

Государственный комитет Российской Федерации по высшему образованию

---

РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ  
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Труды  
РГГМИ  
вып. 118

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

(межвузовский)

Санкт-Петербург  
1995

178

Метеорологические прогнозы. Сборник научных трудов. СПб, Изд. РГГМИ, 1995, вып. 118. — 144 с.

Редакционная коллегия: проф. *В. И. Воробьев*, ответственный редактор (РГГМИ), доц. *В. Д. Еникеева*, ответственный секретарь (РГГМИ), проф. *Е. П. Борисенков* (ГГО), проф. *Б. Д. Панин* (РГГМИ), проф. *Ю. П. Переверденцев* (КГУ.)

Приводятся результаты численных экспериментов с прогностическими гидродинамическими моделями и их отдельными блоками, а также результаты анализа и краткосрочного прогноза полей некоторых метеорологических величин и явлений. Рассматриваются вопросы повышения эффективности использования метеорологической информации.

Рассчитан на научных работников и специалистов в области метеорологических прогнозов, а также на аспирантов и студентов гидрометеорологических вузов.

Илл. 22. Табл. 18. Библ. 194.

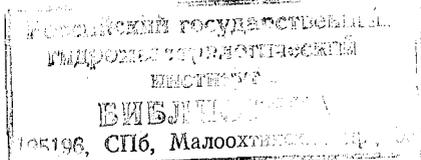
The present issue contains the results of numerical experiments with various models of hydrodynamical prediction and its different blocks as well as the results of analysis and short term prediction. The problems of efficiency raising for meteorological information processing are considered.

This publication is intended for scientists and specialists in the scope of meteorological forecasting, postgraduated and undergraduated students.

359624

© Российский государственный гидрометеорологический институт (РГГМИ), 1995.

ISBN 5—86813—074—X



*50-летию Победы над фашистской  
Германией в Великой Отечествен-  
ной войне посвящается*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник научных трудов посвящен 50-летию Победы над фашистской Германией в Великой Отечественной войне. За годы, прошедшие после этой знаменательной даты, были достигнуты значительные успехи в развитии одного из наиболее важных направлений метеорологической науки — прогноза погоды. В решении таких задач большой вклад внесли ученые высших учебных заведений страны.

В настоящем межвузовском сборнике трудов опубликованы новые результаты научных исследований по проблеме анализа и прогноза полей метеорологических величин и явлений, полученные сотрудниками Российского государственного гидрометеорологического института, других высших учебных заведений, ведущих подготовку специалистов-метеорологов, и некоторых научных учреждений Госгидромета.

В значительной части статей приведены данные численных экспериментов с гидродинамическими моделями атмосферы и их отдельными блоками, выполненных с целью повышения их прогностической эффективности. Одна статья посвящена новым результатам моделирования и прогноза загрязнения воздушного бассейна города.

В другой группе статей рассматриваются вопросы рационального использования метеорологической информации различными потребителями.

Часть сборника посвящена вопросам анализа структурных особенностей полей некоторых метеорологических величин в связи с влиянием водной подстилающей поверхности.

Результаты научных исследований, представляющие содержание сборника, подлежат внедрению в работу оперативных подразделений Службы погоды, научных учреждений, учебных заведений, ведущих подготовку специалистов-метеорологов, а также могут служить основой для продолжения научных разработок по тематике сборника в вузах и научно-исследовательских учреждениях гидрометеорологического профиля.

## ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЙ МЕТОД ПРОГНОЗА ВЕРТИКАЛЬНЫХ ПРОФИЛЕЙ МЕТЕОВЕЛИЧИН

К настоящему времени накоплен значительный опыт в области разработки и применения гидродинамических прогностических моделей различного уровня и предназначения.

С учетом этого опыта представляется целесообразным разработать прогностическую модель на основе уравнений гидротермодинамики, используемых в региональных моделях. В таких моделях может быть достигнуто достаточно высокое разрешение по пространству и времени при значительно меньшей по сравнению с локальными моделями [3] трудоемкости, позволяющей осуществлять практическую их реализацию с помощью персональных ЭВМ.

Исходная система уравнений записывается в виде

$$\frac{\partial U}{\partial t} + m \left( U \frac{\partial U}{\partial X} + V \frac{\partial U}{\partial Y} + \frac{\partial \Phi}{\partial X} \right) + \omega \frac{\partial U}{\partial \zeta} - fV = F_u^B + F_u^H; \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + m \left( U \frac{\partial V}{\partial X} + V \frac{\partial V}{\partial Y} + \frac{\partial \Phi}{\partial Y} \right) + \omega \frac{\partial V}{\partial \zeta} + fU = F_v^B + F_v^H; \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} + m \left( U \frac{\partial T}{\partial X} + V \frac{\partial T}{\partial Y} \right) - \frac{RT}{g} (\gamma_a - \gamma) \frac{\omega}{\zeta} = \\ = \frac{L}{C_p} (C_1 + C_2) + F_T^B + F_T^H; \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + m \left( U \frac{\partial q}{\partial X} + V \frac{\partial q}{\partial Y} \right) + \omega \frac{\partial q}{\partial \zeta} = -C_1 - C_2 + E + F_q^B + F_q^H; \quad (4)$$

$$T = -\frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial \zeta}; \quad (5)$$

$$m \left( \frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial V}{\partial Y} \right) + \frac{\partial \omega}{\partial \zeta} = 0, \quad (6)$$

где  $U, V$  — горизонтальные составляющие вектора ветра по направлению осей  $X, Y$ ;  $\zeta = P/1000$  — вертикальная координата;  $\omega = d\zeta/dt$  — изобарическая вертикальная скорость;  $\Phi = gZ$  — геопотенциал;

$g$  — ускорение свободного падения;  $q = 0,622e/P$  — массовая доля водяного пара;  $T$  — температура (К);  $\gamma = -\partial T/\partial Z$  — вертикальный градиент температуры;  $\gamma_a$  — адиабатический градиент;  $R$  — газовая постоянная сухого воздуха;  $m$  — масштабный множитель;  $E$  — испарение осадков;  $L$  — теплота конденсации;  $F_u^B, F_u^H, F_v^B, F_v^H, F_T^B, F_T^H, F_q^B, F_q^H$  — скорости изменения зависимых переменных указанных нижним индексом, обусловленные дивергенцией турбулентных потоков в горизонтальном ( $H$ ) и вертикальном ( $B$ ) направлениях;  $C_1, C_2$  — скорости крупномасштабной и конвективной конденсации в единице массы;  $C_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении;  $f$  — параметр Кориолиса.

Для замыкания системы уравнений привлекаются уравнения и параметризационные формулы, с помощью которых рассчитываются члены, стоящие в правых частях уравнений (1) — (4).

Начальные поля задаются в виде трехмерных полей прогнозистических переменных ( $U, V, T, q$ ) в пределах области определения решения системы уравнений модели.

Начальные условия для  $T, U, V$  рассчитываются по значениям геопотенциала с помощью уравнения статики

$$T^{t_0} = -\frac{\zeta}{R} \frac{\partial \Phi^{t_0}}{\partial \zeta} \quad (7)$$

и геострофических соотношений

$$U^{t_0} = -\frac{m}{f} \frac{\partial \Phi^{t_0}}{\partial Y}, \quad V^{t_0} = \frac{m}{f} \frac{\partial \Phi^{t_0}}{\partial X}. \quad (8)$$

Вычисление начальных условий для  $T^{t_0}$  с помощью уравнений статики оправдано, так как уравнение статики используется в модели, а поэтому позволяет избежать нежелательных последствий влияния рассогласования полей  $\Phi^{t_0}$  и  $T^{t_0}$  на результаты интегрирования уравнений модели. Задание же геострофических значений  $U$  и  $V$  в качестве начальных условий не вполне оправдано, так как модель негеострофическая. Поэтому полученные геострофические начальные значения  $U^{t_0}$  и  $V^{t_0}$  целесообразно подвергать процедуре динамического согласования, которая реализуется путем многократного интегрирования уравнений модели в режиме «псевдопрогноза» [5].

Начальные условия для  $q^{t_0}$ , так же как и значения  $\Phi^{t_0}$ , определяются в результате объективного анализа по данным измерений на сети станций.

На верхней границе модельной атмосферы при  $\zeta = 0$  ставятся следующие условия:

$$\omega = 0; \quad (9)$$

$$K\zeta^2 \frac{\partial U}{\partial \zeta} = 0; \quad K\zeta^2 \frac{\partial V}{\partial \zeta} = 0; \quad K\zeta^2 \frac{\partial q}{\partial \zeta} = 0; \quad K\zeta^2 \frac{\partial T}{\partial \zeta} = 0, \quad (10)$$

где  $K$  — коэффициент турбулентной вязкости.

Эти условия означают отсутствие вертикальных турбулентных потоков импульса, тепла и влаги на верхней границе. Из выражений (10) видно, что коэффициенты турбулентного тепло- и влагообмена считаются равными коэффициенту турбулентной вязкости  $K$ . Для расчета  $K$  используется формула

$$K = l^2 \frac{\partial |V|}{\partial Z}, \quad (11)$$

где  $l=30$  м — путь смещения,  $|V| = \sqrt{U^2 + V^2}$ .

На нижней границе модельной атмосферы при  $z=0$ , отождествляемой с уровнем  $\zeta=1$ , условия задаются в следующем виде:

$$U = V = 0 \text{ — условие прилипания;} \quad (12)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = m \left[ U_h \frac{\partial}{\partial X} (\Phi - gZ_p) + V_h \frac{\partial}{\partial Y} (\Phi - gZ_p) \right] + \alpha RT\omega. \quad (13)$$

Здесь и далее индекс  $h$  означает, что зависимые переменные относятся к верхней границе приземного слоя ( $h=100$  м);  $Z_p = Z(X, Y)$  — функция, описывающая сглаженный рельеф;  $\alpha$  — эмпирический параметр сглаживания.

На уровне подстилающей поверхности ( $S$ ) задаются потоки импульса ( $\tau_{x,s}, \tau_{y,s}$ ), тепла ( $Q_{T,s}$ ) и влаги ( $Q_{q,s}$ ), вычисляемые по формулам интегрального метода

$$\tau_{x,s} = C_D \rho_h |V_h| U_h; \quad \tau_{y,s} = C_D \rho_h |V_h| V_h; \quad (14)$$

$$Q_{T,s} = -C_D \rho_h C_p |V_h| (V_h - T_s), \quad Q_{q,s} = -C_D \rho_h |V_h| (q_h - q_m(T_s)), \quad (15)$$

где  $C_D=0,003$  — коэффициент сопротивления;  $\rho$  — плотность воздуха;  $|V_h| = \sqrt{U_h^2 + V_h^2}$  — модуль горизонтального вектора ветра;  $q_m(T_s) = 0,622 E(T_s)/P_s$  — массовая доля насыщенного водяного пара при температуре поверхности  $T_s$ ;  $E(T_s) = 6,1 \exp \left[ \frac{a(T_s - 273)}{b + T_s - 273} \right]$  — парциальное давление насыщенного водяного пара (гПа) при температуре  $T_s$  (К);  $P_s$  (гПа) — давление на уровне поверхности;  $a=17,1$ ;  $b=235$  — постоянные.

Для расчетов потоков тепла и влаги на уровне поверхности необходимы значения температуры поверхности  $T_s$ . Температура водной поверхности на интервалах времени в несколько суток меняется незначительно, а поэтому она считается постоянной во времени и задается как функция горизонтальных координат ( $X, Y$ ) по климатическим данным для определенного месяца, в пределах которого реализуется модель, или по данным измерений за срок, близкий к моменту задания начальных условий.

Температура поверхности суши может существенно изменяться в течение суток, поэтому ее необходимо рассчитывать. Для

этого используется уравнение бюджета энергии поверхности, которое записывается в следующем виде:

$$C_* \frac{\partial T_s}{\partial t} = R_s + \rho_h |V_h| [C_p C_D (T_h - T_s) + LC_D (q_h - q_m(T_s))] - H_s, \quad (16)$$

где  $R_s = -\delta\sigma T_s^4 + \delta J_{и, s} + (1 - A_s) J_{с, s}$  — радиационный баланс поверхности;  $\delta$  — относительный коэффициент теплового излучения поверхности;  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана;  $A_s$  — альбедо поверхности;  $J_{и, s}$ ,  $J_{с, s}$  — нисходящие потоки инфракрасного и солнечного излучения на уровне поверхности;  $H_s$  — поток тепла в почву;  $C_* = 17,0$  Дж/(см<sup>2</sup>·К) — эффективная теплоемкость почвы.

В рассматриваемой модели не предусматриваются расчеты потоков инфракрасного и солнечного излучений. Поэтому для определения радиационного баланса используется эмпирическая формула [4]

$$R_s = 6,3 (h_{\odot} - 7,4) (1 - 0,3n), \quad (17)$$

где  $h_{\odot}$  — высота Солнца (...°);  $n$  — балл облачности в долях единицы; 6,3, 7,4 — эмпирические постоянные.

Постановка боковых граничных условий (по  $X$  и  $Y$ ) представляет весьма сложную проблему. Эти условия нельзя ставить произвольно, так как изменчивость прогностических переменных на границах обуславливается атмосферными процессами, развивающимися как внутри области определения решения, так и за ее пределами. При интегрировании уравнений модели на ограниченной территории за пределами области определения решений атмосферные процессы не моделируются, а поэтому невозможно корректно задать изменчивость прогностических переменных на границах. Но при отсутствии данных об изменчивости прогностических переменных на границах невозможно построить процедуру интегрирования системы уравнений внутри области определения решений. Поэтому граничные условия приходится все же ставить, но в значительной мере произвольно. Здесь возможны различные подходы. Наиболее простой состоит в том, что на границе задаются неизменные на весь прогностический период времени начальные значения прогностических переменных  $U^{t_0}$ ,  $V^{t_0}$ ,  $T^{t_0}(\Phi^{t_0})$ ,  $q^{t_0}$ . Такие условия некорректны, так как в тех точках границы, где имеет место отток массы, т. е. вектор скорости направлен из области определения решения, граничные значения прогностических переменных оказываются несогласованными. Из-за несогласованности порождаются ложные волновые возмущения, распространяющиеся в пределах области определения решений, отражающиеся от границ и искажающие решение. Поэтому в граничных точках, где имеет место отток, значения переменных находят путем экстраполяции из области определения решения или прогнозирования с помощью схем «против потока». Для устранения погрешностей, связанных с возникновением и отражением

волн от границ, вблизи границ вводятся слои с большой искусственной вязкостью. Попадая в этот слой, волновые возмущения подавляются. На участках границ, где имеет место вток, используются граничные условия вида

$$\left. \frac{\partial U}{\partial n} \right|_r = \left. \frac{\partial V}{\partial n} \right|_r = \left. \frac{\partial T}{\partial n} \right|_r = \left. \frac{\partial q}{\partial n} \right|_r = 0, \quad (18)$$

где  $n$  — внешняя нормаль к границе. Там, где воздухообмен через границы мал (угол между направлениями границы и горизонтальным вектором скорости  $\leq 15^\circ$ ), принимаются

$$C_n|_r = 0, \quad \left. \frac{\partial C_k}{\partial n} \right|_r = 0, \quad \left. \frac{\partial T}{\partial n} \right|_r = \left. \frac{\partial q}{\partial n} \right|_r = 0, \quad (19)$$

где  $C_n$  — нормальная к границе составляющая горизонтального вектора скорости ветра,  $C_k$  — касательная составляющая горизонтального вектора скорости ветра. В выражениях (18) и (19) нижний индекс «г» означает границу.

Уравнения модели интегрируются численно конечно-разностным методом на пространственно-временной сетке, размещаемой в области определения решений так, чтобы пункт, где необходимо прогнозировать вертикальные профили метеовеличин, располагался бы в центральной части области. В модели используются параметризации процессов крупномасштабной и конвективной конденсации, испарения, облакообразования и выпадения осадков [1].

В пределах этой области задается начало координат и направление координатных осей ( $X, Y, \zeta$ ). Оси  $X$  и  $Y$  направляются на восток и на север соответственно, а ось  $\zeta$  — сверху вниз от верхней границы, где  $\zeta=0$ , до уровня поверхности, где  $\zeta=1$ .

На каждом уровне  $\zeta=\text{const}$  строится регулярная сетка точек (узлов), положение которых определяется безразмерными координатами в направлениях координатных осей  $X$  и  $Y$

$$i = X/\Delta X, \quad j = Y/\Delta Y,$$

где  $\Delta X = \Delta Y = 300$  км — шаг сетки по осям  $X$  и  $Y$ . Кроме этого, вводятся безразмерные координаты по направлению оси  $\zeta$

$$k = \zeta/\Delta \zeta$$

и времени  $t$

$$s = t/\Delta t,$$

где  $\Delta \zeta$  и  $\Delta t$  — шаги по вертикали и времени.

В рассматриваемом варианте модели область определения решения представляет собой прямоугольник, размещенный на карте северного полушария стереографической полярной проекции с главным масштабом по параллели  $60^\circ$  с. ш., с координатами вершин  $30^\circ$  с. ш.,  $7^\circ$  в. д.;  $48^\circ$  с. ш.,  $20^\circ$  з. д.;  $40^\circ$  с. ш.,  $57^\circ$  в. д.;  $70^\circ$  с. ш.,  $80^\circ$  в. д. В пределах этого прямоугольника размещена горизонтальная регулярная сетка с шагами  $\Delta X = \Delta Y = d = 300$  км, число

узлов которой составляет 19 по оси  $X$  и 13 по оси  $Y$  ( $i=1, 2, \dots, 19; j=1, 2, \dots, 13$ ). Вертикальная структура сетки предусматривает размещение зависимых переменных модели ( $U, V, \Phi(T), q, \omega$ ) на стандартных уровнях  $\zeta=1,0; 0,85; 0,7; 0,5; 0,3; 0,1$  ( $k=6, 5, 4, 3, 2, 1$ ).

Для конечно-разностной аппроксимации производных в уравнениях модели и в граничных условиях используются следующие операторы центральных разностей и осреднения и их комбинации: по одной независимой переменной

$$\left[ \frac{\partial f}{\partial r} \right]_q \approx [\delta_r f]_q = \frac{f_{q+1/2} + f_{q-1/2}}{\Delta r}; \quad [\bar{f}^r]_q = \frac{1}{2} [f_{q+1/2} + f_{q-1/2}];$$

$$\left[ \frac{\partial \bar{f}^r}{\partial r} \right]_q \approx [\delta_r \bar{f}^r]_q = \frac{f_{q+1} - f_{q-1}}{2\Delta r};$$

$$\left[ \frac{\partial^2 f}{\partial r^2} \right]_q \approx [\delta_{rr} f]_q = \frac{f_{q+1} + f_{q-1} - 2f_q}{(\Delta r)^2},$$

где

$$r = \begin{pmatrix} X \\ Y \\ \zeta \\ t \end{pmatrix}, \quad q = \begin{pmatrix} i \\ j \\ k \\ s \end{pmatrix}, \quad [q = r/\Delta r], \quad \Delta r = \begin{pmatrix} \Delta X \\ \Delta Y \\ \Delta \zeta \\ \Delta t \end{pmatrix}$$

и по разным независимым переменным

$$\left[ \frac{\partial \bar{f}^{xy}}{\partial X} \right]_{ij} \approx [\delta_x \bar{f}^{xy}]_{ij} = \frac{1}{2} [f_{i+1/2, j+1/2} + f_{i+1/2, j-1/2} - f_{i-1/2, j+1/2} - f_{i-1/2, j-1/2}];$$

$$\bar{f}_{ij}^{xy} = \frac{1}{4} [f_{i+1/2, j+1/2} + f_{i+1/2, j-1/2} + f_{i-1/2, j+1/2} + f_{i-1/2, j-1/2}], \quad (20)$$

где  $\Delta r = \Delta X = \Delta Y$ .

С помощью операторов (20) конечно-разностные аналоги уравнений модели записываются в следующем виде:

$$\begin{aligned} \delta_t \bar{U}^t + m [\bar{U}^{xy} \delta_x \bar{U}^y + \bar{V}^{xy} \delta_y \bar{U}^x + \delta_x \bar{\Phi}^y] + \omega \delta_\zeta U - f \bar{V}^{xy} = \\ = \left[ \frac{g}{RT} \right]^2 \delta_\zeta [K \zeta^2 \delta_\zeta \bar{U}^{xy}] + m^2 [\delta_x (K_\alpha D_T) + \delta_y (K_\alpha D_s)]; \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \delta_t \bar{V}^t + m [\bar{U}^{xy} \delta_x \bar{V}^y + \bar{V}^{xy} \delta_y \bar{V}^x + \delta_y \bar{\Phi}^x] + \omega \delta_\zeta V + f \bar{U}^{xy} = \\ = \left[ \frac{g}{RT} \right]^2 \delta_\zeta [K \zeta^2 \delta_\zeta \bar{V}^{xy}] + m^2 [\delta_x (K_\alpha D_s) - \delta_y (K_\alpha D_T)]; \end{aligned}$$

$$\delta_t \bar{T}^t + m [\bar{U}^{xy} \delta_x \bar{T}^y + \bar{V}^{xy} \delta_y \bar{T}^x] - \frac{R \bar{T}^{xy}}{g} [\gamma_\alpha - \gamma] \frac{\omega}{\zeta} =$$

$$= \frac{L}{C_p} [C_1 + C_2] + \left[ \frac{g}{RT} \right]^2 \delta_z [R^2 \delta_z \bar{T}^{xy}] + \\ + m^2 [\delta_x (K_0 \delta_x \bar{T}^{xy}) + \delta_y (K_0 \delta_y \bar{T}^{xy})];$$

$$T = -\frac{\zeta}{R} \delta_z \Phi; \quad m(\delta_x \bar{U}^y + \delta_y \bar{V}^x) + \delta_z \omega = 0, \quad (21)$$

где  $K_0 = 2K_0 (\Delta S/2)^2 |D|$  — коэффициент вихревой турбулентной диффузии;  $D_T = \frac{\partial U}{\partial X} - \frac{\partial V}{\partial Y}$ ,  $D_s = \frac{\partial V}{\partial X} + \frac{\partial U}{\partial Y}$  — деформации,  $|D| = \sqrt{D_T^2 + D_s^2}$ ,  $K_0 = 0,4$  — параметр,  $\Delta S$  — шаг по пространству.

Операторы (20) используются для конечно-разностной аппроксимации формул (7), (8), а также граничных условий (10), (13), (16), (18), (19).

Конечно-разностные аналоги уравнений модели в форме (21) позволяют реализовать алгоритм численного интегрирования по времени по расшатанной (шахматной) сетке, который обеспечивает получение решений на двух соседних шагах по времени в точках двух горизонтальных сеток, сдвинутых одна относительно другой по осям  $X$  и  $Y$  на полшага. При этом в одних и тех же точках сетки решение получается через два шага по времени. За счет этого достигается подавление ложных решений (вычислительных мод), которые генерируются в центрально-разностных схемах [1].

Для повышения качества прогнозов алгоритмов реализации модели предусмотрен режим четырехмерного усвоения данных радиозондирования в пределах области определения решения [2]. В этом режиме процедура интегрирования уравнений модели прерывается в моменты времени, близкие ко времени производства радиозондовых измерений. Данные радиозондирования интерполируются в ближайшие узлы сетки, которыми заменяются модельные значения метеовеличин в соответствующих узлах сетки. После этого осуществляется динамическое согласование, а затем процедура интегрирования уравнений продолжается с помощью той же схемы объективного анализа, которая используется при подготовке начальных условий.

Проведенная апробация предлагаемой модели и анализ результатов, полученных с помощью модели без применения четырехмерного усвоения, показали, что относительные ошибки прогноза вертикальных профилей ветра и температуры по модулю в центре области в среднем составляют около 15—20% (максимальные ошибки могут составлять  $\approx 65\%$ ) и обусловлены в значительной мере некорректностью боковых граничных условий. Максимальные ошибки прогноза уменьшаются примерно на 50%, если использовать четырехмерное усвоение двух радиозондовых измерений в пределах области интегрирования за два срока. Для повышения качества прогнозов представляется также целесооб-

разным прибегать к методу вложенных сеток, т. е. к заданию боковых граничных условий по данным, полученным с помощью полусферной прогностической модели.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 376 с.
2. Гандин Л. С. Четырехмерный анализ метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 61 с.
3. Гутман Л. Н. Введение в нелинейную теорию мезометеорологических процессов. — Л.: Гидрометеоздат, 1969. — 393 с.
4. Матвеев Л. Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 751 с.
5. Федорова Н. Г., Фукс-Рабинович М. С. О динамическом согласовании исходных полей для моделей по полным уравнениям гидротермодинамики. — Метеорология и гидрология, 1972, № 5, с. 3—11.

*B. D. PANIN, O. G. ANISKINA, I. P. TIKHONOVA*

### HYDRODYNAMIC PREDICTION OF VERTICAL PROFILES OF METEOROLOGICAL VALUES

A prediction model based on thermodynamic equations used in regional models is proposed to predict vertical profiles of meteorological values. Rather good space and time resolution was achieved along with labour amount less than it is needed for some others models. This permitted to realize the model on PC.

Verification of the model and analysis of the results have shown that the errors of temperature and wind predictions are 15—20 % (maximum errors can be as large as 65 %). The errors decrease when multy-grid method and four-dimensional adaptation of radiosounding data are used.

УДК 551.510.536

*В. А. ЮДИН, С. И. КУЗЬМИНА (РГГМИ)*

### ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ НА ТЕРМИЧЕСКИЙ И ДИНАМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ ПОЛУТОРАМЕРНОЙ МОДЕЛИ

Одномерные модели атмосферы продолжают оставаться важным инструментом, особенно для проведения различных качественных оценок. Недостаток таких простейших моделей состоит в том, что все метеозлементы осредняются по широте и долготе, так что рассчитывается только вертикальная зависимость. Предлагаемая модель с помощью некоторых допущений позволяет

включать информацию о средних меридиональных градиентах и учитывать, по крайней мере среднегодовые аспекты меридиональной изменчивости. В отличие от существующих «полуторамерных» моделей [13], в данном случае вид системы уравнений и метод ее решения аналогичны используемым в квазигеострофических среднезональных моделях.

В случае, когда вычислительные возможности не позволяют в рамках двумерной модели произвести быструю оценку ее чувствительности, предлагаемая модель может служить удобным инструментом для подобных оценок и понимания того, как совместное действие термических и динамических факторов вызывает наблюдаемую структуру ветра и температуры.

Настоящая механистическая модель основана на зонально-средненных квазигеострофических эйлеровых уравнениях, записанных в логизобарической системе координат:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + V \frac{\partial U}{\partial Y} + W \frac{\partial U}{\partial Z} - UV \frac{\operatorname{tg} \theta}{a} - lV = F_u; \quad (1)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{\partial T}{\partial Y} + W \left( \frac{\partial T}{\partial Z} + N^2 \frac{H}{R} \right) = F_T; \quad (2)$$

$$l \frac{\partial U}{\partial Z} = - \frac{R}{H} \frac{\partial T}{\partial Y}; \quad (3)$$

$$\frac{1}{\cos \theta} \frac{\partial V \cos \theta}{\partial Y} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial W \rho}{\partial Z} = 0; \quad (4)$$

$$F_u = F_x - K_R U + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial Z} \rho K_u \frac{\partial U}{\partial Z}; \quad (5)$$

$$F_T = Q - \alpha T + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial}{\partial Z} \rho C_p K_T \left( \frac{\partial T}{\partial Z} + \frac{\kappa T}{H} \right) + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial}{\partial Z} K_M \frac{\partial T}{\partial Z} + F_{Ta}, \quad (6)$$

где  $U$  и  $T$  — среднезональные ветер и температура;  $V$  — меридиональная составляющая вектора скорости;  $W$  — вертикальная составляющая вектора скорости;  $\theta$  — широта;  $dY = a d\theta$ ,  $a$  — радиус Земли;  $H$  — масштаб высоты,  $H = 7$  км;  $l$  — параметр Кориолиса,  $l = 2\Omega \sin(\theta)$ ;  $\Omega$  — угловая скорость вращения Земли;  $K_R$  — коэффициент Рэлеевского трения;  $\alpha$  — коэффициент Ньютоновского выхолаживания;  $N^2$  — частота Вейселя—Брента;  $\rho = \rho_0 \exp(-Z/H)$ , где  $\rho_0$  — стандартная плотность у поверхности Земли;  $F_x$  — член, описывающий дивергенцию потока движения за счет разрушения внутренних гравитационных волн (ВГВ);  $K_u$  — коэффициент турбулентной диффузии;  $K_T$  — коэффициент турбулентной теплопроводности;  $K_M$  — коэффициент молекулярной теплопроводности;  $Q$  — суммарный неадиабатический приток тепла;  $\kappa = 0,286$ ;

$C_p$  — удельная теплоемкость при постоянном давлении;  $F_{Ta}$  — нагревание или охлаждение за счет диссипации энергии ВГВ.

Введем среднюю меридиональную функцию тока  $X$

$$V = -\frac{1}{\cos \theta} \left( \frac{\partial X}{\partial Z} - \frac{X}{H} \right); \quad (7)$$

$$W = \frac{1}{\cos \theta} \frac{\partial X}{\partial Y}. \quad (8)$$

Следуя идеям [12, 13], перейдем теперь к одномерной системе уравнений, где широтное распределение метеовеличин задается на основе следующих допущений.

1. Среднегодовое распределение вертикальной скорости  $W$  симметрично относительно экватора и ее меридиональная структура может быть аппроксимирована полиномом Лежандра первой степени  $P_1$

$$P_1(\mu) = \mu, \quad \mu = \sin \theta, \quad W = A(Z) P_1(\mu). \quad (9)$$

С учетом (9) получим

$$X = -A \frac{A(Z)}{2} \cos^2 \theta = -W f_w(\theta). \quad (10)$$

2. Зональная циркуляция отвечает вращению атмосферы как твердого тела с угловой скоростью  $\alpha_1$ . В этом случае

$$U = \alpha_1 a \sin \theta; \quad (11)$$

$$T = T_0 + M(Z) \sin^2 \theta, \quad (12)$$

где  $T_0$  — температура на экваторе,  $M(Z)$  — разность температур на полюсе и экваторе.

Используя (11) и (12), для каждой широты получим значения вертикальных профилей меридиональных градиентов ветра  $f_u$  и температуры  $f_T$ . Таким образом, учитывая с помощью допущений 1 и 2 среднегодовой вид изменчивости метеовеличин, преобразуем систему (1)–(4) к виду:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + V f_u(\theta) + W \frac{\partial U}{\partial Z} - UV \frac{\operatorname{tg} \theta}{a} - lV = F_u; \quad (13)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{M}{a} f_T(\theta) + W \left( \frac{\partial T}{\partial Z} + N^2 \frac{H}{R} \right) = F_T; \quad (14)$$

$$l \frac{\partial U}{\partial Z} = -\frac{R}{H} \frac{M}{a} f_T(\theta); \quad (15)$$

$$V \cos \theta = -\left( X_z - \frac{X}{H} \right), \quad (16)$$

$$W f_w(\theta) = -X. \quad (17)$$

Исключая из (13) и (14) производные по времени, получим диагностическое соотношение для функции тока

$$A_1 X_{zz} - B_1 X_z - F_1 X = G_1, \quad (18)$$

где

$$A_1 = l \left( l - \frac{\partial U}{\partial Y} + U \frac{\operatorname{tg} \theta}{a} \right); \quad (19)$$

$$B_1 = \frac{1}{H} A_1 + \frac{2\Omega}{a} \frac{\partial U}{\partial Z} \left( \frac{\sin^2(\theta) + 1}{\cos \theta} \right); \quad (20)$$

$$F_1 = \frac{2}{H} \left( \frac{\partial U}{\partial Z} \frac{\Omega}{a} \cos \theta + \frac{R}{a^2} \left( \frac{\partial T}{\partial Z} + N^2 \frac{H}{R} \right) \right); \quad (21)$$

$$G_1 = \cos \theta \left( l \frac{\partial F_u}{\partial Z} + \frac{R}{H} \frac{\partial F_T}{\partial y} \right); \quad (22)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial F_T}{\partial Y} = & \frac{(Q + F_{Ta})}{a} - \frac{3}{2} (\sin \theta)^{0.5} \cos \theta - a \frac{M}{a} f_T(\theta) + \\ & + \frac{1}{\rho C_p} \frac{f_T(\theta)}{a} \left\{ \frac{\partial}{\partial Z} \rho C_p K_T^* \left[ \frac{\partial M}{\partial Z} + \frac{xM}{H} \right] + \frac{\partial}{\partial Z} K_M \frac{\partial M}{\partial Z} \right\}. \end{aligned} \quad (23)$$

Широтное распределение неадиабатических притоков тепла в (23) принимается пропорциональным  $\mu_1$ ,  $\mu_1 = (\sin \theta)^{3/2}$ , согласно [10]. Решив уравнение (18), получаем из (16) и (17)  $V$  и  $W$ , а затем из (13) и (14) тенденции среднезонального ветра и температуры.

В качестве начального условия системы (13)—(17) используется поле среднезональной температуры [6], а также радиационно-равновесный среднезональный ветер  $U_r$  [22]:

$$U_r = 2 \cos \left( \frac{2\pi tn}{360} + 1 \right) \frac{10 - Z(\text{км})}{2} + 30 \text{ [м/с]}, \quad (24)$$

где  $tn$  — номер дня в году.

При решении уравнения (18) в качестве начального приближения используется поле  $X^0$ , рассчитанное по неадиабатической вертикальной составляющей скорости  $W_0$ :

$$W^0 = \frac{R}{H} \frac{Q}{N^2}. \quad (25)$$

На верхней границе области интегрирования принимается

$$\left. \frac{\partial W}{\partial Z} \right|_{\text{в.г.}} = \left. \frac{\partial X}{\partial Z} \right|_{\text{в.г.}} = 0. \quad (26)$$

Для  $U$  и  $T$  задаются вертикальные градиенты, рассчитанные по эмпирической модели [6].

На нижней границе области интегрирования

$$X_{п.г} = -W_{п.г} f_w(\theta). \quad (27)$$

Таким образом, система (13)—(17) с граничными условиями (25)—(27) позволяет для каждой широты рассчитывать вертикальное распределение компонентов ветра и температуры.

Решение системы (13)—(17) осуществляется в интервале высот 14—130 км с шагом по вертикали  $\Delta Z = 2$  км.

Уравнение для функции тока (18) решается методом скалярной прогонки по вертикали.

Для интегрирования по времени используется схема Адамса—Бешфорта. Шаг по времени  $\Delta t = 2$  ч. Интегрирование производится на срок  $T = 10$  сут.

Нагревание за счет поглощения солнечной радиации  $O_2$  и  $O_3$  рассчитывалось по двум параметризационным схемам.

1. Для расчета нагревания за счет поглощения молекулярного кислорода использовалась параметризация [21], уточненная [1].

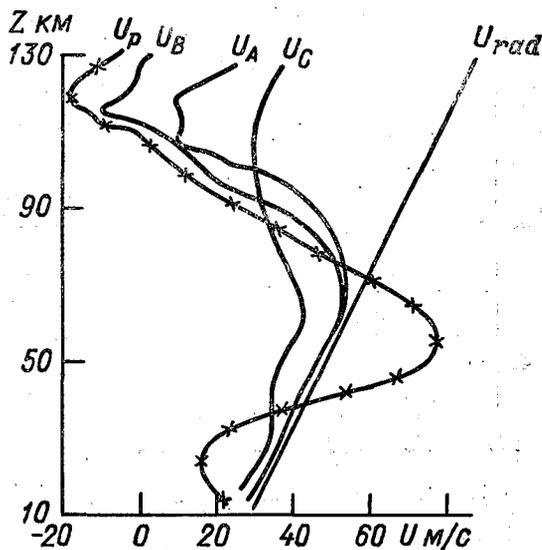
2. Радиационное нагревание за счет поглощения солнечной радиации озоном было рассчитано по параметризации [19], основанной на современных измерениях солнечных потоков и сечений поглощения радиации молекулами озона. Для расчета солнечного нагревания использовалось широтное распределение интегрального планетарного альбедо [20]. Вертикальные профили объемного отношения смеси озона заимствованы из эмпирических моделей [5, 18].

Радиационное охлаждение в стратосфере и нижней мезосфере происходит в основном за счет полосы  $CO_2$  с  $\lambda = 15$  мкм. Для учета этого эффекта в модели для высот менее 80 км в условиях лучистого термодинамического равновесия (ЛТР) использовалась матричная параметризация [8]. В условиях нарушения ЛТР (80—115 км) радиационное охлаждение рассчитывалось по рекуррентному соотношению [8]. Для высот более 115 км использовалась формула, предложенная в работе [11]. Константа скорости дезактивации столкновений  $CO_2$  ( $O_1'O$ ) с атомарным кислородом принималась равной  $5 \cdot 10^6$  атм<sup>-1</sup>·с<sup>-1</sup>, согласно [8]. При расчетах использовался профиль атомарного кислорода, заимствованный из модели [5], а также данные о концентрации  $CO_2$  в мезосфере и нижней термосфере, согласно [23].

Излучение  $NO$   $\lambda = 5,3$  мкм играет исключительно важную роль в охлаждении термосферы. Главным механизмом возбуждения  $NO$  на этих высотах являются столкновения с атомарным кислородом. Для учета этого эффекта в модели использовалась параметризация [15], а также данные о концентрации  $NO$  из работы [4].

Охлаждение за счет излучения озона в полосе  $\lambda = 9,6$  мкм рассчитывалось в модели с использованием параметризации [7].

Рис. 1. Высотное распределение среднезонального ветра



Эффекты разрушения и диссипации ВГВ в модели учитываются с помощью параметризаций [16, 17]. Для изучения чувствительности модели к типам спектров ВГВ, задающихся на нижней границе области интегрирования, при расчетах использовались три различных спектра ВГВ.

1. Спектр «А»: изотропический спектр ВГВ, заимствованный из работы [14], где 24 дискретных монохроматических гармоники распространяются в восьми направлениях с фазовыми скоростями  $C_\phi=5, 15, 25$  м/с.

2. Спектр «В»: заимствован из работы [3]; аналогичен спектру «А», но используются фазовые скорости  $C_\phi=20, 40, 60$  м/с.

3. Спектр «С»: заимствован из работы [9], рассматриваются 9 волновых гармоник с  $C_\phi=\pm 10, \dots, \pm 40$  м/с.

При расчетах использовался профиль коэффициента вертикальной турбулентной диффузии  $K_u$  из работы [2], турбулентное число Прандтля  $Pg=3$ .

Приводимые ниже результаты расчетов относятся к широте  $45^\circ$  с.ш. и условиям зимнего солнцестояния. На рис. 1 представлены профили среднезонального ветра ( $U_A, U_B, U_C$ ), полученные при использовании спектров ВГВ «А», «В» и «С» соответственно;  $U_{rad}$  — радиационно-равновесный ветер,  $U_p$  — реальный ветер, заимствованный из [6]. Легко видеть, что использование спектра «В» позволяет достигнуть большего согласия с реальными данными. На рис. 2 приведены два профиля температуры.

На рис. 3 представлено высотное распределение скоростей нагревания и охлаждения, где  $Q_{NO}$  — охлаждение за счет излучения  $NO$ ,  $Q_{CO_2}$  — охлаждение за счет излучения  $CO_2$ ,  $Q(O_2, O_3)$  — нагревание за счет поглощения солнечной радиации молекулярным кислородом и озоном.

Таким образом, настоящая полторамерная модель включает в себя реалистические параметризации радиационных процессов и эффектов разрушения ВГВ. Модель позволяет рассчитывать вертикальную структуру компонентов ветра и температуры для

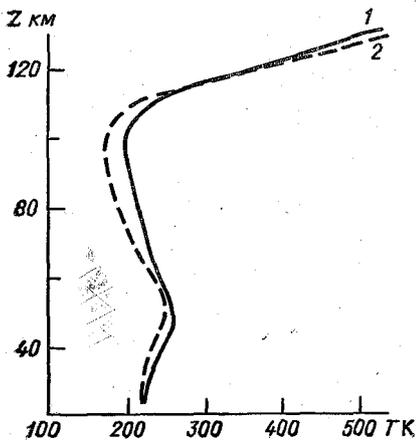


Рис. 2. Высотное распределение температуры

1 — реальный профиль температуры [6]; 2 — расчетный профиль температуры, полученный для спектра «В»

высотного интервала 14—130 км, при этом достигается достаточно хорошее согласие с реальными данными; производить оценку чувствительности к типам параметризаций физических процессов, что было показано на примере исследования чувствительности модели к видам спектров ВГВ.

Данная работа стала возможной благодаря финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 93—05—8500.

