

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. ВОЕЙКОВА

Выпуск

471

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук Л. Р. РАКИПОВОЙ,
канд. геогр. наук Б. И. САЗОНОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1984

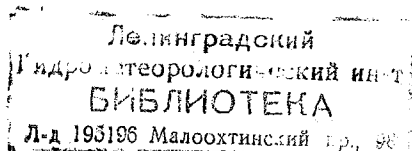
Рассматриваются вопросы солнечно-земных связей, взаимодействия средней и нижней атмосферы, использования гелиогеофизической информации в анализе условий формирования крупных аномалий погоды и климата. Приведены результаты теоретических исследований влияния солнечной активности на вертикальную структуру планетарных волн в тропосфере и стратосфере, на концентрацию стратосферного озона и др. Изложены также результаты статистических исследований проявления солнечной и геомагнитной активности в температурно-влажностных и циркуляционных характеристиках стратосферы и тропосферы, в формировании засушливых явлений в разных районах мира, в изменениях климата последнего столетия. Анализируется циркуляционная предистория засух в СССР, а также циклические особенности проявления экстремальных погодных явлений в летний период.

Сборник рассчитан на специалистов метеорологов, климатологов, гелиогеофизиков, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологических специальностей.

The publication deals with the problems of solar-terrestrial relationships, the middle and lower atmosphere interaction, using the heliogeophysical information in the analysis of conditions of forming great weather and climate anomalies. There are presented results of theoretical studies of the solar activity influence on the vertical structure of planetary waves in the troposphere and stratosphere, on stratospheric ozone concentration; the effect of heat fluxes depending on ozone content on the spectrum of vertical motions has been simulated.

There have been carried out statistical studies of the solar and geomagnetic activity manifestation in the temperature-humidity and circulation characteristics of the stratosphere and troposphere, in the formation of dry phenomena in different world areas, in the climate changes of recent century. The circulation prehistory of droughts in the USSR is analysed as well as the cyclic features of extreme weather phenomena manifestation in the summer period.

The publication is meant for specialists in meteorology, climatology, heliogeophysics, instructors, post-graduates and students of hydrometeorological specialists.



ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И СТАТИСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЖДУ НИЖНЕЙ И СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРОЙ

Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева

ВЛИЯНИЕ ВНЕШНИХ ФАКТОРОВ НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ СТРУКТУРУ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН В ТРОПОСФЕРЕ И СТРАТОСФЕРЕ

В работе [1] было показано, что внешние факторы (антропогенные и солнечная активность) могут изменять вертикальную структуру планетарных волн. Это влияние осуществляется через изменения интенсивности радиационных источников и стоков тепла, температуры и зонального ветра. В [1] даны количественные оценки эффектов антропогенного увеличения содержания углекислого газа в атмосфере. В настоящей статье оцениваются эффекты изменений зонального ветра, вызываемых солнечной активностью.

Анализ разностей средних зональных значений геопотенциала ΔH между широтами 75 и 60, 45, 30° северного полушария, выполненный по данным [4], показал, что они существенно различаются для периодов минимума (1964—1966 и 1975—1977 гг.) и максимума (1968—1970 гг.) чисел Вольфа W как в стратосфере, так и в тропосфере. В табл. 1 приведены значения ΔH для изобарических поверхностей 10, 50, 100, 300, 500 гПа для этих периодов, а также за годы наименьшей (1965, 1976 гг.) и наибольшей (1968 г.) солнечной активности.

На рис. 1 показан широтный ход величины ΔH при минимуме и максимуме солнечной активности. Характерной особенностью широтного хода ΔH является его плавность на всех рассмотренных уровнях.

Из приведенных данных видно, что зимой в годы максимума солнечной активности значения ΔH меньше, чем в годы минимума. Эта закономерность прослеживается на всех поверхностях и поэтому не может быть результатом ошибок измерений или расчетов. Зависимость летних значений ΔH от чисел Вольфа W проанализирована в работе [3].

Фактических данных об изменении среднего зонального ветра в стратосфере в течение 11-летних циклов солнечной активности пока нет. Если принять, что средний зональный ветер $\bar{u}$ изменяется пропорционально среднему меридиональному градиенту геопотенциала, то можно предположить, что в умеренных широтах стратосферы от минимума к максимуму W он уменьшается в сред-

Значения $\Delta \dot{H}$ в периоды и минимума максимумов чисел Вольфа W. Январь

Изобарическая поверхность, гПа

Широта, ° с.	Изобарическая поверхность, гПа														
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	500					
$W_{\text{мин}}$ 1964—1966 гг.	98,9	169,0	194,1	53,0	91,8	111,4	37,7	72,0	109,4	21,1	50,6	96,1	14,4	34,6	63,9
$W_{\text{мин}}$ 1975—1977 гг.	59,2	105,4	123,9	32,0	64,0	83,8	19,7	55,0	83,0	13,3	45,0	90,0	8,9	30,0	58,0
$W_{\text{макс}}$ 1968—1970 гг.	20,1	43,7	61,2	12,2	34,5	54,8	13,0	38,5	77,4	11,0	36,6	82,7	7,6	24,6	53,9
1965 г.	96,9	166,1	184,7	44,6	88,9	104,3	32,9	70,4	102,4	16,4	47,5	90,2	10,1	31,8	58,9
1976 г.	113,8	196,3	214,2	66,0	112,0	129,0	40,0	82,0	119,0	18,0	52,0	94,0	7,4	31,2	58,5
1969 г.	51,3	88,3	112,4	15,2	37,0	60,3	11,3	36,6	77,2	6,2	24,0	73,5	5,1	21,4	52,1

нем в 2 раза¹. Исходя из этого предположения мы рассчитали вертикальную структуру планетарных волн давления для условий максимума и минимума 11-летнего солнечного цикла. В качестве параметров невозмущенной атмосферы были взяты данные CIRA-72 на 60° с. ш. для января. Расчеты для стратосферы выполнены по формулам для амплитуды давления P_k [1]. Для расчетов вертикального профиля волны относительного давления $P_{k,1}$ в тропосфере на основании уравнений, приведенных в работе [1] и описывающих вертикальную структуру квазигеострофических планетарных волн в атмосфере, было получено следующее соотношение:

$$P_{k,1} = \frac{\left[\cos n_1 H_T \cos n_1 z - \frac{\left(\frac{n_1}{n_2} \right)^2 \sin n_1 H_T \sin n_1 z}{\cos^2 n_1 H_T + \left(\frac{n_1}{n_2} \right)^2 \sin^2 n_1 H_T} \right] P_{k,0}}{1}$$

Здесь n_1 и n_2 — эффективные коэффициенты преломления планетарной волны соответственно в тропосфере и стратосфере; H_T — толщина слоя тропосферы; z — вертикальная координата; $P_{k,1}$ и $P_{k,0}$ — k -е гармоники давления соответственно в тропосфере и на уровне моря ($P_{k,0}$ — считается постоянной величиной). Для того чтобы качественно оценить в структуре планетарных волн эффекты возможного изменения в 11-летнем цикле среднего зонального ветра в тропосфере и, мы предпо-

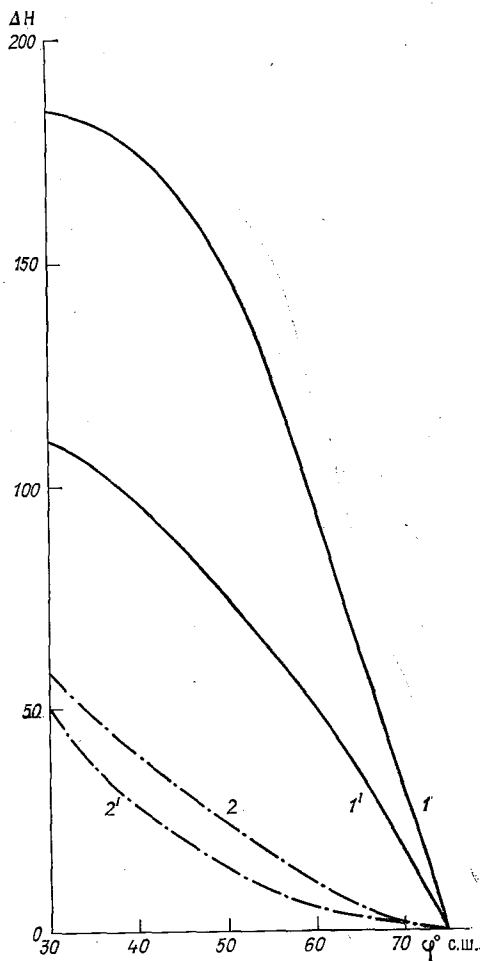


Рис. 1. Широтный ход Δh при максимуме и минимуме чисел Вольфа W . 1, 2 — 1965 г. (минимум W); 1', 2' — 1969 г. (максимум W); сплошные линии — поверхность 10 гПа, штриховые — поверхность 500 гПа.

¹ В работе [5], где также оцениваются эффекты изменения стратосферного зонального ветра в структуре планетарных волн, это изменение с параметрами солнечной активности непосредственно не связано.

ложили, что он, как и в стратосфере, изменяется в 2 раза (эта оценка завышена, но для нашего качественного анализа допустима).

Расчеты выполнены для первых трех стационарных планетарных волн ($k=1, 2, 3$). На рис. 2 показаны вертикальные профили $\delta P_k = \frac{P_{k\text{мин}} - P_{k\text{макс}}}{P_{k,0}}$ при разных условиях изменения зонального ветра. Как видно на рис. 2, вертикальные профили δP_k имеют

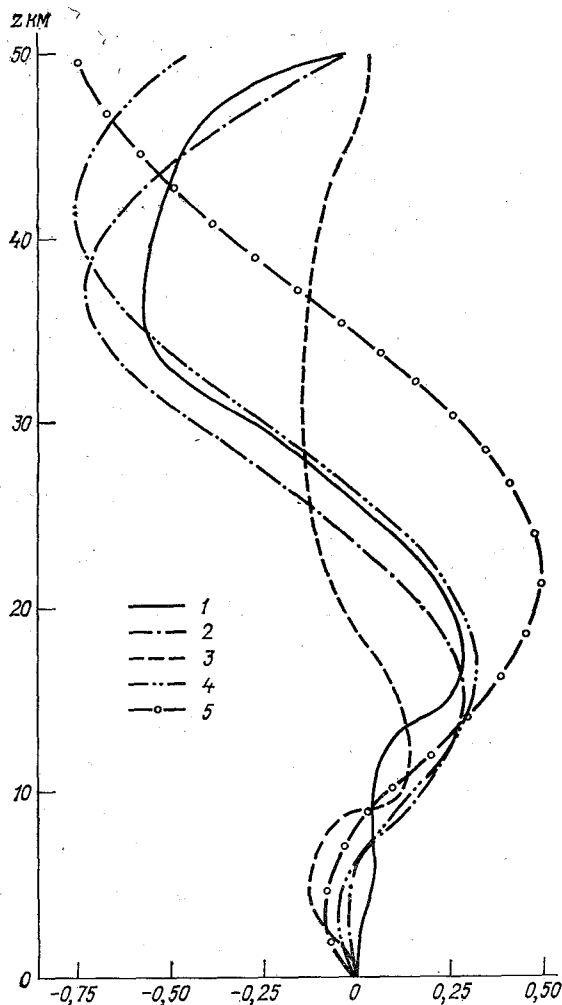


Рис. 2. Вертикальные профили δP_k .

1 — δP_1 , ветер изменяется только в стратосфере (δu_2); 2 — δP_1 , ветер изменяется в стратосфере (δu_2) и тропосфере (δu_1); 3 — δP_1 , ветер изменяется только в тропосфере (δu_1); 4 — δP_2 , ветер изменяется в стратосфере (δu_2) и тропосфере (δu_1); 5 — δP_3 , ветер изменяется в стратосфере (δu_2) и тропосфере (δu_1).

волнообразный характер. Для данной волны солнечнообусловленные эффекты изменяются с высотой не только по величине, но и по знаку. Например, для волны $k=1$ давление в слое 10—25 км убывает от минимума к максимуму, а в слое 25—50 км возрастает (кривые 1 и 2). Максимальные изменения давления в этих слоях составляют соответственно 29 и 56 %. Максимумы волн, полученные для одного и того же значения k , но для разных условий изменения зонального ветра приходятся на разные высоты (кривые 1, 2, 3).

Для разных значений k максимумы волн, рассчитанные для одинаковых условий изменения зонального ветра также приходятся на разные высоты и увеличиваются с ростом k (кривые 2, 4, 5). Отрицательный максимум δP_2 расположен на 3—4 км выше отрицательного максимума δP_1 ; положительные максимумы δP_1 и δP_3 смещены относительно друг друга на 7—8 км.

В стратосфере значения δP_k на порядок больше, чем в тропосфере.

На основании изложенного можно сделать вывод о том, что влияние солнечной активности на вертикальную структуру планетарных волн имеет сложный характер и может быть знакопеременным в пространстве (для нестационарных волн и во времени). С этим могут быть связаны часто получаемые в статистических исследованиях выводы о пространственной и временной неоднозначности влияния солнечной активности на термо- и гидродинамическое состояние атмосферы.

Особенно сложные условия проявления солнечной активности в вертикальной структуре планетарных волн в тропосфере. Если зональный ветер изменяется только в стратосфере, то значения δP_1 в тропосфере положительны при $P_{1,0} > 0$ (кривая 1). Если в схему включить солнечнообусловленные изменения тропосферного зонального ветра, то в нижней части тропосферы δP_1 уменьшается и при достаточно большом изменении u_1 может даже изменить знак (кривая 2). Другими словами, эффекты солнечной активности в тропосферной и стратосферной средней зональной циркуляции оказывают противоположное влияние на вертикальную структуру планетарных волн в тропосфере, что должно приводить к существенному ослаблению (по сравнению со стратосферой) проявлений солнечной активности в тропосферной общей циркуляции.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Солнечная активность зимой вызывает однозначное изменение средних зональных полей геопотенциала и среднего зонального ветра на всех уровнях тропосферы и стратосферы. Зональный ветер уменьшается от минимума к максимуму 11-летнего солнечного цикла. Для мезосферы нами были получены противоположные результаты [2].

2. Оценено влияние изменений стратосферного (тропосферного) зонального ветра на амплитуду планетарных волн в тропосфере (стратосфере).

3. Знак и величина эффектов солнечной активности в вертикальной структуре планетарных волн зависят от длины волны и высоты.

4. Влияние солнечной активности на тропосферные барические образования меньше, чем на стратосферные.

Если из полного изменения стратосферного зонального ветра в 11-летнем цикле выделить часть, связанную с солнечнообусловленными вариациями содержания озона в стратосфере, то это позволит оценить эффекты этих вариаций в вертикальной структуре планетарных волн в тропосфере и стратосфере.

Наша одномерная модель квазигеострофических планетарных волн, основанная на решении системы уравнений термо- и гидродинамики на среднеширотной β -плоскости, линеаризованных относительно среднего зонального состояния, не может дать достаточно точного описания вертикальной структуры волн, но с ее помощью можно получить порядок величины оцениваемых эффектов, осредненных по слоям тропосферы и стратосферы. Последнее является наиболее существенным для решения проблемы «солнечная активность — атмосфера», так как в настоящее время эта проблема требует ответа только на два основных вопроса: 1) имеются ли солнечнообусловленные эффекты в термо- и гидродинамическом режиме тропосферы и стратосферы? 2) если эффекты есть, то каков порядок их величины?

Наша модель позволяет получить аналитическое решение, которое дает возможность анализировать получаемые результаты при небольшом числе заданных параметров. Существенно также и то, что эти параметры описывают радиационные факторы, оказывающие второстепенное влияние на структуру планетарных волн и поэтому не изменяющие порядка оцениваемых эффектов.

Попытки более детального описания этих эффектов с помощью сложных двух- и трехмерных моделей, очевидно, пока не могут дать достаточно надежных количественных результатов. Известно, что эти модели недостаточно точны в связи с недостатками параметризации основных гидродинамических процессов и незнанием точных значений многочисленных исходных параметров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ракипова Л. Р., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Влияние радиационных источников и стоков тепла на динамическое взаимодействие тропосферы и стратосферы. — Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 3—10.

2. Ракипова Л. Г., Ефимова Л. К. Численные эксперименты по моделированию циркуляционного и термического режима зимней мезосферы. — Труды ГГО, 1972, вып. 272, с. 44—58.

3. Ракипова Л. Р., Щерба И. А., Воробьева Н. И., Яковлева Н. И. Зависимость от солнечной активности широтных и сезонных вариаций термобарических характеристик в средней тропосфере и нижней стратосфере. — См. наст. сб.

4. Синоптический бюллетень Гидрометцентра СССР, ч. III, 1959—1977 гг. Обнинск.

5. Geller M. A., Alpert J. C. Planetary wave coupling between the troposphere and the middle atmosphere as a possible sun-weather mechanism.— J. Atm. Sci., 1980, N 6, p. 1197—1215.

Л. Р. Ракинова, О. Н. Вишнякова

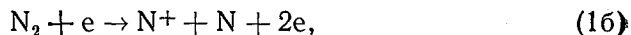
ВЛИЯНИЕ СОЛНЕЧНОЙ ВСПЫШКИ НА КОНЦЕНТРАЦИЮ ОЗОНА

Во время вспышки Солнце представляет собой мощный источник рентгеновского и ультрафиолетового излучения, а также потока частиц с широким спектром энергии, в том числе субрелятивистских протонов с энергией от 1 до 1000 МэВ. Вспышка проявляется также в виде внезапного возрастания яркости излучения в линии H_{α} , а в некоторых случаях сопровождается увеличением яркости непрерывного спектра [1]. Взаимодействия во время вспышки корпускулярной и волновой радиации с земной атмосферой приводит к ряду ионосферных эффектов.

Кроме того, как показали теоретические исследования [5, 6, 7, 11], солнечное корпускулярное излучение способно вызвать в высокоширотной мезосфере и стратосфере изменение малых газовых составляющих, в частности озона. Уменьшение озона выше уровня 30 км во время сильных солнечных протонных вспышек отмечалось по спутниковым данным [6, 12]. Согласно работам [5, 11], уменьшение концентрации озона выше 55 км обусловлено в основном увеличением содержания нечетного водорода, а в верхней стратосфере — нечетного азота NO_x .

В нашей работе мы делаем попытку с помощью одномерной стационарной модели азотно-кислородной атмосферы, описываемой химическими реакциями, представленными в табл. 1, оценить влияние протонной вспышки и изменений ультрафиолетовой радиации на концентрацию озона в страто- и мезосфере.

Во время протонных вспышек увеличивается поток высокоэнергичных солнечных протонов к земной атмосфере. Протоны образуют вторичные электроны с энергией в десятки и сотни эВ, которые ионизируют и диссоциируют N_2 в следующих реакциях:



Реакции и коэффициенты реакций, использованные в работе

Реакция	Коэффициент
1. $O_2 + h\nu \xrightarrow{\lambda < 242 \text{ нм}} 2O$	j_{1a}
$\xrightarrow{\lambda < 175 \text{ нм}} O + O^*$	j_{1b}
2. $O + O_2 + M \rightarrow O_3 + M$	$5,5 \cdot 10^{-34} (T/300)^{-2,6} [4]$
3. $O + O + M \rightarrow O_2 + M$	$3 \cdot 10^{-33} (T/300)^{-2,9} [4]$
4. $O_3 + h\nu \xrightarrow{\lambda < 1140 \text{ нм}} O_2 + O$	j_{4a}
$\xrightarrow{\lambda < 319 \text{ нм}} O_2 + O^*$	j_{4b}
5. $O + O_3 \rightarrow 2O_2$	$1,4 \cdot 10^{-12}$
6. $O^* + M \rightarrow O + M$	$8 \cdot 10^{-11} [4]$
7. $O_3 + NO \rightarrow NO_2 + O_2$	$9,5 \cdot 10^{-13} \exp(-1300/T) [4]$
8. $NO_2 + O \rightarrow NO + O_2$	$9,1 \cdot 10^{-12} [4]$
9. $NO_2 + h\nu \xrightarrow{\lambda < 400 \text{ нм}} NO + O$	$7,0 \cdot 10^{-3} [3]$
10. $N_2O + O^* \rightarrow 2NO$	$0,6 \cdot 1,3 \cdot 10^{-10} [4]$
11. $NO + h\nu \xrightarrow{\lambda < 191 \text{ нм}} N + O$	[10]
12. $N + NO \rightarrow N_2 + O$	$2,2 \cdot 10^{-11} [4]$
13. $N + O_2 \rightarrow NO + O$	$1,5 \cdot 10^{-11} \exp(-3580/T) [4]$
14. $N + O_3 \rightarrow NO + O_2$	$3,1 \cdot 10^{-11} \exp(-1200/T) (T/300)^{0,5}$

Примечание. Коэффициенты скорости реакции для двух частиц измеряются в см³/с, для трех частиц — в см⁶/с; концентрация молекул воздуха определялась через концентрацию кислорода следующим образом: $[M] \simeq [O_2]_{0,21}$.

Реакции



а также реакции № 12—14 (см. табл. 1) приводят к образованию NO.

Дополнительное производство атомарного азота, а следовательно, и NO_x во время протонной вспышки пропорционально скорости ионообразования [2, 9]. В работе [9] полагается, что коэффициент пропорциональности равен 1,3, в работе [2] — 1. Мы в наших расчетах использовали последнее значение. Вертикальное распределение скорости ионообразования, заимствованное из работы [8], взято для дня с максимальной интенсивностью вспышки в 1972 г. — 4 августа.

Концентрация малых составляющих N₂O, NO и O₃ на высотах 30—90 км определялась путем численного решения системы трех

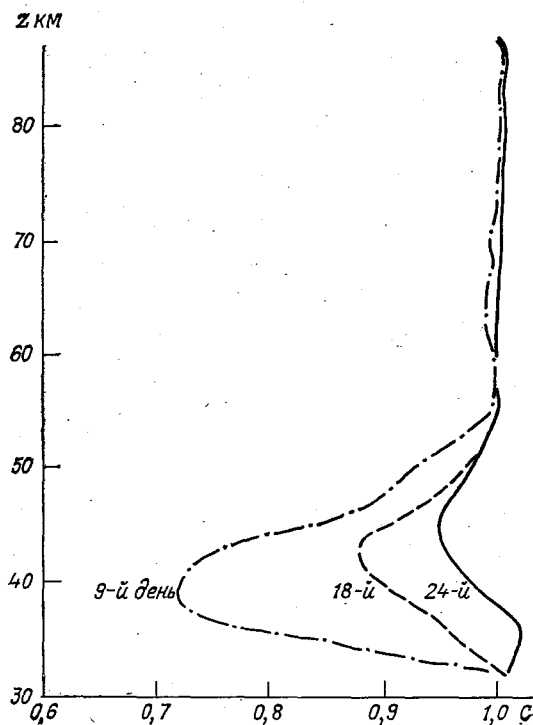
ывности с шагом по времени трое суток, по вы-

$$\frac{\partial n_i}{\partial t} = -\frac{\partial F_i}{\partial z} + P_i - Q_i n_i, \quad (3)$$

тикальный поток концентрации n_i ; определялся по

$$F_i = -K_z \left(\frac{\partial n_i}{\partial z} + \frac{n_i}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{n_i}{H_a} \right) + n_i W. \quad (4)$$

— вертикальный коэффициент турбулентности; H_a — вы-
 зородной атмосферы; T — температура; W — скорость
 вертикального переноса; P_i — член, учитывающий обра-
 частиц; Q_i — член, учитывающий их исчезновение в фото-
 ких реакциях; индексы $i=1, 2, 3$ относятся соответствен-
 O, NO, O₃ и определяют порядок вычисления компонент.



Относительное изменение концентрации озона
 под действием протонной вспышки на 9-, 18- и
 24-й день после ее начала. Лето, $\varphi=75^\circ$ с. ш.
 Для $z > 50$ км $W=10^{-3}$ м/с; для $z \leq 50$ км $W=$
 $=10^{-2}$ м/с; C — отношение концентрации озона после
 вспышки к концентрации озона в невозмущенном
 состоянии.

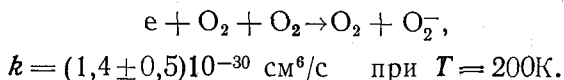
Концентрации O , NO_2 , N и O^* определялись химического равновесия. Коэффициент K_z задан и в работе [10]. Граничными условиями для N_2O их концентрации на уровнях 30 и 90 км, значения ствованы из работ [3, 10], а для озона — условия равновесия. В качестве начального условия решение стационарной задачи с теми же граничными условиями системы (3) решались методом прогонки. Начальные значения уравнений относили к 4 августа и полагали, что ионообразование постоянная — первые шесть дней от нуля, затем равная нулю. Расчеты проводились для скорости вертикального переноса W ниже 50 км $se - 10^{-2}$ м/с, выше 50 км — $W = 10^{-3}$ м/с.

На рисунке показано относительное изменение концентрации озона под действием протонной вспышки на 9, 18 и 24-й день ее начала. Как видно, в верхней стратосфере наблюдается уменьшение концентрации озона. Максимальное уменьшение приходится на 9-й день и составляет 28 % на высоте 40 км. Менее относительное изменение концентрации уменьшает чем уровень максимума изменения озона поднимается.

Полученные нами количественные результаты согласны с результатами спутниковых измерений [6] и модельными [11].

В верхней стратосфере во время протонной вспышки в дневное время образуется значительное количество отрицательных ионов за счет прилипания свободных электронов к нейтральным молекулам [1, 4].

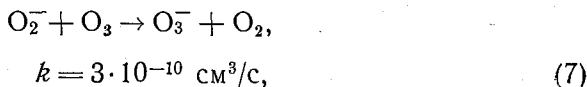
Основной реакцией образования отрицательных ионов является реакция тройного соударения



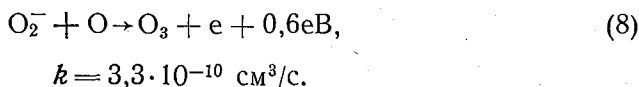
Кроме того, термические электроны диссоциативно прилипают к озону [4]:



Ниже 50 км, где концентрация $O_3 > 0$, O_2^- в дневное время теряет заряд в результате перезарядки в реакциях с озоном



а также



Для квазистационарных условий из (5) и (8) получаем

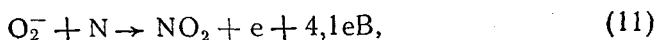
$$[\text{O}_2^-] \simeq \frac{1,4 \cdot 10^{-20} [\text{O}_2]^2}{3,3 [\text{O}]} [\text{N}_e], \quad (9)$$

а из (7)

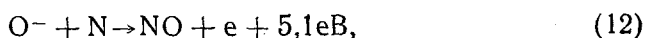
$$[\text{O}_3^-] \simeq 3 \cdot 10^{-10} [\text{O}_2^-] [\text{O}_3]. \quad (10)$$

Уравнение (10) описывает один из стоков нейтрального озона за счет реакции с отрицательным ионом.

Кроме того, реакции



$$k = 4 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с};$$



$$k = 2,2 \cdot 10^{-10} \text{ см}^3/\text{с}$$

приводят к образованию окислов азота.

Для квазистационарных условий [4] можно записать:

$$[\text{O}^-] \simeq \frac{0,4 [\text{O}_3]}{1,9 [\text{O}] + 7 [\text{O}_3]} [\text{N}_e]. \quad (13)$$

Основываясь на том, что основным отрицательным ионом в стратосфере является O_2^- и полагая, что количество электронов $[\text{N}_e]$ равно числу вторично образованных электронов при протонной вспышке, были выполнены расчеты системы (3) с использованием (9) — (13). Оказалось, что учет реакций с отрицательными ионами не приводит к изменению вышеприведенных результатов (см. рисунок), что согласуется с выводами, сделанными в работе [7].

Протонной вспышке 4 августа 1972 г. предшествовала оптическая вспышка [13]. К сожалению, данных о происходящем при этом изменении интенсивности ультрафиолетового излучения Солнца нет. Предположив, что солнечная радиация в области $\lambda < 3000 \text{ \AA}$ увеличилась на 10 %, мы рассчитали относительное изменение концентрации озона в стратосфере на разных широтах для летних условий и местного полдня при $W=0$:

Высота, км	Широта, ° с.		
	20	40	60
54	1,03	0,98	1,17
44	1,03	1,04	1,03
34	1,02	1,00	1,01

Как видно из приведенных данных, изменения концентрации озона невелики, но уменьшающаяся при этом концентрация NO,

время жизни которого в верхней стратосфере ве- из усло-
 скольких дней), может поддерживать данное из-ался так
 рации озона O_3 длительное время. По нашим ра- и NO ,
 те 20° с. восстановление первоначальной концент-^{и N_2 и он}
 ступает на третьи сутки после возмущения. Следс-я фот-излучениях
 в области полярной шапки ($\varphi > 65^\circ$) во время прот-дралс-иния
 ки концентрация озона уменьшается, то в остальн-озон-е
 области земного шара она увеличивается. Это мож-что это
 к увеличению меридионального градиента озона. д-з-У

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу земли. — М.: Изд. Мир, 1977. — 370 с.
2. Brasseur G., Nicolet M. Chemispheric processes of nitric oxide in the mesosphere and stratosphere.— Planet. Space Sci., 1973, v. 21, p. 939—961.
3. Crutzen P. J. Ozone production in a oxide-hydrogennitrogen oxide atmosphere.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 7310—7327.
4. Fenssenfold F. C. e. a. Laboratory measurements of negative ion reactions of atmospheric interact.— Planet. Space Sci., 1967, v. 15, p. 373—379.
5. Frederik J. E. Solar corpuscular emission and neutral chemisry in the Earth's middle atmosphere.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, p. 3179—3186.
6. Heath D. e. a. Solar proton event: Influence on stratospheric ozone.— Science, 1977, v. 197, N 4306, p. 886—889.
7. Prasad S. S. Some aspect of stratospheric chemical responce to solar partical precipitations: Potencial role of N_2 ($A^3\Sigma$) and ion-chemisry. Solar ter-restrial influences on weathere and climate.— D. Reidel Publ. Co., 1979, p. 299—304.
8. Rosenberg T. J., Lanzerotti L. S. Direct energy input to the middle atmosphere.— Report of the Workshop on the role of the electrodynamics. of the middle atmosphere on the solar terrestrial coupling, 1979, p. 43—70.
9. Ruderman M. A., Chamberlain J. W. Origin of the sunspot modulation of ozone: its implucations for stratospheric NO injection.— Planet. Space Sci., 1975, v. 23, p. 247—268.
10. Strobel D. F. Odd nitrogen in the mesosphere.— J. Geophys. Res., 1971, v. 76, p. 8394—8393.
11. Swider W., Keneshea T. J. Decrease of ozone and atomic oxygen in the lower mesosphere during a PCA event.— Planet. Space Sci., 1973, v. 21, p. 1969—1973.
12. Weeks L. H. e. a. Ozone measurement in the mesosphere during the solar proton event of 2 November 1969.— J. Atm. Sci., 1972, v. 29, p. 1138—1142.
13. World Data Center A for Solar-Terrestrial Physics. Report UAG-28, Part II, 1973, p. 585.

УЧЕТ ОЗОННЫХ ПРИТОКОВ ТЕПЛА В БАРОКЛИННОЙ МОДЕЛИ ЗОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время становится все более ясным, что изучение динамического взаимодействия между тропосферой и стратосферой в спектре планетарных волн может оказаться одним из возможных направлений в совершенствовании долгосрочных прогнозов погоды.

При моделировании процессов взаимодействия между тропосферными и стратосферными слоями приходится иметь дело со сложной структурой и различной природой притоков тепла по вертикали. Если эволюция динамики тропосферы определяется в основном неравномерным нагревом подстилающей поверхности и орографией, то в стратосфере основными источниками притоков и стоков энергии являются поглощение солнечного излучения озоном и длинноволновое выхолаживание углекислым газом.

Проблема радиационных свойств атмосферы, содержащей озон, подвергалась обсуждению в различных аспектах. В настоящей работе проведено исследование влияния озонного нагрева на упорядоченные вертикальные скорости зональной циркуляции.

Изучение общей циркуляции атмосферы методом математического моделирования наиболее удобно проводить путем разделения циркуляционной картины на среднее зональное движение и отклонения от этого среднего. Возможен также способ выделения из системы термодинамических уравнений той части, которая описывает лишь зональное движение. Но для этого необходимо, чтобы система уравнений допускала выделение зональной части движения. В частности, таким свойством обладает система спектральных аналогов термодинамических уравнений, записанных для базиса обобщенных сферических функций.

Согласно [2], введем зональное представление переменных

$$\Phi = \sum_{l=0}^L \Phi_l(t, p) P_{00}^l(\cos \theta), \quad V = \sum_{l=1}^L V_l(t, p) P_{1,0}^l(\cos \theta),$$

$$U = \sum_{l=1}^L U_l(t, p) P_{-1,0}^l(\cos \theta), \quad T = \sum_{l=0}^L S_l(t, p) P_{00}^l(\cos \theta),$$

$$\epsilon = \sum_{l=0}^L \epsilon_l(t, p) P_{00}^l(\cos \theta), \quad Z = \sum_{l=0}^L Z_l(t, p) P_{00}^l(\cos \theta),$$

где Φ — геопотенциал; V , U — составляющие скорости ветра; T — температура; Z — содержание озона, ϵ — притоки тепла.

Систему спектральных аналогов термодинамических уравнений запишем в виде

$$\begin{bmatrix} \dot{V}_{l,n} \\ \dot{U}_{l,n} \\ \dot{S}_{l,n} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\bar{\sigma} M_1(V_l) + d_l V_{l+1} + b_l V_{l-1} + r_l \Phi_l \\ -\bar{\sigma} M_2(U_l) - d_l U_{l+1} - b_l U_{l-1} + r_l \Phi_l \\ -\sum_{k,q} \left[\bar{\sigma} M_3(S_q) + \varepsilon_l - \left(\frac{\kappa-1}{\kappa p} S_q - \frac{\partial S_q}{\partial p} \right) \right] \tau_l \end{bmatrix}, \quad (1)$$

где

$$\sum_{k,q} = \sum_{k=0}^L \sum_{q=1}^L,$$

$$M_i(\dots) = C_{i,1} \tau_k \frac{\partial(\dots)}{\partial p} + C_{i,2} a_{i,1} V_k(\dots) + C_{i,3} a_{i,2} U_k(\dots),$$

$$\|c_{i,j}\| = \begin{bmatrix} c_{k,q,l}^{0,1,1} & c_{k,q,l}^{1,0,1} & c_{k,q,l}^{-1,2,1} \\ c_{k,q,l}^{0,-1,-1} & c_{k,q,l}^{-1,0,-1} & c_{k,q,l}^{1,-2,-1} \\ c_{k,q,l}^{0,0,0} & c_{k,q,l}^{1,-1,0} & c_{k,q,l}^{-1,1,0} \end{bmatrix},$$

$$\|a_{i,j}\| = \begin{bmatrix} \frac{\sqrt{q(q+1)}}{2a} & \frac{\sqrt{(q+2)(q-1)}}{2a} \\ \frac{\sqrt{q(q+1)}}{2a} & \frac{\sqrt{(q+2)(q-1)}}{2a} \\ \frac{\sqrt{q(q+1)}}{2a} & \frac{\sqrt{q(q+1)}}{2a} \end{bmatrix},$$

$$\bar{\sigma} = \begin{cases} c_{k,q,l}^{s,j,s+j} & \text{при } s+j=n, \\ 0 & \text{при } s+j \neq n, \end{cases}$$

$$d_l = 2\omega i \frac{\sqrt{(l+2)(l+1)^2 l}}{(l+1)(2l+3)}, \quad b_l = 2\omega i \frac{\sqrt{l^2(l+1)(l-1)}}{(2l-1)l},$$

$$r_l = -\frac{\sqrt{l(l+1)}}{a},$$

$c_{k,q,l}^{s,j,s+j}$ — коэффициенты Клебша — Гордано; ω — угловая скорость вращения Земли; a — радиус Земли; p — давление; $\kappa = c_p/c_v$; V_l , U_l , S_l , Φ_l , τ_l — спектральные амплитуды для переменных $V = v_\varphi + iv\theta$, $U = v_\varphi - iv\theta$, T , Φ , τ ; l , n — волновые числа.

Система (1) дополняется спектральными аналогами уравнений неразрывности и статики:

$$\frac{\partial \tau_l}{\partial p} + \frac{\sqrt{l(l+1)}}{2a} (V_l + U_l) = 0, \quad (2)$$

$$S_l = -\frac{p}{R} \frac{\partial \Phi_l}{\partial p}, \quad (3)$$

где R — газовая постоянная.

