

УДК 551.510.5

МЕЖГОДОВЫЕ ВАРИАЦИИ И ТРЕНДЫ СРЕДНЕЗОНАЛЬНЫХ РЯДОВ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА, ТЕМПЕРАТУРЫ И ЗОНАЛЬНОГО ВЕТРА

© 2007 г. К. Н. Вишератин

Научно-производственное объединение “Тайфун”
249038 Обнинск, Калужская обл., просп. Ленина, 82

E-mail: kvisher@typhoon.obninsk.ru

Поступила в редакцию 27.12.2006 г., после доработки 01.03.2007 г.

Для периода 1979–2005 гг. рассмотрены среднезональные (65°S – 65°N , с шагом 5°) среднемесячные данные реанализа NCEP/DOE о скорости зонального ветра и температуре на уровнях 20–100 мб и данные TOMS версии 8 об общем содержании озона (ОСО). Представлены результаты расчетов коэффициентов линейного тренда, коэффициентов корреляции, характерных времен затухания и данные спектрального анализа. В последние десятилетия уменьшение ОСО и выхолаживание нижней стратосферы сопровождалось ослаблением западного ветра. Для рядов с исключенным сезонным ходом оценка значимости линейных трендов методом Монте-Карло показала, что тренды ОСО значимы на уровне 0.99 во внетропических широтных зонах, тренды температуры – везде, кроме узкой экваториальной зоны и широт южнее 50°S , а тренды ветра – только на уровне 50 мб в широтном поясе 30 – 50° в обоих полушариях. По результатам спектрального анализа для большинства широтных зон в рядах температуры, ветра и ОСО наиболее стабильно проявляется триплет в области квазидвухлетних колебаний и колебания с периодами вблизи 4–6 и 9–13 лет. Максимальные коэффициенты корреляции рядов ОСО, ветра и температуры наблюдаются над экватором, а в зависимости от высоты и широты фаза вариаций ОСО может отставать или опережать вариации температуры и ветра. Широтные распределения значений характерных времен затухания показывают рост этого параметра в тропических и экваториальных поясах и противоположное поведение с высотой для полей температуры и ветра.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы изменчивости климата и атмосферного озона являются одними из важнейших глобальных экологических проблем [1]. Падение общего содержания озона (ОСО), продолжавшееся с конца 70-х до середины 90-х гг., сменилось периодом некоторой стабилизации [2] и, по некоторым оценкам, роста [3]. Локальные, региональные и глобальные тренды ОСО для различных промежутков времени анализировались в большом числе работ. Для определения трендов ОСО, наряду с наземными данными, ранее обычно использовались спутниковые данные TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) версии 7 или объединенные данные TOMS и SBUV (Solar Backscatter Ultraviolet) 7-й и 6-й версий соответственно (напр., [2–5]). Очередные 8 версий данных TOMS и SBUV включают коррекцию на тропосферный аэрозоль и отражение от заснеженных и покрытых льдом районов и водной поверхности, изменение озоновой, температурной и облачной климатологии, коррекцию высот подстилающей поверхности [6–8]. Эти уточнения, наряду с поправками на дрейф аппаратуры, привели к переоценке величин трендов ОСО [9–12].

Уменьшение концентрации стратосферного озона, наряду с ростом содержания в стратосфере парниковых газов и водяного пара, приводит к выхолаживанию стратосферы, причем в нижней стратосфере (ниже 25 км), согласно [2], доминирует озонный механизм. Падение температуры стратосферы на протяжении последних 25–30 лет происходит со средней скоростью около 0.4–0.8 К/декаду (10 лет) и достигает максимальных значений, до 2 К/декаду, вблизи стратопазы (50 км). По оценкам, основанным на данных наземных и спутниковых измерений, отрицательные тренды температуры в нижней стратосфере значимы на уровне 2 σ в средних широтах (35° – 60°S и N), находятся на границе значимости в переходной зоне (25° – 35°S и N) и в среднем незначимы в тропиках (25°S – 25°N) [2, 13, 14].

Зональный стратосферный ветер на уровнях менее 10 мб в приэкваториальной области имеет квазипериодическую цикличность (24–35 мес) между сменой восточного и западного направлений. Максимальная амплитуда колебаний наблюдается вблизи 20 мб, а граница между направлениями ветра опускается вниз со средней скоростью 1 км/мес [15]. Заметные корреляционные связи

между квазидвухлетней цикличностью стратосферного экваториального ветра (КДЦ) и полями температуры и стратосферного озона послужили одной из причин включения индекса КДЦ в качестве одного из основных предикторов в различные мультирегрессионные модели. Однако распределение амплитуд КДЦ как в полях стратосферного ветра, так и температуры и озона имеет достаточно сложную временную, пространственную и вертикальную структуру [5, 15–18]. Это приводит к использованию в мультирегрессионных моделях различных индексов КДЦ или их комбинаций [3–5, 9–11, 19] и затрудняет интерпретацию полученных результатов.

Целью данной работы является исследование межгодовых и длиннопериодных вариаций общего содержания озона, а также зонального ветра и температуры нижней стратосферы на уровнях 20–100 мб. Анализируются среднезональные среднемесячные (65°S – 65°N , с шагом 5° по широте) данные за 1979–2005 гг. Основные задачи работы связаны с расчетами величин линейных трендов и их значимости, определением характерных времен затухания, оценкой взаимокоррелированности рядов ОСО, температуры и зонального ветра, а также с анализом спектрального состава этих рядов.

2. ДАННЫЕ И МЕТОДИКА

2.1. Среднезональные ряды ОСО

Для формирования среднемесячных зонально-усредненных временных рядов ОСО обычно используются среднемесячные значения ОСО, полученные с помощью спутниковой аппаратуры TOMS на ИСЗ Nimbus-7 и Earth Probe [20] (далее TOMS). Следует отметить, что данные 8-й версии TOMS, особенно для периода после 2000 г., отличаются от данных Merged TOMS-SBUV Total Ozone Data [21] (далее MOD), сформированных на основе объединения данных 8-ми версий TOMS и SBUV/SBUV2 (ИСЗ Nimbus-7, NOAA 9/11/16). Методика формирования данных MOD, в которых для периода после 2000 г. были использованы только результаты измерений аппаратурой SBUV, подробно изложена в [11]. Ожидается, что причины этих расхождений будут устранены в новой версии данных TOMS, которая выйдет в конце 2007 г. (Dr R. McPeters, NASA, частное сообщение). В настоящей работе в качестве основы для формирования среднезональных рядов были использованы среднемесячные значения ОСО TOMS за 1979–2005 гг., содержащиеся на сайте NASA [20]. Пропуск в измерениях [20] с апреля 1993 г. по август 1996 г. был заполнен с помощью данных MOD. Для этого периода все модификации (Revision 01–03) MOD оставались неизменными. С целью сопоставить данные двух отличающихся озоновых баз

данных некоторые расчеты были проведены также для среднезональных среднемесячных данных последней версии MOD (Revision 03, сентябрь 2006).

Для того чтобы выбрать оптимальный метод заполнения содержащихся в этих данных небольших пропусков, были составлены модельные ряды и исследованы методы заполнения пропусков с помощью сплайнов, линейной, кубической интерполяции, а также на основе Фурье-анализа. Для широт от 65°S до 65°N наиболее подходящим оказался метод кубической интерполяции. Для более высоких широт реконструкция сезонного хода ОСО требует привлечения дополнительных сведений (данные наземных станций и спутниковые данные, получаемые периодически другими приборами). Поэтому в настоящей работе анализируются зонально-усредненные ряды ОСО с 1979 по 2005 гг. (длиной 324 мес) только для широтного пояса от 65°S до 65°N (рис. 1).

2.2. Среднезональные ряды температуры и ветра

Для создания среднезональных (65°S – 65°N с шагом 5° по широте) рядов температуры и зонального ветра за 1979–2005 гг. были использованы данные реанализа NCEP/DOE (National Center for Environmental Prediction/Department of Energy [22]). На основе этих данных были сформированы среднезональные среднемесячные значения температуры $T_0^{20}(t)$, $T_0^{30}(t)$, $T_0^{50}(t)$, $T_0^{100}(t)$ для уровней 20, 30, 50 и 100 мб, и ветра $U_0^{20}(t)$, $U_0^{30}(t)$, $U_0^{50}(t)$, $U_0^{100}(t)$ (рис. 2–5). Указанные ряды не имеют пропусков.

2.3. Фильтрация и десезонализация

В исходных рядах общего содержания озона, температуры и зонального ветра существенный вклад в вариации, особенно во внеэкваториальных зонах, вносит годовая гармоника колебаний (основная составляющая сезонного хода). При оценке трендов методами мультирегрессионного анализа, также как и при анализе межгодовых вариаций, обычной процедурой является “отбеливание”, т.е. удаление из анализируемого ряда одной или нескольких наиболее мощных гармоник (операцию удаления сезонного хода обычно называют десезонализацией). В основном используется два метода. В первом методе десезонализацию проводят, определяя тем или иным способом гармоник с периодами 12, 6, 4 и 3 мес и вычитая затем эти гармоники из ряда. Во втором методе для исключения сезонного хода рассчитываются отклонения между среднемесячными значениями и климатическими нормами для каждого месяца. Как показал анализ модельных рядов, оба метода

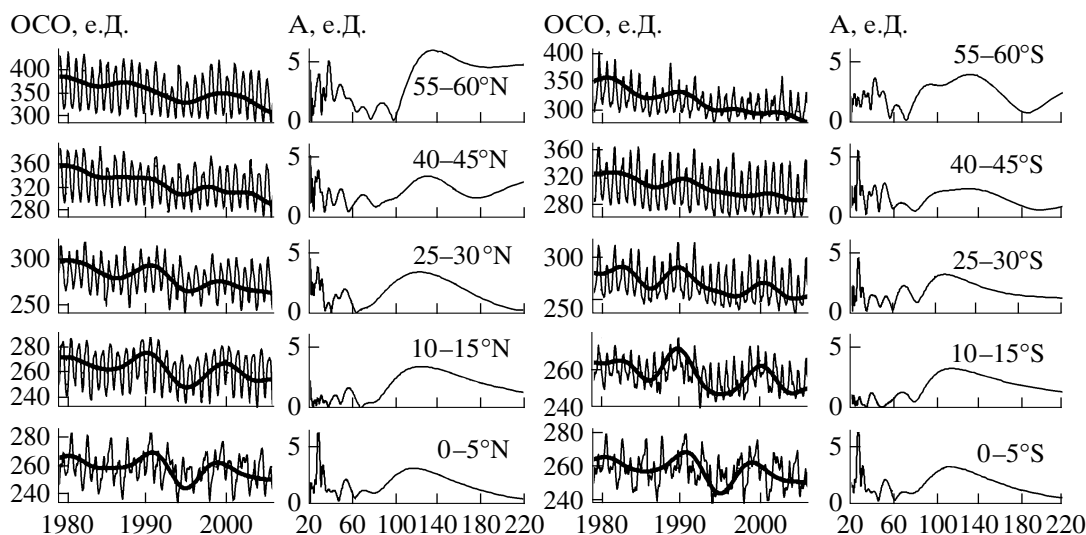


Рис. 1. Временные ряды и спектры общего содержания озона. Длиннопериодные колебания (ряды OCO_L) показаны жирными линиями (для различимости значения амплитуд колебаний удвоены). Справа от временных рядов – спектры. По оси ординат спектров – спектральная амплитуда, е.Д., по оси абсцисс – период, мес.

