

УДК 551.510.532

## ВЫСОТНО-ШИРОТНАЯ СТРУКТУРА ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН ПОЛЯ ВЕТРА В СТРАТОСФЕРЕ

*В.В. Гурьянов, А.Н. Фахрутдинова*

### Аннотация

Предложена эмпирическая модель планетарных волн преобладающего зонального и меридионального ветра с зональными волновыми числами  $m = 1, 2$  в слое, расположенном от уровня Земли до изобарической поверхности 0.316 гПа. Модель основана на ежедневных данных UK Met Office о зональном и меридиональном ветре за период 1992–2011 гг. для Северного и Южного полушарий. Используемые подходы и методы обработки исходных полей позволили отдельно выделить и проанализировать волновые возмущения, обусловленные межсезонной и межгодовой изменчивостью, а также квазистационарную составляющую рассматриваемых гармоник. Проведенный анализ показал, что высотно-широтные распределения амплитуд каждой из гармоник зонального и меридионального ветра существенно отличаются по структуре. В работе дано описание физических механизмов, объясняющих индивидуальные особенности рассматриваемых полей. Получены тренды максимальных значений амплитуд зонального и меридионального ветра в стратосфере, которые показывают, что в период 1992–2011 гг. наблюдалось усиление волновой активности обеих гармоник за счет нестационарных волновых возмущений с временными масштабами планетарных волн (2–30 сут). Установленные особенности волновых возмущений полей зонального и меридионального ветра в стратосфере с временными масштабами планетарных волн могут быть использованы для построения новой справочной модели средней атмосферы в высотном интервале 10–55 км.

**Ключевые слова:** планетарные волны, зональный ветер, меридиональный ветер, средняя атмосфера.

### Введение

Справочные модели атмосферы играют большую роль во многих практических приложениях. Для обеспечения прогресса в сфере космических исследований, авиации, связи и во многих других областях необходимо иметь как можно более точные представления о средней атмосфере (10–120 км). До недавнего времени такие модели строились в основном по эмпирическим данным и хорошо воспроизводили среднюю зональную структуру полей реальных термодинамических величин. Широкую известность получили справочные модели, подготовленные Комитетом по космическим исследованиям (COSPAR) при Международном совете научных союзов [1]. Это ряд моделей, объединенных общим названием CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere): CIRA-1961, CIRA-1965, CIRA-1972 [2] и CIRA-1986 [3, 4]. В последние годы для создания таких моделей активно стали привлекаться не только эмпирические данные, но и математические модели, использующие гидродинамический и статистический подходы [5, 6]. Это позволило спустя четверть века (после CIRA-1986) приступить к практическому воплощению новой справочной модели CIRA-2012. Пока это только онлайн-проект, представленный первоначально на сайте университета штата Юта (<https://spaceweather.usu.edu/htm/cira/>) с информацией о моделях верхней атмосферы (выше 120 км).

Настоящая работа является продолжением цикла работ по исследованию структуры и динамики средней атмосферы [5, 7–9]. По сравнению с работой [7] существенно увеличен ряд наблюдений. Кроме того, по отношению к предыдущим публикациям внесены изменения в формат представления высотно-широтных разрезов. Для этого был учтен годовой ход высот изобарических поверхностей. В полярных районах разница между зимним и летним полушариями достигает 8–9 км для высоты изобарической поверхности 0.316 гПа. Поэтому в работе представлены реальные высоты изобарических поверхностей (рис. 1–4). При рассмотрении нижней тропосферы в районе южного полюса при визуализации расчетов также была исключена область, занимаемая ледниковым щитом Антарктиды.

Целью настоящей работы является построение эмпирической модели планетарных волн преобладающего зонального и меридионального ветра с использованием разложения Фурье по зональным волновым числам  $m = 1, 2$ . В качестве исходных данных использовались ежедневные данные архива Met Office Stratospheric Assimilated Data для Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий за период 1992–2012 гг. в слое  $1000 \div 0.316$  гПа (0–55 км).

В предлагаемой модели, в отличие от CIRA-1986, (в интервале высот 0–55 км) используются новые, более надежные ежедневные данные о метеоэлементах (синхронные для тропосферы и стратосферы обоих полушарий), полученные по единой методике [10] за 20-летний период с глобальным покрытием от  $88.75^\circ$  ю.ш. до  $88.75^\circ$  с.ш. (CIRA-1986 охватывает от  $80^\circ$  ю.ш. до  $80^\circ$  с.ш.). В состав модели вошли стационарные планетарные волны зональной и меридиональной компонент скорости ветра, а также нестационарные волны рассматриваемых динамических параметров, обусловленные межсуточной и межгодовой изменчивостью с зональными волновыми числами  $m = 1, 2$ .

