

УДК 551.510.532

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ В СТРАТОСФЕРЕ

В.В. Гурьянов, А.Н. Фахрутдинова, П.В. Пшеничный

Аннотация

Предложена зональная эмпирическая модель изменчивости фундаментальных параметров стратосферы – нижней мезосферы – в слое от уровня земли до изобарической поверхности 0.316 гПа (примерно 55 км). Модель основана на ежедневных данных UK Met Office о геопотенциальной высоте, температуре, зональном и меридиональном ветре за период 1992–2005 гг. для северного и южного полушарий. В качестве меры изменчивости использовались дисперсии, учитывающие разброс относительно средних по времени и относительно средних зональных значений, соответственно которым выделялись временная и пространственная изменчивости.

Проведенный анализ показал, что изменчивость (как временная, так и пространственная) каждого параметра обладает индивидуальными особенностями, которые согласуются с физикой общей циркуляции атмосферы (тропосферы и стратосферы). Количественно установлено преобладание нестационарных процессов в верхней стратосфере по сравнению с нижней.

Установленные особенности изменчивости полей фундаментальных параметров в стратосфере могут служить базовой основой для построения новой справочной модели средней атмосферы в высотном интервале 10–55 км.

Ключевые слова: средняя атмосфера, изменчивость термодинамических полей, справочная атмосфера.

Введение

Модели средней атмосферы, построенные по эмпирическим данным, хорошо воспроизводят среднюю зональную структуру полей реальных термодинамических величин. Широкую известность получили справочные модели, подготовленные Комитетом по космическим исследованиям (КОСПАР) при Международном совете научных союзов. Это ряд моделей, объединенных общим названием CIRA (COSPAR International Reference Atmosphere): CIRA 1961, CIRA 1965, CIRA 1972 [1] и CIRA 1986 [2, 3]. Зональная модель CIRA 1972 остается рекомендованной к использованию вплоть до настоящего времени, хотя, по существу, эта модель применима только для северного полушария. Последняя в этом ряду модель CIRA 1986 является первой, построенной по спутниковым данным. Она состоит из двух частей: в первой [2] представлена зональная модель, во второй [3] – модель немигрирующих планетарных волн полей геопотенциальной высоты и температуры с зональными волновыми числами 1 и 2. Наличие зональных гармоник свидетельствует о значительном прогрессе в развитии справочных моделей, так как дает представление о долготной структуре физических полей, особенно в невозмущенной стратосфере внетропических широт. Однако в зимний период стратосфера в высоких широтах часто подвержена возмущениям, обусловленным стратосферными потеплениями [4]. Роль стратосферных потеплений настолько велика, что были

разработаны специальные модели «теплой» и «холодной» стратосферы в высоких широтах северного полушария [5, 6]. В периоды сильных потеплений, когда стратосферная циркуляция испытывает фундаментальные изменения, первых двух гармоник недостаточно для описания полной дисперсии, обусловленной пространственной изменчивостью термодинамических полей¹. Для ее описания необходимо привлекать большее количество зональных гармоник или использовать другие меры изменчивости атмосферных параметров.

Имеется много различных мер изменчивости. Чаще всего речь идет о среднеквадратическом отклонении величин от среднего многолетнего или стандартного отклонений. Иногда эту величину называют просто изменчивостью [7]. Она характеризует не всю изменчивость данного параметра f , а только временную ее часть, обусловленную нестационарными процессами. В обобщенном виде эти характеристики содержит модель Международной организации по стандартизации (ИСО) [8]. Отсутствие среднеквадратических отклонений является недостатком всех моделей КОСПАР.

Таким образом, можно выделить два вида изменчивости: временную и пространственную.

С момента разработки последней модели КОСПАР прошло уже более 20 лет. За это время сделан гигантский скачок в развитии наблюдательных систем и получении новых более качественных глобальных данных. Большой прогресс достигнут в усвоении эмпирического материала различного происхождения с помощью моделей общей циркуляции тропосферы и стратосферы. В результате появились архивы реанализа [9], реконструирующие полученные данные за определенный исторический период, а также архивы, полученные путем усвоения текущей метеорологической информации [10]. Поэтому в последние годы ведется активная работа по созданию новой справочной модели КОСПАР, в которую должны войти характеристики изменчивости метеополей стратосферы.

Цель данной работы – изучение пространственной и временной изменчивостей полей геопотенциальной высоты, температуры и ветра в стратосфере. В качестве мер пространственной и временной изменчивостей использовались соответствующие дисперсии. Конечные результаты представлены в виде среднемесячных высотно-широтных разрезов. Методика их расчета изложена ниже.

1. Исходные данные

При расчетах использовались ежедневные (12 GMT) стратосферные данные метеорологической службы Великобритании (UK Met Office) за период 1992–2005 гг. Данные представлены на изобарических поверхностях стандарта UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) в узлах глобальной сетки 2.5° широты на 3.75° долготы. Поля всех рассматриваемых термодинамических величин (геопотенциальной высоты, температуры, зональной и меридиональной составляющих ветра) расположены на 22 изобарических поверхностях от 1000 до 0.316 гПа (0–55 км). В соответствии со стандартом UARS давление для каждой поверхности определяется по формуле $1000 \cdot 10^{-i/6}$, где номер поверхности i изменяется от 0 до 21.

Данные UK Met Office получены с использованием специальной техники усвоения данных, основанной на применении глобальной численной модели стратосферы

¹Здесь и далее под пространственной изменчивостью будем понимать отклонение от среднего зонального значения $[f] = \sum_{j=1}^N f_j / N$, где N – число точек на широтном круге (в нашем случае $N = 96$).

и тропосферы. Модель обеспечивает физическую совместимость термодинамических полей, полученных различными наблюдательными платформами (спутники, радиозонды) с достаточной для научных исследований точностью [10].

2. Методика расчетов

Термодинамические поля зависят от времени, широты, долготы и давления. В каждой точке сетки на изобарической поверхности геопотенциальную высоту H , температуру T , зональную u и меридиональную v компоненты ветра можно представить в виде трех слагаемых:

$$f = [\bar{f}] + \bar{f}^* + f'. \quad (1)$$

Здесь черта сверху означает осреднение по времени за весь рассматриваемый период для отдельного месяца, штрих – отклонение от этого среднего, квадратные скобки – осреднение по кругу широты, звездочка – отклонение от зонального среднего. Очевидно, что отклонение $\bar{f}^*$ характеризует пространственную, а f' – временную изменчивость поля f . Следует отметить, что используемое в работе временное осреднение позволяет рассчитывать только полную дисперсию и не допускает отдельного рассмотрения межсуточных и межгодовых вариаций. Помимо того, что указанные отклонения отражают меру изменчивости, они (включая $[\bar{f}]$) тесно связаны с энергетическими процессами в атмосфере [11]. Так, первое слагаемое определяет зональные формы энергии. Второе слагаемое определяет вклад в вихревую энергию, обусловленную стационарными (пространственными) возмущениями. Третье слагаемое – это вклад в вихревую энергию нестационарных процессов. Таким образом, исследуемые в работе пространственные и временные отклонения от модели имеют также глубокий физический смысл.