Система (1—3) разрешается относительно спектрального аналога вертикальной скорости τ_l :

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2}{\partial t^2} \frac{\partial^2 \tau_l}{\partial p^2} + 4 \omega^2 \left[\frac{l(l+1)}{(2l+3)(2l+5)} \frac{\partial^2 \tau_{l+2}}{\partial p^2} + \frac{l(l+2)}{(2l+1)(2l+3)} \frac{\partial^2 \tau_{l+1}}{\partial p^2} + \right. \\ \left. + \frac{V(l-1)(l+2)(l^2-1)}{(2l-1)(2l+1)} \frac{\partial^2 \tau_{l-1}}{\partial p^2} + \frac{l(l+1)}{(2l-1)(2l-3)} \frac{\partial^2 \tau_{l-2}}{\partial p^2} \right] + \\ + \frac{Rl(l+1)}{a^2 p} \sum_{k=0}^L \sum_{q=1}^L \bar{\sigma} \left\{ \left(\frac{\partial S_l}{\partial p} - \frac{\kappa-1}{\kappa p} S_l \right) \tau_l + \frac{V \sqrt{q(q+1)}}{2a} c_{k,q,l}^{1,-1,0} \times \right. \\ \left. \times S_q \left[\delta_2 \frac{2a}{V k(k+1)} \frac{\partial \tau_k}{\partial p} + \delta_2 (V_k - U_k) \right] \right\} = \frac{l(l+1)}{a^2 p} \frac{\epsilon_l}{c_p}. \quad (4) \end{aligned}$$

Запишем граничные условия для системы спектральных уравнений (4). Верхняя граница берется на уровне фотохимического равновесия озона, где предполагается, что

$$\tau_l|_{p=1 \text{ гПа}} = 0.$$

Нижнее граничное условие относится к уровню 500 гПа, где спектральные амплитуды S_l , τ_l рассчитываются по бароклинической модели тропосферной циркуляции [2].

Решение системы (4) приведено в работе [3].

Связь вертикального распределения концентрации озона с вертикальными движениями устанавливает так называемый принцип Нормана — Добсона. Согласно этому принципу, нисходящий поток опускает озонированный воздух, а воздух, занимающий его место, обогащается озоном, в результате общее количество озона увеличивается, если нисходящие движения преобладают над восходящими и уменьшается, если восходящие движения преобладают над нисходящими. Для реализации этого свойства атмосферного озона в модели динамики циркуляции атмосферы необходимо разработать схему обратной связи между содержанием озона и вертикальными скоростями. В полной форме такая задача может быть реализована в результате решения полной системы уравнений (1—3) и уравнения переноса озона при соответствующих начальных и краевых условиях.

В настоящей работе введено некоторое упрощение. Для описания связи концентрации озона с вертикальными движениями использовался спектральный аналог уравнения переноса озона для стационарного случая:

$$\tau_l \frac{\partial^3 \mathcal{Z}_l}{\partial p^3} - k p^2 \frac{\partial^2 \mathcal{Z}_l}{\partial p^2} - W_l(p), \quad (5)$$

где $W_l(p)$ — функция, описывающая изменение концентрации озона в результате фотохимической реакции; k — коэффициент турбулентной диффузии.

Решение уравнения типа (5) приводится в работе [4] и имеет вид

$$Z_l = \left[Z_l^{(0)} - \frac{3 \cdot 46 \cdot 10^{-11}}{k} \cdot \frac{1}{1,1 \left(1,1 + \frac{\tau_l}{k} \right)} \right] \times \\ \times \frac{1 - e^{-\frac{\tau_l}{k} \sigma}}{1 - e^{-\frac{\tau_l}{k} \sigma_1}} + \frac{3 \cdot 46 \cdot 10^{-11}}{k} \cdot \frac{e^{-1,1(\sigma_1 - \sigma)}}{1,1 \left(1,1 + \frac{\tau_l}{k} \right)}, \quad (6)$$

где $\sigma = p/p_s$, $\sigma_1 = p_v/p_s$; p_s , p_v — давление у поверхности Земли и на верхней границе атмосферы.

Скорость нагревания атмосферы ($^{\circ}\text{C}/\text{сут}$) за счет поглощения солнечной радиации озоном рассчитывалась по формуле [1]

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{2 \omega_0 \rho_{\text{оз}}}{c_p \rho} \bar{F}, \quad (7)$$

где

$$\bar{F} = F|_{\omega_0} \approx a_1 e^{-b_1 y} + a_2 e^{-b_2 y} + a_3 e^{-V b_3 y};$$

$y = X \sec \theta$ (θ — средний зенитный угол Солнца); $X = \int_{p_1}^{p_2} \frac{\rho_{\text{оз}}}{\rho q} dp$;

a_1 , a_2 , a_3 , b_1 , b_2 , b_3 — константы; ρ , $\rho_{\text{оз}}$ — плотность воздуха и озона; c_p — удельная теплоемкость воздуха при постоянном давлении.

В качестве начальных условий для расчета спектральных аналогов вертикальных скоростей послужили значения геопотенциала и температуры на основных изобарических поверхностях и распределение содержания озона в слое 500—1 гПа. Методика разложений скалярных и векторных полей по системе обобщенных сферических функций изложена в работе [2]. Спектры Φ_l и S_l явились исходными значениями для расчета спектральных амплитуд τ_l по формуле

$$\tau_l = \frac{1}{\Gamma_l} \left\{ \sum_{k=0}^L \sum_{q=1}^L \sigma \frac{V q(q+1)}{2a} c_{k,q,l}^{1,-1,0} \frac{\partial \Phi_q}{\partial p} \times \right. \\ \left. \times [\delta_2(U_k - V_k) + \delta_1(U_k + V_k)] \right\},$$

где

$$\delta_1 = \begin{cases} 1 & \text{при } l - k - q - \text{четное} \\ 0 & \end{cases}, \\ \delta_2 = \begin{cases} 0 & \text{при } l - k - q - \text{нечетное} \\ 1 & \end{cases}, \\ \Gamma_l = \frac{\partial^2 \Phi_l}{\partial p^2} - \frac{\kappa - 1}{\kappa p} \frac{\partial \Phi_l}{\partial p}.$$

Расчетные значения τ_i и S_i , полученные на основных изобарических поверхностях, интерполировались на счетные уровни модели.

Модель реализована в 50-уровневом варианте для слоя 500—1 гПа. В модели разработана прямая и обратная связь между изменением концентрации озона, вызываемым вертикальными скоростями, и озонным нагревом, влияющим на вертикальные скорости. Численные эксперименты показали, что озонный нагрев в слое 500—10 гПа незначительно влияет на изменение вертикальных скоростей, что согласуется с результатами [4], однако в слое 5—1 гПа роль его значительно возрастает.

На рисунке приведены диаграммы спектральных амплитуд вертикальных скоростей, рассчитанных по модели для слоя 5—1 гПа. В первом варианте (а) расчет проводился без учета озонного

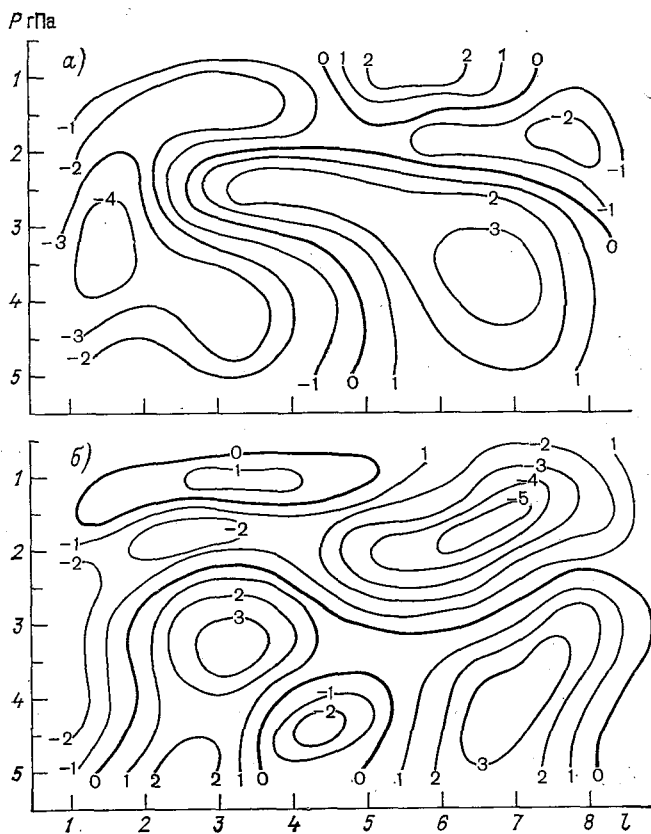


Рис. 1

Диаграммы зональных амплитуд вертикальной скорости τ_i , рассчитанных по модели без учета (а) и с учетом (б) озонного нагрева, $\tau_i \cdot 10^{-2}$ гПа/с.

притока тепла. Во втором варианте (б) подключался блок расчета озонного притока тепла. Для указанного слоя уже на седьмые сутки распределение спектральных амплитуд вертикальных скоростей, полученных с учетом озонного нагрева, значительно отличается от распределения амплитуд без учета озонного нагрева.

Эксперимент проведен при ослабленной адвекции озона и температуры. Увеличение адвективного фактора может дать несколько иные результаты.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вишнякова О. Н. Параметризация озонного нагрева атмосферы. — Труды ГГО, 1977, вып. 407, с. 10—13.
2. Ефимов В. А. Математическое моделирование долговременных стационарных процессов в системе океан — атмосфера. — Труды ААНИИ, 1976, т. 336, 248 с.
3. Куражов В. К. Моделирование волнового взаимодействия между тропосферой и стратосферой. — Труды ГГО, 1979, вып. 429, с. 60—67.
4. Ракипова Л. Р., Вишнякова О. Н. Влияние вертикальных движений на концентрацию озона. — Труды ГГО, 1978, вып. 407, с. 14—19.

*Л. Р. Ракипова, И. А. Щерба, Н. И. Воробьева,
Н. И. Яковлева*

ЗАВИСИМОСТЬ ОТ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ ШИРОТНЫХ И СЕЗОННЫХ ВАРИАЦИЙ ТЕРМОБАРИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В СРЕДНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Для анализа реакции термобарических параметров атмосферы на солнечную активность были использованы данные средних месячных величин геопотенциала H_{500} и H_{30} и температуры воздуха T на уровне 30 гПа, которые снимались с карт [5] в 36 точках на каждом круге широты φ через 10° ($\varphi = 70, 60, 50, 40$ и 30° с. ш.) для января, апреля, июля и октября. Рассчитывались средние зональные значения ($\bar{H}_{500}$, $\bar{H}_{30}$ и $\bar{T}_{30}$), а также коэффициенты корреляции r между исходной информацией на разных уровнях ($H_{500} \leftarrow H_{30}$, $H_{500} \leftarrow T_{30}$) по 36 значениям на каждой широте за данный месяц и год (1965—1975 гг.). Эти данные позволили проследить широтный и сезонный ход рассматриваемых характеристик за 11-летний период и сопоставить его с ходом чисел Вольфа W . Для анализа были выделены три года (1968, 1969 и 1970 гг.) с максимумом W и три года (1965, 1966 и 1975 гг.) с минимумом W . Для каждой широты рассчитывались разности средних зональных значений $\bar{H}_k$ и $\bar{T}_k$

между этими двумя группами лет. Статистическая значимость различий средних оценивалась по формуле

$$P = \frac{\overline{x_1} - \overline{x_2}}{\sigma_x}.$$

Критическое значение $P_{кр}$ для 5 %-ного уровня статистической значимости в нашем случае (36 точек $\times$ 3 года) равно:

$$P_{кр} = t \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}} = 1,96 \sqrt{\frac{36 \cdot 3 + 36 \cdot 3}{108 \cdot 108}} = 0,30.$$

В табл. 1 приводятся оценки статистической значимости P различий средних между годами максимума и минимума W на всех широтах от 70° до 30° с. за четыре месяца. На основании данных табл. 1 можно ожидать, что влияние W должно лучше проявляться в стратосфере (H_{30}), чем в тропосфере (H_{500}); в холодный период (I, IV, X) оно, по-видимому, больше, чем в летний (VII). При сопоставлении числа значимых разностей средних ($P \geq P_{кр}$) на отдельных широтах можно отметить, что в целом влияние W оказывается более существенным в высоких ($60-70^\circ$ с.) и низких ($30-40^\circ$ с.) широтах по сравнению с умеренными (50° с.).

Вывод о влиянии W на термобарические поля атмосферы и об увеличении этого влияния с высотой подтверждается также при анализе разностей (∇T_k и ∇H_k) средних зональных температур и геопотенциала между k -й широтой и $\varphi = 75^\circ$ с. на разных уровнях в годы максимума и минимума W [4]. В работе [4] использовался более обширный объем информации, включающий уровни 10, 30, 50, 300 и 500 гПа. Оказалось, что различия значений ∇T_k и ∇H_k в годы максимума и минимума 11-летнего солнечного цикла увеличиваются с высотой (см. табл. 1 и рис. 1 в [4]).

Уменьшение ∇T_k и ∇H_k от 1964 г. к 1969 г. и возрастание к 1976 г. означает, что рост солнечной активности в 11-летнем цикле приводит к ослаблению среднего зонального западного ветра зимой (с высотой этот эффект усиливается). Ослабление солнечной активности (1964, 1976 гг.) сопровождается усилением интенсивности западного ветра.

В июле различия ∇H_k в годы максимума и минимума W значительно меньше, чем зимой. Значения ∇H_k на уровне 30 гПа в годы максимума W меньше, чем в годы минимума, а на уровне 10 гПа наблюдается обратное. Следовательно, можно сделать заключение, что с увеличением W восточный ветер в нижней стратосфере летом убывает, а в средней возрастает. Это согласуется с теоретическими выводами, полученными в работе [3].

Если рассматривать разности значений среднего зонального геопотенциала на одной и той же k -й широте в отдельные годы максимума и минимума W , то оказывается, что в высоких широтах они положительные, в низких — отрицательные, т. е. эффекты влияния солнечной активности противофазны. Эта закономерность была отмечена нами ранее для зимних месяцев.

Таблица 1
Оценки статистической значимости различий средних (за 3 года) в период максимума и минимума. $P_{кр} \geq 0,30$

φ° с.	Январь				Апрель				Июль				Октябрь				Число значимых различий
	N_{30}	T_{30}	N_{500}	N_{30}	T_{30}	N_{500}	N_{30}	T_{30}	N_{500}	N_{30}	T_{30}	N_{500}	N_{30}	T_{30}	N_{500}	N_{30}	
70	1,00	1,00	0,312	1,08	0,50	0,48	0,19	0,80	0,02	0,11	0,93	0,25	0,11	0,93	0,25	0,25	8
60	0,302	0,42	0,13	0,50	0,26	0,34	0,15	0,21	0,04	0,10	0,55	0,06	0,10	0,55	0,06	0,06	5
50	0,46	0,10	0,08	0,08	0,35	0,10	0,22	0,11	0,03	0,45	0,48	0,18	0,45	0,48	0,18	0,18	4
40	0,89	0,79	0,20	0,96	0,15	0,46	0,17	0,30	0,21	0,53	0,58	0,21	0,53	0,58	0,21	0,21	7
30	0,33	2,03	0,08	1,30	0,25	0,43	0,47	0	0,15	0,57	1,07	0,11	0,57	1,07	0,11	0,11	7
Число значимых различий	5	4	1	4	2	4	1	2	0	3	5	0	3	5	0	0	

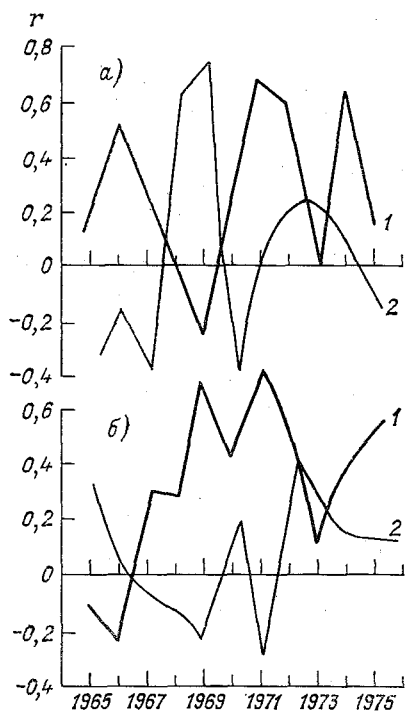
Примечание. Выделены значения, превышающие $P_{кр}$.

Таблица 2

Экстремально низкие и отрицательные коэффициенты корреляции термобарических характеристик
в высоких и низких широтах. 1965—1975 гг., $\sigma_r = \pm 0,24$

Месяц	Характеристика	H_{500}	H_{30}	T_{30}	σH_{500}	σH_{30}	σT_{30}	$r_{H_{500}-H_{30}}$	$r_{H_{500}-T_{30}}$
Январь . .	φ_c	40—70	40—70	40—70	40—70	40—70	30—60	40—70	40—70
	r	—0,62	—0,78	—0,71	—0,42	0,11	—0,37	—0,28	—0,18
Апрель . .	φ_c	40—70	40—70	30—60	40—60	40—70	30—70	30—60	30—60
	r	—0,44	—0,82	—0,20	—0,54	—0,17	—0,42	—0,41	—0,08
Июль . . .	φ_c	40—70	30—70	40—60	30—70	30—70	30—60	40—60	30—60
	r	—0,51	0,49	—0,66	—0,52	0,19	—0,24	—0,55	—0,58
Октябрь . .	φ_c	40—60	40—70	40—70	30—70	30—60	30—70	30—70	30—70
	r	—0,79	—0,01	—0,53	—0,06	—0,55	—0,73	—0,02	—0,03

В целом вариации термобарических характеристик в высоких и низких широтах на материале рассматриваемых месяцев (январь, апрель, июль, октябрь) происходят, как правило, в противофазе. В качестве объективного критерия оценки синфазности, или противофазности, кривых для разных широт использовался коэффициент корреляции. В табл. 2 представлены пары широт, для которых получены наиболее низкие и отрицательные коэф-



Временной ход коэффициентов корреляции значений геопотенциала H_{500} и H_{30} для января (а) и апреля (б).

1) $\varphi = 70^\circ$ с. ш.; 2) $\varphi = 30^\circ$ с. ш.

фициенты корреляции r термобарических характеристик. Как видно из табл. 2, преобладают отрицательные значения r . Это подтверждает тенденцию к противофазности вариаций термобарических характеристик в высоких и низких широтах. По-видимому, эта особенность присуща самой природе атмосферных процессов и является ее крупномасштабной закономерностью. Влияние W способствует либо усилению, либо ослаблению этой тенденции.

Общий характер ослабления влияния солнечной активности от зимних к весенне-осенним и к летним месяцам определяется прежде всего ослаблением изменчивости метеорологических элементов. Из малых значений естественной изменчивости (дисперсий) трудно выделить дисперсии влияющих факторов и дисперсии, создаваемые случайными ошибками и «шумами». Для получения окончательных выводов нужны поиски новых подходов и сочетание различных локальных и глобальных методов исследования эффектов солнечной активности.

Интересным является временной ход коэффициентов корреляции между значениями геопотенциала H_{500} и H_{30} на отдельных широтах. В период максимума W (1969—1970 гг.) заметно ослабляется связь барических полей по высоте (см. рисунок), особенно в высоких широтах зимой (r уменьшается от 0,6 до -0,3). В апреле и июле коэффициент корреляции барических полей увеличивается (до 0,7) в период максимума солнечной активности по сравнению с периодом минимума W ($r = -0,25 \dots 0,20$; $\sigma_r = \pm 0,17$). На рисунке для примера показан наиболее характерный ход кор-

реляции $r_{H_{500}-H_{30}}$ на $\varphi=70^\circ$ с. для января и апреля. На широте 30° с. наблюдается отмеченная ранее обратная тенденция в ходе $r_{H_{500}-H_{30}}$.

Отсюда следует, во-первых, что эффекты W в поле геопотенциала в высоких и низких широтах противоположны, во-вторых, влияние W на взаимосвязь атмосферных процессов по вертикали зимой и летом различно. Это объясняется тем, что эффекты W зависят от сезонных особенностей полей геопотенциала и температуры воздуха (в стратосфере зимой циркумполярный циклон сменяется летом циркумполярным антициклоном). Как известно [1, 6 и др.], в период максимума W температура воздуха повышается особенно заметно в стратосфере и в высоких широтах независимо от сезона года. Однако в зимний период при преобладании циркумполярного циклона и хорошо выраженной зональности в стратосфере это увеличение температуры ослабляет циклон и уменьшает интенсивность зональной циркуляции. Летом в период преобладания циркумполярного антициклона повышение температуры воздуха за счет увеличения W приводит к усилению восточной, т. е. зональной, циркуляции. Вместе с тем ослабление интенсивности циркуляции способствует уменьшению корреляционной связи термобарических полей по вертикали, и, наоборот, усиление интенсивности циркуляции способствует повышению корреляционной связи [1, 6]. По этой причине становится понятным, почему зимой в период максимума солнечной активности корреляция между барическими полями H_{500} и H_{30} ослабляется, а летом усиливается.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Злотник Б., Развода В. Влияние солнечной активности на температуру в стратосфере. — Труды Международного симпозиума по космической метеорологии. Исследование верхней атмосферы Земли. — М.: Гидрометеиздат, 1978, с. 152—158.
2. Митропольский А. К. Техника статистических вычислений. — М.: Наука, 1971. — 479 с.
3. Ракипова Л. Р. К вопросу о возможности 11-летней цикличности в вариациях стратосферной циркуляции и температуры. — Труды ГГО, 1978, вып. 407, с. 3—9.
4. Ракипова Л. Р., Яковлева Н. И. Влияние внешних факторов на вертикальную структуру планетарных волн в тропосфере и стратосфере. — См. наст. сб.
5. Синоптический бюллетень Гидрометцентра СССР, ч. III, 1959—1977 гг. Обнинск.
6. Сурьяк В. Анализ стратосферной циркуляции на поверхности 10 мб и определение влияния 11-летней циркуляции солнечной активности на интенсивность циркуляции. — Труды Международного симпозиума по космической метеорологии. Исследование верхней атмосферы Земли. — М.: Гидрометеиздат, 1978, с. 143—151.
7. Schwentek H. The sunspot cycle 1958/70 in ionospheric absorption and stratospheric temperature. — J. Atm. Terr. Phys., 1971, v. 33, N 12, p. 1839—1852.

МЕРИДИОНАЛЬНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

В настоящее время не вызывает сомнения не только наличие меридиональных составляющих циркуляции верхних слоев атмосферы, но и их весомая роль в формировании термического режима и исследовании связей между различными структурными слоями атмосферы. Известен ряд работ [2, 3, 7 и др.], посвященных исследованиям в данном направлении. В большинстве из них исследования меридиональной циркуляции проводятся с использованием данных радиозондового, ракетного и радиофизического зондирования атмосферы.

В настоящей работе для изучения меридиональной циркуляции помимо вышеперечисленных источников привлечена спутниковая информация о состоянии параметров атмосферы на изобарических поверхностях 5, 2, 0,4 гПа.

Сравнение полей температуры и радиационного баланса выявляет ряд особенностей структуры поля температуры (например, поведение горизонтального градиента температуры в области зимней мезопаузы [4]), которые указывают на то, что излучение не играет ведущей роли в термическом режиме данных областей. Возникает необходимость привлечения циркуляционных факторов для поиска более оптимальных совокупностей факторов, способных удовлетворительно описать структурные особенности поля температуры и его вариации во времени и в пространстве.

Решение этой задачи требует определения структуры циркуляции в меридиональной плоскости. Имеющийся к настоящему времени материал по меридиональной циркуляции средней атмосферы недостаточен для строгого определения ее пространственной структуры.

Если поле среднего зонального ветра можно определить по данным наблюдений и путем расчета, то средний меридиональный ветер определить гораздо труднее, так как меридиональный ветер имеет малые амплитуды.

Целью настоящей работы явилось построение схемы меридиональной циркуляции стратосферы и мезосферы и нижней термосферы в зимний период на основе указанных выше материалов, атласов карт слоя 35—60 км [1] и данных сети ракетных и радиометеорологических станций [5].

По вычисленным значениям меридионального ветра за 1975—1978 гг. была построена схема меридиональной циркуляции от 10 до 100 км вдоль меридиана 75° в. д. (рис. 1). Меридиональный разрез, показанный на рис. 1, на высотах 50—100 км имеет три области преобладающих потоков разного знака. Нижняя расположена в нижней мезосфере и занимает высоты 50—65 км. Преоб-

ладающим потоком в ней является южный ветер, верхняя граница которого повышается с уменьшением широты. В средних широтах наблюдается большая изменчивость направления ветра, где наряду с южными потоками часто наблюдаются северные.

Граница второй области меридиональной циркуляции в средней и верхней мезосфере в высоких широтах прослеживается до 80 км, а в низких широтах — до 75 км.

В мезопаузе и нижней термосфере низких и средних широт преобладают южные потоки, а околополюсные районы характеризуются большой изменчивостью меридиональных потоков по направлению и там может возникать зона конвергенции [5].

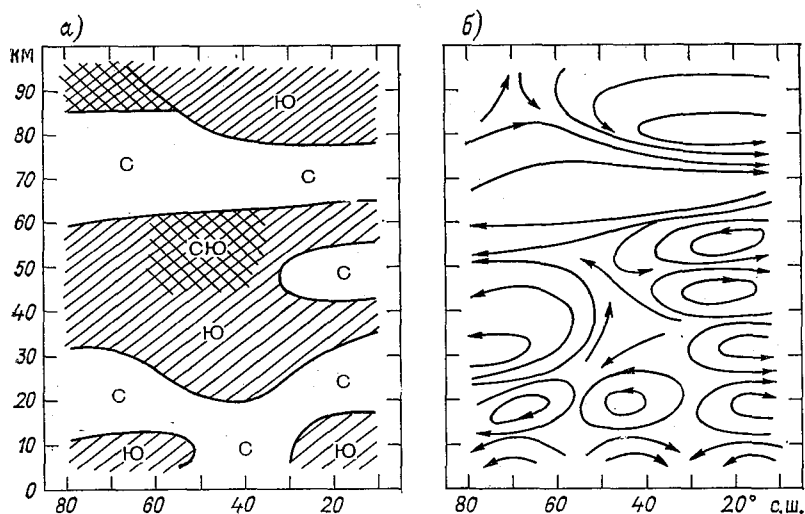


Рис. 1. Меридиональный разрез преобладающих потоков (а) и схема меридиональной циркуляции (б).

Ниже 50 км результаты расчетов, выполненных в геострофическом приближении, не противоречат известным характерным особенностям меридиональной циркуляции.

Предполагая, что к центру областей преобладающих потоков скорость возрастает, схему меридиональной циркуляции можно представить состоящей из взаимосвязанных замкнутых или предположительно замкнутых ячеек (рис. 1 б). Как видно на схеме, ячейки меридиональной циркуляции увеличиваются с возрастанием высоты. Высокие широты имеют меньшее число ячеек циркуляции, чем низкие; число ячеек с высотой уменьшается.

Таким образом, в атмосфере северного полушария можно выделить области преобладающих меридиональных потоков, что несомненно важно для решения задач, связанных с явлениями переноса.

Очевидно, меридиональная циркуляция стратосферы, мезосферы и нижней тропосферы реализуется в виде замкнутых ячеек, подобных тропосферным ячейкам циркуляции Гадлея, но с высотой уменьшается количество и увеличиваются пространственные масштабы этих ячеек. Не исключается возможность замыкания приэкваториальных ячеек в южном полушарии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас высотных карт слоя 35—60 км. ЦАО, ГУГМС, 1974—1978.
2. Бугаева И. В., Рязанова Л. А. О структуре зональной и меридиональной циркуляции в стратосфере и мезосфере. — Метеорология и гидрология, 1969, № 1, с. 21—29.
3. Гайгеров С. С. Исследование синоптических процессов в высоких слоях атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 250 с.
4. Дубенцов В. Р. Воздушные течения и распределение температуры в стратосфере и мезосфере. — М.: Гидрометеиздат, 1965.
5. Рязанова Л. А., Сперанский И. Е. Некоторые особенности меридиональной циркуляции в слое 50—100 км в зимнее время. — В кн.: Региональная структура динамических процессов средней атмосферы. Фрунзе: Илим, 1979, с. 102—107.
6. Синоптический бюллетень, 1974—1978 гг. Обнинск, ИЭМ.
7. Batten E. S. Wind systems in the mesosphere and lower ionosphere. — J. Met, 1961, 1861, 18, p. 283—291.

М. А. Такырбашев, Л. Р. Ракипова, К. А. Каримов

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ ОЦЕНОК МНОГОЛЕТНИХ РАДИОМЕТЕОРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕТРА В КИРГИЗИИ

К настоящему времени собрана достаточно большая информация о статистических флуктуациях основных метеопараметров, которая относится в основном к процессам, протекающим в тропосфере и стратосфере. По результатам измерений радиометеорных станций получены данные о статистических флуктуациях ветровых характеристик в метеорной зоне и исследована связь статистических характеристик циркуляционного режима в разных структурных слоях атмосферы от 10 до 100 км [2, 7, 11]. Основная цель этих исследований — выявить синоптические периоды и их корреляционную связь на разных уровнях атмосферы.

В данной работе анализируются экспериментальные данные многолетних радиометеорных измерений ветровых характеристик, проведенных в г. Фрунзе в 1964—1979 гг. Для наблюдений использовалась аппаратура двух типов: в 1964—1971 гг. — радиолокационные установки СОМ-1 и СОМ-2, в 1971—1979 гг. — радиолокационная станция «Ветровой патруль». В первый период измерения дрейфов метеорных следов проводились импульсно-когерентным методом. Основные параметры установки СОМ-1 и СОМ-2:

несущая частота $f=39,5$ МГц, мощность импульса передатчика $P_{\text{и}}=30\ldots 50$ кВт, частота посылок импульсов передатчика $F=100\ldots 200$ имп/с, длительность зондирующего импульса $\tau=8\ldots 10$ мкс, чувствительность приемника сигналов $\alpha=(3\div 5)\times 10^{-14}$ Вт [3]. Прием и передача осуществлялись на отдельные пятиэлементные антенны типа «волновой канал» (по две синфазно запитанные антенны), поднятые над поверхностью земли на высоту $h=\lambda/2$. Передающая и приемная антенны удалены друг от друга на расстояние 100—150 м. Среднее за час число регистрируемых метеоров в сутки для установки данного типа составляет 60—80.

Для измерения дрейфов метеорных следов с 1971 г. по настоящее время используется комплекс аппаратуры «Ветровой патруль». Основные технические данные станции: длина волны 8,13 м, излучаемая мощность в импульсе 60 кВт, длительность импульса 40—50 мкс, чувствительность приемника при соотношении сигнал/шум, равном 2, составляет около 1 мкВ, частота следования импульса 300 Гц, излучаемая последовательность импульсов кодированная, каждый третий импульс сдвоенный. Аппаратура состоит из импульсного передатчика, приемно-регистрирующего устройства, блока управления положением антенн и антенных устройств. Измерение радиальной составляющей скорости дрейфа метеорных следов осуществляется нахождением доплеровского сдвига частот когерентно-импульсным методом. Подробное описание аппаратуры и методики обработки результатов наблюдений приведено в работе [4]. Количество метеорных радиоэхо, регистрируемых РЛС «Ветровой патруль» за один час, составляет в часы максимальной активности примерно 1000, в часы минимальной активности — около 50. Количество радиоэхо, пригодных для измерения дрейфа метеорных следов, равно соответственно 600 и 30.

В данной работе проведен комплексный анализ полученных в результате наблюдений экспериментальных рядов с предварительным введением поправок на селективность аппаратуры и различие методов измерений.

Ниже рассмотрены сезонный и годовой ход зональной и меридиональной составляющих скорости преобладающего ветра, а также регулярный перенос, рассчитанный по формуле $U_{\text{пер}} = (U_{\text{НС}}^2 + U_{\text{EW}}^2)^{1/2}$ и характеризующий интенсивность переноса воздушных масс. По многолетним данным интенсивность переноса варьирует от 5 до 30 м/с. Скорость зональной компоненты изменяется от —5 до 25 м/с, а меридиональной — от —15 до 15 м/с при средней ошибке 1,0—1,5 м/с.

В зимний период преобладает юго-западный перенос, летом — северо-западный. Основными составляющими в сезонных колебаниях скорости ветра были годовая и полугодовая. В зональной компоненте преобладает полугодовая компонента, меняющаяся в пределах от 3 до 10 м/с, амплитуда годовой составляющей по-

рядка 3—5 м/с. В меридиональной компоненте преобладает годовая составляющая с амплитудой 5—10 м/с, амплитуда полугодовой составляющей — порядка 2—4 м/с. Годовая составляющая обусловлена естественным процессом смены теплого полугодия на холодное, когда юго-западный ветер зимой меняется летом на северо-западный. Полугодовая составляющая связана с кратковременными осенними и весенними преобразованиями в циркуляционном режиме атмосферы.

С целью выявления основных климатических трендов в поведении меридионального и зонального ветра нами проведено отфильтровывание из исходного ряда составляющих с периодами

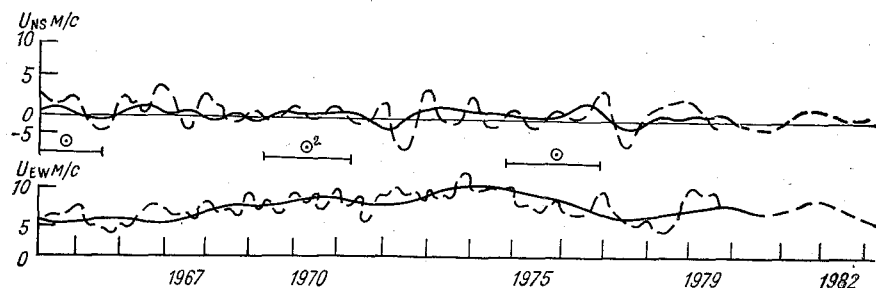


Рис. 1. Сглаженные скользящие составляющие зонального и меридионального ветра.

☉ — спокойное солнце, ☉² — активное солнце; сплошная линия — сглаженные отфильтрованные составляющие, штриховая — осредненные методом последовательного сглаживания по 8 точкам составляющие, отражающие сезонные вариации.

от года и менее. Фильтрация проводилась методом последовательного скользящего сглаживания по 12 точкам со сдвигом на одну точку. На рис. 1 приведены сглаженные составляющие зонального и меридионального ветра. Средняя скорость зонального потока составляет 6,5 м/с, экстремальные значения — 2,5 и 12,5 м/с. Средняя за период скорость меридионального ветра близка к нулю. Это свидетельствует о том, что в нижней термосфере средних широт отсутствует межширотный обмен, связанный с меридиональной циркуляцией. Соответственно, флуктуации скорости меридионального потока изменяются в пределах —5...5 м/с.

Анализ межгодового сглаженного тренда позволил выявить влияние некоторых климатических факторов на меридиональную и зональную циркуляции, проявляющееся в следующем.

1. В меридиональной циркуляции четко выделяется квазидвухлетняя составляющая со средней амплитудой порядка 2,5 м/с. При этом фаза каждой вновь повторяющейся цикличности изменяется на 180° .

2. В зональной составляющей также присутствует квазидвухлетняя периодичность, которая проявляется в виде модуляции ос-

нового зонального потока; причем усиление южного ветра в квазидвухлетней меридиональной циркуляции сопровождается усилением западного, а усиление северного ветра приводит к ослаблению западного.

3. Полярная диаграмма изменений в пространстве вектора квазидвухлетней составляющей направлена по часовой стрелке; при этом от одного цикла к другому происходит смена начальной фазы с западной на восточную и далее на западную.

4. Зональный поток промодулирован также 11-летней составляющей таким образом, что минимум зонального потока приходится на годы, следующие за годом спокойного Солнца.

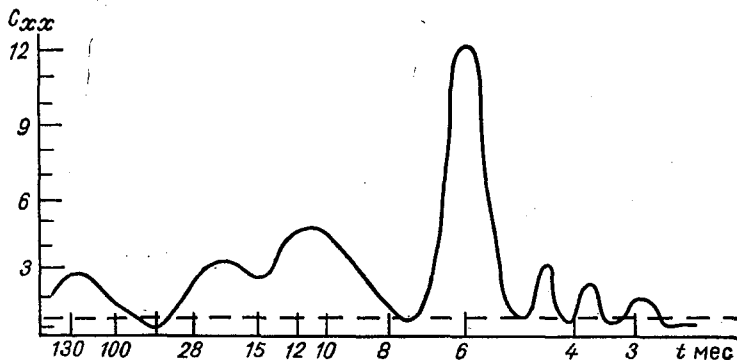


Рис. 2. Распределение спектральной плотности многолетнего временного ряда скорости преобладающего ветра.

Хотя эти выводы являются предварительными ввиду малой статистической обеспеченности (базируются только на 16-летнем экспериментальном материале), тем не менее их можно использовать в качестве рекомендаций для прогностических целей.

