

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

486

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ
ПОГОДЫ И КЛИМАТА

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



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1985

В сборнике рассматриваются глобальные и региональные особенности общей циркуляции и термического режима средней атмосферы. Приводятся результаты теоретических и статистических исследований взаимодействия средней атмосферы и тропосферы и влияния на него солнечной активности и антропогенных факторов. Ряд статей посвящен исследованию засух и других экстремальных явлений, воздействию космических факторов на погоду и климат, методам сверхдолгосрочных метеорологических прогнозов.

Рассчитан на метеорологов, гелиогеофизиков, климатологов, преподавателей, аспирантов и студентов гидрометеорологической специальности.

In this issue global and regional peculiarities of general circulation and thermal regime of the middle atmosphere are considered. The results of theoretical and statistical studies on the interaction between middle atmosphere and troposphere and also the influence of solar activity and anthropogenic factors on it are represented.

Some papers give results of analysis of droughts and other extreme events, methods of long range predictions.

The publications are of interest to meteorologists, heliogeophysists, climatologist, postgraduates and students dealing with hydrometeorology.

ДИНАМИКА СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ И СОЛНЕЧНО-ЗЕМНЫЕ СВЯЗИ

Л. Р. Ракипова

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНЫХ ЭФФЕКТОВ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ В НЕЗОНАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ

В работе [1] даны количественные оценки влияния 11-летнего цикла солнечной активности на вертикальную структуру планетарных волн давления p' . Было показано, что знак и величина амплитуд p' между экстремальными фазами этого цикла зависят от длины волны и высоты; в тропосфере они на порядок меньше, чем в стратосфере. В основе этих оценок лежало предположение о том, что скорость среднего зонального ветра в стратосфере, от величины которой существенно зависит вертикальный профиль амплитуд планетарных волн, может испытывать значительные изменения в течение 11-летнего солнечного цикла. Этот вывод был получен на основе анализа разностей между широтами 75 и 60, 45, 30° северного полушария зимних средних зональных значений геопотенциала ΔH на изобарических поверхностях 10, 50, 100, 300, 500 гПа для периодов минимума (1964—1966 гг., 1975—1977 гг.) и максимума (1968—1970 гг.) чисел Вольфа. Было показано, что в годы максимума солнечной активности ΔH , а значит и средний зональный геострофический ветер на всех рассмотренных поверхностях существенно меньше, чем в годы минимума.

В настоящей статье приводятся результаты аналогичных оценок для планетарных волн других метеопараметров, а именно геопотенциала, температуры и вертикальных токов.

В основе расчетов лежат решения для амплитуд волн давления p' и вертикального импульса P , полученные в работе [2]. Незональные составляющие геопотенциала Φ' и температуры T' связаны с p' соотношениями

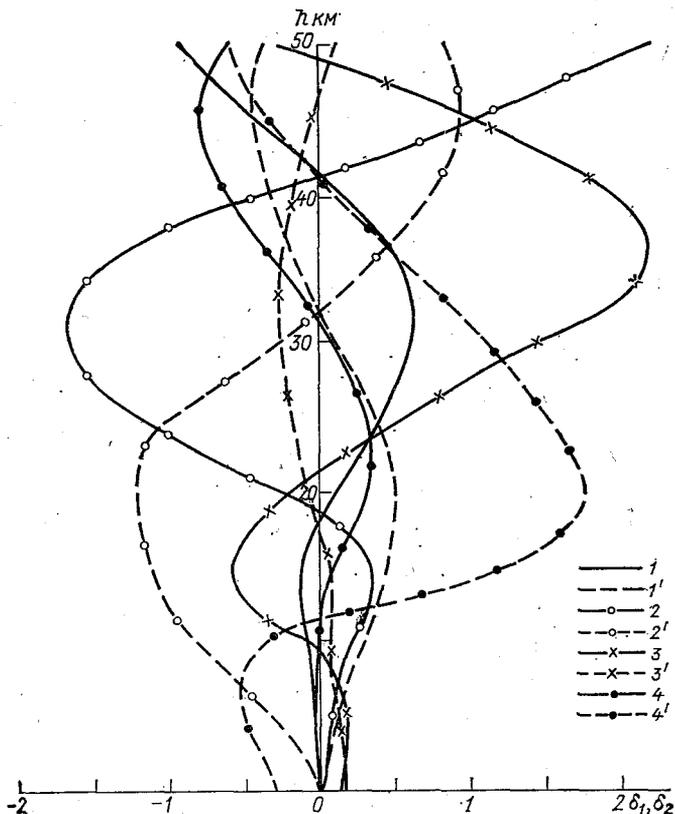
$$\Phi' = \frac{R\bar{T}_{с.в} p_0'}{p_0} \left(1 - \frac{p'}{p_0} e^{\frac{\bar{\Phi}}{R\bar{T}_{с.в}}} \right),$$

$$T' = \frac{R}{g} \bar{T}^2 \frac{\partial \left(\frac{p'}{p} \right)}{\partial z}.$$

Здесь R — газовая постоянная; $T_{с.в}$ — средняя виртуальная температура слоя $p_0 - p$; g — ускорение свободного падения; черта над величиной обозначает зональное осреднение, индекс 0 — приземные значения метеорологических величин.

Расчеты выполнены для первой планетарной волны при условиях современного содержания озона и углекислого газа ($CO_2 \times 1$) и в предположении, что средний зональный ветер в умеренных широтах стратосферы \bar{u}_2 от минимума к максимуму 11-летнего цикла солнечных пятен W уменьшается в 2 раза.

Невозмущенное состояние зональной циркуляции описывается



Разности δ_1 и δ_2 значений метеопараметров в максимуме и минимуме W при разных условиях изменения зонального ветра.

$\delta \bar{u}_1$ — ветер изменяется только в тропосфере, кривые 1', 2', 3', 4',
 $\delta \bar{u}_2$ — ветер изменяется только в стратосфере, кривые 1, 2, 3, 4.

$$1 - \delta_2 \frac{p'_1}{p} / p'_{1,0}, \quad 1' - \delta_1 \frac{p'_1}{p} / p'_{1,0} [\times 4 \cdot 10^{-3} \text{ гПа}^{-1}]; \quad 2 - \delta_2 \Phi'_1 / p'_{1,0},$$

$$2' - \delta_1 \Phi'_1 / p'_{1,0} [\text{дам} \cdot \text{гПа}^{-1}]; \quad 3 - \delta_2 \omega'_1 / p'_{1,0}, \quad 3' - \delta_1 T'_1 / p'_{1,0} [\text{К} \cdot \text{гПа}^{-1}];$$

$$4 - \delta_2 T'_1 / p'_{1,0}, \quad 4' - \delta_1 w'_1 / p'_{1,0} [\times 10^{-4} \text{ м} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{гПа}^{-1}].$$

средним зональным ветром для января за период 1976—1979 гг. на широте 60° северного полушария [4].

Связанные с солнечнообусловленным изменением стратосферного ветра $\delta \bar{u}_2$ изменения δ_2 от минимума к максимуму W амплитуд первой планетарной волны относительного давления p_1/\bar{p} , геопотенциала Φ_1 , вертикальной скорости w_1 и температуры T_1 , отнесенных к приземному возмущению давления $p'_{1,0}$, представлены на рисунке соответственно кривыми 1, 2, 3, 4. Такая форма представления позволяет легко оценить изменения метеопараметров в 11-летнем цикле для любого возможного значения $p'_{1,0}$. При выполнении таких оценок следует иметь в виду, что аномалии приземного давления в области исландского минимума могут колебаться в пределах $-8...-16$ гПа, а в области сибирского максимума — в пределах $8...25$ гПа.

Из рисунка видно, что вертикальные профили величин δ_2 имеют волнообразный характер, вследствие чего солнечнообусловленные эффекты в изменениях метеопараметров будут иметь на разных высотах не только разные значения, но и разные знаки. Так, при $p'_{1,0} > 0$ давление p_1 в слое 0—18 км имеет тенденцию к убыванию ($\delta_2 < 0$) от минимума к максимуму W (кривая 1), причем в слое 0—5 км это убывание приводит к уменьшению положительных амплитуд давления, а в слое 5—18 км — к увеличению отрицательных амплитуд давления. Максимальное уменьшение относительного давления составляет 0,009 (на высоте 14 км). При получении этой оценки и оценок, приведенных ниже, принято, что $d'_{1,0} = 20$ гПа. Представление о вертикальном профиле амплитуд метеопараметров в минимуме и максимуме W при ($\text{CO}_2 \times 1$) можно получить из данных табл. 1, приведенных в работе [3]. В слое 18—41 км давление растет ($\delta_2 > 0$), что приводит к уменьшению отрицательных амплитуд давления в слое 18—31 км (максимальное увеличение относительного давления на высоте 31 км составляет 0,05) и увеличению положительных амплитуд давления выше этого слоя. Выше уровня 41 км $\delta_2 < 0$ (положительные амплитуды давления убывают, на высоте 50 км уменьшение относительного давления составляет 0,075).

Изменения геопотенциала Φ_1 (кривая 2) обратны по знаку изменениям p_1 . В слое 0—18 км $\delta_2 > 0$, что приводит к росту положительных амплитуд Φ_1 . Максимальное увеличение Φ_1 равно 6,4 дам (на высоте 14 км). В слое 18—41 км $\delta_2 < 0$, положительные амплитуды Φ_1 уменьшаются (максимальное уменьшение составляет 33 дам на высоте 31 км). Выше этого слоя $\delta_2 > 0$, отрицательные амплитуды Φ_1 уменьшаются (на высоте 50 км уменьшение составляет 44,5 дам). Изменения вертикальной скорости w_1 (кривая 3) характеризуются следующим: в слое 0—9 км $\delta_2 > 0$, положительные скорости w_1 увеличиваются (максимальное увеличение составляет $0,035 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте 4 км); в слое

9—21 км $\delta_2 < 0$, отрицательные скорости ω_1' увеличиваются (максимальное увеличение равно $0,083 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте 15 км); в слое 21—49 км $\delta_2 > 0$ (отрицательные скорости ω_1' в слое 21—41 км уменьшаются, максимальное уменьшение составляет $0,42 \text{ см} \cdot \text{с}^{-1}$ на высоте 35 км, выше положительные амплитуды ω_1' увеличиваются).

Анализ изменений температуры T_1' (кривая 4) показал следующее: в слое 0—14 км $\delta_2 < 0$, положительная приземная амплитуда T_1' уменьшается на 0,5 К, отрицательная амплитуда T_1 на вышележащих уровнях увеличивается (максимальное увеличение составляет 0,5 К на высоте 4 км): в слое 14—31 км $\delta_2 > 0$, положительная амплитуда T_1' увеличивается (максимальное увеличение равно $6,2^\circ\text{К}$ на высоте 22 км). Выше уровня 31 км $\delta_2 < 0$. В слое 31—46 км положительная амплитуда T_1' уменьшается и выше уровня 35 км меняет знак (максимальное уменьшение составляет $15,6^\circ\text{К}$ на высоте 45 км). Выше уровня 46 км отрицательная амплитуда T_1 увеличивается (на высоте 50 км на $12,3 \text{ К}$).

Исходя из приведенных выше возможных значений аномалий приземного давления в двух центрах действия, создающих первую планетарную волну в земной атмосфере, можно высказать предположение, что термические и барические контрасты в первой планетарной волне в тех слоях, где абсолютные значения амплитуд p_1' и T_1' увеличиваются от минимума к максимуму 11-летнего солнечного цикла, будут возрастать на величину порядка $1,5 - 2\delta_2(z)$, а в тех случаях, где абсолютные значения амплитуд уменьшаются, барические и термические контрасты уменьшаются на такую же величину.

Значения $\delta_2(z)$ для всех метеопараметров в тропосфере значительно меньше, чем в стратосфере.

Более короткие планетарные волны и соответствующие им значения $\delta_2(z)$ имеют вертикальные профили, отличные от профилей для первой планетарной волны. С уменьшением длины волны уровни, на которые приходится экстремумы вертикальных профилей $\delta_2(z)$, смещаются вверх [1].

Все это позволяет сделать вывод о том, что влияние солнечной активности на структуру планетарных волн всех метеопараметров имеет сложный характер: в пространстве (а для нестационарных волн и во времени) изменяется не только величина эффекта, но и его знак. Кроме того, эти изменения различны для разных масштабов динамических возмущений. Неоднозначность и неоднородность проявлений солнечной активности в незоноальной структуре метеопараметров вместе с «шумом», создаваемым внутриатмосферными факторами, могут быть причиной, часто обнаруживаемой в статистических исследованиях пространственной и временной неоднородности проявлений солнечной активности в термо- и гидродинамическом состоянии атмосферы [1].

Особенно сложны условия проявления солнечной активности

в неzonальной структуре тропосферных метеоэлементов. Если тропосферный зональный ветер u_1 подвержен такому же влиянию 11-летнего цикла солнечной активности, как и стратосферный, то его эффекты в тропосферных планетарных волнах давления, как показано в работе [1], будут по знаку обратны эффектам солнечнообусловленных изменений u_2 . Этот же результат мы получили и для других метеопараметров. На рисунке кривые $1', 2', 3', 4'$ представляют разности δ_1 соответственно для $\frac{p_1'}{p_{1,0}}, \Phi_1'/p_{1,0}, w_1'/p_{1,0}$ и $T_1'/p_{1,0}$, рассчитанные при условии, что средний зональный ветер изменяется только в тропосфере ($\delta\bar{u}_1$). При сравнении кривых 1 и $1'$ с кривыми 1 и 3 рис. 1 из работы [1], следует иметь в виду, что в [1] рассматриваются величины $-\delta$, и расчет p' менее точен. Как и в работе [1], в данной статье расчеты выполнены при предположении, что от минимума к максимуму 11-летнего цикла значения u_1 уменьшаются в 2 раза.

Из рисунка видно, что в тропосфере на некотором уровне абсолютные значения δ_1 больше соответствующих значений δ_2 и имеют обратный знак. Таким образом, если в модель включить, кроме $\delta\bar{u}_2$, солнечнообусловленные изменения тропосферного зонального ветра $\delta\bar{u}_1$, то в тропосфере суммарные эффекты 11-летнего цикла в структуре планетарных волн могут быть следующими:

- 1) меньше, чем эффекты, характеризующие кривыми $1-4$ при небольших $\delta\bar{u}_1$;
- 2) близкими к нулю (при некотором значении $\delta\bar{u}_1$, когда $|\delta_1(z)| \simeq |\delta_2(z)|$;
- 3) по знаку противоположными δ_2 при больших $\delta\bar{u}_1$.

Так как реальные значения δu_1 , по-видимому, могут удовлетворять только условиям 1 и 2, то по этой причине, а также и потому, что δ_2 в тропосфере меньше, чем в стратосфере, эффекты солнечной активности в стратосфере должны проявляться значительно сильнее, чем в тропосфере.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ракипова Л. Р., Яковлева Н. И. Влияние внешних факторов на вертикальную структуру планетарных волн в тропосфере и стратосфере. — Труды ГГО, 1982, вып. 471, с. 3—8.
2. Ракипова Л. Р. Некоторые уточнения схемы расчета вертикального профиля импульса. — См. наст. сб.
3. Ракипова Л. Р. Влияние углекислого газа на неzonальную структуру полей метеоэлементов в стратосфере и тропосфере. — См. наст. сб.
4. Quigoz R. S. The tropospheric-stratospheric mean zonal flow in winter. — J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N. C 8, p. 7378—7384.

ВЛИЯНИЕ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА НА НЕЗОНАЛЬНУЮ СТРУКТУРУ ПОЛЕЙ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ В СТРАТОСФЕРЕ И ТРОПОСФЕРЕ

В работе [3] было оценено влияние углекислого газа на вертикальную структуру планетарных волн давления в стратосфере. Моделировались эффекты, связанные с современным содержанием углекислого газа в атмосфере и его возможными антропогенными изменениями в ближайшие 40—50 лет. Радиационное выхолаживание стратосферы, обусловленное длинноволновым излучением углекислого газа, аппроксимировалось зависимостью от температуры T вида $\alpha' T$. Кроме того, учитывались связанные также с величиной T эффекты фотохимического ослабления планетарных волн в озоносфере (с помощью соотношения $\alpha'' T$). Для коэффициентов ньютоновского выхолаживания α' и α'' были выбраны следующие значения: на высоте 40 км и выше $\alpha' = 7,0 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$, ниже 40 км $\alpha' = 5,0 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$; $\alpha'' = 4,7 \cdot 10^{-7} \text{ с}^{-1}$ выше 40 км. Для оценки одного из возможных эффектов антропогенных изменений содержания углекислого газа в атмосфере — его удвоения в первой четверти XXI в. в результате сжигания топлива — коэффициент α' был увеличен в 1,4 раза [3].

Очевидно, представляет интерес произвести оценки эффектов углекислого газа также для планетарных волн других метеорологических элементов: геопотенциала, температуры, вертикальной скорости, причем не только в стратосфере, но и в тропосфере.

Расчет отклонений геопотенциала от средних зональных значений Φ' был выполнен с помощью известного соотношения, связывающего геопотенциал с давлением:

$$\Phi' = RT_{с.в} \ln \frac{p_0}{p},$$

которое было линеаризовано относительно среднего зонального состояния. Здесь $T_{с.в}$ — средняя виртуальная температура слоя $p_0 - p$; R — газовая постоянная.

Величины T' были найдены из уравнения гидростатики

$$\frac{1}{p} \frac{\partial p}{\partial z} = - \frac{g}{RT},$$

линеаризованного таким же образом.

Вертикальная скорость w' была получена из соотношения $P = -\rho w'$, где P — вертикальный импульс; ρ — средняя зональная плотность воздуха. Для коэффициентов α' и α'' были взяты приведенные выше значения.

При расчетах мы воспользовались решениями для p' и P , приведенными в работе [2] при условии отсутствия поглощения волн в тропосфере ($\kappa = 0$). Так как вклад радиационного выхолаживания в коэффициент поглощения κ планетарных волн зависит от скорости среднего зонального ветра \bar{u} [3], то расчеты были вы-

полнены для двух вертикальных профилей \bar{u} в стратосфере. Первому профилю соответствует осредненное по высоте значение 17 м/с, второму — 34 м/с. Первое значение \bar{u} может характеризовать условия максимума, а второе — условия минимума 11-летнего цикла солнечной активности (в работе [1] было показано, что в 11-летнем цикле скорость зонального ветра в стратосфере может изменяться примерно в 2 раза).

Невозмущенное состояние стратосферы характеризуется зональной скоростью $\bar{u}=26$ м/с; что соответствует среднему значению зонального ветра за период 1976—1979 гг. на широте 60° для января [5].

В табл. 1 для условий ослабленной и усиленной зональной циркуляции приведены вертикальные профили амплитуд первых планетарных волн метеоэлементов, рассчитанных при условии отсутствия углекислого газа в атмосфере ($\text{CO}_2 \times 0$), а также вклад Δ_1 в эти профили современного содержания углекислого газа ($\text{CO}_2 \times 1$) и разность Δ_2 между амплитудами волн при удвоенном ($\text{CO}_2 \times 2$) и современном ($\text{CO}_2 \times 1$) содержании CO_2 .

Давление представлено функцией $r_1(z)$, пропорциональной отношению амплитуды волны давления $p_1(z)$:

$$r_1(z) = \frac{p_1(z)}{\bar{p}(z)} \frac{\bar{p}(0)}{p_{1,0}}.$$

Здесь $\bar{p}(z)$ — среднее зональное давление на данном уровне; $\bar{p}(0)$ — среднее зональное давление на тропопаузе; $p_{1,0}$ — приземная амплитуда 1-й волны давления.

Амплитуда волн геопотенциала и вертикальной скорости представлены в таблице в форме $\Phi_1(z)/p_{1,0}$ и $\omega_1(z)/p_{1,0}$ соответственно в единицах дам·гПа⁻¹ и 10^{-4} м·с⁻¹·гПа⁻¹.

Амплитуды температуры T_1 рассчитаны для $p_{1,0}=20$ гПа. Амплитуды метеоэлементов при условии ($\text{CO}_2 \times 1$) являются суммой их амплитуд при ($\text{CO}_2 \times 0$) и Δ_1 , амплитуды при условии ($\text{CO}_2 \times 2$) — суммой амплитуд при условии ($\text{CO}_2 \times 1$) и Δ_2 .

Так как рассмотренные выше метеоэлементы пропорциональны $p_{1,0}$, то по данным табл. 1 легко рассчитать p_1 , T_1 , Φ_1 и ω_1 для любого значения и знака приземного возмущения давления.

Вертикальные профили приведенных в табл. 1 характеристик имеют волнообразную форму.

Так как в нашей модели $p_{1,0}=\text{const}$, то при $h=0$ для r_1 , $\Delta_1=\Delta_2=0$. Нулевые значения характеристик геопотенциала при $h=0$ в объяснении не нуждаются. Так как уравнения модели описывают свободную атмосферу, то уровень $h=0$ должен соответствовать верхней границе приземного пограничного слоя, следовательно при $h=0$ $\omega \neq 0$.

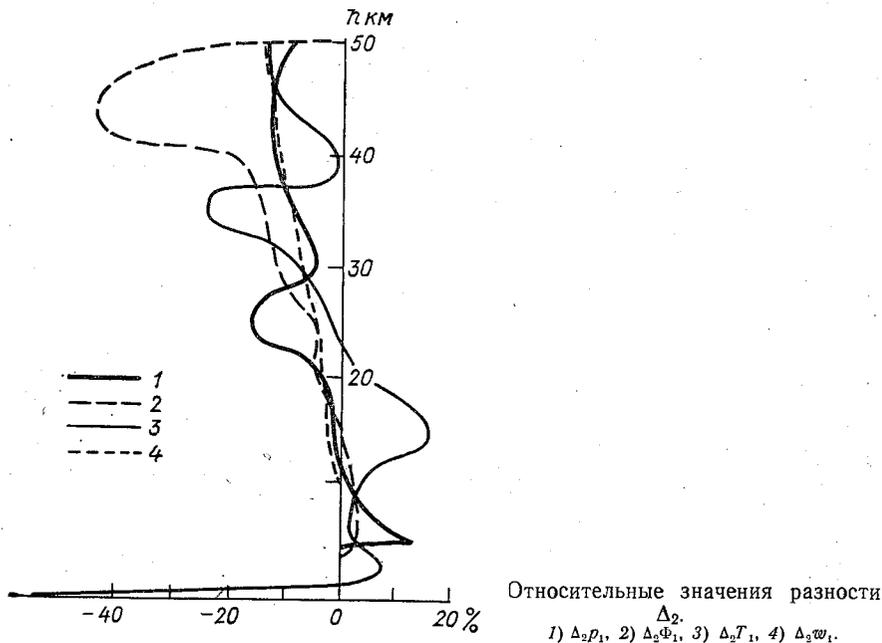
Из данных таблицы видно, что в стратосфере увеличение содержания углекислого газа приводит к уменьшению абсолютных значений амплитуд планетарных волн. Для температуры эта закономерность проявляется в средней и верхней стратосфере. Уменьшение амплитуд волн обусловлено эффектом их поглощения в ре-

Усиленная зональная циркуляция

0	0,25	0	0	0	0	0,90	-0,17	0	0,29	0	0
2	0,25	0	0,04	0,01	0	-2,78	-0,20	0	0,37	0	0
4	0,14	-0,01	0,29	0,02	0	-5,64	-0,16	0	0,41	0	0
6	-0,04	-0,01	0,79	0,03	0	-7,03	-0,17	0	0,36	0	0
8	-0,34	-0,02	1,74	0,04	0	-7,65	-0,25	0	0,19	0	0
10	-0,84	-0,02	3,15	0,07	0	-7,60	0	0	-0,18	0	0
15	-0,94	0	3,36	0,02	0	-0,10	0,60	0	-1,30	0,01	0,01
20	-0,84	0,02	3,07	-0,06	-0,02	3,90	0,70	0	-2,11	0,08	0,03
25	-0,57	0,03	2,27	-0,08	-0,02	7,50	0,04	-0,10	-2,45	0,14	0,04
30	-0,17	0,02	1,14	-0,06	-0,01	9,30	-0,37	-0,23	-2,27	0,17	0,05
35	0,24	0	0,03	0,01	0,02	9,20	-0,84	-0,26	-1,64	0,14	0,05
40	0,62	-0,04	-0,92	0,10	0,05	7,90	-1,05	-0,25	-0,65	0,06	0,02
45	0,86	-0,08	-1,50	0,21	0,07	4,20	-1,06	-0,14	0,46	-0,05	-0,02
50	0,92	-0,10	-1,54	0,21	0,10	-1,40	-0,50	0,10	1,28	-0,17	-0,06

зультате радиационного выхолаживания стратосферы (этот эффект описывается экспонентой $e^{-\kappa_2 z}$). Для давления такой результат получен в работе [3]. Там же сделаны предположения о его возможном влиянии на динамику средней и верхней атмосферы.

В тропосфере, благодаря учету зависимости амплитуд вертикального импульса $P = \rho \omega$ от κ_2 [2], также возникают некоторые эффекты (без учета этой зависимости в тропосфере $\Delta_1 = \Delta_2 = 0$). Причем эффекты для каждого метеозлемента имеют свои особенности. При увеличении κ_2 вследствие увеличения содержания углекислого газа в атмосфере абсолютные значения амплитуды давления убывают в нижней тропосфере и возрастают в верхней тропосфере, геопотенциала — возрастают на всех уровнях тропосферы, температуры — возрастают на всех уровнях за исключе-



нием нижней границы тропосферы, вертикальной скорости — убывают на всех уровнях тропосферы. Таким образом, при повышении содержания углекислого газа в атмосфере имеется тенденция к увеличению горизонтальных барических и термических контрастов в верхней половине тропосферы и уменьшению — в стратосфере.

Абсолютные значения Δ_2 в основном меньше, чем Δ_1 . Это особенно четко выражено в стратосфере в связи с экспоненциальной зависимостью Δ_1 и Δ_2 от κ_2 . Экстремальные значения Δ_1 и Δ_2 в тропосфере меньше, чем в стратосфере. В тропосфере много ну-

левых значений Δ_2 , что объясняется выбранной точностью расчетов.

Из сравнения данных табл. 1 видно, что более интенсивной зональной циркуляции соответствуют меньшие значения Δ_1 и Δ_2 . На рисунке представлены относительные значения Δ_2 (отношение Δ_2 к амплитуде соответствующего элемента при $(CO_2 \times 1)$ для условий ослабленной зональной циркуляции). На рисунке выделяются слои, где абсолютные значения амплитуды уменьшаются или увеличиваются при переходе к режиму $(CO_2 \times 2)$. Как следует из рисунка и данных табл. 1 в верхней стратосфере экстремальные значения амплитуды могут уменьшаться на 10—14%. Для условий усиленной зональной циркуляции эти изменения составляют 5—6%. Относительные изменения не экстремальных значений амплитуды могут быть значительно больше. Они особенно велики для геопотенциала в верхней стратосфере.

Относительные изменения горизонтальных барических и термических контрастов могут быть примерно в 2 раза больше приведенных на рисунке. Уменьшение горизонтальных контрастов на уровнях экстремальных амплитуд в верхней стратосфере также будет в 2 раза больше приведенных выше оценок. Так, если приземные барические возмущения характеризуются значениями $p_{1,0} = \pm 20$ гПа, то при ослабленной зональной циркуляции термические контрасты могут уменьшаться примерно на 2 К на высоте 30 км, на 3 К на высоте 45 км, на 4 К на высоте 50 км, у земной поверхности — на десятые доли градуса. При усиленной зональной циркуляции эти изменения не превышают 0,5 К.

В работе [1] мы уже отмечали, что использованная нами модель квазигеострофических планетарных волн не может дать достаточно точного описания вертикальной структуры этих волн. Впрочем, более полные модели также пока не позволяют получать амплитуды волн в стратосфере, близкие к фактическим [4]. Но с помощью простых моделей можно оценить порядок величин исследуемых эффектов, что для проблемы антропогенных изменений климата должно представлять особый интерес. Преимущество простых моделей, в частности нашей, состоит в получении аналитических решений, делающих возможным ясный физический анализ результатов.

На основании полученных выше результатов можно сделать вывод о том, что антропогенные эффекты углекислого газа в незональной структуре полей метеозлементов стратосферы в будущем столетии могут зависеть от фазы 11-летнего солнечного цикла и оказывать на нее заметное влияние в периоды максимума солнечной активности. Вклад современного содержания углекислого газа в незональную структуру метеозлементов стратосферы изменяется в течение 11-летнего цикла таким же образом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ракипова Л. Р., Яковлева Н. И. Влияние внешних факторов на вертикальную структуру планетарных волн в тропосфере и стратосфере. — Труды ГГО, 1982, вып. 471, с. 3—8.

2. Ракипова Л. Р. Некоторые уточнения схемы расчета вертикального профиля импульса. — См. наст. сб.

3. 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—9.

4. Grieger W., Krüger W., Schmitz G. The structure of a stationary planetary waves determined by observations and model calculations for the winter hemisphere. Part I: The geopotential. — Zeitschr. für Meteorol., 1981, В. 31, Н. 5, S. 286—293.

5. Quiroz R. S. The tropospheric-stratospheric mean zonal flow in winter. — J. Geoph. Res. 1981, v. 86, N C 8, p. 7378—7384.

Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубников, И. А. Щерба

О ВЕРТИКАЛЬНОМ ПЕРЕНОСЕ ЭНЕРГИИ МАКРОМАСШТАБНЫХ ВОЛН ИЗ ТРОПОСФЕРЫ В СТРАТО- И МЕЗОСФЕРУ

Такие метеорологические явления, как внезапные стратосферные зимние потепления, теплая зимняя мезосфера не могут быть объяснены с точки зрения лучистого равновесия. Для их объяснения привлекаются гипотезы о поглощении крупномасштабных и мезомасштабных волн генерируемых как термической и орографической неоднородностями подстилающей поверхности, так и отклонением от геострофичности [1—4].

В работах [2, 5—6] показано, что для оценки взаимодействия между макромасштабными процессами в тропосфере и стратосфере удобно использовать так называемый квадрат коэффициента преломления μ^2 атмосферы для макромасштабных волн. При $\mu^2 > 0$ волны могут распространяться по вертикали, частично отражаясь, так что взаимодействие реализуется. При $\mu^2 < 0$ в стратосфере волны остаются в тропосфере и взаимодействие между слоями отсутствует.

Для количественной характеристики вертикального взаимодействия между слоями полезно рассмотреть энергетические характеристики волн.

Вертикальный поток энергии E в волне (на единицу площади) определяется выражением

$$E = p\omega, \quad (1)$$

где p — возмущение давления; ω — вертикальная скорость в волне. Представим ω и p в форме суперпозиции плоских волн

$$\omega_k, p_k(z) e^{ik_x(x-ct) + ik_y \cdot y}, \quad (2)$$

где c — фазовая скорость; k_x и k_y — волновые числа по соответствующим осям. Тогда из уравнения для вихря скорости

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial y^2} \right) + \beta \frac{\partial p}{\partial x} = l^2 \frac{\partial p}{\partial z} \quad (3)$$

получим соотношение между амплитудами Фурье давления p и вертикального импульса P_k :

$$P_k = \frac{l^2}{ik_x[\beta - k^2(\bar{u} - c)]} \frac{dP_k}{dz}. \quad (4)$$

Здесь $P = \bar{\rho}\omega$ — вертикальный импульс скорости; $\bar{\rho}$ — плотность; l — параметр Кориолиса; $\beta = dl/dy$; \bar{u} — зональная скорость. Запишем формулу (1) для комплексных амплитуд в виде

$$E = \frac{1}{2} (P_k^* \omega_k + P_k \omega_k^*), \quad (5)$$

где звездочкой (*) обозначена комплексно-сопряженная величина.

Используя выражение (4), перепишем формулу (5) в виде

$$E = \frac{1}{2} \frac{l^2}{ik_x[\beta - k^2(\bar{u} - c)] \cdot \bar{\rho}} \left(\frac{dP_k}{dz} P_k^* - P_k \frac{dP_k^*}{dz} \right). \quad (6)$$

Как видно из формулы (6), для вычисления вертикального потока энергии необходимо определить величину P_k для тропосферы и стратосферы.

Основное уравнение для спектральной амплитуды импульса имеет вид [6]:

$$\frac{d^2 P_k}{dz^2} + \mu^2(z) P_k = 0. \quad (7)$$

Здесь

$$\mu^2(z) = \frac{N^2}{l^2} \left(\frac{\beta}{\bar{u} - c} - k^2 \right), \quad (8)$$

$$N^2 = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{T},$$

$$k^2 = k_x^2 + k_y^2. \quad (9)$$

При $\mu^2 > 0$ решение уравнения (7) записывается для зимней тропосферы в виде суммы падающей и отраженной волн

$$P_1 = A e^{-i \nu_1(H-z)} + B e^{i \nu_1(H-z)}, \quad (10)$$

для зимней стратосферы — в виде восходящей волны

$$P_2 = C e^{i \nu_2(z-H)}, \quad (11)$$

где H — высота тропопаузы.

Из кинематического и динамического условий на уровне $z=H$ с учетом (10) и (11) получим два уравнения, связывающие амплитуды A , B и C , решая которые найдем выражения для потоков энергии

в падающей волне

$$E_{1п} = \frac{\mu_1}{k_x} \frac{l^2}{\beta - k^2(\bar{u} - c)} |A|^2, \quad (12)$$

отраженной

$$E_{10} = \frac{\mu_1}{k_x} \frac{l^2}{\beta - k^2(\bar{u} - c)} |B|^2 \quad (13)$$

и прошедшей в стратосферу

$$E_2 = \frac{\mu_2}{k_x} \frac{l^2}{\beta - k^2(\bar{u} - c)} |C|^2. \quad (14)$$

Энергия, прошедшая в стратосферу, представляет собой разность между энергиями падающей и отраженной волн и характеризуется коэффициентом передачи $d = E_2/E_{10}$.

Полагая коэффициент преломления μ^2 равным осредненному по высоте значению коэффициента в тропосфере и стратосфере, получаем коэффициент передачи в следующем виде:

$$d_0 = \frac{4\nu}{(1+\nu)^2}, \quad (15)$$

где

$$\nu = \mu_2/\mu_1 \quad (16)$$

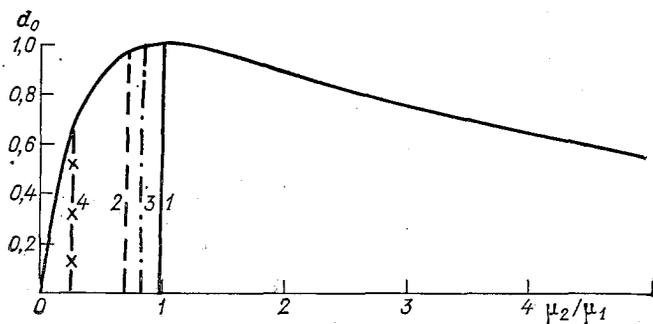
или

$$\nu = \frac{N_2}{N_1} \sqrt{\frac{\beta/\bar{u}_2 - c - k^2}{\beta/\bar{u}_1 - c - k^2}}. \quad (17)$$

Представленный на рисунке график функции d_0 и формула (17) могут быть использованы для оценки передачи энергии макромасштабной волны, характеризующейся волновым числом

$$k^2 = m(m+1)/a^2,$$

где m — номер гармоники разложения поля давления — азимутальное волновое число; для возмущений, создаваемых термиче-



Коэффициент передачи волновой тропосферной энергии в стратосферу.

1, 2 — соответственно при максимуме и минимуме солнечной активности для $m = 1$; 3, 4 — соответственно при максимуме и минимуме солнечной активности для $m = 4$.

ской неоднородностью материков и океанов, $m=1, 2$, создаваемых орографией $m=3, 4$, для длинных нестационарных волн $m=5...10$, для быстро движущихся волновых возмущений $m>10$; a — радиус Земли.

Из рисунка следует, что в условиях двухслойной аппроксимации, если стратосферный коэффициент преломления $\mu_2=0$ или $\mu_2=\infty$, поток тропосферной энергии не проходит в стратосферу.

Если возможны условия, когда вся среда однородна, т. е. $\mu_2=\mu_1$, то вся тропосферная энергия проходит в стратосферу.

При $\mu_2 \ll \mu_1$ и увеличении μ_2 поток тропосферной волновой энергии, проходящей в стратосферу, возрастает. При $\mu_2 > \mu_1$ и дальнейшем увеличении μ_2 поток тропосферной энергии в стратосферу уменьшается.

Таким образом, зная коэффициенты преломления в тропосфере и стратосфере, можно судить о прохождении тропосферной волновой энергии в стратосферу.

Для сравнения условий прохождения тропосферной волновой энергии в стратосферу в годы максимума и минимума солнечной активности были вычислены соответствующие значения коэффициента ν для волн, характеризуемых числами $m=1$ и $m=4$. При расчетах было принято, согласно работе [6], что зональный ветер в стратосфере умеренных широт от минимума к максимуму солнечной активности уменьшается в 2 раза. В качестве исходных данных были взяты данные CIRA—72 на 60° с. ш. для января. Анализ проведенных расчетов показал следующее:

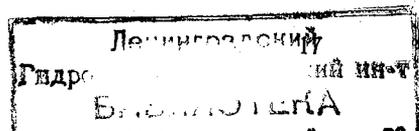
1) условия прохождения для волн, характеризуемых числом $m=1$, лучше, чем для волн с числом $m=4$;

2) условия прохождения энергии в годы максимума солнечной активности благоприятнее, чем в годы минимума солнечной активности;

3) различие в коэффициентах передачи энергий в годы максимума и минимума солнечной активности для волн $m=1$ меньше, чем для волн $m=4$ (см. рисунок).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Жукова Л. П. Некоторые оценки величины потока энергии мезомасштабных волн и притока тепла в мезосфере. — Метеорология и гидрология, 1971, № 2, с. 37—43.
2. Ракипова Л. Р., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Барьерные свойства стратосферы. — Труды ГГО, 1979, вып. 429, с. 37—44.
3. Холтон Дж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1979, гл. 4, с. 123.
4. Charney J. G., Drazin P. G. Propagation of planetary scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. — J. Geophys. Res., 1961, v. 66, N 1.
5. Hines C. O. Dynamical heating of the upper atmosphere. — J. Geophys. Res., 1965, 70, N 1.
6. Rakipova L. R., Trubnikov B. N., Shcherba J. A., Kidiyagova V. G. The influence of external factors on the vertical structure of the planetary waves. Preprint to be presented at MASS/IAMAP Assembly, Hamburg, FRG, August 1981.