### 1. Методика расчетов

В настоящей работе по данным Met Office были рассчитаны амплитуды зональных гармоник зональной ( $U_1, U_2$ ) и меридиональной ( $V_1, V_2$ ) компонент ветра соответственно для волновых чисел 1 и 2. Вычисление средних многолетних (1992–2011 гг.) значений амплитуд зональных гармоник рассматриваемых параметров было выполнено следующими способами:

1) по ежедневным (для 12 часов по GMT) исходным данным рассчитываются ежедневные значения амплитуд, затем они осредняются в пределах календарного месяца отдельного года, после чего по среднемесячным значениям находятся средние за рассматриваемый период амплитуды для данного месяца (планетарные волны, обусловленные межсуточной изменчивостью, они обозначены верхним индексом  $d$  (от англ. day – день):  $U_1^d, U_2^d, V_1^d$  и  $V_2^d$ );

2) по ежедневным данным для отдельного года рассчитываются среднемесячные поля метеорологических элементов, по ним определяются амплитуды, по которым вычисляются средние за рассматриваемый период значения (планетарные волны, обусловленные межгодовой изменчивостью, они обозначены верхним индексом  $m$  (от англ. month – месяц):  $U_1^m, U_2^m, V_1^m$  и  $V_2^m$ );

3) по ежедневным данным для отдельного года рассчитываются среднемесячные поля метеорологических элементов, затем они осредняются за весь период, по полученным средним полям вычисляются амплитуды зональных гармоник для каждого месяца (стационарные волны, они обозначены верхним индексом  $y$  (от англ. year – год):  $U_1^y, U_2^y, V_1^y$  и  $V_2^y$ ).

Исходя из дисперсионного анализа и физических соображений, для каждого волнового числа должны выполняться соотношения:  $U^d > U^m > U^y$  и  $V^d > V^m > V^y$ .

Расчеты выполнены для всех месяцев года, однако на рисунках в целях экономии представлены только центральные месяцы зимнего и летнего сезонов.

## 2. Высотно-широтное распределение амплитуды планетарных волн

**Зональный ветер.** На рис. 1 и 2 в среднемесячном осреднении (за период 1992–2011 гг.) представлено высотно-широтное распределение амплитуд гармоник зонального ветра с волновыми числами  $m = 1$  и  $m = 2$ . Амплитуды обеих гармоник зонального ветра достигают более высоких значений в СП, чем в ЮП. Это относится как к стратосфере, так и к тропосфере. В верхней стратосфере амплитуда  $U_1^d$  достигает максимальных значений 48 м/с в северном полушарии в декабре, а амплитуда  $U_1^y$  максимальна в январе, достигая значений 37 м/с. В южном полушарии нестационарная мода  $U_1^d$  достигает максимума 40 м/с в сентябре, а квазистационарная  $U_1^y$  со значением 30 м/с – в сентябре–октябре.

Для высотно-широтного распределения волновой активности зонального ветра характерно наличие двух широтных максимумов амплитуды зонального ветра с примерно одинаковой интенсивностью в средней и верхней стратосфере обоих полушарий в холодный период. При этом эти очаги максимальных значений амплитуды разделены областями локального минимума, которые располагаются на широтах  $65\text{--}70^\circ$  с.ш. и  $60\text{--}65^\circ$  ю.ш. для волны  $m = 1$  и на несколько градусов ближе к экватору для волны  $m = 2$ . Один из указанных максимумов расположен в полярной области, а другой – в умеренных широтах. Такая структура наблюдается с октября по март в стратосфере СП и с августа по ноябрь в стратосфере ЮП.

В большей мере присутствие двух широтных очагов характерно для волны с  $m = 1$ . Однако оно проявляется и для амплитуды с волновым числом  $m = 2$ . Такое распределение связано со структурой зонального ветра в стратосфере. Среднеширотный максимум совпадает с областью максимума западных ветров стратосферного струйного течения на краю полярной ночи в холодный период. Высокоширотный максимум амплитуды обусловлен характером зимней стратосферной циркуляции. Климатическое расположение циклонического циркумполярного вихря в средней и верхней стратосфере в холодный период северного полушария характеризуется тем, что его центр смещен на атлантико-европейский сектор. Это приводит к появлению восточных ветров к северу от центра циклона. В течение зимы в силу нестационарности стратосферных процессов центр циркумполярного вихря довольно часто меняет свое положение. Как следствие, происходит смена знака зонального ветра в полярной области. Все это приводит к усилению планетарных волн ( $m = 1$  и  $m = 2$ ) зонального ветра в высоких широтах, что, в свою очередь, приводит к появлению высокоширотного максимума на рис. 1, 2.

