4$ (рисунок 2.4 а) и для волн, бегущих на восток (рисунок 2.4 б) с ноября 2007 по апрель 2008 года. Восстановление временных рядов проводилось для колебаний с периодами от 15 до 90 дней над экватором на высоте 7 км.

Для определения сигнала ОМД по данным о нагреве выбраны временные интервалы ноябрь – апрель 2002–2003, 2007–2008, 2009–2010, 2011–2012 годов, в которые интенсивность ОМД, согласно ИОМД, классифицируется как «сильная» (значения амплитуды ИОМД больше 2). В таблице 2.1 представлены циклы ОМД с периодами от 30 до 60 дней, в которые наблюдается последовательность перехода от 1-й к 8-й фазе ИОМД в рассматриваемые годы (начало некоторых циклов захватывает октябрь). Табличные данные предназначены для сравнения сигнала ОМД, полученного комбинированием волн бегущих на восток, с сигналом ОМД по ИОМД.



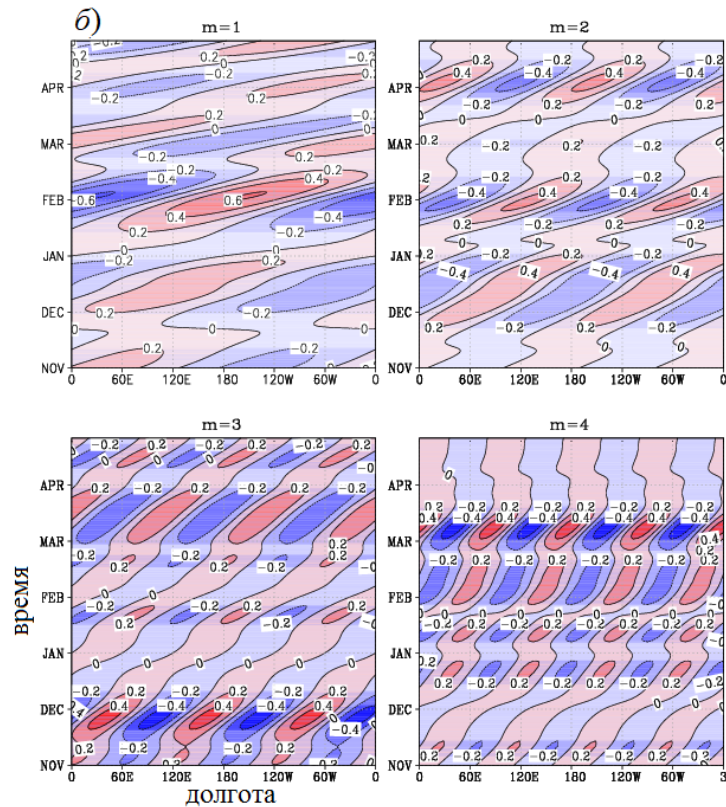


Рисунок 2.4 – Восстановленные временные гармоники волн бегущих на запад (а) и волн бегущих на восток (б) для $m = 1 - 4$

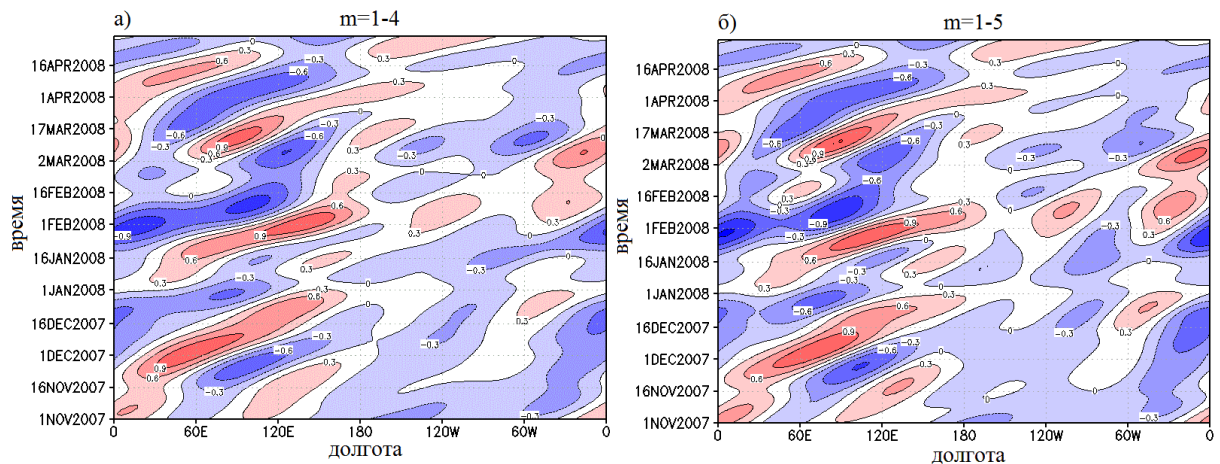
Таблица 2.1 – Циклы ОМД полученные на основе ИОМД

Годы (ноябрь – апрель)	Наблюдаемые циклы ОМД			
	1	2	3	4
2002–2003	25.10.2002–9.12.2002	10.12.2002–20.01.2003		
2007–2008	18.10.2007–3.12.2007	4.12.2007–22.01.2008	23.01.2008– 29.02.2008	01.03.2008– 09.04.2008
2009–2010	29.10.2009–09.12.2009	23.12.2009–16.02.2010		
2011–2012	17.11.2011–12.12.2011 (движение ОМД с 1-й по 5-ю фазу)	13.12.2011–03.02.2012 (хаотичные переходы от фазы к фазе, в основном 2-я половина цикла)	04.02.2012– 12.02.2012 (ОМД в 7-й и 8-й фазах)	13.02.2012– 10.04.2012

На рисунке 2.5 представлены диаграммы распространения аномалий нагрева на восток на широте экватора за 2007–2008 гг. в холодный период, отличие

диаграмм состоит в разном количестве учтённых гармоник. В рассматриваемый период наблюдалось три полных цикла ОМД (таблица 2.1).

На диаграмме «а» (см. рисунок 2.5) сигнал ОМД – это сумма первых четырех гармоник бегущих на восток. Сигналы ОМД – три вытянутых овала заштрихованных красным цветом в долготном поясе от 20° до 220° в.д. Даты начала и конца циклов осцилляции приблизительно совпадают с датами указанными в таблице 2.1. На диаграммах рисунка 2.5 видно, что увеличение количества гармоник образующих сигнал ОМД не влияет на общую зональную протяженность распространения аномалий нагрева. С увеличением количества гармоник меняется структура распределения аномалий и увеличивается амплитуда нагрева. От сигнала $m = 1 - 5$ (диаграмма «б») до сигнала $m = 1 - 9$ (диаграмма «е») происходит только постепенное увеличение зональной протяженности максимальной наблюдаемой амплитуды $1,2 \text{ К/сут}$ в этот период. Подобный анализ различных комбинаций гармоник был проведен для других лет. Было получено, что лучшей комбинацией соответствующей данным наблюдений является набор гармоник $m = 1 - 9$.



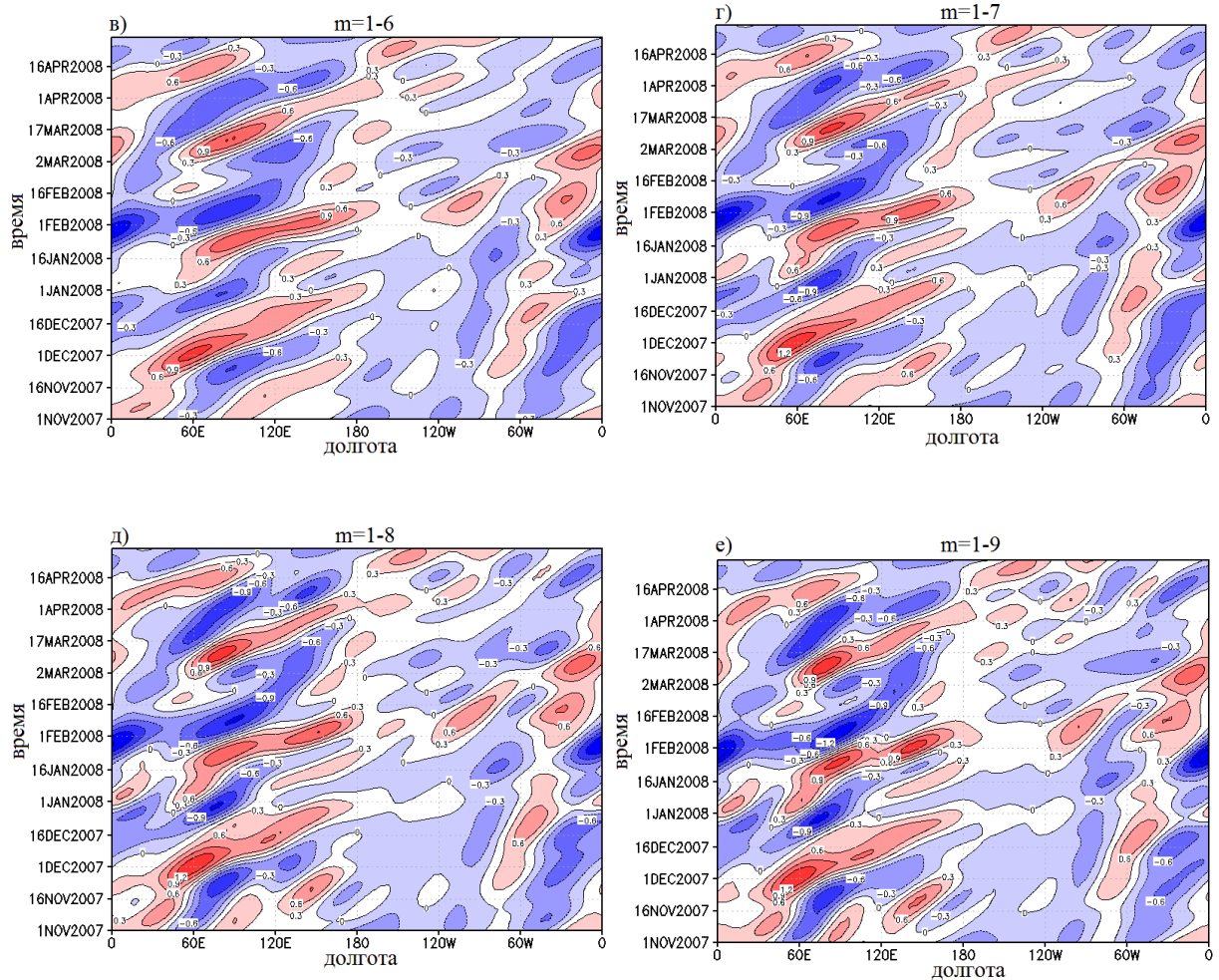


Рисунок 2.5 – Комбинации волн бегущих на восток для периода с ноября по апрель 2007–2008 гг.: *a* – сумма восточных составляющих волн с зональным волновым числом m от 1 до 4; *b* – m от 1 до 5; *в* – m от 1 до 6; *г* – m от 1 до 7; *д* – m от 1 до 8; *e* – m от 1 до 9

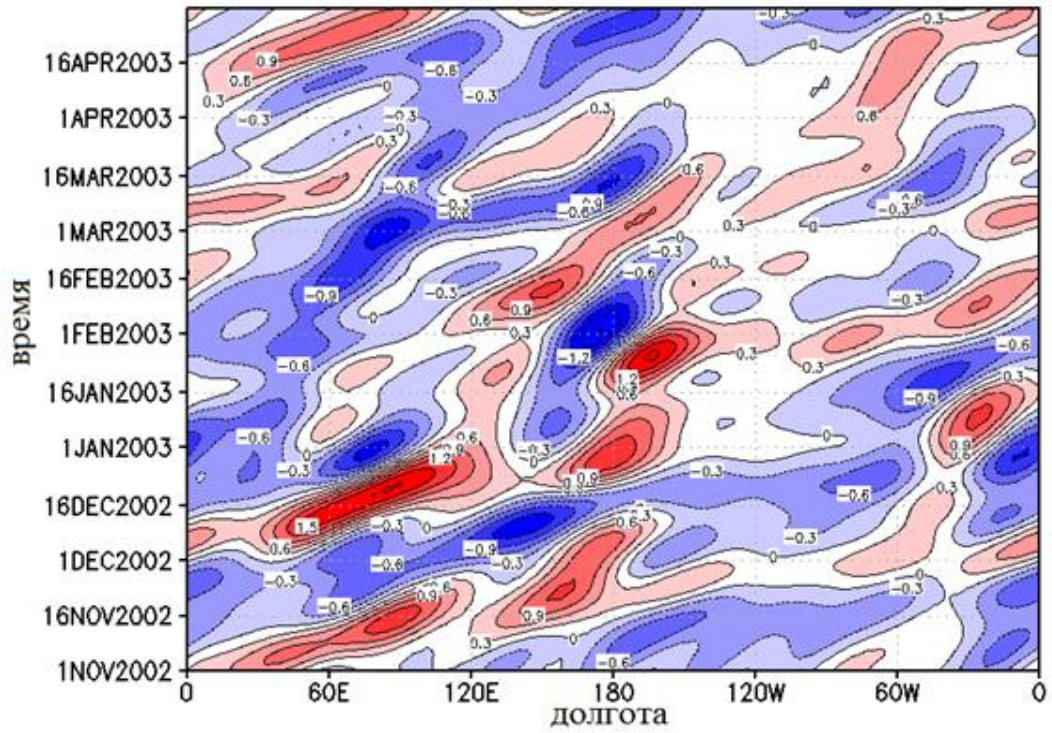
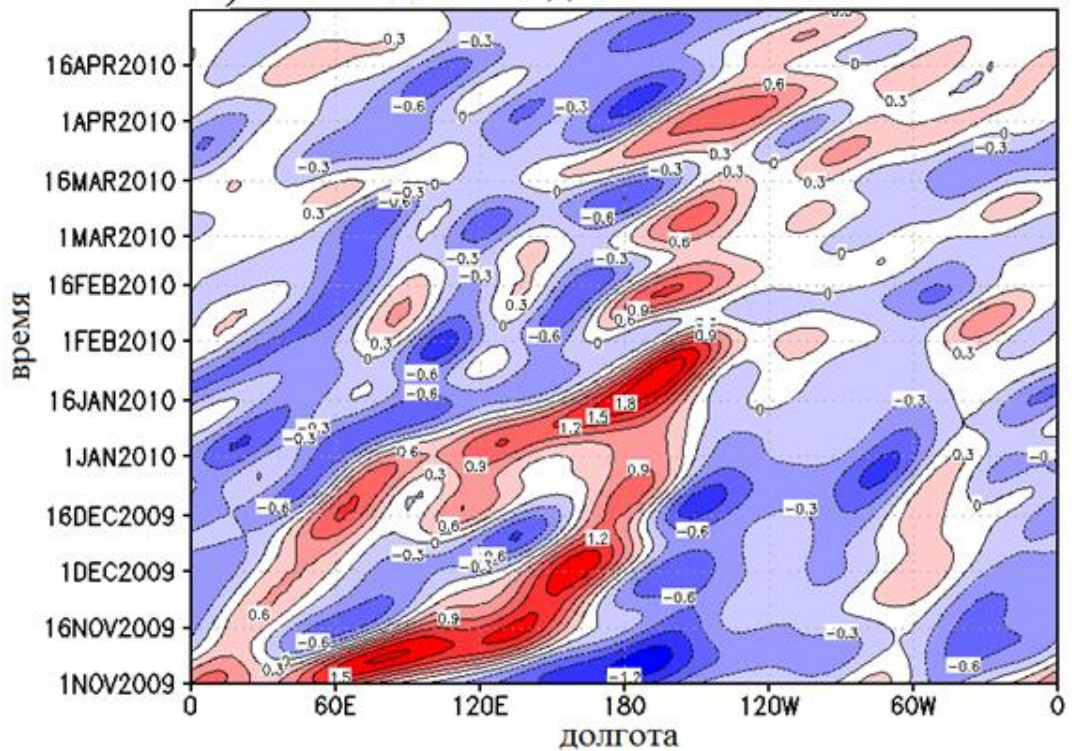
Сигналы ОМД в поле нагрева атмосферы, представляющие первые 9 гармоник, бегущих на восток, были получены для холодных периодов 2002–2003 гг., 2009–2010 гг., 2011–2012 гг. На долготно-временных диаграммах рисунка 2.6 представлены сигналы ОМД: *a* – для периода 2002–2003 гг.; *b* – для периода 2009–2010 гг.; *в* – для периода 2011–2012 гг. На всех диаграммах рисунка 2.6 наблюдаются сигналы ОМД приблизительно в тех же временных интервалах, что и для циклов ОМД указанных в таблице 2.1.

В таблице 2.2 собрана информация об ОМД, в которых максимальное значение нагрева больше 1,2 К/сут (они соответствуют циклам ОМД в которых

амплитуда ИОМД больше 2), указаны даты начала и конца распространения аномалий, оценена фазовая скорость в зависимости от зональной протяженности сигнала и от периода осцилляции. За начало ОМД принимался день начала развития аномалий нагрева с 0,3 К/сут в области от 0° до 60° в.д. (область зарождения ОМД), дата конца сигнала ОМД соответствует дню, в котором наблюдается уменьшение нагрева с 0,3 К/сут в области восточного Тихого океана.

Таблица 2.2 – Сигнал ОМД и его показатели

Сигнал ОМД	Период сигнала ОМД (дни)	Зональная протяженность (градусы)	Фазовая скорость (м/с)	Амплитуда нагрева (К/сут)
1.11.2002–16.12.2002	46	200	5,58	1,2
1.12.2002–2.02.2003	60	250	5,35	1,8
25.11.2007–1.01.2008	37	150	5,18	1,2
1.01.2008–15.02.2008	45	180	5,12	1,2
2.03.2008–8.04.2008	38	120	4,04	1,2
1.11.2009–16.12.2010	46	180	5	1,8
1.12.2010–1.02.2010	60	180	3,84	1,8
1.11.2011–8.12.2012	38	150	5,05	1,5

а) сигнал ОМД $m=1-9$ 2002-2003гг.б) сигнал ОМД $m=1-9$ 2009-2010гг.

