

ВЫСОТНО-ШИРОТНАЯ СТРУКТУРА ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В СТРАТОСФЕРЕ И ТРОПОСФЕРЕ

Введение

Вплоть до недавнего времени рекомендованной к использованию оставалась справочная модель CIRA 1972 (COSPAR, 1972). Эта зональная модель проверялась на основе ракетных и спутниковых данных в 1970-е годы и пользуется широким признанием у мировой научной общности (Атмосфера, 1991). Вместе с тем были выяснены пределы ее применимости и недостатки. По существу, это была модель северного полушария. Для южного полушария предлагалось использовать модель северного полушария со сдвигом на шесть месяцев. К недостаткам модели CIRA 1972 можно отнести отсутствие данных о меридиональной компоненте ветра.

В значительной степени многие из указанных недостатков модели CIRA 1972 были сняты в первой модели, построенной по спутниковым данным CIRA 1986 (Barnett, Corney, 1985a; 1985b). Она состоит из двух частей. В первой (Barnett, Corney, 1985a) представлена зональная модель, во второй (Barnett, Corney, 1985b) модель немигрирующих планетарных волн в виде амплитуд и фаз температуры и геопотенциальной высоты с зональными волновыми числами $m = 1, 2$. Обе модели дают глобальное покрытие от 80° ю.ш. до 80° с.ш. в диапазоне от подстилающей поверхности до высоты 80 км. Фактически модель CIRA 1986 «сшивалась» из данных, полученных из разных источников.

Целью данной работы является построение модели планетарных волн температуры, зонального и меридионального ветра с использованием разложения Фурье по зональным волновыми числами $m = 1, 2$. В качестве исходных данных использовались ежедневные данные архива Met Office Stratospheric Assimilated Data для северного и южного полушарий за период 1992 – 2002 в слое 1000 – 0,316 гПа (примерно 0 – 55 км).

В предлагаемой модели по сравнению с CIRA 1986 (в интервале высот 0 – 55 км) используются новые, более надежные ежедневные данные (синхронные для тропосферы и стратосферы обоих полушарий), полученные по единой методике за 11-ти летний период (Swinbak, 1994) с глобальным покрытием от $87,5^\circ$ ю.ш. до $87,5^\circ$ с.ш. для температуры и от $88,75^\circ$ ю.ш. до $88,75^\circ$ с.ш. для ветра. Модель включает стационарные планетарные волны зональной и меридиональной компонент скорости ветра, а также нестационарные волны рассматриваемых термодинамических параметров, обусловленные межсуточной и межгодовой изменчивостью с зональными волновыми числами $m = 1, 2$.

Методика расчетов

Вычисление средних многолетних (1992 – 2002) значений амплитуд зональных гармоник рассматриваемых параметров было выполнено следующими способами:

1) по ежедневным (12 часов GMT) исходным данным рассчитываются ежедневные значения амплитуд, затем они усредняются в пределах календарного месяца отдельного

года, после чего по среднемесячным значениям находят-ся средние за рассматриваемый период амплитуды для данного месяца (нестационарные волны, обусловленные межсуточной изменчивостью);

2) по ежедневным данным для отдельного года рассчитываются среднемесячные поля метеорологических элементов, по ним определяются амплитуды, по которым вычисляются средние за рассматриваемый период значения (нестационарные волны, обусловленные межгодовой изменчивостью);

3) по ежедневным данным для отдельного года рассчитываются среднемесячные поля метеорологических элементов, затем они усредняются за весь период, по полученным средним полям вычисляются амплитуды зональных гармоник для каждого месяца (стационарные волны).

В настоящей работе по данным Met Office были рассчитаны амплитуды зональных гармоник температуры (A_T , A_{T_2}), зонального (A_{u_1} , A_{u_2}) и меридионального (A_{v_1} , A_{v_2}) ветра для волновых чисел 1 и 2. Для обобщенного обозначения амплитуд метеорологического элемента f с волновыми числами 1 и 2 будем использовать обозначения A_1 и A_2 . Обозначим амплитуды, рассчитанные первым способом $A_1^{(1)}$, $A_2^{(1)}$, вторым – $A_1^{(2)}$, $A_2^{(2)}$ и третьим – $A_1^{(3)}$, $A_2^{(3)}$, а взятые из модели CIRA 1986 – A_1^{CIRA86} и A_2^{CIRA86} . Исходя из физических соображений должно выполняться условие $A^{(1)} > A^{(2)} > A^{(3)}$.