Залишем равенство (1) в виде

$$f - [\bar{f}] = \bar{f}^* + f'. \quad (2)$$

Разность в левой части представляет собой отклонение f от зонально осредненного среднего многолетнего значения. Следовательно, оно учитывает как пространственную, так и временную возмущенность поля f .

Возведем равенство (2) в квадрат и выполним процедуру осреднения двумя способами.

1. Вначале осредним по времени, а затем по кругу широты. После несложных преобразований получим:

$$\overline{(f - [\bar{f}])^2} = [\bar{f}'^2] + [\bar{f}^{*2}]. \quad (3)$$

2. Теперь поменяем порядок осреднения: сначала осредним по кругу широты, а затем по времени:

$$\overline{(f - [\bar{f}])^2} = [\bar{f}^{*2}] + [\bar{f}'^2]. \quad (4)$$

Легко показать, что правые части равенств (3) и (4) тождественны. Введем обозначение

$$\sigma_f^2 = \overline{(f - [\bar{f}])^2} \equiv [\overline{(f - [\bar{f}])^2}]. \quad (5)$$

Величину σ_f^2 будем считать полной дисперсией параметра f , имея в виду, что она учитывает как пространственные, так и временные отклонения поля f от соответствующих средних, определения которых были даны выше.

Введем обозначения

$$\sigma_{\overline{f_t}}^2 = [\overline{f'^2}], \quad \sigma_{\overline{f_s}}^2 = [\overline{f^{*2}}], \quad \sigma_{[f_s]}^2 = \overline{[f^{*2}]}, \quad \sigma_{[f_t]}^2 = \overline{[f]'^2}. \quad (6)$$

Тогда в силу (3)–(5) имеем

$$\sigma_f^2 = \sigma_{\overline{f_t}}^2 + \sigma_{\overline{f_s}}^2 = \sigma_{[f_s]}^2 + \sigma_{[f_t]}^2. \quad (7)$$

Здесь $\sigma_{\overline{f_t}}^2 = [\overline{f'^2}]$ – зонально осредненная дисперсия, характеризующая рассеяние параметра f относительно среднего многолетнего значения. Она отражает нестационарные процессы, обусловленные межсуточной (синоптической) и межгодовой изменчивостью поля f . Величина $\sigma_{\overline{f_s}}^2 = [\overline{f^{*2}}]$ представляет собой дисперсию, характеризующую пространственную изменчивость средних многолетних значений параметра f . Она обусловлена только стационарными процессами, в которых временные вариации (межсуточные и межгодовые) сглажены. Дисперсия $\sigma_{[f_s]}^2 = \overline{[f^{*2}]}$ характеризует осредненную за рассматриваемый период пространственную изменчивость средних суточных (ежедневных) значений. Она учитывает (в отличие от $\sigma_{\overline{f_s}}^2$) межсуточные и межгодовые колебания пространственной возмущенности поля f , а следовательно, в ней присутствует обусловленная ими нестационарность. Однако учитывается она путем осреднения соответствующих величин, а не в виде дисперсии (как $\sigma_{\overline{f_t}}^2$). Дисперсия $\sigma_{[f_t]}^2 = \overline{[f]'^2}$ характеризует временную изменчивость средних зональных значений. Естественно, что она отражает нестационарные процессы, вызванные межсуточной и межгодовой изменчивостью величины $[f]$. Таким образом, индекс t характеризует временную, а индекс s – пространственную изменчивость.

В работе исследуются все указанные дисперсии. При этом для удобства анализируются соответствующие средние квадратические отклонения: σ_f , $\sigma_{\overline{f_t}}$, $\sigma_{\overline{f_s}}$, $\sigma_{[f_s]}$, $\sigma_{[f_t]}$.

3. Пространственно-временная изменчивость

Как уже отмечалось выше, основная цель работы – изучение пространственно-временной изменчивости полей геопотенциальной высоты, температуры, зонального и меридионального ветра в стратосфере с использованием средних квадратических отклонений $\sigma_{\overline{f_t}}$, $\sigma_{\overline{f_s}}$, $\sigma_{[f_s]}$, $\sigma_{[f_t]}$, σ_f , которые были рассчитаны для каждого месяца отдельно. Однако в целях экономии места результаты представлены только для января и июля (рис. 1–4). Для полноты картины на рисунках присутствуют и тропосферные уровни, хотя отдельный анализ для этого слоя атмосферы не приводится. В работе также были рассчитаны высотно-широтные распределения средних зональных значений H , T , u , v , которые использовались при анализе соответствующих отклонений.

Геопотенциальная высота. Из рис. 1 видно, что наибольшая изменчивость (как пространственная, так и временная) геопотенциальной высоты наблюдается в высоких широтах обоих полушарий в верхней стратосфере. При этом в северном полушарии (СП) максимальная изменчивость приходится на зимний период, а в южном (ЮП) – на весенний (сентябрь – октябрь).

Во все сезоны временная изменчивость геопотенциальной высоты в 1.5–2 раза превосходит пространственную. Это говорит о том, что нестационарные процессы вносят в общую изменчивость существенно больший вклад, чем стационарные (нестационарность, обусловленная $\sigma_{[H_s]}$, играет второстепенную роль). Данный

