



МИНИСТЕРСТВО НАУКИ И ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение  
высшего образования  
«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Кафедра метеорологических прогнозов

**ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА**  
(магистерская диссертация)

На тему: «Термодинамические характеристики внезапных стратосферных  
потеплений в Южном полушарии»

Исполнитель **Лумпова Надежда Сергеевна**  
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико – математических наук  
(ученая степень, ученое звание)

**Ермакова Татьяна Сергеевна**  
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»  
заведующий кафедрой

кандидат физико-математических наук, доцент  
(ученая степень, ученое звание)

**Анискина Ольга Георгиевна**  
(фамилия, имя, отчество)

«27» мая 2025 г.

Санкт–Петербург  
2025

## СОДЕРЖАНИЕ

	стр
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВСП В ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ	8
1.1 Циркуляция полярной стратосферы Южного полушария	8
1.2 Причины редких ВСП в Южном полушарии	11
1.3 Отражение ВСП в стратосферных и тропосферных процессах	13
ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ	18
2.1 Показатели и индексы тропических осцилляций	18
2.1.1 Квази-двухлетнее колебание (КДК)	19
2.1.2 Индексы Эль – Ниньо Южное колебание. MEI индекс. ONI индекс	21
2.2 Реанализ Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA – 2)	25
2.3 Методы получения волновых характеристик	26
2.3.1 Стоячие и бегущие волны в поле зональной компоненты ветра	27
2.3.2 Планетарные волны в поле геопотенциальной высоты	30
2.3.3 Расчет остаточной меридиональной циркуляции	32
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	37
3.1 Исследование среднезональной температуры и среднезональной зональной компоненты ветра	37
3.2 Исследование поля геопотенциальной высоты	44
3.3 Анализ амплитуд планетарных волн	49
3.4 Анализ остаточной меридиональной циркуляции	59
3.5 Исследование квази-десятидневной волны	68
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	92
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ	96

## ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

ВСП	- внезапное стратосферное потепление
КДК	- квазидвухлетнее колебание
КСПВ	- квазистационарная планетарная волна
КДВ	- квази-двумерная волна
ПВ	- планетарная волна
ПВ1	- планетарная волна с волновым числом 1
ПВ2	- планетарная волна с волновым числом 2
ПВ3	- планетарная волна с волновым числом 3
ЭНЮК	- Эль-Ниньо Южное колебание
MERRA2	- The Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications
ONI	- Oceanic Nino index
MEI	- Multivariate ENSO Index
СП	- Северное полушарие
ЮП	- Южное полушарие
ЮКМ	- Южная кольцевая мода
ЗВ	- Западное возмущение
НСВТ	- Нижняя стратосфера и верхняя тропосфера
КМД	- Колебание Маддена – Джулиана
ОМЦ	- Остаточная меридиональная циркуляция
ЦЯ	- Циркуляционная ячейка

## ВВЕДЕНИЕ

Полярная стратосфера имеет ярко выраженную сезонную циркуляцию, состоящую из двух сезонов: летнего и зимнего. Зимой над полюсом устанавливается циркумполярный вихрь, господствуют западные ветры, летом вихрь разрушается, возникает слабый антициклон, преобладают восточные ветры.

В Южном полушарии смена сезонной циркуляции происходит всегда примерно в одни и те же месяцы, с зимней на летнюю в декабре, с летней на зимнюю – в апреле. Такие смены циркуляционного режима имеют название радиационные, поскольку связаны с увеличением/сокращением количества солнечной радиации в высоких широтах.

Однако бывают и динамические смены режима циркуляции, чаще встречающиеся в Северном полушарии. Они обусловлены тем, что циркумполярный вихрь может смещаться относительно центра полюса, вытягиваться или разрушаться раньше, чем может наступить радиационный переход. Деформация вихря сопровождается увеличением температуры стратосферы, ослабеванием западных ветров, а то и вовсе сменой их направления. Причиной динамической смены циркуляции служит внезапное стратосферное потепление (ВСП) [1 – 2].

Внезапное стратосферное потепление – это одно из самых динамических явлений не только в стратосфере, но и в атмосфере Земли. Процессы, вызванные ВСП, глобально влияют на динамику атмосферы планеты. Механизмы, запущенные ВСП, в том числе посредством дальних связей, влияют на метеорологические характеристики в нижней тропосфере. И наоборот, как утверждают авторы [например, 3], процессы у поверхности приводят к усилению волновой активности и, таким образом, способствуют вероятности возникновения ВСП. Взаимосвязь явлений и процессов тропосферы, стратосферы и мезосферы усложняет истинное понимание ВСП и причины его возникновения. Тем не менее, изучение термодинамических

характеристик ВСП не только в Северном полушарии, но и в Южном, на сегодняшний день остается важным ориентиром для научного мира.

Поскольку стратосферная циркуляция протекает медленнее, чем циркуляция в тропосфере, понимание изменчивости процессов на высотах стратосферы способствует предсказуемости в том числе синоптической ситуации у поверхности. Совместное обобщение исследований связи между стратосферой и тропосферой показывает, что стратосфера также вносит существенный вклад в широкий спектр экстремальных явлений, связанных с климатом. Эти экстремальные явления включают волны холода, аномальную жару, загрязнение воздуха, лесные пожары, чрезвычайно сильные ветры и грозы, а также изменения в траекториях перемещения тропических циклонов и морском ледяном покрове. Они могут иметь разрушительные последствия для здоровья человека, инфраструктуры и экосистем. Поэтому предполагается, что лучшее понимание взаимодействия слоев в атмосфере, а также их улучшенное представление в численных моделях поможет прогнозировать экстремальные явления во временных масштабах от недель до сезонов с точки зрения типа события, величины, частоты, местоположения и времени. Благодаря лучшему пониманию связи между стратосферой и тропосферой, предполагается, что станет возможным связать больше экстремальных явлений в тропосфере со стратосферными воздействиями, что, в свою очередь, будет иметь решающее значение для мониторинга и подготовки к чрезвычайным ситуациям.

Целью выпускной квалификационной работы является обобщение полученных результатов о термодинамических характеристиках ВСП и выявление закономерностей и особенностей термодинамических характеристик ВСП в Южном полушарии (ЮП). Для реализации намеченной цели были определены следующие задачи:

1. выбор зим с ВСП и без в ЮП с идентичными и отличными фазами тропических осцилляций;

2. построение и анализ поведения среднезональной температуры и среднезональной зональной компоненты ветра в стратосфере в высоких широтах Южного полушария в исследуемые годы: 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг.;
3. изучение поля геопотенциальной высоты на высотах стратосферы для оценки деформации циркумполярного вихря до, во время, после ВСП;
4. разложение поля геопотенциальной высоты на гармоники для анализа поведения планетарных волн с волновыми числами 1, 2, 3 для определения временного интервала усиления гармоник;
5. анализ остаточной меридиональной циркуляции семи исследуемых лет для подтверждения гипотезы о влиянии передаваемого импульса из мезосферы на циркуляцию в нижележащих слоях;
6. исследование дальних связей через бегущие и стоячие волны в поле зональной компоненты ветра в зимы с ВСП и без для выявления влияния волновой активности на формирование благоприятных условий для ВСП.

Выпускная квалификационная работа содержит в себе три главы, введение и заключение. В первой главе описана циркуляция полярной стратосферы, ее особенности и характеристики циркумполярного вихря. Обозначены основные причины редких событий ВСП в Южном полушарии. Приведены сведения об отклике ВСП в стратосферных и тропосферных процессах. Во второй главе описаны показатели и индексы тропических осцилляций, которые использовались при проведении исследования. Также указаны методы получения волновых характеристик и приведены расчетные формулы. В третьей главе отображены результаты исследовательской работы. Представлен анализ полученных результатов, изложены выведенные закономерности, подтверждены ранее известные научные гипотезы о ВСП. В

заключении дан итог о всей выполненной работе и тезисно представлены основные выводы.

Теоретическая значимость работы заключается в следующем:

- проведено всесторонне исследование термодинамических процессов, предшествовавших развитию событий ВСП в Южном полушарии в 20 веке;
- представлен сравнительный анализ термодинамических характеристик в условиях разных фаз тропических климатических мод.

Практическая значимость работы заключается в следующем:

- выявленная связь между усилением квази-десятидневной волны в поле зональной компоненты ветра может служить предиктором в будущем при прогнозе ВСП в полярной стратосфере Южного полушария.

# ГЛАВА 1. ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ВСП В ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ

## 1.1 Циркуляция полярной стратосферы Южного полушария

Циркумполярный вихрь – это сильный поток воздуха, который возникает в период зимней полярной ночи в нижней и средней стратосфере. По причине того, что воздух внутри этого потока становится как бы огражденным струйным течением, его температура может опускаться ниже – 80°С. В стратосфере Северного полушария циркумполярный вихрь не так устойчив и выражен, как в стратосфере Южного. Согласно [4], с начала 1970-х гг. отмечается постоянная тенденция к усилению циркумполярного вихря. В свою очередь, появление озоновых дыр происходит в основном из-за того, что богатый озоном среднеширотный воздух не может проникнуть в околополярную область [5].

Циркумполярные вихри Северного и Южного полюсов Земли весьма противоположны. Впечатляющая несимметричность этих зон с системой сильных ветров обусловлена неоднородностью земной поверхности: например, циркумполярный вихрь в Северном полушарии слабее и меньше по площади, чем в ЮП, по причине неравной соразмерности территориальных зон океана и суши (преобладает суша), отсюда и более напряженная генерация планетарных волн, которая, в свою очередь, будет влиять на высокоинтенсивность циркумполярного вихря [6]. В ЮП же все будет наоборот.

Иначе говоря, стратосферный полярный вихрь — это сезонная система низкого давления, характеризующаяся сильным ветровым поясом, изолирующим полярный воздух. Появляется из-за сезонного похолодания, связанного с уменьшением солнечной радиации над полюсом. Поскольку поток солнечной энергии уменьшается, а градиент температуры между полюсами и тропиками становятся сильнее, увеличивается сила стратосферных западных ветров. Когда ветер достигает критического значения, образуется крупномасштабный вихрь, который распространяется

от самой нижней границы стратосферы до стратопаузы. В зависимости от высоты максимальная площадь, охватываемая площадью полярного вихря, превышает миллионы квадратных километров. На высоте около 14 км край вихря стабилен и представляет собой мощный барьер, препятствующий смешению холодного полярного воздуха с более теплыми воздушными массами средних и низких широт. Над Антарктидой полярный вихрь обычно присутствует с апреля по декабрь с большой изменчивостью дат распада, обусловленной межгодовой изменчивостью динамических процессов в стратосфере. И наоборот, менее устойчивый арктический полярный вихрь имеет большую изменчивость от года к году. Формируется в ноябре и продолжается до конца февраля или начала апреля, в зависимости от года [7].

Циркумполярные вихри образуются при движении стратосферных воздушных масс в меридиональном и широтном направлениях (рисунок 1.1).

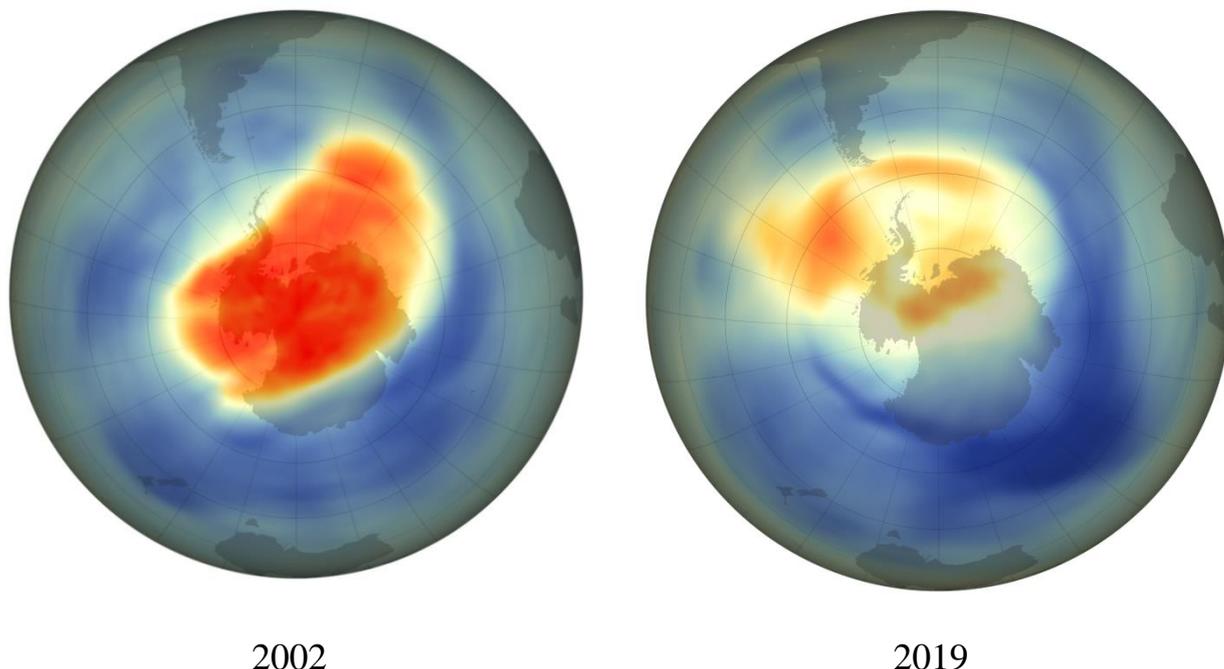


Рисунок 1.1 – Озоновый слой над Южным полюсом [9]

В начале весны в Южном полушарии вблизи полюса образуется антициклон – область высокого давления. Воздушные потоки скатываются в стратосфере как с горки и движутся от полюса во все стороны, закручиваясь с запада на восток под воздействием силы Кориолиса, связанной с

вращением Земли. В самые же холодные зимы «горка» становится особенно крутой, и стратосферные потоки скатываются так быстро, что возникает эффект, знакомый каждому, кто видел, как вода, стекая из ванны, начинает быстро вращаться, формируя вокруг отверстия характерную воронку. Очень схожая ситуация имеет место и в приполярной стратосфере, когда по мере удаления от полюса западные ветры усиливаются и образуют "кольцо" над средними и высокими широтами. Это "кольцо", не имея источника энергии в виде приходящей солнечной радиации, способного разрушить его, удерживается до начала весны. Весной антарктическая стратосфера прогревается и воронка исчезает до новой холодной зимы [8].

На сегодняшний день отмечаются изменения в стратосферной циркуляции не только в СП, но и в ЮП. Усиленные субполярные и субтропические струи (струйные течения) ослабляют межполушарных градиент среднезональной температуры. Западная циркуляция ЮП характеризуется выраженными субполярными (примерно  $50^{\circ}$  ю.ш. по всей тропосфере) и субтропическими (примерно  $30^{\circ}$  ю.ш. в верхней тропосфере) струями. Межгодовые и долгосрочные изменения западной циркуляции ЮП в значительной степени связаны с южной кольцевой модой (ЮКМ) со смещением к полюсам и усилением субтропической струи в положительной фазе ЮКМ. В верхней тропосфере субтропические струи существует в основном в австралийскую зиму и ослабевают в австралийское лето. С другой стороны, субполярные струи демонстрирует баротропную вертикальную структуру, и ядро этой струи хорошо выражено в австралийское лето, но ослабевают зимой. [6].

Также некоторые исследования подтверждают тот факт, что приземная температуры в ЮП повышается одновременно с увеличением индекса ЮКМ.

## 1.2 Причины редких ВСП в Южном полушарии

Внезапные стратосферные потепления — это необычные события, которые регулярно наблюдаются в арктическом полярном регионе зимой. Сильные западные ветры, связанные с полярным вихрем в средних и высоких широтах, замедляются, а температура повышается на несколько десятков Кельвинов в полярном регионе в течение нескольких дней во время ВСП [10]. Во многих исследованиях изучались основные механизмы этих событий. Основным динамический механизм развития ВСП заключается в том, что усиленные квазистационарные планетарные волны распространяются из тропосферы в стратосферу и взаимодействуют со средним зональным потоком [3]. Возникновение ВСП распространено в Северном полушарии, но редко в Южном полушарии. Одной из причин того, что ВСП редко происходят в ЮП, является распределение океана и суши и топография, что приводит к меньшим амплитудам планетарных волн в ЮП [11].

ВСП в середине зимы классифицируются как сильные (большие) или слабые (малые) потепления. Сильные потепления определяются быстрым повышением температуры между  $60^\circ$  широты и полюсом, и разрушением полярного вихря, где зонально-средние зональные ветры на 10 гПа к полюсу  $60^\circ$  широты меняют направление с западного на восточное. Напротив, слабые потепления включают в себя только высокие температуры на полюсе без изменения направления зонально-средних зональных ветров к полюсу  $60^\circ$  широты на 10 гПа. Более того, сильные потепления можно классифицировать по типу поведения вихря во время ВСП: «смещение вихря» относительно полюса или «расщепление вихря» с образованием двух отдельных ядер, между которыми проникает теплая воздушная масса [12].

Сообщалось, что малые ВСП могут предшествовать большим ВСП в качестве «предобуславливания». Предшествующие малые ВСП связаны с усилением планетарных волн зонального волнового числа 1 одновременно с минимумом зонального волнового числа 2 [13]. «Предобуславливание» также

изменяет зональный поток, который ослабляет полярное ночное струйное течение в стратосфере и, таким образом, способствует распространению планетарных волн вверх и к полюсу. После распространяющихся к полюсу планетарных волн полярные вихри становятся уязвимыми, что приводит к возникновению крупных потеплений. Наличие так называемой предварительной подготовки является необходимым условием для возникновения серьезного ВСП, но не достаточным условием [14].

В ЮП незначительные потепления иногда наблюдались в середине зимы [15], в то время, как только одно крупное событие ВСП было обнаружено в 2002 году [16]. Перед началом ВСП 2002 наблюдалась последовательность усиленной планетарной волновой активности, которая сыграла важную роль в ослаблении полярного струйного течения. Затем в сентябре полярный вихрь разрушился и разделился на два. Сильные волны, распространяющиеся на восток, состоящие в основном из планетарных волн с зональным волновым числом 2, привели к взаимодействиям волнового потока со средним потоком, которые ослабили полярное струйное течение, в то время как усиленные квазистационарные волны вызвали разрушение полярного вихря и резко увеличили полярную температуру. ВСП 2002 было классифицировано как сильное потепление типа «расщепление вихря» с применением критериев, описанных в работе [12]. ВСП 2002 в ЮП также существенно повлияло на межгодовую изменчивость озоновой дыры Антарктиды [17]. Теплый воздух и особенно сильная волновая активность во время ВСП 2002 нарушили истощение озона над Антарктидой, что привело к образованию самой маленькой озоновой дыры в период с 1988 по 2002 гг.

В сентябре 2019 года в ЮП произошло сильное ВСП [18]. Рао и др. [19] исследовали предсказуемость события ВСП, которое произошло в ЮП в 2019 году, на основе субсезонных-сезонных (S2S) моделей и определили благоприятные условия, такие как: восточная фаза квазидвухлетнего колебания (КДК) на уровне 10 гПа, солнечный минимум и положительные аномалии температуры поверхности океана Индоокеанского диполя, которые

могли привести к его возникновению. После ВСП 2019 было обнаружено значительное сокращение площади озоновой дыры в период пикового истощения озона на основе моделирования с помощью данных микроволнового зонда Aura Limb Sounder (MLS) спутника Aura и Глобальной системы наблюдения за Землей. Safieddine et al. [20], используя инфракрасный интерферометр для зондирования атмосферы, показали, что общее содержание озона от южной широты 45° к полюсу увеличилось в период с сентября по ноябрь 2019 года. Shen et al. [21] предположили, что зарождение планетарных волн с зональным волновым числом 1 происходит в тропосфере, и подразумевали, что это потенциальная, но маловероятная прямая причина тропической восточной фазы квази-двухлетней цикличности в верхней стратосфере, способствующая ослаблению полярного вихря. Квази-шестидневные волны в мезосферных ветрах были обнаружены во время ВСП 2019 в низких широтах, что было объяснено неустойчивостью в мезосфере высоких широт Южного полушария [22].

### 1.3 Отклик ВСП в стратосферных и тропосферных процессах

В бореальную зиму температура в полярной стратосфере внезапно повышается на 30–50 °С, а преобладающий западный ветер становится слабее и часто меняет свое направление на восточное в течение нескольких дней, что известно, как внезапное стратосферное потепление. Как утверждают авторы [12], день, когда самая высокая температура в зимней полярной стратосфере совпадает с зональным изменением направления ветра на уровне давления 10 гПа, считается днем начала события ВСП. Однако такого определения придерживаются далеко не все ученые. Есть и другие методы определения центральной даты ВСП.

Изменение предшествует состоянию, при котором характер циркуляции полярного западного струйного течения нарушается естественными погодными условиями или возмущениями, возникающими в нижних слоях атмосферы. Несколько исследований показывают, что ВСП не

ограничиваются только высокими широтами; скорее, их эффекты, как видно, распространяются на средне/низкоширотные стратосферные и тропосферные поля [23]. Таким образом, оно влияет на субтропические/тропические погодные системы. Учитывая большой доступ к данным в эту спутниковую эпоху, несколько наземных радаров и других метеорологических наблюдений указывают на динамический процесс связи между стратосферой и тропосферой в слое тропической тропопаузы во время внезапного стратосферного потепления.

Связанное с возникновением сильного потепления в стратосфере высоких широт, соответствующее понижение температуры происходит в стратосфере тропиков обоих полушарий. Йошида и Ямазаки [23] сообщили, что тропическая тропопауза испытала холодную аномалию во время события ВСП 2009 года. Эгучи и Кодера [23] показали быстрое изменение тропической конвекции и общей циркуляции во время сильных событий ВСП. Наблюдается усиление конвективной активности над тропической тропосферой после усиления планетарных волн во время ВСП. Глубокая конвективная активность была усилена в широтной зоне 20–10° ю.ш. Исследование Ремьи и др. [24] показало, что, когда такие события ВСП совпадают с восточной фазой КДК, может произойти усиление западного возмущения (ЗВ). ЗВ начинается в средних широтах, где оно поглощает влагу из Каспийского и Средиземного морей. Усиленное субтропическое струйное течение над регионами ЗВ вызвано ВСП, которое совпадает с восточной фазой КДК, что приводит к охлаждению поверхности в северном индийском регионе.

Хотя многие исследования устанавливают связь между ВСП и погодными явлениями в тропических южных широтах посредством усиления конвекции в тропических южных широтах [23], пока не ясно, вызывает ли ВСП конвекцию в регионах северных тропических широт.

Нижняя стратосфера и верхняя тропосфера (НСВТ) над экваториальной областью начинают охлаждаться из-за активности планетарных волн, которая

изменяет меридиональную циркуляцию и усиливает циркуляцию Брюера-Добсона [12]. Усиление конвективной активности, наблюдаемое в экваториальной тропосфере из-за падения температуры в области НСВТ, вызывает вертикальное движение. Нагучи и др. [23] сообщили, что усиленная циркуляция Брюера-Добсона генерирует глубокую кучевую конвекцию в тропической атмосфере. После распада полярного вихря охлаждение верхней тропосферы приводит к тому, что конвективная активность тропосферы становится интенсивной и выраженной вблизи экваториальной области [25].

Шридхаран и Сатхишкumar [23] проводили наблюдение за глубокой конвективной активностью, связанной с двумя крупными событиями ВСП в 2003/04 и 2005/06 годах. В своем анализе авторы попытались понять увеличение конвективной активности над индонезийским регионом, проанализировав поля потенциальной завихренности ERA-interim на уровне 100 гПа для разных дней. Анализ показывает, что в день максимального потепления, на уровне 1 гПа в случае 2003–2004 годов и 10 гПа в случае 2005–2006 годов, язык высокой ПВ выходит из высоких широт к экватору и сходится в области долготного сектора  $90^{\circ}\text{E}$ – $150^{\circ}\text{E}$ . Авторы недавнего исследования Ремии и др. [23] сообщили о нисходящем распространении зонального ветра в верхних тропосферных высотах после наступления дня потепления и изменили его преобладающее направление с использованием данных радара профилометра ветра 205 МГц. Другое исследование [23] показало, что возникновение колебания Маддена-Джулиан (КМД) значительно увеличивается примерно на 20 дней после возникновения событий ВСП. Это исследование объясняет, что полярное стратосферное потепление существенно влияет на тропическую внутрисезонную конвекцию через КМД и впоследствии усиливает конвективную активность над экваториальным регионом над центральной и западной частью Тихого океана в течение зимы. Авторы [26] продемонстрировали, что события ВСП, которым предшествует сильные КМД, более предсказуемы примерно за 20 дней, чем те, которым не предшествует КМД.

Изменение температуры в регионе НСВТ модулировало циркуляцию ячейки Хэдли из-за внезапного стратосферного потепления в Антарктике в 2019 году [23]. Модуляция в регионе НСВТ, которая запускает циркуляцию Брюера-Добсона в стратосфере, приводит к усилению конвективной активности в тропической тропосфере. Remya et al. [23] проиллюстрировали уникальную и захватывающую особенность на тропических станциях (Кочин и Танджавур на 10° с.ш. на юге полуострова Индия), где резкое падение уходящей длинноволновой радиации (УДР) сопровождается конвекцией и необычными осадками за 5–7 дней до пика событий ВСП. Wang et al. [23] объяснили факторы, которые вызывают конвекцию и активность осадков в приэкваториальном регионе, связанном с событиями ВСП, такими как вертикальный сдвиг ветра, абсолютная завихренность и аномалии в слое тропической тропопаузы.

Предыдущие исследования показывают, что КДК играет решающую роль в разрушении зимних стратосферных полярных вихрей, связанных с вертикально распространяющейся планетарной волной. Похоже, что эта чувствительность к восходящему и экваториальному распространению планетарных волн позволяет КДК влиять на полярную стратосферу, модулируя поток волновой активности или поток Элиассена-Пальма. Полярный вихрь в стратосфере влияет на погодные условия на поверхности, тем самым обеспечивая механизм для КДК, чтобы оказывать влияние на поверхность Земли [27]. Ветровые режимы распространяются вниз с течением времени, и максимальная амплитуда составляет около 20 гПа, а переход между фазами в основном происходит на уровнях 50–30 гПа. Согласно Рибере и др. [28] наиболее интенсивный сигнал КДК обнаружен на уровне 30 гПа, хотя они использовали данные на нескольких стратосферных уровнях (200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 и 10 гПа).

В этом исследовании предпринята попытка продемонстрировать влияние событий ВСП в Северном полушарии на изменчивость тропической тропосферы на фоне основных событий ВСП за 20 лет с использованием

данных реанализа и дополнительных наблюдений. Также исследуется влияние ВСП на параметры тропической поверхности, такие как температура, ветер, УДР и так далее, а также связанные с ними погодные явления в тропических широтах ( $10^{\circ}$  ю.ш.– $10^{\circ}$  с.ш.).

## ГЛАВА 2. ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ

### 2.1 Показатели и индексы тропических осцилляций

Циркуляция тропической стратосферы, мезосферы и нижней термосферы характеризуется квази-двухлетними (КДК), годовыми и полугодовыми колебаниями. В тропиках конвективная активность является очень энергосодержательной из-за интенсивного солнечного излучения и фазовых переходов воды, эти процессы могут возбуждать волны Кельвина и Россби планетарного масштаба, а также гравитационные волны среднего и малого масштаба. Общеизвестно, что волны с различными масштабами, генерируемые в нижней атмосфере, играют жизненно важную роль в движении квази-двухлетних и полугодовых колебаний на разных высотах посредством их распространения в разных направлениях и взаимодействия с фоновым потоком. Следовательно, колебание и распространение волн, и их взаимосвязь доминируют в динамическом процессе в тропической атмосфере.

Внезапное стратосферное потепление, по своей сути, это пример тесной связи процессов тропосферы и стратосферы. Притом, циркуляция тропической стратосферы неотделимо влияет на циркуляцию полярной. В этом контексте подразумевается, что фаза квази-двухлетнего колебания будет отражаться на вероятности возникновения ВСП.

Еще одним примером взаимосвязи процессов стратосферы с климатическими системами у поверхности является Эль-Ниньо Южное колебание (ЭНЮК). Известно, что ЭНЮК способствует генерации планетарных волн и приливных колебаний в атмосфере, которые, в свою очередь, при благоприятных сопутствующих факторах могут ослабить зональные ветры в полярной стратосфере Южного полушария.

В этой связи в магистерской диссертации были рассмотрены фаза КДК и индексы ЭНЮК для двух зим, 2002 и 2019, когда было ВСП в ЮП, две зимы с похожими фазами КДК и ЭНЮК, 1995 и 2004, также еще были взяты случайным образом два года, 2007 и 2018, когда показатели ЭНЮК были

отличные от двух лет с ВСП. Еще один год был включен в исследование, это 2024 год, поскольку зима в полярной стратосфере этого года была термодинамически нестабильной и часто отмечались аномальные увеличения температуры стратосферы.

### 2.1.1 Квази-двухлетнее колебание (КДК)

С точки зрения динамики квази-двухлетнее колебание представляет собой согласованную флуктуацию потока, которая приводится в движение распространяющимися волнами с периодами, не связанными с периодом результирующих колебаний. Хотя КДК и образуется в тропической стратосфере, оно влияет на циркумполярный вихрь в обоих полюсах, вызывая другие внетропические волны, выборочно фильтруя те волны, которые распространяются вверх через экваториальную стратосферу. За счет преобразования распространения внетропических волн квази-двухлетнее колебание влияет на деформацию и смещение циркумполярных вихрей. Восточная фаза КДК, то есть восточное направление экваториальных стратосферных ветров, которое направляет планетарные волны преимущественно в направлении полярного вихря, является благоприятным условием для возникновения ВСП.

Ниже на рисунке 2.1 представлен график распределения фазы КДК с 1992 по начало 2025 гг. [29]. Так как для исследовательской работы было отобрано семь лет, 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг., для них и были взяты данные по фазе КДК на уровне 30 гПа. Для удобства данные представлены ниже в таблице 2.1.

Данные о фазе КДК были взяты с сайта Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (NASA) лаборатории химии и динамики атмосферы. На графике выше (рисунок 2.1) области, обозначенные буквой «W», обозначают западное направление ветра, а области, обозначенные «E», – восточное направление ветра.

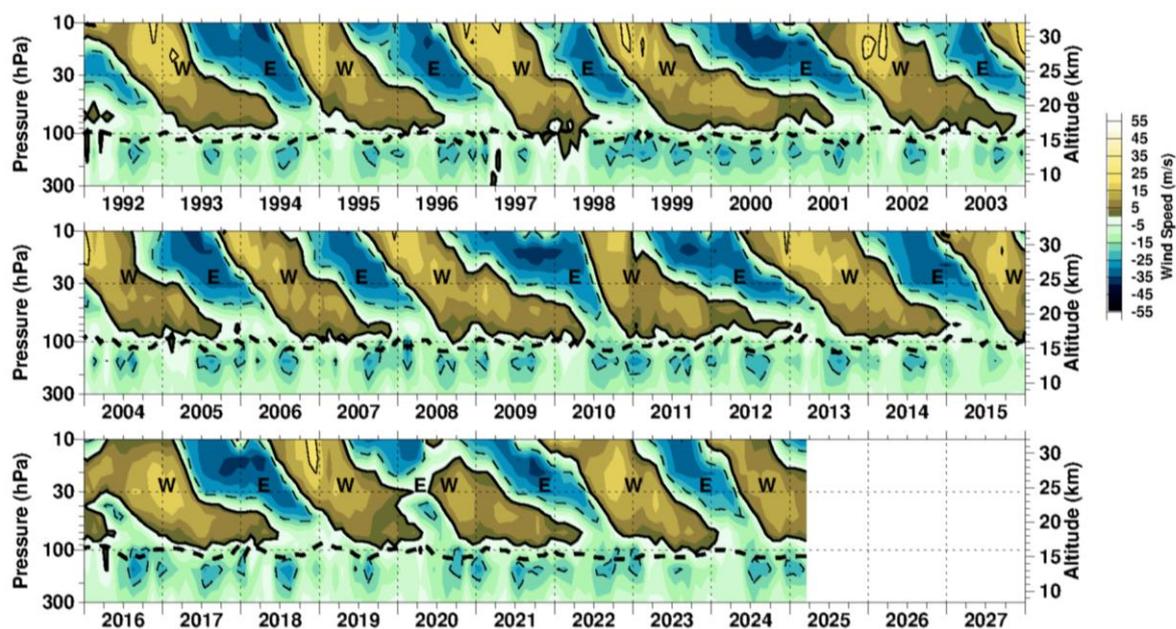


Рисунок 2.1 – График широтно – временного распределения фазы КДК, по оси абсцисс указаны годы, по оси ординат с левой стороны – давление в гПа, с правой стороны – высота в км. Толстая пунктирная линия показывает высоту тропопаузы, рассчитанную по градиенту температуры. Единицы измерения – метры в секунду (м/с) [29]

С помощью рисунка 2.1 определили фазы КДК для семи лет. В таблице 2.1 отображены фазы КДК по месяцам.