О ПОКАЗАТЕЛЕ ПРЕЛОМЛЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ДЛЯ МАКРОМАСШТАБНЫХ ВОЛН

Основные масштабы движений

Гармонический анализ зонального движения показал, что спектр крупномасштабных систем движения в тропосфере, отражаемых на синоптических картах верхних уровней, можно разделить на 3 интервала: с волновыми числами $m=1...4$ и длинами волн от 33 000 до 7 000 км на широте 45° , среди которых волны с $m=2$ и $m=3$ представляются наиболее устойчивыми и переносящими наибольшее количество кинетической и потенциальной энергии; длинные движущиеся и неустойчивые волны с волновыми числами $m=5...10$, длинами волн от 5500 до 2800 км на широте 45° , среди которых волны с $m=6...8$ возникают преимущественно под влиянием бароклининой неустойчивости циркумполярного потока и ответственны за бароклинные процессы, более быстро движущиеся волновые возмущения умеренных широт с волновыми числами $m>10$ и длинами волн 2800 км на широте 45° — циклоны и антициклоны, очень активные в нижних слоях тропосферы [3].

Параметризация волнового взаимодействия между атмосферными слоями введением показателя преломления для атмосферных макромасштабных волн, используемая в современных исследованиях [5], является важным фактором, определяющим амплитуду волн, возбуждаемых тропосферными воздействиями, и пригодным для воспроизведения глобальных волноводных эффектов [6].

В приближении β -плоскости (β — параметр Россби), сферическая поверхность Земли аппроксимируется плоскостью, на которой введены прямоугольные декартовы координаты x, y . Использование β -плоскости приводит к результатам, качественно близким к реальным, и делает возможным решить ряд задач, которые иначе не могут быть решены аналитическими методами, в частности, при использовании в качестве индикатора квадрата показателя преломления атмосферы [2].

Показатель преломления для экваториальной β -плоскости

Используются разложения в окрестности широты $\theta=0$:

$$\sin \theta \approx y/a, \quad \cos \theta \approx 1. \quad (1)$$

Здесь a — радиус Земли.

Допустимо использовать экваториальную β -плоскость для описания движений, охватывающих область от экватора до

$$|y| \approx a. \quad (2)$$

Уравнение Линдзена для распространения экваториальных волн имеет вид [6]:

$$\begin{aligned} & (\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + 2\beta y \frac{d\bar{u}}{dz} \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y \partial z} + N^2 (\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2) \times \\ & \times \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} \frac{\partial \Phi}{\partial y} - \beta \frac{d\bar{u}}{dz} \frac{\beta^2 y^2 + \hat{\omega}^2}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \\ & + N^2 \left[-\frac{k_x}{\hat{\omega}} \frac{\beta (\beta^2 y^2 + \hat{\omega}^2)}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} - k_x^2 \right] \Phi = 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где

$$\hat{\omega} = -k_x (\bar{u} - c), \quad N^2 = g \frac{\gamma_a - \gamma}{\bar{T}}, \quad (4)$$

\bar{u} — зональный ветер; c — фазовая скорость; $\bar{T} = \bar{T}(z)$ — фоновая температура; $\gamma = -d\bar{T}/dz$, k_x — волновое число в β -плоскости; Φ — геопотенциал.

При разделении атмосферы на такие слои, в которых $d\bar{u}/dz = 0$, уравнение (3) существенно упрощается:

$$\begin{aligned} & (\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + N^2 (\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2) \frac{\partial}{\partial y} \frac{1}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} \frac{\partial \Phi}{\partial y} + \\ & + N^2 \left[-\frac{k_x}{\hat{\omega}} \frac{\beta (\beta^2 y^2 + \hat{\omega}^2)}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} - k_x^2 \right] \Phi = 0. \end{aligned} \quad (5)$$

Подставляя в уравнение (5) Φ в виде

$$\Phi(z, y) = Z(z)Y(y), \quad (6)$$

получаем

$$\frac{1}{N^2} \frac{Z''}{Z} + \frac{\frac{d}{dy} \frac{1}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} \frac{dY}{dy}}{Y} + \frac{1}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} \left[-\frac{k_x}{\hat{\omega}} \frac{\beta (\beta^2 y^2 + \hat{\omega}^2)}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} - k_x^2 \right] = 0. \quad (7)$$

После разделения переменных

$$\frac{1}{N^2} \frac{Z''}{Z} = -\gamma_z^2, \quad \frac{\frac{d}{dy} \left(\frac{1}{\beta^2 y^2 - \hat{\omega}^2} \frac{dY}{dy} \right)}{Y} = -\gamma_y^2, \quad (8)$$

из выражения (7) получим

$$\gamma_z^2 = \frac{1}{\beta^2 y^2 - \overset{\wedge}{\omega}^2} \left[-\frac{k_x}{\overset{\wedge}{\omega}} \frac{\beta(\beta^2 y^2 + \overset{\wedge}{\omega}^2)}{\beta^2 y^2 - \overset{\wedge}{\omega}^2} - k_x^2 \right] - \gamma_y^2. \quad (9)$$

Согласно (8), уравнение вертикальной структуры представим в виде

$$-\frac{d^2 Z}{dz^2} + \mu^2(z)Z = 0, \quad (10)$$

где квадрат показателя преломления определяется следующей формулой:

$$\mu^2(z) = N^2 \left[\frac{1}{\beta^2 y^2 - \overset{\wedge}{\omega}^2} \left(-\frac{k_x \beta}{\overset{\wedge}{\omega}} \frac{\beta^2 y^2 + \overset{\wedge}{\omega}^2}{\beta^2 y^2 - \overset{\wedge}{\omega}^2} - k_x^2 \right) - \gamma_y^2 \right]. \quad (11)$$

Все величины здесь известны из данных наблюдений и масштабов волн, кроме γ_y^2 , определяемой из решения собственной задачи для второго уравнения (8):

$$\frac{d}{dy} \frac{1}{\beta^2 y^2 - \overset{\wedge}{\omega}^2} \frac{dY}{dy} + \gamma_y^2 Y = 0. \quad (12)$$

С целью исследования (12) перепишем его в каноническом виде [4]:

$$\frac{d^2 Y}{dy^2} - \frac{F(y)}{y-b} \frac{dY}{dy} + \gamma_1^2 (y-b)[2b + (y-b)] Y = 0, \quad (13)$$

где y — безразмерная координата в единицах радиуса Земли a ,

$$b^2 = \frac{\omega^2}{\beta^2 a^2}, \quad \gamma_1^2 = \gamma_y^2 \beta^2 a^4, \quad (14)$$

$$F(y) = \frac{2y}{y+b}. \quad (15)$$

Разложим $F(y)$ в ряд Тейлора около точки b . Тогда коэффициент при первой производной от Y в выражении (13) будет иметь вид

$$\frac{F(y)}{y-b} = \frac{F(b)}{y-b} + F'(b) + \frac{1}{2} F''(b)(y-b) + \frac{1}{6} F'''(b)(y-b)^2 + \dots \quad (16)$$

Найдем одно из решений (13) также в форме степенного ряда

$$Y = b_0 + b_1(y-b) + b_2(y-b)^2 + b_3(y-b)^3 + b_4(y-b)^4 + \dots \quad (17)$$

Подставляя (16) и (17) в формулу (13) и приравнявая к нулю

коэффициенты при степенях бинома $(y-b)$, получаем систему уравнений для последовательного определения коэффициентов b_i :

$$\begin{aligned} b_1 F(b) &= 0 \\ 2b_2 - 2b_2 F(b) - F'(b)b_1 &= 0 \\ -3b_3 F(b) - 2F'(b)b_2 - \frac{1}{2}F''(b)b_1 + 2bb_0 \gamma_1^2 &= 0 \\ -3F'(b)b_3 - F''(b)b_2 - 4b_4 F(b) + 2bb_1 + b_0 &= 0 \\ \dots \dots \dots \end{aligned} \quad (18)$$

Из (18) находим:

$$b_1 = b_2 = 0, \quad b_0 = 1, \quad b_3 = \frac{2}{3} b \gamma_1^2, \quad (19)$$

$$b_4 = \frac{1 - \gamma_1^2}{4}. \quad (20)$$

Таким образом, одно из фундаментальных решений (13) имеет вид

$$Y_1 = 1 + \frac{2}{3} b \gamma_1^2. \quad (21)$$

Если ограничиться кубичной аппроксимацией решения (что соответствует аппроксимации полиномами Лежандра до 3-го порядка включительно), то

$$\gamma_1^2 = 1. \quad (22)$$

Тогда, используя (14), находим первое приближение для

$$\gamma_y^2 = \frac{1}{\beta^2 a^4}. \quad (23)$$

В этом приближении первое решение (13) имеет вид

$$Y_1 = 1 + \frac{2}{3} b \gamma_1^2 (y-b) = 1 + \frac{2}{3} b (y-b)^3. \quad (24)$$

Второе слагаемое, которое находится из свойства определителя Вронского по формуле [4]

$$Y_2(y) = Y_1(y) \int e^{\int \frac{F(y)dy}{y-b}} \frac{dy}{Y_1^2(y)}, \quad (25)$$

будет иметь вид [1]:

$$Y_2(y) = \frac{1}{2b} \ln \left[1 + \frac{2}{3} b (y-b)^3 \right] \sqrt[3]{12b^2} \times$$

$$\times \left\{ \frac{1}{2} \ln \frac{\left[(y-b) + \sqrt{\frac{3}{2b}} \right]^2}{(y-b)^2 - \sqrt{\frac{3}{2b}}(y-b) + \sqrt{\left(\frac{3}{2b}\right)^2}} \operatorname{arctg} \frac{2(y-b) - \sqrt{\frac{3}{2b}}}{\sqrt{\frac{3}{2b}}} \right\}. \quad (26)$$

Подставляя приближение (23) в формулу для показателя преломления (11), окончательно имеем

$$\mu^2(z) = \frac{N^2}{\beta^2 a^4} \left\{ \frac{1}{y^2 - \frac{\Lambda^2}{\beta^2 a^2}} \left[\frac{\beta}{u-c} \frac{y^2 + \frac{\Lambda^2}{\beta^2 a^2}}{y^2 - \frac{\Lambda^2}{\beta^2 a^2}} - k_x^2 \right] - 1 \right\}, \quad (27)$$

где, согласно (2), $|y| \leq 1$.

Показатель преломления для среднеширотной β -плоскости

Если в уравнении вихря скорости, записанном в виде [6]:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \left(\frac{\partial^2 \psi'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi'}{\partial y^2} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0 l^2}{N^2} \frac{\partial \psi'}{\partial z} \right) + \left(\frac{2 \Omega \cos \theta_0}{a} - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \frac{1}{\rho_0} \times \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0 l^2}{N^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0, \quad (28)$$

функцию ψ' представить совокупностью плоских волн

$$\psi'_k(z) e^{-i \omega t + i k_x x + i k_y y}, \quad (29)$$

где ω — частота, ρ_0 — стандартная плотность, Ω — угловая скорость вращения Земли, l — параметр Кориолиса, то уравнение для их амплитуд, согласно (29), будет иметь вид

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0 l^2}{N^2} \frac{d \psi_k}{dz} + \left(\frac{2 \Omega \cos \theta_0}{a} - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0 l^2}{N^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - k^2 \right) \psi_k = 0, \quad (30)$$

$$k^2 = k_x^2 + k_y^2. \quad (31)$$

Полагая

$$\psi_k = \Psi \sqrt{\frac{N^2}{\rho_0}}, \quad (32)$$

перепишем (31) в традиционной форме

$$\frac{d^2 \Psi}{dz^2} + \mu^2(z) \Psi = 0, \quad (33)$$

где квадрат показателя преломления для среднеширотной β -плоскости равен

$$n^2(z) = \frac{N^2}{l^2} \left(\frac{2\Omega \cos \theta_0}{a} - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \frac{l^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right) - \frac{1}{\bar{u} - c} - \frac{d^2}{dz^2} \ln \sqrt{\frac{\rho_0}{N^2}} - \left(\frac{d}{dz} \ln \sqrt{\frac{\rho_0}{N^2}} \right)^2. \quad (34)$$

Показатель преломления для полярной β -плоскости

В приближении Черного и Дразина [6] уравнение вихря скорости имеет вид

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \omega \frac{\partial}{\partial \lambda} \right) q' + \frac{1}{a^2 \cos \theta} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \theta} \frac{\partial \psi'}{\partial \lambda} = 0, \quad (35)$$

где

$$\frac{1}{\cos \theta} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \theta} = 2\Omega + 3 \operatorname{tg} \theta_0 \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\partial^2 \omega}{\partial \theta^2} - \frac{a^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} l^2 \frac{\rho_0}{N^2} \frac{\partial \omega}{\partial z},$$

$\omega = \frac{\bar{u}}{a \cos \theta}$ — индекс циркуляции, ψ' — геострофическая функция тока,

$$q' = \nabla^2 \psi' + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \frac{l^2}{N^2} \rho_0 \frac{\partial \psi'}{\partial z},$$

$$\nabla^2 = \frac{1}{a^2 \cos^2 \theta} \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} + \frac{1}{a^2 \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta}.$$

Полагая решение для ψ' в форме

$$\Psi_m^n(z) P_m^n(\cos \theta) e^{im(x-ct)},$$

имеем:

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{d}{dz} \frac{l^2}{N^2} \rho_0 \frac{d \Psi_m}{dz} + \left[\frac{1}{a^2 \cos \theta} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \theta} - \frac{m(m+1)}{a^2} \right] \Psi_m = 0. \quad (36)$$

Вводя замену (32), получаем формулу для коэффициента преломления в полярной области:

$$n^2 = \frac{N^2}{l^2 a^2} \left[\frac{2\Omega + 3 \operatorname{tg} \theta \frac{\partial \omega}{\partial \theta} - \frac{\partial^2 \omega}{\partial \theta^2} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \frac{l^2}{N^2} a^2 \rho_0 \frac{\partial \omega}{\partial z}}{\omega - c} - m(m+1) \right] - \frac{d^2}{dz^2} \ln \sqrt{\frac{\rho_0}{N^2}} - \left(\frac{d}{dz} \ln \sqrt{\frac{\rho_0}{N^2}} \right)^2. \quad (37)$$

Обсуждение результатов

Анализ формул (27) и (34) показывает, что показатель преломления для экваториальной атмосферы, полученный, по-видимому, впервые, при достижении границ зоны $y \rightarrow 1$ и $\frac{\omega}{\beta a^2} \ll 1$ гладко сшивается с показателем преломления для средних широт.

Построение глобальных разрезов μ_2 делает возможным расчет волноводной схемы переноса макромасштабных возмущений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Градштейн И. С., Рыжик И. М. Таблицы интегралов, сумм, рядов и произведений. — М.: Физматгиз, 1962.
2. Лоренц Э. Н. Природа и теория общей циркуляции атмосферы. — М.: Гидрометеониздат, 1970, гл. 2.
3. Мигем Ж. Ван. Энергетика атмосферы. — М.: Гидрометеониздат, 1977, с. 127—128.
4. Морс Ф. М., Фешбах Г. Методы теоретической физики, т. 1. — М.: изд-во иностр. лит., 1958, гл. 5.
5. Ракипова Л. Р., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Исследование взаимодействия тропосферы и стратосферы с учетом озонной функции нагрева. — Труды ГГО, 1981, вып. 443, с. 92—97.
6. Холтон Д. ж. Р. Динамическая метеорология стратосферы и мезосферы. — Л.: Гидрометеониздат, 1979, п. 4.2.1.

Л. Р. Ракипова

НЕКОТОРЫЕ УТОЧНЕНИЯ СХЕМЫ РАСЧЕТА ВЕРТИКАЛЬНОГО ПРОФИЛЯ ИМПУЛЬСА

В работе [1] решение волнового уравнения для амплитуды k -й гармоники импульса $P = \rho \omega$

$$\frac{\partial^2 P_k}{\partial z^2} + \nu_2 P_k = 0 \quad (1)$$

для тропосферы представлено падающей на тропопаузу и отраженной от нее волнами соответственно с амплитудами $A_{k,1}$ и $B_{k,2}$

$$P_{k,1} = A_{k,1} e^{i \nu_{k,1} z} + B_{k,1} e^{-i \nu_{k,1} z}, \quad (2)$$

для стратосферы — восходящей волной с амплитудой $A_{k,2}$

$$P_{k,2} = A_{k,2} e^{i \nu_{k,2} z}. \quad (3)$$

Здесь $\mu_2 = (n - i\kappa)^2$, n — показатель преломления атмосферных волн, κ — коэффициент их поглощения; ρ — средняя зональная плотность воздуха; ω — вертикальная скорость.

При определении амплитуд $A_{k,1}$, $A_{k,2}$, $B_{k,1}$ в работе [1] учитывается их зависимость только от n . В общем случае они должны зависеть также и от κ . Кроме того, решения (2) и (3) из-за

уменьшения ρ с высотой дают завышенные значения ω , особенно в стратосфере. В верхней стратосфере порядок этого завышения относительно возможных реальных значений ω равен 10^3 .

Рассмотрим вопрос о более точном учете коэффициентов κ в решениях (2) и (3). Для большей общности постановки задачи рассмотрим случай когда $\kappa \neq 0$ (в работе [1] $\kappa_1 = 0$).

Из условий сопряжения решений (2) и (3) на тропопаузе найдем (индексы k опускаем):

$$A_1 + B_1 = A_2, \quad (4)$$

$$A_1 - B_1 = A_2 \frac{\mu_2}{\mu_1} = A_2 \frac{(n_1 n_2 + \kappa_1 \kappa_2) + i(\kappa_1 n_2 - \kappa_2 n_1)}{n_1^2 + \kappa_1^2}.$$

Отсюда

$$A_1 = A_2(r + im), \quad (5)$$

$$B_1 = A_2(f - im).$$

Здесь

$$r = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{n_1 n_2 + \kappa_1 \kappa_2}{n_1^2 + \kappa_1^2} \right),$$

$$f = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{n_1 n_2 + \kappa_1 \kappa_2}{n_1^2 + \kappa_1^2} \right),$$

$$m = \frac{1}{2} \frac{\kappa_1 n_2 - \kappa_2 n_1}{n_1^2 + \kappa_1^2}.$$

Из формул (5) и (3) найдем:

$$P_1 = A_2 [R(z) + iM(z)], \quad (6)$$

где

$$R(z) = (r \cos n_1 z - m \sin n_1 z) e^{\kappa_1 z} + (f \cos n_1 z - m \sin n_1 z) e^{-\kappa_1 z},$$

$$M(z) = (r \sin n_1 z + m \cos n_1 z) e^{\kappa_1 z} - (f \sin n_1 z + m \cos n_1 z) e^{-\kappa_1 z}.$$

Из линеаризованного относительно среднего зонального состояния уравнения вихря скорости в квазигеострофическом приближении

$$\frac{d}{dt} \Delta p + \beta \frac{\partial p}{\partial x} = l^2 \frac{\partial P}{\partial z} \quad (7)$$

получим связь между амплитудами гармоник стационарных волн давления и импульса [1]:

в стратосфере

$$i(-k^3 \bar{u}_2 + k\beta) p_{k,2} = l^2 A_2 (in_2 + \kappa_2) e^{(in_2 + \kappa_2)z}, \quad (8)$$

в тропосфере

$$i(-k^3 \bar{u}_1 + k\beta) p_{k,1} = l^2 A_2 \left[\frac{\partial R(z)}{\partial z} + i \frac{\partial M(z)}{\partial z} \right]. \quad (9)$$

Здесь \bar{u}_1 и \bar{u}_2 — средний зональный ветер соответственно в тропосфере и стратосфере.

Из уравнения (9) и граничного условия (при $z = -H$ задано приземное давление $p_0(x) = \Sigma p_{k,0} e^{ikx}$) найдем амплитуду A_2 :

$$A_2 = \frac{i(-k^2\bar{u} + k\beta)}{l^2(a + ib)}, \quad (10)$$

где

$$a = \left. \frac{\partial R(z)}{\partial z} \right|_{z=-H}, \quad b = \left. \frac{\partial M(z)}{\partial z} \right|_{z=-H}.$$

Уравнения (10) и (3) дадут амплитуду k -й гармоники импульса в стратосфере:

$$P_{k,2} = -\frac{k(k^2\bar{u}_2 - \beta)}{l^2(a^2 + b^2)^{1/2}} \cos(n_2 z + \varphi) e^{\kappa_2 z} p_{k,0}, \quad (11)$$

где

$$\varphi = \arccos -\frac{b}{(a^2 + b^2)^{1/2}}.$$

Уравнения (10) и (6) дадут амплитуду k -й гармоники импульса в тропосфере

$$P_{k,1} = -\frac{k(k^2\bar{u}_1 - \beta)}{l^2(a^2 + b^2)} (bR(z) - aM(z)) p_{k,0}. \quad (12)$$

Подставляя выражение (10) в формулу (8) найдем давление в стратосфере:

$$p_{k,2} = \frac{e^{\kappa_2 z}}{(a^2 + b^2)} [(n_2 b + \kappa_2 a) \cos n_2 z - (n_2 a - \kappa_2 b) \sin n_2 z] p_{k,0}. \quad (13)$$

Точно так же из уравнения (9) найдем давление в тропосфере:

$$p_{k,1} = \frac{\left(a \frac{\partial R}{\partial z} + b \frac{\partial M}{\partial z} \right) p_{k,0}}{(a^2 + b^2)}. \quad (14)$$

Как показывает анализ, учет сжимаемости атмосферы приводит к увеличению стратосферных эффектов изменений солнечной активности и концентрации углекислого газа. Поэтому полученные в работе [1] и в первых двух статьях настоящего сборника количественные оценки динамических и термических эффектов этих изменений для стратосферы следует рассматривать как нижний предел их возможных значений.

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—9.

Н. И. Яковлева

К ВОПРОСУ О КОМПЕНСАЦИОННЫХ ЭФФЕКТАХ ДИНАМИЧЕСКОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕЖДУ СЛОЯМИ АТМОСФЕРЫ

Один из возможных механизмов связи между различными слоями атмосферы, предложенный еще в 1951 г. Л. Р. Ракиповой [6] и названный компенсационным, состоит в том, что передача возмущений между слоями происходит преимущественно через систему вертикальных токов, меняющихся по знаку (направлению распространения) с высотой. Термодинамическое возмущение, возникшее в одном из слоев атмосферы, должно приводить к индуцированию возмущений в соседних слоях, а в ряде случаев с противоположным по знаку развитием термодинамических процессов. Теоретические разработки этого механизма [6] находят подтверждение в ряде экспериментальных данных.

Еще Дайнс в 1919 г. указал на один пример компенсации: в области средних широт холодные ложбины в средней и верхней тропосфере заменяются теплыми ложбинами в нижней стратосфере на уровне 100 гПа. Эта же закономерность подтверждена в работе [14].

Компенсация проявляется в глобальных явлениях, в элементах общей циркуляции атмосферы. Так, например, хорошо известно [8], что над полярными районами зимой располагается более низкая и теплая тропопауза, а над тропическими районами — холодная и высокая, причем в полярных районах в нижней тропосфере преобладают нисходящие вертикальные движения, а в тропических — восходящие.

Важно подчеркнуть, что над холодной подстилающей поверхностью на уровне тропопаузы появляется более теплый атмосферный слой, а над теплой подстилающей поверхностью (тропики) — холодный слой. Совокупное действие радиационных и динамических факторов приводит к проявлению на разных уровнях атмосферы противоположных по знаку процессов. Здесь действует компенсационный механизм, приводящий в конечном итоге к обращению с высотой меридиональных градиентов давления и температуры воздуха (полюс — экватор).

Другим примером действия компенсационных процессов в системе общей циркуляции атмосферы является следующая закономерность [4]: если на уровне земли большая повторяемость цик-

лонов наблюдается над океанами, а антициклонов — над материками, то с высотой происходит компенсационное смещение районов с наибольшей повторяемостью барических образований разных знаков: уже на поверхности 500 гПа бóльшая повторяемость циклонов наблюдается над материками, а антициклонов — над океанами.

Интересно отметить, что даже временные флуктуации температуры воздуха над северным полушарием имеют климатические тренды разных знаков в различных слоях атмосферы. Так, по данным работы [20], за период 1949—1973 гг. временной тренд в тропосфере (1000—500 гПа) и в слое 50—30 гПа представляет собой охлаждение ($-0,65^{\circ}\text{C}$ и $-0,11^{\circ}\text{C}$ соответственно), а в слое 100—50 и 30—10 гПа — потепление ($0,03^{\circ}\text{C}$ и $0,04^{\circ}\text{C}$ соответственно). Ниже приведены тренды во временном ходе температуры воздуха за период 1949—1973 гг. для отдельных слоев атмосферы:

Слой, гПа	1000—500	500—100	100—50	50—30	30—10
Тренд, $^{\circ}\text{C}$	-0,65	—	0,03	-0,11	0,04

В ряде случаев эффект компенсации по высоте возникает довольно отчетливо. Тогда не только температурные аномалии, но и барические образования разного знака (циклоны — антициклоны) чередуются по высоте в нескольких слоях атмосферы. Такими случаями являются прежде всего сильные термодинамические возмущения, называемые зимними страто-мезосферными потеплениями [2]. Как правило, им соответствует усиленная циклоническая деятельность в нижней тропосфере [7, 12, 18] и усиление антициклонического возмущения в полярной области в нижней стратосфере с преимущественно нисходящими вертикальными движениями [7, 19].

При этом в период сильных потеплений в стратосфере (в слое 25—58 км) отмечается [1, 9, 11, 15] одновременное похолодание в ниже- и вышележащих слоях (мезосфере, тропосфере). Таким образом, наблюдается тенденция к установлению определенного баланса по высоте разнофазных возмущений. Так как энергия, необходимая для развития тех или иных атмосферных процессов, заимствуется из внутренней энергии атмосферы, то потепление на одних уровнях должно сопровождаться похолоданием на других, и наоборот.

В характере струйных течений стратосферы и тропосферы также отмечается разнофазность. Так, в работе [16], на основании анализа данных четырех зим (за период 1975—1979 гг.), было показано, что изменения скоростей струйных течений страто- и тропосферы характеризуются отрицательным коэффициентом корреляции ($r = -0,8$).

Подтверждение существования компенсационных эффектов динамического взаимодействия между различными слоями атмосферы получил независимо Пэтцольд [17] на основе анализа экс-

периментальных данных по распределению озона с высотой. Автор [17] считает, что изменение вертикального профиля озона является более чувствительным индикатором динамики, чем изменения температуры, которые могут быть искажены действием радиационных процессов. По значениям отношения $[O_3]/\rho$ он определил уровни обращения вертикальной скорости ветра на высотах 10 и 20 км. Эти закономерности были найдены в основном в период с сентября по апрель, когда в стратосфере существовал западный ветер. Следует отметить, что уровни обращения совпадают с максимумом горизонтального ветра на высоте 10 км и минимумом ветра на высоте 20 км. Следующий уровень обращения вертикальных движений должен быть на высоте 50 км, в слое стратосферного максимума ветра. Эти факты нашли теоретическое обоснование в ряде работ.

В работах [3, 4] на основе статистического анализа метеорологических данных над районом Киргизии выявлено действие компенсационных эффектов взаимодействия по вертикали в большом диапазоне высот (от 10 до 110 км), проявляющееся в многослойной динамической структуре средней атмосферы. В летнее время обнаружена трехслойная вертикальная структура атмосферы (уровни обращения 12 и 70 км), а зимой в период страто- и мезосферных потеплений — четырехслойная (уровни обращения 12, 55 и 95 км).

Так как процессы в атмосфере весьма сложны и многообразны, то выделение компенсационного взаимодействия весьма полезно при рассмотрении ряда вопросов динамики атмосферы. В дальнейшем представляется целесообразным переход к комплексным исследованиям компенсационных процессов атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаева И. В., Рязанова Л. А., Тарасенко Д. А. Изменчивость температурного поля тропосферы, стратосферы и мезосферы в зимний период.— Метеорология и гидрология, 1972, № 7, с. 23—27.
2. Гайгеров С. С., Зайчиков Б. П., Калихман М. Я., Федоров В. В. Глобальные меридиональные разрезы высоких слоев атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1975, № 6, с. 11—17.
3. Каримов К. А., Ракипова Л. Р. Гидродинамическое моделирование крупномасштабных циркуляционных процессов средней атмосферы.— Труды ГГО, 1979, вып. 429, с. 28—36.
4. Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Исследование зимнего стратосферного потепления высоких и умеренных широт.— Изв. АН Киргизской ССР, 1980, № 2, с. 17—25.
5. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельникова М. В. Характер взаимосвязи циркуляции воздуха в тропосфере и стратосфере различных районов Северного полушария.— В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. Раздел 2. Метеорологические исследования.— М.: Наука, 1968, с. 130—155.
6. Ракипова Л. Р. О механизме связи между тропосферой и верхними слоями атмосферы.— Труды ГГО, 1951, вып. 28(90), с. 5—35.
7. Стависская Э. А. О вычислении вертикальных скоростей в нижней стратосфере северного полушария с помощью ЭВМ.— Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 63, с. 81—92.

8. Хромов С. П. Основы синоптической метеорологии. — Л.: Гидрометеопиздат, 1948.
9. Шарадзе З. С. Квазипериодическая изменчивость метеоэлементов в атмосфере в период стратосферных потеплений.—Ионосферные исследования.— М.: Наука, 1979, № 29, с. 23—28.
10. Attmanspacher W. Extrema of horizontal wind speed and vertical wind.—Meteorol. Rundsch. 1959, N 12, s. 112—115.
11. Conte M., Ernani P. Temperature changes in the stratosphere and mesosphere of the northern hemisphere during the winter 1976—1977.—Riv. meteor. aeronaut., 1980, v. 40, N 1, p. 5—13.
12. Godson W. L. A comparison of middle-stratosphere behaviour in the Arctic and Antarctic, with special reference to final warming.—Meteorol. Abhandl. 1963, Bd. XXXVI, S. 161—206.
13. Faust H. Evaluation of rocket measurements in view of the circulation in stratosphere and mesosphere.—Meteorol. Abhandl. 1963, Bd. 34, S. 364—370.
14. Julian P. R. Some correlation of tropospheric and stratospheric pressure and temperature in mid- and high-latitudes.—Meteorol. Abhandl. 1963, Bd. XXXVI, S. 63—76.
15. Labitzke K. Temperature changes in the mesosphere and stratosphere connected with circulation changes in winter.—Journ. Atmos. Sci., 1972, v. 29, N 4, p. 756—766.
16. Quiroz R. S. Variations in zonal mean and planetary wave properties of the stratosphere and links with the troposphere.—Pure and Appl. Geophys., 1980, 118, Special issue p. 416—427.
17. Paetzdd H. K. On the problem of solar activity effects on the lower terrestrial atmosphere.—Meteorol. Abhandl. 1963. Bd. XXXVI, S. 353—363.
18. Reed R. J. On the cause of the stratospheric sudden warming phenomenon.—Meteorol. Abhandl. 1963, Bd. XXXVI, S. 315—334.
19. Rind D., Pagnotti V. Relationship between mid stratospheric temperatures and tropospheric synoptic features.—Mon. Weath. Rev., 1973, v. 101, N 6, p. 475—485.
20. Zerefos Ch. and Homer Mantis. Climatic fluctuations in the Northern hemisphere stratosphere.—Arch. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol., Ser. B, 1977, Bd. 25, H. 1, S. 33—39.

*Л. Р. Ракипова, Р. Д. Гайнутдинова
К. А. Каримов*

ЦИРКУЛЯЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ ВЕТРОВ В МЕТЕОРНОЙ ЗОНЕ НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ

К настоящему времени разработано достаточное число эмпирических моделей циркуляционных систем верхней атмосферы северного полушария, на основе которых построена стандартная модель атмосферы CIRA—72. Основные характеристики, положенные в основу этой модели, включают результаты измерений, проведенных до 1970 г. Поэтому назрела необходимость в разработке новой динамической модели стандартной атмосферы с учетом результатов измерений последних десяти лет. Основной трудностью в изучении циркуляции в верхней мезосфере и нижней термосфере является недостаточное количество экспериментальных данных. Имеющаяся информация относится в основном к ограниченным ин-

тервалам высот, что затрудняет построение адекватных схем циркуляции.

В статье приведены некоторые данные о зональной циркуляции в метеорной области атмосферы (75—100 км) по радиометеорным станциям: Фрунзе, 42° с. ш. и 75° в. д. (СССР), Гарши 45° с. ш. и 5° в. д. (Франция), Атланта, 34° с. ш., 84° з. д. (США), Пуэрто-Рико 18° с. ш., 67° з. д. Данные станции Гарши осреднялись за 5 лет, данные остальных станций — за 2 года.

Характеристики зональной циркуляции атмосферы над Фрунзе и Европейской частью СССР (ЕЧС) вычислялись соответственно для уровней 20—100 км и 80 км по единой методике, основанной на расчете термического ветра

$$u(z) = u_0 + \frac{gT}{2\omega_z} \int_{z_0}^z \frac{1}{T^2} \frac{\partial T}{\partial y} dz$$

и его зональной составляющей $\bar{u}(z)$. Значения ветра u_0 на исходном уровне ($z_0=20$ км) были взяты из синоптических бюллетеней. Методики определения $\partial T/\partial y$, расчета $u(z)$ и построения схем циркуляции приведены в работах [3, 4]. Данные о ветре на метеорных высотах для станций Атланта, Гарши и Пуэрто-Рико вместе со схемами зональной циркуляции заимствованы из работ [6—8].

Как видно из рис. 1, структура поля зонального ветра в средних широтах до 80—85 км определяется эволюцией страто- и мезосферного вихря, обуславливающего зимой западную циркуляцию, а летом — восточную. Основной максимум западного ветра отмечается в январе на высотах 50—55 км, вторичный — в феврале на высотах 70—75 км. Вторичный максимум связан с нарушением зональной циркуляции за счет вторжения в средние широты стратосферных антициклонов [1]. Эти данные о характере зональной циркуляции в страто- и мезосфере являются отличительной особенностью региональной циркуляции. Максимальные восточные ветры в страто- и мезосфере наблюдаются в июне — июле в слое 70—75 км.

Слой атмосферы, расположенный на высотах 80—100 км, является переходным от страто- и мезосферной циркуляции к термосферной и отражает особенности циркуляций выше- и нижележащих слоев.

В холодное полугодие в метеорной зоне западная циркуляция обусловлена временной изменчивостью страто- и мезосферного циклонического вихря, верхняя граница которого простирается до высот 93—95 км.

В теплое полугодие западная циркуляция в метеорной зоне, очевидно, формируется под воздействием термосферного циклона, нижняя граница которого по данным среднеширотных станций находится на высоте 85 км, а по данным измерений в Пуэрто-Рико — на высоте 82 км. Интенсивность зонального ветра по данным среднеширотных станций в летний период изменяется от 10 до 25 м/с,

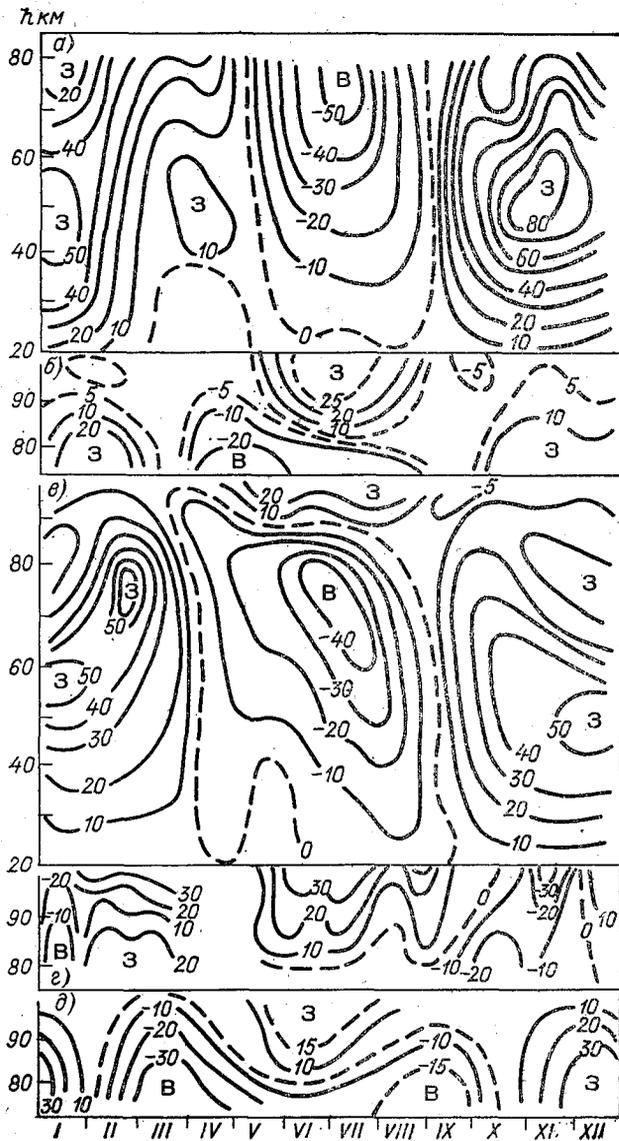


Рис. 1. Циркуляционные системы ветров на высотах страто- и мезосферы и нижней термосферы для различных широт северного полушария.

а — Европейская часть СССР, 56° с. ш., 38° в. д., 1978—1979 гг.; б — Гарши, 45° с. ш., 5° в. д., 1970—1976 гг.; в — Фрунзе, 42° с. ш., 75° в. д., 1978—1979 гг.; г — Атланта 34° с. ш., 84° з. д., 1974—1975 гг.; д — Пуэрто-Рико, 18° с. ш., 67° з. д., 1977—1978 гг.; изоахи с положительными значениями скорости соответствуют западной (З), отрицательные — восточной (В) циркуляции.

а по данным измерений в Пуэрто-Рико — не превышает 10—15 м/с. Как видно из рис. 1, граница раздела двух систем циркуляции — термосферной и мезо-, стратосферной соответствует уровню мезопаузы, являющейся естественной холодной границей раздела двух вихревых образований.

