

УДК 551.511

ВОЛНОВАЯ АКТИВНОСТЬ И ЕЕ ИЗМЕНЕНИЯ В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ ЗИМОЙ В 1979–2016 гг.

© 2018 г. В. В. Гурьянов¹, А. В. Елисеев^{1,2,*}, И. И. Мохов^{2,3,4}, Ю. П. Переведенцев¹

¹Казанский федеральный университет
1420008 Казань, ул. Кремлевская, 8

²Институт физики атмосферы им. А. М. Обухова РАН
119017 Москва, Пыжевский пер., 3

³Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова
119991 Москва, Ленинские горы, 1, с. 2

⁴Московский физико-технический институт (государственный университет)
141700 Долгопрудный, Московская обл., Институтский пер., 9

*E-mail: eliseev@ifaran.ru

Поступила в редакцию 03.05.2017 г.

После доработки 17.07.2017 г.

С использованием зимних (ноябрь–март) данных реанализа ERA-Interim для геопотенциала в тропосфере и стратосфере с 1979 по 2016 г. проведен анализ спектров волновых возмущений с зональными числами $1 \leq k \leq 10$. При этом выделен вклад волн, распространяющихся на восток (E) и на запад (W), а также стационарных волн (S). В тропосфере и стратосфере тропиков, а также в верхней стратосфере всего Северного полушария выявлена интенсификация волновой активности. В тропиках и субтропиках это связано со всеми типами волн (E , W , S), тогда как в средних и высоких широтах — преимущественно со стационарными волнами и волнами, распространяющимися на восток. В области субтропической тропопаузы выявлено общее увеличение энергии стационарных волн в последние десятилетия. Кроме того, в тропосфере тропиков и субтропиков и в субтропической нижней стратосфере энергия распространяющихся на восток волн в годы Эль-Ниньо может быть в полтора-два раза больше, чем в годы Ла-Нинья. Осредненное по спектру зональное волновое число для всех типов волн (E , W , S) максимально в верхней тропосфере субтропиков. При этом осредненное по спектру зональное волновое число для W - и S -волн связано с индексом Атлантической междесятилетней осцилляции и изменяется на 15% в 1979–2016 гг. (на десятилетнем временном масштабе). Осредненный по спектру период волн в стратосфере больше, чем в тропосфере. Он максимален в средней стратосфере внетропических широт. Отмечена связь осредненных по спектру периодов волн с активностью внезапных стратосферных потеплений. Знак этой связи зависит от географической широты, слоя атмосферы и зонального волнового числа.

Ключевые слова: атмосферные волны, тропосфера, стратосфера, спектры Хаяши, климатическая изменчивость, внезапные стратосферные потепления, Эль-Ниньо–Южное колебание, Атлантическая междесятилетняя осцилляция.

DOI: 10.7868/S0003351518020022

1. ВВЕДЕНИЕ

Волновые движения в атмосфере способны переносить энергию и импульс [1, 2]. При этом, во-первых, характеристики этих волн определяются в том числе состоянием климата, во-вторых — волновые процессы могут давать вклад в климатические изменения.

В крупномасштабной динамике атмосферы ключевую роль играют волны Россби, Кельвина, гравитационные и смешанные Россби-гравитационные [1]. В тропиках проявляются волны всех отмеченных видов. В более высоких широтах основную роль играют волны Россби, в том числе распространяющиеся в стратосферу из тропосферы. Это распространение возможно лишь для наиболее длинных волн

(с зональными волновыми числами $k = 1–2$) и лишь зимой, когда ветер в стратосфере направлен с запада на восток и не слишком интенсивен [3]. Изменения фазы волн Россби и гравитационных с высотой приводит к наклону изолиний возмущения давления к востоку. Волны Россби разрушаются в верхней стратосфере на определенных критических уровнях зонального ветра. Гравитационные волны, в свою очередь, способны проникать в мезосферу.

В последние десятилетия произошло быстрое потепление климата (с некоторым замедлением в начале XXI века) [4]. Это замедление (для которого в англоязычной литературе используется термин “hiatus”) связывается с естественной климатической изменчивостью [5–10]. Как следствие, характеристики

волновых процессов в атмосфере могут характеризоваться существенной междесятилетней изменчивостью и/или трендовыми составляющими.

Волновые процессы в земной атмосфере характеризуются широким спектром пространственных и временных масштабов. Одним из часто используемых подходов к анализу этих масштабов является пространственно-временной спектральный анализ, предложенный в [11]. В частности, этот подход использовался для анализа геопотенциальной высоты на изобарическом уровне 500 гПа по данным наблюдений и численных экспериментов с климатическими моделями [12–14], а также ряда переменных в стратосфере [15, 16]. Существуют и альтернативные методы выделения волн различных типов в полях данных [17–19].

Следует отметить, что анализ волновой активности в стратосфере с выделением волн разных типов необходим, например, для исследования роли динамики стратосферы в климатических изменениях (например, [20–22]). Известно также влияние волновой активности на химические процессы в стратосфере (например, [23]).

Цель данной работы — анализ пространственно-временных спектров геопотенциала в атмосфере Северного полушария от поверхности до изобарического уровня 1 гПа по данным реанализа для холодных сезонов в 1979–2016 гг.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

Волновые спектры были определены с использованием метода [11, 13]. На каждой изобарической поверхности и для каждой географической широты высота геопотенциальной поверхности разлагается в ряд Фурье:

$$Z(\lambda, t) = Z_0(t) + \sum_k [C_k(t) \cos(k \lambda) + S_k(t) \sin(k \lambda)], \quad (1)$$

где λ — долгота, t — время, k — зональное волновое число. При этом определяется спектральная плотность для волн, распространяющихся на восток (E) и на запад (W):

$$H_E(k, \omega) = 1/4(P_C + P_S) + 1/2Q, \quad (2)$$

$$H_W(k, \omega) = 1/4(P_C + P_S) - 1/2Q, \quad (3)$$

где ω — круговая частота, P_C и P_S — частотные спектральные плотности коэффициентов $C_k(t)$ и $S_k(t)$ соответственно, а Q — квадратурный спектр этих коэффициентов [24]. Полный спектр $H_A(k, \omega)$, характеризующий суммарную изменчивость рассматриваемых волновых возмущений, характеризуется суммой распространяющихся на восток и на запад волновых спектров:

$$H_A(k, \omega) = H_E(k, \omega) + H_W(k, \omega) = 1/2(P_C + P_S). \quad (4)$$

Спектр $H_p(k, \omega)$, описывающий только распространяющиеся волны (без учета стационарных

волн), определяется разностью спектров волн, распространяющихся на восток и на запад:

$$H_p(k, \omega) = H_E(k, \omega) - H_W(k, \omega) = Q. \quad (5)$$

Соответствующий спектр для стационарных волн $H_S(k, \omega)$ характеризуется разностью:

$$H_S(k, \omega) = H_A(k, \omega) - H_p(k, \omega) = 1/2(P_C + P_S) - Q. \quad (6)$$

Интегрирование спектров по частотам и волновым числам (формально во всем квадранте $\{\omega > 0, k > 0\}$, но реально в области $\{\omega^{(1)} \leq \omega \leq \omega^{(2)}, k^{(1)} \leq k \leq k^{(2)}\}$) позволяет оценить дисперсию поля за счет волновой активности данного типа:

$$E_Y = \iint H_Y(k, \omega) d\omega dk. \quad (7)$$

Можно ввести также взвешенные по спектру частоту и волновое число:

$$k_Y = E_Y^{-1} \iint k H_Y(k, \omega) d\omega dk, \quad (8)$$

$$\omega_Y = E_Y^{-1} \iint \omega H_Y(k, \omega) d\omega dk, \quad (9)$$

где $Y = E, W, S, A$. Наряду с ω_Y , можно оценить эффективный для данного вида волн период

$$T_Y = 2\pi/\omega_Y. \quad (10)$$

Определение (10) предпочтительнее альтернативного определения T_Y , подобного (9), но с заменой в подынтегральном выражении множителя ω на период волн, так как в данной работе используются именно частотные спектры.

Анализ удобнее проводить не для спектров $H_Y(k, \omega)$, а для $H'_Y(k, \omega) = k\omega H_Y(k, \omega)$ [13]. Кроме того, несмотря на использование в работе частотных спектров, на осях абсцисс рисунков для наглядности будут приведены значения периодов $T = 2\pi/\omega$.