Таблица 2. 1 – Фазы КДК по месяцам с января по сентябрь для 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг. Буквой «*З*» обозначены положительные (западные) фазы, «*В*» – отрицательные (восточные) [29]

КДК (фаза)	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь
1995	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>
2002	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>
2004	<i>З</i>	<i>В</i>	<i>В</i>						
2007	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>
2018	<i>В</i>								
2019	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>
2024	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>В</i>	<i>З</i>	<i>З</i>	<i>З</i>

Анализ таблицы 2.1 показывает, что в годы с ВСП с июня по сентябрь была восточная фаза КДК, что и подтверждает тот факт, что восточная фаза квази-двухлетней цикличности является благоприятным параметром для возникновения события ВСП. Для рассматриваемых лет 1995, 2007, 2018 в эти же месяцы фаза была тоже восточной. В 2004 году в период июль – август произошла смена направления ветра – с западного на восточное, а в 2024 – июль, август, сентябрь господствовала западная фаза.

Наглядно 2024 год продемонстрировал тот факт, что резкие скачки температуры стратосферы могут происходить и в западную фазу КДК.

2.1.2 Индексы Эль – Ниньо Южное колебание. MEI индекс. ONI индекс Эль-Ниньо и Южное колебание (ЭНЮК) — это периодическое колебание (каждые 2–7 лет) температуры поверхности моря (Эль-Ниньо/Ла-Нинья) и давления воздуха в вышележащей атмосфере (Южное колебание) в экваториальной части Тихого океана. Присутствие Эль-Ниньо или его противоположности — Ла-Нинья — в достаточной мере изменяет общее движение атмосферы, влияя на нормальные погодные условия во многих частях мира [30].

Хотя точные иницирующие причины теплового или холодного события ЭНЮК до конца не изучены, два компонента ЭНЮК – температура поверхности моря и атмосферное давление – тесно связаны. Во время события Эль-Ниньо восточные пассаты, сходящиеся в экваториальной части Тихого океана, ослабевают. Это, в свою очередь, замедляет океаническое течение, которое уносит поверхностные воды от западного побережья Южной Америки и уменьшает подъем холодной, богатой питательными веществами воды из более глубоких слоев океана, выравнивая термоклин и позволяя теплой поверхностной воде скапливаться в восточной части бассейна [30].

Усиление и ослабление пассатов является функцией изменения градиента давления атмосферы над тропической частью Тихого океана.

Потепление морской поверхности снижает атмосферное давление над ней, передавая больше тепла в атмосферу и делая ее более неустойчивой. Подводя итог, градиент давления влияет на температуру поверхности моря, а температура поверхности моря влияет на градиент давления [30]. Итогом изменения градиента давления атмосферы над тропиками является сильная генерация планетарных тропических волн. Усиление этих волн может в значительной мере ослабить сильное течение циркумполярного вихря и привести к его разрушению, следовательно, к ВСП.

Положительная фаза ЭНЮК является подходящим обстоятельством для появления события ВСП. Поэтому немаловажным аспектом было определение показателя ЭНЮК для исследуемых лет.

Существует несколько различных подходов к определению и расчету индексов ЭНЮК. В данной исследовательской работе использовала два показателя: многопараметрический индекс ЭНЮК MEI.v2 (Multivariate ENSO Index Version 2) и океанический индекс Ниньо ONI (Oceanic Nino Index).

Индекс MEI представляет собой временной ряд генеральной комбинированной эмпирической ортогональной функции пяти различных переменных (давление на уровне моря, температура поверхности моря, зональная и меридиональная составляющая приземного ветра и уходящая длинноволновая радиация) над тропическим бассейном Тихого океана [31].

Индекс ONI представляет собой разницу между скользящим средним значением температуры поверхности океана за 3 месяца, усредненным по площади океана от 120° до 170° западной долготы вдоль экватора, и долгосрочным средним значением за те же три месяца [32].

По данным Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) были сформированы таблицы 2.2 и 2.3. В них отображены показатели индекса MEI.v2 и ONI для семи исследуемых лет соответственно.

Таблица 2.2 – Индекс MEI.v2 за 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг. Большими заглавными буквами обозначены названия месяцев с января по октябрь. Индекс MEI рассчитывается на основе данных, осредненных по двум месяцам [31]

<b>MEI</b>	<b>Я - Ф</b>	<b>Ф - М</b>	<b>М - А</b>	<b>А - М</b>	<b>М - И</b>	<b>И - И</b>	<b>И - А</b>	<b>А - С</b>	<b>С - О</b>	<b>О - Н</b>
<b>1995</b>	<b>0,5</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>-0,1</b>	<b>-0,3</b>	<b>-0,6</b>	<b>-0,8</b>	<b>-0,6</b>	<b>-0,6</b>
<b>2002</b>	<b>-0,4</b>	<b>-0,3</b>	<b>-0,4</b>	<b>-0,1</b>	<b>0,4</b>	<b>0,4</b>	<b>0,8</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>
<b>2004</b>	<b>-0,1</b>	<b>-0,5</b>	<b>-0,3</b>	<b>-0,4</b>	<b>0</b>	<b>0,4</b>	<b>0,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>
<b>2007</b>	<b>0,4</b>	<b>-0,2</b>	<b>-0,3</b>	<b>-0,4</b>	<b>-0,8</b>	<b>-0,7</b>	<b>-0,9</b>	<b>-1,1</b>	<b>-1,1</b>	<b>-1,1</b>
<b>2018</b>	<b>-0,7</b>	<b>-0,8</b>	<b>-1,3</b>	<b>-0,9</b>	<b>-0,5</b>	<b>0</b>	<b>0,5</b>	<b>0,6</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>
<b>2019</b>	<b>0,5</b>	<b>0,7</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0,2</b>	<b>0,4</b>
<b>2024</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>-0,2</b>	<b>-0,7</b>	<b>-0,7</b>	<b>-0,6</b>	<b>-0,5</b>	<b>-0,7</b>

Согласно сведениям таблицы 2.2 в зимний период в 2002 году фаза ЭНЮК была положительной, в 2019 нейтральной, в 1995, 2007, 2024 – отрицательной, в 2004 – положительной, в 2018 – нейтральной.

Ниже в таблице 2.3 приведен материал об индексе ONI для исследуемых лет.

Таблица 2.3 – Индекс ONI за 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг. Большими заглавными буквами обозначены названия месяцев. Индекс ONI рассчитывается на основе данных средних значений поверхности океана за 3 месяца [32]

<b>ONI</b>	<b>ЯФМ</b>	<b>ФМА</b>	<b>МАМ</b>	<b>АМИ</b>	<b>МИИ</b>	<b>ИИА</b>	<b>ИАС</b>	<b>АСО</b>	<b>СОИ</b>	<b>ОНД</b>
<b>1995</b>	<b>0,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0</b>	<b>-0,2</b>	<b>-0,5</b>	<b>-0,8</b>	<b>-1</b>	<b>-1</b>
<b>2002</b>	<b>0</b>	<b>0,1</b>	<b>0,2</b>	<b>0,4</b>	<b>0,7</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>	<b>1</b>	<b>1,2</b>	<b>1,3</b>
<b>2004</b>	<b>0,3</b>	<b>0,2</b>	<b>0,2</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,5</b>	<b>0,6</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>
<b>2007</b>	<b>0,2</b>	<b>-0,1</b>	<b>-0,3</b>	<b>-0,4</b>	<b>-0,5</b>	<b>-0,6</b>	<b>-0,8</b>	<b>-1,1</b>	<b>-1,3</b>	<b>-1,5</b>
<b>2018</b>	<b>-0,9</b>	<b>-0,7</b>	<b>-0,5</b>	<b>-0,2</b>	<b>0</b>	<b>0,1</b>	<b>0,2</b>	<b>0,5</b>	<b>0,8</b>	<b>0,9</b>
<b>2019</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	<b>0,7</b>	<b>0,5</b>	<b>0,5</b>	<b>0,3</b>	<b>0,1</b>	<b>0,2</b>	<b>0,3</b>	<b>0,5</b>
<b>2024</b>	<b>1,5</b>	<b>1,1</b>	<b>0,7</b>	<b>0,4</b>	<b>0,2</b>	<b>0</b>	<b>-0,1</b>	<b>-0,2</b>	<b>-0,3</b>	<b>-0,4</b>

Согласно данным таблицы 2.3 с июня по октябрь фаза ЭНЮК в 2002 году была положительной, в 2019 – нейтральной, в 1995, 2007, 2024 – отрицательной, в 2004 – положительной, в 2018 – нейтральной.

Для исследуемых лет фазы ЭНЮК по данным обоих индексов совпали.

Так как событий ВСП в ЮП было всего лишь два, и они эти события произошли в разные фазы ЭНЮК, то сделать однозначный вывод о том, что ВСП в ЮП происходит в положительную фазу ЭНЮК, не предоставляется возможным. Дополнительно используя информацию о состоянии стратосферы в 2024 году, следует заключить, что ВСП может произойти и в отрицательную фазу ЭНЮК.

## 2.2 Реанализ Modern-Era Retrospective analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA – 2)

Проект Modern Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA) представляет собой реанализ доступных данных наблюдений с начала 1979 года по настоящее время. Комбинация данных наземных и спутниковых измерений, также данных, полученных с помощью радиозондов, повышают качество реанализа.

Ретроспективный анализ современной эпохи для исследований и приложений, версия 2 (MERRA-2), предоставляет данные, начиная с 1980 года. Он был представлен для замены исходного набора данных MERRA из-за достижений в системе усвоения, которые позволяют усваивать современное гиперспектральное излучение и микроволновые наблюдения, а также наборы данных GPS-Radio Occultation. Он также использует наблюдения Национального управления по авиации и исследованию космического пространства (НАСА) за профилем озона, которые были начаты в конце 2004 года. В MERRA-2 включены дополнительные усовершенствования как в модели GEOS (Goddard Earth Observing System), так и в системе усвоения GSI. Пространственное разрешение остается примерно таким же (около 50 км в широтном направлении), как и в MERRA.

Наряду с улучшениями в метеорологической ассимиляции MERRA-2 предпринимает некоторые важные шаги в направлении цели GMAO повторного анализа системы *Земля*. MERRA-2 — это первый долгосрочный глобальный повторный анализ, который ассимилирует данные космических наблюдений за аэрозолями и представляет их взаимодействие с другими физическими процессами в климатической системе. MERRA-2 включает информацию о состоянии ледяных щитов, например, над Гренландией и Антарктидой [33].

Пространственное разрешение MERRA – 2:  $0,5^\circ \times 0,625^\circ$ , 72 уровня, дискретность 1 час.

### 2.3 Методы получения волновых характеристик

Планетарные волны являются крупномасштабными динамическими возмущениями, которые возникают в атмосфере из-за широтного градиента силы Кориолиса, уравниваемые изменениями силы градиента давления. Их фазовая скорость всегда направлена на запад, а групповая скорость может иметь любое направление. Планетарные волны проявляются в виде извилистых струйных течений, где число извилин приравнивается зональному волновому числу. Волны Россби сильно дисперсные: волны с более высокой скоростью обычно захватываются потоком и не распространяются вертикально. Их называют баротропными модами в отличие от более медленно движущихся бароклиных гармоник со среднезональными скоростями в несколько  $\text{см/с}^{-1}$ . Они вызваны неустойчивостью тропосферного струйного течения: баротропной (из-за горизонтального сдвига ветра) или бароклиной (из-за вертикального сдвига ветра) соответственно. Самые медленные планетарные волны с горизонтальным волновым числом 1 и 2, которые возникают в определенных местах, называются квазистационарными планетарными волнами (КСПВ) и вызваны поверхностными неоднородностями – топографией или температурным градиентом подстилающей поверхности. Согласно дисперсионному соотношению для волн Россби, которое включает фоновую зональную скорость ветра, КСПВ имеют более высокие шансы распространяться в среднюю атмосферу и передать свой импульс и энергию при диссипации. Планетарные волны играют важнейшую роль в динамике стратосферы. В частности, волновой импульс, который они отдают при диссипации, управляет циркуляцией от полюса к полюсу.

Одним из ярких примеров воздействия ПВ на стратосферу является ВСП.

### 2.3.1 Стоячие и бегущие волны в поле зональной компоненты ветра

Известно, что изменчивость силы стратосферного полярного вихря в значительной степени обусловлена устойчивыми аномалиями в потоке восходящей волновой активности. Затухание и усиление стационарных волн являются основным способом изменения потока волновой активности. Стоячие волны с фиксированным узлом являются основными движущими силами явления «линейной интерференции». Это особенно верно для низкочастотной составляющей потока восходящей волновой активности. Линейная часть потока более устойчива, чем общий поток, и имеет тропосферные стоячие волн – предшественники, которые приводят к изменениям силы стратосферного полярного вихря.

Известно, что ослаблению и усилению полярного вихря предшествуют устойчивые положительные и отрицательные аномалии потока восходящей волновой активности в нижней стратосфере [34]. В ряде исследований подчеркивается чувствительность изменчивости среднего потока в стратосфере к временному масштабу импульсов волновой активности [35]. В частности, Harnik [35] показал, что более короткие импульсы восходящей волновой активности приводили к отражению волн в верхней стратосфере и отсутствию длительного замедления полярного вихря, тогда как более длинные импульсы вызывали реакцию, подобную ВСП, с нисходящим распространением аномалий зонального среднего ветра через стратосферу. Авторы [36] исследовали важность продолжительности импульсов волновой активности в ослаблении силы полярного вихря. Они показали, как и через реанализ, так и с помощью простых модельных экспериментов, что стратосфера особенно чувствительна к положительным аномалиям потока волновой активности, длящимся от 10 до 20 дней. Это говорит о том, что понимание механизмов, которые имеют тенденцию управлять импульсами такого более длительного временного масштаба, имеет важное значение для улучшения прогнозирования ВСП.

Структура «линейной интерференции» является полезным способом понимания изменчивости потока восходящей волновой активности и движущих сил полярных вихревых событий (например, рисунок 2.2) [37]. Этот метод разделяет аномалии потока на вклад, который обусловлен интерференцией волновых аномалий с фоновой климатологической волной, и другой вклад, который обусловлен исключительно взаимодействием волновой аномалии с самой собой. Мотивация для этого разложения исходит из того факта, что периоды большого и малого потока восходящей волновой активности соответствуют волновым аномалиям, находящимся в фазе и вне фазы с климатологической волной. Это говорит о том, что относительное «фазирование» волновых аномалий и фоновой климатологии, которая количественно определяется членом фоновой климатологической волной, является важным фактором, определяющим аномалию теплового потока. Smith и Kushner [37] исследовали характеристики составляющих фоновой климатологической волной и волновой аномалии и их относительную роль в иницировании стратосферно-тропосферных взаимодействий. Их основные выводы заключались в том, что член фоновой климатологической волны обусловлен низкочастотными волнами планетарного масштаба (волновые числа 1 и 2) и объясняет большую часть межгодовой изменчивости аномального теплового потока в зимние месяцы обоих полушарий. Кроме того, было показано, что член фоновой климатологической волны более устойчив, чем аномалия общего теплового потока или член, описывающий волновую аномалию, и это было связано с кажущейся чрезвычайно длительной устойчивостью фазы аномалий волны.

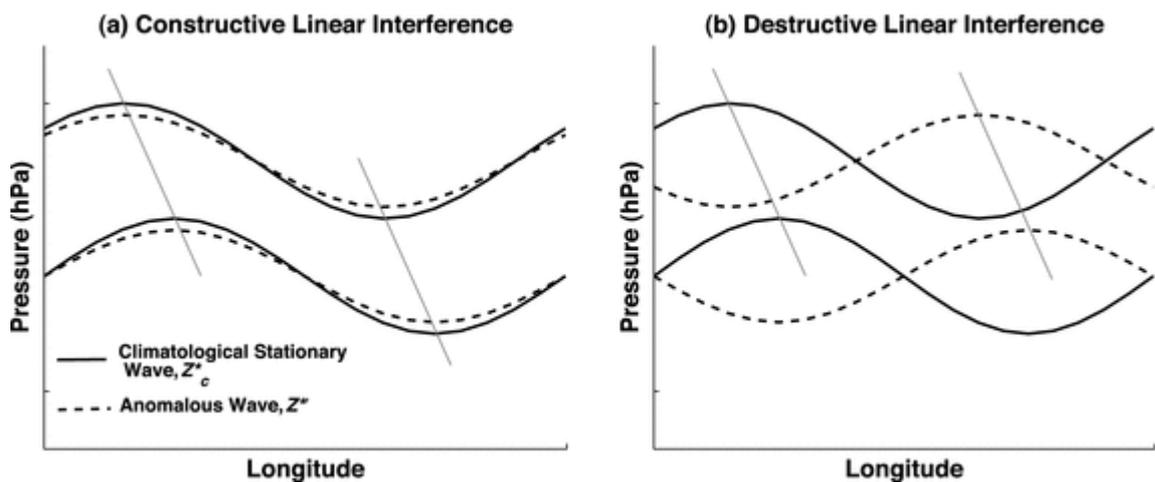


Рисунок 2.1 – Схема конструктивной и деструктивной «линейной» интерференции как функция давления и долготы [37]

Стоячие волны хорошо согласованы с климатологией и, следовательно, могут эффективно управлять усилениями и ослаблениями климатологической волны. Стоячие волны также доминируют на низких частотах и имеют продолжительную фазовую устойчивость.

Тот факт, что стоячие волны управляют наиболее устойчивой частью потока волновой активности, предполагает, что они должны быть в первую очередь ответственны за связь между волновым движением и силой стратосферного полярного вихря. Это подтверждается данными реанализа, и проверено, что модель атмосферы с высоким разрешением способна хорошо моделировать эту связь. Как и ожидалось, ослаблению полярного вихря предшествует аномально большой поток восходящей волновой активности. Однако продолжительность и форма этого потока зависят от типа ВСП.

Спектральный анализ волнового числа и частоты часто используется для разложения крупномасштабных атмосферных потоков на пространственные и временные гармоники Фурье, которые затем можно использовать для вычисления кросс-спектров для таких величин, как меридиональный поток тепла или импульса.

В данной исследовательской работе для получения амплитуд стоячих и бегущих волн в поле зонального ветра, также для амплитуд квази-

десятидневной волны в поле зонального и меридионального ветра использовался вейвлет Морле.

Комплексный базис в  $k$  – и  $r$  – пространстве вейвлета Морле [38]:

$$\psi(r) = \exp(i * k_0 * r) * \exp\left(-\frac{r^2}{2}\right), \quad (2.3.1)$$

$$\hat{\psi}(k) = \theta(k) * \exp\left[-\frac{(k-k_0)^2}{2}\right], \quad (2.3.2)$$

плоская волна, модулированная гауссианом единичной ширины,

где  $\theta(k)$  – функция Хевисайда ( $\theta(k) = 1$  при  $k > 0$  и  $\theta(k) = 0$  при  $k \leq 0$ ).

### 2.3.2 Планетарные волны в поле геопотенциальной высоты

Доминирование планетарных волн большой амплитуды в стратосфере, мезосфере и нижней термосфере и их взаимодействие со средними зональными ветрами являются основными движущими силами атмосферной динамики. Кроме того, внезапные стратосферные потепления и события квази-двухлетних колебаний могут динамически связывать всю атмосферу от нижних слоев атмосферы до ионосферы [39]. Распространяющиеся на запад планетарные волны являются одной из ярких особенностей южного и бореального лета. Западные квази-двумерные волны (КДВ) являются наиболее очевидными репрезентативными волнами и одним из наиболее изученных явлений с использованием наблюдений планетарных волн. Большинство исследований были сосредоточены на изучении распространяющихся на запад КДВ с волновыми числами 2, 3, 4 [40]. Однако совсем мало исследований было проведено для понимания сезонных изменений даты возникновения, пиковой амплитуды и периода волн для восточных КДВ [41].

Обычно КДВ в ЮП максимальны после летнего солнцестояния в средних широтах. Наибольшие амплитуды волн обычно появляются вблизи мезопаузы в январе-феврале в Южном полушарии и в июле-августе в

Северном полушарии (СП). КДВ в ЮП с волновым числом 3 и 4 достигают амплитуд во время южного и бореального лета в мезосфере и нижней термосфере соответственно. Сезонные изменения в активности КДВ распространяющихся на западе очевидны [42]. Наблюдая долгосрочные КДВ в ЮП и СП, Tunbridge и другие [43] сообщили, что КДВ с волновым числом 3, как правило, сильнее двух других мод в ЮП, достигая амплитуды  $\sim 12$  К, в то время как КДВ с волновым числом 4 сильнее КДВ с волновым числом 3 в СП, достигая  $\sim 4$  К. Более того, КДВ с волновым числом 4, как правило, живет дольше, чем КДВ с волновым числом 3, и КДВ с волновым числом 4 все еще можно наблюдать после окончания КДВ с волновым числом 3. Предыдущее исследование показало, что источник волны, неустойчивость, критический слой и средний зональный ветер являются основными причинами сезонных изменений в КДВ. Изучая долгосрочные спутниковые данные в ЮП, [44] предположили, что самые сильные КДВ с волновым числом 2, 3 и 4 могут быть задержаны за счет увеличения зонального волнового числа, и эти события будут неразличимы во время ВСП. Волновые периоды КДВ с волновым числом 4, 3 и 2 варьируются примерно в пределах  $\sim 41$ – $56$ ,  $\sim 45$ – $52$  и  $\sim 45$ – $48$  ч соответственно. Кроме того, КДВ с волновым числом 2 можно наблюдать с помощью глобальных спутниковых наборов данных, но ее амплитуда слабее, чем у КДВ с волновым числом 3 и 4 в СП и ЮП. Распространение и усиление КДВ с волновым числом 2 в первую очередь модулируются нестабильностью, показателем преломления и критическим слоем, в то время как изменение фонового ветра может вызывать различные события зонального волнового числа. Анализируя изменение активности КДВ с волновым числом 2 во время ВСП, Xiong и другие [45] заметили, что волна, распространяющаяся на запад с волновым числом 1 генерируется нелинейным взаимодействием между стационарной планетарной волной с волновым числом 2 и КДВ с волновым числом 3. Во время ВСП связь между СП и ЮП может усиливать летний восточный поток

и способствовать нелинейному взаимодействию между КДВ с волновым числом 3 и стационарной планетарной волной с волновым числом 1 [42].

Некоторые недавние исследования обнаружили значительные планетарные волны в восточном направлении в полярных областях стратосферы и мезосферы с периодами около двух и четырех дней [41]. Планетарные волны с зональными волновыми числами  $-1$  (E1) и  $-2$  (E2) соответствуют волнам 4 и 2 дней соответственно. Эта серия восточных планетарных волн может существенно влиять на термическую и динамическую структуру полярной стратосферы, что приводит к глубоким изменениям ее ветра и температуры. Помимо знаний о нелинейных взаимодействиях между мигрирующими приливами и КДВ, дальнейшие исследования подтвердили, что КДВ E2 может быть сгенерирована нелинейным взаимодействием между планетарной волной и приливами в мезосфере и нижней термосфере [46].

Для получения планетарных волн применялось разложение Фурье. Затем с помощью метода наименьших квадратов извлекались волны с волновыми числами 1, 2, 3. Для расчета амплитуд волн использовалось следующее уравнение:

$$y = A * \cos * [2 * \pi * (\sigma * t + s * \lambda)] + B * \sin * [2 * \pi * (\sigma * t + s * \lambda)] + C$$

Метод наименьших квадратов используется для подбора набора параметров (A, B и C), где  $\sigma$ ,  $t$ ,  $s$  и  $\lambda$  — частота, время, зональное волновое число и долготы.

### 2.3.3 Расчет остаточной меридиональной циркуляции

Ожидается, что резкие изменения в среднем потоке высокоширотной стратосферы во время событий ВСП повлияют на распространяющиеся вверх атмосферные волны и их поток энергии и импульса, тем самым влияя на глобальную циркуляцию и динамику во всей стратосфере, мезосфере и

нижней термосфере. Изменения во время ВСП были зарегистрированы на низких широтах в ветрах мезосферы и нижней термосферы, температурах и геомагнитных вариациях [47], в термосферном дневном свечении [47], в ионосферных параметрах [48] и в плотности термосферы. Из наземных ветров над северными и южными средними широтами, и высокими широтами также были получены доказательства влияния ВСП на мезосферные приливы [49]. Все эти свидетельства ясно указывают на то, что динамика и химия атмосферы по всему земному шару чрезвычайно возмущены во время ВСП, и, таким образом, может возникнуть прямая межполушарная связь. В некоторых случаях исследования на основе модели глобальной циркуляции показали наличие таких межполушарных связей, но с различными результатами в зависимости от типа приспособления и применяемых схем параметризации. Существует множество исследований моделирования, наблюдений и ассимиляций, которые показали общие межполушарные связи от зимней стратосферы до летней мезосферы, которые были интерпретированы в основном через волновые динамические изменения. Хотя измеренные и смоделированные наблюдения на разных широтах и высотах показали временно коррелированные изменчивости во время ВСП, физическая связь между ними была сообщена в основном из модельных симуляций, что, безусловно, требует экспериментального или ассимиляционного подтверждения. Кроме того, результаты моделей различаются между собой в зависимости от типа используемых схем воздействия. С другой стороны, есть некоторые экспериментальные исследования, в которых сообщалось об изменениях меридиональной циркуляции на высотах мезосферы и нижней термосферы в ответ на ВСП [50], но с ограниченными наборами данных, которые в основном получены со спутников и, следовательно, имеют плохое локальное временное разрешение.

Остаточная средняя меридиональная циркуляция в средней атмосфере Земли в основном обусловлена накоплением импульса, связанным с

разрушением и рассеиванием атмосферных волн, таких как волны Россби и гравитационные волны, которые возникают в тропосфере. Средняя по Лагранжу меридиональная циркуляция важна для определения распределения массы и второстепенных компонентов, а также тепловой структуры планетарной атмосферы. Вклад нагрева озона в остаточную среднюю циркуляцию относительно невелик, но не пренебрежимо мал, особенно в экваториальной области, где параметр Кориолиса обращается в нуль, особенно в сезоны солнцестояний.

Авторы [51] исследовали существование обратной меридиональной циркуляции в ветрах в регионе мезосферы – нижней термосферы, которая, как постулировалось, установилась во время ВСП на основе косвенных свидетельств из наземных наблюдений за дневным свечением и спутниковых наблюдений. Горизонтальные ветры из ассимиляции NAVGEM-НА показывают хорошее согласие с ветрами зеркальных метеорных радаров. Оба набора данных показали южный меридиональный ветер над этими двумя станциями во время событий ВСП 2013 и 2010 гг. Меридиональные ветры от NAVGEM-НА показали южное движение в широтах 50–90° с.ш. от стратосферы до мезосферы – нижней термосферы и во всем Северном полушарии на высотах мезосферы – нижней термосферы. На основании опубликованных ранее результатов можно сделать вывод, что комбинированное воздействие планетарных, гравитационных волн и их дальнейшее взаимодействие со средним потоком приводят к возникновению этой меридиональной циркуляции.

Результаты представляют недвусмысленные эмпирические доказательства существования обратной меридиональной циркуляции, которая в основном присутствует в Северном полушарии во время событий ВСП. Влияние такой циркуляции также распространяется на весь земной шар в регионе мезосферы – нижней термосферы.

Известно, что атмосферные волны планетарного масштаба могут существенно изменять среднюю меридиональную циркуляцию, то есть зональное осреднение средних меридиональных и вертикальных потоков бесполезно при анализе глобального переноса атмосферных составляющих. В уравнениях импульса и энергии волновые потоки импульса и тепла частично уравниваются адвективными потоками импульса и тепла. При эйлеровом подходе точно такое же восполнение волновых и средних потоков массы происходит и в уравнении неразрывности. Такая дополнительная особенность не допускает изолирования волнового воздействия от воздействия среднего потока. Чтобы справиться с этим недочетом, нужно использовать другие подходы к анализу зональной средней циркуляции. Одним из подходов является расчет преобразованной эйлеровой средней циркуляции [52]. Такой подход обеспечивает плодотворное исследование волновых воздействий на средний поток и дает возможность рассчитать меридиональный перенос массы в атмосфере. Этот метод сводится к рассмотрению остаточной средней меридиональной циркуляции (ОМЦ), которая является сочетанием вихревых и адвективных зонально – средних потоков. ОМЦ оценивает остаточные части среднего потока, которые остаются после частичного восполнения эйлеровой зональной циркуляции вихревыми массами, потоками импульса и тепла, вызванными волнами.

Меридиональную и вертикальную компоненты остаточной средней циркуляции можно получить по формулам [53]

$$\vec{V} = \bar{V} - \frac{1}{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}} \left( -\frac{\overline{V'\theta'}}{H} + \frac{\partial \overline{V'\theta'}}{\partial z} - \frac{\overline{V'\theta'}}{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}} \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z^2} \right) - (2.3.3)$$

$$\vec{w} = \bar{w} + \frac{1}{\alpha \cos \varphi} \frac{1}{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}} \left( -\sin \varphi \overline{V'\theta'} + \cos \varphi \left( \frac{\partial \overline{V'\theta'}}{\partial \varphi} - \frac{\overline{V'\theta'}}{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}} \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z \partial \varphi} \right) \right) - (2.3.4),$$

где черта сверху обозначает зонально осредненные величины, штрихи — отклонения величин от зонально осредненных значений,  $v$  и  $w$  —

меридиональный и вертикальный ветер,  $H$  — высота стандартной атмосферы,  $z$  — вертикальная координата,  $\theta$  — потенциальная температура,  $\varphi$  — широта,  $\alpha$  — радиус Земли.

В данной исследовательской работе расчет меридиональной и вертикальной компоненты остаточной средней циркуляции производился по формулам 2.3.3 и 2.3.4.

Выше в этой главе уже приводились результаты исследований возникновения обратной меридиональной циркуляции в области мезосферы – нижней термосферы во время ВСП в Северном полушарии. В данном исследовании же старались оценить ОМЦ до события ВСП в зимние месяцы ЮП. Результаты расчета ОМЦ приведены в главе 3.

## ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### 3.1 Исследование среднезональной температуры и среднезональной зональной компоненты ветра

Как уже было упомянуто ранее, с начала ведения наблюдений за стратосферой Южного полушария ВСП было только в 2002 и 2019 гг. Эти два события и представляют для нас особый интерес с точки зрения поведения термодинамических характеристик в стратосфере до ВСП, во время события и после.

В главе 2 были описаны фазы и показатели тропических осцилляций для 2002 и 2019 гг. Исходя из того, какие были фаза КДЦ и индекс ЭНЮК в годы с ВСП, были выбраны еще два года с похожими показателями, 1995 и 2004 гг. В дальнейшем исследование дополнили, рассмотрев еще два года, 2007 и 2018 гг., которые были выбраны случайным образом. Также в сентябре ученые [54] опубликовали информацию об аномальных температурах зимней стратосферы Южного полушария; ожидалось, что произойдет событие ВСП, но этого не случилось. Поэтому для детального сравнения термодинамических характеристик был взят и 2024 год.

Среднезональная температура и среднезональный зональный ветер – главные метеорологические характеристики, по которым определяют наступление события ВСП и его классификацию.

Поэтому первым этапом в работе было исследование среднезональной температуры и среднезональной зональной компоненты ветра для 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг.

На рисунке 3.1 представлено распределение среднезональной температуры, осредненной в поясе южных широт от  $-77.5^\circ$  до  $-87.5^\circ$ , на уровне 10 гПа.

Из рисунка 3.1 видно, что в сентябре самые высокие температуры были в 2002 и 2019 гг., при этом резкое увеличение составило около 40 К в течении нескольких дней. Также в 2004 и 2007 гг. отмечался всплеск температуры до

15 К и 30 К соответственно. Такие всплески температуры еще называют «импульсами» потепления [55]. В 2024 году аномально высокие температуры были только в июле и начале августа, далее ход температуры соответствовал климатической норме. Столь раннее увеличение температуры стратосферы и привело авторов [54] к мысли о том, что произойдет событие ВСП.

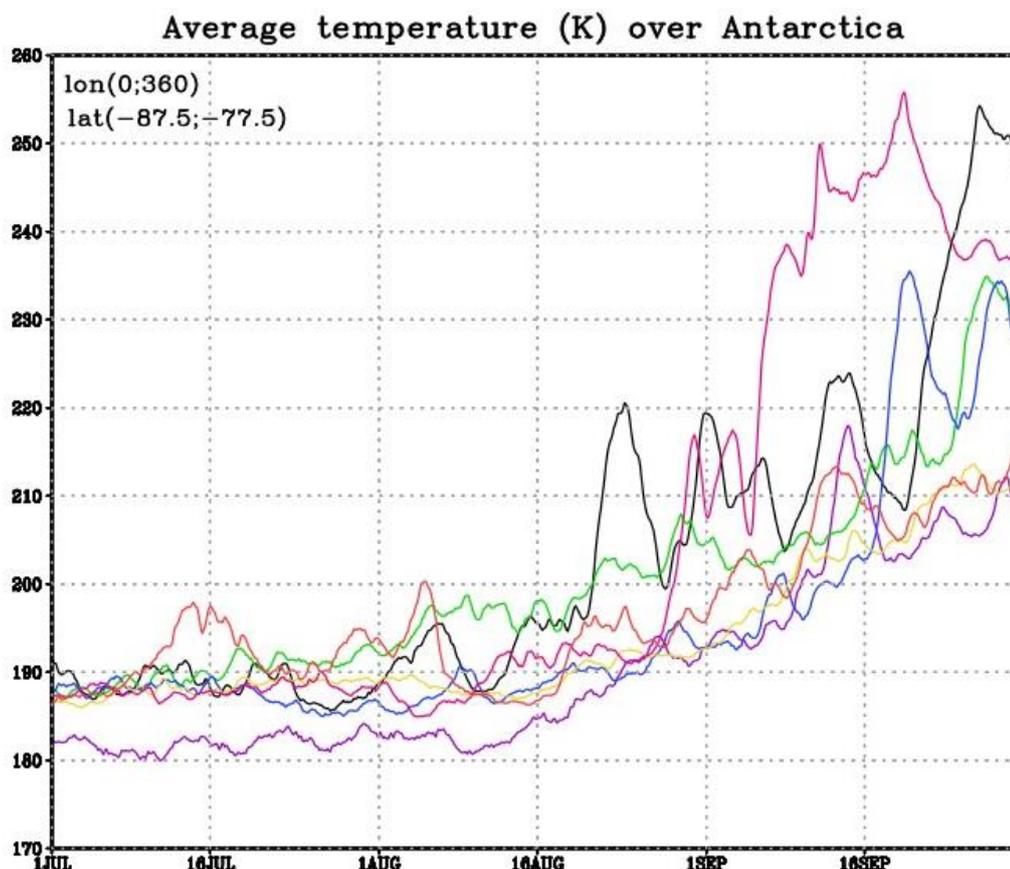


Рисунок 3.1 – Распределение среднезональной температуры (К) на уровне 10 гПа, в слое южных широте  $-77.5^{\circ} \div -87.5^{\circ}$ , июль – сентябрь (фиолетовая кривая – 1995, черная кривая – 2002, зеленая кривая – 2002, синяя кривая – 2007, желтая кривая – 2018, розовая кривая – 2019, красная кривая – 2024 гг.)

