

УДК 551.511.3;551.513.7;551.587

## СТАТИСТИЧЕСКАЯ НЕРАВНОМЕРНОСТЬ ДАТ ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ В ЗИМНЕМ СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

© 2017 г. Е. Н. Савенкова<sup>а, \*</sup>, Н. М. Гаврилов<sup>а, \*\*</sup>, А. И. Погорельцев<sup>б, \*\*\*</sup>, Р. О. Мануйлова<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Санкт-Петербургский государственный университет  
199034 Санкт-Петербург, Университетская наб., 7–9

<sup>б</sup>Российский государственный гидрометеорологический университет  
195196 Санкт Петербург, Малоохтинский пр., 98

\*E-mail: savenkova.en@mail.ru

\*\*E-mail: n.gavrilov@spbu.ru

\*\*\*E-mail: apogor@rshu.ru

Поступила в редакцию 16.02.2016 г.

После доработки 18.04.2016 г.

По данным реанализа метеорологической информации выполнен статистический анализ дат основных внезапных стратосферных потеплений, наблюдавшихся в 1958–2014 гг., и показано их неравномерное распределение в зимние месяцы с максимумами в начале января, в конце января – начале февраля и в конце февраля. Для объяснения этих закономерностей выполнен климатологический анализ изменений амплитуд и вертикальных компонент потоков Элиассена-Пальма, созданных крупномасштабными планетарными волнами (ПВ), среднезональных ветров и отклонений температуры от их среднезимних значений в высоких северных широтах на высотах от земли до 50 км с использованием 20-летнего (1995–2014 гг.) набора ежедневной метеорологической информации из базы данных UK Met Office. Во время указанных выше интервалов более частого наблюдения внезапных стратосферных потеплений обнаружены климатологические максимумы возмущений температуры, локальные минимумы западных ветров, а также локальные максимумы амплитуды и потоков Элиассена-Пальма ПВ с зональным волновым числом 1 в высокоширотной северной стратосфере. Обнаружены различия между атмосферными характеристиками, усредненными за последние два десятилетия.

**Ключевые слова:** климатология, внезапное стратосферное потепление, средний зональный ветер, температура, планетарные волны, динамика стратосферы

**DOI:** 10.7868/S0002351517030129

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Сильные (до 30–40 К) и быстрые повышения температуры в зимней полярной стратосфере на высотах 30–50 км известны как внезапные стратосферные потепления (ВСП) и происходят, главным образом, в Северном полушарии. Во время крупных (мажорных) ВСП происходят развороты стратосферных зональных потоков.

Атмосферные возмущения, связанные с ВСП, могут спускаться в тропосферу на протяжении временных интервалов от недель до месяцев [1] и производить существенные погодные явления, например, интенсивные вторжения холодного воздуха в зимний период [2]. ВСП могут влиять на фотохимические процессы в стратосфере [3], на перенос климатически активных газов и загрязняющих веществ [4, 5], изменчивость озона в Арктике и Антарктике [6].

С момента первого обнаружения ВСП в 1952 г. [7] они широко наблюдаются и классифицируются Всемирной метеорологической организацией. Для анализа используются, в частности, базы данных реанализа метеорологической информации (см. обзор в [8]), которые пригодны для исследования климатических изменений [9]. В [10] использованы базы реанализа метеорологических данных NCEP-NCAR и ERA, применены разные методы идентификации ВСП и получены таблицы дат основных ВСП, наблюдавшихся в 1958–2013 гг. При рассмотрении этих таблиц возникает гипотеза, что даты основных ВСП могут быть неравномерно распределены в зимние месяцы и могут существовать климатологически предпочтительные интервалы возникновения этих явлений.

Для проверки этой гипотезы в данном исследовании выполнен анализ климатологических атмо-

сферных характеристик, связанных с развитием ВСП с использованием 20-летних (1995–2014 гг.) наборов ежедневных метеорологических данных в системе ассимиляции Метеорологического бюро Великобритании (УКМО) [11] на высотах до 50 км. Мы проанализировали амплитуды и потоки Элиассена–Пальма (ЭП-потоки), создаваемые модами планетарных волн (ПВ) с зональными волновыми числами  $m = 1$  и  $m = 2$ , а также усредненный по долготе зональный ветер и отклонения температуры от среднезимних значений на высотах от земной поверхности до 50 км. Эти климатические данные были сопоставлены с результатами статистического анализа наблюдаемых дат основных ВСП.

## 2. МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

Для получения климатических 20-летних средних характеристик атмосферы, ответственных за формирование ВСП, использованы ежедневные значения метеорологических переменных, полученных из базы реанализа метеорологических данных УКМО [11] за зимние месяцы (декабрь–февраль) 1995–2014 гг. в области высот 0–50 км. За указанный интервал были рассчитаны и усреднены зональный ветер и отклонения температуры от ее среднезимних значений. Для получения параметров ПВ, ответственных за ВСП, был выполнен анализ Фурье с разложением гидродинамических переменных на среднезональные значения и суперпозицию гармоник с зональными волновыми числами  $m = 1–4$ , которые названы ниже, как ПВ1–ПВ4.