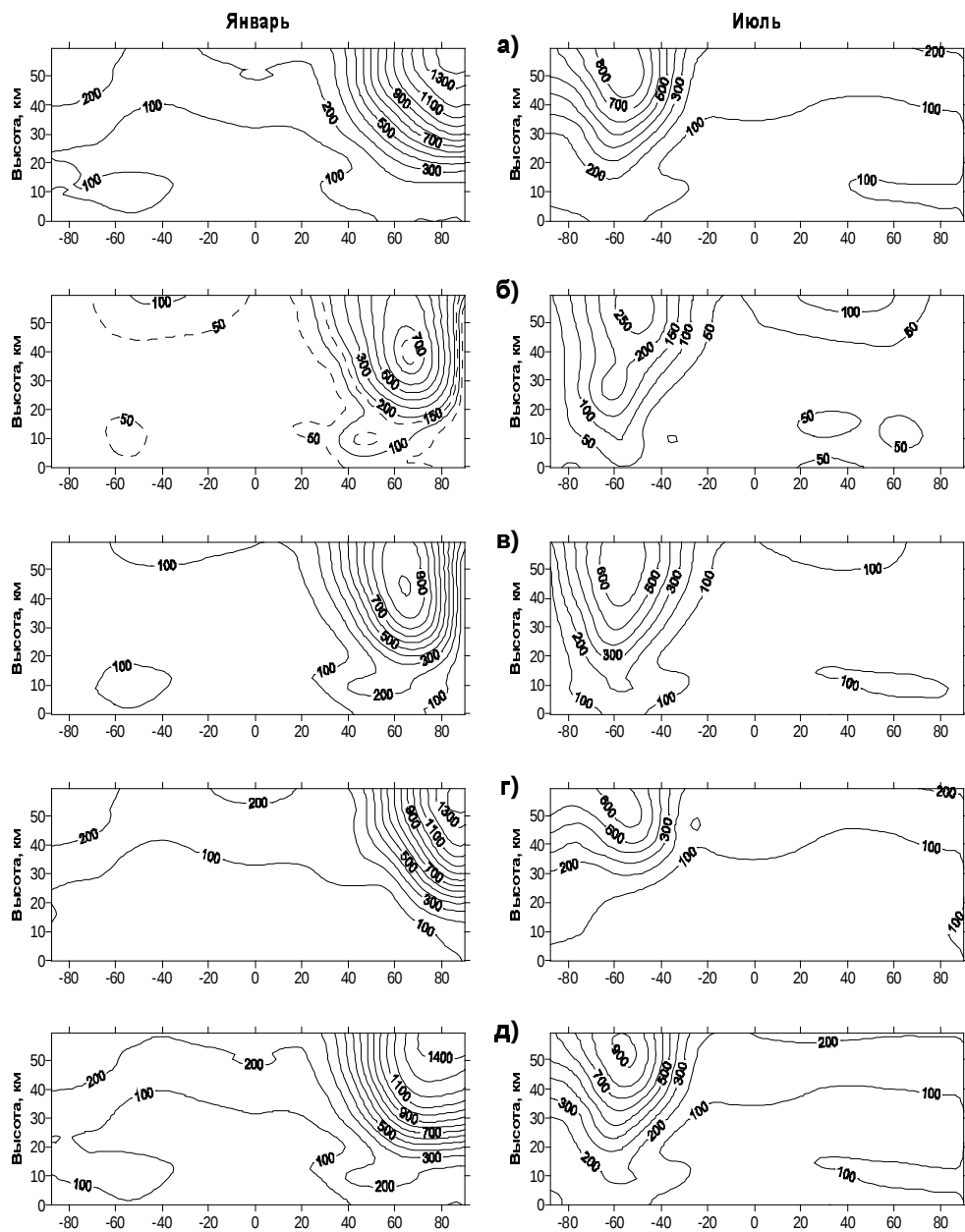


Рис. 1. Высотно-широтное распределение пространственной и временной изменчивости геопотенциальной высоты (м) (отрицательные широты соответствуют ЮП): а) σ_{H_t} , б) σ_{H_s} , в) $\sigma_{[H_s]}$, г) $\sigma_{[H_t]}$, д) σ_H

факт относится как к самим значениям H , так и к зонально осредненным величинам $[H]$. Так, в СП максимальные значения $\sigma_{\overline{H_t}} = 1500$ м и $\sigma_{[H_t]} = 1400$ м наблюдаются в районе полюсов в верхней стратосфере на высоте около 55 км в течение всех трех зимних месяцев. В ЮП максимумы $\sigma_{\overline{H_t}} = 1250$ м и $\sigma_{[H_t]} = 1200$ м наблюдаются в сентябре на тех же высотах. Из приведенных соотношений и рис. 1 видно, что отклонения $\sigma_{\overline{H_t}}$ и $\sigma_{[H_t]}$, характеризующие временную изменчивость поля H , достаточно близки друг к другу, хотя $\sigma_{\overline{H_t}}$ несколько превышает $\sigma_{[H_t]}$. С другой стороны, отклонения $\sigma_{\overline{H_s}}$ и $\sigma_{[H_s]}$, характеризующие пространственную изменчивость поля H , существенно уступают отклонениям $\sigma_{\overline{H_t}}$ и $\sigma_{[H_t]}$. В СП максимумы $\sigma_{\overline{H_s}}$ (750 м в январе на широте 65° с.ш. и высоте 40 км) и $\sigma_{[H_s]}$ (1000 м в декабре – январе на широте 65° с.ш. и высоте 45 км) также наблюдаются в зимний период, но расположены на 5–10 км ниже и примерно на 25° южнее, чем максимумы $\sigma_{\overline{H_t}}$ и $\sigma_{[H_t]}$. Указанное широтное смещение обусловлено способом расчета: по определению отклонения от среднего зонального значения (а следовательно, и величины $\sigma_{\overline{H_s}}$ и $\sigma_{[H_s]}$) не могут достигать высоких значений вблизи полюсов. В ЮП высотно-широтное распределение отклонений $\sigma_{\overline{H_s}}$ и $\sigma_{[H_s]}$ аналогично северному: максимумы $\sigma_{\overline{H_s}}$ (650 м в сентябре на широте 60° с.ш. и высоте 40 км) и $\sigma_{[H_s]}$ (900 м в сентябре на широте 60° с.ш. и высоте 45 км) также расположены на 10 км ниже и примерно на 30° ближе к экватору, чем максимумы $\sigma_{\overline{H_t}}$ и $\sigma_{[H_t]}$.

Следует отметить еще одну закономерность. Вне зависимости от полушария $\sigma_{[H_s]} > \sigma_{\overline{H_s}}$. Здесь опять проявляется больший вклад нестационарных процессов по сравнению со стационарными. Отклонение $\sigma_{[H_s]}$ рассчитывалось по ежедневным данным, поэтому в нем присутствует изменчивость, обусловленная межсуточными и межгодовыми колебаниями. А в отклонении $\sigma_{\overline{H_s}}$, рассчитанном по среднему многолетнему полю, эти виды изменчивости отсутствуют. Соотношение $\sigma_{[H_s]} > \sigma_{\overline{H_s}}$ следует также из формулы (7), так как ранее было установлено, что $\sigma_{\overline{H_t}}$ превышает $\sigma_{[H_t]}$.

Полученные результаты показывают, что в холодный период (зима в СП и зима – первая половина весны в ЮП) все рассмотренные характеристики изменчивости геопотенциальной высоты в СП на 10–20% больше, чем в ЮП.

В летний период временная изменчивость геопотенциальной высоты ($\sigma_{\overline{H_t}}$ и $\sigma_{[H_t]}$) достигает примерно одинаковых значений (200 м) в приполюсных районах в СП и ЮП в области стратопauзы и, по-видимому, продолжает возрастать в мезосфере. Временная изменчивость летом также выше пространственной ($\sigma_{\overline{H_s}}$ и $\sigma_{[H_s]}$) примерно в 2 раза. Максимум пространственной изменчивости приходится на умеренные широты каждого полушария (имеет место аналогичный зимнему периоду широтный сдвиг к экватору) и наблюдается в области перехода к мезосферным уровням.