Вторая метеорологическая характеристика, по которой оценивают значительность события ВСП – это средние западные ветры.

Обратимся к распределению среднезональной зональной компоненты ветра, рисунок 3.2.

Как и в случае с температурой, уменьшение скорости среднезональной зональной компоненты ветра было отмечено в сентябре в 2002 и 2019 гг., причем в 2002 году средние западные ветры даже сменили свое направление на восточное. В 2004 и 2007 гг. значительного уменьшения скорости ветра не было. Поведение среднезональной зональной компоненты ветра в 2024 году соответствовало климатической норме.

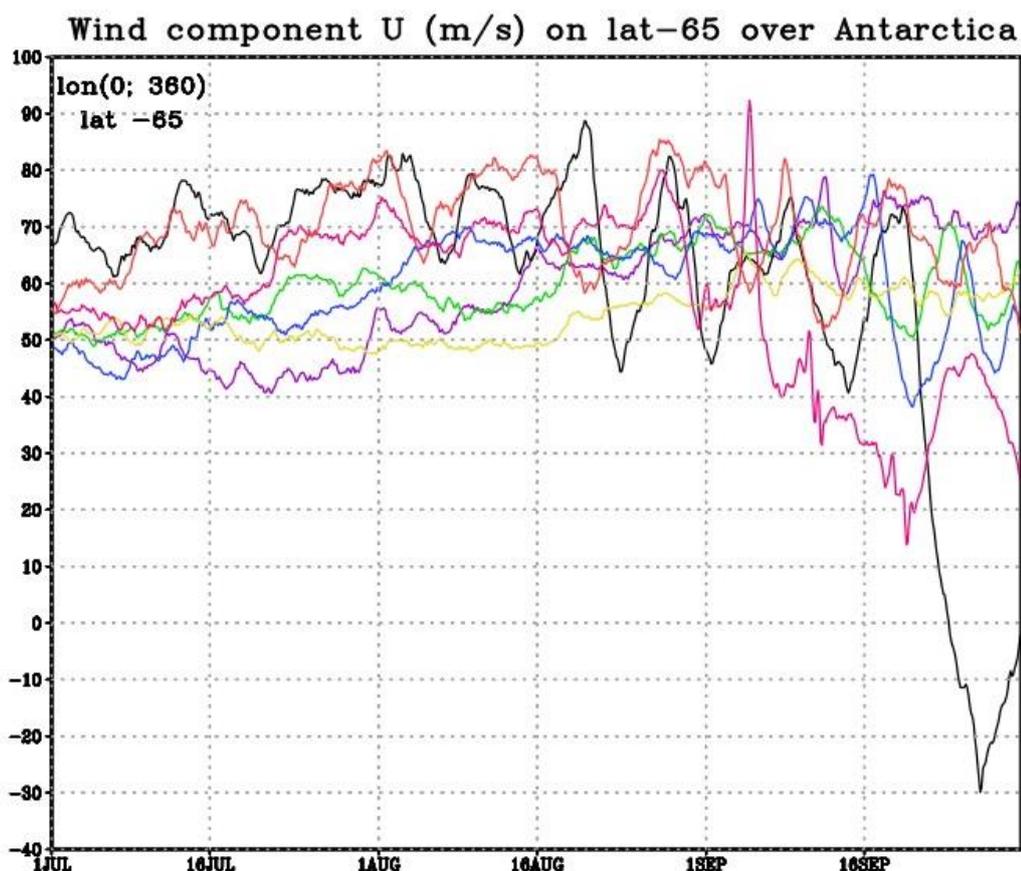


Рисунок 3.2 – Распределение среднезональной зональной компоненты ветра (м/с) на уровне 10 гПа, в слое южных широте  $-77.5^{\circ} \div -87.5^{\circ}$ , июль – сентябрь (фиолетовая кривая – 1995, черная кривая – 2002, зеленая кривая – 2002, синяя кривая – 2007, желтая кривая – 2018, розовая кривая – 2019, красная кривая – 2024 гг.)

ВСП 2002 года принято называть мажорным, так как помимо взрывного роста температуры было и обращение зональной компоненты ветра, а ВСП 2019 – минорным, поскольку отмечался только рост температуры.

Были рассмотрены также аномалии распределения среднезональной температуры и среднезонального зонального ветра от климатических значений. На рисунках 3.3 – 3.4 представлено высотно – временное распределение аномалий среднезональной температуры.

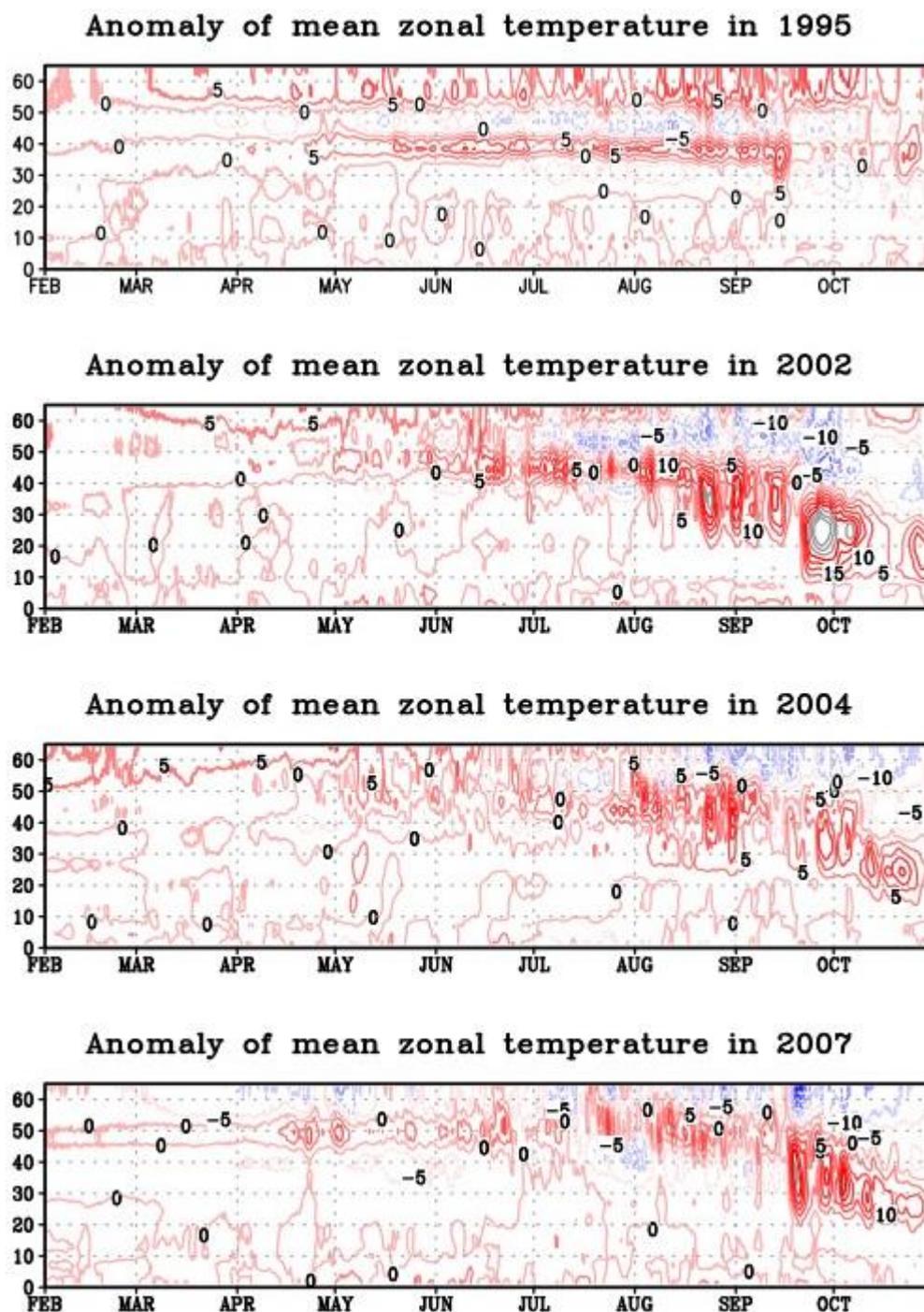


Рисунок 3.3 – Высотно – временное распределение аномалий среднезональной температуры для 1995, 2002, 2004, 2007 гг.

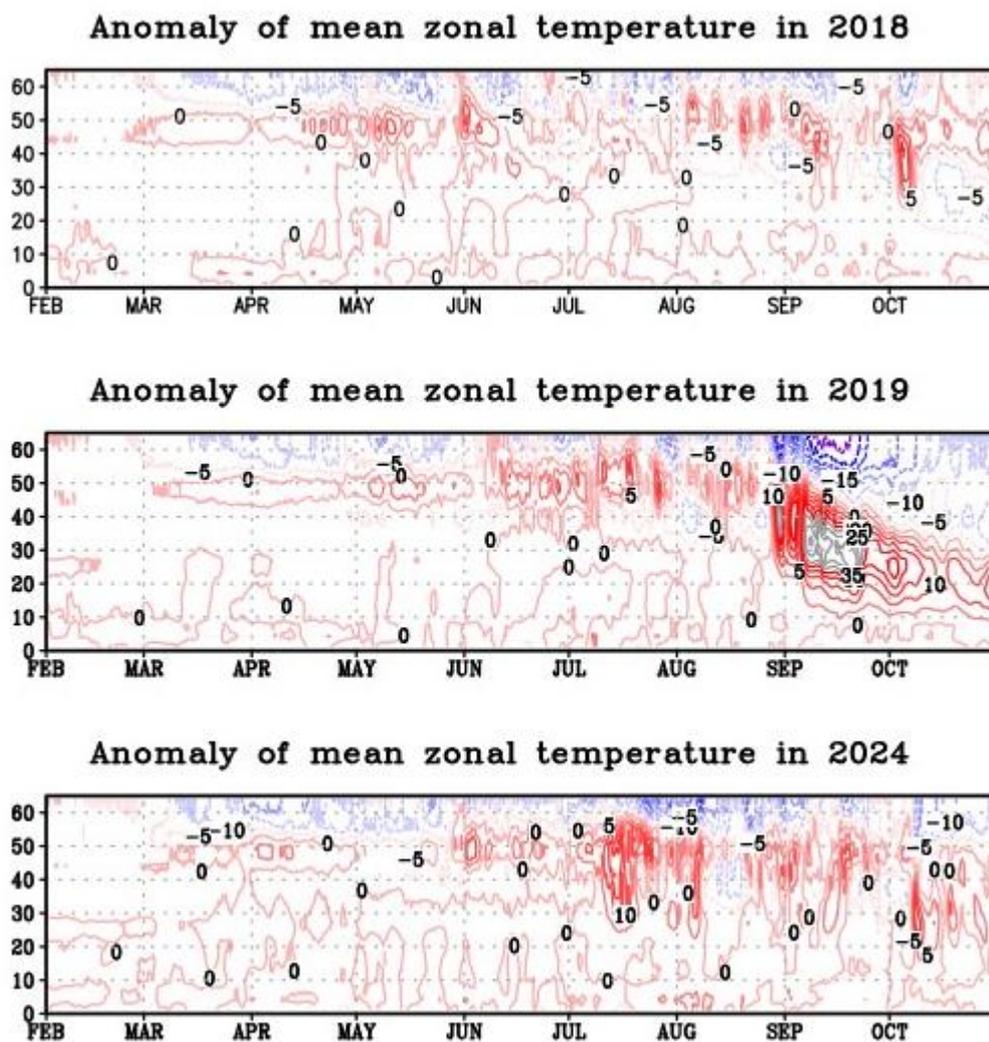
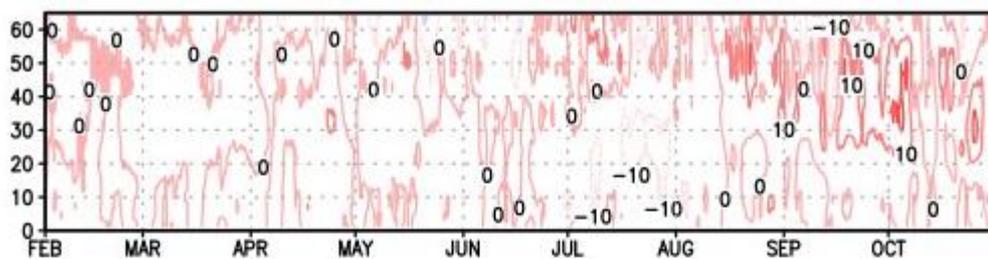


Рисунок 3.4 – Высотно – временное распределение аномалий среднезональной температуры для 2018, 2019, 2024 гг.

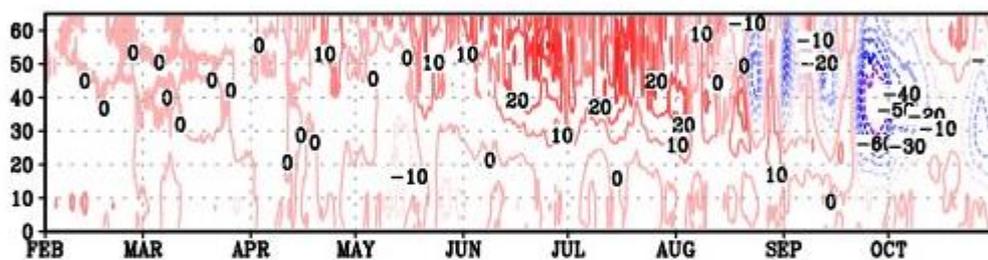
По рисункам 3.3 – 3.4 видно, что сильные положительные аномалии температуры в сентябре – октябре на высотах 25 – 40 километров были в 2002 и 2019 гг. Также незначительные аномалии температуры отмечены в 2004 и 2007 гг. на тех же высотах в те же месяцы.

Аномалии среднезонального ветра от климатических значений для исследуемых лет представлены на рисунках 3.5 – 3.6 ниже.

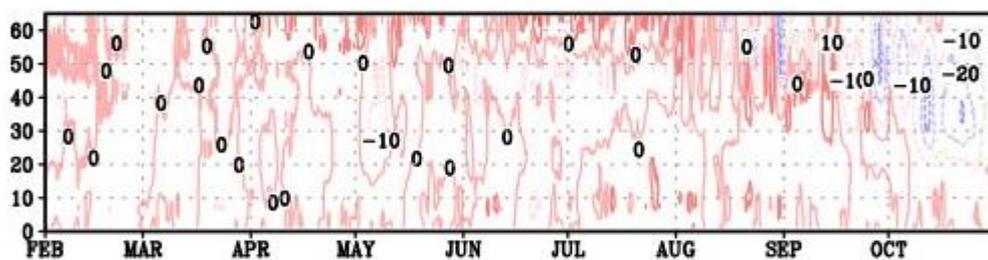
**Zonal wind component anomaly in 1995**



**Zonal wind component anomaly in 2002**



**Zonal wind component anomaly in 2004**



**Zonal wind component anomaly in 2007**

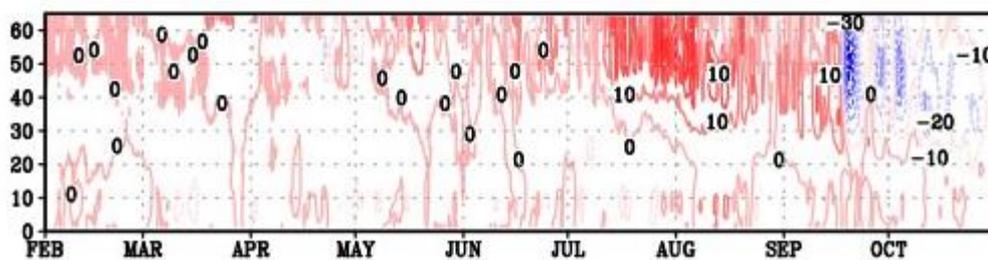


Рисунок 3.5 – Высотно – временное распределение аномалий среднезонального зонального ветра для 1995, 2002, 2004, 2007 гг.

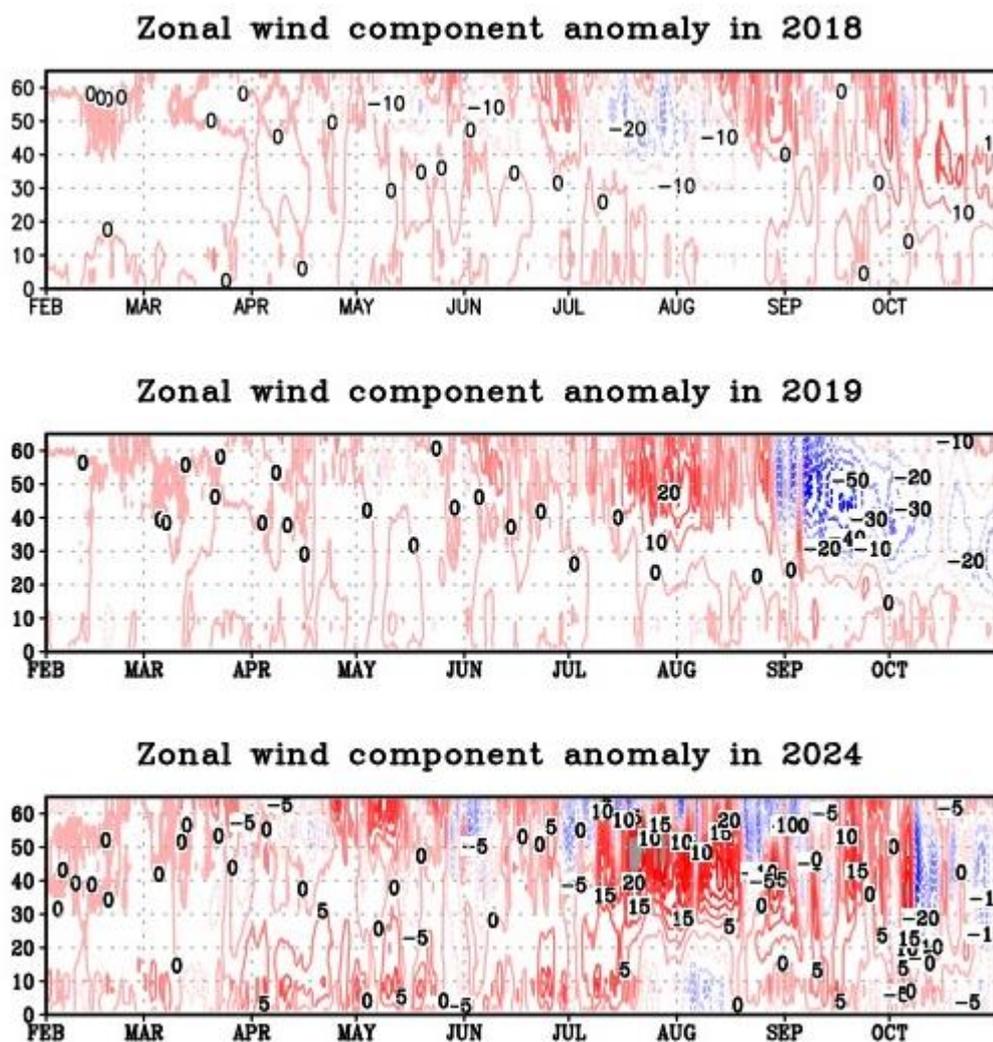


Рисунок 3.6 – Высотно – временное распределение аномалий среднезонального зонального ветра для 2018, 2019, 2024 гг.

Примечательно, что в годы с ВСП, 2002, 2019, перед отрицательной аномалией усиливалась положительная. В 2002 году положительная аномалия начала усиливаться в июле и продолжалась до августа, а отрицательная аномалия началась с конца сентября и продолжалась до середины октября. Интересно, что положительная аномалия усиливалась на высоте примерно 50 км, а отрицательная – на 35 км. В 2019 году ситуация была схожей с 2002 годом, однако аномалии были не такими сильными и преимущественно располагались на высоте 40 км.

В 2007 году аномалии среднезонального ветра были еще более слабыми по сравнению с 2019 годом и по большей части приходились на высоту 50 км.

Аномалии в поле температуры прослеживаются незадолго до события ВСП в средней стратосфере, тогда как аномалии в поле зонального ветра начинают проявляться уже с середины зимы в высокой стратосфере.

### 3.2 Исследование поля геопотенциальной высоты

Для анализа поведения циркумполярного вихря в момент ВСП было построено распределение геопотенциальной высоты по данным реанализа MERRA – 2 для 7 сентября – 19 октября 2002 года, для 24 августа – 6 октября 2019 года, для 15 июля – 25 августа 2024 года с недельным осреднением. Ниже на рисунках 3.7, 3.8 и 3.9 представлен недельный ход вихря для 2002, 2019, 2024 гг. соответственно.

## Geopotential (m) over Antarctica in 2002

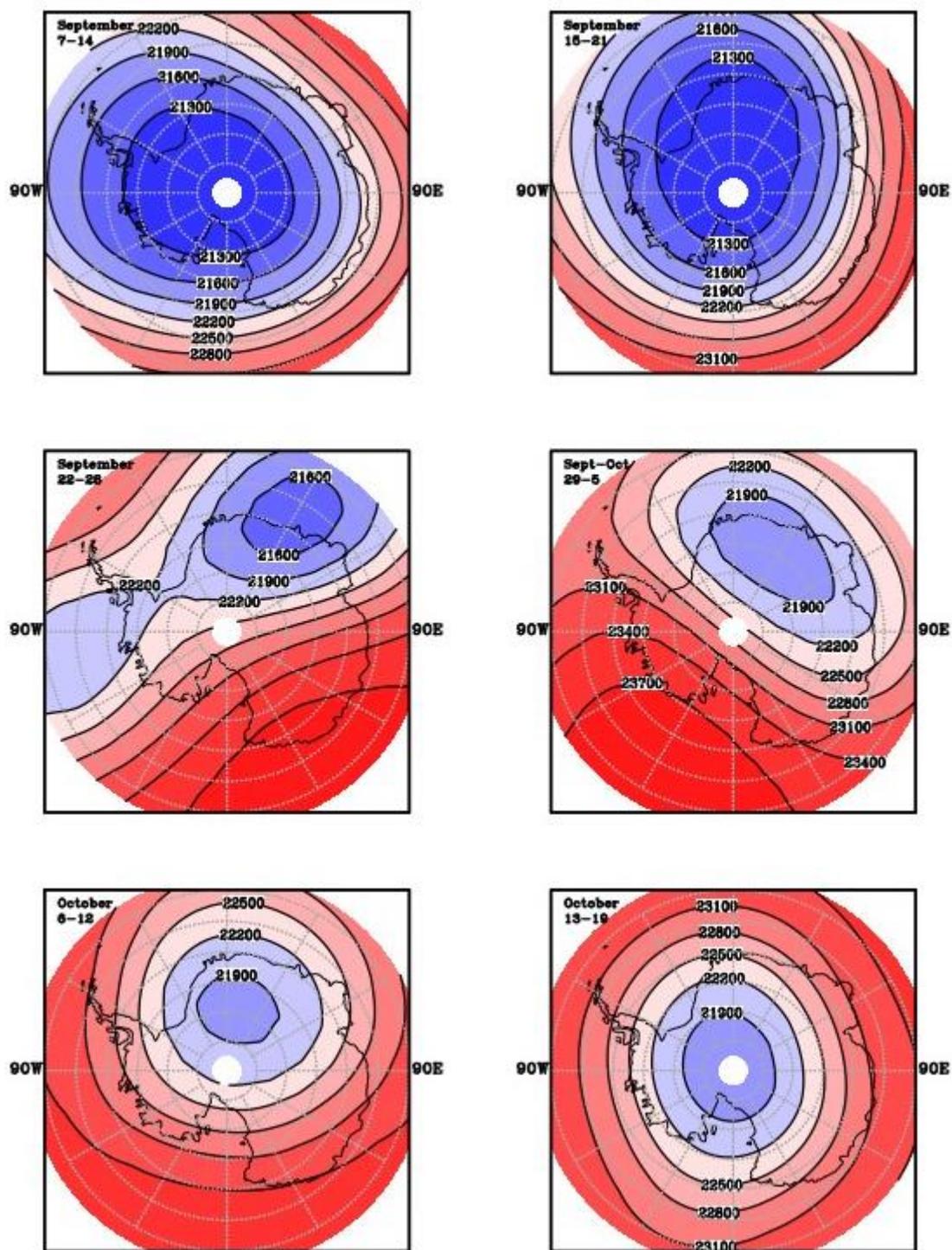


Рисунок 3.7 – Распределение геопотенциальной высоты (гпм) на уровне 10 гПа, осредненное по неделям, 7 сентября – 19 октября, 2002 г.

Согласно рисунку 3.7 в 2002 году в период с 22 сентября по 5 октября наблюдается ослабление, вытягивание и смещение вихря относительно центра Южного полюса. Также в этот период происходит расщепление вихря

на 2 ядра. В следующие 2 недели, с 6 октября и по 19 октября, происходила стадия релаксации вихря, но при этом его площадь уменьшилась почти в двое.

Также по этому же рисунку можно отследить изменения давления. С 7 по 21 сентября над континентом господствовало низкое атмосферное давление. В период с 22 сентября по 5 октября давление над Антарктидой начало повышаться, при этом зона низкого давления оказалась как бы вытесненной более высоким давлением, раздвоенной и уменьшенной в размере.

Анализируя рисунок 3.8, видно, что в 2019 году деформация полярного вихря была незначительной. С 8 по 21 сентября фиксировалось небольшое смещение и вытягивание вихря относительно центра. В последующие дни, произошло уменьшение площади вихря и его возвращение в первоначальное местоположение.

Если судить об изменении давления во время ВСП в 2019 году, то можно по рисунку 3.6 в период с 24 августа по 6 октября отследить сокращение площади низкого давления и повышение давления в юго – восточной части водной поверхности, окружающей материк.

## Geopotential (m) over Antarctica in 2019

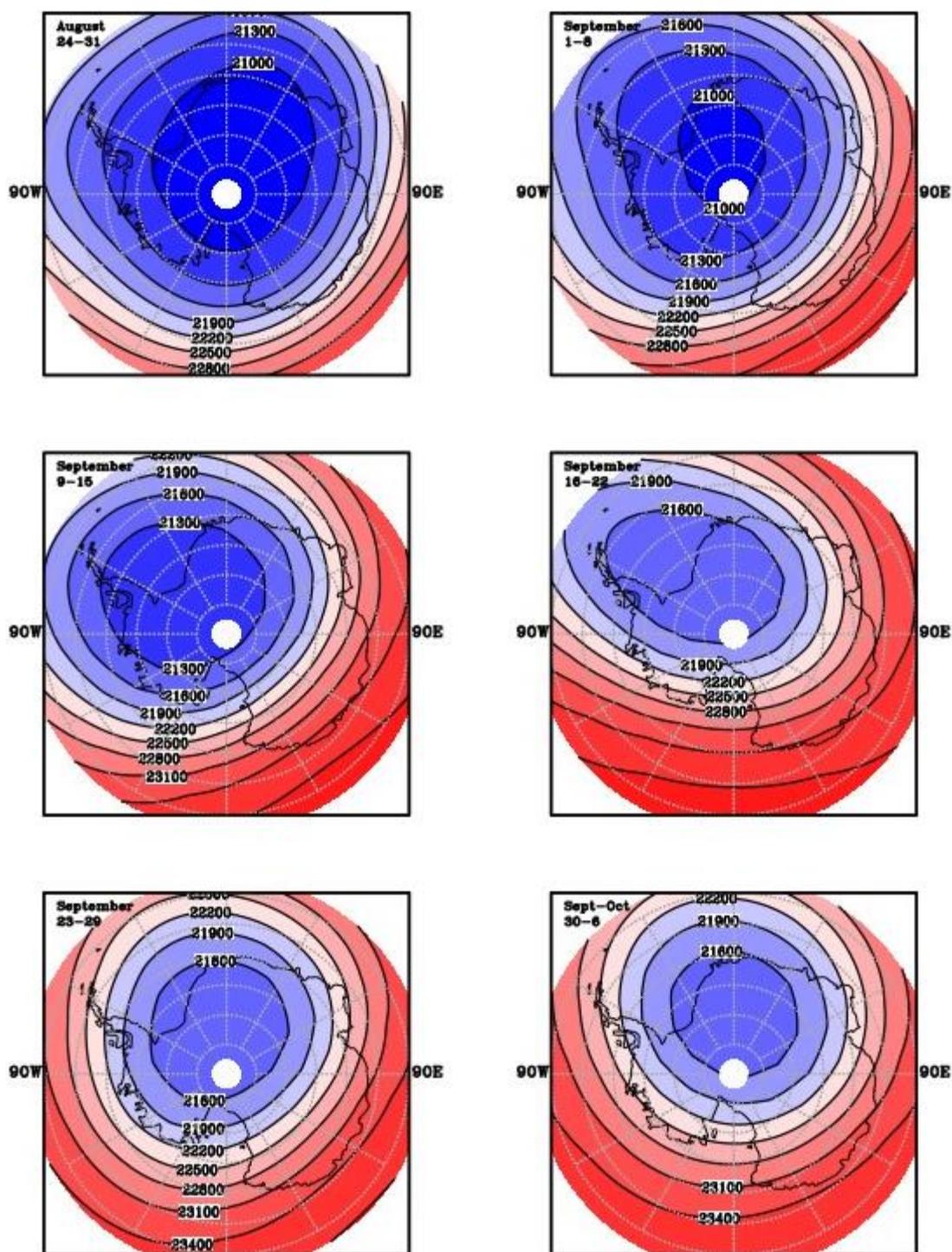


Рисунок 3.8 – Распределение геопотенциальной высоты (гпм) на уровне 10 гПа, осредненное по неделям, 24 августа – 6 октября, 2019 г.

Так как в 2024 году аномально высокие температуры наблюдались в июле, то и распределение геопотенциальной высоты было построено с 15 июля и до 25 августа. По рисунку 3.9 можно увидеть лишь небольшие изменения в

форме и размере циркумполярного вихря, а именно – уменьшение площади, вытягивание вихря в форму «арахиса» и небольшое смещение относительно центра полюса в период с 29 июля по 11 августа.

### Geopotential (m) over Antarctica in 2024

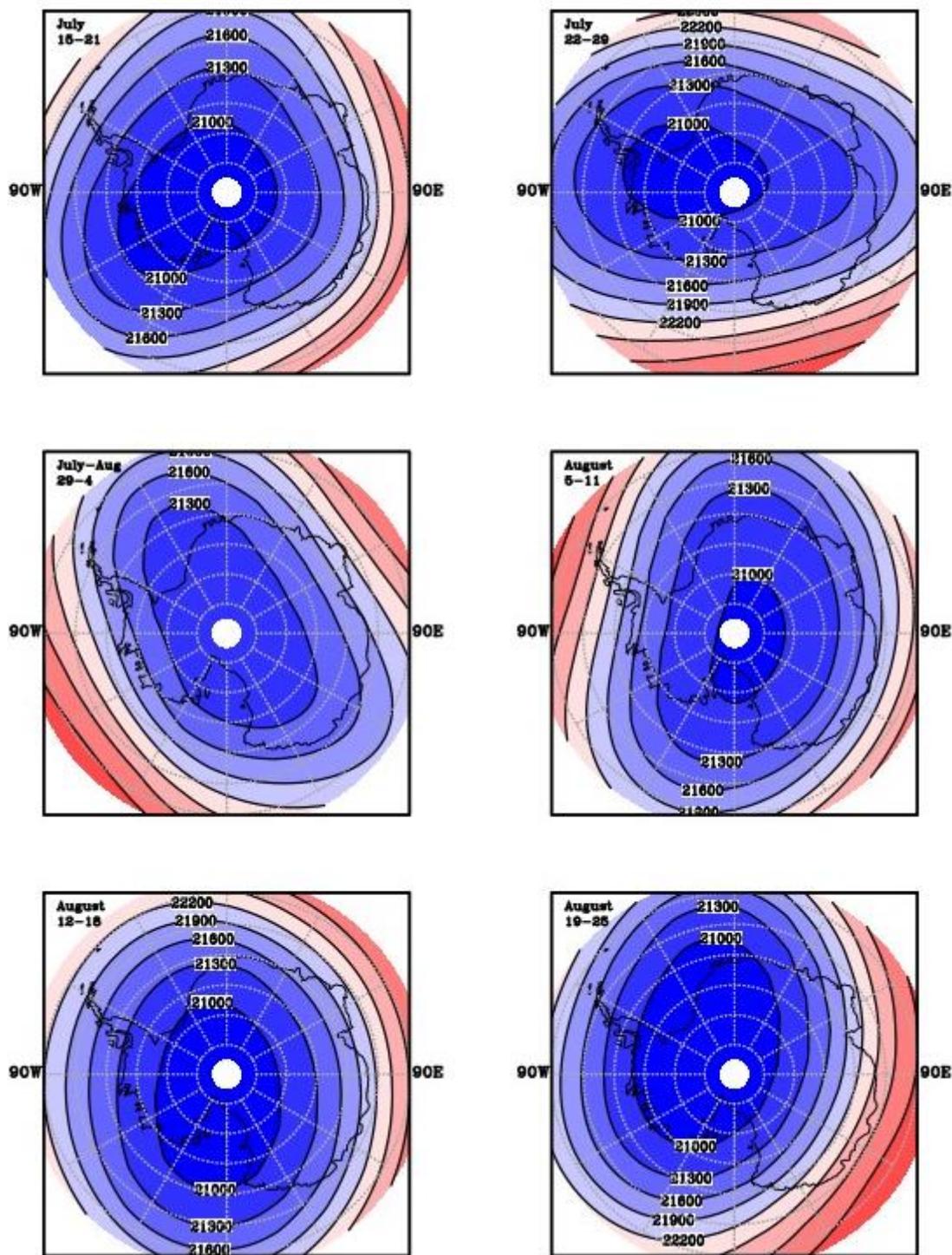


Рисунок 3.9 – Распределение геопотенциальной высоты (гпм) на уровне 10 гПа, осредненное по неделям, 15 июля – 25 августа, 2024 г.