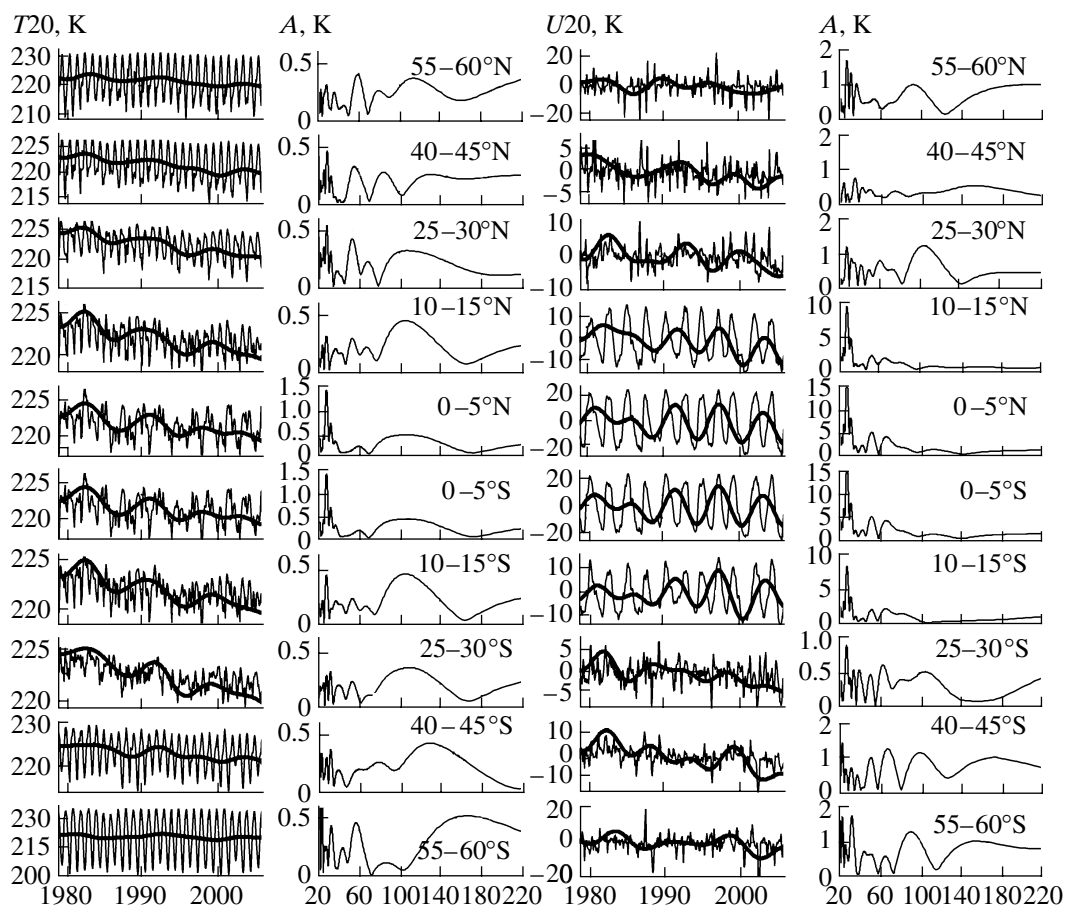


Рис. 2. Уровень 20 мб. Временные ряды и спектры температуры и зонального ветра. Длиннопериодные колебания T_L^{20} (значения удвоены) и U_L^{20} (значения утроены) показаны жирными линиями. Справа от временных рядов – спектры. По оси ординат спектров – спектральная амплитуда, в К (температура) и в м/с (скорость ветра), по оси абсцисс – период, мес.

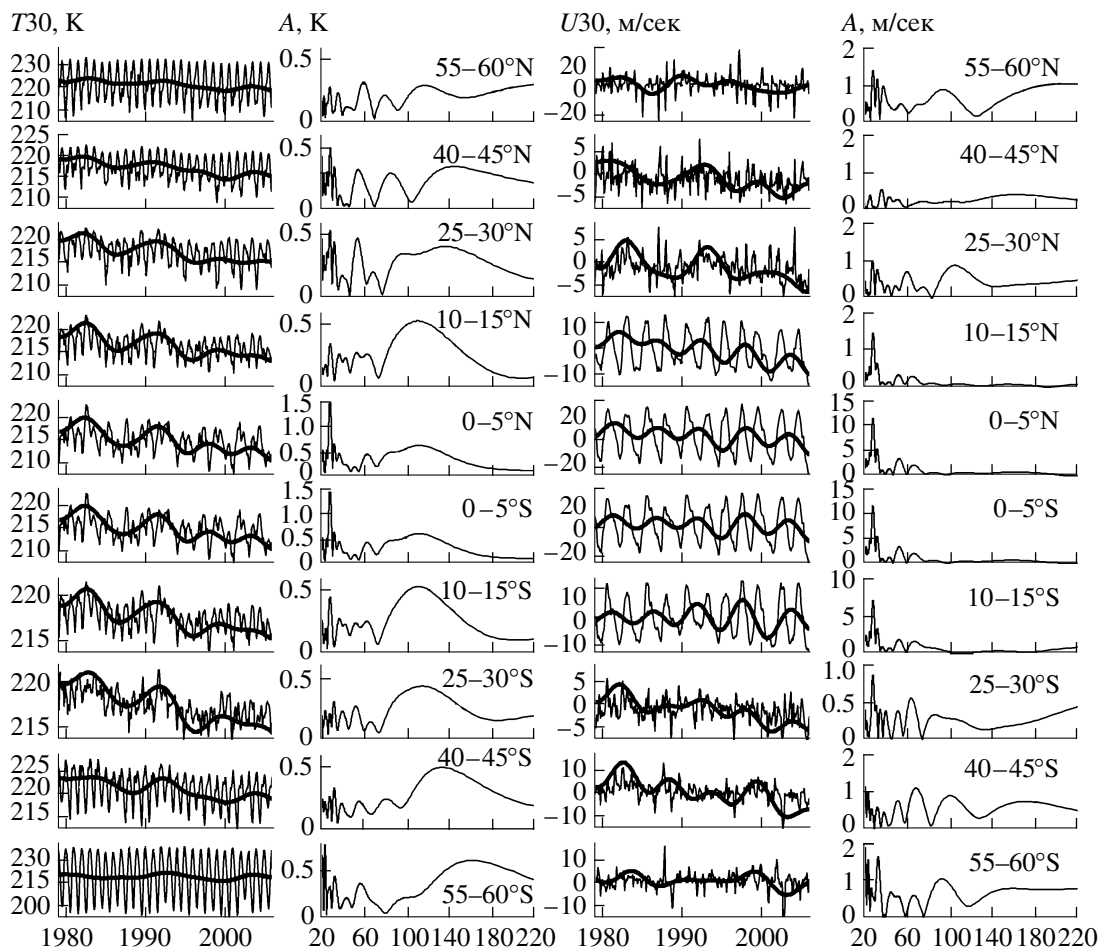


Рис. 3. То же, что и на рис. 2, уровень 30 мб.

дают близкие результаты, хотя для сильно зашумленных рядов из-за погрешностей в определении параметров гармоник первый метод может порождать дополнительные высокочастотные колебания. Оба метода предполагают постоянство периода исключаемого колебания. Если это не так, то в отфильтрованном ряде могут наблюдаться остатки гармоник годового хода.

Более точный (и занимающий больше времени) метод десезонализации может быть реализован путем модификации первого метода. Фурье-преобразование проводится в этом случае с достаточно высоким разрешением, затем из полученной периодограммы удаляются не только сами гармоники годового хода, но и интервал частот вблизи этих гармоник, и на последнем этапе выполняется обратное Фурье-преобразование. В настоящей работе с целью сопоставления с данными предыдущих работ десезонализация проводилась с помощью второго метода.

Известно, что в реальных метеорологических рядах может наблюдаться не только годовая гар-

моника и ее обертона, но и ряд других близких гармоник, например с периодами около 8 и 13–15 мес. Для исключения короткопериодных гармоник часто используют методы фильтрации – скользящее среднее с соответствующим периодом или более сложные фильтры. Эти методы не свободны от недостатков, так как приводят к укорачиванию ряда наблюдений, смещению фазы колебаний. Поэтому для формирования рядов, свободных не только от наиболее мощной годовой гармоники, но и всех колебаний с периодами, меньшими выбранного, был использован метод, аналогичный [23]. Предварительно для каждого из анализируемых рядов Y_0 исключали линейный тренд и вычисляли классическое Фурье-преобразование с шагом по частоте 0.0001 мес^{-1} для периодов от 2 до 250 мес. На основе анализа полученных периодограмм для фильтрации короткопериодных колебаний был выбран граничный период, равный 14 мес. Для периодов, больших граничного, было вычислено обратное Фурье-преобразование. Полученные таким образом среднезональ-

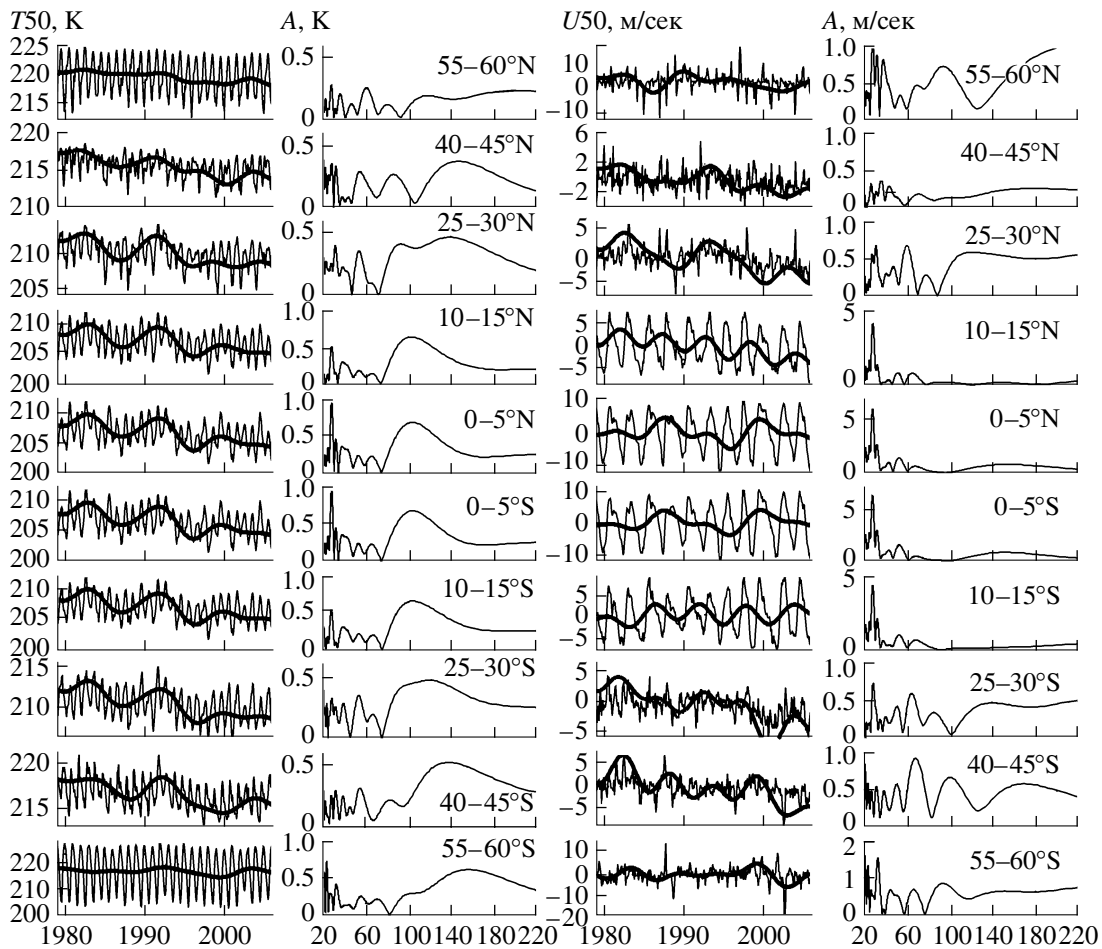


Рис. 4. То же, что и на рис. 2, уровень 50 мб.

ные ряды (Y_H) не содержат гармоник с периодами менее 14 мес.

Для того чтобы иметь возможность рассмотреть особенности более длиннопериодных межгодовых вариаций, была проведена еще одна фильтрация исходных рядов – с граничным периодом примерно 5 лет (62 мес). Временные ряды (Y_L), не содержащие гармоник с периодами менее 5 лет, также приведены на рис. 1–5. Для различимости на некоторых рисунках отфильтрованные ряды Y_L сдвинуты относительно исходного ряда по оси ординат или же значения умножены на масштабный множитель (см. пояснения к рисункам).

