

Пространственно-временная изменчивость спектров зонального ветра в нижней и средней атмосфере по данным реанализа ERA5

В.В. Гурьянов

Казанский (Приволжский) федеральный университет,
Россия, 420097, Казань, ул. Товарищеская, 5

Адрес для переписки: vv@kpfu.ru

Реферат. Выполнено исследование пространственно-временной изменчивости волновой природы поля зонального ветра в тропосфере, стратосфере и нижней мезосфере Северного (СП) и Южного (ЮП) полушарий (в слое 1000-0.01 гПа, 51 изобарическая поверхность) для двух пятимесячных временных интервалов (ноябрь-март и май-сентябрь, 151 сутки каждый) за 1978-2025 гг. по ежечасным данным реанализа ERA5. Исследование основано на спектральном подходе Хаяши, который позволяет выразить плотность мощности волнового поля через частоту и зональное волновое число k . С его помощью были выделены стоячая (S) и распространяющиеся на восток (E) и на запад (W) волновые компоненты зонального ветра. В области высоких частот статистически обоснованно выделяются приливные компоненты: суточный ($k = 1$), полусуточный ($k = 2$) и третьсуточный ($k = 3$) периоды колебаний с наибольшими значениями амплитуд для волн W. Амплитуда суточного прилива волн W достигает максимальных значений более $320 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в полярной мезосфере летнего полушария. Для ЮП наблюдается вторичный максимум $275 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на 65° ю.ш. в слое 0.5-0.05 гПа. Очаги высоких значений полусуточного прилива расположены в верхней стратосфере – нижней мезосфере симметрично относительно экватора на $45\text{--}55^\circ$ в зимнем полушарии и достигают $220 \text{ м}^2/\text{с}^2$. В структуре третьсуточного прилива выделяются два широтных максимума для обоих пятимесячных периодов на верхней границе рассматриваемого слоя 0.01 гПа. В период ноябрь-март один очаг ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$) располагается в умеренных широтах СП с центром около 50° с.ш., а другой, более интенсивный ($90 \text{ м}^2/\text{с}^2$) около 15° ю.ш. Для периода май-сентябрь наблюдается определенная зеркальная симметрия широтного положения этих очагов: $60 \text{ м}^2/\text{с}^2$ около $55\text{--}60^\circ$ ю.ш. и более интенсивный ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$) около 20° с.ш. Среди приливов наибольший (отрицательный) тренд (до $-25 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет на $45\text{--}55^\circ$ с.ш.) имеет полусуточный прилив. Планетарные волны (7-38 суток) для волнового числа $k = 1$ имеют два широтных максимума в стратосфере и нижней мезосфере умеренных и полярных широт зимнего полушария. В СП преобладают стоячие волны, а в ЮП – волны, распространяющиеся на восток. Самые высокие значения спектров наблюдаются для стоячих волн S. При этом среднеширотный максимум волн S ($50 \text{ м}^2/\text{с}^2$) слабее полярного ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$). Такое же соотношение отмечается и для волн E (35 и $50 \text{ м}^2/\text{с}^2$ для умеренных и

полярных широт соответственно) и аналогично для волн W (30 и $45 \text{ м}^2/\text{с}^2$). Для волнового числа $k = 2$ интенсивность стоячих волн в СП примерно в 2 раза выше, чем в ЮП. При этом конфигурация высотно-широтного распределения значительно отличается от волн с $k = 1$, особенно для ЮП. Для $k = 2$ практически отсутствует очаг высоких значений для всех типов волн вблизи полюса. В верхней тропосфере обоих полушарий для волновых чисел больше 3 наблюдаются высокие значения спектров волн E (до $45 \text{ м}^2/\text{с}^2$) в субтропических и умеренных широтах.

Ключевые слова. Приливы, планетарные волны, тропосфера, стратосфера, нижняя мезосфера, спектры Хаяши, климатическая изменчивость.

Spatiotemporal variability of zonal wind spectra in the lower and middle atmosphere based on the ERA5 reanalysis data

V.V. Guryanov

Kazan Federal University,
5, Tovarishcheskaya, 420097, Kazan, Russian Federation

Correspondence address: vv@kpfu.ru

Abstract. A study was conducted on the spatio-temporal variability of the wave nature of the zonal wind field in the troposphere, stratosphere, and lower mesosphere of the Northern (NH) and Southern (SH) Hemispheres (in the 1000-0.01 hPa layer, 51 isobaric surfaces) for two five-month time intervals (November-March and May-September, 151 days each) for the period 1978-2025 using hourly ERA5 reanalysis data. The study is based on the Hayashi spectral approach, which allows us to express the power density of the wave field in terms of frequency and zonal wave number k . This approach was used to identify the stationary (S) and eastward (E) and westward (W) wave components of the zonal wind. In the region of high frequencies, tidal components are statistically reasonably distinguished: diurnal ($k = 1$), semidiurnal ($k = 2$) and terdiurnal ($k = 3$) periods of oscillations with the highest amplitude values for waves W. The amplitude of the diurnal tide of waves W reaches maximum values of more than $320 \text{ м}^2/\text{с}^2$ in the polar mesosphere of the summer hemisphere. For SH, a secondary maximum of $275 \text{ м}^2/\text{с}^2$ at 65°S is observed in the 0.5-0.05 hPa layer. Foci of high values of the semidiurnal tide are located in the upper stratosphere-lower mesosphere symmetrically relative to the equator by $45\text{-}55^\circ$ in the winter hemisphere and reach $220 \text{ м}^2/\text{с}^2$. In the structure of the third-day tide, two latitudinal maxima are distinguished for both five-month periods at the upper boundary of the considered layer of 0.01 hPa. In the November-March period, one focus ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$) is located in the moderate latitudes of the NH with a center of about 50°N , and the other, more intense ($90 \text{ м}^2/\text{с}^2$) about 15°S . For the period May-September, a certain mirror symmetry of the latitudinal position of these foci is observed: $60 \text{ м}^2/\text{с}^2$ about $55\text{-}60^\circ\text{S}$ and more intense ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$) about 20°N . Among the tides, the largest (negative) trend (up to $-25 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ years at $45\text{-}55^\circ\text{N}$) has a semidiurnal tide. Planetary waves (7-38 days) for wave number $k = 1$

have two latitudinal maxima in stratosphere and lower mesosphere of moderate and polar latitudes of winter hemisphere. Standing waves predominate in the NH, while eastward-propagating waves predominate in the SH. The highest spectral values are observed for standing waves S. At the same time, the mid-latitude maximum of waves S ($50 \text{ m}^2/\text{s}^2$) is weaker than the polar ($70 \text{ m}^2/\text{s}^2$). The same ratio is noted for E waves (35 and $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$ for moderate and polar latitudes, respectively) and similarly for W waves (30 and $45 \text{ m}^2/\text{s}^2$). For a wavenumber $k = 2$, the standing wave intensity in the NH is about 2 times higher than in the SH. Moreover, the configuration of the high-latitude distribution is significantly different from waves with $k = 1$, especially for SH. For $k = 2$, there is practically no source of high values for all types of waves near the pole. In the upper troposphere of both hemispheres, for wavenumbers greater than 3, high values of the E wave spectra (up to $45 \text{ m}^2/\text{s}^2$) are observed in subtropical and temperate latitudes.

Keywords. Tides, planetary waves, troposphere, stratosphere, lower mesosphere, Hayashi spectra, and climate variability.

Введение

Волновые процессы играют фундаментальную роль в формировании общей циркуляции атмосферы и климата (Holton, 2004; Baldwin et al., 2018). Спектр атмосферных движений исключительно широк как в пространстве, так и во времени. На разных широтах и высотах могут преобладать разные типы волн. Наиболее важными типами волн в крупномасштабной динамике атмосферы являются волны Россби, Кельвина, гравитационные и смешанные Россби-гравитационные волны (Holton, 2004; Baldwin et al., 2018). Волны Кельвина и смешанные Россби-гравитационные волны играют ключевую роль в формировании квазидвухлетних и полугодовых колебаний в экваториальной стратосфере и мезосфере (Baldwin et al., 2001; Hirota, 1978; Dunkerton, 1982). Во внетропических широтах преобладают волны Россби. Особое место они занимают в динамическом взаимодействии тропосферы и стратосферы в зимнем полушарии. Наиболее длинные волны Россби с зональными волновыми числами 1 и 2 при определенных условиях распространяются из тропосферы в стратосферу. Достигая верхней стратосферы при взаимодействии со средним потоком на критическом уровне зонального ветра, они могут разрушаться (Charney, Drazin, 1961) или поглощаться (Smith, 2019; Plumb, 2021). При разрушении происходит резкая нелинейная трансформация волн, в результате чего происходит передача импульса от волн среднему потоку, выделяется энергия, адиабатически нагревающая стратосферу на десятки градусов за несколько дней (внезапное стратосферное потепление – ВСП). При поглощении (например, за счет радиационного затухания или ионного трения) происходит постепенное затухание амплитуды волны без перемешивания и без резкого выделения тепла. В Северном полушарии ВСП бывают почти каждую зиму (Kumar et al., 2025), а в Южном полушарии циркумполярный вихрь более устойчив и ВСП происходят достаточно редко (Kruger et al., 2005; Hendon et al., 2019). В последние годы обнаружены ВСП, инициирован-

ные волнами с $k = 1$, возбужденными в самой стратосфере вследствие неустойчивости (Qin et al., 2021; Matthies, Riese, 2022). Иногда волны $k = 2$ могут вызвать потепление даже при сильной западной струе (Hirschberg, McIntyre, 2021; Matthies, Riese, 2022). Гравитационные волны способны проникать в мезосферу и нижнюю термосферу.

При исследовании динамики стратосферы и мезосферы необходимо отметить еще один вид волновых движений глобального масштаба – это солнечные термические приливы (Chapman, Lindzen, 1970). В первую очередь они вызваны суточным ходом нагрева атмосферы Солнцем. Главными поглотителями солнечной радиации являются тропосферный водяной пар и стратосферный озон. Также свой вклад вносят источники скрытого тепла, связанные с тропической конвекцией. Основная приливная мода (суточный прилив) связана с суточным 24-часовым периодом (Huang, et al., 2010). В общем случае суточный ход нагрева представляет собой периодическую функцию, которая не имеет форму чистой синусоиды. Ее разложение в ряд Фурье дает, помимо основной частоты, и целочисленные субгармоники: полусуточный (12-часовой) и третьесуточный (8-часовой) приливы.

Для анализа волновых процессов различных временных и пространственных масштабов используются различные методы разложения и декомпозиции метеорологических полей. Одним из таких подходов является пространственно-временной спектральный анализ, предложенный в работе (Hayashi, 1971). Эта методика широко используется в тех случаях, когда надо получить одновременное представление метеорологических данных по периодам (частотам) и волновым числам.