### 3.3 Анализ амплитуд планетарных волн

Амплитуды планетарных волн с волновым числом 1, 2 и 3 (ПВ1, ПВ2 и ПВ3) в период с июля по октябрь для 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг. приведены ниже на рисунках 3.10 – 3.16. Важно было проследить изменения в поведении ПВ за месяц до наступления события и в момент развития ВСП.

На рисунке 3.10 приведено высотное – временное распределение амплитуды ПВ1, ПВ2 и ПВ3 для 1995 года.

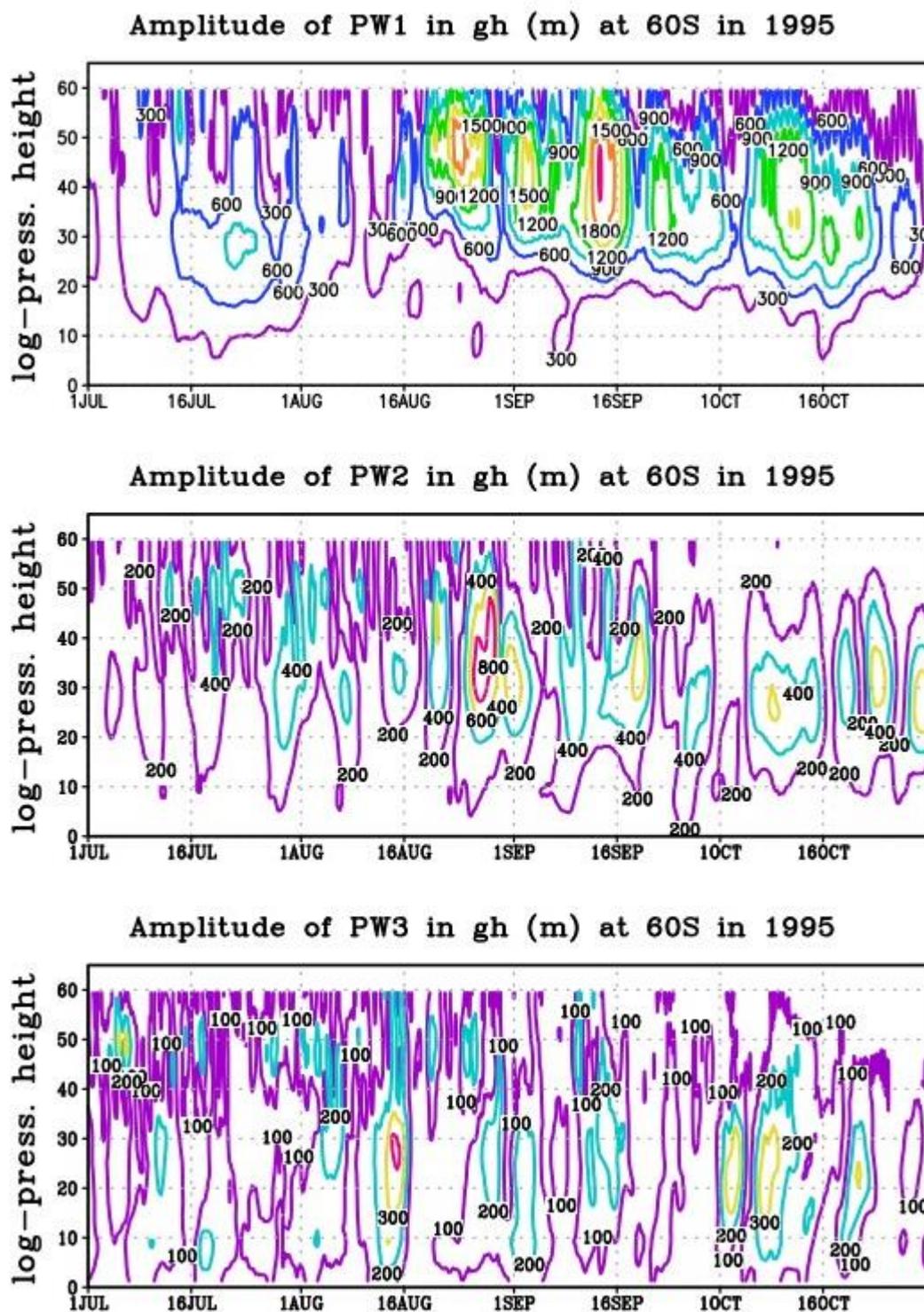


Рисунок 3.10 - Высотно – временное распределение амплитуды планетарной волны с волновым числом 1 (верхняя панель), с волновым числом 2 (средняя панель), с волновым числом 3 (нижняя панель), 1995 год

Согласно рисунку 3.10, в 1995 году ПВ1 имела наибольший диапазон амплитуды в середине сентября и достигала 2100 гпм на высоте 45 км. ПВ2

имела пик амплитуды в конце августа, максимальная амплитуда в этот период достигала 800 гпм на высоте 35 км. Усиление ПВЗ также пришлось на середину августа и было равно 400 гпм на высоте 27 км.

Для 2002 года приведено высотно – временное распределение амплитуды ПВ1, ПВ2 и ПВ3 на рисунке 3.11.

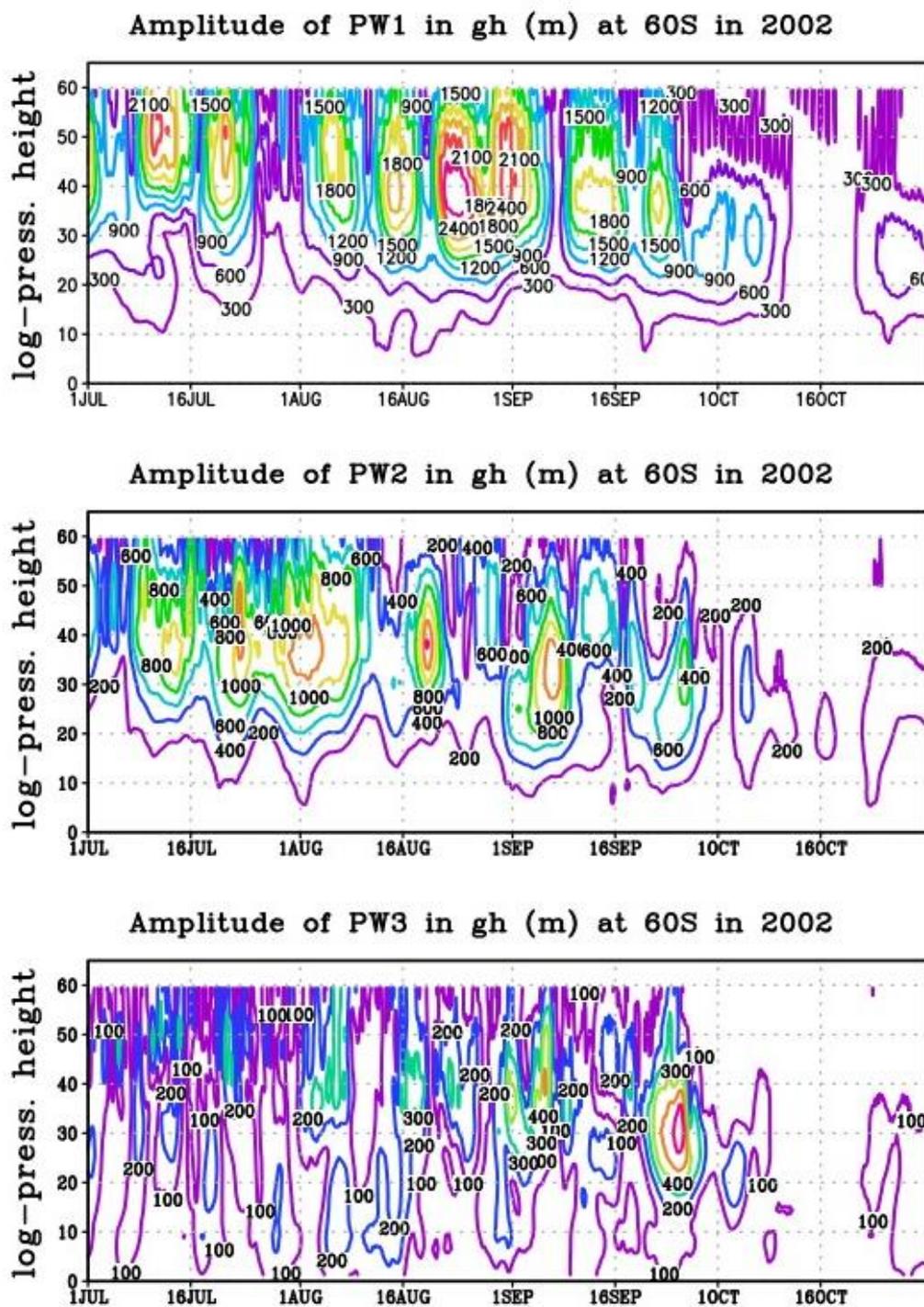


Рисунок 3.11 – Аналогично рисунку 3.10, но для 2002 год

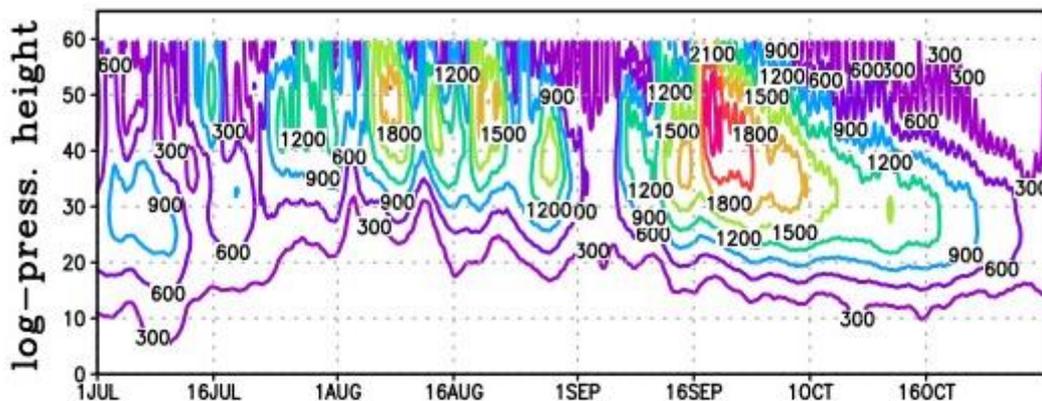
В соответствии с рисунком 3.11 в 2002 году первая гармоника имела наибольший диапазон амплитуды в период третьей декады августа и достигала 2500 гпм на высоте 40 км. Этот пик как раз соответствует времени наибольшего развития ПВ1 до наступления ВСП, что часто наблюдается в Северном полушарии. Непосредственно перед и в момент развития ВСП амплитуда ПВ1 составила 1800 гпм на высоте около 38 км. Вторая гармоника имела пик амплитуды в период второй декады августа, максимальная амплитуда в этот период достигала 1200 гпм на высоте 39 км. В момент развития ВСП амплитуда ПВ2 составила 800 гпм на высоте около 32 км. Самое большее усиление амплитуды (ПВ3) третьей гармоники также пришлось на момент сильнейшего развития ВСП и был равен 600 гпм на высоте 30 км, что является очень нетипичной ситуацией для ВСП в Северном полушарии.

Ниже на рисунке 3.12 для 2004 года приведено высотное – временное распределение амплитуд ПВ1, ПВ2, ПВ3.

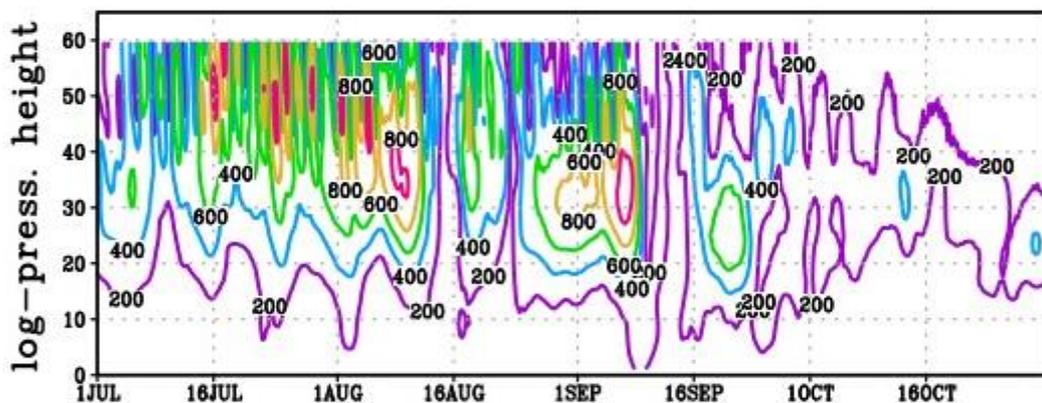
Опираясь на рисунок 3.12, можно сказать, что в 2004 году ПВ1 имела наибольший диапазон амплитуды в третьей декаде августа и достигала 2400 гпм на высоте 45 км. ПВ2 имела пик амплитуды во второй и третьей декаде сентября, максимальная амплитуда в этот период достигала 1000 гпм на высоте 35 км. Усиление ПВ3 было весьма незначительно.



Amplitude of PW1 in gh (m) at 60S in 2007



Amplitude of PW2 in gh (m) at 60S in 2007



Amplitude of PW3 in gh (m) at 60S in 2007

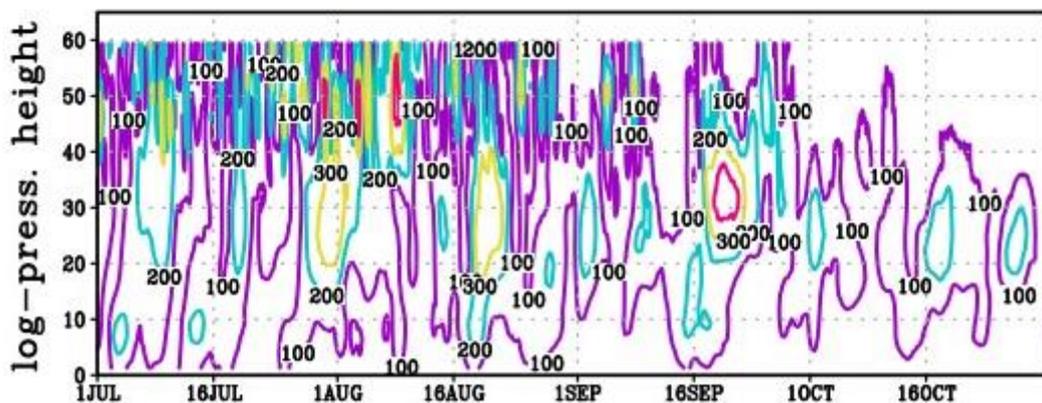


Рисунок 3.13 - Аналогично рисунку 3.10, но для 2007 года

Судя по рисунку 3.13, в 2007 году ПВ1 имела наибольший диапазон амплитуды в середине сентября и достигала 2400 гпм на высоте 45 км. ПВ2 имела пик амплитуды в начале сентября, максимальная амплитуда в этот период достигала 1000 гпм на высоте 35 км. Усиление ПВ3 было во время усиления ПВ1 и достигало 500 гпм на высоте 35 км.

Далее на рисунке 3.14 представлено высотно – временное распределение ПВ1, ПВ2, ПВ3 для 2018 года.

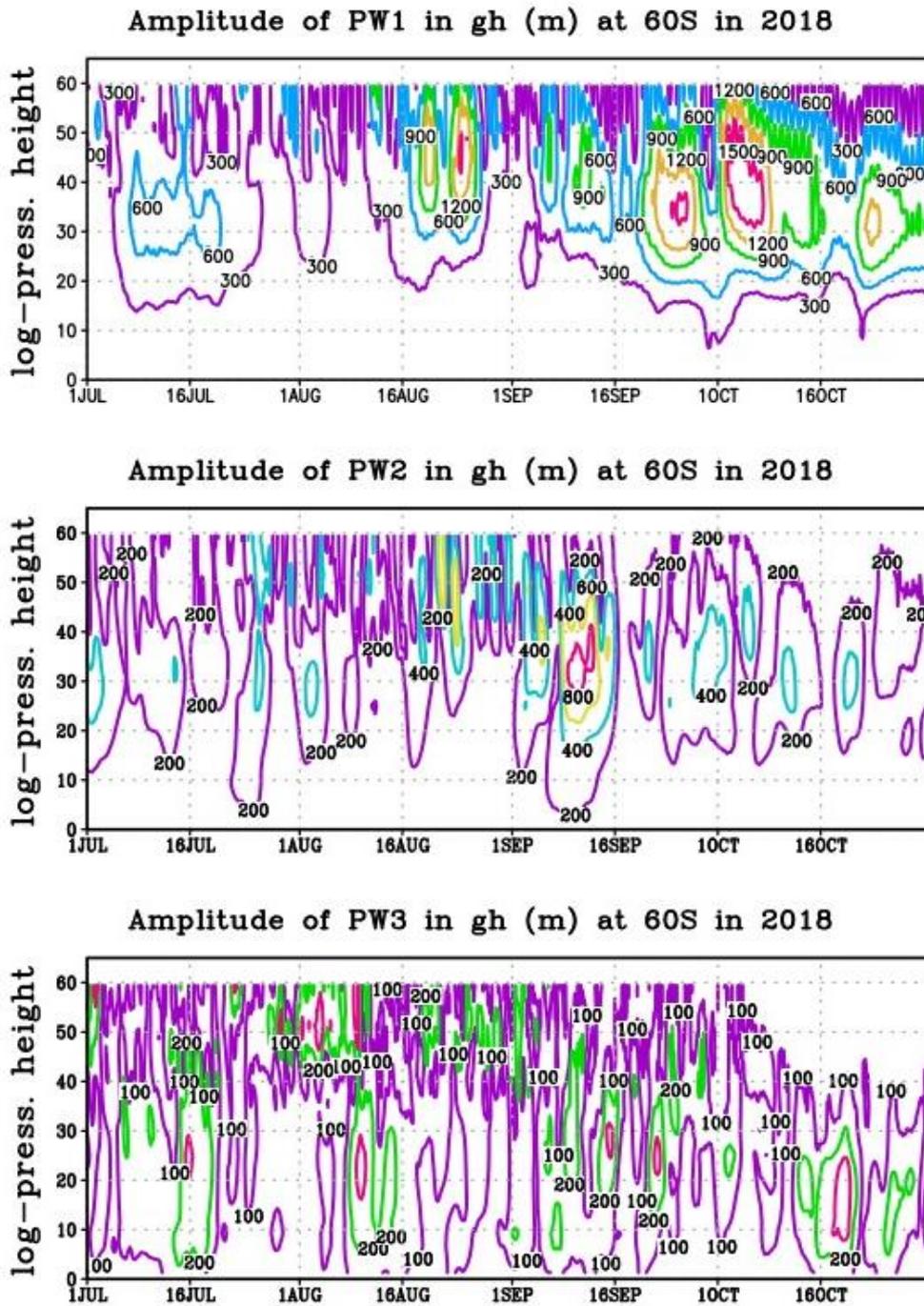


Рисунок 3.14 - Аналогично рисунку 3.10, но для 2018 года

Анализируя рисунок 3.14, можно сделать вывод, что в 2018 году ПВ1 имела наибольший диапазон амплитуды в конце сентября и начале октября и достигала 1500 гпм на высотах 35 и 40 км соответственно. ПВ2 имела пик

амплитуды в середине сентября, максимальная амплитуда в этот период достигала 800 гпм на высоте 35 км. Усилений ПВЗ не имела.

Рисунок 3.15 демонстрирует высотно – временное распределение амплитуд ПВ1, ПВ2, ПВ3 для 2019 года.

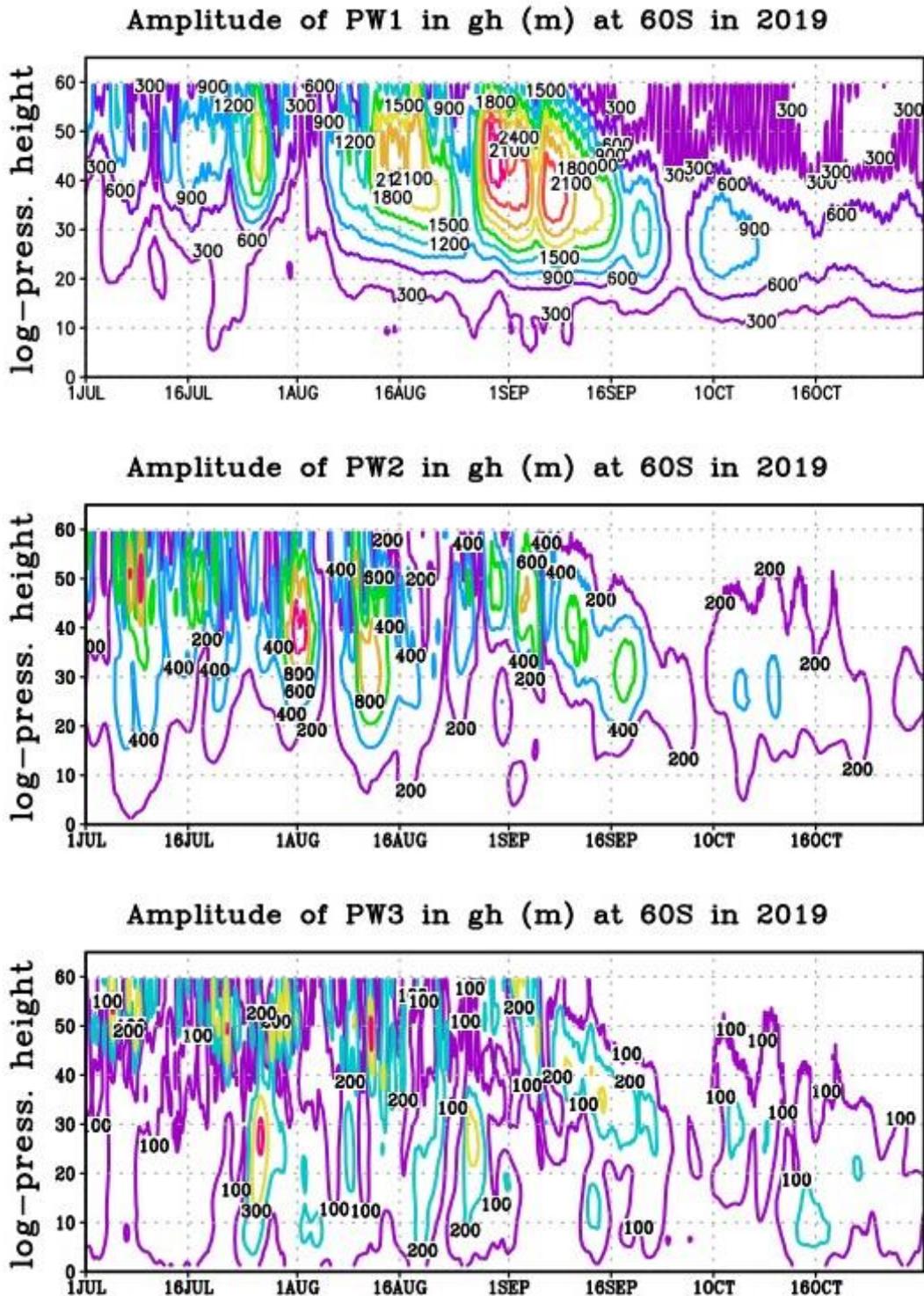


Рисунок 3.15 - Аналогично рисунку 3.10, но для 2019 года

На рисунке 3.15 представлены амплитуды планетарных волн с волновым числом 1, 2 и 3 (ПВ1, ПВ2 и ПВ3) для 2019 года с июля по октябрь. Первая гармоника имела наибольшую величину амплитуды в конце третьей декады августа, и самая большая амплитуда в этот период достигала 2400 гпм на высоте 45 км. Этот максимум как раз соответствует времени пикового развития ПВ1 примерно за три недели до наступления ВСП, что часто наблюдается в Северном полушарии. Непосредственно перед и в момент развития ВСП амплитуда ПВ1 составила 1500 гпм на высоте около 30 км. Вторая гармоника имела предельный показатель амплитуды в момент начала первой декады августа, достигая 1000 гпм на высоте 38 км. В момент развития ВСП амплитуда ПВ2 составила 400 гпм на высоте около 31 км. Максимум амплитуды (ПВ3) третьей гармоники перед событием ВСП и непосредственно в момент его мощнейшего и ярчайшего развития не был отмечен.

Высотное – временное распределение амплитуд ПВ1, ПВ2, ПВ3 для 2024 года представлено на рисунке 3.16.

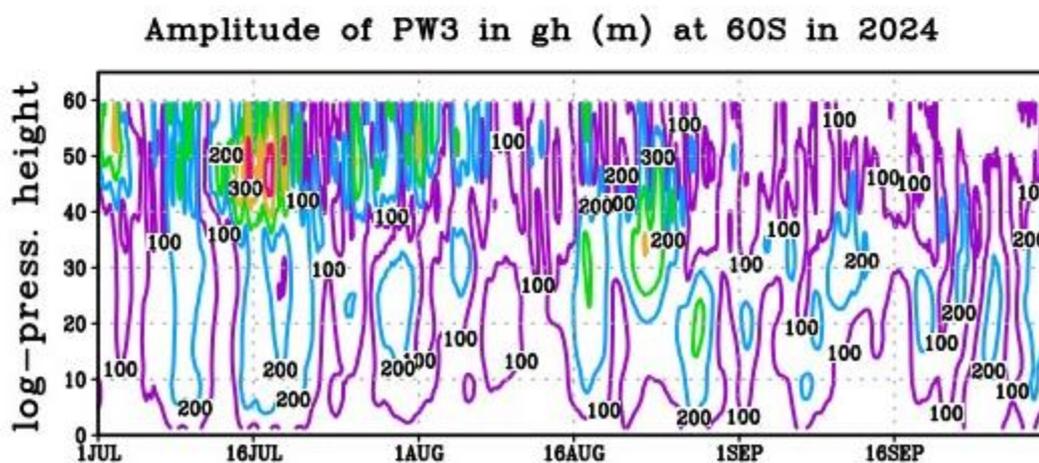
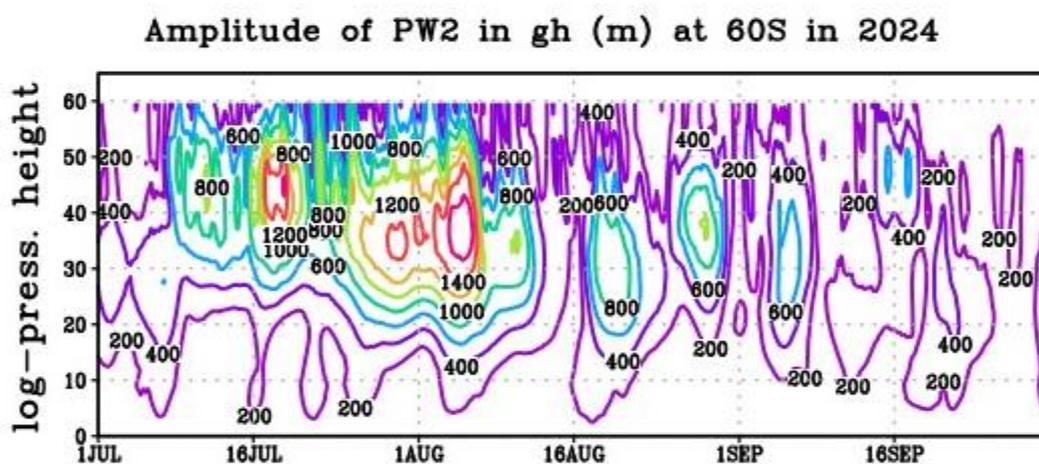
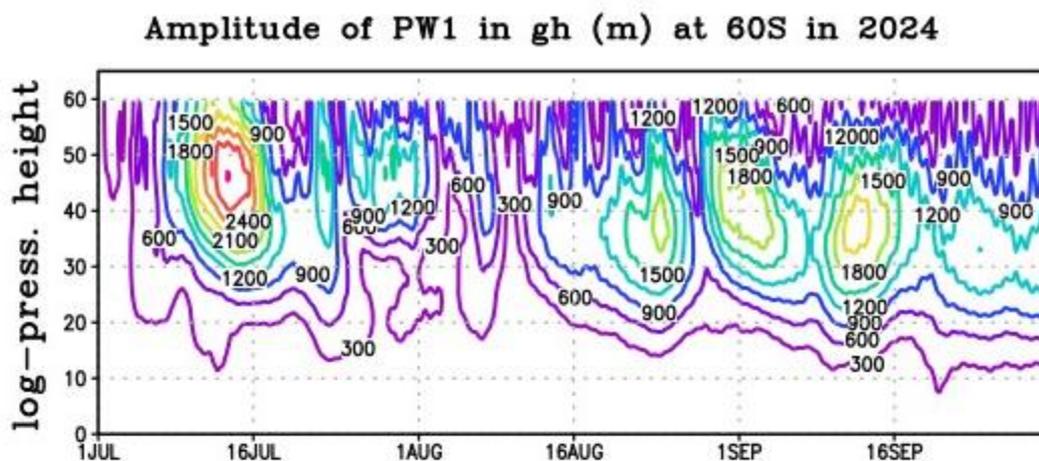


Рисунок 3.16 - Аналогично рисунку 3.10, но для 2024 года

Согласно рисунку 3.16, в 2024 году амплитуды ПВ1, ПВ2, ПВ3 вели себя нестандартно относительно других рассмотренных лет. Усиление амплитуды ПВ1 было в середине июля и достигало 3000 гпм на высоте 45 км. Первое усиление амплитуды ПВ2 произошло в середине июля на высоте 45

км и достигло 1400 гпм, второе – в начале августа на высоте 35 км и достигло 1600 гпм. Усиление ПВ3 произошло одновременно с усилением амплитуды ПВ1 и ПВ2 в середине июля на высоте 45 км и достигло 500 гпм.

Анализируя два случая ВСП в Южном полушарии, можно сделать вывод, что усиление первой гармоники в обоих случаях произошло за 2-3 недели до наступления события ВСП. Усиление второй гармоники до ВСП было незначительным. В момент развития ВСП в 2002 году отмечалось усиление третьей гармоники. Примечательно, подобное усиление третьей гармоники весьма несвойственно для ВСП в Северном полушарии.

Зимой 2002 года ВСП привело к расщеплению вихря на два ядра. В Северном полушарии перед таким ВСП обычно за 14-10 дней наблюдается усиление ПВ2. Однако в рассматриваемые зимы до событий ВСП отмечено усиление только ПВ1. По максимальным значениям амплитуд ЮП не отличается от Северного, а в 2024 году даже «отметилось» амплитудой 300 гпм. Такие высокие значения опосредовано подтверждают тот, факт, что усилений волны недостаточно, чтобы произошло ВСП.

#### 3.4 Анализ остаточной меридиональной циркуляции

Как уже сообщалось ранее, ОМЦ есть перенос газовых примесей, массы в том числе, из тропической тропосферы в стратосферные полюса. ОМЦ состоит из двух циркуляций: первая – это циркуляция Брюера-Добсона, вторая – зимне-летняя меридиональная циркуляция. В данной работе оценивали зимне-летнюю меридиональную циркуляцию, поскольку перенос массы из летнего полушария в зимнее может способствовать формированию сильной циркуляционной ячейки у полюсов. Предполагается, что эта сильная циркуляционная ячейка может содействовать разрушению циркумполярного вихря.

Ниже на рисунках 3.17 – 3.18 представлено высотно – временное распределение ОМЦ за май для анализируемых лет.