2.4. Спектральный анализ

Спектральный анализ проводился с использованием модифицированного классического Фурье-преобразования [24]. Этот метод имеет большую точность в определении параметров колебаний в сравнении с методом быстрого Фурье преобразования [18]. Период гармоник T при рас-

четах по алгоритму [24] определяется при $N > 5T$ с точностью, лучшей 0.1%. Заметим, однако, что время расчетов по методике [24] возрастает на порядки. Спектры всех рядов для периодов от 20 до 220 мес показаны на рис. 1–5 справа от соответствующих временных рядов. По оси ординат спектров, для того чтобы иметь возможность сопоставлять амплитуды вариаций временных рядов и данные спектрального анализа, отложена не спектральная мощность, а спектральные амплитуды колебаний в соответствующих единицах (е.Д., м/с, К).

2.5. Параметры линейного тренда, коэффициенты корреляции и их значимость

Одним из ключевых вопросов, связанных с долговременными изменениями различных геофизических параметров, является определение величины линейного тренда. К сожалению, отсутствие данных о методах предварительной обработки исходных рядов, а также о конкретных методиках расчетов параметров трендов и их значимости ча-

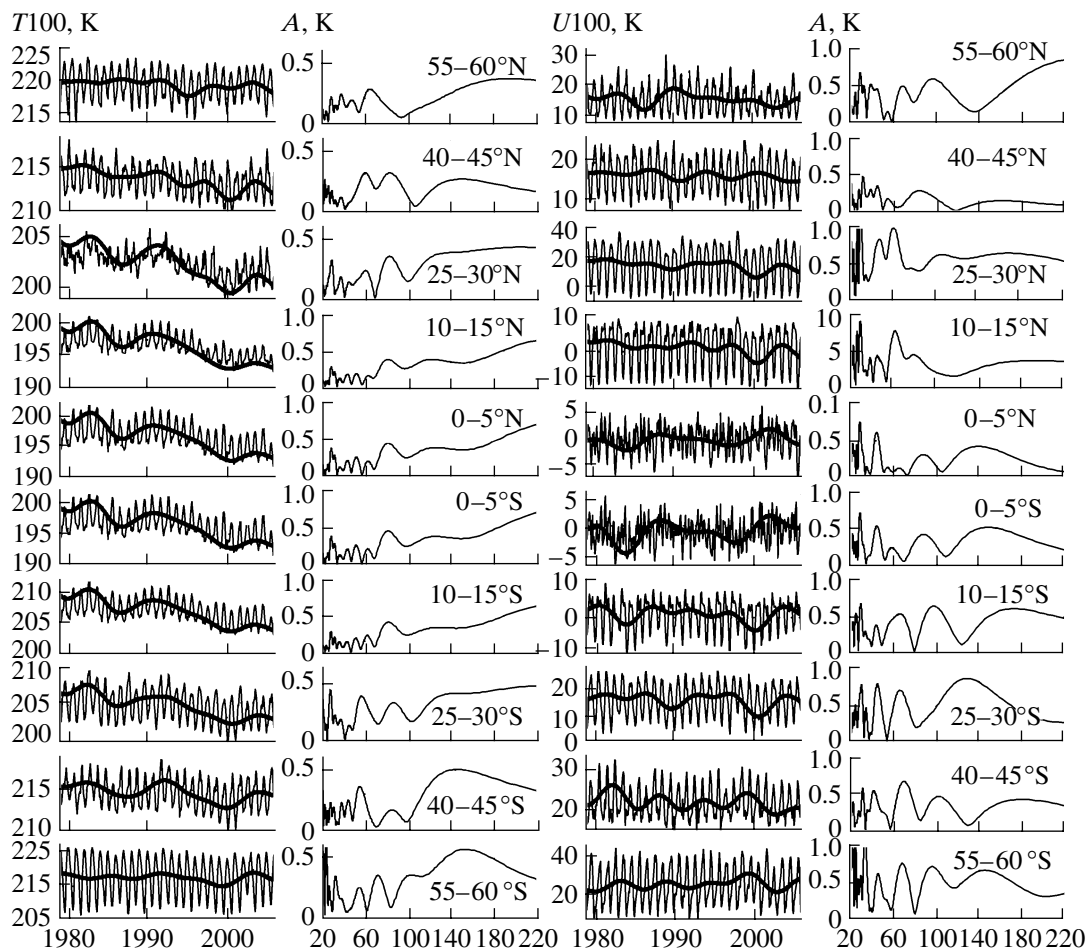


Рис. 5. То же, что и на рис. 2, уровень 100 мб.

сто затрудняют, а иногда и делают невозможным сопоставление результатов различных работ. Поэтому в данной работе эти вопросы, особенно вопросы оценки значимости находимых параметров, рассмотрены более подробно. Основные соотношения и формулы, приводимые ниже, взяты из работ [25–28].

Рассмотрим простую модель линейного тренда, в которой дополнительно присутствует некоторый случайный процесс $e(X)$, в состав которого могут входить различные узкополосные и широкополосные квазипериодические составляющие и белый шум:

$$Y = \beta_0 + \beta_1 \times X + e(X). \quad (1)$$

Если процесс $e(X)$ является реализацией белого шума с нормальным распределением и нулевым средним, тогда можно найти оценку b_1 величины

линейного тренда β_1 и оценку стандартного отклонения δ по обычным формулам [25]:

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})}{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}, \quad (2)$$

$$\delta(b_1) = \frac{t\left(N-2, 1-\frac{1}{2}\alpha\right)\sqrt{s}}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}},$$

где s – оценка дисперсии: $s = \frac{\sum_{i=1}^N (Y_i - b_0 - b_1 X_i)^2}{n-1}$,

а $t\left(N-2, 1-\frac{1}{2}\alpha\right)$ – %-ная точка t распределения Стьюдента с $\nu = N-2$ степенями свободы. Для

двухстороннего распределения Стьюдента и 95% доверительном интервале $t_{322}(0.975) = 1.96$, а при 99% доверительном интервале $t_{322}(0.995) = 2.59$. Тогда при длине ряда $N = 324$ и единичной дисперсии ($s = 1$) значимыми на уровне 0.95 и 0.99 будут коэффициенты линейного тренда b_1 , большие 0.0012 и 0.0015 соответственно.

Приведенные выше соотношения используются во многих работах, связанных с определением трендов. Так как оценка значимости зависит от дисперсии ряда, то процедуры десезонализации, сглаживания и фильтрации приводят, естественно, к повышению значимости найденных коэффициентов линейного тренда. Хорошо известно, однако, что многие геофизические ряды имеют “память”, что проявляется в автокоррелированности соседних значений в рядах и в увеличении спектральной мощности низкочастотных составляющих (“красный шум” или процесс авторегрессии первого порядка [26]). В этом случае оценки значимости должны учитывать уменьшение степеней свободы в автокоррелированных рядах. Наиболее общий метод анализа коррелированных последовательностей состоит в моделировании их авторегрессионным процессом первого порядка (AR1):

$$Y_i\mu = \rho_1(Y_{i-1} - \mu) + e_i, \quad (3)$$

где μ – среднее значение процесса, ρ_1 – коэффициент авторегрессии первого порядка, e_i – в зависимости от целей анализа или ряд остатков или нормально распределенный белый шум. Аппроксимация исследуемого ряда моделью (3) дает значение ρ_1 и величину дисперсии остатков $\sigma^2(e_i)$. Зная ρ_1 , можно найти характерное время затухания данного процесса τ :

$$\tau = -\Delta t / \ln \rho_1, \quad (4)$$

где Δt – интервал между выборками (равен в нашем случае 1 мес).

Уточненное, с учетом автокоррелированности процесса, число степеней свободы будет равно $\nu = N/\tau$. Если найденный для конкретного ряда коэффициент авторегрессии равен $\rho_1 = 0.905$, тогда характерное время затухания составляет примерно $\tau = 10$ мес. Уменьшение ν в данном случае приведет к незначительному увеличению значений коэффициентов $t_{\nu}(\alpha)$, а оценка дисперсии s вырастет в примерно в $\sqrt{\tau}$ раз. В рассмотренном выше примере значимыми на уровне 0.95 и уровне 0.99 будут коэффициенты линейного тренда b_1 , большие 0.004 и 0.005.

Для независимой оценки значимости линейного тренда можно использовать метод Монте-Карло. На первом этапе для анализируемого ряда определяются среднее μ , дисперсия s и коэффициент авторегрессии ρ_1 . На втором этапе генери-

руется $M = 2000$ – 100000 случайных рядов e_i с нормально распределенным шумом с дисперсией s и формируются случайные ряды (3). На последнем этапе подсчитывается число m случайных рядов, у которых коэффициент линейного тренда b_1 превышает определенный уровень. В приведенном выше примере при доверительном интервале 95% коэффициент линейного тренда равнялся $b_1 = 0.0012$. Если оказалось, что $m/M = 0.3$, т.е. 30% случайных рядов имеют такой же или больший, чем b_1 , коэффициент, то доверительный интервал для коэффициента линейного тренда b_1 будет составлять уже не 95%, а 70%.

Аналогичные подходы можно использовать при оценке значимости коэффициентов выборочной корреляции r между двумя рядами. Нормально распределенная выборка случайных чисел длиной N подчиняется распределению Стьюдента с $N - 2$ степенями свободы [25]:

$$t_{N-2} = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}}. \quad (5)$$

Для двустороннего распределения Стьюдента $t_{322}(0.975) = 1.96$, и, соответственно, значимы на уровне 0.95 будут все коэффициенты корреляции, большие 0.11 (на уровне 0.99 – коэффициенты корреляции, большие 0.15). Если, согласно изложенному выше, учесть автокоррелированность рядов, то за счет уменьшения степеней свободы значимы будут коэффициенты, большие 0.33 (уровень 0.95) и 0.42 (уровень 0.99). Можно использовать и оценки значимости по методу Монте-Карло, только в этом случае вычисляется коэффициент корреляции r между анализируемым и сгенерированными случайными рядами и подсчитывается число рядов, для которых r больше заданного.

Проведенные нами модельные эксперименты показали, что при длине анализируемого ряда N , меньшей 1000, число реализаций случайных процессов (генерируемых в методе Монте-Карло случайных рядов M) должно составлять около 2000–3000. При дальнейшем увеличении числа реализаций разброс получаемых методом Монте-Карло оценок немного уменьшается, а при $M > 5000$ – 6000 практически не меняется.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА

3.1. Временные вариации и спектры

Исходные ряды (Y_0) общего содержания озона (CO_0), температуры $T_0^{20}(t)$, $T_0^{30}(t)$, $T_0^{50}(t)$, $T_0^{100}(t)$ и зонального ветра ($U_0^{20}(t)$, $U_0^{30}(t)$, $U_0^{50}(t)$, $U_0^{100}(t)$) на уровнях 20–100 мб (28–15 км), для ряда зон шириной 5° представлены на рис. 1–5. На всех рисунках показаны также соответствующие отфильтрованные ряды (Y_L), содержащие колебания с

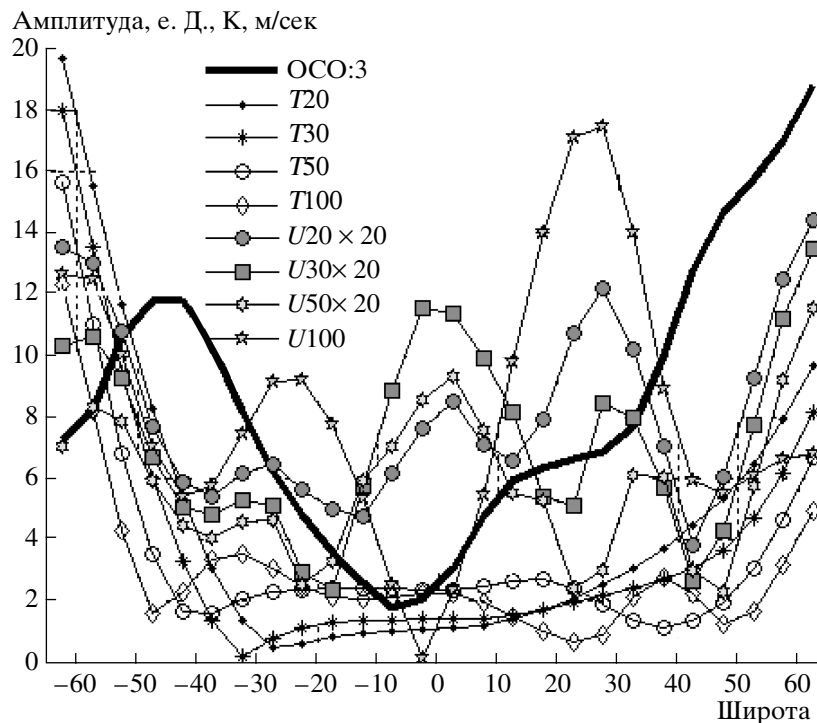


Рис. 6. Широтные зависимости амплитуды годовой гармоники рядов ОСО (для сопоставимости амплитуды уменьшены в 3 раза), температуры на уровнях 20–100 мб, зонального ветра (для уровней 20–50 мб значения увеличены в 20 раз).