Аналогичные процессы имеют место и в ЮП, но только во вторую половину зимнего сезона. В начале и середине холодного периода (май–июль) полярное струйное течение в верхней стратосфере достигает наибольшей интенсивности и устойчивости ( $> 100$  м/с в июне). Волновые возмущения подавляются и не достигают большого развития. По нашим оценкам в циркумполярном вихре над Антарктидой наблюдается практически симметричная зональная циркуляция, что также препятствует развитию волновых возмущений. Во вторую половину холодного периода (август–октябрь), когда происходит ослабление западного потока в стратосфере, а интенсивность циркуляции еще достаточно высока (в сентябре в ЮП западный ветер в стратосфере сильнее, чем в декабре–январе в СП), интенсивность волновых возмущений достигает максимума в годовом ходе. Центр циркумполярного вихря смещается при этом в Западное полушарие. Зональная циркуляция становится существенно асимметричной, и циркуляционные условия

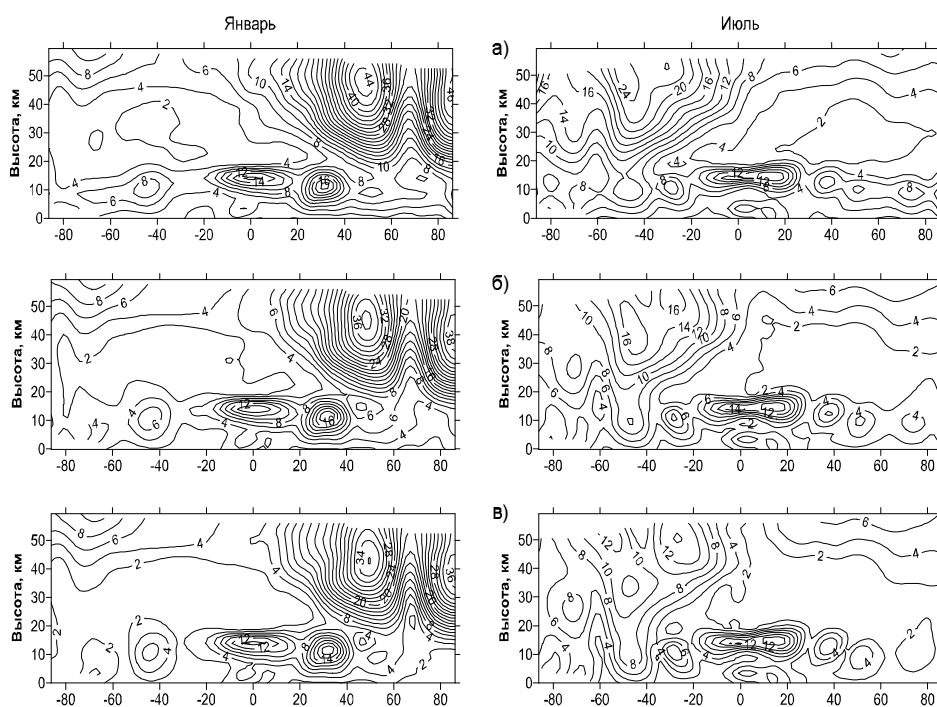


Рис. 1. Высотно-широтное распределение амплитуд зонального ветра (м/с): а)  $U_1^d$ ; б)  $U_1^m$ ; в)  $U_1^y$  (отрицательные широты соответствуют ЮП)

оказываются похожими на условия в СП. Не случайно, что именно в сентябре наблюдалось сильное стратосферное потепление [11].

Высотно-широтное распределение амплитуды второй гармоники зонального ветра имеет более сложную структуру. В зимний период СП для характерно наличие трех центров высоких значений в стратосфере. Так, в январе локальные максимумы расположены на следующих высотах и широтах: 55 км и 30° с.ш. (6 м/с), 22 км и 50° с.ш. (6 м/с), 25 км и 75–80° с.ш. (8 м/с). Однако эти значения существенно меньше, чем  $U_2^d$ , и сопоставимы с амплитудами  $U_2^y$  в области тропопаузы, где для второй гармоники зонального ветра в течение всего года наблюдаются высокие значения.