Представление (1) с последующим спектральным анализом обеспечивает корректный учет стационарных волн без их расщепления на две волны, распространяющиеся во взаимно противоположных направлениях. Такое расщепление возможно при альтернативном методе диагностики волновых возмущений [18] или при использовании метода [11, 13], модифицированного заменой спектрального анализа на вейвлет-анализ, как, например, в [16].

Для оценки характеристик волновой активности были использованы данные реанализа ERA-Interim [25] для геопотенциальной высоты в зимней (с ноября по март) атмосфере в слое между изобарическими поверхностями 1000 и 1 гПа с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$ по горизонтали и 6 ч по времени с 1979 по 2016 г. Расчеты проводились при $\omega^{(1)} = 6.4 \cdot 10^{-3} \text{ сут}^{-1}$, $\omega^{(2)} = 0.5 \text{ сут}^{-1}$, $k^{(1)} = 1$, $k^{(2)} = 10$.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1. Особенности спектров волновой активности тропосферы и стратосферы

На рис. 1 представлены типичные спектры в стратосфере субполярных широт и в тропосфере средних широт. В тропосфере зональные волновые

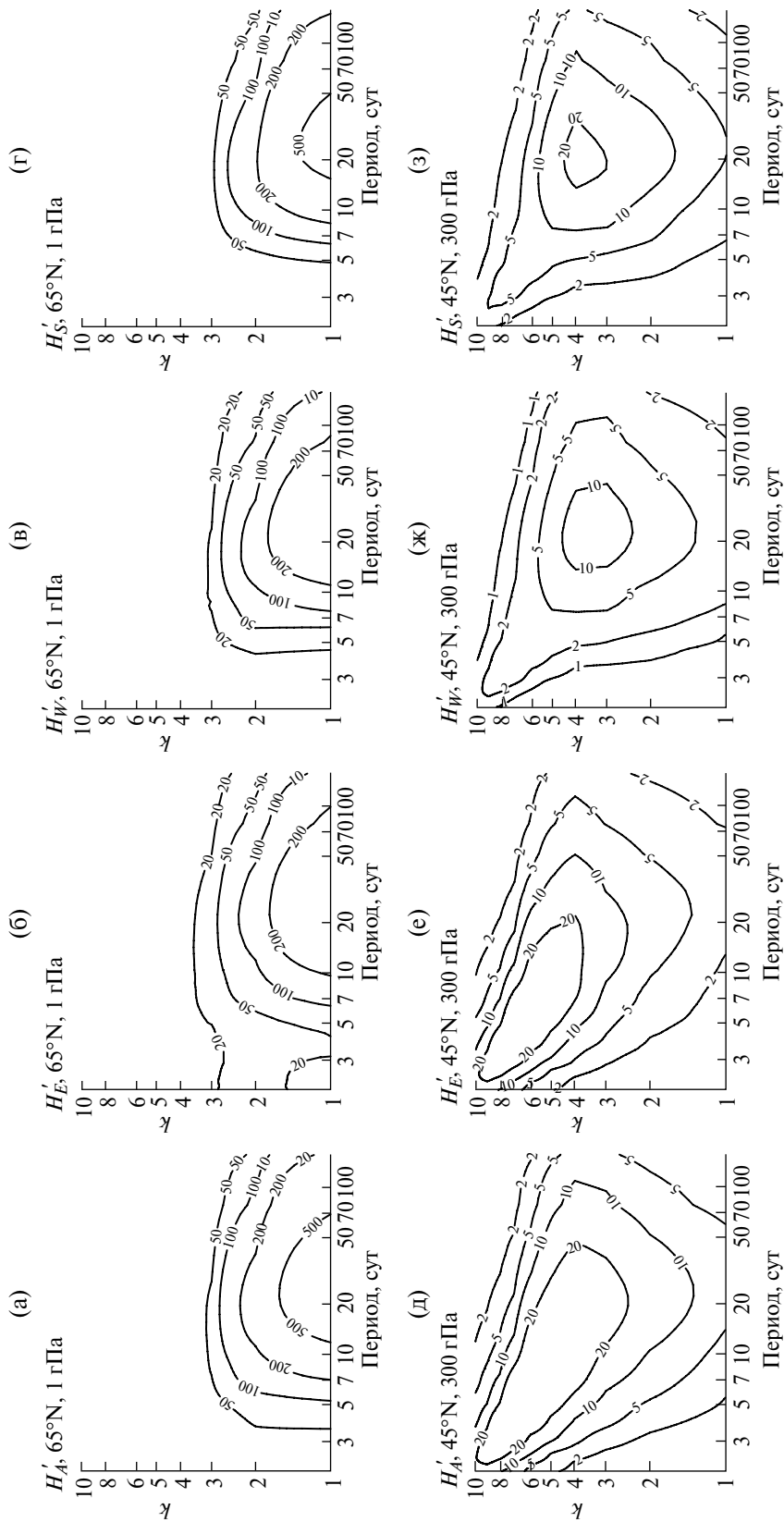


Рис. 1. Спектры (10^2 м^2) H' ($Y = A, E, W, S$) геопотенциальной высоты для временного интервала с ноября 1979 по март 2016 г. на изобарическом уровне 1 гПа широты 65°N (а–г) и на изобарическом уровне 300 гПа широты 45°N (д–з).

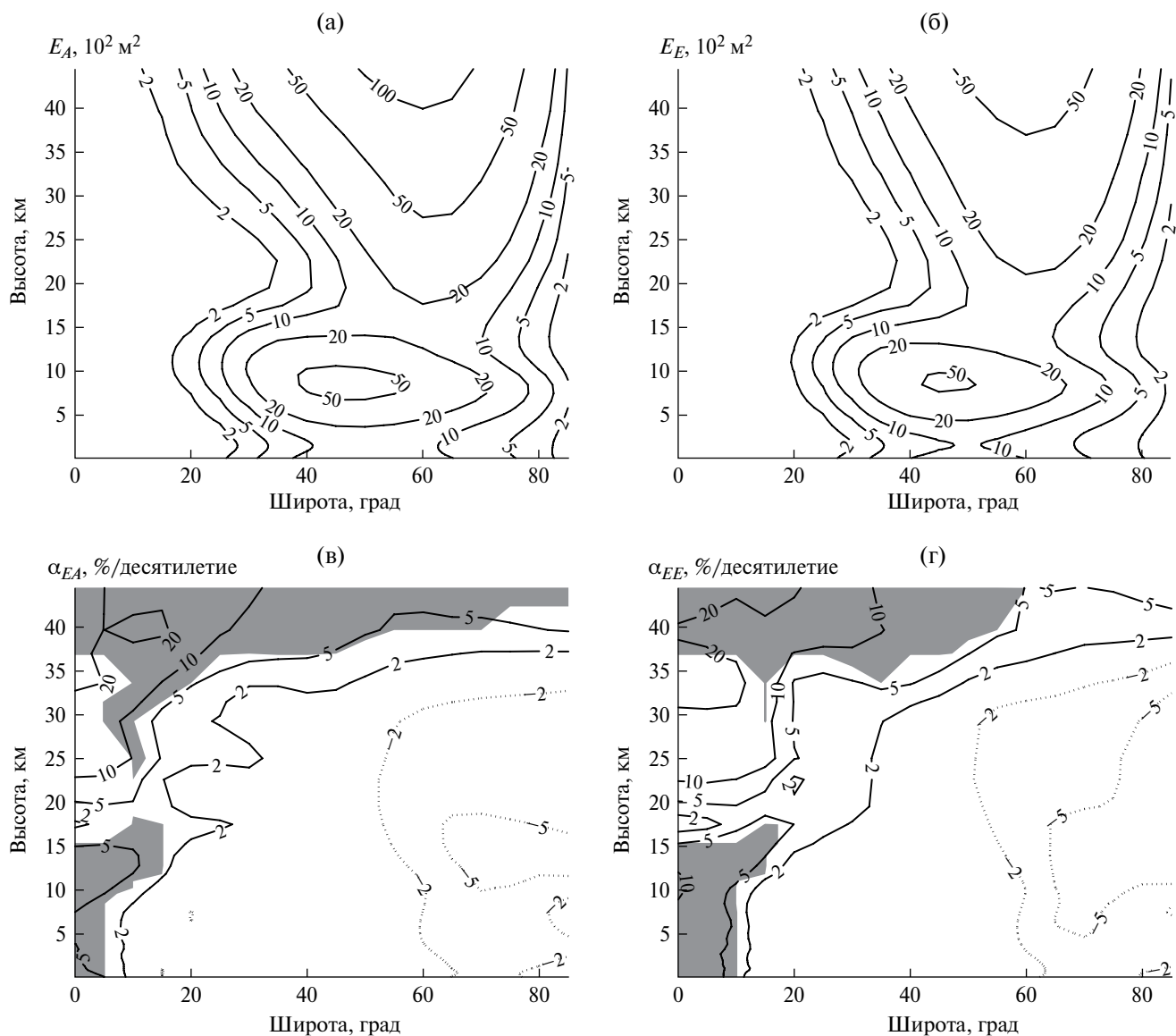


Рис. 2. Волновая энергия E_Y ($Y = A, E, W, S$) для интервала с ноября 1979 по март 2016 г. (а, б, д, е) и относительные (нормированные на среднее значение E_Y для всего рассматриваемого интервала времени) коэффициенты линейного тренда α_{EY} (в, г, ж, з). На рисунках в, г, ж, з области, где линейный тренд статистически значим на уровне $\leq 5\%$, выделены серым цветом.