В период весеннего равноденствия смена западного ветра на восточный прежде всего происходит в метеорной зоне, а затем в нижележащих слоях. На возможность использования сроков начала кратковременных весенних преобразований в метеорной зоне в качестве прогностических предикторов процессов весенних преобразований в нижней стратосфере указывалось в работе [2].

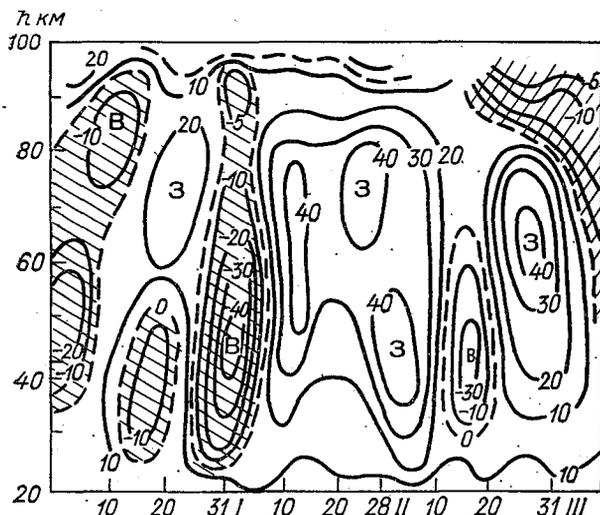


Рис. 2. Циркуляционные системы ветров в северном полушарии. Фрунзе, январь — март 1978 г.

По многолетним данным среднеширотных радиометеорных станций кратковременная весенняя перестройка в метеорной зоне наступает в конце марта — начале апреля, обычно спустя 7—14 дней после весеннего равноденствия, и охватывает высоты от страто- и мезосферы до 93—95 км.

По данным радиометеорной станции Пуэрто-Рико кратковременные весенние преобразования в метеорной зоне наступают на месяц раньше, т. е. в конце февраля — начале марта, протекают более интенсивно и охватывают высоты до 100 км.

Западная циркуляция атмосферы над Пуэрто-Рико в метеорной зоне в холодное полугодие с ноября по январь не может быть связана с циркумполярным вихрем и, очевидно, обусловлена миграцией центров субтропических максимумов, верхняя граница которых достигает высоты 95 км.

В конце февраля — начале марта происходит смещение центра субтропического антициклона севернее 18°N , что, очевидно, и обуславливает смену западного ветра на восточный. Эти предпологаемые схемы подтверждаются данными, приведенными в Атласе карт слоя 35—60 км, и данными спутниковой информации, полученной радиометром Нимбус 6 и относимой к высотам 55 и 72 км.

Осенью кратковременный процесс смены летней западной циркуляции на восточную (либо более часто наблюдаемый спад западной циркуляции до нулевых значений с последующим ее восстановлением) отмечается практически одновременно на всех высотах в пределах метеорной области.

Возможность построения схем зональной циркуляции во всей толще атмосферы от 20 до 100 км позволяет проследить динамику взаимосвязи крупномасштабных циркуляционных процессов на всех уровнях средней атмосферы.

Исследование временной изменчивости ветра внутри одного конкретного сезона представляет не меньший интерес, чем анализ осредненных по сезонам данных. На рис. 2 показан высотно-временной разрез зонального ветра над Киргизией с января по март 1978 г. Рисунок наглядно иллюстрирует временную изменчивость ветра и его связь на разных уровнях страто- и мезосферы. В начале января началось мезо- и стратосферное потепление, а в середине и начале февраля отмечались еще две волны стратосферных потеплений, что и обусловило в эти периоды смену западного ветра на восточный. Потепление в марте привело к началу весенней перестройки в циркуляционном режиме нижней термосферы, которое в дальнейшем распространилось в нижележащие слои. Детальный анализ этих потеплений и их связи с изменением циркуляции над Среднеазиатским регионом приведен в работе [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бугаева И. В., Рязанова Л. А. Атмосферные процессы в слое 30—60 км в 1971—1973 гг. — Метеорология и гидрология, 1974, № 8, с. 46—55.
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. Взаимосвязь динамических процессов нижней термосферы с процессами в тропо- и стратосфере. — Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1977, т. 13, № 12, с. 1227—1238.
4. Каримов К. А. Многослойная модель средней атмосферы. — Фрунзе: Илим, 1980. — 150 с.
5. Каримов К. А., Ракипова Л. Р., Гайнутдинова Р. Д. Влияние зимних стратомезосферных потеплений на тропосферные процессы средних широт. — Труды ГГО, 1980, вып. 443, с. 102—110.
6. Massebeuf M., Bernard R., Fellous J., Glass M. The mean zonal circulation in the meteor zone above Garshy (France). — J. Atmos. Terr. Phys., 1979, N 41, p. 647—655.
7. Massebeuf M., Bernard R., Fellous J., Glass M. Long period motions and mean zonal circulation at low latitude in the upper mesosphere. — Preprint, Siettle, Mass., 1980.—6 p.

8. Roper R. G. Final Technical Report. Radio meteor winds measured over Atlanta.— Georgia Institute of Technology, Atlanta, 1974—1978. 111 p.

9. Roper R. G. The effect of polar stratwarms on the winds at the mesopause level in mid latitudes.— J. Amer. Meteorol. Soc., Boston, Mass. 1978, p. 194—196.

*К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова,
Х. Н. Набогов*

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКУЛЯЦИОННОГО РЕЖИМА МЕТЕОРНОЙ ЗОНЫ НАД СРЕДНЕЙ АЗИЕЙ

С целью выявления особенностей циркуляционного режима нижней термосферы над Среднеазиатским регионом в данной работе выполнен совместный анализ радиометеорных измерений на станциях Фрунзе и Душанбе за период наблюдений 1964—1974 гг. Аппаратура (антенны одностипны), методика измерений и обработка данных в обоих пунктах описаны в работах [3, 9]. Средние высоты, к которым привязан основной массив метеорных регистраций, составляют для Фрунзе $92,5 \pm 6$ км, для Душанбе — 92 ± 6 км. В период 1964—1966 гг. наблюдения проводились по программе МГСС, в последующие годы наблюдения в Душанбе были рассредоточены на весь месяц, причем наибольшая интенсивность наблюдений с коэффициентом заполнения около 60 % была в 1968—1970 гг. Во Фрунзе наблюдения до 1970 г. проводились по аналогичной программе, а начиная с 1971 г. проводились более учащенные практически непрерывные измерения с коэффициентом заполнения порядка 70 %. За период 1964—1974 гг. был построен ряд средних месячных значений скорости зонального u и меридионального v ветра. В последующем по всему ряду средних месячных значений скорости ветра было выполнено скользящее сглаживание (данные о ветре, отсутствующие за те или иные месяцы, заполнялись путем экстраполяции ближайших соседних измерений слева и справа). Осреднение проводилось по 12 точкам со скольжением по ряду через одну точку:

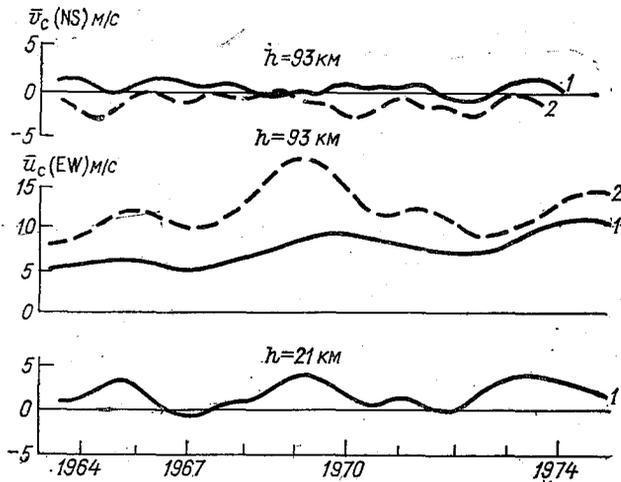
$$\bar{u}_c = \sum_{t=1}^n \hat{u}_{i,t}, \quad t = 0, 1, 2, \dots, 120,$$

где $\hat{u}_{i,t}$ — средние месячные значения измеренного ветра.

Осреднение проводилось по индексам i , скольжение — по индексам t , соответствующим номеру месяца в полном ряду. Использование данного метода позволяет отфильтровывать составляющие с сезонными периодами, оставляя низкочастотные составляющие (тренд) с периодом более года.

Временные вариации ветра по данным наблюдений во Фрунзе с 1964 по 1977 г. и по наблюдениям в Душанбе с 1964 по 1974 г. рассматривались в работах [4, 8]. На рисунке приведены данные

для зональной и меридиональной составляющих ветра, отнесенные к высоте 93 км и обработанные единой методикой. Для сравнения приведены сглаженные таким же методом вариации зонального потока, отнесенные к высоте 21 км и взятые по данным аэрологического зондирования в Душанбе. Особое внимание заслуживает факт систематически больших значений скорости зонального потока в верхней атмосфере над Таджикистаном, чем над Киргизией. Как показывают измерения, ошибка вычисления средних месячных значений скорости ветра определяется в основном не ошибкой вычисления средней суточной скорости ветра ($\sigma \approx 2...3$ м/с), а дисперсией средней месячной. Как показывают вычисления,



Многолетние вариации сглаженных средних месячных значений меридиональной \bar{v}_c (NS) и зональной \bar{u}_c (EW) скорости ветра по данным станций Фрунзе (1) и Душанбе (2).

ошибка определения средней месячной скорости ветра, обусловленной реальными синоптическими процессами, составляет $\sigma_{\bar{u}_c} \approx 3...5$ м/с. К общим закономерностям данных измерений в Душанбе и во Фрунзе относится коррелированность во времени изменений зонального ветра при различном уровне среднего потока. Средние многолетние скорости зонального потока по данным ст. Фрунзе составляют $\bar{u}_c \approx 7$ м/с, ст. Душанбе — $\bar{u}_c \approx 13$ м/с; в отдельные годы средняя скорость зонального потока в 1,5 раза превышала среднюю многолетнюю. Минимальные различия в зональном потоке приходятся на 1972—1973 гг., максимальные — на 1968—1969 гг.

Разница скорости зонального ветра над пунктами Душанбе и Фрунзе превышает $1,5\sigma$, а иногда и 3σ , т. е. определяется с до-

верительной вероятностью более 77%. Эти результаты могут быть отнесены к особенностям циркуляции верхней атмосферы над Среднеазиатским регионом и объяснены путем выявления возможных барических систем, ответственных за циркуляцию над данными пунктами.

Различия в средней многолетней меридиональной циркуляции по обоим пунктам заключается в том, что для ст. Фрунзе многолетний тренд \bar{v} колеблется около нуля, а для ст. Душанбе средняя многолетняя меридиональная циркуляция направлена преимущественно с севера на юг, скорость ее порядка 1,5 м/с (максимальная скорость достигает 3,5 м/с). В меридиональной циркуляции над обоими пунктами присутствует квазидвухлетняя составляющая.

Проводя сопоставление временной изменчивости зонального ветра на высотах 93 и 21 км за рассматриваемые годы, можно выделить высокую нормированность в зональной сглаженной циркуляции для ст. Душанбе. Выделить какую-либо явную зависимость скорости сглаженного зонального потока от активности солнца для рассмотренных станций не удалось.

Анализ циркуляционных схем для уровней нижней термосферы, обсуждавшихся в работах [1, 5—7], показывает, что высокие широты находятся под воздействием циклонического вихря, а в низких действуют центры высокого давления (субтропический максимум).

На широте Душанбе ($37,5^\circ$ с. ш.) проходит планетарная высотнo-фронтальная зона (ПВФЗ) умеренных широт, которая, очевидно, в нижней термосфере и является границей двух барических систем.

Во фронтальной зоне, как известно [2], всегда происходит сложение двух потоков, выражающееся в резком усилении скорости ветра. Фактические данные, приведенные на рисунке, дают повышение скорости ветра во фронтальной зоне в 1,5—2 раза. Другим фактором, указывающим на «принадлежность» ветра по данным ст. Душанбе к субтропическому максимуму, является и то, что меридиональная компонента направлена практически всегда на север, в то время как по данным ст. Фрунзе она периодически меняет свое направление с северного на южное, и наоборот. Таким образом, сравнение данных о зональном ветре для низкоширотной станции с аналогичными данными ст. Фрунзе показывает, что ПВФЗ в нижней термосфере в анализируемом регионе проходит на $37,5^\circ$ с. ш. и мигрирует в пределах $\pm 5^\circ$ с. ш.

В отдельные годы (1972—1973 гг.) ПВФЗ в нижней термосфере, очевидно, смещается южнее $37,5^\circ$ с. ш., и в этом случае средние зональные скорости для обоих пунктов будут равны или различаться в пределах ошибок измерений.

Приведенные факты выделяют особенности региональной циркуляции в нижней термосфере над Среднеазиатским регионом и подлежат дальнейшему исследованию.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас высотных карт слоя 35—60 км. — М.: Изд. ЦАО ГУГМС, 1975—1978.
2. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария. — Л.: Гидрометеозидат, 1968. — 231 с.
3. Каримов К. А., Мукамбетов Т., Исаев М. О движении воздушных масс в верхней атмосфере. — В кн.: Исследование воздушных течений в верхней атмосфере. — Фрунзе: Илим, 1974, с. 3—20.
4. Каримов К. А., Наботов Х. Н., Чеботарев А. П. Система циркуляции в М-зоне над ЕТС и Средней Азией в теплое полугодие. — Известия АН Таджикской ССР, т. 6, 1982.
5. Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Изменение вихря скорости в метеорной зоне. — Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1979, т. 15, № 11, с. 1132—1140.
6. Лысенко И. А., Кашеев Б. Л., Каримов К. А. и др. Результаты исследования циркуляции атмосферы над Евразией и Арктикой методом радиолокации метеорных слоев. — Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, т. 5, № 9, с. 894—902.
7. Минина Л. С., Петросянц М. А., Портнягин Ю. Н. О циркуляционных системах в северном полушарии на высотах 80—100 км. — Метеорология и гидрология, 1977, № 3, с. 15—24.
8. Такырбашев М. А., Каримов К. А., Гайнутдинова Р. Д. Многолетние характеристики ветрового режима метеорной зоны. — Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана, т. 17, № 4, 1981, с. 367—371.
9. Чеботарев М. А. и др. Комплекс аппаратуры для радиолокационных исследований метеоров в Душанбе. — Бюлл. Института астрофизики АН Таджикской ССР, 1970, № 55, с. 24—30.

Л. К. Андреева

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ИНДЕКСОВ ДЛЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ ИНТЕНСИВНОСТИ БАРИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ

В последние десятилетия задача изучения стратосферы привлекала внимание многих исследователей. Особый интерес вызывали случаи значительных возмущений стратосферы, в основном в периоды зимних стратосферных потеплений [1—5].

Синоптические исследования этого явления показали, что внезапные потепления сопровождаются радикальным изменением стратосферной циркуляции от зимнего типа — интенсивного холодного полярного вихря — к весенне-летнему типу — тепловому полярному антициклону. В данной статье с помощью некоторых индексов, имеющих вполне определенный физический смысл, рассматриваются в планетарном масштабе циркуляционные, барические и температурные изменения во время стратосферного потепления зимой 1974—1975 гг.

Для анализа высоких слоев стратосферы использовались еженедельные карты давления, построенные для высот 35—60 км с интервалом 5 км за период с 31 декабря 1974 по 29 апреля

1975 г. [1]; для анализа тропосферы и нижней половины стратосферы использовались ежедневные карты поверхностей 500, 300, 100, 50, 30 и 10 гПа. В качестве исходного материала использовались значения давления на всех высотах 35—60 км для 6 точек, расположенных на пересечении меридианов 40, 100, 160° в. д. и 140, 80 и 20° з. д. и двух широт 60 и 40° с. ш. На всех указанных поверхностях значения геопотенциала снимались для 12 точек на широтах 60 и 40° с. ш. для периода с 10 декабря 1974 по 29 апреля 1975 г.

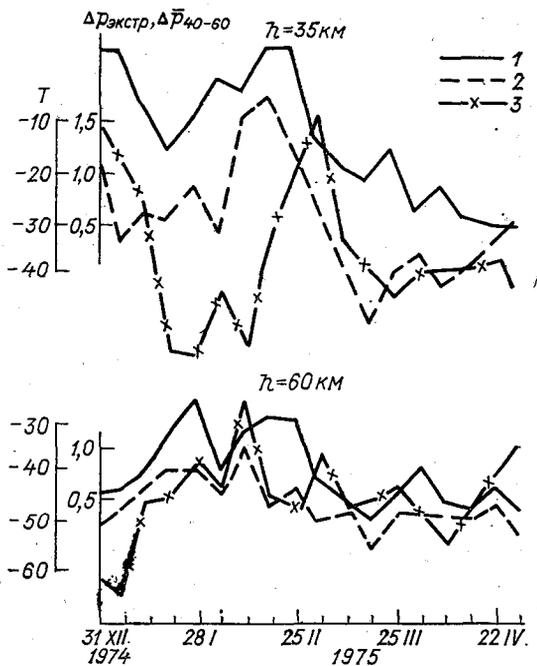


Рис. 1. Временной ход $\Delta P_{\text{экстр}}$ (1), $\Delta \bar{P}_{40-60}$ (2) и температуры T (3) по данным ст. о. Хейса на высотах 35 и 60 км.

Наряду с этими данными в работе были использованы также данные о максимальном и минимальном значениях давления и геопотенциала, снятые с карт.

В качестве интенсивности циркуляционных процессов над полушарием были рассчитаны разности максимального и минимального давления p на данном уровне за данную неделю $\Delta p_{\text{экстр}}$. Наряду с этим критерием были рассчитаны разности средних широтных значений давления \bar{p} на двух широтах $\Delta \bar{p}_{40-60}$.

На рис. 1 показан временной ход $\Delta \bar{p}_{40-60}$ и $\Delta p_{\text{экстр}}$ на уровнях 35 и 60 км, а также временной ход температуры T , снятой для тех же уровней по данным ст. о. Хейса, расположенной вблизи центра зимнего стратосферного циклона. При смещении центра циклона относительно полюса над о. Хейса происходит рост температуры, который отражает процессы потепления.

Из рис. 1 видно, что временной ход $\Delta p_{\text{экстр}}$ и $\Delta \bar{p}_{40-60}$ в общих чертах повторяет ход температуры над о. Хейса. Таким образом, с помощью временного хода $\Delta p_{\text{экстр}}$ и $\Delta \bar{p}_{40-60}$ довольно четко выделяются периоды потепления, так как максимуму развития потепления над полушарием соответствуют максимальные значения $\Delta p_{\text{экстр}}$ и $\Delta \bar{p}_{40-60}$.

Карты за период 28 декабря 1974 — 3 января 1975 г. отражают стадию максимального развития потепления: на уровне 35—40 км проходит мощная фронтальная зона, возникшая на границе между циклонической и антициклональной циркуляцией, а на более высоких уровнях (45—60 км) отмечается барическая перестройка поля. При этом характерной особенностью этой перестройки является необычайно мощное развитие антициклональной области, протянувшейся от Индийского океана через весь Тихий океан к побережью Северной Америки и имеющей несколько антициклональных центров.

В двадцатых числах февраля начинается второе потепление вновь с усиления алеутского антициклона, который обусловил возникновение высотной фронтальной зоны от Аляски до Чукотки.

Для уровней тропосферы и средней стратосферы также были построены графики временного хода разностей $\Delta H_{\text{экстр}}$ и ΔH_{40-60} (рис. 2). Из рисунка видно, что в средней стратосфере можно также проследить периоды потеплений с небольшим смещением сроков начала и конца потеплений в сторону запаздывания.

Анализ структуры барического и термического полей по картам, построенным для уровня 30 гПа, показал, что в первую половину зимы развитие синоптических процессов происходило без каких-либо аномальных изменений: над полюсом шло углубление циркумполярного циклонического вихря, а в субтропической зоне высокого давления отмечались почти стационарные ядра высокого давления. Температурное поле характеризовалось наличием околполюсного очага холода.

Во второй половине января в структуре барического поля стратосферы произошли изменения, вызванные усилением тихоокеанского и атлантического антициклонов. В конце января в районе полюса температура повысилась на 15 °С относительно первой половины месяца, однако коренных изменений в структуре барического поля не отмечалось, а следовательно, процесс потепления дальнейшего развития не получил. Повышение температуры ниже уровня 30 гПа не наблюдалось. Таким образом, потепление зимой 1975 г. захватило верхнюю стратосферу и часть средней. В результате индексы $\Delta p_{\text{экстр}}$ и $\Delta \bar{p}_{40-60}$ можно рекомендовать для оценки интенсивности циркуляции в стратосфере.

Величина $\Delta p_{\text{экстр}}$ действительно характеризует интенсивность циркуляции потеплений, во время которых алеутский антициклон не только смещается к Северному полюсу и вытесняет циркумполярный циклон к более южным районам, но и вызывает увеличение барических градиентов. И чем сильнее их обострение, тем интенсивнее должно быть потепление.

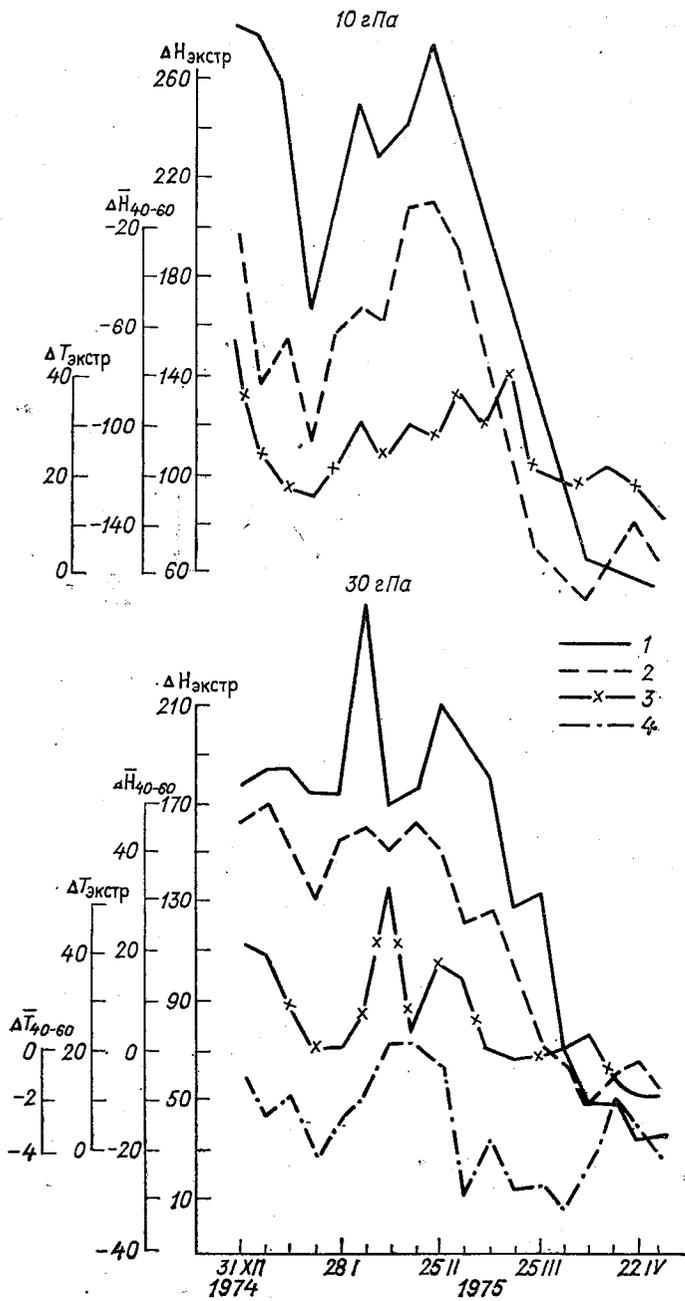


Рис. 2. Временной ход $\Delta H_{\text{экстр}}$ (1), $\Delta \bar{H}_{40-60}$ (2), $\Delta T_{\text{экстр}}$ (3) и $\Delta \bar{T}_{40-60}$ (4) на уровнях 30 и 10 гПа.

Из анализа рис. 1 и 2 следует, что все особенности хода потеплений повторяются на всех уровнях от 60 км до уровня 30 гПа. Но начало и окончание потепления раньше обнаруживается на более высоких уровнях.

Даты, характеризующие начало и конец потепления по параметру $\Delta P_{\text{экстр}}$

Уровень	Первое потепление	Второе потепление
60 км	30 XII 1974—3 I 1975	28 I 1975—4 II 1975
55	30 XII 1974—3 I 1975	28 I 1975—4 II 1975
50	7 I 1975—14 I 1975	4 II 1975—11 II 1975
45	7 I 1975—14 I 1975	4 II 1975—11 II 1975
40	14 I 1975—21 I 1975	18 II 1975—25 II 1975
35	14 I 1975—21 I 1975	18 II 1975—25 II 1975
10 гПа	14 I 1975—21 I 1975	25 II 1975—4 III 1975
30	4 II 1975—11 II 1975	25 III 1975—4 III 1975

Запаздывание наступления потепления на более низких уровнях приводит к тому, что максимальным значениям $\Delta p_{\text{экстр}}$ на верхних уровнях соответствуют минимальные значения $\Delta p_{\text{экстр}}$ на нижних уровнях. Так, на уровнях 60 и 35 км (см. рис. 1) особенно контрастен ход кривых: максимум первого потепления на высоте 35 км соответствует минимальным значениям $\Delta p_{\text{экстр}}$ на высоте 60 км, а начало второго потепления на высоте 35 км соответствует уменьшению индекса $\Delta p_{\text{экстр}}$ на высоте 60 км. А это свидетельствует о наличии компенсационного механизма в различных слоях атмосферы.

Анализ карт давления также подтверждает явление компенсации сопоставляемых уровней (35—60 км). В период с 28 декабря 1974 по 3 января 1975 г. барическое поле на высоте 35 км характеризовалось развитием циклона над северной частью Северной Атлантики и ослаблением антициклона над Алеутскими островами, а на высоте 60 км, наоборот, примерно в тех же районах антициклональное поле было развито значительно, а циклоническое поле ослаблено.

Дополнительно был проведен статистический анализ полей температуры. Для этого были использованы значения температуры в тех же точках на тех же широтах (40—60° с. ш.) и на изобарических поверхностях 30, 50, 100, 300 и 500 гПа. Для этих поверхностей были рассчитаны $\Delta T_{\text{экстр}}$ и $\Delta \bar{T}_{40-60}$. Для высот 35—60 км этого анализа мы проделать не смогли из-за недостатка информации о температуре.

На рис. 2 представлены также кривые временного хода индексов $\Delta T_{\text{экстр}}$ и $\Delta \bar{T}_{40-60}$. Из рис. 2 видно, что общий ход кривых тем-

температуры совпадает с ходом кривых $\Delta r_{\text{экстр}}$. Это также показывает, что предложенные нами индексы $\Delta N_{\text{экстр}}$ и $\Delta r_{\text{экстр}}$, а также $\Delta \bar{N}_{40-60}$ и $\Delta \bar{r}_{40-60}$ действительно отражают процесс потепления. Учитывая то, что индексы $\Delta r_{\text{экстр}}$ и $\Delta N_{\text{экстр}}$ легче рассчитывать, чем $\Delta \bar{r}_{40-70}$ и ΔN_{40-60} , их можно рекомендовать наряду с другими индексами для оценки интенсивности барических образований. Эти индексы особенно ценны тем, что характеризуют глобальный процесс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас высотных карт слоя 35—60 км.— М.: Изд. ЦАО ГУГМС, 1976, вып. 7.
2. Бугаева И. В., Рязанова Л. А., Тарасенко Д. А. Стратоферные процессы зимой 1978-79 гг. над северным полушарием.— Труды ЦАО, 1981, вып. 145, с. 64—70.
3. Погосян Х. П., Павловская А. А., Летников Г. В. Непериодические процессы в стратосфере северного полушария.— Л.: Гидрометеиздат, 1969.— 164 с.
4. Погосян Х. П., Павловская А. А., Шабельников М. В. Взаимосвязь процессов в тропосфере и стратосфере северного полушария.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 130 с.
5. Ракипова Л. Р. Тепловой режим атмосферы.— Л.: Гидрометеиздат, 1957.— 182 с.
6. Ракипова Л. Р. Современное состояние проблемы стратосферных потеплений.— Труды ААНИИ, 1972, т. 311, с. 5—16.
7. Синоптический бюллетень. Северное полушарие, ч. I и ч. II.— Обнинск, 1974 и 1975 г.

*Л. К. Андреева, Н. И. Воробьева,
Н. И. Яковлева*

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Структурные закономерности метеорологических полей в нижнем слое атмосферы до уровня тропопаузы изучены сравнительно хорошо. Выше тропопаузы за недостатком исходной информации сведения о структуре метеорологических полей весьма ограничены. Вместе с тем в связи с развитием высотной авиации и потребностями прогностической практики интерес к изучению верхних слоев атмосферы непрерывно возрастает.

В данной работе выполнен анализ зависимости широтно-меридиональных корреляционных функций в поле температуры воздуха от расстояния между станциями на территории Евразии и для отдельных меридианов северного полушария ($\lambda=90^\circ$ з. д., Америка и $\lambda=150^\circ$ в. д., Дальний Восток).

Для расчета корреляционных функций были использованы данные радиозондирования: температура воздуха на двух уровнях

нижней стратосферы (50 и 30 гПа) для января и июля. Сведения об исходной информации приводятся в табл. 1. Для устранения суточного хода использовались данные за 3 ч мск. Для исключения временной связности в исходной информации даты выбирались с разрывом 3—4 дня.

Расчет расстояний между любой парой станций проводился по формуле

$$r_{ij} = r_0 \arccos[\sin \varphi_i \sin \varphi_j + \cos \varphi_i \cos \varphi_j \cos(\lambda_i - \lambda_j)],$$

где r_0 — радиус Земли; φ_i , φ_j и λ_i , λ_j — координаты станции.

Таблица

Исходная информация, использованная для расчетов

	Евразия		Америка		Дальний Восток	
	Поверхность, гПа					
	50	30	50	30	50	30
Число станций n	31	28	32	32	22	22
Объем исходной информации (число случаев) m	80	88	80	80	80	80
Период, месяц	1970—1977 гг., январь		1971—1978 гг., январь, июль		1971—1978 гг., январь, июль	
Границы территории						
широта φ° с.	69—40		80—20		70—10	
долгота λ°	10 з. — 110 в.		70 з. — 120 з.		170 з. — 130 в.	

При расчете корреляционной функции $R(\rho)$ производилось нормирование ковариаций на произведение средних квадратически ошибок для двух рассматриваемых станций, а в качестве среднего использовалось среднее значение \bar{x} по всей выборке m :

$$R_{ij} = \frac{\frac{1}{m} \sum_{k=1}^m (x_{ik} - \bar{x}_i)(x_{jk} - \bar{x}_j)}{\sigma_{x_j} \sigma_{x_i}}, \quad i, j = 1, 2, \dots, n.$$

На основе корреляционных матриц и матриц расстояний между станциями была построена серия графиков $R(\rho)$ (рис. 1). Построены и проанализированы карты дисперсий температуры воздуха и средних ее значений на каждом уровне.

В процессе анализа была проведена оценка погрешности расчетов статистических характеристик. Она обусловлена рядом причин. Одной из них является однородность выборки. В нашем слу

е она обеспечена сравнительно небольшими горизонтальными размерами рассматриваемых полей. Однако поскольку значения дисперсии σ^2 над рассматриваемыми территориями изменяются с севера на юг от 3 до 13 раз (в зависимости от территории), однородность исходного материала остается. Она в определенной степени снижается использованием нормированных корреляционных функций. К систематическому искажению результатов вычисления статистических характеристик приводят и случайные ошибки в исходной информации. При расчете корреляционных функций для всех рассматриваемых районов в январе коэффициенты корреляции занижаются в среднем на 3—5%, в июле — на 5—30%.

Таблица 2

Радиусы корреляции ρ_0 (км)

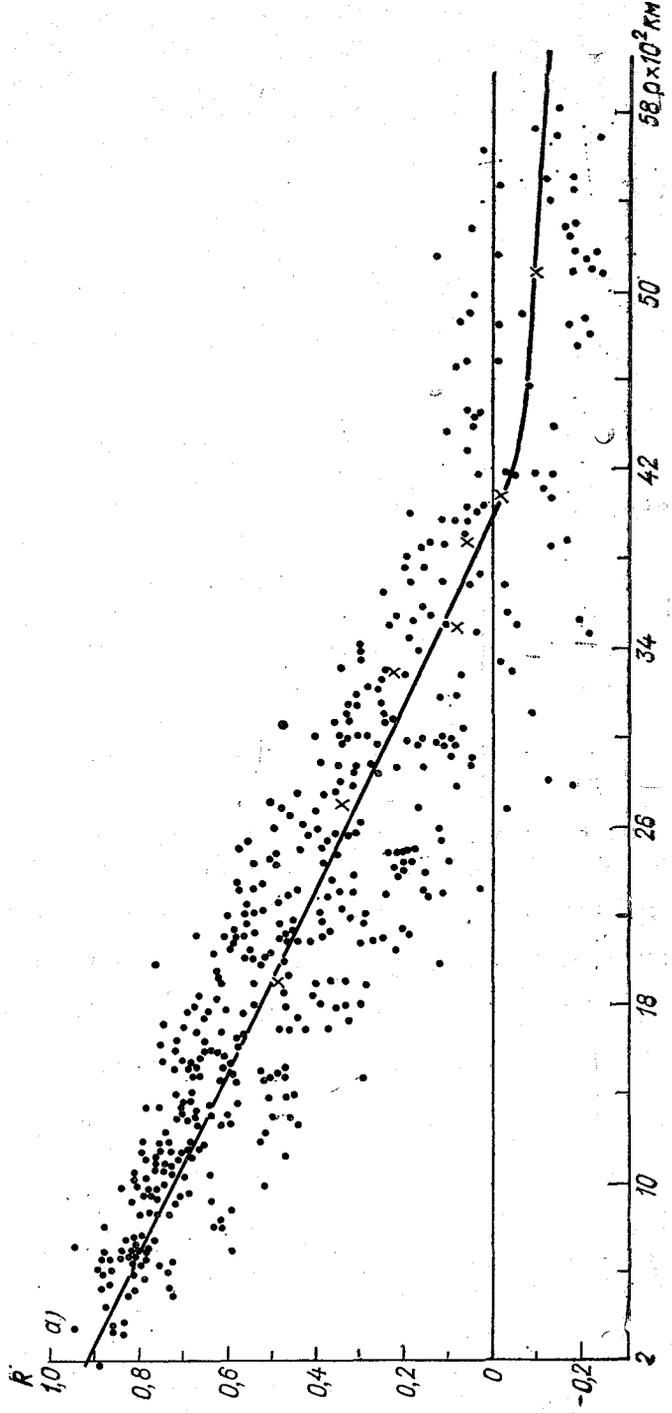
Поверхность, гПа	Евразия	Америка	Дальний Восток
Январь			
50	4100	3400	2800
30	3400	2900	2900
Июль			
50	—	3400	6600
30	—	5400	5200

Достаточно корректные оценки точности вычисления коэффициентов корреляции можно получить, используя величину $z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+R}{1-R}$. Стандартная ошибка z определяется только размером выборки m : $\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{m-3}}$. Оценка значимости коэффициентов корреляции для всех вариантов территории при $m=80$ составляет в среднем 0,11.

Анализ карт дисперсии показал, что значения дисперсии σ^2 над рассматриваемыми территориями уменьшаются с севера на юг от 3 до 13 раз (в зависимости от территории). В среднем значение дисперсии на уровне 50 гПа немного меньше, чем на поверхности 30 гПа.

В январе общий ход дисперсии σ^2 и средних значений температуры N повторяется и характеризуется довольно четкой квазиширотной структурой. В июле поля σ^2 сильно размыты. Учитывая наличие квазиширотной структуры в ходе σ^2 и N , можно предположить, что в широтном направлении корреляционные связи в поле температуры ослабевают медленнее, чем в меридиональном.

Температура воздуха в среднем для всех районов и в январе и в июле несколько повышается от поверхности 50 гПа к уровню



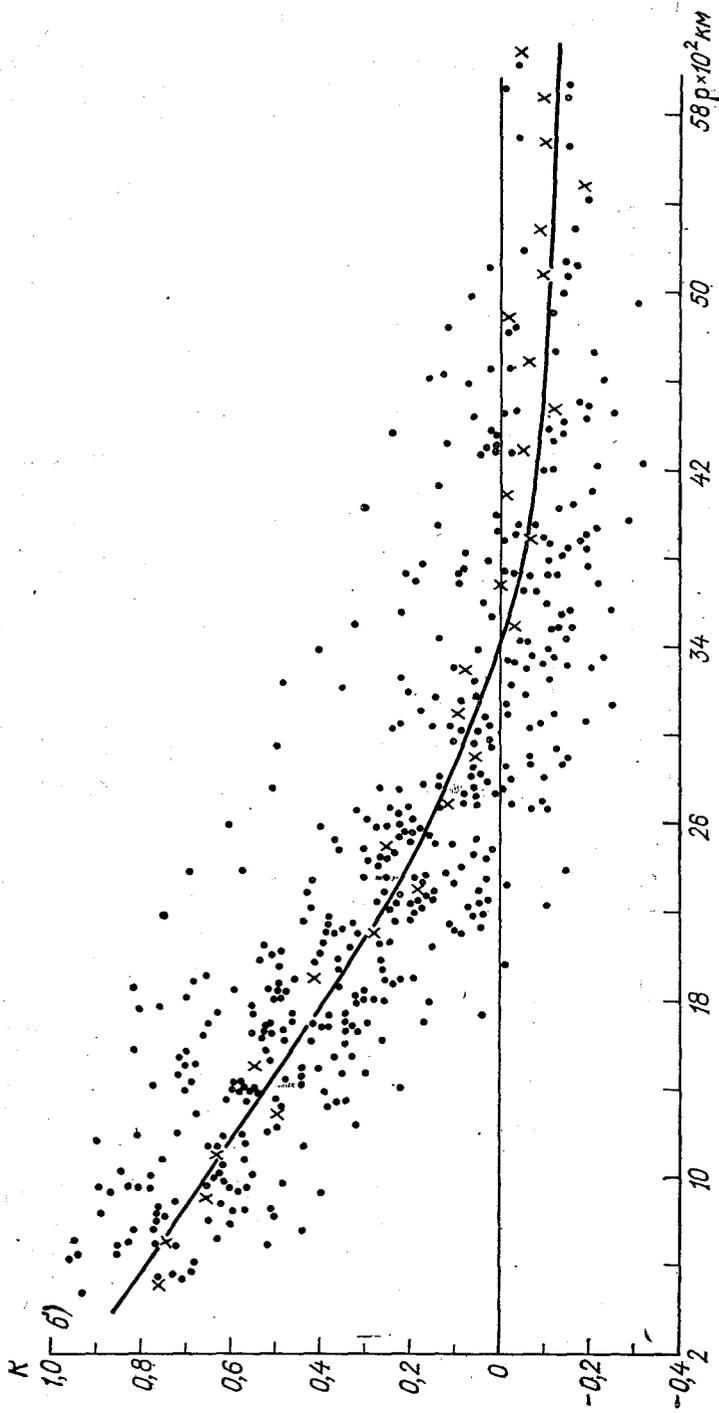


Рис. 1. Пространственная автокорреляционная функция $R(\rho)$ температуры воздуха. Январь, поверхность 50 гПа.
 а — территория Евразии, б — Америка.