Высотно-широтное распределение амплитуды планетарных волн

Температура. На рисунках 1 и 2 для января и июля (за период 1992 – 2002 гг.) представлено сравнительное (для всех трех способов расчета: $A_T^{(1)}$, $A_T^{(2)}$ и $A_T^{(3)}$) высотно-широтное распределение амплитуд зональных гармоник температуры с волновыми числами 1 и 2 соответственно. Независимо от способа расчета для пространственных вариаций поля температуры характерно наличие ряда особенностей. Наиболее заметной отличительной чертой термического поля является наличие двух максимумов амплитуды A_T в нижней и верхней стратосфере внетропических широт в холодный период, особенно для северного полушария. При этом в северном полушарии с ноября по январь нижний максимум интенсивнее верхнего, в феврале они примерно одинаковы, а в весенний период (март – апрель) имеет место обратное соотношение: верхний максимум превалирует над нижним. Наибольшего значения $A_T^{(1)} = 16,2^\circ\text{C}$ достигает в декабре на высоте 27,3 км и широте 65° с.ш. (нижний максимум).

Как видно из рис. 1, для волны $m = 1$ в январе в северном полушарии нестационарность в большей мере проявляется в верхней стратосфере, чем в нижней, т.к. для верхнего максимума разность $A_T^{(1)} - A_T^{(3)}$ составляет около 4°C , а для нижнего максимума всего 1°C . Для южного полушария в холодный период (Рис. 1, июль) нестационарность характерна для всей внетропической стратосферы в целом. При

этом максимальные значения амплитуды волны $m = 1$ наблюдаются в весенний период. Наибольшего значения $A_{T_1}^{(1)} = 14,8^\circ\text{C}$ достигает в октябре на высоте 17,9 км и широте 65° ю.ш. (нижний максимум).

Для второй гармоники температуры нестационарность в стратосфере (особенно в верхней) более выражена, чем для первой гармоники (Рис. 2).

Сравнение $A_{T_1}^{(3)}$ с моделью CIRA 1986 показывает хорошее количественное соответствие. Высотно-широтное распределение $A_{T_1}^{CIRA 86}$ так же имеет два хорошо выраженных высотных максимума во внетропической стратосфере северного полушария в январе примерно на тех же высотах и с той же интенсивностью. Однако очаги $A_{T_1}^{CIRA 86}$ расположены примерно на 5° севернее, чем $A_{T_1}^{(3)}$.

Хорошее количественное и пространственное соответствие между $A_{T_1}^{(3)}$ и $A_{T_1}^{CIRA 86}$ наблюдается так же и в июле в южном полушарии, тогда как в северном полушарии южнее 40° с.ш. в верхней стратосфере интенсивность $A_{T_1}^{(3)}$ на $1 - 1,5^\circ\text{C}$ выше, чем $A_{T_1}^{CIRA 86}$. Для летней стратосферы это достаточно существенная величина.

Для второй гармоники температуры высотно-широтные распределения $A_{T_2}^{(3)}$ и $A_{T_2}^{CIRA 86}$ в качественном отношении достаточно близки. Однако по величине $A_{T_2}^{CIRA 86}$ примерно в 2 раза больше, чем $A_{T_2}^{(3)}$. Сказанное справедливо как для северного, так и для южного полушария для января и июля.

Амплитуда A_{T_2} в стратосфере обоих полушарий меньше амплитуды A_{T_1} . При этом отношение A_{T_1}/A_{T_2} существенно зависит от высоты, сезона и характера волновых колебаний, и может колебаться от 4 (для $A_{T_1}^{(1)}$) и до 7 (для $A_{T_1}^{(3)}$) в областях наибольшей интенсивности северного полушария. В южном полушарии для квазистационарных волн ($A_{T_1}^{(3)}$) это соотношение в 2 раза больше.