В экваториальной области изменчивость поля геопотенциальной высоты, как правило, незначительна. Однако и здесь прослеживается преобладание нестационарных процессов СП в верхней стратосфере, особенно зимой. Так, наиболее значительной оказывается величина $\sigma_{\overline{H_t}}$ в области стратопauзы над экватором в декабре, достигая значения 300 м.

На рис. 1, д представлено высотно-широтное распределение суммарной изменчивости σ_H . Как и следовало ожидать (учитывая выполненный анализ), оно наиболее близко к распределению отклонения $\sigma_{\overline{H_t}}$, особенно в северном полушарии.

Температура. Характер высотно-широтного распределения пространственной и временной изменчивости температуры (рис. 2) существенно отличается от геопотенциальной высоты. Тем не менее для термического режима также свойственно преобладание временной изменчивости ($\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$) над пространственной ($\sigma_{\overline{T_s}}$)

примерно в 1.5–2 раза (в зависимости от сезона), что говорит о его существенной нестационарности. Данный факт можно интерпретировать также в терминах энергетического цикла Лоренца [11]: в верхней стратосфере доступная потенциальная энергия (ДПЭ) нестационарных вихрей значительно превышает ДПЭ стационарных вихрей. В нижней стратосфере их различие менее значимо. Преобладание отклонения $\sigma_{\overline{T_t}}$ над отклонением $\sigma_{[T_s]}$ (в котором наряду с пространственной присутствует и временная составляющая общей изменчивости) не столь существенно и не превышает 10–30%. При этом по той же причине, что и для геопотенциальной высоты, очаги максимальных значений $\sigma_{\overline{T_s}}$ и $\sigma_{[T_s]}$ смещены в обоих полушариях на 25–35° к экватору по сравнению с $\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$.

Отличительной особенностью временной изменчивости температуры является наличие в верхней стратосфере простирающейся от полюса до полюса области высоких значений $\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$, превышающих 8–10 °C, во все месяцы года. При этом летом ЮП они на 20% выше, чем летом СП. Наиболее выражена эта особенность в январе, когда над экватором на высоте около 55 км отклонения $\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$ достигают 12 °C, а во внетропической части ЮП – 10 °C. По всей видимости (судя по рис. 2, а, з), тенденция к увеличению временной изменчивости температуры с высотой сохраняется и в нижней мезосфере.

Однако наиболее значительный максимум временной изменчивости температуры наблюдается зимой СП в верхней стратосфере в приполярных районах. Так, в феврале отклонения $\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$ достигают 18 °C на высоте 42 км вблизи полюса. В ЮП их локальный максимум (10–12 °C) наблюдается с июля по ноябрь. При этом он смещается вниз и к полюсу с высоты 40 км и широты 55° ю.ш. на высоту 20 км и широту 85° ю.ш. Одновременно с таким перемещением в нижнюю стратосферу в верхней стратосфере, начиная с октября и заканчивая мартом, развивается уже упомянутая область высоких значений $\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$ (10–12 °C). Следует отметить, что хотя $\sigma_{\overline{T_t}}$ и $\sigma_{[T_t]}$ имеют близкие значения в высоких широтах, между ними всегда сохраняется соотношение $\sigma_{\overline{T_t}} \geq \sigma_{[T_t]}$. При этом знак равенства возможен только на полюсах. При смещении к экватору область повышенной временной изменчивости, обусловленная отклонением $\sigma_{[T_t]}$, убывает быстрее – уже к 60°, тогда как для отклонения $\sigma_{\overline{T_t}}$ она распространяется до 40°. Сказанное справедливо для зимы СП и весны ЮП. Зимой ЮП область $\sigma_{[T_t]}$ достигает 40° ю.ш., но интенсивность ее меньше, чем $\sigma_{\overline{T_t}}$.

Наиболее яркая особенность поля T прослеживается при анализе его пространственной изменчивости: для отклонений $\sigma_{\overline{T_s}}$ и $\sigma_{[T_s]}$ характерна выраженная дипольная структура зимой СП (точнее с ноября по март) и зимой–весной ЮП (июнь – ноябрь). Она проявляется либо в наличии двух обособленных очагов максимальных значений в нижней (18–28 км) и верхней (40–45 км) стратосфере, либо в виде вытянутой овальной области (июль, ЮП), имеющей наклон к экватору с высотой. В случае обособленных очагов верхний из них смещен на 5–10° широты к экватору в зимнем полушарии. В другие сезоны (весна и осень) очаги располагаются практически друг над другом. Верхний очаг обусловлен внутрисезонными термодинамическими процессами, такими, как стратосферные потепления. В холодный период они часто приводят к возмущениям зональной циркуляции, причем в СП их интенсивность существенно выше, чем в ЮП [12, 13]. Помимо внутрисезонных перестроек циркуляции на термический режим верхней и средней стратосферы весной оказывает влияние сезонная перестройка. Нижний очаг дипольной структуры находится на границах приполярных областей холода в нижней стратосфере (со стороны экватора), которые образуются в холодный период в обоих полушариях. Однако в СП такая область прослеживается (с варьированием по высоте) с октября по март, а в ЮП – с апреля по ноябрь, то есть на 2 месяца дольше.