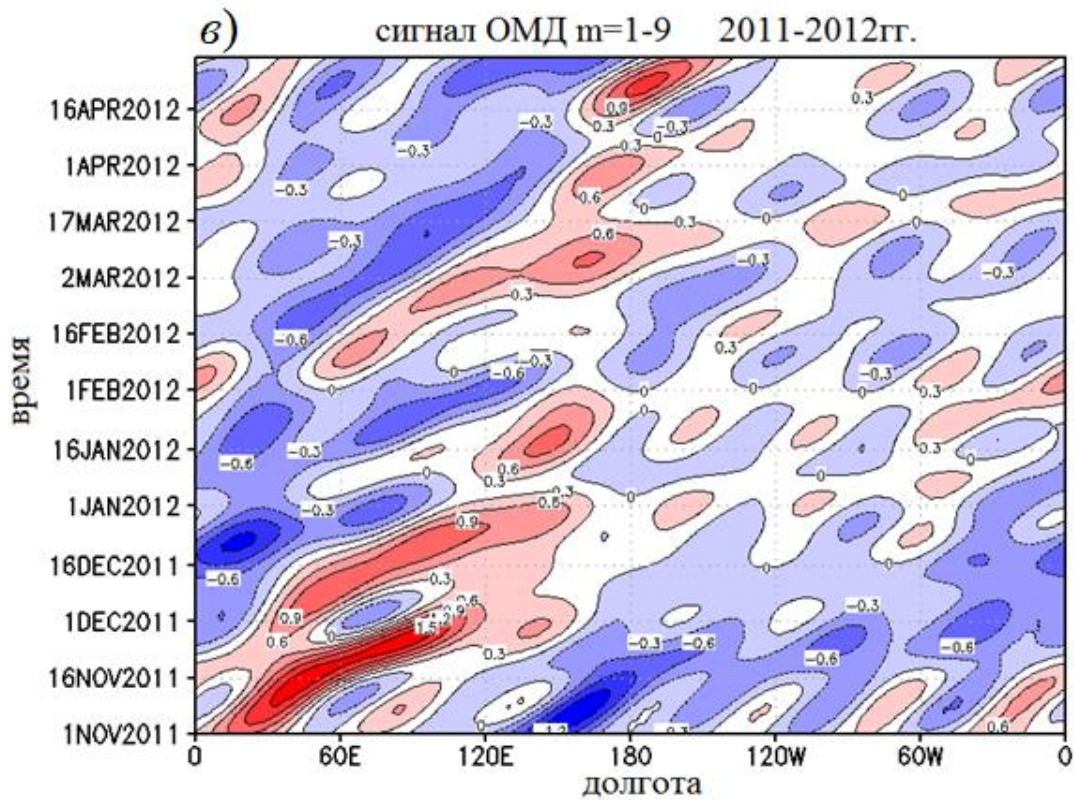


Рисунок 2.6 – Диаграммы распределений нагрева, соответствующие сумме первых девяти гармоник волн бегущих на восток: *а* – для периода 2002–2003гг.; *б* – для периода 2009–2010гг.; *в* – для периода 2011–2012 гг.

По результатам, приведённым в таблице 2.2, можно вычислить среднюю фазовую скорость, которая приблизительно равна 5 м/с, средняя протяженность распространения аномалий около 180° долготы, средний период колебания 46 дней, средняя амплитуда 1,5 К/сут. На рисунке 2.7 изображены диаграммы распределения аномалий нагрева вдоль экватора для И1 и И2. Зональная протяженность аномалий для И1 около 120° долготы, для И2 около 180° долготы. Среднее значение амплитуды нагрева для сигнала ОМД совпадает с амплитудой модели ОМД, но максимумы у сигналов ОМД не всегда локализованы на 120° в.д.

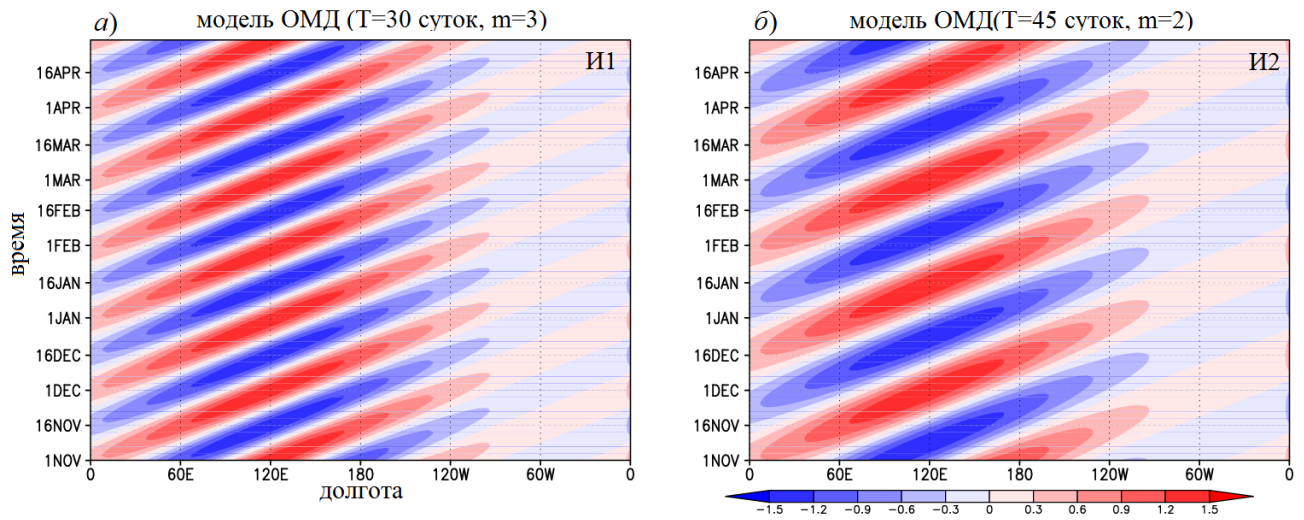


Рисунок 2.7 – Диаграммы распределения скрытого тепла вдоль экватора, на высоте 7 км: *а* – для И1; *б* - для И2

Выводы по разделу

Сигнал ОМД в поле нагрева атмосферы может быть представлен в виде суммы первых девяти зональных гармоник распространяющихся на восток компонент. Период сигнала ОМД равен 45 суток, зональная протяженность вдоль экваториального пояса в среднем около 180° долготы, средняя фазовая скорость около 5 м/с, средняя амплитуда 1,5 К/сут.

После анализа полученных сигналов ОМД в поле нагрева и на основе свойств ОМД, можно сделать вывод о том, что модель ОМД в виде колебания с периодом 45 суток и зональным волновым числом $m = 2$ соответствует основным характеристикам ОМД. Данная модель была включена в гидродинамическую модель МСВА для моделирования проявления ОМД в стратосфере внетропических широт.

3. Исследование влияния осцилляции Маддена – Джулиана и квазидвухлетнего колебания на динамику внетропической стратосферы с использованием модели МСВА

На сегодняшний день, благодаря данным наземного и спутникового зондирования, накоплен большой объем информации о параметрах средней атмосферы (10 – 100 км). Хорошо изучена внутригодовая динамика средней атмосферы, обусловленная сезонными изменениями инсоляции. Однако природа и механизм развития сильных возмущений зимней циркуляции – ВСП, все еще остаются не вполне понятными, несмотря на то, что по данным наблюдений и архивам ре-анализов изучены уже практически все эпизоды ВСП в северном и в южном полушариях за период с 60-х гг. прошлого столетия по настоящее время [25; 78].

Согласно традиционной точке зрения, разрушение стратосферного полярного вихря и ВСП являются следствием усиления потока волновой активности в стратосферу из тропосферы за счет стационарных планетарных волн (СПВ) [71]. Влияние СПВ с зональными волновыми числами $m = 1$ и 2 (СПВ1 и СПВ2) на динамику стратосферы обсуждается в статье Sheshadri et al. [100]. Результаты моделирования показали, однако, что аномалии стратосферной циркуляции и ВСП могут быть следствием раскачки и интерференции нормальных атмосферных мод непосредственно на высотах стратосферы [14; 82].

Реальная картина развития ВСП включает, видимо, комплекс процессов – собственные колебания в средней атмосфере и внешний форсинг, обусловленный различными причинами, которые можно интерпретировать в терминах распространения планетарных волн и их взаимодействием со средним потоком. Получены свидетельства влияния на циркуляцию в полярной стратосфере орографических стационарных волн [34], тропосферных блокингов и бегущих планетарных волн [10], тропических осцилляций: ЭНЮК, КДК.

Задачей данного исследования является оценка совместного влияния на зимнюю внетропическую циркуляцию в стратосфере двух явлений: осцилляции Маддена – Джулиана в экваториальной тропосфере и квазидвухлетнего колебания зонального ветра в экваториальной стратосфере с помощью МСВА.

3.1 Описание использованных методов

Влияние фазы КДК задавалось дополнительным слагаемым в прогностическом уравнении для зональной компоненты скорости, пропорциональным разности рассчитанных и климатических распределений средних значений зональной скорости ветра для западной и восточной фазы КДК. Дополнительное слагаемое “включалось” в интервале широт $17.5^\circ \text{ S} - 17.5^\circ \text{ N}$ на высотах $0 - 50$ км. Источник нагрева в тропической области, моделирующий влияние ОМД, был представлен в виде волнового возмущения с зональным волновым числом $m = 2$ и периодом $T = 45$ суток перемещающегося на восток со средней фазовой скоростью около 5 м/с.

Области нагрева рассматриваемого источника ОМД имеют эллиптическую форму, а их расположение на рисунке 3.1 соответствует условиям 1 января в численных экспериментах.

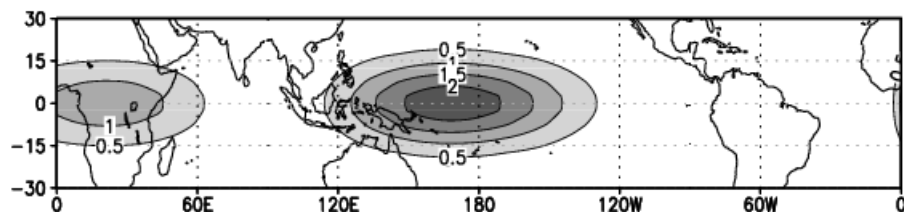


Рисунок 3.1 – Области нагрева модели ОМД соответствующие 1 января

Численные эксперименты проводились с включением и без включения ОМД в модель для восточной и западной фаз КДК. Кроме того, для исключения

воздействия ЭНЮК на динамику стратосферы, в качестве нижних граничных условий использованы распределения метеорологических величин наблюдаемые во время нейтральной фазы ЭНЮК (1982, 1991, 1994, 2002 и 2004 гг). Схема численных экспериментов в точности соответствовала описанной в работе [80], т.е. до 330-го модельного дня использовался фиксированный зенитный угол Солнца, соответствующий условиям 1 января, а затем включались его сезонные вариации. Таким образом, 330 – 400-й модельные дни соответствовали январю- началу марта. Для всех рассматриваемых вариантов расчетов были получены ансамбли решений, содержащие по 10 членов, полученных с использованием различных начальных условий.

Важным этапом проверки модельных результатов является верификация с данными наблюдений. Изменения аномалий циркуляции, вызванные ОМД, по данным наблюдений были вычислены как разность композитов для условий сильного и слабого ОМД в тропической области. Интенсивность события ОМД определялась по амплитуде индекса ОМД [113]. Численные эксперименты с включением и без включения ОМД в модель МСВА сопоставлялись с периодами «сильной» и «слабой» интенсивности события ОМД соответственно. В период с 1958 по 2016 гг. выделены «сильные» и «слабые» ОМД. Воздействие ОМД полагалось сильным (слабым) если среднее значение амплитуды за январь – февраль в отдельный год было выше (ниже) среднего значения амплитуды за весь рассматриваемый период (59лет).

3.2 Результаты моделирования с помощью МСВА (Кандиева и др. [9])

На рисунке 3.2 приведены разности композитов зональной скорости ветра и температуры воздуха, полученные при осреднение модельных ансамблей решений для западной и восточной фазах КДК (изолинии) без включения (*a* и *b*) и с включением модели ОМД (*в* и *г*). Рассматриваемые композиты были усреднены за модельные январь – февраль месяцы. Заливкой показаны распределения

статистической значимости в соответствии с t -критерием Стьюдента в модификации Уэлча [112]:

$$t = |\bar{X}_{\text{ОМД}} - \bar{X}| / (S_{\text{ОМД}}^2 / N_{\text{ОМД}} + S^2 / N)^{1/2}$$

где $\bar{X}_{\text{ОМД}}$ и \bar{X} – средние значения метеорологической величины, полученные для фиксированной фазы КДК с учетом и без учета дополнительного источника нагрева ОМД;

$S_{\text{ОМД}}$ и S – стандартные отклонения величин;

$N_{\text{ОМД}}$ и N – размеры выборок.

Количество степеней свободы определялось по формуле:

$$v = \left(\frac{S_{\text{ОМД}}^2}{N_{\text{ОМД}}} + \frac{S^2}{N} \right)^2 / \left[\frac{(S_{\text{ОМД}}^2 / N_{\text{ОМД}})^2}{N_{\text{ОМД}} - 1} + \frac{(S^2 / N)^2}{N - 1} \right]$$

На рисунке 3.2 *д, е* приведены для сравнения разности значений средней зональной скорости и температуры воздуха по данным архива MERRA при западной и восточной фазах КДК. Фаза КДК для каждого года определялась по знаку отклонения осредненного зонального потока за январь – февраль от климатического на высоте 30 км (10 гПа) [15]. Положительные значения отклонения соответствовали западной фазе КДК, отрицательные значения соответствовали восточной фазе КДК. В результате были отобраны годы с западной (1993, 1995, 1997, 1999, 2002, 2004, 2006, 2008, 2011) и восточной (1994, 1998, 2000, 2001, 2003, 2005, 2007, 2010, 2012) фазами КДК.

Анализ распределений, построенных по модельным данным, позволяет оценить влияние каждого из факторов (КДК и ОМД) отдельно. В отсутствие дополнительного источника тепла на экваторе влияние фазы КДК на циркуляцию

полярной стратосферы оказалось весьма сильным (рисунок 3.2 *а*) – при западной фазе КДК скорости стратосферного струйного течения на высотах 30 – 60 км были на 20 – 25 м/с ниже скоростей, чем при восточной фазе КДК. Разности средних зональных температур (рисунок 3.2 *б*) были также достаточно высоки и составили около 10 К на высотах 20 – 30 км и минус 10 К на высотах 60 – 70 км. Включение ОМД полностью изменило характер распределений – разности средней зональной скорости во внетропических широтах изменили знак, стали меньше по величине и сместились к югу на 10 – 15° (рисунок 3.2 *в*). Ослабили и изменили знак в полярной области аномалии температуры (рисунок 3.2 *г*). Согласие с данными MERRA, приведенными на рисунке 3.2 *д*, *е* при этом возросло.

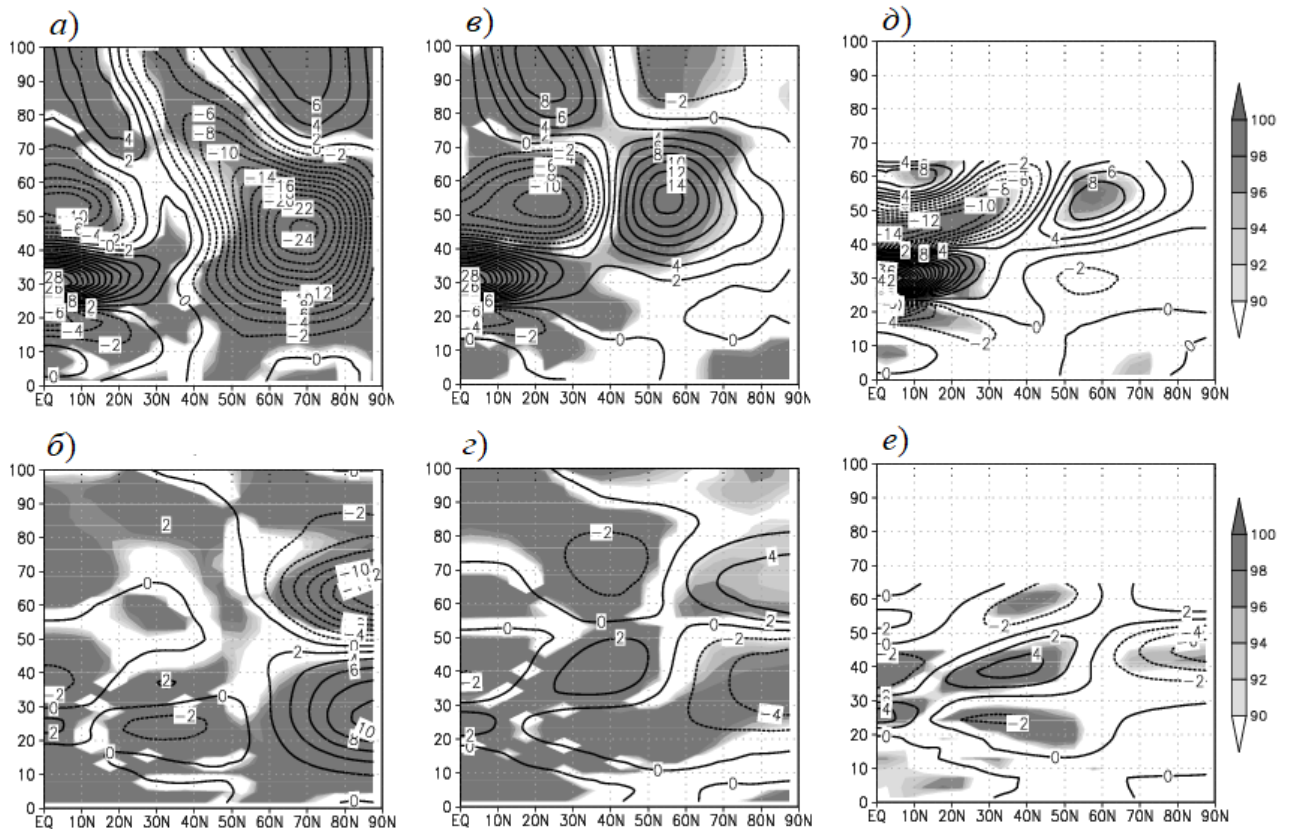


Рисунок 3.2 – Разности средней зональной скорости ветра (*а*, *в*, *д*) и средней зональной температуры воздуха (*б*, *г*, *е*) при западной и восточной фазах КДК: *а*, *б* – без включения ОМД в модель; *в*, *г* – с включением ОМД в модель; *д*, *е* – по данным ре-анализа MERRA. Заливка – распределения статистической значимости

(показаны уровни значимости в процентах) полученных значений разности в соответствии с t -критерием Стьюдента

Следующим шагом было сопоставление результатов по влиянию ОМД на циркуляцию внетропической стратосферы с использованием модельных расчетов и данных ре-анализа JRA-55. Для этого были просуммированы распределения средних зональных скоростей и средней зональной температуры при западной и восточной фазах КДК (20 реализаций), полученные в численных экспериментах с включением ОМД. Затем вычли из полученных распределений суммы средних зональных скоростей и средних зональных температур, полученных при западной и восточной фазах КДК в экспериментах без ОМД. Результаты расчетов приведены на рисунке 3.3 *а, б*. На рисунке 3.3 *в и г* для сравнения приведены изменения средней зональной скорости и средней зональной температур вызванные воздействием ОМД полученные по данным JRA-55. Вклад ОМД в динамические процессы стратосферы рассчитывался как разность между метеорологическими полями в период сильной и слабой интенсивности ОМД вне зависимости от фазы КДК. В результате были отобраны годы с сильной ОМД (1959, 1970, 1979, 1985, 1988, 1989, 1994, 1997, 2004, 2013), годы, когда ИОМД был меньше среднего значения за весь период (1966, 1968, 1971, 1974, 1980, 1996, 1998, 1999, 2002, 2003) и вычислена разность между их средними значениями.

Использование для сравнения осредненных по 10 годам характеристик позволило более точно оценить реальный климатический эффект влияния ОМД на циркуляцию внетропической стратосферы без разделения на западную и восточную фазы КДК. Рисунки 3.3 показывают общее соответствие между распределениями разностей средней зональной скорости и средней зональной температуры, полученными в численных экспериментах, и распределениями интегральных характеристик по данным архива ре-анализа JRA-55. Достаточно близкими оказываются и величины аномалий. К сожалению, высоты, доступные для анализа по данным наблюдений, существенно меньше интервала высот в модели МСВА и не позволяют сопоставлять результаты на высотах более 50 км.