числа меньше в более высоких широтах по сравнению с более низкими. Стационарные волны дают заметный вклад в полный волновой спектр только на широтах севернее примерно 45°N . Кроме того, если распространяющиеся на восток волны значимы во всем Северном полушарии, то распространяющиеся на запад — только севернее примерно 30°N . Эти результаты согласуются с [12–14]. Для всех типов волн (E, W, S) отмечается также вторичный максимум волновой энергии в верхней тропосфере и в области тропопаузы (рис. 2а, 2б, 2д, 2е). Вторичный максимум лучше выражен для распространяющихся на восток волн с $k \geq 4$.

В стратосфере для всех компонент спектр представлен лишь волнами с небольшим k . Волны с $k = 2$, распространяющиеся на запад, в тропосфере интенсивнее волн с $k = 1$ и начинают ослабевать в нижней стратосфере. Для распространяющихся на восток волн компонента с $k = 2$ проявляется и на большей высоте. Например, на широте 65°N эта компонента проявляется вплоть до уровня 7 гПа, а на уровне 50 гПа ее интенсивность больше интенсивности соответствующей компоненты с $k = 1$. Вблизи тропопаузы, на уровне 250 гПа, максимум H'_E соответствует волнам с $k = 3$. Для стационарных волн полученные результаты согласуются с результатами [26].

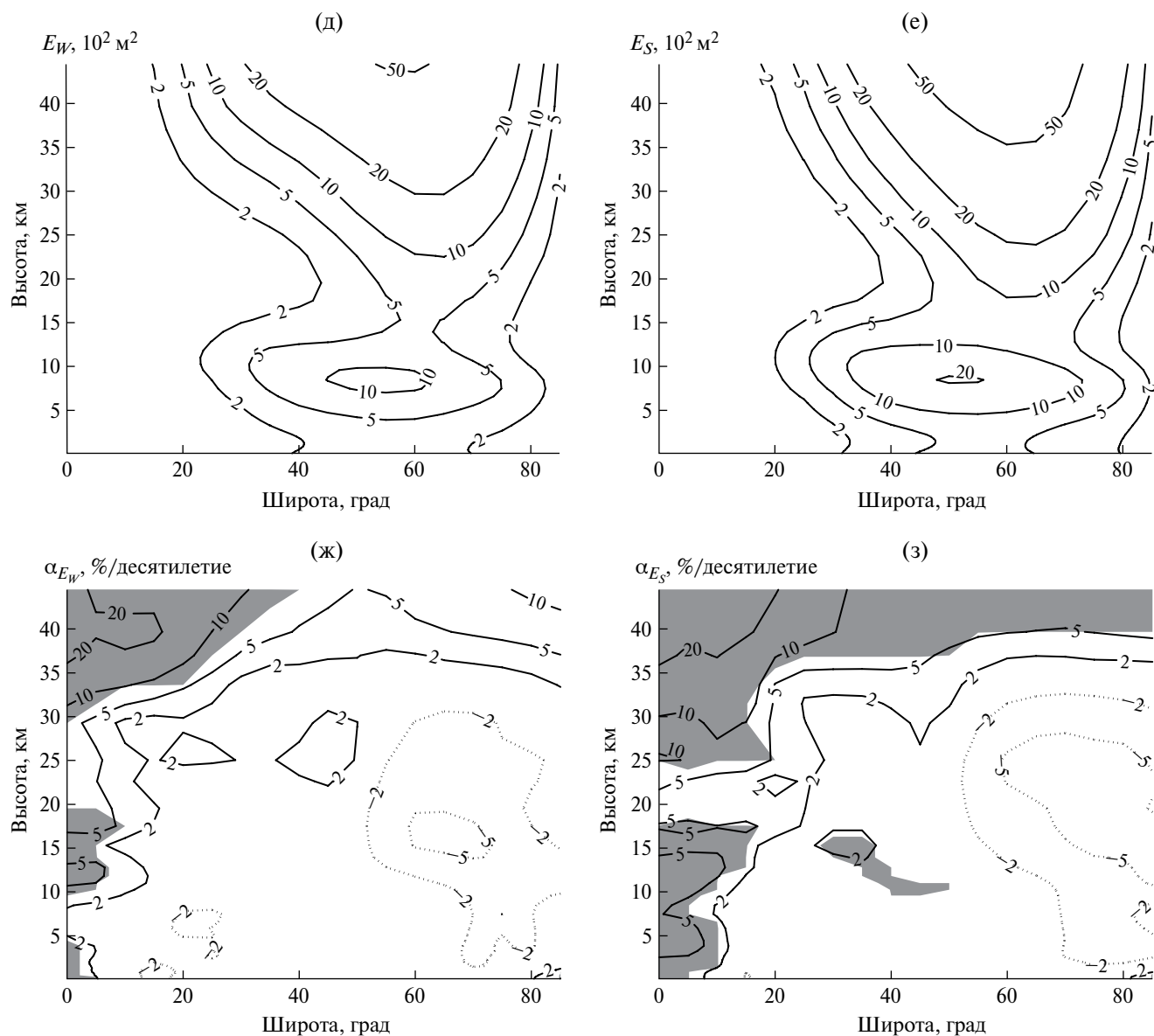


Рис. 2. Окончание.

В тропосфере волновой спектр определяется в основном распространяющимися на восток волнами (волнами Россби [1, 27]), тогда как в стратосфере – стационарными волнами с небольшими волновыми числами.

3.2. Изменение интенсивности волновой активности в последние десятилетия

Общее изменение характеристик волновой активности в атмосфере оценивалось по относительным (нормированным на среднее значение X_Y для всего рассматриваемого интервала времени) коэффициентам линейного тренда α_{XY} для волновой характеристики X_Y ($X = E, k, T$; $Y = E, W, S, A$).

В тропосфере и стратосфере тропиков, а также в верхней стратосфере на всех широтах отмечается общее усиление волновой активности с α_{EA} , превышающим 20%/десятилетие в верхней тропосфере тропиков. В тропиках и субтропиках увеличение E_A в последние десятилетия связано со всеми типами волн – E, W, S , тогда как в средних и высоких широтах – преимущественно со стационарными волнами и волнами, распространяющимися на восток (рис. 2г, 2ж, 2з).

Кроме того, выявлен небольшой по абсолютной величине, но статистически значимый линейный тренд усиления активности стационарных волн в области субтропической тропопаузы (рис. 2з). Это

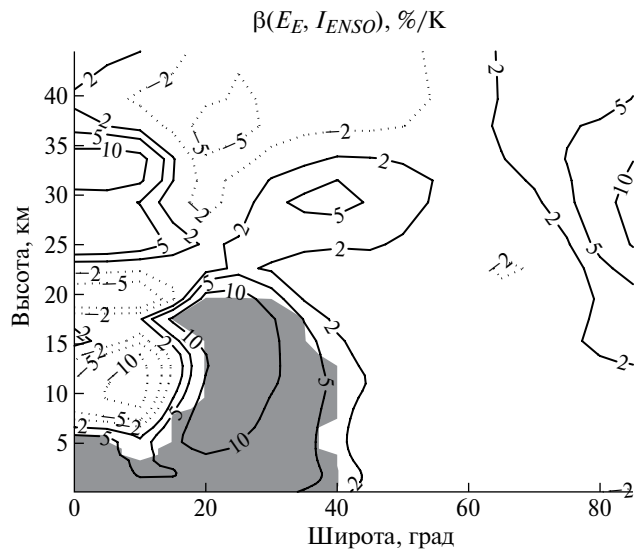


Рис. 3. Относительный коэффициент регрессии $\beta(E_E, I_{ENSO})$ волновой энергии распространяющихся на восток волн E_E на индекс I_{ENSO} , характеризующий Эль-Ниньо–Южное колебание.