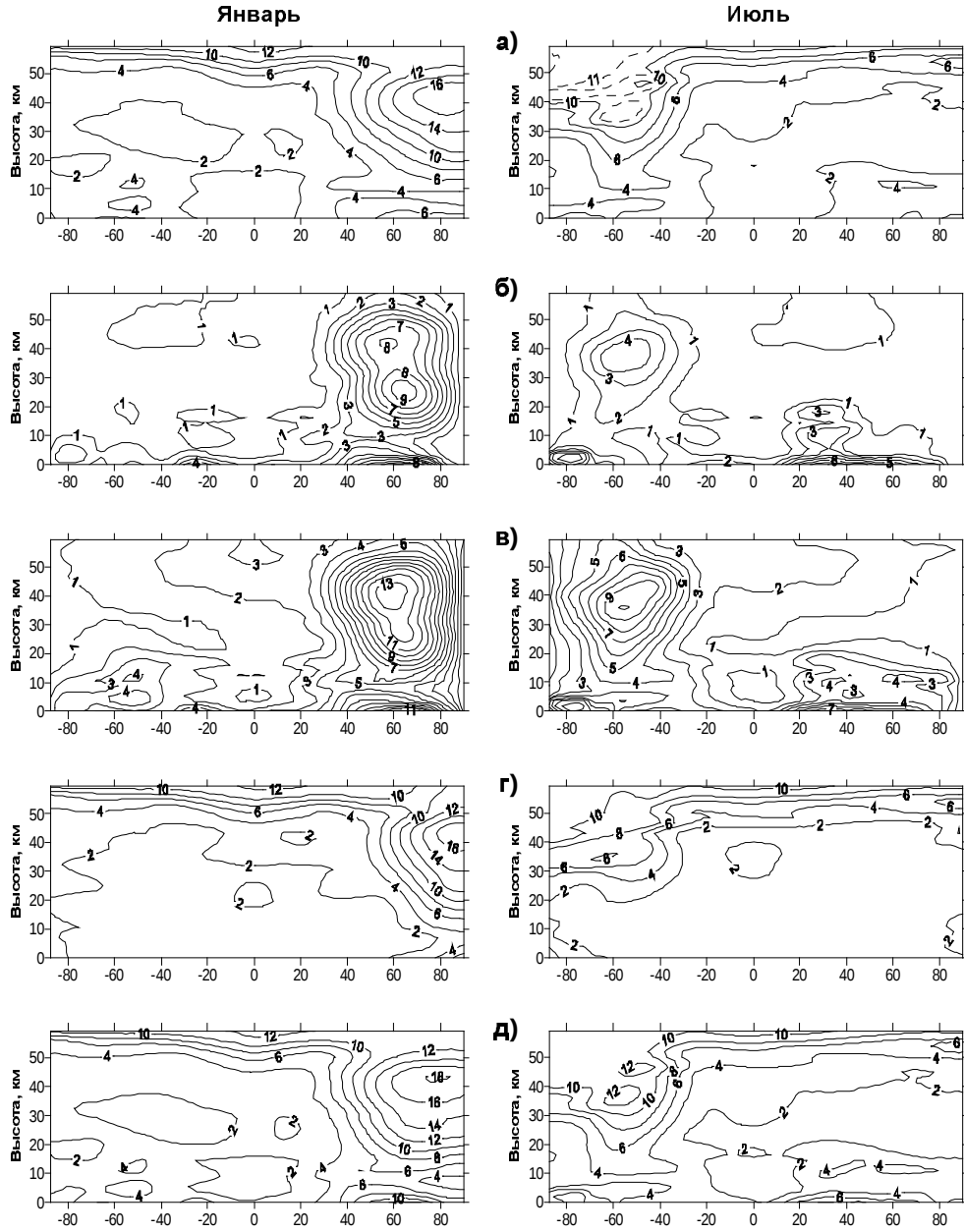


Рис. 2. Высотно-широтное распределение пространственной и временной изменчивости температуры ($^{\circ}\text{C}$) (отрицательные широты соответствуют ЮП): а) σ_{T_t} , б) σ_{T_s} , в) $\sigma_{[T_s]}$, г) $\sigma_{[T_t]}$, д) σ_T

Причем в ЮП минимальная температура в данной области опускается ниже 80–90 °С (с мая по сентябрь), что на 20–30 °С холоднее, чем в северном полушарии (ноябрь – февраль).

Указанные особенности термического режима определяют количественные соотношения между очагами дипольной структуры и отклонениями σ_{T_s} и $\sigma_{[T_s]}$. Для отклонения σ_{T_s} как для СП, так и ЮП характерно наличие более высоких значений в нижнем очаге по сравнению с верхним. При этом в СП различие не превышает 1 °С (январь, 9 °С и 8 °С соответственно), тогда как в ЮП оно достигает 3 °С (октябрь, 9 °С и 6 °С). Таким образом, пространственная изменчивость, обусловленная стационарными процессами, в верхней стратосфере выше в СП и достигает примерно одинаковых максимальных значений для СП и ЮП в нижней стратосфере.

При учете нестационарной составляющей ($\sigma_{[T_s]}$) количественное превышение нижнего очага над верхним сохраняется в ноябре в СП (9 °С и 8 °С соответственно) и с августа по ноябрь в ЮП (октябрь, 12 °С и 8 °С, то есть на 4 °С). При этом если верхний очаг за этот период в ЮП лишь незначительно снижается (с 43 до 38 км), то нижний очаг перемещается с 28 на 18 км, следуя за приполярной областью холода. В июне в ЮП и с декабря по март в СП наблюдается обратная картина: верхний очаг преобладает над нижним на 1–2 °С. Максимум $\sigma_{[T_s]}$, равный 15 °С, наблюдается в СП в декабре на широте 60° с.ш. и высоте около 40 км. В ЮП максимум $\sigma_{[T_s]}$, равный 12 °С, отмечается на широте 65° ю.ш. в сентябре и октябре на высотах 25 и 18 км соответственно. Следовательно, нестационарные процессы приводят к тому, что зимой СП и в первую половину зимы ЮП пространственная изменчивость в верхней стратосфере выше, чем в нижней стратосфере.

Как и для геопотенциальной высоты, высотно-широтное распределение суммарной изменчивости σ_T (рис. 2, д) наиболее близко к распределению отклонения σ_{T_t} . Следует отметить, что дисперсия σ_T^2 пропорциональна вихревой ДПЭ и близость σ_T и σ_{T_t} также свидетельствует о преобладании запасов ДПЭ нестационарных вихрей над ДПЭ стационарных вихрей (особенно в верхней стратосфере).

Зональный ветер. Высотно-широтное распределение временной и пространственной изменчивости зонального ветра (рис. 3) обладает рядом особенностей. Прежде всего обращает на себя внимание наличие двух широтных максимумов пространственной изменчивости (σ_{u_s} и $\sigma_{[u_s]}$) в средних широтах (40–50 °) и в приполярной области, проявляющихся в СП с октября по март в верхней стратосфере, а в ЮП – с августа по ноябрь в верхней и средней стратосфере. При этом в областях максимальных значений величина $\sigma_{[u_s]}$ в 1.5–2 раза превосходит σ_{u_s} , и расположение этих областей (в СП) для $\sigma_{[u_s]}$ в среднем на 5–10 км выше, чем для σ_{u_s} . Количественное различие между очагами в средних и высоких широтах как для σ_{u_s} , так и для $\sigma_{[u_s]}$ незначительно. В СП максимальных значений в обоих очагах (40 м/с на широте 47° с.ш. и 38 м/с на широте 82° с.ш.) отклонение $\sigma_{[u_s]}$ достигает в декабре примерно на одной и той же высоте 48 км. Отклонение σ_{u_s} максимально в январе (24 м/с на широте 50° с.ш. и высоте 42 км и 26 м/с на широте 84° с.ш. и высоте 37 км).

В ЮП максимумы σ_{u_s} (20 м/с) и $\sigma_{[u_s]}$ (30 м/с) наблюдаются в сентябре в полярной области на высоте около 50 км. В период с августа по октябрь происходит смещение очагов повышенной изменчивости σ_{u_s} и $\sigma_{[u_s]}$ в умеренных и полярных широтах с высот 50–53 до 30–35 км.

Похожая структура из двух широтных максимумов наблюдается и во временной изменчивости зонального ветра (например, для отклонения σ_{u_t} в декабре в СП), однако она выражена слабее и среднеширотный максимум (44 м/с) существенно больше, чем высокоширотный (34 м/с).