Сравнительный анализ результатов, приведенных на рис. 1 и 2 (1992–2011 гг.), с полученными ранее аналогичными высотно-широтными разрезами в [7] за период 1992–2002 гг. показал, что имеет место 10–20%-ное увеличение амплитуд  $U_1^d$  и  $U_2^d$  за период 1992–2011 гг. по сравнению с более ранним периодом. Амплитуды  $U_1^m$ ,  $U_1^y$ ,  $U_2^m$  и  $U_2^y$  изменяются при этом незначительно. Таким образом, усиление амплитуды зонального ветра в последние годы происходит в основном за счет усиления межсуточной изменчивости с временными масштабами планетарных волн (2–30 сут).

Для оценки данной тенденции были построены тренды максимальных значений амплитуд в стратосфере для отдельных месяцев за период 1992–2011 гг. для СП и ЮП (рис. 3). Из рисунка видно, что как для первой, так и для второй гармоники зонального ветра имеет место усиление величины амплитуды, обусловленное межсуточной изменчивостью  $U_1^d$  и  $U_2^d$  (сплошная линия).

Соответствующие тренды, обусловленные только межгодовой изменчивостью гармоник  $U_1^m$  и  $U_2^m$  (на графике они показаны пунктирной линией), выражены гораздо слабее. Аналогичное усиление наблюдается в стратосфере и зимой в ЮП.

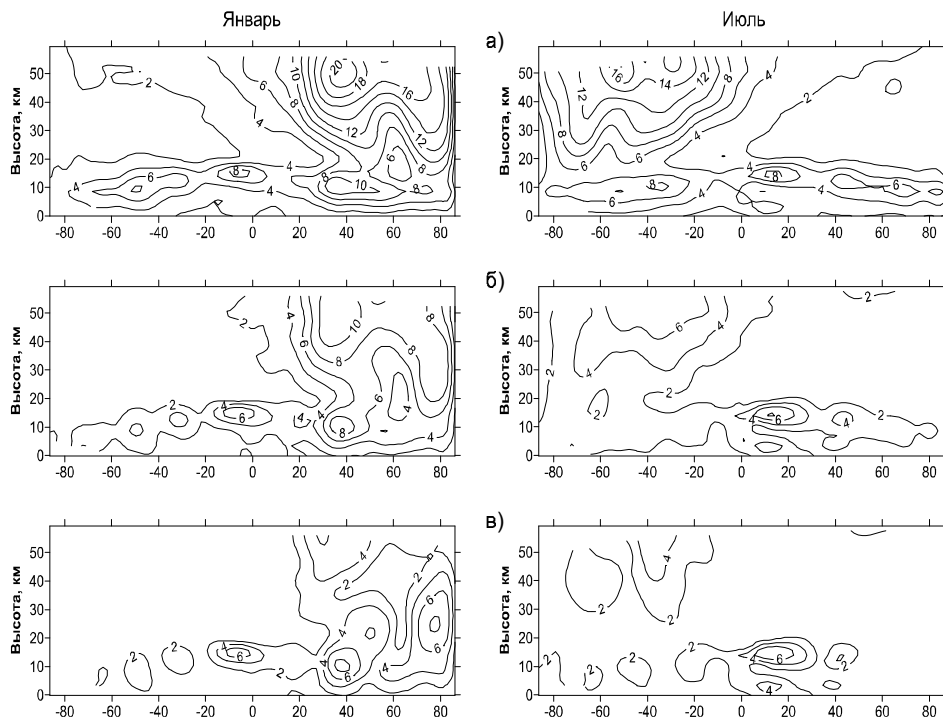


Рис. 2. Высотно-широтное распределение амплитуд зонального ветра (м/с): а)  $U_2^d$ ; б)  $U_2^m$ ; в)  $U_2^y$  (отрицательные широты соответствуют ЮП)

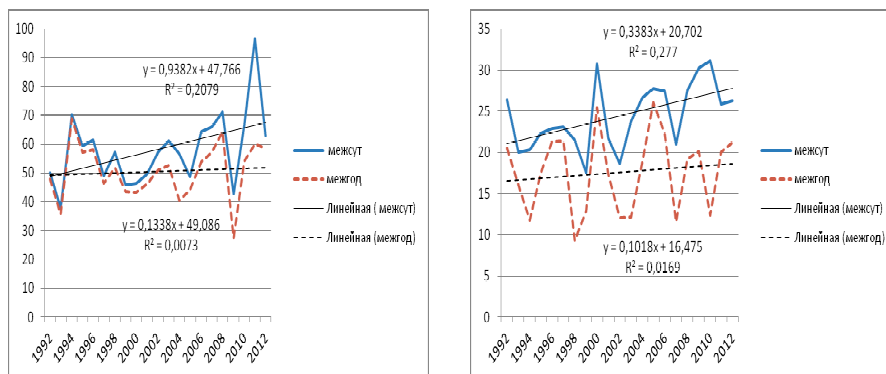


Рис. 3. Межгодовая изменчивость максимальных значений амплитуд зонального ветра (м/с)  $U_1^d$  и  $U_1^m$  (слева),  $U_2^d$  и  $U_2^m$  (справа) и их линейные тренды в январе