можно связать со смещением субтропического струйного течения к северу, отмеченного в [28].

В тропосфере тропиков и субтропиков, а также в субтропической нижней стратосфере выявлена статистически значимая положительная корреляция энергии распространяющихся на восток волн с индексом I_{ENSO} процесса Эль-Ниньо–Южное колебание – температурой поверхности океана в регионе Nino-3.4 в ноябре–январе по данным ERSST.v4 (http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ensoyears.shtml), см. рис. 3. В нижней стратосфере $\beta(E_E, I_{ENSO}) \geq 10\%/K$

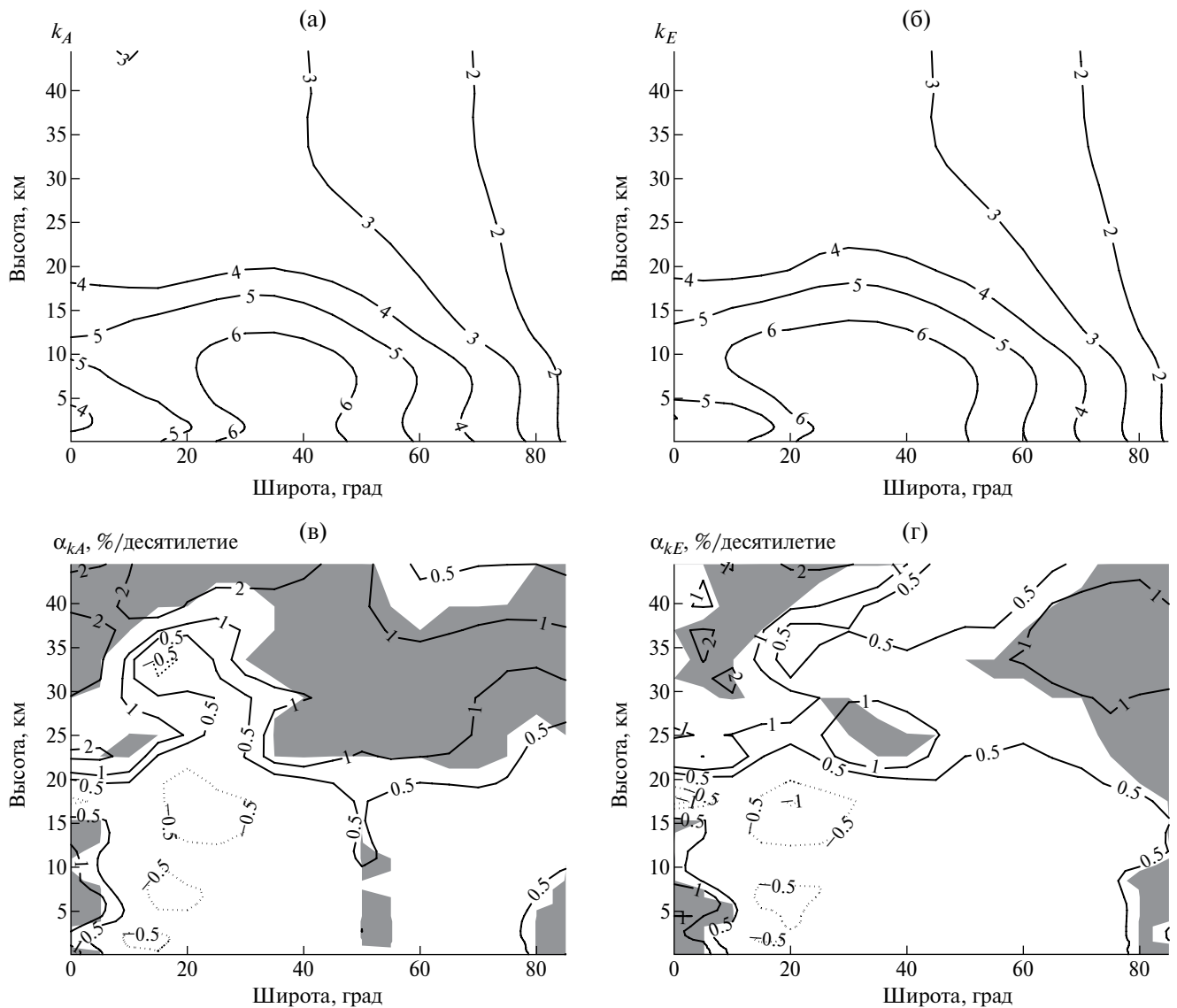


Рис. 4. Подобно рис. 2, но для зонального волнового числа, осредненного по спектру.

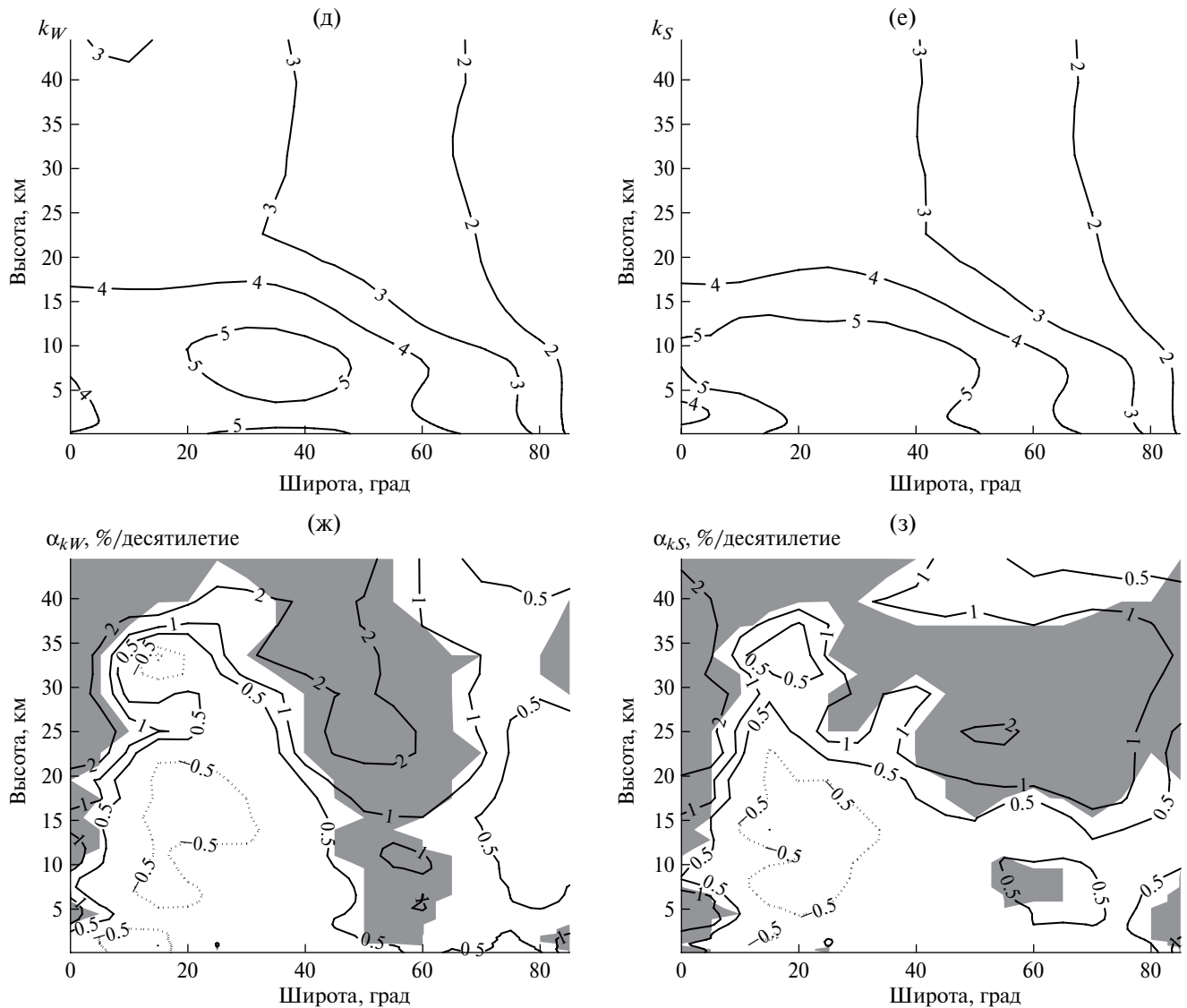


Рис. 4. Окончание.