В ряде работ спектральное разложение Хаяши использовалось для анализа геопотенциальной высоты на изобарической поверхности 500 гПа по данным наблюдений и численных экспериментов с климатическими моделями. Так, в работе (Fraedrich, Böttger, 1978) рассматривался пространственно-временной спектральный анализ ежедневных данных о геопотенциале на изобарической поверхности 500 гПа (для 50° с.ш.) за пять зимних сезонов 1972-1977 гг. В результате были обнаружены три отдельных спектральных пика. Среди них – стационарные ультрадлинные волны ($k = 1-4$, период около 25 дней), а также распространяющиеся на восток длинные ($k = 5-6$, период около 10 дней) и короткие волны ($k = 7-8$, период 4-6 дней). В (Dell'Aquila et al., 2005) авторы используют классический подход вычисления спектров Хаяши для геопотенциальной высоты на уровне 500 гПа для реанализов NCEP-NCAR и ERA40 для перекрывающихся временных интервалов с 1957 по 2002 год. Исследование изменчивости атмосферы выполнено для зимнего периода (декабрь-январь-февраль) в средних широтах Северного полушария (30-75° с.ш.), где наблюдается основная часть бароклинной и низкочастотной планетарной волновой активности. Затем данные усреднялись по широтному поясу. В работе проводится подробный сравнительный анализ полученных спектров двух реанализов. Основное внимание уделено двум областям (высокие и низкие частоты) всего спектра, где, как считается, на динамику влияют достаточно хорошо различимые процессы. Основные раз-

личия между реанализами наблюдаются до 1973 года. После этого года в высокочастотном спектральном компоненте наблюдается резкое улучшение в отличие от низкочастотного. Это связано, в частности, с развитием самолетных и радиозондовых наблюдений. В статье (Lucarini et al., 2007) приводится сравнение численных экспериментов 19 глобальных климатических моделей поколения IPCC AR4 с реанализами NCEP-NCAR и ERA40 за перекрывающийся период 1962-2000 гг. Выполнен расчет спектров Хаяши для полей геопотенциальной высоты на изобарической поверхности 500 гПа Северного полушария. Сравнение моделей и реанализов основано на глобальных скалярных метриках, характеризующих интегральную меру изменчивости, и метриках ориентированных на конкретные физические процессы. Оказалось, что только две модели высокого разрешения хорошо согласуются с реанализами. В большинстве случаев выявлены значительные смещения (более 20%) между климатологией волн в моделях и реанализами. При этом относительный разброс составляет около 50%. В целом, эта работа стала одной из важных вех в оценке климатических моделей поколения IPCC AR4, указав на систематические ошибки в воспроизведении волновой активности в средних широтах и подчеркнув необходимость повышения разрешения и улучшения параметризаций.

Исследование спектров волновой активности на основе реанализа ERA-Interim было выполнено по данным о геопотенциале в тропосфере и стратосфере Северного полушария для зимнего периода (ноябрь-март) с 1979 по 2016 г. (Гурьянов и др., 2018) для периодов более 2 суток. Выявлена связь эффективных периодов волн (с разными волновыми числами) с активностью внезапных стратосферных потеплений. В верхней тропосфере полярных широт и большей части стратосферы полярных и субполярных широт выявлена статистически значимая положительная корреляция распространяющихся на запад волн и стационарных волн с индексом Атлантической междесятилетней осцилляции.

В последнее время многие исследователи изучали планетарные волны, используя данные одного или нескольких реанализов. Данные реанализа привлекательны тем, что они могут дать наиболее полную информацию о глобальной погоде и климате. В работе (Yu et al., 2019) выполнено исследование квази-10-суточных (Q10DW) и квази-16-суточных (Q16DW) колебаний волновой активности во время финального стратосферного потепления весной 2015 года на основе измерений метеорного радара и данных реанализа ERA-Interim от тропосферы до мезосферы и нижней термосферы (MLT). Было показано, что в стратосфере на 10 гПа волны Q10DW и Q16DW в полях температуры, зонального и меридионального ветра усиливаются и распространяются в направлении полюсов с максимальными амплитудами (8.9 и 9.9 K), (14.3 и 20.3 м/с), (14.4 и 13.4 м/с) для температуры, зонального и меридионального ветра соответственно. Эти пики амплитуды приходятся на период начала финального ВСП. Таким образом, волновая активность должна играть значительную роль в инициировании ВСП посредством взаимодействия волны со средним потоком (Matsuno, 1971). Авторы (Gong et al., 2019) объединили реанализы

нализ MERRA-2 и наблюдения спутника MLS (Aura Microwave Limb Sounder) для статистического исследования волн Q16DW распространяющихся на восток и на запад с волновыми числами 1 и 2 в высоких широтах за 2004-2018 гг. Они выявили сильные квази-16-суточные волны в зимнем полушарии. При этом распространяющиеся волны с волновым числом 1 (W и E) заметны в Северном полушарии, а распространяющиеся на восток волны доминируют в Южном полушарии. На основе 14 событий ВСП установлено, что распространяющиеся на запад Q16DW волны быстро усиливаются в период наступления главных ВСП, что связывается с уменьшением фоновых западных ветров. На основе проведенного анализа авторы делают вывод, что распространяющиеся Q16DW волны (в основном распространяющиеся на запад) способствуют смещению и расщеплению вихря при ВСП для волновых чисел 1 и 2 соответственно. В исследовании (Huang et al., 2021) авторы представили детальную картину глобального распределения распространяющихся на восток и на запад квази-10-суточных волн, используя данные реанализа MERRA-2 от поверхности до средней мезосферы за 2007-2018 гг. для температуры, зонального и меридионального ветра. Были проанализированы амплитуды Q10DW с зональными волновыми числами от -6 до +6 (минус относится к волнам, распространяющимся на запад, а плюс – на восток). Установлено, что доминирующими 10-дневными волнами, распространяющимися от поверхности до средней мезосферы, являются волны W1 ($k = 1$), E1 ($k = 1$) и E2 ($k = 2$). Хотя все активные области для этих трех волн находятся в средних и высоких широтах выше тропосферы. Для волны W1 в поле зонального ветра большие амплитуды чаще наблюдаются в СП по сравнению с ЮП. Они сосредоточены около 30° с.ш. и вокруг северной полярной области. Для волны E1 большие амплитуды наблюдаются в обоих полушариях. При зональном ветре они концентрируются около 45° и вокруг полярных областей. Для волны E2 большие амплитуды наблюдаются в основном в ЮП и сосредоточены около 35° ю.ш. и около 70° ю.ш. В работе (Li et al., 2021) выполнен анализ распространяющейся на запад квази-16-суточной волны (Q16DW) с зональным волновым числом 1 (W1) в тропосфере и стратосфере, используя данные о зональном и меридиональном ветре, температуре и ряде других параметров реанализа ERA-Interim с декабря 2012 по ноябрь 2013 года. Показано, что амплитуды W1 Q16DW в стратосфере больше, чем в тропосфере, и значительные амплитуды наблюдаются в средних и высоких широтах СП. Установлено, что самые сильные колебания зонального ветра, меридионального ветра и температуры наблюдаются в январе в стратосфере СП. Для зонального ветра наблюдаются два пика на 1 ГПа со значением 30.5 м/с на широте 85° с.ш. и 20.7 м/с на 45° с.ш. Более детальный анализ временных изменений W1 Q16DW выявил, что эта волна значительно усилилась во время ВСП в 2012/2013 годах, что, скорее всего, оказало дополнительное воздействие на расщепление смещенного полярного вихря. В работе (Fan et al., 2021) выполнен анализ распространяющейся на запад квази-16-суточной волны (Q16DW) по данным реанализа ERA5 и MLS за 2005-2020 гг. для температуры, зонального и меридионального ветра для волновых чисел от -6 до 6. Как и в (Huang et al., 2021) под-

робно исследуются волны W1, E1 и E2, как волны, имеющие наибольшую амплитуду. Установлено, что в целом распределение для волны E1 имеет примерно симметричную структуру по широте, в то время как для волн W1 и E2 широтная симметрия отсутствует. Для зонального ветра волна W1 более активна в СП, чем в ЮП, а волна E2 наоборот, более активна в ЮП с пиками амплитуд около 40° ю.ш. (50 км) и 70° ю.ш. (35 км). Большие амплитуды волн W1 и E1 в основном наблюдаются в средних и высоких широтах на 50 км. В СП для зонального ветра их центр находится около 45° с.ш., а также вокруг северной полярной области. По данным ERA5 и MLS, для зонального ветра большие амплитуды волны E1 наблюдаются в обоих полушариях. Они сосредоточены на 45° с.ш., 40° ю.ш. и вокруг полярных областей. Таким образом, в СП преобладают волны W1 и E1, в то время как в ЮП преобладают волны E1 и E2.

Изучение стратосферных процессов было выполнено в работах (Варгин, 2003; Alexander, Shepherd, 2010; Baldwin et al., 2018). В (Варгин, 2003) проведён анализ распространяющейся на восток планетарной волны с зональным волновым числом $k = 2$ в средних и высоких широтах Южного полушария в период поздней зимы и весны (август–октябрь). Для этого использовались спутниковые данные об общем содержании озона (ОСО) за периоды с 1979 по 1992 год и с 1996 по 2001 год. Результаты показали, что наблюдаемая в нижней стратосфере распространяющаяся на восток волна с $k = 2$ ответственна за обнаруженные крупномасштабные возмущения ОСО. Анализ межгодовой изменчивости бегущей на восток волны с $k = 2$ выявил, что её период варьировался от 5 до 30 суток, а наибольшая амплитуда в ОСО достигала до 100 Е.Д. и наблюдалась в окрестности широты 60° ю.ш. в течение сентября-октября. В работе (Alexander, Shepherd, 2010) использовались данные о температуре от спутниковой группировки COSMIC GPS-RO для изучения распределения и изменчивости активности планетарных волн в нижней и средней стратосфере (15–40 км) Арктики и Антарктики с сентября 2006 года по март 2009 года. Отдельно рассматривались стационарные и распространяющиеся волны. Изучены их амплитуды, периоды и мелко-масштабное вертикальное распределение. С помощью COSMIC были обнаружены кратковременные (менее двух недель и менее 5 км по вертикали), но значительные увеличения амплитуд планетарных волн, которые регулярно наблюдались в течение всех зим в обоих полушариях. В фундаментальной работе (Baldwin et al., 2018) рассмотрены теоретические и экспериментальные достижения в исследовании стратосферы и мезосферы, особенно в понимании поведения волн и их взаимодействия с фоновым потоком.

Исследование волновых движений различных масштабов необходимо для понимания природы динамических процессов и климатических изменений в стратосфере (Варгин и др., 2015; Kidston et al., 2015; Kodera et al., 2016; Смышляев и др., 2016).

Целью данной работы является климатологическое исследование волновой природы поля зонального ветра нижней и средней атмосферы (1000–0.01 гПа) Северного и Южного полушарий с использованием пространственно-временного разложения. Этот подход позволяет выразить плотность мощно-

сти волнового поля через частоту и зональное волновое число и отдельно выделить стационарную и распространяющиеся на восток и на запад волновые компоненты.