Сделанные нами выводы подтверждаются и исследованиями других авторов. Так, значения амплитуд зональной скорости ветра для стационарной планетарной волны с зональным волновым числом 1, полученных по данным реанализа NCEP/NCAR [13], согласуются с результатами моделирования [12], что подтверждает некоторое усиление волновой активности в нижней стратосфере за последние годы. Эти изменения в амплитудах сопровождаются также усилением межгодовой изменчивости амплитуды первой гармоники. Такое усиление обусловлено не ростом межгодовой изменчивости средних месячных значений скорости зонального ветра, а увеличением внутрисезонной изменчивости динамического режима стратосферы за рассматриваемый период.

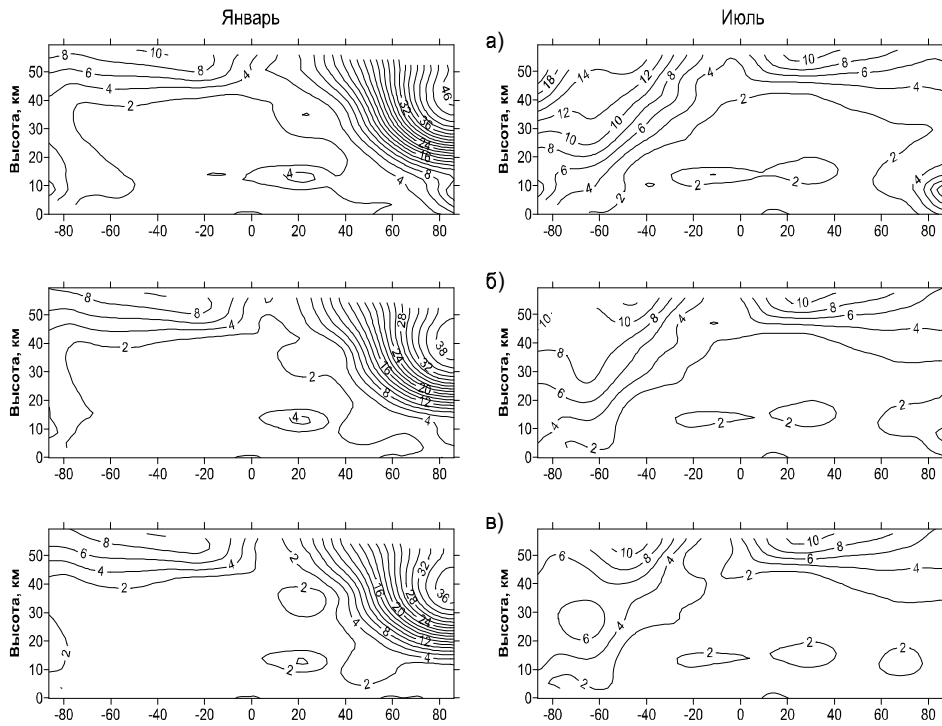


Рис. 4. Высотно-широтное распределение амплитуд меридионального ветра (м/с): а)  $V_1^d$ ; б)  $V_1^m$ ; в)  $V_1^y$  (отрицательные широты соответствуют ЮП)

Полученные нами результаты показывают, что эффект усиления волновой активности за период 1992–2011 гг. в поле зонального ветра, обусловленный волновыми возмущениями с временными масштабами планетарных волн, более выражен в верхней стратосфере, чем в нижней.

**Меридиональный ветер.** На рис. 4 и 5 дано сравнительное высотно-широтное распределение амплитуд зональных гармоник меридионального ветра с волновыми числами 1 и 2. Как и для зонального ветра, амплитуда первой гармоники меридионального ветра достигает более высоких значений в СП, чем в ЮП, независимо от способа расчета. Это относится как к стратосфере, так и к тропосфере. Однако высотно-широтное распределение амплитуд меридионального ветра существенно отличается от зонального. Для него характерно наличие лишь одного широтного максимума в верхней стратосфере в высоких широтах. Амплитуда  $V_1^d$  достигает наибольших значений 40–46 м/с с декабря по февраль в СП и 41 м/с в сентябре в ЮП. Квазистационарная мода  $V_1^y$  в СП максимальна в январе (37 м/с), а в ЮП – в сентябре–октябре (28–30 м/с).