При анализе механизмов формирования ВСП часто используются потоки Элиассена–Пальма, характеризующие энергетику ПВ [12]. Вектор ЭП-потока представляет зонально-осредненное направление распространения волновой активности в меридиональной плоскости. Меридиональная и вертикальная компоненты ЭП-потока включают в себя потоки тепла и импульса, создаваемые ПВ. В настоящем исследовании климатологические средние значения вертикальной составляющей ЭП-потоков для ПВ с зональными волновыми числами 1 и 2 были выполнены с использованием обычной формулы [13]:

$$F_z = \rho_0 a \times \cos \varphi \left\{ f - \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (\bar{u} \cos \varphi) \left[ \frac{\overline{v'\theta'}}{\theta_z} - \overline{w'u'} \right] \right\}, \quad (1)$$

где  $a$  и  $f$  – радиус Земли и параметр Кориолиса, соответственно;  $\rho_0$  – фоновая плотность;  $\varphi$  – широта;  $u$ ,  $v$ ,  $w$  – зональная, меридиональная и вертикальная компоненты ветра соответственно;  $\theta$  – потенциальная температура; черта сверху и штрихи обозначают среднезональные значения и отклонения от них соответственно.

## 3. РЕЗУЛЬТАТЫ

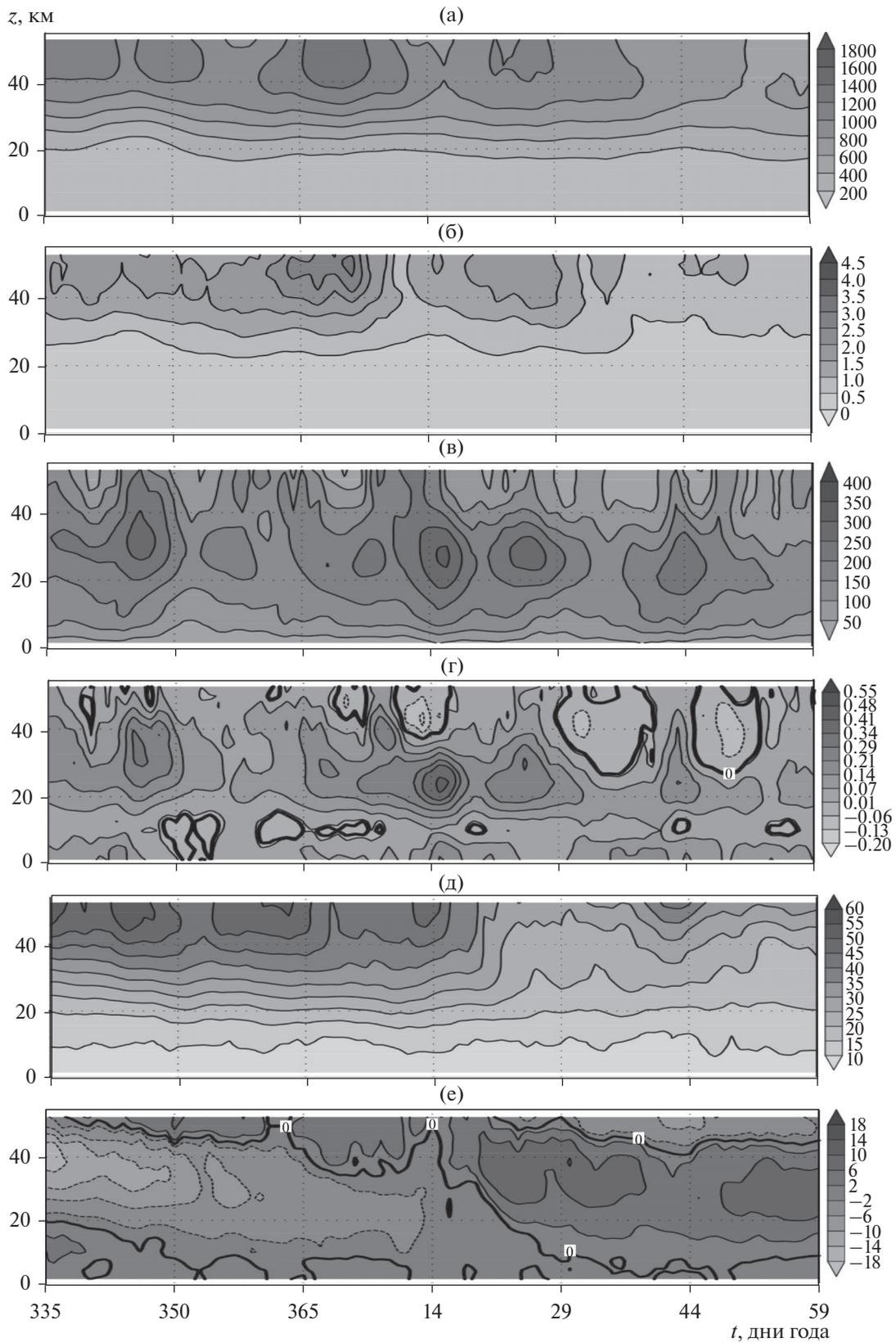
Далее исследуется климатология дат ВСП и сопутствующих атмосферных характеристик по данным реанализа метеорологической информации UK Met Office за зимние сезоны 1995–2014 гг.