Зимой северного полушария в нижней стратосфере второй гармоники температуры не свойственна стационарность. Здесь амплитуда $A_{T_2}^{(1)}$ более чем в 2 раза превышает амплитуду $A_{T_2}^{(3)}$. В верхней стратосфере нестационарность, обусловленная второй гармоникой температуры, существенно больше. Это, возможно, связано с отражением волны $m = 2$ в верхней стратосфере во время стратосферных потеплений (Тарасенко, 1988).

В летний период северного и южного полушарий волновая активность второй гармоники в стратосфере ослаблена и проявляется лишь в тропосфере.

Зональный ветер. На рисунках 3 и 4 также в среднемесячном осреднении (за период 1992 – 2002 гг.) представлено высотно-широтное распределение амплитуд зональных гармоник зонального ветра с волновыми числами 1 и 2. Амплитуда обеих гармоник зонального ветра достигает более высоких значений в северном полушарии, чем в южном. Это относится как к стратосфере, так и к тропосфере. В верхней стратосфере амплитуда $A_{u_1}^{(1)}$ достигает максимальных значений $40 - 45$ м/с в северном полушарии в декабре, а амплитуда $A_{u_1}^{(3)}$ максимальна в январе, достигая значений 35 м/с. В южном полушарии нестационарная мода $A_{u_1}^{(1)}$ достигает максимума 35 м/с в сентябре, а квазистационарная $A_{u_1}^{(3)}$ со значением 25 м/с в сентябре – октябре.

Высотно-широтное распределение волновой активности зонального ветра существенно отличается от распределения температуры наличием двух широтных максимумов амплитуды зонального ветра с примерно одинаковой интенсивностью в средней и верхней стратосфере обоих полушарий в холодный период. При этом эти очаги макси-

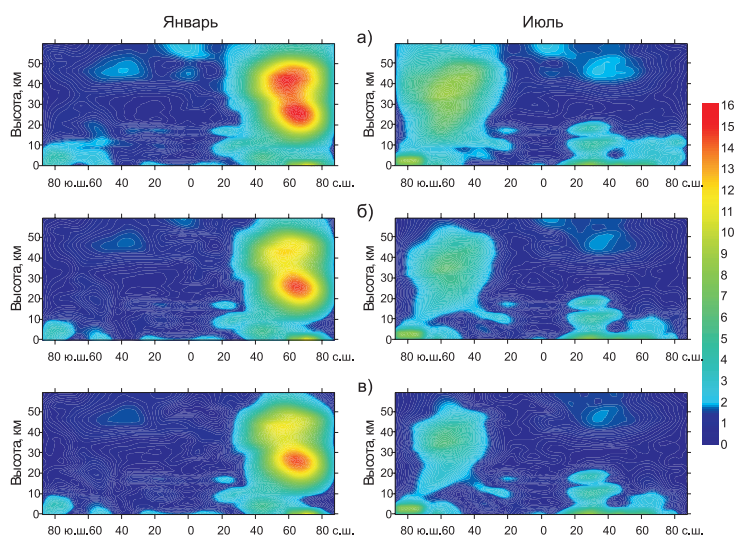


Рис. 1. Высотно-широтное распределение амплитуд температуры ($^\circ\text{C}$); а) $A_{T_1}^{(1)}$, б) $A_{T_1}^{(2)}$, в) $A_{T_1}^{(3)}$.