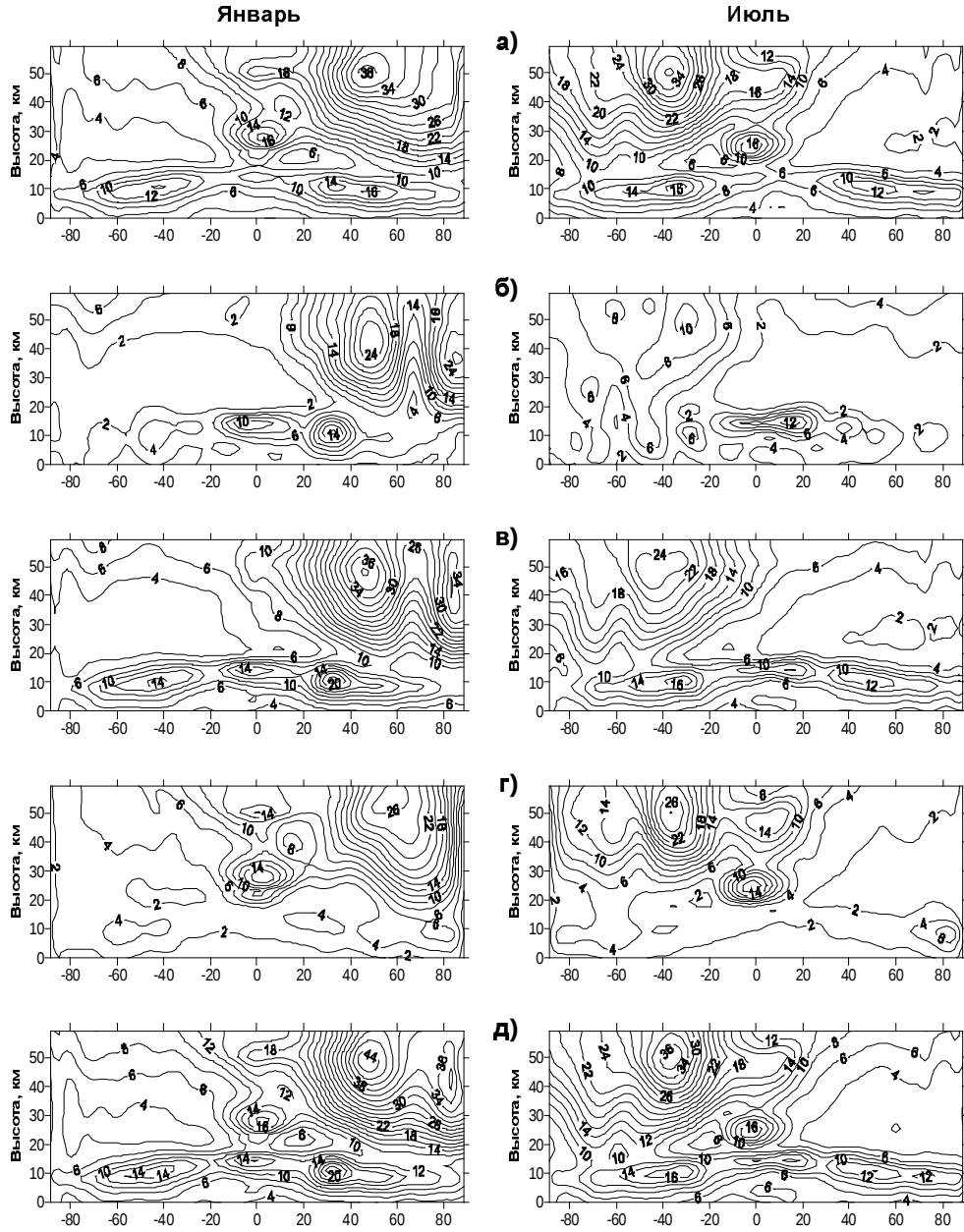


Рис. 3. Высотно-широтное распределение пространственной и временной изменчивости зонального ветра (м/с) (отрицательные широты соответствуют ЮП): а) σ_{u_t} , б) σ_{u_s} , в) $\sigma_{[u_s]}$, г) $\sigma_{[u_t]}$, д) σ_u

Такое бимодальное распределение связано со структурой зонального ветра в стратосфере. Среднеширотный максимум совпадает с областью максимума западных ветров стратосферного струйного течения на краю полярной ночи. Высокоширотный максимум амплитуды обусловлен характером зимней стратосферной циркуляции. Климатическое расположение циклонического циркумполярного вихря в средней и верхней стратосфере в холодный период СП характеризуется тем, что его центр смещен на атлантико-европейский сектор [14]. Это приводит к появлению восточных ветров к северу от центра циклона. В течение зимы в силу нестационарности стратосферных процессов центр циркумполярного вихря довольно часто меняет свое положение. Как следствие, происходит частая смена знака зонального ветра в полярной области. Все это приводит к усилению в первую очередь пространственной изменчивости зонального ветра в высоких широтах, так как при осреднении по кругу широты складываются положительные и отрицательные значения. При расчете $\sigma_{\overline{u_t}}$ осредняются не сами значения, а соответствующие дисперсии, и проблемы со знаком не возникает. Однако частое возмущение зональной циркуляции, обусловленное стратосферными потеплениями, приводит к общему высокому фону ее временной изменчивости в высоких широтах. Аналогичные процессы имеют место и в ЮП.

Временная изменчивость ($\sigma_{\overline{u_t}}$) зонального ветра (в отличие от геопотенциальной высоты и температуры) сопоставима с пространственной изменчивостью ($\sigma_{[u_s]}$) и достигает максимальных значений в зимний период каждого полушария. Однако между ними всегда сохраняется соотношение $\sigma_{\overline{u_t}} \geq \sigma_{[u_s]}$. В СП максимум $\sigma_{\overline{u_t}} = 44$ м/с наблюдается в декабре на широте 45° с.ш. и высоте 50 км. Отклонение $\sigma_{[u_s]}$ максимально в декабре–январе (38 м/с) и имеет такое же высотно-широтное расположение. В ЮП максимум временной изменчивости несколько меньше (36 м/с). Он отмечается на широте 40° ю.ш. и высоте 50 км в июле–августе. В ЮП максимум $\sigma_{[u_s]}$, равный 30 м/с, наблюдается в сентябре на высоте 50 км в полярном районе. Следует также отметить, что для обоих полушарий $\sigma_{\overline{u_t}} \geq \sigma_{[u_t]}$ примерно в 1.5 раза.

Обращает на себя внимание наличие локального максимума во временной изменчивости зонального ветра ($\sigma_{\overline{u_t}}$ и $\sigma_{[u_t]}$) во все сезоны в области высот 20–30 км над экватором, где, как известно, находится область квазидвухлетних колебаний [15].

В отличие от геопотенциальной высоты и температуры, высотно-широтное распределение суммарной изменчивости σ_u (рис. 3, д) наиболее близко к распределению пространственного отклонения $\sigma_{[u_s]}$ (а не временного).