периодами более 62 мес. Для различимости некоторые из отфильтрованных рядов смещены по оси ординат, а амплитуды рядов увеличены (см. подписи к рисункам). Справа от временных рядов приведены спектры исходных рядов Y_0 .

Временные вариации и спектры ОСО представлены на рис. 1. Максимальные амплитуды годовой гармоники составляют примерно 55–59 е.Д. на 60–65°N (рис. 6), по мере приближения к экватору амплитуда падает, достигая минимальных значений (5–6 е.Д.) в экваториальной области (точнее, на 4–5°S [18]). В широтном поясе 60–65°S амплитуда годовой гармоники примерно в два раза меньше, чем для зоны 60–65°N. Фаза сезонного хода (максимумы вариаций) рядов OSO_0 при смещении с севера на юг отстает. На экваторе задержка фазы достигает примерно 90°, а к 50–65°S задержка фазы в сравнении с 50–65°N достигает 180° и более.

Для рядов OSO_L , не содержащих колебания с периодами менее 62 мес, максимумы колебаний на временных зависимостях наблюдаются в 1982–1983, 1990–1991 и 1997–2000 гг., т.е. отстоят друг от друга примерно на 9–10 лет. Минимумы наблюдаются в середине 80-х и 90-х годов. Это, видимо, и обусловило появление в спектрах ОСО периодичности 110–130 мес, более выраженной в умеренных и тропических широтах. На широтах,

больших 50°, проявляются также колебания с периодами около 90 и 140 мес.

Для всех рядов ОСО характерна квазидвухлетняя цикличность (КДЦ), чаще всего представляющая триплет с периодами около 25–26, 28–29 и 32–34 мес. Максимальные амплитуды КДЦ наблюдаются в экваториальной области, до 7–8 е.Д., минимальные расположены симметрично относительно экватора в зоне 10–15°. Отметим также колебание с периодом 20.5–21 мес с амплитудами от 3 до 6 е.Д., устойчиво проявляющееся во всех широтных зонах, кроме приэкваториальной (10°N–10°S) и колебания с периодами 40–50 и 65–75 мес, амплитудой до 4 е.Д., которые проявляются в большинстве широтных зон.

Временные вариации и спектры температуры на уровнях 20–100 мб представлены на рис. 2–5. Среднезональные поля температуры на высоте 20–100 мб имеют ярко выраженный сезонный ход, максимальная амплитуда которого в высоких широтах Южного и Северного полушарий растет с высотой и достигает 16–20 К и 7–10 К соответственно. На всех уровнях амплитуда годовой гармоники температуры (рис. 6) минимальна в интервале широт от 40–45°S до 40–45°N. Из рис. 2–5 следует, что в этом широтном поясе наблюдается также нарушение сезонной периодичности (изрезанность сезонного хода за счет роста обертонов годовой гармоники), более заметное в умеренных широтах Северного полушария и на

уровнях 50 и 100 мб. Наименьшие амплитуды годовой гармоника (0.3–0.5 К) на уровнях 20–30 мб наблюдаются в зоне 25–35S Фаза сезонного хода при движении с севера на юг меняется слабо и только в широтном поясе 20–40°S происходит быстрый процесс смещения (запаздывания) фазы колебаний почти на 180°. В более высоких южных широтах изменения незначительны.

В отфильтрованных рядах заметны максимумы в 1982–1983, 1991–1992 и 1997–1998 гг. и минимум 1985–1986 гг. Почти во всех среднезональных рядах наблюдаются квазидвухлетние колебания с периодами около 25–26, 28.5–29 и 32–33 мес и максимальными амплитудами 1–1.5°K вблизи экватора. В умеренных и высоких широтах амплитуда этих колебаний падает до 0.3–0.5°K. Во всех широтных зонах проявляются колебания с периодами в диапазоне 55–60 мес, а в более высоких широтах колебания с периодами от 80 до 160 мес.

Временные вариации рядов и спектры зонального ветра на уровнях 20–100 мб представлены на рис. 2–5. На уровнях 20–50 мб смена восточного и западного (положительные значения скорости ветра на оси ординат) направления ветров происходит на всех широтах. На уровне 100 мб смена направления ветра происходит только вблизи экватора (15°S–15°N). В более высоких широтах вариации зонального ветра на высоте 100 мб характеризуют ослабление или усиление ветра западного направления. Фаза сезонного хода на этой высоте меняется на 180° в узком интервале вблизи (0–5)°S. Годовая гармоника в полях зонального ветра на высотах 20–50 мб выражена очень слабо. Для всех широтных зон на высотах 20–50 мб вместо годовой гармоника с периодом 12 мес. присутствует дуплет с периодами вблизи 11.5–11.7 и 12.3–12.7 мес с максимальными амплитудами около 1 м/с. На высоте 100 мб сезонный ход проявляется на всех широтах, кроме узкого интервала 0–5°S, где амплитуда годовой гармоника практически равна нулю (рис. 6). На этом уровне максимумы амплитуды годовой гармоника расположены почти симметрично относительно экватора вблизи 25°S и 25°N

На уровне 50 мб в приэкваториальной зоне 0°–10° заметны длиннопериодные колебания (140–160 мес). На уровнях 20 и 30 мб они выражены слабо, а в более высоких широтах 30°–65° наблюдаются колебания с периодами 90–110 мес. Для полей ветра характерна квазидвухлетняя цикличность, наиболее ярко выраженная для широт от 25°N до 25°S. В этой области (также как и для полей температуры и ОСО) квазидвухлетние колебания чаще всего представляют собой триплет с периодами около 25–26, 28–29 и 32–35 мес и амплитудами от 15 м/с на 20 мб до 1 м/с на 100 мб. В более высоких широтах амплитуды этих колеба-

ний падают, а четкая триплетная структура нарушается. Во многих широтных поясах проявляются колебания с периодами 44–46, 53–55 и 65–68 мес, т.е. с почти удвоенными периодами квазидвухлетних колебаний.

3.2 Параметры линейного тренда зонально-усредненных рядов ОСО

Параметры линейного тренда среднезональных рядов ОСО были найдены с помощью стандартной модели $Y_0(t) = b_0 + b_1 t$, где t – номер месяца, начиная с января 1979 г. В табл. 1 приведены значения b_1 для исходных рядов TOMS ОСО₀, а также значения стандартного отклонения $\delta(b_1)$ на уровне 1σ ($\alpha = 0.68$) для исходных рядов ОСО₀, рядов ОСО_S, полученных после десеонализации, а также рядов ОСО_H (отфильтрованы колебания с периодами меньшими 14 мес). Степень фильтрации мало влияет на величину линейного тренда, а приводит к уменьшению дисперсии отфильтрованного ряда и соответственно к уменьшению погрешности определения линейного тренда $\delta(b_1)$. Из табл. 1 следует, что при оценке значимости величины линейного тренда b_1 рядов ОСО₀ TOMS стандартным методом (2) его величина для всех широтных поясов оказывается отрицательной и значимой на уровне 3σ ($\alpha = 0.997$). Для сравнения в таблице даны также линейные тренды b_1^M для среднезональных рядов ОСО₀ по данным Merged TOMS-SBUV, Revision 03 (MOD). Стандартные ошибки величины линейного тренда $\delta(b_1^M)$ почти такие же, как и $\delta(b_1)$, однако абсолютные величины трендов MOD меньше и соответственно значимыми на уровне 3σ оказываются тренды для широт, больших 45–50°S.

В табл. 1 приведены также характерные времена затухания τ . Заметен рост характерного времени затухания (“памяти” рядов) по мере фильтрации короткопериодных вариаций, что связано с увеличением автокоррелированности рядов. Для высоких широт исключение гармоник годового хода меньше влияет на степень автокоррелированности рядов ОСО_S. Для рядов ОСО_S заметен также более быстрый рост времен затухания в тропической зоне в сравнении с рядами ОСО₀. Значения τ для данных MOD мало отличаются от данных TOMS. Необходимо отметить, что данные табл. 1 получены для среднезональных рядов, являющихся результатом усреднения по значительным пространственным интервалам. Оценки авторегрессионных параметров и характерных времен затухания для оригинальных (с разрешением $1^\circ \times 1.25^\circ$) рядов ОСО могут несколько отличаться.

В соответствии с найденными характерными временами затухания стандартное отклонение

Таблица 1. Параметры линейного тренда b_1 , b_1^M (е.Д./мес), стандартное отклонение $\delta(b_1)$ (на уровне 1σ), характерное время затухания, τ (мес.) и доверительная вероятность α (в %) по методу Монте-Карло для исходных рядов OSO_0 и отфильтрованных рядов OSO_S и OSO_H

Широта	b_1	b_1^M	OSO_0			OSO_S			OSO_H		
			$\delta(b_1)$	τ	α	$\delta(b_1)$	τ	α	$\delta(b_1)$	τ	α
-62.5	-0.148	-0.12	0.015	5	99.9	0.0116	7	99.9	0.0096	113	97.4
-57.5	-0.108	-0.079	0.014	7	99.5	0.0086	10	99.9	0.0076	124	98.4
-52.5	-0.087	-0.062	0.015	6	97.8	0.0073	9	99.9	0.0065	104	97.8
-47.5	-0.073	-0.053	0.016	7	95.9	0.0065	9	99.9	0.0059	79	96.9
-42.5	-0.062	-0.042	0.016	7	94.2	0.0058	10	99.9	0.0053	68	95.3
-37.5	-0.054	-0.036	0.014	7	94.2	0.0053	11	99.9	0.0049	68	96.3
-32.5	-0.048	-0.031	0.012	7	95.3	0.0048	12	99.6	0.0045	70	95.6
-27.5	-0.040	-0.025	0.009	7	95.1	0.0044	13	99.2	0.0041	66	93.2
-22.5	-0.034	-0.019	0.007	7	96.4	0.0041	13	98.6	0.0038	62	93.3
-17.5	-0.030	-0.014	0.006	7	96.8	0.0037	12	98.1	0.0034	65	92.5
-12.5	-0.024	-0.009	0.005	6	97.7	0.0030	9	99.1	0.0027	79	91.6
-7.5	-0.021	-0.005	0.004	6	97.3	0.0033	10	97.0	0.0030	59	89.2
-2.5	-0.019	-0.003	0.005	7	92.7	0.0044	15	89.5	0.0042	47	84.2
2.5	-0.020	-0.002	0.006	7	91.9	0.0044	16	88.8	0.0042	46	82.9
7.5	-0.023	-0.005	0.007	7	92.4	0.0034	12	96.7	0.0031	51	89.7
12.5	-0.024	-0.005	0.008	6	91.2	0.0031	9	98.8	0.0028	54	92.9
17.5	-0.030	-0.008	0.009	6	92.8	0.0037	11	98.0	0.0035	44	92.1
22.5	-0.040	-0.016	0.010	7	95.1	0.0044	12	98.8	0.0042	40	94.4
27.5	-0.052	-0.026	0.010	7	96.6	0.0050	11	99.1	0.0048	35	97.0
32.5	-0.065	-0.036	0.011	7	97.6	0.0056	10	99.8	0.0054	29	98.2
37.5	-0.076	-0.043	0.014	7	97.0	0.0062	9	99.8	0.0060	24	98.8
42.5	-0.086	-0.047	0.018	7	96.4	0.0067	8	99.9	0.0064	23	99.0
47.5	-0.092	-0.050	0.020	7	95.8	0.0071	8	99.9	0.0068	24	99.4
52.5	-0.094	-0.050	0.021	7	95.5	0.0073	8	99.9	0.0071	26	98.9
57.5	-0.094	-0.051	0.023	7	94.0	0.0078	7	99.9	0.0074	26	98.4
62.5	-0.090	-0.041	0.025	7	93.0	0.0088	8	99.4	0.0078	34	97.3

$\delta(b_1)$ трендов должно быть увеличено примерно в $\sqrt{\tau}$ раз, т.е. в 2.5–3 раза для рядов OSO_0 и в 3–4 раза для рядов OSO_S . Таким образом с учетом автокоррелированности величина коэффициентов линейного тренда всех рядов OSO уже не останется значимой на уровне, полученном с помощью (2).