На доступных для сравнения высотах амплитуды зональной скорости и температуры оказались меньше, чем амплитуды аномалий для западной и восточной фазы КДК, т.е. эффект влияния ОМД на циркуляцию внетропической стратосферы при восточной и западной фазе КДК противоположен, и при осреднении без разделения фаз, эффект нивелируется, что и продемонстрировано на рисунке 3.4.

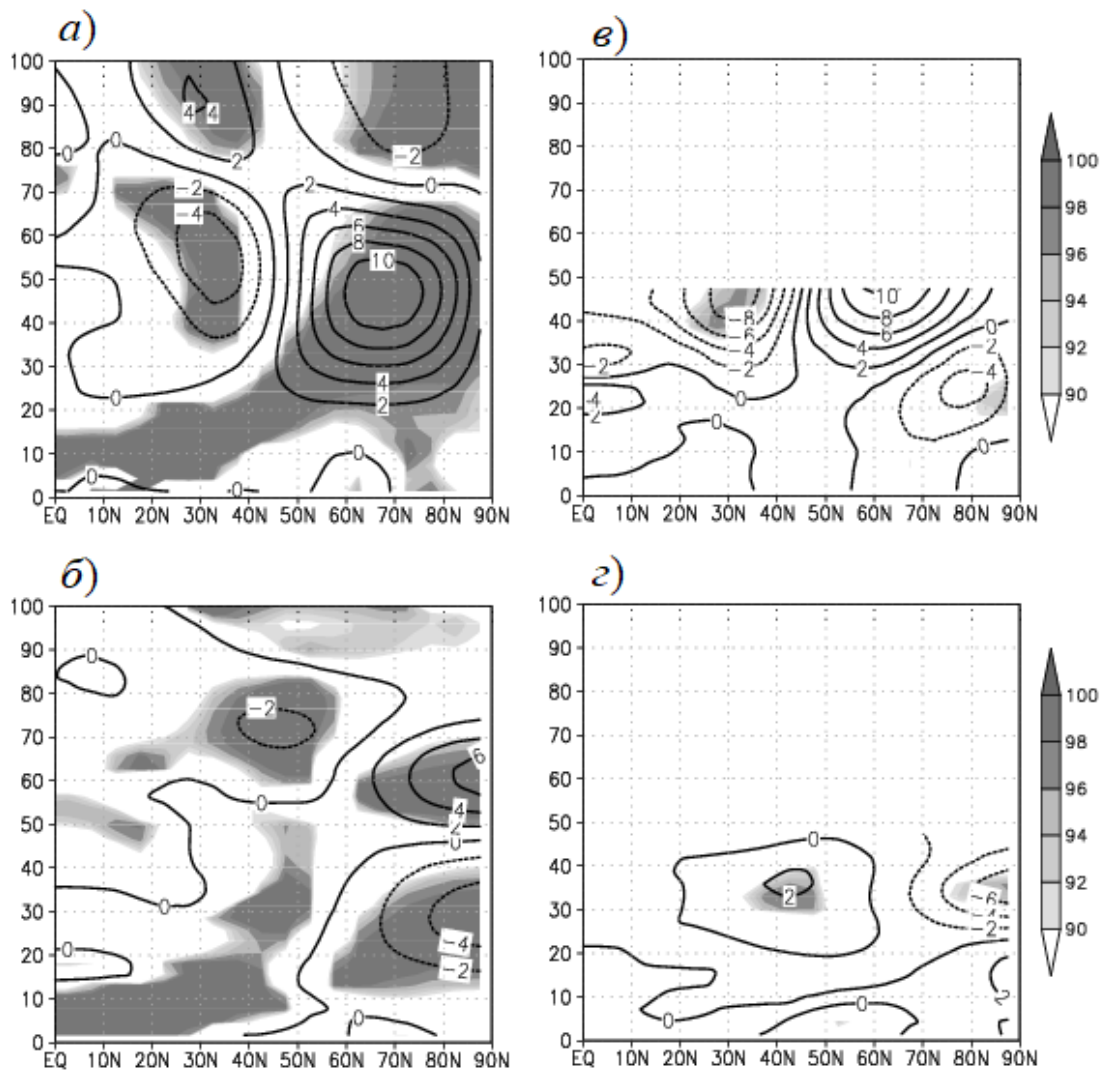


Рисунок 3.3 – Изменение зональной скорости ветра (*a, в*) и температуры воздуха (*б, г*) вызванные ОМД: *a, б* – изменения метеорологических величин полученные по модельным данным; *в, г* – изменения метеорологических величин полученные по данным JRA-55. Заливка – распределения статистической

значимости (показаны уровни значимости в процентах) полученных значений разности в соответствии с t -критерием Стьюдента

На рисунке 3.4 показано изменение скорости зонального ветра, вызванное ОМД, по результатам, рассчитанным МСВА, и по данным ре-анализа JRA-55 для восточной и западной фазы КДК. По данным наблюдений изменение скорости зонального ветра для соответствующей фазы КДК определялось как разность между средними полями о зональном ветре в годы с высокой и слабой интенсивностью ОМД, по модельным расчетам – разность между экспериментами с учетом и без учета ОМД.

Вклад ОМД в изменение скорости зонального ветра наблюдается по всему Северному полушарию в области субтропических и полярных широт стратосферы. Изменения скорости зонального ветра во время западной фазы КДК по данным ре-анализа (рисунок 3.4 *з*) довольно хорошо согласуются со структурой аномалий полученной с помощью модели (рисунок 3.4 *б*): ОМД усиливает скорость стратосферного струйного течения в полярной области и ослабляет скорость зонального ветра в умеренных широтах. По результатам численных экспериментов усиление скорости зонального потока за счет ОМД происходит по всей стратосфере, с величиной максимального изменения около 30 м/с. Данные ре-анализа фиксируют усиление зонального потока за счет ОМД, но только начиная с высоты средней стратосферы (от 30 км). Оценить величину изменения и распространения аномалий не удастся из-за ограниченности по высоте данных наблюдений.

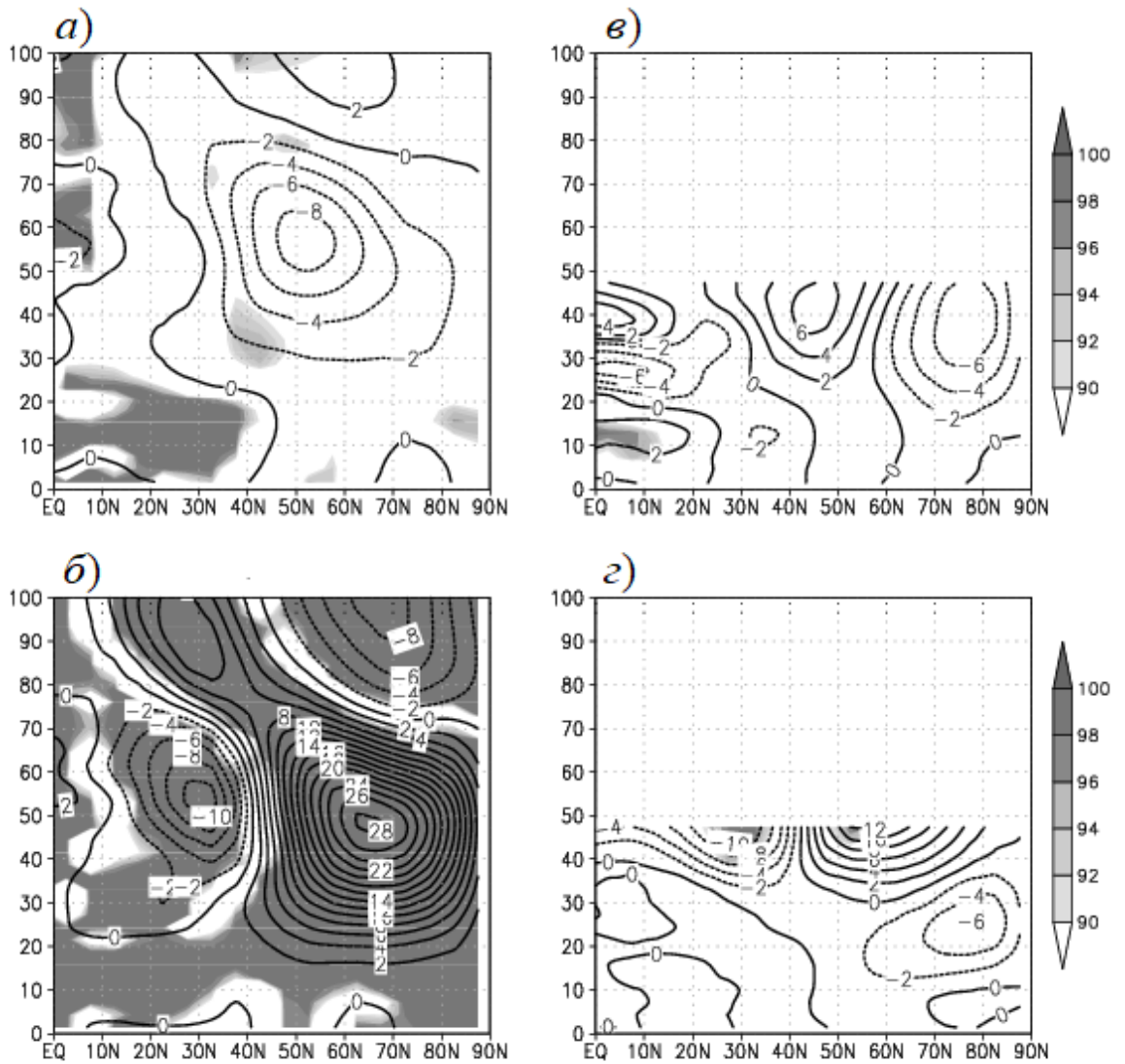


Рисунок 3.4 – Изменение зональной скорости ветра вызванные ОМД во время восточной фазы КДК (*а, в*) и западной фазы КДК (*б, г*): *а, б* – изменения зональной скорости ветра полученные по модельным расчетам; *в, г* – изменения зональной скорости ветра полученные по данным JRA-55. Заливка – распределения статистической значимости (показаны уровни значимости в процентах) полученных значений разности в соответствии с *t*-критерием Стьюдента

На рисунке 3.5 продемонстрирован вклад ОМД в изменение температуры. Аномалии температуры, вызванные ОМД, наблюдаются в основном в полярной области стратосферы и мезосферы. Согласование данных ре-анализа и численных экспериментов удовлетворительное. Для западной фазы КДК по модельным

расчетам по всей стратосфере располагаются отрицательные аномалии температуры (рисунок 3.5 б), аномалии с таким же знаком и приблизительно одинаковыми величинами наблюдаются и по данным ре-анализа, но только начиная с высоты средней стратосферы. В нижней стратосфере от 10 до 20 км аномалии температуры положительные (рисунок 3.5 д). Во время восточной фазы КДК температура стратосферы полярной области увеличивается на ~ 2 К за счет источника тепла в тропической области (рисунок 3.5 а и в).

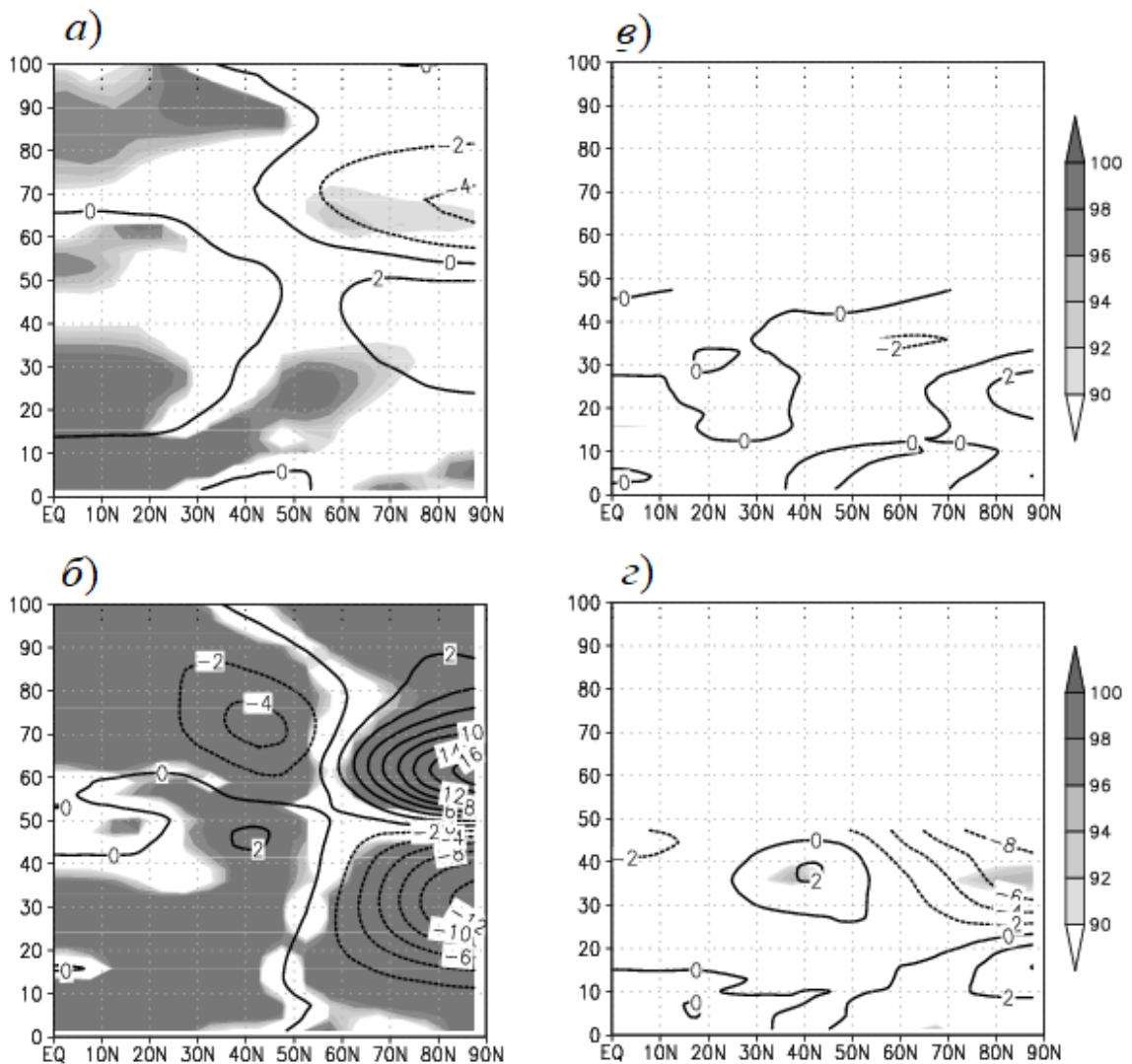


Рисунок 3.5 – Изменение температуры, вызванные ОМД, во время восточной фазы КДК (а, в) и западной фазы КДК (б, г): а, б – изменения температуры полученные по модельным данным; в, г – изменения температуры полученные по данным JRA-55. Заливка – распределения статистической значимости (показаны

уровни значимости в процентах) полученных значений разности в соответствии с t -критерием Стьюдента

Для детального анализа изменений метеорологических характеристик в полярной стратосфере во время западной фазы КДК были построены ансамблевые высотно-временные разрезы средних значений амплитуды первой гармоники стационарной планетарной волны (СПВ1), зональной компоненты ветра на широте $62,5^\circ \text{ N}$ и температуры в полярной стратосфере на широте $87,5^\circ \text{ N}$ для двух реализаций расчетов – без учета ОМД (рисунок 3.6 *а, б, в*) и с учетом ОМД (рисунок 3.6 *г, д, е*).

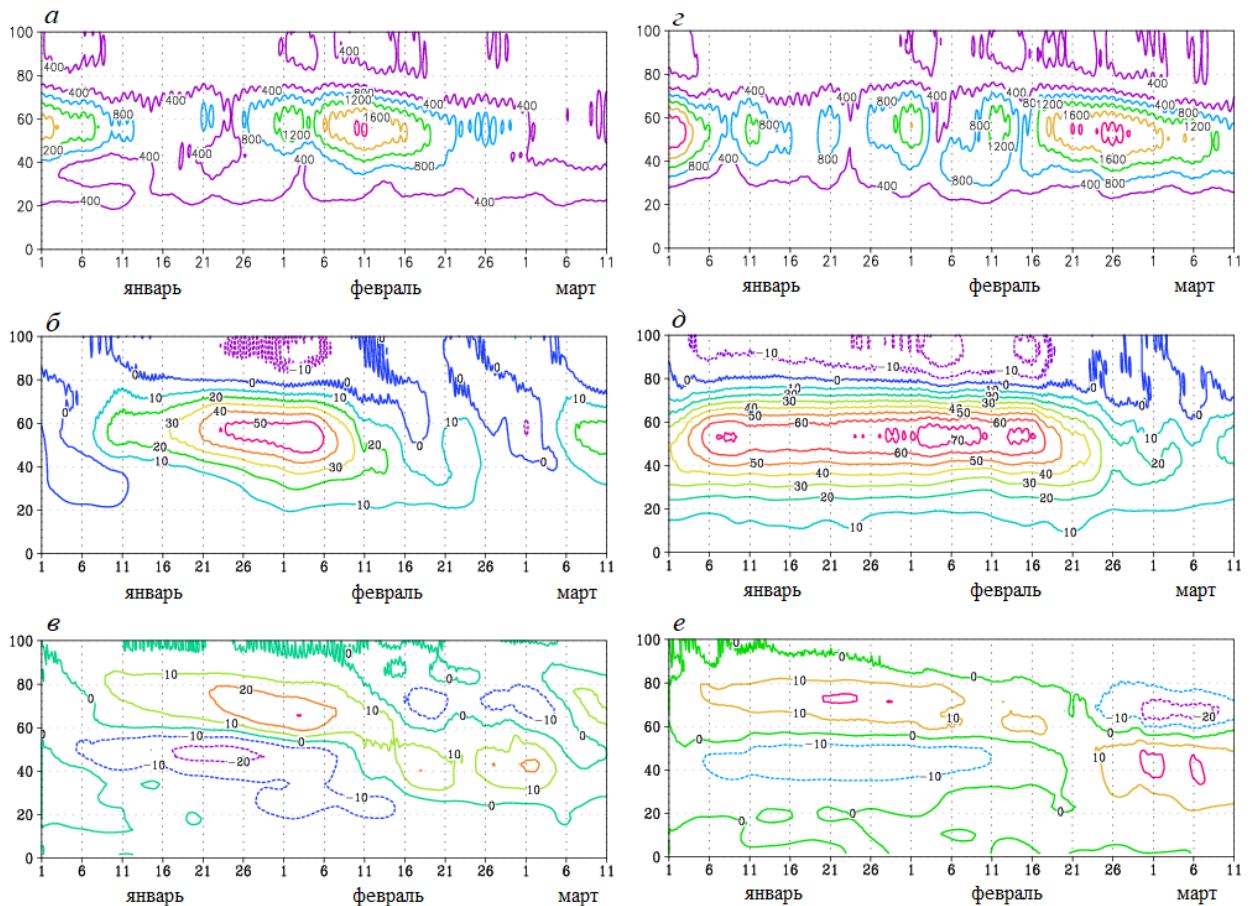


Рисунок 3.6 – Высотно-временные разрезы: *а, г* – амплитуды СПВ1 в поле геопотенциальной высоты на широте $62,5^\circ \text{ N}$; *б, д* – зональной скорости ветра на широте $62,5^\circ \text{ N}$; *в, е* – аномалии температуры воздуха на широте $87,5^\circ \text{ N}$. *а, б, в* —

во время западной фазы КДК без учета ОМД, *з, д, е* – во время западной фазы
КДК с учетом ОМД

Анализ полученных результатов показал, что в отсутствие ОМД потепление начинает развиваться в середине января на высотах 60 – 80 км, одновременно с усилением зонального потока с центром на высоте примерно 55 км, аномалии температуры возрастают; на высотах 40 – 60 км температура при этом понижается. Аномалии температуры выше и ниже струйного течения составляют по модулю 10 – 20 К. В середине февраля возрастает амплитуда СПВ1, зональный поток ослабевает, тепло проникает на высоты 40 – 60 км, на высотах 60 – 80 км температура при этом понижается на 10 К относительно климатических значений.