### 3.1. Статистика дат ВСП

На рис. 1 показаны амплитуды и вертикальные компоненты ЭП-потока для ПВ1 и ПВ2, зонально усредненный зональных ветер и отклонение температуры от ее среднезимних значений, усредненные за 20 лет для каждого дня, в декабре–феврале в средних и высоких широтах Северного полушария. Опускающиеся холодные и теплые слои, показанные на рис. 1е, отражают сезонные изменения температуры на высотах до 50 км, вызванные снижением температуры земной поверхности до минимума в январе–феврале и сезонными изменениями радиационных притоков тепла и циркуляции в стратосфере во время полярной ночи. Исследование высотно-широтных распределений среднемесячных температур на высотах 5–35 км по данным низкоорбитального GPS спутника CHAMP [14, 15] показывает значительные минимумы температуры на высотах больших 30 км вблизи Северного полюса в ноябре–декабре. Затем эти минимумы становятся менее глубокими и смещаются вниз по аналогии с рис. 1е. Максимумы в зоне положительных температурных отклонений на рис. 1е становятся сильнее ниже 40 км, где часто происходят главные ВСП.

Кроме сезонных изменений, внутри более теплого слоя на рис. 1е видны локальные максимумы температуры в начале января, в конце января–начале февраля и в конце февраля. Эти максимумы могут отражать осредненный за 20 лет вклад ВСП. Наличие нескольких локальных максимумов на рис. 1е наводит на мысль, что даты ВСП могут быть распределены неравномерно с повышенной частотой появления потеплений в определенных интервалах дат января–февраля.

Для проверки гипотезы о неравномерном распределении дат ВСП в течение зимы были определены даты всех стратосферных потеплений, включая главные (мажорные) и более слабые (минорные), которые мы нашли в базе данных реанализа метеорологической информации УКМО в течение 1995–2014 гг. Мы использовали стандартное определение ВСП (повышение температуры и ослабление или разворот зонального ветра в приполярных широтах [10]), но использовали более широкий высотный интервал до 50 км. В таблице представлено количество мажорных и минорных ВСП, зарегистрированных в последовательные 10-дневные интервалы в течение зимы. Поскольку общее число ВСП, зарегистрированных в 1995–2014 гг. не очень велико, мы добавили в



**Рис. 1.** Средние за 1995–2014 гг. амплитуда вариаций геопотенциальной высоты в ПВ1 в гпм (а); вертикальный ЭП-поток ПВ1 в  $\text{см}^{-1} \text{кг}^{-2}$  (б); амплитуда вариаций геопотенциальной высоты в ПВ2 в гпм (в); вертикальный ЭП-поток ПВ2 в  $\text{см}^{-1} \text{кг}^{-2}$  (г); осредненный по долготе зональный ветер в м/с (д); отклонение температуры от ее среднезимнего значения в К (е). Графики а–д для широты  $62^\circ \text{N}$ , график е – для широты  $87.5^\circ \text{N}$ . Сплошные линии обозначают контуры нулевых значений.

Численности ВСП, идентифицированных в последовательные 10-дневные интервалы (указаны дни года) и суммарные численности, N, по данным реанализа метеорологической информации MERRA в 1980–1994 гг., UKMO в 1995–2014 гг. и NCEP-NCAR для 1958–2013 гг. [10]

Данные, годы	N	Декабрь			Январь			Февраль		
		336–345	346–355	356–365	1–10	11–20	21–30	31–40	41–50	51–60
MERRA, 1980–1994	20	1	0	0	3	0	6	3	3	4
UKMO, 1995–2014	40	1	4	3	6	3	8	6	4	5
NCAR/NCEP, 1958–2013	55	5	2	4	10	5	8	7	3	11
Сумма, 1958–2014	115	7	6	7	19	8	22	16	10	20

таблицу также численности дат мажорных ВСП, сопровождающихся разворотом зонального ветра, идентифицированных в течение 1958–2013 гг. [10] с использованием различных методов и базы данных метеорологического реанализа NCAR-NCEP. Добавлены также численности ВСП в 1980–1995 гг., полученные нами из базы данных метеорологического реанализа MERRA, разработанной NASA в США [16].

Для последней строки таблицы определены вероятности гипотезы о равномерном распределении дат ВСП с использованием статистического теста  $\chi^2$  [17]. Эта вероятность оказалась менее 0.01, что обосновывает неравномерность распределения дат ВСП по временным интервалам в течение зимы, указанным в таблице. Распределение численности ВСП в последней строке таблицы имеет локальные максимумы в начале января, в конце января – начале февраля и в конце февраля. Для проверки значимости этих локальных максимумов были проведены дополнительные тесты  $\chi^2$  на равномерность распределений вероятности дат внутри участков последней строки таблицы длительностью 2–4 интервала и содержащие соседние максимальные и минимальные значения численностей. Для указанных трех локальных максимумов в последней строке таблицы вероятности принятия гипотез равномерности в их окрестностях не превышают 0.03–0.07. Это дает основание считать максимумы численности регистрации ВСП в последней строке таблицы значимыми.

Указанные интервалы (начало января, конец января–начало февраля и конец февраля) совпадают с расположением локальных максимумов температуры на рис. 1е и подтверждают, что в указанные периоды статистическая вероятность регистрации ВСП выше.

### 3.2. Средние характеристики атмосферы, связанные с ВСП

Для выяснения причин найденной выше неравномерности распределения дат ВСП была проанализирована климатология характеристик атмосферы, влияющих на их формирование (см. п. 2).