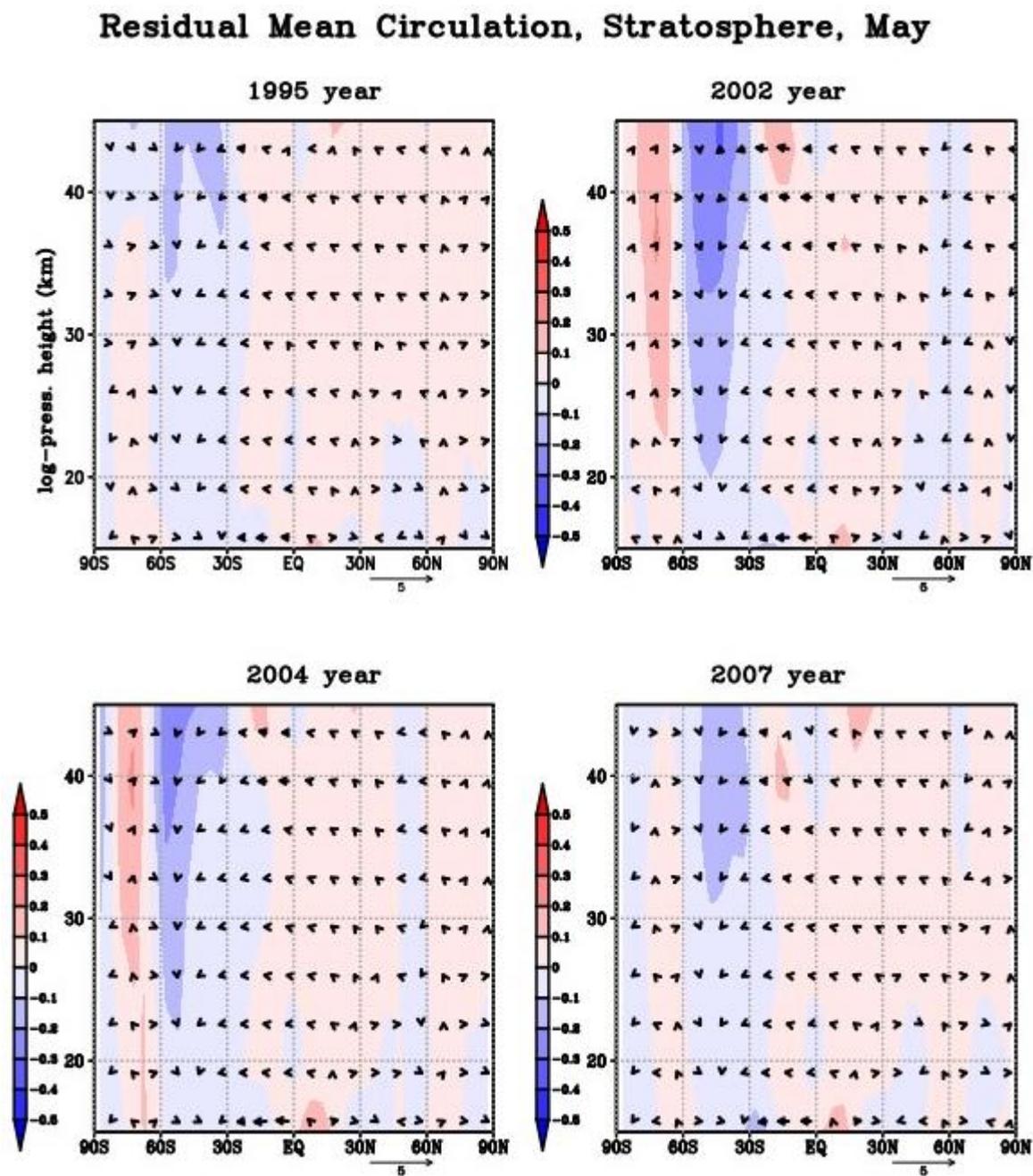


Рисунок 3.17 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, май, 1995, 2002, 2004, 2007 гг.

## Residual Mean Circulation, Stratosphere, May

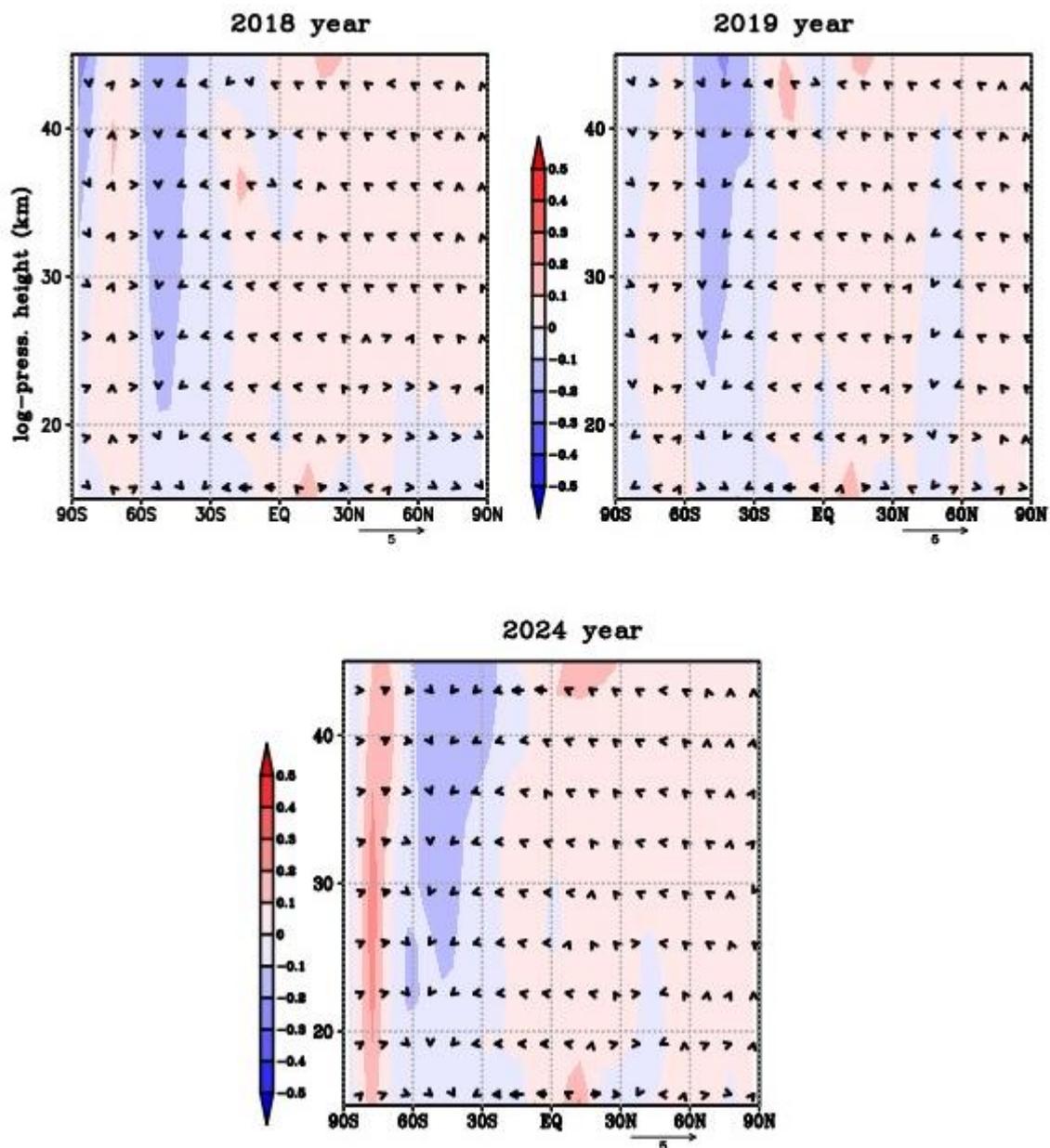


Рисунок 3.18 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, май, 2018, 2019, 2024 гг.

Согласно рисункам 3.17 – 3.18, уже с мая отмечается усиление ОМЦ в ЮП. Нисходящие потоки опускаются в районе  $60^\circ$  южной широты, а обратные восходящие потоки – между  $80^\circ$  и  $90^\circ$  южной широты. Нисходящие и восходящие потоки будем называть циркуляционной ячейкой (ЦЯ). Сильнее всего она прослеживается в 2002, 2004, 2024 гг.

На рисунках 3.19 – 3.20 представлено высотно – временное распределение ОМЦ за июнь.

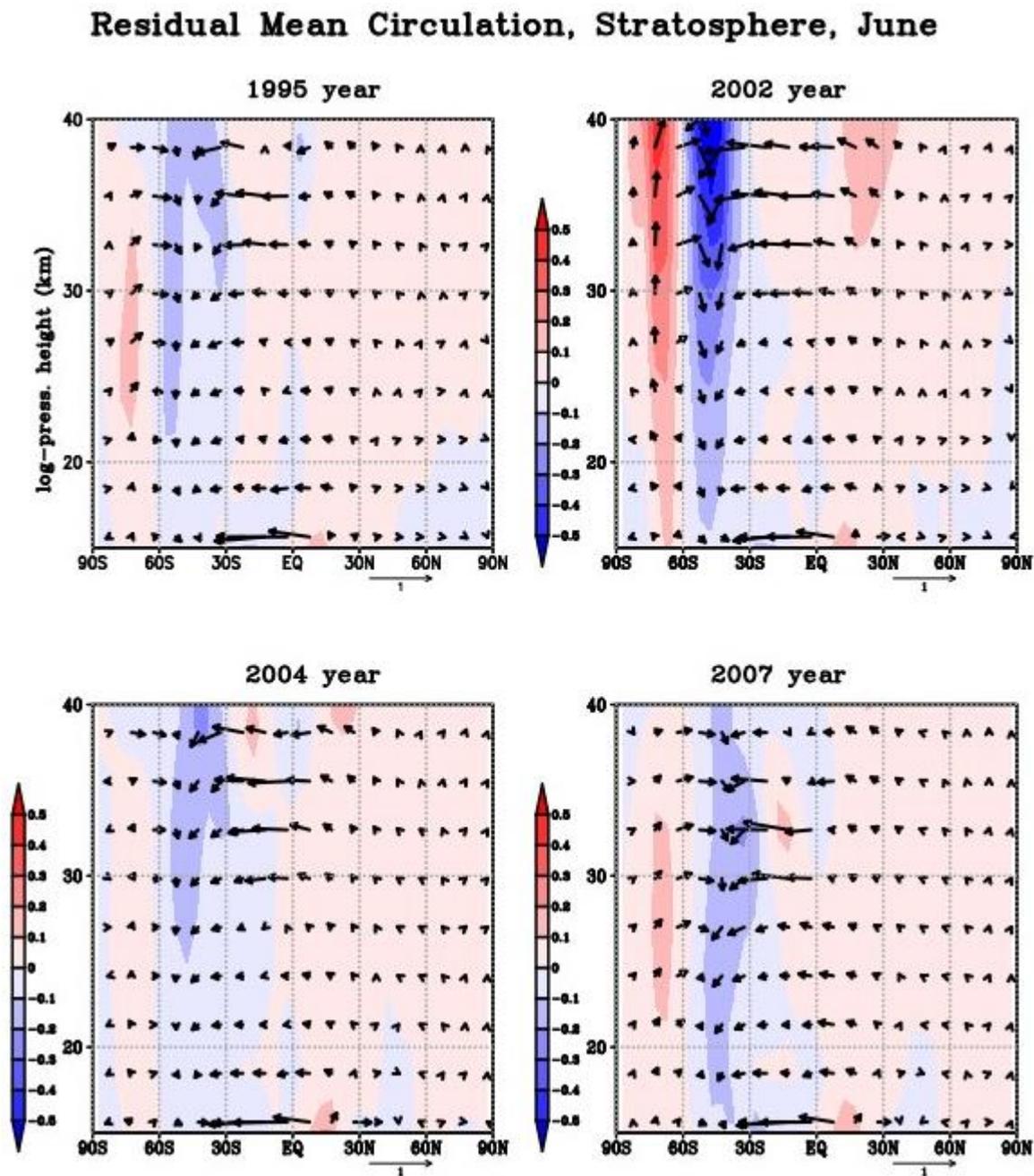


Рисунок 3.19 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, июнь, 1995, 2002, 2004, 2007 гг.

## Residual Mean Circulation, Stratosphere, June

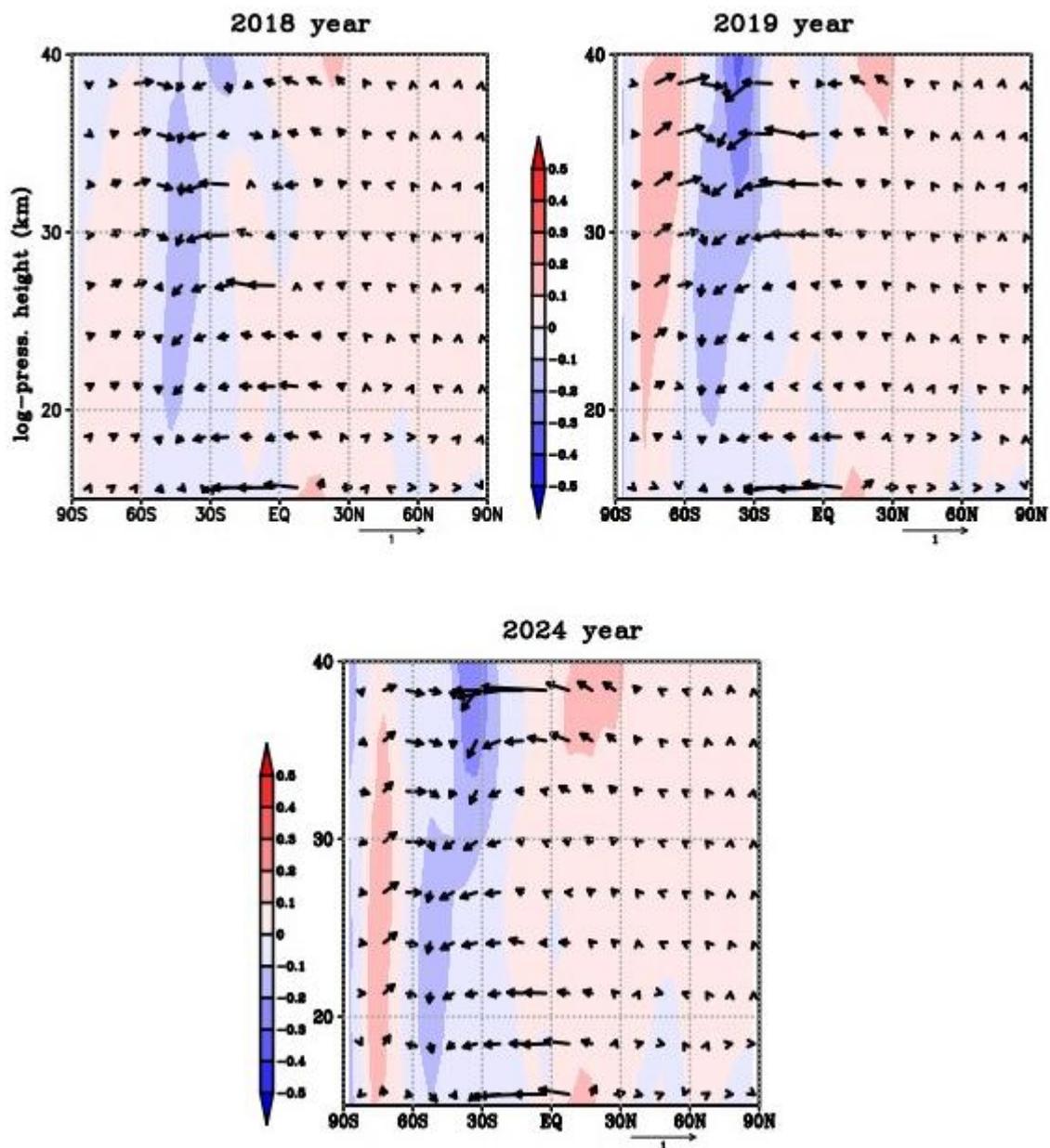


Рисунок 3.20 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, июнь, 2018, 2019, 2024 гг.

В июне из всех анализируемых лет самая сильная ЦЯ была в 2002 году. Ее восходящие и нисходящие потоки расположились симметрично 60° параллели. Также ЦЯ начинает усиливаться в 2007 и 2019 гг.

Ниже на рисунках 3.21 – 3.22 представлено высотно – временное распределение ОМЦ за июль.

## Residual Mean Circulation, Stratosphere, July

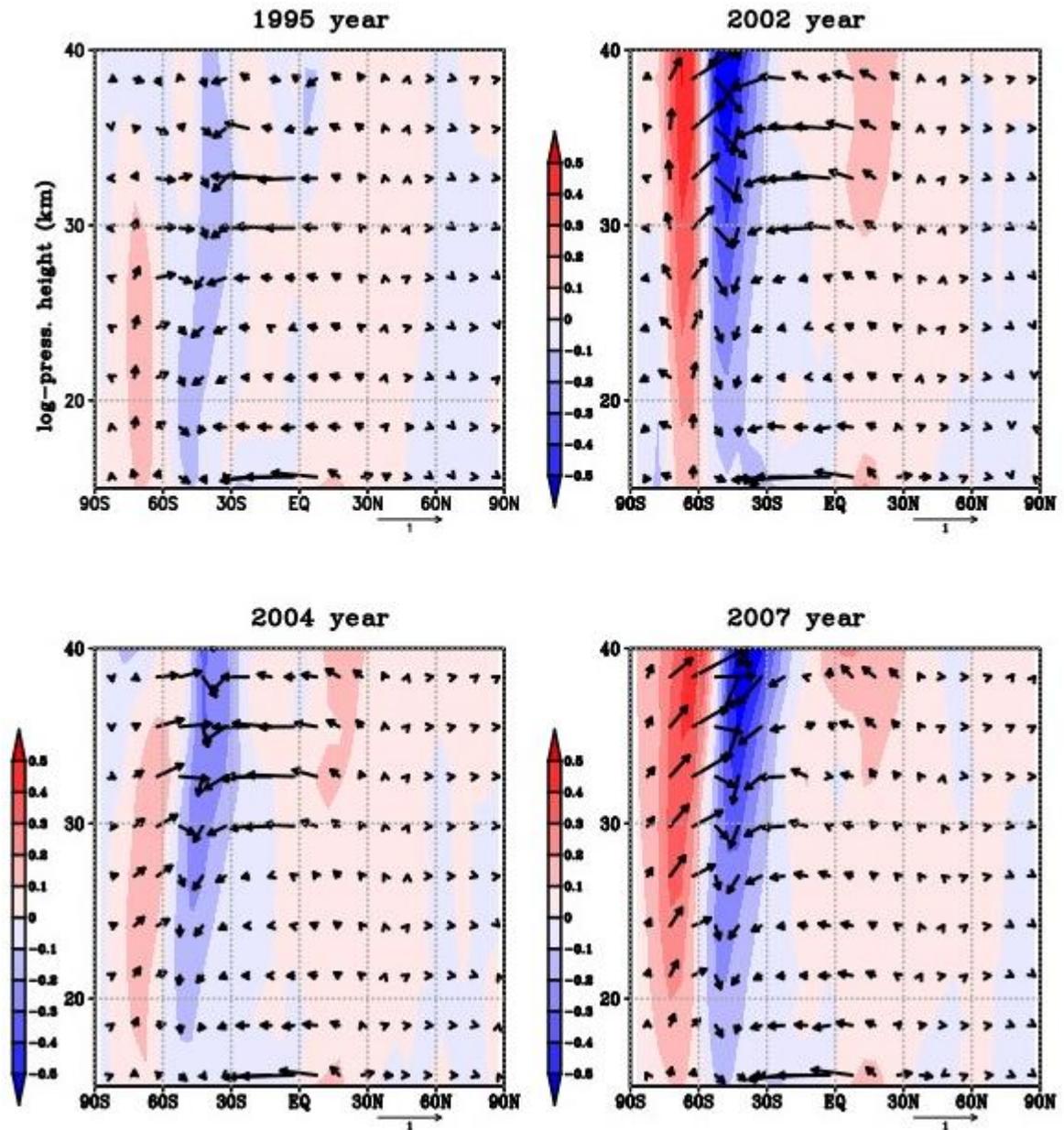


Рисунок 3.21 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, июль, 1995, 2002, 2004, 2007 гг.

## Residual Mean Circulation, Stratosphere, July

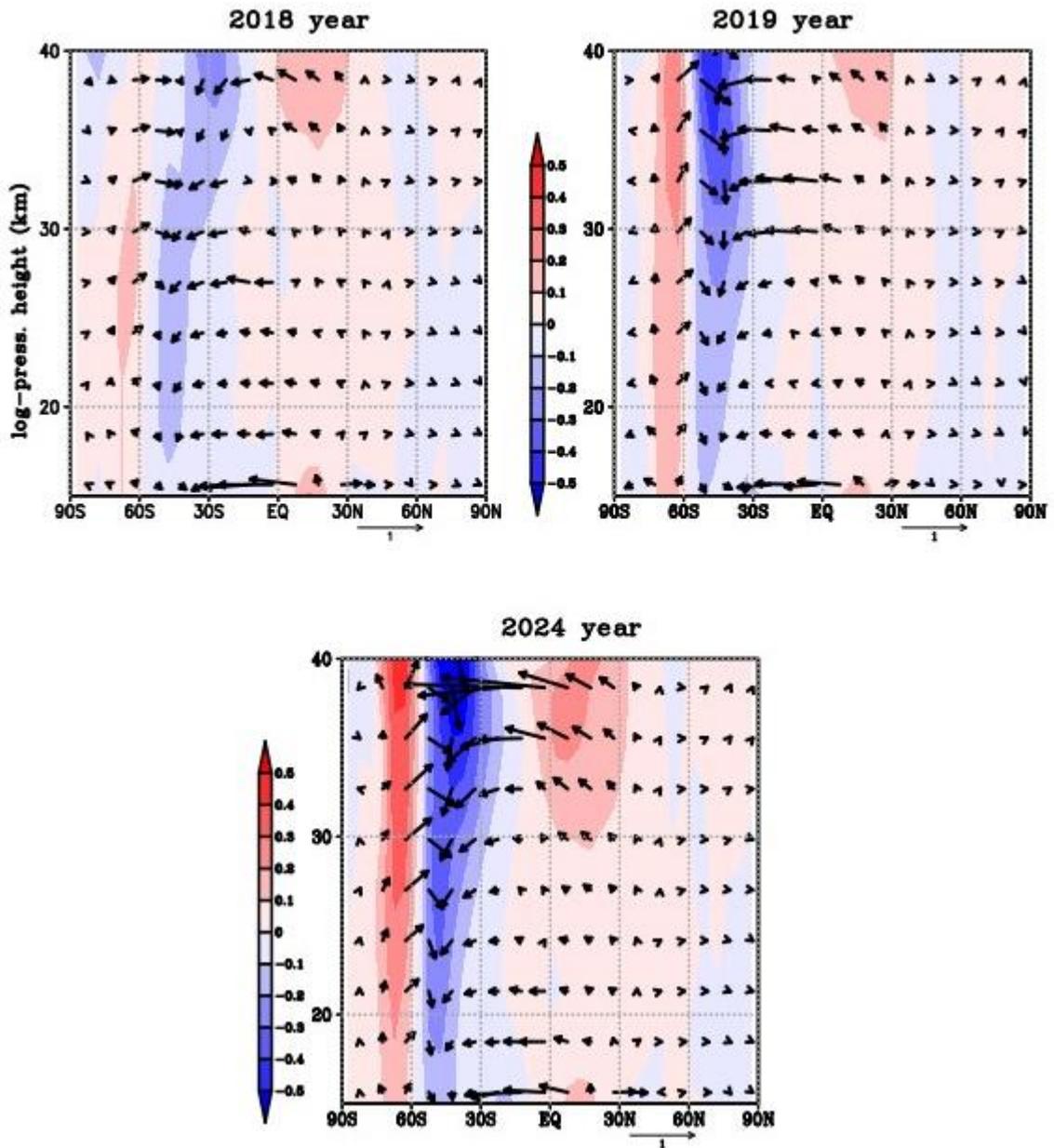


Рисунок 3.22 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, июль, 2018, 2019, 2024 гг.

В июле ЦЯ усиливается во все исследуемые годы, но наибольшее усиление наблюдается в 2002, 2007, 2019, 2024 гг., как раз в те годы, когда среднезональная температуры увеличивалась и было значительное усиление ПВ1.

На рисунках 3.23 – 3.24 представлено высотно – временное распределение ОМЦ за август.

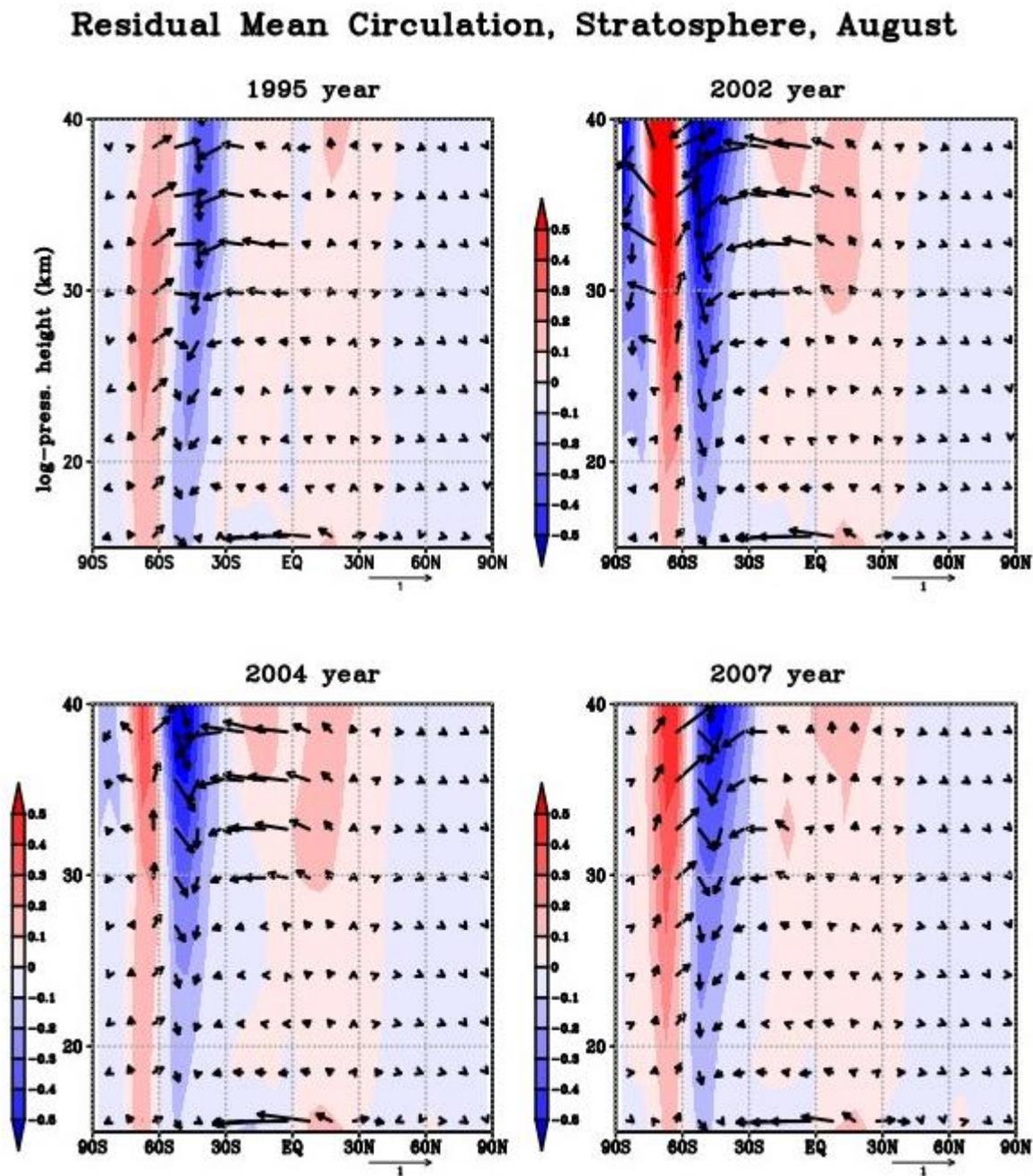


Рисунок 3.23 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, август, 1995, 2002, 2004, 2007 гг.

## Residual Mean Circulation, Stratosphere, August

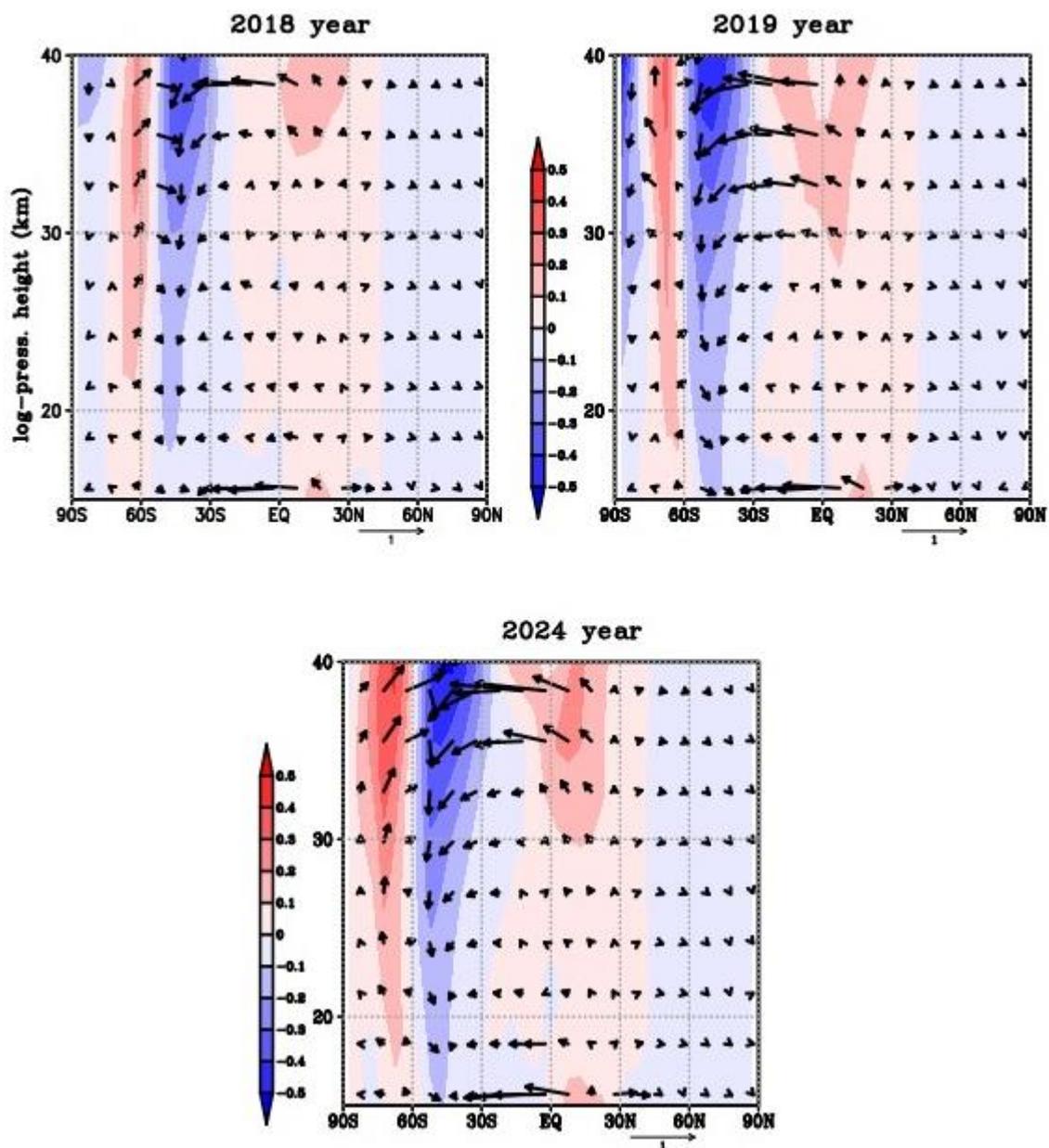


Рисунок 3.24 – Высотно – временное распределение остаточной меридиональной циркуляции, август, 2018, 2019, 2024 гг.

В августе ЦЯ очень хорошо прослеживается уже во все анализируемые годы. 2002 и 2019 гг. демонстрируют «нарастание» и усиление еще одного нисходящего потока около самого полюса. В годы, когда наблюдались незначительные потепления, то есть 2004, 2007, 2019, ЦЯ сильнее, чем в годы, когда их не было, то есть 1995, 2018.

Резюмируя, два года с ВСП наглядно отражают предположение о том, что усиление циркуляции Брюера - Добсона может оказывать значительное влияние на разрушение циркумполярного вихря и, следовательно, на возникновение события ВСП. В годы, когда были небольшие потепления в стратосфере, ЦЯ тоже усиливалась, но не так сильно, как в годы с ВСП, и без формирования еще одного нисходящего потока около самого полюса.

### 3.5 Исследование квази-десятидневной волны

Квази-десятидневная волна идентифицируется как нормальная мода Россби, имеющая период от 8 до 12 дней, с распространяющимся на запад зональным волновым числом 1.

Лишь в нескольких исследованиях сообщалось о связи квази-десятидневной волны с событиями ВСП. Palo и другие [56] сообщили, что во время антарктического ВСП 2002 года сильные распространяющиеся на восток квази-десятидневные волны с зональными волновыми числами 1 и 2 простирались от нижней стратосферы до области нижней мезосферы на основе температурных данных SABER. Также ученые [57] сообщили, что квази-десятидневные и квази-шестнадцатидневные волны усиливались до и после распада циркумполярного вихря в СП во время ВСП 2004, 2006, 2009, 2010 гг.