Материалы и методы

Данные

В качестве исходных данных использовались ежечасные данные зонального ветра реанализа ERA5 на стандартных изобарических поверхностях (37 уровней) в слое 1000-1 гПа (Hersbach et al., 2023). Выше 1 гПа и до 0,01 гПа использовались данные 14 модельных уровней (Hersbach et al., 2017). Пространственное разрешение составляло $1^\circ \times 1^\circ$ (градус широты и долготы). Из-за вычислительной трудоемкости расчеты были выполнены для широт с шагом 5° в интервале 85° с.ш. – 85° ю.ш. Спектральные характеристики определялись для двух пятимесячных периодов: ноябрь-март и май-сентябрь, каждый из которых составлял 151 суток и охватывал 47 сезонов. Для ноября-марта использовались данные с 1978/1979 по 2024/2025, а для сезона май-сентябрь брались данные за 1979-2025 годы.

Методика расчетов

Волновые спектральные характеристики были рассчитаны с использованием подхода, разработанного Хаяши (Hayashi, 1971; Dell'Aquila et al., 2005). Для каждого круга широты (35 широт) и каждой изобарической поверхности (51 поверхность), для каждого из двух пятимесячных периодов каждого из 47 лет определялись спектры зонального ветра стоячих (S) и распространяющихся на восток (E) и на запад (W) волн.

Вычисление спектров проводилось по следующему алгоритму.

Для фиксированной изобарической поверхности для данного круга широты можно представить значение зонального ветра $U(\lambda, t)$ в виде следующего ряда Фурье:

$$U(\lambda, t) = U_o(t) + \sum_{k=1}^{\infty} \{C_k(t) \cos(k\lambda) + S_k(t) \sin(k\lambda)\},$$

где k – зональное волновое число.

Для каждого пятимесячного периода запишем спектр мощности в зависимости от зонального волнового числа k и частоты ω для волн, распространяющихся на восток:

$$H_E(k, \omega) = \frac{1}{4} \{P_\omega(C_k) + P_\omega(S_k)\} + \frac{1}{2} Q_\omega(C_k, S_k),$$

и волн, распространяющихся на запад:

$$H_W(k, \omega) = \frac{1}{4} \{P_\omega(C_k) + P_\omega(S_k)\} + \frac{1}{2} Q_\omega(C_k, S_k),$$

где P_ω и $Q_\omega(C_k, S_k) = Q(k, \omega)$ есть соответственно спектр мощности и квадратурный спектр зональных гармоник Фурье зонального ветра $U(\lambda, t)$.

Полный спектр $H_T(k, \omega)$, отражающий суммарную изменчивость рассматриваемых волновых возмущений, получается как сумма распространяющихся на восток и на запад волновых компонент:

$$H_T(k, \omega) = \frac{1}{2} \{P_\omega(C_k) + P_\omega(S_k)\}.$$

Спектр $H_P(k, \omega)$, включающий распространяющиеся волновые колебания, получается как разность между компонентами $H_E(k, \omega)$ и $H_W(k, \omega)$:

$$H_P(k, \omega) = H_E(k, \omega) - H_W(k, \omega) = Q(k, \omega).$$

И, наконец, спектр $H_S(k, \omega)$, обусловленный стоячими волновыми возмущениями, может быть получен в виде разности:

$$H_S(k, \omega) = H_T(k, \omega) - Q(k, \omega).$$

Следует отметить, что спектры $H_T(k, \omega)$ и $H_P(k, \omega)$ хотя и вычислялись на предварительном этапе, однако по соображениям краткости и то, что они являются производными по отношению к базовым характеристикам $H_E(k, \omega)$, $H_W(k, \omega)$ и $H_S(k, \omega)$ (или E, W и S), в данную работу включены не были.

В интервале от 8 часов до 151 суток было выделено 455 частот. Реально частот было больше, но самая верхняя часть спектра (близкая к частоте Найквиста) оказалась зашумлена и была трудно интерпретируема. Поэтому, следуя рекомендациям (Оппенгейм, Шафер, 2006), 25% самых высоких частот были исключены, и самым высокочастотным периодом оказался 8-ми часовой.

Осреднение по времени было выполнено для каждой широты, изобарической поверхности, волнового числа и частоты. В дальнейшем для удобства интерпретации был осуществлен переход от частот к периодам.

Для обобщения большого объема полученных индивидуальных спектров были построены высотно-широтные разрезы спектров E, W и S для каждого волнового числа от 1 до 10 и отдельных спектральных интервалов, которые были определены по схожести их пространственного распределения и исходя из физической природы. При расчете приливов бралось среднее из трех частот – центральная (ближайшая к 24 и 12 часам) и две соседних. Для третьсуточного прилива бралась только одна соседняя частота.

Наряду со средними значениями спектров были рассчитаны характеристики их линейных трендов – коэффициенты наклона линейного тренда (КНЛТ). Области КНЛТ со значимостью более 95% (по Стьюденту) отмечены на рисунках точками.

Для оценки значимости выделения приливных колебаний использовался робастный метод на основе медианы и MAD (Median Absolute Deviation – медиана абсолютных отклонений) на уровне значимости 0.01 (Rousseeuw, Croux, 1993).

Результаты

Приливы

В настоящее время появились современные реанализы, в том числе на смену ERA-Interim пришел реанализ пятого поколения ERA5 с ежечасными данными в слое 1000-0.01 гПа. Как было отмечено выше, при работе с ежечасными данными зонального ветра реанализа ERA5 удалось выделить колебания с периодами, начиная с 8 часов, что соответствует третьсуточному приливу (рис. 3). Также были выявлены колебания, соответствующие суточному (рис. 1) и полусуточному (рис. 2) приливам. До недавнего времени исследование приливных движений проводилось с использованием специальных локальных (Fahrutdinova, 2001) или спутниковых наблюдений. С появлением современных реанализов появилась возможность получить высотно-широтное распределение приливных движений. Одной из работ в этом направлении была работа (Sakazaki et al., 2018), в которой рассмотрены суточный и полусуточный мигрирующие приливы температуры с использованием реанализов (MERRA2, MERRA, JRA-55, ERA-Interim, CFSR) и спутниковых наблюдений.

Как и следовало ожидать в силу существующих физических представлений о мигрирующих приливах, наибольшие значения амплитуд для всех рассмотренных приливов наблюдаются для волн, распространяющихся на запад (W). Поэтому на рис. 1-3 представлены именно эти волны.

Как видно из рис. 1, амплитуда суточного прилива волн W достигает максимальных значений более $300 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в полярной мезосфере летнего полушария при господстве восточных ветров. Для Южного полушария структура области высоких значений несколько отличается от СП, наблюдается вторичный максимум $275 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на 65° ю.ш. в слое 0.5-0.05 гПа. В области стратопазы и чуть выше наблюдаются сравнительно высокие значения W ($100 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в ЮП и $75 \text{ м}^2/\text{с}^2$ в СП), которые распространяются вплоть до 15° от полюса соответствующего полушария. В зимних полушариях суточный прилив существенно слабее ($25\text{-}50 \text{ м}^2/\text{с}^2$ во внетропических и полярных широтах).

Распределение суточного прилива для волн, распространяющихся на восток (E) и для стоячих волн (S) качественно примерно такое же. Однако количественно они существенно меньше, так максимальные значения для волн E и S наблюдаются в нижней полярной мезосфере летнего полушария 28 и $53 \text{ м}^2/\text{с}^2$ соответственно. Это фактически на порядок меньше амплитуды суточного прилива для волн W. Для всех типов волн суточный прилив максимален для волнового числа 1.

На рис. 1в и 1г представлены коэффициенты наклона линейных трендов (КНЛТ) суточных приливов для волн W (точками отмечены области со значимостью 95% и выше). В ЮП в полярной зоне в мезосфере (рис. 1в) наблюдается отрицательный тренд до $-8 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет. В СП, наоборот, преобладает положительный тренд до $5 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет (рис. 1г) с небольшой областью отрицательного тренда в слое 0.05-0.03 гПа.

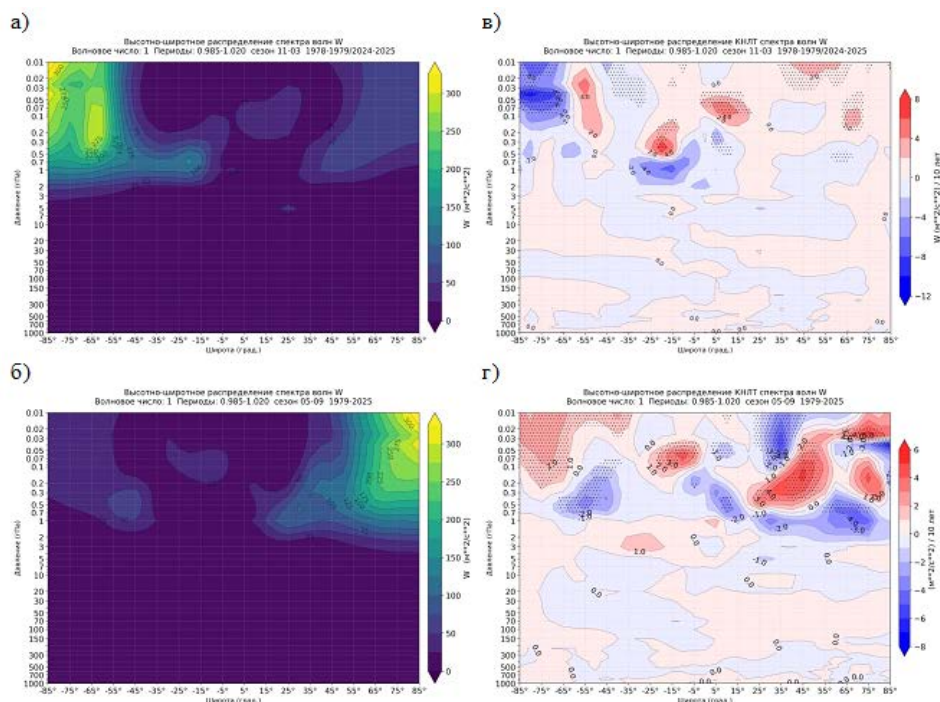


Рисунок 1. Высотно-широтные распределения спектров суточных приливов зонального ветра для волн, распространяющихся на запад (W) за ноябрь-декабрь (а) и май-сентябрь (б), и их линейных трендов – КНЛТ (в) и (г) соответственно. Области КНЛТ со значимостью более 95% отмечены точками

Figure 1. The height-latitude distributions of the spectra of diurnal tides of the zonal wind for waves propagating to the west (W) for November-December (a) and May-September (b) and their linear trends – CSLT (c) and (d), respectively. Areas of CSLT with a significance of more than 95% are marked with dots

Высотно-широтные разрезы полусуточного прилива волн W представлены на рис. 2. Как и для суточного прилива, максимальные значения спектров наблюдаются для волн W. И в соответствии с теорией солнечных приливов это имеет место для волнового числа. Очаги высоких значений расположены в верхней стратосфере-нижней мезосфере симметрично относительно экватора на 45-55° в зимнем полушарии и достигают $200 \text{ м}^2/\text{с}^2$, что примерно в 1.5 раза меньше суточного прилива. Также повышенные значения наблюдаются на верхней границе (0.01 гПа) рассматриваемой области в умеренных и тропических широтах. Летом Северного полушария, максимальные значения амплитуды волн W более $225 \text{ м}^2/\text{с}^2$ наблюдаются на 45-55° с.ш. Для полусуточного прилива наблюдается локальный максимум (около $100 \text{ м}^2/\text{с}^2$) в районе экватора в слое 0.1-0.05 гПа (рис. 2а и 2б). Для этой области характерна дипольная структура линейного тренда: положительные значения (15-20 $\text{м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$) выше 0.1 гПа и отрицательные (-15-20 $\text{м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$) ниже (рис. 2в и 2г). В целом линейные тренды для полусуточных колебаний существенно выше, чем для суточных. В зимнем полушарии они отрицательные и

достигают более $-25 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$ (рис. 2в) на $45\text{--}55^\circ \text{ с.ш.}$ и около $-15 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$ (рис. 2г) на $45\text{--}55^\circ \text{ ю.ш.}$ В летнем полушарии значимые положительные тренды в умеренных широтах выражены только с мая по сентябрь в мезосфере (рис. 2г), где достигают $13 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$.