Очевидно, что особенности изменения годовой и квазидвухлетней составляющих ветра являются характерными для средних широт нижней термосферы и, безусловно, требуют своего подтверждения на более длительных реализуемых рядах. Эти особенности могут быть использованы в виде исходных климатических параметров по среднеширотной области нижней термосферы.

С целью выявления периодических изменений ветра в нижней термосфере для трех рассмотренных выше рядов скорости ветра было проведено спектральное разложение. Результаты спектрального анализа временных рядов представлены на рис. 2. Значения автокорреляционной функции понижаются до нуля при временном сдвиге на 2—3 месяца, временной радиус корреляции ветра составляет соответственно 2—3 месяца, что подтверждает факт корреляции ветра внутри сезона. На основе анализа спектральных кривых меридиональной компоненты преобладающего ветра

можно выделить следующие временные масштабы изменчивости: 130—134, 24—28, 10—12, 6—8 и 3—4 месяца. Аналогичные периодичности выявлены также для зональной компоненты и регулярного переноса, с разницей лишь в мощности выбросов спектральной плотности, соответствующих колебаниям в одинаковом интервале масштабов.

Предположение стационарности рассматриваемого процесса в течение 5—6 лет дало возможность проанализировать составляющие скорости ветра с периодами, превышающими 5 лет. Анализ результатов спектрального разложения позволяет выделить некоторые особенности полученных спектров. К их числу можно отнести наличие явно выраженной преобладающей годовой со-

Таблица 1

Значения амплитуды (м/с) долгопериодных гармонических составляющих скорости ветра

Компонента ветра	Период	Выделенный период, мес			
		130—132	26—28	12	6
Меридиональная	1964—1979	$2,8 \pm 0,9$	$2,5 \pm 0,8$	$4,5 \pm 0,6$	$1,5 \pm 0,6$
	1965—1967		$3,0 \pm 1,1$	$4,8 \pm 0,8$	$2,2 \pm 1,0$
	1968—1970		$1,0 \pm 0,6$	$2,8 \pm 0,6$	$1,4 \pm 0,6$
	1971—1973		$3,1 \pm 0,7$	$5,7 \pm 0,7$	$0,5 \pm 0,6$
	1973—1975		$1,6 \pm 0,8$	$4,5 \pm 1,0$	$1,2 \pm 0,6$
	1976—1978		$3,7 \pm 1,0$	$3,0 \pm 0,9$	$2,1 \pm 0,9$
Зональная	1964—1979	$2,0 \pm 0,8$	$1,9 \pm 0,7$	$1,6 \pm 0,7$	$2,2 \pm 0,6$
	1971—1973		$1,8 \pm 1,0$	$1,8 \pm 0,8$	$1,5 \pm 0,7$
	1974—1976		$1,4 \pm 0,6$	$1,4 \pm 0,6$	$2,1 \pm 0,6$
	1976—1978		$2,3 \pm 0,8$	$1,9 \pm 0,7$	$2,2 \pm 0,6$

ставляющей для меридиональной компоненты и полугодовой составляющей для зональной компоненты скорости преобладающего ветра, которые связаны с полугодовыми изменениями индекса зональной циркуляции и принадлежностью метеорной зоны к высотам, на которых сказывается влияние страто- и мезосферных барических образований, а также циркуляционных систем термосферы.

Другой особенностью является наличие в выделенных спектрах квазидвухлетней составляющей с периодом порядка 24—28 месяцев, выделяемых с доверительностью, превышающей 2—3 σ . Длина исследуемого временного ряда длительностью в 190 месяцев не позволяет с убедительной достоверностью сделать вывод о присутствии в нем составляющих с 11-летним периодом. Тем не менее в выделенных спектрах присутствует выброс спектральной плотности, соответствующий периоду порядка 130—132 меся-

ца с доверительностью 1,5 σ . Это позволяет сделать предварительный вывод об 11-летнем цикле, связанном с естественным циклом солнечной активности.

Подтверждением возможного наличия периодичности в 11 лет служит явное возрастание скорости зональной составляющей и регулярного переноса в периоды увеличения солнечной активности. Для выделенных составляющих было проведено гармоническое разложение и определены амплитуды квазидвухлетней, годовой и полугодовой составляющих скорости ветра. Полученные результаты приведены в табл. 1. Основные изменения с периодами от года и выше отмечаются в основном в вариациях меридиональной компоненты.

В ряде работ [1, 5, 8] рассматриваются спектральные характеристики флуктуаций ветра в М-зоне в частотной области внутренних гравитационных волн с периодами от 15 мин до 3—4 ч. В частотном спектре квазипериодических флуктуаций ветра в М-зоне присутствует широкий спектр частот от внутренних гравитационных волн и приливных колебаний до синоптических и планетарных масштабов.

Накопленные к настоящему времени результаты радиометеорных измерений позволяют выделить составляющие с периодами от полугода и года до квазидвухлетних [7]. Вся имеющаяся информация о частотных характеристиках ветра в М-зоне нижней термосферы относится к разрозненным измерениям, выполненным в том или ином пункте, и получена на рядах наблюдений с различной дискретностью измерений.

При наличии широкого спектра частот существующие общепринятые методики спектрального разложения квазипериодических составляющих ветра априори полагают квазистационарность анализируемых процессов. Так, к примеру, на климатическом тренде поля давления, температуры или ветра статистические флуктуации этих характеристик с синоптическими периодами представляются в виде спектра «белого шума».

На сезонном или внутрисезонном тренде приливные колебания (ПК) относятся к белому шуму, подобно тому, как на синоптических масштабах спектр внутренних гравитационных волн (ВГВ) также относится к шуму. Аналогичную картину можно представить и наоборот, а именно: в спектрах ВГВ и ПК синоптические и сезонные колебания представляются в виде «красного шума».

Для корректного выделения составляющих в том или ином частотном диапазоне необходимо использовать двухмасштабное разложение спектра как в области красного, так и белого шума.

В данной работе проведено спектральное двухмасштабное разложение ветровых характеристик по измерениям на радиометеорной станции в г. Фрунзе за период наблюдений с 1964 по 1980 г. Спектральное разложение есть не что иное, как Фурье-преобразование от корреляционной функции, указывающее на плотность распределения дисперсии случайного процесса с данной частотой.

Для оценки амплитуд выделяемых периодичностей к соответствующим рядам применялось гармоническое разложение в ряд Фурье, позволившее проанализировать амплитуды соответствующих составляющих. Для каждого значения спектра с помощью критерия χ^2 вычислялся доверительный интервал. Критерий χ^2 для уровней значимости 0,5 и 0,3 выбирался из таблицы [10]. Нами анализировались только те выделенные временные масштабы, которые имеют доверительную вероятность $0,7 \leq P \leq 0,9$. Гармоническое разложение в ряд Фурье проводилось с использованием метода наименьших квадратов, позволяющее оценивать ошибки выделяемых амплитуд.

Выявление характера распределений суточного и полусуточного приливов, а также составляющих с синоптическими периодами достаточно подробно освещено во многих работах и в дан-

Таблица 2

Наиболее характерные периоды колебаний скорости ветра

Период T	0—15 мин	30—50 мин	60—200 мин	4—8 ч	12 ч	24 ч	18—36 ч	3—4 сут
A м/с	20—25	10—13	10—15	6—8	12—20	8—12	4—6	3—6
A^2 м ² /с ²	400—625	100—169	100—225	36—64	144—400	64—144	16—36	9—36
K	0,6	0,3	0,3	0,8	1	1	0,2	0,4
E м ² /с ²	240	30—50	30—66	26—51	144	64	3—7	4—14

Период T	7—9 сут	13—14 сут	18—20 сут	27—30 сут	6 мес	12 мес	26—28 мес	130—132 мес
A м/с	4—7	4—8	5—8	4—6	6—8	4—5	2—4	2—3
A^2 м ² /с ²	16—49	16—64	25—64	16—36	36—64	16—25	4—16	4—9
K	0,5	0,5	0,5	1	1	1	0,5	1
E м ² /с ²	3—25	8—32	12—32	25—36	36	16	2—3	4—9

ной работе мы ограничимся только наиболее характерными периодами и диапазонами их возможных амплитуд, которые приведены в табл. 2. Отметим, что при выделении синоптических составляющих с периодами от 4 до 30 сут методом скользящего сглаживания отфильтровались высокочастотные составляющие с периодами $T \leq 24$ ч на временных интервалах от 80 до 120 сут. Низкочастотный тренд с сезонным и межгодовым ходом исключался путем наложения на анализируемые ряды в 80—120 сут межсезонной изменчивости ветра с периодами более 6 мес. Особенностью зональной компоненты в зимние периоды является преобладание низкочастотных колебаний с периодами от 7 до 20 сут с максимумом спектральной плотности, приходящимся на 7—9 и 13—14 сут, связанным с наличием в атмосфере естественных синоптических периодов. Периодичность 18—20 сут харак-

терна для периодов страто- и мезосферных потеплений. Все три отмеченные периодичности как по спектральной плотности, так и амплитудам (от 4 до 8 м/с) эквивалентны.

В летний период на метеорных высотах преобладают периодичности в коротковолновой части спектра.

Особенностью переходных периодов является сравнительно высокая доверительность колебаний синоптического масштаба в меридиональной компоненте относительно зональной. Результаты спектрального анализа в области красного шума с соответствующими средними за период наблюдений амплитудами приведены в табл. 2. Основной климатической составляющей в меридиональной циркуляции является квазидвухлетняя составляющая с амплитудой 2—4 м/с. Данные ряды, хотя и не позволяют достоверно выделить 11-летнюю составляющую, тем не менее гармонический анализ при разложении исходного ряда с основным периодом в 132 месяца дает ее амплитуду в 2—3 м/с. 11-летняя составляющая наглядно проявляется в климатическом тренде зональной составляющей [6].

Таким образом, в флуктуациях ветра на метеорных высотах как в области белого, так и в области красного шума присутствует развитый спектр квазипериодических колебаний ветра от диапазона ВГВ до климатических возмущений. В табл. 2 приведена пульсационная скорость в интервале 0—15 мин, отождествленная со спектром турбулентности.

Учитывая, что некоторые выделяемые частоты выражаются в виде коротких цугов колебаний с двух- или трехкратным повторением волны в цуге, нам представляется целесообразным ввести коэффициент заполнения K , отражающий отношение суммарной длительности выделяемых возмущений к интервалу наблюдений, т. е. $K = \frac{\tau_v}{T}$. Для диапазона ВГВ и ПК за интервал наблюдений возьмем сутки, т. е. $T = 24$ ч. Скажность синоптических периодов будем рассматривать относительно месячного интервала, т. е. $T = 30$ дней, скажность годовых и квазидвухлетних колебаний — относительно имеющегося климатического ряда, т. е. $T = 16$ лет. В табл. 2 приведены фактические коэффициенты заполнения K относительно суточного, месячного и климатического рядов.

Анализ распределения удельной энергии колебаний E^2 показывает, что из периодических процессов наиболее значительный вклад в энергетику нижней термосферы вносят приливные колебания с периодом 12 и 24 ч, а также сезонные колебания с периодом 6 и 12 мес. Из нерегулярных движений наибольший вклад вносит мелкомасштабная турбулентность, вариации которой зачастую имеют суточный ход с минимумом в дневные часы, коэффициент заполнения которой $K \leq 0,6$. Из табл. 2 видно, что пренебрегать ролью ВГВ, доля которой соизмерима с энергией суточного прилива, также нельзя.

В заключение следует отметить, что все приведенные в данной работе результаты могут быть использованы при выработке климатических норм разрабатываемой в настоящее время динамической модели стандартной ионосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Казанников А. М. Методика и некоторые результаты определения параметров ВГВ в нижней термосфере по данным радиометеорного зондирования в полярных широтах. — В кн.: Исследование оптических излучений ночного неба. — Якутский филиал СО АН СССР, 1979.
2. Каримов К. А. Динамика воздушных течений в нижней термосфере и ее связь с процессами в тропо- и стратосфере. — Фрунзе: Илим, 1976. — 176 с.
3. Каримов К. А., Костромин В. М., Березовский М. И. Радиолокационная установка по наблюдению метеоров в Киргизии. — В кн.: Метеорное распространение радиоволн, № 3. Казань, 1966, с. 266—273.
4. Каримов К. А., Мукамбетов Т., Исаев М. О. Движение воздушных масс в верхней атмосфере. — В кн.: Исследование воздушных течений в верхней атмосфере. — Фрунзе: Илим, 1974, с. 3—20.
5. Каримов К. А., Лукьянов А. Е. Дрейфы метеорных следов как индикаторы внутренних гравитационных волн. — *Астрономический вестник АН СССР*, 1978, т. XII, № 4, с. 222—226.
6. Каримов К. А. Многослойная модель средней атмосферы. — Фрунзе: Илим, 1980. — 150 с.
7. Сперанский К. Е., Рязанова Л. А. Режим ветра на высотах 30—140 км в средних широтах северного полушария. — В кн.: Взаимодействие метеорного вещества с атмосферой Земли. — Фрунзе: Илим, 1978, с. 95—103.
8. Тептин Г. М. Временные характеристики атмосферных движений на высотах 80—100 км. — Изв. АН СССР, ФАО, 1971, т. VII, № 8.
9. Худсон Д. Статистика для физиков. — М.: Мир, 1967.
10. Fellons S. S., Glass M. Short time-scale wind variation observed with the Garshy meteor radar. — *COSPAR, Space Res.*, 16, Berlin, 1976, p. 313—318.
11. Spichono A. Meteor trail radar winds over Europe. — *Progress Astro-nautics, Aeronautics*, 1973. N 27, London.

Н. И. Воробьева, Ю. П. Лаушкин, Н. И. Яковлева

О СТАТИСТИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА НА УРОВНЯХ H_{30} и H_{50}

Исследования статистической структуры метеорологических полей имеют большое значение для выявления ряда закономерностей, широко используемых в прикладных задачах метеорологии. Сравнительно хорошо изучена структура метеополей в приземном слое атмосферы и в тропосфере до тропопаузы [1, 8]. Выше из-за недостатка исходной информации данные о статистической структуре полей весьма ограничены. Несколько лучше обстоит дело с барическими полями [2, 3]. Поля температуры воздуха, в частности, в стратосфере изучены в статистическом плане

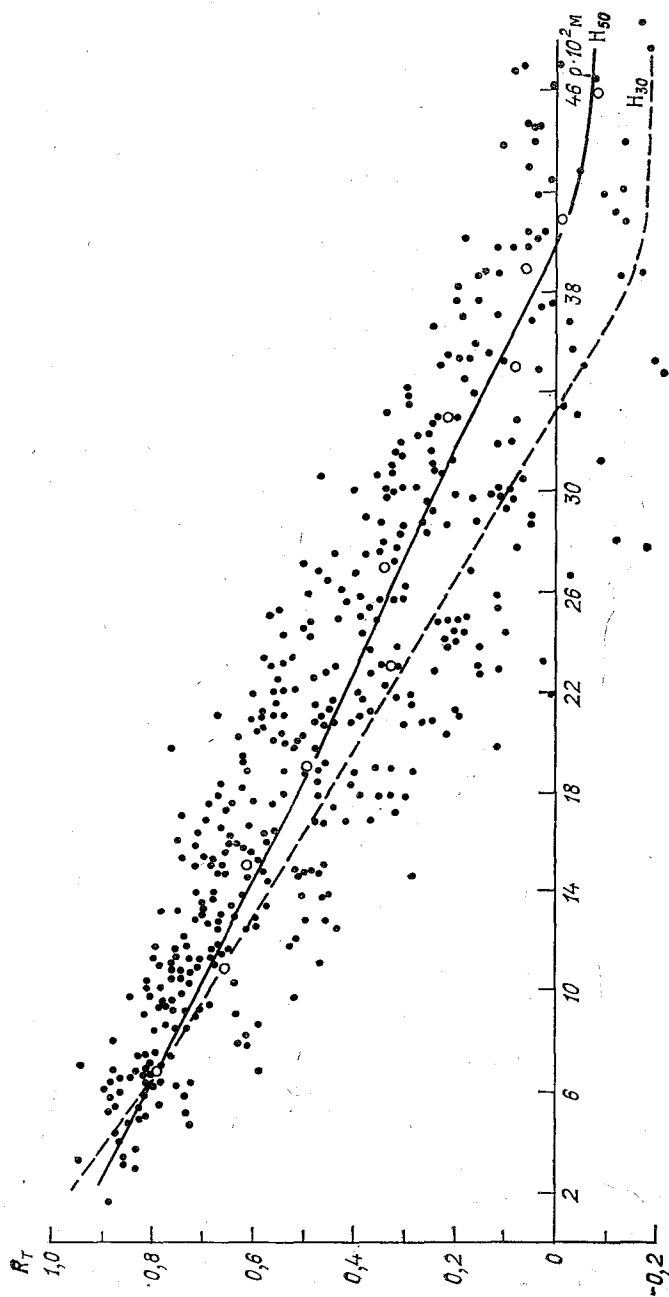
хуже и, как правило, синоптический анализ их не проводится. В работе [5] автокорреляционная функция в поле температуры $R_T(\rho)$ построена для диапазона больших расстояний между станциями (2—16 тыс. км) и для высот 30—50 км по данным ракетного зондирования. В работе [4] функция $R_T(\rho)$ рассчитана для уровня H_{10} (≈ 32 км) по данным радиозондирования 141 станции материка Евразии. Выводы, полученные в двух указанных статьях, не совсем согласуются между собою.

Нами проведено исследование горизонтальной статистической структуры полей температуры воздуха на уровнях 50 гПа (высоты 20—25 км). Для расчета автокорреляционных функций использованы данные радиозондирования 28 станций на уровне H_{30} и 31 станции на уровне H_{50} материка Евразии за январь 1970—1977 гг. Станции выбирались так, чтобы можно было рассчитать автокорреляционную функцию как вдоль средней широты ($\varphi \approx 55^\circ$ с.), так и вдоль среднего меридиана ($\lambda \approx 45^\circ$ в. д. от Мурманска до Анкары). Общий диапазон долгот рассматриваемой области составляет 10° з. д. — 110° в. д., а диапазон широт — 70° — 40° с. Использовались данные наблюдений за утренний срок по датам января с разрывом в 3—4 дня, чтобы ослабить влияние временной связности в исходной информации. Общий объем выборки составляет 88 случаев для уровня H_{30} и 80 случаев для уровня H_{50} .

Анализ карт дисперсии σ^2 и средних по выборке N показал, что на обоих уровнях проявляется широтный характер распределения σ^2 и N : низкие значения N и высокие σ^2 на севере (60° — 70° с. ш.), повышение средних и уменьшение изменчивости к югу (40° с. ш.). На уровне H_{30} в целом наблюдаются более высокие значения изменчивости ($\bar{\sigma} = 6,8^\circ\text{C}$) и температуры ($\bar{t} = -62,3^\circ\text{C}$), чем на уровне H_{50} (5,8 и $-63,7^\circ\text{C}$ соответственно). Значения σ с севера на юг уменьшаются в 1,7—1,9 раза (8 — $4,6^\circ\text{C}$ на уровне H_{30} и $7,6$ — 4°C на уровне H_{50}).

Более высокий фон температуры воздуха и ее изменчивости на уровне H_{30} можно объяснить тем, что этот уровень соответствует среднему, на котором часто происходят стратосферные потепления зимой.

На рисунке показаны осредненные автокорреляционные функции $\bar{R}_T(\rho)$, нормированные на дисперсию. Для уровня 50 гПа (H_{50}) показаны все точки, по данным которых рассчитывались средние значения $\bar{R}_T(\rho)$. Осреднение $R_T(\rho)$ производилось для серии точек каждого диапазона расстояний 200 км. Автокорреляционные функции $\bar{R}_T(\rho)$, показанные на рисунке, получены по данным всех станций. Предельное расстояние ρ для построения автокорреляционных функций составляет около 5500 км. Различие функций $\bar{R}_T(\rho)$ для двух уровней незначительное. Однако можно отметить, что на уровне H_{30} ослабление пространственных корреляционных связей происходит несколько быстрее, чем на уровне H_{50} .



Обобщенные пространственные автокорреляционные функции $\overline{R_T}(\rho)$ температуры воздуха за январь для уровней H_{50} и H_{30} .

Если радиус корреляции ρ_0 оценивать как расстояние, на котором происходит ослабление связи в e^{-1} раз (ρ_0^I), то на уровне H_{50} радиус корреляции ρ_0^I составляет 2900 км, на уровне H_{30} — 2500 км. Если оценивать ρ_0 по расстоянию, на котором функция $R_T(\rho)$ пересекает первый раз ось абсцисс (ρ_0^{II}), то на уровне H_{50} $\rho_0^{II} = 4100$ км, на уровне H_{30} $\rho_0^{II} = 3400$ км. Провести сравнение результатов нашей работы с опубликованными аналогичными данными не представляется возможным, так как для этих уровней исследования полей температуры не проводились. Однако, сравнивая данные с результатами работы [5], в которой анализируются функции $R_T(\rho)$ для уровня 10 гПа, можно отметить общий характер функций $R_T(\rho)$. Однако на уровне H_{10} радиус корреляции несколько больше ($\rho_0^I \approx 2500$ км, $\rho_0^{II} \approx 5500$ —6000 км), что может свидетельствовать о постепенном увеличении размеров термобарических возмущений с высотой.

Анализ автокорреляционных функций $R_T(\rho)$, рассчитанных вдоль среднего меридиана и средней широты, на данном статистическом материале, не выявил каких-либо существенных различий по сравнению с обобщенной функцией $R_T(\rho)$ для соответствующего уровня.

Более интересные выводы получаются при анализе функций $R_T(\rho)$, рассчитанных для отдельных широтных зон. Как уже отмечалось, диапазон рассматриваемых широт составляет почти 30° (70° — 40° с.). Были выделены две зоны к северу и к югу от средней широты ($\varphi = 55^\circ$ с.).

В таблице приведены значения радиусов корреляции, определенные двумя способами (указанными ранее) по соответствующим широтным автокорреляционным функциям $R_T(\rho)$. Как видно из данных таблицы, значения радиусов корреляции на разных широтах существенно различны. Функции $R_T(\rho)$ ослабевают медленнее в зависимости от расстояния в южной широтной зоне и быстрее — в северной.

Различие значений радиусов корреляции $\delta\rho_0^{II}$ составляет 800 км. По-видимому, они могли быть больше, если использовать более контрастные широтные зоны. Подтверждением выявленных особенностей функции $R_T(\rho)$ для разных широтных зон могут служить выводы, полученные в работах [3, 7]. В этих работах по-

Значения радиусов корреляции ρ_0 (км) для разных широтных зон

Широтные зоны, ° с.	I ρ_0	II ρ_0	Число станций
Уровень H_{50}			
47—53	3050	4400	13
53—60	2500	3600	12
47—60	—	4000	24
Уровень H_{30}			
45—55	2580	3600	14
55—60	1850	2800	10
45—60	—	3200	21

казано, что $R_T(\rho)$ на широте 40° с. уменьшается с расстоянием медленнее, чем на широтах $65-85^\circ$ с.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Болтенков В. П. Некоторые характеристики трехмерной макроструктуры температуры воздуха. — Труды ГГО, 1966, вып. 191, с. 47—57.
2. Бугаева Н. В., Куракин В. С., Токарев Б. Ф. Объективный анализ геопотенциала в стратосфере, оптимальное размещение сети станций ракетного и высотного радиозондирования атмосферы. — Труды Второго международного симпозиума по космической метеорологии. М.: Гидрометеиздат, 1978, с. 45—57.
3. Бугаева Н. В., Куракин В. С., Пурганский В. С., Токарев Б. Ф. Применение метода оптимальной интерполяции для объективного анализа геопотенциала в стратосфере. — Труды ЦАО, 1976, вып. 123, с. 27—38.
4. Гайтанджиев Г., Захариев В., Самарджиев Т. Статистическая структура поля температуры в средней стратосфере. — Хидрология, метеорология, 1980, № 1, вып. 29, с. 13—18.
5. Захариев В., Проданова М. О некоторых закономерностях в статистической структуре температурного поля в стратосфере по ракетным данным. — Хидрология, метеорология, 1972, вып. 21, кн. 4, с. 39—45.
6. Комаров В. С. Пространственные корреляционные связи температуры в свободной атмосфере над некоторыми районами северного полушария. — Труды НИИАК, 1967, вып. 40, с. 27—38.
7. Мартемьянов В. И. О статистической структуре среднемесячного поля давления у земли. — Труды ГГО, 1974, вып. 298, с. 117—123.
8. «Статистическая структура метеорологических полей». Под ред. Захариева В. И., Целнаи Р. и др. Будапешт, 1976, 364 с.

СИНОПТИКО-КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ УСЛОВИЯ НА СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ В ПЕРИОД ЗАСУХ

В работах [4, 5] были рассмотрены макроциркуляционный индекс Z_p , основанный на сопряженности метеорологических ситуаций в ЕТС и Восточном Казахстане и отражающий условия развития меридиональных процессов на территории СССР, и индекс Z_n , отражающий термический режим и условия влажности среднего и южного Поволжья. В дополнение к этим индексам позднее был вычислен макроциркуляционный индекс Z_A , подобный индексу Z_n и отражающий условия Восточного Казахстана и Алтайского края.

Индексы Z_m , Z_p и Z_A были рассчитаны за период 1891—1978 гг. Сравнение их между собой показало, что индекс меридиональности Z_m хорошо связан как с индексом засушливости над районами Поволжья Z_p ($R=0,63$), так и с индексом засушливости над районами Восточного Казахстана и Алтая— Z_A ($R=-0,42$ при $\sigma_R=0,11$); индексы Z_p и Z_A между собой не связаны ($R=0,01$). Это позволило предположить, что все три индекса отражают разные стороны макроциркуляционного процесса, который создает условия для появления летней засушливости в районах ЕТС и Восточного Казахстана.

В табл. 1 представлены выборки лет с экстремальными индексами Z_m , Z_p и Z_A . Максимальными считались значения $Z \geq 2,5\sigma$. Средние значения аномалий давления для пяти длиннорядных станций, расположенных в восточных районах ЕТС, за указанный период лет при положительных значениях индексов Z_m и Z_p составляют 5 гПа, т. е. среднее давление над востоком ЕТС выше нормы, а при отрицательных значениях индекса Z_m —ниже нормы (средняя аномалия составляет -3 гПа). Положительные значения индекса Z_m обозначают, что над ЕТС формируется положительная аномалия температуры, обусловленная развитием высокого антициклона в восточных районах ЕТС. В то же время над Восточным Казахстаном и Алтайским краем формируется очаг холода. Положительные индексы Z_p и Z_A отражают степень развития засушливых явлений в районе Поволжья и Алтайского края соответственно.

Сопоставление данных табл. 1 позволило отобрать годы с ярко выраженной меридиональностью процессов, приводящей либо к засухам на ЕТС (совпадающие положительные значения индексов Z_m и Z_p), либо к засухам в Восточном Казахстане (совпадаю-

Таблица 1

**Выборки лет с засухами по экстремальным значениям
индексов засушливости**

Z_M (ЕТС, 17 лет)	Z_P (18 лет)	Z_A (23 года)	Z_M (Алтай, 24 года)
1891(14)	1891(8)	1893(7)	1893(—14)
1897(18)	1897(8)	1900(7)	1900(—16)
1898(12)	1901(8)	1901(8)	1904(—17)
1903(16)	1906(9)	1909(9)	1908(—8)
1905(9)	1920(8)	1915(7)	1909(—14)
1906(15)	1921(8)	1920(8)	1912(—11)
1921(14)	1924(7)	1923(7)	1915(—13)
1925(10)	1931(6)	1929(8)	1916(—8)
1936(15)	1936(6)	1931(8)	1918(—9)
1954(15)	1939(8)	1935(8)	1923(—13)
1957(8)	1948(9)	1940(9)	1928(—11)
1959(9)	1951(7)	1943(7)	1933(—9)
1966(8)	1957(10)	1944(7)	1941(—12)
1967(8)	1959(6)	1945(6)	1942(—10)
1972(15)	1967(8)	1951(10)	1944(—12)
1975(15)	1972(7)	1955(10)	1945(—15)
1977(8)	1975(9)	1962(10)	1953(—8)
	1977(7)	1963(6)	1955(—17)
		1965(8)	1961(—8)
		1968(7)	1965(—18)
		1974(10)	1969(—11)
		1976(7)	1974(—18)
		1977(6)	1976(—18)
			1978(—10)
Средняя аномалия давления (гПа) пяти длиннорядных станций на востоке ЕТС			
5	5	0	—3

щие отрицательные значения индекса Z_M и положительные значения Z_A). Эти годы приведены в табл. 2. Годы, не вошедшие в эти выборки, были отнесены к типам засух, которые возникают при слабом развитии меридиональных процессов летом. Примерно половина засух в Казахстане формируется, как будет показано ниже, при развитии зональной формы циркуляции (см. табл. 2).

Особый интерес вызывают годы с большими значениями Z_P и Z_A одновременно (например, 1901, 1920, 1931 и 1951 гг.). Это

те редкие годы, когда засухой были охвачены одновременно практически все зернопроизводящие районы СССР [1]. В этих случаях несмотря на существование высокого стационарного антициклона над востоком ЕТС (средние аномалии давления за лето в восточных районах составляли, например, в 1901 г. 11 гПа, в 1920 г. — 7 гПа) перепад температуры Европейская часть СССР — Восточный Казахстан отсутствовал и такие засухи можно было обнаружить только при сопоставлении индексов Z_p и Z_d .

Данные табл. 2 послужили основой для анализа особенностей строения барического и термического полей на всем северном полушарии в период засух. По этим данным были построены средние карты полей температуры и давления северного полушария. Анализ средних карт, построенных по первой выборке (11 лет), показал, что засухи этого типа возникают при повышенном давлении в высоких и средних широтах и высокой меридиональности процессов. При этом восточные районы ЕТС характеризуются по-

Таблица 2

Основные типы засух

Тип засух	Год										
Засухи на ЕТС при меридиональной циркуляции . .	1891	1897	1906	1921	1936	1957	1959	1967	1972	1975	1977
Засухи в Восточном Казахстане при меридиональной циркуляции	1893	1900	1909	1915	1923	1944	1945	1955	1965	1974	1976
Засухи в Казахстане при зональной циркуляции . .	1929	1935	1940	1943	1962	1963	1968				
Засухи на ЕТС и в Казахстане одновременно . . .	1901	1920	1931	1951							

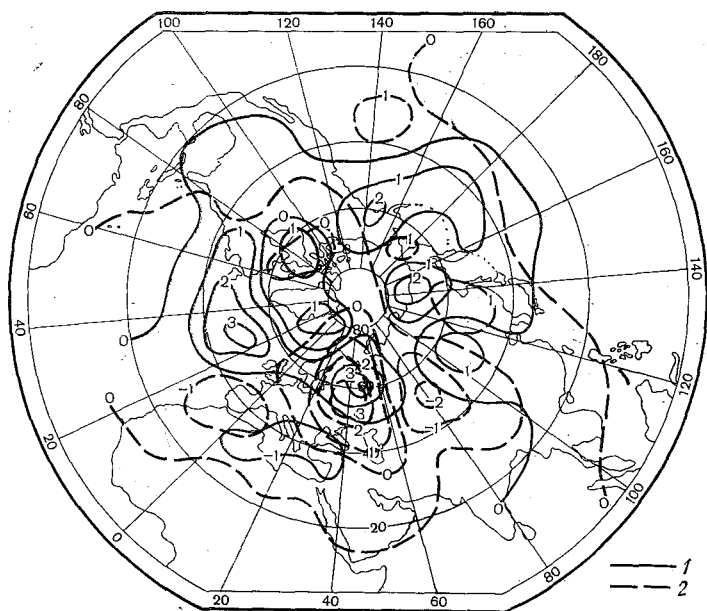
вышенным давлением и температурой, а Восточный Казахстан, Западная Сибирь и Алтай — пониженным давлением и пониженной температурой.

Карты, построенные по второй выборке, выявляют противоположные черты в строении барического и термического полей северного полушария. Обширная область пониженного давления занимает северные районы ЕТС и распространяется на север Западной Сибири и в полярные широты. Вероятно, наиболее характерная особенность барического поля северного полушария при засухах в Европейской части СССР и в Казахстане — повышенный фон давления в полярных широтах при засухах первого типа и пониженный — при засухах второго типа. Этот результат впервые был получен Л. П. Спириной при использовании средних широтных данных по давлению.

Сравнение средних карт давления по первым двум выборкам

(см. табл. 2) указывает также на закономерное чередование районов высокого и низкого давления, гребней и ложбин в умеренных широтах. Выявляется четкая смена аномалий давления и температуры над Евразией при переходе от первой выборки ко второй.

На рисунке приведена карта разностей средних аномалий давления и температуры при меридиональных засухах на ЕТС и в Восточном Казахстане. При положительных (отрицательных) значениях индекса Z_m наблюдается повышенное (пониженное) давление на ЕТС и пониженное (повышенное) в районах Восточного Казахстана и Восточной Сибири. Аналогичный характер распределения аномалий температуры и давления сохраняется при осреднении за май — июль. Из рисунка видно, что в годы, на которые приходились засухи при меридиональной цир-



Разности средних аномалий давления (1) и температуры (2) на ЕТС и в Восточном Казахстане при меридиональной циркуляции. Апрель — июнь.

куляции, над Евразией наблюдалась система волн, обуславливающая сопряженность температуры на ЕТС и в Восточном Казахстане [2, 3]. Можно предположить, что подобная система волн давления летом существует в Западной Европе и ЕТС, что позволяет говорить о сопряженности засух в этих районах [2, 3].

Средние карты давления, построенные по выборкам лет с за-

сухами в Казахстане и не связанные с меридиональной циркуляцией (см. табл. 2), показывают, что этот тип засух наблюдается при наличии очага низкого давления, расположенного в Восточных районах Арктики. В умеренных широтах северного полушария наблюдается зона небольшого повышения давления (до 1 гПа). Обширная область пониженного давления располагается в районе Индии. Стационарирование циклонов летом именно в этом районе способствует выносу по их восточной периферии перегретого и сухого воздуха из пустынных районов Гоби, что приводит к засухе в Восточном Казахстане. На средней карте температуры в районе Казахстана и Западной Сибири при этом наблюдается очаг тепла с аномалиями 2°C .

Анализ осредненных полей температуры и давления за годы, когда засухи на ЕТС сопровождались засухами в Восточном Казахстане, показал, что по характеру планетарной циркуляции эти засухи являются следствием развития гребня на ЕТС (меридиональный тип засух) и ложбины в районе Индии (зональный тип засух).

Таким образом, с помощью индексов $\bar{Z}_m$, $\bar{Z}_n$ и $\bar{Z}_a$ можно выявить основные особенности строения планетарных полей давления и температуры в северном полушарии в периоды засух в западных и восточных сельскохозяйственных районах СССР.

Для засух ЕТС характерно развитие определенной формы меридиональной циркуляции, которая способствует распространению засушливости от центральной Украины до центрального Казахстана. При этом районы Западной и Восточной Сибири, Восточного Казахстана и Алтайского края характеризуются достаточным увлажнением.

В Восточном Казахстане засухи возникают, как правило, при развитии над Евразией как меридиональных, так и зональных процессов. Засухи в этих районах могут возникать при разных барических полях. И наоборот, периоды достаточного увлажнения восточных районов характеризуются развитием определенной формы меридиональной циркуляции в летние и осенние сезоны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Байдал М. Х., Утешев А. С. О сопряженности явлений засух на Европейской территории СССР и северной половине Казахской ССР. — Труды КазНИГМИ, 1959, вып. 2 с. 130—144.
2. Гирская Э. И. Взаимосвязь аномалий температуры воздуха в северном полушарии в летний период. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 72—75.
3. Гирская Э. И. Сопряженность температуры полей северного полушария. — Автореф. дисс. — Л.: изд. ГГО. — 13 с.
4. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.
5. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 129—135.

СВЯЗЬ ТЕМПЕРАТУРЫ И ОСАДКОВ С УРОЖАЙНОСТЬЮ

Колебания климата в умеренной зоне, которая, располагая немногим более половины посевных площадей, за последние годы производит 2/3 общего количества зерна в мире и обеспечивает 75 % всего экспорта пшеницы, серьезно сказываются на урожайности [1].

Именно на годы с неблагоприятными климатическими условиями в этой зоне приходится уменьшения мировых запасов зерна. Анализ колебаний урожайности в 25 основных зернопроизводящих районах мира в течение 1950—1973 гг. показал, что примерно один раз в три года может быть недобор урожая в 27 млн. т относительно линии тренда [1, 9]. В экстремально неблагоприятные годы (1972, 1975 гг. и др.) потери зерновых могут быть еще больше.