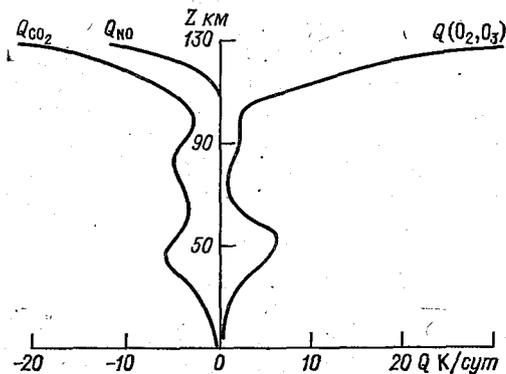


Рис. 3. Высотное распределение скоростей нагрева и охлаждения

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Apruzese J., Schoeberl M., Strobel D. — J. Geoph. Res., 1982, vol. 87, p. 8951.
2. Apruzese J. et al. — J. Geoph. Res., 1984, vol. 89, p. 4917.
3. Akmaev R. et al. — J. Atm. Terr. Phys., submitted.
4. Barth Ch. — Adv. Space Res., 1989, vol. 10, p. 6103.
5. CIRA/COSPAR International Reference Atmosphere. — Berlin: Akademie-Verlag. — 450 p.
6. Fleming et al. — NASA Tech. Mem., № 100697. — 85 p.
7. Fomichev V., Shved G. — J. Atm. Terr. Phys., 1985, vol. 47, p. 1037.
8. Fomichev V. et al. — J. Atm. Terr. Phys., submitted.
9. Garsia R., Solomon S. — J. Geoph. Res., 1985, vol. 90, p. 3850.
10. Garsia R. — J. Atm. Sci., 1987, vol. 44, p. 3599.

11. *Gordiets B. et. al.* — J. Geoph. Res., 1982, vol. 87, p. 4504.
12. *Haurwitz B.* — J. Marine Res., 1940, vol. 3, p. 254.
13. *Holton J.* — J. Geoph. Res., 1986, vol. 91, p. 2681.
14. *Holton J., Xun Zhu.* — J. Atm. Sci., 1984, vol. 41, p. 2653.
15. *Kockarts G.* — Geoph. Res. Lett. 1978, vol. 83, p. 3883.
16. *Lindzen R.* — J. Geoph. Res., 1981, vol. 86, p. 9707.
17. *Matsuno T.* — J. Met. Soc. Japan, 1982, vol. 60, p. 215.
18. *Proposed Refer. model for O<sub>3</sub>.* — Adv. Space Res., 1987, vol. 7, p. 937.
19. *Shine K., Rickaby J.* — A. DEEPAK Publishing, Hempton, Virginia, USA.
20. *Stephens et. al.* — J. Geoph. Res., 1981, vol. 86, p. 9739.
21. *Strobel D.* — J. Geoph. Res., 1978, vol. 83, p. 6225.
22. *Tanaka H., Yamanaka M.* — Water Research Institute, Nagoya University, 1985.
23. *Trinks H., Fricke K.* — J. Geoph. Res., 1978, vol. 83, p. 3883.

V. A. JUDIN, S. I. KUZMINA

## AN INVESTIGATION OF WAVE PROCESSES AFFECT ON THERMAL AND DYNAMICAL REGIME OF THE MIDDLE ATMOSPHERE WITH AN EXAMPLE OF ONE AND A HALF DIMENSIONAL MODEL

An one and a half dimensional model including real parametrizations of radiative processes and effects of inner gravitational waves destructions have been worked out. The model allows for calculating vertical structure of wind components and temperature for the height interval 14—130 km, a rather good agreement with real data being achieved. Using the model it is possible to consider thermal and dynamical processes as interacting with each other and to estimate sensibility with respect to different types of physical processes parametrization.

УДК 551.513

Р. В. БЕКРЯЕВ (ААНИИ)

## ФОРМИРОВАНИЕ И ПРЕДСКАЗУЕМОСТЬ ДИНАМИЧЕСКИХ РЕЖИМОВ В МАЛОМОДОВОЙ МОДЕЛИ ПЛАНЕТАРНОЙ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

**Введение.** По современным представлениям режимы планетарной динамики соответствуют нескольким стационарным, но неустойчивым состояниям системы общей циркуляции атмосферы. Формирование циркуляционных аномалий, например блокирующих антициклонов, связывают с попаданием фазовой траектории в окрестность устойчивого многообразия седловой особой точки, где движения становятся относительно медленными [5, 9]. Такая теория объясняет, судя по проведенному анализу [6, 11], часть наблюдаемых блокирований. Однако для крупномасштаб-

ных и продолжительных атмосферных структур эта гипотеза вызывает некоторые сомнения. В частности, колебания ультрадлинных волн носят релаксационный характер, связанный с чередованием медленных и быстрых движений [3, 4]. Четкое разделение двух видов колебаний заставляет рассматривать иные возможные механизмы.

Нами развивается предположение о том, что долгопериодные блокирования атмосферной циркуляции представляют собой ламинарную фазу перемежаемости типа «стационарное состояние — хаос». Следует отметить, что предсказуемость различных динамических режимов может существенно отличаться и зависит в первую очередь от бифуркационного сценария, приводящего к их формированию.

**Постановка задачи.** Воспользуемся квазисолеоидальным вариантом модели горизонтально-бароклинной атмосферы [1]. Уравнения модели могут быть записаны в декартовой системе координат на  $\beta$ -плоскости при некоторых упрощениях следующим образом:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \Delta \Psi &= \frac{1}{\bar{T}} [\omega_z J(\Psi, T) + q J(T, H_s)] - J(\Psi, \Delta \Psi) - \beta \frac{\partial \Psi}{\partial x} + \nu \Delta \Psi; \\ \frac{\partial T}{\partial t} &= J(T, \Psi) + k \Delta T + Q_T. \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь  $\Psi$  и  $T$  — средневзвешенные по вертикали значения функции тока и температуры;  $g$  — ускорение свободного падения;  $H_s$  — высота поверхности над уровнем моря;  $\omega_z$  — параметр Кориолиса ( $\omega_z = 10^{-4} \text{ с}^{-1}$ );  $\nu$  и  $k$  — соответственно коэффициенты горизонтального турбулентного обмена импульсом и температуропроводности;  $\Delta$  — оператор Лапласа,  $J(A, B)$  — оператор Якоби,  $\bar{T}$  — средняя по области температура,  $\beta = 5 \cdot 10^{-12} (\text{м} \cdot \text{с})^{-1}$ ,  $Q_T$  — источник тепла; ось  $x$  направлена на восток, ось  $y$  на север.

Положим, что температура и функция тока определяются линейными стационарными профилями в направлении «экватор — полюс» и переменными во времени отклонениями  $T_*$ ,  $\Psi_*$

$$\begin{aligned} T(x, y, t) &= T_0 + \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} y + T_*(x, y, t), \quad \Psi(x, y, t) = \\ &= \frac{\partial \bar{\Psi}}{\partial y} y + \Psi_*(x, y, t), \end{aligned}$$

где  $T_0$  — средняя температура на «южной» границе области;  $\frac{\partial \bar{T}}{\partial y}$  и  $\frac{\partial \bar{\Psi}}{\partial y}$  — постоянные меридиональные составляющие градиентов. Поскольку западный перенос в атмосфере умеренных широт определяется фоновой бароклинностью, можно принять его скорость  $\bar{U} = -\frac{R}{\omega_z} \frac{\partial \bar{T}}{\partial y} = -\frac{\partial \bar{\Psi}}{\partial y}$ , где  $R$  — газовая постоянная сухо-

го воздуха. Рассмотрим процесс в зональном канале. По оси  $x$  зададим условия периодичности, по оси  $y$  —

$$T_*(x, 0, t) = T_*(x, \pi h, t) = \Psi_*(x, 0, t) = \Psi_*(x, \pi h, t) = \\ = \Delta\Psi_*(x, 0, t) = \Delta\Psi_*(x, \pi h, t) \equiv 0,$$

где  $\pi h$  — ширина канала,  $2\pi f$  — зональная протяженность канала. Ограничимся далее следующим спектральным усечением:

$$\Psi_* = \frac{5k}{2} V\sqrt{2} \left[ X \sin\left(\frac{x}{f}\right) \sin\left(\frac{y}{h}\right) + G \cos\left(\frac{x}{f}\right) \sin\left(\frac{y}{h}\right) \right] - \\ - \frac{5k}{2} H \sin\left(\frac{2y}{h}\right); \quad (2)$$

$$T_* \frac{\omega_z a^2}{T} = \\ = k \left\{ V\sqrt{2} \left[ F \sin\left(\frac{x}{f}\right) \sin\left(\frac{y}{h}\right) + Y \cos\left(\frac{x}{f}\right) \sin\left(\frac{y}{h}\right) \right] - Z \sin\left(\frac{2y}{h}\right) \right\}; \quad (3)$$

$$H_s = \frac{\omega_z 125 k V\sqrt{2}}{g} \left\{ B \cos\left(\frac{x}{f}\right) \sin\left(\frac{y}{h}\right) - \right. \\ \left. - \left[ C \sin\left(\frac{x}{f}\right) + A \cos\left(\frac{x}{f}\right) \right] \sin\left(\frac{3y}{h}\right) \right\}. \quad (4)$$

Здесь  $f = a/2$ ,  $h = a/4$ ,  $a$  — радиус Земли. Соответственно зональная протяженность канала составляет примерно 20 000 км, меридиональная — 5000 км.

**Спектральные уравнения.** Основываясь на спектральном базисе (2)–(4) и применяя процедуру Галеркина, получим систему обыкновенных квадратично-нелинейных дифференциальных уравнений для безразмерных гармоник функции тока и температуры:

$$\frac{\partial X}{\partial \tau} = \frac{1}{50} ZG - \text{Be} G + \frac{1}{50} U_V Y - \text{Pr} X + AZ + \\ + B(Z - U_T) + \left( 2,2G - \frac{Y}{50} \right) H; \quad (5)$$

$$\frac{\partial G}{\partial \tau} = -\frac{1}{50} ZX + \text{Be} X - \frac{1}{50} U_V F - \text{Pr} G + CZ - \left( 2,2X - \frac{F}{50} \right) H; \quad (6)$$

$$\frac{\partial H}{\partial \tau} = \frac{1}{160} (XY - GF) - P \text{Pr} H - \frac{1}{P} ((A+B)F + CY); \quad (7)$$

$$\frac{\partial F}{\partial \tau} = ZG + U_V Y - U_T G - F + Q_F - HY; \quad (8)$$

$$\frac{\partial Y}{\partial \tau} = -ZX - U_V F + U_T X - Y + Q_Y + HF; \quad (9)$$

$$\frac{\partial Z}{\partial \tau} = (XY - GF) - PZ, \quad (10)$$

где  $U_T = \frac{\bar{U} \omega_z^2 a^3}{4R\bar{T}k}$ ,  $U_U = \frac{\bar{U}a}{10k}$ ,  $Ba = \frac{\beta a^3}{200k}$ ,  $B_r = (Ba - U_U)$ ,  $B_e = B_r + U_T/50$ ,  $\tau$  — безразмерное время,  $\tau = (20kt)/(a^2)$ ,  $Pr = \nu/k$ ,  $P = 16/5$ .

Условие однородности подстилающей поверхности ( $A=B=C=Q_F=Q_Y=0$ ) позволяет получить в системе (5)–(10) режимы только с простыми аттракторами [2]. При малых скоростях  $U$  реализуется невозмущенный зональный поток ( $X=G=H=F=Y=Z=0$ ). Выполнение неравенства (11) означает (при  $Pr=1$ ) потерю устойчивости этой особой точкой и возникновение режима Россби с бегущей волной постоянной амплитуды

$$4U_T - 500(Ba + U_T/50)^2 > 2000. \quad (11)$$

Отметим, что в трехкомпонентном варианте модели ( $G=F=H=0$ ) линейная замена переменных  $X_* = X$ ,  $Y_* = U_U Y/(50 Pr)$ ,  $Z_* = U_U Z/(50 Pr)$  позволяет привести уравнения (5)–(10) к виду системы Лоренца

$$\begin{aligned} \frac{\partial X_*}{\partial \tau} &= Pr Y_* - Pr X_*; \\ \frac{\partial Y_*}{\partial \tau} &= -X_* Z_* + \frac{Pe^2}{2000 Pr} X_* - Y_*; \\ \frac{\partial Z_*}{\partial \tau} &= X_* Y_* - PZ_*, \end{aligned} \quad (12)$$

где  $Pe = (\bar{U}L_R)/k$  — безразмерное турбулентное число Пекле для крупномасштабных термобарических волн;  $L_R = (a^2 \omega_z)/(R\bar{T})^{0.5}$  — характерный планетарный масштаб длины ( $L_R \approx (1-1.5) \cdot 10^4$  км).

**Перемежающиеся колебания.** Рассмотрим пятимодовый вариант модели (5)–(10), приняв  $H=0$ , и, кроме того,  $Q_F=Q_Y=0$ . Зададим в фазовом подпространстве  $F, Y, Z$  сферу радиуса

$$R_*^2 = F^2 + Y^2 + (Z - U_T)^2 \quad (13)$$

с центром в точке  $F=Y=0, Z=U_T$ . Траектории в подпространстве будут стремиться внутрь сферы (13), если только она лежит вне эллипсоида

$$F^2 + Y^2 + P(Z - U_T/2)^2 = P(U_T/2)^2. \quad (14)$$

В точках пересечения сферы (13) и эллипсоида (14) радиус сферы  $R_* = (Z - U_T)^2 - P(Z^2 - ZU_T)$ .  $R_* = \max$ , если  $\partial R_*/\partial Z = 0$ . Соответственно  $Z_{R, \max} = 3U_T/11$ ,  $R_{\max} = (8U_T)/(\sqrt{55})$ . Следовательно, переменная  $Z$  после выхода на аттрактор ограничена в пределах

$$U_T(1 - 8/\sqrt{55}) \leq Z \leq U_T(1 + 8/\sqrt{55}). \quad (15)$$

Теперь рассмотрим сферу радиуса  $R$  в исходном пятимерном пространстве  $X, G, F, Y, Z$

$$R_0^2 = X^2 + G^2 + F^2 + Y^2 + (Z - U_U - U_T)^2. \quad (16)$$

Уравнение для эволюции радиуса можно записать следующим образом:

$$R \frac{\partial R}{\partial \tau} = -Pr \left\{ \left[ X - \frac{1}{2Pr} (AZ + B(Z - U_T)) \right]^2 + \left[ G + \frac{1}{2Pr} CZ \right]^2 \right\} - (F^2 + Y^2) - P \left[ Z - \frac{1}{2}(U_U + U_*) \right]^2 + \frac{4}{5} (U_U + U_T)^2 + \frac{1}{4Pr} \{ [AZ + B(Z - U_*)]^2 + C^2 Z^2 \}. \quad (17)$$

Поскольку переменная  $Z$  удовлетворяет неравенству (15), очевидно, что все траектории будут ограничены в фазовом пространстве. Таким образом, в силу диссипативности системы (5)–(10) можно считать доказанным существование притягивающего множества.

Численные эксперименты с уравнениями (5)–(10) показали, что в достаточно широкой области параметров реализуются релаксационные колебания. С ростом заkritичности колебания стохастизируются, длина ламинарных участков сокращается. Переменяемость характеризуется регулярной фазой с очень медленными движениями и относится, по-видимому, к типу «стационарное состояние — хаос».

Анализ выявил, что стационарные состояния в системе (5)–(10) определяются как корни полинома 3-й степени и соответственно могут образовывать в обобщенном пространстве параметров и фазовых координат особенность типа сборки Уитни. Заметим, что следует рассматривать, как минимум, двухпараметрическую задачу. Приведем выражение для  $Z$ -координаты стационарного состояния

$$Z^3 [Q^2 + P(A + B)^2 + C^2] + Z^2 \{-2QS_2 - U_T [2Q^2 + P((A + B)^2 + 2B(A + B) + C^2)]\} + Z \{S_1^2 + (S_2 + QU_T)^2 + PU_T^2 B(B + 2(A + B))\} - PB^2 U_T^3 = 0, \quad (18)$$

где  $S_1 = 3,2 (BrU_U + Pr)$ ,  $S_2 = 3,2 (Br - PrU_U)$ ,  $Q = 16/250$ .

Расчет дискриминанта кубического уравнения (18) позволяет получить условия, при которых в системе (5)–(10) существуют одна или три неподвижные точки. На рис. 1 приведена бифуркационная диаграмма в плоскости параметров  $A$  и  $B$ . В области, ограниченной линиями 1 и 2, присутствуют три стационарных состояния ( $E_1, E_2, E_3$ ), в остальной части плоскости имеется единственная особая точка  $E_1$ . Численные эксперименты обнаруживают также бифуркацию Хопфа, соответствующую потере устой-

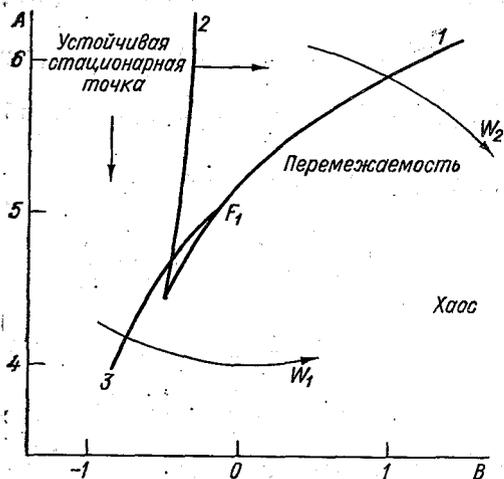


Рис. 1. Бифуркационные границы в плоскости параметров  $A$  и  $B$  системы (5)–(10) при  $H=0$ ;  $\bar{U}=20$  м/с;  $Pr=1$ ;  $k=3 \cdot 10^5$  м<sup>2</sup>/с;  $\beta=5 \cdot 10^{-12}$  м<sup>-1</sup> × с<sup>-1</sup>;  $\omega_z=10^{-4}$  с<sup>-1</sup>;  $\bar{T}=242$  К;  $A=6,0$ ;  $C=Q_F=Q_Y=0$ . 1, 2 — линии седлоузловых бифуркаций, 3 — кривая бифуркации Хопфа.

Хопфа с необходимостью проходит также и по внутренней поверхности сборки, отделяя точки с размерностью неустойчивого многообразия один и три.

Следует отметить, что в диссипативной динамической системе бифуркационная картина такого рода может наблюдаться только в том случае, если размерность фазового пространства  $R \geq 4$  (поскольку одно собственное число должно быть всегда отрицательным).

Периодические колебания, родившиеся в результате бифуркации Хопфа, при изменении параметров вдоль направления  $W_1$  также теряют устойчивость и стохастизируются путем каскада бифуркаций удвоения периода. Поэтому движение по плоскости параметров вдоль направления  $W_2$  означает, в момент пересечения седлоузловой границы «1», непосредственный переход от устойчивой стационарной точки  $E_1$  к режиму автоколебаний. Однако при малых закритичностях притяжение к уже исчезнувшей устойчивой особой точке сохраняется, что в конечном счете и приводит к формированию длительной ламинарной фазы.

Периоды ламинарных движений сопровождаются блокированием термического зонального переноса. Волны практически стационарируют, их амплитуды относительно велики. Напротив, хаотическая фаза связана с быстро перемещающимися волновыми модами небольшой амплитуды. Распределение элементов близко к зональной форме циркуляции. Такое поведение рассматриваемой системы позволяет сделать следующее предположение: механизм смены форм атмосферной циркуляции заключается в неперiodическом чередовании фаз перемежаемости типа «стационарное состояние — хаос».

**Предсказуемость перемежающихся колебаний.** Анализ исходной шестикомпонентной системы (5)–(10) более сложен. Однако можно показать, что орографическое возбуждение (гармоника  $C \neq 0$ ) приводит к появлению трех особых точек. Первая из них:  $X = G = H = F = Y = Z \equiv 0$ . Устойчивость этой точки определяется неравенством (11). Второе и третье стационарные состояния могут быть описаны соотношениями

$$H = (Ba - (Pr + 1) U_U + U_T/50) \frac{5}{11(Pr + 1)}; \quad (19)$$

$$F = F_*/C,$$

где

$$F_* = P \{ (H - U_U) ((Ba Pr - U_T/50)/(Pr + 1)) + Pr \}; \quad (20)$$

$$\left[ P \left( \frac{1}{50} \right)^2 + C^2 \right] Z^2 - \left[ P^2 \frac{2}{50} Pr H + U_T C^2 \right] Z + \frac{1}{P} F_*^2 + P^3 Pr^2 H^2 = 0. \quad (21)$$

Если дискриминант  $d$  уравнения (21) становится меньше нуля, второе и третье неподвижные состояния исчезают, т. е. осуществляется седлоузловая бифуркация. Критическая высота рельефа соответствует корням биквадратного уравнения

$$U_T^2 C^4 + 4 \left[ P^2 \frac{1}{50} Pr H U_T - \frac{1}{P} F_*^2 - P^3 Pr^2 H^2 \right] C^2 - 4 \frac{F_*^2}{50^2} = 0. \quad (22)$$

Очевидно, что незональный термический форсинг приведет к появлению в двухпараметрическом случае сборки Уитни и создаст условия для возникновения перемежающихся колебаний. Численные эксперименты полностью подтвердили это предположение. Временная эволюция переменных характеризуется весьма отчетливо выраженными ламинарными и хаотическими фазами.

Ламинарная фаза формируется вследствие притяжения траекторий к «призраку» устойчивого стационарного состояния, исчезнувшего в результате седлоузловой бифуркации. Это в свою очередь наводит на мысль, что предсказуемость движений, соответствующих ламинарной фазе, может быть значительно выше, чем хаотических колебаний.

Разумеется, в динамическом режиме с хаосом по крайней мере один из ляпуновских характеристических показателей  $\lambda > 0$  [8]. Соответственно любые две первоначально близкие фазовые траектории, заданные в окрестности аттрактора, экспоненциально разбегаются, т. е.  $\delta X(t) \approx \delta X_0 \exp(\lambda t)$ . С другой стороны, показатели  $\lambda$  определяют только средние характеристики аттрактора, на отдельных участках свойства притягивающего множества способны существенно отличаться. Поэтому можно ожидать, что в окрестности исчезнувшей особой точки экспоненциальное разбегание траекторий нарушается. Вне ламинарной области такое разбегание сохраняется до тех пор, пока  $\delta X$  не становится сравнимым с характерной амплитудой колебаний  $l_h$ .

Для проверки этого предположения был проведен следующий численный эксперимент. После выхода траектории в окрестность аттрактора задавалось малое отклонение ( $\delta Z = 0,01$ ) в положении фазовой координаты. Возмущение вводилось в момент начала очередной ламинарной фазы. Далее рассматривалась динамика в исходном и возмущенном случае. Экспоненциальное разбегание траекторий имело место только в периоды хаотических колебаний. В периоды ламинарных движений расстояние  $\delta Z$  сначала сокращалось (во время первой регулярной фазы до значений менее 0,001), а затем сохранялось практически постоянным. Во время второй ламинарной фазы расстояние  $\delta Z$  было уже значительно больше. Дальнейшее интегрирование показывает быстрое разбегание траекторий  $\langle \delta Z \rangle \approx l_h$ .

Нарушение экспоненциального разбегания траекторий, на наш взгляд, естественным образом связано с особенностями седлоузловой бифуркации. Рассмотрим одномерное отображение

$$X_{n+1} = X_n^2 + X_n - \varepsilon. \quad (23)$$

Соотношение (23), дополненное линейным участком отображения, возвращающим траекторию в начало «ламинарного канала», порождает хаотические перемежающиеся колебания [7]. Особые точки (23) определяются выражением  $X_c^2 - \varepsilon = 0$  и аннигилируют при критическом значении  $\varepsilon = 0$ . Эволюция расстояния  $\delta$  между двумя траекториями  $X$  и  $Y$  может быть описана следующим образом:  $\delta_{n+1} = (X_{n+1} - Y_{n+1}) = \delta_n (X_n + Y_n + 1)$ . Для близких траекторий справедливо  $\delta_{n+1} = \alpha \delta_n$ , где  $\alpha = 2X_n + 1$ . Соответственно  $\alpha < 1$ , если  $X_n < 0$ , и наоборот. Таким образом, при прохождении «ламинарного канала» траектории сначала сближаются, а затем расходятся. Такое сближение или разбегание в случае  $\alpha = \text{const}$  являлось бы экспоненциальным  $\delta_h = \delta_0 \alpha^h$ . Фактически же, поскольку  $X$  в канале монотонно увеличивается, показатель экспоненты постепенно меняется, достигая нуля при  $X_n = 0$ . Отметим, что сближение траекторий, наблюдаемое в ламинарном режиме системы (5)–(10), происходит в логарифмическом масштабе нелинейно, подтверждая справедливость сделанных выводов.

**Заключение.** Полученные результаты указывают на принципиальную возможность прогнозирования эволюции отдельных термобарических образований на промежутки времени, превышающие средний период предсказуемости. Задача заключается в определении циркуляционных ситуаций, представляющих собой ламинарную фазу перемежаемости, если, конечно, они существуют, и, по сути дела, тесно примыкает к прогнозу предсказуемости.

С другой стороны, гипотеза о перемежаемости предлагает альтернативный механизм формирования наблюдаемой множественности режимов крупномасштабной циркуляции атмосферы [10, 12]. Множественность динамических режимов может объясняться при этом не только блужданием фазовой траектории в

окрестностях нескольких седловых особых точек, но и различными фазами перемежающейся динамики.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бекряев Р. В. Малопараметрическая квазисоленоидальная модель крупномасштабных движений атмосферы. — Труды ААНИИ, 1992, т. 430, с. 56—74.
2. Бекряев Р. В. Исследование механизмов формирования квазистационарных режимов атмосферной циркуляции в умеренных и высоких широтах. Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат. наук, Санкт-Петербург: РГГМИ, 1993. — 23 с.
3. Власова И. Л., Зимин Н. Е., Сонечкин Д. М. Релаксационные колебания и синхронизация фаз планетарных волн. — Метеорология и гидрология, 1989, № 11, с. 33—42.
4. Галин М. Б., Киричков С. Е. Энергетика циркуляционных режимов в модели с орографией. — Изв. АН СССР, ФАО, 1986, Т. 22, № 8, с. 787—795.
5. Дымников В. П., Филатов А. Н. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 237 с.
6. Дымников В. П., Казанцев Е. В., Харин В. В. Характеристики устойчивости и время жизни режимов атмосферной циркуляции. — Изв. АН СССР, ФАО, 1990, Т. 26, № 4. С. 81—110.
7. Неймарк Ю. И., Ланда П. С. Стохастические и хаотические колебания. — М.: Наука, 1987. — 423 с.
8. Шустер Г. Детерминированный хаос. — М.: Мир, 1988. — 240 с.
9. Charney J. G., De Vore J. G. Multiple flow equilibria in the atmosphere and blocking. — J. Atmos. Sci., 1979, vol. 36, № 7, p. 1205—1216.
10. Hansen A. R., Sutera A. Structure in the phase space of a general circulation model deduced from empirical orthogonal functions. — J. Atmos. Sci., 1992, vol. 49, № 4, p. 320—326.
11. Mo K.-C., Ghil M. Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. — J. Geophys. Res., 1988, vol. 93, p. 10, 921—952.
12. Vautard R. Multiple weather regimes over the North Atlantic. Analysis of precursors and successors. — Mon. Wea. Rev., 1990, vol. 118, p. 2056—2081.

R. V. BEKRJAEV

### FORMATION AND PREDICTABILITY OF DYNAMIC REGIMES IN A SMALL MODE MODEL OF THE GLOBAL ATMOSPHERIC CIRCULATION

Nowadays, it is commonly adopted to relate a blocking development with phase trajectory falling into vicinity of an unstable singular point of an ideal dynamic model of the atmosphere.

In that paper, an alternative point of view is presented, namely a long period blocking of atmospheric circulation is a laminar phase of the intermittence of the type «stationary state—chaos».

Dynamic regimes in the spectral quasi-solenoidal model of the non-linear interaction between planetary atmospheric wave and zonal flow are analysed.

An intermittence of the type «stationary state—chaos» was discovered over orographically inhomogeneous underlying surface, the laminar phase of the intermittent oscillation being

accompanied by zonal transfer blocking. Bifurcational mechanism leading to the intermittence formation was considered. It was shown that the laminar stage of the intermittent auto-oscillations was related to local disturbance of exponential scattering of the trajectories inspite of generally chaotic character of the dynamics.

УДК 551.509.32 : 551.576 : 551.521

Л. О. НЕЕЛОВА (РГГМИ), А. П. КОМАРОВ (Певекское УГМС)

## ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ ВАРИАЦИЙ РАДИАЦИИ И ОБЛАЧНОСТИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ГИДРОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Как известно, облачность является главным регулятором распределения радиационных притоков тепла в атмосфере и на подстилающей поверхности, которые через поле температуры влияют на динамику и энергетику атмосферных процессов [5]. Оценке влияния облачности на приток тепла и, следовательно, на термический режим тропосферы и нижней стратосферы посвящено достаточно большое количество научных работ как российских [1, 3, 4, 7, 8, 10], так и зарубежных авторов [11—13]. В данной статье исследуется чувствительность неадиабатической полусферной шестиуровневой гидродинамической модели прогноза погоды [2] к вариациям притоков тепла, вызванным изменениями поля облачности. С этой целью были проведены серии численных экспериментов с указанной моделью, к которой был подключен усовершенствованный радиационный блок [6]. Исходными данными для всех экспериментов служили поля приземного давления, геопотенциала основных изобарических поверхностей, массовой доли водяного пара, приземной температуры за 13 августа 1978 г. и 19 января 1980 г. Моделирование проводилось на срок до пяти суток. Балл облачности прогнозировался по широко известным формулам Смагоринского [5]. Основные виды экспериментов представлены в табл. 1.

Прежде всего представляется возможным определить меру воздействия отдельных видов притоков тепла на динамические процессы в атмосфере.

В табл. 2 приведены координаты центров барических образований и значения приземного давления в них при различных вариантах моделирования (зимний вариант).

Анализируя данные табл. 2, можно сделать следующие выводы.

1. Учет только радиационного притока тепла в модели для зимы в циклонах приводит в основном к выхолаживанию атмо-

Таблица 1

## Численные эксперименты, проводимые в рамках данной работы

Эксперимент	Основные характеристики
«Эталон» (№ 1) «Ясное небо» (№ 2)	Учет всех видов притоков тепла Учет только радиационного притока тепла, «запрет» на образование облачности на всех шести уровнях модели
«Е рад.» (№ 3)	Учет только радиационного притока тепла без «запрета» на образование облачности на всех уровнях модели, кроме поверхности 100 гПа
«ППС» (№ 4)	Учет только турбулентного притока тепла, влаги и импульса в пограничном слое атмосферы
«Запрет 500» (№ 5)	Учет только радиационного притока тепла с «запретом» образования облачности на поверхности 500 гПа
«Адиабатический» (№ 6)	Моделирование без учета всех видов притока тепла и с «запретом» на образование облачности на всех уровнях модели

Таблица 2

Координаты центров и давление (гПа)  
основных барических образований

Барическое образование	Географические координаты	Моделирование на 24 ч				Моделирование на 72 ч	
		«Е рад.»	«Эталон»	«ППС»	«Адиабатический»	«Адиабатический»	«Эталон»
Циклон							
№ 1	70° с. ш., 10° з. д.	984	985	986	984	993	993
№ 2	65, 30	992	991	991	991	974	976
№ 3	76, 20 в.	992	991	992	992	998	998
№ 4	52, 20	1002	1003	1003	1005	1001	1003
№ 5	82, 100	1004	1003	1004	1004	1008	1007
№ 6	50, 170 з.	996	995	996	995	998	996
№ 7	58, 155 в.	996	995	996	995	986	987
Антициклон							
№ 1	45, 30 з.	1038	1038	1033	1038	1042	1045
№ 2	72, 135	1060	1061	1062	1060	1077	1076

сферы и, следовательно, к росту атмосферного давления. Максимальные различия уже на сутки составляют 2—3 гПа. Например, в «эталоне» (эксперимент № 1) давление в центре циклона № 4 составляет 1003 гПа, а в эксперименте № 6 («адиабатический») — 1005 гПа. Выхолаживание атмосферы зависит от широты места и количества облаков. В антициклонах различия в приземном давлении при безоблачном и малооблачном небе существ-

венно меньше и не превышают при моделировании на сутки значений 0,5—1,0 гПа.

2. Облачность нижнего яруса в холодное время года также приводит к усилению выхолаживания по сравнению с безоблачными условиями и, как следствие, к росту приземного атмосферного давления. Например, давление в центре циклона № 2 в эксперименте № 6 («адиабатический») составляет 984 гПа, а в «этalone» — 985 гПа. Эффект относительного роста давления хорошо выражен в полярных районах.

3. Учет турбулентного притока тепла (эксперимент № 4) приводит к эффекту увеличения приземного давления по сравнению с таковым в «адиабатическом» варианте. Это хорошо проявляется в антициклонах полярных районов (см. табл. 2). Различия при моделировании на сутки составляют 1—2 гПа. Этот факт можно объяснить тем, что турбулентный приток тепла увеличивает локальные изменения геопотенциала  $H_{1000}$  и соответственно приземное давление.

Рассмотрим теперь, как «реагируют» радиационные изменения температуры на вариации облачности. В табл. 3 представлен временной ход радиационных изменений температуры в слое 1000—850 гПа для отдельно взятой точки области в двух экспериментах: № 2 и 5 (летний вариант), а также временной ход балла облачности нижнего и среднего ярусов в этой точке и радиационного выхолаживания всего столба атмосферы.

Как видно из табл. 3, радиационные изменения температуры, вызванные притоком только коротковолновой радиации  $(\partial T/\partial t)_{\text{рад}}$ , в течение всего времени моделирования больше в эксперименте № 5, чем в эксперименте № 2, в среднем на 0,3 К/сут. Это связано с тем, что облачность нижнего и среднего ярусов, а как

Таблица 3

Временной ход облачности (баллы)  
и радиационных изменений температуры  $\partial T/\partial t$  (К/сут)  
в слое 850—1000 гПа  
и во всем столбе атмосферы в экспериментах № 2 и 5

Время, ч	$(\frac{\partial T}{\partial t})_{\text{кф}}$		$(\frac{\partial T}{\partial t})_{\text{дл}}$		$(\frac{\partial T}{\partial t})_{\text{сум}}$		$(\frac{\partial T}{\partial t})_{\text{сум}}$		Облачность, баллы	
	№ 2	№ 5	№ 2	№ 5	№ 2	№ 5	№ 2	№ 5	нижнего яруса	среднего яруса
	Слой 850 — 1000 гПа						Слой 0 — 1000 гПа			
12	0,96	1,30	-2,80	-1,29	-1,84	0,01	-0,65	-0,60	8,6	7,5
36	0,92	1,00	-2,27	-0,29	-1,80	0,71	-0,63	-0,58	10,0	10,0
60	0,90	1,40	-2,60	-1,20	-1,70	0,20	-0,60	-0,55	10,0	6,5
84	0,81	1,04	-2,40	0,20	-1,59	1,24	-0,56	-0,53	10,0	10,0
108	0,76	0,91	-2,14	0,5	-1,38	1,41	-0,53	-0,50	10,0	10,0
132	0,75	0,90	-2,04	0,7	-1,29	1,60	-0,52	-0,45	10,0	10,0

видно из табл. 3, в течение всего времени моделирования она остается в пределах 6—10 баллов, увеличивает нагревание слоя за счет рассеянной радиации. Радиационное выхолаживание в эксперименте № 2 в течение всего времени моделирования остается отрицательным и изменяется в пределах от —2,7 до —2,1 К/сут. В эксперименте № 5 также происходит уменьшение выхолаживания, а, начиная примерно с третьих суток моделирования, даже нагревание слоя 1000—850 гПа. Этот факт можно объяснить тем, что к концу третьих суток моделирования появившаяся сплошная облачность в слое 850—700 гПа играет роль как бы дополнительного «одеяла», которое удерживает длинноволновое излучение нижележащего слоя. В связи с вышеизложенным суммарные радиационные изменения температуры также больше в течение всего времени моделирования в эксперименте № 5, чем в эксперименте № 2. Причем к концу пятых суток моделирования разница достигает 3 К/сут.

Весь столб атмосферы в течение всего времени моделирования выхолаживается в среднем на 0,05 К/сут больше в эксперименте № 2, чем в эксперименте № 5, т. е. наличие облачности нижнего и среднего ярусов уменьшает радиационное выхолаживание атмосферы. Вывод, полученный в данном исследовании, хорошо согласуется с климатическими исследованиями [9]. Такие изменения в температурном режиме неизбежно должны привести и к изменениям в барическом поле у земной поверхности и на высотах. В табл. 4 приведены координаты центров барических образований и значения приземного давления в них при различных вариантах моделирования.

Из приведенной табл. 4 можно сделать вывод о том, что летом облачность уменьшает радиационное выхолаживание атмосферы по сравнению с ясным небом. Это в свою очередь приводит к уменьшению роста приземного давления за счет уменьше-

Таблица 4

Координаты центров (по исходной карте) и давление (гПа) основных барических образований в экспериментах № 1, 2 и 5. Летний вариант

Барическое образование	Географические координаты	Прогноз на 3 сут			Прогноз на 5 сут	
		№ 1	№ 2	№ 5	№ 1	№ 2
Циклон						
№ 1	70° с. ш., 118° в. д.	998	999	998	999	1001
№ 2	70       , 45 з.	997	998	997	997	998
№ 3	37       , 90 в.	999				
Антициклон						
№ 1	43       , 42 з.	1029	1030	1030	1031	1031
№ 2	48       , 135	1031	1032	1033	1033	1033

ния радиационного выхолаживания. Так, например, циклон № 1 заполняется и через трое суток в эксперименте № 2 давление в его центре составляет 999 гПа, а в эксперименте № 1 — 998 гПа, через пять суток в эксперименте № 2 — 1001 гПа, в эксперименте № 1 — 999 гПа. Следует также отметить, что различие в приземном давлении в экспериментах № 2 и 1 наблюдается в основном только в циклонических образованиях и в тех антициклонах, которые расположены над обширными акваториями океанов. В этих районах, как правило, имеется облачность, которая и уменьшает радиационное выхолаживание. При этом особо следует отметить, что «запрет» на образование облачности на поверхности 500 гПа влияет на модельные поля. Причем это влияние не однозначно. Оно зависит от наличия перистой облачности. Как известно, облачность верхнего яруса уменьшает выхолаживание атмосферы по сравнению с ясным небом; следовательно, ее появление может привести к падению давления у земной поверхности, особенно в антициклонах [8, 12]. Так, например, в эксперименте № 1 при моделировании на трое суток приземное давление в антициклоне № 2 (см. табл. 4) равно 1031 гПа, что на 2 гПа ниже, чем в эксперименте № 5. С другой стороны, при моделировании на пять суток приземное давление в центре того же антициклона на 1 гПа выше, чем в эксперименте № 5. Этот эффект можно, по-видимому, объяснить появлением в первом случае перистой облачности в эксперименте № 1, а во втором случае — в эксперименте № 5.

Если сравнить прогнозы на трое и пять суток, то следует отметить, что увеличение срока прогноза приводит к еще большим различиям между экспериментами. Наличие облачности обуславливает дальнейшее уменьшение выхолаживания и, следовательно, влияет на поле приземного давления. Например, в эксперименте № 2 в циклоне № 1 давление в центре на третьи сутки моделирования составляло 999 гПа, а в эксперименте № 1 — 998 гПа, тогда как на пятые сутки разница уже была 2 гПа (999 и 1001 гПа).

В заключение можно сделать вывод о том, что исследуемая численная модель прогноза погоды весьма чувствительна к вариациям полей облачности и радиации, и для улучшения качества прогнозирования необходимо дальнейшее уточнение параметризаций этих эффектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Белов Н. Ф., Беркович Л. В. Исследование влияния притоков тепла на формирование приземного и высотного барических полей северного полушария. — Метеорология и гидрология, 1973, № 3, с. 22—32.
2. Беркович Л. В., Ткачева Ю. В. Неадиабатическая полусферная модель атмосферы для прогноза метеорологических элементов на несколько суток. — Труды Гидрометцентра СССР, 1982, вып. 232, с. 3—20.
3. Глобальное поле облачности / Под ред. Л. Т. Матвеева. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 279 с.
4. Кондратьев К. Я., Биненко В. И. Влияние облачности на радиацию и климат. — Л.: Гидрометеоздат, 1988. — 240 с.