Иным является характер динамических процессов при включении ОМД. Большую часть времени стратосферное струйное течение является более сильным и устойчивым, термические аномалии выше и ниже струйного течения изменяются в пределах ± 10 К. В конце февраля, возрастает амплитуда СПВ1 и ослабевает струйное течение, одновременно начинается рост термических аномалий разного знака выше и ниже высоты ~ 55 км. Максимальные величины аномалий могут достигать 20 К. В целом, вариации средних зональных характеристик циркуляции полярной стратосферы напоминают колебательный характер – квазипериодические усиления и ослабления струйного течения сопровождаются знакопеременными аномалиями температуры выше и ниже струйного течения. Включение ОМД усиливает и стабилизирует струйное течение – аномалии температуры выше и ниже струйного течения ослабевают, ВСП, как правило, развиваются в конце зимы, имеют более высокую температуру и не сопровождаются вертикальными переносами.

Высотно-временные разрезы амплитуды СПВ1, зональной компоненты ветра и отклонений температуры от климатического значения (усредненные за 1979–2013 гг.) по данным ре-анализа MERRA представлены на рисунке 3.7 *а, б, в* – средние значения метеорологических параметров для лет со слабой активностью

ОМД в условиях западной фазы КДК и на рисунке 3.7 *з, д, е* – для лет с сильной активностью ОМД в условиях западной фазы КДК.

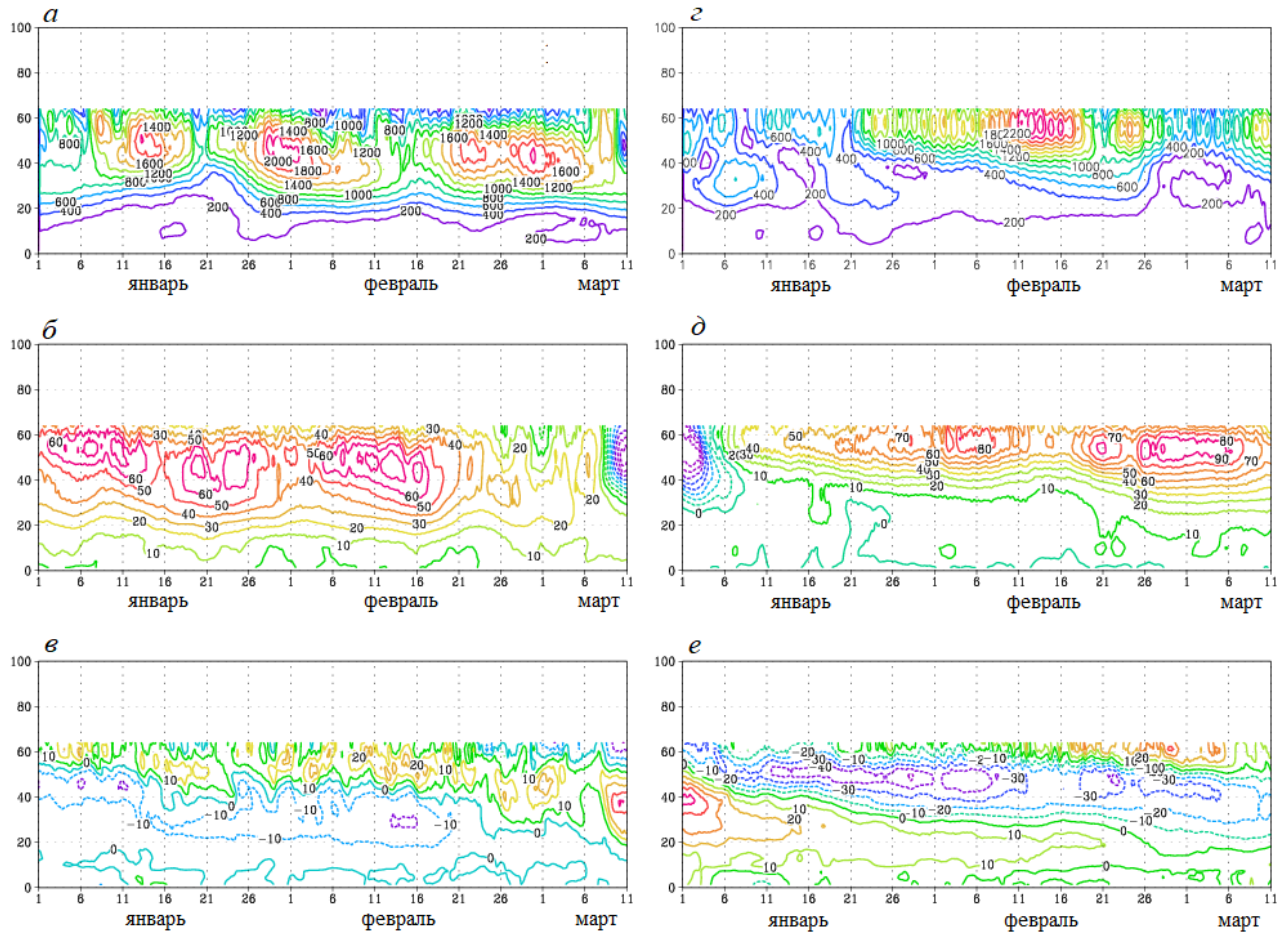


Рисунок 3.7 – То же самое что и на рисунке 3.8, только: *а, б, в* – во время слабой активности ОМД; *з, д, е* – во время сильной активности ОМД

Сравнительный анализ результатов ре-анализа и модельных расчетов показал, что во время слабой ОМД (рисунок 3.7 *а, б, в*), как и при отсутствии ОМД в модели (рисунок 3.6 *а, б, в*) аномалии температуры наблюдаются в одинаковых интервалах (10–20 K), при этом отрицательные аномалии располагаются ниже струйного течения, а положительные аномалии выше. В периоды роста амплитуды СПВ1, наблюдается уменьшение скорости зонального потока и смещение положительных аномалий температуры вертикально вниз.

Характер динамических процессов существенно меняется во время сильного воздействия ОМД (рисунок 3.7 *з, д, е*). Во-первых, не наблюдается несколько

пиков роста амплитуды, во-вторых возрастает скорость стратосферного струйного течения и как следствие в температурном профиле стратосферы отрицательные аномалии температуры доминируют ниже стратосферного зонального потока.

Анализ ансамбля решений для восточной фазы КДК, показал, что при отсутствии ОМД в модели потепление начинает развиваться в начале января, на высотах от 20 до 50 км (рисунок 3.8 *а, б, в*). Характерное время существования ВСП совпадает с периодом максимальных значений амплитуды СПВ1. С середины января до конца февраля ослабевает амплитуда СПВ1, увеличивается скорость зонального потока, положительные аномалии температуры наблюдаются в слое 70 – 80 км, в стратосфере аномалии температуры практически отсутствуют. В конце февраля с возрастанием амплитуды СПВ1, скорость зонального потока ослабевает и тепло из мезосферы спускается в верхний и средний слои стратосферы (20 – 60 км), максимальное значение аномалий температуры достигает 20 К.

Включение ОМД в модель (рисунок 3.8 *г, д, е*) привело к увеличению продолжительности существования ВСП наблюдаемого в январе, и к росту аномалий температуры. Стоит отметить, что направление зонального потока сменилось с западного на восточное во время роста амплитуды СПВ1. Развитие следующего ВСП в феврале, проходило по тому же сценарию: рост амплитуды СПВ1 вызвал обращение направления зонального потока и нагрев полярной стратосферы.

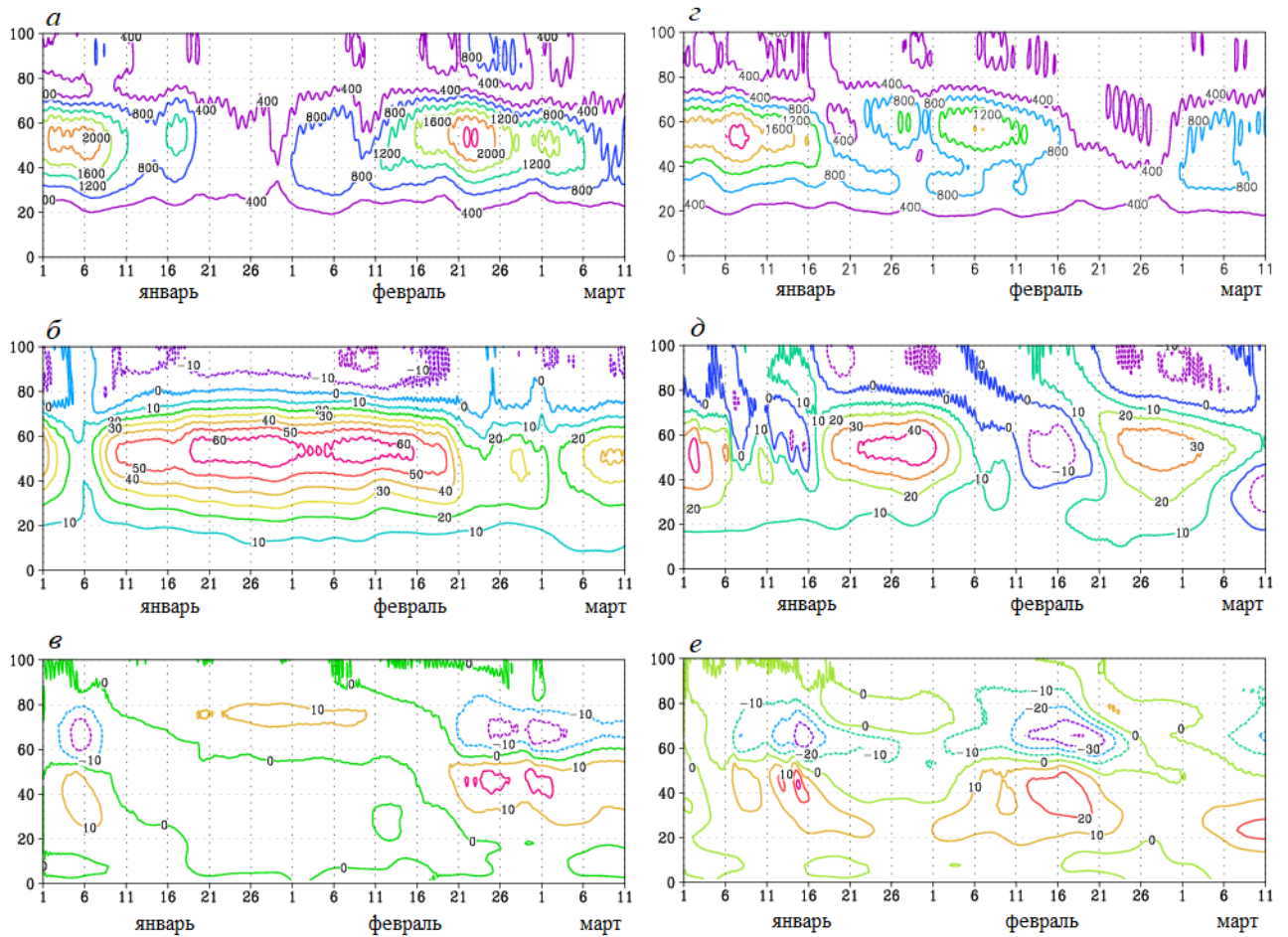


Рисунок 3.8 – То же самое что и на рисунке 3.6, только : *a*, *б*, *в* — во время восточной фазы КДК без учета ОМД; *г*, *д*, *e* — во время восточной фазы КДК с учетом ОМД

На рисунке 3.9 *a*, *б*, *в* представлены средние высотно-временные разрезы для лет, во время которых наблюдалась восточная фаза КДК и минимальные значения амплитуды индекса ОМД, они могут быть сопоставлены результатам модельных расчетов для восточной фазы, без включения ОМД (рисунок 3.8 *a*, *б*, *в*). На рисунке 3.9 *г*, *д*, *e* представлены разрезы для лет, во время которых наблюдалась восточная фаза КДК с максимальным значением амплитуды индекса ОМД, которые сравнивались с результатами численных экспериментов с включением ОМД в модель во время восточной фазы КДК (рисунок 3.8 *г*, *д*, *e*).

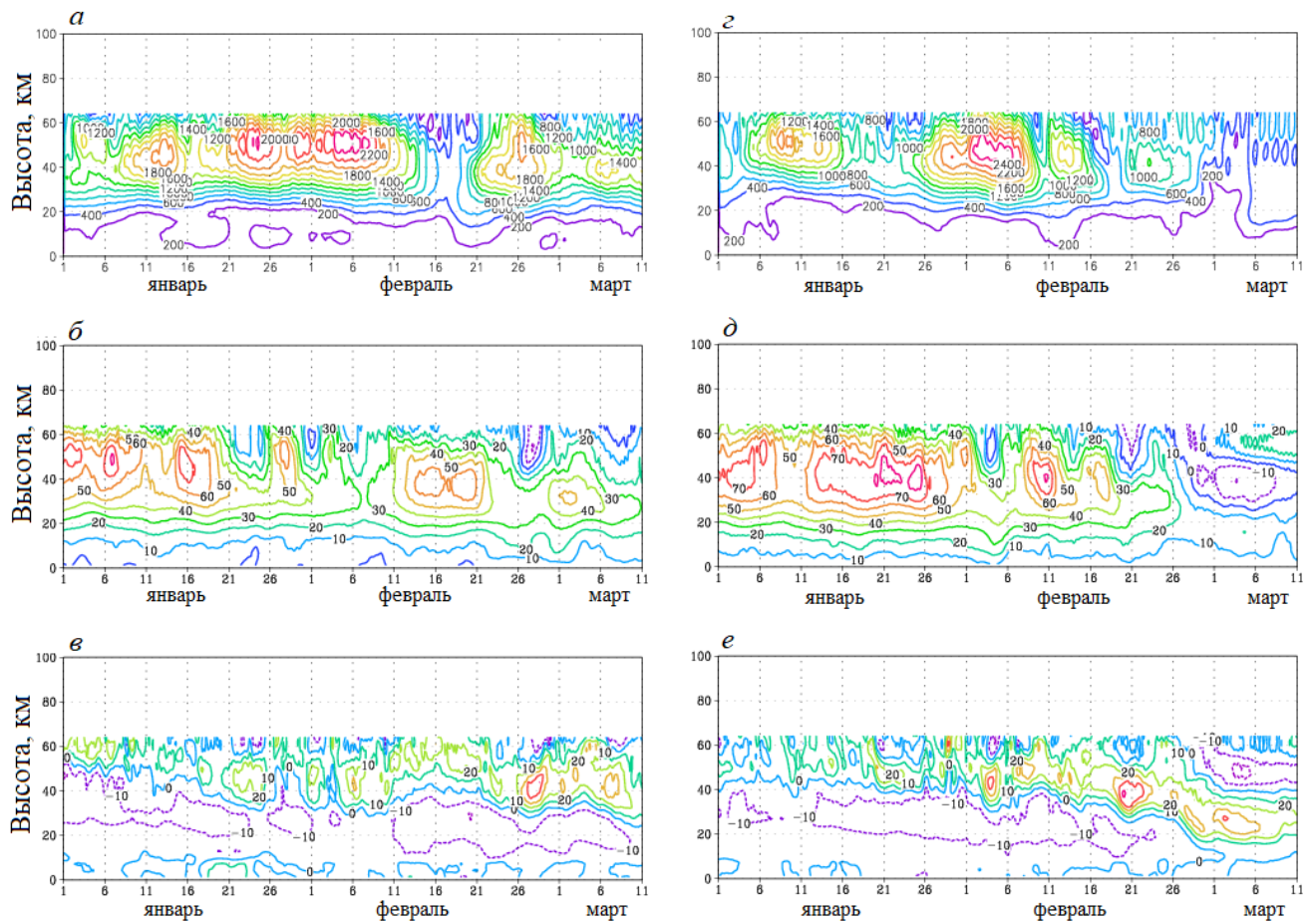


Рисунок 3.9 – То же самое что и на рисунке 3.6, только: *a, б, в* – во время слабой активности ОМД; *г, д, е* – во время сильной активности ОМД

Сравнительный анализ, показал что для всех представленных случаев стратосферное струйное течение неустойчивое и ослабевает каждый раз при любых, даже не самых высоких, изменениях амплитуды СПВ1, что позволяет говорить о сходстве результатов. Схожими являются значения аномалий температуры и скорости зонального потока. В качестве различий численных экспериментов и результатов наблюдений можно выделить отрицательные аномалии температуры в слое 20 – 40 км, наблюдаемые по данным ре-анализа, которые препятствуют распространению тепла в более низкие слои стратосферы.

Сравнительный анализ разрезов метеорологических параметров во время сильной и слабой интенсивности события ОМД по данным ре-анализа (рисунок 3.9) не установил существенных различий ни в структуре температурных аномалий, ни в изменениях скорости зонального ветра. В обоих случаях до

середины февраля по всей стратосфере сохранялись отрицательные аномалии температуры, с середины февраля ослабевает скорость зонального потока, направление зонального потока меняется на противоположное к началу марта и тепло постепенно опускается до высот верхней тропосферы.

Различия средних зональных величин зональной скорости и температуры могут быть обусловлены либо изменениями параметров стратосферного полярного вихря, либо различиями характеристик ВСП или, что вероятнее, комбинацией обоих факторов. Для проверки этих предположений мы сопоставили изменения со временем средней зональной температуры на высоте 30 км в широтном диапазоне от 60 – 90° N в экспериментах с разными фазами КДК, с учетом и без учета ОМД. Средние значения температуры в этом диапазоне высот и широт достаточно хорошо отражают динамику процессов в стратосфере во время ВСП.