Для независимой проверки значимости линейных трендов был использован метод Монте-Карло. В основу нулевой гипотезы легли соображения, изложенные в [28] при оценке значимости тренда Северо-Атлантического колебания (САК). Как известно, в последние десятилетия (с конца 60-х годов) индекс САК в среднем растет, а линейный тренд для промежутка времени 1969–2000 гг. при оценке стандартными методами значим на уровне 0.95. Корреляция этого индекса с другими геофи-

зическими процессами и, в частности, с вариациями OSO часто обсуждается в литературе. Авторы [28] составили случайные ряды нормально распределенного белого и красного шума длительностью в 177 лет (1824–2004 гг.). Затем они оценили вероятность того, что на протяжении определенного интервала времени (10–50 лет) на выбранном участке случайного ряда линейный тренд случайных рядов будет равен или превысит наблюдаемый для САК. Расчеты [28] показали, что наблюдаемый в последние десятилетия линейный тренд САК значим на уровне, равном всего лишь 0.60.

Мы проверили аналогичные численные эксперименты, потребовав, чтобы на интервале времени с 1979 по 2005 гг. величина линейного тренда случайного процесса превысила наблюдаемую (b_1 из табл. 1). Длина случайного ряда в наших чис-

ленных экспериментах была выбрана равной 960 мес, т.е. охватывала период с января 1926 по декабрь 2005 гг. или соответствовала длине наиболее длительных наблюдений за ОСО на станции Ароза. Для каждого из 5° широтных поясов в интервале 65°S – 65°N были с учетом конкретных значений коэффициентов авторегрессии первого порядка ρ_1 и дисперсии s сгенерированы 10000 случайных процессов красного шума.

Одна из реализаций случайного процесса AP1 ($\rho_1 = 0.92$, широтная зона 15 – 20°S) приведена в качестве примера на рис. 7. Величины доверительной вероятности α в процентах, найденные в этих расчетах, приведены в табл. 1. В целом оценки значимости коэффициентов линейного тренда методом Монте-Карло оказались более жесткими. В частности, значимыми на уровне 3σ и выше оказываются тренды ОСО_S к югу и северу от 30 – 40° , а тренды рядов ОСО₀ значимы на этом уровне только в крайних южных широтных поясах. Для других широтных зон значимость тренда колеблется на уровне 0.88 – 0.95 . Интересно отметить, что для рядов ОСО_H оба метода (учет автокоррелированности и Монте-Карло) дают уровень значимости ниже, чем для рядов и ОСО₀ и ОСО_S, а для рядов ОСО_S в некоторых случаях уровень значимости ниже чем, для оригинальных рядов, содержащих сезонный ход. Для данных MOD, из которых исключен сезонный ход, при оценках по методу Монте-Карло, значимыми на уровне 2σ оказываются только тренды для широт выше 30 – 40° (значения b_1^M выделены в табл. 1 полужирным шрифтом).

3.3 Параметры линейного тренда рядов температуры и зонального ветра

По методике, изложенной выше для рядов общего содержания озона, были проанализированы также ряды температуры и ветра. В табл. 2 приведены величины линейного тренда рядов температуры с исключенным сезонным ходом.

Широтные распределения коэффициентов линейного тренда и характерных времен затухания показаны на рис. 8. Для температуры значения тренда находятся в пределах (-0.5) – (-1.5) К/декаду для полосы 45°S – 45°N и уменьшаются в более высоких южных широтах. Абсолютные значения трендов немного больше, чем в [14], где рассчитаны тренды для интервала с 1979 по 2000 гг. Заметим, однако, что согласно более ранней работе [13], по мере удлинения ряда наблюдений величина отрицательного тренда постоянно росла. Величина характерного времени затухания для температуры нижней стратосферы растет по мере опускания и достигает величины примерно 15 мес в зоне 30°S – 30°N для уровня 100 мб. Оценка значимости трендов температуры методом Монте-Карло

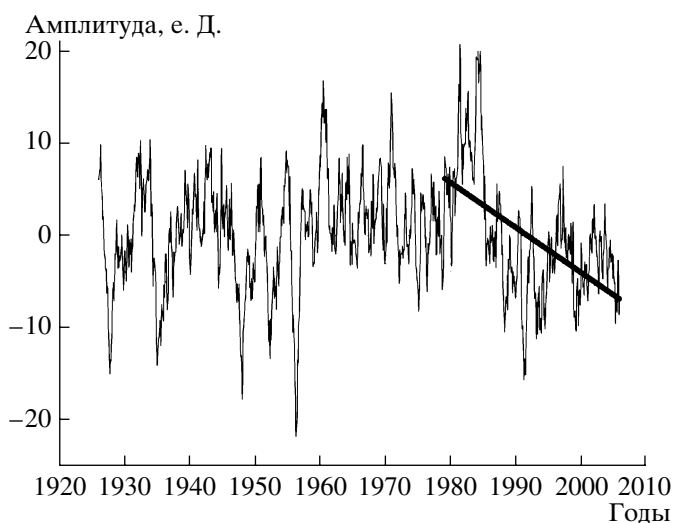


Рис. 7. Одна из реализаций случайного процесса AP1. Прямая линия – линейный тренд для интервала 1979–2005 гг., равный -0.04 е.Д./мес.

показала, что в целом для рядов с исключенным сезонным ходом значимость выше. В табл. 2 выделены значения линейного тренда, значимые на уровне 3σ : жирным шрифтом для исходных рядов $T_0^{20} - T_0^{100}$ и жирным курсивом для рядов с исключенным сезонным ходом $T_S^{20} - T_S^{100}$. За исключением узкой приэкваториальной области (уровни 20 – 50 мб) и поясов южнее 45° , тренды температурных рядов с исключенным сезонным ходом оказываются значимыми на уровне 3σ .

В табл. 2. приведены также значения линейных трендов и стандартных отклонений для рядов зонального ветра. Десезонализация рядов ветра для уровней 20 – 50 мб не проводилась, так как годовая гармоника в этих рядах практически отсутствует. Для полей зонального ветра на уровнях 20 – 50 мб широтное распределение характерных времен затухания (рис. 8) имеет максимум в области 15°S – 15°N и, в отличие от температуры, растет с высотой. Для уровня 100 мб характерное время затухания (2 – 3 мес) от широты не зависит.

Для полей ветра тренды также в основном отрицательны. Отрицательный тренд для полей ветра означает, что в последние десятилетия происходит ослабление западной и усиление восточной фазы ветров. Широтное распределение трендов ветра на высоте 20 мб имеет два минимума (40 – 45°S и 10 – 15°N) и максимум вблизи 15°S . Интересно, что по мере уменьшения высоты происходит сдвиг экстремумов в северном направлении (рис. 8), так что на уровне 100 мб распределение экстремумов оказывается симметричным относительно экватора.

Таблица 2. Параметр линейного тренда b_1 (К/декаду и (м/с)/декаду), его стандартное отклонение на уровне 1σ (в скобках) для среднезональных рядов температуры и ветра на уровнях 20–100 мб

Широта	T_s^{20}	T_s^{30}	T_s^{50}	T_s^{100}	U_s^{20}	U_s^{30}	U_s^{50}	U_s^{100}
-62.5	-5(13)	2(13)	-11(12)	-28(12)	-12(36)	9(33)	31(29)	35(24)
-57.5	-23(12)	-16(11)	-22(10)	-21(9)	-67(34)	-36(31)	-2(27)	19(22)
-52.5	-44(11)	-38(10)	-37(9)	-22(8)	-126(32)	-90(28)	-46(23)	-7(17)
-47.5	-63(10)	-60(9)	-55(8)	-32(7)	-169(29)	-131(25)	-84(20)	-29(14)
-42.5	-80(9)	-79(8)	-73(7)	-45(6)	-182(27)	-150(22)	-105(17)	-37(13)
-37.5	-91(9)	-91(8)	-88(8)	-64(7)	-166(24)	-144(19)	-114(14)	-38(12)
-32.5	-96(8)	-95(8)	-97(8)	-87(8)	-127(22)	-122(17)	-112(13)	-39(12)
-27.5	-95(8)	-94(8)	-99(8)	-110(9)	-77(19)	-86(16)	-95(13)	-50(14)
-22.5	-91(8)	-89(8)	-96(9)	-123(9)	-25(18)	-40(16)	-61(14)	-60(16)
-17.5	-88(7)	-84(8)	-92(9)	-128(9)	3(27)	-12(25)	-17(20)	-55(15)
-12.5	-83(8)	-86(8)	-91(9)	-130(9)	-3(52)	-21(46)	10(30)	-37(13)
-7.5	-77(9)	-89(10)	-92(9)	-135(10)	-9(81)	-36(65)	14(39)	-11(12)
-2.5	-72(11)	-93(12)	-94(10)	-138(10)	-37(103)	-61(77)	4(44)	16(12)
2.5	-72(11)	-93(12)	-95(10)	-140(10)	-81(105)	-109(76)	-16(42)	14(11)
7.5	-78(9)	-88(10)	-91(9)	-143(10)	-112(87)	-144(65)	-39(36)	-19(11)
12.5	-88(8)	-81(8)	-84(8)	-140(10)	-125(60)	-145(48)	-69(27)	-49(12)
17.5	-94(8)	-78(8)	-76(8)	-127(9)	-105(35)	-119(29)	-94(20)	-61(15)
22.5	-97(9)	-80(9)	-74(8)	-113(8)	-83(22)	-90(18)	-101(16)	-64(17)
27.5	-95(9)	-84(9)	-78(9)	-97(8)	-66(21)	-64(17)	-87(14)	-55(17)
32.5	-90(9)	-86(9)	-83(9)	-82(7)	-64(20)	-59(16)	-68(13)	-30(15)
37.5	-86(9)	-84(9)	-81(8)	-71(7)	-63(17)	-55(14)	-48(11)	-12(13)
42.5	-82(9)	-80(9)	-75(8)	-61(6)	-61(17)	-51(12)	-40(9)	-16(10)
47.5	-78(9)	-73(8)	-70(7)	-51(5)	-65(22)	-54(16)	-42(12)	-24(10)
52.5	-71(9)	-66(8)	-65(7)	-41(5)	-70(30)	-59(25)	-46(19)	-26(15)
57.5	-65(12)	-60(10)	-58(7)	-33(6)	-68(41)	-59(35)	-47(27)	-26(20)
62.5	-60(15)	-56(13)	-51(11)	-27(9)	-54(49)	-49(43)	-38(34)	-19(24)

Примечание. Все значения умножены на 100.

3.3. Корреляционные связи полей ОСО, температуры и ветра

Фазовые соотношения и степень корреляции между среднезональными полями ОСО и соответствующими среднезональными полями температуры были определены с помощью коэффициентов парной корреляции. Ряд ОСО для какой-либо широтной зоны продолжительностью 24 года (1981–2003 гг.) фиксировался, а ряд температуры такой же длины, но для интервала с 1979 по 2001 гг. последовательно сдвигался на один месяц до достижения интервала 1983–2005 гг. Для каждого положения рядов относительно друг друга находился коэффициент корреляции. Расчеты коэффициентов корреляции рядов ОСО и температуры на уровнях 20–100 мб для исходных (а) и отфильтрованных (б) и (в) рядов на показаны на рис. 9.