30 гПа. Радиусы корреляции ρ_0 определялись как расстояния, на которых корреляционная функция $R(\rho)$ первый раз переходит через нуль (табл. 2).

Из данных табл. 2 видно, что пространственные автокорреляционные связи в январе на уровне 50 гПа ослабевают медленнее, чем на поверхности 30 гПа. Это можно объяснить тем, что уровень 30 гПа соответствует среднему уровню стратосферных потеплений, вносящих сильные нарушения в термический режим Потепления чаще наблюдаются над Европой и Америкой. Дальний Восток сравнительно мало подвержен потеплениям [1], а поэтому над Дальним Востоком различия радиусов корреляции на двух уровнях невелики. Следует отметить, что в июле автокорреляционные связи ослабевают с расстоянием медленнее, чем в январе.

Таблица 2

Радиусы корреляции ρ_0 для территории Европы

Зона, φ° с.	ρ_0 км	Число станций n	Зона, φ° с.	ρ_0 км	Число станций n
H=50 гПа			H=30 гПа		
47—53	4400	13	45—55	3600	14
53—60	3600	12	50—55	3100	11
			55—60	2800	9
Все широты	4000	24	Все широты	3200	21

В ходе анализа было установлено, что долготные особенности в ходе корреляционной функции $R(\rho)$ проявляются лишь при включении данных низкоширотных станций, а до $30-40^\circ$ с. ш корреляционные функции имеют только широтные различия.

Прослеживаются долготные особенности лучше на уровне 50 гПа, чем на уровне 30 гПа (см. табл. 2, январь). Так, различия в радиусах корреляции между разными районами на поверхности 50 гПа составляют 600 км на поверхности 30 гПа контрасты меньше (радиусы корреляции над Америкой и Дальним Востоком одинаковы).

Анализ, проведенный отдельно для территории Европы, позволил выявить анизотропность в структуре полей температуры воздуха в разных широтных зонах: в северных широтах радиус корреляции меньше, чем в южных (табл. 3).

Данный вывод для полей температуры подтверждается опубликованными результатами для полей давления [4]. Анализ полученных результатов подтвердил в целом факт более медленного ослабления корреляционных связей с расстоянием в стратосфере, чем в тропосфере [2, 3], и показал, что в стратосфере существует анизотропность корреляционной функции $R(\rho)$ в широтном и ме

рициональном направлениях. Вместе с тем функции $R(\rho)$ имеют специфику в зависимости от географических особенностей метеорологического режима. Говоря о влиянии сезонных особенностей исходной информации на структуру функции $R(\rho)$, можно отметить, что летом $R(\rho)$ затухает медленнее, чем зимой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ракипова Л. Р., Ефимова Л. К. Динамика верхних слоев атмосферы.— Л.: Гидрометеоздат, 1975.— 255 с.
2. Комаров В. С. Пространственные корреляционные связи температуры в свободной атмосфере над некоторыми районами северного полушария.— Труды НИИАК, 1967, вып. 40, с. 27—38.
3. Захариев В. И., Проданова М. О некоторых закономерностях в статистической структуре температурного поля в стратосфере по ракетным данным.— Гидрология и метеорология, 1972, в. XXI, в. 4, с. 39—45.
4. Бугаев Н. В., Куракин В. С., Пурганский В. С. и др. Применение метода оптимальной интерполяции для объективного анализа геопотенциала в стратосфере.— Труды ЦАО, 1976, в. 123, с. 27—38.

А. А. Дмитриев

СОЛНЕЧНАЯ АКТИВНОСТЬ И АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Основные параметры, определяющие электрические свойства атмосферы: электрическая проводимость γ ($\text{см} \cdot \text{м}^{-1}$), плотность тока j ($\text{А} \cdot \text{м}^{-2}$), напряженность электрического поля E ($\text{В} \cdot \text{м}^{-1}$), концентрация ионов положительных n_+ и отрицательных n_- в единице объема (м^{-3}). Все они зависят от числа ионов, возникающих в единице объема за единицу времени q ($\text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$), и от скорости исчезновения этих ионов. Последнее происходит как в результате рекомбинации (воссоединения) положительных и отрицательных ионов, так и вследствие турбулентного выноса ионов в другие слои. Скорость рекомбинации определяется величиной $\alpha n_+ n_-$, где α — коэффициент рекомбинации, $\text{м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$. Турбулентный обмен определяется выражением $\frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial n_+}{\partial z}$. Кроме того, следует учитывать дивергенцию тока проводимости $\frac{1}{Q} \text{div } j$.

Запишем систему уравнений, связывающую эти параметры:

$$\frac{\partial n_+}{\partial t} = q - \alpha n_+ n_- - \frac{1}{Q} \text{div } j_+ + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial n_+}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial n_-}{\partial t} = q - \alpha n_+ n_- + \frac{1}{Q} \text{div } j_- + \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial n_-}{\partial z}, \quad (2)$$

где Q — элементарный заряд, равный $1,602 \cdot 10^{-19}$ Кл. С помощью этих уравнений можно оценить плотность ионизации в атмосфере

в зависимости от уровня солнечной активности. Согласно классической теории электропроводности, число ионов определяется по формуле

$$\gamma_{\pm} = \frac{Q^2 n_{\pm}}{m_{\pm} \bar{v}_{\pm} \pi (d_{\pm} + d_e)^2 N}, \quad (3)$$

где m_{\pm} — масса ионов; \bar{v} — скорость; d — диаметр сечения соударения заряженной положительно или отрицательно частицы; N — число нейтральных частиц в единице объема, которое в атмосфере зависит от высоты.

Плотность тока проводимости связана с напряженностью формулой

$$j_{\pm} = \gamma_{\pm} E. \quad (4)$$

Если концентрация ионов возрастает, то при той же напряженности поля увеличится проводимость и соответственно плотность тока. Что же происходит при изменении солнечной активности? Чтобы ответить на этот вопрос, вспомним, что в нижних слоях тропосферы основными ионизаторами являются радиоактивные излучения Земли у самой земной поверхности [9], а также эманация радия и других радиоактивных примесей. Выше 500 м основным ионизатором являются космические лучи, которые на уровнях 5—9 км дают 100 % интенсивности ионизации, или около $(6-19) \cdot 10^6$ частиц $\cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$. Ниже 500 м космические лучи дают 25 % ионизации, или около $1,6$ частиц $\cdot \text{м}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

В ионосфере главным ионизатором является коротковолновая радиация Солнца с квантом энергии больше 5 эВ ($8 \cdot 10^{-19}$ Дж), что соответствует длине волны $\lambda < 0,25$ мкм. О возможной роли длинноволновой части ультрафиолетовой радиации Солнца в ионизации тропосферы будет сказано ниже.

Если солнечную активность характеризовать числами Вольфа, усредненными за длительный период времени, порядка месяца или года, то ее увеличение будет сопровождаться усилением солнечного ветра и ослаблением галактических космических лучей — главного ионизатора средней тропосферы [12]. В результате этого «форбуш-эффекта» ионизация средней тропосферы должна быть в противофазе с солнечной активностью в ходе 11-летнего солнечного цикла. Такое квазистационарное состояние может быть проанализировано в первом приближении путем линеаризации системы уравнений (1) и (2). Положим, что

$$\frac{\partial n_{\pm}}{\partial t} = 0, \quad (5)$$

$$n_{\pm} = \bar{n} + n'_{\pm}, \quad \text{где } \bar{n} \gg n'_{\pm}, \quad (6)$$

$$\bar{n} = \sqrt{q/\alpha}. \quad (7)$$

Здесь \bar{n} — невозмущенное число ионов в единице объема при постоянной по высоте интенсивности ионизации и отсутствии элект-

рического поля и поля гравитации; n'_{\pm} — малое возмущение концентрации положительных или отрицательных ионов.

После подстановки условий (5) — (7) в систему (1) и (2) и пренебрежения малыми слагаемыми можно получить систему линейных уравнений, из которой легко находятся

$$n'_+ \approx \frac{1}{2} \left\{ \frac{K}{2\alpha q} \left[\frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - \frac{1}{2q} \left(\frac{\partial q}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{1}{2\alpha q} \frac{\partial K}{\partial z} \frac{\partial q}{\partial z} + \frac{\varepsilon_0 \varepsilon E}{Q} \left[\frac{1}{2q} \frac{\partial q}{\partial z} + \alpha_0 \right] \right\}, \quad (8)$$

$$n'_- \approx \frac{1}{2} \left\{ \frac{K}{2\alpha q} \left[\frac{\partial^2 q}{\partial z^2} - \frac{1}{2q} \left(\frac{\partial q}{\partial z} \right)^2 \right] + \frac{1}{2\alpha q} \frac{\partial K}{\partial z} \frac{\partial q}{\partial z} - \frac{\varepsilon_0 \varepsilon E}{Q} \left[\frac{1}{2q} \frac{\partial q}{\partial z} + \alpha_0 \right] \right\}, \quad (9)$$

где α_0 — декремент, описывающий скорость убывания с высотой числа нейтральных частиц N при экспоненциальной зависимости

$$N = N_0 e^{-\alpha_0 z}. \quad (10)$$

При средних условиях можно применять $\alpha_0 = 1,18 \cdot 10^{-4} \text{ м}^{-1}$.

Из выражения (7) следует, что с увеличением солнечной активности происходит уменьшение основной слагающей концентрации ионов в формуле (6), так как в соответствии с фобруш-эффектом уменьшается интенсивность ионизации средней тропосферы. Действительно, на рис. 1, заимствованном из работы [12], видно, что при слабой запятненности Солнца проводимость выше, чем при сильной (ср. кривые 1 и 2). Корпускулы солнечного происхождения (кривая 3) не достигают нижних слоев и дают во вре-

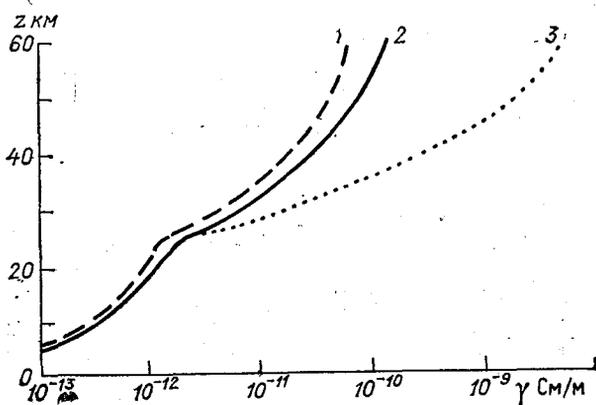


Рис. 1. Зависимость проводимости атмосферы γ от высоты.

1 — при сильной запятненности Солнца, 2 — при слабой запятненности Солнца, 3 — во время возмущения.

мая вспышек резкое увеличение проводимости только в верхних слоях атмосферы.

Формулы (8) и (9) позволяют получить выражение для плотности нескомпенсированного объемного заряда ρ_Q (Кл·м⁻³):

$$\rho_Q = (n'_+ - n'_-) Q = \epsilon_0 \epsilon E \left[\frac{1}{2q} \frac{dq}{dz} + \alpha_0 \right]. \quad (11)$$

Для приземного слоя атмосферы в области резкого падения интенсивности ионизации первый член в квадратной скобке, определяющий ее знак, отрицательный, следовательно, объемная плотность

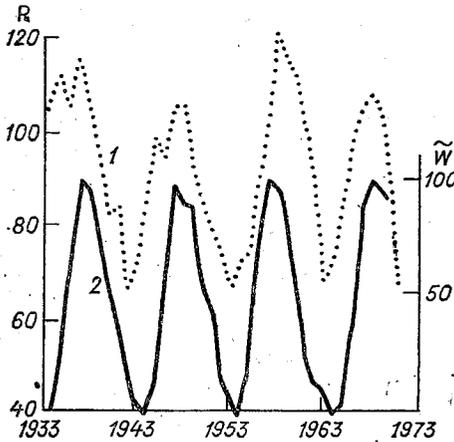


Рис. 2. Число молний и солнечная активность.

1 — средний за 5 лет индекс числа молний \bar{R} в Англии, по Странгфлоу; 2 — нормализованное число солнечных пятен \tilde{W} .

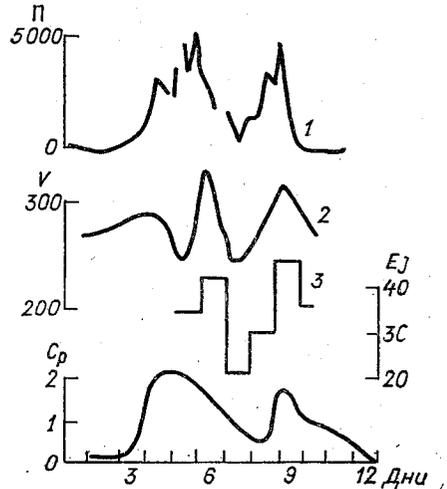


Рис. 3. Сопоставление ежедневных значений характеристик электрического поля атмосферы. Август, 1972 г. 1 — поток солнечных протонов Π (частиц/(см²·с)) с энергией 5–21 МэВ; 2 — электрический потенциал ионосферы V (кВ), измеренный зондом относительно земной поверхности; 3 — произведение напряженности электрического поля на плотность электрического тока Ej (условные единицы), по данным Цугшпитце; 4 — геомагнитный индекс C_p .

заряда будет также отрицательной. Выше преобладают положительные заряды.

Объединим выражение (11) с известным соотношением

$$\rho_Q = -\epsilon_0 \epsilon \frac{dE}{dz} \quad (12)$$

и получим дифференциальное уравнение от одной переменной z :

$$E \left[\frac{1}{2q} \frac{dq}{dz} + \alpha_0 \right] = -\frac{dE}{dz}. \quad (13)$$

Решение этого уравнения дает модуль напряженности электрического поля при квазистационарном состоянии в виде

$$E = E_0 \sqrt{\frac{q_0}{q}} e^{-\alpha_0 z}. \quad (14)$$

Из формулы (14) следует, что с увеличением солнечной активности при медленно убывающей величине q должна возрасти напряженность поля E , если приземная напряженность E_0 сохраняется неизменной. Это возрастание напряженности электрического поля на высотах 4—15 км составляет 23—45 % [12].

На рис. 2, заимствованном из работы [13], нанесены кривые сглаженных по пятилетиям годовых чисел молний (кривая 1) и нормализованных чисел солнечных пятен (кривая 2). Этот рисунок указывает на тесную связь между солнечной активностью и числом грозных разрядов. Коэффициент корреляции между годовым числом солнечных пятен и количеством гроз очень высок и составляет по одним данным 0,91, а по другим 0,88 [13]. В работе [12] усиление процессов образования гроз объясняется большой эффективностью соударений капель при усилении электрического поля и облегчении их слияния.

Однако можно считать, что разрешение влажнестойчивости при возникновении мощных конвективных процессов определяется только термодинамическими условиями. Оно ведет к разделению зарядов, происходящему как в электрофорных машинах и накапливающему вверх положительные заряды. Если такая машина работает в хорошо изолирующем газе, то пробой его наступает редко, давая мощные разряды и, создавая высокий потенциал электросферы, находящейся на уровне 60 км, или там, где электропроводность достаточно велика.

При относительно высокой проводимости атмосферы происходит как бы шунтирование электростатической машины и потенциал верхних слоев атмосферы будет ниже. Из-за меньшего напряжения системы Земля — электросфера при низкой, в среднем, активности Солнца грозные разряды должны быть слабее.

Кратковременные протонные вспышки на Солнце приводят к росту проводимости в верхних слоях атмосферы на несколько порядков (см. рис. 1, кривую 3). Вместе с тем они сопровождаются увеличением потенциала ионосферы на несколько десятков киловольт, как это следует из рис. 3, заимствованного из работы [14]. Возникает вопрос о балансе зарядов протонного потока и его связи с потенциалом ионосферы. Действительно, кривая 1, характеризующая колебания потока протонов Π за период с 1 по 12 августа 1972 г., имеет максимум порядка 5000 частиц/(см²·с), что соответствует плотности тока $8 \cdot 10^{-12}$ А/м². К Земле течет ток $1,02 \cdot 10^3$ А.

Для плоского конденсатора площадью 1 м², нижней обкладкой которого является земная поверхность, а верхней — часть элект-

росферы, находящейся на расстоянии $d=60$ км, скорость изменения напряжения можно определить по формуле

$$\frac{dV}{dt} = \frac{d}{\epsilon_0 \epsilon} j. \quad (15)$$

При $\epsilon_0=0,885 \cdot 10^{-11}$ Ф·м⁻¹, $j=8 \cdot 10^{-12}$ А·м⁻², $\epsilon=1$ скорость изменения напряжения будет равна 54 кВ/с.

Если рассматривать систему Земля—электросфера как сферический конденсатор емкостью $C_{сф}=7,59 \cdot 10^{-2}$ Ф, то при одновременном подводе к обоим обкладкам противоположных зарядов со скоростью 1,02 кА его напряжение возрастало бы со скоростью 13,5 кВ/с. Порядок сделанных оценок, киловольты, близок к изменениям потенциала ионосферы (50 кВ), которые наблюдаются при измерениях баллонами-зондами (см. рис. 3, кривую 2).

Подлежит уточнению вопрос о том, достигают ли компенсирующие электроны земной поверхности, проходя через электросферу где-либо вдоль магнитных силовых линий, или электросферу нельзя рассматривать как однородно заряженную поверхность без наличия разности потенциалов между концами некоторого ее диаметра. Это связано с тем, что подвод заряда только к внешней обкладке сферического конденсатора, согласно теореме Остроградского—Гаусса, не может вызвать изменение напряженности поля внутри нее.

Механизмы разделения зарядов в упомянутой ранее атмосферной электростатической машине могут быть различными. Согласно пульсационно-индукционному механизму, капли в мощном восходящем потоке пульсируют. На нижнем их крае индуцируется положительный, а на верхнем—отрицательный заряды. Лобовой поток может сдуть с нижней части капли небольшую ее часть вместе с положительным зарядом и унести вверх. Большая доля уже отрицательно заряженной после разрыва капли остается внизу как более тяжелая и продолжает расти за счет конденсации. Повторные деления ведут к наращиванию наведенного отрицательного заряда у остающихся внизу больших капель. Поэтому число капель с отрицательным зарядом должно быть меньше, а их заряд, накопленный при повторном делении, больше, чем у мелких положительно заряженных капель. Действительно [6], средний заряд отдельной капли положительный и равен $1,0 \cdot 10^{-12}$ Кл, а отрицательный равен $-1,3 \cdot 10^{-12}$ Кл. Число положительно заряженных капель в 1,7 раз больше, чем отрицательно заряженных [6]. Все это подтверждает описанный пульсационно-индукционный механизм. Наряду с ним должен работать и фрикционный механизм образования трибоэлектричества при трении воздуха о капли и льдинки. Воздух при этом может заряжаться положительно, а аэрозоль—отрицательно. В грозовых облаках положительно заряженный воздух переносит свой заряд в верхние слои облака, а отрицательно заряжающиеся капельки выпадают на землю, подзаряжая ее отрицательным зарядом.

По этой схеме можно легко объяснить [10] следующие экспериментальные факты: 1) наличие больших положительных свободных зарядов в туманах, которые сохраняются в воздухе, тогда как отрицательные заряды частично уходят с выпадающими капельками; 2) сохранение после метели высоких значений градиента потенциала и плотности тока, несмотря на установление безоблачной и безветренной погоды, когда зарядившиеся отрицательно снежинки осели на землю, а воздух с положительным зарядом остался.

Приведенные механизмы не исчерпывают всех возможных процессов.

На рис. 3 максимум потенциала ионосферы (кривая 2) наблюдается одновременно с максимумом величины E_j (кривая 3), т. е. мощности, выделяемой в единице объема атмосферы. Последняя дана в условной относительной шкале. От минимума к максимуму мощность возрастает примерно в 2 раза, а от среднего уровня — на 85 %. Эта характеристика представляет большой интерес в биофизическом отношении как мера воздействия солнечной активности на состояние человека. Действительно, как обнаружил впервые, по-видимому, Герц, а в дальнейшем Квинке [8], тело с проводимостью γ_i и диэлектрической проницаемостью ϵ_i , погруженное в среду с проводимостью γ_e и диэлектрической проницаемостью ϵ_e , в случае наложения электрического поля E_0 начинает ускорять свое вращение. Условиями для этого являются соотношения $\frac{\gamma_i}{\epsilon_i} < \frac{\gamma_e}{\epsilon_e}$ и наличие некоторой начальной угловой скорости вращения. Мощность W ($\text{Вт} \cdot \text{м}^{-2}$), выделяемая под действием вращающего момента электрических сил, отнесенная к единице площади этого тела, рассматриваемого как сферическое, согласно [3], составляет

$$W \leq \frac{1}{3} j E_0 r, \quad (16)$$

где r — радиус сферы, j_e — плотность тока в окружающей среде.

Описанный эффект может в 1,5—2 раза ускорять вращение элементов, взвешенных в плазме крови человека и животных, при изменении солнечной активности. Это будет отражаться на самочувствии и реактивности рассматриваемого субъекта.

В геофизике с данным механизмом может быть связано изменение циркуляции верхних слоев атмосферы и смещение центра высотного циркумполярного вихря в сторону от оси вращения Земли. Последнее можно ожидать в те периоды, когда склонение корпускулярных потоков, достигающих атмосферы, отлично от $\pi/2$.

Сопоставление кривых 1 и 4 рис. 3 показывает, что ход изменений геомагнитного индекса C_p повторяет изменение потока протонов Π , но более сглаженный.

Наряду с протонами в атмосферу Земли поступают в равном количестве электроны, хотя не обязательно одновременно и в од-

ном и том же месте. Это поступление отрицательных зарядов подтверждается наблюдениями Шольца [10], который отмечал, что полярные сияния действуют подобно огромному отрицательному заряду, приводящему к уменьшению градиента потенциала и плотности электрического тока на 50—100%. Иногда обычное поле полностью ими уничтожается, т. е. компенсируется.

Параллельные наблюдения, проведенные в удаленных на расстояние 40 км один от другого пунктах Иттеридж и Гукер, показали, что ход градиента потенциала, как правило, тождествен, что говорит о глобальных масштабах рассматриваемых атмосферно-электрических процессов.

Интересно отметить, что все больше появляется работ, свидетельствующих о наличии фотохимических процессов в тропосфере, происходящих под действием солнечных лучей [1, 4, 7]. Эти процессы происходят главным образом под влиянием той части ультрафиолетовой радиации, которая проходит через тропосферу и достигает земной поверхности. Так, например, ультрафиолетовая радиация с длиной волны в пределах $0,28 < \lambda < 0,30$ мкм имеет кванты с энергией $7,1 \cdot 10^{-19}$ Дж (4,4 эВ) $< h\nu < 6,6 \cdot 10^{-19}$ Дж (4,1 эВ). В этом интервале энергии заключается работа выхода электронов для такого часто встречающегося в атмосфере аэрозоля, как хлористый натрий. Для него $h\nu = 6,7 \cdot 10^{-19}$ Дж (4,2 эВ). Многие сложные молекулы имеют ионизационный потенциал меньший, чем энергия квантов рассматриваемой ультрафиолетовой радиации. В частности, для этана (C_2H_6) ионизационный потенциал составляет всего $1,6 \cdot 10^{-19}$ Дж (1 эВ). Из сказанного следует, что существует возможность ионизации тропосферного воздуха проникающей в него длинноволновой частью ультрафиолетовой радиации.

Найдем закономерность распределения с высотой связанной с ней скорости образования ионов, которую обозначим $q_{\text{УФ}}$. Согласно классической теории ионизации верхних слоев атмосферы коротковолновой частью УФ радиации [6], предполагается, что интенсивность ионообразования пропорциональна всей поглощенной ультрафиолетовой радиации. В отличие от этого мы должны учесть в тропосфере наличие перераспределения потоков излучения за счет рассеяния и других процессов, не сопровождающихся ионизацией.

Интенсивность ионообразования за счет УФ излучения должна быть прямо пропорциональна интенсивности $J(z)$ УФ радиации, вероятности соударения, связанной с поперечным сечением частиц σ , и квантовому выходу k для явления ионизации при поглощении фотона:

$$q_{\text{УФ}}(z) = \frac{k \sigma N(z) J(z)}{\Delta_\lambda}, \quad (17)$$

где Δ_λ — квант энергии на длине волны λ . Индекс λ при $J(z)$ и σ опущен.

Интенсивность УФ излучения на разных высотах может быть приближенно описана формулой

$$J(z) = J_{\infty}(1 - \delta e^{-\beta z}). \quad (18)$$

В соответствии с данными работы [5] для интервала длин волн $0,28 < \lambda < 0,30$ мкм на высотах ∞ , 5 и 0 км соответственно имеем: $J_{\infty} = 1,81$; $J_5 = 0,907$; $J_0 = 0,488$ Вт·м⁻². Тогда в формуле (18) можно положить $\delta = 0,731$, $\beta = 0,768 \cdot 10^{-4}$ м⁻¹.

Для декремента α_0 зависимости $N(z)$ вида (10) следует брать величину, соответствующую той примеси, которая ионизируется излучением в данном интервале длин волн. Тогда, вводя обозначения

$$\alpha_1 = \alpha_0 + \beta, \quad (19)$$

$$\hat{q} = q(\hat{z}), \quad (20)$$

где \hat{z} — уровень наибольшей интенсивности ионизации вследствие

Относительные значения интенсивности ионизации $\hat{\gamma} = q_{уф}/\hat{q}$, связанной с ультрафиолетовой радиацией в диапазоне $0,28 < \lambda < 0,30$ мкм

z км	0	0,5	1	2	2,418	3	4	6	9	1,5	20	25	30	35
$\hat{q} \cdot 10^{-3}$	913	960	975	994	1000	994	976	898	740	440	267	156	90	81

ультрафиолетового излучения, для интенсивности ионизации находим зависимость

$$q_{уф} = \hat{q} \frac{e^{-\alpha_0 \hat{z}} - \delta e^{-\alpha_1 \hat{z}}}{e^{-\alpha_0 \hat{z}} - \delta e^{-\alpha_1 \hat{z}}}. \quad (21)$$

Высота максимальной интенсивности ионизации находится по формуле

$$\hat{z} = \frac{1}{\beta} \ln \frac{\delta \alpha_1}{\alpha_0}. \quad (22)$$

Для приведенных выше численных параметров $\hat{z} = 2,418$ км. Распределение по высоте относительной величины $\hat{q} = q_{уф}/\hat{q}$ дается в таблице.

Поток ультрафиолетовой радиации, поступающей на единицу площади, зависит от солнечной активности. Если за индекс солнечной активности принять радионизлучение на частоте 2800 МГц $S_{10,7}$, выраженное в единицах 10^{-22} Вт·м⁻²·Гц⁻¹, то для длин волн в интервале $14 \text{ нм} < \lambda < 40 \text{ нм}$, согласно [11], имеем

$$J = 10^{-3}(0,98 \pm 0,24)[1 + (0,0104 \pm 0,0044)S_{10,7}]. \quad (23)$$

Если принять, что индекс $S_{10,7}$ может изменяться с увеличением солнечной активности от 80 до 160 единиц, то интенсивность ионизации за счет ультрафиолетовой радиации в соответствии с формулой (23) должна возрастать на 45%. Появление ультра-

фиолетового излучения приводит, с одной стороны, к возникновению ядер конденсации и при благоприятных условиях — к туману, а также к образованию озона и оксидантов в нижних слоях атмосферы. Одновременно изменяются и электрические поля.

Изменение электрических полей в спокойные (по условиям погоды) дни характеризуется унитарными колебаниями, т. е. максимумами и минимумами, приходящимися на определенные моменты времени, измеренного на фиксированном меридиане, например гринвичском. Согласно работе [15], увеличение градиента потенциала происходит тогда, когда усиливается грозовая деятельность на земном шаре. Для фиксированного момента единого времени такое усиление наблюдается во время всплесков солнечной активности. В суточном ходе максимумы приходятся на периоды прохождения меридиана с местным солнечным временем 13—15 ч через континенты, расположенные в экваториально-тропической области. Когда этот послеполуночный меридиан проходит над океаническими районами, грозовая деятельность затихает и глобальные электрические поля ослабевают.

Наблюдаемое явление реакции электрических полей на всем земном шаре свидетельствует о наличии у земной поверхности электрических волн, распространяющихся с большой скоростью. Они распространяются от районов максимальной грозовой деятельности. При этом электрические поля должны иметь значительную составляющую вдоль направления распространения волны. Кроме этих волн любые электромагнитные волны, распространяющиеся вдоль земной поверхности, должны приобретать около нее или около электросферы, как проводящей поверхности, продольные компоненты. Это следует из теории волноводов, описывающей ТМ-тип волн. При пробегании таких волн в атмосфере на воздух будет действовать слабая сила [2]. Она может привести к смещениям и последующему развитию движений за счет термической неустойчивости. В периоды повышения солнечной активности такие нарушения должны происходить чаще. Механизм описанного явления подобен работе МГД насосов, прогоняющих расплавленные металлы по трубопроводам только посредством воздействия бегущих волн, без помощи механических приспособлений.

Рассмотрим теперь вопрос о заряде Земли как планеты. Если исходить из средней приземной напряженности электрического поля $E_0 \approx 130 \text{ В} \cdot \text{м}^{-1}$, то легко найти среднюю поверхностную плотность заряда $\sigma = \varepsilon_0 E_0 = 1,15 \cdot 10^{-19} \text{ Кл} \cdot \text{м}^{-2}$. Умножая σ на площадь земной поверхности $5,08 \cdot 10^{14} \text{ м}^2$, находим заряд всей поверхности $(5,86 \cdot 10^5 \text{ Кл})$. Однако в точности такой же, но положительный заряд содержится в атмосфере Земли, если проинтегрировать по высоте формулу (12) для объемной плотности заряда и умножить результат на площадь всей поверхности. Это соответствует нашим представлениям о разделении зарядов конвективными движениями в атмосфере.

Однако, как отмечал В. П. Селезнев, Землю в ее орбитальном

движении могут догонять только более быстрые электроны, а не медленные положительные ионы. Поэтому она может приобрести некоторый отрицательный заряд. В действительности необходимо учитывать также и фотоионизацию Земли под воздействием жесткой коротковолновой части излучения Солнца. Точная оценка этого сложна и не обеспечена надлежащей информацией.

Будем исходить из следующего:

1) потенциал ионизации водорода $\varphi_{\text{H}} = 2,18 \cdot 10^{-18}$ Дж ($13,596$ эВ); ему соответствует квант света с длиной волны $91,2$ нм;

2) солнце на границе атмосферы имеет поверхностную плотность потока энергии в интервале $\lambda_1 = 850 \pm 25$ Å $\Delta J_1 = 1,1 \times 10^{-4}$ Вт/м² 50 А, а в интервале $\lambda_2 = 900 \pm 25$ Å $\Delta J_2 = 2,5 \times 10^{-4}$ Вт/м² 50 А;

3) второй интервал λ_2 практически не создает быстрых электронов, способных покинуть Землю, а на первом λ_1 таких электронов ежесекундно возникает $n = \Delta J_1 / h \left(\frac{c}{\lambda_1} \right) = 4,7 \cdot 10^{-13}$ м⁻²·с⁻¹. Половина из них движется в верхнюю полусферу и покидает Землю, унося свой отрицательный заряд. Начальную скорость их оценим из следующих соображений.

Средняя величина кванта энергии $\mathcal{E}_1 = h \frac{c}{\lambda_1} = 2,34 \cdot 10^{-18}$ Дж больше потенциала ионизации φ_{H} на $0,16 \cdot 10^{-18}$ Дж. Эта разность идет на создание кинетической энергии протона и электрона

$$K = \frac{m_e v_e^2}{2} \left[\frac{m_{\text{H}}}{m_e} \left(\frac{v_{\text{H}}}{v_e} \right)^2 + 1 \right], \quad (24)$$

где m_e и m_{H} — соответственно масса электрона и протона; v_e и v_{H} — соответственно их скорости. Из закона сохранения количества движения имеем:

$$\frac{v_{\text{H}}}{v_e} = \frac{m_e}{m_{\text{H}}} = \frac{1}{1837}. \quad (25)$$

Подставляя численные значения $m_e = 0,91091 \cdot 10^{-30}$ кг и $m_{\text{H}} = 1,67252 \cdot 10^{-27}$ кг, находим скорость электрона $v_e = 6 \cdot 10^5$ м/с и протона $v_{\text{H}} = 3 \cdot 10^2$ м/с. Из них только скорость электрона превышает вторую космическую скорость, равную 11,19 км/с.

Для прекращения потери электронов этим путем Земля должна иметь положительный потенциал 1 В. Однако эта величина не точная, так как догонять Землю в ее орбитальном движении со скоростью $v_{\text{орб}} = 29,78$ км/с будут только электроны, передавая ей свой отрицательный заряд. Зато Земля будет догонять только протоны, а встречать и электроны и протоны.

Обозначим поперечное сечение Земли $S = \pi R^2 = 1,27 \cdot 10^{14}$ м². Из условия отсутствия потока заряда между концентрацией протонов n_{H} и электронов n_e имеет место соотношение

$$\frac{n_{\text{H}}}{n} = \frac{v_e}{v_{\text{H}}}. \quad (26)$$

Сальдо заряда Земли в результате ее орбитального движения со скоростью $v_{\text{орб}}$, большей, чем скорость протонов, но меньшей, чем скорость электронов, складывается из:

- 1) прихода положительного заряда за счет встречи с протонами

$$n_{\text{п}}S(+Q)(v_{\text{орб}} + v_{\text{п}}),$$

настигания убегающих протонов

$$n_{\text{п}}S(+Q)(v_{\text{орб}} - v_{\text{п}});$$

- 2) прихода отрицательного заряда за счет встречи с электронами

$$n_{\text{е}}S(-Q)(v_{\text{орб}} - v_{\text{е}}),$$

настигания Земли электронами

$$n_{\text{е}}S(-Q)(v_{\text{е}} - v_{\text{орб}}).$$

Алгебраическая сумма этих составляющих будет равна

$$\frac{dQ_{\Sigma}}{dt} = 2QS(n_{\text{п}}v_{\text{орб}} - n_{\text{е}}v_{\text{е}}). \quad (27)$$

При гипотезе о равенстве числа протонов и электронов происходил бы рост отрицательного заряда Земли.

Однако, отношение концентраций протонов и электронов может быть не равно единице, а содержаться в пределах, определяемых, с одной стороны, законом сохранения количества движения, с другой — законом равенства кинетических энергий. В обоих случаях условие (26) сохраняется. Тогда имеем

$$\sqrt{\frac{m_{\text{п}}}{m_{\text{е}}}} < \frac{n_{\text{п}}}{n_{\text{е}}} < \frac{m_{\text{п}}}{m_{\text{е}}}. \quad (28)$$

На всем интервале, определяемом условием (28), расчет по формуле (27) дает увеличение положительного заряда Земли. Это увеличение будет происходить до тех пор, пока не наступит равновесия в приходе положительных и отрицательных частиц. Для оценки этой величины отметим, что догоняемые протоны не смогут попадать на Землю при повышении ее потенциала до 4,7 В.

Дальнейшее накопление материалов наблюдений позволит уточнить параметры расчетов и подтвердить или отклонить вывод о вероятном суммарном положительном заряде Земли.

С изменением солнечной активности изменяется интенсивность ионизации, концентрация ионов, а следовательно, и общий заряд Земли.

Все сказанное говорит о необходимости изучения атмосферного электричества Земли как важного метеорологического параметра, связанного с солнечной активностью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ардашев И. В., Дмитриев А. А., Тюрин В. С., Тюрин Вл. С. Структура тумана, вызванного ультрафиолетовым светом.— В кн.: Общая и прикладная климатология. М.: Изд. Геогр. об-ва СССР, 1976, с. 13—16.
2. Дмитриев А. А. Оценка некоторых возможных прямых воздействий солнечной активности на тропосферу.— В кн.: Эффекты солнечной активности в нижней атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1977, с. 23—27.
3. Дмитриев А. А. О прогнозировании полей метеорологических элементов с учетом солнечной активности.— Солнечные данные, 1981, № 18. Л.: Наука, 1981, с. 102—106.
4. Дмитриев А. А., Абакумова Г. М. Коэффициент прозрачности атмосферы в Москве по наблюдениям МО МГУ.— В кн.: Радиационный режим и осадки в Москве, 1967, № 2. М.: изд. МГУ, с. 11.
5. Кондратьев К. Я. Актинометрия.— Л.: Гидрометеиздат, 1965.— 690 с.
6. Курс метеорологии/Под ред. П. Н. Тверского.— Л.: Гидрометеиздат, 1951.— 879 с.
7. Печеникова Е. В., Попов Б. А. Изучение возможности возникновения фотохимического загрязнения атмосферного воздуха.— Итоги научной конф. Армянского НИИ гигиены и профзаболеваний, 1977, вып. 2. Ереван, с. 73—75.
8. Поливанов К. М., Тараканова Н. В. Вращение диэлектрического цилиндра силами постоянного поля.— Труды Московского электротехнического ин-та, 1972, вып. 102, с. 6—12.
9. Справочник по геофизике.— М.: Наука, 1965.— 571 с.
10. Шольц И. Атмосферные электрические измерения на Земле Франца-Иосифа в течение II Международного полярного года 1932/33.— Труды Арктического института СССР.— Л.: изд. Главсевморпути, 1935.— 169 с.
11. Chapman R. D., Neupert W. M. Slowly varying component of Extreme Ultraviolet Solar Radiation to Solar Radio Radiation.— Journ. Geophys. Res., 1974, v. 79, N 28, p. 4138—4148.
12. Herman J. R., Goldberg R. A. Initiation of non-tropical thunderstorms by solar activity.— Journ. Atmos. and Terr. Phys., 1978, v. 40, p. 121—134.
13. King J. W. Sun-Weather Relationships. Solar-Terrestrial Physics and Meteorology. A working document issued by SCOSTEP Secretariat. July 1975, p. 109—118.
14. Reiter R. Solar-Terrestrial Relationships of an Atmospheric Electrical and Meteorological Nature: New Findings. Rivista italiana, 1973, v. 22, N 5/6, p. 247—258.
15. Reiter R. Study to Verify Patterns of Atmospheric Potential Gradient and Air-Earth Current after Solar Flares Based upon the Geographic Distribution of Storm Centers.— Rivista Italiana di Geofisika. Bolletino Dell'Associazione Geofisika Italiana, 1974, v. 23, N 3/4, p. 193—197.