(здесь и далее $\beta(X_Y, Z)$ обозначает относительный коэффициент регрессии для волновой характеристики X_Y на переменную Z). При вариациях I_{ENSO} между годами Эль-Ниньо и годами Ла-Нинья около 2 К величина E_E изменяется в полтора раза (а между экстремально сильными событиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья – вдвое).

Выявленное усиление волновой активности в верхней стратосфере средних и высоких широт, связанное с соответствующим увеличением энергии стационарных волн в поле геопотенциала, согласуется с результатами [17, 18], где с использованием альтернативного метода диагностики волновых возмущений было отмечено увеличение амплитуды стационарной волны с $k = 1$ в последние десятилетия. Это также согласуется

с механизмом распространения крупномасштабных планетарных волн из тропосферы в стратосферу, при котором с высотой амплитуда волны увеличивается (прежде всего с $k = 1$) [1]. Взаимодействие таких волн со средним потоком и их последующая диссипация может приводить к развитию стратосферных потеплений. В частности, в 1999–2015 гг. сильные стратосферные потепления в середине зимы наблюдались в 10 сезонах из 17, а в 1979–1998 гг. – только в 7 из 20 [29]. Подобное увеличение повторяемости сильных стратосферных потеплений было также выявлено по данным реанализа NCEP/NCAR в [30]. Следует, однако, иметь в виду, что традиционное определение сильных стратосферных потеплений (основанное на изменении знака зонального ветра

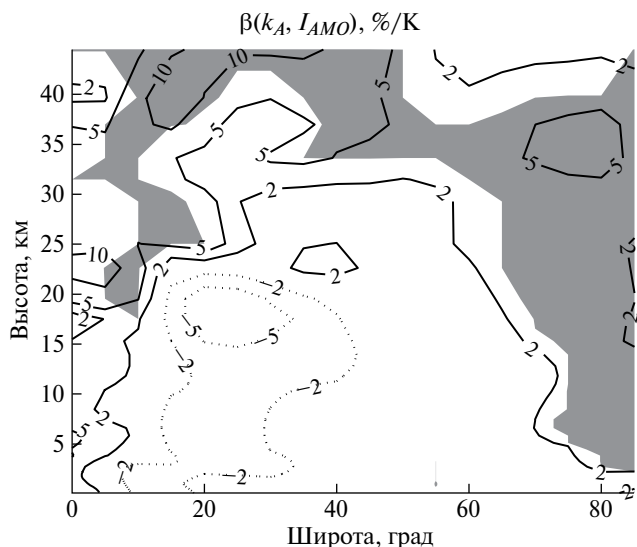


Рис. 5. Относительный коэффициент регрессии $\beta(k_A, I_{AMO})$ эффективного волнового числа k_A на индекс I_{AMO} , характеризующий Атлантическое междесятилетнее колебание.

на изобарическом уровне 10 гПа) не является единственно возможным [31]. В частности, при ряде событий, которые приводили к существенному изменению состояния стратосферы, такое изменение знака зонального ветра происходило выше – на уровне 5 гПа [19].

Отмеченное в [17, 18] увеличение интенсивности стационарной волны с $k = 1$ в средних и высоких широтах в данной работе не выявлено. Последнее может быть связано с недостаточной статистической значимостью результатов [17, 18].

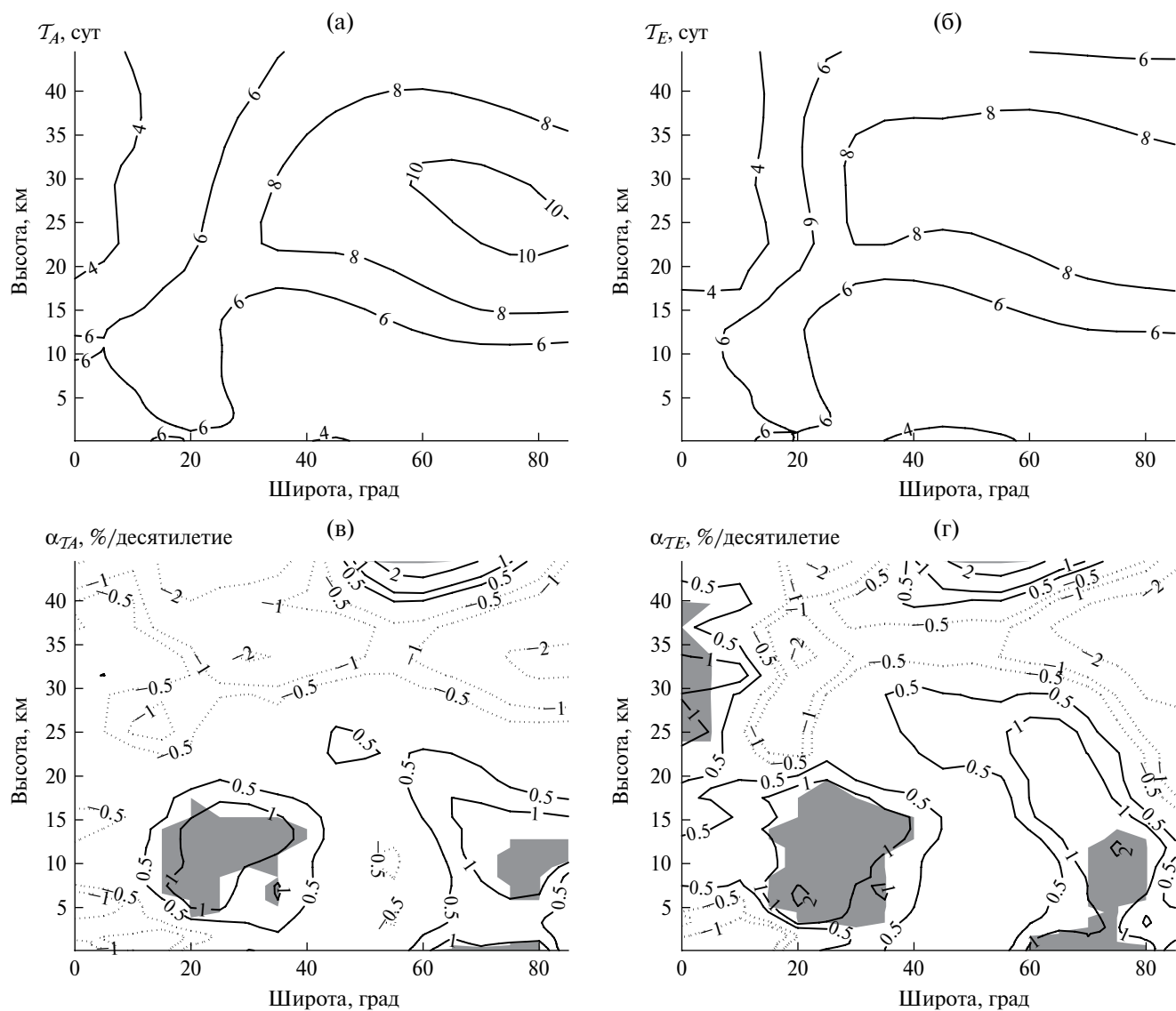


Рис. 6. Подобно рис. 4, но для периода волн T_Y ($Y = A, E, W, S$).