Из рис. 9а (ряды содержат сезонный ход) следует, что на уровне 20 мб на 30–65°S максимумы вариаций температуры отстают от максимума вариаций ОСО на 4–5 мес, т.е. вариации T_0^{20} и ОСО близки к противофазным. На 25–30°S сдвиг фаз увеличивается до 5–6 мес, однако в температурном ряде начинает проявляться полугодовая гармоника, максимум которой совпадает по фазе с максимумом ОСО (ряд становится более “изрезанным”, см. рис. 2). Это приводит к тому, что коэффициент корреляции при нулевом лаге (запаздывании) становится положительным, а максимум вариаций температуры теперь опережает максимум вариаций ОСО. В приэкваториальной области $\pm 15^\circ$ основными являются квазидвухлетние вариации, которые происходят в рядах T20 и ОСО почти в фазе, что приводит для этой зоны к положительным коэффициентам корреляции. На-

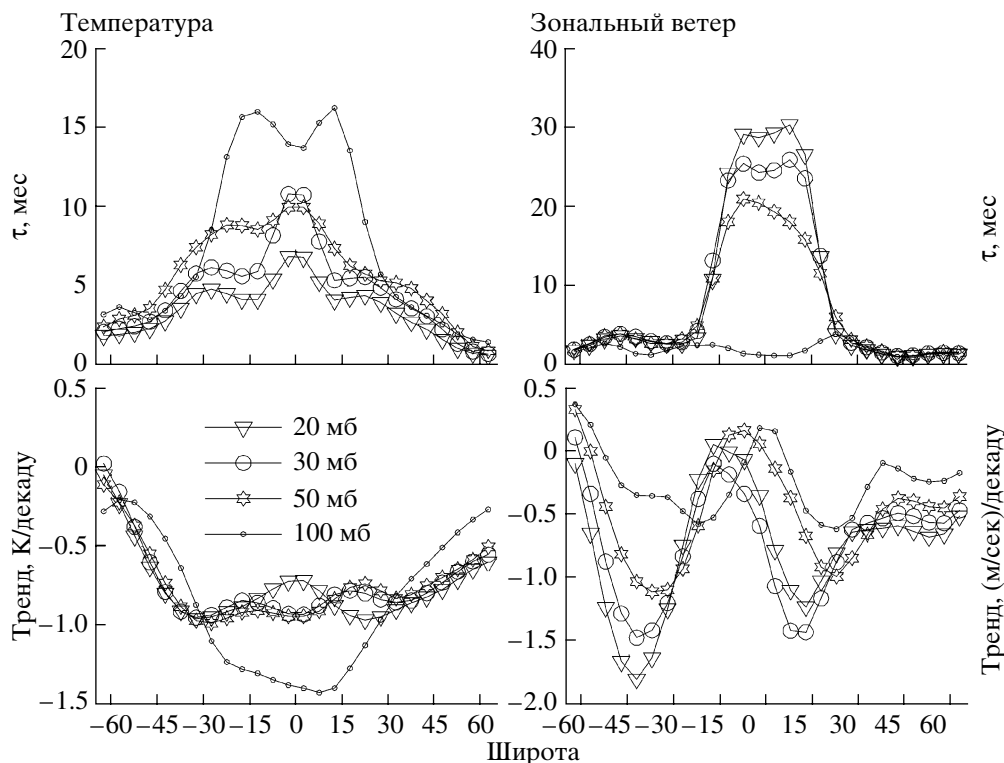


Рис. 8. Широтные зависимости характерных времен затухания (мес.) и линейного тренда b_1 рядов температуры и зонального ветра на высотах 20–100 мб.

чиная примерно с 30°N амплитуда полугодовой температурной гармоника начинает уменьшаться, фаза максимума вариаций температуры начинает отставать от максимума вариаций ОСО и для широт 45°N и выше ситуация схожа с наблюдаемой для высоких южных широт, т.е. вариации температуры отстают от вариаций ОСО на 4–5 мес.

Аналогичные процессы происходят на уровне 30 мб. Однако для уровней 50 и 100 мб амплитуда полугодовой гармоника в переходных зонах вблизи $\pm(20-40)^\circ$ значительно ниже (изрезанность рядов на рис. 4 и 5 почти незаметна) и на этих уровнях наблюдаемые на рис. 9а фазовые соотношения обусловлены в основном сдвигом фазы годовой гармоника температуры.

Таким образом, на всех высотах и на широтах, больших $\pm 40^\circ$, сезонные вариации ОСО опережают вариации температуры на 4–5 мес, в экваториальной области квазидвухлетние вариации происходят в фазе, а в переходной зоне $20-40^\circ$ вариации ОСО в Южном полушарии отстают от вариаций температуры.

Широтные распределения коэффициентов корреляции для рядов ОСО_H и рядов T_H , содержащих гармоника с периодами более 14 мес, показаны на рис. 9б. Для этих рядов хорошо заметны три области максимальной коррелированности: на экваторе и вблизи $30-40^\circ$ в обоих полушариях. Вблизи эк-

ватора на уровне 20 мб температурные ряды опережают по фазе ряды ОСО на 1–3 мес, на уровнях 30–50 мб колебания происходят примерно в фазе, а на 100 мб вариации температуры отстают от вариаций ОСО примерно на 1 мес. Положительные коэффициенты корреляции имеют большие значения, чем отрицательные и растут по мере снижения высоты. Для длиннопериодных колебаний (ряды ОСО_L и T_L) максимальные коэффициенты корреляции наблюдаются при положительных лагах с запаздыванием вариаций температуры на 1–2 года и в основном в двух широтных зонах вблизи 45° , симметричных относительно экватора.

Результаты расчета коэффициентов корреляции между рядами ОСО и зонального ветра на уровнях 20–100 мб показаны на рис. 10. На уровне 20 мб максимум корреляции между исходными рядами ОСО_0 и U_0 локализован над экваториальной областью. Поскольку положительные значения скорости соответствуют западному ветру, то максимумы ОСО на 20 мб синфазы с максимумами скорости западного ветра. На меньших высотах максимум корреляции смещается в область положительных лагов – примерно 3 мес на уровне 30 мб и 6 мес на уровне 50 мб. Небольшие отрицательные коэффициенты на широтах, больших 50° на уровнях 20–50 мб обязаны тому, что на этих широтах в противофазе с сезонными максимумами ОСО наблюдаются узкие (2–3 мес) мак-

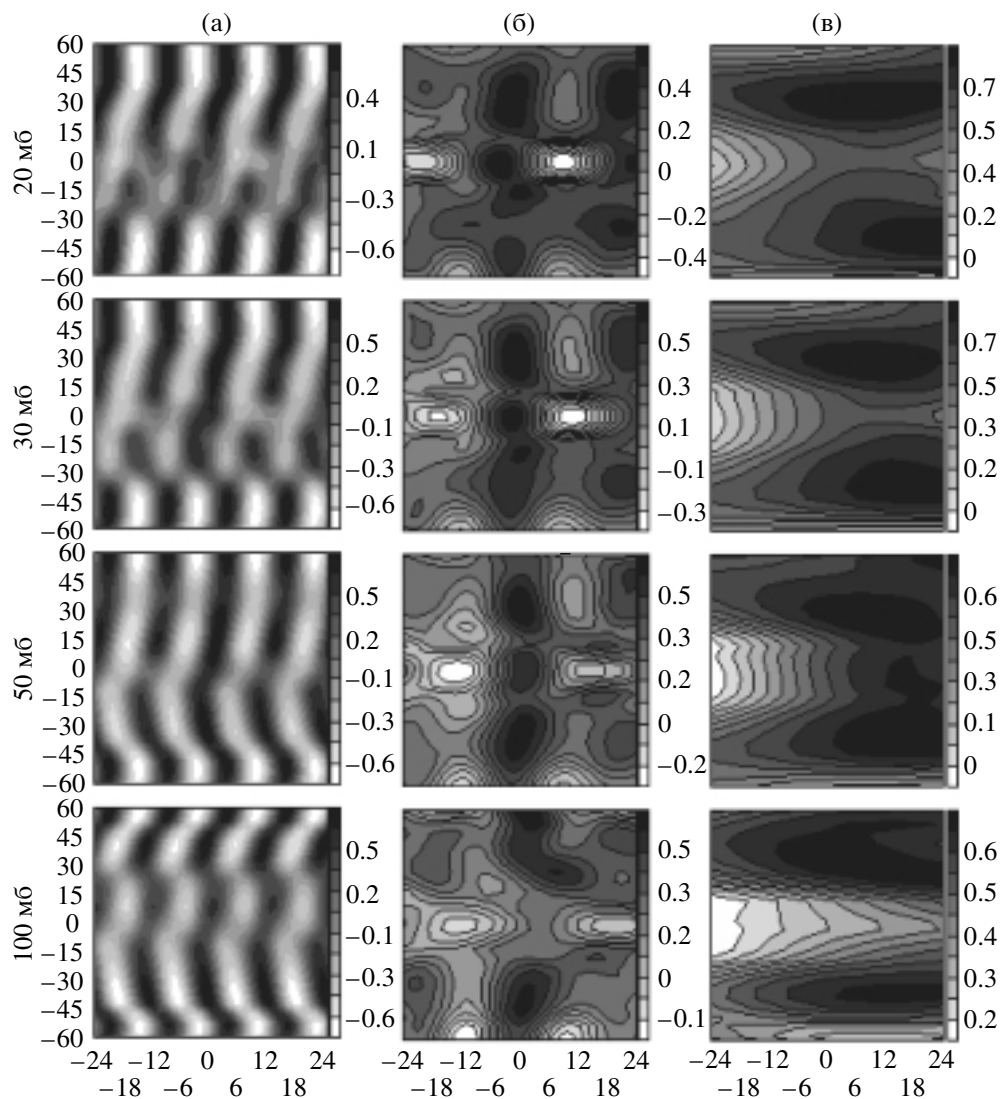


Рис. 9. Коэффициенты корреляции между вариациями ОСО и вариациями температуры на уровнях 20, 30, 50 и 100 мб. а – исходные ряды $ОСО_0$ и T_0 , б – ряды $ОСО_H$ и T_H , в которых отфильтрованы колебания с периодами менее 14 мес, в – ряды $ОСО_L$ и T_L , в которых отфильтрованы колебания с периодами менее 62 мес.

симумы восточного ветра. Вблизи $15\text{--}20^\circ$ отрицательные коэффициенты корреляции связаны с тем, что в этих широтных зонах узкие максимумы западного ветра находятся в противофазе уже с минимумами сезонных вариаций ОСО.

На уровне 100 мб сезонный ход в вариациях ветра значителен (рис. 5) и широтная зависимость коэффициентов корреляции отличается. В полосе $20\text{--}65^\circ\text{S}$ максимум вариаций зонального ветра опережает вариации ОСО на 2–4 мес. Начиная с $15\text{--}20^\circ\text{S}$ в рядах ветра начинает проявляться полугодовая гармоника (рис. 5). Так как амплитуда квазидвухлетних вариаций ветра на этой высоте невелика, то коэффициенты корреляции рядов малы. В полосе $7\text{--}30^\circ\text{N}$ вариации ОСО и ветра происходят практически в противофазе, а в более высоких северных

широтах максимум вариаций зонального ветра снова опережает вариации ОСО на 2–4 мес.