Амплитуды стоячих и бегущих на запад и на восток волн в поле зонального ветра были получены посредством разложения Морле, описанного во 2 главе в пункте 2.3.1, на высоте 51 км на широте  $-62.5^\circ$ . Временное распределение амплитуд стоячих и бегущих волн было выполнено для исследуемых лет, 1995, 2002, 2004, 2018, 2019, 2024, и представлено на рисунках 3.25 – 3.31 соответственно. Таким образом, было

обнаружено, что в годы с ВСП усиливается квази-десятидневная волна до наступления события ВСП.

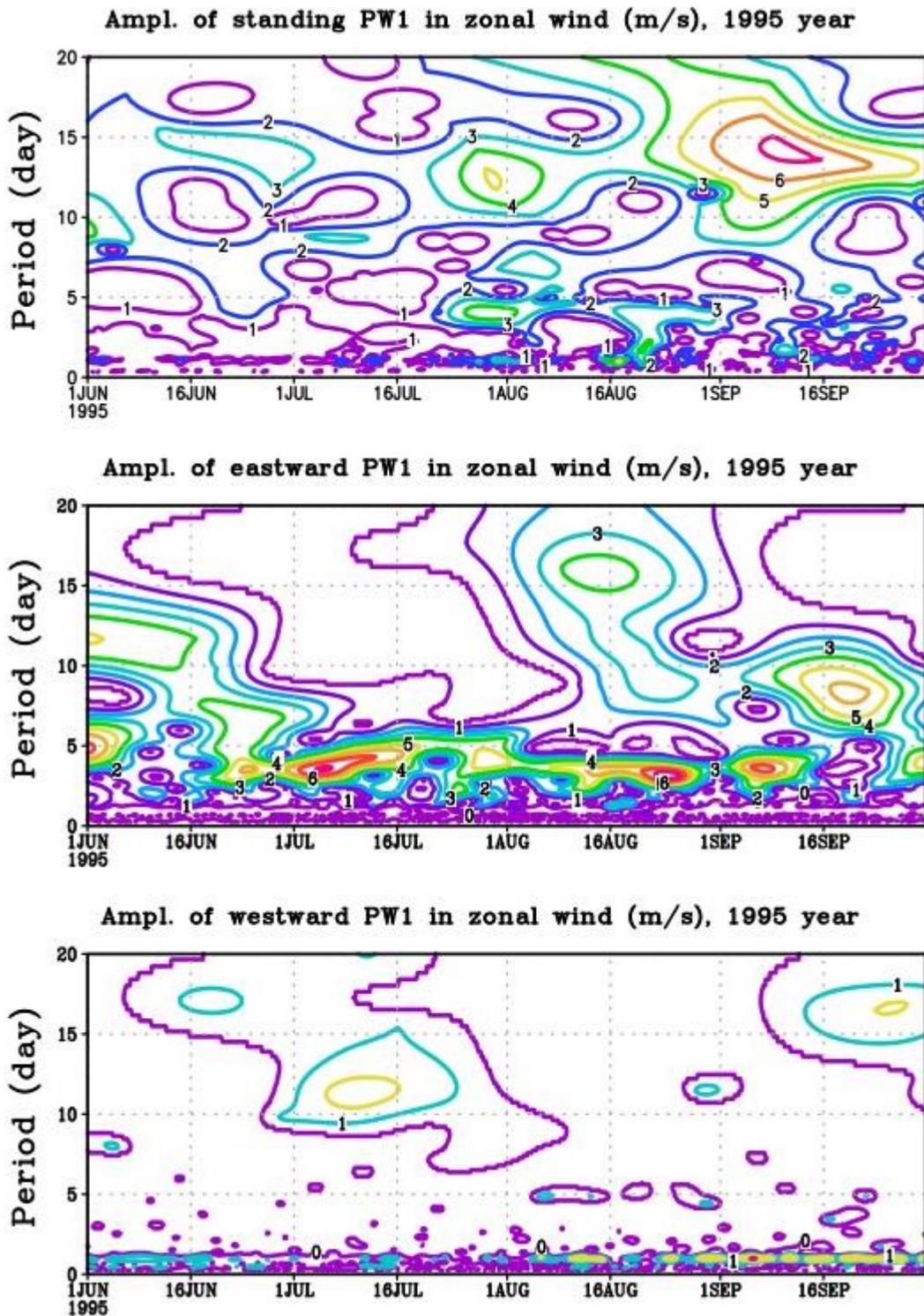


Рисунок 3.25 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 1995 год

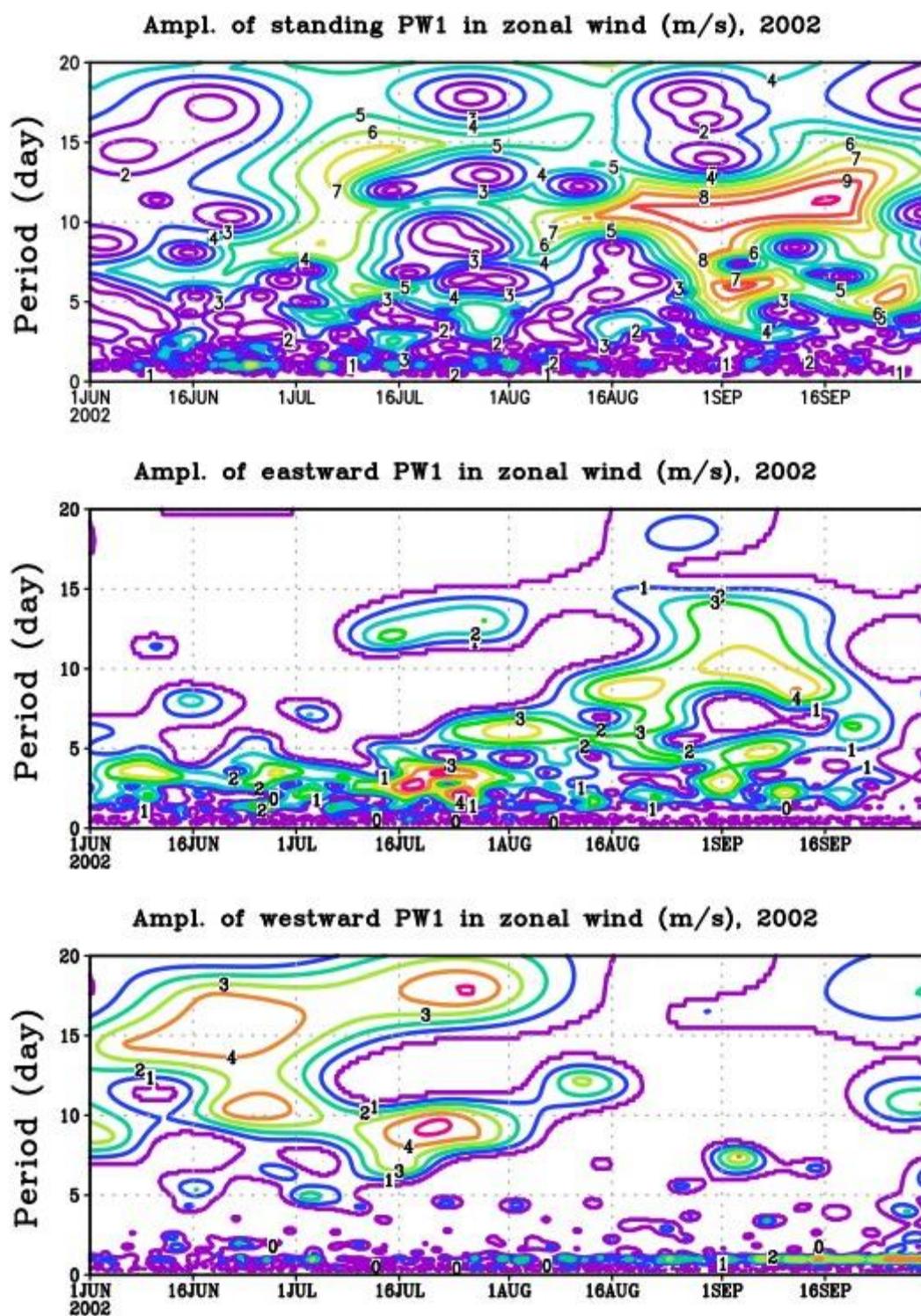


Рисунок 3.26 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 2002 год

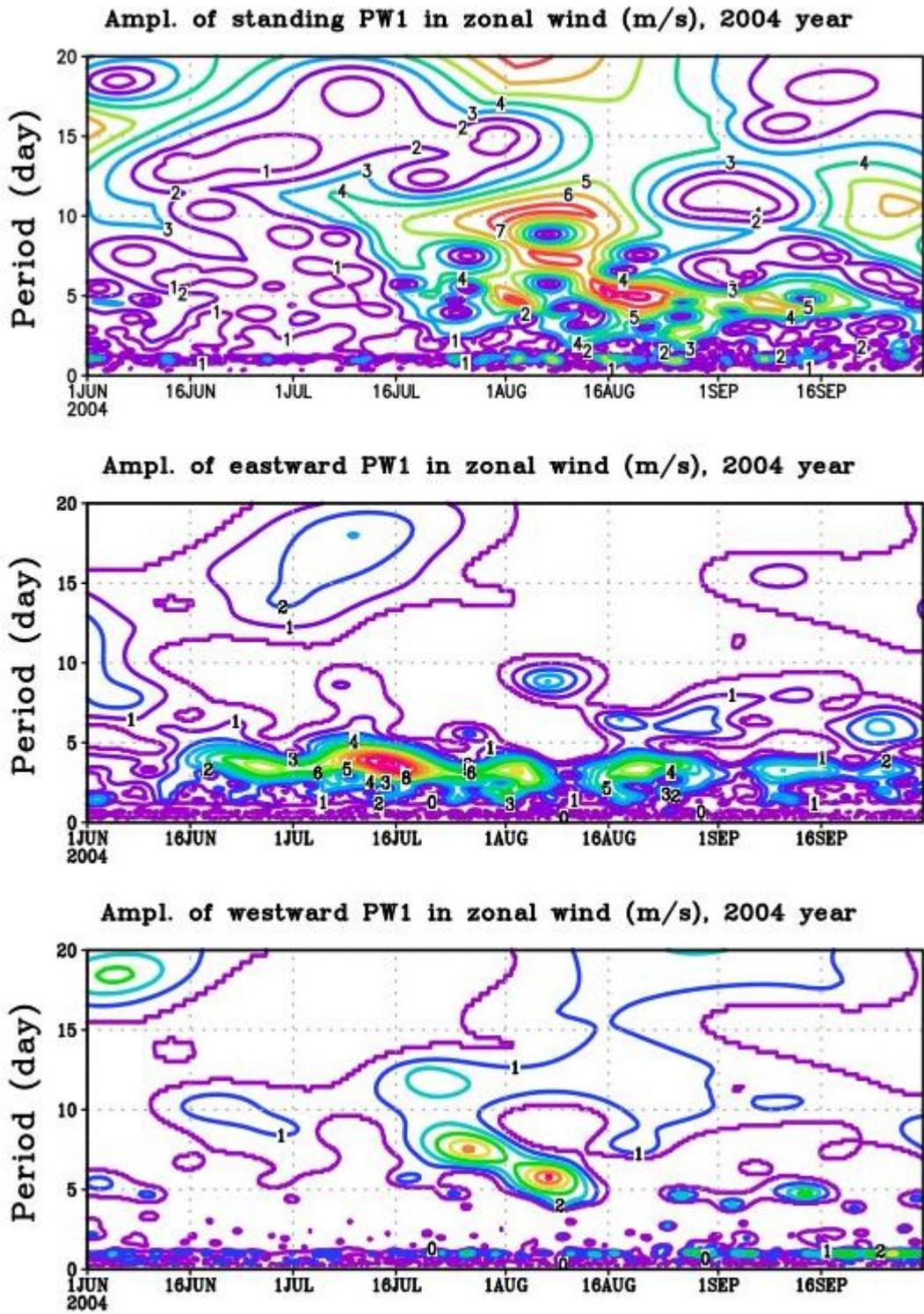


Рисунок 3.27 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 2004 год

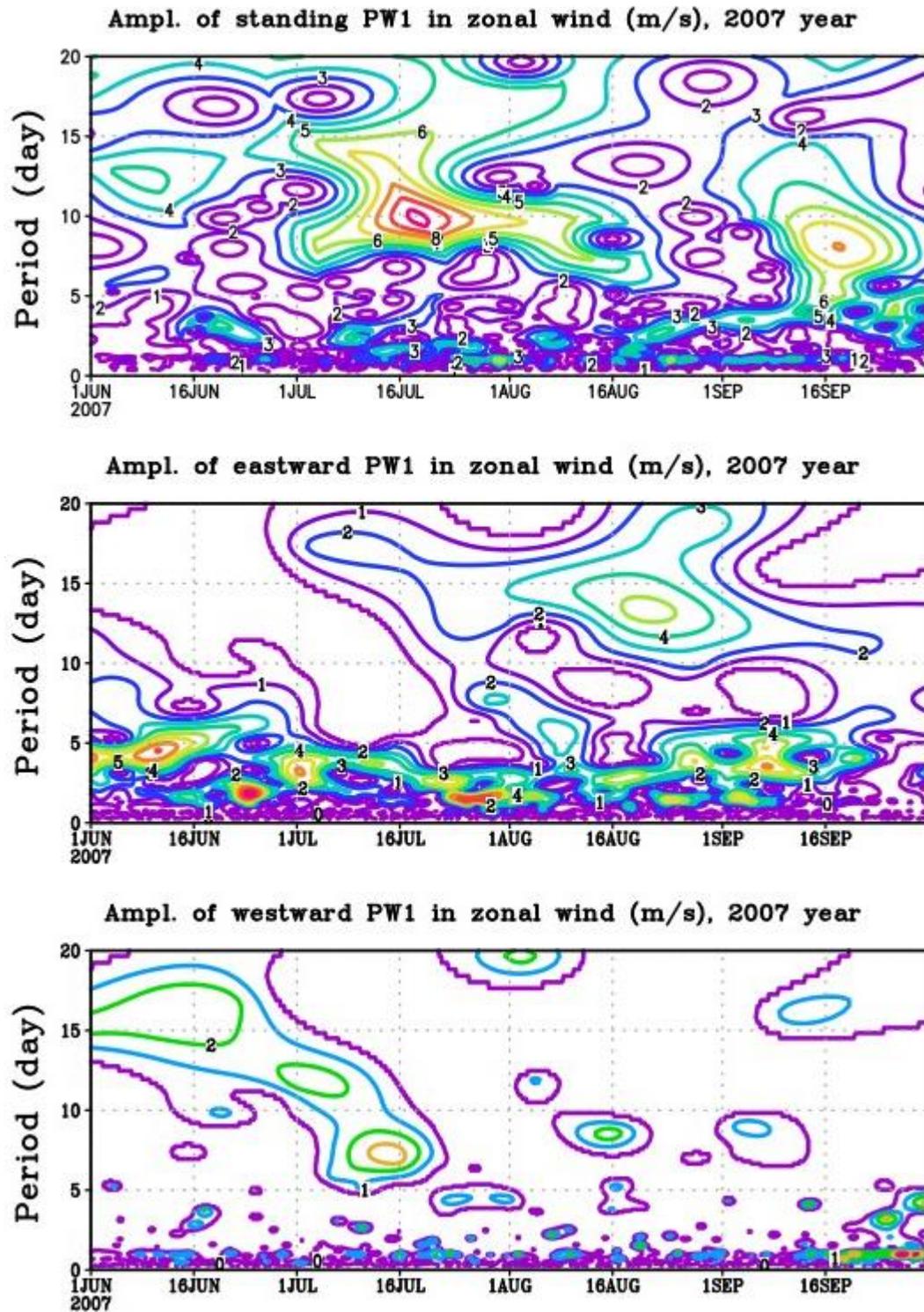


Рисунок 3.28 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 2007 год

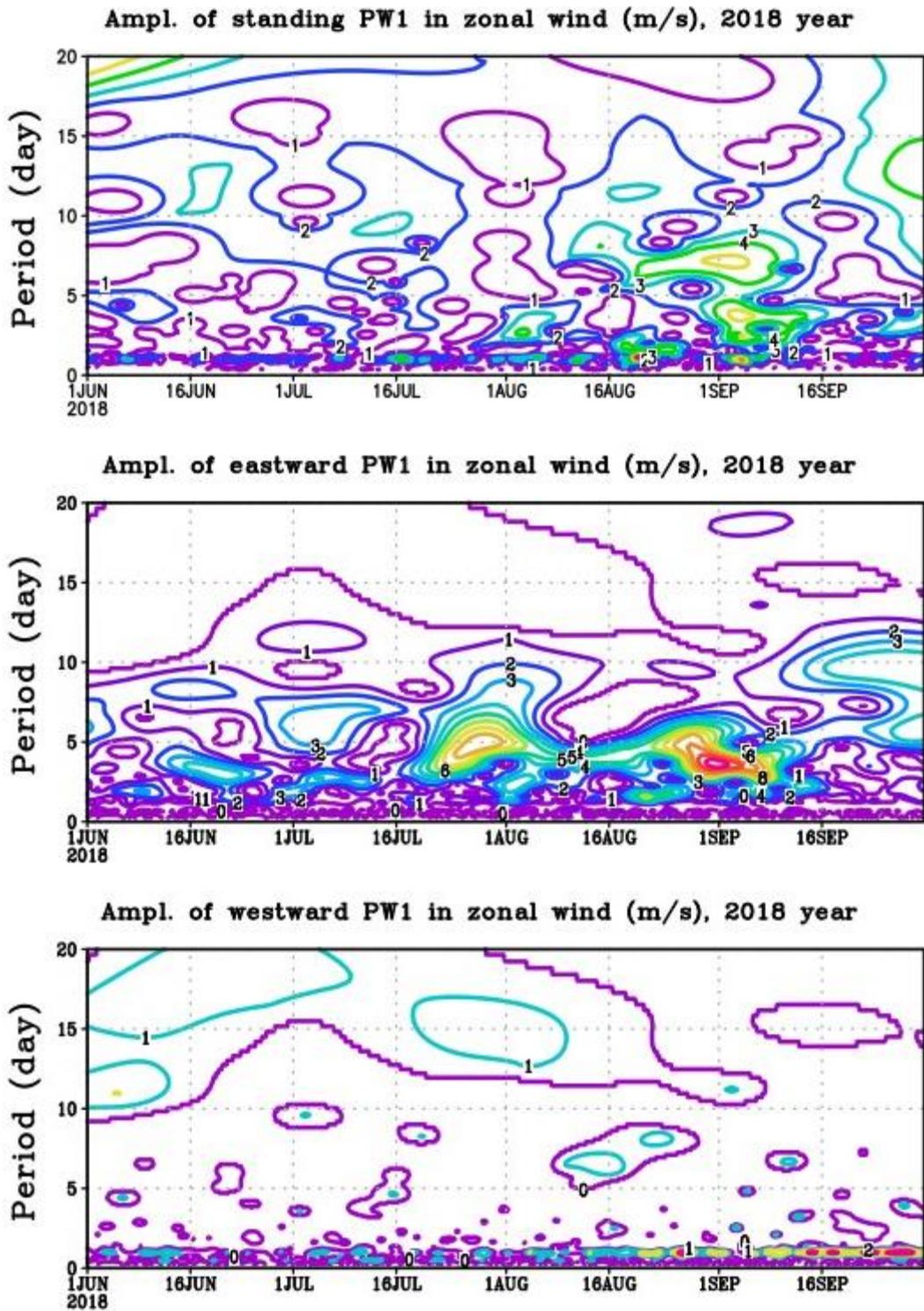


Рисунок 3.29 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 2018 год

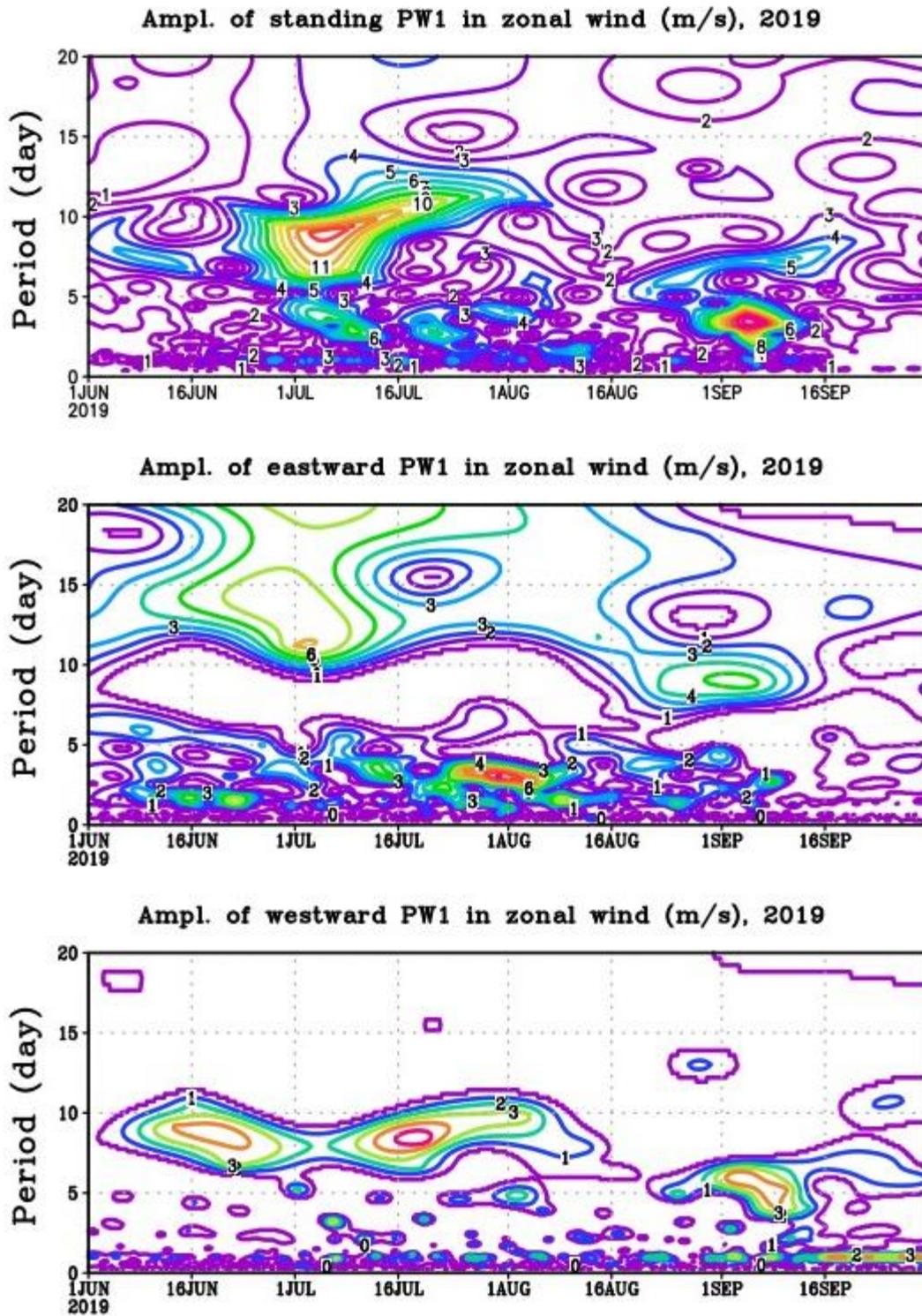


Рисунок 3.30 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 2019 год

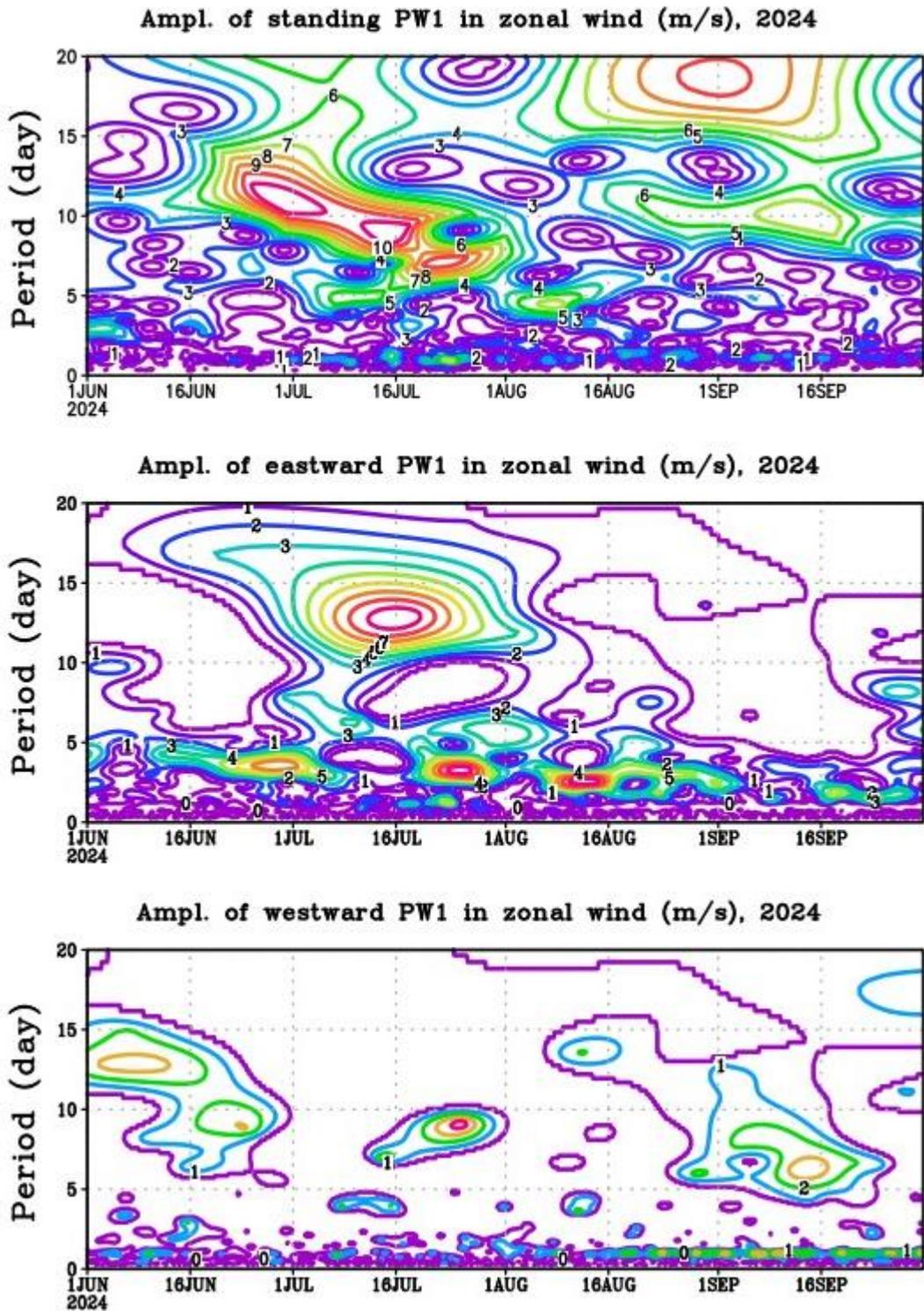


Рисунок 3.31 – Амплитуды стоячих (верхняя панель), бегущих на запад (средняя панель), бегущих на восток (нижняя панель) волн, 2024 год

Анализа рисунков 3.25 – 3.31 показывает, что только во время мажорного ВСП 2002 года было усиление амплитуд стоячей и бегущей на восток и запад волн в период с июня по конец сентября. Причем сначала

усиливалась амплитуда волны, бегущей на запад, а затем усилились амплитуды волн стоячей и бегущей на восток одновременно.

Год с минорным потеплением (2019) демонстрирует наибольшее усиление амплитуд стоячей и бегущей на запад волн. В 2024 году было также большое усиление амплитуд стоячей и бегущей на восток волн. 1995, 2004, 2007, 2018 гг. сильного и продолжительного усиления амплитуд стоячей и бегущей на запад и восток волн не показали.

Анализ поведения квази-десятидневной волны показал различия в поведении этой волны с волновым числом 1 в поле зонального и меридионального ветра для исследуемых лет. В годы, когда событие ВСП было, 2002 и 2019, усиление волны с волновым числом 1 было значительно больше, чем в 1995, 2004, 2007, 2024 гг., как в поле зонального, так и в поле меридионального ветра. Можно сделать предположение о том, что перед событием ВСП усиливается квази-десятидневная волна с волновым числом 1 в поле зональной и меридиональной компоненты ветра.

Ниже на рисунках 3.32 – 3.38 и 3.39 – 3.45 приведены распределения квази-десятидневной волны с волновым числом 1 в поле зональной и меридиональной компонент ветра соответственно.