На рисунке 3.10 *a – г* приведены графики изменений со временем средней зональной температуры воздуха в высоких широтах стратосферы при западной (*a, б*) и восточной (*в, г*) фазах КДК без учета (*a, в*) и с учетом (*б, г*) источника тепла ОМД. На рисунке 3.10 *д, е* приведены графики изменений со временем разности температур с учетом и без учета ОМД, усредненных по 10 реализациям, и графики разностей температур, соответствующих 95% значимости. Видно, что временной ход температуры воздуха претерпевает значительные изменения в зависимости от фазы КДК. При западной фазе КДК повышения температуры, обусловленные ВСП, происходят, в основном, в первой половине января и во второй половине февраля. При восточной фазе КДК потепления менее регулярны и чаще всего возникают в поздние сроки. В среднем, температура полярной стратосферы при восточной фазе КДК ниже, чем при западной фазе. При западной фазе КДК включение ОМД приводит к уменьшению количества ВСП – вместо двух ВСП за период с 1 января по 15 марта чаще всего развивается только одно, начало которого сдвигается на более поздний срок – вторую половину февраля. При восточной фазе КДК ОМД мало влияет на температурный режим полярной области стратосферы.

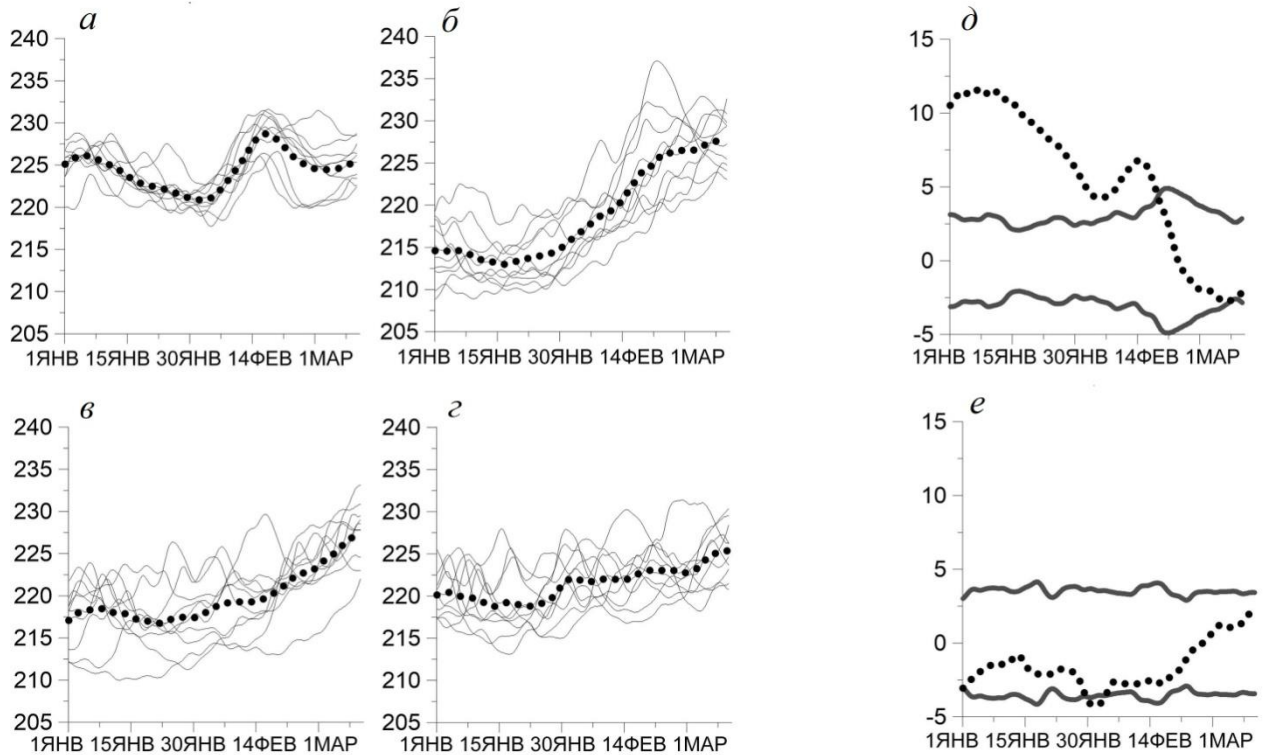


Рисунок 3.10 – Вариации температуры воздуха в полярной стратосфере при западной (*a, б*) и восточной (*в, г*) фазах КДК без включения ОМД (*a, в*) и с включением ОМД (*б, г*) на высоте 30 км. Точками показано среднее изменение температуры по 10 реализациям модели. Графики разностей средних по ансамблям значений температуры, вызванных включением ОМД для западной (*д*) и восточной (*e*) фазы КДК. Сплошные линии на правых рисунках ограничивают область значений разностей, соответствующих уровню значимости 95% по *t*-критерию Стьюдента

Средние значения температуры в широтном диапазоне от 60 – 90° N были вычислены и для высоты 60 км. Полученные результаты представлены на рисунке 3.11. Сравнительный анализ изменения температуры воздуха на двух исследуемых высотах при западной фазе КДК без включения ОМД показал, что в периоды наблюдения максимальных температур на высоте 60 км (рисунок 3.11 *a*) в конце января и середине марта, на высоте 30 км (рисунок 3.10 *a*) наблюдаются минимальные температуры. И наоборот, минимальные температуры на 60 км

совпадают с периодом наблюдения ВСП на 30 км. В структуре изменения температуры при включении ОМД в расчеты на 60 км (рисунок 3.11 б) наблюдается только один максимум температуры, как и на 30 км (рисунок 3.10 б), но приходится он на первую половину рассматриваемого периода. Сравнительный анализ графиков температуры во время восточной фазы КДК без включения (рисунок 3.11 в) и с включением ОМД (рисунок 3.11 г) не показал существенного изменения температуры.

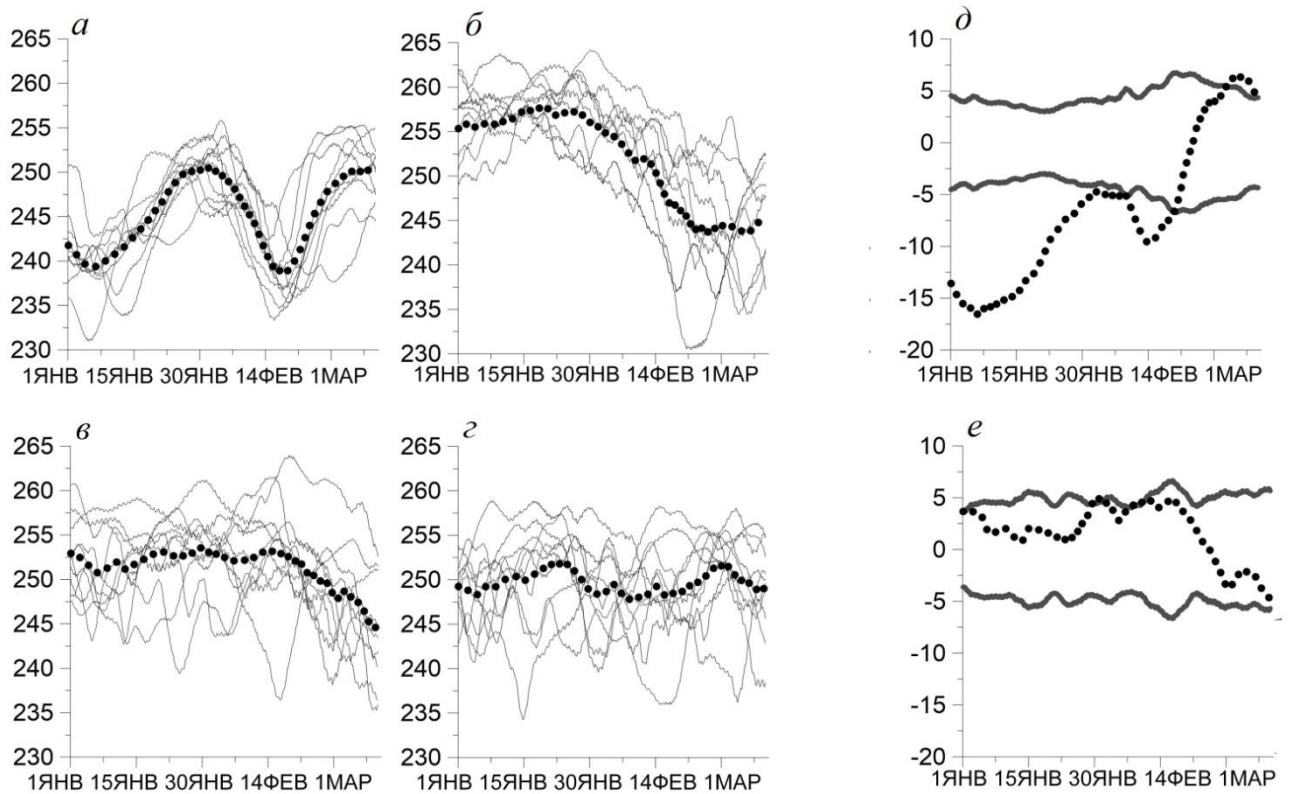


Рисунок 3.11 – То же самое что и на рисунке 3.10 на высоте 60 км

Качественные выводы подтверждаются статистическими оценками. При западной фазе КДК влияние ОМД значительно влияет на температуру полярной стратосферы в течение большей части интервала времени. При восточной фазе КДК это влияние мало. Сопоставление графиков средней зональной скорости согласуется с изменениями температуры, при восточной фазе КДК средние зональные скорости в полярной стратосфере в среднем выше, чем при западной

фазе, включение ОМД при западной фазе КДК приводит к увеличению средней зональной скорости.

Выводы по разделу

По результатам исследований, описанных в этой главе, можно сделать следующие выводы:

- анализ результатов без учета и с учетом воздействия ОМД на характер динамических процессов в стратосфере показал, что при включении ОМД полярный вихрь становится более устойчивым, аномалии температуры в полярной области стратосферы понижаются на ~ 5 К;
- анализ результатов совместного влияния ОМД и КДК показал, что при западной фазе при включении ОМД в модель стратосферное струйное течение становится более устойчивым и развитие ВСП сдвигается на более поздний срок. Показано, что аномалии температуры выше и ниже струйного течения ослабевают, а ВСП, как правило, имеют более высокую температуру;
- анализ результатов совместного влияния ОМД и восточной фазы КДК показал, что потепления могут происходить зимой в произвольные моменты времени. Включение ОМД в модель привело к увеличению продолжительности существования и частоту возникновения ВСП;
- ОМД, представляющая собой локализованный по долготе волновой пакет, может передавать импульс среднему зональному потоку в стратосфере, увеличивая скорость потока и снижая вероятность развития ВСП.

4. ОМД и полярный стратосферный вихрь

Характерной особенностью динамических процессов в стратосфере является формирование и разрушение полярного вихря. Сильный циркумполярный западный ветер наблюдается на периферии полярного вихря зимой, летом ветер сменяется на слабый восточный перенос. В обоих полушариях полярный вихрь формируется осенью, достигает максимальной стадии развития зимой и разрушается в марте-апреле. Структура и динамика стратосферного полярного вихря играют ключевую роль в циркуляции стратосферы в зимне-весенней период, сказываются на распределении газовых примесей, в частности озона, и на взаимодействие между стратосферой и тропосферой.

Большой интерес к изучению структуры и динамики стратосферного полярного вихря возник в 1950-ых, когда была обнаружена стратосферная циркуляция по типу муссонов (западные ветры зимой и восточные летом) и зарегистрированы взрывные потепления в полярной стратосфере, известные в наши дни как внезапные стратосферные потепления. Еще больший интерес к исследованию стратосферного полярного вихря вызвали обнаруженные озоновые дыры в обоих полушариях в 1980-ых. В последнее время интерес к полярному вихрю обусловлен свидетельствами влияния стратосферы на погоду и климат тропосферы. Полярный вихрь является важной компонентой в стратосферно-тропосферном взаимодействии и в эволюции так называемой «кольцевой моде». Задачей данного раздела является исследование изменчивости стратосферного полярного вихря под воздействием тропического колебания ОМД.

4.1 Влияние ОМД на интенсивность и структуру полярного вихря (Кандиева и др. [8])

Анализ изменчивости стратосферы проводился с помощью двух параметров – индекса интенсивности вихря (ИВ) и площади полярного вихря (ПВ). Для вычисления ИВ и ПВ использованы данные о геопотенциальной высоте и зональном ветре ре-анализа MERRA. Анализ был выполнен для холодного сезона (ноябрь – апрель) периода с 1985 – 2015 гг. с шагом 24 часа на десяти изобарических поверхностях в стратосфере.

Ежедневные значения площади ПВ определялись, как площадь ячеек сетки, в которых завихренность отрицательна.

Ежедневные значения индекса ИВ (Z_p) определялись по формуле:

$$Z_p = \sum (Z' \cos \varphi) / \sum \cos \varphi$$

где Z' – отклонения геопотенциальной высоты от климатического значения;

φ – широта, суммирование производится по всем точкам региона севернее 65° с.ш.

Индекс ИВ аналогичен суточному зональному значению индекса NAM (North Atlantic Mode) [20], который используется для оценки стратосферной изменчивости.

Для исследования влияния ОМД на параметры стратосферной циркуляции использован ежедневный индекс ОМД (ИОМД). Два параметра ИОМД – амплитуда и фаза – характеризуют ежедневные изменения метеорологических параметров тропической области, связанные с ОМД. Амплитуда индекса ОМД – показатель интенсивности явления. По величине амплитуды события ОМД поделены на «слабые» события, если амплитуда ИОМД < 1 и «сильные» события, если амплитуда ИОМД > 1 . Фаза индекса ОМД – показатель положения облачности вдоль экваториального пояса.

Для анализа активности ОМД в различные фазы исследуемого периода (всего 5618 дней) были выделены дни наблюдения разной фазы и амплитуды ИОМД. В таблице 4.1 приведены полученные результаты.

Таблица 4.1 – Количество дней пребывания ОМД в каждой фазе

Фаза	Общее число дней	$A < 1$	$A > 1$
1	547	202	345
2	644	239	405
3	756	223	533
4	757	258	499
5	726	260	466
6	775	258	517
7	774	269	505
8	639	221	418

Из анализа таблицы 4.1 видно, что в среднем доля «сильных» ОМД составляет 65%, доля «слабых» ОМД составляет – 35%. Большое количество дней скопление облачности, связанное с ОМД, наблюдается над восточной частью Индийского океана (3-я фаза) (см. таблица 4.1, 4-й столбец).

Для установления взаимосвязи между тропической осцилляцией Маддена – Джулиана и интенсивностью стратосферного полярного вихря были рассчитаны средние значения индекса ИВ для каждой фазы ОМД. Положительные значения индекса ИВ указывают на слабый вихрь, отрицательные – на сильный вихрь. Полученные результаты представлены на графиках рисунка 4.1.

Анализ связи индекса ИВ и фазы ОМД позволяет сделать вывод о том, что зависимость имеет одинаковую структуру во всей стратосфере, за исключением уровней давления в верхней стратосфере 5 и 1 гПа. Во время слабых событий ОМД в тропиках (рисунок 4.1 а) стратосферный полярный вихрь постепенно ослабляется с 1-й по 3-ю и с 4-й по 7-ю фазы. Во время 4-ой и 8-ой фаз наблюдается тенденция увеличения интенсивности вихря. В верхней стратосфере

(5 и 1 гПа) во время 1-й и 2-й фаз интенсивность вихря значительно меньше, чем в нижележащем слое стратосферы.

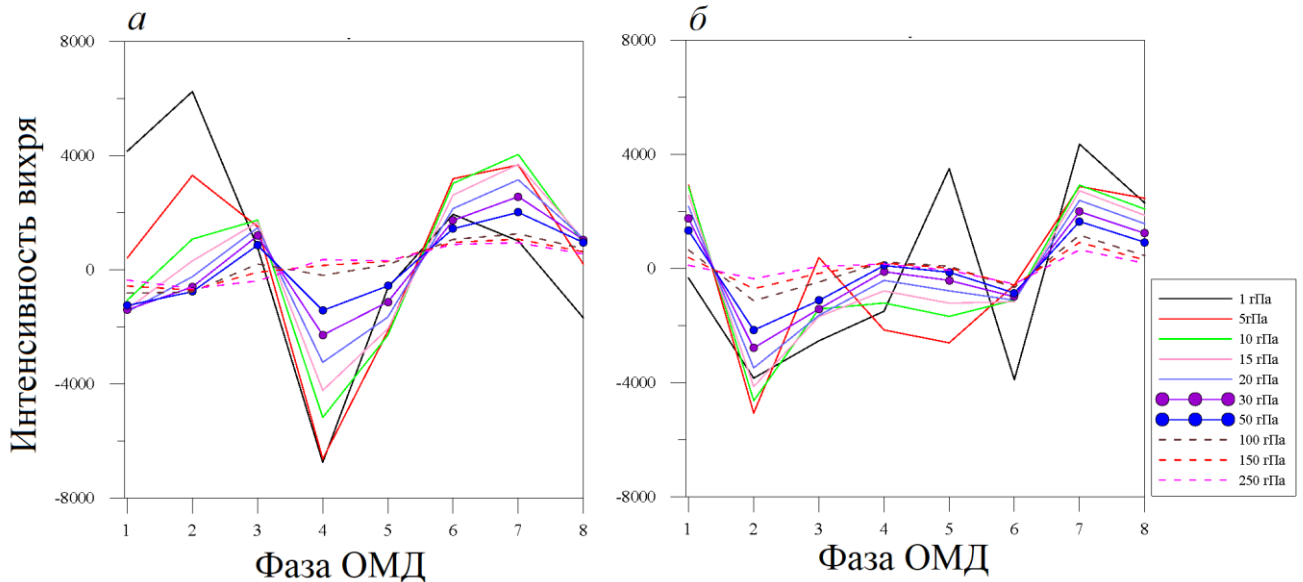


Рисунок 4.1 – Кривые зависимости среднего значения индекса ИВ от фазы ОМД: *a* – для «слабых» ОМД ($A < 1$); *б* – для «сильных» ОМД ($A > 1$)

Во время сильных событий ОМД в тропиках (рисунок 4.1 *б*) в нижней и средней стратосфере число фаз с отрицательными значениями индекса увеличиваются по сравнению с результатами полученными для индекса ИВ во время слабых событий ОМД (рисунок 4.1 *а*). Сильный полярный вихрь приходится на 2-ю фазу, который постепенно ослабляется к 7-й фазе. Тенденция увеличения индекса ИВ наблюдается после 8-й и 1-й фаз.

В верхней стратосфере во время сильных событий ОМД зависимость индекса ИВ от фазы ОМД не совпадает с общим ходом. На изобарической поверхности 5 гПа наблюдается значительное увеличение индекса во время 3-й фазы, а на уровне 1 гПа – во время 5-й фазы, что соответствует уменьшению интенсивности полярного вихря. На обеих изобарических поверхностях слабый вихрь наблюдается и во время 7-й фазы.

Для исследования взаимосвязи ОМД и циркуляции стратосферы были вычислены ежедневные значения площади полярного вихря. На рисунке 4.2 приведены графики зависимости площади ПВ от фазы ОМД.