Для рядов, из которых исключены короткопериодные колебания (рис. 10б), для экваториальной зоны особенности распределения коэффициентов корреляции с высотой почти полностью идентичны, за исключением уровня 100 мб. Для других широтных зон структура корреляционных связей более сложна, а коэффициенты корреляции меньше. Отметим, что наряду с зонами отрицательной корреляции на широтах, больших 50° , проявляются также зоны отрицательной корреляции, расположенные симметрично относительно экватора на $15\text{--}20^\circ$, причины появления которых связаны со сравнительно кратковременными периодами максимальных восточных или запад-

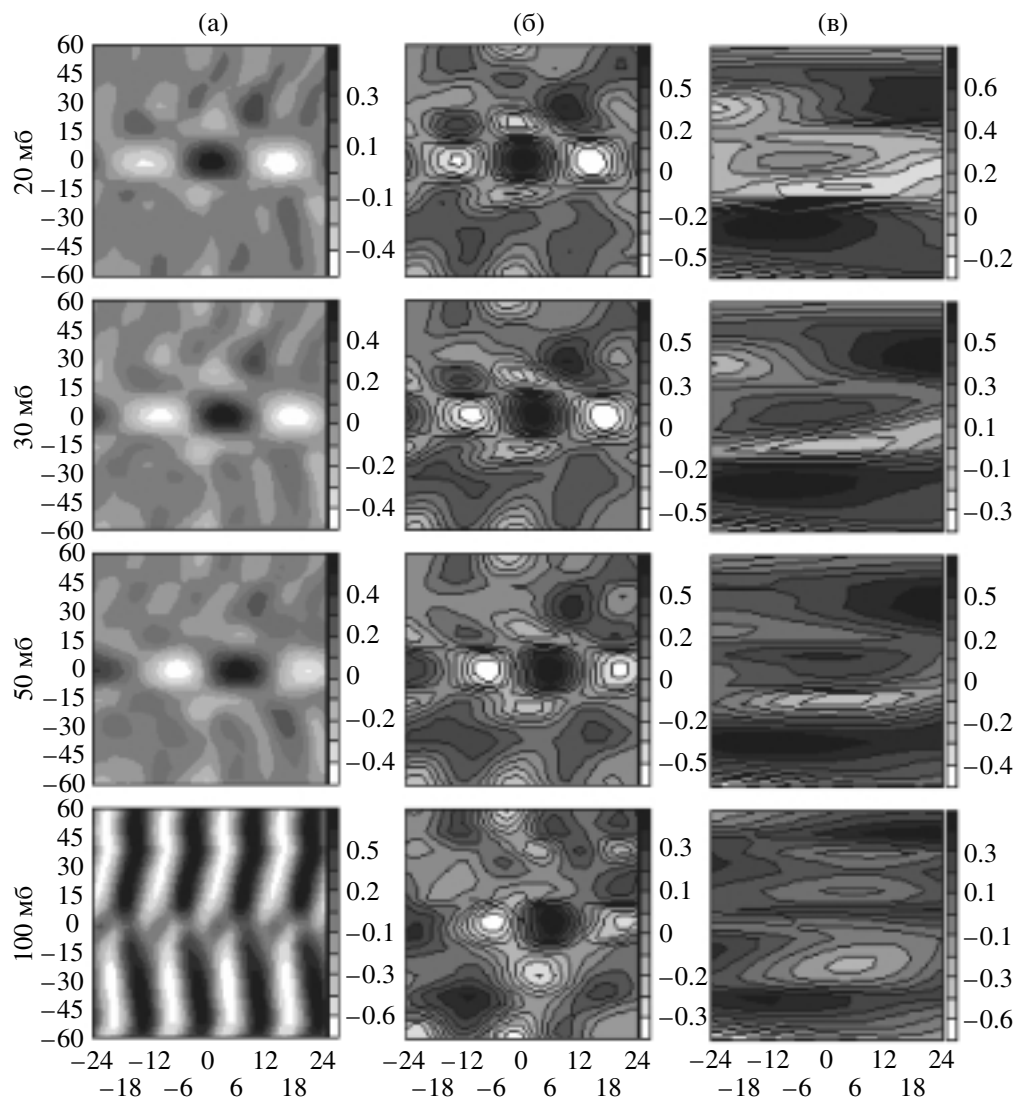


Рис. 10. То же, что и на рис. 9, но для ОСО и зонального ветра.

ных ветров, наблюдающихся в противофазе с вариациями ОСО.

Для длиннопериодных колебаний общей особенностью для всех уровней является наличие максимумов положительной корреляции на 30–40° в обоих полушариях. Отметим, что в южном полушарии максимумы длиннопериодных вариаций ветра примерно на 1–2 года опережают максимумы вариаций ОСО, а Северном полушарии они на 1–2 года отстают. Кроме того, узкая зона вариаций температуры и ветра с положительными коэффициентами корреляции заметна в приэкваториальной области.

4. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

В экваториальной зоне общей особенностью временных вариаций среднезональных рядов

ОСО, температуры и зонального ветра на уровнях 20–50 мб (и в меньшей степени на уровне 100 мб) является квазидвухлетняя цикличность. Хотя спектральный состав рассмотренных рядов существенно зависит от широты (и высоты), квазидвухлетняя цикличность проявляется и для большинства других широтных зон в виде триплетной структуры с периодами вблизи 25–26, 28–29 и 32–34 мес. В умеренных и высоких широтах в рядах ОСО и температуры доминирует сезонный ход. Для зонального ветра сезонный ход четко проявляется на уровне 100 мб и практически отсутствует на более высоких уровнях. Основные особенности широтного распределения квазидвухлетних колебаний ОСО согласуются с результатами, полученными с помощью вейвлетного анализа [29]. Отметим также, что амплитуда и период квазидвухлетних колебаний с течением времени могут меняться [30–32].

Следующая общая особенность межгодовых вариаций температуры, ветра и ОСО – это колебания с периодами вблизи 4–6 лет. Интересно отметить, что для тропических и умеренных широт вариации зонального ветра имеют почти стабильный характер с периодичностью повторения около 5 лет. Причины возникновения квазипятилетних колебаний в различных геофизических процессах часто связывают с явлением Эль-Ниньо. В [33] цикличность с периодом вблизи 5 лет в рядах приземной температуры была обоснована влиянием крупномасштабных океанических течений в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, а также периодичностью Антарктического циркумполярного течения.

В вариациях ОСО, температуры и ветра наблюдается также ряд локальных минимумов (и максимумов), которые соответствуют в спектрах колебаниям с периодами от 90 до 140 мес. Минимумы ОСО в середине 80-х и начале 90-х годов в [34] объясняются влиянием трех факторов: уменьшением солнечной активности, увеличением содержания аэрозоля и динамикой вариаций температуры океана, а рост ОСО в конце 80-х и середине 90-х годов – влиянием роста солнечной активности, уменьшением аэрозольного загрязнения и изменчивостью динамических факторов. Квазидесятилетние колебания, наблюдаемые в рассмотренных рядах, чаще всего обсуждаются в связи с возможным влиянием солнечной активности. Однако в этом вопросе остается много неясного, например проблема разделения сигналов, обусловленных солнечной активностью и последними крупнейшими (1982 и 1991 гг.) вулканическими извержениями [35]. Как известно, в течение последнего 23 цикла солнечной активности не происходило крупных извержений. Влияние извержений вулканов приводит за счет поглощения радиации сульфатными аэрозолями к потеплению стратосферы [14]. Отметим, однако, что результаты модельных расчетов [14] не воспроизводят повышения температуры около 2000 г., а локальные максимумы ОСО (рис. 1) опережают максимум солнечной активности 2001–2002 гг.

Наиболее длиннопериодные колебания, которые проявляются в рассмотренных рядах, соответствуют периодам вблизи 18–20 лет. Так как длина рядов недостаточна, для того чтобы уверенно выделить эти колебания, перейдем к результатам расчетов линейных трендов. В данной работе при определении величины трендов мы не использовали мультирегрессионные модели [напр. 2–5, 9–11], включающие в модель линейного тренда различные предикторы, чаще всего индексы стратосферного экваториального ветра КДЦ на уровне 10–50 мб и индекс солнечной активности (СА). Введение в модель предикторов приводит к изменению значения тренда на величину, пропорциональную тренду предиктора, с масштабирующим

множителем (коэффициентом влияния), определяемым степенью коррелированности предиктора и изучаемого ряда. Определенная стабильность спектрального состава полей ОСО, ветра и температуры в области 2–3 лет указывает на вероятность глобальных механизмов, приводящих к проявлению КДЦ. Однако причины КДЦ в различных геофизических полях до конца не изучены, известно, что КДЦ наблюдается и во внеземных процессах (напр. [36]). Данные о широтном распределении трендов зонального ветра (табл. 2) и коррелированности полей ОСО и ветра (рис. 10), а также результаты ряда работ (напр. [15–18]), показывают, что изменчивость КДЦ с высотой и широтой значительны. Соответственно при использовании КДЦ в качестве предиктора величины трендов будут различаться в зависимости от выбора индекса КДЦ, а интерпретация широтного хода трендов с учетом этих поправок будет затруднительна.

Использование индексов солнечной активности (чисел Вольфа, радиоизлучения на частоте 10.7 МГц и т.д.) в качестве линейных предикторов обусловлено, на наш взгляд, в основном двумя факторами. Это присутствие в рядах ОСО и температуры длиннопериодных колебаний в интервале 9–13 лет и наблюдавшимися для некоторых 11-летних циклов СА совпадениями фаз солнечной активности и фаз длиннопериодных колебаний ОСО. Однако спектральный состав 11-летних солнечных циклов состоит из ряда периодичностей, которые могут быть к тому же модулированы по амплитуде или частоте (напр., [37, 38]). Более сложным и изменчивым во времени может быть и сам механизм воздействия на нижнюю стратосферу [39], где фотохимические механизмы не играют определяющей роли. Существуют временные интервалы, на которых вариации ОСО на несколько лет могут опережать фазу солнечной активности, а фаза СА может отличаться от фазы изменений магнитного поля Солнца или изменений потока галактических космических лучей (напр., [40]).

Сопоставление линейных трендов (табл. 1) с данными работ, основанными на предыдущих версиях TOMS и SBUV [2–4], показало, что для рассмотренной полосы 65°S–65°N характер широтного распределения трендов сохранился. При этом абсолютные значения трендов b_1 увеличились, что в основном связано с корректировкой данных EP-TOMS за 2000–2005 гг. Тренды b_1^M по данным MOD, также приведенные в табл. 1, хотя и возросли в сравнении с данными MOD первой ревизии 01, однако имеют меньшие абсолютные значения, чем b_1 и более близки к данным предыдущей 7 версии TOMS. Причины расхождений в настоящее время анализируются, а значения трендов ОСО, видимо, могут быть уточнены после выхода новой версии озоновых данных TOMS. Для целей настоя-

щей работы важно, что оба массива озоновых данных показывают отрицательные тренды для всех широтных зон.

Тренды температуры и зонального ветра в настоящей работе были рассчитаны на основе данных реанализа [22]. Эта база постоянно пополняется, интенсивность использования трехмерных массивов реанализа в последнее время растет. Хотя существуют некоторые замечания по качеству представленных в [22] данных, по мере уточнения и корректировки роль этой базы данных, видимо, будет расти. Для всех широтных зон и на всех высотах тренды температуры оказались отрицательными. В целом широтный ход полученных трендов температуры согласуется с данными [5, 14]. Отрицательные величины тренда наблюдаются и для большинства рассмотренных рядов зонального ветра.

Оценки значимости линейных трендов, полученные с помощью метода Монте-Карло, в целом согласуются с оценками, полученными с учетом автокоррелированности рядов. Значимость коэффициентов линейного тренда b_1 для рядов ОСО с исключенным сезонным трендом оказалась равной или превышающей для высоких и умеренных широт уровень 3σ . Для большей части рассмотренных широтных зон расчеты методом Монте-Карло показали высокую значимость отрицательного тренда температуры нижней стратосферы. Для зонального ветра значимыми на уровне 3σ оказались отрицательные величины линейного тренда для широт от 30° до 50° в обоих полушариях. Для данных MOD, из которых исключен сезонный ход, при оценках по методу Монте-Карло, значимыми на уровне 2σ оказываются только тренды для широт выше $30-40^\circ$. Следует отметить, что в ряде недавних работ [9–11] на основе 8 версий TOMS и MOD были сделаны оценки значимости наметившегося после 1995–1996 гг. роста ОСО. При этом авторы [9] и [10] пришли к противоположным выводам, а результаты [11] оказались зависимыми от оценок степени дрейфа аппаратуры SBUV. Сопоставление наших результатов с данными [9–11] затруднительно, так как в этих работах были использованы мультирегрессионные модели с большим числом предикторов.

Таким образом, в последние десятилетия уменьшение общего содержания озона и выхолаживание нижней стратосферы сопровождалось ослаблением западного ветра, наиболее заметным на высотах вблизи уровня 50 мб. В ряде работ (напр., [8, 41]) было отмечено, что наибольшее падение концентрации озона происходило в нижней части стратосферы и сопровождалось положительным трендом тропосферного озона. Отметим, что по оценкам [42], с учетом роста тропосферного озона, реальное уменьшение ОСО может быть более чем на 50% больше, чем это предполагалось

в ранее опубликованных работах. Если концентрация озона уменьшалась в основном в нижней части стратосферы, а приток коротковолновой радиации, достигающий нижней стратосферы, оставался прежним, то температура нижней стратосферы должна была падать [43]. Модельные расчеты трендов температуры стратосферы [44] показали, что учет только озонного механизма приводит к охлаждению нижней стратосферы до $0.3-0.4$ К/декаду с максимумом на уровнях 50–80 мб. Изменение термического режима нижней стратосферы, в свою очередь, может влиять на ветровые режимы, приводя, за счет уменьшения температурных градиентов, к ослаблению зональной циркуляции. Однако при этом возникают и обратные связи, в частности, ослабление зонального западного переноса ведет к увеличению масштабов горизонтальных возмущений, а также может влиять на угловую скорость и положение мгновенной оси вращения Земли [45, 46]. Важная роль динамических механизмов изменчивости полей озона отмечена также в работе [9].