Сравнение амплитуд первой гармоники зонального и меридионального ветра показывает, что они достигают примерно одинаковых максимальных значений в верхней стратосфере (за исключением отдельных месяцев). Таким образом, значения пространственной возмущенности поля зонального и поля меридионального ветра, обусловленной волной с  $m = 1$ , величины одного порядка.

В противоположность первой гармонике амплитуда второй гармоники меридионального ветра в стратосфере достигает более высоких значений, чем у зонального ветра. Хотя это превышение и небольшое, всего несколько м/с, но оно наблюдается практически в течение всего года как в СП, так и в ЮП. При этом в стратосфере

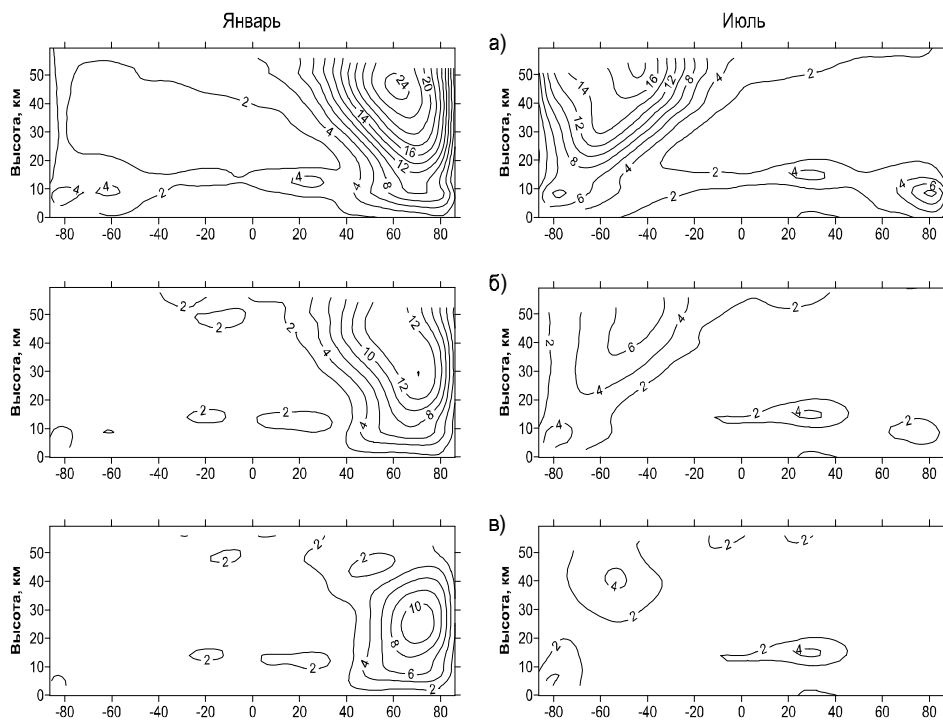


Рис. 5. Высотно-широтное распределение амплитуд меридионального ветра (м/с): а)  $V_2^d$ ; б)  $V_2^d$ ; в)  $V_2^d$  (отрицательные широты соответствуют ЮП)

волновая активность квазистационарных мод в СП в 2–3 раза больше, чем в ЮП, где в течение всего года амплитуды  $U_2^y$  и  $V_2^y$  не превышают 3–4 м/с. Исключение составляет область верхней стратосферы в широтной зоне 20–40° ю.ш., где в период с августа по октябрь амплитуда второй гармоники зонального ветра достигает 5–6 м/с.

Однако для волн, обусловленных межсуточной изменчивостью, с волновым числом  $m = 2$  соотношение между полушариями совершенно иное. Если для зонального ветра при сравнимых межполушарных значениях максимум наблюдается в северном полушарии, то для меридионального ветра наблюдаются одинаковые значения максимума амплитуды  $V_2^d = 24$  м/с в ЮП в сентябре, а в СП – в январе. Таким образом, пространственная возмущенность полей зонального и меридионального ветра, обусловленная волной с  $m = 2$ , существенно отличается для стационарных и нестационарных волн.