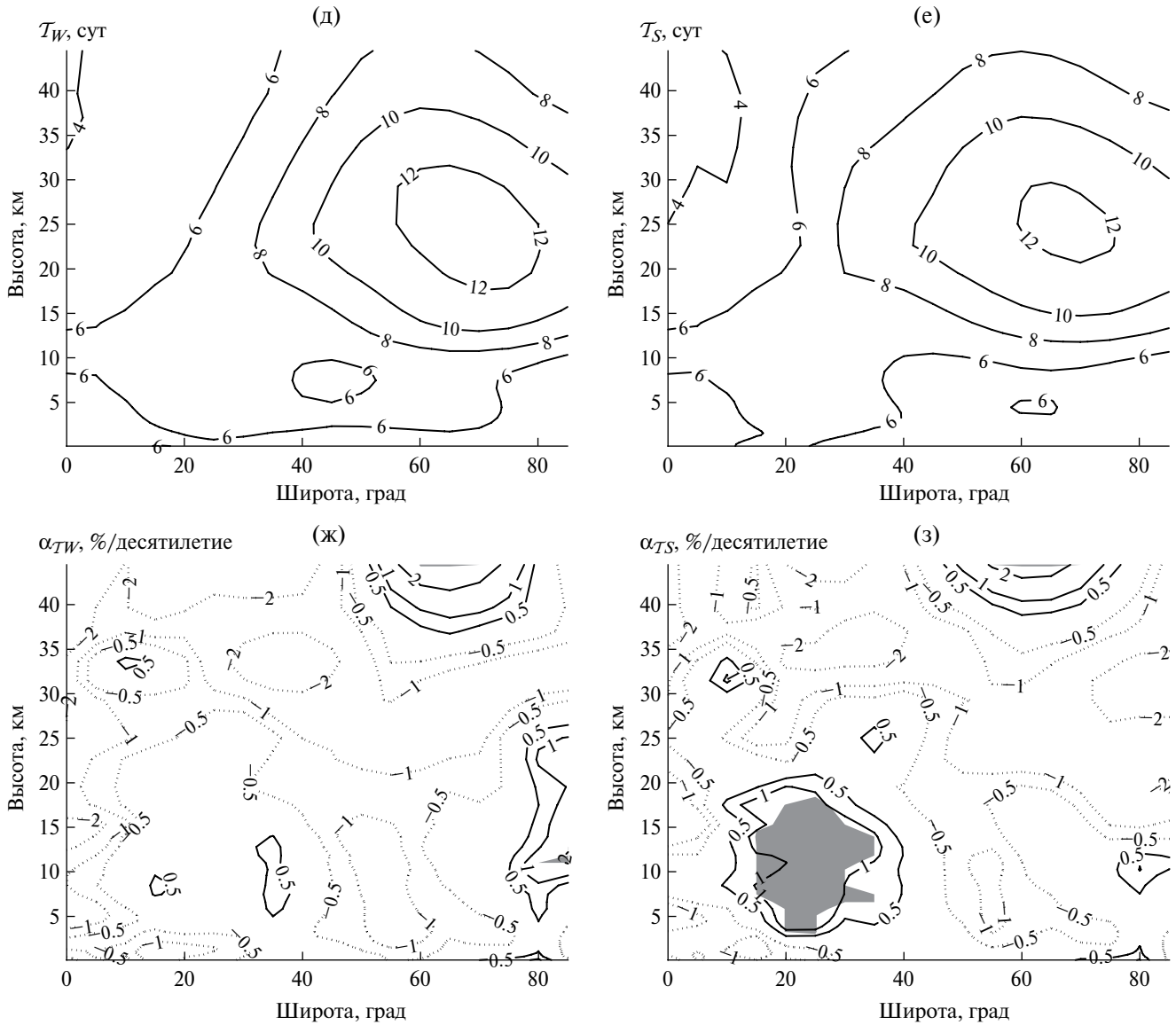


Рис. 6. Окончание.

3.3. Осредненные по спектру волновые числа и эффективные периоды волн

Осредненное по спектру зональное волновое число k_y для всех типов волн достигает максимума в верхней тропосфере субтропиков (рис. 4а, 4б, 4д, 4е). Изолиния $k_y = 4$ почти совпадает с тропопаузой, так что в тропосфере k_y оказывается больше четырех, а в стратосфере меньше этого значения. В средней и верхней стратосфере для всех типов волн (A, E, W, S) k_y уменьшается с увеличением широты.

Для всех типов волн отмечено статистически значимое увеличение k_y (т.е. уменьшение зональной длины волны) в средней и верхней стратосфере всех широт и в приэкваториальной

тропосфере (рис. 4в, 4г, 4ж, 4з). Для распространяющихся на запад волн и в меньшей степени для стационарных волн подобное увеличение k_y отмечено также в тропосфере и нижней стратосфере средних широт. При этом относительные коэффициенты линейного тренда α_{k_y} для всех указанных случаев не превышают 2%/десятилетие. В целом для всех типов волн широтно-высотные области, в которых выявляется статистически значимое увеличение k_y , близки к соответствующим областям увеличения E_y .

В верхней тропосфере полярных широт и большей части стратосферы полярных и субполярных широт отмечена статистически значимая положительная корреляция k_y с индексом Атлантического междесятилетнего колебания I_{AMO} .

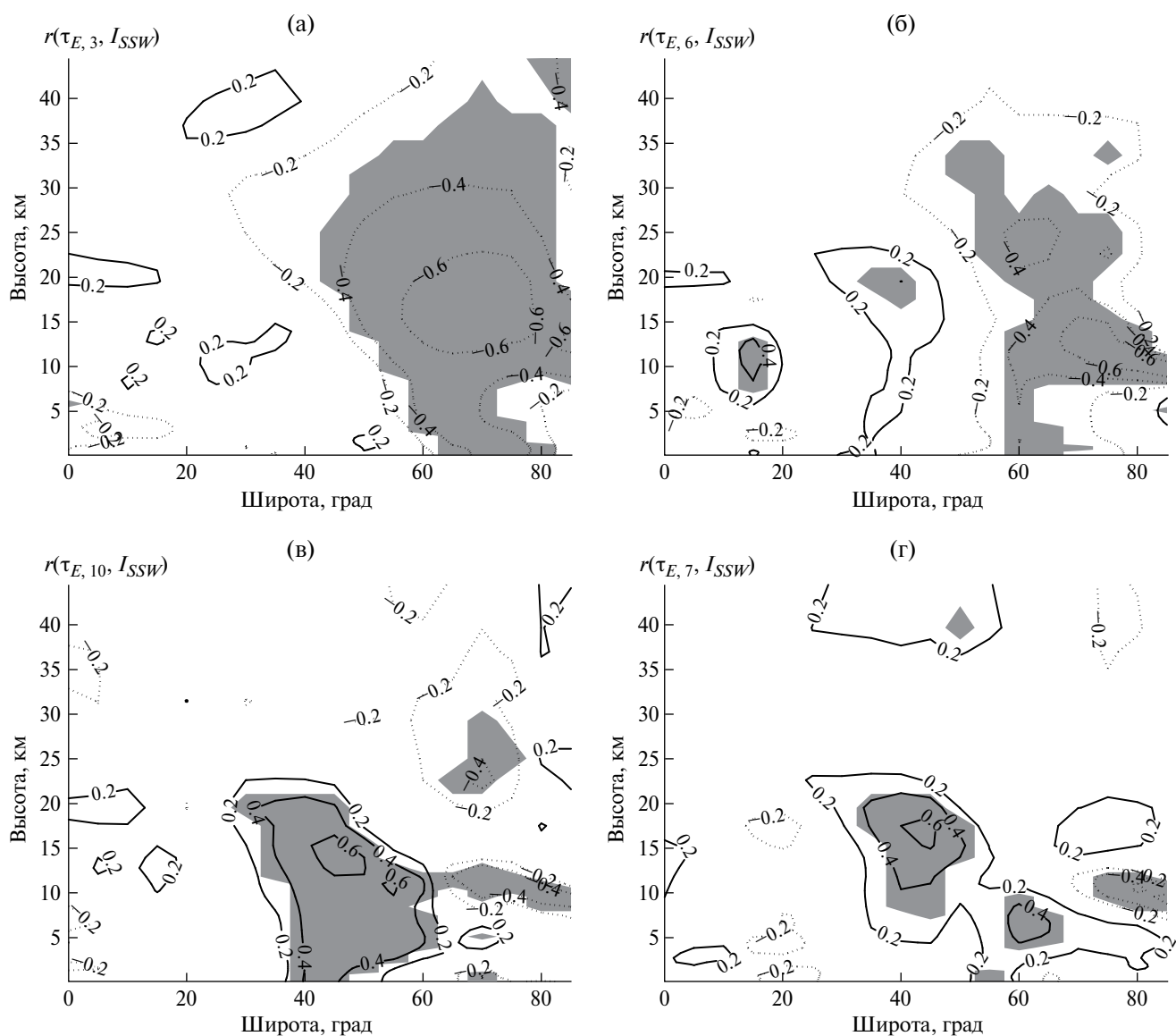


Рис. 7. Коэффициенты корреляции $r(\tau_{Y,k}, I_{SSW})$ между эффективным волновым периодом $\tau_{Y,k}$ для волн типа Y с зональным волновым числом k и индексом внезапных стратосферных потеплений I_{SSW} для $Y = E, k = 3$ (а), $Y = E, k = 6$ (б), $Y = E, k = 10$ (в) и $Y = S, k = 7$ (г).