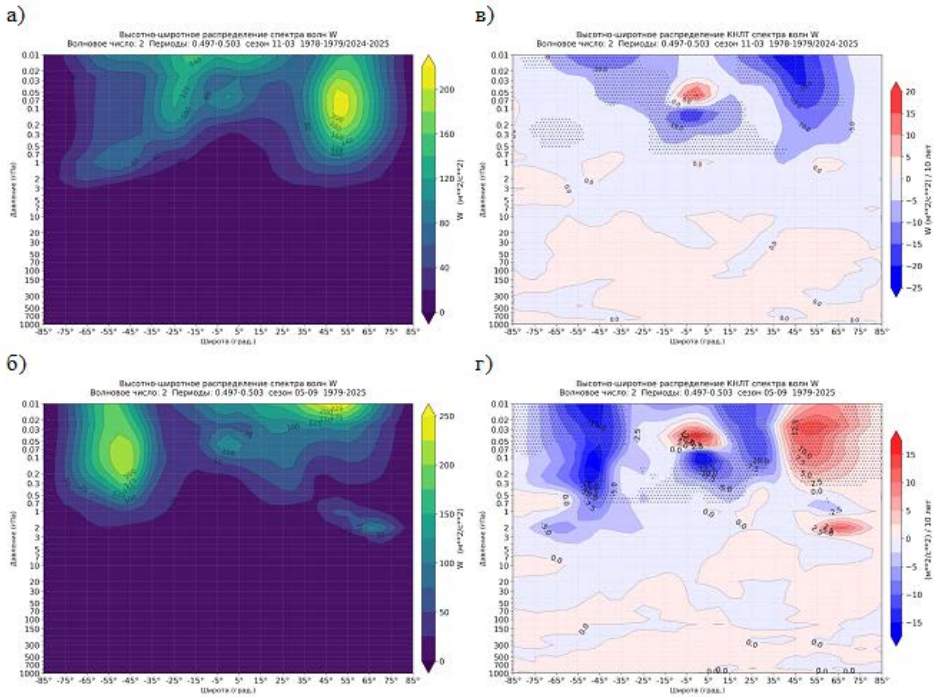


Рисунок 2. Высотно-широтные распределения спектров полусуточных приливов зонального ветра для волн, распространяющихся на запад (W) за ноябрь-декабрь (а) и май-сентябрь (б), и их линейных трендов – КНЛТ (в) и (г) соответственно. Области КНЛТ со значимостью более 95% отмечены точками

Figure 2. The height-latitude distributions of the spectra of semidiurnal tides of the zonal wind for waves propagating to the west (W) for November-December (a) and May-September (b) and their linear trends - CSLT (c) and (d), respectively. Areas of CSLT with a significance of more than 95% are marked with dots

На рис. 3 представлены высотно-широтные разрезы (рис. 3а и 3б) третьесуточных приливов и их линейные тренды (рис. 3в и 3г) для волн W для волнового числа 3. Для других волновых чисел, а также для волн E и S значения спектров на порядок ниже. На рисунках четко выделяются два широтных максимума для обоих пятимесячных периодов на верхней границе рассматриваемого слоя 0.01 гПа. В период ноябрь-март один очаг ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$) располагается в умеренных широтах СП с центром около 50° с.ш. , а другой, более интенсивный ($90 \text{ м}^2/\text{с}^2$) около 15° ю.ш. Для периода май-сентябрь наблюдается определенная зеркальная симметрия широтного положения этих очагов: $60 \text{ м}^2/\text{с}^2$ около $55\text{--}60^\circ \text{ ю.ш.}$ и более интенсивный ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$) около 20° с.ш. Для этих очагов тренды более выражены (рис. 3в). Так, в Южном полушарии (рис. 3г) имеет место значимый отрицательный тренд ($-8 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$, $50\text{--}60^\circ \text{ ю.ш.}$, 0.01 гПа), а в СП значимый положительный ($6 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$, $35\text{--}40^\circ \text{ с.ш.}$, 0.01 гПа).

Как и для полусуточного, для третьсуточного прилива наблюдается локальный максимум ($45\text{--}50 \text{ м}^2/\text{с}^2$) в районе экватора в слое $0.1\text{--}0.05 \text{ гПа}$ (рис. 3а и 3б). Ему соответствует дипольная структура в поведении КНЛТ: положительный очаг ($6 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$) выше 0.01 гПа и отрицательный ($-6 \text{ м}^2/\text{с}^2/10 \text{ лет}$) ниже этого уровня (рис. 3в). На рис. 3г значимая структура сохраняется, но с несколько меньшими значениями. Возможно, этому локальному максимуму в области полугодовых колебаний и не стоило уделять особое внимание, но он появляется и на других периодах, соответствующих временным масштабам планетарных волн для волновых чисел 3–4 (в первую очередь для волн W и в меньшей степени для волн S и, тем более, волн E). Это требует отдельного рассмотрения.

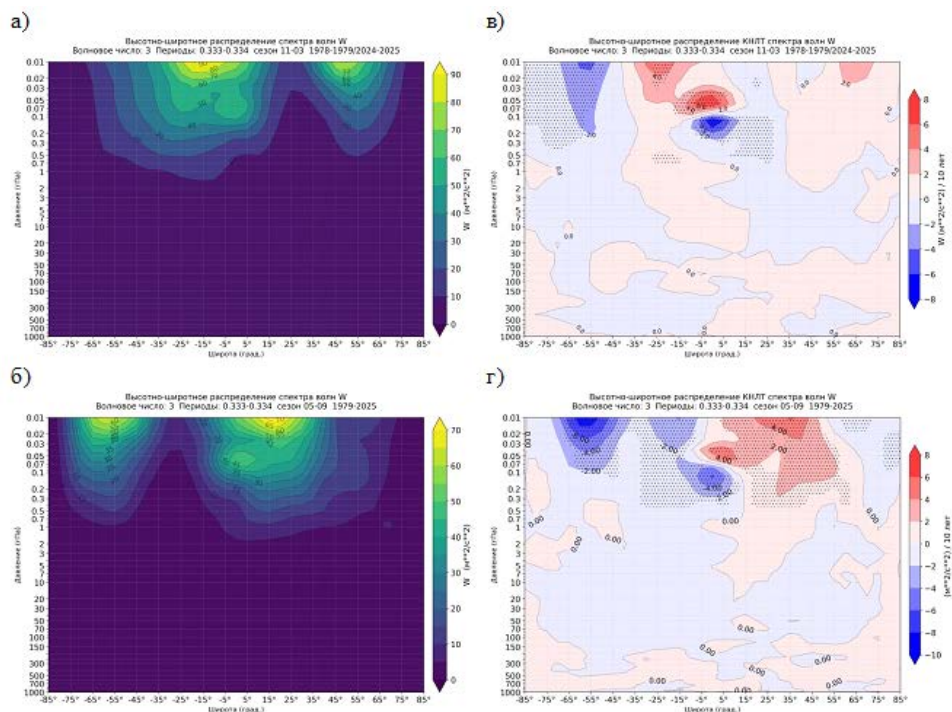


Рисунок 3. Высотно-широтные распределения спектров третьсуточных приливов зонального ветра для волн, распространяющихся на запад (W) за ноябрь-декабрь (а) и май-сентябрь (б), и их линейных трендов – КНЛТ (в) и (г) соответственно. Области КНЛТ со значимостью более 95% отмечены точками

Figure 3. The height-latitude distributions of the spectra of terdiurnal tides of the zonal wind for waves propagating to the west (W) for November-December (a) and May-September (b) and their linear trends - CSLT (c) and (d), respectively. Areas of CSLT with a significance of more than 95% are marked with dots

Приливные движения, в отличие от крупномасштабных планетарных волн, сосредоточены в дискретных временных интервалах. Поэтому для их идентификации необходимо выполнить тщательное исследование статистической значимости. При рассмотрении спектров амплитуд волновых колебаний для фиксированной широты и изобарического уровня наличие приливов (24,

12 и 8 часов) можно рассматривать как выбросы в выборке, соответствующей всем 455 периодам. Для определения статистической значимости выбросов часто используют классический тест Граббса (Grubbs, 1969). Однако он требует, чтобы проверяемая выборка соответствовала нормальному закону распределения. Проверка на нормальность с помощью теста Шапиро-Уилка показала, что ряды амплитуд волн W для всех 455 периодов, соответствующие областям максимальных значений приливов на рис. 1-3, не подчиняются нормальному закону. Поэтому был использован робастный метод на основе медианы и MAD (Median Absolute Deviation – медиана абсолютных отклонений), который рекомендуется в этом случае (Rousseeuw, Croux, 1993). Робастный тест показал, что все приливы являются статистически достоверными при уровне значимости 0.01. Во всех случаях статистика теста почти на порядок превышала критическое значение 4.2. Следует отметить, что и классический метод Граббса показал значимость оценок всех приливов на уровне 0.01. Визуальным подтверждением полученным результатам служат рисунки 4а, 4б и 4в для суточного, полусуточного и третьсуточного приливов соответственно. Для других областей максимальных значений с ноября по март и для сезона май-сентябрь получаются аналогичные результаты. Таким образом, приведенные на рис. 1-3 области максимумов приливов являются значимыми, и полученные результаты статистически обоснованными.