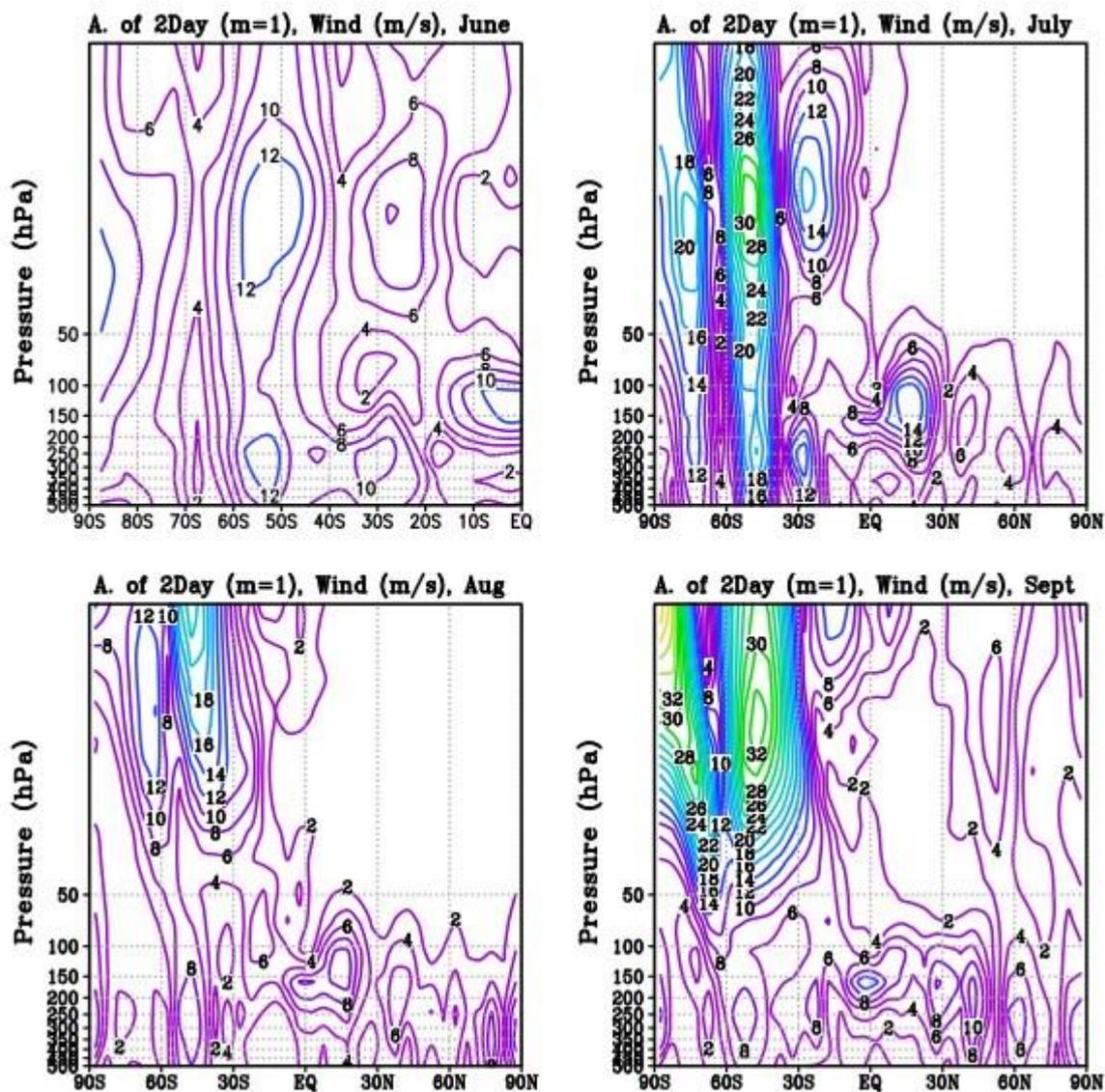


Рисунок 3.32 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 1995 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

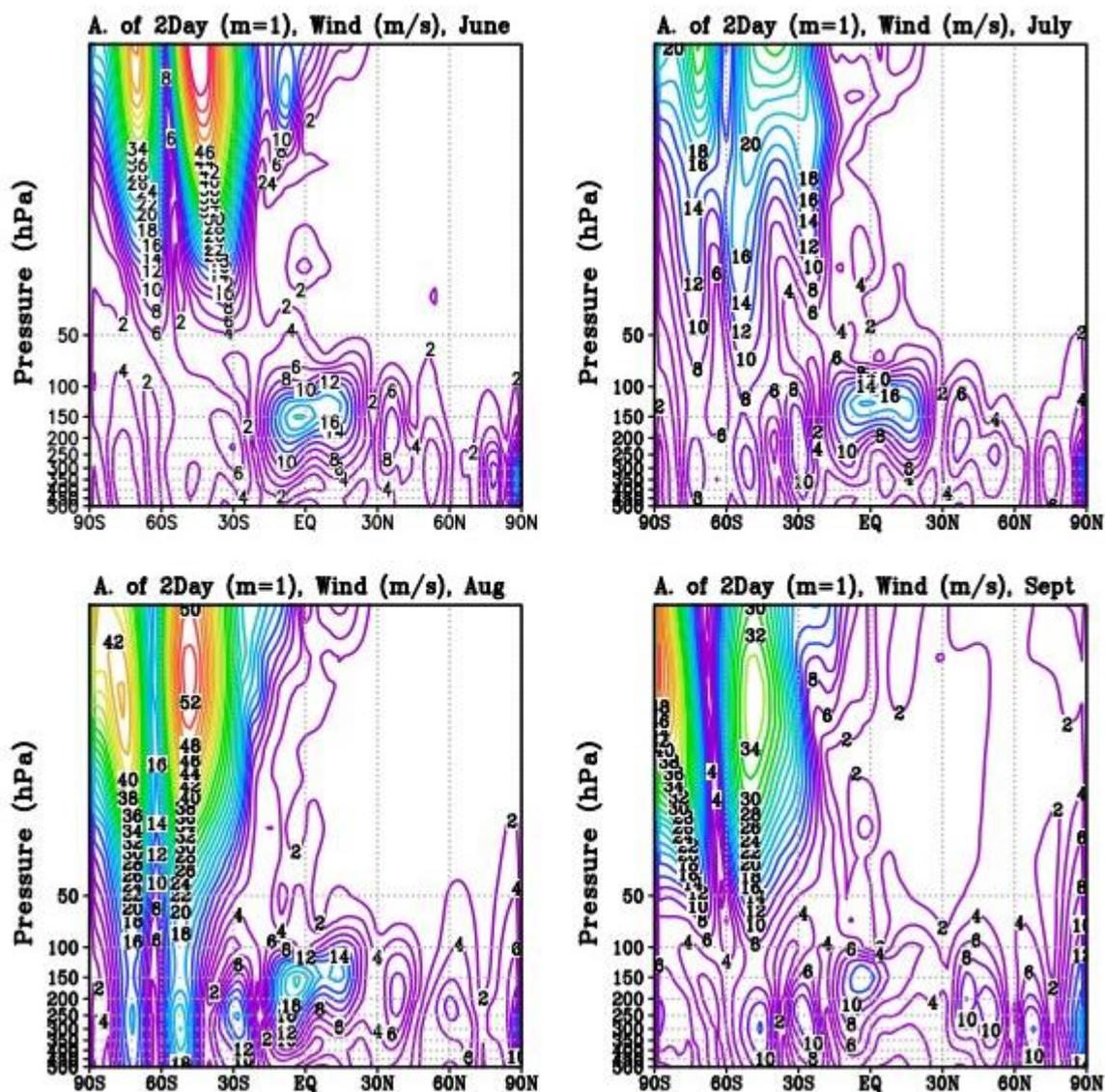


Рисунок 3.33 – Высотно-широтное распределение амплитуды квази-десятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2002 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

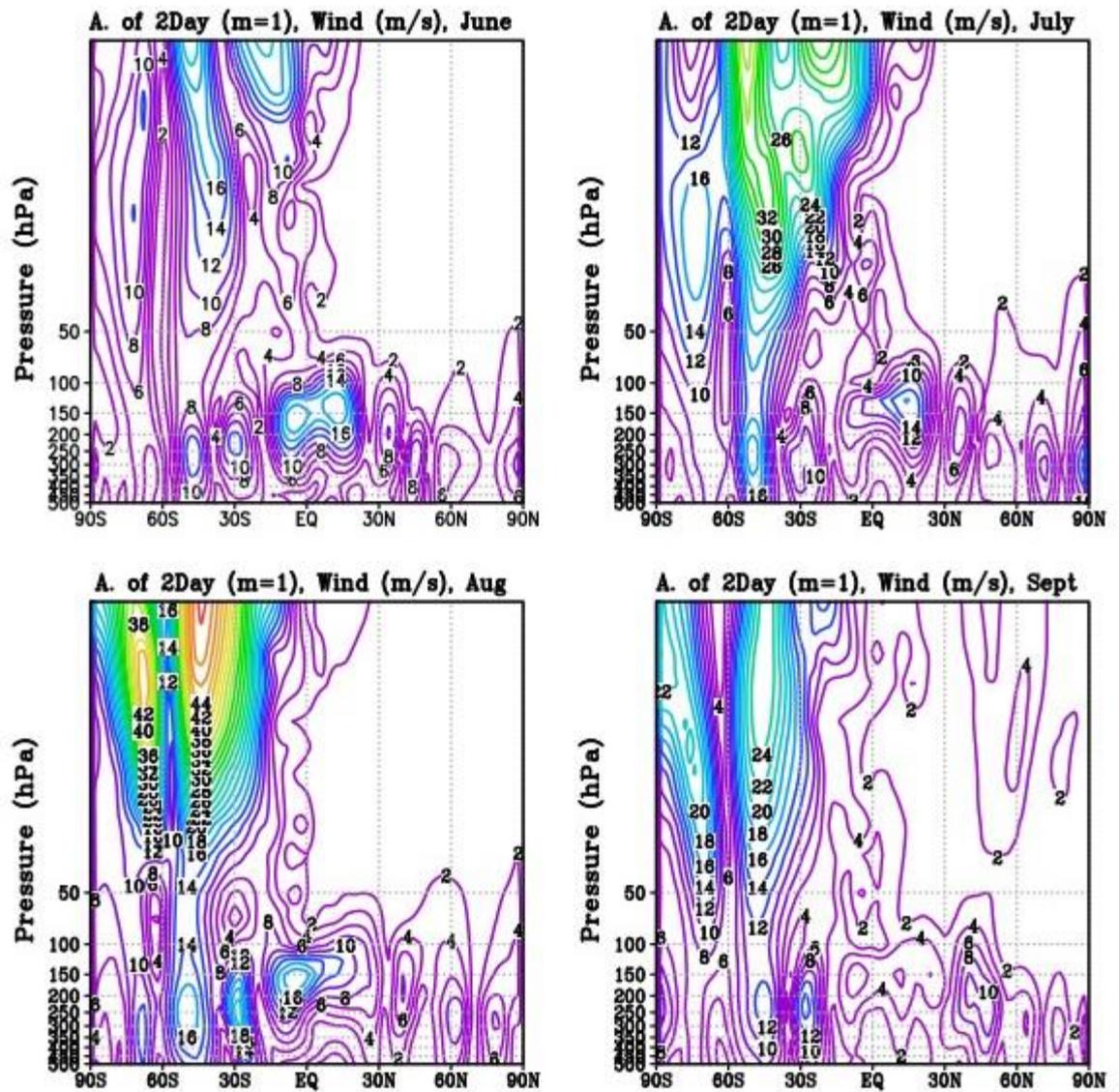


Рисунок 3.34 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2004 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

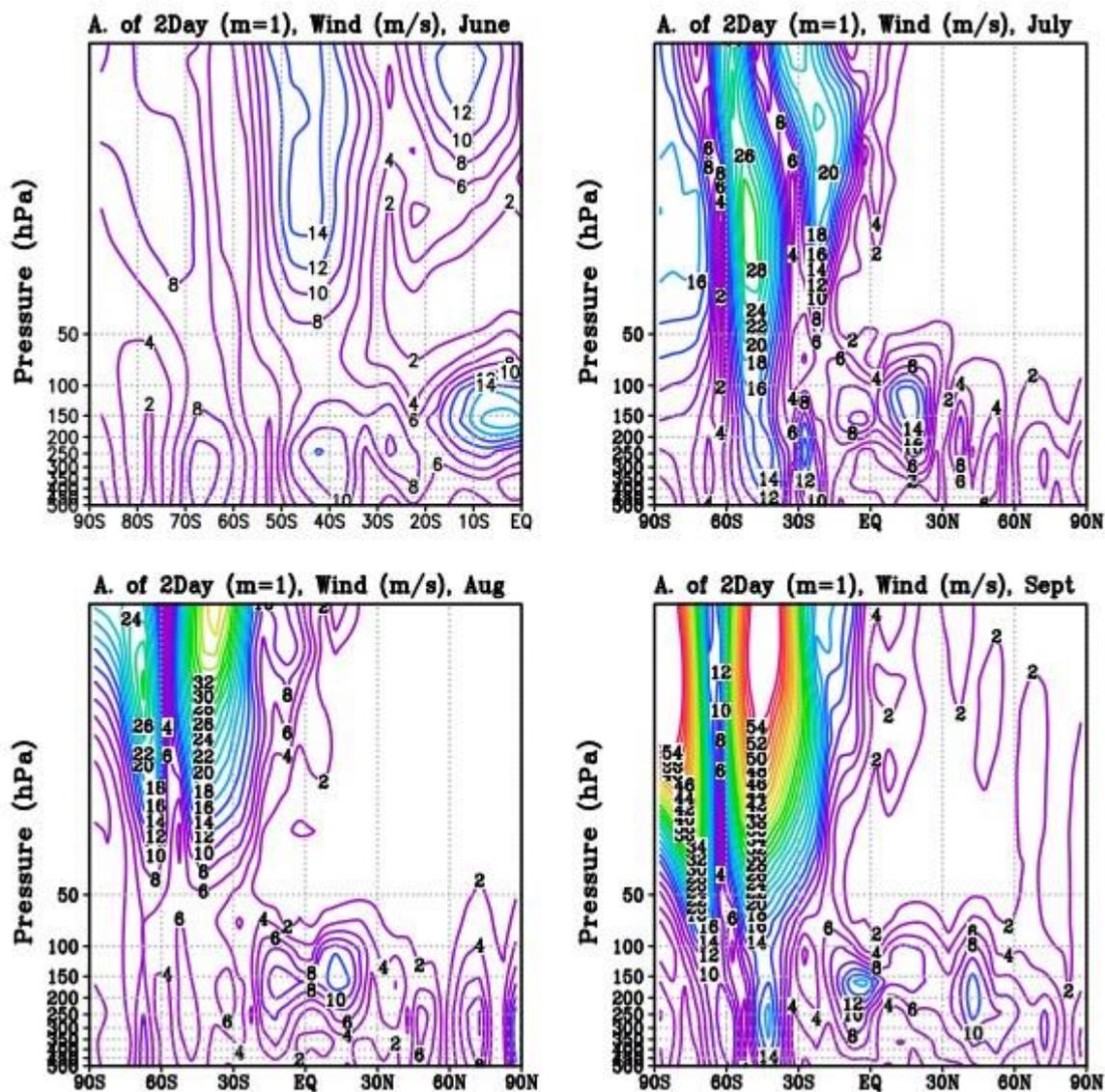


Рисунок 3.35 – Высотно-широтное распределение амплитуды квази-десятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2007 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

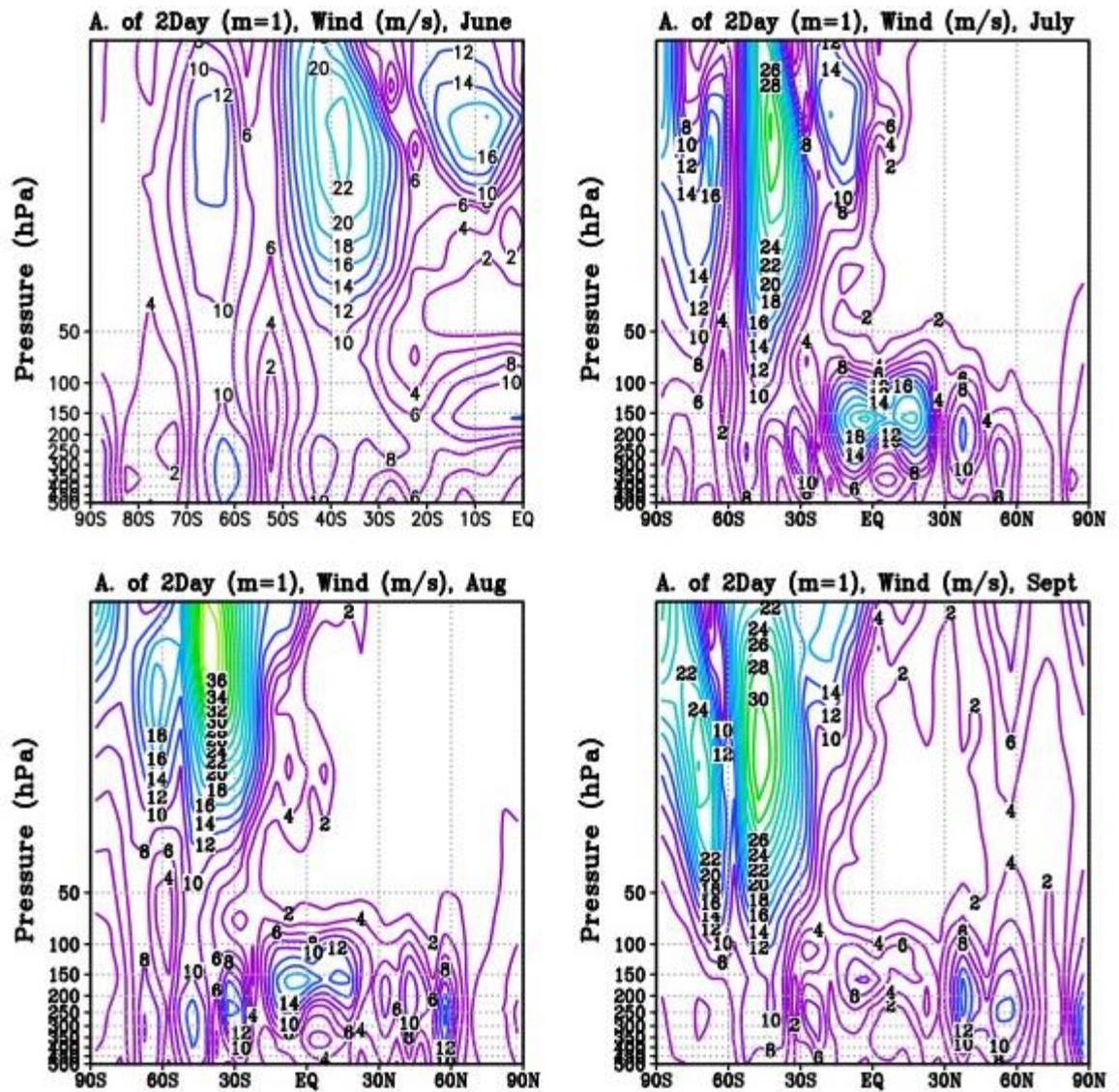


Рисунок 3.36 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2018 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

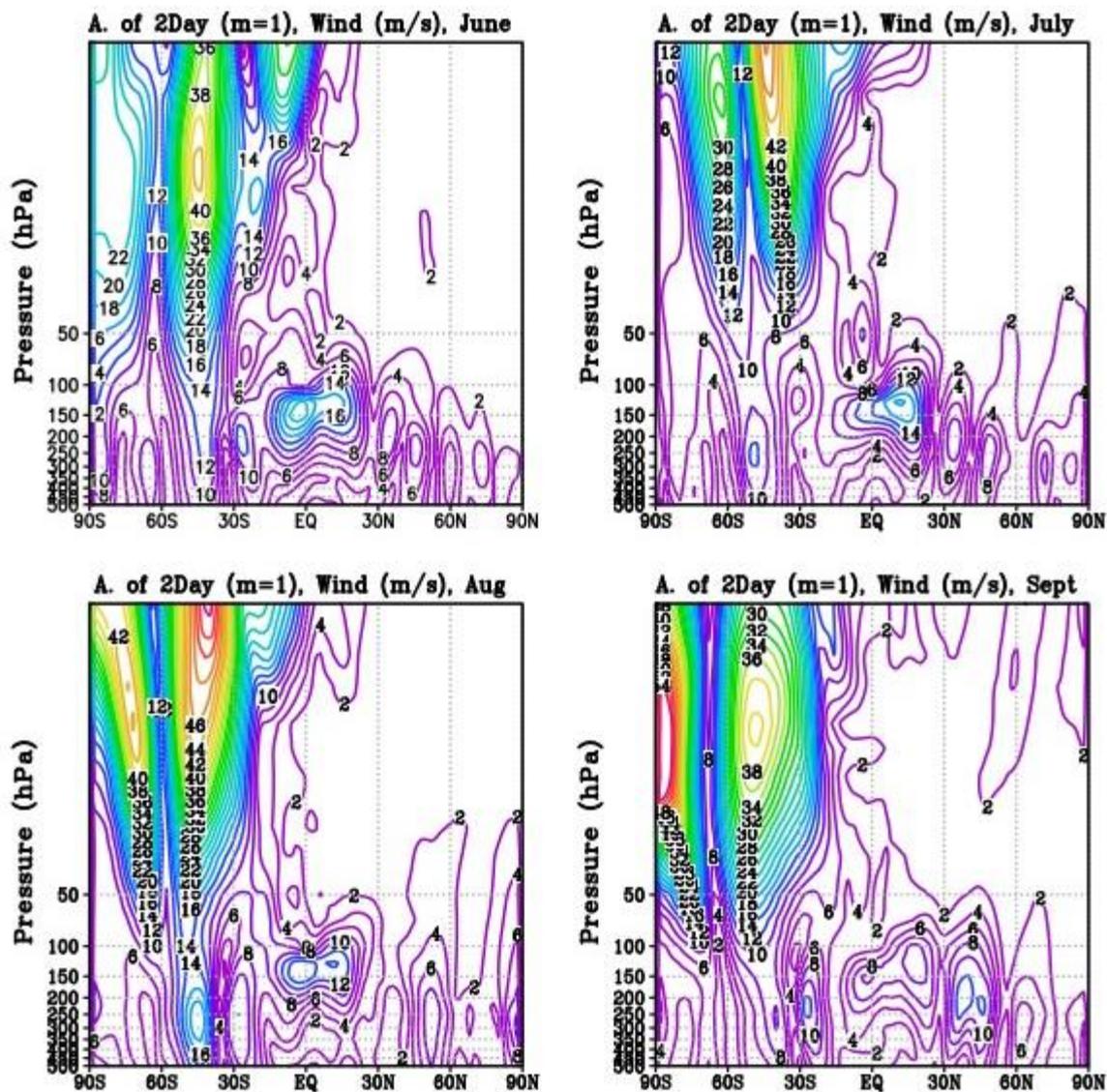


Рисунок 3.37 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2019 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

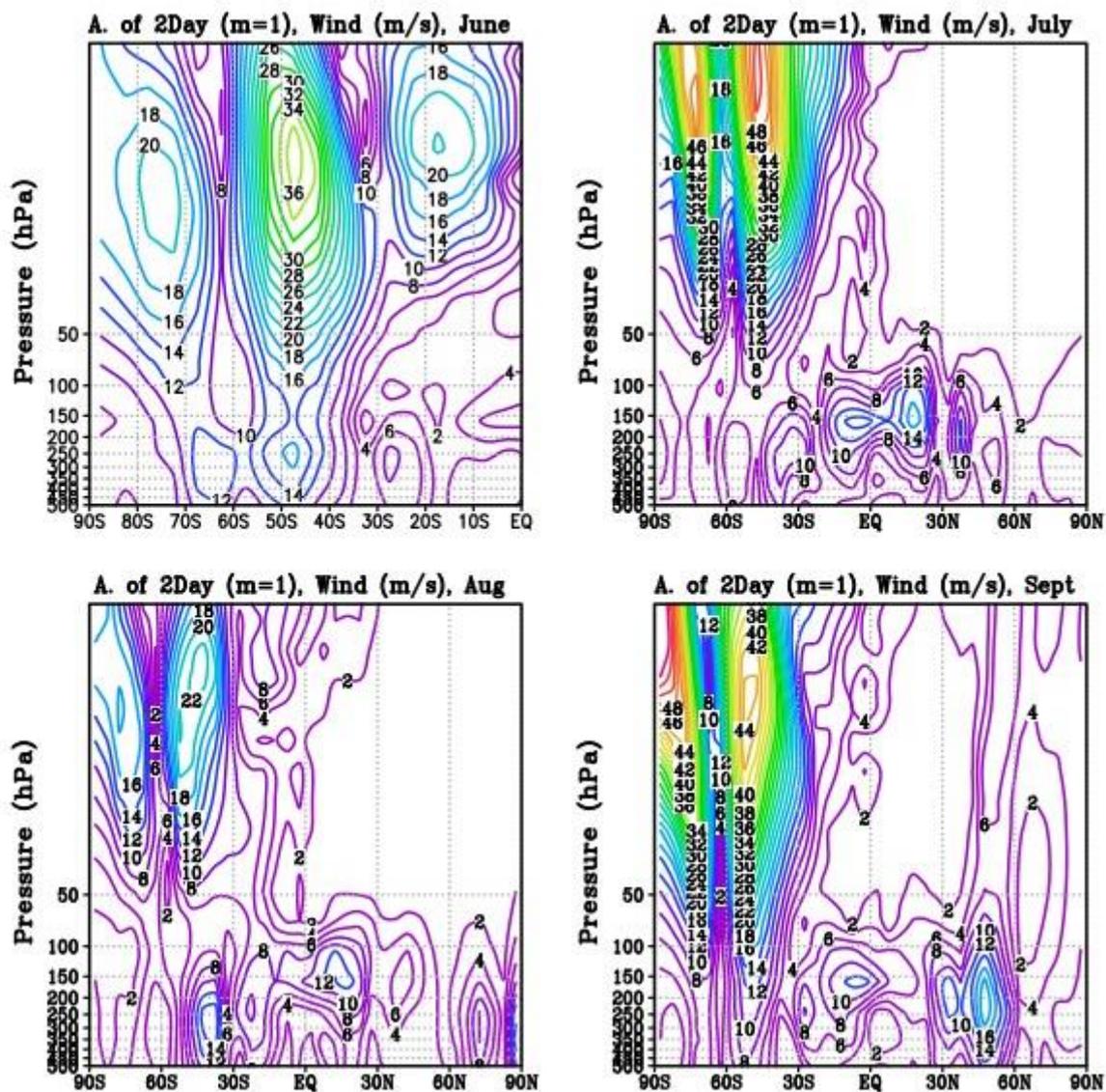


Рисунок 3.38 – Высотно-широтное распределение амплитуды квази-десятидневной волны с волновым числом 1 в поле зонального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2024 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

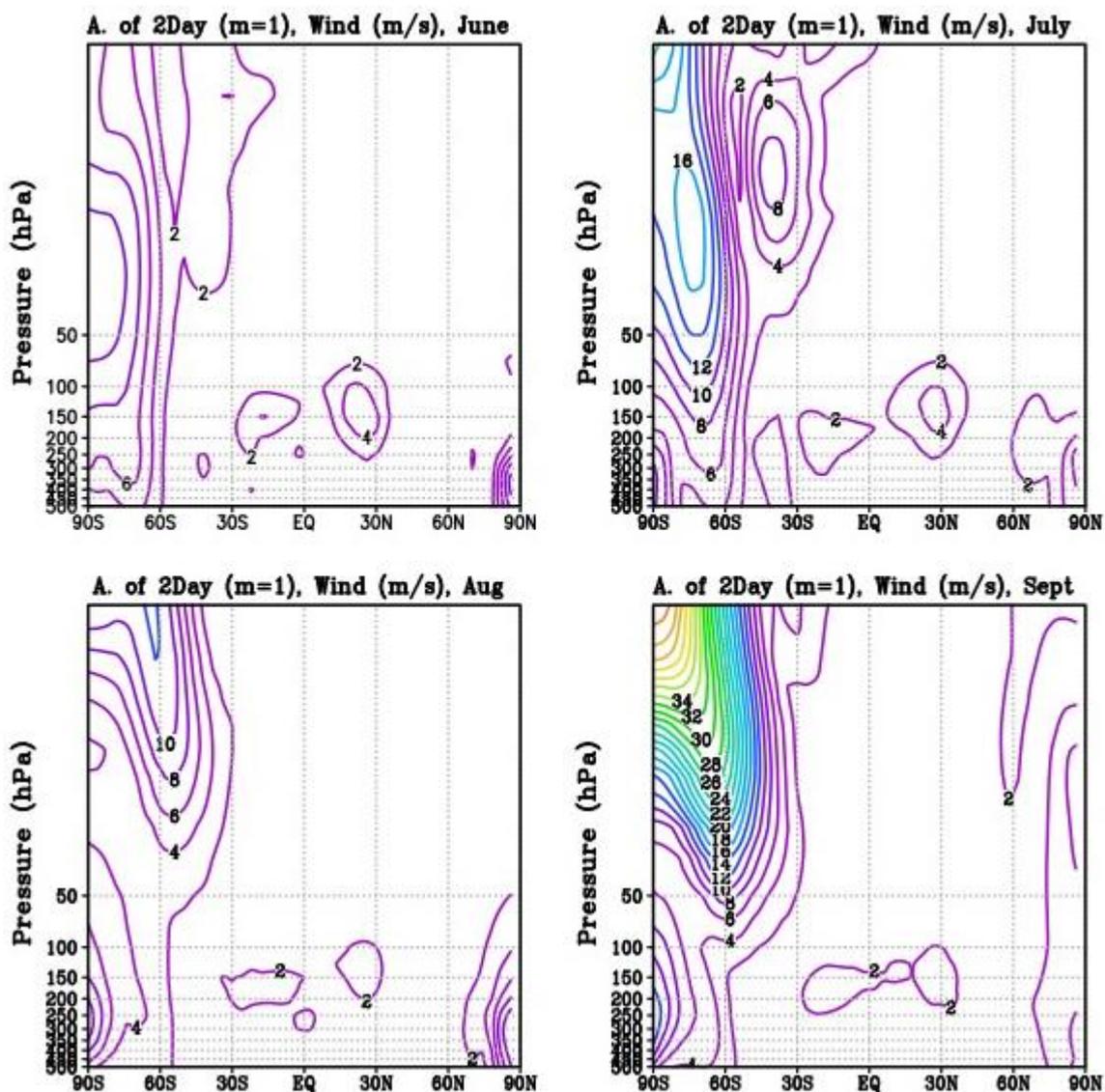


Рисунок 3.39 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 1995 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

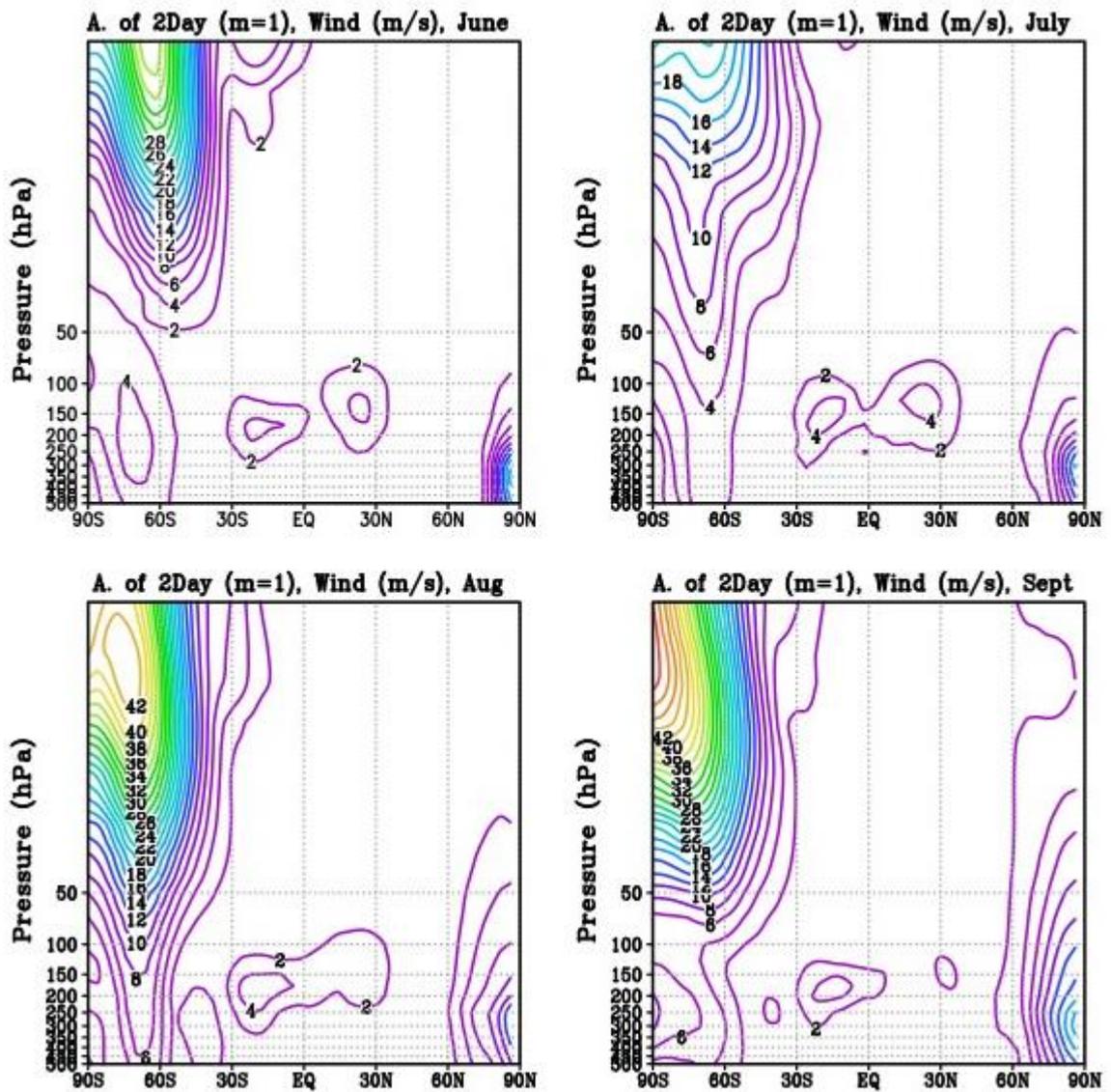


Рисунок 3.40 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2002 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

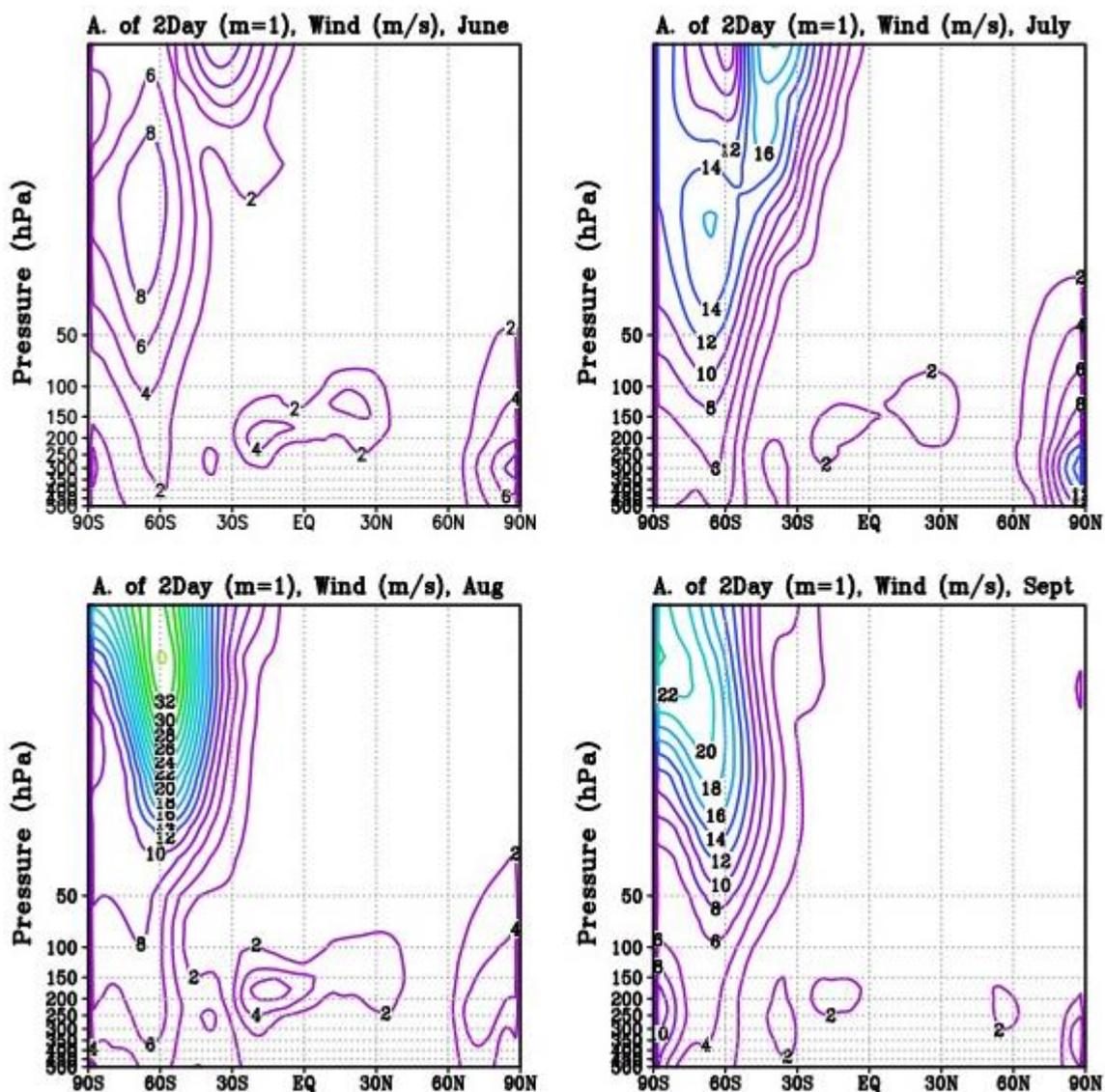


Рисунок 3.41 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2004 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