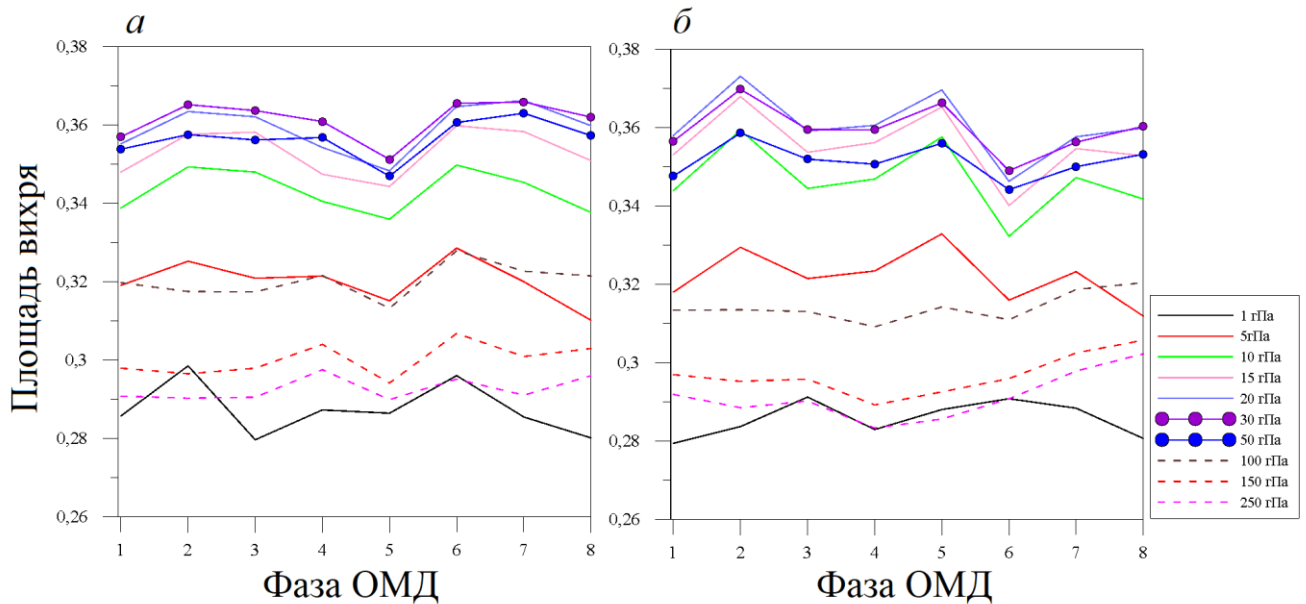


Рисунок 4.2 – Кривые зависимости среднего значения площади полярного вихря, нормированной на квадрат среднего радиуса Земли, от фазы ОМД: *а* – для «слабых» ОМД ($A < 1$); *б* – для «сильных» ОМД ($A > 1$)

Анализ результатов, приведённых на рисунке 2 *а*, позволяет сделать вывод о том, что в вертикальном развитии площадь вихря достигает максимума на уровне 30 гПа, минимальное значение площади вихря приходится на 5-ю фазу.

Во время сильных событий ОМД в тропической области (рисунок 4.2 *б*) максимальная площадь вихря наблюдается на 20 гПа. В верхней стратосфере на поверхности 1 гПа площадь вихря незначительно увеличивается во время 3-й и 6-й фазы. Во время стадии развития и активной стадии ОМД (с 1-й по 5-ю фазу) площадь вихря в слое от 30 до 5 гПа увеличивается по сравнению со средними значениями площади вихря во время слабого воздействия ОМД. Максимальные

значения площади приходится на 1-ю и 5-ю фазу, минимальное значение наблюдается во время 6-й фазы ОМД. Площадь ПВ в слое от 50 до 100 гПа уменьшается по сравнению с площадью ПВ во время слабого воздействия ОМД. В нижней стратосфере от 250 до 150 гПа с 1-й по 3-ю фазу наблюдается тенденция сокращения площади вихря, а с 4-й по 8-ю фазу тенденция увеличения площади вихря.

Из представленного анализа можно предположить, что определенные ИОМД положения конвективной облачности вдоль экваториального пояса по-разному воздействуют на интенсивность и площадь полярного вихря. Соответственно, структура аномалий геопотенциальной высоты в полярной области (аномалии определяются как отклонения геопотенциальной высоты от климатического значения в рассматриваемый момент времени) во время отдельной фазы ОМД будет разной. Распределения аномалий геопотенциальной высоты соответствующие различным фазам ОМД были рассчитаны для всех исследуемых изобарических поверхностей. Было установлено, что поля аномалий в слое от 250 до 10 гПа имеют схожую форму. Для анализа полученных аномалий полей геопотенциальной высоты в нижней стратосфере был выбран уровень давления 150 гПа (рисунок 4.3).

Расположение аномалий геопотенциальной высоты, полученные во время слабого и сильного воздействия ОМД, не совпадают ни в одну из фаз ОМД, что позволяет сделать вывод о влиянии ОМД на динамические процессы в стратосфере. Рисунок 4.3 б демонстрирует аномалии геопотенциальной высоты на 150 гПа, полученные для восьми фаз ОМД во время сильных событий осцилляции. Схему изменения поля геопотенциальной высоты из-за воздействия ОМД можно представить следующим образом:

Во время 1-й фазы аномалии геопотенциальной высоты имеют вид волны с зональным волновым числом 2, с двумя центрами положительных аномалий – над центральной частью России и над северной Америкой. Одна из областей с

отрицательными аномалиями располагает между Гренландией и Скандинавией, а вторая – над северо-восточной Сибирью.

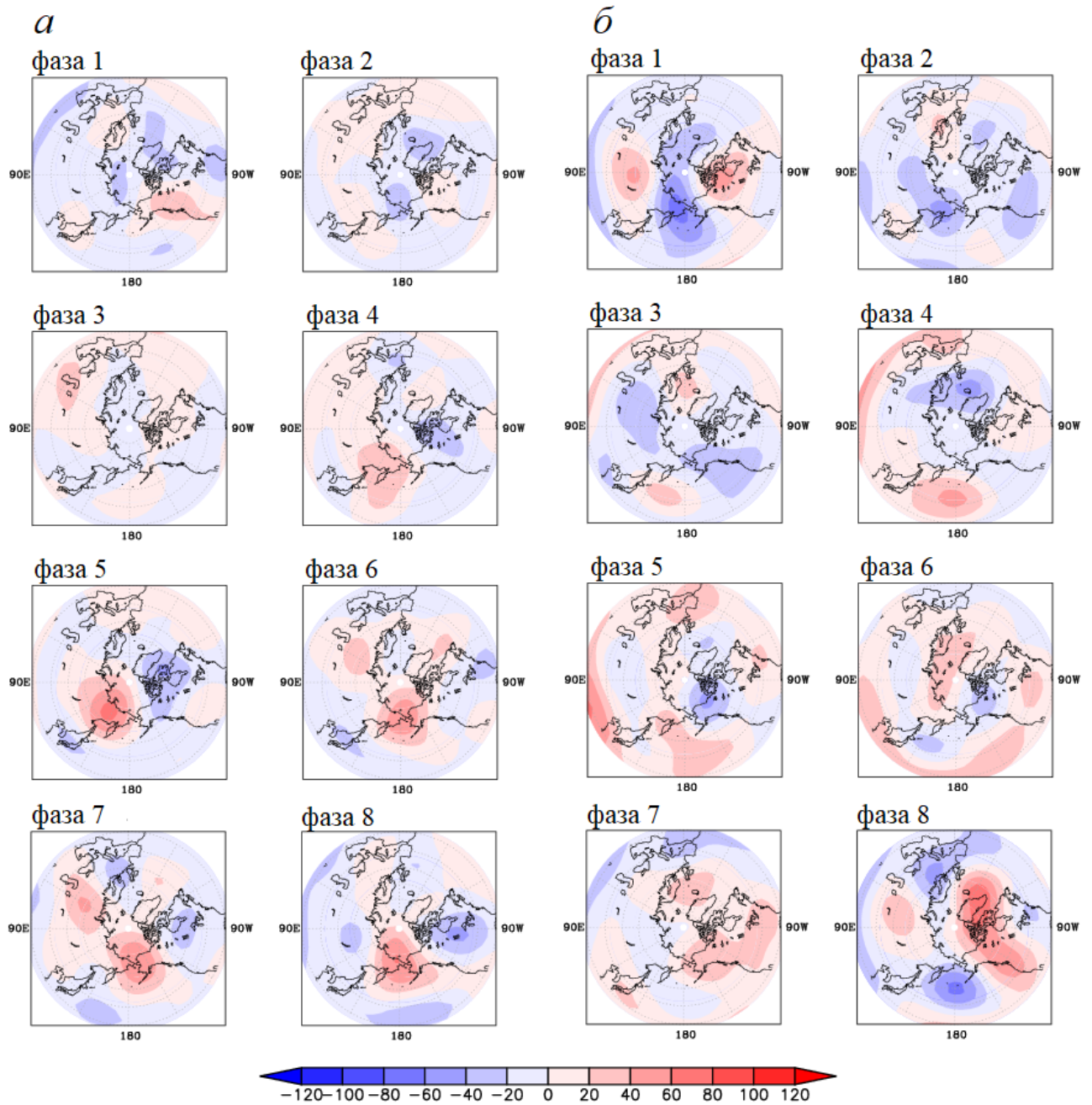


Рисунок 4.3 – Распределение аномалий геопотенциальной высоты (м) на 150 гПа в зависимости от фазы ОМД: *а* – для «слабых» ОМД ($A < 1$); *б* – для «сильных» ОМД ($A > 1$)

Во время 2-й фазы область отрицательных аномалий распространяется почти по всему Северному полушарию, небольшая область положительных аномалий располагается над Гренландией и Скандинавией.

Во время 3-й фазы над западной частью Тихого океана появляются положительные аномалии геопотенциальной высоты (см. рисунок 4.3 *а*, фаза 3 и рисунок 4.3 *б*, фаза 3). Центр отрицательных аномалий усиливается и смещается на север в область центральной части России. Возможно, это изменение можно объяснить с помощью механизма предложенного в работе [32]. Во время 3-й фазы ОМД над западной частью Тихого океана наблюдаются высокие аномалии давления, которые усиливают барический гребень в Тихом океане, что приводит к процессу блокирования распространения возмущений и усилению полярного вихря.

Во время 4-й фазы область положительных аномалий достигает центральной части Тихого океана. Центр области отрицательных аномалий находится над Гренландией.

Во время 5-й и 6-й фазы происходит уменьшение области охвата и величины отрицательных аномалий геопотенциальной высоты. Центр отрицательных аномалий расположен над северной частью Канады.

Во время 7-й фазы поле аномалий имеет вид волны с зональным волновым числом 1. Центр положительных аномалий находится над Канадой, центр отрицательных аномалий – над северо-восточной частью Евразии.

К 8-й фазе зона отрицательных аномалий расширяется над северным Тихим океаном, величина отрицательных аномалий уменьшается, аномалии имеют вид волны с зональным волновым числом 2.

Было проведено исследование поля геопотенциальной высоты и в верхней стратосфере на уровне 1 гПа. На рисунке 4.4 представлены полученные

результаты распределения аномалий геопотенциальной высоты для фаз ОМД во время сильных и слабых событий осцилляции Маддена – Джулиана.

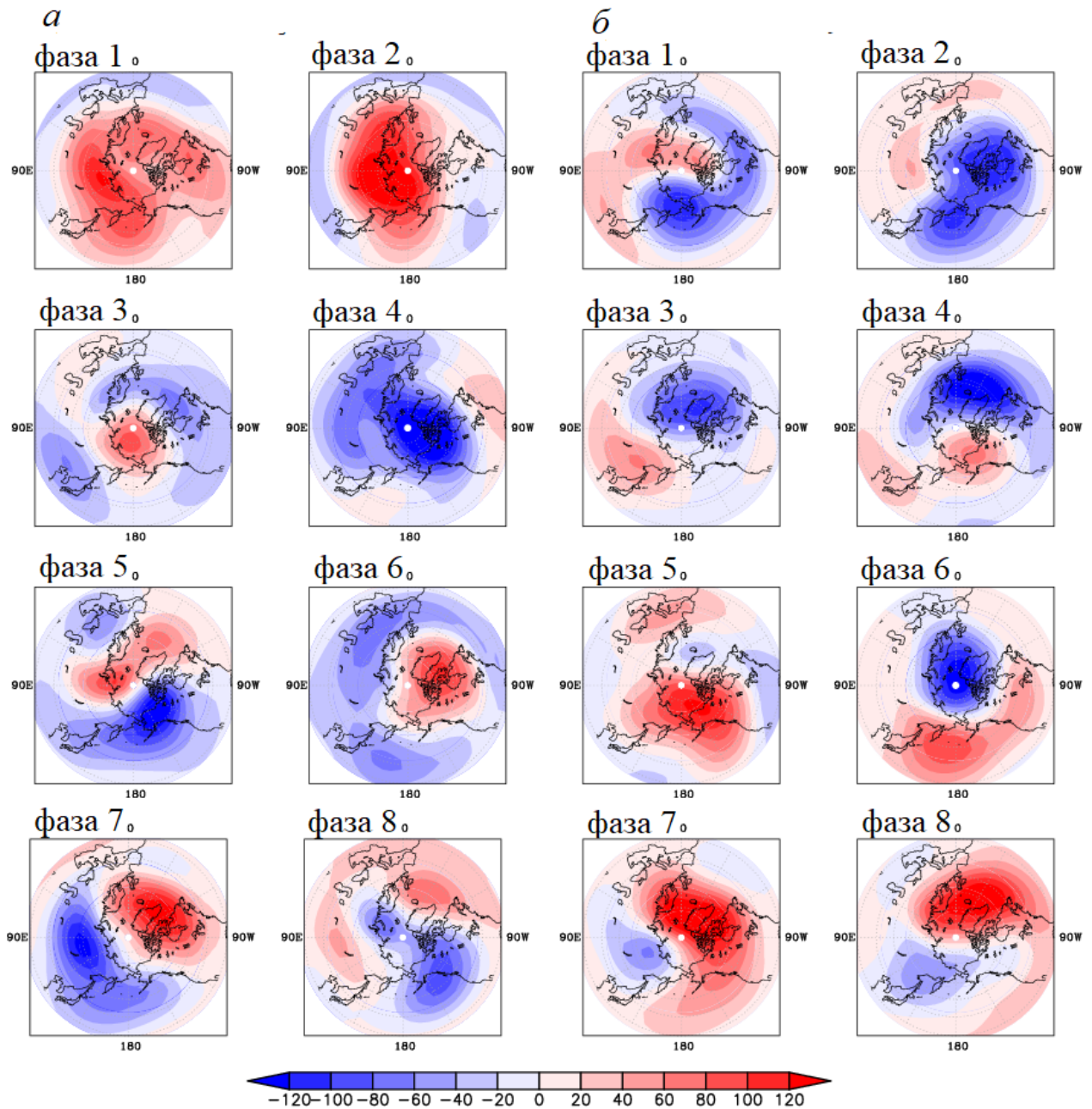


Рисунок 4.4 – Распределение аномалий геопотенциальной высоты (м) на 1 гПа в зависимости от фазы ОМД: *а* – для «слабых» ОМД ($A < 1$); *б* – для «сильных» ОМД ($A > 1$)

Расположение аномалий геопотенциальной высоты в верхней стратосфере во время сильных и слабых ОМД различается – это позволяет предположить, что влияние ОМД распространяется и до верхней стратосферы. Сравнительный анализ результатов, полученных для сильного и слабого воздействия ОМД (рисунок 4.4 *а* и *б* соответственно), показывает, что с 1-й по 2-ю фазы во время сильных событий осцилляции в полярной области формируется область со значительными отрицательными отклонениями геопотенциальной высоты, с центром над северо-восточной Сибирью и северной частью Канады. При этом во время 1-й и 2-й фаз во время слабых событий осцилляции почти над всей полярной областью велики положительные аномалии. Во время 7-й и 8-й фаз области отклонений геопотенциальной высоты совпадают по местоположению, но различаются по интенсивности. Для слабых событий ОМД характерны более высокие значения отрицательных аномалий и низкие значения положительных аномалий. Для сильных событий, наоборот, над Атлантическим океаном формируются области с высокими значениями положительных аномалий, а над северо-восточной Сибирью и Аляской – слабые отрицательные аномалии.

Анализ полей геопотенциальной высоты в верхней стратосфере во время сильных событий ОМД (рисунок 4.4 *б*) показывает, что развитие аномалий с отрицательными значениями в некоторой степени совпадает с интенсивностью развития конвективной облачности в тропической области, связанной с осцилляцией Маддена – Джулиана. Полярный вихрь на уровне 1 гПа проходит цикл с 1-й по 8-ю фазы от стадии формирования до стадии заполнения вихря, при этом область отрицательных аномалий движется в восточном направлении. Исключением является только 5-я фаза во время которой наблюдается слабый вихрь, центр которого расположен между Гренландией и Скандинавией. В свою очередь область с положительными аномалиями геопотенциальной высоты во время цикла ОМД с 1-й по 8-ю фазу развивается и достигает максимума к 7-й и 8-й фазам.

4.2 Исследование влияния ОМД на весеннюю перестройку циркуляции

К значимой характеристике циркуляции стратосферы относят финальное стратосферное потепление (ФСП), во время которого происходит окончательная перестройка режима зонального ветра с зимнего на летний перенос. Задача данного раздела – оценка воздействия ОМД на перестройку циркуляции стратосферы в зимний период.

Дата перестройки динамического режима стратосферы, с зимнего на весенний, определялась с помощью данных о скорости ветра JRA-55 с 1958 – 2016 гг., по методу предложенному Савенковой [16]. Метод расчета основан на определении даты максимального уменьшения скорости зонального ветра в зимне-весенний период. Для этого данные о зональной скорости ветра сглажены 31-им дневным скользящим средним, затем аппроксимированы с помощью кубического сплайна. Анализ изменения скорости зонального потока проводился на трех высотах стратосферы – 24, 30, 42 км на широте максимального изменения скорости стратосферного течения – 62° N. Даты весенней перестройки (ВП) циркуляции стратосферы определены на трех рассматриваемых высотах и представлены на рисунке 4.5.

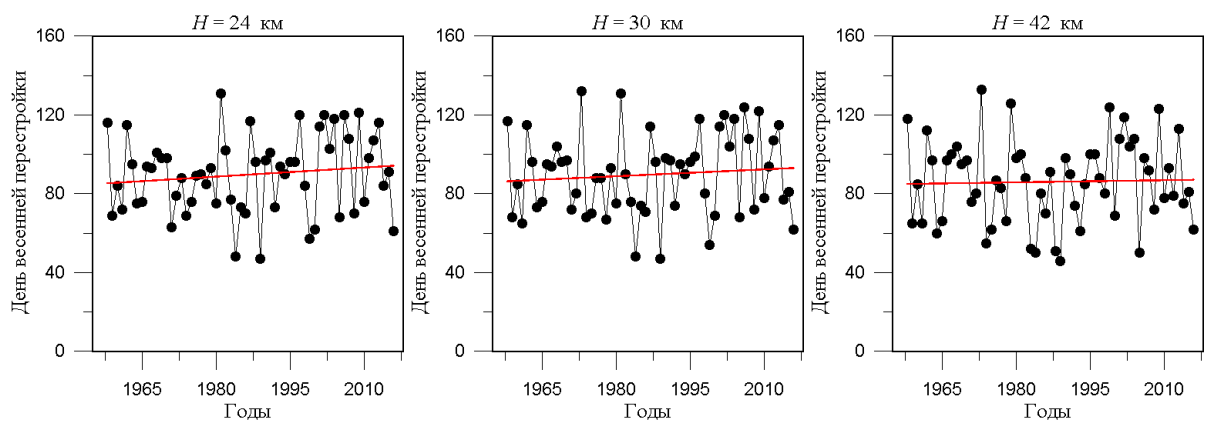


Рисунок 4.5 – Диаграммы рассеяния дат весенней перестройки

Анализ результатов показал, что на всех рассматриваемых высотах день весенней перестройки варьируется в диапазоне ~ 2 месяцев от года к году. Линейный тренд (красная линия), полученный с помощью метода наименьших квадратов, практически отсутствует. На высотах 24 и 30 км момент перестройки циркуляции практически всегда совпадает. Стоит отметить, что на высоте 42 км в большинстве случаев дата весенней перестройки наступает раньше, чем на высотах 24 и 30 км. По дате перестройки циркуляции стратосферы можно выделить ранние и поздние перестройки относительно среднего значения, полученного за весь период. В процессе определения дат весенней перестройки из анализа были исключены годы – 1984, 1989, 1999, 2008, 2016 для которых было достаточно сложно установить момент смены циркуляции стратосферы с зимнего режима на летний. Связано это с тем, что после сильного возмущения циркуляции зимней стратосферы, вызванного ВСП, полярный вихрь после разрушения не восстанавливается. Ветер в течение нескольких месяцев колеблется около нулевых значений и становится восточным, когда над полюсом образуется антициклон.