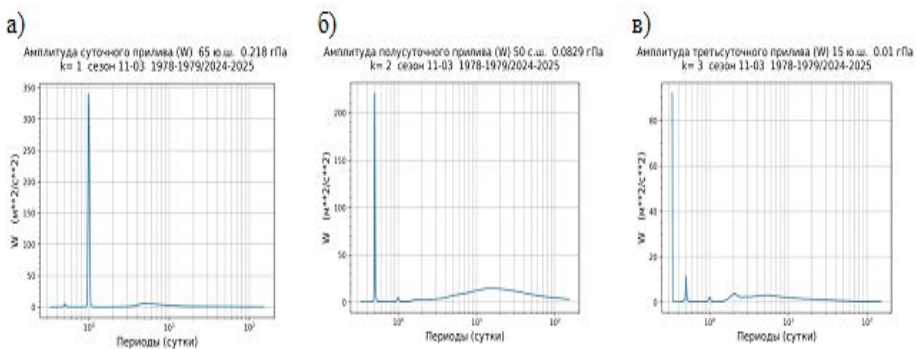


Рисунок 4. Амплитуды суточного (а) (65° ю.ш., 0.218 гПа), полусуточного (б) (50° с.ш., 0.0829 гПа) и третьсуточного (в) (15° ю.ш., 0.01 гПа) приливов зонального ветра для волн, распространяющихся на запад (W) за ноябрь-декабрь

Figure 4. The amplitudes of the diurnal (a) (65° S, 0.218 hPa), semi-diurnal (b) (50° N, 0.0829 hPa) and third-diurnal (c) (15° S, 0.01 hPa) tides of the zonal wind for waves propagating to the west (W) for November-December

Следует отметить, что в данной работе основной целью было показать возможности реанализа ERA5 при климатическом исследовании солнечных приливов и их изменений в зависимости от широты и изобарического уровня и представить их количественные оценки. Более детальные исследования, например, связанные с взаимодействием приливов с циркуляционными факторами, стратосферными потеплениями и др., являются задачей будущих исследований.

Планетарные волны

Помимо солнечных приливов в спектральном интервале, относящемся к коротким периодам до 4 суток, можно выделить относительно высокие значения спектров, в том числе для больших волновых чисел. Так, в Южном полушарии для волн, распространяющихся на восток (E) с периодами 1.02-2 суток за май-сентябрь наблюдаются значения до $45 \text{ м}^2/\text{с}^2$ для волнового числа на 50° ю.ш. и 0.7 гПа. Немного меньшие значения наблюдаются и для $k = 4$. В Северном полушарии в мезосфере, в том числе за ноябрь-март такие высокие значения не наблюдаются. В целом, диапазон коротких периодов отличается высокой изменчивостью в верхней стратосфере и мезосфере для разных волновых чисел и требует отдельного рассмотрения, возможно, с использованием методов машинного обучения.

Поэтому уделим основное внимание волнам с периодами более 7 суток. Этот диапазон крупномасштабных волн выглядит понятнее с точки зрения визуализации и интерпретации, чем высокочастотные колебания.

Выполненный анализ спектров зонального ветра за ноябрь-март показал, что высотно-широтные распределения волн E, W и S для волнового числа $k = 1$ имеют качественно схожий характер в интервале периодов от 7 до 38 суток. Этот интервал соответствует волновым возмущениям с временными масштабами планетарных волн. Для всех типов волн здесь наблюдается два широтных максимума: в умеренных ($45\text{-}50^\circ$ с.ш.) и полярных широтах. Самые высокие значения спектров наблюдаются для стоячих волн S (рис. 5а). При этом среднеширотный максимум волн S ($50 \text{ м}^2/\text{с}^2$) слабее полярного ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$). Такое же соотношение отмечается и для волн E (35 и $50 \text{ м}^2/\text{с}^2$ для умеренных и полярных широт соответственно) и аналогично для волн W (30 и $45 \text{ м}^2/\text{с}^2$).

Подтверждение существования двойной широтной структуры ($k = 1$) можно найти в работах ряда авторов, изучавших распространяющиеся на восток и на запад квази-10-суточные (Q10DW) и квази-16-суточные (Q16DW) волны для различных параметров, в том числе и для зонального ветра. Так, в работе (Huang et al., 2021) для Q10DW в волне W1 очаги сосредоточены около 30° с.ш. и вокруг северной полярной области. Для волны E1 они концентрируются около 45° с.ш. и вокруг полярных областей. Это хорошо согласуется с нашими данными для квази-10-суточных колебаний, а также для диапазона 7-38 суток, особенно для волны E1. В работе (Li et al., 2021) для распространяющейся на запад квази-16-суточной волны (Q16DW) для волны W1 также наблюдаются два пика на 1 гПа со значением 30.5 м/с на широте 85° с.ш. и 20.7 м/с на 45° с.ш. По нашим данным, для Q16DW в волне W1 высотно-широтное положение очагов практически совпадает, и сохраняется широтное соотношение их интенсивности: $65 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на широте 85° с.ш. и $45 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на 45° с.ш. В работе (Fan et al., 2021) получены такие же результаты для Q16DW в волне E1 по расположению очагов.

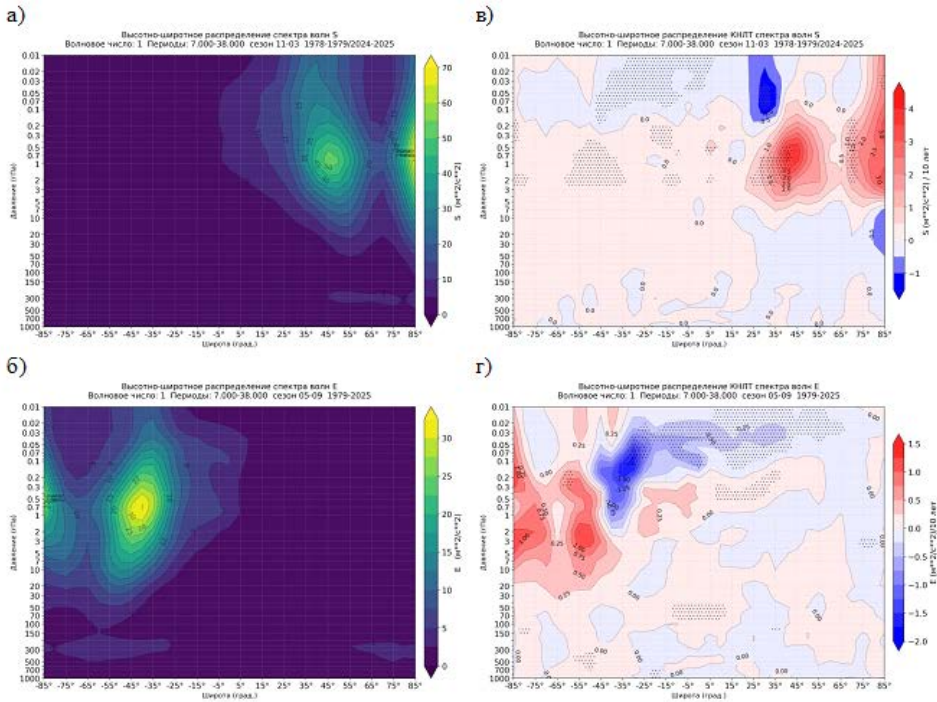


Рисунок 5. Высотно-широтные распределения осредненных спектров зонального ветра для волнового числа в интервале периодов 7-38 суток для стоячих волн (S) за ноябрь-март (а) и волн, распространяющихся на восток за май-сентябрь (б), и их линейных трендов – КНЛТ (в) и (г) соответственно. Области КНЛТ со значимостью более 95% отмечены точками

Figure 5. The height-latitude distributions of the averaged zonal wind spectra for the wave number in the range of periods 7-38 days for standing waves (S) for November-December (a) and eastward waves (E) in May-September (b) and their linear trends – CSLT (c) and (d), respectively. Areas of CSLT with a significance of more than 95% are marked with dots

Максимум волновой активности в умеренных широтах для всех типов волн связан со стратосферным струйным течением на краю полярной ночи (Holton, 2004), что вполне естественно для зонального ветра. Другой максимум, который локализован в полярной области, обусловлен особенностью динамических процессов в стратосфере Арктики Северного полушария, когда циркумполярный вихрь смещается к югу от географического полюса, в частности, в Атлантико-европейский сектор, что приводит к появлению восточных ветров к северу от центра циклонического образования. Кроме того, термодинамические процессы, обусловленные внезапными стратосферными потеплениями, приводят к смещению и деформации полярного вихря (Charlton, Polvani, 2007). Все это способствует возмущению поля зонального ветра и, как следствие, усилению волновой активности в полярной зоне. На рис. 5 в целях сжатия информации представлены данные, осредненные по спектру в интервале 7-38 суток, т.к. здесь отмечается сходное высотно-широтное распределение. При этом минимальные значения волн S имеют место для периода 7 суток (20 и $35 \text{ м}^2/\text{с}^2$ для среднеширотного и полярного очагов соот-

ответственно), а максимальные в интервале 20-26 суток (80 и $100 \text{ м}^2/\text{с}^2$). Аналогичные результаты по наличию двойного широтного максимума были получены в работе (Guryanov, Fahrutdinova, 2009) по стандартным отклонениям амплитуд зонального ветра и в (Гурьянов, Фахрутдинова, 2013; Guryanov, Fahrutdinova, 2014) для амплитуд первой и второй гармоник зонального ветра.

В СП для обоих широтных очагов отмечаются значимые положительные тренды $3\text{-}3.5 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет (рис. 5в).

Для холодного периода Южного полушария (май-сентябрь) распределение волн E, W и S для волнового числа $k = 1$ заметно отличается от Северного полушария (СП). Так, только распределение волн E (рис. 5б) имеет структуру, похожую на распределение волн в Северном полушарии. Это соответствует данным (Huang et al., 2021) и (Fan et al., 2021). Однако в отличие от СП полярный очаг ($25 \text{ м}^2/\text{с}^2$) выражен слабее, чем среднеширотный ($32 \text{ м}^2/\text{с}^2$). Волны W и S имеют еще меньшую интенсивность, при этом в средних широтах очаги повышенных значений имеют двуцентровую структуру с одинаковыми значениями $25 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на 45° ю.ш. и 30° ю.ш. для волн S, и $12 \text{ м}^2/\text{с}^2$ (45° ю.ш.) и $14 \text{ м}^2/\text{с}^2$ (25° ю.ш.) для волн W. В полярной области Южного полушария (ЮП) максимальные значения для волн W и S составляют $8 \text{ м}^2/\text{с}^2$ и $15 \text{ м}^2/\text{с}^2$ соответственно.

В ЮП (рис. 5г) для обоих широтных очагов тренды также положительные, но несколько меньше ($1\text{-}1.5 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет).