5. Курбаткин Г. П., Дмитриева-Арраго Л. Р., Филатов С. А. О параметризации облачности в гидродинамических моделях крупномасштабных атмосферных движений. — *Метеорология и гидрология*, 1988, № 5, с. 5—18.
6. Неелова Л. О., Подольская Э. Л. Оценка точности радиационных расчетов в моделях численного прогноза погоды. — *Изв. АН СССР, ФАО*, 1986, т. 22, № 11, с. 1213—1217.
7. *Облака и климат* / Г. И. Марчук, К. Я. Кондратьев, В. В. Козодеров, В. И. Хворостьянов. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 512 с.
8. Панин Б. Д., Подольская Э. Л., Неелова Л. О. Влияние изменений коротковолновой радиации на эволюцию барических образований. — *Метеорология и гидрология*, 1987, № 10, с. 35—37.
9. *Радиация в облачной атмосфере*. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 259 с.
10. Фейгельсон Е. М. Лучистый теплообмен и облака. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 232 с.
11. Kubota I. Radiative influence of clouds on 8-day Northern Hemispheric prediction. — *J. Met. Soc. Jap.*, 1981, vol. 59, p. 808—824.
12. Rockel B. Parametrisierung von Eis- und Wasserwolken und ihrer Strahlungs-transporteigenschaften für großräumige Atmosphärenmodell. — Köln, 1988. — 116 S.
13. Roeve D., Kuo-Nan Liou. Influence of cirrus clouds on the infrared cooling rate troposphere and lower stratosphere. — *J. Appl. Met.*, 1978, vol. 17, № 1.

L. O. NEELOVA, A. P. KOMAROV

## AN INVESTIGATION OF RADIATION AND CLOUDINESS VARIATIONS INFLUENCES ON THE RESULTS OF HYDRODYNAMIC MODELLING OF ATMOSPHERIC PROCESSES

Sensibility of the RFHMC diabatic hemispheric hydrodynamic model modified in RFHMI radiational block. Modelling was made for up to 5 days periods. The results of the experiments allowed us to estimate affect of each kind of heat influxes (phase, turbulent, radiational) on dynamic processes in the atmosphere and various height cloudiness influence on influxes of shortwave, longwave and total radiation and radiational changes of temperature.

A conclusion is made that the model is rather sensible to variations of cloudiness and radiation, and, therefore, further improvements of these effects parameterization are needed if the forecasts for 4—5 days are to be successful.

УДК 551.52

М. В. МИРОШКИН, Э. Л. ПОДОЛЬСКАЯ, В. Е. ФЕДОРОВ (РГГМИ)

### ПРИБЛИЖЕННЫЕ ФОРМУЛЫ ДЛЯ РАСЧЕТА ПРОТИВОИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

В настоящее время несмотря на наличие сравнительно точных методов расчета потоков и притоков длинноволновой радиации

не прекращаются попытки получить сравнительно простые аналитические выражения, требующие минимальной исходной информации о строении атмосферы. Вид таких формул предлагается авторами интуитивно, коэффициенты подбираются на основе экспериментальных данных и сильно зависят от местных условий. В данной работе исследовалась принципиальная возможность получения упомянутых полуэмпирических формул.

В результате интегрирования уравнений переноса длинноволновой радиации могут быть получены следующие выражения для восходящего потока излучения на верхней границе атмосферы  $F^\dagger(\infty)$  и нисходящего у поверхности земли  $F^\dagger(0)$ . При ясном небе

$$F^\dagger(\infty) = \sigma T_0^4 \Gamma(Mv, Mc) + \int_{Mv, Mc}^0 \sigma T^4 d\Gamma(uv, uc); \quad (1)$$

$$F^\dagger(0) = \int_0^{Mv, Mc} \sigma T^4 d\Gamma(Mv - uv, Mc - uc). \quad (2)$$

При наличии сплошной облачности

$$F^\dagger(\infty) = \sigma T_B^4 \Gamma(mv_B, mc_B) + \int_{mv_B, mc_B}^0 \sigma T^4 d\Gamma(uv, uc); \quad (3)$$

$$F^\dagger(0) = \sigma T_H^4 \Gamma(Mv - mv_H, Mc - mc_H) + \int_{mv_H, mc_H}^{Mv, Mc} \sigma T^4 d\Gamma(Mv - uv, Mc - uc). \quad (4)$$

Здесь  $\sigma$  — постоянная Стефана — Больцмана;  $T$ ,  $T_0$ ,  $T_B$ ,  $T_H$  — температура на текущем уровне, температура подстилающей поверхности, верхней и нижней границ облака соответственно;  $uv$ ,  $uc$ ,  $Mv$ ,  $Mc$ ,  $mv_B$ ,  $mc_B$ ,  $mv_H$ ,  $mc_H$  — эффективные поглощающие массы водяного пара и углекислого газа от верхней границы атмосферы до текущего уровня, до земной поверхности, до верхней и нижней границ облака соответственно;  $\Gamma$  — интегральная функция пропускания (ИФП) для длинноволновой радиации.

В случае частичной облачности вычисления потоков производятся по аналогичным формулам с учетом балла облачности и взаимного перекрывания облаков разных ярусов. Наиболее приемлемой является гипотеза максимальной корреляции облачных элементов по вертикали, как это имеет место в облаках вертикального развития. В принципе эти выражения являются точными, по крайней мере по отношению к полуэмпирическим методам. С помощью этих формул при ясном небе были проведены расчеты долей, вносимых различными атмосферными слоями в  $F^\dagger(\infty)$  и  $F^\dagger(0)$ , для пяти стандартных моделей атмосферы [6]. При вычислениях использовалась уточненная ИФП [5]. Для определения эффективных поглощающих масс водяного пара и углекислого газа вводилась поправка на давление  $f(p) = p/1013$ . Кроме того,

для уменьшения ошибок вычисления интегралов при малом вертикальном разрешении вместо стандартного метода трапеций применялась следующая формула:

$$\overline{\sigma T_j^4} = (\Gamma_{j-1} \sigma T_{j-1}^4 + \Gamma_j \sigma T_j^4) / (\Gamma_{j-1} + \Gamma_j). \quad (5)$$

Здесь  $\Gamma_{j-1}$ ,  $\Gamma_j$  — значения ИФП в слое от уровня расчета до границ рассматриваемого элементарного слоя. Если бы эти значения были одинаковыми, формула (5) определяла бы среднеарифметическую величину. Но поскольку ИФП быстро и нелинейно убывает с увеличением поглощающей массы, в полученном среднем значительно больший вес придается температуре уровня, ближайшего к уровню расчета. Анализ результатов подтверждает выводы более ранних исследований [3] о том, что  $F^{\downarrow}(\infty)$  формируется практически во всем столбе атмосферы и, следовательно, для его определения нельзя использовать минимальную информацию о температуре и влажности на каком-то одном уровне. Формирование  $F^{\downarrow}(0)$  происходит в основном в нижнем километровом слое атмосферы. Для всех рассмотренных климатических условий (тропики, зима и лето средних и субарктических широт) вклад нижнего слоя в  $F^{\downarrow}(0)$  составляет 90% и более. В таком случае должна существовать высокая корреляция между  $F^{\downarrow}(0)$  и приземными значениями влажности и температуры, что и обеспечивает возможность получения полуэмпирических формул.

Для вывода приближенной формулы использовались значения  $F^{\downarrow}(0)$ , рассчитанные для упомянутых пяти стандартных стратификаций при ясном небе. Кроме того, с целью увеличения диапазона изменения температуры и влажности для каждой зоны помимо основной стратификации рассматривались модифицированные профили температуры и влажности, где на нижних трех уровнях (от 0 до 2 км) температура уменьшалась на 10°C или увеличивалась на 5 и 10°C, а приземная влажность изменялась на  $\pm 25$  и  $\pm 50$ %. Общий вид формулы был получен на основе анализа графиков зависимости  $F^{\downarrow}(0)$  от приземной температуры и влажности, а затем коэффициенты уточнялись методом проб и ошибок так, чтобы минимизировать среднюю квадратическую погрешность потоков, рассчитанных по приближенной формуле. В результате для  $F^{\downarrow}(0)$  было получено следующее выражение:

$$F^{\downarrow}(0) = \sigma T_0^4 [a (q_0/10)^b + c (T_0 - 280)], \quad (6)$$

где  $a=0,7984$ ;  $b=0,0892$ ;  $c=-0,000046$ ,  $T_0$  — абсолютная температура,  $q_0$  — массовая доля водяного пара, ‰. При этом для вычисления нисходящего потока на уровне подстилающей поверхности в формуле (6) предлагается использовать температуру и влажность на высоте психрометрической будки, тогда как для определения восходящего потока следует взять температуру подстилающей поверхности. Таким образом будет автоматически

учтен скачок температуры в нижнем двухметровом слое. Структура этой формулы понятна. Очевидно, что нисходящий поток излучения должен быть пропорционален излучению абсолютно черного тела при средней температуре воздуха в пограничном слое, которая хорошо коррелирует с приземной. Коэффициент пропорциональности заведомо меньше единицы, поскольку излучение газов меньше излучения абсолютно черного тела и к тому же их температура меньше приземной. Он растет с увеличением степени черноты атмосферы, т. е. массы водяного пара на пути луча, которая в свою очередь почти однозначно связана с приземной влажностью. Добавочная температурная зависимость отражает влияние вертикального градиента температуры. В исходных профилях [6] падение температуры с высотой резко увеличивается с ростом приземной температуры, следовательно, отношение средней температуры излучающего слоя к приземной температуре уменьшается.

Погрешность формулы (6) при ясном небе оценивалась как для климатических профилей [6], так и для конкретных стратификаций. При этом умышленно выбирались предельные случаи, максимально отличающиеся от климатических: данные наблюдений в условиях пустыни [4] и экватории Атлантического океана. Наряду с формулой (6) оценивалась погрешность других эмпирических формул. Для всех условий проверялись формулы Брента [3]

$$F^{\dagger}(0) = \sigma T_0^4 (a + b \sqrt{e_0}) \quad (7)$$

и Ангстрема [3]

$$F^{\dagger}(0) = \sigma T_0^4 [A - B \exp(-ce_0)]. \quad (8)$$

Для морских наблюдений дополнительно проверялись полученные именно при таких условиях формулы Егорова [2]

$$F^{\dagger}(0) = (1,63 \sqrt{\sigma T_0^4} - 0,745); \quad (9)$$

Гинзбурга [1]

$$F^{\dagger}(0) = \sigma T_0^4 (1 - K/W); \quad (10)$$

Бартеневой, Самойленко, Семенченко [1]

$$F^{\dagger}(0) = 0,93 \sigma T_0^4 \quad (11)$$

и Семенченко, Некрасова [1]

$$F^{\dagger}(0) = 0,918 \sigma T_0^4. \quad (12)$$

Формула (9), оказавшаяся наиболее точной из «морских» формул, для сравнения использовалась также и при расчетах на суше.

По данным разных авторов, эмпирические коэффициенты в указанных формулах изменяются в достаточно широких пределах, а противозлучение и влажность выражаются в разных единицах.

В настоящих расчетах противоизлучение выражается в  $\text{Вт/м}^2$ , парциальное давление водяного пара  $e_0$  в гПа, массовая доля водяного пара  $q_0$  в ‰. С учетом единиц измерения в формуле (7) приняты следующие значения коэффициентов:  $a=0,474$ ,  $b=0,065$ ; в формуле (8)  $A=0,180$ ,  $B=0,250$ ,  $c=0,126$ ; в формуле (10)  $K=3,2R_{\text{H}}\gamma/g$ ,  $W=100e_0/g$ , где  $W$ —масса водяного пара в единичном столбе атмосферы,  $\text{кг/м}^2$ ;  $\gamma$ —градиент температуры в нижних 3—5 км;  $R_{\text{H}}$ —газовая постоянная для водяного пара.

Погрешности вычислений для отдельных профилей температуры и влажности, а также средние квадратические погрешности для совокупности профилей ( $\sigma$ ) представлены в табл. 1.

Таблица 1

Погрешности противоизлучения атмосферы ( $\text{Вт/м}^2$ ), рассчитанного с помощью приближенных формул при ясном небе

Климатические профили	Формулы				Пустыня	Формулы			
	6	7	8	9		6	7	8	9
Тропики	-0,9	-12,4	-16,1	-1,3	Профили	День			
Средние широты:						1	1,6	-40,7	-19,1
лето	0,3	-21,5	-12,5	3,0	2	12,8	-24,0	-4,8	41,7
зима	3,9	-27,3	-13,4	1,4	3	3,0	-39,3	-17,7	43,7
Субарктика:					4	-1,5	-34,4	-17,2	21,0
лето	3,0	-26,8	-11,3	7,6	5	12,6	-32,8	-10,3	60,5
зима	-3,9	-26,6	-14,3	-26,6	$\sigma$	8,2	34,7	14,8	43,7
$\sigma$	2,8	23,6	13,6	12,5		Ночь			
					1	-18,3	-52,5	-34,6	3,8
					2	-4,5	-41,0	-24,0	14,0
					3	-18,1	-47,5	-32,4	-5,0
					$\sigma$	15,1	47,2	30,7	8,9
Море	Формулы								
	6	7	8	9	10	11	12		
Профили									
1	0,9	-10,8	-14,2	0,8	76,4	46,0	40,5		
2	-1,3	-13,5	-15,8	-3,1	72,4	43,2	37,8		
3	0,7	-17,3	-13,2	5,7	81,1	51,1	45,6		
$\sigma$	1,0	14,1	14,4	3,8	76,8	46,9	41,4		
4	8,4	-20,6	-5,5	11,6	89,8	65,9	61,3		
5	-13,7	-25,1	-28,2	-17,1	58,9	29,7	24,4		
6	-6,3	-14,4	-22,2	-10,3	65,6	35,4	30,0		
$\sigma$	9,9	20,5	21,0	13,3	72,6	46,5	41,9		

Анализ результатов показывает, что формула (6), как и предполагалось, приводит к сравнительно малым погрешностям при любых условиях. Для отдельных стратификаций эта формула может как завышать противозлучение, так и занижать его. Исключения составляют ночные условия в пустыне и вторая серия морских наблюдений. В обоих случаях в пограничном слое имеют место инверсии температуры и влажности или только влажности, тогда как формула настроена на падение температуры и влажности с высотой и, естественно, при наличии инверсий систематически занижает противозлучение. Формулы (8) и особенно (7), во всех случаях заметно занижают  $F^+(0)$ . При этом ошибки формулы (8) примерно одинаковы для любых условий, а погрешность формулы (7) такая же, как и формулы (8), в морских условиях и значительно больше для суши, т. е. формулу (7) следует отнести к «морским». Формула (9) содержит всего один параметр — температуру, так как над морем влажность практически однозначно связана с температурой. Поэтому в морских условиях ошибки формулы (9) близки по величине и совпадают по знаку с ошибками более сложной формулы (6). Для климатических профилей и для пустыни днем формула (9) преимущественно завышает  $F^+(0)$ , поскольку реальная влажность значительно меньше, чем при такой же температуре над морем. Однако для пустыни ночью формула (9) оказывается точнее всех остальных, поскольку коэффициенты, настроенные на более высокую приземную влажность, компенсируют ошибки, вызванные неучитываемым повышением температуры и влажности с высотой. Формулы (10)—(12) при ясном небе обладают значительно большими ошибками, чем формулы (6)—(9), причем систематически завышается противозлучение атмосферы.

Для дальнейших исследований выбраны три наиболее точные формулы: (6), (8) и (9). При наличии облачности  $F^+(0)$  состоит из двух частей: излучения подоблачного слоя и излучения нижней границы облака, дошедшего до поверхности земли. Первое пропорционально излучению абсолютно черного тела при температуре будки и близко к излучению всей атмосферы при ясном небе, поскольку, как уже говорилось,  $F^+(0)$  почти полностью формируется в нижнем километровом слое. Излучение облака также пропорционально  $\sigma T_0^4$ , так как существует корреляция между температурой на разных уровнях. На пути к земной поверхности оно ослабляется тем сильнее, чем больше масса водяного пара и высота нижней границы облачности. На основании вышеизложенного при наличии облачности для расчета  $F^+(0)$  предлагается формула, аналогичная формуле (6), но с добавлением поправки, учитывающей балл облачности (в долях единицы)  $N$  и высоту нижней границы  $z$ :

$$F^+(0) = \sigma T_0^4 [a (q_0/10)^b + c (T_0 - 280) + d], \quad (13)$$

где

$$d = \delta N / [(q_0/10)^{\beta_1} z^{\beta_2}],$$

$\delta$ ,  $\beta_1$ ,  $\beta_2$  — эмпирические коэффициенты.

Коэффициенты подбирались методом проб и ошибок так, чтобы нисходящий поток, рассчитанный по формуле (13), как можно меньше отличался от точных значений. Численные значения этих коэффициентов равны:  $\beta_1 = 0,328$ ;  $\beta_2 = 0,18$ ;  $\delta = 0,15$  для облаков нижнего и среднего ярусов и 0,075 для облачности верхнего яруса.

В формулах других авторов противои輻ление при облачном небе вычисляется с помощью введения поправочного множителя  $k$  противои輻лению при ясном небе  $F^+(0)_я$ .

$$F^+(0) = F^+(0)_я (1 + CN^\alpha), \quad (14)$$

причем коэффициент  $C$  различен для облаков разных ярусов, а коэффициент  $\alpha$  не зависит от высоты облачности.

В формуле (8) использовались два варианта коэффициентов. По данным Больца [3] наилучшие значения коэффициентов

$$\alpha = 2,5; C = 0,24; 0,17 \text{ и } 0,08 \quad (15)$$

для облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов соответственно. По данным Кондратьева [3]

$$\alpha = 1, C = C' [\sigma T_0^4 / F^+(0)_я - 1], \text{ а } C' = 0,8; 0,55; 0,2. \quad (16)$$

В формуле (9) автором предложены

$$\alpha = 2, C = 0,160; 0,138 \text{ и } 0,095. \quad (17)$$

Точность указанных формул с поправкой на облачность оценивалась в результате расчетов при сплошной облачности трех ярусов для климатических и морских условий. Погрешности формул приведены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что в подавляющем большинстве случаев наименьшей погрешностью обладает формула (13). Эта формула преимущественно завышает значения  $F^+(0)$ , причем не наблюдается какой-либо закономерной зависимости ошибок от стратификации или высоты облачности. Формула (8) с коэффициентами (15) и (16) преимущественно занижает  $F^+(0)$ . Для морских условий при верхней и средней облачности к меньшим ошибкам приводят коэффициенты (15), а во всех остальных случаях — коэффициенты (16). Формула (9), как и следовало ожидать, дает вполне удовлетворительные результаты в морских условиях и значительно худшие для климатических профилей.

Ошибки формул (6) и (13) для отдельных климатических профилей не превышают 6 Вт/м<sup>2</sup>, а средние квадратические — 4 Вт/м<sup>2</sup>. В экстремальных условиях пустыни максимальная ошибка для отдельных профилей составляет 18 Вт/м<sup>2</sup>, а средняя, квадратиче-

Погрешности противозлучения атмосферы ( $\text{Вт/м}^2$ ),  
 рассчитанного с помощью приближенных формул при сплошной облачности

Климатические профили	Формулы				Про- фили для моря	Формулы			
	13	8, 14, 15	8, 14, 16	9, 14, 17		13	8, 14, 15	8, 14, 16	9, 14, 17
Нижняя облачность									
Тропики	3,0	9,1	-5,2	-3,1	1	5,0	11,1	-3,1	-0,9
Средние широты:					2	4,6	10,1	-3,2	-3,6
лето	-3,3	-5,4	-9,5	-13,8	3	3,4	5,9	-3,7	-1,1
зима	-0,2	-49,9	-12,9	-49,0	$\sigma$	4,4	9,3	3,3	2,3
Субарктика:					4	2,1	-14,3	-4,1	-17,2
лето	-1,6	-19,7	-8,0	-20,6	5	0,4	6,1	-7,4	-9,2
зима	0,6	-67,7	-24,5	-93,9	6	6,9	14,0	-1,8	-1,3
$\sigma$	2,1	38,9	13,8	48,7	$\sigma$	4,2	12,1	5,0	11,3
Средняя облачность									
Тропики	3,8	-1,0	-12,6	4,1	1	3,2	-1,6	-13,2	3,6
Средние широты:					2	2,5	-2,5	-13,4	0,6
лето	-0,7	-10,9	-15,3	-3,7	3	0,4	-6,9	-15,3	3,1
зима	-1,3	-47,3	-22,9	-37,0	$\sigma$	2,4	4,3	14,0	2,8
Субарктика:					4	-1,6	-22,2	-16,6	-11,9
лето	0,8	-21,3	-14,6	-8,9	5	-2,0	-6,7	-17,8	-5,3
зима	-4,1	-62,1	-33,1	-80,9	6	5,2	1,1	-11,6	3,0
$\sigma$	2,6	36,5	21,1	40,1	$\sigma$	3,3	13,4	15,6	7,7
Верхняя облачность									
Тропики	3,7	-2,4	-13,3	19,3	1	4,0	-2,1	-12,9	19,8
Средние широты:					2	1,7	-4,2	-14,6	15,1
лето	2,6	-4,7	-12,3	17,3	3	3,2	-3,1	-12,7	23,0
зима	5,5	-20,2	-15,0	-1,0	$\sigma$	3,1	3,2	13,4	19,8
Субарктика:					4	8,6	-4,0	-7,1	19,0
лето	5,9	-7,5	-10,3	17,5	5	-8,1	-14,0	-24,4	3,5
зима	1,5	-25,3	-17,5	-36,6	6	1,2	-7,4	-18,7	11,0
$\sigma$	4,2	15,1	13,9	21,5	$\sigma$	6,8	9,4	18,2	12,9

ская —  $15 \text{ Вт/м}^2$ . Аналогичные максимальные ошибки для моря равны соответственно 14 и  $10 \text{ Вт/м}^2$ . Для всех остальных формул среднеквадратические и особенно максимальные ошибки заметно больше.

Таким образом, предлагаемые в данной работе приближенные формулы (6) и (13) можно считать оптимальными, поскольку они выгодно отличаются от других формул универсальностью и меньшей погрешностью. Несколько большая сложность этих формул с вычислительной точки зрения в настоящее время не представляется принципиальной.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург А. С. Расчет потоков теплового излучения по материалам экспедиции АТЭП. — В кн.: Метеорологические исследования по программе международного тропического эксперимента. М.: Наука, 1977, с. 15—24.
2. Егоров Б. И. Зависимость длинноволнового излучения атмосферы от облачности в тропических районах Атлантики. — В кн.: ТРОПЭК-72. Л.: Гидрометеоздат, 1974, с. 319—321.
3. Кондратьев К. Я. Лучистый теплообмен в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1956. — 420 с.
4. Материалы наблюдений Каракумской экспедиции / Под ред. К. Я. Кондратьева и Л. Р. Орленко. — Труды ГГО, 1972, вып. 276, с. 215—216.
5. Подольская Э. Л., Ривин И. Г. Коррекция интегральной функции пропускания в длинноволновой области спектра. — Изв. АН СССР, ФАО, 1988, т. 24, с. 883—886.
6. McClatchey R. A. et. al. Optical properties of the atmosphere. — Env. Res. Papers, 1972, № 411.

*M. V. MIROSHKIN, E. L. PODOLSKAYA, V. E. FEODOROV*

### APPROXIMATE FORMULAE FOR COMPUTATION OF DOWNWARD RADIATION OF THE ATMOSPHERE

The calculations of upward longwave radiation fluxes on the top boundary of atmosphere and the downward one at the Earth's surface under climatic conditions were performed. Analysing contributions of different atmospheric layers to both fluxes it was revealed that upward flux depends on temperature and humidity in the whole atmospheric column. Therefore, it cannot be expressed by means of single atmospheric level information. On the contrary, downward flux is created within lower 1-km layer and it should be strongly correlated with surface temperature, humidity and cloud base height.

A new analytical expression for computation of downward flux at the Earth's surface is suggested. Empirical coefficients were obtained by try and error technique. Accuracy of various semi-empirical formulae (including well known Angstrom's and Brent's ones) is evaluated under different stratifications (climate, desert, ocean conditions). It was shown that the expression proposed appears to be more precise and universal comparing to other formulae. Mean square errors do not exceed  $5 \text{ W/m}^2$  for climatic profiles and  $15 \text{ W/m}^2$  for desert conditions.

УДК 551.524.7

*В. М. РАДИКЕВИЧ (РГГМИ)*

### ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ ПРОФИЛЯ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПЛАНЕТАРНОМ ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

При построении моделей планетарного пограничного слоя атмосферы (ППС) часто избегают непосредственного решения

уравнения притока тепла. С одной стороны, это связано с трудностями его упрощения и учета лучистых и фазовых притоков тепла. С другой — для решения ряда прикладных задач (диффузия примеси, ветровые нагрузки на сооружение и авиацию), а также для учета эффектов ППС в гидродинамических моделях прогноза и общей циркуляции необходимо знать в первую очередь динамические характеристики ППС, которые достаточно правильно описываются при использовании параметризации или асимптотических выражений для профиля турбулентного потока тепла или градиента потенциальной температуры, позволяющих учесть влияние стратификации.

Согласно [2], для параметризации градиента потенциальной температуры в ППС важно использовать выражение

$$\frac{d\theta}{dz} = - \frac{P_0}{\rho c_p z v_* F_T(\xi)} - (\gamma_H - \gamma_a) \left( \frac{z}{H} \right)^m, \quad (1)$$

где

$$\xi = \frac{z}{L}, \quad L = - \frac{v_*^3}{\kappa \frac{g}{T} \frac{P_0}{\rho c_p}},$$

которое основано на учете асимптотики  $d\theta/dz$  при  $z \rightarrow 0$  и  $z \rightarrow H$ :

$$\left. \frac{d\theta}{dz} \right|_{z \rightarrow 0} = - \frac{P_0}{\rho c_p v_* z F_T(\xi)}; \quad (2)$$

$$\left. \frac{d\theta}{dz} \right|_{z \rightarrow H} = - (\gamma_H - \gamma_a), \quad (3)$$

где  $P_0$  — турбулентный поток тепла у поверхности,  $v_*$  — динамическая скорость,  $H$  — высота ППС,  $\gamma_H$  — градиент температуры в свободной атмосфере непосредственно выше ППС,  $L$  — масштаб Монина — Обухова;  $\gamma_a$  — сухоадиабатический градиент;  $m$  — эмпирический коэффициент;  $F_T(\xi)$  — неизвестная функция.

При использовании (1) предполагается, что внутри ППС происходит «сращивание» двух асимптотических режимов. При этом если «глубина проникновения» режима верхней части ППС зависит от параметра  $m$ , то вклад первого слагаемого, описывающего режим приземного слоя, скорее всего, недостаточно ограничен и следовало бы записать (1) в более общем виде

$$\frac{d\theta}{dz} = - \frac{P_0}{\rho c_p v_* z F_T(\xi)} \left( \frac{H-z}{H} \right)^n - (\gamma_H - \gamma_a) \left( \frac{z}{H} \right)^m, \quad (4)$$

где  $n$  — эмпирический коэффициент.

Ввиду сравнительно слабой пространственно-временной изменчивости полей температуры в атмосфере над океаном есть основания считать, что здесь предложенная выше параметризация более обоснована, чем в атмосфере над сушей.

Наличие в (1) и (4) целого ряда «свободных» коэффициентов и неизвестной функции  $F_T(\xi)$  делает эти соотношения достаточно универсальными, позволяющими учесть широкий диапазон реальных условий: через  $\gamma_H$  можно учесть крупномасштабные особенности поля температуры и ветра, коэффициенты  $n$  и  $m$  могут использоваться для учета эффектов лучистых и фазовых притоков тепла, нестационарности и горизонтальной неоднородности.

С другой стороны, конечно, наличие ряда эмпирически определяемых параметров затрудняет использование (1), (4), однако эта сложность может быть преодолена путем установления характерных для разных условий значений этих параметров или их связей с другими параметрами, получаемыми из наблюдений или гидродинамического прогноза [1].

Именно исследование возможности определения параметров в (1), (4) и оценка их влияния на параметризацию профиля потенциальной температуры и является задачей данной работы.

Начнем с неизвестной функции  $F_T(\xi)$ . Согласно теории подобия для приземного слоя атмосферы [3, 4] она может быть выражена через универсальную функцию

$$F_T(\xi) = \frac{\kappa}{\Phi_H(\xi)},$$

где

$$\Phi_H(\xi) = \frac{z}{T_*} \frac{d\theta}{dz}; \quad T_* = -\frac{P_0}{\rho c_p \kappa v_*}.$$

Определению  $\Phi_H(\xi)$  посвящено большое количество работ, в том числе и ряд обзоров. Согласно данным последнего обзора [6],

$$\Phi_H(\xi) = \begin{cases} 2,00\xi^3 - 4,12\xi^2 + 6,73\xi + 0,91 & \text{при } 0 \leq \xi \leq 1,5; \\ 0,26\xi^3 + 1,11\xi^2 + 1,53\xi + 0,91 & \text{при } -2,0 \leq \xi \leq 0. \end{cases} \quad (5)$$

Методика определения  $P_0$  и  $v_*$  по данным градиентных или стандартных гидрометеорологических наблюдений (для условий океана) рассмотрена в [2, 7] и может быть уточнена с учетом [6].

Обычно (1), (4) используются в простейшем приближении:  $n=m=0$ ,  $F_T(\xi) = \kappa$ . Рассмотрим влияние параметров  $n$  и  $m$ . В [7] построены профили  $d\theta/dz$  для условий, характерных для тропической части океанов:  $H=1000$  м,  $v_* = 0,3$  м/с,  $P_0/\rho c_p = 10^{-2}$  (м·К)/с ( $P_0 = 14,8$  Вт/м<sup>2</sup>),  $\gamma_a - \gamma_H = 0,4 \cdot 10^{-2}$  К/м для  $m=1, 2, 3, 6, 10$ . От выбора величины  $n$  градиент зависит сравнительно слабо и только в нижней части ППС: при увеличении  $n$  градиент быстрее изменяется с ростом высоты. Зависимость от выбора  $m$  является более существенной. Если при  $m=1$  почти во всем ППС  $d\theta/dz > 0$  (устойчивая стратификация), то при  $m=10$  профиль градиента потенциальной температуры стремится к наблюдаемому в конвективно-неустойчивом ППС, когда в значительной части погранич-

ного слоя  $d\theta/dz \rightarrow 0$ , а в верхней части расположена сильная инверсия.

С учетом важности параметра  $m$  естественно возникает вопрос о возможности его определения по данным аэрологических наблюдений, чтобы установить основные закономерности его изменения и связь с другими параметрами или измеряемыми характеристиками.

В верхней части ППС, согласно (1), (4), результаты наблюдений должны описываться уравнением

$$Y = mX, \quad (6)$$

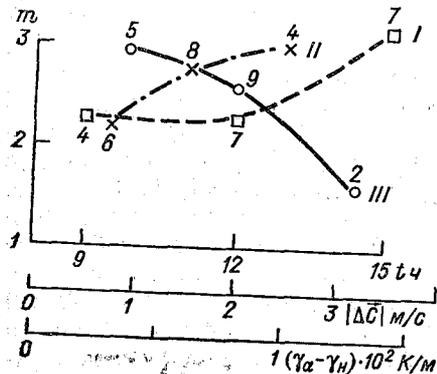
где

$$Y = \lg \left[ \frac{d\theta/dz}{\gamma_a - \gamma_H} \right], \quad X = \lg \frac{z}{H}.$$

Так как наиболее массовыми аэрологическими данными являются результаты радиозондирования, а проблема параметризации профиля температуры наиболее остро стоит для ППС над поверхностью океана, то была сделана попытка определения  $m$  по радиозондированию с НИС «Академик Курчатов» на  $\varphi = 0^\circ$ ,  $\lambda = 23,5^\circ$  з. д. в экспедиции ТРОПЭКС-74. К сожалению, по данным каждого отдельного зондирования определить  $m$  практически невозможно (как из-за ошибок наблюдений, так и большой дискретности по высоте). Однако при осреднении данных радиозондирования за период 5—12 июля 1974 г. как по отдельным срокам наблюдений, так и за весь период [5] удается получить более гладкие профили потенциальной температуры, позволяющие использовать (6) и определить  $m$  отдельно для срока наблюдений 12 ч ( $m = 2,5$ ) и для средних суточных значений ( $m = 1,5$ ).

Более приемлемы для определения  $m$  данные учащенного зондирования нижнего слоя атмосферы в Вангара [8]. Расчеты были выполнены для 4, 5, 26—31 дней и сроков 9.00, 12.00, 15.00 ч и показаны на рис. 1. Ввиду довольно большого разброса значений

$m$  (средние квадратические отклонения составляют 1—3), нанесены только средние значения  $m$  с указанием числа точек, использованных при получении среднего значения. Несмотря на малую статистическую обеспеченность сред-



них величин и наличие большого разброса, можно в первом приближении говорить об увеличении  $m$  к полудню по мере развития конвективной неустойчивости, уменьшении  $m$  с ростом сдвига скорости ветра  $|\Delta \vec{C}| = |\vec{C}_{1500} - \vec{C}_{1000}|$  в слое  $1000 \text{ м} \leq z \leq 1500 \text{ м}$  (при усилении сдвига ветра ослабевает механизм чисто конвективного перемешивания за счет того, что динамическая турбулентность является более мелкомасштабной, чем конвективная). Видно наличие квазилинейной связи  $m$  с  $(\gamma_a - \gamma_H)$ . Хотя в данном случае трудно говорить о характере причинно-следственной связи, но формально этот рисунок можно использовать для оценки  $m$  по  $(\gamma_a - \gamma_H)$ .

С учетом последнего обстоятельства, а также того, что  $(\gamma_a - \gamma_H)$  непосредственно является параметром в (1), (4), необходимо исследовать возможность определения этого параметра через другие более доступные из наблюдений параметры. Некоторые результаты таких оценок показаны на рис. 2. Построена зависимость  $(\gamma_a - \gamma_H)$  от сдвига скорости ветра в слое 1000—1500 м по данным наблюдений в [8]. Уменьшение  $(\gamma_a - \gamma_H)$  с ростом градиента скорости объясняется увеличением интенсивности турбулентного перемешивания. Полученная по этим же данным обратная зависимость от скорости геострофического ветра согласуется с аналогичной зависимостью от скорости приземного ветра [1]. Зависимость от вертикальной скорости, построенная по данным [1], на рис. 2 показывает уменьшение  $(\gamma_a - \gamma_H)$  с увеличением скорости нисходящих движений.

Таким образом, показана принципиальная возможность установления связей параметров, входящих в соотношения, используемые для параметризации профиля градиента потенциальной температуры в пограничном слое, с другими измеряемыми параметрами.

Полученные при обработке данных наблюдений над сушей и океаном зависимости можно рассматривать, по крайней мере, как

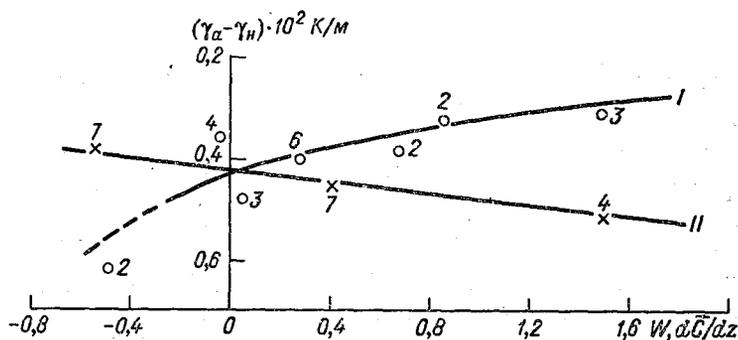


Рис. 2. Зависимость  $(\gamma_a - \gamma_H)$  по данным [8] от градиента скорости ветра в слое 1500—1000 м (I) и вертикальной скорости на  $z=1000$  м (II). Цифры у кривых — число средних наблюдений

первое приближение, которое нужно уточнять при обработке больших рядов наблюдений, относящихся к разным физико-географическим условиям.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Голодко Л. Л., Радикович В. М. Расчет параметров стратификации в модели планетарного пограничного слоя над океаном. — *Метеорология и гидрология*, 1978, № 9, с. 53—59.
2. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 341 с.
3. Монин А. С., Обухов А. М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы. — *Труды Геофиз. института АН АН СССР*, 1954, № 24 (151), с. 163—187.
4. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. — М.: Наука, 1965, т. 1. — 638 с.
5. Претел Я., Радикович В. М. Структура пограничного слоя атмосферы на экваторе. — В кн.: ТРОПЭКС-74. Л.: Гидрометеоздат, 1976, с. 410—416.
6. Радикович В. М., Мелихова Л. Г. Теория подобия для приземного слоя атмосферы. — В кн.: *Метеорологические прогнозы. Сб. научных трудов*. СПб, 1992, вып. 114, с. 58—66.
7. Радикович В. М. Динамическая метеорология для океанологов. — Л.: изд. ЛПИ, 1985. — 157 с.
8. Clarke R. H., Dyer A. J., Brook R. R., Reid D. G., Troup A. J. The Wangara Experiment: Boundary layer data. — *Division of Met. Phys. Tech. paper*, 1971, № 19.

V. M. RADIKEVICH

### PARAMETERIZATION OF TEMPERATURE PROFILE WITHIN THE PLANETARY BOUNDARY LAYER OF THE ATMOSPHERE

Principle possibility to determine connection parameters in equations for parameterization of the profile of potential temperature gradient with different measured parameters is discussed. Some relations needed were obtained.

УДК 551.511 : 551.313

A. A. МАҚОСКО (В/Ч 25840)

### О ВКЛАДЕ РАБОТЫ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ В БАЛАНС КИНЕТИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ЗОНАЛЬНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ

Как известно, крупномасштабный вихревой перенос момента импульса направлен от широт с меньшими значениями угловой скорости к широтам с более высокими (с более сильными западными ветрами) и приводит к возрастанию градиента среднего течения [4]. Перенос кинетической энергии в среднем направлен от

крупномасштабных вихрей к зонально осредненному полю скорости. Изменение направления переноса энергии на противоположное приводит к представлениям о течениях с отрицательным коэффициентом турбулентной вязкости.

Идея «отрицательной вязкости» вместе с представлением о том, что крупномасштабные вихри образуются вследствие бароклинной неустойчивости осредненной зональной циркуляции, лежит в основе современного понимания общей циркуляции атмосферы [4].

Исчерпывается ли этими причинами объяснение сложной картины атмосферных движений? В работе [3], в частности, показано, что не только отрицательная вязкость, но и турбулентная сила Кориолиса может быть ответственна за обмен угловым моментом между вихревым и упорядоченным движениями. Поэтому в связи с чрезвычайной важностью правильного понимания схемы преобразования энергии в крупномасштабных атмосферных движениях необходимо оценить и вклад работы силы тяжести в баланс кинетической энергии зонально осредненного движения атмосферы.

Для корректного учета влияния проекций силы тяжести на динамику атмосферы используем ортогональную криволинейную систему координат, связанную с нормалью к поверхности нормальной Земли [5]. В качестве последней обычно принимается общеземной эллипсоид — уровенный эллипсоид вращения, внешняя поверхность которого является эквипотенциальной поверхностью нормального поля силы тяжести [5]. Тогда проекция силы тяжести на нормаль  $z$  к поверхности нормальной Земли равна  $g = -\partial W/\partial z$ , где  $W$  — потенциал силы тяжести. Проекция же силы тяжести на остальные две оси этой системы координат будет обусловлена возмущающим гравитационным потенциалом  $U' = W - W_0$  (где  $W_0$  — нормальный потенциал силы тяжести [5]) и иметь такой же порядок, как и адвективные члены уравнений движения. Заметим, что в сферической системе координат  $Or\phi\lambda$  ( $\phi, \lambda$  — геоцентрические широта и долгота,  $r$  — радиус-вектор) проекция силы тяжести на ось  $O\phi$  имеет порядок, сравнимый с порядком главных членов: силы давления и силы Кориолиса, что противоречит установленному факту близости движения атмосферы к геострофическому. Если теперь пренебречь различием представлений пространственных производных в вышеуказанной и традиционно используемой сферической системах координат (наибольшая ошибка при этом не превышает 0,17% [1]), то уравнения движения можно представить в виде:

$$\begin{aligned} \frac{d\rho u}{dt} - \frac{uv}{a} \rho \operatorname{tg} \varphi + \frac{uw}{a} \rho - 2\omega v \rho \sin \varphi + 2\omega w \rho \cos \varphi = \\ = -\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} + \rho G_\lambda; \end{aligned} \quad (1)$$

$$\frac{d\rho v}{dt} + \frac{u^2}{a} \rho \operatorname{tg} \varphi + \frac{v\omega}{a} \rho + 2\omega u \rho \sin \varphi = -\frac{1}{a} \frac{\partial P}{\partial \varphi} + \rho G_\varphi; \quad (2)$$

$$\frac{d\rho w}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{a} \rho - 2\omega u \rho \cos \varphi = -\frac{\partial P}{\partial z} - \rho g, \quad (3)$$

где  $\mathbf{V} = (u, v, w)'$  — вектор скорости ветра;  $P, \rho$  — давление и плотность соответственно;  $\omega$  — угловая скорость вращения Земли;

$$\frac{d\rho\psi}{dt} = \frac{\partial\rho\psi}{\partial t} + \operatorname{div}\rho\psi\mathbf{V}; \quad \psi = \{u, v, w\};$$

$$\operatorname{div}\psi\mathbf{V} = \frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial\psi u}{\partial \lambda} + \frac{\partial\psi v \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial\psi w}{\partial z};$$

$$G_\lambda = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial U}{\partial \lambda};$$

$$G_\varphi = \frac{1}{a} \frac{\partial U}{\partial \varphi}.$$

Здесь в определении метрики модуль радиуса вектора заменен на средний радиус Земли  $a$ .