Наступивший период неустойчивости климата, как предполагают исследователи, будет препятствовать дальнейшему росту урожайности. Поэтому совершенствование путей получения и эффективного использования информации о климате приобретает важное экономическое значение, поскольку необходимо будет планировать мероприятия по повышению урожайности с учетом возможных изменений климатических условий [1, 7]. Известно, что в СССР около 20 % современных пахотных земель находится в неблагоприятных почвенно-климатических зонах, и большая часть сельскохозяйственных угодий относится к зоне «рискованного земледелия», где урожаи очень подвержены воздействию погодных условий [7].

В данной статье рассматривается урожайность зерновых в зависимости от различных сочетаний отклонений сумм осадков и средних температур от нормальных условий вегетационного периода. Анализировалось влияние указанных сочетаний на урожайность зерновых в отдельных районах страны, подверженных засухам. В литературе существуют различные оценки роли влияния средних метеорологических условий вегетационного периода на урожайность. Однако большинство авторов отмечает, что годы с большими неурожаями почти целиком определяются экстремально неблагоприятными метеорологическими условиями вегетационного периода [2—6, 8]. Именно поэтому вопрос прогноза метеорологических условий вегетационного периода не теряет своей актуальности.

Выбор исследуемого периода (1945—1979 гг.) был определен наличием данных по урожайности [3, 4, 6].

Урожаю конкретного года соответствует определенное сочетание аномалий температуры ΔT и количества осадков ΔR за вегетационный период [5, 9].

Для четырех групп районов зернового пояса СССР, подверженных влиянию засух и отобранных по уровню урожайности

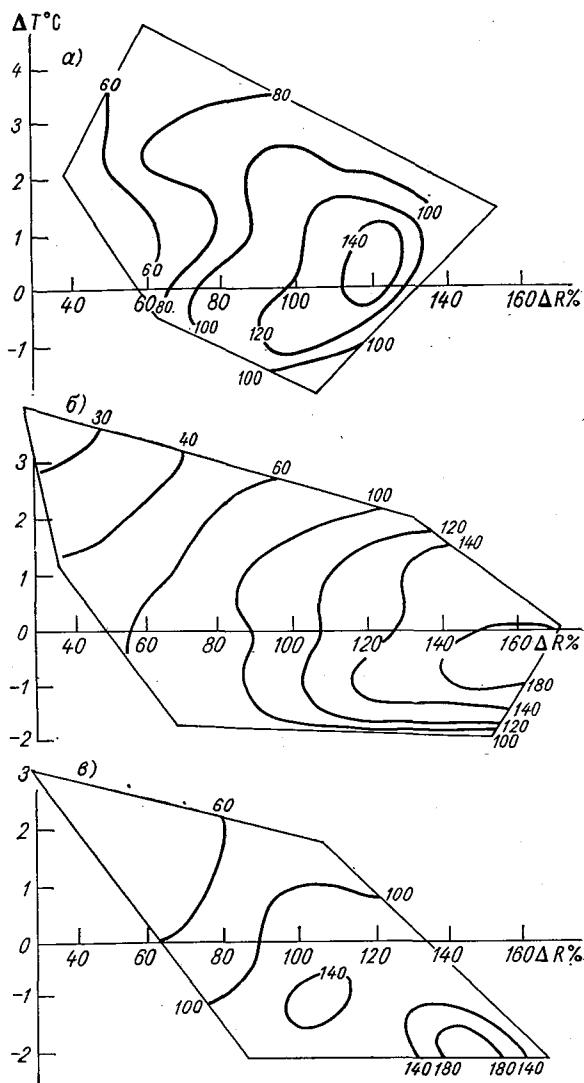


Рис. 1. Связь урожайности (в отклонениях от тренда) с аномалиями температуры и осадков за вегетационный период для разных групп областей.

а — первая группа: Донецкая, Ворошиловградская, Воронежская, Ростовская, Харьковская и Белгородская области; б — вторая группа: Волгоградская, Саратовская и Уральская области; в — четвертая группа: Семипалатинская область (северная и центральные части) и Алтайский край (северо-западные районы).

и климатическим особенностям, были построены графики зависимости между урожайностью (в отклонениях от параболического тренда, взятых из работы [8]), аномалиями температуры ($^{\circ}\text{C}$) и количеством осадков ($\%$ нормы) за вегетационный период.

В первую группу вошли Донецкая, Ворошиловградская, Воронежская, Ростовская, Харьковская и Белгородская области, а во вторую — Волгоградская, Саратовская и Уральская области; вегетационный период для этих групп областей — апрель — июнь. Вегетационный период для третьей и четвертой групп, в которые вошли Карагандинская, Павлодарская, Семипалатинская области и Алтайский край — май — июль [5].

На рис. 1 приведены изолинии, характеризующие урожайность зерновых в процентах от тренда. По осям отложены отклонения температуры и количества осадков от нормы.

Границы полигонов, имеющих неправильную форму, характеризуют вероятные диапазоны изменений температуры и осадков для данных районов (в наших случаях вероятность попадания в данный интервал климатических условий составляет 93—100 %). Для большинства районов диапазон изменения осадков больше, чем температуры, т. е. сбор урожая в большей степени зависит от осадков. Однако эта закономерность в разных группах неодинаковая.

Если первая группа областей относится к районам, имеющим более стабильные и высокие урожаи зерновых, то три другие сильно подвержены влияниям климатических особенностей [2, 8]. Так, при экстремальных условиях (границы экстремумов: для первой группы $\Delta T = 5 \dots -2^{\circ}\text{C}$, $\Delta R = 55 \dots 150\%$; для второй группы $\Delta T = 4,5 \dots -2^{\circ}\text{C}$, $\Delta R = 35 \dots 165\%$) урожайность может падать до 45 % (обе группы), а максимальная урожайность достигать 156 % (в первой группе) и даже 220 % (во второй группе) относительно средней урожайности. Наиболее оптимальные климатические условия в первой группе: для высоких урожаев (120 % и более от тренда) количество осадков от 100 до 130 % и температура в пределах нормы, для минимальных — дефицит осадков (40—50 % нормы) и аномалии температуры $\geq 2^{\circ}\text{C}$.

Для второй группы благоприятные условия для урожая обеспечиваются осадками в пределах 110—170 % и температурой несколько ниже нормы; минимальные урожаи наблюдаются при дефиците осадков (30 % нормы) и аномалиях температуры около 4°C . Для этой группы областей получены наиболее четкие зависимости урожайности от метеорологических условий вегетационного периода (см. рис. 1 б).

Для третьей и четвертой групп границы экстремумов соответственно равны: $\Delta T = 2,5 \dots -2,5^{\circ}\text{C}$, $\Delta R = 45 \dots 180\%$; $\Delta T = 3 \dots -2^{\circ}\text{C}$, $\Delta R = 30 \dots 165\%$. Вероятность попадания в данный интервал климатических условий для третьей и четвертой групп составляет 97—100 %. Однако экстремальные урожаи здесь зависят как от количества осадков, так и от температуры.

Минимальная урожайность в этих районах наблюдалась при недостатке осадков (30 % нормы в четвертой и 50 % нормы в третьей группах) и положительных аномалиях температуры 2,5...3 °С, максимальная — при осадках ≤ 150 % нормы и отрицательных аномалиях температуры ≤ -2 °С. Причем в большинстве случаев при количестве осадков более 160 % нормы урожайность начинает уменьшаться, так как при этом происходит вымокание или потери урожая вследствие полегания хлебов, а также размокания почвы, препятствующего работе техники при жатве.

Рисунок 1 дает достаточно четкие зависимости между урожайностью, температурой и осадками за вегетационный период.

Фактические значения аномалий температуры и осадков, осредненные за два месяца, сохраняют связь с урожайностью, но она менее четкая, чем определенная за весь вегетационный период. Так, для первой группы областей весенняя засушливость отрицательно сказывается на урожае. Однако апрельские погодные условия (как осадки, так и температура) мало показательны для урожайности. В этот период основная роль, вероятно, принадлежит влагозапасам почвы. Для высоких урожаев (120 % и более от тренда) в период июнь — июль необходимы осадки в пределах нормы и выше, а температура — в пределах нормы и ниже. Для восточных групп областей основную роль играют осадки мая. Для получения урожайности выше 130 % от тренда температурные условия второй части вегетационного периода (июнь — июль) должны быть близкими к норме или ниже ее. При росте аномалии температуры в эти месяцы урожайность падает.

Данные исследования носили предварительный характер. Однако такой подход к решению вопроса прогноза урожайности дает возможность подсчитать и ожидаемый экономический эффект от использования долгосрочных прогнозов температуры и осадков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Д'Арге Р. К. Климат и экономическая деятельность. — В кн.: Расширенные тезисы докладов Всемирной конференции по климату. ВМО, Женева, 1979, с. 385—406.
2. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Каталоги площадей комплекса осадки — температура для основных сельскохозяйственных районов юга ЕТС, Северного Казахстана и Западной Сибири. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 113—133.
3. Покровская Т. В. Связь урожайности зерновых культур в Северном Казахстане с метеорологическими условиями. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 22—28.
4. Раунер Ю. Л. О периодичности засух на территории зерновых районов СССР. — Изв. АН СССР, сер. геогр., 1976, № 6, с. 37—54.
5. Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Зависимость урожайности яровой пшеницы от средних метеорологических условий вегетационного периода на территории СССР. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 38—47.
6. Утешев А. С. Атмосферные засухи и их влияние на природные явления. — Алма-Ата: Наука, 1972. — 175 с.

7. Федоров Е. К. Погода и урожай.— Л.; Гидрометеониздат, 1973.— 56 с.

8. Яковлева Н. И. Пространственная структура аномалий урожая яровой пшеницы и метеорологических характеристик по территории СССР.— Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 67—74.

9. Crop yields and climate change. The year 2000.— Progress report, Washington, 1978, p. 55.

Л. Г. Полозова, А. А. Григорьева

РОЛЬ ЦИРКУЛЯЦИОННОГО ФАКТОРА В ОБРАЗОВАНИИ ЗАСУШЛИВЫХ ПЕРИОДОВ

Синоптико-климатологический анализ был и остается одним из основных физико-статистических методов исследования атмосферных процессов.

Классификация и каталогизация форм атмосферной циркуляции дает возможность определить их повторяемость. Для территории СССР разработано несколько типизаций атмосферных процессов с использованием синоптических или циркуляционных характеристик, дополненных каталогами их повторяемости. Одним из существенных недостатков типизаций Вангенгейма — Гирса и Дзердзеевского является отсутствие сведений об интенсивности процессов.

В 1976 г. Л. В. Клименко [2] была составлена синоптико-климатическая типизация атмосферных процессов и каталог, в который вошли сведения не только о повторяемости типов атмосферной циркуляции за период 1891—1974 гг., но и об их интенсивности. Эта типизация основана на учете трех факторов: приземного синоптического процесса (в рамках естественного синоптического периода), высотного деформационного поля и поля приземной температуры; она относится к южной половине ЕТС (45—55° с. ш. и 30—50° в. д.), где термические характеристики синоптических процессов однородны. Это обстоятельство и определило выбор типизации для исследования роли циркуляционных процессов в формировании засух.

Известно, что засухи связаны с развитием антициклонической циркуляции в толще тропосферы, сопровождающейся повышением температуры и сухости воздуха. Для весенне-летнего периода (май — июль) по каталогу [2] было подсчитано число дней с типами циркуляции, обуславливающими аномалию температуры 1°С и выше. Такими типами оказались летние процессы антициклонического типа (№ 1, 2, 3), северо-западных антициклональных вторжений (№ 2, № 3) и процессы западного типа (№ 1, 2). Все три группы летних процессов антициклонального типа характеризуются стационарованием или прохождением по ЕТС антициклонов чаще всего арктического происхождения, движущихся в меридиональном направлении. При этом в приземном слое образу-

Таблица I

Суммарная повторяемость (дни) засухообразующих типов циркуляции
(по Л. В. Клименко) за май — июль и годы засух в Европейской части
СССР по каталогам I и II

Год	Суммарная повторяемость типов циркуляции, дни	Засухи по каталогам		Год	Суммарная повторяемость типов циркуляции, дни	Засухи по каталогам	
		I	II			I	II
1891	52+	+	+	1940	25		
1892	45+	+	+	41	13		
93	29			42	16		
94	20			43	24		
95	32			44	17		
96	21			45	7		
97	79+	+	+	46	55+	+	
98	30		+	47	35		
99	23			48	56+		+
1900	27			49	42+		+
01	47+	+	+	1950	24	+	
02	38+			51	41+	+	+
03	49+			52	15		
04	17			53	36		
05	41+	+		54	42+	+	+
06	76+	+	+	55	19		
07	40+	+		56	17		
08	21			57	39+	+	+
09	18			58	22		
1910	52+			59	52+	+	+
11	40+	+		1960	32		
12	15			61	27	+	
13	16			62	11	+	
14	54+	+		63	42+	+	
15	21			64	22		
16	15			65	5	+	
17	29	+		66	35		
18	22			67	20	+	+
19	10			68	19	+	
1920	38+	+	+	69	6		
21	54+	+	+	1970	35		
22	38+			71	20		
23	37			72	46+	+	+
24	44+		+	73	18		

Год	Суммарная повторяемость типов циркуляции, дни	Засухи по каталогам		Год	Суммарная повторяемость типов циркуляции, дни	Засухи по каталогам	
		I	II			I	II
1925	32			74	5		
23	17			Средняя повторяе- мость . . σ	31 ± 15		
27	38+	+					
28	12						
29	18						
1930	21	+					
31	66+	+	+				
32	40+						
33	10						
34	42+	+					
35	24						
36	67+	+	+				
37	16						
38	35	+	+				
39	46+	+	+				

ется обширная область положительной аномалии температуры, обуславливающая засушливость при низком влагосодержании арктического воздуха.

При северо-западных антициклональных вторжениях (кроме группы № 1) через Скандинавию на юго-восток ЕТС и запад Казахстана на южной половине ЕТС преобладает положительная аномалия температуры; вероятность образования засушливых периодов так же высока, как и в случае антициклонального типа.

При западном типе процессов (кроме группы № 3) на севере Европы развивается циклональная деятельность, на юге — антициклональная, образуя в южной половине ЕТС обширную область положительной аномалии температуры с большой вероятностью засушливости.

Располагая суммарной повторяемостью на весенне-летний период антициклональных процессов, обеспечивающих положительную аномалию температуры $\geq 1^\circ\text{C}$, можно определить количественный критерий — число дней с антициклональной циркуляцией и повышенной температурой, достаточное для образования засухи.

Установлено, что за период май — июль 1891—1974 гг. таким критерием является суммарная повторяемость засухообразующих типов циркуляции (ЗТЦ), превышающая среднюю (31 день) на половину квадратического отклонения ($\sigma = \pm 15$ дней), т. е. ≥ 38 дней. Выделенные по этому критерию годы засух (табл. 1)

достаточно хорошо согласуются с наиболее полным каталогом засух, выделяемых по урожайности зерновых культур, составленным Т. В. Покровской [4, 5], и метеорологическим индексом засушливости $З_2$ [1], количественный критерий которого ≥ 5 .

Как видно из табл. 1, полного соответствия засушливых лет, выделенных тремя указанными подходами, нет и ожидать нельзя в связи с разной площадью и различными критериями засух.

Рассмотрим причины расхождений. По каталогу Покровской

Таблица 2

Площадь районов S , охваченных засухой (% площади ЕТС в пределах $45-55^\circ$ с. ш. и $30-50^\circ$ в. д.)

Год	S %	Год	S %
1891	80	1936	90
1892	90	1938	85
1897	80	1939	65
1901	95	1946	100
1905	60	1950	85
1906	75	1951	75
1907	50	1954	60
1911	65	1957	75
1914	75	1959	60
1917	65	1961	50
1920	95	1962	25
1921	95	1963	95
1924	95	1965	50
1927	60	1967	25
1930	50	1968	25
1931	75	1972	100
1934	70		

(I) за исследованный период выделено 33 засушливых года, а повторяемость ЗТЦ отмечена только в 24 годах; при этом большая часть несоответствий приходится на 1950—1974 гг. Для выяснения причины такого расхождения были проанализированы карты территориального распространения засух, построенные А. А. Григорьевой, и подсчитана доля охвата засухой территории внутри района $45-55^\circ$ с. ш. и $30-50^\circ$ в. д. Результаты анализа сведены в табл. 2. В большинстве случаев расхождений (1930, 1961, 1962, 1965, 1967, 1968 гг.) площадь районов, охваченных засухой, составляла 50 % и менее. Если исключить из рассмотрения эти го-

ды, то получится, что из 27 засух 24, т. е. 89 %, характеризуются повышенной повторяемостью ЗТЦ в весенне-летний период. В семи случаях (1902, 1903, 1910, 1922, 1932, 1948, 1949 гг.) при повышенной повторяемости ЗТЦ засуха (по каталогу I) не обнаружена. Это может быть связано с влиянием других факторов, например, больших влагозапасов в почве, что подтверждается данными о среднем количестве осадков за апрель — июнь для юга ЕТС [3]. Так, в годы засух (по каталогу I) количество осадков за весенне-летний период было ниже нормы, а в указанные 7 лет в четырех случаях — выше нормы; образовавшиеся запасы влаги в почве могли препятствовать засухам, несмотря на большую повторяемость засухообразующих типов циркуляции. Кроме того, следует иметь в виду, что выделение засушливых лет по недобору урожая заведомо содержит возможность ошибки, поскольку недобор урожая может быть и в холодное дождливое лето. При сравнении повторяемости ЗТЦ ≥ 38 дней с макроциркуляционным индексом засушливости $3_2 \geq 5$ [1] совпадение засушливых лет отмечено в 85 % случаев. При повторяемости ЗТЦ ≤ 38 дней вероятность засухи не превышает 5—6 %.

Таким образом, было получено количественное подтверждение доминирующей роли циркуляционных процессов антициклонального типа в образовании засушливых периодов. Влияние подстилающей поверхности, в частности запасов влаги в почве, немаловажно, но в большинстве случаев преобладает влияние циркуляционных процессов засухообразующего типа.

Для выявления прогностических зависимостей анализировалась связь между повторяемостью засухообразующих типов циркуляции в южных районах ЕТС и такими климатообразующими факторами, как теплосодержание в Северной Атлантике, ледовитость Баренцева моря и возмущенность магнитного поля Земли. Были подтверждены и уточнены основные выводы работы [6]. В этой работе было показано, что перед засухами на Украине и ЕТС с января по июнь отмечаются отрицательные аномалии температуры воды в Северной Атлантике, а перед влажными годами — положительные. Однако авторы [6] анализировали данные за период 1949—1970 гг. Нами исследовалось распределение знака аномалии температуры поверхности океана в марте за период 1891—1972 гг. Было установлено, что на акватории Северной Атлантики наиболее часто повторяются 4 типа распределения преобладающего знака аномалии температуры поверхности воды:

- 1) + на севере, — на юге (21 год);
- 2) — на севере, + на юге (11 лет);
- 3) + на всей акватории (16 лет);
- 4) — то же (16 лет).

Для 1-го и 4-го типов распределения аномалии температуры воды в марте засушливость в мае — июне на юге ЕТС наблюдалась при повторяемости ЗТЦ выше средней в 67 и 62 % соответственно, для 2-го типа повторяемость ЗТЦ выше средней соста-

вила 36 %, для 3-го типа — 13 %, т. е. при «теплой» Атлантике в марте вероятность засух на ЕТС в мае — июне минимальная.

В последние годы утвердилось мнение о связи ледовитости полярных морей и засушливости в умеренных и южных районах. По данным наших исследований за период 1899—1940 гг. между сезонной ледовитостью Баренцева моря и повторяемостью ЗТЦ в весенне-летний период последующего года обнаружена отрицательная асинхронная связь ($-0,62$), для периода 1941—1973 гг. коэффициент корреляции равен 0. В первом из указанных периодов при ледовитости выше нормы средняя повторяемость засух составляет 2—3 в 10 лет, при ледовитости ниже нормы — 5—6 в 10 лет. Во втором периоде средняя повторяемость засух составляет около четырех раз в 10 лет.

Между повторяемостью ЗТЦ и возмущенностью магнитного поля Земли (индекс АА) не обнаружено устойчивой синхронной или асинхронной корреляции. Однако полученные результаты указывают на тенденцию к увеличению связи между повторяемостью ЗТЦ и индексом АА за 12—15 месяцев, предшествующих весенне-летнему сезону, как для экстремально засушливых, так и для сильно увлажненных сезонов, что, по-видимому, можно объяснить влиянием гелиогеофизических факторов на типы циркуляции.

Таким образом, для прогноза засухообразующих типов циркуляции на юге ЕТС необходимы детальные исследования влияния Атлантики на повторяемость засух с целью увеличения заблаговременности их прогноза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.
2. Клименко Л. В. Синоптико-климатическая типизация атмосферных процессов и ее каталог. — М.: изд. МГУ, 1976. — 108 с.
3. Мещерская А. В., Блажевич В. Г. Каталоги площадей аномалий осадков. — Труды ГГО, 1978, вып. 400, с. 99—133.
4. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 253 с.
5. Покровская Т. В. К вопросу о циркуляционных характеристиках засух. — Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 28—36.
6. Рочева Э. В., Логинов В. Ф. О влиянии океана на формирование засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 58—72.

Б. И. Сазонов

РАЗЛИЧИЯ В РИТМИКЕ СЕЗОНОВ ВЫСОКОЙ ЗАСУШЛИВОСТИ И ИЗБЫТОЧНОГО УВЛАЖНЕНИЯ

Использование гидрометеорологических комплексов в качестве обобщенных характеристик засушливости и увлажненности, отражающих определенные особенности циркуляции атмосферы

над большими физико-географическими районами, позволяет получить принципиально новую информацию о природе экстремальных погодных и климатических явлений [1, 2]. Такие гидрометеорологические комплексы (или индексы) особенно эффективно описывают условия засухливости, если для летних сезонов используются характеристики температуры и влажности (средняя месячная или максимальная за месяц температура, удельная, относительная влажность воздуха или количество осадков) [6, 7]. При этом важно вычислять индексы именно по тем районам, где циркуляционные условия обеспечивают наибольшую согласованную изменчивость входящих в комплекс исходных параметров.

Вычисленные таким образом индексы, подавляя все случайные флуктуации разной природы, позволяют выявить закономерности изменений метеорологических параметров, существование которых трудно предположить, анализируя конкретную характеристику для конкретной станции. Кроме относительной простоты вычислений, предложенные индексы имеют еще и то важное преимущество, что они легко интерпретируются физически. В самом деле, при выносе летом влажных воздушных масс с Атлантики на территорию СССР возрастает вероятность развития конвективной облачности и осадков, снижается приток прямой солнечной радиации, средняя суточная и максимальная температура. Наоборот, в сухом воздухе, при низкой влажности и облачности выпадает незначительное количество осадков, возрастает средняя и максимальная температура воздуха.

Анализ этих индексов привел к заключению, что существует множество периодических составляющих в атмосферных процессах. Сложности, из-за которых эти периодические процессы оказались вне поля зрения исследователей, заключаются в том, что эти периодические составляющие, во-первых, не описываются косинусоидой и, во-вторых, имеют различную периодичность в чередовании засушливых явлений и увлажненности. Напомним, что современные статистические методы приспособлены для выделения и анализа только такого сигнала, который имеет косинусоидальную форму и в равной степени проявляет себя как в области положительных, так и в области отрицательных значений показателей ряда [5, 8]. Обнаруженные периодические сигналы имеют сложную форму, несимметричную как относительно среднего уровня, так и некоторой точки во времени. Они, по-видимому, далеки и от прямоугольной и треугольной форм. Скорее всего это чередование мощных и кратковременных пиков с участками, где сигнал почти полностью отсутствует.

Естественно, что сигналы такой сложной формы при современных методах статистической обработки динамических рядов попадают неизбежно в область «шума». Даже применение совершенных и более чувствительных методов вычисления спектров, таких, как, например, метод максимальной энтропии [8] не позволяет определить эти скрытые периоды, вызванные сигналами

сложной формы. Еще в прошлом веке естествоиспытатели отмечали значительную роль периодических процессов в формировании выдающихся явлений природы и невозможность использования для их описания простых тригонометрических функций.

Использование 90-летних рядов индексов позволило лишь приблизительно определить формы сложных периодических сигналов и их суммарный вклад в общую дисперсию рядов. Было рассмотрено четыре 90-летних ряда индексов засушливости: два для западных районов страны, вычисленные для интервалов апрель — июнь и май — июль, и два для восточных районов для тех же интервалов. Суммарный вклад периодических, имеющих сложную форму, сигналов x_3 в общую дисперсию рядов колеблется от 25 до 40 %.

Метеорологический комплекс (в нашем случае индекс засушливости) Y может быть представлен в виде

$$Y = x_1 + x_2 + x_3 + \varepsilon,$$

где x_1 и x_2 — вклады тренда и косинусоидального сигнала, симметричного относительно среднего уровня; ε — вклад случайной компоненты; x_3 — детерминированный вклад, обусловленный процессами, о которых шла речь выше. Под ε здесь подразумеваются вклады случайных ошибок, обусловленных ошибками приборов, особенностями мезо- и микромасштабных процессов, неидентифицированными слабыми периодическими процессами, которые по мере увеличения продолжительности рядов наблюдений или совершенствования индексов могут быть перенесены в x_2 и x_3 .

Общий вывод, сделанный на основании анализа рядов метеорологических характеристик конкретных станций о том, что ряды температуры, давления и частично осадков — это по существу «белый» или «красный» шум, не лишен основания [4, 5], так как вклады x_1 и x_2 не столь существенны в общую дисперсию рядов. Даже при использовании комплексов показателей, когда уменьшен вклад ε в общую дисперсию рядов, как правило, выполняется неравенство $(x_1 + x_2) < x_3$.

По-видимому, вопрос о возможности долгосрочного прогнозирования зависит в значительной степени от того, куда относится информация, содержащаяся в x_3 . Если эту информацию считать шумом, то долгосрочный прогноз маловероятен или вообще не возможен. Если эту информацию можно расшифровать как набор периодических функций, имеющих сложную форму, тогда прогноз возможен и будет тем успешнее, чем большая доля дисперсии будет выбрана компонентой x_3 . Там, где используются обобщенные во времени и в пространстве комплексные характеристики, отражающие некоторые закономерности общей циркуляции атмосферы (или просто используются индексы циркуляции), в той или иной мере учитывается и вклад компоненты x_3 и имеется, по-видимому, определенная успешность долгосрочных прогнозов. Если прогноз делается на основе использования ин-

формации только о компонентах x_1 и x_2 , успешность долгосрочного прогноза весьма низка и едва ли может быть повышена.

Последовательным перебором периодов от 4 до 17 лет с интервалом в 0,5 года (более длительные периоды использовать невозможно ввиду ограниченности исходного ряда), определялись такие периоды, в которых экстремальные положительные или отрицательные значения индексов $\bar{x}_\tau$ отличались от среднего значения на величину $\frac{\bar{x}_\tau}{\delta_{\bar{x}_\tau}} \geq 3$. Это служило указанием на су-

ществование некоторого сигнала сложной формы, имеющего период τ . Никаких ограничений на величину и порядок чередования значений индексов во времени заранее не накладывалось.

На рис. 1 а показано изменение средних экстремальных положительных значений индексов засушливости (кривая 1) в интервале от 4 до 17 лет. Индексы изменяются от -10 до 10 и при $\bar{x}_\tau > \pm 4$ повышается вероятность засушливых или увлажненных лет в периодах τ . Кривая 2 характеризует надежность определения экстремальных значений. Было замечено, что в годы особенно больших экстремальных значений индекса σ_τ оказывается заниженной, что косвенно указывает на неслучайность группировки засушливых лет через определенные временные интервалы.

Из данных рис. 1 можно заключить, что достаточно надежно выделяются три периода засушливости западных районов, которые можно использовать для экстраполяции. Средние значения индексов в другие не экстремальные годы могут также приниматься во внимание, хотя их величина определяется с небольшой статистической значимостью.

Анализ лет с большой увлажненностью в западных районах проводился аналогично. Были обнаружены два периода — 9,5 и 16 лет, которые показывают четкое чередование лет. Интересно отметить, что общий цикл в появлении засушливости и увлажненности в западных районах — 9,5 года, остальные циклические составляющие — 12, 15 и 16 лет — оказываются циклами, природа которых иная, и каждый из них находит проявления лишь в экстремальных явлениях того или иного знака.

Раньше не ставился вопрос о том, должна ли ритмика засушливых явлений обязательно следовать ритмичности процессов, приводящих к избыточному увлажнению. Делалось обратное допущение о том, что некоторый периодический сигнал косинусоидальной формы должен отражаться в равной степени как на положительных, так и на отрицательных значениях любого показателя. Анализ циркуляционных особенностей формирования засух в западных районах показывает их связь с меридиональными процессами — с развитием гребня высокого давления весной над ЕТС. Появление избыточной увлажненности в этих районах связано с развитием западного переноса на севере Европы летом и осенью. Ритмика в проявлении столь различных циркуляцион-

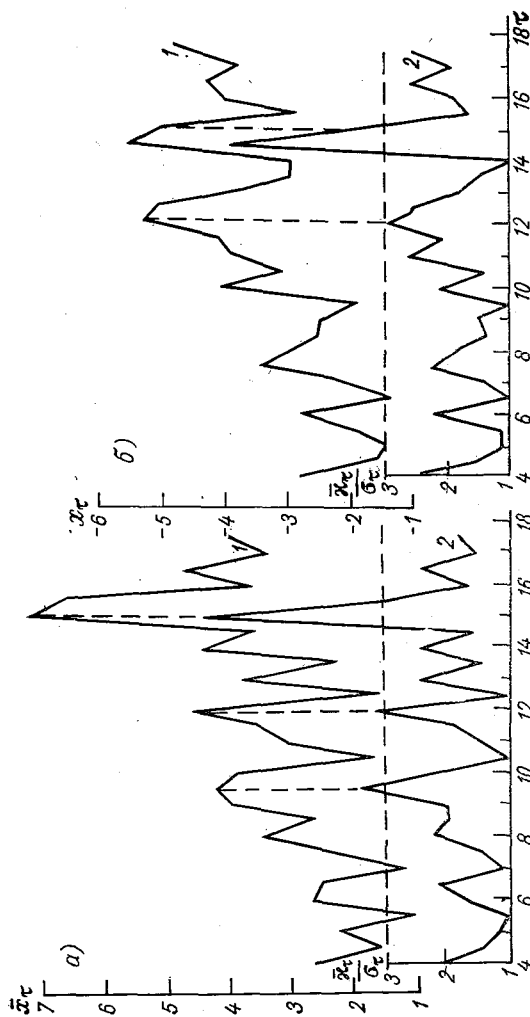


Рис. 1. Изменения средних экстремальных значений индексов засушливости $\bar{x}_c$ (кривая 1) и показателя достоверности типов $\bar{x}_c/\sigma_c$ (кривая 2) в интервале от 4 до 17 лет.

а — ЕТС, б — Казахстан.

ных процессов не должна быть одинаковой. (Это не следует ни из теоретических, ни из экспериментальных данных.)

Предложенный нами прием нахождения периодических сигналов сложной формы позволяет значительно расширить область детерминированной части изменений комплексных метеорологических показателей. Под детерминированной частью изменений индекса целесообразно понимать ту ее часть, временные закономерности которой могут быть представлены в аналитической или табличной форме и экстраполированы.

Следуя принятому нами формализму, величина x_3 может быть представлена как $x_3 = x_3^+ + x_3^-$, где x_3^+ и x_3^- — вклады, ориентированные на экстремальные положительные и отрицательные значения индекса соответственно. Далее, учитывая выявленные периоды в появлении экстремальных положительных и отрицательных индексов, в частности на ЕТС, можно записать

$$x_3^+(t) = \bar{x}(9,5n + i) + \bar{x}(12k + j) + \bar{x}(15m - l),$$

$$x_3^-(t) = \bar{x}(9,5n + i) + \bar{x}(16u + f).$$

Здесь $\bar{x}$ — осредненные значения индексов в тех периодах, продолжительность которых указана цифрами; n, k, m, u — целое число повторений фиксированных периодов до года t , т. е. $n=t/9,5$, $k=t/12$, $m=t/15$, $u=t/16$; i, j, l, f — номера лет в соответствующих периодах-шаблонах.

Вычислив значения $\bar{x}$ по имеющемуся ряду $t=1, 2, \dots, 90$ и определив основные периоды, значимые для вероятности появления экстремальных значений x_3^+ и x_3^- , легко можно найти значения x_3 для любого $t=91, 92, 93, \dots$ и т. д. Традиционными методами могут быть экстраполированы и величины x_1 и x_2 . В конечном итоге может быть получено значение Y для любого t . Эксперименты показали высокую успешность экстраполяции комплексных метеорологических показателей указанным методом, несмотря на нерешенность многих методических вопросов.

Аналогичную картину дает и анализ индексов засушливости восточных районов. Если основные периоды повторяемости засух в восточных районах составляют 5 и 11 лет, то периоды увлажнения в этих районах — 12 и 15 лет.

Максимальные отрицательные значения индекса засушливости для Казахстана и кривая надежности определения этих величин показаны на рис. 1 б. На этом рисунке выделяются также 12- и 15-летние периоды увлажнения, которые существуют в засушливости западных областей.

Физически эту связь можно объяснить тем фактом, что засушливые годы на западе совпадают с большой увлажненностью восточных районов, поскольку развитие высотного гребня над ЕТС сопровождается развитием высотной ложбины над восточными районами. Следует отметить, что в восточных районах нет

такого периода, который был общим как для засушливых, так и для увлажненных лет.

Учитывая различия в ритмике экстремальных явлений того или иного знака, периодическая косинусоидальная составляющая x_2 может считаться действительно периодической в том случае, если она в равной степени обнаруживается в спектре как положительных, так и отрицательных значений индексов. Анализ спектров, вычисленных только по положительным или только по отрицательным индексам, выявляет, как правило, различные периодические составляющие. Это говорит о том, что даже сигналы косинусоидальной формы проявляются либо в чередовании засушливых, либо в чередовании увлажненных периодов. Так, в восточных районах 11-летний период четко (вероятность случайности 10^{-4}) прослеживается в чередовании засушливых явлений и из общей дисперсии этого ряда выбирает 12 %. Но такой период не прослеживается в чередовании лет с избыточным увлажнением.

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Метеорологические процессы, обусловленные существенными продолжительными изменениями общей циркуляции атмосферы, имеют сложную периодическую природу.

2. Выявление периодичности ритмичности каких-либо экстремальных процессов и явлений в атмосфере традиционными методами осложняется вследствие сложной геометрической формы периодических сигналов и отсутствия симметрии в проявлении периодичности противоположных по своему физическому содержанию экстремальных явлений.

3. Периодические сигналы сложной формы формируют основную детерминированную часть изменений метеорологических показателей; их выявление — необходимая предпосылка к успешному прогнозу. Сигналы, имеющие форму косинусоиды, не смещенные относительно среднего уровня, представляют собой скорее исключение, чем правило, в метеорологических показателях (вклад их невелик и составляет 5—15 %).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.
2. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 129—135.
3. Груза Г. В., Поляк И. И., Шахмейстер К. М. О пространственно-временной статистической структуре среднего месячного геопотенциала поверхности 500 мб. — Метеорология и гидрология, 1979, № 4, с. 35—43.
4. Поляк И. И. Алгоритмы и программы статистического анализа метеорологических наблюдений. — Труды ГГО, 1975, вып. 364, с. 40—44.
5. Поляк И. И. Методы анализа случайных процессов и полей в климатологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1979. — 255 с.
6. Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Зависимость урожайности яровой пшеницы от средних метеорологических условий вегетационного периода на территории СССР. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 38—47.

7. Яковлева Н. И. Сопоставление различных индексов засушливости. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 3—13.

8. Curries R. G. Harmonics of the geomagnetic annual variation and significance for mantle conductivity studies.—J. Geomagn., Geoelectr., 1974, 26, p. 319—328.

Н. И. Ефремова

О ДОЛГОПЕРИОДНЫХ КОЛЕБАНИЯХ В ХОДЕ ЗАСУШЛИВЫХ ЯВЛЕНИЙ

Рекордные по величине потери зерновых вследствие засух 1972 и 1975 гг., расчетная вероятность которых в одном пятилетии составляет лишь сотые доли процента [5], побуждают метеорологов проверять на разных материалах предположение о постоянстве во времени климата вообще и режиме засух конкретно, так как по мнению специалистов «...ошибочные оценки настоящего и будущего состояний природной среды приводят ко все более возрастающим потерям» [11].

Причины изменений и колебаний климата в настоящее время выяснены еще не до конца, о чем свидетельствует, например, обширная национальная программа СССР «Физические основы климата и его изменений» (1977 г.). Выяснить эти причины можно, зная надежные характеристики пространственно-временной структуры климата, включая длиннопериодные колебания. Некоторые из таких сведений содержатся, например, в работах [3, 9]. Засухи как крупномасштабные явления изучены еще недостаточно.

В настоящей работе ставится задача выяснить основные крупномасштабные особенности многолетнего хода повторяемости засух по территории основных зерновых районов СССР.