А. В. Цветков

КВАЗИЦИКЛИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЧИСЕЛ ВОЛЬФА

Результаты многолетних наблюдений солнечных пятен, представленные длинным рядом относительных чисел Вольфа W , обычно рассматриваются как основа при изучении статистической связи между изменениями солнечной активности и вариациями погодных и климатических характеристик. Поскольку в числах Вольфа имеется сильная циклическая компонента с периодом око-

ло 11 лет, то, как правило, главное внимание уделяется определению аналогичной компоненты в длинных рядах наблюдений таких характеристик, как температура, давление, осадки и т. п. Отсутствие надежной связи в 11-летнем цикле, а также существование в климатологических рядах циклов, отличных от 11-летнего, способствовало увеличению числа работ, направленных на поиск в числах Вольфа других цикличностей и их обоснованию [1].

Неоднократно предпринимались попытки оценить спектральную плотность мощности чисел Вольфа или спектр традиционными методами (на основе периодограммы, по методу Блэкмана-Тьюки) и параметрическими (методом максимальной энтропии) [2]. Появление в спектрах, построенных для чисел Вольфа, близких пиков в целом ряде работ интерпретируется как присутствие двух или нескольких близких по частоте гармонических сигналов. Так, например в работе [9] указывается на существование в спектре чисел Вольфа, полученном для периода 1700—1964 гг., 14 статистически значимых периодичностей. Это число почти в 2 раза меньше числа пиков, полученных Кимурой, который впервые выполнил спектральный анализ чисел Вольфа. Анализ чисел Вольфа W , выполненный в работе [10], показал, что кроме 11-летнего цикла имеются 5,7; 8,4 и 90-летние периодичности. В работе [11] при анализе W за 1884—1972 гг. методом максимальной энтропии было установлено, что вместо одного 11-летнего пика имеется «триплет»: 12,9; 10,7 и 9,5 года; кроме того, имеется пик, соответствующий периоду 5,3 года. Согласно [7], в спектре W имеются 4 пика: за период 1844—1971 гг. на 11,0; 10,1; 9,7 и 8 годах, а за период 1750—1963 гг. — на 9,8; 11,0; 9,8 и 8,3 года. В то же время в спектре W за весь интервал 1750—1971 гг. появляются пики на 8,9,7; 11,2; 9,9 и 8,1 года.

С целью изучения характера изменения спектра чисел Вольфа за 1749—1978 гг. во времени в работе [8] методом максимальной энтропии были построены спектры для каждого сегмента длиной 66 лет со сдвигом 2 года каждый. Было установлено, что 11-летний пик систематически смещался между 10 и 12,5 годами. Кроме того, отмечалось, что вместо одного 11-летнего пика появляются два устойчивых 11- и 10-летних пика. Исследование поведения мгновенной амплитуды и фазы 11-летнего колебания в числах Вольфа за 1700—1960 гг. проведено в работе [5]. Таким образом, несмотря на разносторонний анализ, проведенный в вышеуказанных работах с использованием традиционного и параметрического методов построения спектральных оценок, не получено ответа на вопрос, с чем связано появление вблизи 11-летнего периода двух или трех спектральных пиков, а также не выяснен характер поведения высокочастотной компоненты с периодом около 5 лет, которая может играть важную роль в солнечно-земных связях.

С целью детального изучения квазипериодических колебаний в числах Вольфа нами были построены динамические спектры для каждого сегмента длиной 20 лет со сдвигом 5 лет относительно

друг друга. Анализ подвергался ряд средних годовых значений чисел Вольфа за 1974—1978 гг.

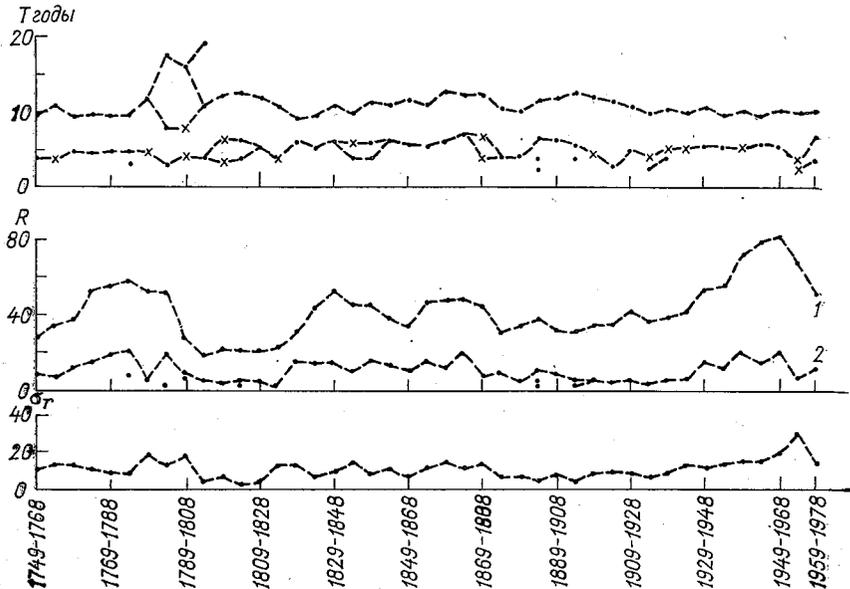
Оценка спектральной плотности строилась с использованием метода максимальной энтропии, с помощью которого удается разрешать близкие по частоте сигналы, особенно в длинноволновой части спектра [6]. Спектральная плотность вычислялась по формуле

$$P(f) = \frac{2 \Delta t \cdot P_M}{\left| 1 + \sum_{j=1}^{M-1} a_j z_j(f) \right|^2}, \quad (1)$$

где $\Delta t = 1$ год; P_M — мощность ошибки; a_j — коэффициенты модели авторегрессии; $z_j(f) = \exp(-i2\pi f j \Delta t)$.

Коэффициенты a_j и P_M вычислялись согласно алгоритму Андерсена [4]. Спектры вычислялись при различных длинах фильтра, т. е. порядок M изменялся от 2 до 10. Дополнительно проводились оценки M согласно критерию ошибки конечного прогноза и информационному критерию [6].

Результаты спектрального анализа данных W по каждому 20-летнему сегменту с последовательными сдвигами на 5 лет вперед представлены в верхней части рисунка. Значения спектральных периодов (в годах) отложены на вертикальной шкале, на горизон-



Изменения длины периода циклов T ряда W за 1749—1978 гг., полученные на основе оценок спектральной плотности по 20-летним сегментам изменения амплитуд R 11-летнего (1) и 5-летнего (2) циклов и среднего квадратического отклонения остаточного шума σ .

тальной шкале последовательно отмечены годы начала и конца 20-летних сегментов. Точками показаны периоды, которым соответствуют спектральные пики. При этом, как будет отмечено ниже, выбирались только те пики, которым соответствовали волны, амплитуда которых была выше половины уровня остаточного шума, т. е. отношение «сигнал — шум» было больше 0,5. Крестиками отмечены периоды, амплитуды волн которых были меньше половины уровня шума. Из графика легко видеть, что в течение всего 230-летнего промежутка времени длина 11-летнего цикла довольно заметно изменяется вплоть до 1919 г., а затем стабилизируется около 10 лет. При этом средняя длина 11-летнего цикла за 230-летний промежуток составляет 10,5 года, а средняя квадратическая ошибка (СКО) равна 1,7 года.

Высокочастотная компонента, близкая к 5-летнему циклу, также испытывает достаточно сильные изменения в течение всего 230-летнего периода наблюдений. Среднее ее значение составляет 5 лет, а СКО составляет 0,9 года. График изменений длины спектральных периодов, приведенный на рисунке, построен для спектров, вычисленных по формуле (1) при $M=10$.

Значения амплитуд и фаз гармоник, периоды которых определялись на основе оценок спектров методом максимальной энтропии, были оценены по методу наименьших квадратов (МНК). Для вычисления на ЭВМ амплитуд, фаз и дисперсии остатка была использована программа CONFIN, позволяющая также оценивать доверительный интервал для амплитуд гармоник [3]. На рисунке приведены также графики амплитуд 11- и 5-летней компонент для каждого анализировавшегося сегмента. Из рисунка видно, что амплитуда 11-летней цикличности испытывает вековые изменения, характер которых можно грубо описать волной с изменяющимся периодом. Этот период более короткий на интервале 1769—1849 гг., чем на интервале 1849—1949 гг. Амплитуда 5-летнего цикла подобна амплитуде 11-летнего цикла. Квазипериодическое увеличение амплитуд 11- и 5-летнего циклов хорошо видно на графике. Относительно большие амплитуды обоих циклов наблюдаются в 1749—1808, 1819—1908 и 1919—1978 гг.

На рисунке показаны изменения среднего квадратического отклонения компоненты остаточного шума. Сравнивая изменения σ_r с ходом амплитуды R 11- и 5-летнего циклов, можно отметить, что амплитуда 11-летнего цикла в среднем в 4 раза больше σ_r , а амплитуда 5-летнего цикла незначительно превышает σ_r . Однако относительная стабильность длины 5-летнего цикла, а также довольно хорошее согласование хода амплитуд обоих циклов позволяют отметить, что 5-летний цикл может быть выделен довольно уверенно в числах Вольфа.

Таким образом, проведенный детальный анализ ряда средних годовых значений чисел Вольфа за 1749—1978 гг. показал, что длина периода 11-летнего цикла солнечной активности изменяется со временем. При этом с 10-х годов нашего столетия намечалась стабилизация длины его периода около 10,1 года. Амплитуда

11-летнего цикла испытывает также длиннопериодную модуляцию в среднем от 80 до 100 лет.

Цикл с периодом, близким к 5 годам, достаточно хорошо выделяется на всем интервале 1749—1978 гг. Амплитуда 5-летнего цикла примерно в 4 раза меньше амплитуды 11-летнего цикла. В отдельные периоды ее величина несколько выше уровня шума. Ход амплитуды 5-летнего цикла подобен ходу 11-летнего цикла.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Витинский Ю. И., Оль А. И., Сазонов Б. И. Солнце и атмосфера Земли.— Л.: Гидрометеоздат, 1976.— 352 с.
- ✓ 2. Герман Дж. Р., Гольдберг Р. А. Солнце, погода и климат.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 319 с.
3. Цветков А. В. Оценка параметров с помощью доверительных интервалов.— Аннотированный перечень новых поступлений в ОФАП Госкомгидромета. Обнинск, 1979, вып. 4, с. 6.
4. Andersen N. O. On the calculation of filter coefficients for maximum entropy spectral analysis.— *Geophysics*, 1974, v. 39, p. 69—72.
5. Bloomfield P. *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*, N. Y., Wiley, 1976, 258 p.
6. Childers D. G. *Modern Spectrum Analysis*, ed. D. G. Childers, N. Y., IEEE Press, 1978, 334 p.
7. Cohen T. J., Lintz P. R. Long Term Periodicities in the Sunspot Cycle.— *Nature*, 1974, v. 250, p. 398.
8. Fougere P. F. Sunspots; Power Spectra and a Forecast.— *Solar Activity Predictions*, ed. R. F. Donnelly, 1980, p. 1—9.
9. Lomb N. R., Andersen A. P. The Analysis and Prediction of Wolf's Sunspot Numbers.— *Month. Not. R. Astron. Soc.*, 1980, v. 190, p. 723—732.
10. Mitchell J. M., Jr. The solar inconstant.— NCAR Tech. Note, TN-8, Boulder, Col., 1965, p. 155—174.
11. Radoski H. R., Fougere P. F., Zawalick E. J. A comparison of power spectral estimates and applications of the maximum entropy model.— *J. Geophys. Res.*, 1975, v. 80, p. 619—625.

СИНОПТИКО-КЛИМАТОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Б. И. Сазонов, Г. Ф. Гетманова

СРАВНЕНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ СВЯЗИ

Вопрос об использовании того или иного показателя связи между двумя признаками R и S оказывается далеко не простым, если эту связь предполагается использовать в прогностических целях. Прежде всего это зависит от целей прогнозирования. В одних случаях может интересовать лишь знак прогнозируемой величины, в других — только прогноз экстремальных значений этой величины. Прогноз может быть детерминистским, когда при определенных значениях предиктора R будет выдаваться определенное значение предиктанта S . Но может быть и стохастическим, когда при некотором значении R может выдаваться несколько значений S с различной вероятностью. Естественно, и критерии связи признаков R и S в этих случаях должны использоваться различные.

Для определения подходящей меры связей признаков R и S может иметь значение физическая природа рядов, в которых заключены эти признаки, особенности статистических характеристик этих рядов, статистические моменты, стационарность, отношение сигнал — шум, характер связи R и S и, наконец, объем исходных данных. Способ подбора наиболее подходящего индекса для определения полезности информации об R и ее использования в прогнозе S пока не разработан, хотя и имеется по этому вопросу достаточно обширная литература [1, 3, 4, 7].

Из теории статистики известно, что вопрос об эффективности критерия вообще гораздо сложнее, чем вопрос об эффективности оценки. Применительно к задаче прогнозирования эта сложность усугубляется тем, что не всякий «хороший» критерий для установления меры полезности информации об R в предсказании S может дать прогноз в той форме, которая обеспечит принятие решения.

В настоящей работе приводится сравнение нескольких широко используемых в метеорологической прогностической практике критериев согласия, которые применяются для поисков значимых предикторов. Как правило, прогнозином применяется один или два критерия, но не дается объяснения, почему были выбраны именно эти критерии, как они увязаны с задачами прогноза, с характером связи и т. п.

Обычная процедура, которая применяется при исследовании связей R и S — это разбивка переменных на категории и представление их в виде матриц размера $l \times m$ или, как иногда говорят, таблиц сопряженности. Необходимость группировки данных по градациям, особенно если наблюдаемая величина непрерывна, приводит к потере информации. Имеет значение и то, по какому правилу формируются градации, как определяется их число и пределы. Предпочтительнее выбирать градации таким образом, чтобы в каждом классе оказывалось равное число наблюдений [2, 7]. Равновероятность попадания признаков R и S в выбранные таким образом градации повышает, как правило, мощность критерия согласия, поскольку критерии наиболее уязвимы на краях областей изменения R и S [2, 7]. Это особенно важно, когда n — число регистраций R и S измеряется несколькими десятками единиц, что часто имеет место при поиске предикторов для долгосрочного прогнозирования.

Увеличение размера матриц $l \times m$ позволяет детально исследовать характер связи между R и S и не уменьшает статистическую надежность выводов. Грубое правило, которому можно следовать, заключается в том, чтобы не допускать значительного выравнивания значений в матрице $l \times m$ при ее увеличении. Все критерии согласия оказываются неприемлемы, если матрица заполнена только нулями и единицами.

Когда взаимосвязь R и S близка к функциональной, все меры связи оказываются достаточно хороши для практических целей. Когда же связи R и S слабы, выбор меры связи может быть сделан лишь при принятии ряда допущений или оговорок, либо после предварительного исследования [2, 6, 7]. Меры связи могут быть подразделены на пять групп.

1. Меры общей связи признаков R и S . К ним относятся две традиционные, достаточно широко распространенные меры: критерий Пирсона χ^2

$$\chi^2(x, y) = \sum_{ij} \frac{(P_{ij} - P_i P_j)^2}{P_{ij}} \quad (1)$$

и количество информации I

$$I(x, y) = - \sum_i P_i \lg P_i - \sum_j P_j \lg P_j + \sum_{ij} P_{ij} \lg P_{ij}. \quad (2)$$

(Здесь используются общеупотребительные в статистике обозначения.) Эти меры общей связи близки между собой [2, 4], но в некоторых конкретных обстоятельствах могут обнаружить различное поведение. Как и коэффициент корреляции Чупрова, широко используемый в метеорологической практике, эти меры общей связи положительны, так как в них используются квадраты вероятностей и тем несколько обедняется исходная информация. Будучи очень чувствительны к выявлению любых взаимосвязей между R и S , эти меры не дают информации о самом характере связей.

2. Меры направленной зависимости R от S . Они позволяют выснять направление изменения предиктора при изменении предиктанта. Здесь, прежде всего, должен быть упомянут коэффициент корреляции.

3. Меры упорядоченности значений R , которые позволяют, используя информацию об S , упорядочить выборку R . Коэффициент ранговой корреляции — типичный представитель этих мер связи.

4. Меры разделения или близости двух выборок по R , которые можно составить, используя информацию об S . В последние годы количество предложенных числовых мер близости резко выросло

Изменение показателей связи коэффициента засушливости на ЕЧС и индекса ΔK_p для разных градаций

Заблаговременность	Критерий	Градация				7×7
		3×3	4×4	5×5	6×6	
19	\bar{i}	0,37	0,38	0,48	0,56	0,58
	$P(x^2)$	0,730	0,520	0,240	0,170	0,190
	J	0,12	0,10	0,09	0,03	0,01
	R	-0,12	-0,09	-0,10	-0,11	-0,10
	Δ	0,03	0,12	0,005	0,06	0,04
22	\bar{i}	0,74	0,79	0,84	0,91	1,1
	$P(x^2)$	0,008	0,040	0,003	0,044	0,290
	J	0,36	0,31	0,88	0,32	0,78
	R	-0,43	-0,41	-0,50	-0,48	-0,45
	Δ	1,60	1,90	1,64	1,92	1,50
28	\bar{i}	0,41	0,48	0,50	0,80	0,92
	$P(x^2)$	0,039	0,280	0,490	0,710	0,946
	J	0,07	0,10	0,01	0,12	0,06
	R	-0,15	-0,18	-0,18	-0,12	-0,13
	Δ	0,03	0,98	0,76	1,11	1,28

Примечание. Здесь \bar{i} — информация, $P(x^2)$ — критерий Пирсона, J — коэффициент Чупрова, R — коэффициент корреляции, Δ — дискриминационный критерий.

в связи с развитием дискриминантного анализа. Эти меры используются и для разделения многомерных выборок. Идея сводится к определению разности между средними двух выборок \bar{x}_1 , \bar{x}_2 и \bar{y}_1 , \bar{y}_2 , нормированных на их дисперсии $\sigma_{x_1, 2}$ и $\sigma_{y_1, 2}$. Например:

$$\Delta x = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\sqrt{\sigma_{x_1} \sigma_{x_2}}}, \quad \Delta y = \frac{\bar{y}_1 - \bar{y}_2}{\sqrt{\sigma_{y_1} \sigma_{y_2}}}. \quad (3)$$

Этот показатель возрастает тем больше, чем лучше разделяются выборки по R с использованием информации об S и чем меньше изменчивость данных внутри этих выборок.

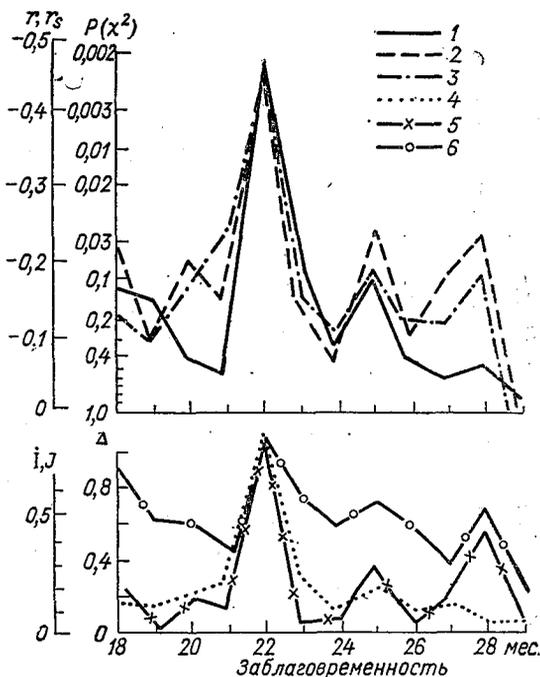
В синоптической практике наиболее часто используется индекс Мехалонобиса, который подобен указанному выше индексу.

Нами испытан показатель разделения

$$\Delta = \Delta x \Delta y. \quad (4)$$

Здесь Δx — расстояние двух выборок по R с учетом информации об S , а Δy — расстояние двух выборок по S с учетом информации об R .

В таблице приводятся значения различных критериев связи между показателями засушливости [5] и индексом геомагнитной



Ход показателей связи коэффициента засушливости с индексом ΔK_p за предшествующий период с 18 по 29 месяц. Европейская часть СССР.

1 — критерий Пирсона $P(\chi^2)$; 2 — ранговый коэффициент корреляции r_s ; 3 — коэффициент корреляции r ; 4 — коэффициент Чупрова J ; 5 — дискриминационный критерий Δ ; 6 — информация i .

активности ΔK_p , взятыми с заблаговременностью 19, 22 и 28 месяцев. Данные разбивались на три, четыре и более градаций. В основу расчетов была положена информация за период 1935—1980 гг.

Анализ данных таблицы показывает, что хорошая связь между указанными индексами существует при сдвиге 22 месяца, слабая — при сдвиге 28 месяцев и связь отсутствует при сдвиге 19 месяцев. Это особенно четко видно по индексам I и Δ . Количество

информации I больше, чем все остальные индексы, зависит от числа градаций, на которые разбиваются переменные. Критерий Пирсона также обнаруживает связь с числом градаций, но, будучи пересчитан в вероятность, которая приведена в таблице, этот критерий не обнаруживает подобной связи.

Показатель связи Δ , который вычисляется по информации из крайних градаций, способен указывать на качество предиктора при различном числе используемых градаций, чего не дают другие показатели связи. Так, при сдвиге 22 месяца индекс ΔK_p дает лучшие связи с показателем засух при разбиении их на 6 или 7 градаций. Коэффициент корреляции, как и индекс Чупрова, обладает важной особенностью выявлять значительные связи между переменными. Если судить только по этим показателям, связь между исследуемыми величинами имеется лишь при сдвиге 22 месяца.

Проведенный анализ связей между индексами засух и индексом ΔK_p показывает, что деление исходной информации на 5 градаций вполне удовлетворяет смысловым и статистическим требованиям при использовании более 40 пар наблюдений. Индекс засухи при этом распадается на пять равнообеспеченных градаций: жесткие засухи, слабые засухи, норма, слабое переувлажнение и сильное переувлажнение.

На рисунке приведены кривые хода изменений различных показателей связи индекса засушливости с индексом ΔK_p за предшествующий засухе период с 18 по 29 месяц. Исходная информация была поделена на пять градаций. Все показатели связи, обнаруживая в общем согласованный ход, в то же время по-разному выявляют отдельные особенности изменений связи. Масштаб рисунка подобран таким образом, чтобы обеспечить совпадение максимальных и минимальных значений индексов. Из рисунка видно, что наибольшие амплитуды изменений обнаруживают критерий Пирсона, представленный в вероятностной форме, коэффициент Чупрова и дискриминационный критерий. Информация обнаруживает меньшие изменения в своем ходе.

Следует отметить высокую статистическую надежность связей геомагнитной активности за 22 месяца до засухи на территории Европейской части СССР, что имеет самостоятельный интерес.

Проведенный сравнительный анализ различных показателей связи приводит к заключению о целесообразности использования нескольких показателей сразу для выявления возможного предиктора. Для прогнозов, в которых особое внимание уделяется предсказанию экстремальных величин, особое значение имеют коэффициент Чупрова и дискриминационный критерий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дружинин И. П. Природа многолетних колебаний речного стока. — Новосибирск: Наука, 1976. — 336 с.
2. Кендалл М. Д., Стьюарт А. Статистические выводы и связи. — М.: Наука, 1973. — 899 с.

3. Миркин Б. Г. Меры связи номинальных признаков как меры качества прогноза.— В кн.: Методы анализа многомерной экономической информации.— Новосибирск: Наука, 1981, с. 85—97.

4. Ростовцев Н. С. Некоторые инструменты анализа социологической информации.— В кн.: Методы анализа многомерной экономической информации.— Новосибирск: Наука, 1981, с. 108—147.

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

6. Чупров А. С. Основные проблемы теории корреляции.— М., 1926.— 148 с.

7. Юдин М. И. Информационный подход к задаче опознавания градаций.— Доклады АН СССР, 1977, т. 237, № 5, с. 1031—1034.

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

ОБ ОПТИМАЛЬНОЙ РАЗМЕРНОСТИ ЛИНЕЙНЫХ МОДЕЛЕЙ В МЕТЕОРОЛОГИИ

Линейные регрессионные модели, использующие ряд исходных величин X для получения интересующей величины Y , широко распространены в теоретических и прикладных исследованиях. Исходя из тех или иных соображений, обычно выбирается ограниченное число исходных переменных для описания интересующей величины, хотя включение большего числа переменных улучшает согласие между реальными и модельными величинами Y .

Использование линейных моделей в прогностической практике создает множество трудностей при выборе оптимального числа исходных параметров $K_{\text{опт}}$, которые должны быть включены в модель. Эти параметры, с одной стороны, должны выбирать существенную долю дисперсии Y , с другой, — служить отражением существенных статистических особенностей ряда, по которым в будущем предполагается делать прогноз. Большой вес исходной переменной в конечной выборке не может быть доказательством того, что в дальнейшем эта переменная будет столь же существенна.

Полный перебор всех возможных сочетаний исходных переменных дает возможность отобрать лучшие из них и создать хорошую линейную модель, справедливую в пределах ограниченной выборки из n . Имеются различные приемы проверки надежности отобранных исходных переменных X . Например, практикуют скользкий контроль по всему ряду интересующей величины Y с последовательным анализом весов различных переменных, деление исходного ряда на отрезки и т. п. [3—6].

Существуют многочисленные статистические приемы, с помощью которых можно получить указание на оптимальное число переменных в модели $K_{\text{опт}}$. Для этой цели могут быть использованы различные функции штрафов и поощрений, функциональные зависимости множественного коэффициента корреляции R от

$K_{\text{опт}}$, или некоторые соотношения типа $K_{\text{опт}} = n/c$, где n — размерность исходного ряда, c — постоянная [7].

В работе [2] показано, что $K_{\text{опт}}$ можно рассматривать как долю от n в том случае, когда возрастание R^2 происходит с ростом $K_{\text{опт}}$ по степенному закону. Часто замедление роста R^2 с увеличением $K_{\text{опт}}$ служит указанием на достаточную насыщенность линейной модели исходными переменными, хотя, как и в большинстве случаев, выбор численного критерия связан с принятием каких-то гипотез.

До настоящего времени сепарация существенных от несущественных переменных в прогностических моделях почти не базируется на физических соображениях или на исследовании пространственных и временных особенностей исходных переменных — предикторов. Из общих соображений, по-видимому, следует, что более существенны те исходные переменные, которые проявляются на больших площадях в тех же временных интервалах, в которых проявляется интересующая нас величина — предиктор.

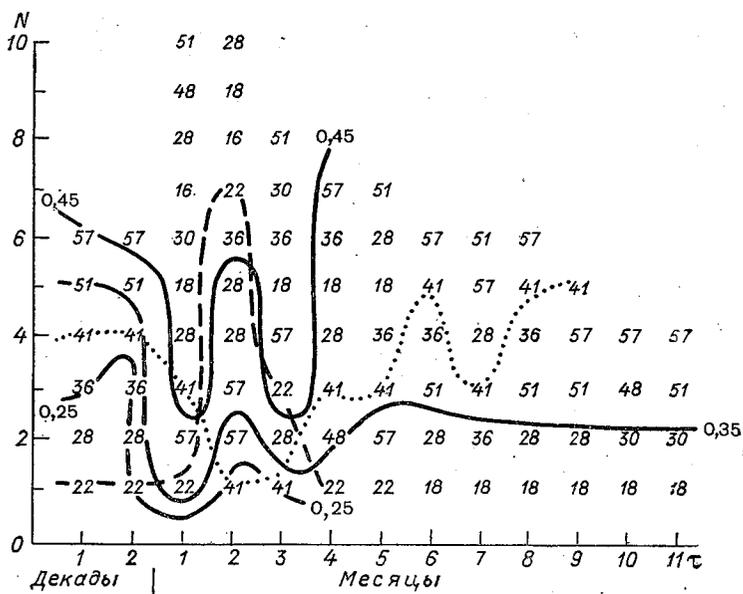
Некоторые уникальные предикторы, такие, как индекс зональной циркуляции Блиновой, числа Вольфа, индекс планетарной геомагнитной активности не могут быть детализированы пространственными характеристиками. Дополнительная информация в этом случае может быть извлечена только из временных особенностей рядов исходных переменных — X и зависимой переменной Y . Структура внутрирядных связей в рядах X и Y может дать множество вспомогательных характеристик, способствующих разделению на существенные и несущественные переменные.

Цель настоящей статьи — показать возможности такого подхода, используя для начала изменение масштаба осреднения исходных переменных. При исследовании связей показателей засушливости с флуктуационным индексом геомагнитной активности ΔK_p было замечено, что отдельные исходные переменные X не обнаруживают резких изменений связи с Y при изменении масштабов осреднения, в то время как другие изменяются и дают четкие и вполне закономерные связи.

Удачный выбор масштабов осреднения позволяет с меньшим числом переменных добиться требуемого согласия фактических и модельных величин Y . В то же время отобранные таким образом переменные отражают, по-видимому, какие-то существенные физические процессы, имеющие характерные временные масштабы своего проявления.

Был проведен ряд экспериментов по исследованию моделей, составленных из различных наборов индекса ΔK_p , осредненных по временным интервалам 10, 20, 30 и более дней, вплоть до 26 месяцев. Линейные модели строились по методу Г. А. Алексева [1]. Этот метод позволяет выравнивать нелинейные корреляционные связи и не требует приведения исходной информации к нормальному распределению.

Для исследования был использован период с 1935 по 1978 г., характеризовавшийся высоким уровнем активности Солнца и большими флуктуациями геомагнитного индекса. На рисунке приведены изолинии коэффициентов корреляции между 40 известными значениями показателя засушливости и показателем засушливости, вычисленным в линейной модели с помощью информации ΔK_p . В поле рисунка приведены цифры, обозначающие временной сдвиг (декады и месяцы) предиктора относительно предиктанта. По мере увеличения масштаба осреднения предикторов τ число предикто-



Коэффициенты корреляции между восстановленными и фактически-
ми переменными.

N — число предикторов в модели; τ — масштаб осреднения по месяцам
и декадам.

ров в модели N естественно уменьшается. Предикторы ранжированы таким образом, что под номером 1 всегда берется тот, который выбирает наибольшую долю дисперсии предиктанта. Уже из этого рисунка видно, что осреднение в масштабе 4—11 месяцев малоперспективно для выявления из ΔK_p полезной информации об условиях засушливости. Выбор 5—6 предикторов при таком осреднении оказывается недостаточным для создания удовлетворительной модели. Наоборот, при масштабах осреднения 1 или 2 месяца удастся построить удовлетворительную модель при использовании только 3—4 предикторов (коэффициент корреляции 0,5 и более).

На рисунке пунктирной линией показана динамика изменения роли двух предшествующих предикторов, обозначенных номерами 22 и 41. Первый вносит наибольший вклад при масштабе осреднения 1 месяц, второй — при масштабе осреднения 2—3 месяца. Использование только этих двух предикторов позволяет построить вполне удовлетворительную модель. Включение предиктора 57 несколько улучшает модель и, вероятно, оправдано.

Представленные результаты являются итогом анализа 246 уравнений регрессии, в каждом из которых проводилась последовательная оценка вклада исходных переменных и выборка самых информативных, на основе которых строились новые системы линейных уравнений, определяющие связь между исходными и модельными величинами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. А. Объективные методы выравнивания и нормализации корреляционных связей.— Л.: Гидрометеоздат, 1971.— 363 с.
2. Багров Н. А., Батырова О. В. К вопросу об оптимальном числе предсказателей.— Труды Гидрометцентра СССР, 1975, вып. 159, с. 3—13.
3. Марченко А. С. Достижимая точность линейного статистического прогноза и оптимальная размерность предиктора.— Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1969, № 9, с. 883—892.
4. Романов Л. Н., Коган М. С. О выборе параметров для построения регрессионных моделей.— Метеорология и гидрология, 1980, № 7, с. 20—26.
5. Юдин М. И., Блажевич В. Г., Голод М. П., Чувашина И. Е. Предварительные выводы об информативности прогностических соотношений.— Труды ГГО, 1981, вып. 446, с. 12—23.
6. Юдин М. И., Блажевич В. Г., Репинская Р. П. Некоторые вопросы отбора значимых предикторов.— Труды ГГО, 1972, вып. 273, с. 16—29.
7. Katz R. W., Skaggs R. H. On the use of autoregressive-moving average processes model meteorological time series.— Meteor. Weat. Rev., 1981, v. 109, p. 479—484.

Е. В. Воробьева, М. З. Образцова

НЕКОТОРЫЕ СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОБОСНОВАНИЯ ЗАБЛАГОВРЕМЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДОЛГОСРОЧНЫХ ПРОГНОЗОВ

В области долгосрочного прогнозирования еще недостаточно изучены такие важные в научном и особенно в практическом отношении вопросы, как пределы возможной и оптимальной заблаговременности. В работах [3—7] было показано, что учет глобальной сопряженности и цикличности атмосферных процессов позволяет выделить и физически обосновать связи, которые могут нести прогностическую информацию через значительные промежутки времени, достигающие нескольких лет. Статистическое обоснование полученных выводов базировалось на анализе временных взаимных корреляционных функций, рассчитанных с использова-

нием различных 70—80-летних рядов геофизических и метеорологических характеристик со сдвигом от одного месяца до 8 лет [7, 8].

В настоящей работе эти вопросы рассматриваются на основе анализа прогностических уравнений множественной регрессии с целью выяснения их структуры по заблаговременности составляющих членов. Такой подход имеет определенный смысл, поскольку он обеспечивает более строгий отбор предикторов в соответствии со сформулированными требованиями. В данном случае они заключались в следующем: первоначально для отбора предикторов был задан 5 %-ный уровень значимости коэффициентов корреляции с тем, чтобы получить большие возможности для анализа с применением других критериев. Далее корреляционные связи просеивались по признаку временной неустойчивости, для чего корреляционные функции рассчитывались по данным 64-летних рядов и отдельным 32-летним выборкам. Если рассчитанные по всем выборкам коэффициенты корреляции имели один и тот же знак, а величина коэффициента корреляции второй 32-летней выборки соответствовала 5 %-ному уровню, то предиктор считался значимым и устойчивым. Задача исключения линейно связанных предикторов решалась методом детерминантного анализа.

Алгоритм включал этапы определения нормированной матрицы по рядам выбранных предикторов и предиктантов, транспонирование матрицы в порядке убывания членов 1-й строки и нахождение первого коэффициента множественной корреляции. На последующих этапах из оставшихся предикторов выбирался такой, чтобы выполнялось условие максимума $R_{1, 2, i}$ или $R_{1, 2, \dots, i}$. При достижении коэффициентов множественной регрессии насыщения, т. е. когда его приращение при прибавлении i -го предиктора было менее 0,01, количество членов (предикторов) считалось определенным. Уравнения множественной регрессии включают в среднем 8—10 членов. Вначале заблаговременность прогноза в программе не задавалась, чтобы не ограничивать выделение предикторов в любом интервале временного сдвига, заданного от 1 до 96 месяцев.

Анализировались уравнения множественной регрессии, полученные для средней месячной аномалии температуры воздуха зимних месяцев выбранной сети станций территории СССР по данным за 1891—1972 гг. В качестве предиктора принята температура на среднем энергетическом уровне в узлах регулярной сетки [1, 2], осредненная по крупным регионам американского ($T_{с. ам}$) и евразийского ($T_{с. евр}$) секторов северного полушария [8]. Уравнения множественной регрессии имеют следующий вид:

$$\begin{aligned} \Delta X_i(1) = & 2,839 \Delta T_{с. евр}(\tau_{19}) + 2,736 \Delta T_{с. евр}(\tau_{67}) - \\ & - 2,222 \Delta T_{с. евр}(\tau_{52}) + 1,840 \Delta T_{с. евр}(\tau_{37}) - 1,759 \Delta T_{с. ам}(\tau_{28}) + \\ & + 1,401 \Delta T_{с. евр}(\tau_{13}) - 1,155 \Delta T_{с. ам}(\tau_{37}) - 0,957 \Delta T_{с. ам}(\tau_{19}), \end{aligned}$$

где $\Delta X_i(1)$ — прогнозируемая аномалия температуры на i -й стан-

ции в январе; $\Delta T_{с. евр}$ — отклонение температуры от нормы на среднем энергетическом уровне евразийского сектора северного полушария; τ — временной сдвиг (от 1 до 96 месяцев).