Фазовые соотношения между полями ОСО, температуры и зонального ветра представленные на рис. 9, 10 показывают, что они достаточно сложны. Например, для широт, больших $\pm 40^\circ$, сезонные вариации ОСО опережают вариации температуры на 4–5 мес, в экваториальной области вариации происходят в фазе, а в зоне $20-40^\circ\text{S}$ вариации ОСО отстают от вариаций температуры. Если исключить вариации с периодами меньшими 14 мес, то заметны три области максимальной коррелированности: на экваторе и вблизи $30-40^\circ$ в обоих полушариях. Меняется характер фазовых соотношений и с высотой: вблизи экватора на уровне 20 мб температурные ряды опережают по фазе ряды ОСО на 1–3 мес, на уровнях 30–50 мб колебания происходят примерно в фазе, а на 100 мб вариации температуры отстают от вариаций ОСО примерно на 1 мес. В целом коррелированность рядов озона, зонального ветра и температуры оказывается зависящей от широты и высоты, причем в приэкваториальной зоне с ростом высоты фазовые соотношения ОСО-зональный ветер меняются быстрее, чем соотношения ОСО-температура. Для вариаций с периодами, большими 5 лет, максимальные коэффициенты корреляции температура-ОСО наблюдаются в широтных зонах вблизи 45° с запаздыванием вариаций температуры на 1–2 года. Максимумы положительной корреляции ветер-ОСО расположены на $30-40^\circ$ в обоих полушариях, причем в Южном полушарии вариации зонального ветра примерно на 1–2 года опережают вариации ОСО, а Северном полушарии они на 1–2 года отстают.

Хотя о необходимости учета автокоррелированности геофизических рядов довольно часто упоминается, широтные распределения характерных времен затухания для среднезональных рядов

озона, температуры и зонального ветра, видимо, были построены в данной работе впервые. Особенностью широтного хода этого параметра является (для рядов, из которых исключен сезонный ход) наличие максимума в тропических и приэкваториальных широтах. Для общего содержания озона величина τ достигает 10–15 мес, для температуры 5–15 мес для ветра 20–30 мес. Характерное время затухания для рядов, из которых исключены короткопериодные (менее 14 мес) колебания, возрастает и в широтном поясе 30°S–30°N достигает 3–6 лет (ОСО), 2–6 лет (температура) и 2.5–4 лет (зональный ветер). Интересно отметить противоположное поведение с высотой характерных времен затухания для температуры и ветра.

Таким образом, анализ ряда параметров нижней стратосферы показал, что наряду с общими чертами (отрицательные тренды, схожесть спектрального состава, близость значений характерных времен затухания) проявляются и существенные различия, особенно заметные в широтном и высотном ходе фазовых соотношений между рядами общего содержания озона, температуры и зонального ветра.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 06-05-64157). Автор благодарен коллективам ученых NCEP/NCAR, NOAA и NASA, предоставившим широкий доступ к созданным ими базам данных. Замечания двух рецензентов в значительной степени способствовали улучшению рукописи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кондратьев К.Я., Демирчян К.С. Климат Земли и “протокол Киото” // Вестник РАН. 2001. Т. 71. № 11. С. 1002–1009.
2. WMO, 2003: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2002 // Global Ozone Research and Monitoring Project. Report № 47. Geneva, 2003.
3. Reinsel G.C., Miller A.J., Weatherhead E.C. et al. On detection of turnaround and recovery in trend for ozone // J. Geophys. Res. 2005. doi:10.1029/2004JD004662.
4. Staehelin J., Harris N.R.P., Appenzeller C., Eberhard J. Ozone Trends: A Review // Rev. Geophys. 2001. V. 39. № 2. P. 231–290.
5. Steinbrecht W., Hassler B., Claude H. et al. Global distribution of total ozone and lower stratospheric temperature variations // Atmos. Chem. Phys. 2003. V. 3. P. 1421–1438.
6. Wellemeyer C.G., Bhartia P.K., McPeters R.D. et al. A New Release of Data from the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) // SPARC Newsletter. 2004. № 22. P. 12–14.
7. Bhartia. P.K., Wellemeyer C.W. TOMS-V8 Total O3 Algorithm // http://toms.gsfc.nasa.gov/version8/v8toms_atbd.pdf.
8. Ziemke J.R., Chandra S., Bhartia P.K. A 25-year data record of atmospheric ozone in the Pacific from Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) cloud slicing: Implications for ozone trends in the stratosphere and troposphere // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. № D15105, doi:10.1029/2004JD005687.
9. Dhomse S., Weber M., Wohltmann I. et al. On the possible causes of recent increases in northern hemispheric total ozone from a statistical analysis of satellite data from 1979 to 2003 // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6. P. 1165–1180.
10. Brunner D., Staehelin J., Maeder J.A. et al. Variability and trends in total and vertically resolved stratospheric ozone based on the CATO ozone data set // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6. P. 4985–5008.
11. Stolarski R.S., Frith S.M. Search for evidence of trend slow-down in the long-term TOMS/SBUV total ozone data record: the importance of instrument drift uncertainty // Atmos. Chem. Phys. 2006. V. 6. P. 4057–4065.
12. Вишератин К.Н. Основные характеристики глобального поля ОСО на основе сопоставления 7 и 8 версий данных TOMS // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2006. 6 с.
13. Ramaswamy V., Gelman M.E., Schwarzkopf M.D., Lin J.R. An update of stratospheric temperature trends // SPARC Newsletter. 2002. № 18. P. 7–9.
14. Ramaswamy V., Schwarzkopf M.D., Randel W.J. et al. Anthropogenic and natural influences in the evolution of lower stratospheric cooling // Science. 2006. V. 311. P. 1138–1141.
15. Baldwin M.P., Gray L.J., Dunkerton T.J. et al. The quasi-biennial oscillation // Rev. Geophys. 2001. V. 39. P. 179–229.
16. Груздев А.Н., Безверхний В.А. Квазидвухлетние вариации озона и метеопараметров над Западной Европой по данным озонного зондирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42. № 4. С. 224–236.
17. Sitnov S.A. QBO effects manifesting in ozone, temperature, and wind profiles // Ann. Geophys. 2004. V. 22. P. 1495–1512.
18. Вишератин К.Н., Троянов М.М. Глобальное распределение основных спектральных гармоник ОСО по данным спутниковых измерений (TOMS) // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. М.: ИКИ РАН, 2006. С. 276–284.
19. Звягинцев А.М., Кадыгров Н.Е., Крученицкий Г.М. Анализ временных рядов общего содержания озона по данным спутниковых наблюдений // Иссл. Земли из космоса. 2003. № 4. С. 29–37.
20. NASA Goddard Space Flight Center. <http://toms.gsfc.nasa.gov>.
21. http://hyperion.gsfc.nasa.gov/Data_services/merged.
22. NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (Reanalysis-2 pressure level). http://nomad3.ncep.noaa.gov/ncep_data/index.html.
23. Hansen A.R., Sutera A. On the probability density distribution of planetary-scale atmospheric wave amplitude // J. Atm. Sci. 1986. V. 43. № 24. P. 3250–3265.

24. *Scargle J.D.* Studies in astronomical time series analysis. 2. Statistical aspects of spectral analysis of unevenly spaced data // *Astrophys. J.* 1982. V. 263. P. 835–853.
25. *Бендат Дж., Пирсол А.* Измерение и анализ случайных процессов. М.: Мир, 1974. 464 с. (Bendat J.S., Piersol A.G. Random Data Analysis and Measurement Procedures. New York: Wiley-Intersciences, 1971. 407 p.)
26. *Gilman D.L., Fuglister F.J., Mitchell J.M.Jr.* On the power spectrum of “Red Noise” // *J. Atm. Sci.* 1963. V. 20. P. 182–184.
27. *Mann M.E., Lees J.M.* Robust estimation of background noise and signal detection in climatic time series // *Climatic Change.* 1996. V. 33. P. 409–445.
28. *Percival D.B., Rothrock D.A.* “Eyeballing” trends in climate time series: a cautionary note // *J. Climate.* 2006. V. 18. № 6. P. 886–891.
29. *Echer E., Guarnieri F.L., Rigozo N.R., Vieira L.E.* A study of latitudinal dependence of the quasi-biennial oscillation in Total Ozone Mapping Spectrometer total ozone // *Tellus.* 2004. V. 56A. P. 527–535.
30. *Arefev V.N., Visheratin K.N., Kashin F.V. et al.* Spectral characteristics of total ozone and vertical temperature distribution in the atmosphere over Issyk Kul (Northern Tien Shan) // *Proceed. SPIE.* 2003. V. 5027. P. 51–59.
31. *Груздев А.Н., Безверхний В.А.* Многолетние вариации квазидвухлетней цикличности экваториального стратосферного ветра // *Изв. АН. Физика атмосферы и океана.* 1999. Т. 35. № 6. С. 773–785.
32. *Вишератин К.Н., Каменоградский Н.Е., Кашин Ф.В. и др.* Спектрально-временная структура вариаций общего содержания озона в атмосфере центральной части Евразии // *Изв. РАН Физика атмосферы и океана.* 2006. Т. 42. № 2. С. 205–223.
33. *Монин А.С., Шишков Ю.А.* О пятилетней цикличности глобальной погоды // *ДАН.* 1998. Т. 358. № 3. С. 395–398.
34. *Смышляев С.П., Галин В.Я., Володин Е.М.* Модельное исследование межгодовой изменчивости содержания атмосферного озона в средних широтах // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2004. Т. 4. № 2. С. 210–221.
35. *Robock A.* Volcanic eruptions and climate // *Rev. Geoph.* 2000. V. 38. P. 191–219.
36. *Kane R.P.* Quasi-biennial and quasi-triennial oscillations in geomagnetic activity indices // *Annal. Geophys.* 1997. V. 15. P. 1581–1594.
37. *Polygiannakis J., Preka-Papadema P., Moussas X.* On signal-noise decomposition of time-series using the continuous wavelet transform: application to sunspot index // *Mon. Not. R. Astron. Soc.* 2003. V. 343. P. 725–734.
38. *Вишератин К.Н.* О дискретном характере вариаций спектрального состава Цюрихского ряда чисел Вольфа // *Тр. ГАИШ. Международный симпозиум “Астрономия 2005 – современное состояние и перспективы”.* М., 2005. Т. LXXXVIII. 29 с.
39. *McCormack J.P.* The influence of the 11-year solar cycle on the quasi-biennial oscillation // *Geoph. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 22, 2162, doi:10.1029/2003GL018314.
40. *Makarov V.I., Tlatov A.G., Callebaut D.K. et al.* Large-scale magnetic field and sunspot cycles // *Solar Physics.* 2001. V. 198. P. 409–421.
41. *Звягинцев А.М., Крученицкий Г.М., Черников А.А.* Изменения вертикального распределения озона в стратосфере и их корреляция с изменениями высоты тропопаузы // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 2005. Т. 41. № 4. С. 527–536.
42. *Shindell D.T., Faluvegi G.* An exploration of ozone changes and their radiative forcing prior to the chlorofluorocarbon era // *Atmos. Chem. Phys.* 2002. V. 2. P. 363–374.
43. *Александров Э.Л., Кароль И.Л., Ракипова Л.Р. и др.* Атмосферный озон и изменения глобального климата. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 168 с.
44. *Shine K.P., Bourqui M.S., Forster P.M. De F. et. al.* A comparison of model-simulated trends in stratospheric temperatures // *Quart. J. Royal Met. Society.* 2003. V. 129. P. 1565–1588.
45. *Сидоренков Н.С., Свиренко П.И.* Мониторинг момента импульса зональных ветров атмосферы // *Тр. ГМЦ.* 1991. Вып. 316. С. 19–25.
46. *Монин А.С.* Вращение Земли и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 112 с.