Состав исходных данных определен существованием связи между термическим режимом и увлажнением [3—5]. Использовались исходные данные, тщательно выверенные на климатологическую однородность, за 1881—1980 гг. К анализу были привлечены данные о средней годовой температуре северного полушария [2], повторяемости восточной циркуляции (число дней с типом Е) по типизации Вангенгейма—Гирса в первом естественном синоптическом районе летом и данные о ледовитости Баренцева моря.

Основными в анализе были разнообразные характеристики засушливости. К ним относились тщательно составленные и испытанные каталоги засух для основных зерновых районов ЕТС и Казахстана—по данным Т. В. Покровской [8 и др.] и для районов Западной Сибири—по данным автора. Позднее засухи ЕТС и Казахстана в зависимости от характера их возникновения были подразделены на западную и восточную группу, особо выделена группа наиболее обширных засух, охватывающих три (или по крайней мере два) района. Приведем каталоги засух выделенных групп.

I. Западная группа (17 засух): 1891, 1892, 1897, 1901, 1906, 1914, 1924, 1927, 1936, 1938, 1946, 1950 *, 1957, 1959 *, 1968 *, 1972, 1979 гг.

II. Восточная группа (18 засух): 1893, 1900, 1911, 1920, 1921, 1923, 1931, 1932, 1933, 1940, 1951; 1955, 1963, 1965, 1967, 1974, 1975, 1977 гг.

III. Западно-сибирские засухи (16 засух): 1900, 1911, 1920, 1921, 1929, 1931, 1936, 1940, 1951, 1955, 1963, 1965, 1969, 1974, 1975, 1976 гг.

IV. Наиболее обширные засухи (13 засух): 1900, 1911, 1920, 1921, 1931, 1936, 1940, 1951, 1955, 1963, 1965, 1974, 1975 гг.

Дополнительно были рассмотрены два новых показателя засушливости, предложенные О. А. Дроздовым: урожайность зерновых на ЕТС, заново приведенная к одному экономическому уровню (тренду) [5], а также индексы суховеяности вегетационного периода для юго-восточных районов ЕТС и юга Западной Сибири. Последний показатель представляет собой число дней с относительной влажностью $\leq 30\%$ (осредненное по характерным станциям района) и физически хорошо обоснован. Используемые в статье индексы суховеяности любезно предоставлены О. А. Дроздовым.

Указанные характеристики были осреднены по последовательным календарным десятилетиям (период времени, достаточный для исключения мелкомасштабных климатических флуктуаций). Полученные величины, выраженные в отклонениях от нормы и отнесенные к среднему году десятилетия, представлены на рисунке.

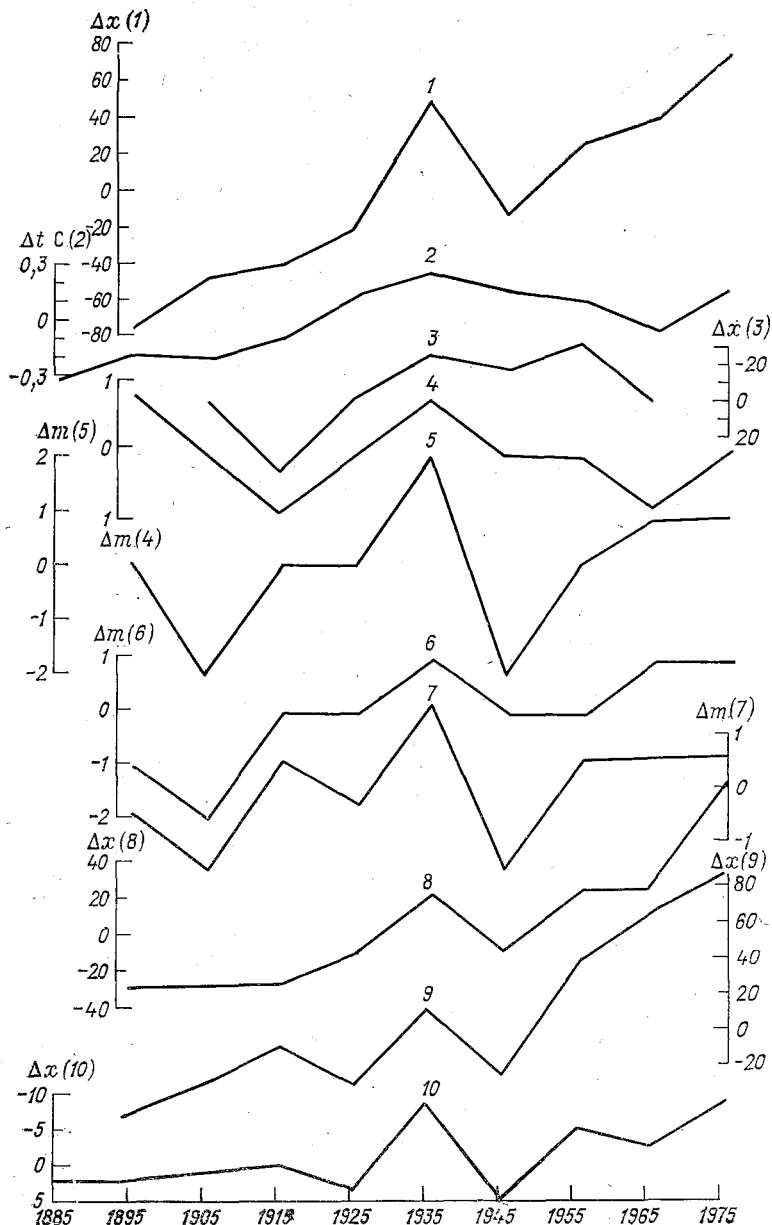
В многолетнем ходе средней годовой температуры северного полушария, повторяемости меридиональной циркуляции, а также ледовитости Баренцева моря (последняя со значительным сдвигом по фазе) прослеживается одно (почти полное) долгопериодное (вековое) колебание довольно сложной формы (см. кривые 1—3), хорошо известное из литературы [5, 8, 9 и др.], впервые обнаруженное еще А. И. Воейковым.

В ходе повторяемости засух западной группы (кривая 4) особенностей не обнаружено. Повторяемость засух восточной группы, западно-сибирских, а также наиболее обширных засух (кривые 5—7) имеет довольно отчетливый вековой ход, согласующийся в общих чертах с вековым ходом рассмотренных крупномасштабных характеристик.

По данным, приведенным на рисунке, видно, что основной (вековой) максимум повторяемости засушливости приходится на 30-е годы, соответствующие периоду глобального (векового, возможно, и сверхвекового) потепления.

Другой весьма важной особенностью многолетнего хода засух является намечающаяся тенденция их увеличения в последние 20 лет. Следует отметить, что для обширных засух эта тенденция

* Годы с атмосферной засухой.



Многолетний ход показателей засушливости и основных климатических характеристик. Средние для десятилетий значения (в отклонениях от нормы) $\pm \Delta x$ %, Δt $^\circ\text{C}$ и $\pm \Delta m$ (число засух).

1 — повторяемость восточной циркуляции (число дней с типом Е) в первом естественном синоптическом районе, лето; 2 — средняя годовая температура северного полушария [2]; 3 — ледовитость Баренцева моря; число засух; 4 — западной группы, 5 — восточной группы; 6 — западно-сибирские засухи, 7 — наиболее обширные засухи; индексы суховеяности вегетационного периода; 8 — для юго-востока Европейской части СССР, 9 — для юга Западной Сибири; 10 — урожайность зерновых в Европейской части СССР (проценты от тренда, по Дроздову [5]).

обнаруживается раньше (приходится на 50-е годы) и соответствует внутривековому максимуму потепления (вблизи векового) и вековому минимуму ледовитости.

Для средней годовой температуры (кривая 2) этот максимум не проявляется вследствие слишком большого пространственного осреднения. При осреднении по меньшей территории, например, по океанам (Атлантическому или Северному Ледовитому), выполненном А. Д. Геденовым (1973 г.), или по югу Европейской части СССР [6] он обнаруживается достаточно четко.

Намечающийся в последние годы положительный тренд числа засух, образующихся преимущественно в восточных районах (кривые 5—7), подтверждается более отчетливым трендом индексов суховейности (кривые 8—9) и соответствующим ходом урожайности (кривая 10).

Обнаруженное в ходе характеристик засушливости долгопериодное колебание и его связь с вековым циклом крупномасштабных климатических характеристик не противоречит известным представлениям о происхождении векового цикла, главной причиной образования которого считаются автоколебательные процессы в системе земля — атмосфера — полярные льды [3, 4]. Неодинаковость «поведения» векового цикла засушливости в западной и восточной частях зерновых районов хорошо согласуется с изменениями по территории основных параметров цикла; полученных на основании обобщения инструментальных и косвенных наблюдений по 20 реализациям [3, 4].

Реальность качественной картины, полученной по данным текущего цикла, подтверждается согласованностью распределения во времени и пространстве отклонений одного знака большинства показателей засушливости и климата, являющихся результатом независимых наблюдений. Полученные выводы вследствие их практической важности, разумеется, должны быть подкреплены количественными оценками неслучайности выявленных изменений.

Применение общепринятого критерия значимости $\bar{x} \pm 2\sigma$ выявляет в ряде случаев только один статистически значимый экстремум, приходящийся на 30-е годы. Следовательно, положительный тренд засушливости последних лет как будто бы не получает статистического подтверждения.

Однако известно, что стандартные статистические критерии, примененные к реальным метеорологическим рядам (неполностью стационарным, обладающим определенной внутрирядной связностью и большой межгодовой изменчивостью), оказываются неправомерными или по крайней мере недостаточно чувствительными. Так, Н. А. Багров, рассмотрев многолетний ход атмосферной циркуляции, пришел к выводу о невозможности ее анализа обычными статистическими приемами [1]. Достаточно согласованный с циркуляцией (кривая 1) ход всех рассмотренных показателей (кривые 2—10) заставляет распространить этот вывод и на них. Исследований, в которых указанные особенности

метеорологических рядов учитываются корректно, в настоящее время не много. Так, например, в работе [10] показано, что применение критерия $\bar{x} \pm 2\sigma$ для рядов, внутрирядная связность которых оценена количественно, приводит к искусственному расширению доверительного интервала, т. е. к неправомерному отрицанию статистической значимости оцениваемого события (например, тренда). Таким образом, нашу оценку значимости, полученную по критерию $\bar{x} \pm 2\sigma$, следует считать статистически неопределенной, а не отрицательной.

Наличие тренда, определяемого как сумма систематических составляющих наблюдаемых временных рядов, может быть достаточно корректно установлено, если применить способ сглаживания, разработанный Л. П. Наумовой под руководством Н. В. Кобышевой. Способ ступенчатого тренда, основанный на учете внутрирядной связности, позволяет объективно разделить ряд на отдельные стационарные «ступеньки», на стыке которых происходят резкие изменения уровня ряда или его дисперсии. Тогда, если скачок уровня ряда между соседними ступеньками оказывается статистически значимым, тренд считается установленным [7].

Изложенный способ был использован для сглаживания ряда значений индекса суховейности в юго-западной Сибири. Оказалось, что этот ряд можно разделить на три стационарных участка со следующими значениями средних и дисперсий:

1-й участок (1891—1909 гг.), $\bar{x}_1 = 7,7$, $\sigma_1^2 = 20,5$;

2-й участок (1910—1970 гг.), $\bar{x}_2 = 16,4$, $\sigma_2^2 = 71,0$;

3-й участок (1971—1975 гг.), $\bar{x}_3 = 28,0$, $\sigma_3^2 = 40,0$.

Различия между средними $\bar{x}_1$ и $\bar{x}_2$, $\bar{x}_3$ и $\bar{x}_2$ оказываются весьма значимыми при доверительной вероятности 95 %. Таким образом, намечающийся положительный тренд засушливости на территории Западной Сибири подтверждается статистически надежно. В дальнейшем аналогичные расчеты будут выполнены и для других характеристик.

В заключение отметим, что при выполнении данной работы автор имел возможность пользоваться ценными консультациями проф. Т. В. Покровской.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. Об исследовании типов циркуляции W, E, C для долгосрочных прогнозов. — Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 195, с. 39—45.
2. Борзенкова И. И., Винников К. Я., Спирина Л. П., Стеховский Д. И. Изменение температуры воздуха северного полушария за период 1881—1975 гг. — Метеорология и гидрология, 1976, № 7, с. 27—35.
3. Дроздов О. А., Григорьева А. С. Многолетние циклические колебания атмосферных осадков на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1971. — 158 с.

4. Дроздов О. А. Исследования колебаний увлажнения (обзор). — Метеорология и гидрология, 1978, № 4, с. 109—115.

5. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 92 с.

6. Клименко Л. В. О колебаниях климата на южной половине Европейской территории СССР. — В кн.: Физические основы изменения климата. Всесоюзный симпозиум, Москва, 23—25 апреля 1979 г., 1980, с. 69—72.

7. Наумова Л. П. Способ выделения тренда климатического ряда. — Труды ГГО, 1979, вып. 425, с. 36—41.

8. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 254 с.

9. Рубинштейн Е. С., Полозова Л. Г. Современное изменение климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1966. — 268 с.

10. Чеботарев А. В., Рождественский А. И. Статистические методы в гидрологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 424 с.

11. Федоров Е. К. Изменения климата и стратегия человечества. — Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 12—24.

Т. В. Покровская, Л. М. Шереметова

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ САХЕЛЬСКОЙ ЗАСУХИ

Изучение многолетнего хода осадков представляет сложную задачу из-за значительной временной и пространственной изменчивости этого элемента, а также из-за недостаточной точности измерений, содержащих как случайные, так и систематические погрешности. Известно, что интерпретация колебаний осадков на отдельных станциях довольно затруднительна, поэтому в ряде работ особенности изменения осадков исследуются с использованием рядов измерений, осредненных по определенному количеству станций, расположенных в климатически однородных областях [1, 4, 6, 19].

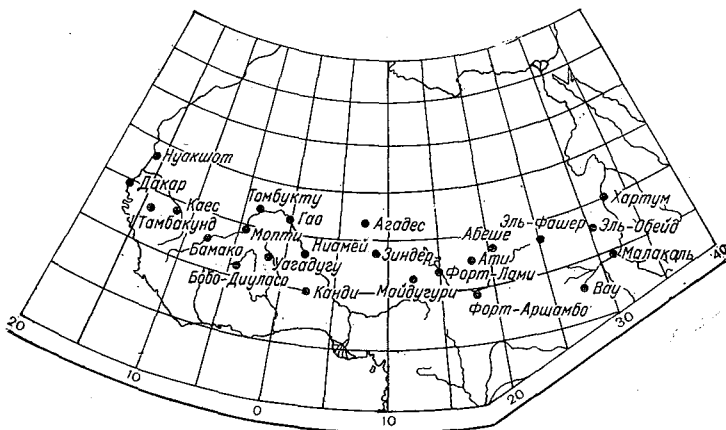


Рис. 1. Карта станций Судано-Сахельской зоны.

В настоящее время определению средних по площади величин уделяется большое внимание в связи с возросшей потребностью народного хозяйства в этих характеристиках [4—6, 10]. Для получения таких данных необходимым условием являются достаточная плотность и равномерность распределения метеорологических станций по площади.

Наши исследования проведены для района Африки (8—18° с. ш., 19° з. д. — 34° в. д.), где метеорологические станции удалены друг от друга на сотни километров и более. Данные наблюдений в этом районе неоднородны во времени. Так, для начального периода исследований мы располагали данными только одной-двух станций.

Коэффициенты корреляции годовых сумм

№ станции	Станция	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Дакар	100	51	39	30	53	7	28	24	13	32	43	10
2	Нуакшот		100	36	19	25	36	41	13	3	17	13	21
3	Тамбакунда			100	23	35	12	42	1	11	18	40	16
4	Каес				100	23	34	36	24	6	20	11	34
5	Бамако					100	33	30	15	12	24	54	16
6	Томбукту						100	11	25	23	41	24	47
7	Монти							100	36	25	52	63	25
8	Еобо-Диуласо								100	—1	31	23	52
9	Уагадугу									100	8	28	22
10	Гао										100	34	30
11	Ниамей											100	23
12	Канди												100
13	Агадес												
14	Зиндер												
15	Майдугури												
16	Форт-Лами												
17	Ати												
18	Форт-Аршамбо												
19	Ашебе												
20	Эль-Фашер												
21	Эль-Обейд												
22	Хартум												
23	Вау												
24	Малакаль												

Мы выбрали станции, по возможности равномерно расположенные на территории Судано-Сахельской зоны (рис. 1). Эти станции можно отнести к климатически однородной области, так как осадки, выпадающие на этой территории, связаны с прохождением внутритропической зоны конвергенции, т. е. определяются атмосферными процессами крупного масштаба.

В данной работе используются результаты исследования связи сумм осадков дождливого сезона (май—октябрь) между 24 станциями за 27-летний период наблюдений (1951—1977 гг.). Рассчитанные коэффициенты пространственной корреляции r приведены в табл. 1. Статистически значимыми считались коэффициенты корреляции, вероятность случайности которых менее

Таблица 1

осадков г. Судано-Сахельская зона

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	$\bar{r}$
36	48	35	10	42	31	29	25	22	28	35	4	29
45	53	12	16	36	-11	13	20	0	3	45	-29	22
27	56	24	19	35	14	43	26	40	32	12	-20	24
25	43	4	14	-8	40	21	28	41	-28	0	17	20
40	51	27	13	44	-2	29	29	26	53	4	-5	28
54	42	19	22	28	35	41	45	32	11	23	16	29
35	57	32	51	13	14	35	38	21	19	-2	-27	30
7	36	48	2	16	-7	7	16	15	-13	2	17	17
-15	21	-8	10	-10	3	17	8	40	21	-8	-24	9
45	45	36	41	38	26	50	50	21	33	23	18	33
20	43	44	31	22	6	29	17	17	39	7	-15	27
13	31	27	2	8	-4	36	14	15	-3	21	10	21
100	56	24	36	54	18	29	26	40	32	12	-20	28
	100	51	61	51	17	67	49	47	31	22	-4	43
		100	35	52	9	27	43	18	28	34	10	28
			100	16	39	51	40	-1	37	10	-4	24
				100	-12	40	38	37	51	43	38	31
					100	31	27	2	-5	9	17	13
						100	51	31	30	27	16	14
							100	27	11	16	12	33
								100	24	-13	-8	22
									100	15	-11	19
										100	24	16
											100	1

5 % ($2\sigma=0,34$) при условии несвязности рядов. Из данных видно, что к востоку значения r уменьшаются и становятся отрицательными. Это можно объяснить различным происхождением воздушных масс, господствующих на западе и востоке рассматриваемой области. Судано-Сахельская зона находится в экваториально-тропическом (муссонно-тропическом) циркуляционном поясе с сезонным чередованием воздушных течений (летом от экватора, преимущественно с западной составляющей, зимой к экватору с восточной составляющей). Западные и центральные районы этой зоны находятся под влиянием воздушных масс Атлантики, восточные — под влиянием воздушных масс Индийского океана. Граница между ними летом проходит вблизи 27—30° в. д. [14].

Таблица 2

Количество станций, использованное для получения осадков, осредненных по площади, за разный период наблюдений и среднее количество осадков

Количество станций . .	1	2	3	4	5	6
Период наблюдений . .	1897—1977	1900—1977	1901—1977	1902—1977	1904—1977	1908—1977
Среднее количество осадков, мм	200	362	282	304	460	514
Количество станций . .	7	8	10	12	19	23
Период наблюдений . .	1910—1977	1931—1977	1933—1977	1935—1977	1941—1977	1950—1977
Среднее количество осадков, мм	525	568	608	587	629	604

Анализ коэффициентов корреляции показал наличие положительной и значимой связи, что позволило перейти от данных в отдельных точках к осредненным по всей площади.

Сумма осадков, осредненная по всей площади, рассчитывалась как среднее арифметическое из сумм осадков нескольких станций. Для анализа использовался период наблюдений 1897—1977 гг. В начале периода количество станций достигало 12, к 1941 г. число станций увеличилось до 19, а к 1950 г. — до 23.

Осреднение проводилось по разному числу станций за совпадающие периоды наблюдений (отдельные станции, имеющие очень прерывистый ряд наблюдений, в расчет не принимались) (табл. 2).

Приведение данных небольшого числа станций к полному ряду необходимо для получения однородного ряда осадков, так

как относительная (процентная) изменчивость небольшого числа станций значительно превышает изменчивость площадных характеристик.

Строились корреляционные графики отклонений от средних многолетних сумм осадков, осредненных по разному числу станций, и сумм осадков, полученных по всем 23 станциям. При малом числе станций линия, характеризующая эту связь, наклонена под большим углом к оси абсцисс, и рассеяние точек значительно, по мере увеличения числа станций угол наклона уменьшается. При сравнении данных по 19 и 23 станциям угол наклона составляет 45° при незначительном разбросе точек. Такие графики позволили нам получить уравнения регрессии по данным за 37 лет (с 1941 г.), т. е. когда осреднение проводилось по 19 станциям вместо 23.

Таблица 3

Коэффициенты корреляции осредненных сумм осадков r и ошибки приведения V

Число станций расчета	1	2	3	4	5	6	7	8	10	12
r	0,83	0,87	0,90	0,92	0,97	0,97	0,98	0,98	0,99	0,99
V мм	49	41	42	44	34	44	41	34	33	31

В работе Е. С. Рубинштейн [11] показано, что приведение по уравнению регрессии уточняет результат при больших коэффициентах корреляции. Для подтверждения целесообразности приведения наших данных были вычислены значения коэффициентов r между суммой осадков, осредненных по 19 станциям, и количеством осадков для 2, 3, ..., 12 станций в отдельности (табл. 3). Как видно, коэффициенты корреляции оказались очень высокими, следовательно, такое приведение целесообразно.

Полученные уравнения регрессии позволили восстановить ряд осредненных по площади осадков за период 1897—1940 гг. Ошибка приведения V , вычисленная как средняя абсолютная и определенная по корреляционному графику ежегодных сумм осадков, приведена в табл. 3. Ошибка, которую мы допускаем при приведении даже по одной станции, когда r имеет наименьшее значение, составляет меньше 10 %.

На рис. 2 представлен многолетний ход сумм осадков, осредненных по площади. Минимум осадков для кривой приведенных данных приходится на 1913 г. Засуха 1913 г. охватила почти всю эту область и подробно описана в литературе [15]. Известны также засухи 1941—1942 и 1948—1949 гг. [20]. Отмеченный в работе [9] дефицит осадков в 1927 и 1934—1935 гг. не отразился на этой кривой, по-видимому, засуха в указанные годы была не на всей территории.

Данные ежегодных сумм осадков, осредненных по площади, были обработаны также интегрально-разностным методом (на рис. 3). Как видно на рис. 3, в Судано-Сахельской зоне начиная с 30-х годов сумма осадков возрастает постоянно, непродолжительные колебания около нормы наблюдаются в 40-х и 50-х годах, начиная с 1955 г. количество осадков в течение 10 лет было в пре-

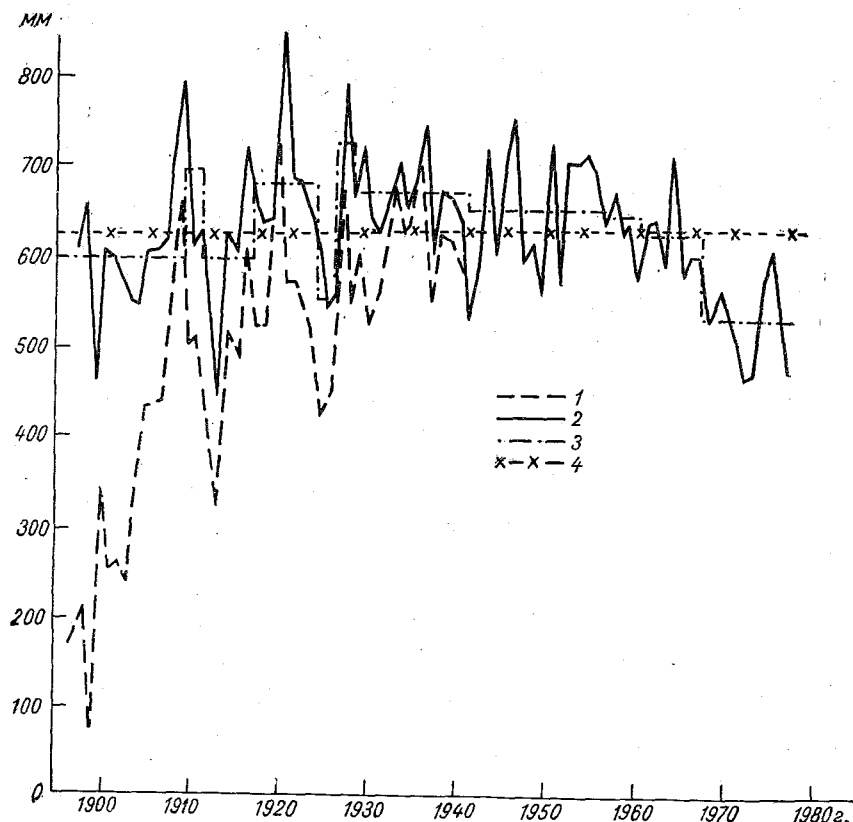


Рис. 2. Многолетний ход сумм осадков за дождливый период, осредненных по площади Судано-Сахельской зоны.

1 — неприведенные данные, 2 — приведенные данные, 3 — нарушение однородности ряда, 4 — средняя многолетняя сумма за 81 год наблюдений.

делах нормы. С 1965 г. сумма осадков уменьшается; в 1974 и 1975 гг. количество осадков было около нормы, с 1975 г. наблюдался дефицит осадков. В 1978—1980 гг. в Судано-Сахельской зоне были отмечены засухи.

В табл. 4 приводится сравнение количества осадков, осредненных по площади за разные периоды времени. Из данных табл. 4 видно, что минимальное количество осадков приходится на годы последней засухи. Губительный эффект засухи был значитель-

ным, так как наступила она после 40-летнего периода оптимального увлажнения.

Определим значимость средней $\bar{x}$ за 1968—1973 гг. из общей совокупности X . Эта совокупность приблизительно подчиняется нормальному распределению $\chi^2=6,8$. Дисперсия средних в этом случае описывается формулой $\sigma_{\bar{x}}=\sigma/\sqrt{N}$ ($\sigma_{\bar{x}}$ — среднее квадратическое отклонение выборочной средней, σ — среднее квадратическое отклонение исходной совокупности, из которой взята выборка объемом N). Рассчитав отношение $t=\frac{|\bar{x}-X|}{\sigma_{\bar{x}}}$ при заданных уровнях значимости, определяем вероятность отклонения $\bar{x}$ от X при условии нормального распределения. При $t=3,49$ уровень

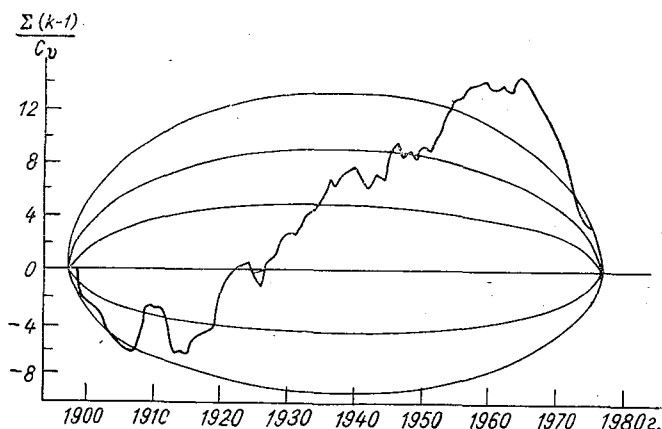


Рис. 3. Нормированная интегрально-разностная кривая модульных коэффициентов сумм осадков Сахеля.

значимости средней за период 1968—1973 гг. составляет 0,999, следовательно вероятность случайности отклонения от многолетней средней (626 мм—515 мм=111 мм) очень мала ($<0,1\%$).

Определение уровня значимости осадков в период последней засухи (1968—1973 гг.) относительно среднего многолетнего количества осадков в предыдущий период (1897—1967 гг.) показало еще большую значимость, так как $t=3,87$ и вероятность случайности отклонения от многолетней средней (640 мм—515 мм=125 мм) значительно меньше 0,1%.

Климатологическая однородность ряда осредненных осадков Сахеля не вызывает сомнения, так как она проверялась для всех 23 станций. Статистическая неоднородность ряда (выделение тренда) проверялась методом наименьших квадратов и методом ступенчатого фильтра.

Первый метод обнаруживает параболический тренд, т. е. вековой ход осадков, причем последняя засуха приходится на ниж-

ную ветвь этой параболы. Обращает на себя внимание период повышенных осадков после 1920 г., который продолжался два десятилетия. В период глобального потепления (30-е годы), когда в умеренном поясе северного полушария отмечалось наибольшее количество засух, в субтропическом поясе, в частности в Судано-Сахельской зоне, наблюдались благоприятные условия увлажнения.

Исследования, проведенные в последние годы, отмечают зависимость меридионального градиента температуры от вековых изменений температуры в разных климатических зонах, что в свою очередь влияет на интенсивность зональной циркуляции в атмосфере. В работах О. А. Дроздова [2, 3] высказано предположение, что при потеплении Арктики уменьшаются межширотные контрасты и ослабевает зональный перенос, вследствие чего увеличиваются контрасты температуры между сушей и морем. В работах [17, 18] показано, что понижение глобальной температуры приводит к повышению количества осадков в умеренных широтах и к снижению их в субтропических и экваториальных зонах обоих полушарий.

Таблица 4

Среднее многолетнее количество осадков, осредненных по площади за разные периоды

Период	1897—1960	1961—1977	1897—1977	1897—1967
Количество осадков, мм . . .	642	567	626	640
Период	1929—1967	1968—1973	1972—1977	1968—1977
Количество осадков, мм . . .	649	515	523	529

Метод ступенчатого фильтра, предложенный Л. П. Наумовой [7, 8], позволяет провести более детальную количественную проверку статистической однородности метеорологического ряда.

Для определения стационарности ряда достаточно брать 5%-ный уровень значимости, так как вероятность выборочного среднего, отличающегося от истинной средней на $2\sigma_{\bar{x}}$ или более, равна 5%. При этом критерий согласия $\lambda_0 = 1,358$ предполагает наибольшее различие кривой эмпирического распределения от теоретического и чаще всего применяется на практике. Однако при $\lambda_0 = 1,358$ нельзя определить точно год скачка, поэтому для более детального анализа используется также $\lambda_0 = 0,520$ при 95%-ном уровне значимости, при котором расхождение кривых теоретического и эмпирического распределения меньше. При обработке этим методом были получены скачки, соответствующие засухам в Сахеле 1910/11—1914/15, 1927, 1941/42 и 1968—1973 гг.

На рис. 2 горизонтальной линией показаны скачки (нарушение однородности ряда). Изменение среднего количества осадков после 1968 г. было самым значительным по величине и продолжительности, в период 1929—1967 гг. отмечается небольшая изменчивость. В связи с этим была проведена проверка статистической значимости периода 1968—1977 гг. по отношению ко все-

му предыдущему периоду и к периоду оптимума (1929—1967 гг.). Для оценки значимости разности средних проводилось сравнение двух независимых выборок 1897—1967 и 1968—1977 гг. Если n_1 и n_2 — объемы этих двух выборок, а M_1 и M_2 — средние значения, то, считая n_1 и n_2 независимыми внутри своей совокупности, получим

$$t = \frac{M_1 - M_2}{\sigma \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}}},$$

где σ — среднее квадратическое отклонение совокупности, из которой были взяты выборки.

При сравнении средних за периоды 1897—1967 и 1968—1977 гг. оказалось, что $t=4,3$, т. е. уровень значимости разности средних сумм осадков за эти периоды меньше 0,1 %. Сравнивая средние за периоды 1968—1977 и 1929—1967 гг., получили, что $t=4,48$, т. е. уровень значимости повысился.

Таким образом, можно считать, что средние за эти выборки практически несравнимы. Разница может быть обусловлена катастрофическим явлением, каким и была последняя засуха Сахеля. Понижающийся тренд осадков Северной Африки после 1960 г. отмечается в ряде работ. В [21] подчеркивается необычность вывода о недостатке летних осадков на столь широком пространстве. По данным [16] понижающийся тренд месячных и годовых сумм осадков до 1970 г. обнаружен на широте 15° с., а с 70-х годов и на других широтах. Дефицит осадков за 1972—1973 гг. составил приблизительно 14 % от среднего количества за 1951—1973 гг., что соответствует $2,5\sigma$. Изменение режима осадков оказывает влияние на растительность и животный мир. Так, в северных районах Сахеля уже исчезли некоторые виды растительности, наиболее требовательные к влаге [12].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борзенкова И. И. Особенности векового хода осадков в различных климатических зонах Африки. — Труды ГГО, 1977, вып. 247, с. 26—35.
2. Дроздов О. А. Об изменении осадков северного полушария при изменении температур полярного бассейна. — Труды ГГО, 1966, вып. 198, с. 3—16.
3. Дроздов О. А., Гирская Э. И. К вопросу о связи температуры арктического бассейна с осадками умеренных и тропических широт. — Труды ГГО, 1970, вып. 258, с. 49—55.
4. Ефремова Н. И. Месячные количества атмосферных осадков средние для района Европейской территории СССР и северного Казахстана. — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 112 с.
5. Каган Р. Л. О точности определения средней по площади по данным точечных измерений. — Труды ГГО, 1965, вып. 175, с. 117—132.
6. Леднева К. В., Мещерская А. В. Многолетние ряды месячных сумм осадков, осредненных по площади, для основных сельскохозяйственных районов СССР (ежегодные данные). — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 158 с.

7. Методические указания Управления гидрометеорологической службы по оценке репрезентативности реперных станций и их дублеров.—Л.: изд. ГГО, 1978.—22 с.
8. Наумова Л. П. Способ выделения тренда климатологического ряда.—Труды ГГО, 1979, вып. 425, с. 36—41.
9. Огунтоинбо Дж. С., Одингбо Р. С. Изменчивость климата и использование земли.—Всемирная конференция по климату, Женева, 1979, с. 332—344.
10. Полищук А. И., Глухова Н. С. К вопросу об осреднении метеорологических полей.—Труды ГГО, 1973, вып. 308, с. 79—91.
11. Рубинштейн Е. С. Однородность метеорологических рядов во времени и пространстве в связи с исследованием изменения климата.—Л.: Гидрометеоиздат, 1979.—80 с.
12. Clos-Arceud A. Reflexions sur l'évolution du climat Sahelien.—Geometre, 1973, v. 116, N 12, p. 35—41.
13. Bunting A. H. e. a. Rainfall trends in the West African Sahel.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1976, v. 102, N 431, p. 59—64.
14. Flohn H. Equatorial westerlies over Africa, their extension and significance.—Bonner Meteorol. Abhand., 1965, v. 5, p. 36—48.
15. Grove A. T. A note on the remarkably low rainfall of the Sudan zone in 1913.—Savanna, 1973, v. 2, N 2, p. 133—138.
16. Kidson J. W. African rainfall and its relation to the upper air circulation.—Quart. J. Roy. Met. Soc., 1977, v. 103; N 437.
17. Lamb H. H. The current trend of world climate a report on the early 1970-s and a perspective. Climatic Research Unit School of Environmental Sciences University of East Anglia.—Norwich, 1974.—25 p.
18. Lamb H. H. Understanding climatic change and its relevance to the world food problem.—Res. Publ. Clim. Res. Unit. Univ. E. Angl., 1976, N 5, 23 p.
19. Nicholson S. E. The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa.—Mon. Wea. Rev., 1980, v. 108, N 4, p. 437—487.
20. Nicholson S. E. A climatic chronology for Africa: synthesis of geological, historical and meteorological information and data.—Paper presented at X INQUA Congress, Birmingham, England, 1977.—23 p.
21. Winstanley D. Recent rainfall trends in Africa, the Middle East and India.—Nature, 1973, v. 244, N 5408, p. 464—465.

Ким Мун Юк

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗАСУХИ В КОРЕЕ

Изучение засух связано с известными трудностями ввиду сложности этого явления. Различные авторы по-разному подходят к определению критериев засушливости, уделяя основное внимание либо физическому состоянию метеорологических элементов, либо реакции на него растительности.

Выявлению природы засухи и определению критериев, позволяющих оценить степень засухи, посвящено большое количество работ. Однако до конца этот вопрос еще не решен, особенно применительно к районам Кореи.

Известно, что при оценке засухи учитывается не только количество осадков, но и продолжительность дней бездождья.¹ Летом

¹ Бучинский И. Е. Засухи и суховеи.—Л.: Гидрометеоиздат, 1976.—213 с.