Следует отметить, что при вышеуказанных упрощениях вид уравнений (1)–(3) получился такой же, как в сферической системе координат. Однако смысл метеовеличин здесь другой — они относятся к уровенной поверхности.

Умножим уравнения (1)–(3) на  $u, v, w$  соответственно. Складывая полученные результаты, получим уравнение баланса кинетической энергии ( $K = (u^2 + v^2 + w^2)/2$ )

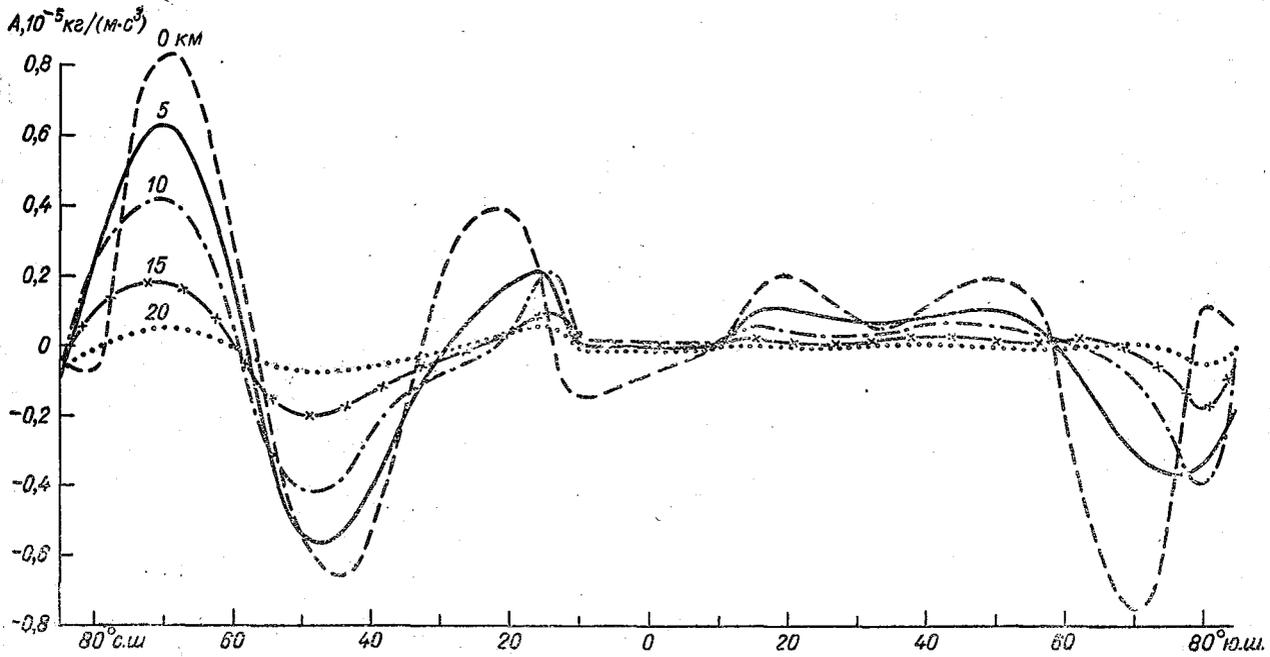
$$\frac{d\rho K}{dt} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial u P}{\partial \lambda} + \frac{\partial v P \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial w P}{\partial z} - \rho u G_\lambda - \rho v G_\varphi + \rho g w = 0. \quad (4)$$

Последние три члена описывают вклад работы силы тяжести в изменение кинетической энергии атмосферных движений.

Пусть  $\psi = \bar{\psi} + \psi^*$ , где  $\bar{\psi}$  — зонально осредненная функция, а  $\psi^*$  — отклонение от  $\bar{\psi}$ . Пренебрежем изменением плотности по долготе, т. е. положим  $\rho = \bar{\rho}$ . Тогда путем вычитания уравнения для  $\bar{\rho K}$  из выражения (4) можно получить уравнение баланса кинетической энергии турбулентности зональной циркуляции атмосферы

$$\frac{d\bar{\rho} K^*}{dt} + \frac{1}{a \cos \varphi} \left( \frac{\partial \bar{u}^* P^*}{\partial \lambda} + \frac{\partial \bar{v}^* P^* \cos \varphi}{\partial \varphi} \right) + \frac{\partial \bar{w}^* P^*}{\partial z} - \bar{\rho} (\bar{u}^* G_\lambda^* + \bar{v}^* G_\varphi^* - \bar{g}^* \bar{w}^*) = 0. \quad (5)$$

Обозначим  $A = -\bar{\rho} (\bar{u}^* G_\lambda^* + \bar{v}^* G_\varphi^* - \bar{g}^* \bar{w}^*)$ . Положительным значениям  $A$  соответствует переход энергии от неупорядоченных дви-

Рис. 1. Распределение величины  $A$  по широте на различных высотах

жений к упорядоченным, отрицательным — от упорядоченных к макротурбулентным. Оценку величины  $A$  можно произвести по климатическим полям  $u$ ,  $v$ ,  $w$ , фиксированным на уровне среднегодовых значений (при этом обоснованно можно положить  $w^* = 0$ ). Распределение величины  $A$  по широте для различных высот представлено на рис. 1. Несколько странное на первый взгляд распределение экстремумов величины  $A$  (несимметричность относительно экватора) объясняется особенностями распределения среднезонального потока импульса для нестационарных вихрей [2].

Анализ рис. 1 показывает, что работа силы тяжести передает энергию от вихрей к упорядоченным движениям в субтропической зоне, а также в высоких широтах северного полушария и умеренных широтах южного.

Работа силы тяжести превращает энергию упорядоченных движений в энергию макротурбулентности в умеренных широтах северного полушария и высоких широтах южного.

У поверхности Земли положения минимумов несколько смещены к экватору, а максимумов (за исключением максимума на  $70^\circ$  с. ш.) — к полюсу. Очевидно, это объясняется влиянием силы трения в пограничном слое.

Абсолютная величина экстремальных значений  $A$  достигает порядка работы отрицательной вязкости [6], т. е. сравнима с главными вкладами в энергетический баланс общей циркуляции атмосферы. В связи с этим очевидно, что принятая в настоящее время схема преобразования энергии в крупномасштабных движениях требует уточнения и дополнения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 1, 2. — М.: Мир, 1986.
2. Джеймс А. Некоторые аспекты глобальной циркуляции атмосферы в январе и июле 1980 г. — В кн.: Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере. — М.: Мир, 1988.
3. Кригель А. М. О работе турбулентной силы Кориолиса в крупномасштабных атмосферных движениях. — В кн.: Космическая и авиационная метеорология. Сб. научных трудов. Л., 1985, вып. 90.
4. Монин А. С. Введение в теорию климата. — Л.: Гидрометеоздат, 1979.
5. Пеллинен Л. П. Высшая геодезия. — М.: Недра, 1978.
6. Старр В. П. Физика явлений с отрицательной вязкостью. — М.: Мир, 1971.

A. A. MAKOSKO

### ON THE INPUT OF THE GRAVITY WORK INTO BUDGET OF TURBULENCE KINETIC ENERGY OF ZONAL CIRCULATION OF THE ATMOSPHERE

Estimation of input of the gravity work into budget of turbulence kinetic energy of zonal circulation of the atmosphere is performed. The value of this input appears to be comparable with

that of negative viscosity action, and therefore it cannot be neglected in the energy budget.

УДК 551.551.5 : 551.576

Ю. Н. ВОЛКОНСКИЙ, В. Г. СТЕПАНОВ (ВИКА)

## УРАВНЕНИЯ ДВИЖЕНИЯ АТМОСФЕРЫ В «ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНОЙ» И СФЕРИЧЕСКОЙ СИСТЕМАХ КООРДИНАТ

При математическом моделировании крупномасштабных атмосферных процессов широко используется сферическая система координат (ССК). Однако в научной и учебной литературе при выводе и дальнейшем использовании уравнений динамики атмосферы вводится ряд упрощающих предположений, оценка допустимости которых, как правило, не производится. В частности, в уравнениях движения, записанных в обычных сферических координатах, не учитывается в явном виде горизонтальная составляющая силы тяжести (равнодействующей силы земной гравитации и центробежной силы, вызываемой суточным вращением Земли), хотя расчеты показывают, что в умеренных широтах ее величина сравнима по порядку с горизонтальными составляющими сил барического градиента и Кориолиса. Использование предлагаемой в статье «геопотенциальной» системы координат (ГСК) позволяет избежать указанного недостатка и сравнительно просто оценить допустимость вводимых в дальнейшем упрощающих предположений.

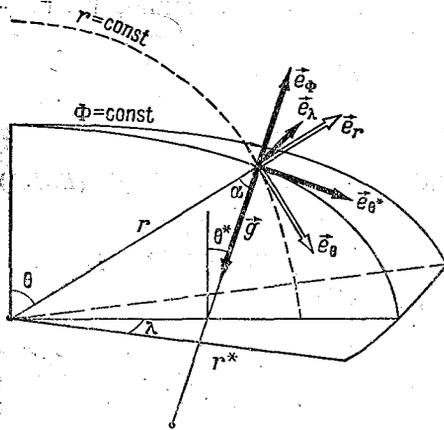
Как известно, уравнения движения сплошной среды в координатной форме могут быть получены тремя основными путями.

1. Из уравнений движения в обобщенных координатах (уравнений Лагранжа II рода), построенных на основе одного из вариационных принципов механики — принципа наименьшего действия [6]. При данном подходе учет взаимодействия между телами (частицами жидкости) осуществляется через изменение потенциалов силовых полей. При этом не вводится в рассмотрение понятие «силы», что в конечном итоге позволяет получить уравнения движения сразу в скалярной форме. Существенным недостатком при этом является то обстоятельство, что нельзя учесть действие непотенциальных сил (например, силы диссипативного трения).

2. Из векторного уравнения движения вязкой жидкости (уравнения Навье — Стокса), являющегося следствием основных законов механики Ньютона и гипотезы сплошности среды [7].

3. Путем преобразования уравнений движения в другой системе координат, ранее полученных одним из двух указанных способов.

Рис. 1. «Геопотенциальная» система координат (ГСК)



В данной статье реализован второй подход, традиционно используемый в метеорологии при представлении уравнений движения и, как нам кажется, более доступный в рамках обычного понимания классической механики.

При этом вводятся следующие общепринятые ограничения:

- из всех массовых сил учитывается только сила земной гравитации;
- гелиоцентрическая система координат (жестко связанная с Солнцем) является инерциальной;
- суточное вращение Земли происходит с постоянной угловой скоростью  $\omega$ .

Уравнение Навье — Стокса в неинерциальной системе отсчета, жестко связанной с Землей, можно записать в виде [4, 8]

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \text{grad } P - 2(\vec{\omega} \times \vec{v}) + \vec{g} + \vec{N}, \quad (1)$$

где помимо общепринятых обозначений  $\vec{g}$  — напряжение силы тяжести (равнодействующей силы гравитации Земли и центробежной силы);  $\vec{N}$  — результирующее вязкое напряжение.

ГСК определим следующим образом. В качестве независимых переменных будем использовать (рис. 1):  $\Phi$  — геопотенциал, определяемый из соотношения  $\vec{g} = -\text{grad } \Phi$ ;  $\theta^*$  — дополнение до географической широты (угол между нормалью к поверхности  $\Phi = \text{const}$  в данной точке и полярной осью);  $\lambda$  — географическая долгота.

Координатные орты  $\vec{e}_\phi, \vec{e}_{\theta^*}, \vec{e}_\lambda$  направим по нормали к соответствующим координатным поверхностям, проходящим через данную точку, из чего следует, что выбранная ГСК является ортогональной.

Целесообразность выбора такой системы координат объясняется прежде всего тем, что вектор ускорения свободного падения в этом случае будет иметь только одну составляющую  $\vec{g} = -g\vec{e}_\phi$ .

Кроме того, в силу анизотропности атмосферных полей желательно выделение в уравнениях горизонтальных и вертикальных

движений, что достигается в ГСК введением вертикально направленного орта  $\vec{e}_\Phi$ .

Нетрудно заметить, что базисные векторы  $\vec{e}_\Phi$  и  $\vec{e}_{\theta^*}$  в ГСК получаются путем поворота базисных векторов  $\vec{e}_r$  и  $\vec{e}_\theta$  ССК вокруг орта  $\vec{e}_\lambda$  на угол  $\alpha$  отклонения вектора  $\vec{g}$  от направления на центр Земли.

Алгоритм представления векторного уравнения (1) в проекциях на координатные оси тот же, что для ССК [5]. Отметим только, что ГСК является системой с локальным базисом и направление координатных ортов изменяется в пространстве. Тогда

$$\begin{aligned} \frac{d\vec{v}}{dt} &= \frac{d}{dt} (v_{\theta^*}\vec{e}_{\theta^*} + v_\lambda\vec{e}_\lambda + v_\Phi\vec{e}_\Phi) = \\ &= \left( \frac{dv_{\theta^*}}{dt}\vec{e}_{\theta^*} + \frac{dv_\lambda}{dt}\vec{e}_\lambda + \frac{dv_\Phi}{dt}\vec{e}_\Phi \right) + \left( v_{\theta^*}\frac{d\vec{e}_{\theta^*}}{dt} + v_\lambda\frac{d\vec{e}_\lambda}{dt} + v_\Phi\frac{d\vec{e}_\Phi}{dt} \right), \quad (2) \end{aligned}$$

где полная производная определяется как

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \frac{d\theta^*}{dt} \frac{\partial}{\partial \theta^*} + \frac{d\lambda}{dt} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \frac{d\Phi}{dt} \frac{\partial}{\partial \Phi}. \quad (3)$$

Частную производную  $\partial/\partial\Phi$  в (3) удобно было бы заменить на производную по линейному расстоянию. Если под высотой  $z$  понимать длину силовой линии  $\Phi$  (кривой, в каждой своей точке направленной по касательной к  $\text{grad}\Phi$ ) от данной точки до уровня моря, то очевидно тождество

$$\frac{d\Phi}{dt} \frac{\partial}{\partial \Phi} = \frac{dz}{dt} \frac{\partial}{\partial z}. \quad (4)$$

Поверхности  $\Phi = \text{const}$  и  $z = \text{const}$  не совпадают. Поэтому следует подчеркнуть, что система независимых переменных остается неизменной и при взятии производных  $\partial/\partial\theta^*$  и  $\partial/\partial\lambda$  фиксируется  $\Phi$ , а не  $z$ .

Связь между индивидуальными производными координат по времени и проекциями вектора скорости на направлении соответствующих ортов определяется соотношениями

$$v_{\theta^*} = r^* \frac{d\theta^*}{dt}, \quad v_\lambda = r \sin \theta \frac{d\lambda}{dt}, \quad v_\Phi = \frac{dz}{dt}, \quad (5)$$

где  $r^*$  — радиус кривизны меридионального сечения эквипотенциальной поверхности  $\Phi = \text{const}$ , проходящей через данную точку (см. рис. 1).

Частные производные ортов по координатам приведены в табл. 1.

Частные производные ортов

	$\vec{e}_{\theta^*}$	$\vec{e}_\lambda$	$\vec{e}_\Phi$
$\frac{\partial}{\partial z}$	0	0	0
$\frac{\partial}{\partial \theta^*}$	$-\vec{e}_\Phi$	0	$\vec{e}_{\theta^*}$
$\frac{\partial}{\partial \lambda}$	$\cos \theta^* \vec{e}_\lambda$	$-\cos \theta^* \vec{e}_{\theta^*} - \sin \theta^* \vec{e}_\Phi$	$\sin \theta^* \vec{e}_\lambda$

Оператор градиента вследствие ортогональности ГСК определяется как

$$\text{grad} = \vec{e}_{\theta^*} \frac{1}{r^*} \frac{\partial}{\partial \theta^*} + e_\lambda \frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} + \vec{e}_\Phi \frac{\partial}{\partial z}. \quad (6)$$

С учетом того, что проекции вектора  $\vec{\omega}$  на направления соответствующих ортов равны  $\omega_{\theta^*} = -\omega \sin \theta^*$ ,  $\omega_\lambda = 0$ ,  $\omega_\Phi = \omega \cos \theta^*$  для силы Кориолиса получаем следующее выражение:

$$\begin{aligned} -2(\vec{\omega} \times \vec{v}) &= -2 \begin{vmatrix} \vec{e}_{\theta^*} & \vec{e}_\lambda & \vec{e}_\Phi \\ \omega_{\theta^*} & \omega_\lambda & \omega_\Phi \\ v_{\theta^*} & v_\lambda & v_\Phi \end{vmatrix} = \\ &= 2\omega [v_\lambda \cos \theta^* \vec{e}_{\theta^*} - (v_{\theta^*} \cos \theta^* + v_\Phi \sin \theta^*) \vec{e}_\lambda + v_\lambda \sin \theta^* \vec{e}_\Phi]. \quad (7) \end{aligned}$$

Подставляя выражения (2)–(7) и данные табл. 1 в (1) и разделяя полученное векторное уравнение по базисным векторам, получим систему уравнений

$$\begin{aligned} \frac{dv_{\theta^*}}{dt} + \frac{v_{\theta^*} v_\Phi}{r^*} - \frac{v_\lambda^2 \cos \theta^*}{r \sin \theta} &= -\frac{1}{\rho r^*} \frac{\partial P}{\partial \theta^*} + 2\omega v_\lambda \cos \theta^* + N_{\theta^*}; \\ \frac{dv_\lambda}{dt} + \frac{v_\lambda v_\Phi \sin \theta^*}{r \sin \theta} + \frac{v_{\theta^*} v_\lambda \cos \theta^*}{r \sin \theta} &= \\ &= -\frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\partial P}{\partial \lambda} - 2\omega (v_{\theta^*} \cos \theta^* + v_\Phi \sin \theta^*) + N_\lambda; \\ \frac{dv_\Phi}{dt} - \frac{v_{\theta^*}^2}{r^*} - \frac{v_\lambda^2 \sin \theta^*}{r \sin \theta} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + 2\omega v_\lambda \sin \theta^* + N_\Phi. \quad (8) \end{aligned}$$

Для оценки радиуса кривизны геопотенциальной поверхности  $r^*$  будем считать, что Земля создает гравитационное поле подобно материальной точке массой  $M$ , расположенной в ее центре.

Это утверждение вполне приемлемо, так как вариации силы земной гравитации за счет несферичности Земли на несколько порядков меньше широтных изменений центробежной силы [2]. Тогда геопотенциал определяется выражением

$$\Phi = -\frac{\gamma M}{r} - \frac{1}{2} \omega^2 r^2 \sin^2 \theta + \text{const}, \quad (9)$$

где  $\gamma = 6,6732 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/(\text{кг} \cdot \text{с}^2)$  — гравитационная постоянная.

Дифференцируя (9) по  $\theta$  получаем, что для точек, лежащих на меридиональном сечении поверхности  $\Phi = \text{const}$ :

$$\frac{1}{r} \frac{dr}{d\theta} = \text{tg } \alpha; \quad (10)$$

$$\frac{1}{r} \frac{d^2 r}{d\theta^2} = 3 \text{tg } \theta \text{tg}^3 \alpha + 6 \text{tg}^2 \alpha + 2 \text{ctg } 2\theta \text{tg } \alpha, \quad (11)$$

где

$$\text{tg } \alpha = \frac{\sin 2\theta}{2 \left( \frac{\gamma M}{\omega^2 r^3} - \sin^2 \theta \right)}. \quad (12)$$

Известно, что радиус кривизны  $r^*$  плоской кривой  $r = r(\theta)$  в полярных координатах определяется соотношением

$$\frac{r^*}{r} = \frac{\left[ 1 + \left( \frac{1}{r} \frac{dr}{d\theta} \right)^2 \right]^{3/2}}{1 + 2 \left( \frac{1}{r} \frac{dr}{d\theta} \right)^2 - \frac{1}{r} \frac{d^2 r}{d\theta^2}}. \quad (13)$$

После подстановки (10) — (11) в (13) имеем

$$\frac{r^*}{r} = \frac{(1 + \text{tg}^2 \alpha)^{3/2}}{1 - 3 \text{tg } \theta \text{tg}^3 \alpha - 4 \text{tg}^2 \alpha - 2 \text{ctg } 2\theta \text{tg } \alpha}. \quad (14)$$

Расчеты, проведенные в предположении, что поверхность Земли является эквипотенциальной поверхностью с экваториальным радиусом  $R_{\text{эkv}} = 6,378 \cdot 10^6 \text{ м}$ ,  $\omega = 7,29 \cdot 10^{-5} \text{ с}^{-1}$ ,  $M = 5,976 \cdot 10^{24} \text{ кг}$ , показали, что в диапазоне высот 0—100 км значение угла  $\alpha$  не превышает  $0,11^\circ \approx 6,5'$ , а отличие  $r^*$  от полярного радиуса  $r$  и  $\sin \theta^*$  от  $\sin \theta$  составляет не более 0,4 % величины. Отметим также, что поверхность, определяемая выражением (7), сильнее сплюснута у полюсов, чем реальная поверхность земного геоида, и полученные оценки являются даже несколько завышенными. Следовательно, систему уравнений (8) с точностью не менее 0,4 % от порядка максимального члена можно записать в упрощенном виде:

$$\begin{aligned}
\frac{dv_{\theta^*}}{dt} + \frac{v_{\theta^*}v_{\Phi}}{r} - \frac{v_{\lambda}^2}{r} \operatorname{ctg} \theta^* &= -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \theta^*} + 2\omega \cos \theta^* + N_{\theta^*}; \\
\frac{dv_{\lambda}}{dt} + \frac{v_{\lambda}v_{\Phi}}{r} + \frac{v_{\theta^*}v_{\lambda}}{r} \operatorname{ctg} \theta^* &= \\
&= -\frac{1}{\rho r \sin \theta^*} \frac{\partial P}{\partial \lambda} - 2\omega (v_{\theta^*} \cos \theta^* + v_{\Phi} \sin \theta^*) + N_{\lambda}; \\
\frac{dv_{\Phi}}{dt} - \frac{v_{\theta^*}^2}{r} - \frac{v_{\lambda}^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g + 2\omega v_{\lambda} \sin \theta^* + N_{\Phi}. \quad (15)
\end{aligned}$$

Дальнейшее упрощение полученных уравнений производится в зависимости от характера решаемых задач на основании таблицы характерных значений метеоэлементов и их производных [3].

Система уравнений (15) формально совпадает с приводимыми в [1, 3, 5] уравнениями движения в ССК:

$$\begin{aligned}
\frac{dv_{\theta}}{dt} + \frac{v_{\theta}v_{\Phi}}{r} - \frac{v_{\lambda}^2}{r} \operatorname{ctg} \theta &= -\frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \theta} + 2\omega v_{\lambda} \cos \theta + N_{\theta}; \\
\frac{dv_{\lambda}}{dt} + \frac{v_{\lambda}v_r}{r} + \frac{v_{\theta}v_{\lambda}}{r} \operatorname{ctg} \theta &= \\
&= -\frac{1}{\rho r \sin \theta} \frac{\partial P}{\partial \lambda} - 2\omega (v_{\theta} \cos \theta + v_r \sin \theta) + N_{\lambda}; \\
\frac{dv_r}{dt} - \frac{v_{\theta}^2}{r} - \frac{v_{\lambda}^2}{r} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} - g + 2\omega v_{\lambda} \sin \theta + N_r. \quad (16)
\end{aligned}$$

Однако, как указывалось выше, при выводе (16) игнорируется тот факт, что проекция вектора  $\vec{g}$  на орт  $\vec{e}_{\theta}$  отлична от нуля. С учетом (9) ее абсолютное значение будет определяться как  $g_{\theta} = \frac{1}{2} \omega^2 r \sin 2\theta$ , и у поверхности Земли на широте  $45^\circ$   $g_{\theta} \approx 1,7 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}^2$ , что по порядку сравнимо с горизонтальными составляющими сил барического градиента и Кориолиса.

Кроме того, при практическом использовании ССК под проекциями вектора скорости  $v_{\theta}$  и  $v_r$  понимается соответственно горизонтальная и вертикальная составляющие скорости ветра, что, строго говоря, неверно за счет отклонения нормали к земной поверхности от радиуса-вектора. В ГСК этот недостаток устраняется.

Таким образом, в работе показано, что уравнения движения в ССК (16) в традиционном виде и понимании являются лишь приближением системы точных уравнений (8) в ГСК. Тем не менее использование ССК в практике численного моделирования с высокой степенью точности допустимо.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Белов П. Н., Борисенков Е. П., Панин Б. Д. Численные методы прогноза погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1989. — 376 с.
2. Гарленд Дж. Д. Форма Земли и сила тяжести. — М.: Мир, 1967. — 196 с.
3. Гандин Л. С., Лайхтман Д. Л., Матвеев Л. Т., Юдин М. И. Основы динамической метеорологии. — Л.: Гидрометеониздат, 1955. — 648 с.
4. Гилл А. Динамика атмосферы и океана. Т. 1. — М.: Мир, 1986. — 400 с.
5. Кочин Н. Е., Кибель И. А., Розе Н. Е. Теоретическая гидромеханика. Т. 1. — М.: Изд-во физ.-мат. лит-ры, 1963. — 584 с.
6. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теоретическая физика. Т. 1. Механика. — Наука, 1988. — 216 с.
7. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Теоретическая физика. Т. VI. Гидродинамика. — М.: Наука, 1988. — 736 с.
8. Юдин М. И. Новые методы и проблемы краткосрочного прогноза погоды. — Л.: Гидрометеониздат, 1963. — 404 с.

*Iu. N. VOLKONSKY, V. G. STEPANOV*

### EQUATIONS OF MOTION OF THE ATMOSPHERE AT THE «GEOPOTENTIAL» AND SPHERICAL COORDINATE SYSTEMS

Usage of the proposed «geopotential» system allows one to take completely into account particularities of gravity latitudinal variations and anisotropy of meteorological fields. It was shown that the equations of atmospheric motion at the usual spherical coordinate system in the traditional form and meaning were just approximation of the precise equations at the «geopotential» system. Nevertheless, conclusion is made on permissibility of using the spherical coordinate system in numerical modelling of atmospheric conditions since it allows rather high degree of precision.

УДК 551.509.314

*Р. П. РЕПИНСКАЯ (РГГМИ)*

### О ПОСТРОЕНИИ ИНФОРМАТИВНОГО УНИФИЦИРОВАННОГО ОРТОГОНАЛЬНОГО БАЗИСА ПОЛЕЙ ОСНОВНЫХ МЕТЕОВЕЛИЧИН

Для гидродинамического моделирования атмосферных процессов, их прогноза с различной заблаговременностью, анализа и интерпретации фактической информации используют априори задаваемые ортогональные базисы, позволяющие аппроксимировать поля метеовеличин суммой конечного ряда по опорным функциям. При разработке математических моделей атмосферы на основе названных базисов можно воспользоваться такими важными преимуществами, обеспечиваемыми спектральными методами интегрирования уравнений гидротермодинамики, как: компрессия ин-

формации о состоянии физической системы в небольшом числе коэффициентов разложения полей метеовеличин в ряды по опорным функциям; создание более экономичных и устойчивых алгоритмов интегрирования уравнений модели. Так, в лучших прогностических моделях тотальное волновое число не превышает 40—63 [9, 15]. Однако при использовании таких базисов атмосферные процессы формально расщепляются на компоненты, зачастую не существующие в природе. Представляется, что сказанное справедливо и в тех случаях, когда базисные функции являются собственными функциями какого-либо динамического оператора (например, уравнения Гельмгольца на сфере или приливного уравнения Лапласа), поскольку при таком подходе не учитываются статистические особенности ансамблей атмосферных процессов. Поэтому целесообразно использовать информативные ортогональные базисы, которые можно синтезировать на расчетной сетке, например, методом эмпирических ортогональных функций (ЭОФ) [1, 11]. Последние являются собственным базисом выборочного ковариационного оператора и широко применяются для стилизации вертикальных профилей метеовеличин; изучения статистической структуры горизонтальных полей, их классификации и подбора аналогов; построения малопараметрических гидродинамико-статистических моделей и регрессионных схем прогноза; интерпретации косвенных измерений [4, 10, 18—20, 24].

Отметим, что для некоторых типов временных случайных процессов и полей (например, статистически однородных полей (стационарных процессов), имеющих экспоненциально затухающую ковариационную функцию) ЭОФ можно определить аналитически [16, 18]. Однако реальные поля метеовеличин существенно неоднородны в пространстве и во времени, поэтому в общем случае для оценки ЭОФ используют численные методы.

Построение семейства ЭОФ сопряжено по крайней мере с двумя трудностями: с необходимостью решения полной спектральной проблемы корреляционных матриц высокого порядка; с недостаточным объемом выборок результатов наблюдений.

Для преодоления первой трудности используют способ последовательного построения базисов: сначала ЭОФ вычисляют для отдельных районов, заполняющих большую область, а затем конструируют систему единых базисных функций с помощью линейного оператора, применяемого к коэффициентам разложения первого этапа [10, 21, 25, 26]. Однако такая «склейка» первичных базисов некорректна вследствие: различной точности аппроксимации рядами по ЭОФ совокупности полей, обусловленной региональными особенностями эволюции атмосферных процессов; изменением структуры базисных функций на втором этапе расчетов; отсутствия гарантии оптимальности результирующего разложения. Очевидно, уровень указанной некорректности будет возрастать вместе с ростом разрешающей способности большой сеточ-

ной области, на которой стремятся параметризовать широкий круг физических процессов.

В [22] предложена экономичная итерационная процедура вычисления собственных значений матриц высокого порядка. Если объем выборки  $K$  равен или меньше размерности матрицы  $M$ , полезны алгоритм [23] и метод Монте-Карло [2]. Перспективны также методики, разработанные Пененко, Протасовым [12] и Даценко, Перфиловым, Сонечкиным [5]. В [12] метод ЭОФ модифицирован на основе общих принципов факторного анализа: базисные функции определяют как линейные комбинации векторов исходной совокупности, коэффициенты которых получают из решения полной спектральной проблемы ее матрицы Грама, а критерием информативности базиса служит среднеквадратическая ошибка приближения совокупности векторов отрезком ряда Фурье. В основу расчета ЭОФ по методике [5] положен процесс стохастической аппроксимации наибольшего собственного вектора симметричной положительно определенной матрицы ковариаций, являющейся математическим ожиданием некоторой случайной матрицы. Однако применение этого способа для матрицы большой размерности (когда  $M$  и  $K$  велики, но сравнимы по порядку, либо  $K < M$ ) затруднено, поскольку не удается найти асимптотические законы распределения вероятностей их собственных значений, поэтому вопрос об оценках точности расчета последних остается открытым.

В задаче выделения информативных базисов метод ЭОФ может быть применен к случайным полям, заданным значениями метеовеличины в дискретных точках вдоль параллелей, либо трансформированным в пространство зональных волновых чисел. Так, Добрышман и Фортус [6] построили информативный базис для зонально-однородной модели атмосферы на основе метода ЭОФ, примененного к полям приземного давления. Оказалось, что ЭОФ, отвечающие такой модели, сильно отличаются от сферических функций. Указанный факт также наводит на мысль о целесообразности выделения информативных базисов.

Для разработки моделей на основе названных базисов, оптимизации расчетного алгоритма и рационального использования оперативной памяти ЭВМ необходимо выяснить: существует ли единый информативный базис (семейство ЭОФ, пригодное для аппроксимации полей любых метеовеличин с требуемой точностью). С этой целью сначала нужно выделить ЭОФ для метеовеличин, фигурирующих в уравнениях гидротермодинамики атмосферы, и интегральных инвариантов инерционных версий моделей. Поскольку систем ЭОФ можно построить сколь угодно много в зависимости от того, как определена ошибка аппроксимации с помощью такого базиса, то способ определения ошибки при разложении полей любых метеовеличин должен быть тождествен.

Далее, в случае близости форм главных мод (естественных колебаний) для всех метеовеличин осуществляется синтез систе-

мы унифицированных ЭОФ, в качестве которых могут выступать средние в каждом узле значения ЭОФ для фиксированных спектральных признаков. С этой целью в данной работе построены системы ЭОФ для полей ряда метеовеличин, трансформированных в спектральное пространство зональных волновых чисел Фурье. Рассматривались совокупности ежедневных июльских полей геопотенциала ( $\Phi$ ) изобарических поверхностей ( $P$ ) 1000, 700, 500, 300 и 200 гПа, заданных в узлах широтно-долготной сетки с разрешением  $5 \times 10^\circ$  от  $30$  до  $80^\circ$  с. ш. за 9 лет (1959, 1960, 1974, 1976—1979, 1987—1989 гг.), а также общего количества облаков ( $N$ ), оценки которого получены для июня за 5 лет (1967—1971 гг.) по снимкам с МИСЗ «Метеор» от экватора до  $65^\circ$  с. ш. в центрах равновеликих квадратов и любезно предоставлены нам В. И. Воробьевым. У экватора площадь такой сеточной ячейки примерно соответствует площади широтно-долготного бокса  $5 \times 5^\circ$ .

Известно, что любой метеопараметр  $F(\lambda, \varphi, t, P)$ , являющийся действительной функцией долготы  $\lambda$ , можно представить в виде ряда Фурье:

$$F(\lambda) = \sum_{-\infty}^{\infty} \gamma_n \exp(in\lambda) \approx A_0 + \sum_{n=1}^{2m-1} (A_n \cos n\lambda + B_n \sin n\lambda). \quad (1)$$

Здесь  $n$  — число движущихся волновых возмущений;  $\gamma_n = (\gamma_{\text{Re}})_n - i(\gamma_{\text{Im}})_n$  — комплексный коэффициент Фурье разложения вектора  $F = |f|_{k=0,1,2m-1}$  для временного слоя  $t$ , широты  $\varphi$  и атмосферного уровня  $P$ ;  $k$  — дискретные точки отсчета параметра;  $2m$  — число равных дуг, на которые разделен широтный круг;  $A_0 = (\gamma_{\text{Re}})_0$ .

$$A_n = 2(\gamma_{\text{Re}})_n, \quad B_n = 2(\gamma_{\text{Im}})_n;$$

$$\gamma_n = \frac{1}{2m} \sum_{k=0}^{2m-1} f_k \exp\left(-\frac{2ikn\pi}{2m}\right); \quad (2)$$

$$f_k = \sum_{n=0}^{2m-1} \gamma_n \exp\left(\frac{2ikn\pi}{2m}\right) \quad (3)$$

— прямое и обратное преобразования Фурье. Нами использован алгоритм одномерного варианта быстрого преобразования Фурье (БПФ) по Кули и Тьюки, трансформирующий поля метеовеличин, в соответствии с формулой (2), в пространство зональных волновых чисел и основанный на использовании специальных рекуррентных соотношений, позволяющих сократить компьютерное время реализации БПФ [8]. Преобразованию подвергались поля  $N(\lambda, \varphi, t, P)$  и  $\Phi(\lambda, \varphi, t, P)$ , а составляющие скорости геострофического ветра рассчитывались по формулам:

$$u_n = -\frac{1}{l} \left( \frac{\partial A_n}{\partial y} \cos n\lambda + \frac{\partial B_n}{\partial y} \sin n\lambda \right); \quad (4)$$

$$v_n = \frac{n}{lR \cos \varphi} (-A_n \sin n\lambda + B_n \cos n\lambda), \quad (5)$$

где  $R$  — радиус Земли,  $l$  — параметр Кориолиса. Положив

$$a_0 = -\frac{1}{l} \frac{\partial A_0}{\partial y}, \quad a_n = -\frac{1}{l} \frac{\partial A_n}{\partial y}, \quad b_n = -\frac{1}{l} \frac{\partial B_n}{\partial y},$$

$$c_n = -\frac{nA_n}{lR \cos \varphi}, \quad d_n = \frac{nB_n}{lR \cos \varphi}, \quad (6)$$

получаем (для  $\varphi = 35(5)75^\circ$ ):

$$u_n = a_n \cos n\lambda + b_n \sin n\lambda; \quad (7)$$

$$v_n = c_n \sin n\lambda + d_n \cos n\lambda. \quad (8)$$

Оценки  $u_n$  и  $v_n$  используются для расчета спектров компонентов кинетической энергии  $E_n$ .

Для определения соответствующего метеопараметра  $F$  достаточно, как правило, 8—12 гармоник. На данном этапе исследования рассматривались пять гармоник, которые с высокой точностью характеризуют среднемесячные значения. Для метеовеличин  $N$  и  $\Phi$ , трансформированных в пространство зональных волновых чисел, параметров разложения  $A_0, A_n, B_n$  и  $a_0, a_n, b_n, c_n, d_n$ , компонентов скорости  $u_n, v_n$  и энергии  $E_n$ , рассчитывались матрицы междуширотных корреляций с целью выделения информативных базисов методов ЭОФ [1].

В табл. 1 для примера представлены фрагменты оценки точности сходимости рядов разложений по ЭОФ параметров  $a_0, a_n, b_n, c_n, d_n$  ( $n=1, 3$ ), в которой  $j$  — порядковый номер волновой моды (ВМ) оператора ковариаций;  $\beta_j$  — накопленная дисперсионная нагрузка, которую несет рассматриваемое подпространство синтезированного семейства ЭОФ. Усечение спектра ВМ осуществлено при  $j=3$ . Из табл. 1 видно: первые ВМ, описывающие примерно 45—50 % выборочной дисперсии рассматриваемых параметров, играют решающую роль в формировании основных свойств барико-циркуляционного режима; вклад вторых ВМ почти в два раза меньше, чем первых, что свидетельствует о наличии резкой границы между движениями планетарного и синоптического масштабов. Также резко прослеживается граница между ВМ синоптического и мезометеорологического масштабов; величина  $\beta_j$  первых трех ВМ превышает 90 % выборочной дисперсии соответствующего параметра; на всех  $P$ -уровнях параметры  $a_0, a_n, b_n, c_n, d_n$  можно описать всего двумя-тремя ВМ, т. е. сжать информацию, которую они несут в меридиональном разрезе, в три-четыре раза. Сказанное справедливо также для параметров  $\Phi_n, u_n, v_n$  и  $E_n$ .

Таблица 1

Накопленная дисперсия  $\beta_j$  главных мод параметров  $a_0, a_n, c_n, b_n, d_n$   
( $j, n = \overline{1, 3}$ )

$P$ гПа	$j$	$a_0$	$a_1$	$a_2$	$a_3$	$c_1$	$c_2$	$c_3$	$b_1$	$b_2$	$b_3$	$d_1$	$d_2$	$d_3$
1000	1	50,3	50,2	50,2	49,8	50,0	50,2	50,1	41,3	39,1	39,4	49,9	49,9	49,9
	2	75,9	75,5	75,9	75,4	75,6	75,8	75,7	66,9	64,9	63,9	75,6	75,6	75,6
	3	92,5	91,6	91,1	92,1	92,0	92,3	92,2	90,1	88,9	87,4	91,3	91,3	91,3
700	1	50,3	50,3	50,1	50,3	49,9	50,1	49,6	39,5	56,6	49,8	49,7	50,1	49,9
	2	75,9	75,9	75,7	75,9	75,5	75,7	75,3	64,6	79,6	75,5	75,7	75,7	75,6
	3	92,3	92,3	92,2	91,9	92,3	92,2	91,7	87,5	96,8	91,4	91,1	91,5	91,3
500	1	50,3	50,3	50,2	50,0	50,1	50,2	49,5	36,4	45,1	38,6	49,9	49,2	48,8
	2	76,0	75,9	75,8	75,6	75,7	75,8	75,5	62,7	70,5	63,8	75,6	76,2	74,6
	3	91,4	92,7	92,4	92,2	92,2	92,3	92,6	89,0	90,2	86,6	91,3	91,3	88,9
300	1	49,3	50,3	50,1	49,0	50,1	50,1	50,2	51,3	50,0	49,4	44,0	45,6	44,0
	2	74,4	76,1	75,7	75,4	75,7	75,7	75,8	77,1	77,7	74,1	77,6	75,2	77,7
	3	92,4	90,1	92,1	92,2	92,2	92,1	92,3	91,7	91,4	89,8	97,4	91,3	97,5
200	1	48,2	48,3	47,9	48,3	50,1	48,3	48,3	44,0	43,6	44,0	44,0	44,0	38,1
	2	77,6	77,7	76,0	77,3	75,7	77,7	77,7	77,7	77,7	76,9	77,6	77,8	61,1
	3	94,1	94,2	92,8	94,4	94,2	94,2	94,2	97,5	97,1	97,5	97,4	97,5	84,1

Для описания с аналогичной точностью соответствующих спектральных компонентов в полях облачности  $N$  требуется значительно больше  $VM$  (табл. 2, где для  $A_0, A_n, B_n$  ( $n = \overline{1, 3}$ ) величина  $\beta_j \geq 90\%$  при  $j \geq 9$ ), что объясняется множеством физических факторов, ответственных за формирование и размывание облачности, и чрезвычайной чувствительностью ее к их пространственно-временной эволюции.