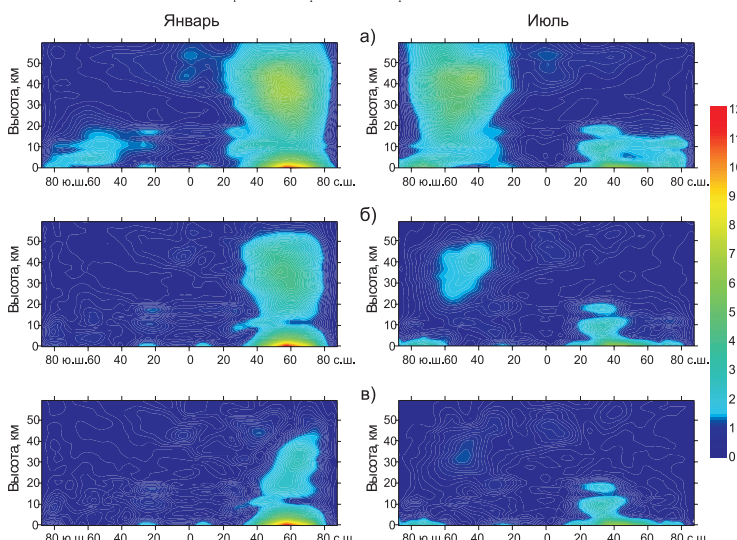


Рис. 2. Высотно-широтное распределение амплитуд температуры ($^\circ\text{C}$); а) $A_{T_2}^{(1)}$, б) $A_{T_2}^{(2)}$, в) $A_{T_2}^{(3)}$.

мальных значений амплитуды разделены областями локального минимума, которые располагаются на широтах $65 - 70^\circ$ с.ш. и $60 - 65^\circ$ ю.ш. соответственно для волны $m = 1$ и на несколько градусов ближе к экватору для волны $m = 2$. Один из указанных максимумов расположен в полярной области,

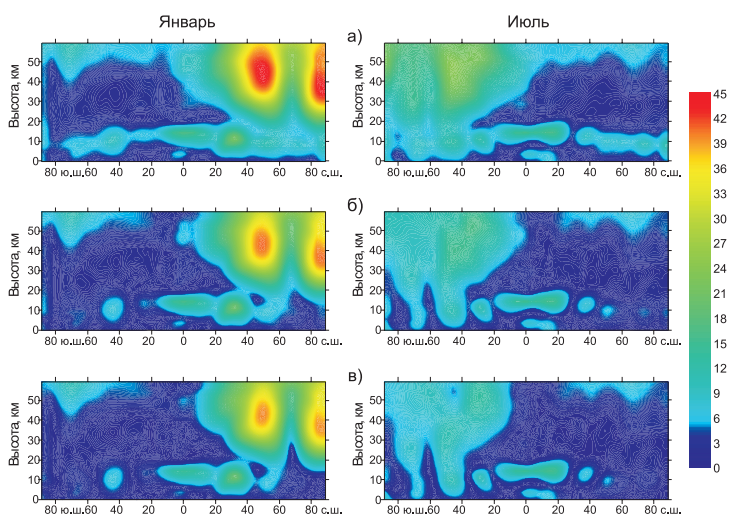


Рис. 3. Высотно-широтное распределение амплитуд зонального ветра (м/с); а) $A_{u_1}^{(1)}$, б) $A_{u_1}^{(2)}$, в) $A_{u_1}^{(3)}$.

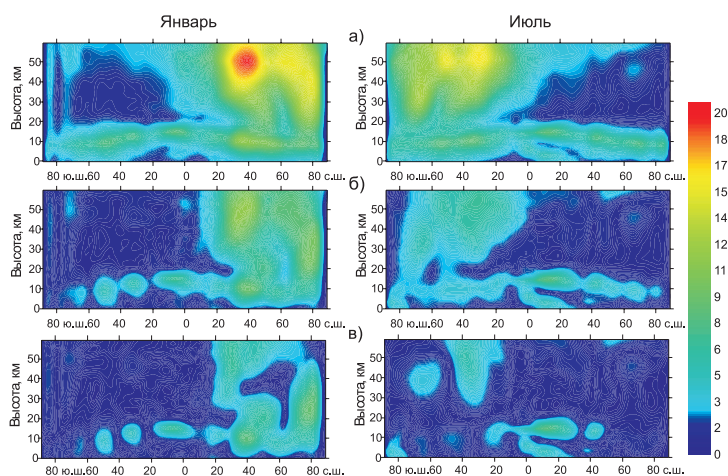


Рис. 4. Высотно-широтное распределение амплитуд зонального ветра (м/с); а) $A_{u_2}^{(1)}$, б) $A_{u_2}^{(2)}$, в) $A_{u_2}^{(3)}$.