Таким образом, стоячие волны $k = 1$ в СП доминируют над распространяющимися волнами E и W, что в определенной степени характеризует физические процессы, которые могут быть связаны с процессами блокирования зональной циркуляции в тропосфере (Andrews et al., 1987; Charney, Drazin, 1961). В ЮП доминирования стоячих волн не наблюдается. При этом в СП в полярной области динамические процессы проходят с большей интенсивностью, чем в умеренных широтах, а в ЮП имеет место обратная картина. Для волны E1 большие амплитуды наблюдаются в обоих полушариях. При зональном ветре они концентрируются около 45° с.ш., 40° ю.ш. и вокруг полярных областей, что совпадает с (Fan et al., 2021) для Q16DW и близко к результатам (Huang et al., 2021) для Q10DW.

Такое же соотношение между разными типами волн сохраняется и для волнового числа $k = 2$: в СП преобладают волны S (рис. 6а), а в ЮП преобладают волны E, распространяющиеся на восток (рис. 6б). Это совпадает с результатами (Fan et al., 2021), где для Q16DW волна E2 более активна в ЮП с пиками амплитуд около 40° ю.ш. (50 км) и 70° ю.ш. (35 км). При этом конфигурация высотно-широтного распределения значительно отличается от волн с $k = 1$, особенно для ЮП. Для $k = 2$ практически отсутствует очаг высоких значений для всех типов волн вблизи полюса. Это свидетельствует о том, что для волн $k = 1$ он, в первую очередь, обусловлен смещением центра циркумполярного вихря к югу от 90° с.ш. Следует отметить, что интенсивность волн в СП для $k = 1$ примерно в два раза выше, чем для волн с $k = 2$. В ЮП наоборот, преобладают волны с $k = 2$ примерно на 10-20%.

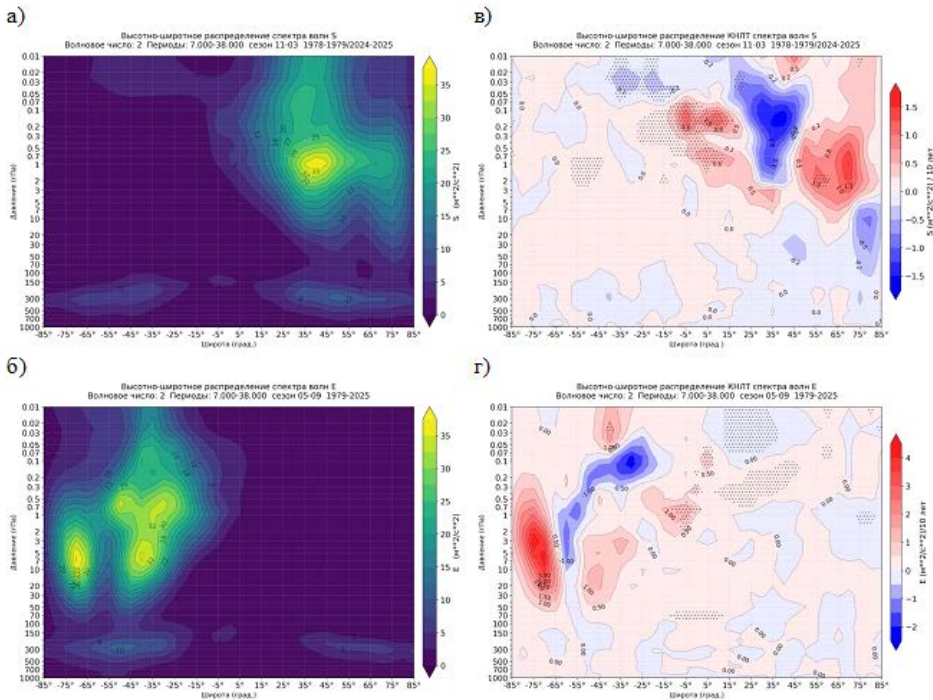


Рисунок 6. Высотно-широтные распределения осредненных спектров зонального ветра для волнового числа в интервале периодов 7-38 суток для стоячих волн (S) за ноябрь-март (а) и волн, распространяющихся на восток за май-сентябрь (б), и их линейных трендов – КНЛТ (в) и (г) соответственно. Области КНЛТ со значимостью более 95% отмечены точками

Figure 6. The height-latitude distributions of the averaged zonal wind spectra for the wave number in the range of periods 7-38 days for standing waves (S) for November-March (a) and eastward waves (E) in May-September (b) and their linear trends – CSLT (c) and (d), respectively. Areas of CSLT with a significance of more than 95% are marked with dots.

Для волнового числа 2 в приполярной области преобладают положительные тренды, а в субтропиках – отрицательные в нижней мезосфере и положительные в верхней и средней стратосфере (рис. 6в, 6г).

Для периодов более 38 суток разрешению из всех 455 частот подлежат всего три периода: 50, 75 и 151 суток. Эти периоды не были включены в диапазон осреднения 7-38 суток, т.к. они все-таки превышают характерный масштаб планетарных волн. Тем не менее, для них сохраняется общая картина высотно-широтного распределения как на рис. 5 и 6. Спектральная интенсивность волн S для волнового числа $k = 1$ в СП за ноябрь-март убывает от 55 и 80 $\text{м}^2/\text{с}^2$ (для среднеширотного и полярного очагов соответственно) для периода 50 суток до 22 и 28 $\text{м}^2/\text{с}^2$ для периода 151 суток. Для волнового числа $k = 2$ (картина соответствует рис. 6а) величина амплитуды убывает от 30 до 12 $\text{м}^2/\text{с}^2$ для периодов 50 и 151 суток.

Что касается тропосферы, то начиная с периодов волн 2-3 суток и примерно до 26 суток в верхней тропосфере, особенно в слое 300-250 гПа, отмечаются достаточно высокие значения спектров волн E для волновых чисел $k \geq 1$ для обоих пятимесячных периодов и прежде всего для Южного полушария.

Так, интенсивность волн E за ноябрь-март для периодов 3-7 суток и волновых чисел 6 и 7 достигает $40 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на широте 55° ю.ш. Для тех же периодов за май-сентябрь и волнового числа $k = 6$ то же значение наблюдается на 35° ю.ш. В СП значения примерно в 1.5 раза меньше. Однако для волновых чисел 8 и 9 ситуация меняется: преобладает интенсивность волн E в СП (для $k = 8$ на широте 50° с.ш. $26 \text{ м}^2/\text{с}^2$, а в ЮП $18 \text{ м}^2/\text{с}^2$ на 50° ю.ш. за ноябрь-март). Эти области, связанные с субтропическим струйным течением и высотной фронтальной зоной в тропосфере, а также близостью к тропопаузе. Здесь наблюдаются значимые тренды со значениями $1.5\text{-}2 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет (знак меняется для соседних волновых чисел: положительный для $k = 5$ и отрицательный для $k = 6$).

Заключение

Выполнен анализ спектров волновой активности по ежечасным данным реанализа ERA5 для двух пятимесячных периодов: ноябрь-март (1978/1979-2024/2025) и май-сентябрь (1979-2025) для зонального ветра в тропосфере, стратосфере и нижней мезосфере Северного и Южного полушарий. Спектральные характеристики были рассчитаны с использованием методики (Хаяши, 1971) для зональных волновых чисел и периодов от 8 часов до 151 суток для волн, распространяющихся на восток (E), на запад (W) и стоячих волн (S).

Временная дискретность данных позволила выделить суточный, полусуточный и третьесуточный приливы с максимальными значениями для волн W. Статистическая значимость всех приливных колебаний была обоснована с помощью робастного метода на основе медианы и MAD. Наибольших значений энергии ($300 \text{ м}^2/\text{с}^2$) достигает суточный прилив в полярной мезосфере летнего полушария для волнового числа $k = 1$. Интенсивность полусуточного прилива примерно в 1.5 раза меньше и отмечается для волнового числа $k = 2$ в верхней стратосфере-нижней мезосфере симметрично относительно экватора на $45\text{-}55^\circ$ в зимнем полушарии и достигают $200 \text{ м}^2/\text{с}^2$. В свою очередь, третьесуточный прилив составляет примерно третью часть от суточного прилива ($90 \text{ м}^2/\text{с}^2$) и максимален для волнового числа $k = 3$. Для него выделяются два широтных максимума для обоих пятимесячных периодов на верхней границе рассматриваемого слоя 0.01 гПа на $15\text{-}20^\circ$ в летнем полушарии и $50\text{-}60^\circ$ в зимнем. Линейные тренды максимальны для полусуточного прилива. В зимнем полушарии они отрицательные и достигают более $-25 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет на $45\text{-}55^\circ$ с.ш. и около $-15 \text{ м}^2/\text{с}^2/10$ лет на $45\text{-}55^\circ$ ю.ш.

Для высоких частот, за исключением приливов, распределение спектров всех типов волн носит более сложную зависимость от положения и волнового числа и требует отдельного рассмотрения. Например, в Южном полушарии можно выделить для волн, распространяющихся на восток (E) с периодами 1.02-2 суток за май-сентябрь высокие значения до $45 \text{ м}^2/\text{с}^2$ для волнового числа $k = 3$ на 50° ю.ш. и 0.7 гПа.

Планетарные волны (периоды 7-38 суток) имеют для волнового числа $k = 1$ выраженную структуру с двумя широтными максимумами: вблизи

полюса и в умеренных широтах в верхней стратосфере- нижней мезосфере в зимнем полушарии. В СП волны почти в два раза интенсивнее ($70 \text{ м}^2/\text{с}^2$), чем в ЮП. Эти области связаны с миграцией полярного вихря к югу от полюса и струйным течением на краю полярной ночи соответственно. При этом зимой СП преобладают стоячие волны (S), а зимой ЮП – волны, распространяющиеся на восток (E). Для обоих широтных очагов характерны положительные тренды. Для волнового числа $k = 2$ картина несколько меняется. При этом в СП интенсивность волн $k = 2$ примерно в 2 раза меньше, чем для $k = 1$. А в ЮП интенсивность первой и второй гармоник примерно одинакова, с преобладанием около 10% второй гармоники.

В тропосфере обоих полушарий для периодов волн от 3 до 26 суток в верхней тропосфере субтропиков и умеренных широт, особенно в слое 300-250 гПа отмечается достаточно высокая спектральная интенсивность волн E для волновых чисел $k \geq 3$ для обоих пятимесячных периодов. Для Южного полушария доминируют волны E для волновых чисел 4-7, а для Северного полушария для волновых чисел 8-9 (преимущественно в период с ноября по март).

Следует отметить высокие значения спектров для приливов по сравнению с планетарными волнами в верхней стратосфере и мезосфере. Поэтому заслуживают внимания работы, которые рассматривают взаимодействие приливов с другими термодинамическими процессами, например, с ВСП, квазидвухлетними и полугодовыми колебаниями.

Работа выполнена за счет гранта, предоставленного Академией наук Республики Татарстан образовательным организациям высшего образования, научным и иным организациям на поддержку планов развития кадрового потенциала в части стимулирования их научных и научно-педагогических работников к защите докторских диссертаций и выполнению научно-исследовательских работ (Соглашение от 22.12.2025 № 12/2025-ПД-КФУ).