Таблица 2

Оценка точности сходимости рядов разложений по ЭОФ полей облачности, трансформированных в пространство зональных волновых чисел

	$j$										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
$A_0$	34,0	49,0	60,7	68,4	74,9	90,7	86,0	90,0	93,1	95,7	97,3
$A_1$	37,8	49,5	66,9	74,1	80,5	85,7	90,1	92,7	95,0	96,7	98,2
$A_2$	38,1	51,6	61,8	69,7	75,5	80,8	84,9	88,7	92,1	94,8	96,7
$A_3$	30,8	42,6	53,4	62,0	70,2	76,5	82,2	86,6	90,3	93,0	95,4
$A_4$	44,4	58,8	69,7	77,5	83,5	87,3	90,0	92,5	94,8	96,7	98,0
$A_5$	42,6	53,4	63,0	70,6	77,6	82,6	86,8	90,3	93,2	95,6	97,5
$B_1$	14,5	28,6	41,6	52,6	62,4	70,6	77,8	83,9	87,9	91,8	94,4
$B_2$	17,6	31,7	43,5	54,1	63,9	71,2	78,0	83,0	87,1	90,6	93,7
$B_3$	15,4	29,4	41,5	51,9	59,0	66,3	73,0	78,9	84,0	88,2	91,7
$B_4$	21,6	40,0	52,9	62,2	70,1	77,0	81,9	86,5	90,4	93,5	96,4
$B_5$	16,9	31,1	42,1	51,5	60,4	68,7	74,2	80,1	85,6	90,2	93,0

Из табл. 2 следует: в полях  $N$  граница между планетарными и синоптическими ВМ четко выражена для косинусных гармоник, а в спектре синусных гармоник она не прослеживается; имеет место монотонный характер сходимости рядов разложений при больших значениях  $j$ . Отмеченный факт существенно усложняет задачу усечения спектров ВМ и свидетельствует о бесконечном многообразии флуктуаций облачности на мезо- и микромасштабах, являющихся откликом в ее полях региональных циркуляционных механизмов, возбуждаемых изменениями теплового баланса подстилающей поверхности и локальными очагами нагревания.

Для определения близости форм ЭОФ, одноименных по волновому числу  $n$ , рассчитывались косинусы углов между собственными векторами матриц междуширотных корреляций, которые можно трактовать как коэффициенты корреляции и применять соответствующие критерии для оценки их статистической значимости [10]. Оказалось, что сходство форм наиболее мощных по описываемой доле выборочной дисперсии волновых мод (ЭОФ  $\psi_n^j$ ) параметров  $\Phi_n, u_n, v_n, E_n, a_0, a_n, b_n, c_n, d_n$  при  $n=1, 5$  находится на 10—15 %-ных и более низких уровнях значимости соответствующих коэффициентов корреляции. Этот факт свидетельствует о весьма сильной взаимосвязи полей геопотенциала и геострофического ветра в рассматриваемых широтных поясах Земли. Однако именно в силу этой связности системы ЭОФ геопотенциала и геострофического ветра разные. Следовательно, подтверждается тезис о том, что системы ЭОФ случайной функции и ее производной, как правило, различны. Сказанное, возможно, не распространяется на поля геопотенциала и реального ветра, поскольку агеострофические отклонения, формирующиеся за счет действия неадиабатических факторов, могут достигать 30 % от общей скорости ветра. С другой стороны, уже отсюда вытекает вывод о невозможности создания унифицированного базиса, пригодного для аппроксимации полей всех метеовеличин.

Из совместного анализа (форм ЭОФ) и табл. 1 следует: при переходе с одного  $P$ -уровня на другой формы одноименных по спектральным признакам  $n$  и  $j$  ВМ могут заметно отличаться даже для  $a_0$ ; на различных участках пространства зональных волновых чисел близкие по форме ВМ могут нести отличающуюся на порядок (1) дисперсионную нагрузку. Последнее в большей мере относится к синусным компонентам Фурье-гармоник. Отметим также, что: ВМ в меридиональных профилях облачности  $N_n$  и коэффициентов  $A_n, B_n$  заметно разнятся с аналогичными ВМ в профилях  $\Phi_n, a_0, a_n, b_n, c_n, d_n, u_n, v_n, Q_n$  ( $n=0, 1, 2, \dots$ ); наиболее устойчивые формы всех метеовеличин и параметров сосредоточены в средних широтах.

Сравнивая синтезированное семейство ЭОФ для параметров  $\Phi_n, u_n, v_n, a_0, a_n, b_n, c_n, d_n, E_n$  с информативным базисом для приземного давления над северным полушарием [6], можно за-

ключить, что в рассмотренных спектральных пространствах операторов междуширотных ковариаций существуют ВМ, схожие по форме (на интервале  $\varphi = 35-75^\circ$  с.ш.) с модами для зонально-однородной атмосферы. Имеющиеся различия объясняются: упрощающей гипотезой, наложенной на атмосферу в [6]; случайной выборочной изменчивостью, которую содержат небольшие по объему выборки эмпирических данных; некоторым различием рассматриваемых областей исследования.

Таким образом, способ выделения ЭОФ, основанный на представлении полей посредством двойных рядов (это могут быть ряды только по ЭОФ), позволяет синтезировать ВМ для аппроксимации полей в региональных, полусферных и глобальных моделях, не накладывая ограничений на спектральное разрешение. Поскольку вероятность синтеза унифицированного информативного базиса для функций, фигурирующих в уравнениях динамики атмосферы, мала, то, построив один раз систему ЭОФ для любого набора метеовеличин и требуемого спектрального разрешения, можно запомнить ее в таблицах, размещенных в памяти ЭВМ, и по мере надобности считывать оттуда. Такой подход к построению информативных базисов, в силу оптимальности разложения случайного поля в ряд по ЭОФ, открывает возможности для создания более экономичных вычислительных алгоритмов интегрирования уравнений спектральных (псевдоспектральных) моделей и высвечивает перспективы повышения качества прогнозов, генерируемых такими моделями. Кроме того, при использовании информативных базисов, сконструированных на основе статистических ансамблей состояний атмосферы, для каждой ВМ можно оценить ряд важных характеристик (например, дисперсионную нагрузку; время релаксации, которое идентифицируется с теоретическим пределом предсказуемости [13, 14]; корреляционную размерность аттрактора по методу Грассбергера—Прокаччио [3, 7, 17], а также предсказуемость через сумму положительных показателей Ляпунова [7]), которые позволяют произвести всесторонне обоснованное усечение спектра атмосферных возмущений с учетом особенностей решаемой задачи, упреждения прогнозов и параметризуемых в модели физических процессов. При всех достоинствах предлагаемого подхода к построению информативных базисов нельзя не учитывать ситуаций, в которых статистика, заложенная в ЭОФ, может оказаться неадекватной начальным условиям.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Багров Н. А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих. — Труды ЦИП, 1959, вып. 74, с. 3—24.
2. Багров Н. А. Естественные составляющие малых выборок при большом числе параметров. — Метеорология и гидрология, 1978, № 12, с. 5—14.
3. Бекряев Р. В. Особенности структуры климатического аттрактора. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, 1991, № 10, с. 1130—1139.

4. Глуховский А. Б., Фортус М. И. О статистической надежности анализа вертикальных профилей метеоэлементов. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1984, № 12, с. 1139—1149.
5. Даченко Н. М., Перфилов В. И., Сонечкин Д. М. Методика расчета естественных составляющих метеорологических полей. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1983, № 4, с. 348—356.
6. Добрыщман Е. М., Фортус М. И. Некоторые характеристики несимметричности циркуляционных механизмов северного и южного полушарий. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1982, № 11, с. 1170—1178.
7. Дымников В. П., Филатов А. Н. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеоздат, 1990. — 236 с.
8. Ефимов В. А. Математический анализ. Ч. 1. — М.: Высшая школа, 1980. — 279 с.
9. Курбаткин Г. П. Гидродинамические оперативные прогнозы погоды. — В кн.: Достижения в области гидрометеорологии и контроля природной среды. Л.: Гидрометеоздат, 1987, с. 10—33.
10. Меццерская А. В., Руховец Л. В., Юдин М. И., Яковлева Н. И. Естественные составляющие метеорологических полей. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 199 с.
11. Обухов А. М. О статистически ортогональных разложениях эмпирических функций. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1960, № 3, с. 432—439.
12. Пененко В. В., Протасов А. В. Построение естественных ортогональных базисов для представления полей метеоэлементов. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1978, № 12, с. 1249—1257.
13. Репинская Р. П., Юдин М. И. О временной структуре макроциркуляционных процессов. — Труды ГГО, 1981, вып. 446, с. 52—60.
14. Репинская Р. П. Эволюция характеристик главных мод приземного давления в тропиках. — Метеорология и гидрология, 1993, № 1, с. 69—77.
15. Симмонс А. Современные проблемы среднесрочного прогноза в ЕЦСПП. — В кн.: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. Проблемы и перспективы. М.: Мир, 1987, с. 53—77.
16. Сонечкин Д. М. Об определении естественных составляющих метеорологических полей. — Метеорология и гидрология, 1971, № 3, с. 22—29.
17. Трищенко А. П. Фрактальные свойства метеорологических процессов и полей. Обзор. Сер. 37.21. Метеорология, вып. 6. — Обнинск, 1989. — 60 с.
18. Фортус М. И. Метод эмпирических ортогональных функций и его применение в метеорологии. — Метеорология и гидрология, 1980, № 4, с. 113—119.
19. Юдин М. И. Гидродинамико-статистические и физико-статистические методы прогноза погоды. — Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1969, с. 81—91.
20. Юдин М. И. Физико-статистический метод долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1968. — 23 с.
21. Craddock J. F., Flintoff S. Eigenvectors representation of Northern Hemispheric field. — Quart. J. Roy. Met. Soc., 1970, vol. 96, p. 124—129.
22. Fukunaga K., Koontz W. L. G. Representation of Random processes using the finite Karhunen—Loève expansion. — Inform. and Control, 1970, vol. 16, № 1, p. 85—101.
23. Hirose M., Kutzbach J. E. An alternative method for eigenvector computation. — J. Appl. Met., 1969, vol. 8, № 4.
24. Storch H., Hannschöck G. Statistical aspects estimated principal vectors (EOFs) based on small sizes. — J. Climate Appl. Met., 1985, vol. 24, № 7, p. 716—724.
25. White R. M., Cooley D. S., Derby R. C., Seaver F. A. The development of efficient linear statistical operators for the prediction of sea-level pressure. — J. Met., 1958, vol. 15, № 5, p. 426—434.
26. White R. M., Derby R. C., Duance C. S. Hemispherical prediction by statistical technique. — J. Met., 1957, vol. 14, № 5, p. 448—457.

## ON DEVELOPMENT OF UNIFIED ORTHOGONAL BASIS FOR THE FIELDS OF BASIC METEOROLOGICAL ELEMENTS

Fourier-transforms were derived for daily geopotential fields ( $\Phi$ ) of several isobaric surfaces, as well as for total non-convective cloudiness ( $N$ ). The fields of  $\Phi$  were kept at points of latitude—longitude grid  $5 \times 10$  degrees delimited by 30 N and 80 N latitude circles, representing data obtained for July during 9 years. The satellite cloudiness data covered the area from equator to 65 N and they were obtained for June during 5 years. The eigenvectors of Fourier coefficients inter-latitudinal correlation matrixes were formed for first five wave numbers in the fields of  $\Phi$  and  $N$ , as well as for geostrophic wind components and kinetic energy. Estimations of series convergence, analysis and comparison of the sets of EOF were performed.

УДК 551.515.11

Н. В. ГАРБУЗОВА, Р. П. РЕПИНСКАЯ (РГГМИ)

### ОПЫТ ОЦЕНКИ КОРРЕЛЯЦИОННОЙ РАЗМЕРНОСТИ АТТРАКТОРОВ И ПРЕДСКАЗУЕМОСТИ СПЕКТРАЛЬНЫХ МОД ДАВЛЕНИЯ В ТРОПИКАХ

**1. Область исследования. Исходные данные.** Пристальный интерес к изучению процессов в тропическом поясе Земли (ТПЗ) обусловлен такими причинами, как:

— динамическое равновесие, описываемое в средних широтах геострофическим приближением, в широтном поясе  $\pm 15^\circ$  не выполняется, поэтому для описания динамики процессов здесь приходится использовать более сложные соотношения;

— атмосферные движения в ТПЗ существенно нелинейны и имеют гравитационный характер [13]. Громадную роль здесь играют Россби—гравитационные волны и волны Кельвина [3, 14, 15];

— в ТПЗ даже в течение суток наблюдается существенная неадиабатичность атмосферы, обусловленная главным образом конвективными конденсационными процессами;

— тропики являются аккумулятором солнечной энергии и источником влаги, которые передаются во внетропические широты, поэтому временная и пространственная изменчивость крупномасштабных циркуляционных систем существенно зависит от процессов, протекающих в ТПЗ. Так [2], аномальные циркуляции во внетропических широтах могут быть связаны с большими ампли-

тудными аномалиями в тропиках, сопутствующими, например, явлению Эль-Ниньо. Более того, действующие достаточно долго обширные аномалии температуры поверхности океана (ТПО) при благоприятной структуре крупномасштабного потока могут порождать в средних широтах даже блокинг [9, 12, 17];

— точность и полезность гидродинамических прогнозов в ТПЗ значительно ниже, чем в средних широтах. Прогнозы здесь быстрее, чем во внетропических широтах, реагируют на недостатки модели (неадекватные параметризации конвекции, влагосодержания почвы, орографии и ТПО), а также на невысокое качество анализа [7];

— большой научный и практический интерес представляют расчеты муссонной циркуляции, исследование причин, вызывающих ее колебания и перебои в ряде жизненно важных областей Земли (Индия, Судано-Сахельский регион и др.), а также оценка предсказуемости режимов муссонной циркуляции [6].

Сказанное послужило основанием выбора ТПЗ для определения корреляционной размерности погодных аттракторов полей изометного давления и оценки их предсказуемости. В качестве исходных данных использовались значения давления, заданные (в 0 и 12 ч по Гринвичу) в узлах регулярной широтно-долготной сетки с шагом  $2,5 \cdot 2,5^\circ$  в поясе  $30^\circ$  ю. ш. —  $30^\circ$  с. ш., за март — ноябрь 1988 г. Таким образом, рассматривалось 550 полей, каждое из которых содержало информацию в 3600 точках. Эти поля были трансформированы в пространство зональных волновых чисел с помощью процедуры быстрого преобразования Фурье. Рассматривалось пятимерное спектральное подпространство, включающее планетарные и синоптические моды: Фурье-гармоники с волновыми числами 2—6.

**2. О предсказуемости тропической атмосферы гидродинамическими моделями.** Поскольку верхний предел интервала детерминированной предсказуемости определяется (при фиксированном внешнем возбуждении) скоростью роста ошибок, связанных с неустойчивостью среднего потока по отношению к возмущениям синоптического масштаба, и сильно зависит от структуры начальных условий, его можно рассматривать как предел динамической предсказуемости синоптических масштабов. Очевидно, последняя представляет интерес для краткосрочных прогнозов.

Численные эксперименты на основе моделей ОЦА и прогноза погоды показали, что в средних и высоких широтах практический предел предсказуемости синоптических возмущений (мод с волновыми числами 5—12) ограничивается приблизительно двумя неделями, а для мод планетарного масштаба (волновые числа 0—4) превышает месяц [9]. К потере предсказуемости приводят открытость атмосферы по отношению к обмену энергией, сильная нелинейность и локальная неустойчивость.

Тропические возмущения синоптического масштаба, порождаемые баротропно-бароклиной неустойчивостью, детерминисти-

чески менее предсказуемы [10, 11], поскольку основным источником энергии этих возмущений является скрытое тепло; скорость их роста велика, но амплитуды быстро устанавливаются, достигая больших значений лишь в ураганах. Взаимодействие крупномасштабных перестроек с тропическими возмущениями недостаточно сильно и не может коренным образом повлиять на циркуляцию планетарного масштаба в ТПЗ.

Анализируя результаты гидродинамического моделирования, Шукла [11] выяснил, что при краткосрочных и среднесрочных прогнозах тропическая атмосфера менее предсказуема, чем вне тропическая. Однако средние за месяц и сезон в ТПЗ потенциально более предсказуемы. Например, муссонная циркуляция — основная часть общепланетарного циркуляционного механизма в ТПЗ — потенциально более предсказуема, чем режим волн Россби в средних широтах, поскольку она более устойчива к динамическим воздействиям. Этот вывод подтверждается анализом данных наблюдений и сравнением зонально осредненных автокорреляций среднемесячных оценок приземного давления для ТПЗ и средних широт. Так, в [16] показано, что тропический спектр ближе к «красному» и, следовательно, потенциально более предсказуем.

Заметим, что задача гидродинамического прогноза с упреждением, равным пределу предсказуемости, в настоящее время принципиально решена путем разработки адекватных моделей, в рамках которых тщательно параметризуются физические процессы в атмосфере и на подстилающей поверхности, и все более точным заданием начального состояния физической системы. За пределами предсказуемости прогноз погоды можно сформулировать лишь в вероятностных терминах [4]. Эта точка зрения в настоящее время практически ни у кого не вызывает сомнения. Однако чтобы ответить на вопрос, для каких характеристик атмосферы прогноз может быть сформулирован и в какой форме, необходимо [4] изучить топологические свойства фазового пространства, в котором расположена «траектория» атмосферы, и оценить степень ее устойчивости. Указанные проблемы связаны с изучением существования в фазовом пространстве локальных и/или глобальных аттракторов, свойства которых определяют (если траектория физической системы находится на аттракторе) предел детерминистической предсказуемости. Такие исследования интересны в теоретическом плане и полезны с практической точки зрения, так как при разработке гидродинамических моделей важно априори представлять, на какой срок предсказуемы характеристики тех или иных волновых мод.

В последние годы ряд понятий динамических систем [4] (аттрактор и его размерность) переносятся на временные ряды метеовеличин, которые интерпретируются как некоторая реализация фазовой координаты неизвестной динамической системы. В качестве таких фазовых координат в данной работе рассматри-

ваются меридионально осредненные по области ТПЗ амплитуды Фурье-компонентов давления.

3. О предсказуемости спектральных мод давления на основе статистического подхода. Реализация вычислительной процедуры Грассбергера—Прокачио [1, 4] позволяет оценить корреляционную размерность аттрактора, если известна временная последовательность лишь одной из координат фазового пространства. Указанная процедура была применена нами к массивам пяти Фурье-компонентов полей давления в ТПЗ. Суть ее заключается в том, что на базе исходной временной последовательности  $x_1, x_2, \dots, x_n$  (где  $x_i$ —значения одной из мод исходной динамической системы, взятые через равные промежутки времени  $t$ ) конструируют пространства размерности  $m=2, 3, 4, \dots$ , образуя векторы следующего вида:

$$Y_i^{(m)} = \{x_i, x_{i+1}, \dots, x_{i+m-1}\}, \quad (1)$$

которые описывают положение точки в новом пространстве. Затем для каждой последовательности векторов вычисляют корреляционную размерность. С этой целью графически строят [1] зависимость корреляционного интеграла  $C_m(\varepsilon)$  от масштаба  $\varepsilon$  при различных значениях размерности псевдофазового пространства  $m$  для всех рассматриваемых Фурье-компонентов:

$$C_m(\varepsilon) = \lim_{N \rightarrow \infty} \sum_{i, j=1}^N \frac{1}{N^2} \text{Hev} [\varepsilon - |Y_i^{(m)} - Y_j^{(m)}|], \quad (2)$$

где

$$\text{Hev}(x) = \begin{cases} 1 & \text{при } x \geq 0, \\ 0 & \text{при } x < 0 \end{cases}$$

— функция Хевисайда;  $N$ —число выборок. Интеграл  $C_m(\varepsilon)$  определяет относительное число пар точек, расстояние между которыми не превышает  $\varepsilon$ .

Для рассматриваемых гармоник зависимости характеризуются определенным видом: насыщающийся с ростом  $m$  угол наклона  $\nu_m(\varepsilon)$ , где

$$\nu_m(\varepsilon) = \lim_{\varepsilon \rightarrow \infty} \frac{\ln C_m(\varepsilon)}{\ln \varepsilon}. \quad (3)$$

Величину (3) обычно называют корреляционным показателем. Указанный вид зависимости характерен для систем со стохастической динамикой.

Для расчета корреляционного показателя  $\nu_m(\varepsilon)$  и построения зависимости  $\nu_m(\varepsilon)$  от размерности псевдофазового пространства  $m$  на графиках  $C_m(\varepsilon)$  выделяется участок постоянного линейного наклона. Внешний вид построенных нами зависимостей указывает на насыщение  $\nu_m$  при  $m^+ = 36 - 40$  (рис. 1). При этом величина  $\nu$  + принимается за корреляционную размерность ат-

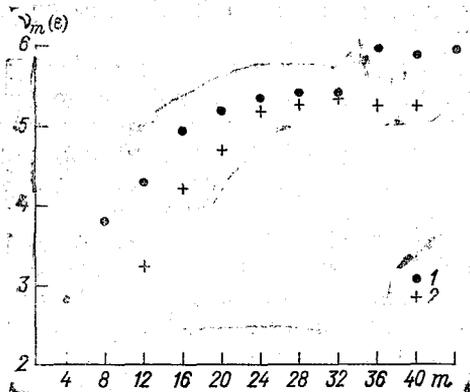


Рис. 1. Зависимость корреляционного показателя  $\nu_m(\epsilon)$  от размерности псевдофазового пространства  $m$  для третьей (1) и пятой (2) Фурье-гармоник.

трактора  $d_h = \nu_{m^+}$ . Для различных гармоник она лежит в пределах от 5,4 до 6,5 (табл. 1).

Согласно теореме Такенса [1, 4], размерность сконструированной динамической системы совпадает с размерностью аттрактора исходной, если  $m^+ \geq 2d_h + 1$ .

Использование процедуры Грассбергера — Прокачио предполагает выполнение следующих гипотез [4, 8]: атмосферу можно описать моделью, порождающей динамическую систему; атмосфера, моделируемая как динамическая система, имеет глобальный аттрактор; атмосфера уже вышла на аттрактор и эволюционирует на нем.

Результаты численного моделирования крупномасштабных долгопериодных атмосферных процессов подтверждают справедливость первых двух гипотез [4, 8]. Третья гипотеза может нарушаться, например, из-за антропогенных воздействий. Однако динамические системы с хаосом, каковой является атмосфера, обладают значительной внутренней устойчивостью притягивающих множеств. Поэтому слабое случайное воздействие на систему не приводит к существенному изменению структуры аттрактора [4].

Подчеркнем, что к полученным результатам нужно подходить осторожно, так как процедура Грассбергера — Прокачио относительно формальна: ее использование в случае отсутствия притягивающего множества тоже может дать насыщение  $\nu_m$  [1].

Таблица 1

Оценка корреляционной размерности аттракторов  $\nu_{m^+}$  и предсказуемости  $T$  меридионально осредненных по ТИЗ амплитуд Фурье-гармоник ( $g$  — номер гармоники)

$g$	$\nu_{m^+}$	$T$
2	5,5	2,3 недели
3	5,8	2,3 недели
4	6,5	5,6 суток
5	5,4	3,0 суток
6	5,7	2,2 недели

Аналитическая зависимость между корреляционным показателем  $\nu$  и показателем спектра мощности  $\alpha (F(\omega) - \omega^2)$  имеет вид [1]:

$$\nu = \frac{2}{\alpha - 1}, \quad (4)$$

откуда следует, что

$$\alpha = \frac{\nu + 2}{\nu}. \quad (5)$$

В результате проведенных вычислений оценка среднего значения  $\nu_m$  оказалась равной приблизительно 6, а величина  $\alpha = 4/3$ . Такое значение показателя  $\alpha$  в спектре мощности соответствует крупномасштабным движениям [5, 10].

Если принять гипотезы, лежащие в основе процедуры Грассбергера—Прокацио, и результаты расчетов, можно, используя временные ряды, имеющиеся в нашем распоряжении, поставить вопрос о предсказуемости Фурье-гармоник. В этом случае интервал предсказуемости  $T$  рассматривается как величина, обратная сумме положительных показателей Ляпунова  $L$ , которые определяют скорость разбегания траекторий системы [4]:

$$T = \frac{1}{L}, \text{ где } L = \frac{1}{t} \ln \frac{C_m}{C_{m+1}}. \quad (6)$$

Из табл. 1 следует, что даже приближенные оценки интервала предсказуемости меридионально осредненных амплитуд Фурье-гармоник позволяют сделать вывод о существовании в атмосфере ТПЗ процессов синоптического масштаба (например, шестой моды) с весьма высокой предсказуемостью.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бекряев Р. В. Особенности структуры климатического аттрактора. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1991, т. 27, № 10, с. 1130—1139.
2. Вебстер П. Крупномасштабная структура тропической атмосферы. — В кн.: Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере. М.: Мир, 1988, с. 261—305.
3. Добрышман Е. М. Моделирование стационарных и затухающих возмущений в экваториальной атмосфере. — Метеорология и гидрология, 1990, № 12, с. 16—28.
4. Дымников В. П., Филатов А. Н. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов. — Л.: Гидрометеиздат, 1990. — 236 с.
5. Лейс С. Предсказуемость в теории и на практике. — В кн.: Крупномасштабные динамические процессы в атмосфере. М.: Мир, 1988, с. 401—422.
6. Мелешко В. П. и др. Влияние аномалий температуры поверхности океанов летом 1987 и 1988 гг. на изменения муссонной циркуляции в тропиках. — Метеорология и гидрология, 1992, № 12, с. 5—32.
7. Симмонс А. Современные проблемы среднесрочного прогноза в ЕЦСПП. Вопросы моделирования. — В кн.: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. Проблемы и перспективы. М.: Мир, 1987, с. 51—77.
8. Снечкин Д. М. Стохастичность в моделях общей циркуляции атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1984. — 280 с.

9. Шукла Дж. Предсказуемость средних во времени. Динамическая предсказуемость среднемесячных значений. — В кн.: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. М.: Мир, 1987, с. 117—167.
10. Шукла Дж. Предсказуемость. — В кн.: Динамика погоды. Л.: Гидрометеоиздат, 1988, с. 96—130.
11. Шукла Дж. Предсказуемость средних во времени. Влияние подстилающей поверхности. — В кн.: Долгосрочное и среднесрочное прогнозирование погоды. М.: Мир, 1987, с. 168—215.
12. Chen T. C., Shukla J. Diagnostic analysis and spectral energetics of a blocking event in the GLAS climate model simulations. — Mon. Wea. Rev., 1983, vol. 111, p. 770—771.
13. Holton J. R. A note on the scale analysis of tropical motions. — J. Atmos. Sci., 1969, vol. 26, p. 770—771.
14. Matsuno T. Quasi-geostrophical motions in the equatorial motions. — J. Met. Soc. Japan, 1966, vol. 44, p. 25—42.
15. Philander S. G. H. Variability of the tropical oceans. — Dyn. Atmos. Oceans, 1979, vol. 3, p. 191—208.
16. Trenberth K. W., Paolino D. A. Characteristic patterns of variability of sea-level pressure in the Northern Hemisphere. — Mon. Wea. Rev., 1981, vol. 109, p. 1169—1189.
17. Webster P. J., Curtin D. Interpretations of the EOLE experiment: Spatial variation of transient and stationary modes. — J. Atmos. Sci., 1975, vol. 32, p. 1848—1963.

N. V. GARBUZOVA, R. P. REPINSKAYA

## THE EXPERIMENT ON EVALUATION OF CORRELATIVE DIMENSIONALITY OF ATTRACTORS AND ON PREDICTABILITY OF TROPIC PRESSURE SPECTRAL MODES

On the Grassberg-Proccacia procedure basis, the attractors correlative dimensionality of daily surface pressure Fourier-harmonics (wave numbers from 2 to 6) averaged meridian wise over tropical belt of the Earth was evaluated, as well as the predictability intervals of the wave modes mentioned above.

УДК 551.510.42

Р. Н. ЕФРЕМОВ, Н. Л. НУМАН (РГГМИ)

## МОДЕЛИРОВАНИЕ И НОРМАТИВНЫЙ ПРОГНОЗ (РЕГУЛИРОВАНИЕ УРОВНЯ) ЗАГРЯЗНЕНИЯ ВОЗДУШНОГО БАСЕЙНА ГОРОДА

Исследование высокой загрязненности воздушного бассейна крупных городов уже давно стало актуальным и много раз обсуждалось в печати. Тем не менее, в атмосферу продолжает поступать большое количество самых различных загрязняющих веществ. Проведенные исследования показали, что от промышленных предприятий в атмосферу больше всего поступает пыли, диоксида серы, оксидов азота, оксида углерода и углеводородов.

В данной работе рассмотрим вопросы моделирования и регулирования загрязнения атмосферы. На первом этапе должны быть исследованы факторы, оказывающие наибольшее влияние на загрязнение атмосферы, то есть: виды загрязняющих веществ, интенсивность их выбросов, топография города, наиболее часто наблюдаемые метеорологические условия. Следует установить координаты источников выбросов, характер сырья, определяющего выброс, описать процесс, приводящий к выбросу. Необходимо указать на возможные меры, позволяющие предупредить выброс. Для каждого источника следует указать интенсивность выброса по каждому загрязняющему веществу. Если некоторая часть загрязнения вызвана источниками вне обследуемой территории, то указанные источники также должны быть учтены.

Стационарные источники (сжигающие топливо) можно делить на одиночные и групповые, а также на имеющие своей целью отопление жилых и общественных зданий и вырабатывающие тепло для технологических процессов. Важнейшим показателем здесь является количество сжигаемого топлива.

Что касается передвигающихся источников, то потребление ими бензина и дизельного топлива можно оценить по данным, характеризующим снабжение города горючим (в том числе продажа топлива). Полученное количество топлива следует далее распределить с учетом интенсивности движения по площади города и разделить на промежуток времени, для которого получены данные.

Указанные выше мероприятия позволяют рассчитать интенсивности выброса для каждого источника. Если в городе нет превышения ПДК и отсутствуют перспективы развития промышленности, энергетики и автотранспорта, то создание сети стационарных пунктов наблюдения за загрязнением воздуха нецелесообразно и можно воспользоваться передвижными средствами контроля.

На сегодняшний день существует немало разработок, посвященных загрязнению воздушного бассейна города. Так, например, М. Е. Берлянд предлагает следующую формулу для средней концентрации некоторого загрязнителя для точечного непрерывного источника:

$$q = \frac{Q_T}{(1+n) k_1 \varphi_0 x^2 \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{u_1 H^{1+n}}{k_1 (1+n)^2 x} - \frac{y^2}{2\varphi_0^2 x^2}\right), \quad (1)$$

где  $Q_T$  — мощность точечного источника;  $u_1, n$  — параметры степенного изменения ветра с высотой

$$u = u_1 z^n;$$

$k_1$  — коэффициент турбулентного обмена у земной поверхности;  $\varphi_0^2$  — дисперсия направления ветра за время  $T$ ;  $H$  — высота источника.

В данном случае ось  $OX$  расположена по ветру, ось  $OY$  — перпендикулярно, точечный источник расположен в начале координат.

Будем далее пользоваться только общим видом формулы (1). Формулу (1) можно переписать в виде

$$q = A \exp \left\{ -\frac{B}{x} - \frac{y^2}{Cx^2} \right\}. \quad (2)$$

Направим ось  $OX$  по ветру (куда дует), ось  $OY$  — перпендикулярно, тогда уровень загрязнения в точке  $(x, y)$  имеет вид

$$q(x, y) = \sum_{j=1}^n A_j \exp \left\{ -\frac{B}{x-x_j} - \frac{(y-y_j)^2}{C(x-x_j)^2} \right\}, \quad (3)$$

где  $A_j$  зависит от номера источника;  $x_j, y_j$  — координаты  $j$ -го источника;  $B, C$  — постоянные, зависящие в основном от метеорологических условий. Коэффициенты  $A_j, B, C$  можно найти методом наименьших квадратов на основе данных наблюдений за загрязнением воздуха.

Рассмотрим методику регулирования загрязнения атмосферы, вызванного автомобильным транспортом, с применением нормативного прогноза.

Следует отметить, что существует два типа прогнозов. Первый тип прогноза — изыскательский, когда исследователь не вмешивается в изменение характеристики системы. Второй тип — нормативный прогноз, который, по сути дела, является планированием значения некоторой характеристики системы. В данной работе наибольшее внимание уделено второму типу прогноза.

Пусть на площади города (область  $|D|$ ) имеется  $n$  основных улиц и для каждой из них заданы  $Q_j(0)$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ) — мощности эмиссии некоторого загрязняющего вещества для единицы длины источника. Заметим, что величины  $Q_j(0)$  можно найти с помощью методики усвоения наблюдения за загрязнением. Можно также воспользоваться опытными данными об интенсивности движения транспорта по каждой улице и пересчитать эти данные известными методами в интенсивности линейных непрерывных источников.

Будем полагать, что выбор маршрута каждой автомашиной произведен оптимально, т. е. маршрут выбран так, что приводит к наиболее быстрому и комфортному проезду из начала маршрута в его конец. Такой выбор может быть произведен с помощью динамического программирования.

*Пример 1.* На рис. 1 изображена схема дорог между пунктами 1 и 2 через пункты 3—8 (пересечение улиц). Около середины каждой улицы подписано время, необходимое для проезда по ней. Это время зависит от длины улиц, скорости движения, количества автомобилей, проходящих через сечение улицы в единицу времени, состояния дорожного покрытия и ряда других факторов. Требуется определить кратчайший путь из п. 1 в п. 2, которому соответствует минимальное время.

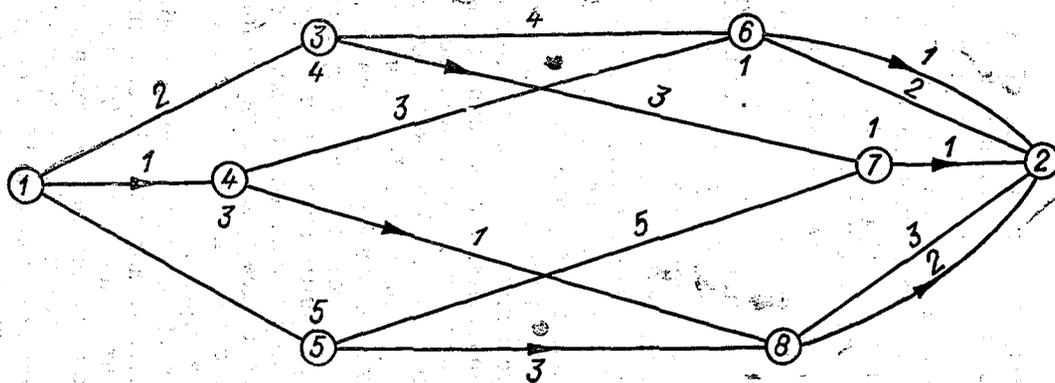


Рис. 1. Схема дорог выбранной модели города.  
 В кружках даны номера пунктов: 1 — начало маршрута, 2 — конец маршрута,  
 3—8 — пересечения улиц.

Решим задачу методом динамического программирования. Будем перемещаться от п. 2 в обратном направлении к п. 1, записывая вблизи каждого пункта кратчайшее время. Соответствующий этому времени путь обозначен на рис. 1 стрелками. После того как движение вспять, т. е. «разметка» дорог закончена, проходим по стрелкам из п. 1 в п. 2. Оптимальный путь найден. Это маршрут 1—4—8—2.

Предположим далее, что в некоторой охранной области  $|d| \subset |D|$  уровень некоторого загрязняющего вещества превышает ПДК. Рассмотрим следующую задачу: как, регулируя движение автотранспорта по некоторым магистралям, добиться того, чтобы уровень данного загрязнения не превышал бы ПДК во всех пунктах наблюдения области  $|D|$ . Для простоты рассмотрим такое регулирование, которое будет состоять в полном закрытии движения по некоторым улицам (обобщение на случай, когда движение ограничено частично, не вызывает больших затруднений).

Пусть имеется  $s$  вариантов регулирования. Целесообразно ограничить число вариантов. Это можно сделать с учетом расположения области  $|d|$  и направления ветра. Каждому варианту регулирования с номером  $r$  ( $r=1, 2, \dots, s$ ) соответствует определенное множество  $Q_j(r)$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ) мощностей, характеризующих интенсивность эмиссии. Напомним, что множество  $Q_j(0)$  характеризует отсутствие регулирования.

Очевидно, что при регулировании, связанном с закрытием движения по некоторым улицам, суммарная интенсивность эмиссии сначала несколько возрастет. Это связано с увеличением пробега части машин. Однако в дальнейшем, по мере увеличения закрытых для движения улиц, общее количество автомашин на улицах города начнет уменьшаться. В связи с этим множество вариантов регулирования можно разбить на два подмножества  $\Omega_1$  и  $\Omega_2$ . Множеству  $\Omega_1$  соответствуют ситуации, при которых общее количество используемых автомашин в городе не уменьшилось в результате регулирования. Второе множество  $\Omega_2$  соответствует уменьшившемуся общему количеству автомобилей. Одним из вариантов множества  $\Omega_2$  будет полное запрещение использования автотранспорта в городе.

Для решения поставленной задачи нам потребуются интенсивности  $Q_j(r)$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ) для каждого варианта с номером  $r$ . Мы уже указывали, что множество  $Q_j(r)$  можно определить. Ниже рассмотрена еще одна методика, основанная на применении метода статистических испытаний. Рассмотрим один из простейших ее вариантов. Окружим область  $|D|$ , соответствующую городу, некоторым прямоугольником. Далее будем моделировать случайную точку  $(x, y)$ , распределенную в этом прямоугольнике. (Здесь можно применить и более сложные гипотезы, учитывающие зависимость плотности распределения случайного вектора  $(X, Y)$  от плотности населения и от плотности учреждений.) Бу-

дем отбрасывать те точки, которые лежат вне контура города. Тогда случайная точка  $(x, y)$  будет равномерно распределена внутри области  $|D|$ .

Пусть первая точка из потока случайных точек  $(x, y)$  характеризует начало некоторого маршрута, а вторая — конец этого маршрута. Для этих двух точек решаем рассмотренным выше методом линейного программирования задачу нахождения оптимального маршрута с учетом закрытых для движения улиц (один из вариантов регулирования). Затем еще раз выбираем начало и конец маршрута случайным образом и т. д. Для каждой улицы имеем счетчик числа автомашин, прошедших через улицу. Эти данные после проведения определенного числа испытаний позволяют найти относительную интенсивность движения по каждой улице. По данным об общем количестве автомобилей в городе можно получить абсолютную интенсивность движения, а отсюда перейти к абсолютным интенсивностям выбросов  $Q_j(r)$  ( $j=1, 2, \dots, n$ ;  $r=1, 2, \dots, s$ ). Будем искать величины

$$Z_j = \begin{cases} 0 & \text{— улица с номером } j \text{ закрыта для движения;} \\ 1 & \text{— в противном случае.} \end{cases}$$

В качестве целевой функции выберем

$$G = \sum_{j=1}^n Z_j l_j,$$

где  $l_j$  — длина  $j$ -той улицы.

Концентрацию некоторого загрязняющего вещества можно вычислить по формуле (3). Пусть далее  $m$  — число пунктов наблюдения за загрязнением, тогда после регулирования должно быть

$$\sum_{j=1}^n Z_j A_j f_j(x_k, y_k) \leq \text{ПДК} \quad (k=1, 2, \dots, m).$$

Это ограничение означает, что уровень загрязнения во всех пунктах не должен превышать ПДК.

Таким образом, нами предложена сравнительно простая оптимизационная модель. Тем более, что в настоящий момент загрязнение, вызванное автомобильным транспортом, практически не регулируется и имеет тенденцию к росту.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Берлянд М. Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1985. — 272 с.
2. Методические указания по прогнозированию загрязнения воздуха в городах с учетом метеорологических условий. — М.: 1986. — 59 с.