На рис. 1а видны локальные максимумы усредненных за 20 лет амплитуд ПВ1 с главным максимумом в начале января на высотах 40–50 км. После этого величины локальных максимумов амплитуд ПВ1 на рис. 1а убывают вследствие сезонных изменений среднего зонального ветра и интенсивности источников планетарных волн. Указанные максимальные значения амплитуд соответствуют максимумам вертикальных ЭП-потоков для ПВ1 на рис. 1б. Эти потоки почти везде положительны и соответствуют распространению волновой активности ПВ1 вверх от волновых источников в нижних слоях атмосферы. Положительные значения вертикальной компоненты ЭП-потока на рис. 1б соответствуют зонально-осредненным меридиональным потокам тепла, создаваемым ПВ1 в направлении Северного полюса. Это подтверждает существование представления [18, 19], что важной причиной ВСП является нагревание полярных районов адвекцией тепла планетарными волнами, которое ослабляет околополярный вихрь и уменьшает его скорость, направленную на восток.

Максимумы 20-летних средних амплитуд ЭП-потоков ПВ1 на рис. 1а и 1б происходят после соответствующих локальных максимумов усредненного за 20 лет зонального ветра, показанного на рис. 1д, причем последние максимумы амплитуды и ЭП-потоков ПВ1 сильнее запаздывают относительно соответствующих максимумов скорости ветра. Причиной квазипериодических изменений среднего ветра и амплитуд ПВ с периодами 1–4 недели предполагаются так называемые “васцилляции”, происходящие из-за изменений условий распространения ПВ и нелинейных взаимодействий ПВ и среднего ветра [18, 20]. Интенсивность и продолжительность этих васцилляций меняется от года к году. При равномерном случайном распределении фаз васцилляций следовало бы ожидать полного сглаживания локальных максимумов и минимумов на рис. 1а, 1б и 1д. Наличие локальных максимумов на указанных рисунках может свидетельствовать о существовании фаз васцилляций, повторяющихся в разные годы.

Рис. 1в и 1г представляют 20-летние средние амплитуды и вертикальные компоненты ЭП-потока для ПВ2 соответственно. На рис. 1г обнаруживаются локальные области отрицательных (направленных вниз) вертикальных ЭП-потоков моды ПВ2. Они могут быть вызваны, например, отражением ПВ2, распространяющихся снизу, или генерацией моды ПВ2 на высотах средней атмосферы. Относительные величины и размеры областей отрицательных ЭП-потоков меньше, чем у положительных потоков на рис. 1г. Отрицательные ЭП-потоки на рис. 1г соответствуют волновому отводу тепла в южном направлении и дополнительному охлаждению средней атмосферы вблизи Северного Полюса.

Основные климатологические максимумы амплитуды ПВ2 на рис. 1в расположены на высотах около 30 км, существенно меньших, чем высоты максимумов амплитуд ПВ1 (40–50 км на рис. 1а). Причиной этого может быть более сильное влияние среднего ветра на показатель преломления для ПВ2, которое препятствует распространению ПВ2 в область сильных западных ветров. Численное моделирование высотно-широтных распределений амплитуд различных мод ПВ [21] показало наличие максимума амплитуды стационарной ПВ2 на высотах 30–40 км в высоких широтах зимнего Северного полушария. В середине января на рис. 1в наблюдается наибольшая амплитуда ПВ2. Численные расчеты [22] обнаружили наличие вазцилляций с противофазными изменениями амплитуд ПВ1 и ПВ2 в стратосфере. Главные максимумы амплитуд и ЭП-потоков ПВ2 на рис. 1б, 1в расположены в основном между соответствующими максимумами амплитуд и ЭП-потоков ПВ1 на рис. 1а, 1б, что не противоречит расчетам [22]. Это позволяет предположить обмен энергией между ПВ1 и ПВ2 из-за нелинейного волнового взаимодействия. Для некоторых локальных максимумов ПВ2 на рис. 1в, 1г их противофазность максимумам ПВ1 на рис. 1а, 1б выражена недостаточно четко. Это может быть связано с разностями фаз ПВ между высотами основных максимумов ПВ1 (40–50 км) и ПВ2 (30–40), а также с существованием других механизмов, влияющих на распространение ПВ2 в средней атмосфере.

Климатологические 20-летние средние скорости зонального ветра на рис. 1д превосходят 30 м/с (с максимумами до 55 м/с) на высотах, больших 30 км до конца января и становятся меньше 30 м/с после 20–25 января. Эти интервалы совпадают с моментами времени, когда нижняя граница теплой зоны на рис. 1е пересекает высоты 20–25 км и в полярной стратосфере становится теплее. В середине февраля 20-летний средний зональный ветер на высотах 40–50 км на рис. 1д снова усиливается на неделю или две. В течение этого времени полярная стратосфера

становится прохладнее (см. рис. 1е), что может помогать усилению циркумполярного вихря.

Сравнение интервалов более частых появлений ВСП в начале января, конце января – начале февраля и в конце февраля в таблице с рис. 1а и 1б обнаруживает наличие локальных максимумов амплитуд и ЭП-потоков ПВ1 в указанных интервалах (для последнего интервала наблюдается значительный разнос локальных максимумов ЭП-потока и амплитуды ПВ1 на рис. 1а и 1б). Все три интервала повышенной активности ВСП соответствуют уменьшению климатологических среднезональных западных ветров на рис. 1д. Таким образом, более частое появление ВСП в указанные временные интервалы могут объясняться существованием повторяющихся фаз вазцилляций ПВ и среднего ветра в разные годы, обсуждавшихся выше.