Меридиональный ветер. Вследствие ограничений, налагаемых на среднезональные поля ветра условием геострофичности, зонально осредненный меридиональный ветер $[v]$ не может достигать высоких значений, сравнимых с величиной зонального потока $[u]$. Очевидно, что и временные пульсации $[v]'$ должны быть малыми величинами. Поэтому отличительной чертой высотно-широтного распределения меридионального ветра (рис. 4) являются на порядок более низкие значения (по сравнению с $\sigma_{\overline{v_t}}$, $\sigma_{\overline{v_s}}$, $\sigma_{[v_s]}$ и со всеми отклонениями зонального ветра) отклонения $\sigma_{[v_t]}$, которое не превышает 3.5 м/с в верхней и 0.5 м/с в нижней стратосфере.

С другой стороны, составные части $\sigma_{\overline{v_t}}$ и $\sigma_{\overline{v_s}}$ суммарного отклонения σ_v не связаны принципиальными физическими ограничениями и количественно отличаются в меньшей степени, чем $\sigma_{[v_s]}$ и $\sigma_{[v_t]}$. Отсюда, согласно (7), следует очень важная особенность изменчивости меридионального ветра: его пространственная изменчивость $\sigma_{[v_s]}$ (учитывающая нестационарные процессы) заметно (на 20–30%) превы-

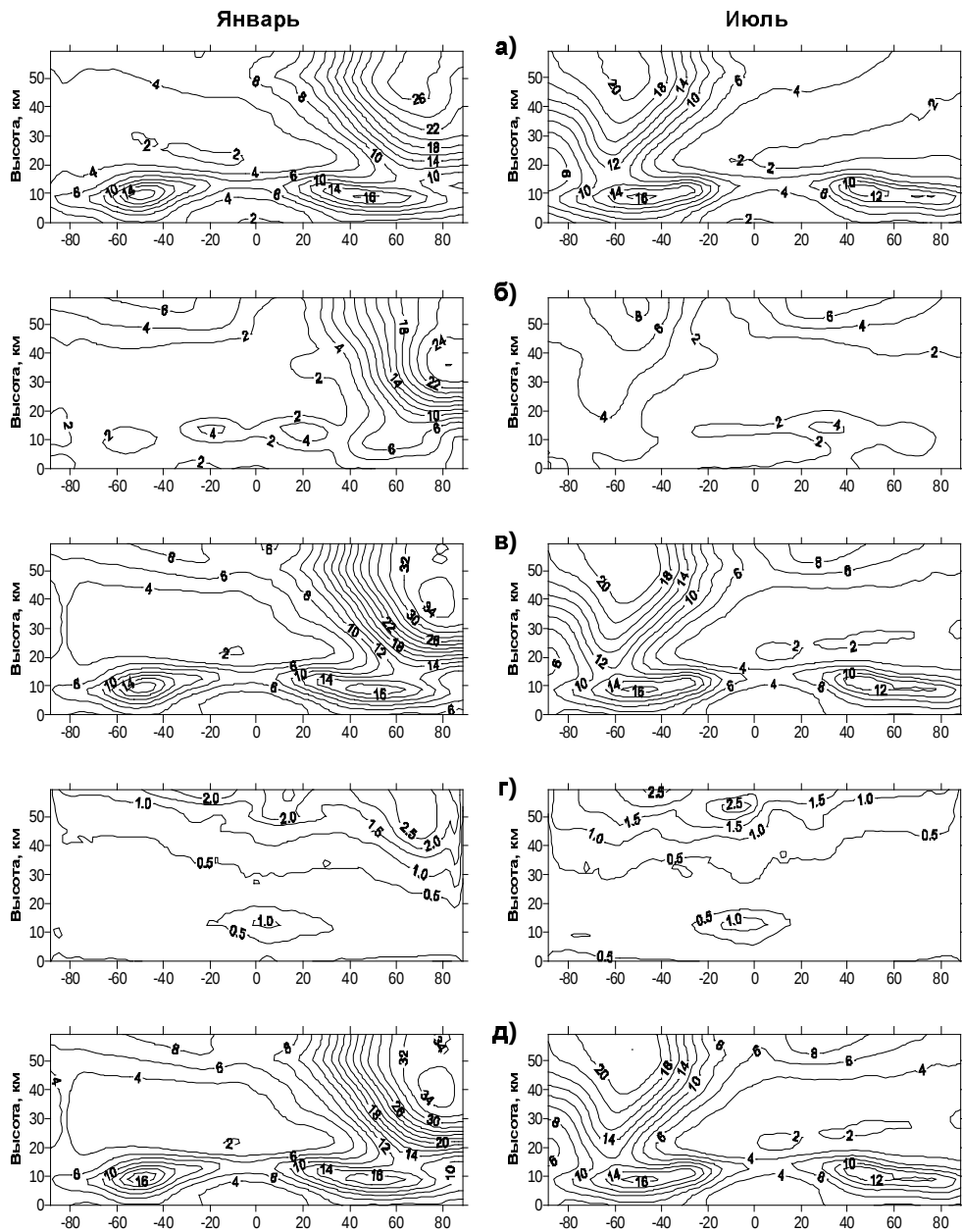


Рис. 4. Высотно-широтное распределение пространственной и временной изменчивости меридионального ветра (м/с) (отрицательные широты соответствуют ЮП): а) $\sigma_{\overline{v}_t}$, б) $\sigma_{\overline{v}_s}$, в) $\sigma_{[v_s]}$, г) $\sigma_{[v_t]}$, д) σ_v

шает временную изменчивость $\sigma_{\overline{v_t}}$. В свою очередь, $\sigma_{\overline{v_t}}$ превышает пространственную изменчивость, обусловленную стационарными процессами $\sigma_{\overline{v_s}}$. В результате величина $\sigma_{[v_s]}$ оказывается в 1.5–2 раза больше $\sigma_{\overline{v_s}}$. Это согласуется с данными [13] о том, что возникновение меридионального ветра определяется энергией вихревых движений.

Сравнение $\sigma_{[u_s]}$ и $\sigma_{[v_s]}$ показывает, что в полярной области обоих полушарий они имеют очень близкие значения, а в умеренных широтах $\sigma_{[u_s]}$ существенно больше $\sigma_{[v_s]}$. Аналогичные соотношения наблюдаются для зональной и меридиональной составляющих кинетической энергии стационарных вихрей, характеризующихся отклонениями $\sigma_{\overline{u_s}}$ и $\sigma_{\overline{v_s}}$.

Однако как для стационарных, так и для нестационарных процессов пространственная возмущенность поля меридионального ветра в стратосфере достигает наибольшей интенсивности в СП зимой, а в ЮП – весной. При этом зимой ЮП (июнь – июль) роль стационарных процессов в пространственной изменчивости поля меридионального ветра настолько мала, что величина $\sigma_{\overline{v_s}}$ в верхней стратосфере практически такая же, как и в летнем (северном) полушарии (4–6 м/с). Поэтому в первую половину зимнего периода в ЮП пространственная изменчивость поля v формируется за счет его нестационарности.