## MODELLING AND NORMATIVE FORECASTING OF AIR POLLUTION (REGULATION OF ITS LEVEL) IN AN URBAN AREA

The main problem facing the authors, that is regulation of air pollution level induced by automobiles, is solved by modelling of the pollution process. To do this the normative forecasting technique has been used.

The result of the work done is a construction of an optimization model. On the first stage, the model allows to choose an optimum route for automobiles to run between two given points; on the second stage, it allows to determine a degree of a pollutant amount within the protected area and, finally, to calculate pollutant concentration.

УДК 551.509.326

*В. И. ВОРОБЬЕВ (РГГМИ),  
Л. Л. ГАЛЕЦКАЯ (Белорусское УГМС)*

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА УСПЕШНОСТИ ПРОГНОЗОВ ВНУТРИМАССОВЫХ ГРОЗ РАЗЛИЧНЫМИ МЕТОДАМИ ПО ДАННЫМ АЭРОПОРТА «МИНСК-2»

Гроза является одним из наиболее опасных метеорологических явлений. Поэтому разработке методов ее прогноза уделяется большое внимание. Локальность этого явления, его зависимость от многих «местных» факторов существенно осложняет задачу построения нового метода, а также выбор лучшего метода из уже существующих. В связи с этим практически в каждом прогностическом метеорологическом подразделении выполняются работы по выбору лучшего метода прогноза гроз, а иногда и по разработке нового. Первым этапом при проведении подобного исследования является оценка успешности прогнозов по существующим методам с использованием данных наблюдений в районе, для которого разрабатываются прогнозы гроз.

В настоящей статье приводятся и анализируются результаты такой проверки наиболее распространенных методов прогноза летних внутримассовых гроз в слабопересеченной местности на материалах аэропорта «Минск-2». Аэропорт находится на расстоянии 37 км к востоку от города Минска на равнине, по большей части покрытой хвойным лесом.

За 1984—1992 гг. в мае—августе было отмечено 152 грозы, из которых 71 была фронтальной и 81 внутримассовой. Данные о последних были включены в исходную выборку. Кроме того,

было взято 119 случаев, когда при благоприятной внутримассовой синоптической ситуации в послеполуденные часы возникала мощно-кучевая и кучево-дождевая облачность, а МРЛ в радиусе 100 км давал наличие грозových азимутов.

Апробировались методы прогноза гроз Н. В. Лебедевой [4], Н. И. Глушковой [2], Б. Е. Пескова [8], Г. Д. Решетова [10], А. В. Фатеева [3], Уайтинга [1]. Прогнозы составлялись в точном соответствии с алгоритмами, описанными в [1—4, 8, 10], а также в [5—7, 9].

Для оценки успешности прогнозов по этим шести методам использовались следующие критерии:  $P$  — оправдываемость прогнозов с формулировкой «гроза», т. е. отношение числа оправдавшихся прогнозов с формулировкой «гроза» к общему числу прогнозов с этой же формулировкой, %;  $\bar{P}$  — оправдываемость прогнозов с формулировкой «без грозы», т. е. отношение числа оправдавшихся прогнозов с формулировкой «без грозы» к общему числу прогнозов с этой же формулировкой, %;  $P_{\text{общ}}$  — общая оправдываемость прогнозов по методу, т. е. отношение суммы оправдавшихся прогнозов с формулировками «гроза» и «без грозы» к общему числу составленных прогнозов, %;  $\rho = (n_+ - n_-) / (n_+ + n_-)$ ,  $n_+$  — число оправдавшихся прогнозов с формулировками «гроза» и «без грозы»;  $n_-$  — число неоправдавшихся прогнозов с формулировками «гроза» и «без грозы»;  $H$  — критерий надежности прогнозов Н. А. Вагрова [12] (равен «1» при идеальных прогнозах и «0» при случайных);  $Q$  — критерий точности прогнозов М. А. Обухова [12] (равен «1» при идеальных прогнозах и «0» при случайных).

Результаты расчетов, приведенные в табл. 1, показывают, что критерии  $P_{\text{общ}}$ ,  $\rho$ ,  $H$  и  $Q$  позволяют сделать одни и те же качественные выводы об успешности того или иного метода прогноза и в этом смысле являются взаимно заменяемыми. Наиболее высокую успешность (по упомянутым критериям) имеют прогнозы по методу Пескова. Затем следуют методы Лебедевой, Глушковой и так далее, в последовательности, определяемой порядком строк в табл. 1.

Таблица 1

Оценки успешности прогнозов гроз различными методами

Автор метода	$P$ %	$\bar{P}$ %	$P_{\text{общ}}$ %	$\rho$	$H$	$Q$
Песков	70,3	77,0	74,5	0,49	0,463	0,457
Лебедева	58,3	86,2	69,5	0,39	0,412	0,444
Глушкова	53,9	81,7	66,5	0,33	0,352	0,377
Уайтинг	53,9	77,6	64,0	0,28	0,299	0,321
Фатеев	48,7	70,1	60,0	0,19	0,181	0,191
Решетов	47,0	60,1	59,0	0,18	0,028	0,023

Однако такая оценка «качества» методов оправдана только в том случае, если придавать одинаковые веса ошибочным прогнозам с формулировками «гроза» и «без грозы». На самом деле чаще всего это не так. Обычно ошибка «пропуска» грозы (гроза не прогнозировалась, а была) приводит к более тяжелым экономическим и другим последствиям, чем ошибка «ложной тревоги» (гроза прогнозировалась, а ее не было). При такой постановке задачи обоснованный выбор лучшего метода может быть произведен на основе результатов расчета относительных суммарных затрат потребителя прогнозов по формуле

$$\Sigma = n_1 + \beta n_2,$$

где  $n_1$  — число ошибочных прогнозов с формулировкой «без грозы»;  $n_2$  — число ошибочных прогнозов с формулировкой «гроза»;  $\beta$  — отношение «цен» ошибочных прогнозов с формулировками «гроза» и «без грозы» [9].

Значение  $\beta$  определяется потребителем прогнозов в зависимости от вида решаемой задачи. При  $\beta=0$  затраты потребителя определяются стоимостью мероприятий по ликвидации последствий непредсказанных гроз; при  $\beta=1$  затраты потребителя равны, как при «пропуске» грозы, так и при «ложной тревоге»; при  $0 < \beta < 1$  затраты при «пропуске» грозы больше, чем при «ложной» тревоге.

В табл. 2 приведены оценки относительных затрат потребителя, использующего различные методы прогноза гроз, при различном соотношении затрат на мероприятия по подготовке к грозе и затрат на ликвидацию последствий после нее в случае, если предупредительные мероприятия не были проведены ( $\beta$ ). Данные этой таблицы показывают, что целесообразность применения того или иного метода прогноза гроз в качестве «лучшего» существенно зависит от принятого значения  $\beta$ . Действительно, если при равном весе ошибок прогнозов с формулировками «гроза» и «без

Таблица 2

Относительные затраты потребителя  
при применении разных методов прогноза гроз  
в зависимости от значения  $\beta$

Автор метода	$\beta$										
	1,0	0,9	0,8	0,7	0,6	0,5	0,4	0,3	0,2	0,1	0,0
Песков	52,7	49,7	46,8	43,8	40,8	37,8	34,9	31,9	29,0	26,0	23,0
Лебедева	55,5	51,3	47,2	43,0	38,8	34,6	30,5	26,3	22,1	18,0	13,8
Глушкова	62,4	58,0	53,6	49,2	44,8	40,4	35,9	31,5	27,1	22,7	18,3
Уайтинг	68,5	63,9	59,3	54,7	50,0	45,4	40,8	36,2	31,6	27,0	22,4
Фатеев	81,2	76,1	70,9	65,8	60,7	55,6	50,4	45,3	40,2	35,0	29,9
Решетов	92,9	87,6	82,3	77,0	71,7	66,4	61,1	55,8	50,5	45,2	39,9

грозы» наибольшей успешностью обладает метод Пескова, то уже при  $\beta \leq 0,7$  таким является метод Лебедевой. При  $\beta \leq 0,3$  метод Пескова по успешности смещается на третье место, а вторым по успешности становится метод Глушковой.

Таким образом, на этом примере показано, что выбор лучшего метода альтернативного прогноза какого-либо явления целесообразно проводить с учетом производственной деятельности потребителя. Применительно к задачам аэропорта «Минск-2», для большинства которых цена прогноза «пропуска» грозы значительно больше, чем «ложной тревоги», целесообразно для прогноза гроз использовать метод Лебедевой.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Воробьев В. И. Синоптическая метеорология. — СПб: Гидрометеиздат, 1991.
2. Глушкова Н. Н., Громова Г. Г., Лалчева В. Ф., Литвин Н. И. Метод прогноза ливней, гроз и града с использованием аэросиноптических, радиолокационных и спутниковых данных. — Труды Гидрометцентра СССР, 1974, вып. 136.
3. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, 1977.
4. Лебедева Н. В. Прогноз ливней и гроз. Сборник методических указаний по визионной метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1971.
5. Лепешко Н. А. Методическое письмо по составлению прогноза гроз. Метод Глушковой — Лалчевой. — Белорусский территориальный гидрометцентр, 1979.
6. Лепешко Н. А. Методическое письмо по составлению прогноза гроз. Метод Лебедевой. — Белорусский территориальный гидрометцентр, 1975.
7. Лепешко Н. А. Методическое письмо по составлению прогноза гроз. Метод Решетова. — Белорусский территориальный гидрометцентр, 1983.
8. Песков Б. Е. Синоптико-физико-статистический метод прогноза гроз. Методическое письмо ГАМЦ, № 18. — М.: Гидрометеиздат, 1981.
9. Практикум по синоптической метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1983.
10. Решетов Г. Д. Прогноз дневных и ночных гроз. — Труды Гидрометцентра СССР, 1977, вып. 176.
11. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. 1. — Л.: Гидрометеиздат, 1986.
12. Хандожко Л. А. Практикум по экономике гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства. — СПб.: Гидрометеиздат, 1993.

V. I. VOROBYEV, L. L. GALETSKAJA

### COMPARATIVE ASSESMENT OF SUCCESSFULNESS OF MASS THUNDERSTORMS FORECASTS PREPARED WITH VARIOUS TECHNIQUES FROM DATA OF THE AIRPORT «MINSK-2»

Six techniques were used to forecast the mass thunderstorms, and forecasting results were compared. It was shown that all criterions used to asses the techniques did not influence the results of assesment. The results of the assesment suggested that the best was the technique proposed by B. E. Peskov. However this technique does not permit to get the highest economic effect. If one

takes into account that the losses of a consumer (aviation venture) is larger when predicted thunderstorm does not occur than vice versa («false alarm»), then the technique proposed by I. V. Lebedeva seems to be preferable.

УДК 551.515.3

АБДАЛЛА ХИЯР АБДАЛЛА  
(Метеорологический департамент Судана)

## ПЫЛЬНЫЕ БУРИ В ХАРТУМЕ В ТЕПЛЫЙ ПЕРИОД ГОДА

Хартумский аэропорт расположен в зоне полупустыни и в значительной степени подвергается воздействию пыльных бурь как летом, так и зимой.

Пыльные бури в Судане можно классифицировать в соответствии с процессами, приводящими к их образованию в определенное время года.

Зимние и весенние пыльные бури («северные») вызваны прохождением холодных фронтов, связанных с областями пониженного давления. Эти области быстро перемещаются из района Средиземного моря в восточном направлении более или менее параллельно южному побережью. В работе [2] анализируется движение этих холодных фронтов и условия возникновения связанных с ними пыльных бурь в Судане. Али [1] попытался также исследовать исходные процессы, ведущие к образованию фронтов в северо-западной части Королевства Саудовская Аравия, и их влияние на условия возникновения пыльных бурь по всему Судану.

Летние пыльные бури, или, по терминологии, принятой в Метеорологическом департаменте Судана, «южные» пыльные бури, возникают в зоне контраста метеорологических величин между сравнительно холодными воздушными массами над южной, центральной и восточной частями Судана и сильно прогретым воздухом в районе к северу от упомянутой территории. Пыльные бури в теплый период могут быть также вызваны нисходящими потоками, обусловленными конвективной облачностью над северной и центральной частями Судана. В Метеорологическом департаменте Судана они получили название «хабубы». Иногда конвективные ячейки группируются в линии шквалов, в большей или меньшей степени ориентированные в направлении с севера на юг вдоль западных склонов Эфиопских плоскогорий. Эти линии шквалов перемещаются на запад под воздействием восточных ветров, которые преобладают в верхних слоях атмосферы в этом районе с мая по октябрь.

Летом восточное струйное течение оказывается наиболее интенсивным над территорией Индии и Африки. Над районом Судана создаются квазистационарные условия, а интенсивность наиболее значительна в течение августа.

Северо-восточные пассаты и юго-западные муссоны встречаются на определенной линии — внутритропической зоне конвергенции. В Судане ее предпочитают называть внутритропической прерывностью из-за существования хорошо известного разрыва в полях ветра и влаги. Если в теплый период конвективные системы, приводящие к возникновению пыльных бурь, формируются так, чтобы вызвать пыльные бури в Хартуме, то внутритропическая прерывность должна находиться возле Хартума или немного к северу от него. Синоптический анализ показывает, что должны существовать определенные условия для того, чтобы в районе Хартума возникли пыльные бури. Эти условия можно сформулировать следующим образом:

— среднее давление на уровне моря в Хартуме должно быть ниже или равно 1000 гПа в 15 ч СГВ;

— температура воздуха по сухому термометру в это же время должна превышать 40 °С.

При наличии таких условий грозовые районы будут находиться на расстоянии 2—3° широты к северу от внутритропической прерывности. Конвергенция северо-восточных пассатов и влажных юго-западных муссонов хорошо заметна в районе падающего давления. Особо выделяется явление, наблюдаемое на синоптических картах в дни активных пыльных бурь — развитие волн на внутритропической прерывности. Балотра [2] сравнил эти волны с теми, что вызывают грозы в Индии.

За теплые периоды (май — октябрь) 1985—1987 гг. на станции «аэропорт Хартум» был отмечен 91 случай пыльной бури, в том числе в 15 случаях (16,5 %) пыльная буря сопровождалась грозой. Чаще всего пыльные бури наблюдались в июле (23 случая). Несколькими реже они отмечались в мае, июне, августе и сентябре (соответственно 18, 18, 16 и 15 случаев). В октябре за три года наблюдалась только одна пыльная буря.

Наиболее характерной синоптической ситуацией, при которой в Хартуме были пыльные бури, является наличие над Северной Африкой барической ложбины, ориентированной в западном направлении от области пониженного давления над Индийским и Аравийским полуостровами. При этом на карте АТ-850 можно выделить четыре типа циркуляции. Первый тип, когда над Северной Африкой находится ложбина области пониженного давления, расположенной восточнее. Второй тип, когда на Северную Африку распространяется гребень азорского антициклона. Третий тип, когда гребень азорского антициклона охватывает только крайние районы Северной Африки, а ее остальную часть занимает малоградиентная область пониженного давления. В четвертую группу циркуляционных процессов включены все остальные,

сравнительно редко встречающиеся случаи, которые не могут быть отнесены к первым трем типам.

Повторяемость пыльных бурь в Хартуме при разных типах циркуляции не одинакова. Так, при первом типе процессов наблюдалось 37 пыльных бурь (40,6 % случаев), при втором — 24 (26,4 %), при третьем — 6 (6,6 %). При четвертой группе процессов отмечены 24 пыльные бури (26,4 % случаев). При этом половина из них наблюдалась в мае.

Таким образом, существуют определенные синоптические и метеорологические условия, указывающие на возможность возникновения пыльных бурь в Хартуме, что открывает некоторые перспективы для разработки методов их прогноза.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Ali A. M.* Forecasting of dust-generating convective systems in the Sudan. — Met. Dep. Sudan, 1986.
2. *Paramina J. A.* The origin and behavior of unusual cold fronts in Sudan. — Met. Dep. Sudan, 1986.

ABDALLA KHYAR ABDALLA

### DUST STORMS AT KHARTUM DURING WARM PERIOD OF YEAR

91 dust storms were observed at Khartum during the warm periods (May—October) of 1985—1987. Among these 91 storms 15 cases were accompanied by thunderstorms. The storms occur most frequently in July (23 cases). In October only one dust storm was observed. Existence of a baric trough over Northern Africa which is western part of a vast depression situated over India and Arabic peninsula is a typical synoptic situation favourable for the dust storms at Khartum.

УДК 551.509.(324.2+314)

Н. А. НОВИКОВА, Е. А. ПРОНЬКИНА (РГГМИ)

### ПРОГНОЗ ОБЛОЖНЫХ ОСАДКОВ НА ОСНОВЕ ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКОГО ПОДХОДА

Для разработки прогноза использовались материалы синоптического архива ГМЦ г. Санкт-Петербурга за пятилетний период с 1989 по 1993 гг.: приземные и кольцевые карты погоды, карты барической топографии и карты осадков за холодный период (октябрь — март). Весь архивный материал был разбит на две выборки: обучающую и контрольную; в каждой выделены классы наличия и отсутствия осадков.

Исходные данные снимались с приземных карт и карт барической топографии за срок 00 ч СГВ. По этим картам были построены прогностические траектории перемещения частиц на 12 ч и сняты значения метеорологических параметров в начальных точках переноса. Необходимые данные в конечной точке траектории сняты с синоптических карт за 12 ч СГВ, считавшихся прогностическими.

Всего было построено свыше 500 траекторий. В начальных и конечных точках траекторий, построенных для Санкт-Петербурга и Пскова, были сняты значения следующих метеорологических величин: давления на приземных картах, высот изобарических поверхностей 850 и 700 гПа, температуры воздуха, точки росы и дефицита на уровнях 850 и 700 гПа, лапласианов давления у поверхности Земли и высот уровней 850 и 700 гПа; определены значения массовой доли водяного пара на указанных уровнях; вычислены изменения лапласианов давления и высот изобарических поверхностей по траекториям (адвективные изменения), изменение их во времени в пункте прогноза (в конечной точке), а также изменения с высотой всех указанных метеорологических параметров.

Для расчета лапласианов давления у поверхности Земли данные снимались в начальной точке траектории, построенной по карте  $AT_{850}$ . Построение траекторий осуществлялось с учетом смещения высотных барических образований. При расчете лапласианов был взят шаг сетки 500 км.

В общей сложности было получено 28 различных параметров атмосферы, из которых производился отбор предикторов для разработки прогноза обложных осадков с учетом их физической значимости, информативности, а также тесноты связи между предиктантом и предикторами и взаимосвязи между предикторами. С этой целью были рассчитаны значения чисел Махаланобиса первого порядка и коэффициенты корреляции [5].

В результате отбора лучшими оказались четыре предиктора: температура воздуха на уровне 700 гПа в начальной точке переноса  $(T_{700})_н$ , суммарный дефицит точки росы на уровнях 850 и 700 гПа в начальной точке переноса  $\sum_{850}^{700} (T - T_d)_н$ , лапласиан высоты изобарической поверхности 850 гПа в начальной точке переноса  $(\nabla^2 H_{850})_н$ , изменение высоты изобарической поверхности 700 гПа за 12 ч в конечной точке траектории (пункте прогноза)  $(\Delta H_{700})_к$ .

Анализ рядов данных предикторов показал их однородность и соответствие нормальному закону распределения [3, 4].

Указанные предикторы и их сочетания были использованы для разработки прогноза обложных осадков на основе дискриминантного анализа [1, 2].

По обучающей выборке, содержащей 90 случаев наличия и отсутствия осадков, была определена линейная дискриминантная функция по четырем отобранным предикторам вида:

$$y = -0,106 (\nabla^2 H_{850})_н + 0,040 (T_{700})_н + 0,065 \sum_{850}^{700} (T - T_d)_н + 0,068 (\Delta H_{700})_к + 0,125. \quad (1)$$

Точность прогноза по данному уравнению составила 85 %.

Наряду с дискриминантной функцией были построены три демаркационных графика 1 и 2 (рис. 1).

Порядок использования прогностических демаркационных графиков. График 1: если значения  $(T_{700})_н$  и  $\sum_{850}^{700} (T - T_d)_н$  попадают в зону 1, то в прогнозе указывают осадки, в зону 3 — отсутствие осадков; для значений, попавших в зону неопределенности, необходимо использовать график 2 (см. рис. 1), для построения которого привлечена другая пара предикторов:  $(\nabla^2 H_{850})_н$  и  $(\Delta H_{700})_к$ , где явно обозначились области наличия и отсутствия осадков.

Возможно использование графика 3, построенного по данным пары предикторов  $(\nabla^2 H_{850})_н$  и  $\sum_{850}^{700} (T - T_d)_н$ , где также разграничиваются области наличия и отсутствия осадков.

Выбор графиков для прогноза обложных осадков осуществляется на основе данных, имеющихся в распоряжении синоптика.

В табл. 1 представлены результаты проверки оправдываемости разработанного прогноза обложных осадков на контрольной выборке. Также были рассчитаны критерии успешности прогнозов [6] (табл. 2).

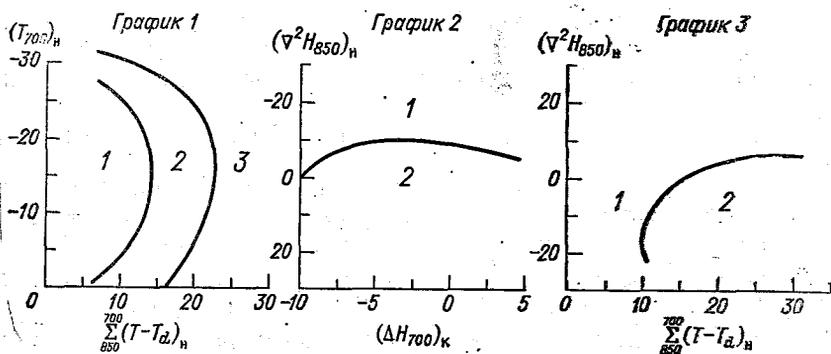


Рис. 1. Демаркационные графики для прогноза обложных осадков  
 График 1: 1 — область осадков, 2 — зона неопределенности, 3 — область без осадков; графики 2 и 3: 1 — область осадков, 2 — область без осадков

Таблица 1

## Оценка оправдываемости прогноза обложных осадков (%)

График	Оправдываемость прогноза		
	Осадки	Без осадков	Общая
1 и 2	92	88	90
3	93	78	86

Таблица 2

## Критерии успешности прогноза обложных осадков

График	Критерий точности по Обухову	Критерий надежности по Багрову
1 и 2	0,82	0,83
3	0,70	0,68

Приведенные показатели оценки оправдываемости и критериев успешности прогнозов говорят о высокой степени надежности прогноза по демаркационным графикам.

Разработанный способ прогноза обложных осадков прост, достаточно надежен, легко может быть реализован при автоматизации рабочего места синоптика с помощью ПЭВМ, не требует трудоемких расчетов, использует параметры атмосферы, которые всегда имеются в распоряжении синоптика, оперативен даже при отсутствии данных МРЛ, ИСЗ и данных радиозондирования в пункте прогноза.

Впервые предложены предикторы, ранее не входившие в оперативные методы прогноза обложных осадков.

Данный способ прогноза может быть рекомендован для испытаний в оперативных условиях различных равнинных регионов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. Анализ и прогноз погоды для авиации. — СПб: Гидрометеоздат, 1992. — 271 с.
2. Воробьев В. И. Синоптическая метеорология. — СПб: Гидрометеоздат, 1991. — 616 с.
3. Гнеденко Б. В., Беллев Ю. К., Соловьев А. Д. Математические методы в теории надежности. — М.: Наука, 1963. — 524 с.
4. Пановский Г. А., Брайер Г. В. Статистические методы в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 209 с.
5. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Ч. I. — Л.: Гидрометеоздат, 1986. — 702 с.
6. Хандожко Л. А. Метеорологическое обеспечение народного хозяйства. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 231 с.

## WIDESPREAD PRECIPITATION FORECASTING TECHNIQUE BASED ON PHYSICAL—STATISTICAL APPROACH

Widespread precipitation occurrence forecasting technique for winter period with 12 hours lead time is considered. Data for the winter periods of 1989—1993 from the synoptic archives of St. Petersburg's Hydrometeorological Centre were used for the purpose.

Out of 28 presumed predictors only 4 predictors were selected, namely, air temperature at 700 hPa level; summary dew point deficit at 850 and 700 hPa levels; laplacian of 850 hPa isobaric surface heights at the initial point of 12 hours transfer trajectory; 12 hours variation of 700 hPa isobaric surface height at the forecasting point.

A linear discriminant function has been derived. Discriminant forecasting graphs were drawn up. A sample consisted of 56 cases for St. Petersburg was used to verify this forecasting technique. On the average, the total justifiability was equal to 88%. The technique allows for a prompt forecasting, and it does not require radar and satellite data as well as radiosounding at forecast point.

УДК 551.509

А. А. БЕКРЯЕВА, Р. П. РЕПИНСКАЯ,  
Е. К. ТИЛИПАЛОВ, Т. А. ТИЛИПАЛОВА (РГГМИ)

### ДИАГНОЗ ОБЩЕГО КОЛИЧЕСТВА НЕКОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ И ВЫСОТЫ ИХ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ В ПЕРЕХОДНЫЕ СЕЗОНЫ

1. Оценки общего количества неконвективных облаков ( $N$ ) на основе метода обучающих статистик (МОС) гидродинамических моделей (ГДМ) показали [3, 4], что результаты интерпретации пригодны для их использования в прогностической работе. Однако для обеспечения ряда потребителей важен также прогноз высоты нижней границы облаков (ВНГО). В связи с недостаточными прогностическими способностями ГДМ и малым разрешением по вертикали задача оценки ВНГО решается в данной работе в диагностическом варианте на основе концепции идеального прогноза. Поскольку основой прогноза облачности является учет ее генетической обусловленности, необходимо различать особенности образования и эволюции внутримассовой и фронтальной облачности.

К основным формам внутримассовой неконвективной облачности нижнего яруса относятся слоистые и слоисто-кучевые облака. Они возникают при адвекции теплого и влажного воздуха над относительно холодной подстилающей поверхностью. К фронтальной облачности нижнего яруса относятся слоисто-дождевые и разорванно-дождевые облака, образующиеся при адиабатическом охлаждении мощных слоев теплого воздуха при натекании на клин холодного и последующей конденсации водяного пара. Вертикальная мощность ( $H$ ) облаков  $St-Sc$  в 40—50 % случаев не превышает 200 м, а в 70—80 % случаев — 400 м. Фронтальные облака  $Ns-As$  более мощные:  $H=1,6$  км, а  $H_{max}$  равна 6 км зимой и 4 км летом. Горизонтальная протяженность фронтальной облачности составляет  $10^3$  км, а внутримассовой — до  $10^2$  км [1, 2].

Изменчивость ВНГО за различные интервалы времени и сезоны разная. Так, в теплое полугодие из-за проявления турбулентности изменчивость больше, чем в холодное. При ВНГО, равной 100, 200 и 400 м, изменчивость через 10 мин достигает соответственно 40—50, 100 и 150—200 м [1]. Пространственная изменчивость ВНГО зависит от синоптической обстановки и колеблется до 50 % высоты [1]. Время, в течение которого формируются и рассеиваются облака при обычно наблюдаемых значениях вертикальной скорости ( $w$ ), относительной влажности ( $f$ ) и коэффициента турбулентности ( $k$ ), колеблется от нескольких часов до 29—60 ч [2].

2. Физический механизм образования и эволюции слоистых облаков в теплой и влажной воздушной массе (ВМ), перемещающейся над более холодной подстилающей поверхностью (ПП), определяется взаимодействием турбулентности, упорядоченных вертикальных движений воздуха, теплоты конденсации, длинноволновой и коротковолновой радиации.

Формирование низкой облачности в холодной ВМ обусловлено испарением с более теплой ПП, турбулентным переносом тепла и водяного пара от ПП в нижний слой холодной ВМ, нагреванием ПП солнечной радиацией днем и охлаждением ее путем эффективного длинноволнового излучения ночью.

Процесс образования слоистообразной облачности представляется следующим образом. В движущейся ВМ под влиянием динамических факторов и ПП меняется содержание водяного пара. При этом перераспределение тепла и влаги в ВМ осуществляется за счет турбулентного обмена и упорядоченных вертикальных движений. В результате в отдельных слоях воздуха может начаться конденсация водяного пара. При разработке методов прогноза облачности обычно принимают, что конденсация начинается уже при достижении воздухом состояния насыщения. Однако в рамках гидродинамических моделей для прогноза облачности в разных слоях атмосферы используют различные критические значения относительной влажности. В некоторых ГДМ для нижних

тропосферных уровней принимается, что облачность образуется уже при  $f_{\text{крит}} = 80\%$ .

Особенностью пограничного слоя атмосферы (ПСА), в котором формируется нижняя облачность, является взаимообусловленность распределения метеовеличин и характеристик турбулентности. В прогностическом аспекте это требует их совместного определения на основе решения системы уравнений гидротермодинамики для ПСА при заданных внешних условиях.

В исследованиях по динамике образования слоистообразных облаков обычно рассматривают процессы тепло- и влагообмена в атмосфере, которые описываются уравнениями притока тепла и переноса массовой доли водяного пара ( $q$ ). Значения метеовеличин и их распределение полагают известными как следствие интегрирования уравнений динамики и параметризаций физических процессов. Для облачного слоя систему уравнений дополняют соотношением для максимальной массовой доли водяного пара. В принципе она позволяет предвычислить значения температуры и влажности по начальным полям. В контексте нашей задачи уравнения притока тепла и переноса влаги полезны в том смысле, что на их основе можно оценить вклады различных физических факторов в локальные изменения температуры и массовой доли водяного пара [2] и задать эвристическую совокупность предикторов для диагноза и прогноза ВНГО и  $N$ .

В ПСА в движущейся ВМ турбулентность существует всегда, однако ее интенсивность меняется в зависимости от распределения температуры и ветра. Для качественной оценки турбулентности на изменение стратификации и степени насыщенности воздуха особое значение приобретают числа Ричардсона  $Ri \leq 1$ , когда происходит активная тепло- и влагопередача в вышележащие слои. Если  $\partial Ri / \partial z > 0$ , суммарное турбулентное движение направлено вверх и благоприятствует формированию облачности в ПСА: при  $\partial q / \partial z < 0$  турбулентное движение способствует передаче влаги под задерживающий слой, а при  $\partial q / \partial z > 0$  — препятствует ее диффузии вниз. Если  $\partial Ri / \partial z < 0$  и  $\partial q / \partial z > 0$ , происходит опускание нижней кромки облаков. Изменение  $Ri$  зависит от изменения вертикальных градиентов ветра и температуры.

В среднем значения вертикальных движений в ПСА не превышают  $10 \text{ гПа} / 12 \text{ ч}$ , что соответствует  $w \approx 0,2 \text{ см} / \text{с}$  [1, 2]. Сохранение такой величины  $w$  одного знака в течение 12 ч может привести к существенным изменениям температуры ( $T$ ). В некоторых ситуациях значения  $w$  могут превышать средние в 2—3 раза, вследствие чего они становятся одним из основных факторов в изменении  $T$  и  $q$  в нижних слоях атмосферы. Необходимо также учесть знака и величины  $w$  как дополнительного признака приближения (удаления) воздуха к состоянию насыщения. Знак  $w$  в ПСА зависит от изменения давления, знака кривизны изобар и их сходимости (расходимости). Изменения давления сочетаются с определенным знаком адвекции температуры ( $A_T$ ). Чаще всего

$A_T > 0$  ( $A_T < 0$ ) сопровождается восходящими (нисходящими) вертикальными токами. Величина  $\omega$  зависит от радиуса кривизны изобар ( $r$ ), градиента давления ( $\partial p / \partial n$ ) и изменения давления ( $\partial p / \partial t$ ). В малоподвижных и малоградиентных барических образованиях  $\omega$  в ПСА не превышают 2—4 гПа/12 ч. Значения  $\omega_{\max}$  (до 25—30 гПа/12 ч) наблюдаются в углубляющихся или усиливающихся барических образованиях. Для качественного определения значений  $A_T$  можно воспользоваться данными ветрового зондирования в пункте прогноза. Знак  $A_T$  определяют по повороту ветра с высотой.

3. Опираясь на выводы гидродинамической теории и синоптической практики, учитывая разработки по прогнозу облачности [5, 6, 8], мы сформировали ансамбль виртуальных предикторов для диагноза высоты нижней границы и общего количества неконвективных облаков, включающий: 1 — общее количество облаков ( $N$  баллы), 2 — количество облаков нижнего яруса ( $N_n$  баллы), 3 — высоту нижней границы неконвективной облачности ( $h_m$ );

предикторы, снятые с приземной карты погоды: 4 — температуру воздуха ( $T^\circ\text{C}$ ), 5 — точку росы ( $T_a^\circ\text{C}$ ), 6 — дефицит точки росы ( $D^\circ\text{C}$ ), 7 — направление ветра ( $\alpha^\circ$ ), 8 — скорость ветра ( $v$  м/с), 9 — направление геострофического ветра ( $\alpha_g^\circ$ ), 10 — скорость геострофического ветра ( $v_g$  м/с), 11 — количество облаков нижнего яруса за 12 ч до рассматриваемого срока ( $N_n$  баллы), 12 — высоту нижней границы облачности за 12 ч до рассматриваемого срока ( $h_n$  м), 13 — радиус кривизны изобар ( $r$  км), 14 — лапласиан приземного давления ( $\nabla^2 p$  гПа/(500 км)<sup>2</sup>);

предикторы, снятые с карты  $AT_{850}$ : 15 — температуру воздуха ( $T_{850}^\circ\text{C}$ ), 16 — точку росы ( $T_{a_{850}}^\circ\text{C}$ ), 17 — дефицит точки росы ( $D_{850}^\circ\text{C}$ ), 18 — направление реального ветра ( $\alpha_{850}^\circ$ ), 19 — скорость реального ветра ( $v_{850}$  м/с), 20 — поворот геострофического ветра с высотой в слое 1000—850 гПа ( $\Delta\alpha^\circ$ ), 21 — скорость геострофического ветра ( $v_{g_{850}}$  м/с), 22 — радиус кривизны изогипс ( $r_{850}$  км), 23 — лапласиан геопотенциала ( $\nabla^2 H_{850}$  гп. дам/(500 км)<sup>2</sup>), 24 — вертикальный градиент температуры воздуха в слое 1000—850 гПа ( $\gamma^\circ\text{C}/100$  м);

предикторы, снятые с карты  $OT_{1000}^{500}$ : 25 — толщину слоя 500—1000 гПа ( $H_{1000}^{500}$  гп. дам), 26 — горизонтальный градиент температуры в слое 500—1000 гПа ( $\gamma_c^\circ\text{C}/1000$  км).

4. Исходным материалом послужили приземные карты погоды и карты барической топографии за весенние и осенние месяцы 1981—1985 гг. Информация о сформированных для Санкт-Петербурга общих и частных выборках помещена в табл. 1.

Отбор наиболее информативных предикторов осуществлялся методом шаговой регрессии [7]. При этом значения константы ограничения отбора предикторов ( $k$ ), несущей остаточную дисперсию предиктанта, задавались на интервале [0,000; 0,050]. По-

Таблица 1

## Объем исходных выборок

Сезон	Номер выборки				
	1	2	3	4	5
Весна	150	100	56	27	36
Осень	188	129	63	54	56

Примечание. 1 — общая выборка; 2—5 — частные выборки, когда наблюдались: облачность  $Sc$  (2); ВНГО не более 300 м (3); направление ветра СЗ—З—ЮЗ (4); ВНГО не более 200 м (5).

Таблица 2

Оценка качества диагноза  $N$  по общим выборкам

$k$	$\sigma_0$	$R$	$\delta_a$	$\varepsilon$	$m$
					Весна
0,005	1,5	0,402	0,88	0,94	24, 6, 22, 21, 14, 26
0,02	1,5	0,402	0,88	0,94	24, 6, 22, 21, 14, 26
					Осень
0,005	1,37	0,498	0,89	0,89	3, 8, 6, 12, 24, 26, 7, 12
0,02	1,38	0,462	0,76	0,90	3, 8, 6

Таблица 3

## Оценка качества диагноза ВНГО по общей выборке

$k$	$\sigma_0$	$R$	$\delta_a$	$\varepsilon$	$m$
					Весна
0,005	263,1	0,537	192,6	0,874	16, 14, 24, 22, 18, 15, 8, 23, 25
0,02	263,5	0,505	190,2	0,875	6, 14, 24, 22
					Осень
0,005	210,2	0,609	148,3	0,82	1, 10, 24, 6, 7, 16, 2, 5, 15, 26
0,02	224,2	0,502	165,9	0,87	1, 10

лучающиеся уравнения регрессии оценивались с помощью средней квадратической ошибки  $\sigma_0$ , сводного коэффициента корреляции  $R$ , относительной ошибки  $\varepsilon$  и средней абсолютной ошибки  $\delta_a$ . Основные результаты экспериментов на ЭВМ в пределах указанных вариаций параметра  $k$  представлены по общим выборкам в табл. 2 для  $N$ , а в табл. 3 для ВНГО, в которых  $m$  — порядковый номер тест-предиктора, согласно виртуальному перечню.

Из анализа данных табл. 2 и 3 следует: состав наиболее информативных предикторов, отобранных по общим выборкам для сезонов, различается, т. е. заметно разнятся главные физические факторы, определяющие балл неконвективной облачности и высоту ее нижней границы; наиболее информативные предикторы различны при одинаковых значениях параметров  $k$  для  $N$  и для ВНГО, что свидетельствует о наличии сезонных особенностей в формировании и эволюции низкой облачности; ВНГО меньше чувствительна к ужесточению критерия отбора  $k$ , т. е. в отличие от  $N$  гораздо более широкий спектр физических процессов определяет эволюцию ВНГО. Это подтверждает известный факт о чрезвычайной чувствительности и изменчивости ВНГО в зависимости от синоптической ситуации и ее эволюции.

Приведем оптимальные с точки зрения минимального набора информативных предикторов и хорошего качества диагноза  $N$  и ВНГО диагностические уравнения, полученные на основе общих выборок:

**осень**

$$\left. \begin{aligned} N &= -0,002h + 0,175 v_g - 0,085D \\ h &= -69,65 N + 12,6 v_g \end{aligned} \right\} \text{при } k = 0,02;$$

**весна**

$$\left. \begin{aligned} N &= -2,199 \gamma - 0,1008D + 0,0001 r_{850} - 0,0667 v_{g_{850}} + \\ &+ 0,0143 \nabla^2 p - 0,0695 \gamma_c \\ h &= 30,0858D - 3,8081 \nabla^2 p + 449,9406 \gamma - 0,0357 r_{850} \end{aligned} \right\} \text{при } k = 0,02.$$

Оценки коэффициентов регрессии в этих уравнениях показали, что с вероятностью 95 % можно утверждать: истинные значения параметров регрессии находятся в пределах соответствующих доверительных интервалов и, следовательно, уравнения пригодны для диагноза  $N$  и ВНГО, а также для их апробации на выходе ГДМ в рамках концепции идеального прогноза. Разумеется, чем более адекватной атмосфере будет выбрана ГДМ, тем лучше будут результаты статистической параметризации (прогноза) ВНГО и  $N$ .

Аналогичные расчеты были проведены по четырем частным выборкам для каждого сезона и получены оптимальные в указанном выше смысле уравнения регрессии. На основании этих результатов оказалось возможным сформулировать еще ряд выводов: более однородная по своему составу выборка заметно уменьшает ошибку в определении ВНГО; при отборе предикторов методом шаговой регрессии для диагноза ВНГО и  $N$  целесообразно задавать константу ограничения переменных равной 2 % остаточной дисперсии предиктанта; главными физическими факторами, определяющими образование облаков неконвективных форм и высоту их нижней границы, являются сдвиг ветра в слое

1000—850 гПа и скорость геострофического ветра (характеризуют турбулентный обмен в ПСА), вертикальный градиент температуры воздуха в ПСА, скорости ветра на различных уровнях (адвективный фактор), дефицит точки росы (показатель влагозапаса нижнего слоя атмосферы), лапласиан приземного давления и радиус кривизны изобар (информация о типе барического поля, знаке и интенсивности вертикальных токов), толщина слоя 500—1000 гПа; при прогнозе ВНГО менее 300 м необходимо обращать внимание в первую очередь на лапласиан приземного давления, лапласиан геопотенциальной высоты поверхности 850 гПа, ветер, температуру воздуха, дефицит точки росы и кривизну изобар у земной поверхности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов А. М. Облака и безопасность полетов. — Л.: Гидрометеоздат, 1983, с. 45—79.
2. Матвеев Л. Т. Динамика облаков. — Л.: Гидрометеоздат, 1981.
3. Панин Б. Д., Репинская Р. П. Синтез динамической и статистической моделей для прогноза неконвективной облачности. — *Метеорология и гидрология*, 1987, № 6, с. 6—14.
4. Репинская Р. П. Использование гидродинамических прогнозов для оценки приземной температуры воздуха и ее экстремальных значений. — В кн.: *Метеорологические прогнозы. Сб. научн. трудов*. Л.: ЛГМИ, 1987, с. 5—12.
5. *Руководство по краткосрочным прогнозам погоды*. Ч. I. — Л.: Гидрометеоздат, 1986.
6. *Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации*. — Л.: Гидрометеоздат, 1985.
7. Себер Дж. Линейный регрессионный анализ. — М.: Мир, 1980. — 456 с.
8. *Экспресс-информация*. Метеорология. — Обнинск, ВНИИГМИ—МЦД, 1977, вып. 1 (48). — 50 с.