определенного по данным HadISST.1.1 (<http://www.cgd.ucar.edu/cas/catalog/climind/AMO.html>) для календарного года с началом в данный зимний сезон (рис. 5). Это связано с соответствующими корреляциями для k_W и k_S . В верхней стратосфере тропиков и субтропиков $\beta(k_Y, I_{AMO}) \geq 20\%/K$ ($Y = A, W, S$), что с учетом изменения I_{AMO} в 1979–2016 гг. (≈ 0.6 К) соответствует изменению k_Y на 15%. Следует иметь в виду, что если основные изменения I_{ENSO} (и изменения волновой энергии, связанные с явлением Эль-Ниньо–Южное колебание, см. раздел 3.2) происходят на межгодовом временном масштабе, то изменения I_{AMO} (и, следовательно, соответствующие

изменения зонального волнового числа) — на междесятилетнем временном масштабе [32].

Эффективный период волн T_Y в стратосфере больше, чем в тропосфере (рис. 6а, 6б, 6д, 6е): как правило, в тропосфере для всех типов волн $T_Y \leq 6$ сут, тогда как в стратосфере $T_Y \geq 8$ сут. При этом для всех Y эффективный период волн максимален в средней стратосфере средних и субполярных широт. Вторичный максимум T_Y выявлен в средней тропосфере тех же широт. Небольшое ($\leq 2\%$ /десятилетие) удлинение эффективного периода отмечается в области субтропического струйного течения (рис. 6в, 6г, 6ж, 6з).

Оно связано с соответствующим увеличением T_E и T_S . При этом статистически значимого увеличения E_E в регионе субтропического струйного течения не выявлено, а для E_S область статистически значимого увеличения в этом регионе значительно меньше, чем для T_S .

Анализ связи эффективного периода волн с внешними стратосферными потеплениями проведен с использованием сезонного индекса стратосферных потеплений:

$$I_{SSW} = \sum_j n_j I_{SSW,j}, \quad (11)$$

где суммирование производится по индексу j , n_j – число потеплений определенного типа ($j = 1$ – сильные стратосферные потепления, $j = 2$ – финальные потепления, $j = 3$ – потепление канадского типа), $I_{SSW,j}$ – соответствующий этому типу весовой множитель ($I_{SSW,1} = 1$, $I_{SSW,2} = 0.75$, $I_{SSW,3} = 0.5$). Полученные результаты мало чувствительны к выбору значений $I_{SSW,1}$, $I_{SSW,2}$ и $I_{SSW,3}$ (при условии $I_{SSW,1} > I_{SSW,2} > I_{SSW,3}$ и различии числовых значений этих множителей между собой хотя бы на несколько десятков процентов). Если сильное стратосферное потепление является также и финальным [33], то для него $j = 1$.

Отмечена значимая положительная корреляция индекса I_{SSW} с

$$\tau_{Y,k} = 2\pi / \int \omega H_Y(k, \omega) d\omega \quad (12)$$

(переменная $\tau_{k,Y}$, подобно T_Y , характеризует эффективный период волн, но для данного зонального волнового числа k). Корреляция наиболее значима для $Y = E$ и $Y = S$. Для первого типа волн в стратосфере средних и высоких широт выявлена отрицательная корреляция $\tau_{E,k}$ с I_{SSW} при $2 \leq k \leq 6$: интенсификация активности стратосферных потеплений сопровождается укорочением эффективного периода волн для данного волнового числа (рис. 7а, 7б). Для распространяющихся на восток волн с $7 \leq k \leq 10$ в тропосфере и стратосфере средних широт интенсификация стратосферных потеплений сопровождается удлинением периода этих волн (рис. 7в). В этой области также отмечена положительная корреляция индекса I_{SSW} с эффективным периодом стационарных волн с $7 \leq k \leq 10$ (рис. 7г), а также распространяющихся на запад волн с такими же зональными волновыми числами. При каждом $7 \leq k \leq 10$ пространственные особенности корреляций для $\tau_{S,k}$ подобны соответствующим пространственным особенностям корреляций для $\tau_{W,k}$ при том же k (не показано).

ВЫВОДЫ

Проведен анализ спектров волновой активности по данным реанализа ERA-Interim для зимнего периода (ноябрь–март) для геопотенциала в тропосфере и стратосфере с 1979 по 2016 г. Характеристики волновых спектров для зональных волновых чисел $1 \leq k \leq 10$ были вычислены с использованием метода [11, 13] (спектров Хаяши) с выделением волн, распространяющихся на восток (E) и на запад (W), а также стационарных волн (S). Для стратосферы подобный анализ проведен впервые.

В тропосфере зональные волновые числа меньше в более высоких широтах по сравнению с более низкими. Если распространяющиеся на восток волны значимы в тропосфере и стратосфере всего Северного полушария, то распространяющиеся на запад – только севернее примерно $30^\circ N$. Для всех типов волн (E , W , S) в тропосфере волновая энергия максимальна в области тропопаузы, особенно для распространяющихся на восток волн с зональными волновыми числами $k \geq 4$.

В тропосфере и стратосфере тропиков, а также в верхней стратосфере всех широт Северного полушария в целом выявлено увеличение энергии волн в 1979–2016 гг., превышающее 20%/десятилетие в верхней тропосфере тропиков. В тропиках и субтропиках увеличение этой энергии связано со всеми типами волн (E , W , S), тогда как в средних и высоких широтах – преимущественно со стационарными волнами и волнами, распространяющимися на восток. В области субтропической тропопаузы выявлено общее увеличение энергии стационарных волн в последние десятилетия, которое можно связать со смещением субтропического струйного течения к северу. В тропосфере тропиков и субтропиков и в субтропической нижней стратосфере отмечены значимые вариации энергии распространяющихся на восток волн на межгодовом временном масштабе: в годы Эль-Ниньо эта энергия может быть в полтора-два раза больше, чем в годы Ла-Нинья.

Осредненное по спектру зональное волновое число k_Y для всех типов волн ($Y = E$, W , S) максимально в верхней тропосфере субтропиков. В средней и верхней стратосфере для всех типов волн величина k_Y уменьшается при увеличении широты. Для всех $Y = E$, W , S в 1979–2016 гг. отмечено небольшое, но статистически значимое увеличение k_Y (т.е. уменьшение зональной длины волны) в средней и верхней стратосфере всех широт и в приэкваториальной тропосфере. Для распространяющихся на запад волн и в меньшей степени для стационарных волн подобное увеличение k_Y отмечено также в тропосфере и нижней

стратосфере средних широт. 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 десятилетней осцилляции, связанная с изменением k_E и k_S на 15% на десятилетнем временном масштабе в 1979–2016 гг.

Осредненный по спектру период волн T_Y в стратосфере больше, чем в тропосфере и достигает максимума в средней стратосфере вне тропических широт. Выявлена связь эффективных периодов волн (с разными волновыми числами) с активностью внезапных стратосферных потеплений. Знак этой связи зависит от региона, слоя атмосферы и зонального волнового числа. При этом в работе был введен индекс активности внезапных стратосферных потеплений. Следует отметить, что этот индекс не полностью описывает их влияние на динамику стратосферы, что связано как с неоднозначностью определения внезапных стратосферных потеплений [31], так и с принципиальным различием влияния таких потеплений, формально относящихся к одному типу, на состояние стратосферы [22]. В связи с последним в будущем возможно уточнение введенного в работе индекса I_{SSW} .