По данным всей совокупности полученных уравнений множественной регрессии рассмотрим структуру распределения повторяемости их членов в зависимости от временного сдвига τ . Оказалось, как и в случае анализа корреляционных функций [8], что члены уравнений относились к самой разной заблаговременности, однако повторяемость их не одинакова — для членов с большим

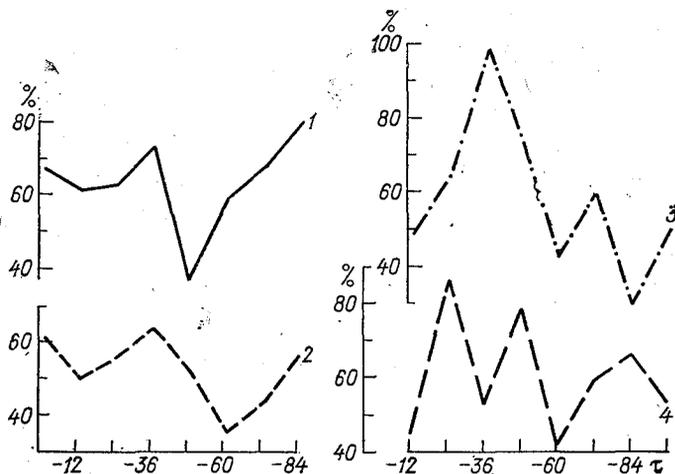


Рис. 1. Повторяемость вошедших в уравнения множественной регрессии предикторов (членов) с различными временными сдвигами τ .

По оси x — временной сдвиг τ предиктанта относительно предиктора, месяцы; по оси y — повторяемость (%) различных значений τ для членов уравнений множественной регрессии по градациям 1—12, 13—24, 25—36, ..., 85—96 месяцев; 1, 2, 3, 4 — соответственно для января, февраля, ноября и декабря.

временными сдвигами более высокая (рис. 1). В этом находит отражение выявленная ранее закономерность, заключающаяся в том, что с увеличением временного сдвига число статистически значимых связей не уменьшается [4, 7]. В данном случае, как следует из рис. 1, с увеличением временного сдвига не уменьшается число предикторов, вошедших в уравнения множественной регрессии.

Рассмотрим уравнения, выделив из них члены с минимальными временными сдвигами, поскольку последние определяют предел заблаговременности прогностического уравнения. В табл. 1 приведена повторяемость уравнений множественной регрессии, один из членов которых имеет временной сдвиг в пределах 1—6 месяцев.

Данные табл. 1 показывают, что заблаговременность до трех месяцев имеет в среднем 25 %, а до 6 месяцев — 30—45 % прогностических уравнений. Для января всего лишь 7 % прогностических уравнений множественной регрессии имеют заблаговременность до трех месяцев и 14 % до 6 месяцев. Остальные уравнения имеют существенно большую заблаговременность. Отсюда следует, что ближайшие к прогнозируемому месяцы являются недостаточной информативными и они отсеиваются. Более информативными, отвечающими принятым критериям отбора, являются значительно более отдаленные месяцы. Этот вывод касается не только использованной здесь в качестве предиктора температуры на среднем энергетическом уровне, но имеет и более общий характер. Так, анализ многих взаимных корреляционных функций, полученных между метеорологическими характеристиками, также показал, что

Таблица 1

Повторяемость (%) уравнений множественной регрессии с заблаговременностью 1—6 месяцев

Прогнозируемый месяц	Заблаговременность уравнения, месяц						Σ1—3	Σ1—6
	1	2	3	4	5	6		
XI	13,3	13,3	8,9	11,1	0,0	0,0	35,5	46,6
XII	29,5	4,5	2,3	2,3	6,8	0,0	36,3	45,4
I	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	2,3	6,9	13,8
II	22,2	0,0	0,0	6,7	2,2	2,2	22,2	33,3

временные сдвиги, которым соответствуют максимальные значения парной корреляции между предиктором и предиктантом, относятся не к малым, а к очень большим интервалам сдвига, составляющим, как правило, несколько лет [7—9]. Этот факт дает основание для предположения, что вклад членов уравнений множественной регрессии с малыми временными сдвигами τ должен быть, как правило, меньше по сравнению с другими. Для проверки данного предположения рассмотрим структуру временного сдвига у первых трех членов, входящих в уравнения с наибольшим весом.

На рис. 2 представлена повторяемость различных временных сдвигов τ у 1-, 2- и 3-го членов уравнений (трехмесячные скользящие суммы) для периода ноябрь—декабрь. Характерной особенностью хода кривых, приведенных на рис. 2, является сравнимая повторяемость членов уравнения с разными значениями τ на всем протяжении временного интервала сдвига от 1 до 96 месяцев, т. е. члены уравнений, имеющие наибольший вес, относятся к различным временным интервалам, включая и весьма большие (до

нескольких лет). Это может являться некоторым статистическим обоснованием правомерности использования предикторов с весьма большими значениями τ .

Другой особенностью хода кривых 1, 2 и 3 является то, что не обнаруживается, как это можно было бы ожидать, преимущества предикторов с малыми временными сдвигами. Более того, как показывают кривые 1 и 2 рис. 2, первые члены уравнений множественной регрессии, имеющие наибольший вес, как правило, относятся к значительным временным сдвигам. Повторяемость членое

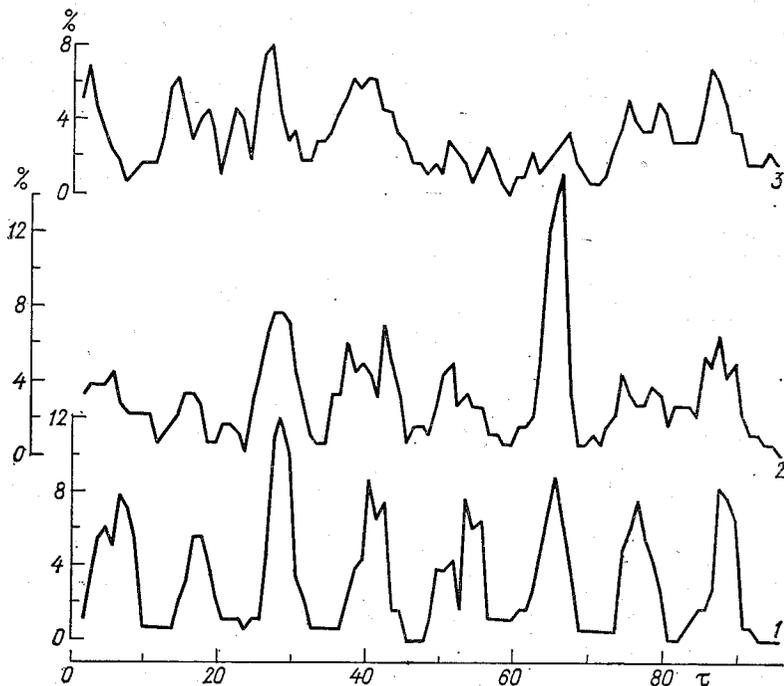


Рис. 2. Повторяемость различных значений τ у первых трех членов уравнений множественной регрессии.

По оси x — временной сдвиг τ , месяцы; по оси y — повторяемость, %; 1, 2, 3 — соответственно для 1-, 2- и 3-го членов уравнения.

с $\tau=1...5$ месяцев очень низкая и несколько повышенная лишь у третьего члена, имеющего меньший вес. Если при анализе полной выборки членов уравнений множественной регрессии, равно как и взаимных корреляционных функций, и выявилась достаточно высокая повторяемость предикторов с малыми временными сдвигами (до 40 %, см. табл. 1), то относятся они к членам уравнений, имеющим существенно меньшие веса. Во всяком случае среди членов с максимальным весом повторяемость их весьма малая (см. рис. 2). Эти результаты следует рассматривать как дополнительное статистическое обоснование вывода о том, что метео-

рологические условия в ближайшей предыстории являются менее информативными по сравнению с более отдаленной [7, 8]. Кривые 1 и 2 показывают также, что наибольшие максимумы повторяемости имеют члены уравнений с временными сдвигами, превышающими 2 года (29 и 66 месяцев).

Следующей особенностью рис. 2 является ярко выраженная цикличность у 1-го члена. У 2-го члена, имеющего меньший вес по сравнению с 1-м членом, такая цикличность также проявляется, но не столь четко. Что касается 3-го члена, то регулярности в появлении максимумов не обнаруживается.

Прослеживаемая на рис. 2 (кривая 1) ярко выраженная приуроченность максимумов к определенным временным интервалам сдвига через примерно равные промежутки времени (12—14 месяцев) определяется, по-видимому, существенной зависимостью вклада предикторов от сезона года. В данном случае для зимних прогнозируемых месяцев первыми членами уравнений множественной регрессии в большинстве случаев оказались значения аномалий температуры на среднем энергетическом уровне в весенние предшествующие месяцы (февраль—апрель), в то время как аномалии T_c в летний период в качестве первых членов не проявились (табл. 2).

Таблица 2

Повторяемость (%) первых членов уравнений множественной регрессии в зависимости от календарных месяцев

Месяц	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Повторяемость, %	10	12	23	20	13	5	0	1	2	3	3	4

Важным является то, что вклад этих предикторов при увеличении заблаговременности не изменяется, о чем свидетельствует периодически возникающая повышенная повторяемость первых членов со значительными временными сдвигами (см. рис. 2, кривую 1).

Таким образом, можно сделать вывод, что в уравнениях множественной регрессии наибольший вклад вносят предикторы с большими значениями τ . Повторяемость членов с $\tau=1..6$ месяцев хотя и достигает 30—40% всей совокупности анализируемых уравнений, но, как правило, они не относятся к первым членам, имеющим наибольший вес. Отсюда следует, во-первых, что ограничение в прогностических схемах использованием информации ближайших месяцев не всегда правомерно и недостаточно, необходимо включать информацию более отдаленной предыстории. Во-вторых, поскольку в уравнения с наибольшим весом входят, как правило, члены со значительными временными сдвигами, то можно предположить, что исключение членов с малыми τ , ограничивающих заблаговременность прогностической схемы, не должно существенно отразиться на общей оценке результатов, но зато позволит существенно увеличить заблаговременность прогнозов. С целью проверки данного положения были получены новые уравнения

множественной регрессии с заданной заблаговременностью (более 1 года, более 2 и более 3 лет), т. е. предусматривающие исключение предикторов с малыми значениями т.

Сравнительная оценка результатов прогнозов, рассчитанных по полным уравнениям, которые в 30—40 % ограничивают заблаговременность до 6, а в ряде случаев и до 1 месяца, и по новым уравнениям, обеспечивающим заблаговременность более 1 года, более 2 и более 3 лет, дала положительный эффект. Оказалось, что с увеличением заблаговременности уровень оценок сохраняется, а в ряде случаев повышается. При эксперименте увеличения заблаговременности до 1 года, 2 и 3 лет лучшие результаты дала заблаговременность, превышающая 2 года. Однако есть основания считать, что наиболее оптимальной является заблаговременность 5—6 лет. Но этот вывод требует дальнейшей более детальной проработки.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Вопросы энергетики атмосферных процессов.— Л.: Гидрометеоздат, 1960.— 168 с.
2. Борисенков Е. П., Приемов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия.— В кн.: Письма в Астрономический журнал. М., 1976, т. 2, № 1, с. 44—49.
3. Воробьева Е. В. Сопряженность атмосферных процессов в северном полушарии.— Л.: Гидрометеоздат, 1962.— 116 с.
4. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм осадков на основе учета сопряженности атмосферных процессов.— Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 64—71.
5. Воробьева Е. В. Циклические изменения интенсивности зональной циркуляции в средней тропосфере и их временные вариации.— Труды ГГО, 1967, вып. 211, с. 56—67.
6. Воробьева Е. В. Изменение атмосферных циклов в связи с геомагнитной возмущенностью и долгосрочные прогнозы погоды.— В кн.: Труды 1-го Всесоюзного совещания «Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды». Л., Гидрометеоздат, 1974, с. 333—345.
7. Воробьева Е. В. Некоторые пути увеличения заблаговременности месячных и сезонных прогнозов погоды.— Труды ГГО, 1975, вып. 354, с. 23—29.
8. Воробьева Е. В., Приемова Л. П. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдолгосрочного прогнозирования.— Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 102—110.
9. Руководство по месячным прогнозам погоды.— Л.: Гидрометеоздат, 1972, с. 162—163.

Е. В. Воробьева, М. З. Образцова

ОПЫТ УЧЕТА ПРОСТРАНСТВЕННОЙ СТРУКТУРЫ ПРЕДИКТОРОВ С ЦЕЛЬЮ ИХ ФИЛЬТРАЦИИ

Одним из важнейших этапов разработки методов долгосрочных метеорологических прогнозов является отбор предикторов, успешность выполнения которого определяет все последующие результа-

ты практического применения метода. Обычно для исключения случайных предикторов используется широкий комплекс статистических приемов. Однако полностью достигнуть нужного эффекта не удается даже при применении самых жестких критериев отбора, чем отчасти можно объяснить тот факт, что уравнения множественной регрессии, хорошо удовлетворяющие исходной выборке, при переходе на независимый ряд, как правило, дают существенно худшие результаты. Этот крайне нежелательный эффект остается до конца непреодоленным. Трудность его разрешения связана с многофакторной обусловленностью, в том числе и неполным исключением случайных связей.

Таблица 1

Повторяемость предикторов T_c . ам и T_c . евр по станциям

Предиктор T_c . ам												
n	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	13	20
B	18	15	10	8	10	1	3	1	2	1	1	1
$A_i \times B_i$	18	30	30	32	50	6	21	8	18	10	13	20

Предиктор T_c . евр														
m	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	14	16	17	19
B	17	14	8	3	3	1	3	2	2	2	2	1	1	1
$A_i \times B_i$	17	28	24	12	15	6	21	16	18	22	28	16	17	19

Примечание. Здесь m и n — порядковые номера столбцов; A — число станций, имеющих один и тот же предиктор; B — число предикторов, повторяющихся на A -м числе станций.

Поэтому в настоящей работе ставилась задача найти дополнительные приемы отсева случайных предикторов исходя из общих представлений о масштабе процессов формирования метеорологических полей и прежде всего аномалий средних месячных температур и типа атмосферной циркуляции (циклоничность — антициклоничность).

При пространственно-временном анализе статистически значимых коэффициентов парной корреляции между предикторами и предиктантами [3, 4], а также членов полученных уравнений множественной регрессии [5] обращает на себя внимание тот факт, что ряд предикторов проявляется на многих станциях, другие лишь на отдельных. Для примера в табл. 1 приведены данные о повторяемости предикторов для прогноза средней месячной аномалии температуры воздуха по территории СССР, в качестве которых

приняты значения температуры на среднем энергетическом уровне [1, 2], осредненные для американского ($T_{с. ам}$) и евразийского ($T_{с. евр}$) секторов северного полушария [4] в различных интервалах временного сдвига от одного месяца до 8 лет.

Из первой части табл. 1 следует, что из общего числа предикторов 18 наблюдались только на одной из 45 станций, 15 — на двух станциях, 10 — на трех и т. д. В то же самое время некоторые предикторы являются общими для многих станций (для 10, 13, 20). Например, предиктор $T_{с. ам}$ предшествующего 37-го месяца выделился на 19 станциях (42 % всех станций), предиктор $T_{с. евр}$ предшествующего 10-го месяца — на 18 станциях и т. д.

Принимая во внимание, что формирование аномалий температуры и циклонической (антициклонической) циркуляции представляет собой процесс большого масштаба, охватывающий значительные пространства, можно предположить, что предикторы, повторяющиеся на многих станциях, не могут быть случайными. В то же время велика вероятность случайности тех предикторов, которые выделились лишь на отдельной станции или на 2—3, расположенных на значительном расстоянии друг от друга, причем в уравнения регрессии для промежуточных станций эти предикторы не входят.

Из-за сложности гипотезы теоретически оценить, какие из этих предикторов могут оказаться случайными, пока не представляется возможным. Поэтому было проведено несколько экспериментов, задачей которых было выяснить, как изменятся статистические характеристики прогностических схем, если, отбросив версию о возможности каких-либо индивидуальных процессов на станции, мы исключим из уравнений регрессии как случайные те предикторы, которые проявляются лишь на отдельных станциях, т. е. к испытанию принимались только те предикторы, которые «работали» не менее, чем на двух (эксперимент 1), на трех (эксперимент 2) близлежащих станциях.

Эксперименты проводились на методике сверхдолгосрочного прогноза средней месячной аномалии температуры воздуха для территории СССР. В данной методике исходной характеристикой (предиктором) принята температура на среднем энергетическом уровне T_c в узлах регулярной сетки [4], осредненная, с целью учета сопряженности атмосферных процессов, по секторам северного полушария ($T_{с. ам}$) и $T_{с. евр}$). Алгоритмом предусматривалось построение взаимных корреляционных функций, выделение статистически значимых коэффициентов корреляции, оценка связанности, временной устойчивости предикторов и т. д. и получение уравнений множественной регрессии. Используются данные о средней месячной температуре за ноябрь — февраль 1891—1962 гг. — исходный (зависимый) ряд и 1963—1972 гг. — независимый ряд, на котором производились оценки результатов.

В полученных уравнениях множественной регрессии число членов составляет в среднем 6—7, коэффициенты множественной регрессии достигают значений 0,6—0,8. Естественно, что с помощью

этих уравнений зависимый ряд восстанавливается довольно хорошо. Вместе с тем, как и в других методах, на независимом ряду результаты оценок оказались в целом положительные, но существенно ниже, чем на исходном.

В ходе экспериментов проводился дополнительный отсев предикторов в соответствии с изложенными выше требованиями. В результате исключенными оказались для ноября — 164, декабря — 120, января — 115, февраля — 145 предикторов. По оставшимся предикторам были получены новые уравнения множественной регрессии (эксперименты 1 и 2), по которым были рассчитаны прогнозы и проведено сопоставление результатов их оправдываемости по сочетанию критериев Q и ρ [6] (табл. 2).

Таблица 2

Оценка прогнозов по сочетанию критериев Q и ρ (независимый ряд)

№ п/п	Тип уравнений множественной регрессии	Ноябрь—февраль			Октябрь — январь			Январь		
		всего	хорошие и удовлетворительные		всего	хорошие и удовлетворительные		всего	хорошие и удовлетворительные	
			ч. с.	%		ч. с.	%		ч. с.	%
1	Полные . . .	180	117	65	135	85	63	45	28	62
2	Эксперимент 1	180	121	67	135	93	69	45	32	71
3	Эксперимент 2							45	33	73
4	$\Delta(2-1)$		+4	+2		+8	+6		+4	+9
5	$\Delta(3-1)$								+5	+11

В табл. 2 приведено число оправдавшихся (хороших и удовлетворительных) прогнозов, рассчитанных по независимому ряду по полным уравнениям (1) и экспериментальным (2) и (3), а также динамика их оценок (4) и (5). Видно, что введение дополнительного критерия отсева предикторов дало некоторый выигрыш в оправдываемости прогнозов: число хороших и удовлетворительных прогнозов за ноябрь — февраль увеличилось на 2 %, а за ноябрь — январь — на 6 %. Для января выигрыш по сравнению с полными уравнениями в результате эксперимента 1 составил 9 %, а в результате эксперимента 2 — 11 %.

Пространственное распределение динамики оценок прогнозов выявило, что введение дополнительного критерия отсева предикторов дало наибольший эффект для Северного Казахстана и юга Западной Сибири, Украины и Поволжья, Севера Европейской части СССР, а также Дальнего Востока. Для этих районов по всем месяцам эксперименты дали положительные результаты.

Еще один эксперимент был проведен при более жестких условиях: отсеивались все предикторы, которые наблюдались ме-

нее чем на 5 станциях. Расстояние между станциями не ограничивалось. Результаты оценок прогнозов по новым уравнениям оказались на уровне и ниже, чем по основным уравнениям. Следовательно, этот критерий оказался слишком жестким. Действительно, в таком случае отсеивается почти 50 % предикторов и, по-видимому, те, которые отражают достаточно существенные особенности связей, свойственные даже целым небольшим регионам. Отрицательным, здесь оказалось и то, что расстояние между станциями не ограничивалось, тем более, что плотность использованной сети станций невелика и неравномерна.

Приведенные материалы позволили сделать вывод, что введение дополнительных критериев отсева предикторов, основанных на учете пространственного их распределения, дает вполне обнадеживающие результаты. В то же самое время они показывают сложность поставленного вопроса и необходимость последующего его изучения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенков Е. П. Теория расчета некоторых характеристик состояния атмосферы.— Труды ААНИИ, 1966, т. 279, с. 5—13.

2. Борисенков Е. П., Приемов В. Н. Энергетическая оценка климатических трендов последнего столетия.— В кн.: Письма в Астрономический журнал. М., 1976, т. 2, № 1, с. 44—49.

3. Воробьева Е. В. Опыт сверхдолгосрочного прогноза месячных сумм осадков на основе учета сопряженности атмосферных процессов.— Труды ГГО, 1969, вып. 245, с. 67—71.

4. Воробьева Е. В., Приемова Л. П. Информативность некоторых характеристик атмосферы для сверхдолгосрочного прогнозирования.— Труды ГГО, 1979, вып. 428, с. 102—110.

5. Басырова М. З., Воробьева Е. В. Сверхдолгосрочное прогнозирование барико-циркуляционного режима у поверхности земли.— Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 143—148.

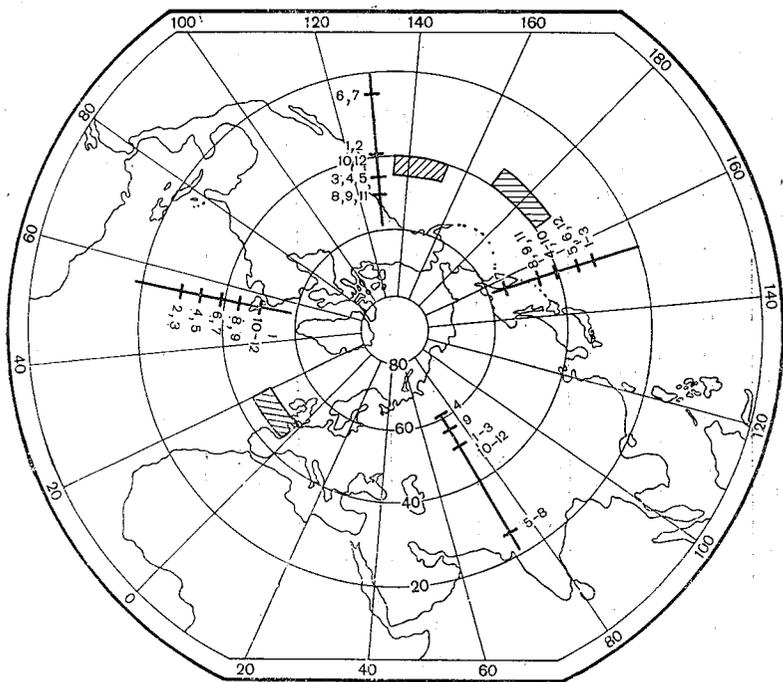
6. Гирс А. А. Основы долгосрочных прогнозов погоды.— Л.: Гидрометеоздат.— 560 с.

*Э. И. Гирская, В. Ф. Логинов,
Т. В. Павлова, Б. И. Сазонов*

ЭНЕРГОАКТИВНЫЕ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ПРИЗЕМНОМ ПОЛЕ ДАВЛЕНИЯ

В настоящее время возрос интерес к работам, в которых авторами подробно исследуются влияния определенных участков акватории Атлантического и Тихого океанов на циркуляционные условия всего земного шара [5—7]. Как правило, зоны активного влияния связываются с мощными течениями океанов и муссонной циркуляцией. Эти работы являются прямым продолжением работ, получивших свое развитие еще в конце прошлого — начале нынешнего столетия, когда Мейнардусом, Хелландом Хансеном, Нансеном;

Лесгафтом и др. были установлены термические связи между состоянием вод Атлантики и температурой Западной Европы. В последнее время широкое развитие получил метод поиска активных зон в Мировом океане на основе интегрирования сопряженных уравнений гидродинамики атмосферы и океана [3, 4]. Во всех этих работах показано, что энергия активных зон передается на большие расстояния и влияет на атмосферную циркуляцию практически всего северного полушария. Но изучение связей на больших расстояниях смыкается с работами авторов метода «мировой по-



Положение энергоактивных зон на северном полушарии.

Заштрихованные районы — энергоактивные зоны первого типа (стационарные зоны); створами показаны энергоактивные зоны второго типа.

годы» — Уокера, Визе, Рубинштейн и др. Таким образом, при рассмотрении работ всех этих направлений можно прийти к заключению, что к энергоактивным зонам авторы относят прежде всего зоны с максимальными значениями кинетической энергии, зоны больших градиентов метеоэлементов.

В настоящей работе была рассмотрена климатология пространственного распределения и миграции в течение года зоны максимальных градиентов в приземном поле давления. Причем исследовались градиенты вдоль меридианов, поскольку градиенты дав-

ления, направленные с юга на север, превышают градиенты, направленные вдоль широт, что легко объясняется циркуляционными условиями, связанными с неравномерностью нагрева полюса и экватора. Это способствует тому, что в субтропических районах постоянно располагаются максимумы, а в субполярных — минимумы давления.

Для поиска районов с максимальными градиентами давления были использованы ряды среднего месячного давления в узлах градусной сетки $5 \times 5^\circ$ с 70 по 20° с. ш. за период с 1899 по 1978 гг. Для каждого месяца года с шагом 10° осуществлялся поиск на каждом меридиане тех широт, где градиент давления был макси-

Таблица 1

Повторяемость (%) максимальных градиентов давления для меридиана 10° з.

Мес:ц	Широта, ... °с.								Σ
	25	30	35	40	45	50	55	60	
I	0	2	6	13	16	30	8	0	75
II	0	1	10	17	9	19	13	3	72
III	0	5	10	14	11	16	12	1	69
IV	0	0	1	10	13	23	11	0	58
V	0	1	4	19	25	16	0	1	66
VI	0	0	0	13	23	26	10	1	73
VII	0	0	0	3	26	32	4	0	65
VIII	0	0	0	3	33	24	8	0	68
IX	0	0	0	6	20	29	12	0	67
X	0	0	2	6	21	25	13	1	68
XI	0	0	0	9	21	30	7	0	67
XII	0	1	6	11	21	27	10	0	76
Σ	0	10	39	124	239	297	108	7	824

мальным. Максимальная разность относилась к средней широте.

Эмпирическим путем было установлено, что градиент 6 гПа на 10° уже характеризует барические образования на средних картах давления. Затем производился подсчет для каждого меридиана повторяемости больших (более 6 гПа) градиентов на каждой широте, для каждого месяца за 79-летний период. Эти материалы дали возможность проследить положение и миграцию энергоактивных зон на северном полушарии в течение года.

Анализ полученных результатов позволил установить, что на пространстве северного полушария существуют долготные интервалы, где постоянно преобладают большие градиенты давления, и долготные интервалы, где большую часть года градиенты 6 гПа

и более на 10° не наблюдаются. К таким районам, где градиенты невелики, относятся районы Северной Америки и Восточной Азии. В тех районах, где повторяемость больших градиентов давления велика, можно отметить 2 типа энергоактивных зон. Первый тип характеризуется стационарованием в большую часть года в узком широтном интервале зоны максимальных градиентов.

Второй тип энергоактивной зоны характеризуется тем, что в долготном интервале зона максимальных градиентов мигрирует в течение года. Было установлено, что на северном полушарии наблюдается по крайней мере 3 района, где в течение всего года наибольшая повторяемость максимальных градиентов давления

Таблица 2

Повторяемость (%) максимальных градиентов давления для меридиана 55° з.

Месяц	Широта, ... °С.								Σ
	25	30	35	40	45	50	55	60	
I	2	13	12	6	12	25	2	0	72
II	0	28	13	4	6	21	4	0	76
III	1	30	11	9	8	11	0	0	70
IV	0	26	16	12	4	2	2	0	61
V	1	21	23	14	13	6	0	0	78
VI	1	15	28	23	6	5	0	0	78
VII	0	2	26	28	18	1	0	0	75
VIII	0	4	13	14	34	12	2	0	79
IX	0	1	0	6	31	28	3	0	69
X	0	0	1	7	24	31	2	0	65
XI	1	5	9	3	20	27	3	0	68
XII	0	10	17	5	11	23	2	0	68
Σ	6	155	168	131	187	192	20	0	859

наблюдается в узкой широтной зоне. Эти районы на рисунке заштрихованы.

В табл. 1 приводится повторяемость максимальных градиентов для среднего меридиана района 1. Из данных табл. 1 видно, что в течение всего года на этом меридиане в 88 % случаев преобладают градиенты давления, превышающие 6 гПа, причем наибольшая повторяемость максимальных градиентов приходится на широты $45-50^\circ$ и составляет 65 % общего числа больших градиентов.

Второй тип энергоактивных зон представлен на рисунке створами, где показана миграция наибольшей повторяемости максимальных градиентов давления в течение года.

В табл. 2 приведена повторяемость максимальных градиентов давления в отдельные месяцы для створа, расположенного на меридиане 55° з. д. Как видно из данных табл. 2, в 92 % случаев максимальные градиенты за весь исследуемый период и в течение всего года составляют 6 гПа и более, причем максимальная их повторяемость постепенно смещается с 30° с. ш. в феврале до 50° с. ш. в январе. В то же время над районами Западной Сибири и Индией располагается зона, где от зимы к лету происходит резкий скачок. Максимальные градиенты летом наблюдаются на широте 25° , а с сентября по апрель — на широтах $50-60^{\circ}$ с. Интересно отметить, что весной и летом энергоактивные зоны второго типа часто располагаются в более южных широтах по сравнению с зимой, хотя известно, что субтропические максимумы в это время занимают наиболее северное положение (см. рисунок).

Таким образом, на достаточно длинных метеорологических рядах (79 лет) обнаружены зоны максимальной повторяемости больших градиентов давления, причем эти зоны располагаются у восточных и западных побережий океанов и над континентом. Положение этих зон в какой-то мере связано с положением струйных течений в верхней и средней тропосфере [1]. Совокупность информации по этим районам дает возможность судить о характере атмосферной циркуляции над северным полушарием, причем, если в энергоактивных зонах первого типа необходимо знать интенсивность западного переноса, то в энергоактивных зонах второго рода необходимо учитывать ту широту, на которой располагаются максимальные градиенты давления.

Можно ожидать, что энергоактивные зоны первого и второго рода связаны между собой. В ряде работ [2] градиенты давления уже использовались в качестве характеристик циркуляции над отдельными районами северного полушария.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Воробьев В. И. Высотные фронтальные зоны северного полушария.— Л.: Гидрометеоздат, 1968.— 231 с.
2. Лам Х., Джонсон А. Изменение климата и наблюдаемые изменения общей циркуляции атмосферы.— В кн.: Общая циркуляция атмосферы/Под ред. С. П. Хромова.— М.: Прогресс, 1964, с. 327—427.
3. Марчук Г. И. Моделирование изменения климата и проблема долгосрочного прогноза погоды.— Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 25—36.
4. Мелешко В. П., Соколов А. П. Влияние аномалий температуры воды в Северной Атлантике на циркуляцию термического режима влагооборота в атмосфере северного полушария.— Метеорология и гидрология, 1982, № 2, с. 51—62.
5. Семенов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на Европейской территории СССР.— М.: Гидрометеоздат, 1972.— 365 с.
6. Угрюмов А. И. Тепловой режим океана и долгосрочные прогнозы погоды.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 175 с.
7. Шулейкин В. В. Крупномасштабные взаимодействия между океаном, атмосферой и материками.— В кн.: Проблемы современной гидрометеорологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 82—122.

АНОМАЛИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ПОСЛЕДНИХ ДЕСЯТИЛЕТИЙ

Большая изменчивость современных климатических условий, которая выражается в высокой повторяемости экстремальных явлений (засух, наводнений, суровых зим), вызывает повышенный интерес к проблеме неустойчивости климата, к исследованию физических причин, имеющих, по-видимому, глобальный характер и обуславливающих нестабильность геофизических процессов.

В настоящей работе рассматривается аномальность астрономических и геофизических, в том числе метеорологических явлений и процессов за последние три десятилетия.

Текущий 21-й цикл солнечной активности (СА), действительно, оказался по ряду параметров аномальным. Противоречивые прогнозы уровня этого цикла, которые давались до его начала, свидетельствовали о том, что характер этого цикла не укладывался в известные схемы прогнозов. После мощного 19-го цикла и резкого снижения активности в 20-м цикле большинство прогнозистов ожидало, учитывая вековой цикл СА, что и 21-й цикл СА будет низким — на уровне 50—60 единиц чисел Вольфа. Лишь немногие прогнозисты предсказывали его довольно высокий уровень — 150—180 единиц [12, 13].

Главной особенностью 21-го цикла СА является совмещение в его структуре противоречивых черт, свойственных как циклам высокой, так и циклам низкой активности. При высоком значении числа Вольфа в максимуме ($W=155$) этот цикл имеет плоскую вершину и низкий уровень геомагнитной активности вблизи максимума цикла, что характерно скорее для низких четных циклов СА, чем для высоких нечетных.

В табл. 1 для иллюстрации приводятся значения чисел Вольфа в максимумах четырех циклов СА, которые за последние 250 лет имели наиболее плоскую вершину (5, 12, 13 и 21-й циклы СА). Плоская вершина этих циклов более ярко выражена в средних месячных значениях чисел, когда вместо одной крупной флуктуации СА, обозначающей максимум 11-летнего цикла, прослеживаются 2—3 и более равнозначных подъема СА.

Предшествующие вышеуказанным циклы СА отличались либо необычайно продолжительным спадом СА (4-й цикл), либо столь мощными флуктуациями на ветви спада цикла СА, что значения годовых чисел Вольфа в последующем году оказывались выше значения, отмечавшегося в предшествующем году. За 250-летний период отмечено лишь три таких случая на спаде 11-летнего цикла СА: в 11, 12 и 20-м циклах.

Вместе с тем данные, приведенные в табл. 1, показывают, что 21-й цикл СА является уникальным среди известных циклов СА по своей высокой мощности и характерной плосковершинности.

Все наблюдавшиеся до настоящего времени циклы с очень высокой СА имели единственный резкий максимум. Также аномальным был 21-й цикл, если судить по значениям площади факелов. Близкие по значению площади факелов отмечались ранее в 1892 (13-й цикл) и 1937—1938 гг. (17-й цикл), что свидетельствует о наличии 34—45-летнего цикла в изменении площади факелов.

Интересно, что число пятен площадью 10—100 м. д. п. в 13-м и 17-м циклах было также аномально высоким [10].

Следует также отметить, что по данным спутниковых наблюдений [19] в 21-м цикле наблюдался аномально высокий приток ультрафиолетовой радиации, чем следовало ожидать исходя из

Таблица 1

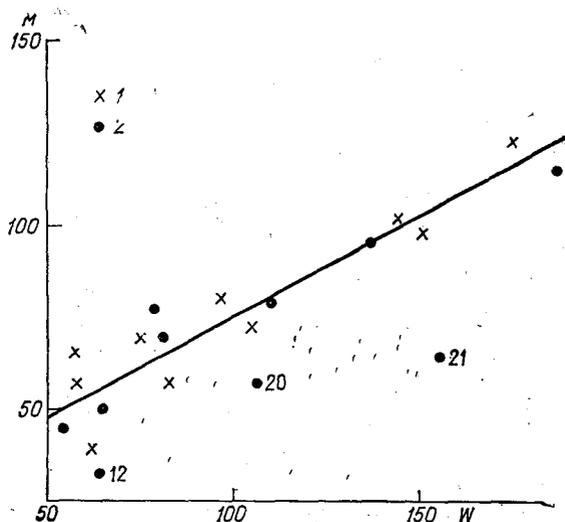
Значение годовых относительных чисел Вольфа W в некоторых выдающихся циклах солнечной активности

Номер цикла	Год	W	Номер цикла	Год	W
4	Спад СА — 11 лет		5	1802	45
				1803	43
				1804	48
				1805	42
11	1876 1877	11 12	12	1881	54
				1882	60
				1883	64
				1984	64
12	1897 1898	26 27	13	1905	64
				1906	54
				1907	52
20	1971 1972	67 69	21	1979	155
				1980	155
				1981	142

установленной ранее связи значений чисел Вольфа с интенсивностью ультрафиолетовой радиации. Это может свидетельствовать о том, что в характере связей чисел Вольфа с интенсивностью ультрафиолетовой радиации имеется долгопериодная 43—45-летняя компонента. Подобная компонента в характере связей чисел Вольфа с критической частотой слоя F_2 отмечалась ранее Маглитом [21].

Обычно подъем СА в 11-летнем цикле сопровождается аналогичным подъемом геомагнитной возмущенности, связанной с всплывающими корпускулярными потоками, но в 20-м и 21-м циклах после достижения максимума СА наступало понижение уровня магнитной возмущенности, особенно резко выраженное в 21-м цикле, после чего возмущенность в следующем году снова возросла. На рисунке крестиками показаны индексы M магнитной возмущенности в среднем за год максимума СА, принятый за ну

тевой, и через 2 года после максимума (+2-й год) в зависимости от чисел Вольфа за те же годы для циклов 12—21. Корреляция между этими величинами высока (коэффициент корреляции равен 0,93). Кружками на рисунке показана аналогичная зависимость для первого года после максимума, точки для 20-го и особенно для 21-го цикла расположены заметно ниже линии регрессии, т. е. по характеру связи между СА и магнитной возмущенностью в +1-м году эти циклы приближаются к таким низким циклам, как 12-й



Зависимость между индексами геомагнитной возмущенности M и числами Вольфа W .

1 — средние значения M и W в год максимума СА через 2 года после максимума (+2-й год); 2 — значения M и W в первый год после максимума СА (+1-й год).

цикл. Следует отметить, что хорошая связь между четными и следующими за ними нечетными циклами (но не наоборот) по числам Вольфа была установлена еще в работе [4]. Если проанализировать ход разностей относительных чисел Вольфа по данным [8] между годами максимумов СА в четных и соседних с ними нечетных циклах, то можно увидеть, что сумма разностей (по абсолютному значению) для последних трех циклов (19, 20, 21-го) была аксимальной.

В этой связи здесь уместно упомянуть и о так называемом «параде планет», поскольку отдельные ученые связывают уровни солнечной активности с положением планет.

Весной 1982 г. планеты Земля, Марс, Юпитер, Сатурн, Уран, Нептун и Плутон располагались с одной стороны Солнца, в пределах небольшого гелиоцентрического угла. Такое сближение планет — явление достаточно редкое, которое происходит один раз

в 500—800 лет. Сближение Юпитера, Сатурна, Урана и Нептун происходит один раз в 178—179 лет. Последнее такое событие имело место в самом начале прошлого века и совпало по времени с значительным, хотя и кратковременным похолоданием в Европе, которое иногда называют «похолоданием наполеоновских войн».