### 3.3. Декадные изменения климатических характеристик

Для анализа возможных изменений условий развития ВСП в стратосфере мы разделили 20-летний интервал данных УКМО на две подгруппы по 10 лет. Рисунки 2 и 3 аналогичны рис. 1, но представляют характеристики атмосферы осредненные по двум 10-летним интервалам: 1995–2004 и 2005–2014 гг., соответственно. Конфигурация высотных зон положительных и отрицательных отклонений температуры на рис. 3е в целом похожа на рис. 1е. Однако на рис. 2е для 1995–2004 гг. теплый слой быстрее спускается вниз в начале зимы и затем прерывается на высоте 30–40 км. Основные максимумы отклонений температуры на рис. 2е слабее, чем на рис. 3е. Различия между рис. 2е и 3е отражают климатологическую изменчивость структуры стратосферной температуры в разные десятилетия.

Сравнение рис. 2е и 1е показывает, что в конце декабря – начале января в 1995–2004 гг. полярная атмосфера на высотах 30–50 км была теплее своего 20-летнего климатологического среднего состояния. Это вызвало ослабление циркумполярного вихря в начале зимы и формирования минимума зонального ветра до 30 м/с в 1995–2004 гг. на рис. 2д. Охлаждение полярной атмосферы на высотах 30–50 км в середине января (рис. 2е) ускоряет зональный средний поток (рис. 2д). Временные изменения среднезонального западного ветра на рис. 3д в 2005–2014 гг. аналогичны изменениям на рис. 1д для климатологических 20-летних средних. Интересно, что в 1995–2005 гг. на рис. 2г обнаруживаются значительные области отрицательных ЭП-потоков ПВ2 в конце декабря – начале января. Эти потоки соответствуют меридиональным волновым потокам тепла в южном направлении, что создает дополнительное охлаждение приполярной средней атмосферы.

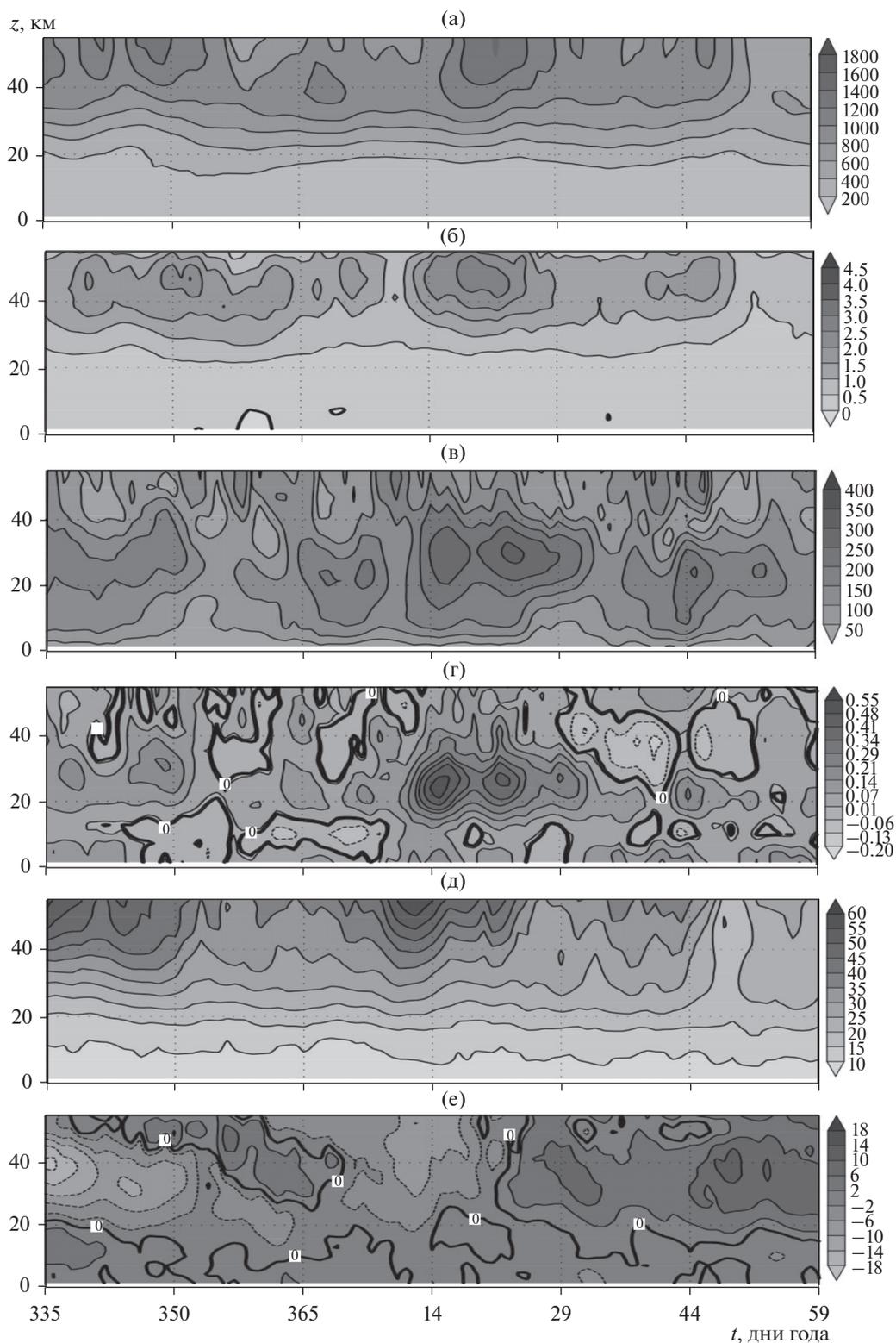


Рис. 2. То же, что на рис. 1, но для 1995–2004 гг.