Список литературы

Варгин, П.Н. (2003) Анализ распространяющейся на восток волны с зональным волновым числом 2 в данных температуры, вертикального распределения и общего содержания озона, *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 39, № 3, с. 327-334.

Варгин, П.Н., Володин, Е.М., Карпечко, А.Ю. и др. (2015) О стратосферно-тропосферных взаимодействиях, *Вестник РАН*, т. 85, № 1, с. 39-46.

Гурьянов, В.В., Фахрутдинова, А.Н. (2013) Высотно-широтная структура планетарных волн поля ветра в стратосфере, *Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Физ.-мат. науки*, т. 155, кн. 1, с. 1-10.

Гурьянов, В.В., Елисеев, А.В., Мохов, И.И., Переведенцев, Ю.П. (2018) Волновая активность и ее изменения в тропосфере и стратосфере Северного полушария зимой в 1979-2016 гг., *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 54, № 2, с. 133-146.

Оппенгейм, А.В., Шафер, Р.В. (2006) *Цифровая обработка сигналов*, М., Техносфера, 855 с.

Смышляев, С.П., Погорельцев, А.И., Галин, В.Я. и др. (2016) Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных районов, *Геомагнетизм и аэронавигация*, т. 56, № 1, с. 102-116.

Alexander, S.P., Shepherd, M.G. (2010) Planetary wave activity in the polar lower stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 10, no. 2, pp. 707-718.

Andrews, D.G., Holton, J.R. and C.B. Leovy (1987) *Middle atmosphere dynamics*. Academic Press, San Diego, 489 p.

Baldwin, M.P., et al. (2001) The quasi-biennial oscillation, *Reviews of Geophysics*, 39(2), pp. 179-229.

Baldwin, Mark P., Birner, Thomas, Brasseur, Guy, Burrows, John, Butchart, Neal, Garcia, Rolando, Geller, Marvin, Gray, Lesley, Hamilton, Kevin, Harnik, Nili, Hegglin, Michaela I., Langematz, Ulrike, Robock, Alan, Sato, Kaoru and Scaife, Adam, A. (2018) "100 Years of Progress in Understanding the Stratosphere and Mesosphere", *Meteorological Monographs*, 59, 27.1-27.62.

Chapman, S. and Lindzen, R.S. (1970) *Atmospheric Tides*, D. Reidel, Dordrecht, 200 p.

Charlton, A. J., & Polvani, L. M. (2007) A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks, *Journal of Climate*, 20(3), pp. 449-469.

Charney, J.G., and P.G. Drazin (1961) Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, vol. 66, no. 1, pp. 93-110.

Dell'Aquila, A., Lucarini, V., Ruti, P.M., et al. (2005) Hayashi spectra of the northern hemisphere mid-latitude atmospheric variability in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses, *Clim. Dyn.*, vol. 25, no. 6, pp. 639-652.

Dunkerton, T.J. (1982) Theory of the mesopause semiannual oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(12), pp. 2681-2690.

Fan, Y., Huang, C.M., Zhang, S.D., Huang, K.M., & Gong, Y. (2022) Long-term study of quasi-16-day waves based on ERA5 reanalysis data and EOS MLS observations from 2005 to 2020, *Journal of Geophysical Research. Space Physics*, 127, e2021JA030030, <https://doi.org/10.1029/2021JA030030>.

Fahrutdinova, A.N., Perevedencev, Yu.P., Guryanov, V.V., Kulikov, V.V. (2001) Dynamical processes and correlations at midlatitudes in the lower and middle atmosphere, *Adv. Space Res.*, vol. 27, no. 10, pp. 1667-1672.

Forbes, J.M., Wu, D. (2006) Solar tides as revealed by measurements of mesosphere temperature by the MLS experiment on UARS, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, pp. 1776-1797.

Fraedrich, K., Btger, H. (1978) A wavenumber-frequency analysis of the 500 mb geopotential at 50° N, *J. Atmos. Sci.*, vol. 35, no. 4, pp. 745-750.

Gong, Y., Wang, H., Ma, Z., Zhang, S., Zhou, Q., Huang, C., & Huang, K. (2019) A statistical analysis of the propagating quasi 16-day waves at high latitudes and their response to sudden stratospheric warmings from 2005 to 2018, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 124, pp. 12617-12630, <https://doi.org/10.1029/2019JD031482>.

Grubbs, F.E. (1969) Procedures for Detecting Outlying Observations in Samples, *Technometrics*, vol. 11, no. 1, pp. 1-21.

Guryanov, V.V., Fahrutdinova, A.N. (2009) Height and time variability of planetary wave activity, *Advances in Space Research*, vol. 43, no. 3, pp. 401-412.

Guryanov, V.V., Fahrutdinova, A.N. (2014) Height-latitude structure of stationary planetary waves in the stratosphere and lower mesosphere, *Advances in Space Research*, vol. 53, no. 4, pp. 674-688, doi: 10.1016/j.asr.2013.12.010.

Hagan, M.E., Forbes, J.M., Vial, F. (1995) On modeling migrating solar tides, *Geophysical Research Letters*, 22, pp. 893-896.

Hayashi, Y. (1971) A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral Analyses, *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 49, no. 2, pp. 125-128.

Hendon, H.H., Thompson, D.W.J., Lim, E.P., Butler, A.H., Newman, P.A., Coy, L., Nakamura, H. (2019) Rare forecasted climate event under way in the Southern Hemisphere, *Nature Correspondence*, 495.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Homyi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thpaut, J-N. (2023) *ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), doi: 10.24381/cds.bd0915c6 (Accessed on 23-03-2026).

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hlm, E., Janiskov, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J-N. (2017) *Complete ERA5 from 1940. Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Data Store (CDS), doi:10.24381/cds.143582cf (Accessed on 23-03-2026).

Hirota, I. (1978) Equatorial waves in the upper stratosphere and mesosphere in relation to the semiannual oscillation of the zonal wind, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(4), pp. 714-722.

Hirschberg, P.A., McIntyre, M. E. (2021) The role of stratospheric resolved wave generation in sudden warmings: Revisiting the $k=1$ instability, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(738), 2819-2837.

Holton, J.R. (2004) *An Introduction to Dynamic Meteorology*, Cambridge, MA. Academic Press, 535 p.

Huang, F. T., et al. (2010) Temperature diurnal variations (migrating tides) in the stratosphere and lower mesosphere based on measurements from SABER on TIMED, *Journal of Geophysical Research*, 115, D16121.

Huang, C., Li, W., Zhang, S., Chen, G., Huang, K., & Gong, Y. (2021) Investigation of dominant traveling 10-day wave components using longterm MERRA-2 database, *Earth Planets and Space*, 73(1), 85, <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01410-7>.

John, S. R., & Kumar, K. K. (2016) Global normal mode planetary wave activity: A study using TIMED/SABER observations from the stratosphere to the mesosphere-lower thermosphere, *Climate Dynamics*, 47(12), 3863-3881, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3046-2>

Kidston, J., Scaife, A.A., Hardiman, S.C. et al. (2015) Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather, *Nature Geosci.*, vol. 8, no. 6. pp. 433-440.

Kodera, K., Mukougawa, H., Maury, P. et al. (2016) Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 121, no. 1, pp. 80-94.

Kruger, K., Naujokat, B., Labitzke, K. (2005) The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002, *Journal of Atmospheric Sciences*, 62 (3), pp. 603-613.

Kumar, A., Karami, K. & Jacobi, C. (2025) A 45-year climatological study of arctic stratospheric polar vortex dynamics and morphology using ERA5 data (1979-2023), *Clim Dyn.*, 63, 403, <https://doi.org/10.1007/s00382-025-07889-0>.

Li, W., Huang, C., & Zhang, S. (2021) Global characteristics of the westward-propagating quasi-16-day wave with zonal wavenumber 1 and the connection with the 2012/2013 SSW revealed by ERA-Interim, *Earth Planets and Space*, 73(1), 113, <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01431-2>.

Lilienthal, F., Jacobi, C., Geißler, C. (2018) Forcing mechanisms of the terdiurnal tide, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(21), pp. 15725-15742.

Lucarini, V., Calmanti, S., Dell'Aquila A. et al. (2007) Intercomparison of the northern hemisphere winter midlatitude atmospheric variability of the IPCC models, *Clim. Dyn.*, vol. 28, no. 7-8, pp. 829-848.

Matthies, M., Riese, M. (2022) Stratospheric sudden warmings triggered by in-situ generated planetary waves with $k=1$ and $k=2$. Role of baroclinic instability in the middle stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 79(8), 2145-2163.

Plumb, R. A. (2021) Wave dissipation without mixing: Linear radiative damping vs. nonlinear breaking in stratospheric dynamics, In *Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex, AGU Monograph 248*, Chapter 7, pp. 123-138.

Rousseeuw, P. J., Croux, C. (1993) Alternatives to the Median Absolute Deviation, *Journal of the American Statistical Association*, vol. 88, no. 424, pp. 1273-1283.

Sakazaki, T., Fujiwara, M., & Shiotani, M. (2018) Representation of solar tides in the stratosphere and lower mesosphere in state-of-the-art reanalyses and in satellite observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, pp. 1437-1456.

Smith, A. K. (2019) Radiative damping of planetary waves in the middle atmosphere: Implications for wave driving and thermal structure, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(4), 1157-1172.

Yu, F. R., Huang, K. M., Zhang, S. D., Huang, C. M., Yi, F., Gong, Y., et al. (2019) Quasi 10- and 16-day wave activities observed through meteor radar and MST radar during stratospheric final warming in 2015 spring, *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 124, 6040-6056, <https://doi.org/10.1029/2019JD030630>.

References

Vargin, P.N. (2003) Analiz rasprostranushchisya na vostok volny s zonalnym volnovym chislom 2 v dannyh temperatury, vertikalnogo raspredeleniya i obshchego soderzhaniya ozona [Analysis of an eastward-propagating wave with a zonal wavenumber of 2 in temperature, vertical distribution, and total ozone data], *Izvestia of the Russian Academy of Sciences. Physics of the Atmosphere and Ocean*, vol. 39, no. 3, pp. 327-334.

Vargin, P.N., Volodin, E.M., Karpechko, A.Yu. and others (2015) O stratosferno-troposfernykh vzaimodeistviyakh [On stratospheric-tropospheric interactions], *Bulletin of the Russian Academy of Sciences*, vol. 85, no. 1, pp. 39-46.

Guryanov, V.V., Fakhrutdinova, A.N. (2013) Vysotno-shirotnaya struktura planetarnykh voln poliya vetra v stratosfere [The altitude-latitude structure of the planetary waves of the wind field in the stratosphere], *Academic notes of Kazan University. Series of physical and mathematical sciences*, vol. 155, book 1, pp. 1-10.