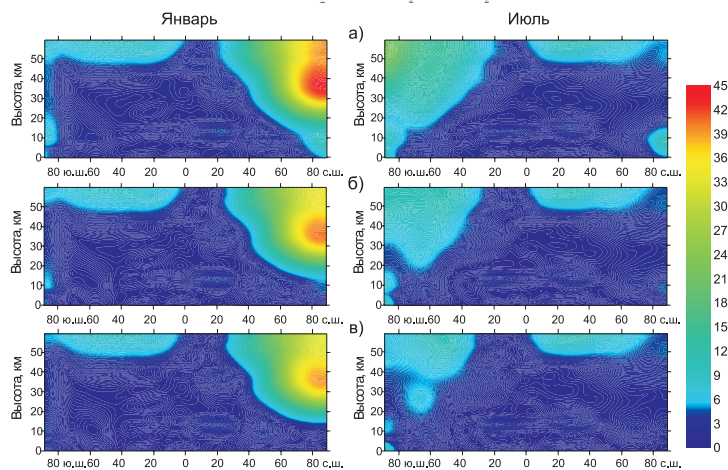


Рис. 5. Высотно-широтное распределение амплитуд меридионального ветра (м/с); а) $A_{v_1}^{(1)}$, б) $A_{v_1}^{(2)}$, в) $A_{v_1}^{(3)}$.

а другой в умеренных широтах. Такая структура наблюдается с октября по март в стратосфере северного полушария и с августа по ноябрь в стратосфере южного полушария.

В большей мере присутствие двух широтных очагов характерно для волны $m = 1$. 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. Высокоширот-

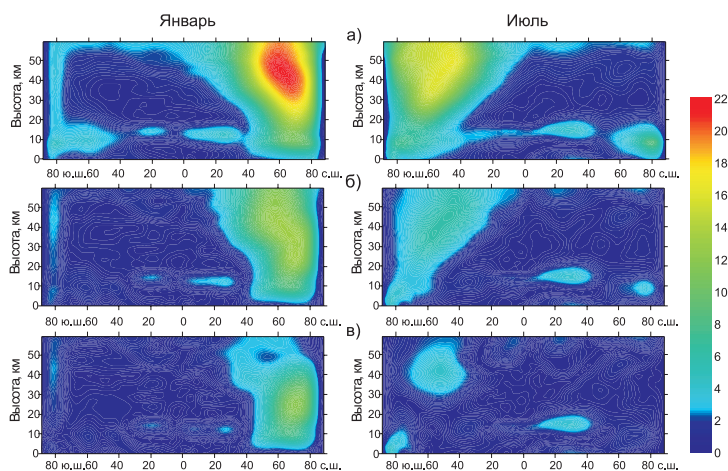


Рис. 6. Высотно-широтное распределение амплитуд меридионального ветра (м/с); а) $A_{v_2}^{(1)}$, б) $A_{v_2}^{(2)}$, в) $A_{v_2}^{(3)}$.

ный 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 частая 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. 3 и 4. Аналогичные процессы имеют место в южном полушарии.

Высотно-широтное распределение амплитуды второй гармоники зонального ветра имеет более сложную структуру. В зимний период северного полушария для $A_{u_2}^{(3)}$ 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), 20 км и 50° с.ш. (6 м/с), 25 км и 75 – 80° с.ш. (8 м/с). Для второй гармоники зонального ветра в течение всего года наблюдаются высокие значения в области тропопаузы.

Меридиональный ветер. На рисунках 5 и 6 дано сравнительное высотно-широтное распределение амплитуд зональных гармоник меридионального ветра с волновыми числами 1 и 2 для нестационарных и квазистационарных мод. Как для зонального ветра и температуры, амплитуда первой гармоники меридионального ветра достигает более высоких значений в северном полушарии, чем в южном 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 $A_{v_1}^{(1)}$ достигает наибольших значений около 40 м/с с декабря по февраль в северном полушарии и 35 м/с в сентябре в южном полушарии. Квазистационарная мода $A_{v_1}^{(3)}$ в северном полушарии максимальна в январе (35 м/с), а в южном – в сентябре-октябре (25 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 для нестационарных волн). Таким образом, пространственная возмущенность полей зонального и меридионального ветра, обусловленная волной $m = 1$, имеет один порядок величины.