В целом для полей зонального и меридионального ветра нестационарность первой гармоники более выражена в верхней стратосфере, чем в нижней. В большей мере она проявляется в ЮП, чем в СП. Однако максимальные значения амплитуды  $U_1^d$  и  $V_1^d$  превышают  $U_1^y$  и  $V_1^y$  не более чем в 1.5 раза. Для второй гармоники межсуточная изменчивость проявляется гораздо сильнее:  $U_2^d$  и  $V_2^d$  превышает  $U_2^y$  и  $V_2^y$  в 4–10 и даже более раз.

Сравнение полученных нами результатов для меридионального ветра с результатами работы [7] приводит к тем же выводам, что и для зонального ветра. Они подтверждаются также аналогичным анализом межгодовой изменчивости и трендами (рис. 6). За рассматриваемый период наблюдается усиление волновой активности в поле меридионального ветра, которое происходит за счет усиления

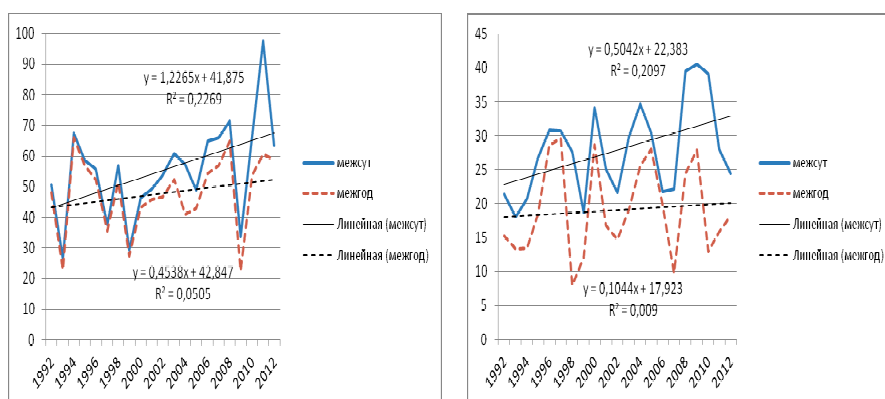


Рис. 6. Межгодовая изменчивость максимальных значений амплитуд меридионального ветра (м/с)  $V_1^d$  и  $V_1^m$  (слева),  $V_2^d$  и  $V_2^m$  (справа) и их линейные тренды в январе

межсезонной изменчивости волновых возмущений с временными масштабами планетарных волн (2–30 сут).

При этом если для первой гармоники максимальные значения амплитуд  $U_1^d$ ,  $V_1^d$  и  $U_1^m$ ,  $V_1^m$  имеют сопоставимые значения, то для второй гармоники максимальные амплитуды меридионального ветра  $V_2^d$  и  $V_2^m$  существенно превышают максимумы амплитуд зонального ветра  $U_2^d$  и  $U_2^m$  (рис. 3 и 6).

Наблюдаемое в последние годы в стратосфере нарастание волновой активности с временными масштабами планетарных волн в поле зонального и особенно в поле меридионального ветра имеет большое значение для динамического режима вышележащих слоев атмосферы. Усиление возмущенности стратосферы, обусловленное планетарными волнами, неизбежно будет оказывать воздействие на циркуляцию мезосферы – нижней термосферы.

### 3. Выводы

1. Высотно-широтные распределения амплитуд двух старших мод зонального и меридионального ветра существенно отличаются по структуре, что обусловлено индивидуальными особенностями рассматриваемых физических полей.

2. В СП наблюдаются более высокие значения амплитуд пространственных планетарных волн зонального и меридионального ветра как для первой, так и для второй гармоники. Исключение составляет меридиональный ветер для планетарных волн, обусловленных межсезонной изменчивостью, с  $m = 2$ , максимум амплитуды которых наблюдается в южном полушарии в сентябре. В верхней стратосфере максимум амплитуды первой гармоники наблюдается зимой северного полушария и весной южного.

3. Нестационарность динамических полей, обусловленная волновыми возмущениями с временными масштабами планетарных волн, более выражена в верхней стратосфере, чем в нижней. Она значительнее в ЮП по сравнению с СП. Межсезонная изменчивость также заметнее для второй гармоники зонального и меридионального ветра, чем для первой.

4. Амплитуды первых гармоник зонального и меридионального ветра – величины одного порядка, тогда как амплитуда второй гармоники меридионального ветра в стратосфере достигает более высоких значений, чем зонального.

5. Установлено, что в период 1992–2011 гг. в полях зональной и меридиональной компонент преобладающего ветра в стратосфере имеет место усиление волновой



активности за счет нестационарных волновых возмущений с временными масштабами планетарных волн.

Авторы благодарны Центру атмосферных данных Великобритании (BADC) за доступ к данным Met Office UARS Pressure Level Data.