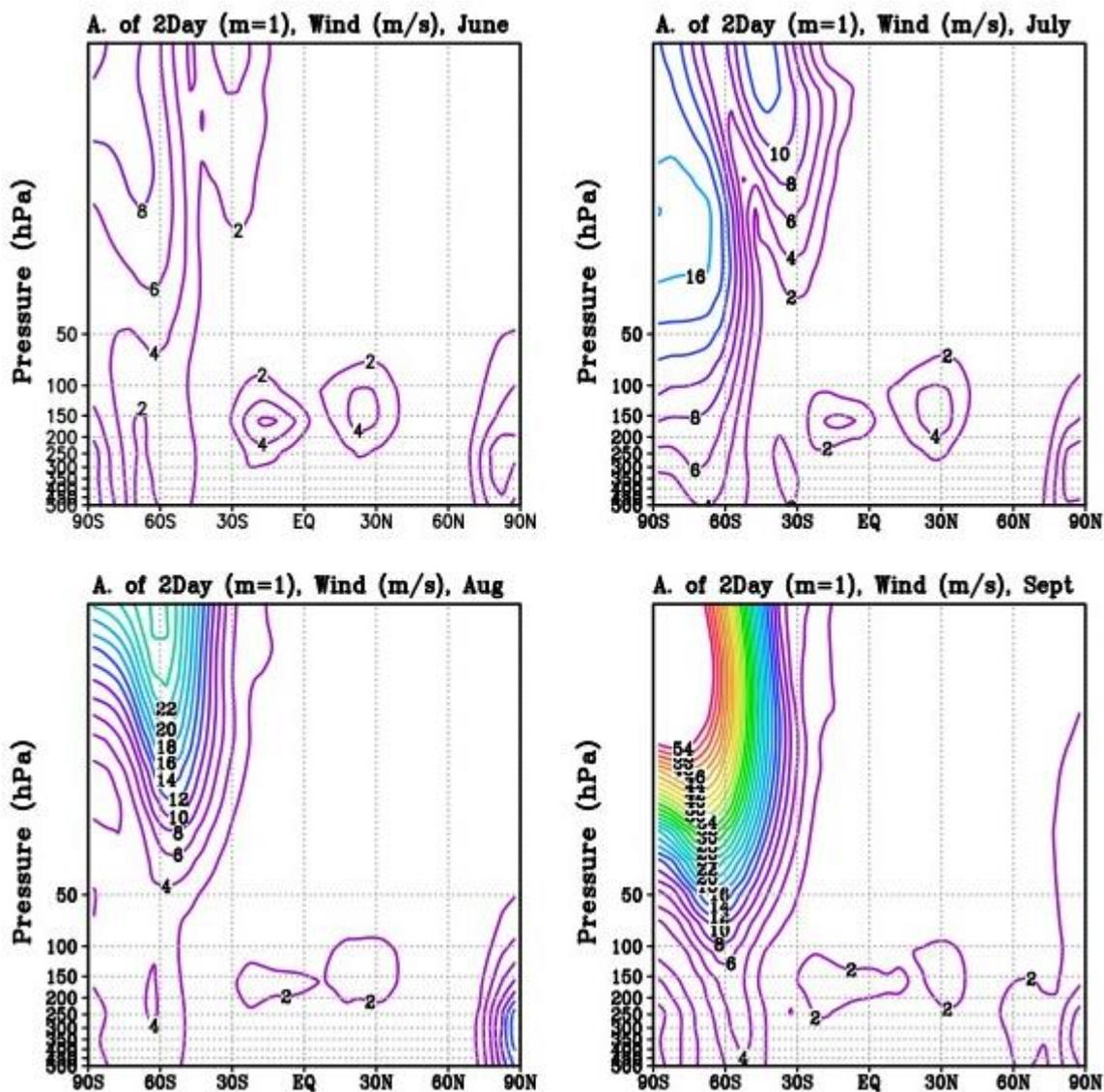


Рисунок 3.42 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2007 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

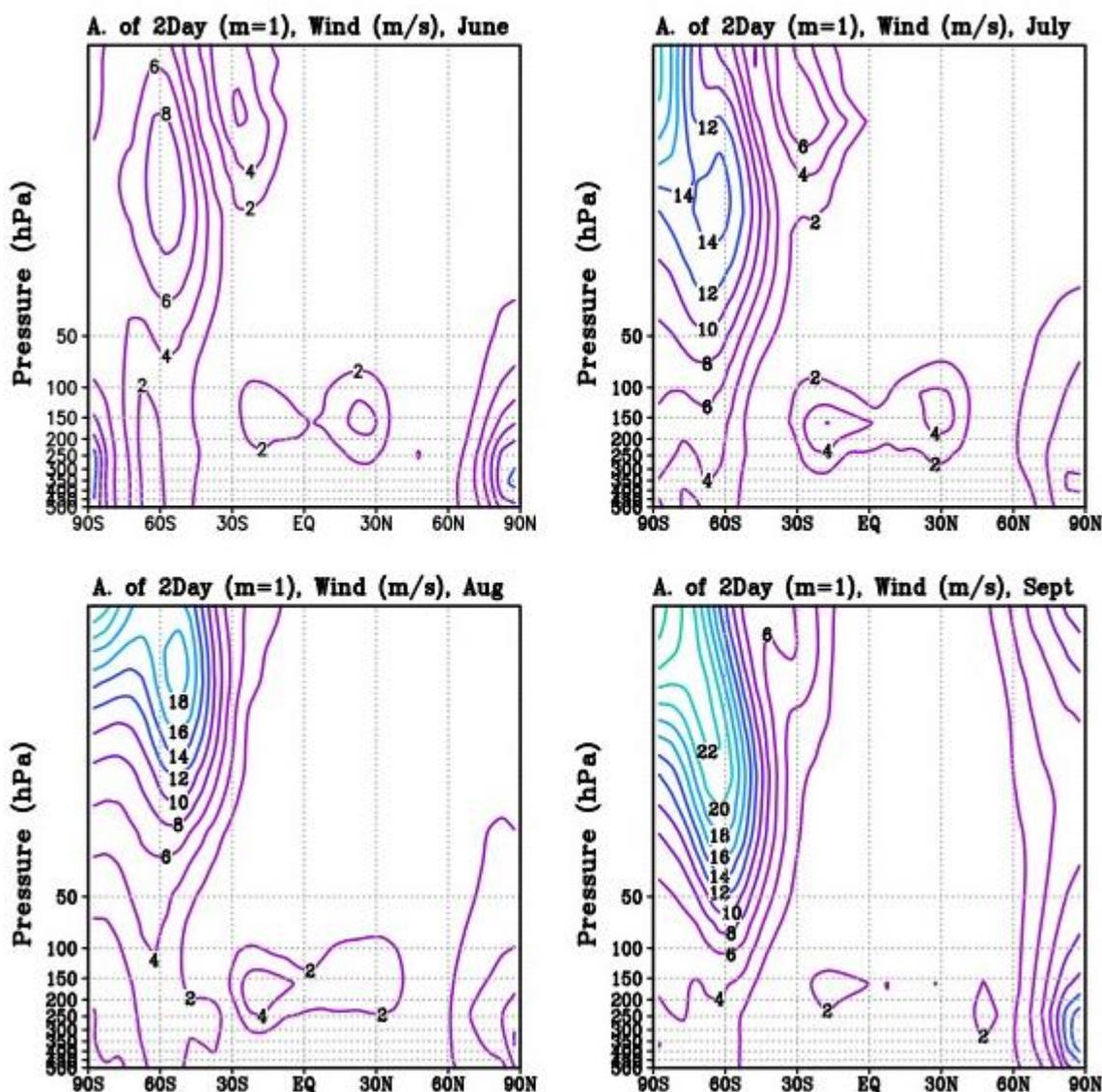


Рисунок 3.43 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2018 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

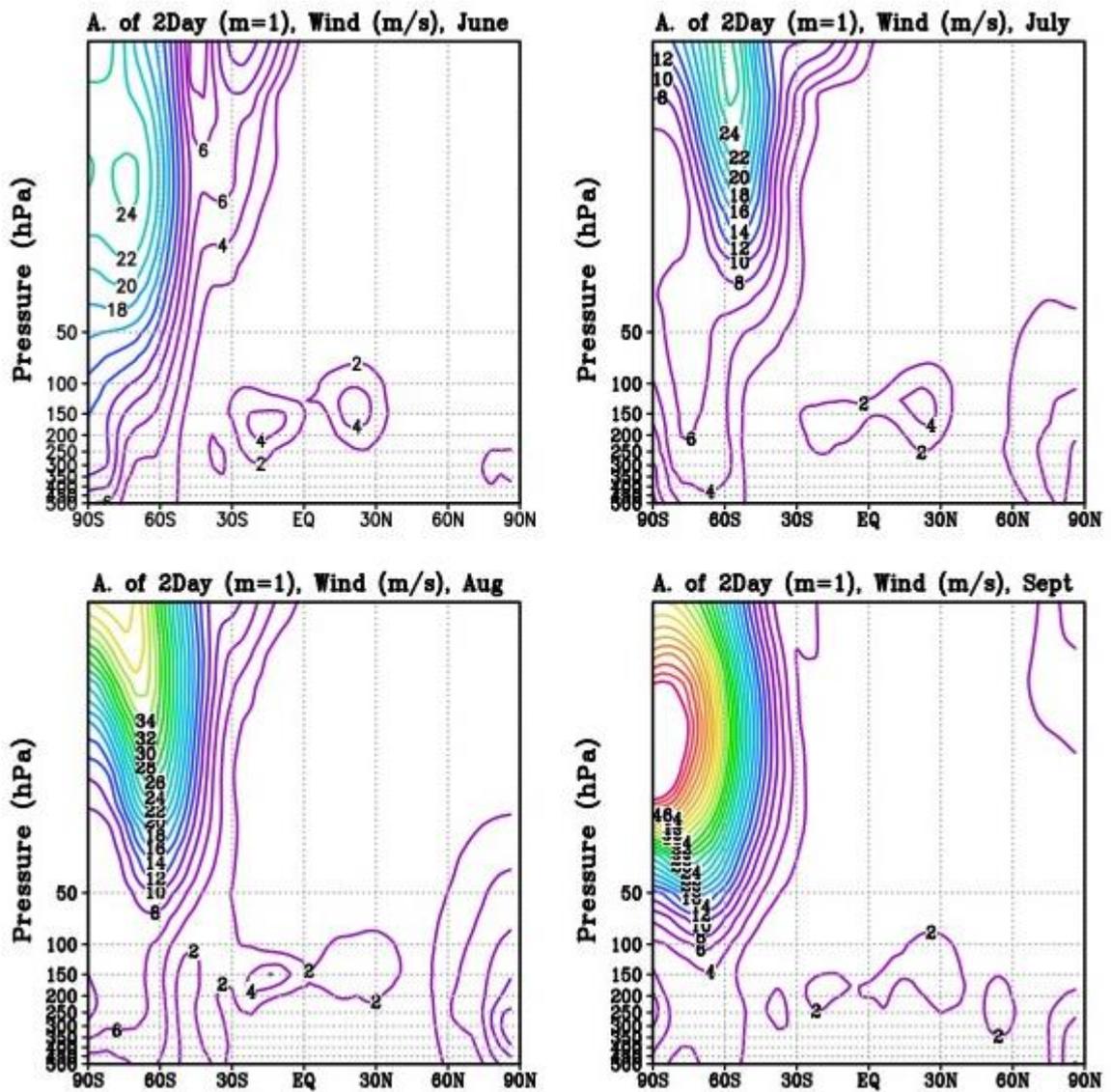


Рисунок 3.44 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2019 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

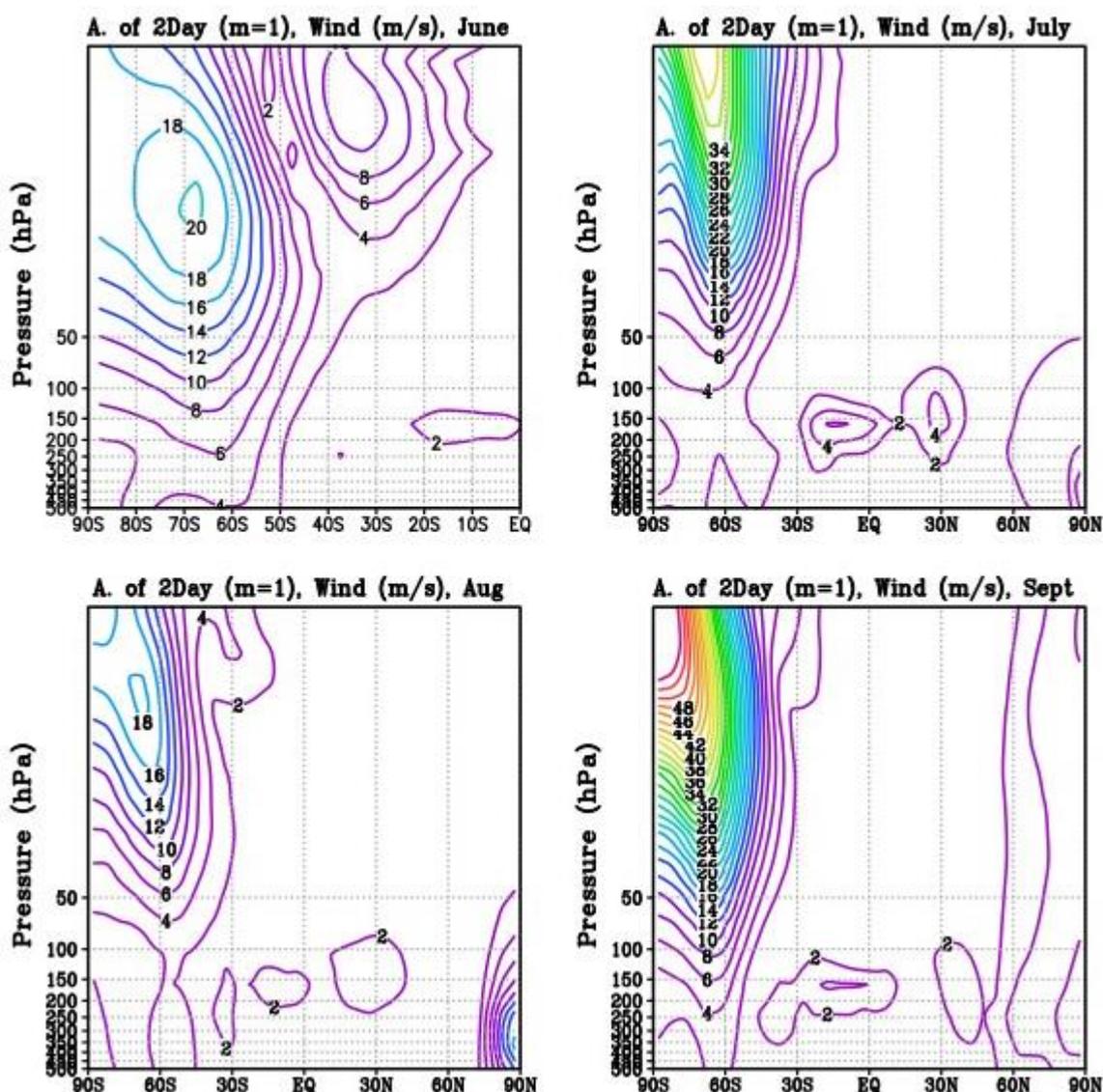


Рисунок 3.45 – Высотно-широтное распределение амплитуды квазидесятидневной волны с волновым числом 1 в поле меридионального ветра (м/с) за июнь (вверху слева), июль (вверху справа), август (внизу слева), сентябрь (внизу справа) 2024 года Южного полушария. Ось ординат – атмосферное давление (гПа)

По результатам построения высотно-широтного распределения квазидесятидневной волны за июнь – сентябрь 1995, 2002, 2004, 2007, 2018, 2019, 2024 гг. (рисунки 3. 32 – 3.45) можно заметить, что максимальные величины амплитуд квазидесятидневной волны в поле зональной и меридиональной компонент ветра приходятся на уровень примерно 10 гПа.

Так, в поле зональной компоненты ветра в 1995 году максимальные амплитуды первой гармоники достигают свыше 32 м/с (сентябрь), в 2002 – 56 м/с (июнь, август, сентябрь), в 2004 – 50 м/с (август), в 2007 – 60 м/с (сентябрь), в 2018 – 36 м/с (август), в 2019 – 60 м/с (август – сентябрь), в 2024 – 54 м/с (июль, сентябрь).

В поле меридиональной компоненты ветра усиление первой гармоники в 1995 году достигало 46 м/с (сентябрь), в 2002 – 54 м/с (август – сентябрь), в 2004 – 32 м/с (август), в 2007 – 60 м/с (сентябрь), в 2018 – 26 м/с (сентябрь), в 2019 – 60 м/с (август – сентябрь), в 2024 – 54 м/с (июль – сентябрь).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Внезапное стратосферное потепление — крупномасштабное метеорологическое явление, которое чаще всего происходит в полярном регионе в зимнее время. Возникновение ВСП сопровождается резким повышением температуры стратосферы в течение нескольких дней. Общепризнано, что причиной зарождения ВСП являются распространяющиеся вверх планетарные волны и их взаимодействие со средним зональным потоком.

ВСП в Южном полушарии зафиксированы всего дважды, а потому для сопоставления термодинамических характеристик и исследования этого явления в ЮП были дополнительно рассмотрены еще зимы.

В результате написания магистерской диссертации цель исследования была достигнута, задачи выполнены.

Были выбраны зимы с ВСП и без в ЮП с идентичными и отличными фазами тропических осцилляций; проанализировано поведение среднезональной температуры и среднезональной зональной компоненты ветра в стратосфере ЮП; изучено поле геопотенциальной высоты на уровне средней стратосферы для оценки деформации циркумполярного вихря; разложено поле геопотенциальной высоты на гармоники для анализа поведения ПВ1, ПВ2, ПВ3 для определения временного интервала усиления гармоник; проанализирована ОМЦ; исследованы дальние связи через бегущие и стоячие волны в поле зональной компоненты ветра в зимы с ВСП и без для выявления влияния волновой активности на формирование благоприятных условий для событий ВСП.

Итогом научной работы стали следующие выводы:

- В годы с ВСП резкое повышение температуры отмечалось уже перед событием потепления, а непосредственно в момент самого потепления увеличение температуры было максимальным: в оба года, 2002 и 2019, рост составил до 40 К; такое ход температуры

наблюдался около двух недель; потепление в стратосфере распространилось не только над территорией Антарктиды, но и над прибрежными территориями материка; повышение температуры в стратосфере в сентябре было также отмечено в 2004, 2007 гг., рост температуры в 2004 году составил 20 К, в 2007 – 30 К. Такие незначительные потепления в стратосфере называются «импульсами» потепления. В 2024 году аномально высокие температуры прослеживались в июле и начале августа.

- в момент ВСП одновременно с ростом температуры наблюдалось ослабление зональной компоненты ветра, причем в 2002 году зональная компонента ветра поменяла свое направление на противоположное: в 2002 году скорость составила 30 м/с восточного направления, в 2019 – 20 м/с западного направления;
- поведение стационарных планетарных волн с волновыми числами 1 и 2 соответствует аналогичному поведению волн при ВСП в Северном полушарии, но усиление ПВ3 во время максимального развития ВСП в Южном полушарии нетипично для Северного полушария;
- в 2002 году во время мажорного ВСП произошло смещение и расщепление вихря на два ядра. В СП перед таким сильными ВСП обычно за 14-10 дней наблюдается усиление ПВ2. Однако в 2002 году до возникновения ВСП было отмечено усиление только ПВ1, причем в СП и ЮП максимальные значения амплитуд ПВ примерно одинаковы. Эти наблюдения опосредовано подтверждают тот, факт, что усилений планетарных волн недостаточно для развития ВСП в ЮП;
- усиление циркуляции Брюера – Добсона совместно с усилением ПВ может оказывать значительное влияние на дестабилизацию циркумполярного вихря и, следовательно, на возникновение события ВСП. В годы, когда были «импульсы» потепления в

стратосфере, циркуляция Брюера – Добсона тоже усиливалась, но не так сильно, как в годы с ВСП, и без формирования еще одного нисходящего потока около полюса. Предполагается, что формирование этого самого потока связано с усиленным переносом зимне-летней меридиональной циркуляции;

- в год мажорного ВСП (2002) усиление амплитуд стоячей и бегущей на восток и запад волн происходило так: сначала усиливалась амплитуда волны, бегущей на запад, а затем усиливались амплитуды волн стоячей и бегущей на восток одновременно. В год с минорным ВСП (2019) наибольшее усиление амплитуд стоячей и бегущей на запад волн происходило квази-синхронно. В 2024 году было также большое усиление амплитуд стоячей и бегущей на восток волн; 1995, 2004, 2007, 2018 гг. сильного и длительного усиления амплитуд стоячей и бегущей на запад и восток волн не продемонстрировали.
- усиление квази-десятидневной волны в поле зональной и меридиональной компонент ветра за три месяца до наступления события потепления может служить предиктором возникновения ВСП. В поле зональной компоненты ветра усиление амплитуды квази-десятидневной волны в годы с ВСП отмечалось уже с июня, тогда как в остальные исследуемые годы усиление амплитуды этой волны было в сентябре. В поле меридиональной компоненты ветра усиление квази-десятидневной волны для всех лет отмечалось квази-синхронно с усилением этой волны в поле зонального ветра.

На основании исследования семи выбранных зим Южного полушария были получены результаты о поведении термодинамических характеристик, о связи усиления амплитуд планетарных волн с изменением силы и формы циркумполярного вихря, о совместном влиянии циркуляции Брюера-

Добсона, зимне-летней меридиональной циркуляции и ПВ на возможность возникновения события ВСП, о квази-десятидневной волне, как о дополнительном предикторе возникновения ВСП.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Labitzke, K. Interannual variability of the winter stratosphere in the Northern Hemisphere. *Mon. Weather. Rev.* 1977, 105, 762–770.
2. Scherhag, R. Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinter 1951/1952 (The explosive warmings in the stratosphere of the late winter 1951/1952). *Ber. Dtsch. Wetterd.* 1952, 38, 51–63.
3. Matsuno, T. (1971) A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J Atmos Sci* 28(8):1479–1494
4. Kodera K. Stratospheric sudden warming and slowly propagating zonal-mean zonal wind anomalies/ K. Kodera, Y. Kuroda // *J.Geophys. res.* – 2000. – №105. – P. 12351 – 12359.
5. Ю.П. Переведенцев, И.И. Мохов, А.В. Елисеев: ТЕОРИЯ ОБЩЕЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ, 2013, стр. 34
6. Н.М. Астафьева, О.Г. Онищенко, М.Д. Раев: Эль-Ниньо – Ла-Нинья и колебания центров действия атмосферы Южного полушария, 2012, стр. 200
7. Evolution of the intensity and duration of the Southern Hemisphere stratospheric polar vortex edge for the period 1979–2020: Audrey Lecouffe, Sophie Godin-Beekmann, Andrea Pazmiño, and Alain Hauchecorne, 2022
8. Кашкин В. Б., Рублева Т. В., Хлебопрос Р. Г.: Озоновые дыры – «дети» стратосферных вихрей // *НАУКА из первых рук.* 2007. № 1. Т. 13. С. 70—77
9. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://earthobservatory.nasa.gov/world-of-change/Ozone>
10. Labitzke, K. and van Loon, H.: *The stratosphere: phenomena, history, and relevance*, Springer Verlag, Berlin, p. 197, ISBN: 9783540671022, 1999
11. Newman, P. A. and Nash, E. R.: The Unusual Southern Hemisphere Stratosphere Winter of 2002, *J. Atmos. Sci.*, 62, 614–628, 2005
12. Charlton, A. J. and Polvani, L. M.: A new look at stratospheric sudden warmings, Part I: Climatology and modeling benchmarks, *J. Climate*, 20, 449–469, 2007

13. Bancalá, S., Krüger, K., and Giorgetta, M.: The preconditioning of major sudden stratospheric warmings, *J. Geophys. Res.*, 117, 2012
14. Limpasuvan, V., Thompson, D. W. J., and Hartmann, D. L.: The life cycle of the Northern hemisphere sudden stratospheric warming, *J. Climate*, 17, 2584–2596, 2004
15. Shiotani, M., Shimoda, N., and Hirota, I.: Inter-annual variability of the stratospheric circulation in the Southern Hemisphere, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 119, 531–546, 1993
16. Roscoe, H. K., Shanklin, J. D., and Colwell, S. R.: Has the Antarctic vortex split before 2002, *J. Atmos. Sci.*, 62, 581–588, 2005
17. Weber, M., Dhomse, S., Wittrock, F., Richter, A., Sinnhuber, B.-M., and Burrows, J. P.: Dynamical Control of NH and SH Winter/Spring Total Ozone from GOME Observations in 1995–2002, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1853–1854, 2003
18. Eswaraiah, S., Kim, J.-H., Lee, W., Hwang, J., Kumar, K. N., and Kim, Y. H.: Unusual Changes in the Antarctic Middle Atmosphere During the 2019 Warming in the Southern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 47, 2020
19. Rao, J., Garfinkel, C. I., White, I. P., and Schwartz, C.: The Southern Hemisphere Minor Sudden Stratospheric Warming in September 2019 and its Predictions in S2S Models, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 125, 2020
20. Safieddine, S., Bouillon, M., Paracho, A. C., Jumelet, J., Tencé, F., Pazmino, A., Goutail, F., Wespes, C., Bekki, S., Boynard, A., Hadji-Lazaro, J., Coheur, P. F., Hurtmans, D., and Clerbaux, C.: Antarctic Ozone Enhancement During the 2019 Sudden Stratospheric Warming Event, *Geophys. Res. Lett.*, 47, 2020
21. Shen, X., Wang, L., and Osprey, S.: Tropospheric forcing of the 2019 Antarctic sudden stratospheric warming, *Geophys. Res. Lett.*, 47, 2020
22. Lee, W., Song, I.-S., Kim, J.-H., Kim, Y. H., Jeong, S.-H., Eswaraiah, S., and Murphy, D. J.: The observation and SD-WACCM simulation of planetary wave activity in the middle atmosphere during the 2019 Southern Hemispheric sudden stratospheric warming, *J. Geophys. Res.-Space*, 126, 2021

23. R. Remya, M.G. Manoj, K. Mohanakumar.: Role of quasi-biennial oscillation on the link between sudden stratospheric warming and tropical weather events, *Advances in Space Research*, 2024, Pages 571-584
24. R. Remya et al.: Influence of sudden stratospheric warming and quasi biennial oscillation on western disturbance over north India, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 2017
25. S. Bal et al.: Variable influence on the equatorial troposphere associated with SSW using ERA-Interim, *J. Earth Syst. Sci.*, 2017
26. C. I. Garfinkel et al.: MJO related tropical convection anomalies lead to more accurate stratospheric vortex variability in sub seasonal forecast models, *Geophys. Res. Lett.*, 2017
27. T.J. Dunkerton.: Nonlinear propagation of zonal winds in an atmosphere with Newtonian cooling and equatorial wavedriving, *J. Atmos. Sci.*, 1991
28. P. Ribera, C. Peña-Ortiz, R. Garcia-Herrera, D. Gallego, L. Gimeno, E. Hernández.: Detection of the secondary meridional circulation associated with the quasi-biennial oscillation, 2004
29. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: [https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data\\_services/met/qbo/qbo.html](https://acd-ext.gsfc.nasa.gov/Data_services/met/qbo/qbo.html)
30. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://www.ncei.noaa.gov/access/monitoring/enso/>
31. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://psl.noaa.gov/enso/mei/>
32. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://svs.gsfc.nasa.gov/30847>
33. [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <https://gmao.gsfc.nasa.gov/reanalysis/MERRA-2/>
34. Polvani, L. M., and D. W. Waugh, 2004: Upward wave activity flux as a precursor to extreme stratospheric events and subsequent anomalous surface weather regimes. *J. Climate*, 17, 3548–3554
35. Harnik, N., 2009: Observed stratospheric downward reflection and its relation to upward pulses of wave activity. *J. Geophys. Res.*, 114

36. Sjöberg, J. P., and T. Birner, 2014: Stratospheric wave–mean flow feedbacks and sudden stratospheric warmings in a simple model forced by upward wave activity flux. *J. Atmos. Sci.*, 71, 4055–4071
37. Smith, K. L., and P. J. Kushner, 2012: Linear interference and the initiation of extratropical stratosphere–troposphere interactions. *J. Geophys. Res.*, 117
38. Н. М. Астафьева: Вейвлет – анализ: основы теории и примеры применения, 1996, том 166, №11, стр. 1152
39. Yamazaki, K., Nakamura, T., Ukita, J., and Hoshi, K.: A tropospheric pathway of the stratospheric quasi-biennial oscillation (QBO) impact on the boreal winter polar vortex, *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 5111–5127, 2020
40. Pancheva, D., Mukhtarov, P., Siskind, D. E., and Smith, A. K.: Global distribution and variability of quasi 2 day waves based on the NOGAPS-ALPHA reanalysis model, *J. Geophys. Res.-Space*, 121, 11422–11449, 2016
41. Merzlyakov, E. G. and Pancheva, D. V.: The 1.5–5-day eastward waves in the upper stratosphere–mesosphere as observed by the Esrange meteor radar and the SABER instrument, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 69, 2102–2117, 2007
42. Gu, S.-Y., Dou, X., Pancheva, D., Yi, W., and Chen, T.: Investigation of the Abnormal Quasi 2-Day Wave Activities During the Sudden Stratospheric Warming Period of January 2006, *J. Geophys. Res.-Space*, 123, 6031–6041, 2018
43. Tunbridge, V. M., Sandford, D. J., and Mitchell, N. J.: Zonal wave numbers of the summertime 2 day planetary wave observed in the mesosphere by EOS Aura Microwave Limb Sounder, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 116, 2011
44. Gu, S.-Y., Dou, X.-K., Yang, C.-Y., Jia, M., Huang, K.-M., Huang, C.-M., and Zhang, S.-D.: Climatology and Anomaly of the Quasi-Two-Day Wave Behaviors During 2003–2018 Austral Summer Periods, *J. Geophys. Res.-Space*, 124, 544–556, 2019
45. Xiong, J., Wan, W., Ding, F., Liu, L., Hu, L., and Yan, C.: Two Day Wave Traveling Westward With Wave Number 1 During the Sudden Stratospheric Warming in January 2017, *J. Geophys. Res.-Space*, 123, 3005–3013, 2018

46. Palo, S. E., Forbes, J. M., Zhang, X., Russell Iii, J. M., and Mlynczak, M. G.: An eastward propagating two-day wave: Evidence for nonlinear planetary wave and tidal coupling in the mesosphere and lower thermosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 34, 2007
47. Laskar, F.-I., & Pallamraju, D. (2014). Does sudden stratospheric warming induce meridional circulation in the mesosphere thermosphere system, *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 119, 10133–10143
48. Goncharenko, L.-P., Chau, J.-L., Liu, H. L., & Coster, A.-J. (2010). Unexpected connections between the stratosphere and ionosphere. *Geophysical Research Letters*, 37
49. Chau, J.-L., Hoffmann, P., Pedatella, N.-M., Matthias, V., & Stober, G. (2015). Upper mesospheric lunar tides over middle and high latitudes during sudden stratospheric warming events. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 120, 3084–3096
50. Iida, C., Hirooka, T., & Eguchi, N. (2014). Circulation changes in the stratosphere and mesosphere during the stratospheric sudden warming event in January 2009. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, 7104–7115
51. Fazlul I. Laskar, John P. McCormack, Jorge L. Chau, Duggirala Pallamraju, Peter Hoffmann, Ravindra P. Singh.: Interhemispheric Meridional Circulation During Sudden Stratospheric Warming, *JGR Space Physics*, 2019, Pages 7112-7122
52. Andrews D. G., and McIntyre M. E., Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen–Palm relation and the mean zonal acceleration // *J. Atmos. Sci.* 1976. V. 33. P. 2031—2048
53. А. В. Коваль: РАСЧЕТ ОСТАТОЧНОЙ МЕРИДИОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ПО ДАННЫМ МОДЕЛИ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ, 2019, Ученые записки РГГМУ 25 – 32, стр. 27
54. Lawrence Coy, Paul Newman. A Series of Rare Disturbances in the Stratosphere [Электронный ресурс] // The Earth Observatory. URL: <https://earthobservatory.nasa.gov/images/153258/a-series-of-rare-disturbances-in-the-stratosphere> (дата обращения 06.12.2024)

55. Amy H. Butler, Dian J. Seidel, Steven C. Hardiman, Neal Butchart, Thomas Birner and Aaron Match. Defining Sudden Stratospheric Warmings. Research Article, 2015, 1913–1928
56. Matthias, V., Hoffmann, P., Rapp, M., & Baumgarten, G. (2012). Composite analysis of the temporal development of waves in the polar MLT region during stratospheric warmings. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 90, 86–96
57. Palo, S. E., Forbes, J. M., Zhang, X., Russell, J. M., III, Mertens, C. J., Mlynczak, M. G., et al. (2005). Planetary wave coupling from the stratosphere to the thermosphere during the 2002 Southern Hemisphere pre-stratwarm period. *Geophysical Research Letters*, 32, L23809