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 для всего года как в северном, так и в южном полушарии для нестационарных и квазистационарных мод. При этом в стратосфере волновая активность квазистационарных мод в северном полушарии в 2 – 3 раза больше, чем в южном, где в течение всего года амплитуды $A_{u_2}^{(3)}$ и $A_{v_2}^{(3)}$ не превы-

Яльчик – 2007

XIV Всероссийская
конференция

СТРУКТУРА И
ДИНАМИКА
МОЛЕКУЛЯРНЫХ
СИСТЕМ

V Всероссийская школа
молодых ученых

ХИМИЯ, СТРУКТУРА И
ДИНАМИКА
МОЛЕКУЛЯРНЫХ
СИСТЕМ

Пансионат Яльчик,
25 – 29 июня, 2007 г.

Традиционная ежегодная конференция посвящена вопросам исследования характеристик молекулярного движения в гетерогенных средах. Научная программа включает обзорные лекции, пленарные и устные доклады, стендовые сообщения по темам: структура и динамика полимерных систем, синтез, структура и динамика дендримеров, водорастворимые полимеры, полимерные сетки, биополимеры и биосистемы, наноструктуры и слоистые материалы и др.

II Инновационный
Всероссийский
семинар

НАУКА – ФУНДАМЕНТ
РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ ТЕХНО-
ЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РОССИИ

Пансионат Яльчик, 30 июня, 2007г.

Инновационный бизнес, новые технологии,
промышленность, производство,
добыча и переработка нефти и газа,
нефтехимия, медицина
и медицинская техника,
научное приборостроение

Пред. оргкомитета: Скирда В.Д.
Vladimir.Skirda@ksu.ru

Отв. исполнитель: Васильев Г.П.
Gennady.Vasilev@ksu.ru,
тел. (843)2315189

шают 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 нестационарных волн с волновым числом 2 соотношение между полушариями совершенно иное. Для зонального ветра при сравнимых межполушарных значениях максимум наблюдается в северном полушарии, то для меридионального ветра максимум амплитуды $A_2^{(1)} = 22$ м/с наблюдается в южном полушарии в сентябре. Это на 2 м/с больше январского максимума $A_2^{(1)}$ северного полушария. Таким образом, пространственная возмущенность полей зонального и меридионального ветра, обусловленная волной $m = 2$ 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 южном полушарии, чем в северном. Однако максимальные значения амплитуды $A_1^{(1)}$ превышают $A_1^{(3)}$ не более, чем в 1,5 раза. Для второй гармоники нестационарность проявляется гораздо сильнее: $A_2^{(1)}$ превышает $A_2^{(3)}$ в 4 – 10 и даже более раз.

Выводы

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

2. В северном полушарии наблюдаются более высокие значения амплитуд пространственных планетарных волн температуры, зонального и меридионального ветра как для первой, так и для второй гармоники. Исключение составляет меридиональный ветер для нестационарной моды $m = 2$, максимум амплитуды которой наблюдается в южном полушарии в сентябре. В верхней стратосфере максимум амплитуды первой гармоники наблюдается зимой северного полушария и весной южного.

3. Нестационарность термодинамических полей больше проявляется в верхней стратосфере по сравнению с нижней, в южном полушарии по сравнению с северным и для второй моды по сравнению с первой.

4. Пространственная возмущенность полей зонального и меридионального ветра, обусловленная волной $m = 1$ имеет один порядок величины, тогда как амплитуда второй гармоники меридионального ветра в стратосфере достигает более высоких значений, чем зонального.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 04-05-65069. Мы благодарны Центру атмосферных данных Великобритании (BADC) за доступ к данным Met Office UARS Pressure Level Data.

Литература

- Атмосфера. Справочник. Л.: Гидрометеиздат. 1991.
Тарасенко Д.А. Структура и циркуляция стратосферы и мезосферы северного полушария. Л.: Гидрометеиздат. 1988.
Barnett J.J., Corney M. Middle atmosphere reference model derived from satellite data. *Handbook for MAP*. v. 16. 1985a. 47-85.
Barnett J.J., Corney M. Planetary waves. *Handbook for MAP*. v. 16. 1985b. 86-143.
COSPAR. *International Reference Atmosphere – CIRA 1972* – Berlin. Acad. Verlag. 1972.
Swinbank R., A. O'Neill. A stratosphere-troposphere data assimilation system. *Monthly Weather Review*. 122. 1994. 686-702.