Рисунки 2а–2г и 3а–3г представляют 10-летние средние амплитуды и вертикальные компоненты ЭП-потоков для ПВ1 и ПВ2 соответствен-

но. В 2005–2014 гг. высотно-временные вариации на рис. 3а–3г в основном похожи на соответствующие вариации 20-летних средних, представлен-

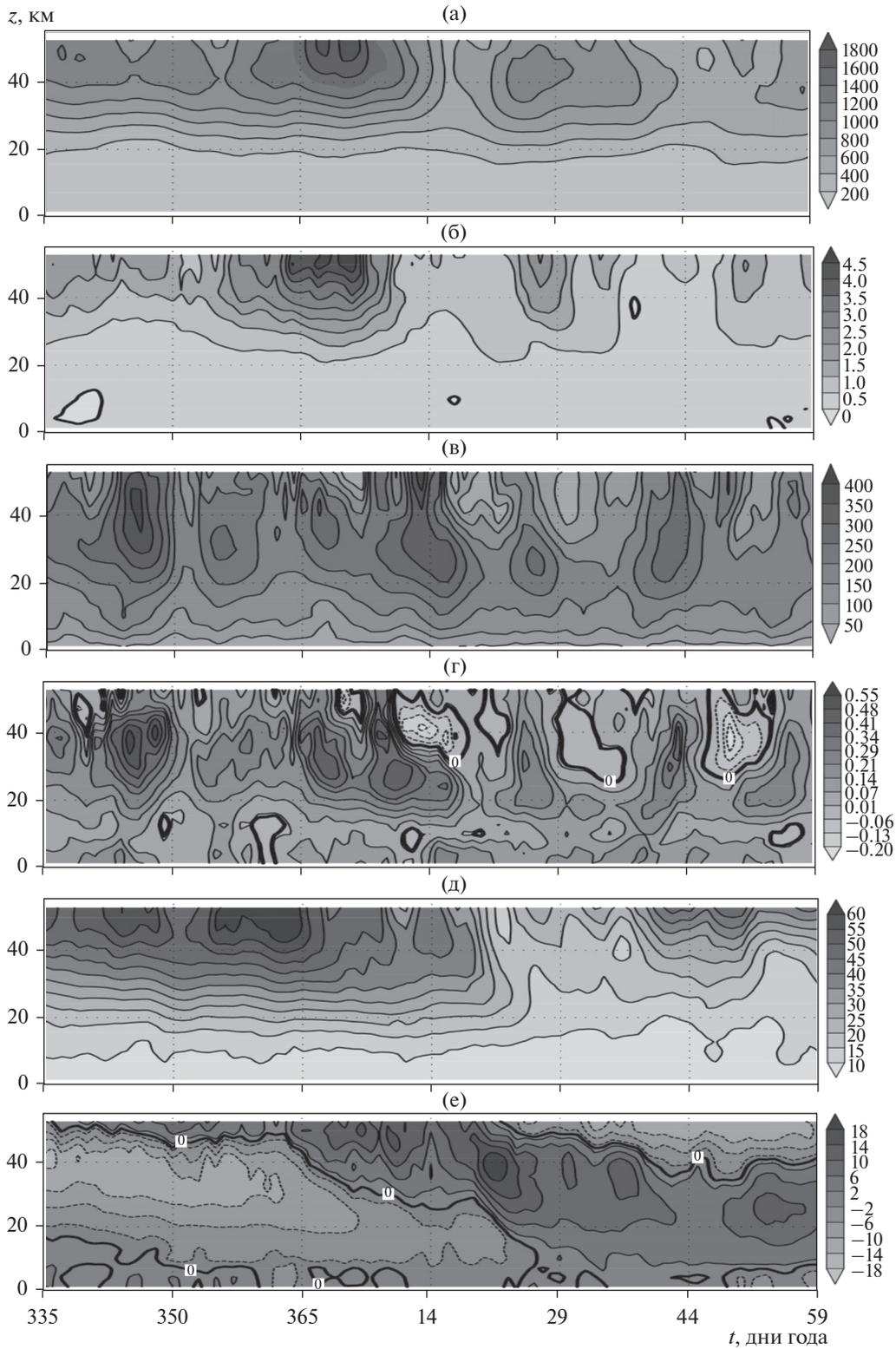


Рис. 3. То же, что на рис. 1, но для 2005–2014 гг.

ные на рис. 1а–1г. В 1995–2004 гг. указанные выше различия в температуре и зональном ветре на рис. 2д и 2е приводят к различиям рис. 2а–2г по

сравнению с рис. 1а–1г. Основной максимум амплитуд и ЭП-потоков ПВ1 на рис. 2а и 2б смещается с начала на конец января.