Авторы выражают благодарность В. К. Петухову за полезные обсуждения, а также рецензенту за конструктивные замечания к предыдущей версии работы. Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты №№ 15-05-06399, 17-05-01097 и 18-05-00721), средств субсидии, выделенной в рамках государственной поддержки Казанского (Приволжского) федерального университета в целях повышения его конкурентоспособности среди ведущих мировых научно-образовательных центров, и в рамках программ РАН. Результаты анализа волновой активности в средних широтах получены при поддержке гранта РФФ-14-17-00806. Результаты, относящиеся к связи волновой активности с индексами атмосферной изменчивости в арктических широтах, получены при поддержке гранта РФФ-14-17-00647.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Holton J.R.* An Introduction to Dynamic Meteorology. Cambridge, MA: Academic Press, 2004. 535 с.
2. *Переведенцев Ю.П., Мохов И.И., Елисеев А.В. и др.* Теория общей циркуляции атмосферы. Казань: Казанский ун-т, 2013. 224 с.
3. *Charney J.G., Drazin P.G.* Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere // *J. Geophys. Res.* 1961. V. 66. № 1. P. 83–109.
4. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis / Eds: Stocker T., Qin D., Plattner G.-K. et al.* Cambridge/New York: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
5. *Мохов И.И., Семенов В.А., Хон В.Ч. и др.* Связь аномалий климата Евразии и Северной Атлантики с естественными вариациями Атлантической термохалинной циркуляции по долгопериодным модельным расчетам // *ДАН.* 2008. Т. 419. № 5. С. 687–690.
6. *Semenov V.A., Latif M., Dommenges D. et al.* The impact of North Atlantic – Arctic multidecadal variability on Northern Hemisphere surface air temperature // *J. Climate.* 2010. V. 23. № 21. P. 5668–5677.
7. *Семенов В.А., Шелехова Е.А., Мохов И.И. и др.* Роль Атлантического долгопериодного колебания в формировании сезонных аномалий температуры воздуха в Северном полушарии по модельным расчетам // *Оптика атмосферы и океана.* 2014. Т. 27. № 3. С. 215–223.
8. *Мохов И.И.* Современные изменения климата в Арктике // *Вестн. РАН.* 2015. Т. 85. № 5–6. С. 478–484.
9. *Мохов И.И., Смирнов В.А.* Взаимосвязь вариаций глобальной приповерхностной температуры с процессами Эль-Ниньо/Ла-Нинья и Атлантическим долгопериодным колебанием // *ДАН.* 2016. Т. 467. № 5. С. 580–584.
10. *Мохов И.И.* Российские климатические исследования в 2011–2014 гг. // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2017. Т. 53. № 5. С. 624–640.
11. *Hayashi Y.* A generalized method of resolving disturbances into progressive and retrogressive waves by space Fourier and time cross-spectral Analyses // *J. Meteorol. Soc. Japan.* 1971. V. 49. № 2. P. 125–128.
12. *Fraedrich K., Böttger H.* A wavenumber-frequency analysis of the 500 mb geopotential at 50°N // *J. Atmos. Sci.* 1978. V. 35. № 4. P. 745–750.
13. *Dell'Aquila A., Lucarini V., Ruti P.M. et al.* Hayashi spectra of the northern hemisphere mid-latitude atmospheric variability in the NCEP-NCAR and ECMWF reanalyses // *Clim. Dyn.* 2005. V. 25. № 6. P. 639–652.
14. *Lucarini V., Calmanti S., Dell'Aquila A. et al.* Inter-comparison of the northern hemisphere winter mid-latitude atmospheric variability of the IPCC models // *Clim. Dyn.* 2007. V. 28. № 7–8. P. 829–848.

15. *Варгин П.Н.* Анализ распространяющейся на восток волны с зональным волновым числом 2 в данных температуры, вертикального распределения и общего содержания озона // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2003. Т. 39. № 3. С. 327–334.
16. *Alexander S.P., Shepherd M.G.* Planetary wave activity in the polar lower stratosphere // *Atmos. Chem. Phys.* 2010. V. 10. № 2. P. 707–718.
17. *Канухина А.Ю., Нечаева Л.А., Суворова Е.В. и др.* Климатические тренды температуры, зонального потока и стационарных планетарных волн по данным NCEP/NCAR реанализа // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2007. Т. 43. № 6. С. 754–763.
18. *Pogoreltsev A.I., Kanukhina A. Yu., Suvorova E.V. et al.* Variability of planetary waves as a signature of possible climatic changes // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2009. V. 71. № 14. P. 1529–1539.
19. *Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N., Aniskina O.G. et al.* Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter // *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.* 2015. V. 136B. P. 187–200.
20. *Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпечко А.Ю. и др.* О стратосферно-тропосферных взаимодействиях // Вестник РАН. 2015. Т. 85. № 1. С. 39–46.
21. *Kidston J., Scaife A.A., Hardiman S.C. et al.* Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather // *Nature Geosci.* 2015. V. 8. № 6. P. 433–440.
22. *Kodera K., Mukougawa H., Maury P. et al.* Absorbing and reflecting sudden stratospheric warming events and their relationship with tropospheric circulation // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016. V. 121. № 1. С. 80–94.
23. *Смышляев С.П., Погорельцев А.И., Галин В.Я. и др.* Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных районов // Геомагнетизм и аэрономия. 2016. Т. 56. № 1. С. 102–116.
24. *Дженкинс Г., Ваттс Д.* Спектральный анализ и его приложения. Т. 1. М.: Мир, 1971. 318 с.
25. *Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al.* The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q.J. Roy. Meteorol. Soc.* 2011. V. 137. № 656. P. 553–597.
26. *Варгин П.Н., Володин Е.М.* Анализ воспроизведения динамических процессов в стратосфере климатической моделью ИВМ РАН // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2016. Т. 52. № 1. С. 3–18.
27. *Guryanov V.V., Fahrutdinova A.N.* Height-latitude structure of stationary planetary waves in the stratosphere and lower mesosphere // *Adv. Space Res.* 2014. V. 53. № 4. P. 674–688.
28. *Fu Q., Lin P.* Poleward shift of subtropical jets inferred from satellite-observed lower-stratospheric temperatures // *J. Climate.* 2011. V. 24. № 21. P. 5597–5603.
29. *Butler A.H., Sjoberg J.P., Seidel D.J. et al.* A sudden stratospheric warming compendium // *Earth. Syst. Sci. Data.* 2017. V. 9. № 1. P. 63–76.
30. *Агеева В.Ю., Груздев А.Н., Елохов А.С., Мохов И.И., Зуева Н.Е.* Внезапные стратосферные потепления: зависимость от фазы КДЦ и уровня солнечной активности, влияние на общее содержание NO₂ и O₃ // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 5. С. 545–555.
31. *Butler A., Seidel D., Hardiman S. et al.* Defining sudden stratospheric warmings // *Bull. Amer. Met. Soc.* 2015. V. 96. № 11. P. 1913–1928.
32. *Deser C., Alexander M.A., Xie S.-P. et al.* Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms // *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2010. V. 2. P. 115–143.
33. *Manney G.L., Lawrence Z.D.* The major stratospheric final warming in 2016: dispersal of vortex air and termination of Arctic chemical ozone loss // *Atmos. Chem. Phys.* 2016. V. 16. № 23. P. 15371–15396.

Wave Activity and Its Changes in the Troposphere and Stratosphere of the Northern Hemisphere in Winters During 1979–2016

© 2018 V. V. Guryanov¹, A. V. Eliseev^{1,2*}, I. I. Mokhov^{2,3,4}, Yu. P. Perevedentsev¹

¹Kazan Federal University, 420008, Kazan, Kremlyovskaya, 8

²A. M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Russian Academy of Sciences, 119017, Moscow, Pyzhevsky per., 3

³M. V. Lomonosov Moscow State University, 119991, Moscow, Leninskie gory, 1

⁴Moscow Institute of Physics and Technology, 141700, Moscow Region, Dolgoprudny, Institutsky per., 9

*E-mail: eliseev@ifaran.ru

By using the winter (from November to March) ERA-Interim reanalysis geopotential data in the troposphere and stratosphere for 1979–2016, an analysis of the spectra for wave disturbances with zonal wave numbers $1 \leq k \leq 10$ is performed. In this, contributions of the eastward traveling (E), westward traveling (W), and stationary (S) waves are estimated. In the tropical troposphere and stratosphere, as well as in the upper stratosphere of the whole Northern Hemisphere, an intensification of the wave activity is found. In the tropics and in the subtropics it is linked to the waves of all types (E , W , S), while in the middle and higher latitudes it is related to the eastward traveling waves. Near the subtropical tropopause, the energy of stationary waves increased during last decades. In addition, in the tropical and subtropical troposphere and in the subtropical lower stratosphere, the energy of the eastward traveling waves may be larger on 1.5–2 times in the El Niño years than in the La Niña years. The spectrally weighted zonal wave numbers for waves of all types (E , W , S) is largest in the upper subtropical troposphere. For W - and S -waves, this wave numbers is correlated with the index of the Atlantic Multidecadal Oscillation and changed by 15% in 1979–2016 at the interdecadal time scale. The spectrally weighted period of waves in the stratosphere is larger than in the troposphere. It is maximal in the middle extra-tropical stratosphere. Spectrally weighted wave periods are correlated with the activity of the sudden stratospheric warmings. The sign of this correlation depends on latitude, on altitude, and on zonal wave number.

Keywords: atmospheric waves, troposphere, stratosphere, Hayashi spectra, climate variability, sudden stratospheric warmings, El Niño–Southern Oscillation, Atlantic Multidecadal Oscillation.