В качестве одной из причин смены динамического режима стратосферы с зимнего на летний рассматривают динамические процессы, обусловленные нелинейным взаимодействием среднего потока с планетарными волнами. В таблице 4.2 представлены значения линейного коэффициента корреляции Пирсона (r), полученные для дат перестроек циркуляции стратосферы и средних значений амплитуд СПВ1 и СПВ2 на широте 62° N, вычисленные за 15 и 30 дней до момента перестройки.

Таблица 4.2 – Связь СПВ1 и СПВ2 с датами весенней перестройки

Высота (км)	ВП/СПВ1 (15 дней)	ВП/СПВ1 (30 дней)	ВП/СПВ2 (15 дней)	ВП/СПВ2 (30 дней)
24	-0,70	-0,75	-0,64	-0,61

30	- 0,82	- 0,80	- 0,70	- 0,68
42	- 0,84	- 0,83	- 0,71	- 0,76

Анализ данных таблицы 4.2, показал значимую связь между двумя показателями, данная корреляционная связь является статистически значимой с вероятностью 98%. Полученные результаты подтверждают выводы [16], о том, что ранние перестройки определяются в значительной степени усилением волн в феврале – марте, а поздние перестройки происходят за счет изменения нагрева атмосферы в полярной шапке из-за усиления поглощения ультрафиолетового излучения при сезонном изменении зенитного угла Солнца.

Как было отмечено в разделе 3, ОМД может являться одним из возможных источников генерации планетарных волн направленных в стратосферу. Основываясь на этих предположениях, можно оценить связь изменения интенсивности волн в стратосфере и интенсивности ОМД перед ранней перестройкой циркуляции стратосферы. Для этого, была вычислена средняя дата ранней перестройки – 17 марта, средние значения амплитуд СПВ1 и СПВ2 вычислены за 10 дней до средней даты ранней перестройки на трех высотах – 24, 30, 42 км, а средние значения амплитуды индекса ОМД получены за 10 дней до интервала расчета активности волн, что позволило учесть время необходимое аномалиям, связанным с ОМД, распространиться в выше лежащий слой атмосферы.

Анализ полученных результатов показал, что линейная связь ОМД и СПВ невысока и незначима на всех трех высотах. В дальнейшем, вычисление корреляционной связи проводилось для слабых и сильных СПВ и ОМД отдельно. Слабые и сильные СПВ определялись относительно среднего значения за весь рассматриваемый период. Было установлено существование значимой связи между ОМД и слабыми СПВ1, СПВ2 на высоте 30 км. Линейный коэффициент корреляции Пирсона для СПВ1 и ОМД составил 0,43, для СПВ2 и

ОМД – 0,38, связь статистически значима с вероятностью 96%. Коэффициенты корреляции для сильных СПВ и ОМД получились равными $r = -0,045$ для СПВ1 и ОМД и $r = -0,32$ для СПВ2 и ОМД.

Выводу по разделу

Из представленных результатов можно сделать вывод о том, что влияние тропического колебания ОМД на изменение циркуляции стратосферы зависит от географического положения аномалий, связанных с ОМД. Различные положения облачности в тропической области оказывают разное влияние на интенсивность и площадь полярного вихря.

Анализ индекса ИВ и поля геопотенциальной высоты полученных для разных фаз ОМД, показал, что во время сильных ОМД (примерно в 65 % случаев) изменение интенсивности полярного вихря совпадает со стадиями развития облачности, наблюдаемыми во время ОМД; к тому же центр полярного вихря смещается в восточном направлении. Можно предположить, что аномалии метеорологических параметров, генерируемые ОМД во время 1–4-й фазы, способствуют развитию сильного полярного вихря, а в период с 5-й по 8-ю фазу ведут к ослаблению и заполнению полярного вихря.

Анализ площади стратосферного ПВ показал, что во время сильной ОМД максимальная площадь ПВ наблюдается на уровне 20 гПа, во время слабой ОМД на уровне 30 гПа.

Корреляционный анализ интенсивности ОМД, СПВ и дат весенней перестройки показал, что ранние перестройки связаны с сильными СПВ, а поздние перестройки со слабыми СПВ. Значимая линейная связь выявлена между слабыми СПВ и ОМД. На основе полученных результатов можно предположить, что ОМД откладывает дату весенней перестройки на более поздний срок. Вероятно, ОМД способствует усилению среднего зонального потока и

препятствует распространению сильных волн. В этом случае перестройка циркуляции стратосферы наблюдается в середине весны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение сформулированы основные результаты и выводы, полученные в ходе диссертационного исследования.

1. Предложен метод идентификации сигнала ОМД в поле нагрева атмосферы за счет выделения скрытого тепла. Идея метода выделения сигнала ОМД заключалась в подборе количества распространяющихся на восток зональных гармоник, формирующих сигнал ОМД. Сигнал ОМД учитывающий гармоники с $m = 1-9$ был выбран наиболее подходящим, так как лучше соответствует данным наблюдений. Данный метод определения сигнала ОМД прост и хорошо захватывает осцилляцию: средний период сигнала ОМД составляет 45 дней; средняя фазовая скорость около 5 м/с; амплитуда нагрева 1,5 К/сут; протяженность сигнала по долготе 180° .

2. Создана полуэмпирическая модель теплового источника ОМД на основе наблюдаемых свойств ОМД и профилей скрытого тепла. Показано, что этапы распространения области нагрева модели ОМД, в виде локализованного по долготе волнового возмущения с зональным волновым числом $m = 2$ и периодом 45 суток, лучше согласуются с наблюдаемыми фазами ОМД. Такой вид источника приблизительно соответствует характеристикам сигнала ОМД в поле нагрева атмосферы.

3. Проведены численные эксперименты влияния ОМД и КДК на динамику внетропической стратосферы с помощью модели МСВА и их верификация по данным ре-анализа. Установлено, что ОМД способствует устойчивости полярного вихря, при этом аномалии температуры в полярной области стратосферы понижаются на ~ 5 К.

В условиях западной фазы КДК при включении ОМД в модель стратосферное струйное течение становится более устойчивым и развитие ВСП сдвигается на более поздний срок. ОМД увеличивает скорость стратосферного струйного

течения на 20 – 30 м/с, развитие ВСП сопровождается усилением амплитуды СПВ1.

Во время восточной фазы КДК вклад ОМД в изменение динамических процессов стратосферы незначительный, по сравнению с его вкладом во время западной фазы КДК. ОМД увеличивает продолжительность существования ВСП (на несколько суток), потепления могут происходить зимой в произвольные моменты времени. Стратосферное струйное течение неустойчивое: скорость стратосферного потока ослабевает и его направление может изменяться при увеличении амплитуды СПВ1.

4. В результате исследования влияния ОМД на стратосферный полярный вихрь получено, что изменение циркуляции полярной стратосферы зависит от географического положения аномалий, связанных с ОМД. Аномалии метеорологических параметров, генерируемые ОМД, во время 1–4-й фазы способствуют развитию сильного стратосферного полярного вихря, а с 5-й по 8-ю фазу ведут к ослаблению и его заполнению. ОМД оказывает различное влияние на циркуляционные процессы верхней и нижней стратосферы.

5. Установлено, что ОМД может сдвигать дату весенней перестройки на более поздний срок. ОМД, представляющая собой локализованный по долготе волновой пакет, распространяющийся в восточном направлении, возможно, передает импульс среднему зональному потоку в стратосфере, увеличивая скорость потока и снижая вероятность развития стратосферного потепления.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

АО	–	Арктическая осцилляция
ВП	–	весенняя перестройка
ВСП	–	внезапное стратосферное потепление
ЕОФ	–	естественные ортогональные функции
И1, И2	–	источник 1, источник 2
ИВ	–	интенсивность вихря
ИОМД	–	индекс осцилляции Маддена – Джулиана
КДК	–	квазидвухлетнее колебание
КР	–	коэффициент разложения
МНК	–	метод наименьших квадратов
МСВА	–	модель средней и верхней атмосферы
ОМД	–	осцилляция Маддена - Джулиана
ОЦА	–	общая циркуляция атмосферы
ПВ	–	полярный вихрь
САК	–	североатлантическое колебание
СПВ	–	стационарная планетарная волна
СПВ1	–	стационарная планетарная волна с волновым числом 1
СПВ2	–	стационарная планетарная волна с волновым числом 2
ТПО	–	температура поверхности океана
УДР	–	уходящая длинноволновая радиация
ФСР	–	финальное стратосферное потепление
ЭНЮК	–	Эль-Ниньо/Южное колебание
GEOS	–	Goddard Earth Observing System
CLIVAR	–	Climate and Ocean Variability, Predictability and Change
GSI	–	Grid point Statistical Interpolation
JRA-55	–	Japanese 55-year Reanalysis
MEI	–	Multivariate El Nino Southern Oscillation Index
MERRA	–	Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications
NCEP/NCAR	–	National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research
TOGA	–	Tropical Ocean Global Atmosphere Coupled
COARE	–	Ocean-Atmosphere Response Experiment

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Варгин, П.Н. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях / П.Н. Варгин, Е.М. Володин, А.Ю. Карпечко, А.И. Погорельцев // Вестник РАН. - 2015. – Т. 85, № 1. – С. 39–46.
2. Габис, И.П. Квазидвухлетние осцилляции в экваториальной стратосфере: сезонные закономерности изменения ветра, дискретность периода цикла и прогноз его длительности / И.П. Габис, О.А. Трошичев // Геомагнетизм и аэрономия. – 2011. – Т. 51, № 4. – С. 508–519.
3. Гаврилов, Н.М. Параметризация воздействия мезомасштабных стационарных орографических волн для использования в численных моделях динамики атмосферы / Н.М. Гаврилов, А.В. Коваль // Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана. – 2013. – Т. 49. – № 3. – С. 271–278.
4. Гущина, Д.Ю., Девитт Б., Коркмазова С.А. Внутрисезонная изменчивость тропической тропосферы и ее воспроизведение в атмосферной модели промежуточной степени сложности / Д.Ю. Гущина, Б. Девитт, С.А. Коркмазова // Метеорология и гидрология. – 2010. – №11. – С. 11–35.
5. Гущина, Д.Ю. Модификация Эль-Ниньо в условиях меняющегося климата: мониторинг, причины, удаленный отклик: дис. д-р геогр. наук: 25.00.30 / Гущина Дарья Юрьевна. – М., 2014. – 425с.
6. Ермакова, Т.С. Трехмерная полуэмпирическая климатическая модель распределения водяного пара и ее использование в радиационном блоке модели средней и верхней атмосферы / Т.С.Ермакова, И.А.Статная, И.Н.Федулина, Е.В.Суворова, А.И.Погорельцев // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 9. – С. 75–82.
7. Кандиева, К.К. Модельный источник генерации осцилляции Маддена–Джулиана / К.К. Кандиева, А.И. Погорельцев, О.Г. Анискина // Ученые записки РГГМУ. – 2017. – № 47. – С. 91–105.
8. Кандиева, К.К. Влияние осцилляции Маддена–Джулиана на интенсивность и структуру полярного вихря / К.К. Кандиева, А.И. Погорельцев, О.Г. Анискина // Ученые записки РГГМУ. – 2018. – № 50. – С. 18–27.

9. Кандиева, К.К. Влияние осцилляции Маддена–Джулиана и квазидвухлетнего колебания на динамику внетропической стратосферы / К.К. Кандиева, А.И. Погорельцев, О.Г. Анискина, О.С. Зоркальцева, В.И. Мордвинов // Геомagnetизм и аэрономия. – 2019. – том 59, № 1. – С. 114-124. DOI: 10.1134/S0016794018060068
10. Кочеткова О.С. Анализ факторов, влияющих на возникновение стратосферных потеплений / О.С.Кочеткова, В.И.Мордвинов, М.А.Руднева // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27, № 8. – С. 719–727.
11. Марчук, Г.И. Численные методы в прогнозе погоды / Г.И.Марчук. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 356 с.
12. Нестеров, Е.С. Североатлантическое колебание: атмосфера и океан / Е.С.Нестеров. – М.: Триада ЛТД, 2013. – 144 с.
13. Пальмен, Э. Циркуляционные системы атмосферы / Э. Пальмен, Ч. Ньютон. – Л.: Гидрометеиздат., 1973. – 615 с.
14. Погорельцев, А.И. Генерация нормальных атмосферных мод стратосферными вадцилляциями / А.И. Погорельцев // Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43, № 4. – С. 463–475.
15. Погорельцев, А.И. Внезапные стратосферные потепления: Роль нормальных атмосферных мод / А.И. Погорельцев, Е.Н. Савенкова, Н.Н. Перцев // Геомagnetизм и аэрономия. – 2014. – Т. 54, № 3. – С. 387–403.
16. Савенкова, Е.Н. Влияние динамических процессов на сроки весенней перестройки циркуляции стратосферы: дис. канд.ф.-м. наук: 25.00.30 / Савенкова Елена Николаевна. – Спб., 2013. – 121 с.
17. Суворова, Е.Н. Климатическая модель трехмерных распределений озона по данным ре-анализа MERRA / Е.Н. Суворова, Е.А. Дробашевская, А.И. Погорельцев // Ученые записки РГГМУ. – 2017. – № 49.– С. 38–46.
18. Baldwin, M. P. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere / M.P. Baldwin, T. J. Dunkerton // J. Geophys. Res. – 1999. – 104(D24). – P. 30937–30946.

19. Baldwin, M.P. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes / M.P. Baldwin, T. J. Dunkerton // *Science*. – 2001. – P. 581–584.
20. Baldwin, M.P. A critical comparison of stratosphere-troposphere coupling indices / M.P. Baldwin, D.W.J. Thompson // *Q. J. R. Met. Soc.* – 2009. – Vol. 135. – P. 1661–1672.
21. Barnes, H.C. Latent heating characteristics of the MJO computed from TRMM observations / H.C. Barnes, M.D. Zuluga, R.A. Houze // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2015. – Vol. 120. – P. 1322–1334. – DOI:10.1002/2014JD022530.
22. Bao, M. The response to MJO like forcing in a nonlinear shallow-water model / M. Bao, D.L. Hartmann // *Geophys. Res. Lett.* – 2013. – Vol. 41. – P. 1322–1328. – DOI:10.1002/2013GL057683.
23. Biello, J.A. A new multiscale model for the Madden–Julian oscillation / J.A. Biello, A.J. Majda // *J. Atmos. Sci.* – 2005. – Vol. 62. – P. 1694–1721.
24. Blade, I. Tropical intraseasonal oscillation in a simple nonlinear model / I. Blade, D.L. Hartmann // *J. Atmos. Sci.* – 1993. – Vol. 50. – P. 2922–2939.
25. Butler, A.H. A sudden stratospheric warming compendium / A.H. Butler, J.P. Sjöberg, D.J. Seidel, K.H. Rosenlof // *Earth Syst. Sci. Data*. – 2017. – Vol. 9. – P. 63–76. – DOI:10.5194/essd-9-63-2017.
26. Charney, J. Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere / J. Charney, P. Drazin // *J. Geophys. Res.* – 1961. – Vol. 66. – P. 83–109.
27. Chen, S.S. Diurnal variation of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool / S.S. Chen, R.A. Houze Jr. // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* – 1997. – Vol. 123. – P. 357–388.
28. Collimore, C.C. On the relationship between the QBO and tropical deep convection / C.C. Collimore, W.D. Martin, M.H. Hitchman, A. Huesmann, D.E. Waliser // *J. Climate*. – 2003. – Vol. 16(15). – P. 2552–2568.

29. Deng, L. Effects of convective processes on GCM simulations of the Madden–Julian oscillation / L. Deng, X. Wu // *J. Climate*. – 2010. – Vol. 23. – P. 352–377. – DOI:10.1175/2009JCLI3114.1
30. Ermakova, T.S. Simulation of the ENSO influence on the extra-tropical middle atmosphere / T.S. Ermakova, O.G. Aniskina, I.A. Statnaya, M.A. Motsakov, A.I. Pogoreltsev // *Earth, Planets and Space*. – 2019. – Vol. 71:8. – <https://doi.org/10.1186/s40623-019-0987-9>
31. Fedulina, I.N. Seasonal, interannual and short-term variability of planetary waves in UKMO assimilated fields / I.N. Fedulina, A.I. Pogoreltsev, G. Vaughan // *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.* – 2004. – Vol. 130. – No. 602. – P. 2445–2458.
32. Garfinkel, C.I. Impact of the MJO on the boreal winter extratropical circulation / C.I. Garfinkel, J.J. Benedict, E.D. Maloney // *Geophys. Res. Lett.* – 2014. – Vol. 41. – P. 6055–6062. – DOI:10.1002/2014GL061094.
33. Garfinkel, C.I. MJO-related tropical convection anomalies lead to more accurate stratospheric vortex variability in subseasonal forecast models / C.I. Garfinkel, C. Schwart // *Geophys. Res. Lett.* – 2017. – Vol. 44. – P. 10054–10062. – DOI:10.1002/2017GL074470.
34. Gavrilov, N.M. Simulating planetary wave propagation to the upper atmosphere during stratospheric warming events at different mountain wave scenarios / N.M. Gavrilov, A.V. Koval, A.I. Pogoreltsev, E.N. Savenkova // *Adv. Space Res.* – 2017. – Vol. 61. – I. 7. – P. 1819–1836. – DOI: 10.1016/j.asr.2017.08.022.
35. Gill, A.E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation / A.E. Gill. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 1980. – Vol 106. – P. 447–462.
36. Gottschalck, J. A framework for assessing operational model MJO forecasts: a project of the CLIVAR Madden–Julian oscillation working group / J. Gottschalck, M. Wheeler, K. Weickmann, F. Vitart, N. Savage, H. Lin, H. Hendon, D. Waliser, K. Sperber, M. Nakagawa, C. Prestrelo, M. Flatau, W. Higgins // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* – 2010. – Vol. 91. – P. 1247–1258.