Различия между атмосферными характеристиками, показанными на рис. 2 и 3 за последние два десятилетия показывают существенные изменения в климатологическом режиме полярной зимней средней атмосферы. Максимальные амплитуды ПВ1 больше на 400–600 гпм в верхних слоях стратосферы в 2005–2014 гг. В эти годы максимальные амплитуды ПВ2 увеличиваются и распространяются до высот 40–50 км (рис. 3в). Сравнение десятилетних средних отклонений температуры на рис. 2е и 3е обнаруживает больший нагрев полярной стратосферы в 2005–2014 гг. Это, в свою очередь, приводит к более частым ослаблениям (разрушениям) полярного вихря в середине зимы в течение последнего десятилетия. Для выяснения того, что описанные 10-летние различия отражают стабильные тенденции или временные изменения климатической системы, требуются дальнейшие наблюдения.

#### 4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе выполнен статистический анализ дат ВСП, идентифицированных по данным реанализа метеорологической информации УКМО в 1995–2014 гг. и NCAR-NCER в 1958–2014 гг. Обнаружено неравномерное распределение численности ВСП в зимний период с тремя максимумами вероятности ВСП в начале января, в конце января–начале февраля и в конце февраля.

Выполнен анализ климатологии атмосферных параметров, связанных с ВСП, по данным 20-летнего ряда (1995–2014 гг.) ежедневной ассимиляции метеорологических данных УКМО. Проанализированы амплитуды и ЭП-поток для мод ПВ с зональными волновыми числами  $m = 1$  и  $m = 2$ , средний зональный ветер и отклонения температуры от ее среднезимних значений в высоких северных широтах на высотах от земной поверхности до 50 км.

Двадцатилетние средние отклонения температуры показывают опускающиеся в течение зимы холодные и теплые слои, связанные с сезонными изменениями во время полярной ночи. Амплитуды и вертикальные компоненты ЭП-потока, осредненные за 20 лет, имеют квазипериодические увеличения с основными максимумами в начале января на высотах 40–50 км. Основные климатологические максимумы амплитуд и направленных вверх ЭП-потоков находятся на гораздо более низких высотах (около 30 км), с наибольшим максимумом в середине января. Наблюдаются различия между атмосферными характеристиками, усредненными за последние два десятилетия (1995–2004 и 2005–2014 гг.), включая увеличение максимальных амплитуд и ЭП-потоков для ПВ1 и ПВ2, а также ослабление западных ветров и потепление полярной стратосферы в течение 2005–2014 гг.

Указанные выше интервалы максимальной вероятности появления ВСП совпадают с климатологическими максимумами отклонений температуры, минимумами западных ветров, а также максимумами амплитуд ЭП-потоков для ПВ1, которые могут быть вызваны повторяющимися в разные годы фазами вассилиаций среднего ветра и амплитуд ПВ.

Требуются дальнейшие исследования, чтобы установить, отражают ли климатические различия наблюдаемые в течение последних десятилетий устойчивые тенденции или краткосрочную изменчивость атмосферной климатической системы.

Авторы благодарны Британскому центру атмосферных данных и NASA (США) за предоставление доступа к данным ассимиляции метеорологической информации UK Met Office и MERRA. Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (№ 14-17-00685).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baldwin M.P., Dunkerton T.J.* Stratospheric Harbingers of Anomalous Weather Regimes // *Science* 2001. V. 294. P. 581–584, doi 10.1126/science.1063315
2. *Thompson D.W.J., Baldwin M.P., Wallace J.M.* Stratospheric Connection to Northern Hemisphere Wintertime Weather: Implications for Prediction // *J. Clim.* 2002. V. 15. P. 1421–1428, doi 10.1175/1520-0442(2002)015<1421:SCTNHW>2.0.CO;2
3. *Manney G.L., Sabutis J.L., Pawson S., Santee M.L., Naujokat B., Swinbank R., Gelman M.E., Ebisuzaki W.* Lower stratospheric temperature differences between meteorological analyses in two cold Arctic winters and their impact on polar processing studies // *J. Geophys. Res. Atmos.* 2003. V. 108. P. 8328, doi 10.1029/2001JD001149
4. *Jiang X., Wang J., Olsen E.T., Pagano T., Chen L.L., Yung Y.L.* Influence of stratospheric sudden warming on AIRS mid-tropospheric CO<sub>2</sub> // *J. Atmos. Sci.* 2013. V. 70. P. 2566–2573, doi 10.1175/JAS-D-13-064.1
5. *Butler A.H., Polvani L.M., Deser C.* Separating the stratospheric and tropospheric pathways of El Niño–Southern Oscillation teleconnections // *Environ. Res. Lett.* 2014. V. 9. P. 024014, doi 10.1088/1748-9326/9/2/024014
6. *Schoeberl M., Hartmann D.* The dynamics of the stratospheric Polar Vortex and its relation to springtime ozone depletions // *Science*. 1991. V. 251. P. 46–52, doi 10.1126/science.251.4989.46
7. *Scherhag R.* Die explosionsartigen Stratosphärenenerwarmlungen des Spätwinters 1952 // *Ber. Det. Wetterdienstes US Zone*. 1952. V. 38. P. 51–63.
8. *Рубинштейн К.Г., Стерин А.М.* Сравнение результатов реанализа с аэрологическими данными // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* 2002. Т. 38. № 3. С. 301–315.
9. *Хан В.М., Стерин А.М., Рубинштейн К.Г.* Оценки трендов температуры в свободной атмосфере по данным реанализа и радиозондовым наблюдениям // *Метеорология и гидрология* 2003. № 12. С. 5–18.