A. A. BEKRIAIEVA, R. P. REPINSKAYA,  
E. K. TILIPALOV, T. A. TILIPALOVA

### DIAGNOSIS OF TOTAL AMOUNT OF NON-CONVECTIVE CLOUDINESS AND ITS BASE HEIGHT AT TRANSITION SEASONS

The 26-dimensional ensemble of heuristic predictors has been formed to diagnose total amount of non-convective cloudiness ( $N$ ) and its base height ( $h$ ). The selection of better predictors and drawing up diagnostic equations followed stepregression method using general and some particular samples. Analysis of the diagnostic equations suggests that:

- compositions of test predictors intended for  $N$  and  $h$  estimation are notably different;
- there are some seasonal features in processes of inferior cloudiness formation and evolution;
- evolution of  $h$  is determined by a wider spectrum of physical processes compared with the evolution of  $N$ ;

— particular samples with greater homogeneity significantly durance the errors of  $h$  estimation.

The equation drawn up can be used in frames of the «ideal prediction» conception in order to statistically interpret results of quasi adequate atmospheric models in terms of  $N$  and  $h$ .

УДК 551.509.51

В. Г. СТЕПАНОВ, В. А. ШЕМЕЛОВ (ВИКА)

## МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ ПОЭТАПНОЙ РЕАЛИЗАЦИИ ПРОГРАММ ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ ПОТРЕБИТЕЛЕЙ

Повышение эффективности функционирования потребителей метеорологической информации может быть достигнуто в результате как усовершенствования прогностических алгоритмов (обеспечивающих приближение прогнозов к идеальным), так и оптимизации методов их использования, причем, как показывают исследования последних лет [8], экономический эффект, который может быть достигнут (потенциально) указанными способами, примерно одинаков.

В рамках проблемы оптимального использования метеорологической информации в последние годы также намечено два различных подхода.

Первый (традиционный) основывается на том, что потребителю при заданном показателе эффективности предлагается искать оптимальную стратегию использования имеющейся в его распоряжении метеорологической информации: климатической, данных о фактической погоде и метеорологических прогнозов, разработанных на основе уже существующих прогностических алгоритмов [8]. В связи с этим для учета надежности прогностической информации и выбора оптимального решения предлагается представлять прогнозы в вероятностной форме [7].

В основе второго подхода лежит тезис о том, что для повышения качества метеорологического обеспечения различных хозяйственных систем необходим оптимальный учет специфики этого функционирования не только при определении стратегии использования метеорологических прогнозов, но и на этапе создания самих прогностических методов (задача специализации метеорологических прогнозов). В этом случае все необходимые характеристики распределения прогнозируемых величин учитываются самим прогнозом, а потребителям сообщаются прогнозы условий выполнимости решаемых ими задач, оптимальной стратегией использования которых является стратегия полного доверия (категорически-вероятностные прогнозы) [2]. При такой постановке вопроса формулировка прогноза есть не что иное, как

рекомендации потребителю на выполнение действий, ориентированных на соответствующие фазы погоды.

Имеющиеся публикации по проблеме специализации метеорологических прогнозов касаются в основном задач локальной оптимизации, т. е. рассматриваются ситуации, когда принятое потребителем решение не влияет на стратегию принятия последующих решений. Однако существует широкий класс задач, в которых эффективность функционирования потребителей оценивается по результатам полного выполнения заданной программы действий (задачи глобальной оптимизации). Понятно, что в этом случае стратегию принятия решения и прогностический метод необходимо выбирать с учетом объема невыполненной на текущий момент части программы.

В теории исследования операций для решения подобных «многоэтапных» задач используется метод динамического программирования, позволяющий на каждом шаге выбирать такую стратегию, от которой зависит выигрыш не только на данном этапе, но и всей программы в целом [1]. Применительно к рассматриваемым задачам основная идея динамического программирования заключается в последовательной «попятной» (от конечных этапов выполнения программы к начальным) разработке оптимальных прогностических методов и определении соответствующих им оптимальных решений. Здесь следует подчеркнуть, что при наличии идеальных прогнозов на весь период, необходимый для реализации программы, можно было бы на каждом шаге определить точные значения показателя эффективности (задача с детерминированными условиями). Однако ввиду того, что будущее состояние атмосферы является для нас стохастической неопределенностью и реальные прогностические методы не позволяют снять эту неопределенность в полном объеме, в качестве показателя эффективности возможно использовать лишь характеристики, осредненные по всем возможным состояниям (например, математическое ожидание потерь или вероятность полной реализации программы). При наличии известных законов распределения (прогностических или климатологических) рассматриваемых фаз погоды стохастическая задача сводится к детерминированной, а для ее решения применимы классические методы динамического программирования.

В качестве примера рассматривается следующая задача. В распоряжении потребителя имеется  $m$  метеорологических ракет. За один календарный день можно провести не более одного пуска. Пуск может быть успешным только при осуществлении метеорологических условий  $M$ . Решение на пуск принимается на основе альтернативного прогноза условий  $M$  на текущий день. Смена решения в течение дня не допускается.

Цель считается достигнутой, если в течение  $n$  дней проведено не менее  $r$  успешных пусков. В дальнейшем будем говорить, что достижение цели означает полную реализацию программы  $\left(\frac{x}{n, m}\right)$ .

Очевидно, что в данном случае при жестко ограниченном ресурсе времени в качестве показателя эффективности целесообразно использовать вероятность реализации заданной программы

$$P^0\left(\frac{r}{n, m}\right).$$

Как указывалось выше, при отсутствии идеальных прогнозов для выработки оптимального решения необходимо знание условий выполнимости решаемой потребителем задачи. Для альтернативного прогноза они задаются матрицей оправдываемости вида

Формулировка прогноза	Осуществившиеся метеоусловия		
	$M$	$\bar{M}$	
„ $M$ “	$p_{11}$	$p_{12}$	$Q$
„ $\bar{M}$ “	$p_{21}$	$p_{22}$	$\bar{Q}$
	$P$	$\bar{P}$	

(1)

Здесь  $p_{11} = P(M/\langle M \rangle)$  — условная вероятность осуществления условий  $M$  при формулировке прогноза « $M$ », аналогично  $p_{12} = P(\bar{M}/\langle M \rangle)$ ,  $p_{21} = P(M/\langle \bar{M} \rangle)$ ,  $p_{22} = P(\bar{M}/\langle \bar{M} \rangle)$ ;  $P, \bar{P}$  — климатологические вероятности осуществления условий  $M, \bar{M}$ ;  $Q, \bar{Q}$  — вероятности формулировок прогноза « $M$ », « $\bar{M}$ ».

Элементы матрицы (1) связаны между собой соотношениями:

$$\begin{aligned} P + \bar{P} &= 1, \quad Q + \bar{Q} = 1; \\ p_{11} + p_{12} &= 1, \quad p_{21} + p_{22} = 1; \\ Q &= \frac{P - p_{21}}{p_{11} - p_{21}}, \quad \bar{Q} = \frac{p_{11} - P}{p_{11} - p_{21}}. \end{aligned} \quad (2)$$

Предположим, что на некотором этапе потребителю осталось реализовать программу  $\left(\frac{i}{j, k}\right)$ , т. е. при наличии  $k$  ракет за  $j$  дней провести  $i$  успешных пусков. Следуя традиционному подходу, необходимо рассмотреть все возможные стратегии  $S$ , представляющие собой правила, по которым формулировкам « $M$ » и « $\bar{M}$ » имеющегося прогностического метода  $\Pi$  ставится в соответствие одно из двух возможных решений  $\bar{R}$  («пуск») и  $R$  («не пуск»)

Формулировка прогноза	Стратегия			
	$S_1$	$S_2$	$S_3$	$S_4$
„М“	$R$	$R$	$\bar{R}$	$\bar{R}$
„ $\bar{M}$ “	$\bar{R}$	$R$	$\bar{R}$	$R$

и выбрать из них оптимальную

$$S_0: \mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \mid S_0, \Pi \right) = \max_{q=1(1)4} \mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \mid S_q, \Pi \right). \quad (3)$$

Для методически обоснованных (незеркальных) прогнозов ( $p_{21} < P < p_{11}$ ) стратегию недоверия  $S_4$  можно отбросить как заведомо неоптимальную. Исходя из постановки задачи, то же самое можно сказать и о стратегии  $S_3$ . Нетрудно доказать, что стратегия игнорирования  $S_2$  оптимальна только в случаях, когда оставшийся ресурс ракет позволяет проводить пуски каждый день ( $i \leq j \leq k$ ). Если климатологическую вероятность считать постоянной на протяжении всего рассматриваемого периода, то

$$S_2: \mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \right) = \sum_{l=j}^k C_k^l P^l (1-P)^{k-l}, \quad i \leq j \leq k, \quad (4)$$

где

$$C_k^l = \frac{k!}{(k-l)! l!}.$$

Во всех остальных ситуациях оптимальной является стратегия доверия прогнозу  $S_1$  и вероятность реализации программы определяется формулой

$$S_1: \mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \right) = \mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \mid \text{„М“} \right) \cdot Q + \mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \mid \text{„}\bar{\text{M}}\text{“} \right) \cdot \bar{Q}. \quad (5)$$

Учитывая, что условные вероятности реализации программы  $\left( \frac{i}{j, k} \right)$  при различных формулировках прогноза можно выразить через вероятности реализации программ более низкого уровня

$$\left( \frac{i-1}{j-1, k-1} \right), \left( \frac{i}{j-1, k-1} \right), \left( \frac{i}{j-1, k} \right)$$

$$\mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \mid \text{„М“} \right) = p_{11} \mathcal{P} \left( \frac{i-1}{j-1, k-1} \right) + p_{12} \mathcal{P} \left( \frac{i}{j-1, k-1} \right),$$

$$\mathcal{P} \left( \frac{i}{j, k} \mid \text{„}\bar{\text{M}}\text{“} \right) = \mathcal{P} \left( \frac{i}{j-1, k} \right), \quad (6)$$

то с использованием соотношений (2) окончательно получаем

$$S_1: \mathcal{P}\left(\frac{i}{j, k}\right) = \frac{P - p_{21}}{p_{11} - p_{21}} \left[ p_{11} \mathcal{P}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right) + (1 - p_{11}) \mathcal{P}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right) \right] + \frac{p_{11} - P}{p_{11} - p_{21}} \mathcal{P}\left(\frac{i}{j-1, k}\right). \quad (7)$$

Рекуррентное выражение (7) позволяет определить вероятность реализации исходной программы  $\mathcal{P}\left(\frac{i}{j, k}\right)$  последовательным расчетом  $\mathcal{P}\left(\frac{i}{j, k}\right)$  от простейших программ к более сложным для всех  $i=0(1)m$ ,  $j=0(1)m$ ,  $k=0(1)r$ . Если для реализации программы недостаточно ресурса времени ( $j < i$ ) или ракет ( $k < i$ ), то достижение цели невозможно. Наоборот, если дальнейших пусков не требуется ( $i=0$ ), то программа считается выполненной. Поэтому «начальные» условия можно представить в виде

$$\mathcal{P}\left(\frac{i}{j, k}\right) = \begin{cases} 0, & \text{если } j < i \text{ или } k < i, \\ 1, & \text{если } i = 0. \end{cases} \quad (8)$$

Для идеальных прогнозов  $p_{11}=1$ ,  $p_{21}=0$  и на основании (7) будем иметь

$$\mathcal{P}_{ид}\left(\frac{i}{j, k}\right) = P \cdot \mathcal{P}_{ид}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right) + (1 - P) \cdot \mathcal{P}_{ид}\left(\frac{i}{j-1, k}\right) \quad (9)$$

Выражение (9) можно преобразовать к более простому виду

$$\mathcal{P}_{ид}\left(\frac{i}{j, k}\right) = \sum_{l=i}^j C_j^l P^l (1 - P)^{j-l}. \quad (10)$$

Легко видеть, что в случае отсутствия прогностической информации (что равносильно использованию случайных прогнозов) оптимальной является стратегия  $S_2$  (всегда принимать решение  $R$ ) и  $p_{11}=p_{21}=P$ . По аналогии с (9)–(10) получаем

$$\mathcal{P}_{сл}\left(\frac{i}{j, k}\right) = P \cdot \mathcal{P}_{сл}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right) + (1 - P) \cdot \mathcal{P}_{сл}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right), \quad (11)$$

или

$$\mathcal{P}_{сл}\left(\frac{i}{j, k}\right) = \sum_{l=i}^k C_k^l P^l (1 - P)^{k-l}. \quad (12)$$

Согласно второму подходу к решению задачи в отличие от традиционного предлагается при фиксированной стратегии полного доверия  $S_1$  выбрать из совокупности всех возможных методов  $\{P\}$  альтернативного прогноза условий  $M$  оптимальный метод  $P_0$ :

$$P_0: \mathcal{P}\left(\frac{i}{j, k} / P_0, S_1\right) = \max_{\{M\}} \mathcal{P}\left(\frac{i}{j, k} / P, S_1\right). \quad (13)$$

Согласно (7), зависимость  $\mathcal{F}\left(\frac{i}{j, k}\right)$  от прогностического метода определяется только вероятностями ошибок «пропуска»  $p_{21}$  и «ложной тревоги»  $p_{12}=1-p_{11}$ , и поскольку для различных программ  $\left(\frac{i}{j, k}\right)$  вероятности реализации программ более низкого уровня  $\mathcal{F}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right)$ ,  $\mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right)$ ,  $\mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k}\right)$  в правой части (7) не совпадают, необходимо последовательно от простых программ к более сложным на каждом этапе искать свой оптимальный метод с вероятностями  $p_{12}$  и  $p_{21}$ , обеспечивающими максимум  $\mathcal{F}\left(\frac{i}{j, k}\right)$ .

Имеющиеся в настоящему времени немногочисленные публикации по проблеме специализации метеорологических прогнозов касаются в основном разработки физико-статистических методов. Это обусловлено прежде всего тем, что аппарат статистического анализа дает возможность достаточно просто и наглядно варьировать параметрами статистической обработки и таким образом «настраивать» метод на конкретного потребителя. Так, в [3—5] предложен ряд алгоритмов разработки категорически-вероятностных метеорологических прогнозов с использованием различных статистических моделей: дискриминантных, регрессионных, прогностических графов. Все они позволяют добиться перераспределения вероятностей ошибок «пропуска» и «ложной тревоги» варьированием только одного параметра — так называемой пороговой вероятности принятия решения  $P_0$ , являющейся в свою очередь функцией элементов матрицы потерь потребителей.

Применительно к рассматриваемой задаче  $P_0$  определяется из следующих соображений. Пусть  $P(M/X)$  — вероятность осуществления условий  $M$  при значении вектора-предиктора, равном  $X$ . Сравнив вероятности реализации программы при различных решениях

$$\mathcal{F}_R\left(\frac{i}{j, k} \middle| X\right) = P(M/X) \cdot \mathcal{F}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right) + (1-P(M/X)) \cdot \mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right), \quad \mathcal{F}_R\left(\frac{i}{j, k} \middle| X\right) = \mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k}\right), \quad (14)$$

получим, что, согласно байесовской стратегии, решение оптимально при

$$P(M/X) > \frac{\mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k}\right) - \mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right)}{\mathcal{F}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right) - \mathcal{F}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right)} = P_0. \quad (15)$$

Таким образом, пороговая вероятность  $P_0$  определяется как минимальная вероятность осуществления условий  $M$ , при которой следует принимать решение  $R$ . Вероятности  $\mathcal{P}\left(\frac{i-1}{j-1, k-1}\right)$ ,  $\mathcal{P}\left(\frac{i}{j-1, k}\right)$ ,  $\mathcal{P}\left(\frac{i}{j-1, k-1}\right)$  есть не что иное, как элементы матрицы потерь (выигрыша) потребителя, соответствующие значениям показателя эффективности при различных сочетаниях принятых решений и осуществившихся фаз погоды.

При предельных значениях  $P_0=0$  ( $P_0=1$ ) прогноз будет иметь только одну формулировку « $M$ » (« $\bar{M}$ »), что равносильно использованию стратегий  $S_2$  ( $S_3$ ) в рамках первого подхода.

Для оценки потенциальной эффективности предложенных рекомендаций проведен численный эксперимент. Для различных значений пороговой вероятности моделировались методы категорически-вероятностных прогнозов условий  $M$ , зависимость элементов оправдаваемости которых  $p_{11}$  и  $p_{21}$  от  $P_0$  задавалась полиномом второй степени

$$p_{11} = a_0 + a_1 P_0 + a_2 P_0^2, \quad p_{21} = b_0 + b_1 P_0 + b_2 P_0^2. \quad (16)$$

Коэффициенты  $a$  и  $b$  находились по значениям элементов матрицы оправдаваемости  $p_{11}^*$  и  $p_{21}^*$  опорного прогностического метода, разработанного для пороговой вероятности  $P_0^*$ , и с учетом граничных условий

$$P_0 = 0 \text{ (всегда „}M^*\text{“): } p_{11} = P, \quad \lim_{P_0 \rightarrow 0} p_{21} = 0,$$

$$P_0 = 1 \text{ (всегда „}\bar{M}^*\text{“): } p_{21} = P, \quad \lim_{P_0 \rightarrow 1} p_{11} = 1.$$

Тогда

$$a_0 = P, \quad a_1 = \frac{p_{11}^* - P - P_0^{*2}(1-P)}{P_0^*(1-P_0^*)}, \quad a_2 = \frac{(1-P)P_0^* - p_{11}^* + P}{P_0^*(1-P_0^*)};$$

$$b_0 = 0, \quad b_1 = \frac{p_{21}^* - P_0^{*2}(1-P)}{P_0^*(1-P_0^*)}, \quad b_2 = \frac{(1-P)P_0^* - p_{21}^*}{P_0^*(1-P_0^*)}. \quad (17)$$

Таким образом, задача выбора оптимального метода сводится к определению на каждом шаге, согласно (15), оптимального значения пороговой вероятности и расчету по формулам (16)–(17) соответствующих ему значений  $p_{11}$  и  $p_{21}$ .

Получено, что при  $P=0,8$ ,  $P_0^*=0,34$ ,  $p_{11}^*=0,84$ ,  $p_{21}^*=0,37$  вероятность полного выполнения программы  $\left(\frac{5}{10,7}\right)$  составила:

- при использовании идеальных прогнозов  $\mathcal{P}_{ид} = 0,99$ ;
- при оптимальном использовании всего набора прогностических методов  $\mathcal{P}_{опт} = 0,97$ ;
- при оптимальном использовании только опорного метода с  $P_0^* = 0,34$ ,  $\mathcal{P}_{ст} = 0,90$ ;

— при отсутствии прогностической информации или использовании случайных прогнозов  $\mathcal{P}_{сл} = 0,85$ .

Полные потери, обусловленные неблагоприятным влиянием климата и отсутствием прогнозов, составили  $1 - \mathcal{P}_{сл} = 0,15$  усл. ед. По отношению к ним потери, предотвращаемые за счет использования одного стандартного метода, составили  $\frac{\mathcal{P}_{ст} - \mathcal{P}_{сл}}{1 - \mathcal{P}_{сл}} = 33,3 \%$ .

Непредотвращенные потери, обусловленные неблагоприятным влиянием климата, составили  $\frac{1 - \mathcal{P}_{ид.}}{1 - \mathcal{P}_{сл}} = 6,7 \%$ .

За счет неидеальности прогностической модели теряется еще  $\frac{\mathcal{P}_{ид.} - \mathcal{P}_{опт}}{1 - \mathcal{P}_{сл}} = 13,3 \%$ .

И, наконец, потери, которые возможно предотвратить за счет оптимального использования наборов прогностических методов с различными значениями пороговой вероятности, составили  $\frac{\mathcal{P}_{опт} - \mathcal{P}_{ст}}{1 - \mathcal{P}_{сл}} = 46,7 \%$ . Для методов, используемых при оптимальном выполнении программы, диапазон изменения пороговой вероятности составил  $P_0 = 0 - 0,31$ .

Приведенный пример наглядно подтверждает, что выбор оптимального прогностического метода позволяет существенно снизить потери потребителя. Причем эффект в значительной степени достигается за счет правильного выбора параметров статистической обработки архивных данных (в частности, пороговой вероятности принятия решения) без каких бы то ни было изменений прогностических алгоритмов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вентцель Е. С. Исследование операций. — М.: Советское радио, 1972. — 347 с.
2. Волконский Ю. Н. Основы теории и методы специализации метеорологических прогнозов. Дисс. на соиск. учен. степени д-ра физ.-мат. наук. — СПб., 1992. — 43 с.
3. Волконский Н. Ю., Волконский Ю. Н. Оптимальная организация специализированного обеспечения прогнозами. — Метеорология и гидрология, 1985, № 12, с. 12—19.
4. Волконский Ю. Н., Дегтярев А. С., Чаплыгин А. В. Применение регрессионных методов построения способа вероятностного специализированного прогноза погоды. — Метеорология и гидрология, 1985, № 7, с. 13—17.
5. Волконский Ю. Н., Дегтярев А. С. Сравнительный анализ алгоритмов комплексации альтернативных прогнозов. — Метеорология и гидрология, 1983, № 5, с. 39—44.
6. Волконский Н. Ю., Волконский Ю. Н., Степанов В. Г. Оптимизация стратегии использования гидрометеорологических прогнозов. — Л.: Изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1985, вып. 88, с. 149—155.
7. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Вероятностные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеоздат, 1983. — 271 с.
8. Жуковский Е. Е. Метеорологическая информация и экономические решения. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — 304 с.

## THE METEOROLOGICAL MAINTENANCE FOR STAGE BY STAGE REALIZATION OF USERS FUNCTIONING PROGRAMMES

The problem of meteorological predictions specialization for purpose of stage by stage users functioning programmes realization is considered. In particular the solution of such problems may be based on the taking into account the users functioning peculiarities on the stage of prediction algorithmes elaboration by modifying the threshold probability of decision. Potential effect of these recommendations is evaluated in one case of such problems.

УДК 551.506

А. Ф. БУЧИНСКИЙ (ВИКА)

### СИСТЕМНЫЙ ПОДХОД К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ВРЕМЕНИ СТАРЕНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Вопрос оценки старения метеорологических данных представляет большой практический интерес. От правильного определения этой характеристики зависит качество результатов хозяйственной деятельности потребителя и эффективность функционирования самой системы метеобеспечения.

Существует метод, который рассмотрен в работе [1] и в котором в качестве характеристики меры старения используется время старения как функция среднеквадратического отклонения значений параметров метеорологической характеристики  $\sigma(t_c)$  по сравнению с теми, которые были в стандартный срок наблюдения. Если известно, какая начальная величина  $\sigma_{од}$  в данных приводит к ошибкам прогноза выше нормы, то время старения  $t_c$  метеорологических данных может быть вычислено по соотношению

$$t_c = t_a \sigma_{од} \sigma^{-1}(t_a), \quad (1)$$

где  $\sigma(t_a)$  — среднеквадратическое отклонение значения метеорологической величины через  $t_a$  часов по сравнению с теми, которые были в стандартный срок наблюдения.

Неопределенность значений нормы ошибки прогноза приводит к неоднозначной оценке величины  $t_c$ . Кроме того, для определения величин  $\sigma(t_a)$  и  $\sigma_{од}$  необходимы статистические данные результатов наблюдения за исследуемой характеристикой, которые не всегда имеются в наличии.

Возможен один из подходов, позволяющий более строго обосновать пороговую величину  $t_c$  и не требующий для этого знания величин  $\sigma_{од}$  и  $\sigma(t_a)$ . Этот подход, являющийся предметом статьи, основан на учете требований системы хозяйственной деятельности потребителя к этой величине.

Метеорологические данные, как материальный объект, обладают определенной ценностью, которая реализуется в процессе целенаправленной деятельности отдельного человека и общества в целом. Реализация ее осуществляется через разработанные прогнозы состояния метеорологических условий, при обязательном условии их учета при принятии решения, который осуществляется во время различных видов планирования. От достоверности этих прогнозов зависит качество результатов потребителя.

Известно, что ценность метеорологических данных проявляется в приращении результатов хозяйственной деятельности потребителя, планирование которой производится на основании этих данных. Следовательно, приращение может выступать в качестве меры их ценности.

Мера ценности метеорологических данных связана с их изменчивостью во времени. Поэтому чем больше интервал времени между измерением и использованием этих данных, тем больше возрастает энтропия состояния измеренной характеристики в момент их использования. Измеренные данные, как правило, используются потребителем в преобразованном виде, т. е. в виде метеорологических прогнозов, полученных с помощью этих данных.

Для определения времени старения метеорологических данных рассмотрим энтропию альтернативного прогноза метеорологической характеристики. Выражение энтропии для него имеет следующий вид:

$$H(P_N(t)) = -p_1(t) \ln p_1(t) - (1 - p_1(t)) \ln (1 - p_1(t)), \quad (2)$$

где  $H(P_N(t))$  — энтропия состояния прогностической характеристики  $N$  на момент времени  $t$ ;  $p_1(t)$  — вероятность состояния характеристики  $N$  на момент времени  $t$  (т. е. достоверность прогноза  $N$ ).

Известно, что достоверность метеорологических прогнозов зависит от его заблаговременности  $t$  [2].

Энтропия прогнозов, достоверность которых зависит от заблаговременности  $t$  в виде

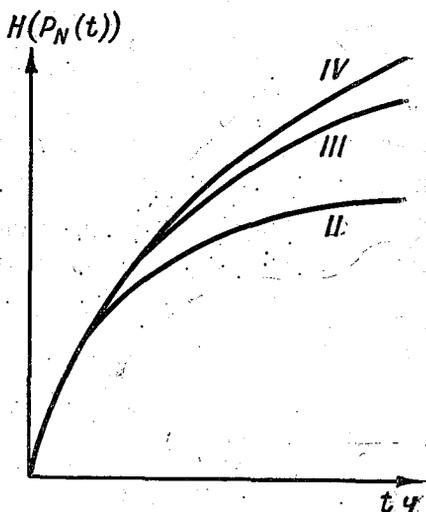
$$P_N(t) = \exp(bt) \quad (3)$$

(где  $b$  — эмпирический коэффициент), выражается уравнением

$$H(P_N(t)) = bt \exp(bt) - (1 - \exp(bt)) \ln (1 - \exp(bt)). \quad (4)$$

Для наглядной иллюстрации график функции (4) приведен на рис. 1. Из приведенного рисунка видно, что величина  $H(P_N(t))$  с увеличением заблаговременности прогноза возрастает на интервале  $0 \leq t \leq t_k$ .

Рис. 1. Зависимость энтропии от заблаговременности для двух-, трех- и четырехградационных прогнозов



Полученные уравнения (2) и (4) связывают меру неопределенности — энтропию прогнозов — с их достоверностью (2) и заблаговременностью  $t$  (4). Для определения интервала времени старения метеорологических данных с помощью уравнения (4) необходимо определить пороговое значение энтропии  $H^*(P_N(t))$  прогнозов, полученных с помощью этих данных. Тогда время, в течение которого энтропия метеорологического прогноза достигнет значения  $H^*(P_N(t))$ , можно назвать временем старения метеорологических данных, с помощью которых составлен этот прогноз. С другой стороны, время старения есть время, в течение которого метеорологические данные теряют свою практическую ценность.

Так как качество метеорологических прогнозов оказывает влияние на величину результата хозяйственной деятельности потребителя, то пороговое значение  $H^*(P_N(t))$  неразрывно связано с задачами хозяйственной деятельности потребителя и для каждой задачи, решаемой потребителем, оно строго индивидуально.

Метеорологическое обеспечение оказывает влияние на эффективность целенаправленного функционирования технических систем потребителя. Поэтому пороговую величину  $H^*(P_N(t))$  необходимо рассматривать с точки зрения ее влияния на качество результатов целенаправленного функционирования обеспечиваемой системы. Исходя из этого, за полный интервал времени старения метеорологических данных необходимо принимать такой промежуток времени между временем измерения метеорологической характеристики и временем целенаправленного функционирования обеспечиваемой системы, планирование применения которой осуществлено на основании прогнозов, разработанных с помощью данных этих измерений, при условии, что ошибки этих прогнозов приводят к нулевому приращению результатов по сравнению со значением результатов, полученных системой без прогнозов метеоусловий ее применения.

Для определения полного интервала запишем уравнение приращения качества результатов применения обеспечиваемой системы, полученных в результате метеорологического обеспечения. Оно имеет следующий вид:

$$\Delta Y_j = Y(A_l(\widehat{A}_l^{(0)}, \widehat{B}_f), R_j(A_l(\widetilde{A}_l^{(0)}, \widetilde{B}_f))) - \\ - Y(A_l(\widehat{A}_l^{(0)}, \widehat{B}_f), R_j(A_l(\widetilde{A}_l^{(0)}))), \quad l \in L, f \in F, j \in J, \quad (5)$$

где  $Y(A_l(\widehat{A}_l^{(0)}, \widehat{B}_f), R_j(A_l(\widetilde{A}_l^{(0)}, \widetilde{B}_f)))$  — переменная, описывающая качество результатов системы, планирование применения которой производилось с учетом прогноза;  $Y(A_l(\widehat{A}_l^{(0)}, \widehat{B}_f), R_j(A_l(\widetilde{A}_l^{(0)})))$  — переменная, описывающая качество результатов системы, планирование применения которой производилось без прогнозов;  $A_l$  — переменная, описывающая множество эксплуатационно-технических характеристик (ЭТХ) обеспечиваемой системы, зависящих от состояния условий ее применения;  $A_l^{(0)}$  — переменная, описывающая множество ЭТХ при проектных (стандартных) метеорологических условиях;  $B_f$  — переменная, описывающая множество условий функционирования (применения) обеспечиваемой системы;  $R_j$  — переменная, описывающая правила поведения планирующего органа;  $L$  — размерность множества ЭТХ;  $F$  — размерность множества условий функционирования;  $J$  — размерность множества правил поведения  $R$ ;  $\wedge$  — символ случайной величины;  $\sim$  — символ прогностической величины.

В статье рассматривается влияние характеристик старения метеорологических данных на качество результатов применения системы, поэтому в дальнейшем для простоты записи переменную, описывающую качество результатов, будем применять в виде  $Y_j(H(p_N(t)))$ , где  $H(p_N(t))$  — энтропия прогноза заблаговременностью  $t$ .

Уравнение (5) не учитывает затрат ресурса системы метеообеспечения, которые связаны с получением результата  $Y_j(H(p_N(t)))$ . Запишем уравнение (5) с учетом этих затрат

$$\Delta Y_j^{(w)} = Y_j(H(p_N(t))) - Y_j - C_M(t) C^{-1}, \quad j \in J, \quad (6)$$

где  $C_M C^{-1}$  — затраты ресурса системы метеообеспечения на получение результата относительно затрат ресурса  $C$  обеспечиваемой системы.

Для анализа графика функции (5) рассмотрим пример — качество результатов функционирования системы потребителя линейно зависит от энтропии прогнозов, а затраты  $C_M(t) C^{-1}$  — нелинейно от этой характеристики (рис. 2). Для рассматриваемого примера область допустимых значений  $\Delta Y_j^{(w)}$  находится левее точки  $H_1(p_N(t))$  и правее точки  $H_3(p_N(t))$ . Исходя из этого интервал энтропии прогнозов можно разбить на три области. Область I (см. рис. 2) — полный интервал от нулевой энтропии прогноза  $H(p_N(t)) = 0$  до  $H_3(p_N(t))$ ; область II — оптимальный интервал, от  $H(p_N(t)) = 0$  до  $H^*(p_N(t))$ , и область III — начальный интервал, от  $H(p_N(t)) = 0$  до  $H_1(p_N(t))$ . Данное разбиение ин-

Рис. 2. Зависимость приращений результатов применения средств потребителя от энтропии прогнозов

тервала энтропии прогноза продиктовано рациональным поведением обеспечиваемой системы потребителя.

С точки зрения потребителя, прогнозы с энтропией  $H(p_N(t)) < H_1(p_N(t))$  невыгодны из-за их высокой стоимости, которая включает в себя большие затраты ресурса  $C_m(t)$  для получения результатов  $Y_j(H(p_N(t)))$ . Потребителю также невыгодны прогнозы с энтропией

$H(p_N(t)) > H_3(p_N(t))$ . Большое значение энтропии прогнозов приводит к отрицательным значениям  $\Delta Y_j^{(m)}$ , хотя себестоимость таких прогнозов очень низка.

С точки зрения рационального поведения системы потребителя энтропия должна находиться в пределах

$$H_1(p_N(t)) \leq H(p_N(t)) \leq H_3(p_N(t)). \quad (7)$$

Только в этом случае приращение результатов  $\Delta Y_j^{(m)} \geq 0$ .

Оптимальное значение энтропии прогнозов  $H^*(p_N(t))$ , связанное с максимальным приращением результатов  $\Delta Y_j^{(m)}$ , находится в точке с абсциссой  $H_2^*(p_N(t))$ . Поэтому потребитель должен ориентироваться на прогнозы метеорологической характеристики с энтропией  $H^*(p_N(t))$ .

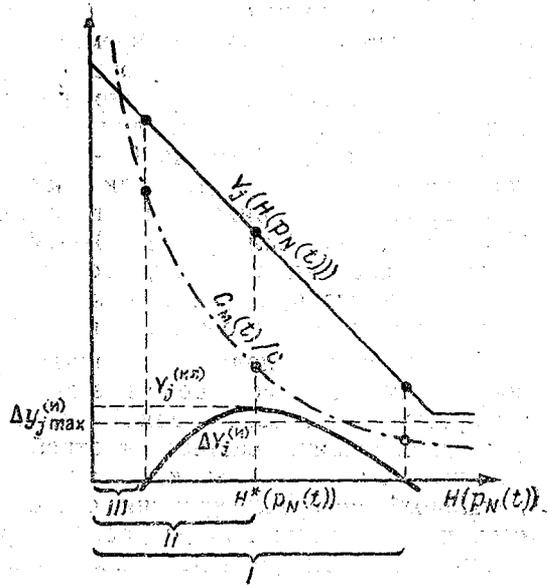
Граничные значения энтропии  $H_1(p_N(t))$  и  $H_3(p_N(t))$  определяются из решения уравнения (6)

$$\Delta Y_j = Y_j(H(p_N(t))) - Y_j - C_m(t) C^{-1} = 0, \quad j \in J. \quad (8)$$

А оптимальное значение  $H^*(p_N(t))$  определяется из решения оптимизационной задачи

$$H^*(p_N(t)) : \text{Arg max} \{ Y_j(H(p_N(t))) - Y_j - C_{jm}(t) C_j^{-1}, \quad j \in J. \quad (9)$$

Граничные значения  $t_1$ ,  $t_3$  и оптимальное  $t_2^*$  определяются из решения уравнений (4) после подстановки в левую часть значений  $H(p_N(t))$ , полученных из решения уравнений (7) и (9).



Исходя из наших определений, интервал времени  $0 - t_3$  является полным интервалом времени старения метеорологической информации, поскольку прогнозы с большой заблаговременностью приводят к отрицательному приращению  $\Delta Y_j^{(m)}$ , т. е. начиная с момента  $t_3$  прогнозы теряют для потребителя практическую ценность. А интервал времени  $0 - t_1$  является начальным интервалом времени старения, так как прогнозы с меньшей заблаговременностью также приводят к отрицательному приращению  $\Delta Y_j^{(m)}$ . И наконец, интервал времени  $0 - t_2^*$  является оптимальным интервалом времени старения, поскольку прогнозы с такой заблаговременностью приводят к максимальному приращению результатов системы «потребитель — метеообеспечение».

Предлагаемый подход позволяет при определении интервала времени старения метеорологических данных учитывать результаты применения обеспечиваемой системы потребителя, результаты функционирования системы «потребитель — метеообеспечение» и рассчитывать также характеристики как полный, оптимальный и начальный интервал времени старения метеорологических данных, используемых при разработке прогнозов метеорологических условий хозяйственной деятельности потребителя.

Данный подход может быть использован при обосновании требований потребителя к рассмотренным характеристикам времени старения метеорологических данных и заблаговременности прогнозов, используемых при планировании своей хозяйственной деятельности.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Решетов В. Д.* Изменчивость метеоэлементов в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1973. — 216 с.
2. *Weingärtner H.* Bestimmung des Informationsgehaltes von Wettervorhersagen in Abhängigkeit von Vorhersagezeit und Skalengröße. — Meteorol. Rdsch., 1987, Bd. 40, № 6, S. 161—169.

A. F. BUCHINSKY

### A SYSTEM APPROACH TO THE PROBLEM OF METEOROLOGICAL DATA AGEING TIME CHARACTERISTICS DETERMINATION

As a measure of ageing, the entropy of stochastic forecast of a meteorological characteristic is used, the characteristic being related to the purpose index of quality of useful consumer activity. Initial, optimum and total time intervals of meteorological data ageing are determined from the solution of optimization problem and calculation of the purpose effect index.

## СКОЛЬКО СТОИТ «СООБЩЕНИЕ О ПОГОДЕ»?

Пожалуй, трудно найти человека, который в течение суток хотя бы один раз не прослушал по радио или телевидению «Сообщение о погоде». Это свидетельствует о том, что метеорологическая информация интересует практически всех. Но метеорологическая служба разрабатывает не только и не столько прогнозы погоды «для обывателя», но и специализированные прогнозы. Потребителями метеорологической информации являются все виды транспорта, сельское хозяйство, строительство, энергопроизводители, пресса, общественные службы, армия и т. д.

Совершенно очевидно, что каждой отрасли народного хозяйства нужно специализированное сообщение о погоде. Это требует от метеорологической службы выполнения значительного объема работ: от производства наблюдений за фактической погодой до долгосрочных прогнозов погоды на месяц (сезон).

Наиболее емким потребителем метеорологической информации во всем мире является воздушный транспорт.

В России, как и во многих странах, метеорологическая служба является государственной, т. е. финансируется из бюджета. Однако экономические результаты деятельности той или иной отрасли народного хозяйства настолько зависят от полноты и качества метеорологической информации, что очевидна необходимость вложения определенных средств этих отраслей в развитие метеослужбы.

Иными словами, за метеоинформацию отрасли должны платить. Этим и обусловлено Постановление Совмина России № 532 от 03.08.92 «О предоставлении метеорологической информации различным отраслям за плату по договору».

И тут возникают вопросы: сколько платить и кому платить.

Эти вопросы простыми не назовешь. С одной стороны, трудно оценить стоимость той или иной метеорологической информации, хотя существует прейскурант цен на нее, введенный в действие с января 1990 г. С другой стороны, постоянный рост цен делает любой прейскурант устаревшим даже на момент его издания.

В данной работе нами предпринята попытка оценить стоимость «Сообщения о погоде» для воздушного судна, выполняющего обычный рейс по территории России по расписанию.

Ниже предлагается один из подходов к оценке экономической эффективности работы авиационной метеорологической станции (АМСГ) или авиационного метеорологического центра (АМЦ), который нашел понимание и поддержку со стороны ученых кафедры экономики гражданской авиации в Академии гражданской авиации (Санкт-Петербург).

Этот подход основан на том логичном предположении, что раз АМСГ (АМЦ) организована и оснащена только для обеспечения авиации, то все расходы по ее содержанию должны нести учреждения гражданской авиации. Часть расходов (строительство и эксплуатация помещений, где расположена АМСГ, электроэнергия, использование каналов связи, принадлежащих Департаменту воздушных сообщений и использующихся частично для обмена метеоинформацией, и т. д.) уже сейчас несут авиапредприятия. Здесь рассмотрим только те затраты, которые ложатся на гидрометеослужбу по содержанию АМСГ (АМЦ).

Рассмотрим этот вопрос на примере АМЦ Санкт-Петербург. Основные статьи расходов на содержание АМЦ приведены в табл. 1.