температура воздуха в Корее достаточно высокая и при отсутствии осадков в течение 10 дней и более создаются условия, оказывающие отрицательное влияние на состояние растений. Незначительное количество осадков в летний период не промачивает сухую почву на значительную глубину, и они не достигают корневой системы растений, поэтому для оценки засушливости учитывают критерии эффективных осадков. Условно за эффективные осадки мы принимали количество осадков ≥ 5 мм за сутки, а при дождях продолжительностью не менее двух дней — сумму осадков ≥ 10 мм независимо от того, выпали осадки в один или несколько приемов. Анализ показал, что за июль — август 1917—1965 гг. средняя продолжительность бездождя составила 12 дней, максимальная — 45 дней (западное побережье) и 58 дней (восточное побережье). Средняя вероятность 10—15 дней бездождя составила 40—60 %, вероятность 15 и более дней без дождя — 10—20 %.

Под засушливым месяцем понимается месяц, в течение которого бездождный период продолжается 15 дней и более при условии, что общее количество осадков не превышает 80 % нормы. Если 2 месяца и более являются засушливыми, то весь сезон считается засушливым. Ниже приведены годы с засушливыми месяцами за 1958—1974 гг.

Июнь	Июль	Август
1961, 1935, 1938, 1972	1958, 1963, 1968, 1973, 1974	1959, 1933, 1968, 1970, 1971

Как правило, в засушливые сезоны температура воздуха выше, чем во влажные, но эта разность очень мала (в среднем $0,4^{\circ}\text{C}$). В некоторых случаях температура воздуха в засушливые сезоны оказывается ниже нормы. Анализ ежедневных значений максимальной и минимальной суточной температуры воздуха в Пхеньяне для случаев влажного (1962 г.) и сухого (1968 г.) июля показал, что минимальная температура в сухом и влажном июле почти одинаковая, а амплитуда ее изменения во влажном месяце несколько меньше, чем в засушливом. Это свидетельствует о том, что температура воздуха не является обязательным критерием для определения засушливых сезонов в Корее.

Основные особенности синоптических условий в тропосфере, формирующих засухи, характеризуются усилением антициклона, который охватывает всю территорию Кореи, или ослаблением и смещением к низким широтам тихоокеанского максимума. При этом существенно ослабляется вынос влажного и теплого воздуха с юга на север, а высотная фронтальная зона становится менее интенсивной и, как правило, раздваивается.

Для синоптических процессов у земли характерно ослабление деятельности тихоокеанского максимума на юге Японии (огасаваровского антициклона) или усиление устойчивого антициклона над территорией Кореи.

Для сравнения макроциркуляционных условий северного полушария во влажные и сухие сезоны в таблице приведена повторяемость форм циркуляции за январь — август. Во влажном году с февраля по июль во 2-м секторе преобладает форма циркуляции M_1 , в засушливом — M_2 . Для 1-го сектора северного полушария таких особенностей не отмечено. Для группы дефицитов осадков прогностические признаки были обнаружены в циркуляции предшествующего года в 1-м секторе и в циркуляции текущего года во 2-м секторе. Таким образом, засушливые сезоны в Корее являются следствием циркуляционных условий не только восточной Азии, но и всего северного полушария.

Повторяемость форм циркуляции во 2-м секторе полушария за январь-август влажного (1962 г.) и сухого (1968 г.) года

Форма циркуляции	Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
З	1962	4	5	5	0	9	7	0	12
	1968	3	0	11	16	2	5	6	7
M_1	1962	10	9	21	18	14	17	22	10
	1968	18	4	8	0	11	12	6	16
M_2	1962	17	0	5	12	8	6	9	9
	1968	10	25	12	14	18	13	19	8

М. З. Басырова, Е. В. Воробьева

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА РАЗЛИЧНЫХ ПРЕДИКТОРОВ ДЛЯ СВЕРХДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ОСАДКОВ В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В работах [1—5] обращалось внимание на возможность перехода к сверхдолгосрочному прогнозированию с заблаговременностью более года и отмечалось, что не все характеристики большого пространственно-временного масштаба могут нести достаточную и равную информацию для сверхдолгосрочного прогнозирования. Возникла необходимость анализа с этой точки зрения различных атмосферных показателей для последующего включения их в прогностические схемы.

Представляет интерес оценить прогностическую информативность кинетической, потенциальной и полезной потенциальной энергии. Поскольку мы не располагаем необходимым архивом таких данных (достаточно длинными рядами 60—70 лет на пространстве северного полушария), на данном этапе считалось целесообразным проанализировать температуру на среднем энерге-

тическом уровне T_c , которая является одним из параметров, характеризующих полезную потенциальную энергию [7—9].

О сверхдолгосрочной информативности температуры T_c достаточно наглядно показывают результаты, изложенные в работе [6]. Для прогноза средней месячной температуры и засушливых явлений в вегетационный период эта характеристика вполне информативна и может быть использована в физико-статистических и синоптико-статистических схемах прогнозов. Однако сравнительная оценка информативности T_c , рассчитанной с учетом закономерности сопряженности атмосферных процессов, т. е. для американской ($\Delta T_{c.ам}$) и евразийской ($\Delta T_{c.евр.}$) частей полушария, показала, что для прогноза с заблаговременностью до 1 года прогностических указаний можно получить больше при использовании в качестве предиктора характеристики $\Delta T_{c.евр.}$, а с заблаговременностью более года (до 8 лет) — $\Delta T_{c.ам}$ [6].

Для прогноза засух и барико-циркуляционного режима со сверхдолгосрочной заблаговременностью достаточно информативными являются данные аномалий антициклонической циркуляции в атлантико-европейской части полушария.

В настоящей работе проведена сравнительная оценка информативности $\Delta T_{c.ам}$, $\Delta T_{c.евр.}$ и аномалии антициклонической циркуляции по Л. А. Вительсу ΔN_a применительно к одному и тому же предиктанту (месячных сумм осадков) на этапе построения уравнений множественной регрессии. В качестве предиктантов использовались ряды средних месячных сумм осадков с мая по сентябрь 1908—1972 гг. для четырех районов Западной Сибири: Томского (север), Томского (юг), Новосибирского (юго-запад) и Новосибирского (северо-восток). В качестве предикторов были взяты ряды средних месячных значений аномалий температуры на среднем энергетическом уровне за 1900—1972 гг.

С учетом наличия установленной в работе [1] сопряженности атмосферных процессов Северного полушария значения T_c в узлах сетки были осреднены по крупным регионам: 1) тихоокеано-американскому сектору (20 — 140° з. д., 40 — 75° с. ш.), $T_{c.ам}$; 2) евразийскому сектору (20° з. д. — 100° в. д., 40 — 75° с. ш.), $T_{c.евр.}$.

Для получения уравнений множественной корреляции месячных сумм осадков и указанных выше характеристик была разработана программа, которая предусматривала следующее: расчет корреляционных связей между предиктором и предиктантом с шагом в 1 месяц во временном сдвиге от 0 до 96 месяцев и выделение предикторов в соответствии с заданным уровнем значимости, просеивание их по признаку взаимной линейной зависимости, заблаговременности и временной устойчивости, решение системы уравнений n -го порядка. Отобранные в результате анализа предикторы вошли в уравнения множественной регрессии. Выбор наиболее информативных производился методом детерминантного анализа. Число членов уравнений множественной регрессии приведено в табл. 1. Количество членов уравнения считалось

Количество членов уравнений множественной регрессии

Район	V		VI		VII		VIII		IX	
	ΔN_a	ΔT_c	ΔN_a	ΔT_c	ΔN_a	ΔT_c	ΔN_a	ΔT_c	ΔN_a	ΔT_c
Томский										
север	7	3	8	3	12	—	9	2	9	4
юг	9	2	7	3	9	3	10	2	10	3
Новосибирский										
северо-восток	9	3	10	6	10	3	12	—	10	4
юго-запад	9	5	11	6	10	1	9	3	10	5

определенным, если при прибавлении i -го предиктора приращение коэффициента множественной регрессии составляло $< 0,01$.

Значения коэффициентов уравнений множественной регрессии, рассчитанных с использованием циркуляционных характеристик ΔN_a существенно выше по сравнению с коэффициентами, рассчитанными по температуре на среднем энергетическом уровне. Значение этих коэффициентов для разных месяцев изменяется в пределах 0,904—0,826 и 0,711—0,397. Существенно меньше

Таблица 2

Оправдываемость r прогнозов осадков ΔR по предикторам ΔN_a и ΔT_c (зависимый ряд)

Район	V	VI	VII	VIII	IX
Предиктор ΔN_a					
Томский					
север	0,673	0,600	0,636	0,635	0,818
юг	0,745	0,673	0,491	0,600	0,745
Новосибирский					
северо-восток	0,745	0,491	0,709	0,818	0,382
юго-запад	0,818	0,818	0,600	0,534	0,673
Предиктор ΔT_c					
Томский					
север	0,375	0,437	—	0,469	0,500
юг	0,281	0,344	0,500	0,312	0,405
Новосибирский					
северо-восток	0,405	0,531	0,375	—	0,344
юго-запад	0,250	0,437	0,031	0,312	0,437

в первом случае и средние квадратические ошибки «прогнозов», построенных по зависимому ряду на основе уравнений множественной регрессии, и более чем в 2 раза меньше дисперсии осадков. Ошибки прогнозов осадков с использованием ΔT_c примерно того же порядка, что и дисперсия осадков.

Результаты проверки оправдываемости прогнозов на зависимом ряде по критерию $\rho = \frac{n_+ - n_-}{N}$ (n_+ и n_- — соответственно число совпадений и несовпадений по знаку, N — общее число) приведены в табл. 2.

Оценка прогнозов по уравнениям множественной регрессии на зависимом ряде, как видно из данных табл. 2, дала лучшие результаты при использовании предиктора ΔN_a . Так, значения ρ , рассчитанные по предиктору ΔN_a , составляют 0,382—0,818 (максимум в мае, минимум в июле), по предиктору ΔT_c $\rho = 0,031 \dots 0,531$. Оправдываемость прогнозов по независимому 10-летнему ряду (1963—1972 гг.) ниже, но значения ρ , рассчитанные по предикторам ΔN_a и ΔT_c , сравнимы между собой.

Приведенные материалы позволили сделать заключение, что для прогноза осадков наиболее информативными являются циркуляционные показатели по сравнению с термическими.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. — Л.: Гидрометеониздат, 1962. — 113 с.
2. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм осадков на основе учета сопряженности атмосферных процессов. — Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 67—71.
3. Воробьева Е. В. Некоторые пути увеличения заблаговременности месячных и сезонных прогнозов погоды. — Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 23—29.
4. Воробьева Е. В., Приемова Л. П. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдолгосрочного прогнозирования. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 102—109.
5. Воробьева Е. В., Басырова М. З. Сверхдолгосрочное прогнозирование барико-циркуляционного режима у поверхности земли. — Труды ГГО, 1981, вып. 458.
6. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б., Приемова Л. П. Сопряженность атмосферных процессов и формирование засушливых явлений. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 98—101.
7. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеониздат, 1960. — 168 с.
8. Борисенков Е. П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы. — Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 5—13.
9. Борисенков Е. П., Приемов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия. — В кн.: Письма в астрономический журнал, 1976, т. 2, № 1, с. 44—49.

ПРОЯВЛЕНИЕ ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ В ТЕРМИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ АТМОСФЕРЫ

Установление причин возникновения экстремальных метеорологических условий пространственно-временного распространения (крупные аномалии температуры, осадков, засушливые явления и т. д.) является одной из сложных задач метеорологии, решение которой имеет не только научное, но и большое народнохозяйственное значение. Именно поэтому к настоящему времени имеется обширная литература, достаточно разносторонне освещающая эту проблему. Вместе с тем из-за отсутствия достаточно длинных рядов аэрологических наблюдений еще слабо изучены условия в свободной атмосфере, свойственные крупным метеорологическим аномалиям. Имеющихся для тропосферы аэрологических данных за 15—20 лет недостаточно и для исследований целого ряда вопросов климатологии. Такие задачи могут быть решены в первом приближении лишь с привлечением каких-либо косвенных или расчетных данных.

В настоящей работе рассматривается термический режим свободной атмосферы в северном полушарии на основе анализа расчетных данных о температуре воздуха на среднем энергетическом уровне T_c за период 1891—1972 гг. В работах [1—3] показано, что в атмосфере существует устойчивый уровень (410—420 гПа), температура которого является средней температурой столба атмосферы единичного сечения. Ее можно рассчитать, зная температуру и давление у поверхности земли и плотность на среднем энергетическом уровне.

В связи с поставленной задачей по данным T_c в узлах регулярной сетки северного полушария (288 точек) получены средние групповые значения T_c за 16—20 лет, характеризующиеся крупными метеорологическими аномалиями у поверхности земли значительного пространственного масштаба [7, 11, 12]. Кроме количественных групповых характеристик T_c и их отклонений от многолетней средней ΔT_c анализу были подвергнуты данные о площади распространения положительных аномалий T_c , которая определялась по числу точек с $+\Delta T_c$, выраженному в процентах от общего их числа на полушарии, половине полушария, секторе. Полученный таким образом материал позволил выявить ряд особенностей термического режима свободной атмосферы в засушливые годы и в годы, предшествующие им. В весенне-летние сезоны этих лет над ЕТС, Западной Сибирью и Северным Казахстаном располагается обширная устойчивая область тропосферного тепла. Она сохраняется в течение всего периода, наибольшая интенсивность ее наблюдается в мае. Верхняя тропосфера северного полушария характеризуется повышенной температурой. На рис. 1 приведены кривые, характеризующие площадь, занятую положительными аномалиями температуры на среднем

энергетическом уровне (выраженную в процентах от общего количества точек на полушарии). Как в аномальные месяцы (апрель — июль), так и в предшествующие аномальным на большей части (50—70 %) северного полушария температура на среднем энергетическом уровне выше средней многолетней. Для сравнения на рис. 1 приведена кривая, которая показывает процент площади, занятой положительными аномалиями ΔT_c в годы с благоприятными метеорологическими условиями по каталогу [8]. Верхняя тропосфера в эти годы более холодная. На большей части северного полушария T_c ниже многолетней средней. Площадь с положительной аномалией сократилась до 30—40 %. Пониженный фон температуры свободной атмосферы наблюдается в течение длительного предшествующего периода. Различия

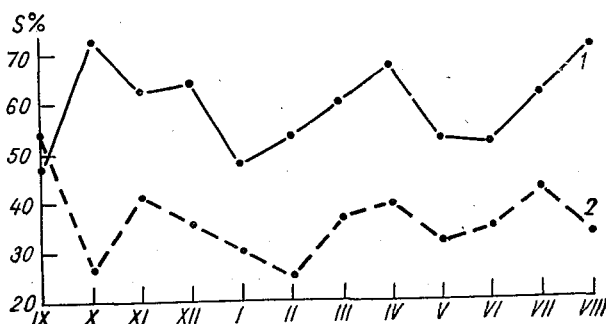


Рис. 1. Изменение площади (%) распространения на северном полушарии положительных отклонений T_c от многолетней средней.
1 — при экстремальных метеорологических условиях большого пространственно-временного масштаба, 2 — при благоприятных метеорологических условиях.

в площади распространения положительных аномалий ΔT_c в годы с неблагоприятными и благоприятными условиями приведены в таблице. Приведенные данные свидетельствуют о том, что формирование экстремальных метеорологических условий большого пространственного масштаба является процессом длительным и охватывающим не только северное полушарие, но и южное. Повышенный фон температуры тропосферы северного полушария должен компенсироваться более холодной тропосферой в южном полушарии.

Другой особенностью распределения ΔT_c на полушарии является достаточно четко проявляющаяся сопряженность атмосферных процессов западной и восточной частей северного полушария, особенно в северных его широтах [5]. В распределении ΔT_c она выражена значительными различиями в площади, занятой положительной аномалией: в то время как в восточной части полу-

шария (секторы 1—3) преобладают положительные ΔT_c (кривая 1, рис. 2), в западной (секторы 4—6) — отрицательные ΔT_c (за 100 % принято число точек в данной части полушария или сектора). Таким образом, здесь имеет место заметно выраженная асимметрия: более теплая атмосфера в северных широтах восточной части полушария и холодная в западной. Особенно резко

**Разность (%) между площадью с положительной аномалией ΔT_c
в засушливые годы и в годы с достаточным увлажнением**

Территория	Долгота	IX	X	XI	XII	I	II
1. Европа	0—50° в.	44	15	47	—10	—6	52
2. Западная Сибирь	60—110	—32	60	11	42	8	40
3. Восточная Сибирь	110—170	—31	39	—4	28	55	83
4. Тихий океан	130—180° з.	9	85	62	—12	76	11
5. Северная Америка	120—70	—19	21	8	35	—17	—16
6. Атлантический океан	60—103	—16	40	1	85	—16	29
Восточное полушарие	0—170° в.	—6	39	16	20	18	59
Западное полушарие	10—180° з.	—8	49	24	38	—5	8
Северное полушарие		—7	46	21	28	18	28

Территория	Долгота	III	IV	V	VI	VII	VIII
1. Европа	0—50° в.	39	27	46	52	27	41
2. Западная Сибирь	60—110	3	61	—7	20	—3	—5
3. Восточная Сибирь	110—170	48	5	16	55	—20	85
4. Тихий океан	130—180° з.	35	35	57	20	19	78
5. Северная Америка	120—70	28	14	42	—15	56	13
6. Атлантический океан	60—103	—16	21	26	—6	42	19
Восточное полушарие	0—170° в.	30	34	19	32	2	39
Западное полушарие	10—180° з.	16	20	23	10	38	37
Северное полушарие		23	27	26	16	19	38

асимметрия проявляется в предшествующих январе, феврале, марте и апреле месяцах. Такие условия должны способствовать развитию меридиональных процессов, т. е. процессов, с которыми связаны засухи на ЕТС [9]. Кроме того, здесь хорошо подтверждается тезис о том, что крупные аномалии метеорологических характеристик являются следствием необычно устойчивых атмосферных процессов.

Обращает на себя внимание тот факт, что в северных широ-

тах ($60-75^{\circ}$) восточной части полушария на общем теплом фоне с октября по август, в декабре и январе атмосфера более холодная, особенно на ЕТС и в Западной Сибири (см. рис. 2). Отсюда следует, что экстремальным сезонам, для которых характерна повышенная температура для всей толщи атмосферы, предшествуют относительно холодные зимы. На такую особенность обратил внимание А. Л. Кац [9], анализируя причины жаркого и сухого лета 1972 г. Он отметил, что зимняя (или весенняя) почвенная засуха, явившаяся следствием холодной атмосферной засухи, может затем стать причиной усиления весенней (летней) засухи как на почве, так и в воздухе. Это типичные случаи, когда суровая зима сменяется знойным летом, например 1972 г. на ЕТС. Можно предполагать, что это единый крупномасштабный, как в пространстве, так и во времени процесс, по-разному проявляющийся в разные сезоны.

В работе [6] показано, что при засушливых явлениях по классификации [7] на ЕТС повторяемость антициклонической циркуляции повышена в среднем за сезон на $15-20\%$, т. е. не столь сильно, как можно было бы предполагать. Отсюда следует, что в ряде случаев и при циклонической циркуляции в южных районах возможны процессы, способствующие формированию засушливости. Связано это, по-видимому, с тем, что фронтальные раздели по мере продвижения с запада на восток летом становятся размытыми, лишенными не только осадков, но и облачности [4, 8, 10]. Определяется это рядом факторов (влажностью воздуха, испарением с почвы и др.). Этому способствует также и более теплая, чем обычно, тропосфера вследствие повышения уровня конденсации, препятствующего образованию осадков. Именно такие условия создаются, когда над ЕТС располагается область тропосферного тепла, сохраняющаяся в течение длительного времени.

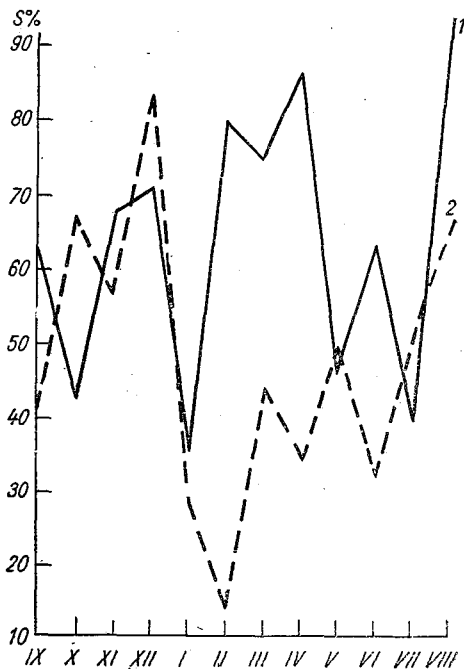


Рис. 2. Изменение площади (%), занятой положительной аномалией ΔT_c , в северных широтах восточного (1) и западного (2) полушария перед засушливыми сезонами.

Таким образом, рассмотренные выше материалы показывают, что формирование крупных метеорологических аномалий является процессом глобальным, охватывающим большие толщи атмосферы и временные интервалы порядка нескольких месяцев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 168 с.
2. Борисенков Е. П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы. — Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 5—13.
3. Борисенков Е. П., Приемов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия. — В кн.: Письма в астрономический журнал, 1976, т. 2, № 1, с. 44—49.
4. Воробьева Е. В., Згурко В. Б. Вероятность выпадения осадков в зависимости от синоптических условий температуры и влажности воздуха в теплое полугодие на юге ЕТС. — Труды ГГО, 1954, вып. 45 (107), с. 27—35.
5. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии. — Л.: Гидрометеиздат, 1962. — 113 с.
6. Воробьева Е. В., Дмитриева С. Б., Приемова Л. П. Сопряженность атмосферных процессов и формирование засушливых явлений. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 93—101.
7. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Яковлева Н. И. Макроциркуляционный индекс засушливости и урожайность яровой пшеницы. — Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 129—136.
8. Дроздов О. А. К вопросу об изменении осадков в связи с системой полезавитных мероприятий в степных и лесостепных районах ЕТС. — В кн.: Вопросы гидрометеорологической эффективности полезавитного лесоразделения, 1950, с. 30—37.
9. Кац А. Л. Необычное лето 1972 г. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 58 с.
10. Мишутин Д. А. Сухие атмосферные фронты в южных степях Украины. — Метеорология и гидрология, 1952, № 6, с. 35—36.
11. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 254 с.
12. Покровская Т. В., Григорьева А. А. О циркуляционных характеристиках европейско-казахстанских засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 29—37.

В. А. Молодых, В. Ф. Логинов

ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ ПОЛУГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Полугодовые колебания были обнаружены в изменении температуры воздуха, давления [1, 6, 9, 12], температуры морской воды [5] и скорости морских течений [11], в индексах атмосферной циркуляции [3, 4], а также в изменении осадков [2]. Авторы считали, что причинами таких колебаний являются геомагнитная активность, полугодовой солнечный прилив в океане и другие, однако ясности относительно причин формирования полугодовых колебаний в атмосфере и гидросфере до сих пор нет. Нами была предпринята попытка исследовать полугодовые колебания в кли-

матических характеристиках и их устойчивость в пространстве и времени с использованием данных температурных наблюдений за 100 лет и более.

Для изучения полугодовых колебаний применялась следующая методика. Годовой ход температуры аппроксимировался синусоидальной кривой, рассчитываемой как первая гармоника разложения в ряд Фурье с основным периодом 12 месяцев. После этого рассматривались отклонения средних месячных значений температуры от первой гармоники.

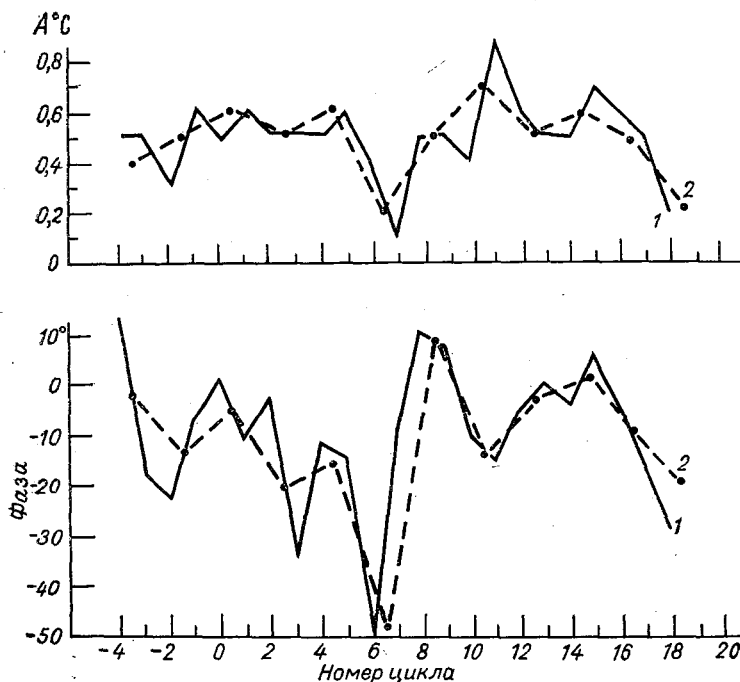


Рис. 1. Зависимость амплитуды и фазы полугодовых колебаний температуры воздуха в Центральной Англии от номера солнечного цикла.

1 — данные, осредненные по 11-летним циклам, 2 — данные, осредненные по 22-летним циклам.

Анализ этих отклонений по материалам наблюдений ряда станций Западной Европы за 150—260 лет, 30 станций Советского Союза и 4 станций Северной Америки для каждого 22-летнего солнечного цикла показал наличие 5—7-месячных колебаний.

Для более детального анализа вариаций полугодовых колебаний в вековом ходе применялась аппроксимация полугодовых колебаний второй гармоникой разложения в ряд Фурье. На рис. 1

показана зависимость амплитуды и фазы полугодовых колебаний температуры воздуха от номера солнечного цикла. Из рис. 1 видно, что вековой ход амплитуды полугодовых колебаний согласуется с вековым ходом чисел Вольфа, а именно: вблизи минимума чисел Вольфа наблюдается уменьшение амплитуды полугодовых колебаний (1713—1733 гг. — циклы —3-й и —2-й, 1811—1833 гг. — 6-й и 7-й циклы).

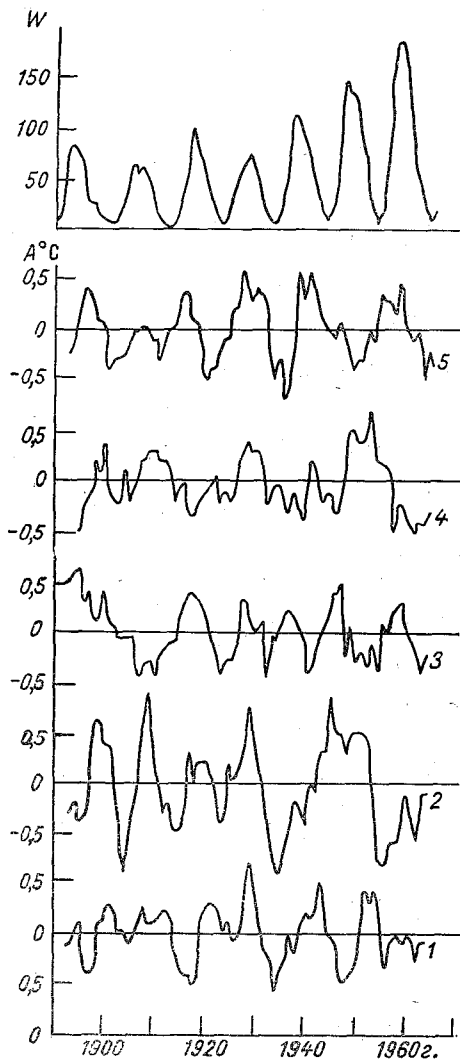


Рис. 2. Многолетний ход амплитуды полугодовых колебаний температуры воздуха и чисел Вольфа (относительные единицы).

1—Александровск-Сахалинский, 2—Якутск, 3—Иркутск, 4—Астрахань, 5—Тарту.

Локальный минимум амплитуды наблюдался в период 1890—1901 гг. (13-й цикл). В 1950-е годы амплитуда полугодовых колебаний также уменьшилась, хотя это были годы наивысшей активности Солнца за весь период инструментальных наблюдений. Таким образом, при очень высокой и очень низкой солнечной активности в вековом цикле амплитуда полугодовых колебаний температуры уменьшается. Аналогичные результаты были получены нами ранее при анализе изменений амплитуды годовых колебаний температуры. Фазы полугодовых колебаний (см. рис. 1) в эпохи минимумов векового цикла испытывают более сильное изменение по сравнению с другими эпохами.

Чтобы выяснить влияние 11-летнего цикла на полугодовые колебания температуры, было проведено скользящее осреднение амплитуды полугодовых колебаний для исключения периодов более 21 года и менее 5 лет. При этом обнаружилось, что многолетний ход амплитуды полугодовых колебаний температуры воздуха имеет составляющую с периодом около 11 лет (рис. 2). Среднее значение амплитуды со-

ставляет $0,5^{\circ}\text{C}$. Периоды максимумов и минимумов амплитуды полугодовых колебаний и чисел Вольфа примерно совпадают. Однако на некоторых станциях не удается обнаружить четких 11-летних колебаний амплитуды полугодового цикла в температуре.

Данные рис. 2 показывают, что ход амплитуды полугодовых колебаний температуры воздуха, по крайней мере в течение 4—5 солнечных 11-летних циклов, согласуется с многолетним ходом чисел Вольфа. Причины нестабильности солнечно-атмосферных связей в пространстве и времени были рассмотрены в работах [7, 10]. Они связаны с районом, сезоном, высотой над уровнем моря, а также с изменением влияния на атмосферу электромагнитного излучения и заряженных частиц.

Рассматривая амплитуды полугодовых колебаний, можно заметить, что на территории СССР имеются большие районы, где в годовом ходе температуры наблюдается двойная волна с примерно одинаковыми по высоте максимумами как весной, так и осенью (Центральная и Восточная Сибирь и Дальний Восток СССР без прибрежных районов Ледовитого океана) или с максимумами, различающимися по высоте. Амплитуда полугодовых колебаний составляет для ЕТС в среднем $0,5\text{—}1,5^{\circ}\text{C}$, для Сибири и Дальнего Востока $2\text{—}3^{\circ}\text{C}$.

С целью выяснения причин образования полугодовых колебаний температуры воздуха была предпринята попытка исследовать вариации в годовом ходе прямой солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы. Формулы для такого расчета приведены в работе [8]. Поскольку земная орбита является эллипсом с эксцентриситетом 0,0167 и, кроме того, земная ось отклонена от перпендикуляра к плоскости эклиптики на угол $23^{\circ}26,5'$, то годовой ход солнечной радиации на верхней границе атмосферы будет описываться сложной негармонической кривой. В частности, на экваторе кривая годового хода солнечной радиации имеет два максимума в периоды весеннего и осеннего равноденствия, т. е. период колебаний солнечной радиации на экваторе составляет 6 месяцев. При приближении к полюсам двухвершинная кривая приобретает характер одновершинной, однако ее форма далека от синусоидальной. Поэтому было проведено разложение годового хода суточных сумм тепла на гармоники с периодом 12 и 6 месяцев для разных географических широт. (Большую помощь в расчете суточных количеств тепла авторам оказал С. В. Агапонов.)

Анализ разложения показал, что амплитуда годового колебания солнечной радиации от экватора к полюсам увеличивается достаточно монотонно. Фаза этого колебания остается почти постоянной. Амплитуда полугодовой гармоники уменьшается при увеличении географической широты от 0 до 50°C , а выше полярного круга она достигает 30 % годовой амплитуды. Отсюда следует вывод, что реальный годовой ход прямой солнечной радиации хорошо описывается одной синусоидальной кривой только

в узкой полосе широт 50—60°. На широтах выше полярного круга описать с достаточной точностью годовой ход радиации одной синусоидальной кривой вообще невозможно вследствие существования эффекта полярной ночи.

Рассматривая годовой ход прямой солнечной радиации, можно заметить, что, когда на экваторе наблюдается максимум в полугодовой волне радиации, вблизи полюсов имеется минимум, т. е. экваториальные и приполюсные районы земного шара находятся в совершенно различных термических условиях. Таким образом, изменение геометрических параметров при движении Земли по своей орбите вокруг Солнца способствует существенной модуляции прямой солнечной радиации в годовом ходе.

Однако такая картина справедлива лишь для верхней границы атмосферы. Земные факторы могут существенно искажать годовые и полугодовые колебания амплитуды температуры воздуха и фазировку в пространстве. Меньше искажений должно наблю-

Амплитуды и фазы годовых и полугодовых колебаний температуры воздуха

Станция	Число лет в выборке	A, °C	φ_1°	A ₂ °C	φ_2°
Вашингтон	80	11,9	234	0,3	260
Чикаго	80	13,5	231	0,7	253
Цинциннати	80	12,5	235	0,5	258
Якутск	96	30,8	242	2,6	243
Томск	96	18,7	239	0,4	236
Ташкент	96	13,3	242	0,3	252
Алма-Ата	48	15,3	240	1,0	241
Николаевск-на-Амуре	52	19,7	232	1,9	250
Аян	45	15,7	230	2,5	273
Хабаровск	67	21,2	237	2,3	234
Томмот	47	26,5	241	1,4	241
Олекминск	48	25,6	241	1,4	250
Охотск	46	17,4	233	2,3	284
Пномпень	35	1,3	299	0,8	230
Дели	58	9,2	251	2,5	194
Джакарта	75	0,3	222	0,4	197
Чэнду	29	9,8	239	0,7	240
Улан-Батор	37	21,5	242	2,1	234
Александрия	60	6,1	217	0,6	229
Каес (Мали)	39	3,3	296	2,7	188
Дахла (АРЕ)	35	9,3	237	1,3	198
Браззавиль (Конго)	40	1,6	45	1,2	211

даться в районах континентального климата. В таблице приведены значения амплитуды и фазы годовых и полугодовых колебаний температуры воздуха для ряда станций северного полушария. Для станций с континентальным типом климата периоды наступления максимумов полугодовых колебаний температуры отстают от периодов наступления максимумов прямой солнечной радиации на 1—1,5 месяца ($30-45^\circ$). Таким образом, в обширных областях с континентальным климатом (Азия и центральные районы США) полугодовые колебания температуры обусловлены негармоническим характером изменений прямой солнечной радиации.

Анализируя соотношения амплитуд первой и второй гармоник разложения годового хода температуры для континентальных станций, можно заметить, что амплитуда второй гармоники составляет в среднем 5—10 % амплитуды первой гармоники, а отношение амплитуд полугодовой и годовой гармоник в прямой солнечной радиации превышает 0,05 на всех широтах за исключением широтной зоны $45-60^\circ\text{C}$. Казалось бы, в данной широтной зоне полугодовые колебания температуры не могут быть объяснены исходя из несинусоидальности годового хода прямой солнечной радиации. Однако учитывая процессы общей циркуляции атмосферы, возникновение второй гармоники в годовом ходе температуры можно объяснить как результат изменения положения Земли относительно Солнца. Для подтверждения этого были рассчитаны амплитуда и фаза первой и второй гармоник солнечной радиации на уровне Земли по результатам измерений 80 станций в различных широтных зонах [8]. Сравнение фаз первой и второй гармоник разложения, проведенное по результатам расчетов и по данным измерений, показало достаточно хорошую согласованность, особенно в широтной зоне $0-50^\circ$. Таким образом, существенная негармоничность в ходе солнечной радиации вследствие изменения орбитальных параметров Земли может вызывать полугодовые колебания в температуре воздуха. Максимумы 6-месячных гармоник разложения радиации и температуры воздуха на континентальных станциях близки друг к другу по времени, а именно, приходятся на весенние и осенние месяцы. При этом амплитуда полугодовых колебаний температуры воздуха составляет 5—10 % амплитуды годового колебания.

В целях поиска других возможных причин полугодовых колебаний в температуре воздуха была исследована степень влияния полугодовых колебаний геомагнитной активности на полугодовые колебания температуры. Известно, что весной и осенью геомагнитная активность возрастает. Были сформированы две выборки: в первую вошли годы, когда геомагнитная активность имела четкую полугодовую составляющую, во вторую вошли годы, когда полугодовая составляющая в геомагнитных индексах отсутствовала. Анализ показал, что даже в годы, когда полугодовой компонент в геомагнетизме отсутствовал, полугодовые колебания температуры имели место и при этом существенно не отличались

от колебаний в годы, когда полугодовая волна в геомагнетизме существовала.

Далее была предпринята попытка обнаружить влияние общего уровня геомагнитной активности на полугодовые колебания температуры воздуха. Для этого также были сформированы две выборки лет: первая включала годы высокой геомагнитной активности в 11-летних циклах (46 лет), во вторую вошли годы низкой геомагнитной активности (26 лет). По этим выборкам были рассчитаны отклонения годового хода температуры от первой гармоники температуры. Оказалось, что в годы высокой геомагнитной активности отклонения от первой гармоники больше, чем в годы низкой геомагнитной активности. Такой вывод был получен для станций Вильнюс, Москва, Ворошиловград, Астрахань, Киев, Иркутск, Якутск и др. Однако статистически значимые различия температуры воздуха были получены только для весеннего периода (март, апрель).