10. *Butler A., Seidel D., Hardiman S., Butchart N., Birner T., Match A.* Defining sudden stratospheric warmings // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2015, doi 10.1175/BAMS-D-13-00173.1
11. *Swinbank R., O'Neill A.* A stratosphere-troposphere data assimilation system // *Mon. Weather Rev.* 1994. V. 122. P. 686–702.
12. *Andrews D.G., Holton J.R., Leovy C.B.* Middle atmosphere dynamics // New York: Elsevier, 1987, 489 p.
13. *Inoue M., Takahashi M., Naoe H.* Relationship between the stratospheric quasi-biennial oscillation and tropospheric circulation in northern autumn // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. D24115, doi 10.1029/2011JD016040
14. *Гаврилов Н.М.* Структура мезомасштабной изменчивости тропо-стратосферы по измерениям рефракции радиоволн на спутнике ЧАМП // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2007. Т. 43. № 4. С. 492–501.
15. *Gavrilov N.M.* Monthly height-latitude distributions of temperature mesoscale variances at altitudes 0–35 km in years 2001–2005 from CHAMP GPS satellite data // *ResearchGate. Dataset* 2007, doi 10.13140/RG.2.1.3214.7046
16. *Rienecker M.M., Suarez M.J., Gelaro R., Todling R., Bacmeister J., Liu E., Bosilovich M.G., Schubert S.D., Takacs L., Kim G.-K., Bloom S., Chen J., Collins D., Conaty A., da Silva A.* MERRA: NASA's Modern-era retrospective analysis for research and applications // *J. Climate.* 2011. V. 24. P. 3624–3648, doi 10.1175/JCLI-D-11-00015.1.2011
17. *Rice J. A.* Mathematical statistics and data analysis, 3rd edn Belmont: Duxbury Press, 2006. 654 p.
18. *Holton J.R., Mass C.* Stratospheric vacillation cycles // *J. Atmos. Sci.* 1976. V. 33. P. 2218–2225.
19. *Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N., Aniskina O.G., Ermakova T.S., Chen W., Wei K.* Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere–troposphere coupling during northern winter. // *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 2015. V. 136. P. 187–200, doi 10.1016/j.jastp.2015.08.008
20. *Plumb R.A.* Planetary waves and the extratropical winter stratosphere // *Geophys. Monogr. Ser.* 2010. V. 190. P. 23–41, doi 10.1029/2009GM000888
21. *Gavrilov N.M., Koval A.V., Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N.* Simulating influences of QBO phases and orographic gravity wave forcing on planetary waves in the middle atmosphere // *Earth, Planets and Space.* 2015. V. 67. P. 86, doi 10.1186/s40623-015-0259-2
22. *Robinson W.A.* A model of the wave 1 – wave 2 vacillation in the winter stratosphere // *J. Atmos. Sci.* 1985. V. 41. № 21. P. 2289–2304.

## Statistical Inhomogeneity of Dates of Sudden Stratospheric Warmings in the Wintertime Northern Hemisphere

E. N. Savenkova<sup>a, \*</sup>, N. M. Gavrilov<sup>a, \*\*</sup>, A. I. Pogoreltsev<sup>b, \*\*\*</sup>, and R. O. Manuilova<sup>a</sup>

<sup>a</sup> *St. Petersburg State University, Universitetskaya nab. 7–9, St. Petersburg, 199034 Russia*

<sup>b</sup> *Russian State Hydrometeorological University, Malookhtinskii pr. 98, St. Petersburg, 195196 Russia*

\**e-mail: savenkova.en@mail.ru*

\*\**e-mail: n.gavrilov@spbu.ru*

\*\*\**e-mail: apogor@rshu.ru*

Received February 16, 2016; in final form, April 18, 2016

**Abstract**—Using the data of meteorological information reanalysis, a statistical analysis of dates of the main sudden stratospheric warmings observed in 1958–2014 has been performed and their inhomogeneous distribution in winter months with maximums in the beginning of January, from the end of January to the beginning of February, and in the end of February has been shown. To explain these regularities, a climatological analysis of variations in the amplitudes and vertical components of Eliassen–Palm fluxes created by large-scale planetary waves (PWs), as well as of zonal-mean winds and deviations of temperature from their winter-average values in high northern latitudes at heights of up to 50 km from the surface has been carried out using the 20-year (1995–2014) collection of daily meteorological information from the UK Met Office database. During the aforementioned intervals of observing more frequent sudden stratospheric warmings, climatological maximums of temperature perturbations, local minimums of eastward winds, and local maximums of the amplitude and Eliassen–Palm fluxes of PWs with a zonal wavenumber of 1 in the high-latitude northern stratosphere were found. Distinctions between atmospheric characteristics averaged over two last decades have been revealed.

**Keywords:** climatology, sudden stratospheric warming, zonal-mean wind, temperature, planetary waves, stratosphere dynamics