В последние годы получает поддержку идея о влиянии смещения центра тяжести солнечной системы (относительно центра Солнца) на уровень солнечной активности [20]. Это смещение от

Таблица 1

Сезонные значения характеристики линейного тренда a ($\sigma/\text{год}$)

№ п.п.	Показатель циркуляции и климата	II—IV	V—VII	VIII—X	XI—I
1	Индекс зональной циркуляции, по Е. Н. Блиновой [16]	0,0011	0,0226	0,0101	0,0019
2	То же, по А. Л. Кацу [9]	0,0349	0,0404	0,0407	0,0450
3	Характеристика зональной циркуляции, по Н. А. Багрову [1, 5]	0,0041	0,0379	0,0201	0,0120
4	Высота H_{500} , по Багрову [1, 5].	-0,0447	-0,0306	-0,0550	-0,0110
5	Повторяемость восточной формы (E) циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму [2]	0,0355	0,0767	0,0501	0,0260
6	Индекс зонального потока, по Л. А. Вительсу [6]	0,0168	0,0270	0,0251	-0,0000
7	Отклонения от нормы зонального индекса, по Динису [15, 18].	-0,0251	0,0000	-0,0137	-0,0430
8	Аномалии температуры северного полушария, по Л. П. Спириной [14]	0,0117	0,0321	-0,0227	-0,0410

ределяется положением наиболее массивных планет. Если эта гипотеза верна, тогда последние два-три десятилетия, когда началось сближение, должны быть экстремальными и в уровне S_{11} и в ходе космофизических и геофизических процессов, в том числе и метеорологических.

Общие черты, характерные для метеорологических процессов последних двух-трех десятилетий можно выявить, если в ряду метеорологических показателей выделить тренды, которые позволяют выяснить характер происходящих изменений.

В нашей работе вычислялись характеристики линейного тренда a для различных метеорологических параметров, предварительно нормированных на среднее квадратическое отклонение. Прямая вида $y=ax+b$, выражающая линейный тренд, подбирается с помощью метода наименьших квадратов [17].

Значения коэффициента a , характеризующего линейный тренд, приведены в табл. 2 и 3 соответственно для сезонных и полугодовых значений метеорологических показателей. Тренд за период

949—1980 гг. вычислен для следующих рядов: 1) индекс зональной циркуляции на уровне 500 гПа северного полушария, по Н. Блиновой [16]; 2) индекс зональной циркуляции на уровне 00 гПа для атлантико-евразийской части полушария, по А. Л. Кацу [9]; 3) коэффициенты разложения поля H_{500} , по Н. А. Багрову, характеризующие соответственно зональную циркуляцию и среднее значение H_{500} в зоне 40—75° с. ш. [1, 5]; 4) индекс зонального потока, по Л. А. Вительсу [6] (получен как разность числа ней с антициклонической циркуляцией между низко- и высокопиротными районами в атлантико-евразийском секторе); 5) повторяемость форм циркуляции W, E, C, по Г. Я. Вангенгейму [2].

Таблица 3

Полугодовые значения характеристики линейного тренда a (σ /год)

№ п.п.	Показатель циркуляции и климата	X—III	IV—IX
1	Индекс зональной циркуляции, по Е. Н. Блиновой [16]	0,0101	0,0203
2	То же, по А. Л. Кацу [9]	0,0671	0,0510
3	Индекс зонального потока, по Л. А. Вительсу [6]	0,0119	0,0286
4	Отклонения от нормы зонального индекса, по Динису [15, 18]	—0,0487	—0,0030
5	Среднеширотное значение давления на $\varphi = 65^\circ\text{C}$ с.ш., по Динису [15, 18]	0,0614	0,0130
6	То же, $\varphi = 35^\circ\text{с. ш.}$	—0,0314	—0,0085
7	Повторяемость форм циркуляции, по Г. Я. Вангенгейму [2]		
	западной (W)	—0,0339	—0,0773
	восточной (E)	0,0301	0,0863
	меридиональной (C)	—0,0068	—0,0442
10	Число циклонов (1) и антициклонов (2) над Северной Америкой [22] . .	—0,0663(1) —0,0683(2)	—0,0470(1) —0,0525(2)
11	Индекс суховейности для ст. Барнаул, по О. А. Дроздову [7]	—	0,0639
12	Индекс засухливости для Алтая, по Б. И. Сезонову [3]	—	0,0281
13	Ледовитость арктических морей [11]:		
	Баренцево море	—	0,0258
	Карское	—	0,0018
	Восточно-Сибирское	—	0,0031
	Море Лаптевых	—	—0,0100
	Аномалии температуры северного полушария, по Л. П. Спириной [14]	—0,0486	0,0069

Для нижеперечисленных показателей тренд вычислен по более коротким рядам: 1) среднее значение давления по широтам 6 и 35°с., по Динису [15, 18]; 2) отклонение от нормы зонального индекса, вычисленного как разность отклонений значений давления на широтах 35 и 65°с., по Динису [15, 18], за период 1949—1972 гг.; 3) число дней с циклонами и антициклонами в январе и июле над Северной Америкой и прилегающими акваториям [22] за 1949—1976 гг.; 4) индексы, характеризующие засушливость восточных районов СССР: индекс суховея для ст. Барнаул, характеризующей засушливые условия Алтая (подсчитывается как число дней с относительно влажностью $f \leq 30\%$), за период 1949—1975 гг., по данным О. А. Дроздова [7], а также индексы засушливости для Алтая за 1949—1978 гг., по Сазонову Б. И. [3]; 5) ледовитость арктических морей СССР за 1949—1979 гг. [11]; 6) аномалии температуры северного полушария, по данным Л. П. Спирино [14] за период 1949—1975 гг.

Общий вывод из приведенных материалов заключается в следующем: хотя сами по себе величины тренда незначительны и получены для сравнительно коротких рядов, все же в данных приведенных в табл. 2 и 3, можно найти некоторую согласованность и выделить тенденции, характерные для минувшего 30-летия.

Последние 30 лет отличались устойчивым усилением общей циркуляции атмосферы. Во все сезоны, как это видно из данных табл. 2, возрастала интенсивность западного переноса. Индекс Блиновой, Каца и Багрова согласованно отражают эту тенденцию. Высота поверхности 500 гПа в умеренных широтах в этот период понижалась (см. п. 4, табл. 2), что свидетельствует о происходящем во всей толще атмосферы похолодании и объясняет усиление западного переноса.

Похолодание и рост давления у Земли в полярных областях сопровождался четким ростом повторяемости дней с восточным (Е) типом циркуляции, по Вангенгейму (см. п. 5, табл. 2), в то время как повторяемость дней с двумя другими формами циркуляции уменьшалась во все сезоны; объяснение этому феномену можно найти в том, что восточная форма циркуляции (по Вангенгейму) определяется высоким давлением в полярных широтах. Зональный индекс Диниса указывает на перепад между давлением в полярных областях и давлением в умеренных широтах.

В последние 30 лет этот индекс уменьшается, что свидетельствует также о росте давления в полярных широтах (см. п. 5, табл. 2). Зональный индекс Вителса, определяемый повторяемостью барических образований у поверхности Земли (см. п. 6, табл. 2), также указывает на рост зональной циркуляции в свободной атмосфере. Усиление зональности способствует сдвигу субтропических максимумов в умеренные широты, увеличению летних температур и общему потеплению климата. Зимой с ростом давления у Земли в полярных широтах усиливаются затоки холодной

воздуха в умеренные широты, температура северного полушария падает (см. п. 8, табл. 2).

Эти эффекты хорошо прослеживаются и в трендах полугодовых значений метеорологических показателей, которые приведены в табл. 3. Интересно отметить, что общее число барических образований над континентом Северной Америки уменьшается как летом, так и зимой (см. п. 10, табл. 3), хотя их мощность и размеры возрастают [22]. Показатели засушливости по степным районам СССР обнаруживают тенденцию к росту (см. п. 11 и 12, табл. 3). Ледовитость арктических морей в западном секторе Арктики возростала, что в общем естественно, учитывая рост давления в полярных широтах и понижение глобальной температуры зимой. Небольшой подъем температуры в теплое полугодие не компенсирует значительного снижения температуры в холодное полугодие (см. п. 14, табл. 3).

Приведенные в настоящей статье материалы показывают, что минувшее 30-летие (1949—1980 гг.) характеризовалось четкими изменениями ряда астрономических, геофизических и метеорологических показателей. Усиление энергии общей циркуляции атмосферы и укрупнение размеров барических образований способствовали формированию в последние годы большого числа экстремальных климатических и погодных ситуаций. Происходит перестройка режима общей циркуляции атмосферы периода 1930—1950 гг. на новый режим, который, возможно, будет напоминать режим конца прошлого столетия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А., Стеблянко В. А. Некоторые характеристики циркуляции атмосферы на уровне 500 мб.—Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 106, с. 13—31.
2. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов.—Л.: Гидрометеиздат, 1974.—434 с.
3. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух.—Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.
4. Гневыхшев М. Н., Оль А. И. О 22-летнем цикле солнечной активности.—Астроном. журнал, 1948, т. 25, № 1, с. 18—20.
5. Головнева Л. С., Стеблянко В. А. Количественные характеристики циркуляции атмосферы на уровне 500 мб.—Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 211, с. 70—76.
6. Дмитриева С. Б. Об индексе зонального потока по Л. А. Вителю.—Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 124—127.
7. Дроздов О. А. Засухи и динамика увлажнения.—Л.: Гидрометеиздат, 1980.—93 с.
8. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности/Под ред. В. Ф. Лонова. Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1976.—203 с.
9. Кац А. Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы.—Л.: Гидрометеиздат, 1960.—271 с.
10. Логинов В. Ф. Характер солнечно-атмосферных связей.—Л.: Гидрометеиздат, 1973.—48 с.
11. Любарский А. Н. Колебания ледовитости северных морей и их возможные физические причины.—Труды ГГО, 1977, вып. 386, с. 111—121.
12. Оль А. И. Прогноз солнечной и геомагнитной активности в цикле № 21.—Солнечные данные, 1977, № 12, с. 87—89.

13. Сазонов Б. И. К сверхдолгосрочному прогнозу солнечной активности.— Труды ГГО, 1973, вып. 229, с. 142—146.

14. Спирина Л. П. О вековом ходе средней температуры воздуха северного полушария.— Метеорология и гидрология, 1969, № 1, с. 85—90.

15. Спирина Л. П., Сазонов Б. И. О связи средних широтных аномалий температуры и давления на северном полушарии.— Труды ГГО, 1979 вып. 428, с. 117—123.

16. Таблицы значений индексов зональной циркуляции атмосферы на уровнях различных изобарических поверхностей 1949—1975 гг./Под ред. Е. Н. Блиновой.— Л.: Гидрометеиздат, 1978.— 79 с.

17. Уланова Е. С., Сиротенко О. Д. Методы статистического анализа в агрометеорологии.— Л.: Гидрометеиздат, 1968.— 193 с.

18. Dinius E. Monatliche und jährliche Breitenkreis mittel des Luftdruckes auf der Nordhalbkugel für die Jahre 1899 bis 1967.— Berichte des Deutschen Wetterdienstes, N 109 (BD 15), Offenbach a. m., 1968, s. 5—18.

19. Hinteregger H. E. Development of solar cycle 21 observed in EUV spectrum and atmospheric absorption.— J. Geoph. Res. 1979, 84, N A5 P. 1933—1938.

20. Jose P. D. Sun's motion and Sunspots. Astron.— J., 1965, v. 70, N 3 p. 193—200.

21. Muggleton L. M. Secular variation in F-region response to sunspot number.— J. Atm. and Terr. Phys., 1969, v. 31, N 12, p. 1413—1419.

22. Kennan M., Zishka and Phillip J. Smith. The Climatology of Cyclones and Anticyclones over North America and Surrounding Ocean. Environments for January and July, 1950—77.— Month. Weath. Rev. 1980, vol. 108, N 4.

✓ *Б. И. Сазонов, Л. М. Шереметова*

УСЛОВИЯ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ НА СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ В ПЕРИОДЫ ЗАСУХ

В последнее 10-летие наблюдается повышенная повторяемость исключительных явлений погоды на всем земном шаре. Необыкновенно жестокие засухи в одних районах сопровождаются сильными наводнениями в других. В аридных районах возникла проблема борьбы с наступлением пустынь. Засухи в СССР в 1974 и 1975 гг., засуха в Западной Европе 1976 г. и Сахельская засуха конца 60-х — начала 70-х годов входят в число таких экстремальных явлений.

✓ (Режим осадков в тропической зоне определяется положением внутритропической зоны конвергенции (ВЗК). Вариации положения ВЗК определяют интенсивность муссонной циркуляции.

В ряде работ показано, что время начала муссона существенно зависит от интенсивности западного переноса в умеренных широтах северного полушария. Известны хорошие связи засух в умеренных широтах с характеристиками общей циркуляции атмосферы [1]. Естественно ожидать, что через общую циркуляцию атмосферы засухи субтропиков связаны с засухами умеренных широт.

Для характеристики атмосферных движений средней тропосферы умеренных широт был использован индекс зональной циркуляции атмосферы Е. Н. Блиновой для изобарической поверхности

500 гПа [2] и коэффициенты разложения A'_0 и B'_0 Н. А. Багрова для средних месячных значений поля H_{500} [3, 4].

Осадки Сахеля за май—октябрь [5] и индексы метеорологических засух на Европейской части СССР Z_1 и на Алтае Z_2 [6] были прокоррелированы с зональным индексом Блиновой и с коэффициентами разложения A'_0 и B'_0 , которые характеризуют величину и направление смещения центра циркуляции относительно географического полюса. Коэффициенты корреляции позволили выделить те месяцы года, когда существуют наилучшие связи между показателями планетарной циркуляции и показателями за-

Значения аномалий индекса Блиновой и характеристик смещения центра циркуляции для лет экстремального увлажнения

Годы	Индекс зональной циркуляции		Коэффициент разложения			
			A'_0		B'_0	
	Март	Сентябрь	Февраль—апрель	Июль—сентябрь	Февраль—апрель	Июль—сентябрь
Сахель						
Влажные	-1,0	1,4	3,7	1,7	1,4	-0,01
Сухие	0,6	-0,8	1,8	5,6	-2,4	5,6
Европейская часть СССР						
Влажные	-1,8	1,1	12,5	-3,2	-2,2	0,1
Сухие	2,5	-1,6	-4,2	-0,2	5,1	-8,2
Алтай						
Влажные	1,3	-0,9	0,4	-1,6	3,4	1,5
Сухие	-0,6	0,9	-9,5	-4,7	-6,2	3,8

Примечание. Для Алтая изменения интенсивности зональной циркуляции получены для февраля и августа.

сушливости в трех указанных районах. Такими оказались весенние и осенние месяцы года, в котором зарегистрирована засуха или лето с хорошим увлажнением.

В связи с тем что значения зонального индекса имеются только за период 1949—1980 гг., то за эти же годы было выбрано по шесть экстремальных лет соответственно для Сахеля, Европейской части СССР и Алтая. Для Сахеля влажными годами были 1956, 1958—1962, сухими—1968—1973. Влажными годами для Европейской части СССР являлись 1958, 1964, 1965, 1974, 1978, 1980, сухими—1951, 1957, 1959, 1967, 1975, 1977. Для Алтая влажные годы—1949, 1954, 1958, 1960, 1971, 1972, сухие—1951, 1955, 1962, 1963, 1965, 1974.

Далее были подсчитаны средние значения показателей атмосферной циркуляции по тем годам, когда отмечались экстремальные явления. Были выбраны месяцы со значительными связями. Результаты расчетов представлены в таблице. Из данных таблицы видно, что перед засухой на Европейской части ССР и в Сахеле наблюдаются положительные значения аномалий индекса зональной циркуляции атмосферы, которые к осени меняются на отрицательные. Перед засухами на Алтае изменение аномалий индекса зональной циркуляции меняется от отрицательного в феврале к положительному в августе. Во влажные годы изменения индекса от зимы к осени носят противоположный характер. Следует отметить, что изменение аномалий наиболее ярко выражено в годы, которые считаются экстремальными для территории Европейской части СССР.

Таким образом, можно считать, что засухи на Европейской части СССР и в Северной Африке вызываются одинаковыми изменениями планетарной циркуляции. Они характеризуются высокими значениями зонального индекса в феврале и марте, которые уменьшаются к августу — октябрю и становятся ниже нормы, вычисленной по 32-летнему периоду. Засухи этого типа появляются при снижении интенсивности зональной циркуляции. Засухи Алтая происходят на фоне интенсивного роста зональной циркуляции, которая в январе — марте понижена.

Подсчет отклонений коэффициентов разложения A'_0 и B'_0 от их средних значений для лет экстремального увлажнения дает характеристику смещения полюса циркуляции. Этот показатель оказывает большое влияние на распределение температуры и режим циркуляции в средних широтах. Эти два показателя также обнаруживают существенное (в большинстве случаев статистически значимое) изменение от весны к осени в годы экстремальных событий в трех указанных районах. На положение полюса циркуляции указывает соотношение координат X и Y , которые связаны с коэффициентами A'_0 и B'_0 следующими формулами:

$$X = -cA'_1, \quad Y = -cB'_0.$$

Координата $+X$ направлена вдоль меридиана 0° , а координата $-X$ вдоль меридиана 180° ; координата $+Y$ имеет направление вдоль 90° в. д., а координата $-Y$ — вдоль 90° з. д.

В таблице даются значения изменения коэффициентов разложения A'_0 и B'_0 от февраля — апреля к июлю — сентябрю для сухих и влажных лет трех исследуемых районов. С помощью этих значений можно получить положение координат X и Y для интересующего нас сезона. Например, при засухе на Европейской части СССР в начале года циркуляционный вихрь имеет координаты $+X$, $-Y$, которые соответствуют району Исландии, а для осени $-X$, $+Y$, что указывает на смещение вихря в район Западной Сибири. В сухие годы для Северной Африки центр циркуляции смещается от февраля к сентябрю из Арктики к Але-

утским островам.] А чем сильнее засуха на Алтае летом, тем больше циркуляционный вихрь смещается от весны к осени из Европейского сектора к Гренландии.

Таким образом, при более активной зональной циркуляции в феврале — марте в умеренных и субтропических широтах, соответствующей высоким значениям индекса Блиновой, появляется большая вероятность засух в весенне-летний период этого года в Европейской части СССР и Северной Африке. Низкие значения индекса циркуляции могут указывать на вероятность образования засухи в летний период в районе Алтая.

Приведенные в этой работе материалы говорят о важной физической роли процессов, происходящих весной и осенью, для формирования экстремальных явлений летом того же года. Взаимосвязанность явлений в течение нескольких сезонов свидетельствует о наличии определенных физических оснований для разработки методов прогнозирования экстремальных погодных и климатических явлений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И. Макроциркуляционные индексы и засухи в СССР.— Тезисы докладов Всесоюз. конф. «Исследование взаимодействия мезо- и макропроцессов в атмосфере и применение статистических методов в метеорологии». Алма-Ата, 1981, с. 54—55.

2. Таблицы значений индексов зональной циркуляции атмосферы на уровнях различных изобарических поверхностей, 1949—1975.— Л.; Гидрометеоздат, 1978.— 80 с.

3. Багров Н. А., Стеблянко В. А. Некоторые характеристики циркуляции атмосферы на уровне 500 мб.— Труды Гидрометцентра СССР, 1973, вып. 106, с. 13—31.

4. Головнева Л. С., Стеблянко В. А. Количественные характеристики циркуляции атмосферы на уровне 500 мб.— Труды Гидрометцентра СССР, 1978, вып. 211, с. 70—76.

5. Щереметова Л. М. Экстремальные аномалии увлажнения Северной Африки.— Автореф. дисс. на соиск. уч. ст. канд. геогр. наук.— Л.: изд. ГГО, 1981.— 15 с.

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

В. Н. Сердюк

О СВЯЗИ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ И ЗАСУХ НАД СССР С ИНДИЙСКИМ МУССОНОМ И ЗАСУХАМИ НАД ИНДИЕЙ

Одним из направлений двустороннего советско-индийского научного сотрудничества является обмен опытом изучения засухообразующих процессов и опытом прогнозирования засух. В связи с этим представляло интерес выяснить, имеется ли связь между засухами над СССР и над Индией или между процессами, приводящими к засухам в том и другом районах. Обнаружение таких

связей способствовало бы дальнейшему совершенствованию методики прогнозирования засух.

Над Индией, как и над всем югом и юго-востоком Азии, выпадение осадков определяется режимом муссонной циркуляции. Засухи возникают при нарушении этого режима.

Индийский муссон охватывает очень большую территорию. Взаимодействие муссонной циркуляции с другими крупномасштабными воздушными течениями значительно расширяет район ее влияния или обнаруживает размеры того района, в пределах которого проявляется действие единых крупномасштабных факторов формирования циркуляции. Установлено, например, что сильному развитию индийского муссона соответствует хорошо выраженная зональная циркуляция над югом умеренных широт Азии. При слабом развитии муссона севернее Каспийского моря развивается высотный антициклон или высотный гребень, а высотная ложбина направлена на Байкал [5].

Вместе с тем выполненное нами сопоставление дат засух над Индией и над разными районами СССР не обнаруживает хорошего их совпадения. Не удалось также найти различия в характеристиках и типах циркуляции в умеренных широтах между случаями с сильными засухами и сильными ливнями над Индией, взятыми по имеющимся публикациям [3, 6—8]. Для обеих групп случаев подсчитывалось число дней с разными формами циркуляции по Г. Я. Вангенгейму, средние значения индексов зональной циркуляции Е. Н. Блиновой и А. Л. Каца и другие характеристики. Существенных различий не обнаружено.

Причина, очевидно, заключается в очаговом характере осадков и засух над Индией, связанном с конвективным типом облаков.

По опубликованным данным о сильных, имевших катастрофические последствия засухах и ливнях в Индии за 80 лет, с 1875 по 1955 гг. [8], отмечено 29 случаев засух. Однако в 9 из них засуха наблюдалась лишь в одном штате из тридцати, в 16 случаях, т. е. более чем в половине из них, — не более чем в трех штатах. И лишь в 5 случаях засуха охватывала одну треть штатов и более.

Засуха над одним-двумя штатами не отражает состояние муссонной циркуляции и количество выпавших осадков над всей Индией. Во многих случаях в одном и том же летнем сезоне одни штаты были подвержены сильной засухе, в других выпали катастрофически сильные ливни [8].

Нами изучены карты аномалий месячных сумм осадков над Индией для мая — августа 1964—1977 гг. В 70 % случаев над разными частями территории Индии наблюдались аномалии осадков разного знака. Прослеживается перемещение областей положительных аномалий с мая по август с юго-юго-востока на северо-северо-запад вместе с перемещением внутритропической зоны конвергенции.

Сделано сопоставление аномалий осадков над Индией и над ближайшей к ней территории СССР — Средней Азией. Учитывая указанную выше разнородность аномалий над Индией, территория

ее была условно разделена на 4 части: северную (севернее 28° с. ш.), восток и запад средней зоны (до 20° с. ш.) и южную (южнее 20° с. ш.). Аномалии осадков оценивались по трем градациям: ниже нормы (40—80 % и менее), норма (80—120 %) и выше нормы (120—160 % и более). Хорошей связи не обнаружено. Возможно, это объясняется небольшими размерами использованной территории Средней Азии (район Ташкент—Фрунзе—Душанбе), а также влиянием на выпадение осадков сложного релье-

Скорость восточного ветра на уровне 150 гПа над Индией
и индексы засушливости над СССР

Год	Средняя скорость ветра на уровне 150 гПа			Индексы засушливости по Сазонову			
	в июне	в июле	в июне и июле	Европейская часть СССР		Алтай	
1964	28,3	26,1	27,2	-8	+	2	-
1965	25,4	27,5	26,4	1	+	10	+
1966	26,1	27,5	26,8	3	-	-2	+
1967	23,6	28,0	25,8	5	+	0	+
1968	23,3	31,4	27,4	-1	+	6	-
1969	26,1	30,8	28,4	-8	+	4	-
1970	25,6	29,9	27,8	2	-	2	-
1971	27,0	29,1	28,0	0	-	-8	+
1972	18,5	25,4	22,00	8	+	-8	-
1973	22,5	27,6	25,0	-5	-	6	+
1974	24,5	28,5	26,5	-4	+	10	+
1975	24,1	27,5	25,8	8	+	6	+
1976	23,4	30,5	27,0	-5	+	6	-
1977	22,1	29,6	25,8	5	+	2	+
Среднее	24,3	28,5	26,4				

ефа. Привлечение большей территории очень затруднено тем, что аномалии осадков над Средней Азией тоже чрезвычайно разнообразны.

Если отнести к случаям совпадения аномалий такие, когда градации их над Средней Азией совпадают с градациями над двумя и более частями территории Индии, или когда над одной половиной территории Индии наблюдается более высокая градация, чем над Средней Азией, а над другой более низкая, или когда с градацией аномалии над Средней Азией совпадает градация над

северной частью Индии, то эти случаи в общей сложности составляют 70 %.

Для более отдаленных и более крупных районов СССР исследована связь засух с индийским муссоном по ветровой его характеристике.

Получить надежные данные о приземном поле ветра индийского муссона при небольших градиентах давления и сложном рельефе местности очень трудно. Поэтому исследователи предпочитают пользоваться данными о ветре или на изобарической поверхности 850 гПа, или в верхней тропосфере [5]. Как показали исследования индийских ученых и ученых других стран, летняя муссонная циркуляция над югом Азии включает в себя не только юго-западные ветры нижней части тропосферы, но и восточные ветры в верхней тропосфере, на уровнях 200—100 гПа. Они обнаруживаются в виде струйного течения вблизи 10° с. ш.; это течение названо тропическим струйным течением [4]. Обнаружена тесная связь между скоростью этих ветров и силой муссона в нижнем слое тропосферы: сильному развитию приземного муссона соответствуют сильные восточные ветры. На картах разности месячных сумм осадков между случаями сильных и слабых восточных ветров на уровне 150 гПа выделяются области, где величина разности достигает 200 мм [5].

Мы воспользовались данными о средней месячной скорости ветра в тропическом восточном струйном течении на уровне 150 гПа в июне и июле 1964—1977 гг., приведенными в [5], и сопоставили их с каталогами засушливых и увлажненных лет над Европейской частью СССР и Алтаем, составленными на основе макроциркуляционных индексов засушливости Б. И. Сазонова [1], а также с каталогом сильных засух над Северным Казахстаном Т. В. Покровской [2]. В таблице приведены средние месячные скорости ветра на уровне 150 гПа на параллели 10° с. ш. в июне и июле и средние скорости за оба месяца. При определении скорости ветра в каждом частном случае производилось осреднение вдоль параллели по восьми точкам, расположенным через 10° долготы от 40 до 110° в. д. Здесь же даны индексы засушливости Сазонова для ЕЧС и Алтая, рассчитанные для периода май—июль. Положительные значения индексов соответствуют засушливости, отрицательные — увлажнению. (Данные о скорости восточных ветров в мае отсутствуют.)

Как видно из таблицы, над Европейской частью СССР более чем в 70 % случаев засушливые годы совпали со слабым развитием индийского муссона (с относительно слабыми восточными ветрами), а увлажненные годы — с сильным муссоном (с относительно сильными восточными ветрами). Эти случаи отмечены в таблице знаком плюс (+). Сопоставлялись средние скорости ветра за июнь и июль. Над Алтаем аналогичные совпадения отмечаются лишь в 57 % случаев.

Над Северным Казахстаном за период 1964—1977 гг. Т. В. Покровская отмечала три случая сильных и распространенных засух

(1967, 1974 и 1977 гг.). Все они совпадают с относительно слабым индийским муссоном.

Таким образом, использование обобщенной характеристики муссона как циркуляционной системы и макроциркуляционных характеристик засух позволило выявить наличие связи между интенсивностью индийского муссона и образованием засух над СССР. Полученные результаты согласуются с упомянутыми выше данными о связи между интенсивностью индийского муссона и особенностями циркуляции над СССР [5].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гирская Э. И., Сазонов Б. И., Кропп Е. И. Показатели метеорологических засух.— Труды ГГО, 1979, вып. 403, с. 14—21.
2. Покровская Т. В. О циркуляционных характеристиках засух. Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 72—76.
3. Harihara Ayyar P. S., Nagasubramanian M. R. and Changrauey T. G. Rainfall and floods droughts in India during the 1972 south west monsoon period.— Indian J. of Meteor. and Geophys. 1973, v. 24, N 3, p. 215—222.
4. Koteswaram P. The easterly jet stream in the tropics.— Tellus, 1958, 10, p. 43—57.
5. Minori Tanaka. Role of the Circulation at the 150 mb Level in the Winter and Summer Monsoon in the Asian and Australian Regions.— Climatological Notes 26, 1980, occasional papers N 2, p. 134.
6. Ramaswamy C. The severe drought over Tamil Nadu during the retreating monsoon period of 1968 and its associations with anomalies in the upper level flow patterns over the northern hemisphere.— Indian J. of Meteor. and Geophys. 1972, v. 23, N 3, p. 303—316.
7. Tsuchiya I. Year-to-year fluctuations of Indian Southwest Monsoon Rainfall and cross equatorial air flow and low latitude atmospheric circulation during 1962—1972.— Climatological Notes, 19, p. 21—23.
8. Yoshimura M. Chronology of Disasters Caused by Unusual Dry or Wet Weather in Monsoon Asia.— Climatological Notes, 21, 1968, p. 49—83.

Б. И. Сазонов, А. Д. Канаева

О ВОЗРАСТАНИИ ПОВТОРЯЕМОСТИ ХОЛОДНЫХ МЕСЯЦЕВ В ЕВРАЗИИ

В последнее время возросло число работ, посвященных вопросу изменения климата и появлению экстремальных погодных явлений [4, 7].

В работе [6] отмечается несинхронность потепления сезонов в середине XX столетия и дается географическое распределение положительных очагов изменения температуры.

В статье [2] рассматриваются карты отклонений температуры от средней многолетней по десятилетиям за каждый месяц. Автор указывает на потепление зим в северных областях земного шара в 20-е и 30-е годы текущего столетия. Структура потепления климата исследована Е. С. Рубинштейн в работе [4], где отмечается,

что «...наблюдающееся в течение ряда лет повышение температуры Северного полушария было обусловлено в основном повышением ее только в областях с положительными отклонениями температуры...»

Позднее появились работы, в которых было указано на начавшееся в 40-х годах похолодание климата, в 60-х годах эти тенденции усилились [3, 7]. В целом, если рассматривать ряд наблюдений температуры воздуха с 1881 по 1970 г., можно отметить, что первое 45-летие (1881—1925 гг.) было в целом значительно холоднее второго 45-летия (1926—1970 гг.), несмотря на некоторое понижение фона температуры с 40-х годов к 80-м.

Как указано в работе [4], более теплый климат последних десятилетий обусловлен возрастанием площадей, занятых положительными аномалиями температуры, более частым повторением экстремально теплых месяцев и сезонов. Площади северного полушария, занятые большими отрицательными аномалиями температуры, и повторяемость больших отрицательных аномалий как будто бы не испытали значительного изменения в ходе текущего столетия [4].

Целью настоящей работы является исследование повторяемости экстремально холодных месяцев в двух 45-летиях — 1881—1925 и 1926—1970 гг. — в различных районах северного полушария.

Были построены карты повторяемости холодных месяцев с ноября по март. Исходными данными для этой цели послужили «Карты отклонений температуры воздуха от многолетних средних северного полушария», опубликованные в ГГО, и дополнительные материалы за 1961—1970 гг.

Суровым месяцем в фиксированной точке считались такие месяцы, когда аномалия средней месячной температуры $\Delta t \leq -6^\circ\text{C}$. Испытывались и другие критерии суровости месяца: $\Delta t \leq -8^\circ\text{C}$ и $\Delta t \leq -4^\circ\text{C}$. Критерий -8°C оказался удовлетворительным лишь для глубинных континентальных районов. Критерий -4°C мог бы служить хорошим показателем характера подстилающей поверхности: над открытым океаном такие аномалии не наблюдаются. Карты повторяемости холодных месяцев строились по сетке точек 5° широты и 10° долготы. Ввиду того, что южные широты плохо освещены и повторяемость суровых месяцев незначительна, исследовались очаги холода только в зоне с 35 по 70° с. ш.

В дальнейшем ноябрь и март месяцы были исключены из обработки в связи с тем, что критерии, выбранные для декабря, января и февраля, оказались неподходящими для этих переходных месяцев. Кроме того, эти месяцы не определяют температурный фон зимы и не влияют на общий климатический фон года, который определяется главным образом температурным режимом трех зимних месяцев.

На широтах $45-60^\circ$ с. средняя годовая аномалия температуры возросла на $0,5^\circ\text{C}$ [1] во втором 45-летии по сравнению с первым за счет роста площадей и увеличения повторяемости больших по-

ложительных аномалий. Естественно было ожидать, что во втором 45-летию несколько уменьшится повторяемость суровых месяцев.

Анализ построенных карт за два периода показал, что структура распределения повторяемости суровых зимних месяцев на северном полушарии в основном не изменилась: очаги наибольшей повторяемости расположены в умеренных широтах в районах Восточной Сибири и Западной Канады. Исключение составляют районы Европы и Западной Сибири.

В таблице приведено число суровых месяцев по основным районам северного полушария. В таблицу внесены случаи, когда отрицательная аномалия температуры охватывала большое пространство и отмечалась на двух и более точках. Из данных таб-

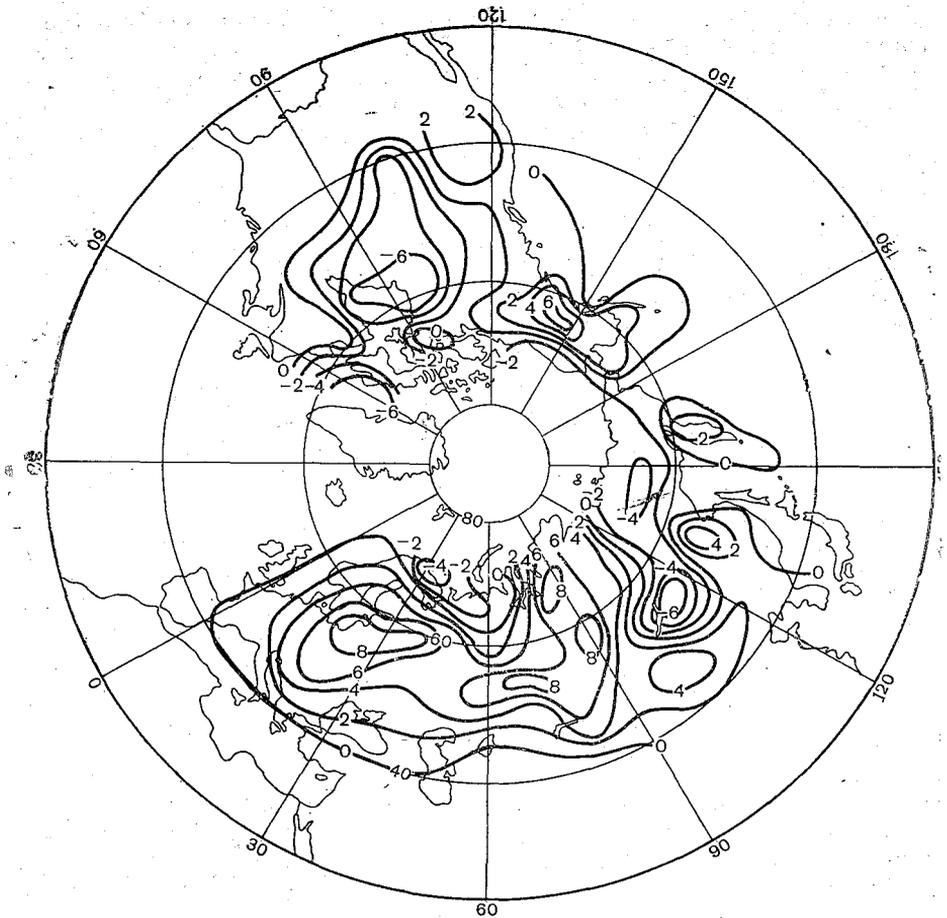
Распределение числа суровых месяцев в основных континентальных районах северного полушария

Период	Центральная Европа	Западная Сибирь	Юг Восточной Сибири	Аляска	Восточная Америка
I. 1881—1925	1—2	7—8	14	16	5
II. 1926—1970	11—13	14—16	8	20	1
Разность II—I	10—11	7—8	—6	4	—4

лицы видно, что наиболее существенные изменения повторяемости суровых месяцев ($\Delta t \leq -6^\circ\text{C}$) отмечались в Европе и Западной Сибири. Смягчение критерия до $\Delta t \leq -4^\circ\text{C}$ не изменяет этого вывода. Несмотря на то что средняя температура зим Европы и Западной Сибири повысилась в отдельные годы во втором 45-летию до $0,5^\circ\text{C}$, число очень суровых месяцев увеличилось в 3—10 раз. Изменением повторяемости суровых месяцев были охвачены крупные районы.

Для сравнения двух 45-летних периодов приводится карта разности повторяемости суровых месяцев. Из этой карты видно, что изменение температуры в некоторых районах северного полушария происходит в противофазе: если в Европе второй период холоднее, то в Восточной Америке он теплее первого. Число холодных месяцев снижается во втором периоде только на широте 70°с. , за исключением Таймырского полуострова, где число холодных зим во втором периоде несколько больше.

В работе [5] отмечено, что высотные антициклоны расположены на северном полушарии в виде кольцеобразной зоны. Зона проходит над Скалистыми горами и Аляской в западном полушарии, над Таймыром и Северной Европой в восточном полушарии. Более интенсивная атмосферная циркуляция способствовала росту числа и интенсивности антициклонов, увеличению числа экстремально холодных месяцев в кольцеобразной зоне. В районах, где



Разность повторяемости числа суровых месяцев между 45-летиями 1926—1970 и 1881—1925 гг.

развиваются высотные циклоны (Канада, Восточная Сибирь) число суровых месяцев во втором 45-летию снизилось.

Особенно сильно возросло число суровых месяцев в районах примыкающих с юга к Балтийскому морю. Если в первом 45-летию в некоторых из них суровых месяцев вообще не было вообще и от мечалось лишь несколько месяцев с $\Delta t \leq -4^\circ\text{C}$, то во втором 45 летию число суровых месяцев увеличилось до 8—10, причем отмечались три зимы с двумя суровыми месяцами — явление, редкое да же для глубинных континентальных районов.