В заключение можно сделать следующие выводы.

1. Полугодовые колебания температуры воздуха составляют 5—10 % амплитуды годовых колебаний и наиболее четко выражены в районах континентального климата.

2. Вследствие несинусоидальности годового хода прямой солнечной радиации полугодовые колебания температуры могут быть обусловлены полугодовой составляющей прямой солнечной радиации.

3. Уровень геомагнитной активности контролирует полугодовую составляющую температуры воздуха в весенний период (март — апрель).

4. Амплитуда полугодовых колебаний температуры воздуха испытывает циклические изменения с периодами, близкими к 11-летнему и вековому циклам солнечной активности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бышев В. И. О годовых и полугодовых колебаниях некоторых характеристик приводного слоя атмосферы. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 5, с. 540—547.

2. Вителъс Л. А. Годовой ход крупных аномалий осадков. — Метеорология и гидрология, 1952, № 3, с. 24—27.

3. Зушинская Т. М., Сазонов Б. И. Основные частоты геофизических процессов, ч. 2. — Труды ГГО, 1973, вып. 299, с. 37—46.

4. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. — Л.: Гидрометеиздат, 1960. — 270 с.

5. Крындин А. Н. Некоторые климатологические характеристики температурного поля северо-западной части Тихого океана. — Труды НИИАК, 1970, вып. 68, с. 14—26.

6. Логинов В. Ф., Сухомазова Г. И. Возможная природа некоторых циклических составляющих в атмосферном давлении. — Известия ВГО, 1972, т. 104, вып. 3, с. 213—217.

7. Логинов В. Ф. Характер солнечно-атмосферных связей. — Л.: Гидрометеиздат, 1973. — 48 с.

8. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. — М., — Л.: ГОНТИ, 1939. — 207 с.

9. Рубинштейн Е. С. О полугодовой температурной волне в атмосфере. — Геофизический сборник, 1928, т. 5, вып. 2, с. 64—76.
10. Сазонов Б. И., Логинов В. Ф. Солнечно-тропосферные связи. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 115 с.
11. Смирнов Н. П. Сезонные вариации в деятельности системы Гольфстрим. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1966, вып. 22, с. 43—51.
12. Shaw W. N., Cohen C. R. On the seasonal variation of atmospheric temperature in the British Isles and its relation to wind-direction with a note on the effect of sea temperature on the seasonal variation of air temperature. — Proc. Roy. Soc., London, 1902, v. 69, N 451, p. 61—85.

Б. И. Сазонов, Л. П. Спирина

ГОДОВОЙ ХОД СВЯЗИ ПОКАЗАТЕЛЕЙ ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ С АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

В ряде работ последнего десятилетия были отмечены хорошие связи месячных значений индексов геомагнитной активности K_p с планетарной циркуляцией атмосферы, повторяемостью различных форм циркуляции, с формированием летних засушливых сезонов и с урожайностью зерновых [3].

В этих исследованиях на форму представления геомагнитных индексов особого внимания не обращалось; использовались те индексы и в том виде, в котором они были доступны авторам. В настоящей работе поставлена задача найти лучшие способы представления данных о возмущениях геомагнитного поля.

В последние годы интенсивно развиваются исследования связи индексов геомагнитной возмущенности с параметрами межпланетной среды. Измерения, проведенные с космических аппаратов за последние два цикла солнечной активности, дали обширный материал для выявления факторов, определяющих возмущения геомагнитного поля. Были измерены такие параметры, как скорость солнечного ветра v , напряженность межпланетного магнитного поля B , плотность протонов солнечного ветра в единице объема n .

Уже самые первые измерения v дали возможность установить хорошие связи индекса геомагнитной возмущенности K_p с вектором скорости солнечного ветра [8]. Однако в дальнейшем оказалось, что от изменения масштабов временного осреднения связи K_p с величинами v , B и n изменяются и трудно выделить главный параметр межпланетной среды, который всегда был определяющим в изменениях индексов геомагнитной возмущенности.

При масштабах осреднения порядка часа и менее скорость солнечного ветра v практически не изменяется, а параметр B , отражая флуктуационную структуру межпланетной среды, меняется существенно. За этот промежуток времени межпланетное магнитное поле может даже сменить свое направление. В этих

временных интервалах изменения B в основном определяют изменения магнитного поля и величину индексов возмущенности [4, 6, 7].

При масштабах осреднения от нескольких часов до нескольких суток роль параметров B и v выравнивается. При средних трехчасовых значениях $1,5 < K_p < 2,5$ вклад B и v одинаков. Особенно низкие значения геомагнитного индекса ($K_p < 1,5$) связаны, как правило, с наличием северной составляющей магнитного поля B_N , а очень высокие ($K_p > 2,5$) — с наличием южной составляющей межпланетного магнитного поля B_s [4].

При масштабах осреднения от нескольких дней до нескольких месяцев решающий вклад в изменения геомагнитного индекса K_p принадлежит параметру v . Здесь следует дать некоторые пояснения. Межпланетное магнитное поле меняется не только вследствие турбулентной структуры среды, но и в результате прохождения Землей секторов магнитного поля, связанного с крупномасштабными образованиями на поверхности Солнца и вынесенного солнечным ветром на орбиту Земли. За один оборот Солнца (27 дней) Земля пересекает, как правило, 4 или 6 таких секторов. Таким образом, каждые 4—8 дней происходит кардинальная смена направления магнитного поля. Рассматривая промежутки времени от нескольких дней до нескольких месяцев, очень трудно выделить влияние преобладающей ориентации — B на геомагнитную активность. Этот эффект усиливается еще и потому, что масштаб временного осреднения в этом случае совпадает с масштабом изменений в структуре поля v .

Скорость солнечного ветра обычно в пределах 300—500 км/с. Его среднее поле возмущается потоками плазмы, имеющими скорости порядка 600—800 км/с, а иногда и больше. Высокоскоростные потоки солнечного ветра появляются в результате серий хромосферных вспышек и прохождения низкоширотных корональных дыр по диску Солнца. Это приводит к возрастанию v в течение 5—15 дней. Наконец, большие многомесячные флуктуации солнечной активности приводят к определенному возрастанию v в течение 1—5 месяцев.

Учитывая вышесказанное, можно понять, почему интервал осреднения от нескольких дней до нескольких месяцев выявляет в изменениях индекса K_p главным образом эффекты изменения скорости солнечного ветра v .

Есть ряд соображений, из которых следует, что с дальнейшим увеличением масштаба временного осреднения (от нескольких лет до столетий и тысячелетий) роль B в изменениях геомагнитного индекса K_p должна вновь возрастать. Различие геомагнитной возмущенности в четных и нечетных солнечных циклах не может объясняться изменением v , но хорошо согласуется с изменениями B . Очень низкий уровень геомагнитной активности в отдельные годы прошлого столетия не может быть объяснен уменьшением v до 200 км/с и менее, что противоречит современной теории солнечной короны [6]. Это можно объяснить, например,

слабой изменчивостью и ориентацией B в плоскости эклиптики в периоды длительного минимума солнечной активности.

К сказанному следует добавить, что геомагнитные бури (периоды высоких значений K_p), отмечаемые в течение 3—15 дней, вызываются попаданием Земли в высокоскоростные потоки солнечного ветра. Две-три геомагнитные бури заметно увеличивают средние месячные значения K_p , дают информацию о крупных физических изменениях в процессах на Солнце и в межпланетной среде.

Естественно, возникает вопрос о путях выделения полезной для метеорологии информации в индексах геомагнитной активности. Одним из авторов (совместно с Н. И. Яковлевой) уже предпринималась попытка исследования аномальных месячных значений K_p в связи с изменениями урожайности. Было показано, что величина $\Delta K_p = K_p - \overline{K_p}$ год лучше связана с урожайностью, чем величина K_p .

В настоящей работе флуктуационный индекс ΔK_p рассчитывался в отклонениях от фона $\overline{K_p}$ месячных значений K_p :

$$\Delta K_p = K_p - \overline{K_p}.$$

Поскольку возмущения в скорости солнечного ветра могут влиять на значения K_p в течение ряда месяцев, то естественно, нельзя выделить флуктуационную часть, принимая за уровень фона значения K_p соседних месяцев. Несколько лучшие результаты получаются, если за $\overline{K_p}$ берутся средние годовые значения. Однако в качестве фона можно использовать значения K_p в том же месяце в предшествующих или последующих годах. Такой подход устраняет 11-летние, годовые и полугодовые вариации K_p . Возможен и комбинированный подход, когда одновременно используются значения K_p в соседних месяцах, а также значения K_p в предшествующие и последующие годы за один и тот же месяц.

Рассматривалось около 10 способов вычисления фона $\overline{K_p}$. Во всех случаях использовалась пятичленная последовательность $(i-2, i-1, i, i+1, i+2)$ с меняющимся соотношением весовых коэффициентов. Здесь i —год, для которого вычисляется месячное значение флуктуационного индекса ΔK_p . Ниже приводятся некоторые весовые коэффициенты:

Способ	Год				
	$i-2$	$i-1$	i	$i+1$	$i+2$
1	0,00	0,33	0,33	0,33	0,00
2	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
3	0,00	0,50	0,00	0,50	0,00
4	0,10	0,20	0,40	0,20	0,10
5	0,10	0,30	0,20	0,30	0,10

Коэффициенты корреляции r между средними широтными аномалиями давления Δp и индексом геомагнитной активности. 1935—1967 гг.

Широта, °С	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
90	0,26	0,09	0,41	0,32	-0,21	0,26	0,27	0,54	0,60	0,27	0,14	0,09
80	0,30	0,01	0,47	0,24	-0,27	0,32	0,19	0,60	0,43	0,27	0,01	-0,03
70	0,11	-0,14	0,45	0,03	-0,09	0,16	-0,31	0,66	0,13	0,05	-0,02	-0,36
65	0,09	-0,21	0,39	-0,14	0,00	0,09	-0,40	0,44	0,10	-0,04	-0,04	-0,50
60	0,01	-0,27	0,20	-0,16	0,14	0,03	-0,28	0,18	0,11	-0,14	-0,02	-0,51
55	-0,30	-0,29	-0,23	-0,21	0,23	-0,03	-0,08	-0,05	0,14	-0,26	0,00	-0,37
50	-0,21	-0,24	-0,47	-0,13	0,24	-0,07	0,15	-0,14	0,07	-0,33	0,21	-0,07
45	-0,16	-0,17	-0,53	-0,04	0,14	0,20	0,31	-0,22	-0,19	-0,25	0,17	-0,03
40	-0,13	-0,04	-0,53	0,11	0,03	0,32	0,27	-0,27	-0,29	-0,32	0,32	0,15
35	-0,03	-0,08	-0,38	0,19	0,10	0,00	0,19	-0,03	0,11	0,08	-0,03	0,11
30	-0,22	0,04	-0,39	0,26	0,16	0,34	0,43	-0,08	-0,28	-0,16	0,17	0,32
25	-0,03	0,00	-0,31	0,41	0,07	0,28	0,18	0,01	0,07	-0,02	0,19	0,18
20	0,03	0,16	-0,23	0,13	0,04	0,20	-0,03	-0,03	0,00	-0,10	0,08	0,31

Поскольку флуктуационный индекс характеристика глобальная, то естественно было опробовать его на метеорологических рядах, сходных по масштабам пространственного осреднения. В качестве таких рядов были взяты аномалии давления Δp , осредненные по широтам с интервалом 5° северного полушария по группе широт (полярная шапка) и полушарию в целом.

Месячные значения ΔK_p были рассчитаны за период 1935—1967 гг. (Надежная метеорологическая информация, а также данные по геомагнитному полю в полярных широтах за более ранние годы отсутствуют.) Кроме индекса K_p использовался индекс r_n , представляющий собой часовые амплитуды горизонтальной составляющей геомагнитного поля. Флуктуационный индекс Δr рассчитывался для трех станций: о. Хейса (севернее зоны полярных сияний), Тикси (южнее зоны полярных сияний), Диксон (под зоной полярных сияний). Эти станции начали свою работу в 1934—1936 гг.

В табл. 1 приведены коэффициенты корреляции между ΔK_p^* и Δp для всех широтных кругов. В отличие от K_p флуктуационный индекс ΔK_p дает более устойчивые связи. Как видно из табл. 1, высокими связями характеризуются март, август и декабрь. Выделяется и широта зоны, одинаковой по знаку связи. Максимальные коэффициенты корреляции отмечаются в полярной шапке (65 — 90° с. ш., март и август). К югу от 55° с. ш. знак связей меняется.

На особенности марта, августа и декабря обращалось внимание в литературе и ранее. Так, например, в работах [2, 5] были оценены прогностические указания, полученные на основе синоптической информации, и выделены месяцы максимальной обеспеченности ими ряда станций Западной Сибири. Максимально обеспеченными прогностическими признаками оказались март, апрель, август и декабрь. Эти месяцы были отмечены как лучшие в исследованиях по оправдываемости долгосрочных прогнозов, проведенных в ГГО [1, 3].

В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции между флуктуационными индексами ΔK_p и Δr_n^{**} и аномалиями давления над полярной шапкой $\Delta p_{п.ш.}$ и северным полушарием. Временные особенности, отмеченные в связях ΔK_p и средних широтных аномалий давления, сохранились. Несколько сместились основные акценты в связях с Δp полушария (февраль, июнь, декабрь), что вызвано, очевидно, изменением знака связи от высоких широт к низким.

Обращает на себя внимание высокая связь с Δr_n для станции Диксон, расположенной под зоной полярных сияний, и снижение этой связи для станций о. Хейса и Тикси, расположенных соответственно севернее и южнее зоны полярных сияний.

Приведенные в настоящей работе материалы показывают, что есть пути лучшего использования геофизической информации

* Использованы весовые коэффициенты, рассчитанные по способу 4.

** Использованы весовые коэффициенты, рассчитанные по способу 1.

Коэффициенты корреляции r флуктуационных индексов ΔK_p и Δr_n с характеристиками аномалий давления Δp на северном полушарии. 1935—1967 гг.

Коррелируемые ряды	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
ΔK_p и $\Delta p_{п. ш.}$	0,14	-0,22	0,48	0,03	-0,06	0,19	-0,29	0,63	0,26	-0,04	-0,08	-0,54
Диксон, Δr_n и $\Delta p_{п. ш.}$	0,12	-0,27	0,46	-0,03	-0,09	0,16	-0,20	0,62	0,06	0,02	-0,13	-0,47
О.Хейса, Δr_n и $\Delta p_{п. ш.}$	-0,12	-0,30	0,29	0,04	-0,00	0,29	-0,18	0,60	0,01	-0,10	-0,15	-0,49
Тикси, Δr_n и $\Delta p_{п. ш.}$	-0,09	-0,14	0,03	-0,18	-0,34	0,01	0,32	0,41	-0,09	-0,24	-0,12	0,28
ΔK_p и $\Delta p_{сев. п.}$	0,14	0,56	0,13	0,06	0,00	-0,43	0,28	-0,21	-0,15	-0,26	-0,25	0,32

в метеорологических исследованиях. Март, апрель, август и декабрь, в которых обнаруживаются хорошие связи геофизических и метеорологических процессов, оказываются месяцами наиболее успешных долгосрочных прогнозов. Это указывает на важное значение гелиогеофизической информации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьева Е. В., Соколова А. П. Опыт прогнозирования аномалий месячных сумм осадков на ЕТС и в Северном Казахстане с заблаговременностью более года. — Труды ГГО, 1976, вып. 378, с. 148—156.
2. Зубович М. Г. и др. Информативность аналогов по истории синоптических процессов и метеорологических полей. — Труды ЗСРНИГМИ, 1979, № 42, с. 37—43.
3. Покровская Т. В. Синоптико-климатологические и гелиогеофизические долгосрочные прогнозы погоды. — Л.: Гидрометеониздат; 1969. — 254 с.
4. Приганцова А. В. Связь параметров солнечного ветра и геомагнитной возмущенности в 20-м цикле солнечной активности. — *Physica solari-terrestris*, 1980, N 12, p. 1928.
5. Сергин С. Я. О причине августовской и апрельской аномалий солнечной радиации. — Труды ГГО, 1976, вып. 378, с. 124—132.
6. Gosling J. T. et al. Solar wind speed variations: 1962—1974. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 5061—5068.
7. Russell C. T., Fleming B. K. Magnetic pulsations as a probe of the interplanetary magnetic field. — *J. Geophys. Res.*, 1976, v. 81, p. 5882—5890.
8. Snyder C. W., Neugebauer M., Rao U. R. The solar wind velocity and its correlation with cosmic-ray variations and with solar and geomagnetic activity. — *J. Geophys. Res.*, 1963, v. 68, p. 6361—6374.

Г. Ф. Гетманова, Б. И. Сазонов, Л. П. Спирина

ИНФОРМАТИВНЫЕ ВОЗМОЖНОСТИ ФЛУКТУАЦИОННОГО ИНДЕКСА ГЕОМАГНИТНОЙ АКТИВНОСТИ ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

К настоящему моменту накоплен обширный опыт использования геофизической информации для оценки состояния и прогноза метеорологических и биологических процессов, протекающих на поверхности Земли. Особенно часто в метеорологических исследованиях используются индексы геомагнитной активности K_p [2]. В работе [3] показаны различные формы представления индексов геомагнитной возмущенности для исследования связей геофизических процессов с метеорологическими. Предложен также флуктуационный индекс ΔK_p , который обладает рядом преимуществ по сравнению со средним месячным индексом K_p , и, выявляя крупные изменения в межпланетной среде, позволяет легче находить связи Космос — тропосфера.

В настоящей работе ставится задача испытать прогностические возможности флуктуационного индекса ΔK_p для заблаговременного предсказания летних экстремальных сезонов. В ряде работ уже отмечалось, что использование индекса K_p позволяет,

например, уточнять вероятность засушливости летних и весенних сезонов в Казахстане и Алтайском крае [2, 3]. Однако пока не найдено достаточно устойчивых связей такого рода для ЕТС. Естественно попытаться найти их, используя для этой цели флуктуационный индекс ΔK_p .

Для оценки тесноты асинхронных связей использовался метод множественной корреляционной регрессии, предложенный Г. А. Алексеевым [1], который учитывает не только линейные попарные корреляционные связи между наблюдаемыми значениями исходных переменных, но и возможные криволинейные связи. Метод позволяет получать оценку надежности и объективности связей даже на достаточно коротких рядах.

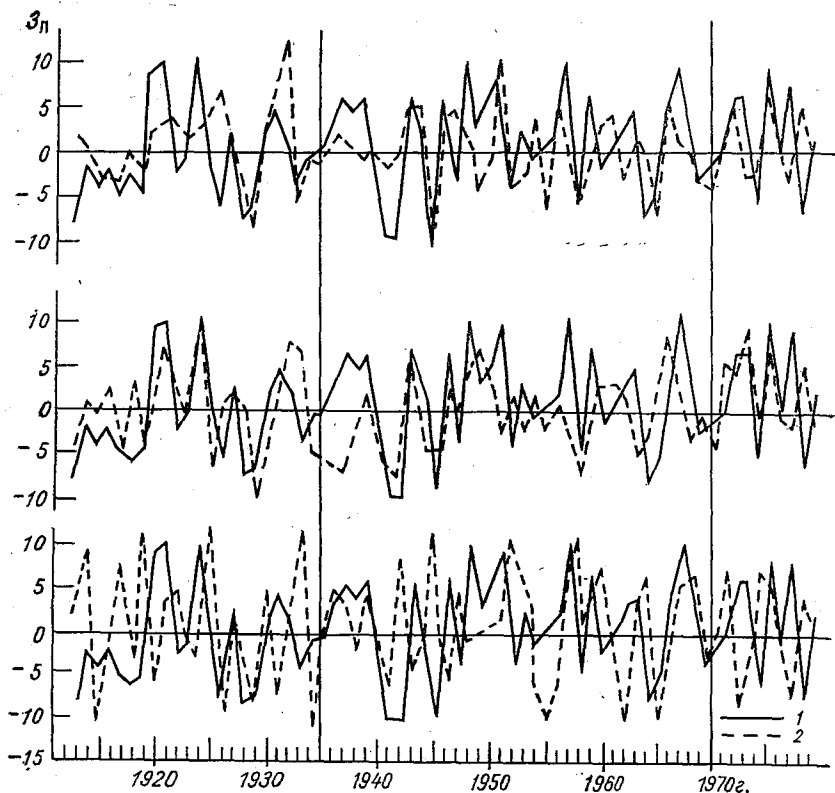
В качестве характеристики условий летнего сезона на ЕТС рассматривался показатель засушливости $З_p$ за апрель — июнь месяцы, предложенный в работе [3]. На опорном периоде (1935—1970 гг.) были установлены связи между флуктуационным индексом ΔK_p и летними условиями юга ЕТС, выраженные индексом $З_p$. Учитывалась предыстория показателя K_p до —40-го месяца и находились периоды, которые могли быть указателями будущих значений $З_p$.

Предложенный в работе [3] индекс изменяется от —10 (условия крайнего увлажнения) до 10 (условия крайней засушливости). Циклическая структура положительных и отрицательных значений индекса $З_p$ различна, поэтому его связь с ΔK_p рассматривалась в трех вариантах: а) использовались все без исключения значения индекса за опорный период; б) использовался ряд, где положительные значения индекса были оставлены без изменения, а отрицательные заменены нулями; в) использовался ряд, где отрицательные индексы были оставлены без изменения, а положительные заменены нулями. Оказалось, что такое представление прогнозируемой величины (в данном случае индекс $З_p$) дает значительную дополнительную информацию, которая позволяет с большим основанием судить о надежности индекса ΔK_p как указателя на возможные экстремальные условия лета. Оказалось, что весь 40-месячный предшествующий период делится на участки, в которых обнаруживаются связи либо с исходным рядом $З_p$ либо с его преобразованными вариантами. Особенно интересны для дальнейшего рассмотрения и использования те периоды, когда во всех трех случаях обнаруживаются достаточно высокие связи. Именно такими оказались, например, —26-й и 27-й месяцы, высокие значения ΔK_p в которых указывают на возможные высокие значения индекса $З$ в интересующем нас летнем периоде.

В свою очередь, индекс ΔK_p также меняет свои прогностические возможности в зависимости от того, представлен ли он в месячных, двух-, трехмесячных значениях или в ином масштабе временного осреднения m . Как показывают предварительные разработки, имеет смысл использовать масштабы осреднения даже в 8—9 месяцев.

Наконец, остается неясным выбор числа предикторов, которое необходимо использовать для лучшего воспроизведения ряда $Зп$ на опорном периоде, а также для экстраполяции этих значений на предыдущие и последующие годы. Хотя с увеличением числа n прослеживается тенденция к лучшему описанию исходного ряда, степень этого улучшения зависит еще от временного масштаба осреднения флуктуационного индекса ΔK_p , т. е. от числа m . Предварительные результаты показывают, что построение поля корреляций прогнозируемого и фактического рядов индекса $Зп$ в пространстве $(n \times m)$ позволяет выявить очаги особенно высоких связей, которые в последующем могут быть использованы для экстраполяции.

На рисунке для примера приводится сравнение фактического и восстановленного индексов засухливости $Зп$ на основе использования флуктуационного индекса ΔK_p для трех выбранных моделей:



Сравнение фактического (1) и восстановленного (2) индексов засухливости $Зп$ на зависимом (1935—1970 гг.) и независимом ряде лет по трем моделям.

модель 1: $m=2$, $n=3$ (ΔK_p за месяцы $-9...-10$, $-22...-23$, $-26...-27$);

модель 2: $m=8$, $n=2$ (ΔK_p за месяцы $-16...-23$, $-26...-33$);

модель 3: $m=1$, $n=7$ (ΔK_p за месяцы -15 , -17 , -18 , -19 , -21 , -26 , -27).

Метод Г. А. Алексеева позволяет не только учесть криволинейные связи между ΔK_p и $З_{п}$, но и найти квадратическую ошибку каждого коэффициента, используемого в уравнениях множественной регрессии по формуле

$$\sigma_{a_{0j}} = \sqrt{\frac{1 - R_0^2}{N - l} \frac{\Delta_{jj}}{D_{00}}},$$

где $j=1, 2, \dots$; l — число членов линейного уравнения; N — число членов исходного ряда (в нашем случае $N=36$, так как использовался исходный ряд 1935—1970 гг.); D_{00} — минор определителя системы D_0 , соответствующий элементу $r_{00}=1$, а Δ_{jj} — миноры определителя D_{00} , соответствующие элементам $r_{jj}=1$. Оказалось,

что во всех моделях отношение $\frac{\sigma_{0j}}{\sigma_a} \geq 2$, что свидетельствует о достаточной статистической надежности используемых уравнений и перспективности дальнейших поисков в этом направлении. Подтверждением этого являются надежные положительные коэффициенты корреляции между исходными и восстановленными (с помощью ΔK_p) рядами $З_{п}$. Связи между этими рядами остаются практически неизменными независимо от того, рассматривается ли опорный ряд значений (зависимый ряд, т. е. период 1935—1970 гг.) или независимые ряды.

Проведенная работа позволяет сделать следующие выводы:

1. Между уровнем геомагнитной возмущенности и условиями лета на ЕТС существуют достаточно хорошие связи. Если в Восточном Казахстане засушливые условия формируются при низком уровне геомагнитной возмущенности, то на ЕТС имеется противоположная тенденция.

2. Флуктуационный индекс ΔK_p позволяет восстанавливать значения индекса $З_{п}$ на зависимом и независимом материале с той же успешностью, что и лучшие метеорологические циркуляционные показатели.

3. Информативные особенности ΔK_p зависят от числа используемых членов в линейном уравнении и от масштаба временного осреднения ΔK_p , который в отдельных случаях целесообразно увеличивать до 8—9 месяцев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей. — Л.: Гидрометеоздат, 1971. — 363 с.

2. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. Показатели метеорологических засух. — Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.

3. Сазонов Б. И., Спирина Л. П. Годовой ход связи показателей геомагнитной активности с атмосферной циркуляцией. — См. наст. сб.

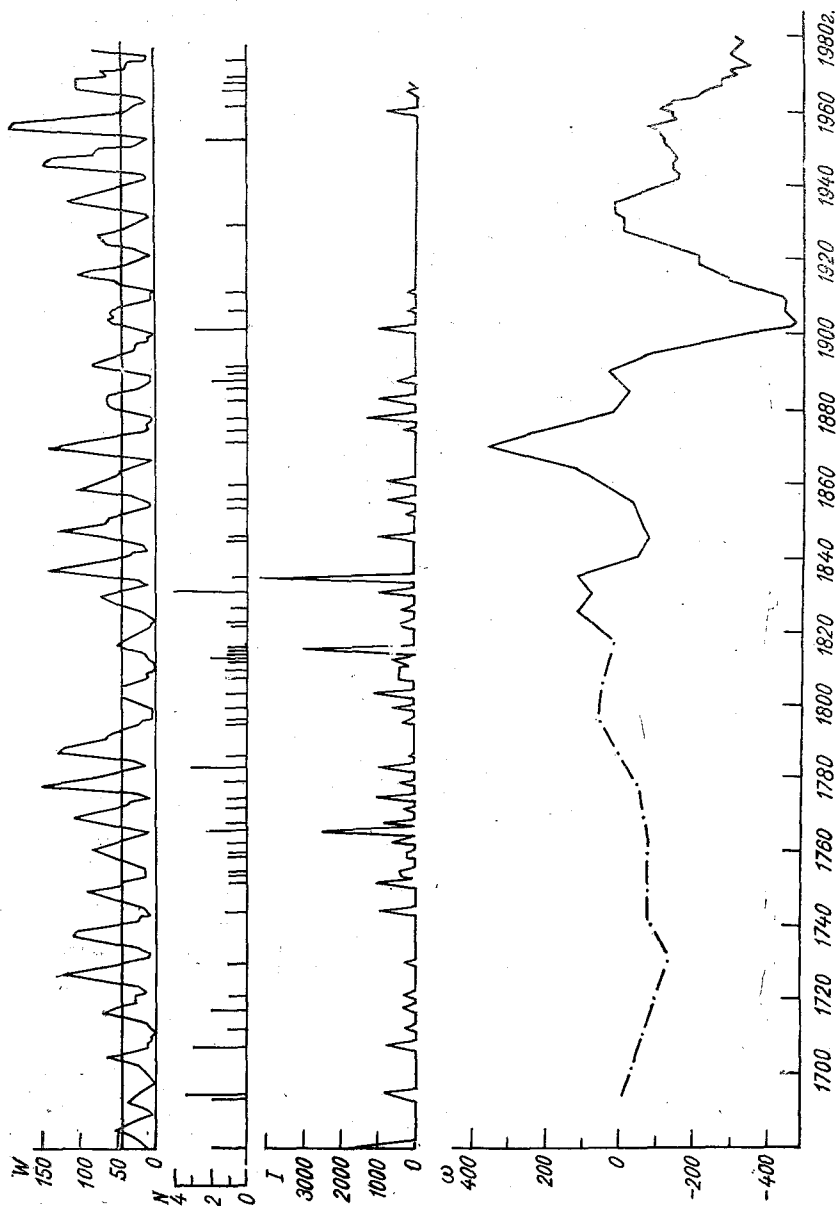
ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

В многочисленных работах вулканические извержения рассматриваются как один из факторов изменения климата [1, 5, 12]. Не углубляясь в дискуссию о следствиях вулканических извержений в изменениях климата Земли, рассмотрим другой аспект этой проблемы, а именно: возможности прогнозирования вулканических извержений. Прогнозирование вулканических извержений с большой заблаговременностью может иметь важное значение при разработке методов прогноза изменений климата.

Рассмотрим один из возможных подходов к прогнозу вулканических извержений. Этот подход связан с высказанной в работе [10] идеей о частичной солнечной обусловленности вулканических извержений. Внутренние причины приводят к накоплению напряжений в глубинах Земли, а внешние факторы могут давать толчок к реализации накопленных напряжений.

Анализ вулканических извержений за последние сто лет (1870—1965 гг.) показал, что 7 из 14 мощных вулканических извержений произошли вблизи минимумов 11-летних циклов: Богуслав, 1890 г., Мон-Пеле, 1902 г., Катмай, 1912 г., Кизапу, 1932 г., Маунт-Спурр, 1953 г., Хибок-Хибок, 1953 г. и Агунг, 1963 г. [4]. Это можно проверить, основываясь на данных каталога Лэмба [12], где приведены даты крупных вулканических извержений за период 1680—1970 гг., их местоположение и мощность извержений, выраженная индексом пылевого шлейфа. Этот каталог, содержащий 72 события, был дополнен нами датами мощных вулканических извержений, которые описаны в других источниках [5]: Богуслав (1890 г.), Кизапу (1932 г.), Хибок-Хибок (1953 г.), Маунт-Спурр (1953 г.). В октябре 1974 г. произошло мощное извержение вулкана Фуэго. На рисунке приведены средние годовые относительные числа Вольфа W [3], мощность вулканических извержений I (в индексах пылевого шлейфа) и изменение скорости вращения Земли¹ [7]. Повторяемость вулканических извержений обозначена на рисунке отрезками прямых, длина которых пропорциональна числу вулканических извержений. Из рисунка следует неравномерная концентрация вулканических извержений на шкале времени за последние три столетия. Рассмотрим число вулканических извержений и значения индекса пылевого шлейфа на разных фазах 11-летних циклов, отдельно в четных и нечетных циклах, а также при макси-

¹ Точность регистрации изменений скорости вращения Земли является удовлетворительной только за последние 80 лет, за предыдущие два столетия ее следует считать приближенной.



Многолетний ход повторяемости вулканических извержений и их мощности в сопоставлении с числами Вольфа и изменением скорости вращения Земли.

N — число извержений за год, I — мощность извержения, в индексах пылевого шлейфа, W — относительные числа Вольфа, ω — изменение скорости вращения Земли.

мальных и минимальных относительных числах Вольфа в вековом цикле.

Были использованы округленные до года даты минимумов 11-летних циклов: 1680, 1690, 1698, 1712, 1724, 1734, 1745, 1755, 1766, 1775, 1798, 1811, 1823, 1834, 1844, 1856, 1867, 1879, 1890, 1902, 1914, 1924, 1934, 1944, 1954, 1964, 1976. Методом наложения эпох анализировалось изменение числа вулканических извержений и индекса пылевого шлейфа за 5 лет до и 5 лет после указанных минимумов 11-летних циклов.

Анализ результатов показал, что на минимум 11-летних циклов приходится 13 вулканических извержений, тогда как на остальные годы — от 3 до 8. Суммарное значение индекса пылевого шлейфа в годы минимумов составляет 7400, в другие годы значения индексов изменяются от 750 до 5600. Последнее значение приходится на первый год после минимума 11-летнего цикла.

Индексы пылевого шлейфа в течение 2-летних периодов, совпадающих с минимумами солнечной активности в 11-летнем цикле (минимумы +1 год после минимумов), составляют 37 % от суммарного индекса, вычисленного по 72 вулканическим извержениям. Отметим, что при равномерном распределении значений индексов в 11-летнем цикле эта величина должна быть в два раза меньше.

В четных циклах солнечной активности, которые являются в целом менее мощными по амплитуде, суммарный индекс пылевого шлейфа в 1,3 раза выше, чем в нечетных, а в период минимума векового цикла — в 1,6 раза выше, чем в период максимума векового цикла.

Вероятность случайности вулканических извержений при различных значениях относительных чисел Вольфа вычислялась по формуле Бернулли. При низких значениях W вероятность случайности вулканических извержений составляла менее 5 %.

Рассмотрим возможные причины установленных связей. Исследования взаимосвязей солнечной активности, изменений длины суток и сейсмической активности, проведенные Ю. Д. Калининым [2], показали, что изменения солнечной активности являются причиной нерегулярных изменений скорости вращения Земли, а изменения скорости вращения Земли — источником сейсмических явлений. Предполагается, что земное гидромагнитное динамо работает в основном за счет той солнечной энергии, которая непрерывно поступает в магнитосферу от солнечного ветра посредством пересоединения магнитных силовых линий. Близкая по смыслу идея высказывалась в работе [11].

В работе Н. С. Сидоренкова [7] показано, что межгодовые изменения скорости вращения Земли обусловлены перераспределением влаги между Мировым океаном и ледниковыми покровами, в первую очередь Антарктиды и Гренландии. Данные о перераспределении влаги на земном шаре, в частности накопление льда и снега в Антарктиде за период 1885—1950 гг., качественно согласуются с величинами, требуемыми для объяснения меж-

годовой неравномерности вращения Земли. Влияние атмосферной циркуляции на изменение скорости вращения Земли показано также в работах [13, 14].

Если принять, что какая-то часть межгодовых изменений скорости вращения Земли определяется солнечной энергией, поступающей в магнитосферу Земли от солнечного ветра, то изменение количества вулканических извержений во времени, связанное с солнечной активностью, становится понятным. В то же самое время основным фактором межгодовых изменений является перераспределение влаги на земном шаре атмосферной циркуляцией, а последняя, в свою очередь, связана частично с количеством вулканической пыли в стратосфере и с солнечной активностью.

Как известно, большое количество пыли, выброшенной в стратосферу, приводит к понижению температуры, особенно в высоких широтах, накоплению снега и льда в Гренландии и Антарктиде и, как следствие, к ускорению вращения Земли. В 30-е годы мощность снежного и ледяного покрова в Антарктиде была наибольшей за период 1885—1950 гг. и совпала с ускорением вращения Земли.

Если допустить, что за последние несколько сотен лет изменение мощности криосферы северного и южного полушарий Земли происходило в фазе, то о накоплении снежного и ледяного покрова на полюсах можно судить по ряду показателей климата, изменение которых в северном полушарии зарегистрировано более чем за 1000-летний период. Такими показателями являются продолжительность блокирования паковыми арктическими льдами берегов Исландии [6], температура в центральной Гренландии, восстановленная по изменениям концентрации O^{18} [6], распространение ледяного покрова у побережий Гренландии [9]. Все без исключения показатели свидетельствуют об изменении климата в указанных районах в сторону похолодания с начала 18-го и до конца 19-го столетия. За этот период наблюдалось ускорение вращения Земли, накопление льда и снега в высоких широтах Атлантического сектора северного полушария сопровождалось ускорением вращения Земли. Следует отметить, что на фоне сверхвекового цикла наблюдаются менее продолжительные циклы в изменении температуры и ледовитости в этом районе. Причем, максимальная ледовитость и минимальная температура совпадают с периодами интенсивной вулканической деятельности и эпохами увеличения скорости вращения Земли, либо быстрого вращения Земли (исключение составляют 60—70 годы 19-го столетия).