37. Grabowski, W.W. MJO-like coherent structures: Sensitivity simulations using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP) / W.W. Grabowski // *J. Atmos. Sci.* – 2003. – Vol. 60. – P. 847–864.
38. Gray, W.M. Influence of the stratospheric QBO on ENSO variability / W.M. Gray, J.D. Scheaffer, J.A. Knaff // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 1992. – Vol. 70. – P. 975–995.
39. Haertel, P.T. Dynamics of 2-day equatorial waves / P.T. Haertel, G. N. Kiladis // *J. Atmos. Sci.* – 2004. – Vol. 61. – P. 2707 – 2721.
40. Hendon, H.H. A simple model of the 40–50 day oscillation / H.H. Hendon // *J. Atmos. Sci.* – 1988. – Vol. 45. – P. 569–584.
41. Hendon, H.H. Oceanic Kelvin waves and the Madden–Julian Oscillation / H.H. Hendon, B. Liebmann, J.D. Glick // *J. Atmos.Sci.* – 1998. – Vol. 55. – P. 88–101.
42. Hendon, H.H. Seasonal dependence of the MJO–ENSO relationship / H.H. Hendon, M.C. Wheeler, C. Zhang // *J. Climate.* – 2007. – Vol. 20. – P. 531–543.
43. Hong, S.S. On the thermal excitation of atmospheric tides / S.S. Hong, P.H. Wang // *Bull. Geophys.* – 1980. – Vol. 19. – P. 56–84.
44. Hoskins, B.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing / B.J. Hoskins, D.J. Karoly // *J. Atmos. Sci.* – 1981. – Vol. 38. – P. 1179–1196.
45. Hsu, H.–H. Stratospheric Antarctic intraseasonal oscillation during the Austral winter / H.–H. Hsu, S.P. Weng // *J. Meteorol. Soc. Japan.* – 2002. – Vol. 80. – P. 1029–1050.
46. Hu, Q. Low–frequency oscillations in radiative–convective systems / Q. Hu, D. A. Randall // *J. Atmos. Sci.* – 1994. – Vol. 51. – P. 1089–1099.
47. Huesmann, A.S. The stratospheric quasibiennial oscillation in the NCEP reanalyses: Climatological structures / A.S. Huesmann, M.H. Hitchman // *J. Geophys. Res.* – 2001. – Vol. 106. – P.11859–11874.

48. Jones, C. Occurrence of extreme precipitation events in California and relationships with the Madden–Julian Oscillation / C. Jones // *J. Clim.* – 2000. – Vol. 13. – P. 3576 – 3587.
49. Kiladis, G.N. Zonal and vertical structure of the Madden–Julian Oscillation / G.N. Kiladis, K.H. Straub, P.T. Haertel // *J. Atmos. Sci.* – 2005. – Vol. 62. – P. 2790–2809.
50. Kim, D. Application of MJO simulation diagnostics to climate models / D. Kim, K. Sperber, W. Stern and et al. // *J. Clim.* – 2009. – Vol. 22. P. 6413–6436. – DOI:10.1175/2009JCLI3063.1.
51. Kobayashi, S. The JRA–55 reanalysis: General specifications and basic characteristics / S. Kobayashi, Y. Harada, Y. Ota et al. // *J. Meteor. Soc. Japan.* – 2015. – Vol. 93. – P. 548. – DOI:10.2151/2015–001.
52. Lau, K.–M. Aspects of the 40 – 50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation / K.–M. Lau, P.H. Chan // *Mon. Weather Rev.* – 1986. – Vol. 114. – P. 1354 – 1367.
53. Lau, W.K.M. Intraseasonal variability of the Atmosphere–Ocean Climate System / W.K.M. Lau, D.E. Waliser. – Springer, 2005. – 474 pp.
54. Lawrence, D.M. The boreal summer intraseasonal oscillation: Relationship between northward and eastward movement of convection / D.M. Lawrence, P. J. Webster // *J. Atmos. Sci.* – 2002. – Vol. 59. – P. 1593 – 1606.
55. Li, T. Causes of the intraseasonal SST variability in the tropical Indian Ocean / T. Li, F. Tam, X. H. Fu, T. J. Zhou, W. J. Zhu // *Atmos. Oceanic Sci. Lett.* – 2008. – Vol. 1. – P. 18–23.
56. Liebmann, B. Subseasonal variations of rainfall in the vicinity of the South American low–level jet stream and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone / B. Liebmann, G.N. Kiladis, C.S. Vera, A.C. Saulo, L.M.V. Carvalho // *J. Clim.* – 2004. – Vol. 17. – P. 3829–3842.

57. Limpasuvan, V. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings / V. Limpasuvan, D. W. J. Thompson, D. L. Hartmann // *J. Clim.* – 2004. – Vol. 17. – P. 2584–2596.
58. Limpasuvan, V. Stratosphere–troposphere evolution during polar vortex intensification / V. Limpasuvan, D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev, Y. L. Yung // *J. Geophys. Res.* – 2005. – Vol. 110. – D24101. – DOI:10.1029/2005JD006302.
59. Lin, H. Forecast skill of the Madden–Julian Oscillation in two Canadian atmospheric models / H. Lin, G. Brunet, J. Derome // *Mon. Wea. Rev.* – 2008. – Vol. 136. – P. 4130–4149.
60. Lin, J.L. Tropical intraseasonal variability in 14 IPCC AR4 climate models: Part I. Convective signals / J.L. Lin, G.N. Kiladis, B.E. Mapes and et al // *J. Clim.* – 2006. – Vol. 19. – P. 2665–2690. – DOI:10.1175/JCLI3735.1.
61. Lindzen, R.S. Planetary waves on beta–planes / R.S. Lindzen // *Mon. Wea. Rev.* – 1967. – Vol. 95. – P. 441–451.
62. Liu C. Northern Hemisphere mid–winter vortex–displacement and vortex–split during sudden stratospheric warmings: Influence of the Madden–Julian Oscillation and Quasi–Biennial Oscillation / C. Liu, B. Tian, K.–F. Ki, G.L. Manney, N.J. Livesey, Y.L.Yung, D.E. Waliser // *J. Geophys. Res. Atmos.* – 2014. – Vol. 119. – P. 12599–12620. – DOI:10.1002/2014JD021876.
63. Lo, F. Empirical extended–range prediction of the Madden–Julian oscillation / F. Lo, H.H. Hendon // *Mon. Wea. Rev.* – 2000. – Vol. 128. – P. 2528– 2543.
64. Mapes, B.E. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool / B.E. Mapes, R.A. Houze Jr. // *Mon. Weather Rev.* – 1993. – Vol. 121. – P. 1398–1415.
65. Madden, R.A. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific / R.A. Madden, Julian P. R. // *J. Atmos. Sci.* – 1971. – Vol. 28. – P. 702–708.
66. Madden, R.A. Description of global–scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period / R.A. Madden, Julian P. R. // *J. Atmos. Sci.* – 1972. – Vol. 29. – P. 1109–1123.

67. Majda, A.J. A multiscale model for tropical intraseasonal oscillations / A.J. Majda, J.A. Biello // *Proc. Natl. Acad. Sci.* – 2004. – Vol. 101. – P. 4736–4741.
68. Maloney, E.D. Modulation of eastern North Pacific hurricanes by the Madden–Julian Oscillation / E.D. Maloney, D.L. Hartmann // *J. Clim.* – 2000a. – Vol. 13. – P. 1451–1460.
69. Maloney, E.D. Modulation of hurricane activity in the Gulf of Mexico by the Madden–Julian Oscillation / E.D. Maloney, D.L. Hartmann // *Science.* – 2000b. – Vol. 287. – P. 2002–2004.
70. Matsuno, T. Numerical integration of the primitive equations by a simulated backward difference method / T. Matsuno // *J. Met. Soc. Japan.*– 1966. – Vol. 44.– P. 76–84.
71. Matsuno, T. A dynamical model of the Stratosphere sudden warming / T. Matsuno // *J. Atmos. Sci.* – 1971. – Vol. 28. – P.1479–1494.
72. Matthews, A.J. Propagation mechanisms for the Madden Julian Oscillation / A.J. Matthews // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 2000. – Vol. 126. – P. 2637–2651. – DOI: 10.1002/qj.49712656902.
73. Matthews, A.J. Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer / A.J. Matthews // *J. Clim.* – 2004. – Vol. 17. – P. 2427–2440.
74. Matthews, A.J. The global response to tropical heating in the Madden–Julian oscillation during the northern winter / A.J. Matthews, B.J. Hoskins, M. Masutani // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 2004. – Vol. 130. – P. 1911–2011.
75. Matthews, A.J. Primary and successive events in the Madden–Julian oscillation / A.J. Matthews // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 2008. – Vol. 134. – P. 439–453. – DOI:10.1002/qj.224.
76. Milliff, R.F. The existence and vertical structure of fast, eastward–moving disturbances in the equatorial troposphere / R.F. Milliff, R.A. Madden // *J. Atmos. Sci.* – 1996. – Vol. 53. – P. 586–597.

77. Nakazawa, T. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific / T. Nakazawa // *J. Meteorol. Soc. Japan.* – 1988. – Vol. 66. – P. 823–836.
78. Palmeiro, F.M. Comparing sudden stratospheric warming definitions in reanalysis data / F.M. Palmeiro, D. Barriopedro, R. Garcia-Herrer., N. Calvo // *J. Climate.* – 2015. – Vol. 28. – P. 6823–6840. – DOI:10.1175/JCLI-D15-0004.1.
79. Plumb, R.A. A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane / R.A. Plumb, R.C. Bell // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 1982. – Vol. 108. – P. 335–352.
80. Pogoreltsev, A.I. Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere / A.I. Pogoreltsev, A.A. Vlasov, K. Fröhlich, Ch. Jacobi // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2007. – Vol. 69. – P. 2083–2101. – DOI:10.1016/j.jastp.2007.05.014
81. Pogoreltsev, A.I. Variability of planetary waves as a signature of possible long term trends / A.I. Pogoreltsev, A.Yu. Kanukhina, E. Suvorova, E.N. Savenkova // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2009. – Vol. 71. – DOI:10.1016/j.jastp.2009.05.011.
82. Pogoreltsev, A.I. Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter / A.I. Pogoreltsev, E.N. Savenkova, O.G. Aniskina, T.S. Ermakova, W. Chen, K. Wei // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* – 2015. – Vol. 136. – P. 187–200.
83. Polvani, L. M. Tropospheric response to stratospheric perturbations in a relatively simple general circulation model / L.M. Polvani, P. J. Kushner // *Geophys. Res. Lett.* – 2002. – Vol. 29(7). – DOI:10.1029/2001GL014284.
84. Polvani, L. M. Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes / L.M. Polvani, W. Waugh // *J. Clim.* – 2004. – Vol. 17. – P. 3548–3554.
85. Randall, D. Breaking the cloud parameterization deadlock / D. Randall, M. Khairoutdinov, A. Arakawa, W. Grabowski // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* – 2003. – Vol. 84. – P. 1547–1564.

86. Ray, P. A numerical case study on the initiation of the Madden–Julian oscillation / P. Ray, C.D. Zhang, J. Dudhia, S.S. Chen // *J. Atmos. Sci.* – 2009. – Vol. 66. – P. 310–331. – DOI: 10.1175/2008JAS2701.1.
87. Reid, G.C. Interannual variations in the height of the tropical tropopause / G.C. Reid, K.S. Gage // *J. Geophys. Res.* – 1985. – Vol. 90. – P. 5629–5635.
88. Rienecker, M.M. NASA’s modern–era retrospective analysis for research and applications / M.M. Rienecker, M.J. Suarez, R. Gelaro R. and et al. // *J. Clim.* – 2011. – Vol. 14. – P. 3624–3648. – DOI:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
89. Roundy, P.E. Effects of low-frequency wave interactions on intraseasonal oscillations / P.E. Roundy, W.M. Frank // *J. Atmos. Sci.* – 2004a. – Vol. 61. – P. 3025–3040.
90. Roundy, P.E. Applications of a multiple linear regression model to the analysis of relationships between eastward- and westward-moving intraseasonal modes / P.E. Roundy, W.M. Frank // *J. Atmos. Sci.* – 2004b. – Vol. 61. – P. 3041–3048.
91. Roundy, P.E. Observed relationship between oceanic Kelvin waves and atmospheric forcing / P.E. Roundy, G.N. Kiladis // *J. Climate.* – 2006. – Vol. 19. – P. 5253–5272.
92. Rui, H. Development characteristics and dynamic structure of tropical intraseasonal convection anomalies / H. Rui, B. Wang // *J. Atmos. Sci.* – 1990. – Vol. 47. – P. 357–379.
93. Ryu J.-H. Vertically propagating Kelvin waves and tropical tropopause variability / J.-H. Ryu, S. Lee, S.W. Son // *J. Atmos. Sci.* – 2008. – Vol. 65. – P. 1817–1837.
94. Salby, M. L. Planetary scale circulations in the presence of climatological and wave induced heating / M.L. Salby, R.R. Garcia, H.H. Hendon // *J. Atmos. Sci.* – 1994. – Vol. 51. – P. 2344–2367.
95. Sardeshmukh, P. D. The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence / P.D. Sardeshmukh, B.J. Hoskins // *J. Atmos. Sci.* – 1988. – Vol. 45. – P. 1228–1251.

96. Schopf, P. S. Vacillations in a coupled ocean–atmosphere model / P.S. Schopf, M.J. Suarez // *J. Atmos. Sci.* – 1988. – Vol. 45. – P. 549–566.
97. Scott, R.K. Internal variability of the winter stratosphere. P.I: Time independent forcing / R.K. Scott, L.M. Polvani // *J. Atmos. Sci.* – 2006. – Vol. 63. – P. 2758–2776.
98. Seiki, A. The oceanic response to the Madden–Julian oscillation and ENSO / A. Seiki, Y.N. Takayabu, K. Yoneyama, N. Sato, M. Yoshizaki // *SOLA.* – 2009. Vol. 5. – P. 93–96. – DOI:10.2151/ sola.2009–024
99. Seo, K–H. The global atmospheric circulation response to tropical diabatic heating associated with the Madden–Julian oscillation during Northern Winter / K–H Seo, S–W Son // *J Atmos Sci.* – 2012. – Vol. 69. – P. 79–96.
100. Sheshadri, A. Seasonal variability of the polar stratospheric vortex in an idealized AGCM with varying tropospheric wave forcing / A. Sheshadri, R.A. Plumb, E. Gerber // *J. Atmos. Sci.* – 2015. – Vol. 72. – P. 2248–2266. – DOI:10.1175/JAS-D-14-0191.1.
101. Strang, G. On the construction and comparison of difference schemes / G. Strang // *SIAM J. Numer. Anal.* – 1968. – Vol. 5. – P. 516–517.
102. Straub, K.H. Interactions between the boreal summer intraseasonal oscillation and higher frequency tropical wave activity / K.H. Straub, G.N. Kiladis // *Mon. Wea. Rev.* – 2003a. – Vol. 131. – P. 945–960.
103. Taguchi, M. Increased occurrence of stratospheric sudden warming during El Niño simulated by WACCM / M. Taguchi, D.L. Hartmann // *J. Climate.* – 2006. – Vol. 19. – P. 324–332. – DOI:10.1175/JCLI3655.1.
104. Takayabu, Y. N. Large–scale cloud disturbances associated with equatorial waves. part II: Westward–propagating inertigravity waves / Y.N. Takayabu // *J. Meteorol. Soc. Japan.* – 1994. – Vol. 72. – P. 451–465.
105. Tang, Y. MJO and its relationship to ENSO / Y. Tang, B. Yu // *J. Geophys. Res.* – 2008. – Vol. 113. – D14106. – DOI:10.1029/2007JD009230.
106. Tian, B. Intraseasonal variations of the tropical total ozone and their connection to the Madden–Julian Oscillation / B. Tian, Y.L. Yung., D.E. Waliser, T. Tyranowski, L.

- Kuai L., E.J. Fetzer, F. W. Irion // *Geophys. Res. Lett.* – 2007. – Vol. 34. – № L08704. – DOI :10.1029/2007GL029451
107. Torrence, Ch. A practical guide to wavelet analysis / Ch. Torrence, G.P. Compo // *Bulletin of American Meteorological Society.* – 1998. – Vol. 79. – P. 61–78.
108. Uppala, S. M. The ERA–40 Re–Analysis / S.M. Uppala and et al // *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* – 2005. – Vol. 131. – P. 2961–3012.
109. Weare, B.C. Extended Eliassen–Palm fluxes associated with the Madden–Julian oscillation in the stratosphere / B.C. Weare // *J. Geophys. Res.* – 2010. – Vol. 115. – D24103. –DOI:10.1029/2010JD014390.
110. Weickmann, K.M. Intraseasonal (30–60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb stream function during northern winter / K.M. Weickmann, G.R. Lussky, J.E. Kutzbach // *Mon. Weather Rev.* – 1985. – Vol. 113. – P. 941–961.
111. Weickmann, K.M. El Niño Southern Oscillation and the Madden–Julian (30–60 day) oscillation during 1981–82 / K.M. Weickmann // *J. Geophys. Res.* – 1991. – Vol. 96. – P. 3187–3196.
112. Welch, D.I. The generalization of “Student’s” problem when several different population variances are involved / D.I. Welch // *Biometrika.* – 1947. – Vol. 34. – P. 28–35.
113. Wheeler, M. An all–season real–time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction / M. Wheeler, H.H. Hendon // *Mon. Weather Rev.* – 2004. – Vol. 132. – P. 1917–1932.
114. Wheeler, M. Convectively coupled equatorial waves: Analysis of clouds and temperature in the wave number–frequency domain / Wheeler M., Kiladis G. N.// *J. Atmos. Sci.* 1999. Vol. 56. – P. 374–399.
115. Wheeler, M. Real–time monitoring and prediction of modes of coherent synoptic to intraseasonal tropical variability / M. Wheeler, K.M. Weickmann // *Mon. Wea. Rev.* – 2001. – Vol. 129. – P. 2677–2694.

116. Xianan, J. Vertical diabatic heating structure of the MJO: Intercomparison between recent reanalyses and TRMM estimates / Xianan J. and et al. // *Mon. Weather Rev.* – 2011. – Vol. 139. – P. 3208–3223.
117. Yamagata, T. A simple diagnostic model for the 30 – 50 day oscillation in the tropics / T. Yamagata, Y. Hayashi // *J. Meteorol. Soc. Japan.* – 1984. – Vol. 62. – P. 709–717.
118. Yang, G.-Y. Convectively coupled equatorial waves. Part I: Horizontal and vertical structures / G.-Y. Yang, B. Hoskins, J. Slingo // *J. Atmos. Sci.* – 2007. – Vol. 64. – P. 3406–3423.
119. Yoo, C. Modulation of the boreal wintertime Madden–Julian oscillation by the stratospheric quasi–biennial oscillation / C. Yoo, S.–W. Son // *Geophys. Res. Lett.* – 2016. – Vol. 43. – P. 1392–1398. – DOI:10.1002/2016GL067762.
120. Zhang, C. On propagating and stationary components of the intraseasonal oscillation in tropical convection / C. Zhang, H. H. Hendon // *J. Atmos. Sci.* – 1997. – Vol. 54. – P. 741–752.
121. Zhang, C. SST Anomalies of ENSO and the Madden–Julian oscillation in the equatorial Pacific / C. Zhang, J. Gottschalck // *J. Climate* – 2002. – Vol. 15. – P. 2429–2445.
122. Zhang C. Madden–Julian Oscillation / C. Zhang // *Rev. Geophys.* – 2005. –Vol. 43. – № RG2003. – DOI: 10.1029/2004RG000158.