Работа выполнена при поддержке ФЦП № 14.А18.21.1266.

### Summary

*V.V. Guryanov, A.N. Fakhruddinova.* The Altitudinal and Latitudinal Structure of the Planetary Waves of a Wind Field in the Stratosphere.

In this article, we propose an empirical model for the planetary waves of prevailing zonal and meridional winds with zonal wave numbers  $m = 1, 2$  in the layer located at the isobaric surface height of 0.316 hPa above ground level. The model is based on the UK Met Office daily data on zonal and meridional winds for the period from 1992 till 2011 for the Northern and Southern hemispheres. The approaches and methods used for the processing of the initial fields allowed us to identify and analyze separately wave disturbances caused by interday and interannual variability, and the quasi-stationary component of the harmonics under study. The analysis showed that the altitudinal and latitudinal amplitude distributions of each of the harmonics of zonal and meridional winds differ considerably in structure. In this work, we describe the physical mechanisms explaining the individual characteristics of the fields under consideration. The trends of the maximum amplitudes of zonal and meridional winds in the stratosphere show that in 1992–2011, there was an amplification of the wave activity of both harmonics due to the non-stationary wave disturbances with the time scales of planetary waves (2–30 days). The established peculiarities of wave disturbances in the fields of zonal and meridional winds in the stratosphere with the time scales of planetary waves can be used for the construction of a new reference model of the middle atmosphere at an altitude interval of 10–55 km.

**Keywords:** planetary waves, zonal wind, meridional wind, middle atmosphere.

### Литература

1. Атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 510 с.
2. CIRA 1972: COSPAR International Reference Atmosphere 1972. – Berlin: Akad.-Verlag, 1972. – 450 p.
3. *Barnett J.J., Corney M.* Middle atmosphere reference model derived from satellite data // Handbook for MAP. – 1985. – V. 16. – P. 47–85.
4. *Barnett J.J., Corney M.* Planetary waves // Handbook for MAP. – 1985. – V. 16. – P. 86–143.
5. *Jacobi Ch., Fröhlich K., Portnyagin Y., Merzlyakov E., Solovjova T., Makarov N., Rees D., Fakhruddinova A., Guryanov V., Fedorov D., Korotyshkin D., Forbes J., Pogoreltsev A., Kürschner D.* Semi-empirical model of middle atmosphere wind from the ground to the lower thermosphere // Adv. Space Res. – 2009. – V. 43, No 2. – P. 239–246.
6. *Barnett J.J., Chandra S.* COSPAR International Reference Atmosphere Grand Mean // Adv. Space Res. – 1990. – V. 10, No 12. – P. 7–10.
7. *Гурьянов В.В., Факрутдинова А.Н.* Высотно-широтная структура планетарных волн в стратосфере и тропосфере // Георесурсы. – 2006. – № 4(21). – С. 36–39.
8. *Guryanov V.V., Fakhruddinova A.N.* Height and time variability of planetary wave activity // Adv. Space Res. – 2009. – V. 43, No 3. – P. 401–412.

9. *Гурьянов В.В., Фахрутдинова А.Н., Пшеничный П.В.* Пространственно-временная изменчивость термодинамических полей в стратосфере // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Физ.-матем. науки. – 2008. – Т. 150, кн. 3. – С. 21–35.
10. *Swinbank R., O'Neill A.* A stratosphere-troposphere data assimilation system // Mon. Weather Rev. – 1994. – V. 122. – P. 686–702.
11. *Peters D., Vargin P., Körnich H.* A study of the zonally asymmetric tropospheric forcing of the austral vortex splitting during September 2002 // Tellus A. – 2007. – V. 59, No 3. – P. 384–394.
12. *Канухина А.Ю., Нечаева Л.А., Суворова Е.В., Погорельцев А.И.* Климатические тренды температуры, зонального потока и стационарных планетарных волн по данным NCEP/NCAR реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т. 43, № 6. – С. 754–763.
13. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteorol. Soc. – 1996. – V. 77, No 3. – P. 437–471.

Поступила в редакцию  
29.10.12

---

**Гурьянов Владимир Владимирович** – кандидат географических наук, доцент кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы, Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия.

E-mail: *Vladimir.Guryanov@ksu.ru*

**Фахрутдинова Антонина Николаевна** – доктор физико-математических наук, профессор, главный научный сотрудник кафедры радиофизики, Казанский (Приволжский) федеральный университет, г. Казань, Россия.

E-mail: *Antonina.Fahrutdinova@ksu.ru*