Таким образом, приведенные в работе результаты свидетельствуют о частичной солнечной обусловленности изменений скорости вращения Земли и вулканических извержений. Изменения замутненности атмосферы, связанные с вулканическими извержениями, в свою очередь, приводят к изменению атмосферной циркуляции и, как следствие, к перераспределению влаги на земном шаре и изменению скорости вращения Земли.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Будыко М. И. Изменения климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1969. — 37 с.
2. Калинин Ю. Д. Солнечная обусловленность длины суток и сейсмической активности. — Геомагнетизм и аэрономия, 1975, т. 15, № 1, с. 170—171.
3. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности/Под ред. В. Ф. Логинова. Обнинск, ВНИИГМИ-МЦД, 1979.
4. Логинов В. Ф. Характер солнечно-атмосферных связей. — Л.: Гидрометеониздат, 1973. — 48 с.
5. Митчелл Д. М. Современные вековые колебания температуры земного шара. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. Л.: Гидрометеониздат, 1966, с. 87—105.
6. Монин А. С., Шишков Ю. А. История климата. — Л.: Гидрометеониздат, 1979. — 407 с.
7. Сидоренков Н. С. Неравномерность вращения Земли по данным астрономических наблюдений. — Астрономический журнал, 1975, № 5, с. 1108—1112.
8. Сидоренков Н. С. Неравномерность вращения Земли и процессы в атмосфере. — Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 205, с. 48—66.
9. Шнитников А. В. Изменчивость общей увлажненности материков северного полушария. — Записки ВГО, 1957, т. 16, 237 с.
10. Эйгенсон М. С. Солнце, погода и климат. — Л.: Гидрометеониздат, 1963. — 275 с.
11. Hines C. O. Solar wind torque as an inhibitor of terrestrial rotation. — J. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 10, p. 1543—1545.
12. Lamb H. H. Climate: present, past and future. v. 1. — London: Methuen Co. LTD. 1972.
13. Lambeck K., Cazenave A. The earth's rotation and atmospheric circulation. Veb. 2. The continuum. — Geophys. J. Roy. Astron. Soc: 1974, v. 38, N 1, p. 49—61.
14. Naito Isao, Kikuchi Naokichi. Изменение скорости вращения Земли и момента количества движения в атмосфере северного полушария на поверхности 500 мб. — Идо кансокудзэ ихо, Proc. Intern. Lat. Observ. Mizusawa, 1973, N 3, p. 179—191.

Е. П. Борисенков, Л. К. Ефимова, В. П. Мелешко

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ТЕПЛОВЫХ ВЫБРОСОВ НА ПОГОДУ БОЛЬШИХ ТЕРРИТОРИЙ

В связи с интенсивным развитием топливно-энергетического комплекса проблема оценки его влияния на климат и погоду больших территорий представляется весьма актуальной.

В рамках данной статьи рассматривается эффект влияния на термический режим и общую циркуляцию атмосферы тепловых выбросов, так называемого теплового загрязнения атмосферы, обусловленного развитием энергетики.

Имеющиеся оценки влияния существующих тепловых нагрузок с учетом перспективы их роста в будущем, полученные на основе анализа уравнения теплового баланса системы Земля—атмосфера [1, 5], указывают на то, что ощутимых повышений средней глобальной температуры не произойдет. Однако концентрированные тепловые выбросы могут заметно повлиять на измене-

ние режима общей циркуляции атмосферы в отдельных регионах, о чем свидетельствуют данные численных экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы [6, 7, 8]. Интересные результаты по оценке влияния тепловых выбросов максимальной интенсивности 340 Вт/м^2 над территорией США, в районе Великих озер, получены в экспериментах с моделью общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО [2].

В данной работе проводилось моделирование влияния тепловых выбросов мощностью 100 Вт/м^2 , локализованных на значительной территории ($1500 \times 2000 \text{ км}^2$) в районе Центральной Европы, включающей Рурский регион.

Известно, что тепловые нагрузки распределены по территории крайне неравномерно и в отдельных районах их интенсивность может достигать $90\text{—}150 \text{ Вт/м}^2$ (Манхеттен, Нью-Йорк). Следовательно, постановка такого численного эксперимента предусматривает возможную ситуацию в будущем с учетом перспективы развития энергетики.

Оценка влияния тепловых выбросов на погоду больших территорий производилась на основе результатов численных экспериментов с моделью общей циркуляции атмосферы, разработанной в ГГО [3, 4].

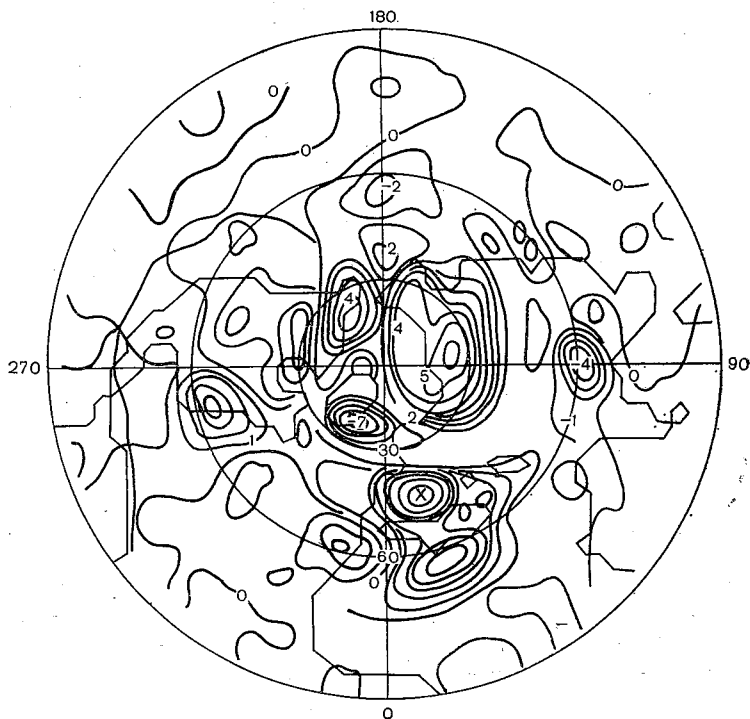
В модели использована полная система уравнений гидротермодинамики в σ -системе координат применительно к плоскости стереографической проекции. Модель полусферная, трехуровневая. В ней учитываются основные физические процессы, формирующие общую циркуляцию атмосферы, а именно: перенос солнечной и длинноволновой радиации, крупномасштабные конденсация и конвекция, гидрология суши, диффузия, а также процессы в пограничном слое.

В качестве данных контрольного эксперимента рассматривались результаты по моделированию климатического состояния атмосферы для января. В эксперименте с воздействием тепловых выбросов интегрирование системы уравнений проводилось для 60 суток, анализ результатов моделирования — для 30 суток (с 30-е по 60-е сутки), величины и локализация тепловых нагрузок не изменялись для всего срока интегрирования.

Ввиду ограниченного объема данной статьи мы остановимся лишь на описании проявления эффекта воздействия тепловых выбросов в полусферных распределениях температуры, скорости ветра, давления, осадков и облачности.

Эффект изменения температуры T_z на нижнем модельном уровне $\sigma=0,833$ в результате воздействия тепловых выбросов демонстрирует рисунок, где показано распределение разности T_z данных экспериментов с влиянием тепловых выбросов и контрольного. В результате влияния тепловых выбросов сформировались два крупных очага увеличения T_z . Один из них располагается над районом влияния, захватывает часть северной Африки и простирается до восточного побережья Северной Америки. Максимальные изменения температуры, достигающие 10°C , лока-

лизуются над районом воздействия; над северной Африкой T_3 составляют 5°C , в районе восточного побережья Америки $\Delta T_3 = 4^\circ\text{C}$. Другой менее интенсивный, но достаточно протяженный очаг увеличения температуры расположен севернее 50° с. ш. над северным побережьем Сибири, Северным Ледовитым океаном и Аляской ($\Delta T_{3, \text{макс}} = 7^\circ\text{C}$). Между этими очагами локализуется область уменьшения T_3 с максимальным понижением 7°C над



Распределение разностей температур ($^\circ\text{C}$) на уровне $\delta=0,833$ в экспериментах с воздействием тепловых выбросов и контрольного.

северной частью Атлантического океана. Из приведенных данных видно, что эффект изменения температуры на уровне $\sigma=0,833$ довольно значительный.

Как показывают результаты расчетов, распределение разностей температуры у поверхности земли в эксперименте с влиянием тепловых выбросов и контрольного во многом повторяет распределение разностей температуры на поверхности $\sigma=0,833$. Локализация очагов максимальных изменений температуры у подстилающей поверхности за счет эффекта воздействия аналогична локализации очагов для поверхности $\sigma=0,833$, но мак-

симальное увеличение температуры в районе воздействия несколько выше и достигает 13°C . На уровне $\sigma=0,167$ изменения температуры воздуха за счет влияния тепловых выбросов меньше; максимальное повышение температуры не превышает 3°C .

Распределение разностей приземного давления в экспериментах с воздействием тепловых выбросов и контрольного показывает, что область повышения давления в результате влияния тепловых выбросов простирается к северо-западу от района воздействия и локализуется вблизи расположения области падения температуры на уровне $\sigma=0,833$. Максимальное понижение давления в этой области составляет 23 гПа. Районам повышения температуры на уровне $\sigma=0,833$ соответствуют области понижения давления до 17 гПа.

Естественно, что изменения полей приземного давления, геопотенциала и температуры под воздействием тепловых выбросов приводят к изменению режима циркуляции атмосферы, что подтверждается анализом модельных расчетов поля ветра.

Поле осадков под воздействием тепловых выбросов претерпевает изменение в основном в низких широтах, что во многом объясняется спецификой моделируемого зимнего периода, когда осадки и влагосодержание в высоких широтах малы. Изменения интенсивности осадков почти отсутствуют севернее 45° с. ш.; максимальные изменения осадков составляют 0,3—0,2 см/сут.

Влияние тепловых выбросов проявляется и в изменении облачности. В районе воздействия севернее 30° с. ш. наблюдается увеличение количества общей облачности (максимальное 1—2 балла), южнее наблюдается в основном уменьшение облачности.

Таким образом, полученные результаты численных экспериментов свидетельствуют о том, что достаточно мощные тепловые выбросы, при сравнительно большой области воздействия ($1500 \times 2000 \text{ км}^2$) могут существенно повлиять на термический режим и динамику атмосферы. Вызываемые ими возмущения полей метеоэлементов, распространяющиеся в масштабах всего полушария, несомненно, могут привести к изменению погоды на больших территориях в отдельных регионах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Развитие топливно-энергетической базы и ее влияние на погоду и климат. — Метеорология и гидрология, 1977, № 2, с. 3—14.
2. Борисенков Е. П. и др. Влияние тепловых выбросов на погоду и климат. — Труды ГГО, 1980, вып. 438, с. 42—61.
3. Мелешко В. П. и др. Гидродинамическая модель общей циркуляции атмосферы. — Труды ГГО, 1980, вып. 410.
4. Мелешко В. П. и др. Моделирование атмосферной циркуляции для января. — Труды ГГО, 1980, вып. 410.
5. Energy and climate. Studies in Geophysics. National Research Council, Washington, D. C., 1977. 158 p.
6. Liewellyn K. A., Washington W. M. Regional and global aspects in energy and climate. Studies in Geophysics.—National Academy of Science, Washington, D. C.

7. Murphy A. M. e. a. The impact of west heat release on simulated global climate KM-76-79.— Intern. Inst. Applied Systems Analysis, Luxemburg, 1976.— 27 p.

8. Washington W. M. Numerical climate change experiments: The effect of mans production of thermal energy.— J. Appl. Met. 1972, v. 11, p. 768.

М. А. Нуждина

КВАЗИДВУХЛЕТНИЙ ЦИКЛ И ОСОБЕННОСТИ ЕГО ПРОЯВЛЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

В последние годы квазидвухлетний цикл является предметом широкого исследования в метеорологии, гео- и гелиофизике, физике космических лучей.

В ряде работ [2, 7—9, 12, 14, 15, 17, 18, 21, 22, 25, 26] отмечена его глобальность в метеорологии и геофизике. Наилучшим образом этот цикл проявляется в холодное время года и более четко в стратосфере, что дает основание говорить об обусловленности его космическими факторами [2, 8, 9, 12, 17, 18, 24].

Пространственное распределение амплитуд квазидвухлетнего цикла в ходе месячных и сезонных температур, вариаций интенсивности космических лучей обнаруживает тенденцию их убывания с севера на юг [8, 14, 15, 17, 21], т. е. возмущение распространяется с более высоких широт к низким.

Отмечается также взаимосвязь проявлений квазидвухлетнего цикла в различных сферах [2, 9, 12, 21, 22, 25, 26]. Обнаружена корреляция между 26-месячными вариациями интенсивности зональной и меридиональной циркуляций в тропосфере, средними месячными значениями индекса геомагнитной возмущенности C_i и средней гелиографической широтой солнечных пятен [2]. Хорошая корреляционная связь имеется также между квазидвухлетними вариациями горизонтальной компоненты геомагнитного поля, вызываемыми изменениями кольцевого тока в магнитосфере, и некоторыми индексами солнечной активности (числами Вольфа, потоком радиоизлучения на волне 10,7 см) [25, 26].

Обратная линейная связь обнаружена для индексов геомагнитной возмущенности K_p и A_p и двухлетних вариаций интенсивности космических лучей [14, 15]. Показано, что стратосферные фазы исследуемых циклов в интенсивности космических лучей для различных широт (Мурманск, Москва, Мирный) одинаковы, в то время как в нижней атмосфере наблюдается сдвиг фаз вариаций для Москвы и Мурманска и противоположность — для Мурманска и Мирного. Очевидно, анизотропная модуляция космических лучей происходит в межпланетном пространстве. Отмечена также нестационарность двухлетних вариаций интенсивности космических лучей: в Москве амплитуда вариаций значительна в 1962—1964 гг. и в 1970—1974 гг., в Мурманске — в 1962—1965 гг.

Нестационарность квазидвухлетнего цикла, выраженная в амплитуде и длительности времени существования, обнаруживается во всех сферах проявления этого цикла. В работе [16] отмечены вариации исследуемого цикла в числах Вольфа с периодом 44 года, в [13] — период 40—50 лет обнаружен в ходе 26-месячных колебаний температурных аномалий для определенного климатического региона.

В индексах солнечной активности исследуемый цикл значительно слабее, чем в метеорологии и геофизике, и обнаруживается лишь после исключения циклов больших длительностей [4, 10, 11, 21, 23]. Очевидно, причину его не следует искать в солнечных вариациях; скорее всего, квазидвухлетний цикл в разных сферах его проявления имеет общую природу.

В монографии [9] нестационарные циклы в гео- и гелиофизике предлагается рассматривать с позиций их обусловленности космическими условиями, модулируемыми определенным расположением планет на их орбитах. Вследствие переменности скоростей движения планет, установившаяся их конфигурация, повторяющаяся с определенной цикличностью, через некоторое время, измеряемое годами и десятками лет, разрушается, при этом возникают другие сочетания планет, дающие новые циклы.

С этой точки зрения квазидвухлетний цикл (26 месяцев) обусловлен повторениями определенных положений на гелиоцентрических долготах Земли, Марса и Юпитера. В работе [13] на основе законов Кеплера показано, что 26-месячный цикл сближений указанных планет в Космосе в текущем столетии реализовался дважды: с начала века до конца 30-х и с начала 60-х годов по настоящее время.

В [13] прослежена также динамика проявления квазидвухлетнего цикла в ходе месячных температурных аномалий для Киева во времени (1870—1975 г.). В настоящей работе исследуется динамика его в пространстве (для Украины) в современную эпоху.

Автокорреляционный анализ месячных аномалий температуры, проведенный для 10 пунктов Украины (Львов, Луцк, Тернополь, Киев, Одесса, Кировоград, Полтава, Харьков, Донецк, Ворошиловград) с января 1965 по апрель 1979 г., обнаруживает вариации амплитуды и длительности квазидвухлетнего цикла при перемещении по исследуемой территории. На западе Украины (Львов, Луцк, Тернополь) этот цикл проявляется слабо (уровень значимости 4—10 %) и имеет меньшую длительность (23—25 месяцев), что можно объяснить эффектом суперпозиции годовичного цикла. В Киеве исследуемый цикл имеет высокую статистическую значимость ($\approx 1\%$), но смещен в сторону 25 месяцев вследствие эффекта суперпозиции. К югу, востоку и юго-востоку от Киева (Кировоград, Полтава, Одесса, Харьков), где годовичная волна отсутствует, квазидвухлетний цикл имеет длительность 26 месяцев при очень высокой достоверности ($\leq 1\%$). Наконец, в Донецке и Ворошиловграде, расположенных на крайнем юго-

востоке рассматриваемого региона, цикл проявляется достаточно точно и продолжительность его составляет 27 месяцев, что обусловлено наложением 9-месячной волны.

В таблице приведены амплитуды температурных аномалий для всех исследуемых пунктов. Как показано выше, западнее Киева 26-месячный цикл практически отсутствует. В Киеве, к югу, востоку и юго-востоку от него, осредненные месячные ано-

Значения осредненных статистически значимых аномалий температуры $\Delta \bar{t}$ в 26-месячном цикле для разных пунктов Украины за период 1965—1979 гг. и даты их реализации

Пункт	$\Delta \bar{t}^{\circ}\text{C}$	$\Delta \bar{t}^{\circ}\text{C}$	$\Delta \bar{t}^{\circ}\text{C}$
Львов	—	—	—
Луцк	—	—	—
Тернополь	—	—	—0,8(2,4)
Киев	1,1(0,8)	1,4(10)	—0,5(5,0)
Одесса	1,3(2,2)	1,9(6,6)	—0,8(2,2)
Кировоград	1,2(5,0)	—	—1,7(2,0)
Полтава	1,8(2,2)	2,2(4,2)	—
Харьков	—	2,5(3,6)	—
Донецк	—	2,7(3,0)	—1,7(5,0)
Ворошиловград	1,8(5,6)	2,8(2,8)	—1,8(4,8)

Реализация аномалий

1966 I, 1968 III,	1966 II, 1968 IV,	1967 II, 1969 IV,
1970 V, 1972 VII,	1970 VI, 1972 VIII,	1971 VI, 1973 VIII,
1974 IX, 1976 XI,	1974 X, 1976 XII,	1975 X, 1977 XII
1979 I	1979 II	

Примечание. В скобках приведены значения уровня значимости аномалии $p(\%)$.

малии температуры в исследуемом цикле значительны. Даты реализации аномалий определенного знака в 26-месячном цикле указаны в нижней части таблицы.

Вследствие того что 26-месячный цикл является статистическим, принимая во внимание влияние множества факторов на атмосферные процессы, целесообразнее говорить не о 26-месячной периодичности повторения температурных аномалий того или иного знака, а об эпохах (в несколько месяцев) положительных и отрицательных аномалий температуры $\Delta \bar{t}$ ($^{\circ}\text{C}$), повторяющихся в среднем каждые 26 месяцев. Сглаженные значения месячных $\Delta \bar{t}$ позволяют выделить следующие эпохи положительных

аномалий температуры по Киеву и соответствующему региону: зима—весна 1966 г. ($\Delta \bar{t}$ до 3°C), весна—начало лета 1968 г. ($\Delta \bar{t}$ до 2°C), весна—начало лета 1970 г. ($\Delta \bar{t}$ до 1°C), весна—лето—осень 1972 г. ($\Delta \bar{t}$ до 2°C), осень—зима 1974—1975 гг. ($\Delta \bar{t}$ более 4°C), зима—весна 1976—1977 гг. ($\Delta \bar{t}$ до 3°C), весна—начало лета 1979 г. ($\Delta \bar{t}$ до 2°C).

Между эпохами положительных аномалий наблюдаются менее существенные эпохи отрицательных аномалий температуры: это зима 1966—1967 гг. ($\Delta \bar{t}$ до -2°C), зима—весна 1969 г. ($\Delta \bar{t}$ до -3°C), лето—осень 1971 г. ($\Delta \bar{t}$ до -1°C), конец лета—осень 1973 г. ($\Delta \bar{t}$ до -1°C), осень 1975 г. и зима 1977—78 г. (аномалии незначительны).

Принимая гипотезу обусловленности квазидвухлетнего цикла расположением планет (Земли, Марса и Юпитера) на их орбитах и модуляцией ими соответствующих условий в околоземном космическом пространстве, попытаемся ответить на вопрос, какое положение планет соответствует выявленным положительным и отрицательным месячным аномалиям температуры в 26-месячном цикле.

Вычисление значений тригонометрических функций $\sin \Delta \lambda_{ij}$ и $\cos \Delta \lambda_{ij}$, где $\Delta \lambda_{ij}$ — разность гелиоцентрических эклиптических долгот пар планет Земля—Юпитер, Марс—Юпитер, Земля—Марс на протяжении исследуемого интервала времени дает возможность указать относительное расположение планет на гелиоцентрических долготах в любой момент. Выражение для $\sin \Delta \lambda_{ij}$ приведено в работе [13]; аналогичным образом получено выражение для $\cos \Delta \lambda_{ij}$.

Проведенные расчеты показывают, что в месяцы устойчивых положительных аномалий температуры в 26-месячном цикле, указанные в таблице, Марс находится вблизи соединения с Солнцем (относительно Земли), Юпитер — в оппозиции:

$$\Delta \lambda_{\text{зю}} = 20^{\circ} \pm 15^{\circ},$$

$$\Delta \lambda_{\text{зм}} = 160^{\circ} \pm 20^{\circ}.$$

В месяцы отрицательных аномалий температуры, гелиоцентрические эклиптические долготы всех трех планет близки:

$$\Delta \lambda_{\text{зю}} = 20^{\circ} \pm 15^{\circ},$$

$$\Delta \lambda_{\text{зм}} = -25^{\circ} \pm 15^{\circ}.$$

Для исследования привлечен также ряд значений месячных аномалий температуры в эпоху квазидвухлетнего цикла, которая реализовалась в начале текущего века (1902—1936 гг.). Здесь квазидвухлетний цикл проявляется более устойчиво для всей территории Украины. Немалую роль в этом играет большая длительность исследуемого ряда (37 лет вместо 13), за счет чего уменьшается влияние других циклов. Исследование положений планет на их орбитах в месяцы реализации устойчивых темпера-

турных аномалий определенного знака подтвердило выводы, полученные для современной эпохи квазидвухлетнего цикла:

$$\text{при } +\Delta t: \quad \Delta \lambda_{3\text{Ю}} = -5^\circ \pm 20^\circ,$$

$$\Delta \lambda_{3\text{М}} = 155^\circ \pm 35^\circ,$$

$$\text{при } -\Delta t: \quad \Delta \lambda_{3\text{Ю}} = 5^\circ \pm 20^\circ,$$

$$\Delta \lambda_{3\text{М}} = -30^\circ \pm 25^\circ.$$

Как видно, решающее значение для знака аномалии температуры имеет положение Марса относительно Земли; положение Юпитера и для положительных и для отрицательных аномалий температуры практически идентично. В работе [5] отмечено, что несмотря на небольшую массу планеты и слабое магнитное поле Марс оказывает некоторое влияние на уровень солнечной активности.

Рассматривая положение планет, модулирующих квазидвухлетний цикл, в масштабах Галактики, можно выявить определенную ориентацию их при реализации положительных и отрицательных месячных аномалий температуры в исследуемом цикле.

Переход от эклиптических гелиоцентрических координат (λ , β) к галактическим гелиоцентрическим (l , b) был совершен с помощью формул, указанных в [3]. Значения гелиоцентрических эклиптических долгот планет взяты из каталога [24].

Оказалось, что для всей совокупности месячных аномалий температуры одного знака в эпохи проявления 26-месячного цикла расположение планет в системе галактических гелиоцентрических координат статистически не случайно. Выделяются два центра преимущественных галактических долгот, на которых располагаются Земля, Марс и Юпитер:

$$\text{для } +\Delta t \quad \text{I: } l_3 = 145^\circ \pm 50^\circ, \quad l_{\text{М}} = -25^\circ \pm 55^\circ, \quad l_{\text{Ю}} = 130^\circ \pm 55^\circ,$$

$$\text{II: } l_3 = -45^\circ \pm 35^\circ, \quad l_{\text{М}} = 155^\circ \pm 30^\circ, \quad l_{\text{Ю}} = -70^\circ \pm 55^\circ$$

$$\text{для } -\Delta t \quad \text{I: } l_3 = 165^\circ \pm 50^\circ, \quad l_{\text{М}} = 190^\circ \pm 50^\circ, \quad l_{\text{Ю}} = 160^\circ \pm 40^\circ,$$

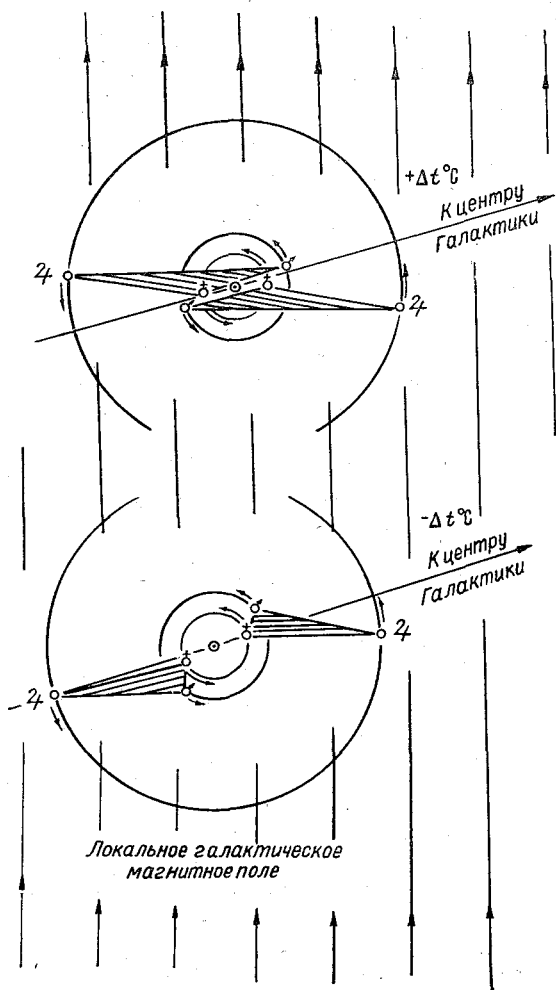
$$\text{II: } l_3 = -30^\circ \pm 35^\circ, \quad l_{\text{М}} = -15^\circ \pm 45^\circ, \quad l_{\text{Ю}} = -45^\circ \pm 40^\circ.$$

В распределении планет по галактическим широтам отмечается тенденция группирования их к плоскости галактического экватора с некоторым разбросом:

$$\text{для } +\Delta t \quad b_3 = 10^\circ \pm 40^\circ, \quad b_{\text{М}} = 0^\circ \pm 40^\circ, \quad b_{\text{Ю}} = 10^\circ \pm 30^\circ,$$

$$\text{для } -\Delta t \quad b_3 = 5^\circ \pm 45^\circ, \quad b_{\text{М}} = 10^\circ \pm 45^\circ, \quad b_{\text{Ю}} = 10^\circ \pm 40^\circ.$$

На рисунке показаны осредненные положения планет для всех случаев положительных и отрицательных месячных аномалий температуры в квазидвухлетнем цикле в плоскости эклиптики. Указано направление к центру Галактики ($l=330^\circ$, $b=\pm 1^\circ$ [1]) и направление галактического магнитного поля в окрестности Солнца ($l=45^\circ$, [20]). Заметна ориентация планет в направле-



Положение Солнца ($\odot$), Земли ($\oplus$), Марса ($\circ \rightarrow$) и Юпитера (1) при реализации положительных (вверху) и отрицательных (внизу) месячных аномалий температуры в плоскости эклиптики.

Окружности различного радиуса — орбиты планет; стрелками показано направление движения планет.

нии центр — антицентр Галактики; при этом силовые линии локального галактического магнитного поля пересекают контур, образованный планетами Землей, Марсом и Юпитером.

В ряде работ Г. Я. Васильевой с соавторами, например [6], исследуется ориентация планет в масштабе Галактики в экстремальные эпохи солнечного цикла. Повышение активности в сол-

нечном цикле наблюдается, когда внешние планеты, начиная с Марса, расположены преимущественно вдоль магнитного поля спирального рукава Галактики, понижение — при расположении планет в направлении центр — антицентр Галактики. Как показано в настоящей работе, при этом начинает активизироваться квазидвухлетний цикл, что может свидетельствовать об общности природы циклов различной длительности.

Представление планет, модулирующих квазидвухлетний цикл, в системе галактических гелиоцентрических координат дает возможность сделать предположение о физическом механизме рассматриваемого цикла, по всей видимости, магнитогидродинамической природы. При этом следует учитывать взаимодействие галактического магнитного поля с солнечным ветром, а также взаимодействие солнечного ветра и космических лучей с планетами, обладающими гравитационными, магнитными полями и атмосферами [19].

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы:

- 1) квазидвухлетний цикл нестационарен в пространстве и времени; прослеживается его динамика по территории Украины;
- 2) 26-месячный цикл в гео- и гелиофизике модулируется положениями на орбитах Земли, Марса и Юпитера;
- 3) знак месячных аномалий температуры в квазидвухлетнем цикле определяется положением относительно Солнца, Марса, Земли и Юпитера;
- 4) исследуемый цикл осуществляется при определенном положении планет, модулирующих его, в Галактике, что, очевидно, является важным фактором в механизме этого цикла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аллен К. У. Астрофизические величины. — М.: Мир, 1977. — 446 с.
2. Беме В. 26-месячные колебания общей циркуляции земной атмосферы и их причины. — Труды симпозиума по солнечно-корпускулярным эффектам в тропосфере и стратосфере на XV Генеральной Ассамблее международного геофизического и геодезического союза. Москва, август, 1971 г. — Л.: Гидрометеиздат, 1973, с. 22—26.
3. Блажко С. И. Курс сферической астрономии. — М.: Гос. изд. технико-теоретич. лит., 1954. — 332 с.
4. Васильев О. Б., Мурагин А. Ф., Никольский Г. А., Рубашев Б. М. Частотный спектр вариаций солнечной постоянной и связь их с другими солнечными процессами. — Солнечные данные, 1973, № 4, с. 99—106.
5. Васильева Г. Я., Шпитальная А. А., Петрова Н. С. Вариации солнечной активности, обусловленные обращением Марса вокруг Солнца. — Солнечные данные, 1974, № 12, с. 94—102.
6. Васильева Г. Я., Шпитальная А. А., Пыстина Н. С. О спиральной структуре межпланетной среды. — В кн.: Динамика и эволюция звездных систем. М. — Л., 1975, с. 108—113.
7. Воробьева Е. В. Цикличность геомагнитной возмущенности и ее временные вариации. — Труды ГГО, 1968, вып. 227, с. 28—33.
8. Воробьева Е. В. Некоторые особенности пространственно-временной изменчивости параметров циклов температуры. — Труды ГГО, 1975, вып. 330, с. 36—45.

9. Дружинин И. П., Сазонов Б. И., Ягодинский В. Н. Космос—Земля. Прогнозы. — М.: Мысль, 1974. — 288 с.
10. Жуков А. А., Музалевский Ю. С. Сравнение сглаживания наблюдаемых месячных чисел Вольфа оператором текущего среднего и оператором Уиттекера. — *Астрономический журнал*, 1970, т. 47, вып. 2, с. 357—374.
11. Кандаурова К. А. Исследование короткопериодических колебаний в рядах солнечной активности. — *Солнечные данные*, 1971, № 5, с. 107—114.
12. Любарский А. Н. Межгодовые изменения интенсивности и типа атмосферной циркуляции за последние три столетия. — *Труды ГГО*, 1978, вып. 407, с. 83—91.
13. Нуждина М. А. Временные вариации квазидвухлетнего цикла в ходе температуры и конфигурации планет. — *Труды ГГО*, 1979, вып. 420.
14. Охлопков В. П., Охлопкова Л. С., Чарахчян Т. Н. Двухлетние вариации космических лучей. — *Геомагнетизм и аэрономия*, 1979, т. 19, № 3, с. 431—438.
15. Охлопков В. П., Охлопкова Л. С., Чарахчян Т. Н. Двухлетние вариации космических лучей. — *Изв. АН СССР, сер. физич.*, 1979, т. 43, № 4, с. 854—861.
16. Павельев С. В., Павельева З. С. Цикличность солнечной активности. — *Труды ГГО*, 1965, вып. 181, с. 92.
17. Погосян Х. П., Павловская А. А. Аномалии атмосферной циркуляции приземного давления и температуры в связи с квазидвухлетней цикличностью. — Л.: Гидрометеоздат, 1977. — 79 с.
18. Ракипова Л. Р., Яковлева Н. И. О некоторых статистических характеристиках двухлетнего цикла в барическом поле атмосферы. — *Труды ГГО*, 1975, вып. 330, с. 46—54.
19. Сазонов Б. И., Спирина Л. П. Влияние планет на межпланетную среду и погоду. — *Труды ГГО*, 1975, вып. 330, с. 75—81.
20. Спулстра Т. А. Магнитное поле Галактики. — *Успехи физич. наук*, 1977, т. 121, вып. 4, с. 679—694.
21. Яковлева Н. И. Некоторые вопросы проявления квазидвухлетнего цикла в показателях солнечной активности и в метеорологических данных. — *Труды ГГО*, 1975, вып. 355, с. 94—105.
22. Currie Robert G. Geomagnetic line spectra—2 to 70 years.— *Astrophys. and Space Sci.* 1973, v. 21, p. 425—438.
23. Currie Robert G. The structure in the sunspot spectrum—2 to 70 years.— *Astrophys. and Space Sci.*, 1973, v. 20, p. 509—518.
24. Planetari coordinates for the years 1800—1940 refered to the equinox of 1950.— *Prep. by Nautical Almanac office. London, 1933.*—156 p.
25. Sugiura Masahisa. Quasi-biennial geomagnetic variations caused by the Sun.— *Geophys. Res. Letters*, 1976, v. 3, N 11, p. 643—646.
- 26: Sugiura Masahisa. Solar-generated quasi-biennial geomagnetic variations.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v: 82, N 35, p. 5621—5628.

СОДЕРЖАНИЕ

Теоретические и статистические исследования взаимодействия между нижней и средней атмосферой

Л. Р. Ракипова, Н. И. Яковлева. Влияние внешних факторов на вертикальную структуру планетарных волн в тропосфере и стратосфере	3
Л. Р. Ракипова, О. Н. Вишнякова. Влияние солнечной вспышки на концентрацию озона	9
В. К. Куражов. Учет озонных притоков тепла в бароклинной модели зональной циркуляции атмосферы	15
Л. Р. Ракипова, И. А. Щерба, Н. И. Воробьева, Н. И. Яковлева. Зависимость от солнечной активности широтных и сезонных вариаций термобарических характеристик в средней тропосфере и нижней стратосфере	20
К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова, Р. Б. Бекбасаров. Меридиональная циркуляция в средней атмосфере северного полушария в зимний период	26
М. А. Тақырбашев, Л. Р. Ракипова, К. А. Каримов. Некоторые результаты статистических оценок многолетних радиометеорных измерений ветра в Киргизии	28
Н. И. Воробьева, Ю. П. Лаушкин, Н. И. Яковлева. О статистической структуре полей температуры воздуха на уровнях H_{30} и H_{50}	36

Синоптико-климатологические исследования

Э. И. Гирская, Б. И. Сазонов. Циркуляционные условия на северном полушарии в период засух	41
Е. П. Борисенков, Л. Е. Борисова, Г. Ф. Гетманова. Связь температуры и осадков с урожайностью	46
Л. Г. Полозова, А. А. Григорьева. Роль циркуляционного фактора в образовании засушливых периодов	50
Б. И. Сазонов. Различия в ритмике сезонов высокой засушливости и избыточного увлажнения	55
Н. И. Ефремова. О долгопериодных колебаниях в ходе засушливых явлений	62
Т. В. Покровская, Л. М. Шереметова. Статистический анализ сахельской засухи	67
Ким Мун Юк. Некоторые особенности засухи в Корее	76
М. З. Басырова, Е. В. Воробьева. Сравнительная оценка различных предикторов для сверхдолгосрочного прогнозирования осадков в Западной Сибири	78
Е. В. Воробьева, Л. П. Приемова. Проявление экстремальных метеорологических аномалий в термическом режиме атмосферы	82
В. А. Молодых, В. Ф. Логинов. Возможные причины полугодовых колебаний температуры воздуха	86
Б. И. Сазонов, Л. П. Спирина. Годовой ход связи показателей геомагнитной активности с атмосферной циркуляцией	93

Г. Ф. Гетманова, Б. И. Сазонов, Л. П. Спирина. Информативные возможности флуктуационного индекса геомагнитной активности для прогнозирования	99
В. Ф. Логинов. Возможные причины и следствия вулканических извержений	103
Е. П. Борисенков, Л. К. Ефимова, В. П. Мелешко. Оценка влияния тепловых выбросов на погоду больших территорий	107
М. А. Нуждина. Квазидвухлетний цикл и особенности его проявления на территории Украины	111