В СП максимальные значения отклонений $\sigma_{[v_s]} = 38$ м/с и $\sigma_{\overline{v_t}} = 32$ м/с наблюдаются в декабре примерно на одной и той же широте 80° с.ш. и высоте 52 км. В ЮП максимум $\sigma_{[v_s]} = 30$ м/с отмечается в сентябре, а $\sigma_{\overline{v_t}} = 24$ м/с – в августе – сентябре. При этом с июля по ноябрь происходит смещение очагов $\sigma_{[v_s]}$ и $\sigma_{\overline{v_t}}$ из верхней стратосферы и широтной зоны 50 – 60° ю.ш. в среднюю стратосферу (25–30 км) и широту 70° ю.ш.

Таким образом, как пространственная, так и временная возмущенность поля меридионального ветра достигает наибольшей интенсивности в стратосфере СП по сравнению с ЮП. Интересно отметить, что с мая по июль в ЮП и с ноября по февраль в СП наблюдается повышенная изменчивость зонально осредненного меридионального ветра $[v]$ (отклонение $\sigma_{[v_t]}$) в верхней стратосфере в низких широтах. По нашим данным, которые согласуются с результатами численного моделирования [13], указанные области повышенной изменчивости соответствуют областям повышенных значений северных (май – август) и южных (ноябрь – февраль) потоков $[v]$.

Как и для зонального ветра, высотно-широтное распределение суммарной изменчивости меридионального ветра σ_v (рис. 4, д) наиболее близко к распределению пространственного отклонения $\sigma_{[v_s]}$. Сумма дисперсий $\sigma_u^2 + \sigma_v^2$ может служить оценкой вихревой кинетической энергии, а суммы $\sigma_{u_t}^2 + \sigma_{v_t}^2$ и $\sigma_{u_s}^2 + \sigma_{v_s}^2$ – оценкой кинетической энергии подвижных и стационарных вихрей соответственно.

4. Выводы

Временная изменчивость геопотенциальной высоты и температуры в 1.5–2 раза превышает пространственную изменчивость в стратосфере обоих полушарий. Для зонального ветра они имеют близкие значения при небольшом превышении временной изменчивости. И только для меридионального ветра пространственная изменчивость имеет более высокие значения, чем временная.

В северном полушарии временная и пространственная изменчивость рассматриваемых термодинамических полей выше, чем в южном.

Пространственная возмущенность полей всех рассмотренных термодинамических параметров в стратосфере достигает наибольшей интенсивности в северном

полушарии зимой, а в южном – весной. Временная изменчивость максимальна зимой соответствующего полушария.

Полученные результаты необходимы для построения адекватной модели волновой структуры термодинамического режима нижней и средней атмосферы и важны при прогнозе неоднородной структуры ионосферы в интересах развития навигационных космических систем.

Авторы благодарны Центру атмосферных данных Великобритании за доступ к стратосферным данным UK Met Office.

Summary

V.V. Guryanov, A.N. Fahrutdinova, P.V. Pchenitchnyi. Time-Space Variability of Thermodynamic Fields in Stratosphere.

Zonal empirical model of stratosphere fundamental parameter variation is introduced. The model is based upon diurnal UK Met Office data on geopotential heights, temperature, zonal and meridional winds for 1992–2005 period both for northern and southern hemispheres. Dispersions calculated using the scatter in average time values and in average zonal values were used as variability measure.

Analysis reveals that both time and space variabilities of each parameter have individual features that accord to physics of global circulation in atmosphere (troposphere and stratosphere). Quantitative prevalence of non-stationary processes in the upper atmosphere as related to the lower atmosphere was described.

Discovered features of the stratosphere fundamental parameter fields' variability may serve as a base for a new reference model of the mid atmosphere at heights 10–55 km

Key words: middle atmosphere, variability of thermodynamical fields, reference atmosphere.

Литература

1. CIRA-72, COSPAR International Reference Atmosphere 1972, compiled by A.E. Cole, G.V. Groves, K.S.W. Champion, L.G. Jaccia, V.N. Archangelsk, S.M. Poloskov, M.Ya. Marov, M. Roemer. – Berlin: Akademie Verlag, 1972. – 450 p.
2. *Barnet J.J., Corney M.* Middle atmosphere reference model from satellite data // Handbook for MAP. – 1985. – V. 16. – P. 47–85.
3. *Barnett J.J., Corney M.* Planetary waves // Handbook for MAP. – 1985. – V. 16. – P. 86–137.
4. *Labitzke K., Barnett J.J.* Planetary waves. Interannual variability // Handbook for MAP. – 1985. – V. 16. – P. 138–143.
5. *Кидиярова В.Г., Тарасенко Д.А.* Модели экстремальной арктической зимней атмосферы на высотах 20–80 км // Метеорология и гидрология. – 1972. – № 4. – С. 43–49.
6. US Standard atmosphere supplements, 1966. – Washington, D.C., 1966. – 289 p.
7. Атмосфера. Справочник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 509 с.
8. International standard ISO 5878. Reference atmosphere for airspace use. ISO/TS-20/SC-6 (USA-10), 102E. – 1982. – 51 p.
9. *Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1996. – V. 77. – P. 437–472.
10. *Swinbank R., O'Neill A.* A stratosphere-troposphere data assimilation system // Mon. Wea. Rev. – 1994. – V. 122. – P. 686–702.

11. *Oort A.H.* On estimation of the atmospheric energy cycle // *Mon. Weather Rev.* – 1964. – V. 92, No 11. – P. 483–493.
12. *Krüger K., Naujokat B., Labitzke K.* The Unusual Midwinter Warming in the Southern Hemisphere Stratosphere 2002: A Comparison to Northern Hemisphere Phenomena // *J. Atmos. Sci.* – 2005. – V. 62. – P. 603–613.
13. *Холтон Дж.Р.* Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1979. – 244 с.
14. *Погосян Х.П.* Общая циркуляция атмосферы. – Л.: Гидрометеиздат, 1972. – 334 с.
15. *Чучкалов Б.С.* Особенности развития квазидвухлетнего цикла в связи с переносом массы воздуха в экваториальной стратосфере // *Тр. Гидрометцентра СССР.* – 1972. – Вып. 107. – С. 3–17.

Поступила в редакцию
30.01.08

Гурьянов Владимир Владимирович – кандидат географических наук, доцент кафедры метеорологии, климатологии и экологии атмосферы Казанского государственного университета.

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

Фахрутдинова Антонина Николаевна – доктор физико-математических наук, ведущий научный сотрудник кафедры радиофизики Казанского государственного университета.

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

Пшеничный Павел Витальевич – кандидат технических наук, доцент кафедры системного анализа и информационных технологий Казанского государственного университета.

E-mail: *Pavel.Pchenitchnyi@ksu.ru*