Guryanov, V.V., Eliseev, A.V., Mokhov, I.I., Perevedentsev, Yu.P. (2018) Volnovaya aktivnost i ee izmeneniya v troposphere i stratosphere Severnogo polushariya zimoy 1979-2016 [Wave Activity and Its Changes in the Troposphere and Stratosphere of the Northern Hemisphere in Winters of 1979-2016], *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, vol. 54, no. 2, pp. 114-126.

Oppenheim, A.V., Shafer, R. V. (2006) *Cifrovaya obrabotka signalov* [Digital signal processing], Tekhnosfera, Moscow, Russia, 855 p.

Smyshlyaev, S.P., Pogoreltsev, A.I., Galin, V.Ya. et al. (2016) Vliyanie volnvoi aktivnosti na gazovyi sostav stratosfery polayarnykh raionov [The effect

of wave activity on the gas composition of the stratosphere of the polar regions], *Geomagnetism and Aeronomy*, vol. 56, no. 1, pp. 102-116.

Alexander, S.P., Shepherd, M.G. (2010) Planetary wave activity in the polar lower stratosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, vol. 10, no. 2, pp. 707-718.

Andrews, D.G., Holton, J.R. and C.B. Leovy (1987) *Middle atmosphere dynamics*, Academic Press, San Diego. 489 p.

Baldwin, M. P., et al. (2001) *The quasi-biennial oscillation*, *Reviews of Geophysics*, 39(2), pp. 179-229.

Baldwin, Mark P., Birner, Thomas, Brasseur, Guy, Burrows, John, Butchart, Neal, Garcia, Rolando, Geller, Marvin, Gray, Lesley, Hamilton, Kevin, Harnik, Nili, Hegglin, Michaela I., Langematz, Ulrike, Robock, Alan, Sato, Kaoru and Scaife, Adam, A. (2018) "100 Years of Progress in Understanding the Stratosphere and Mesosphere", *Meteorological Monographs*, 59, 27.1-27.62.

Chapman, S., Lindzen, R. S. (1970) *Atmospheric Tides*, D. Reidel, Dordrecht, 200 p.

Charlton, A. J., & Polvani, L. M. (2007) A new look at stratospheric sudden warmings. Part I. Climatology and modeling benchmarks, *Journal of Climate*, 20(3), pp. 449-469.

Charney, J.G., and P.G. Drazin (1961) Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere, *Journal of Geophysical Research*, vol. 66, no. 1, pp. 93-110.

Dell'Aquila, A., Lucarini, V., Ruti, P.M. et al. (2005) Hayashi spectra of the northern hemisphere mid-latitude atmospheric variability in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses, *Clim. Dyn.*, vol. 25, no. 6, pp. 639-652.

Dunkerton, T. J. (1982) Theory of the mesopause semiannual oscillation, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 39(12), pp. 2681-2690.

Fan, Y., Huang, C. M., Zhang, S. D., Huang, K. M., & Gong, Y. (2022) Long-term study of quasi-16-day waves based on ERA5 reanalysis data and EOS MLS observations from 2005 to 2020, *Journal of Geophysical Research. Space Physics*, 127, e2021JA030030, <https://doi.org/10.1029/2021JA030030>.

Fahrutdinova, A.N., Perevedencev, Yu.P., Guryanov, V.V., Kulikov, V.V. (2001) Dynamical processes and correlations at midlatitudes in the lower and middle atmosphere, *Adv. Space Res.*, vol. 27, no. 10, pp. 1667-1672.

Forbes, J. M., Wu, D. (2006) Solar tides as revealed by measurements of mesosphere temperature by the MLS experiment on UARS, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63, pp. 1776-1797.

Fraedrich, K., Böttger, H. (1978) A wavenumber-frequency analysis of the 500 mb geopotential at 50°N, *J. Atmos. Sci.*, vol. 35, no. 4, pp. 745-750.

Gong, Y., Wang, H., Ma, Z., Zhang, S., Zhou, Q., Huang, C., & Huang, K. (2019) A statistical analysis of the propagating quasi 16-day waves at high latitudes

and their response to sudden stratospheric warmings from 2005 to 2018, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 124, pp. 12617-12630. [https://doi.org/ 10.1029/2019JD031482](https://doi.org/10.1029/2019JD031482).

Grubbs, F. E. (1969) Procedures for Detecting Outlying Observations in Samples, *Technometrics*, vol. 11, no. 1, pp.1-21.

Guryanov, V.V., Fahrutdinova, A.N. (2009) Height and time variability of planetary wave activity, *Advances in Space Research*, vol. 43, no. 3, pp. 401-412.

Guryanov, V.V., Fahrutdinova, A.N. (2014) Height-latitude structure of stationary planetary waves in the stratosphere and lower mesosphere, *Advances in Space Research*, vol. 53, no. 4, pp. 674-688, doi: 10.1016/j.asr.2013.12.010.

Hagan, M. E., Forbes, J. M., Vial, F. (1995) On modeling migrating solar tides, *Geophysical Research Letters*, 22, pp. 893-896.

Hayashi, Y. (1971) A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral Analyses, *J. Meteorol. Soc. Japan*, vol. 49, no. 2, pp. 125-128.

Hendon, H. H., Thompson, D. W. J., Lim, E. P., Butler, A. H., Newman, P. A., Coy, L., Nakamura, H. (2019) Rare forecasted climate event under way in the Southern Hemisphere, *Nature Correspondence*, 573, 495.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2023) *ERA5 hourly data on pressure levels from 1940 to present*, Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), doi:10.24381/cds.bd0915c6 (Accessed on 23-03-2026).

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., De Chiara, G., Dahlgren, P., Dee, D., Diamantakis, M., Dragani, R., Flemming, J., Forbes, R., Fuentes, M., Geer, A., Haimberger, L., Healy, S., Hogan, R.J., Hólm, E., Janisková, M., Keeley, S., Laloyaux, P., Lopez, P., Lupu, C., Radnoti, G., de Rosnay, P., Rozum, I., Vamborg, F., Villaume, S., Thépaut, J-N. (2017) *Complete ERA5 from 1940. Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*. Copernicus Climate Change Service (C3S) Data Store (CDS), doi:10.24381/cds.143582cf (Accessed on 23-03-2026).

Hirota, I. (1978) Equatorial waves in the upper stratosphere and mesosphere in relation to the semiannual oscillation of the zonal wind, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(4), pp. 714-722.

Hirschberg, P. A., McIntyre, M. E. (2021) The role of stratospheric resolved wave generation in sudden warmings: Revisiting the k=1 instability, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 147(738), 2819-2837.

Holton, J.R. (2004) *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Cambridge, MA. Academic Press, 535 p.

Huang, F. T., et al. (2010) Temperature diurnal variations (migrating tides) in the stratosphere and lower mesosphere based on measurements from SABER on TIMED, *Journal of Geophysical Research*, 115, D16121.

Huang, C., Li, W., Zhang, S., Chen, G., Huang, K., & Gong, Y. (2021) Investigation of dominant traveling 10-day wave components using longterm MERRA-2 database, *Earth Planets and Space*, 73(1), 85, <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01410-7>.

John, S. R., Kumar, K. K. (2016) Global normal mode planetary wave activity: A study using TIMED/SABER observations from the stratosphere to the mesosphere-lower thermosphere, *Climate Dynamics*, 47(12), 3863-3881, <https://doi.org/10.1007/s00382-016-3046-2>

Kidston J., Scaife A.A., Hardiman S.C. et al. (2015) Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather, *Nature Geosci.*, vol. 8, no. 6. pp. 433-440.

Kodera K., Mukougawa H., Maury P. et al. (2016) Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation, *J. Geophys. Res. Atmos.*, vol. 121, no. 1, pp. 80-94.

Kruger, K., Naujokat, B., Labitzke, K. (2005) The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002, *Journal of Atmospheric Sciences*, 62 (3), pp. 603-613.

Kumar, A., Karami, K., Jacobi, C. (2025) A 45-year climatological study of arctic stratospheric polar vortex dynamics and morphology using ERA5 data (1979-2023), *Clim Dyn*, 63, 403, <https://doi.org/10.1007/s00382-025-07889-0>.

Li, W., Huang, C., Zhang, S. (2021) Global characteristics of the westward-propagating quasi-16-day wave with zonal wavenumber 1 and the connection with the 2012/2013 SSW revealed by ERA-Interim, *Earth Planets and Space*, 73(1), 113, <https://doi.org/10.1186/s40623-021-01431-2>.

Lilienthal, F., Jacobi, C., Geißler, C. (2018) Forcing mechanisms of the terdiurnal tide, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(21), pp. 15725-15742.

Lucarini, V., Calmanti, S., Dell'Aquila A. et al. (2007) Intercomparison of the northern hemisphere winter midlatitude atmospheric variability of the IPCC models, *Clim. Dyn.*, vol. 28, no. 7-8, pp. 829-848.

Matthies, M., Riese, M. (2022) Stratospheric sudden warmings triggered by in-situ generated planetary waves with $k=1$ and $k=2$. Role of baroclinic instability in the middle stratosphere, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 79(8), 2145-2163.

Plumb, R. A. (2021) Wave dissipation without mixing: Linear radiative damping vs. nonlinear breaking in stratospheric dynamics, In *Dynamics of the Stratospheric Polar Vortex*, AGU Monograph 248, Chapter 7, pp. 123-138.

Rousseeuw, P. J., Croux, C. (1993) Alternatives to the Median Absolute Deviation, *Journal of the American Statistical Association*, vol. 88, no. 424, pp. 1273-1283.

Sakazaki, T., Fujiwara, M., & Shiotani, M. (2018) Representation of solar tides in the stratosphere and lower mesosphere in state-of-the-art reanalyses and in satellite observations, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18, pp. 1437-1456.

Smith, A. K. (2019) Radiative damping of planetary waves in the middle atmosphere: Implications for wave driving and thermal structure, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 76(4), 1157-1172.

Yu, F. R., Huang, K. M., Zhang, S. D., Huang, C. M., Yi, F., Gong, Y., et al. (2019) Quasi 10- and 16-day wave activities observed through meteor radar and MST radar during stratospheric final warming in 2015 spring, *Journal of Geophysical Research. Atmospheres*, 124, 6040–6056, <https://doi.org/10.1029/2019JD030630>.

Статья поступила в редакцию (Received): 24.02.2026.

Статья доработана после рецензирования (Revised): 03.03.2026.

Принята к публикации (Accepted): 27.05.2026.

Для цитирования / For citation:

Гурьянов, В.В. (2026) Пространственно-временная изменчивость спектров зонального ветра в нижней и средней атмосфере по данным реанализа ERA5, *Фундаментальная и прикладная климатология*, т. 12, № 3, с. 334-361, doi:10.24412/2410-8758-2026-3-334-361.

Guryanov, V.V. (2026) Spatiotemporal variability of zonal wind spectra in the lower and middle atmosphere based on the ERA5 reanalysis data, *Fundamental and Applied Climatology*, vol. 12, no. 3, pp. 334-361, doi: 10.24412/2410-8758-2026-3-334-361.