Материалы, приведенные в настоящей статье, показывают, что динамика экстремальных погодных явлений (в данном случае су

ровых зим) существенно отличается от динамики осредненных фоновых характеристик климата. Общее потепление может сопровождаться увеличением числа экстремально холодных зим.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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.
2. Геденов А. Д. Изменение температуры воздуха на северном полушарии за 90 лет. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 144 с.
3. Митчелл Дж. М. Современные вековые колебания температуры земного шара. — В кн.: Солнечная активность и изменения климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1966, с. 86—105.
4. Рубинштейн Е. С. Структура колебаний температуры воздуха на северном полушарии. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 33 с.
5. Сазонов Б. И. Высотные барические образования и солнечная активность. — Л.: Гидрометеоздат, 1964. — 129 с.
6. Спирина Л. П. О вековом ходе средней температуры воздуха северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1969, № 1, с. 85—89.
7. Hughes G. H. Very Cold winters and winter months in central. — England Weather, 1981, 36 N 9, с. 268—274.

В. А. Молодых

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ ИЗМЕНЕНИЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОСТИ КЛИМАТА

В работе [3] обращалось внимание на целесообразность использования при исследовании изменчивости климата такой характеристики климатического режима, как амплитуда годового хода температуры A_T .

Данная работа является продолжением работы [3]. Для анализа колебаний с периодами более двух десятилетий применялась аппроксимация рядов A_T первыми четырьмя гармониками разложения в ряд Фурье [4]. При этом сумма нулевого члена разложения и первых четырех гармоник при длине исходных рядов в 95 лет описывает изменения в исходных рядах A_T с характерным временем интервалом около 24 лет (95/4).

Для выяснения причин многолетних изменений A_T проводилось их сопоставление с характеристиками атмосферной циркуляции, индексом волнового излучения Солнца S_b [2], относительными числами Вольфа W и интенсивностью прямой солнечной радиации по данным наземных наблюдений [5]. В качестве показателей атмосферной циркуляции выбиралось число дней в году с типами циркуляции E , W и C по классификации Вангенгейма — Гирса (N_E , N_W и N_C), значения которых также были аппроксимированы нулевым членом и первыми четырьмя гармониками разложения в ряд Фурье.

При сопоставлении кривых многолетнего хода A_T с кривыми N_E , N_W и N_C оказалось, что кривые A_T , рассчитанные для Западной и Центральной Европы, в основном повторяют многолетний ход кривых N_C . Моменты наступления локальных максимумов и минимумов A_T и N_C имеют хорошее совпадение во времени для станций Копенгаген, Скуденес и Вильнюс, расположенных в прибрежных районах Балтийского моря. Время наступления главных максимумов для станций Нант, Рим, Сибиу, Краков, Василевичи и Киев также совпадает. Этот результат показывает, что на территории Западной и Центральной Европы изменения амплитуды годового хода температуры могут быть обусловлены изменениями в степени меридиональности атмосферы в западных районах евразийского сектора северного полушария, причем возрастание меридиональных переносов в атмосфере по сравнению с зональными вызывает увеличение степени континентальности климата.

Для станций, расположенных на юго-востоке Европы, в Средней Азии и Сибири (Астрахань, Тбилиси, Сочи, Форт Шевченко, Ташкент) качественно прослеживается более тесная связь не с числом дней N_C , а с волновым индексом S_B . Полученный характер связи может быть объяснен тем обстоятельством, что роль радиационных факторов климата более существенна в средних и низких широтах северного полушария.

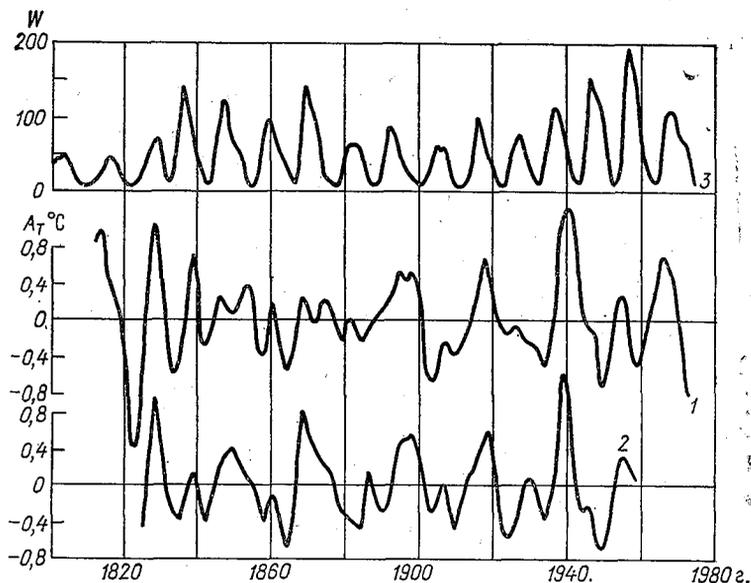
Характерные величины многолетних изменений A_T составляют 8—12% от полной амплитуды для европейских и среднеазиатских станций и около 5% — для станций, расположенных в Сибири.

Обратимся теперь к колебаниям A_T с периодом от нескольких лет до одного-двух десятилетий. Для изучения таких колебаний также применялась соответствующая методика предварительной обработки рядов A_T , заключающаяся в устранении из рядов колебаний с периодом более 30 и менее 5 лет. Колебания с периодом менее 5 лет исключались путем скользящего осреднения, причем цифровой фильтр строился на основе полиномов Чебышева [6]. Колебания с периодом более 30 лет устранялись путем их аппроксимации первыми тремя членами разложения в ряд Фурье и последующего вычитания из исходного ряда.

Для большинства рассмотренных станций имеется совпадение по фазе времени наступления максимумов кривых A_T и W по крайней мере в течение пяти-шести 11-летних солнечных циклов. В отдельных районах и в отдельные периоды лучше выявляется связь с 11-летним циклом, в другие — с 22-летним циклом солнечной активности. На территории Северо-Западной Европы (Копенгаген, Каресуандо, Скуденес, Тарту, Ленинград, Архангельск) прослеживается 22-летний цикл солнечной активности. На территории Центральной и Восточной Европы (без северных районов) лучше прослеживается 11-летний цикл (Краков, Сибиу, Рим, Нант). Однако в Восточной Европе он прослеживается четче, чем в Западной. Аналогичная картина наблюдается и на северо-западе Сибири (Сургут, Салехард). На станциях Кавказа, Средней Азии и юга Западной Сибири (Тбилиси, Форт Шевченко, Ташкент, Томск)

проявляется скорее 22-летний цикл, чем 11-летний. В Иркутске связь лучше с 11-летним циклом, а в Якутске — с 22-летним. Таким образом, связь между годовым ходом температуры и 11- и 22-летними циклами солнечной активности существенным образом зависит от района, как это и указывалось в работе [1]. При этом характерный пространственный масштаб изменения связи составляет 1—2 тыс. км.

Выявленная связь A_T с W не является устойчивой, а именно прямой характер связи A_T с 11- и 22-летними циклами чисел Вольфа



Изменение сглаженных значений амплитуды годового хода температуры для станций Ленинград (1) и Архангельск (2) в сравнении с относительными числами Вольфа W (3).

фа, имевший место до 50-х годов, сменился на обратный на максимуме векового цикла (50—60-е годы), а затем в течение 20-го солнечного цикла по цюрихской нумерации (70-е годы) связь опять стала прямой.

В качестве примера можно рассмотреть связь амплитуд годового хода температуры для станций Архангельск и Ленинград с 22-летним циклом чисел Вольфа. На рисунке приведены сглаженные с помощью цифрового фильтра Чебышева амплитуды годового хода температуры для этих двух станций. Сопоставление времени наступления максимумов W и A_T для этих двух станций показывает хорошую согласованность. В чередовании максимумов кривых A_T четко прослеживается 22-летняя цикличность. Более мощный максимум A_T , как правило, является более продол-

жительным, чем низкий. Следовательно, увеличение солнечной активности приводит к увеличению континентальности климата, особенно в нечетных циклах.

Выявленные закономерности изменения A_T сохраняются и при других периодах осреднения, что свидетельствует об их неслучайности. Отсюда следует вывод, что влияние солнечной активности на температурный режим атмосферы в отдельных районах удается проследить в течение 12—15 солнечных циклов, что говорит об инвариантности таких связей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герман Д. Р., Гольдберг Р. А. Солнце, погода и климат.— Л.: Гидрометеоздат, 1981.— 320 с.
2. Каталог индексов солнечной и геомагнитной активности/Под ред. В. Ф. Логинова. Обнинск: изд. ВНИИГМИ—МЦД, 1976.— 201 с.
3. Логинов В. Ф., Молодых В. А. Изменение амплитуды годового хода температуры в связи с гелиогеофизическими факторами.— Труды ГГО, 1981, вып. 458, с. 62—71.
4. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии.— Л.: Гидрометеоздат, 1972.— 210 с.
5. Пивоварова З. И. Использование данных наземных радиационных наблюдений для изучения прозрачности атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1977, № 9, с. 24—31.
6. Рождественский Б. Г., Рождественский Д. Б., Рождественский Ю. Б. Методические основы анализа и обработки дискретных наблюдений. Труды ГОИН, 1975, вып. 130.— 108 с.

Г. И. Оль

СОЛНЕЧНЫЕ ИСТОЧНИКИ ГЕОМАГНИТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ ВБЛИЗИ ЭПОХИ МИНИМУМА СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Известно, что корпускулярное излучение Солнца имеет различную природу в разных фазах 11-летнего цикла солнечной активности. Вблизи эпохи максимума цикла основную роль в формировании геомагнитной возмущенности играют вспышечные корпускулярные потоки. Они вызывают на Земле сильные магнитные бури, часто с внезапным началом, с хорошо развитой главной фазой.

Вблизи минимума цикла магнитные бури имеют иной характер: они несколько менее интенсивны, имеют значительно большую продолжительность. Наиболее характерной их особенностью является 27-дневная повторяемость, которая указывает на продолжительное существование их источников на Солнце. Очень часто эти возмущения, получившие название рекуррентных, сопровождаются особым видом флуктуаций — долгопериодными пульсациями $Pc 5$, которые появляются на фазе восстановления бури [4].

Долгое время источники корпускулярных потоков, вызывающих магнитные бури вблизи минимума солнечного цикла, оставались неизвестными. Прямые наблюдения показали, что на фоне спокойного солнечного ветра выделяются высокоскоростные потоки плазмы, которые играют основную роль в возникновении и развитии геомагнитных возмущений [3]. При полете американского спутника Скайлэб в 1973—1975 гг. на снимках диска Солнца в крайнем УФ были обнаружены области пониженного излучения (и пониженной плотности) короны, названные корональными дырами. В основании их на поверхности Солнца лежат униполярные магнитные области, характеризующиеся разомкнутыми радиально расходящимися силовыми линиями. Именно такое строение магнитного поля дает возможность солнечной плазме беспрепятственно вытекать в межпланетное пространство в виде высокоскоростных потоков. Корональные дыры являются наиболее долгоживущими образованиями на Солнце; в среднем они существуют 3 оборотов, некоторые — свыше 10 оборотов. Это обширные области, площади их составляют от 0,01 до 0,5 площади видимого диска Солнца.

После полета Скайлэба появилась возможность непосредственных сопоставлений корональных дыр с наземными геофизическими явлениями. Впервые такое сопоставление было произведено в работе [5], где были построены 27-дневные календари корональных дыр, скорости солнечного ветра и геомагнитной активности. Визуальное сравнение этих календарей показало их большое сходство, что позволило авторам работы [5] сделать вывод о том, что источником рекуррентных геомагнитных возмущений на фазе спада 11-летнего цикла являются корональные дыры. Однако, при более внимательном рассмотрении этих календарей видно, что области, занятые корональными дырами и высокими значениями магнитной возмущенности, не вполне точно совпадают друг с другом. В связи с этим было решено предпринять более детальное исследование связи магнитных возмущений с корональными дырами, на основании которого можно было бы получить объективную оценку тесноты этой связи.

Данные о корональных дырах взяты из работы [5]. Всего за 1973—1975 гг. было отмечено 95 корональных дыр. В качестве характеристики магнитной возмущенности использованы планетарные индексы A_p и, кроме того, отмечалось наличие пульсаций δb_5 . Был составлен список этих долгопериодных пульсаций на обсерватории м. Челюскина, находящейся на северной границе оны полярных сияний, где эти пульсации особенно хорошо выражены.

Была составлена матрица наложения эпох, нулевыми днями которой взяты даты прихода к Земле корпускулярных потоков из корональных дыр (время распространения потоков в [5] было принято равным 4,5 суток). Матрица заполнялась значениями индекса A_p . Для получения результата в наиболее чистом виде мы убрали из матрицы те случаи, когда корональные дыры были

расположены слишком близко друг к другу и в строках матрицы наблюдалось наложение одних и тех же значений индекса A_p . После этого в «чистой» матрице осталось 58 строк, влево и вправо от нулевого дня было взято по шесть дней. Затем в каждом столбце подсчитано число случаев с $A_p \geq 20$; результаты приведены в таблице. Из таблицы видно, что подъем A_p начинается за 3 дня до момента наблюдения вблизи Земли потока от корональной дыры и максимум наступает в нулевой день.

Число дней с $A_p \geq 20$ и с пульсациями Pс5

Дни	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	+1	+2	+3	+4	+5	+6
$A_p \geq 20$	8	4	5	10	13	18	30	28	27	24	20	12	12
Pс5	16	17	16	16	9	17	20	28	32	35	29	23	21

Если учесть, что корпускулярные потоки могут распространяться от Солнца до Земли в течение более короткого времени, чем $4\frac{1}{2}$ суток, то станет понятным возрастание числа случаев $A_p \geq 20$ до нулевого дня.

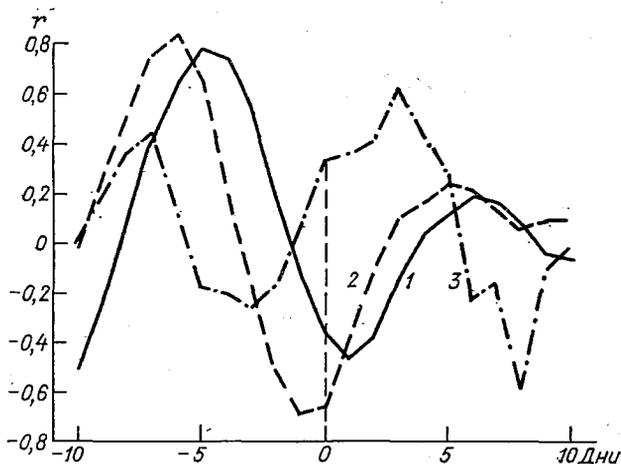
Проверка матрицы A_p при помощи критерия Кокрена [1] показала, что нулевая гипотеза об отсутствии различий между столбцами матрицы должна быть отвергнута на уровне значимости выше, чем 0,1 %. Это свидетельствует о высокой достоверности полученного результата. Из 58 строк матрицы только в трех не было ни одного случая с $A_p \geq 20$ в пределах от -1 до $+4$ дней, когда наблюдается наибольший эффект, что составляет 5 % общего числа строк в матрице.

Затем была составлена новая матрица, в которой нулевыми днями служили те же даты, что и в матрице A_p , но в клетках были отмечены дни с Pс5 на м. Челюскина. Матрица была очищена от тех строк, где повторялись одни и те же Pс5. В чистой матрице из 95 строк осталось 55, из которых 7 оказались вообще без Pс5 в пределах ± 6 дней, т. е. 13 % всей выборки. Затем в каждом столбце матрицы было подсчитано число Pс5. Рост количества пульсаций (см. таблицу) начинается от нулевого дня, максимальное количество их наблюдается в $+3$ день. Проверка по критерию Кокрена показала, что этот результат также имеет высокую статистическую достоверность — его неслучайность выше 0,1 %.

Известно, что на ветви спада 11-летнего цикла вспышки возникают крайне редко, но группы пятен продолжают существовать. Поэтому для окончательного вывода об источниках геомагнитных возмущений в это время необходимо рассмотреть зависимость геомагнитной активности от солнечных пятен и вспышек. С этой целью было проведено сопоставление активных долгот указанных явлений. По кэррингтоновским оборотам за 1973—1975 гг. были построены календари, которые заполнялись индексами A_p и в ко-

торых были отмечены дни с $Pc5$ (с указанием числа часов, занятых пульсациями в каждом дне), дни наблюдений корональных дыр на Солнце и даты прохождения центрального меридиана группами пятен. Сведения о пятнах взяты из [2].

Затем было подсчитано число дней с корональными дырами и пятнами, а также средние значения A_p и суммы числа часов с $Pc5$ в каждом столбце календарей. Таким образом, мы получили ряды индексов, изменяющихся по кэррингтоновским долготам. Оказалось, что для числа дней с пятнами активные долготы выражены плохо, а остальные явления обнаруживают две хорошо



Коэффициенты кросс-корреляции между рядом корональных дыр в системе кэррингтоновских долгот и рядами геомагнитных и солнечных индексов.

1 — индекс A ; 2 — число дней $Pc5$; 3 — W .

выраженные активные долготы, причем активные долготы A_p и $Pc5$ приблизительно совпадают (максимумы приходятся на 9—15 и 20—26 дни), а долготы корональных дыр предшествуют на 3—5 суток долготам A_p и $Pc5$, что соответствует скорости распространения потоков из корональных дыр.

Кросс-корреляция между рядом корональных дыр в системе кэррингтоновских долгот и тремя другими рядами индексов при максимальных сдвигах ± 10 дней дала следующие результаты. Наибольшее значение коэффициента корреляции между числом корональных дыр и A_p получено при сдвиге ряда A_p на -5 дней и равно 0,78 (см. рисунок, кривая 1). При исследовании зависимости между числом корональных дыр и числом часов с пульсациями $Pc5$ получен коэффициент корреляции $r = +0,84$ при сдвиге на -6 дней ряда $Pc5$ (кривая 2). Связь между корональными дырами и пятнами оказалась несколько слабее предыдущих — коэффициент корреляции равен 0,62 при сдвиге ряда пятен на $+3$ дня

(кривая 3). Самая низкая корреляция отмечена между A_p и числом солнечных пятен. Здесь максимальное значение $r=0,45$ при сдвиге на +4 дня, что свидетельствует практически об отсутствии связи между этими индексами. Отметим попутно, что A_p лучше всего коррелирует с числом $Pc5$ при сдвиге на +2 дня и коэффициент корреляции равен 0,85.

Таким образом, при исследовании активных долгот указанных солнечных и геомагнитных явлений можно прийти к выводу, что источником геомагнитной возмущенности на Солнце вблизи эпохи минимума солнечной активности являются корональные дыры, а пятна в эту эпоху не играют существенной роли. Обращает на себя внимание высокая степень корреляции между $Pc5$ и корональными дырами, что еще раз свидетельствует о связи этих долгопериодных пульсаций с рекуррентными магнитными возмущениями [4].

Поскольку даже в эпоху спада солнечной активности на Солнце наблюдается некоторое количество вспышек, представлялось интересным установить, существует ли какая-либо связь между ними и корональными дырами. Для этого были выбраны вспышки балла 2 и больше из работы [6]. Вспышки на краю диска или накладывающиеся друг на друга были исключены. В матрице, где нулевыми днями служили даты появления вспышек, были отмечены дни с корональными дырами (даты которых были приведены к Солнцу) и подсчитано их число по столбцам. Всего было рассмотрено 17 изолированных вспышек. Но даже для такой небольшой выборки мы получили, что максимальное число дней с корональными дырами наблюдается на четвертый день после вспышки. Статистическая значимость полученного результата достаточно высока — по критерию Кокрена нулевая гипотеза отвергается на уровне значимости $\sim 2\%$.

Если учесть, что корональные дыры часто располагаются по соседству с активными областями, где могут возникать вспышки, можно считать этот результат совершенно естественным, т. е. вспышка происходит в активной области, за которой может следовать корональная дыра. Заполнение той же матрицы значениями индекса A_p и подсчет средней кривой показали, что повышение A_p наблюдается с +2-го дня и максимум достигается на +7-й день после вспышки. Отсюда можно сделать вывод, что в эпоху минимума основной причиной повышения магнитной возмущенности является корональная дыра, а вспышка может иногда предшествовать последней.

Наконец, можно проверить связь между вспышками и пульсациями $Pc5$. Мы получили, что после вспышки число пульсаций резко уменьшается (минимум на +2-й день после вспышки), а затем быстро возвращается к довыспышечному уровню.

Естественно возникал вопрос о связи корональных дыр с секторной структурой межпланетного магнитного поля (ММП). Для ответа на него мы воспользовались в качестве нулевых дней датами прохождения через Землю секторных границ ММП (+, —

-, + вместе), причем в матрице было подсчитано число дней корональными дырами. Оказалось, что вблизи нулевых дней корональных дыр резко падает. Это означает, что над корональными дырами существует поле одного знака, промежуток между дырами составляет около 10 дней. Максимальное количество корональных дыр наблюдается в -7-й день и в +3...+4-й д. Следует отметить, что в матрице корональных дыр были юки, где корональные дыры отсутствовали (14% всех строк). Возможно, это связано с неполнотой самих исходных данных о корональных дырах.

В тех же матрицах были отмечены дни с пульсациями Pс5. Числа таких дней по столбцам матриц распределилось относительно торных границ так же, как число корональных дыр. По-видимому, пульсации Pс5 также связаны с устойчивыми секторами AP, а не с границами между ними.

Полученные результаты указывают на возможность использования данных о корональных дырах в солнечно-атмосферных исследованиях. Прежде всего было бы интересно изучить связь корональных дыр (или исходящих из них высокоскоростных потоков) с индексом атмосферной циркуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Браунли К. А. Статистическая теория и методология в науке и технике.— М.: Наука, 1977, с. 246—247.
2. Гневыхшева Р. С. Каталог солнечной деятельности за 1973, 1974, 1975 гг.— Л.: Наука, 1975—1978.
3. Коваленко В. А. Происхождение квазистационарных высокоскоростных потоков солнечного ветра.— Геомагнетизм и аэрномия, 1978, т. 18, № 5, 69—797.
4. Оль А. И. О физической природе 11-летней вариации магнитных возмущений.— Геомагнетизм и аэрномия, 1971, т. 11, № 4, с. 647—650.
5. Sheeley N. R., Jr., Harvey J. W., Feldman W. C. Coronal holes, a wind stream and recurrent geomagnetic disturbances: 1973—1976.— Solar winds, 1976, v. 49, N 2, p. 271—278.
6. Solar Geophysical Data. NN 342—377. Part I.— National Geophysical and Solar-terrestrial Data Center, Boulder, Colorado, 1973—1975.

В. Д. Решетов

ВОЗМОЖНЫЙ МЕХАНИЗМ 11-ЛЕТНЕГО ЦИКЛА СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Механизм, обуславливающий 11-летний цикл усиления и ослабления солнечной активности, все еще остается неясным. В наиболее распространенной теории Бибкока—Лейтона [10, 11] предполагается существование на Солнце начального магнитного поля, кручение с течением времени магнитных силовых линий вокруг Солнца, их сгущение на широте 30° до критического значе-

ния и «всплывание» магнитных трубок, дающих начало солнечным пятнам.

Имеются гипотезы, объясняющие циклы солнечной активности влиянием планет [4, 6]. Ввиду нерешенности этого вопроса предлагаем здесь нашу качественную модель природы 11-летнего цикла солнечной активности. Допустим, что увеличение угловой скорости вращения газовых масс Солнца с глубиной соответствует закону Кеплера, т. е.

$$\left(\frac{T_2}{T_1}\right)^2 = \left(\frac{r_2}{r_1}\right)^3,$$

где r_1 и r_2 — расстояния планет от центра Солнца; T_1 , T_2 — периоды обращения планет. Предположим, что применительно к газовым массам Солнца этот закон может быть записан так:

$$\frac{\Delta T}{T} = \frac{3}{2} \frac{\Delta r}{r}.$$

Здесь ΔT — изменение периода вращения газовых масс при изменении расстояния от центра Солнца на Δr . Представления о том, что угловая скорость вращения масс на Солнце с глубиной возрастает, придерживается также Стенфлю [8].

Согласно модели Роксбурга [7], центральное солнечное ядро расположено на глубине $0,56 r_{\odot}$ и вращается со скоростью 2 т. е. вдвое быстрее, чем верхние слои Солнца. Интересно, что этот результат лишь на 15% отличается от оценки по закону Кеплера.

Предположим также, что на Солнце, кроме сравнительно мелкомасштабной конвекции, отражающейся в грануляции фотосферы, существует крупномасштабная конвекция в виде гигантских вихрей или волн.

Предположение о существовании в конвективной зоне Солнца глобальных вихревых движений или волн и их связи с магнитной секторной структурой в солнечной физике широко принято [3].

Подтверждением существования таких крупномасштабных вихрей на Солнце с их магнитными полями является секторная структура солнечного магнитного поля в межпланетном пространстве [2, 3]. Если вихри верхней и нижней части конвективной зоны оказываются друг над другом, то восходящие движения, а так же горизонтальные вихревые движения против часовой стрелки, в значительной толще совпадают, что приводит к взаимному усилению движений на разных уровнях. Возможно, что одновременно с этим достигают максимального развития магнитные поля и солнечные пятна в областях восходящей конвекции.

Вследствие более быстрого вращения глубинной части конвективной зоны, она будет смещаться вперед. Спустя некоторое время, вихри нижней зоны окажутся под вихрями с противоположным направлением вращения верхней зоны. Так как направление магнитных полей в этих вихрях противоположны, то они будут ослаблять друг друга, что приведет к ослаблению и пятнообразовательной деятельности на Солнце.

Пусть цикл набегания нижних вихрей или волн под верхние зен $T_{\text{ц}}$. Если время обращения верхнего слоя крупномасштабной эвекции на Солнце равно T_1 , а нижнего T_2 , то при n волнах на эриферии Солнца эти величины будут связаны друг с другом соотношением

$$\frac{1}{T_{\text{ц}}} = n \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1} \right). \quad (3)$$

ли принять, что время обращения верхнего слоя конвекции равно 25,2 сут, то для осуществления цикла $T_{\text{ц}}$ длительностью 11 лет и $n=2$ (две волны) время обращения нижнего слоя по формуле (3) получается равным 25,147 сут, т. е. он обращается на мин быстрее верхнего.

Если эту разность времени обращения двух слоев подставить формулу (2), то мы оценим глубину верхнего слоя конвекции, сложенного под фотосферой.

Так как в формуле (2) $T=25,2$ сут, а $r_{\odot}=0,7 \times 10^6$ км, то для получается величина, близкая к 2 тыс. км.

Существование 22-летнего цикла может быть объяснено существованием, кроме основных волн, характеризующихся волновым числом 2, еще и менее выраженных волн с волновым числом $n=1$, лагающих на систему из двух волн. В этом случае в формуле (3) перед правой частью вместо числа 2 будет стоять число $=1$ и цикл совпадений этих более крупных волн при тех же параметрах конвективной зоны и скоростях обращения будет равен 22 годам.]

При этом возникают особенности четного и нечетного 11-летних циклов, так как одна из двух основных полуволн одинакового знака будет иметь характеристики, отличные от другой. Слабо выраженная цикличность менее 11 лет по этой модели может быть объяснена существованием менее устойчивых и менее интенсивных волн более высоких номеров.

Медленная эволюция 11-летних циклов по их интенсивности, вплоть до почти полного прекращения и нового возобновления в цикловом ходе солнечной активности, может быть связана с существованием еще одной глубинной системы солнечных вихревых волн, имеющих цикл совпадений в несколько веков. В этом, по нашему мнению, может состоять причина минимума Маундера в 1640—1715 гг., когда 11-летний солнечный цикл был сильно ослаблен. (Проведя расчеты, аналогичные предыдущим, по формулам (2)

(3), полагая $T_0=25,2$ сут, $r_{\odot}=0,7 \times 10^6$ км, $n=2$, мы получим длительность цикла 600 лет, если глубина третьего (нижнего) слоя конвекции под слоем 2 будет равна 27 км.

По-видимому, по нашей схеме может быть объяснено и то, что первые солнечные пятна в очередном цикле появляются на широте около 30° и постепенно область их появления к концу цикла перемещается к широте 8° . Это явление получило название закона Шперера (бабочки Маундера). Для его объяснения по нашей теории достаточно предположить, что вихревые области, ответствен-

ные за появление пятен, имеют структуру, вытянутую овалом в ред у экватора во внешнем слое конвекции и овалом назад у ватора во внутреннем волновом слое светила (см. рисунок). В этом случае, при движении нижнего слоя быстрее верхне две полуволны одинакового знака совпадают сначала в более к соких широтах, а затем во все более низких широтах и разойдут в конце цикла близ экватора. Такая ориентация овалов солн ных крупномасштабных вихрей может быть связана с тем, ч скорость обращения солнечных масс у экватора во внешнем сл больше, чем в высоких широтах. Если это явление гидродинам ческой природы, то во внутреннем волновом слое должно набл

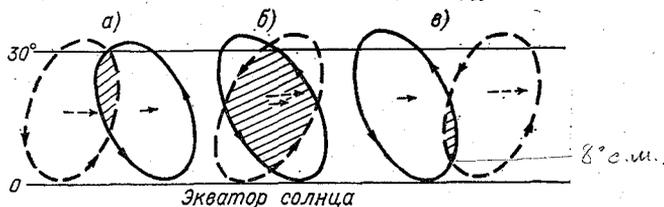


Схема появления солнечных пятен.

Полуволна горизонтальных, восходящих движений и магнитных полей нижнего слоя (пунктир) догоняет такую же полуволну верхнего слоя (сплошная линия) (а), подвигается под нее (б), уходит вперед (в): Пятна очередного цикла (заштрихованные области) начинаются близ широты 30° , достигают максимального развития в фазе наибольшего совпадения волн (б) и заканчиваются близ широты 8° .

даться обратное соотношение. Этого требует закон сохранения количества движения в относительных перемещениях масс под действием гидродинамических сил.

Известно, что площадь солнечных пятен в начале периода активности невелика, в середине цикла она достигает максимум и к концу цикла уменьшается. По нашей модели это явление находит свое объяснение в том, что площадь совпадения зон одинаковых по знаку движений и магнитных полей в верхнем и нижних слоях солнечной крупномасштабной конвекции в начале совпадения вихревых волн мала, достигает максимума в средней стадии и уменьшается к концу цикла совпадения (см. рисунок).

По нашему мнению, перечисленные и другие особенности 11-летнего цикла солнечной активности объясняются слоисто-волновой моделью Солнца с различной скоростью движения слоев лучше, чем любой другой схемой.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Акасофу С. Н. и Чепмен С. Солнечно-земная физика. Ч. 1.— М. Мир, 1974.— 382 с.

2. Вейс Н. О. Структура конвекции на Солнце.— В кн.: Проблемы солнечной активности.— М.: Мир, 1979, с. 121—142.
3. Говард Р. и Йошимура Х. Крупномасштабные магнитные поля на Солнце.— В кн.: Проблемы солнечной активности.— М.: Мир, 1979, с. 28—49.
4. Молчанов А. М. О резонансовой структуре солнечной системы.— В кн.: Современные проблемы небесной механики и астродинамики. М., 1973, с. 32—42.
5. Монин А. С. Солнечный цикл.— Л.: Гидрометеиздат, 1980.— 67 с.
6. Решетов В. Д. Гравитационное влияние Юпитера на солнечный ветер и геомагнитную активность в различные эпохи солнечной деятельности.— В кн.: Региональная структура динамических процессов средней атмосферы.— Фрунзе: Илим, 1979, с. 63—69.
7. Роксбург Я. В. Внутреннее строение Солнца и звезд солнечного типа.— В кн.: Проблемы солнечной активности.— М.: Мир, 1979, с. 243—263.
8. Стенфло Дж. О. Мелкомасштабные магнитные поля на Солнце.— В кн.: Проблемы солнечной активности.— М.: Мир, 1979, с. 75—120.
9. Стикс М. Теория динамо и солнечный цикл.— В кн.: Проблемы солнечной активности.— М.: Мир, 1979, с. 143—172.
10. Вабсос Н. W. The Topology of the Sun's Magnetic Field and the 22-year cycle. *Astrophys. J.*, 1961, N 133, p. 572—587.
11. Leighton R. B. A magneto-kinematic model of the Solar cycle.— *Astrophys. J.*, 1969, N 156, p. 1—26.

СОДЕРЖАНИЕ

Динамика средней атмосферы и солнечно-земные связи

† Л. Р. Ракипова. Оценка возможных эффектов солнечной активности в неazonальной структуре метеозлементов	3
Л. Р. Ракипова. Влияние углекислого газа на неazonальную структуру полей метеозлементов в стратосфере и тропосфере	7
Л. Р. Ракипова, Б. Н. Трубянников, И. А. Щерба. О вертикальном переносе энергии макромасштабных волн из тропосферы в страто- и мезосферу	14
Г. В. Бочаров. О показателе преломления атмосферы для макромасштабных волн	18
Л. Р. Ракипова. Некоторые уточнения схемы расчета вертикального профиля импульса	24
Н. И. Яковлева. К вопросу о компенсационных эффектах динамического взаимодействия между слоями атмосферы	27
Л. Р. Ракипова, Р. Д. Гайнутдинова, К. А. Каримов. Циркуляционные системы ветров в метеорной зоне нижней термосферы	30
К. А. Каримов, Л. Р. Ракипова, Х. Н. Наботов. Некоторые характеристики циркуляционного режима метеорной зоны над Средней Азией	35
Л. К. Андреева. О возможности применения некоторых индексов для характеристики интенсивности барических образований	38
Л. К. Андреева, Н. И. Воробьева, Н. И. Яковлева. Исследование пространственных корреляционных связей полей температуры в нижней стратосфере	43
А. А. Дмитриев. Солнечная активность и атмосферное электричество	49
А. В. Цветков. Квазициклические изменения чисел Вольфа	61

Синоптико-климатологические исследования

Б. И. Сазонов, Г. Ф. Гетманова. Сравнение статистических показателей связи	66
Г. Ф. Гетманова, Б. И. Сазонов, Л. П. Спирина. Об оптимальной размерности линейных моделей в метеорологии	71
Е. В. Воробьева, М. З. Образцова. Некоторые статистические обоснования заблаговременности метеорологических долгосрочных прогнозов	74
Е. В. Воробьева, М. З. Образцова. Опыт учета пространственной структуры предикторов с целью их фильтрации	80
Э. И. Гирская, В. Ф. Логинов, Т. В. Павлова, Б. И. Сазонов. Энергоактивные зоны северного полушария в приземном поле давления	84

Б. И. Сазонов, В. Ф. Логинов, А. И. Оль, С. Б. Дмитриева. Аномалии геофизических процессов последних десятилетий	89
Б. И. Сазонов, Л. М. Шереметова. Условия циркуляции атмосферы на северном полушарии в периоды засух	96
В. Н. Сердюк. О связи циркуляции атмосферы и засух над СССР с индийским муссоном и засухами над Индией	99
Б. И. Сазонов, А. Д. Канаева. О возрастании повторяемости холодных месяцев в Евразии	103
† В. А. Молодых. О некоторых закономерностях изменений континентальности климата	107
Г. И. Оль. Солнечные источники геомагнитных возмущений вблизи эпохи минимума солнечной активности	110
В. Д. Решетов. Возможный механизм 11-летнего цикла солнечной активности	115

Труды ГГО, вып. 486

ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ПОГОДЫ И КЛИМАТА

Редактор Н. С. Смарнова. Техн. редактор В. И. Семенова. Корректор И. А. Динабург

Н/К

Сдано в набор 25.09.84. Подписано в печать 28.01.85. М-22238. Формат 60×90^{1/16}. Бум. тип. № 1. Гарн. лит. Печать высокая. Печ. л. 8,0. Кр.-отт. 8.25. Уч.-изд. л. 8,9. Тираж 550 экз. Индекс ПРЛ-105. Заказ № 597. Цена 60 коп. Заказное

Гидрометеоздат. 199053. Ленинград, 2-я линия, 23.

Сортавальская книжная типография Государственного комитета Карельской АССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. Сортавала, ул. Карельская, 42.

УДК 551.513.551.510

Оценка возможных эффектов солнечной активности в сезональной структуре метеозлементов. Ракипова Л. Р. Труды ГГО, 1985, вып. 486, с. 3—7.

С помощью квазигеострофической модели оценены эффекты 11-летнего цикла солнечной активности в вертикальной структуре первых планетарных волн основных метеозлементов (давления, геопотенциала, температуры, вертикальных токов). Показаны различия в условиях проявления солнечной активности в тропосфере и стратосфере.

Илл. 1. Библ. 4.

УДК 551.513.551.510. 551.509.61

Влияние углекислого газа на сезональную структуру полей метеозлементов в стратосфере и тропосфере. Ракипова Л. Р. Труды ГГО, 1985, вып. 486, с. 7—14.

В рамках квазигеострофической модели динамического взаимодействия тропосферы и стратосферы оценены эффекты углекислого газа и его возможных антропогенных изменений в будущем и их влияние на вертикальную структуру планетарных волн давления, геопотенциала, температуры и вертикальной скорости.

Табл. 1. Илл. 1. Библ. 5.

УДК 551.513

О вертикальном переносе энергии макромасштабных волн из тропосферы в страто- и мезосферу. Ракипова Л. Р., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Труды ГГО, 1985, вып. 486, с. 14—17.

На основе двухслойной модели вертикальной структуры атмосферных волн получена теоретическая зависимость коэффициента передачи волновой энергии из тропосферы в стратосферу от метеопараметров в этих слоях и размеров волны. Для средних широт северного полушария проанализирована зависимость коэффициентов передачи энергии тропосферных крупномасштабных волн от уровня солнечной активности. Показано, что поток тропосферной энергии в стратосферу возрастает с увеличением длины волны и ростом солнечной активности.

Илл. 1. Библ. 6.

УДК 551.513.551.510

О показателе преломления атмосферы для макромасштабных волн. Бочаров Г. В. Труды ГГО, 1985, вып. 486, с. 18—24.

Получены аналитические представления показателей преломления μ для экваториальной, среднеширотной и полярной областей атмосферы. Построение глобальных разрезов μ делает возможным расчет волноводных схем переноса макромасштабных возмущений.

Библ. 6.