Как видно из таблицы, на содержание АМЦ затрачивается значительная сумма. Если принять, что основное оборудование должно обновляться примерно один раз в 10 лет, то его амортизация составит 10 % стоимости, т. е. 150 тыс. руб. в год. Малоценное имущество (приборы и оборудование стоимостью до 100 руб.) обновляется один раз в пять лет и его амортизация составляет 6 тыс. руб. в год. Остальные суммы затрат в табл. 1 приведены в расчете на год.

Таблица 1

**Основные затраты органов метеослужбы  
на содержание АМЦ Санкт-Петербург  
(данные приведены с округлением по ценам 1990 г.)**

Вид затрат	Сумма затрат, тыс. руб.
Годовой фонд зарплаты	130
Основное оборудование	1 500
Малоценное имущество	30
Расходные материалы	10
Аренда каналов связи	313
Содержание станций штормового кольца аэродрома Пулково	720
Подготовка синоптических материалов	205
<b>Итого</b>	<b>2 908</b>

Если принять нормативную прибыль в 20 % от плановых затрат, то ежегодные дополнительные расходы Управления гражданской авиации Санкт-Петербурга на содержание АМЦ на аэродроме Пулково составят (тыс. руб.):

Фонд зарплаты	130
Основное оборудование	150
Малоценное имущество	6
Расходные материалы	10
Аренда каналов связи	313

Содержание станций штормового кольца	720
Подготовка синоптических материалов	205
Планоые накопления	307

Итого 1841

В 1990 г. в Пулковое было обслужено примерно 40 000 вылетов (около 110 вылетов в сутки). Следовательно, по расчетам, метеорологическое обслуживание каждого рейса стоит 46 руб. Кстати, это относится и к обслуживанию зарубежных рейсов, которые выполняются экипажами иностранных авиакомпаний и в принципе должны приносить метеослужбе валюту.

По данным на сентябрь 1993 г., стоимость метеорологического обслуживания одного рейса составляет 11 400 руб.

Представляет интерес и вопрос, связанный с порядком расчета Петербургского авиапредприятия с АМЦ. Авиапредприятие должно ежемесячно или ежеквартально переводить на счет АМЦ определенную сумму. Однако что делать, если по вине метеослужбы наблюдался возврат (задержка с вылетом) воздушного судна или его поломка?

В первом случае переведенные авиапредприятием средства являются как бы авансом, а окончательный расчет с АМЦ за прошедший месяц (квартал) производится в начале следующего по фактическому числу обслуженных рейсов.

При наличии возвратов по вине метеослужбы АМЦ должен возвращать авиапредприятию сумму за непроводительный налет и так называемую упрощенную выгоду (стоимость одного возврата по ценам 1990 г. составляла 1—2 тыс. руб.) Это было бы справедливо при условии, что существующие методы прогноза опасных явлений погоды имели стопроцентную оправдываемость. К сожалению, этого нет, и поэтому не за все неоправдавшиеся прогнозы погоды АМЦ должен нести ответственность.

Такой прецедент однажды уже имел место. Одно из авиапредприятий предъявило метеослужбе счет на 57 000 руб. за поломку самолета на земле из-за сильного ветра, который не был предсказан метеослужбой. В дело вмешался арбитраж, который отказал авиапредприятию в иске. При этом исходили из того, что прогноз — это научное предвидение погоды, т. е. предсказание погоды, а по существующему законодательству нельзя предъявлять имущественные претензии к предсказанию.

С этим нельзя не согласиться. На наш взгляд, если синоптик использовал все рекомендованные для прогноза опасного явления погоды методы и получил отрицательный результат, то в этом случае АМЦ не должен нести материального ущерба за возврат самолета. Если же синоптик не прогнозировал возникшее опасное явление погоды или, спрогнозировав его, не сообщил об этом авиадиспетчеру, то тогда все материальные потери, которые понесло авиапредприятие, должен компенсировать АМЦ.

Анализ возвратов самолетов, которые произошли по метеорологическим условиям, позволит выявить «слабые места» в методике прогноза опасных для авиации явлений погоды. Это в свою очередь дает основание поставить перед Гидрометцентром, соответствующими управлениями Росгидромета или региональными прогностическими организациями конкретные задачи по совершенствованию методики прогнозирования того или иного явления погоды.

Предложенный выше порядок расчета авиапредприятия с АМЦ является одним из возможных вариантов. Детально все условия расчета должны быть обусловлены в договоре, подписанном авиапредприятием и АМЦ (региональным управлением по гидрометеорологии).

С такой методикой расчета стоимости метеорологического обслуживания одного рейса в принципе можно согласиться. В ряде регионов она уже используется и позволила вскрыть целый ряд интересных моментов, на которых хочется остановиться подробнее.

1. Сейчас во многих аэропортах на АМСГ (АМЦ) полеты по расписанию выполняются как госбюджетные, а авиапредприятие оплачивает АМСГ только коммерческие рейсы. Поэтому экипажи самолетов, выполняющих коммерческие рейсы, стараются не получать информацию о погоде или получить ее недозволенным путем (через экипаж, выполняющий рейс по расписанию, или вплоть до буквального воровства метеорологической информации — такие случаи уже были). Иногда руководители авиапредприятий отдают распоряжение о том, чтобы летный состав при выполнении коммерческих рейсов вылетал по фактической погоде без консультации синоптика. Нет нужды убеждать читателей, что количество летных происшествий при этом значительно увеличивается (это также уже имеет место).

2. Совершенно очевидно, что на плохо оборудованных аэродромах, где мало метеорологической аппаратуры, мало каналов связи (мало информации о погоде), стоимость обслуживания одного рейса дешевле. Так, например, на аэродроме Магадан—13 стоимость обслуживания одного рейса составляет примерно 1600 руб. (цены 1992 г.), а на аэродроме Магадан—56 — 2700 руб. Аэродром Магадан—56 более современный, лучше оснащен и системами посадки, и метеорологической техникой, но большинство коммерческих рейсов выполняется с аэродрома Магадан—13, так как это дешевле. Это обстоятельство также не способствует повышению безопасности полетов.

3. В настоящее время Аэрофлот как авиакомпания перестал быть монополистом. Каждое управление гражданской авиации создает свою авиакомпанию. В Архангельске, например, уже существует три авиакомпании. Если каждая компания будет заключать договоры хотя бы с десятком аэропортов на метеорологическое обеспечение полетов, а стоимость этого обеспечения в каж-

дом аэропорту будет разная, то таким образом будут созданы дополнительные трудности и для авиапредприятия, и для метеослужбы и хорошие условия для полной неразберихи. Нам представляется целесообразным для достаточно крупных регионов устанавливать единую усредненную цену на метеорологическое обеспечение полетов. Единая цена может устанавливаться в пределах области (края) или «зоны ответственности» регионального управления по гидрометеорологии.

4. В отдельных случаях могут возникнуть нежелательные экономические моменты. Приведем такой пример. В Санкт-Петербурге есть два аэродрома гражданской авиации: Пулково и Ржевка. Основным аэродромом, с которого осуществляется основная масса (97 %) перевозок пассажиров, является аэродром Пулково. По своему оснащению как сам аэродром, так и его авиаметеорологический центр являются одними из лучших в России. Метеорологическая информация (фактическая погода и почти все прогнозы погоды) поступают на АМСГ аэропорта Ржевка из АМЦ аэропорта Пулково. Но большинство коммерческих полетов выполняется с аэродрома Ржевка, и поэтому зарплата сотрудников АМСГ Ржевка больше зарплаты работников АМЦ Пулково. Такое положение нельзя считать справедливым, что и вызывает естественное недовольство на АМЦ.

Нам представляется целесообразным все средства от коммерческих рейсов переводить на счет региональных управлений по гидрометеорологии, а уж затем распределять их пропорционально произведенным затратам. Очевидно, что при этом доля средств, остающихся в управлении, должна быть разумной.

В этом случае кажется целесообразным заключение одного договора авиапредприятия с органами метеослужбы, а уж затем согласованное в метеорологическом управлении распределение полученных средств.

5. Хочется отдельно еще раз остановиться на полетах самолетов иностранных авиакомпаний и частных самолетов. Метеорологическое обслуживание таких рейсов должно приносить метеослужбе валюту. Если пока не представляется возможным выплачивать сотрудникам АМЦ часть зарплаты в СКВ, то заработанные средства можно использовать на развитие и совершенствование технических средств метеослужбы.

Стоимость же обслуживания каждого такого рейса должна определяться в соответствии с Прейскурантом сервисных услуг в гражданской авиации для стран — участниц МОГА (Международная организация гражданской авиации).

В плане изложенного выше целесообразно ознакомиться с тем, как расплачиваются за «Сообщение о погоде» в различных странах. Так, например, на Кубе эта проблема решается следующим образом. В этой стране действует всего один авиационный прог-

ностический центр. Ежедневно туда от авиадиспетчера поступает информация о всех рейсах, которые выполняются с территории Кубы и обо всех пролетающих самолетах, для которых аэродромы Кубы являются запасными (план полетов).

К определенному времени синоптик на стол диспетчера кладет папку со всеми необходимыми метеорологическими документами (прогнозами погоды, картами погоды и т. д.) для выполнения каждого рейса или для пролетающего самолета. Установлена по договору твердая цена таких папок: 50 долларов США для самолетов, вылетающих из аэропортов Кубы, и 30 долларов для пролетающего самолета. Синоптика, образно говоря, не волнует, придет или нет к нему экипаж за «Сообщением о погоде». Он (синоптик) получил план полетов, свою работу выполнил (подготовил прогноз), и эта работа должна быть оплачена. На Кубе синоптики не получают зарплату в долларах, а вся заработанная валюта расходуется на развитие метеослужбы.

В Германии каждая авиакомпания, выполняющая полеты над ее территорией, заключает договоры с управлением по гидрометеорологии. Эти компании перечисляют на счет метеослужбы определенную сумму, которая составляет в общей сложности 15 млн. марок в год.

Гидрометслужба в Германии государственная (бюджетная), но только примерно половину всех средств, необходимых на ее содержание, расходует государство. Вторая половина поступает от потребителей метеорологической информации (от авиакомпаний до прессы).

Центральные органы метеослужбы распределяют все средства по отдельным управлениям, которые имеются в каждой земле Германии, в зависимости от конкретных условий, необходимости модернизации оборудования, развития метеорологических сетей и т. д.

В Швеции метеорологическая служба организована примерно так же, как и в Германии.

Шведский гидрометеорологический институт (так называется гидрометеослужба Швеции) приводит интересные данные о том, как распределяется доход от коммерческих прогнозов. За 1990 г. общий доход от прогнозов составил 94 млн. крон (без авиации — 37 млн. крон) и распределяется следующим образом:

авиация	— 60 %
пресса	— 11 %
транспорт (автомобильный и железнодорожный)	— 9 %
телефонная и общественная службы	— 5 %
энергопроизводители	— 3 %
строительство и проектирование	— 3 %
сельское хозяйство	— 2 %
другие виды	— 7 %

Итого 100 %, или 94 млн. крон

Совершенно очевидно, что в нашей стране потребителями метеорологической информации будут аналогичные отрасли народного хозяйства с примерно таким же распределением доли метеоинформации, как распределен доход от коммерческих прогнозов в Швеции.

Это значит, мы должны научиться считать, сколько стоит сообщение о погоде для тех или других нужд, разработать механизм расчета с каждой отраслью народного хозяйства и со всеми потребителями нашей информации заключить соответствующие договоры.

Исключение не должна составить и армия, так как неуплата военными за метеорологическую информацию косвенно увеличивает военный бюджет.

В какой-то мере, пожалуй, только пресса (радио, телевидение, газеты) могут рассчитывать на более льготные договорные условия, да и то только в том случае, если будут бесплатно помещать гидрометеорологическую рекламу (нам есть что рекламировать).

Данная статья не претендует на полноту изложения затронутых в ней вопросов. Многие из них рассмотрены здесь в порядке постановки.

Однако хотелось бы, чтобы должностные лица различных отраслей народного хозяйства, в том числе и метеослужбы, учли уже имеющийся опыт налаживания экономических отношений. «Сообщение о погоде» стоит денег и денег немалых, поэтому необходим серьезный подход к решению данной проблемы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов А. М., Богаткин О. Г. и др. *Авиационная метеорология* (учебник для вузов). — СПб: Гидрометеиздат, 1992. — 352 с.
2. Богаткин О. Г., Еникеева В. Д. *Анализ и прогноз погоды для авиации*. — СПб: Гидрометеиздат, 2-е изд., 1992. — 272 с.
3. *Прейскурант на первичную гидрометеорологическую информацию*. — Л.: Гидрометеиздат, 1989. — 42 с.
4. Хандожко Л. А. *Оценка экономической эффективности прогнозов погоды*. — Л.: изд. ЛПИ (ЛГМИ), 1987. — 50 с.

O. G. BOGATKIN, N. E. SOROKINA

#### HOW MUCH IS «WEATHER INFORMATION»?

The cost of meteorological information for civil aviation in Russia is considered. Procedures of payment for meteorological information followed by various countries, members of ICAO, are described. Taking the airport «Pulkovo» as an example, problems of economic relations between an aviation meteorological centre and an aviation venture are discussed to setup the matter.

## НУЖНА ЛИ СПОРТИВНАЯ МЕТЕОРОЛОГИЯ?

Этот вопрос не зря вынесен в заголовке данной статьи. Всем нам памятна строка в афишах футбольных матчей: «Матч состоится при любой погоде». Отсюда и такое равнодушное отношение к погоде, которое часто еще встречается в спортивном мире.

Но уже давно за рубежом многие крупные соревнования проводятся с учетом метеорологических условий. Даже в нашей стране на Играх XXII Летней Олимпиады в 1980 г. Гидрометцентр СССР ежедневно издавал специальный метеорологический бюллетень.

Правда, на соревнованиях по легкой атлетике учитывается фактическая погода. Так, например, если в беге на дистанцию 200 м и короче и в прыжках в длину или тройным скорость попутного ветра превышает 2 м/с, то установленные рекорды не засчитываются. Значит, уже сейчас актуален вопрос об измерении скорости и направлении ветра с достаточно высокой точностью и определении его попутной составляющей.

Но не только легкоатлетам нужна информация о погоде. Так, при стрельбе из лука на дистанцию 70 м стрела, выпущенная спортсменом, летит до мишени примерно 0,5 с. Это значит, что при боковом ветре в 5 м/с стрела отклонится от точки прицеливания на 2,5 м и попадет ... в мишень соседа.

Сведения о погоде нужны гребцам и яхтсменам, лыжникам и прыгунам на лыжах с трамплина, велосипедистам и многим, многим другим.

Не откажется от метеорологической информации и судейская коллегия, и оргкомитет по проведению каких-либо соревнований. Следовательно, можно говорить о том, что существует целый круг метеорологических задач (вопросов), который интересует спортсменов и организаторов спортивных соревнований. В этот круг вопросов входят проблемы долгосрочных прогнозов погоды (планирование соревнований), краткосрочных и сверхкраткосрочных прогнозов погоды (от 1—3 до 24 ч), организации оповещения и предупреждения об опасных явлениях погоды (грозы, сильный ветер, осадки и т. д.), а также организации метеорологических наблюдений непосредственно на местах соревнований. Сюда же можно добавить и экологические проблемы как большого, так и массового спорта. Работы такого плана в нашей стране не проводились. Так что ответ на вопрос о том, нужна ли спортивная метеорология или нет, однозначен: **НУЖНА!**

В нашем институте на метеорологическом факультете совместно с кафедрой физического воспитания организована инициативная группа, которая уже начала решать метеорологические задачи в интересах спорта.

## DO WE NEED SPORTS METEOROLOGY?

Possibility and necessity to create a new branch of applied meteorology, namely sports meteorology, is considered. The term of references which is to be of the responsibility of the meteorologists engaged in support of sporting contest organization and conduction is formulated.

УДК 551.510.53

Т. П. ИЛЮХАНОВА (ВВМУ)

**ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ  
ОЧАГОВ ТЕПЛА В НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ ЗИМОЙ  
НАД ОКЕАНАМИ УМЕРЕННЫХ ШИРОТ**

Исследование нижней стратосферы, в особенности зимнего температурного режима — зимних стратосферных потеплений, в настоящее время имеет большое практическое значение. Развитие современной авиации, космической техники требует все более детальных сведений о строении стратосферы и происходящих в ней процессах.

Анализ данных радио и ракетного зондирования за 9-летний период, судов погоды, гидрографических и океанографических экспедиционных судов в Атлантике северного полушария и Тихом океане обоих полушарий позволил выявить закономерности пространственно-временной изменчивости положительных отклонений температуры от значения стандартной атмосферы (СА) в нижней стратосфере над океанами умеренных широт (30—60° с. ш. и 30—60° ю. ш.).

Зимние стратосферные потепления наблюдались многократно, при этом повышение температуры от 2 до 4°С составляло 30%; от 4 до 6°С — 40%, от 6 до 8°С — 20% и свыше 8°С — 10%.

Потепления охватывают всю толщу стратосферы от 16 до 24 км (изобарические поверхности 100, 70, 50, 30 гПа). В среднем повышение температуры достигает максимума на 2-е—3-и сутки от начала потепления и сохраняется в течение 12—14 дней. При этом амплитуда положительных отклонений составляет 14—16, 10—12°С над Тихим океаном северного и южного полушария соответственно и 6—8°С над Атлантикой.

Интенсивность зимних потеплений над Тихим океаном обоих полушарий почти вдвое выше, чем над Атлантическим океаном. Продолжительность потепления над Тихим океаном также больше, что связано с особенностями циркуляционных процессов, происходящих над океанами. Максимальная продолжительность

потепления над Тихим океаном северного полушария была зафиксирована в течение 18 сут, над Атлантическим океаном — 12 сут.

Характерным примером может служить потепление над Атлантическим океаном в конце февраля 1973 г. 28 февраля температура на уровне 100 гПа (высота 16,1 км) была  $-53,5^{\circ}\text{C}$ , на поверхности 70 гПа (высота 17 км)  $-54,3^{\circ}\text{C}$ , на поверхности 50 гПа (высота 19,8 км) температура была  $-53,8^{\circ}\text{C}$ , на уровне 30 гПа (высота 22 км)  $-50,0^{\circ}\text{C}$ . В последующие дни происходило дальнейшее постепенное повышение температуры. Наибольших значений положительные отклонения достигли на четвертый день от начала потепления и составляли соответственно 7,1, 7,4, 7,1, 4,5 $^{\circ}\text{C}$  на уровнях 100, 70, 50, 30 гПа.

Затем температура начала постепенно понижаться и через три дня, т. е. на восьмые сутки от начала потепления, в нижней стратосфере она была ниже стандартной ( $-56,5^{\circ}\text{C}$ ). Характер изменения положительных отклонений температуры по высотам идентичен.

Над Тихим океаном северного полушария наиболее типичным является повышение температуры в нижней стратосфере, отмеченное в конце января 1976 г.

В начале потепления температура воздуха составляла на высоте 100 гПа  $-47,0^{\circ}\text{C}$ ; на уровне 70 гПа  $-48,6^{\circ}\text{C}$ ; на уровне 50 гПа  $-50,1^{\circ}\text{C}$ ; на уровне 30 гПа  $-48,0^{\circ}\text{C}$ , что превышает значение температуры в СА на 9,5, 7,9, 8,5 и 4,2 $^{\circ}\text{C}$  соответственно по высотам.

В дальнейшем происходило повышение температуры, которое достигло максимального значения на пятые сутки от начала потепления; затем температура понизилась, однако ее значения превышали температуру в СА.

Далее снова отмечалось повышение температуры в течение нескольких дней, до максимального на 10-е сутки, и вновь постепенное понижение температуры.

За период потепления в течение 15 суток можно отметить три периода роста и понижения температуры воздуха. Характер изменения температуры по высотам идентичен.

Над Тихим океаном южного полушария стратосферные потепления более интенсивны, но продолжительность в среднем такая же, как и в северном полушарии.

Приведенные данные свидетельствуют об идентичности потепления над Атлантическим океаном умеренных широт северного полушария и над Тихим океаном северного и южного полушария.

В стратосфере высоких и умеренных широт потепления связаны с крупными меридиональными преобразованиями. Синоптическая обстановка каждого конкретного случая имеет свои особенности, однако существует определенное сходство в развитии синоптических процессов, приводящих к потеплениям в нижней стратосфере над океанами.

Над Атлантическим океаном синоптическая обстановка, обуславливающая потепление, характеризуется разделением атмосферного полярного циклона на два центра, один из которых располагается над северо-западной частью Гренландии со слабо выраженной ложбиной, ось которой направлена по меридиану 50° з. д. Второй центр располагается над Шпицбергом с хорошо выраженной ложбиной, ось которой ориентирована на юг Западной Европы.

Синоптическая обстановка, при которой наблюдались потепления в нижней стратосфере над Тихим океаном северного полушария, характеризуется развитием алеутского циклона или высотного гребня, обуславливающего смещение полярного циклона в Европейский центр Арктики.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Илюханова Т. П. Значение потеплений в нижней стратосфере для метеорологического обеспечения безопасности полетов через Атлантику. — В кн.: Тезисы докладов II Всесоюзной научно-практической конференции по безопасности полетов. Л., 1979, с. 147—148.
2. Логвинов К. Т. Метеорологические параметры стратосферы. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 219 с.

T. P. ILJUKHANOVA

### SPACE-TIME VARIABILITY OF WARM CENTRES WITHIN THE LOWER STRATOSPHERE OVER THE EXTRATROPICAL PARTS OF OCEANS IN WINTER

On the basis of a nine years winter period sounding data analysis it was revealed that:

- stratosphere warmings embraced the whole lower layer of the stratosphere from 16 up to 24 km;
- duration of the warmings in average was 12—14 days;
- intensity of the warmings over the Pacific Ocean in both hemispheres was twice large than over the Atlantic Ocean;
- the warmings developed identically both over the Pacific Ocean in both hemispheres and over the Atlantic Ocean.

УДК 551.5 : 524.31

А. А. БУДНИКОВ, В. Б. ЛАПШИН (Госкомвуз РФ)

### ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ НА ВАРИАЦИИ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ В ПРИВОДНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Давление является одним из основных параметров, характеризующих термодинамическое состояние атмосферы. Его измене-

ния в суточном цикле представляют собой квазигармонические колебания с периодами 24, 12, 8 и 6 ч. Наиболее ярко выражены колебания с периодом 12 ч [1]. На фоне этих глобальных квазипериодических изменений атмосферного давления становятся трудно различимыми его изменения, вызываемые различными гидрометеорологическими факторами и, в частности такими, как вариации температуры поверхности моря.

Анализ материалов натуральных наблюдений, проведенных во время 58-го рейса НИСП «Георгий Ушаков», позволил выявить зависимость атмосферного давления в приводном слое атмосферы (ПСА) от температуры поверхности моря. Основной массив данных был получен на двух полигонах в тропической части Атлантики: 17-суточном с 3 по 20 января 1991 г. с координатами  $0^{\circ}00' - 8^{\circ}01'$  широты и  $37^{\circ}54' - 48^{\circ}58'$  долготы, 11-суточном со 2 по 13 февраля 1991 г. с координатами  $4^{\circ}59' - 11^{\circ}42'$  широты и  $38^{\circ}15' - 45^{\circ}11'$  долготы и на 7-суточном полигоне с 16 по 23 декабря 1990 г. в Черном и Средиземном морях. Регистрации значений гидрометеорологических величин проводились штатной судовой аппаратурой, с периодом 1 ч.

При анализе материалов натуральных наблюдений с целью выявления основных закономерностей изменения гидрометеорологических параметров в суточном цикле было проведено осреднение результатов регистраций по соответствующему времени суток. Кроме того, по известному соотношению [1] были проведены оценки изменения плотности воздуха у границы раздела и на высоте 10 м от поверхности моря.

Осредненные результаты почасовых регистраций давления и температуры поверхности моря, полученные на 17-суточном полигоне в тропической зоне Атлантики, приведены на рис. 1.

Как следует из полученных материалов, суточный ход наблюдавшихся метеорологических величин имеет ярко выраженный характер. Изменения атмосферного давления происходят с периодом 12 ч. Максимальные значения давления приходятся на 10 и 22 ч местного времени, а минимумы на 4 и 16 ч. При этом максимум, приходящийся на 10 ч, и минимум, приходящийся на 16 ч, как правило, наиболее значительны.

Изменения температуры поверхности моря в первом приближении можно рассматривать как квазигармонические колебания с периодом 24 ч. Максимум температуры обычно приходится на

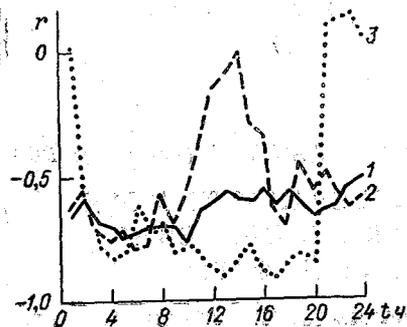


Рис. 1. Изменение коэффициентов корреляции  $r$  (температура поверхности моря — атмосферное давление в ПСА) в суточном цикле по данным 17-суточного полигона (1), 11-суточного (2) и 7-суточного (3).

дневное время суток (около 15 ч местного времени), минимум — на предзакатные (около 4 ч). Анализ данных гидрологической съемки показал, что на полученные результаты, особенно 11-суточного и 7-суточного полигонов, существенное влияние оказало прохождение метеорологических и океанических фронтов.

Корреляционный анализ указанных материалов позволил выявить влияние изменений температуры поверхности моря на вариации атмосферного давления в ПСА. Согласно результатам анализа, между изменениями температуры поверхности моря и атмосферного давления существует достаточно ярко выраженная зависимость. Эта зависимость характерна для различных районов Мирового океана. Причем из представленных материалов следует, что в суточном цикле происходит изменение коэффициентов корреляции, обусловленное влиянием синоптических факторов. Поэтому время и амплитуда этих изменений различны. Так, по результатам 17-суточного полигона (см. рис. 1, кривая 1) изменения происходят в пределах от  $-0,52$  (24 ч местного времени) до  $-0,76$  (10 ч); 11-суточного (кривая 2) от  $-0,01$  (14") до  $-0,78$  (8"); 7-суточного (кривая 3) от  $+0,13$  (23") до  $-0,92$  (17"). Таким образом, в целом в суточном цикле наблюдается устойчивая отрицательная корреляция между изменениями температуры поверхности моря и атмосферного давления в ПСА.

Проведенная оценка показала, что зависимость атмосферного давления в ПСА от температуры поверхности моря в первом приближении можно считать линейной. Результаты регрессионного анализа регистраций температуры и давления, соответствующие 12 ч местного времени, полученные во время проведения 17-суточного полигона позволили построить уравнение регрессии

$$p = a + bT_w,$$

где  $p$  — давление,  $T_w$  — температура поверхности моря, параметры  $a$  и  $b$  равны соответственно 1051,93 и  $-1,50165$ . Стандартная ошибка оценки — 1,25.

Максимальное отклонение результатов натуральных регистраций атмосферного давления от линии регрессии в данном случае не превосходит 0,2 %.

Однако указанные параметры не являются константами. Они изменяются в суточном цикле (рис. 2), причем в соответствии с полученными результатами в их изменении присутствует определенная закономерность. В первом прибли-

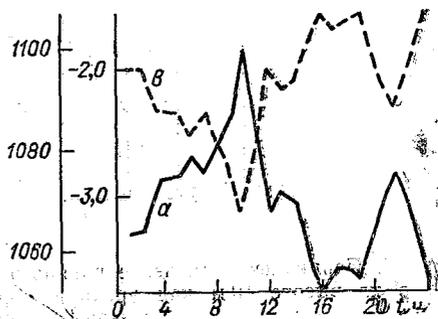


Рис. 2. Суточный ход параметров  $a$  и  $b$  уравнения регрессии по данным 17-суточного полигона.

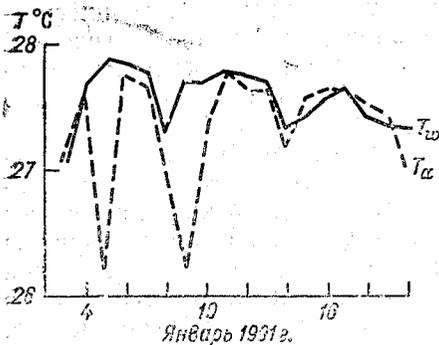


Рис. 3. Температура поверхности моря  $T_w$  и температура воздуха  $T_a$  в 12 ч местного времени во время проведения 17-суточного полигона

жении эти изменения можно рассматривать как квазигармонические колебания с периодом 24 ч. Изменения параметров  $a$  и  $b$  находятся в противофазе. Амплитуды изменений параметров  $a$  и  $b$  в суточном цикле соответственно со-

ставляют 25,68 и 0,96 (по результатам 17-суточного полигона); 48,60 и 1,67 (11-суточного полигона); 38,8 и 2,05 (7-суточного).

Результаты измерений температуры поверхности моря и атмосферы, парциального давления водяного пара и атмосферного давления в ПСА являются ключом к пониманию механизма зависимости атмосферного давления в ПСА от температуры поверхности моря. Как следует из представленных материалов, максимумам температуры поверхности моря  $T_w$ , как правило, соответствуют максимумы температуры воздуха  $T_a$  (рис. 3) и парциального давления водяного пара в ПСА (рис. 4). Указанным максимумам соответствуют минимумы плотности воздуха и атмосферного давления в ПСА (см. рис. 4).

Следует учитывать, что, согласно результатам натуральных наблюдений, например [2], существует высокая корреляция между температурой поверхности моря и плотностью суммарного потока тепла, поступающего от моря в атмосферу. Согласно результатам,

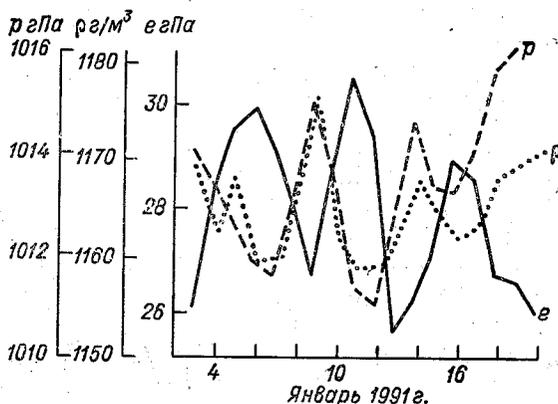


Рис. 4. Парциальное давление водяного пара  $e$ , давление  $p$  и плотность воздуха  $\rho$  на высоте 10 м над уровнем моря в 12 ч местного времени во время проведения 17-суточного полигона

приведенным в указанной работе, коэффициент корреляции между указанными величинами составляет около 0,9. Очевидно, следует ожидать наличия корреляции и между плотностью суммарного потока тепла, поступающего от моря в атмосферу, и вариациями атмосферного давления в ПСА.

Результаты натуральных исследований позволяют предположить, что механизм влияния температуры поверхности моря на вариации атмосферного давления в ПСА заключается в следующем. Повышение температуры поверхности моря вызывает возрастание температуры воздуха и парциального давления водяного пара у границы раздела океан — атмосфера. Это возрастание, как правило, приводит к увеличению плотности суммарного потока тепла, поступающего от моря в атмосферу (плотностей потоков тепла и влаги), т. е. к увеличению поступления тепла и водяного пара в ПСА. Указанное увеличение должно сопровождаться повышением температуры воздуха и парциального давления водяного пара в ПСА в целом. В свою очередь возрастание влажности и температуры воздуха является причиной уменьшения его плотности [1], что находит свое отражение в соответствующем уменьшении атмосферного давления в ПСА.

Здесь следует отметить, что полученные материалы указывают на то, что влияние температуры поверхности моря на вариации атмосферного давления в ПСА в значительной степени маскируется глобальными процессами, происходящими в атмосфере, так как корреляция между указанными метеорологическими параметрами практически отсутствует.

На фоне периодических изменений давления, которые определяются глобальными атмосферными процессами, становятся трудно различимыми его изменения в ПСА, обусловленные влиянием таких факторов, как температура поверхности моря. Однако из представленных материалов следует, что компенсировать влияние квазипериодических глобальных процессов позволяет анализ выборки результатов почасовых натуральных наблюдений. Кроме того, оценки, проведенные по соответствующему времени суток, когда процессы, протекающие в атмосфере, можно рассматривать как квазистационарные, позволяют получить картину, достаточно близкую к реальной. Например, в результате проведения оценок по материалам 17-суточного полигона были получены следующие значения коэффициентов корреляции:  $-0,58$  — утро ( $4'' - 9''$ );  $-0,48$  — день ( $10'' - 15''$ );  $-0,53$  — вечер ( $16'' - 21''$ );  $-0,55$  — ночь ( $22'' - 3''$ ). Как следует из полученных результатов, проведенная оценка удовлетворительно аппроксимирует суточный ход коэффициентов корреляции.

Исходя из изложенного выше, можно предположить, что основные закономерности процессов, протекающих в ПСА, вероятно, следует изучать в указанные периоды суток.

В заключение отметим, что в результате анализа материалов натуральных наблюдений была установлена зависимость флуктуаций

атмосферного давления в ПСА от температуры поверхности моря. Показано, что изменения температуры поверхности моря, находят свое отражение в соответствующих изменениях атмосферного давления в ПСА. При этом указанные изменения происходят в противофазе.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Матвеев Л. Т.* Курс общей метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат, 1984.
2. *Хунджиа Г. Г. и др.* О структуре поверхностной холодной пленки океана и о теплообмене океана с атмосферой. — Изв. АН СССР. ФАО, 1977, т. 13, № 7, с. 753—758.

A. A. BUDNIKOV, V. B. LAPSHIN

### THE SEA SURFACE TEMPERATURE INFLUENCE ON PRESSURE VARIATIONS IN ABOVE-WATER LAYER OF ATMOSPHERE

According to the analysis of nature observations performed in oceanological polygons in tropical part of Atlantic Ocean, Mediterranean and Black seas, the significant correlation between water surface temperature changes and pressure variations in above-water layer of atmosphere was revealed. The possible mechanism for sea surface temperature influence on pressure changes was considered.

УДК 551.465 : 551.5

В. М. МИРВИС, И. П. ГУСЕВА (ГГО)

### СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РОЛИ ОБЛАЧНОСТИ В ПРОЦЕССАХ КРУПНОМАСШТАБНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ВОД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ С АТМОСФЕРОЙ

Важность облачности в регулировании процессов взаимодействия океана и атмосферы отмечалась многими исследователями [3, 8—9]. Однако до настоящего времени существуют весьма различные оценки вклада облачности в формирование термического режима океана [2, 4, 6, 10]. Еще больше вопросов относительно роли облачности в долгопериодных колебательных процессах океана и атмосферы.

В результате анализа синхронных коэффициентов корреляции между средними двухмесячными аномалиями облачности ( $n$ ) и приращениями температуры поверхности воды ( $\Delta T_w$ ) для Северной Атлантики в [7] были определены некоторые географические и

сезонные особенности взаимосвязей облачности и термического режима океана. Был обнаружен также ряд асинхронных связей, согласующихся со схемой взаимодействия океана и атмосферы, предложенной в [5]. В данной статье приводятся дополнительные статистические обобщения, подтверждающие и уточняющие выводы работы [7].

В качестве исходных данных использованы средние месячные значения облачности по спутниковым наблюдениям и температуры поверхности океана, отнесенные к узлам географической сетки с шагом  $5^\circ$  по параллели и  $10^\circ$  по меридиану за 1966—1989 гг. Средние месячные значения облачности рассчитаны по архиву ежедневных данных ВНИИГМИ—МЦД. Значения температуры поверхности воды по пятиградусным квадратам получены в Гидрометцентре России и пересчитаны для сетки  $5 \times 10^\circ$  соответственно данным по облачности.

Остановимся на анализе двух типов синхронной отрицательной корреляции  $n$  и  $\Delta T_w$ , первый из которых локализуется в июне—июле в восточной части субтропиков Северной Атлантики (этот район в дальнейшем именуется Канарским), а второй — в январе—феврале в западной части субтропиков Северной Атлантики (условно названной Бермудским районом)\*. На основании совместного рассмотрения связей облачности с температурой поверхности воды ( $T_w$ ) и ее приращениями ( $\Delta T_w$ ) в годовом ходе в [7] было высказано предположение о том, что в первом типе связи определяющим является влияние облачности, а во втором — термическое состояние поверхности океана.

Для проверки этого предположения рассмотрены функции взаимной корреляции  $r(\tau)$  средних месячных аномалий облачности, фиксированных в январе по Бермудскому району и в июле по Канарскому району с предшествующими и последующими значениями  $T_w$  и  $\Delta T_w$  в интервале сдвига по времени  $\tau$  от  $-3$  до  $3$  месяцев. Отрицательные значения  $\tau$  соответствуют связям между предшествующими условиями термического состояния океана и последующими аномалиями облачности, положительные — связям аномалий облачности с последующими условиями термического состояния океана. Вычислялись также аналогичные функции  $r'(\tau)$  по рядам, пропущенным через фильтр первых разностей, эффективно устраняющий низкочастотные компоненты изменчивости.

Как видно из рис. 1а, в Канарском районе летом максимум отрицательной корреляции  $n$  и  $\Delta T_w$  соответствует синхронной связи, а между  $n$  и  $T_w$  приходится на  $\tau=1$  мес. Таким образом, аномалия температуры воды наступает позже аномалии облачности. Следовательно, одним из важных факторов ее формирования

\* Канарский район включает точки с координатами:  $25^\circ$  с. ш.,  $30-40^\circ$  з. д.;  $30^\circ$  с. ш.,  $20-30^\circ$  з. д.;  $35^\circ$  с. ш.,  $20^\circ$  з. д.; Бермудский район —  $25-30^\circ$  с. ш.,  $50-70^\circ$  з. д.

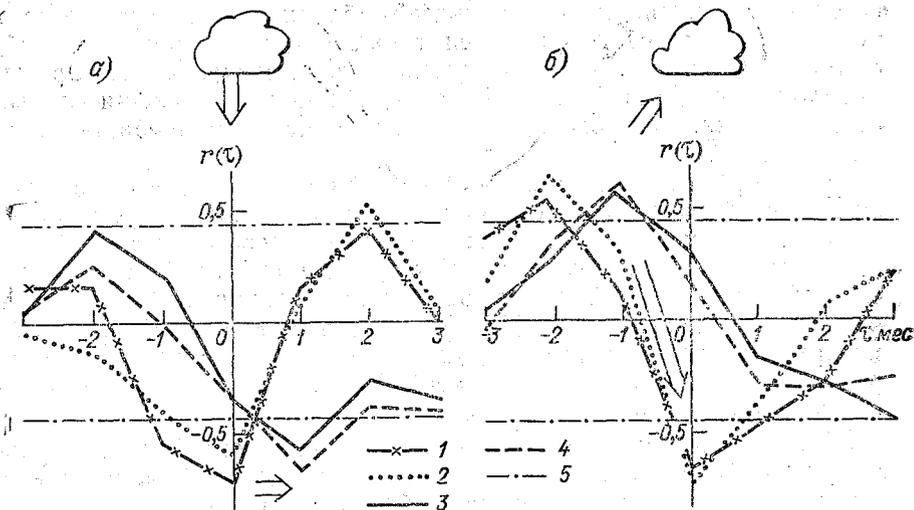


Рис. 1. Функции взаимной корреляции аномалий облачности и характеристик теплового состояния океана для Канарского района летом (а) и Бермудского района зимой (б).

1, 2 —  $r(\tau)$  и  $r'(\tau)$  для  $n$  и  $\Delta T_w$ ; 3, 4 —  $r(\tau)$  и  $r'(\tau)$  для  $n$  и  $T_w$ ; 5 — 5%-ный доверительный уровень

ния может быть непосредственное воздействие облачности на радиационный баланс поверхности океана и интенсивность летнего прогревания воды. Поскольку рассматриваемый район находится в зоне слабого апвеллинга и влияние адвективного фактора, так же как потоков тепла и влаги летом, мало сказывается на тепловом балансе, такое объяснение не противоречит количественным оценкам возможных изменений теплосодержания верхнего перемешанного слоя океана под влиянием вариаций радиационного баланса, связанных с облачностью.

В Бермудском районе в зимние месяцы картина иная. Как видно из рис. 1 б, максимуму отрицательной корреляции  $n$  и  $\Delta T_w$  при  $\tau=0$  предшествуют следующие друг за другом пики положительной корреляции  $n$  с  $\Delta T_w$  и  $T_w$ . Таким образом, формированию положительной аномалии облачности предшествует положительная аномалия температуры поверхности воды. Причем одновременно с появлением аномалии облачности наблюдается отрицательная аномалия  $\Delta T_w$ , приводящая к перемене знака аномалии  $T_w$  в последующие месяцы. Такой характер связей может иметь место при холодных вторжениях с материка, сопровождающихся интенсивными процессами отдачи тепла океаном и облакообразованием.

Представленные результаты подтверждают, что во взаимосвязи облачности с термическим режимом поверхности океана в Канарском районе летом опережающей является облачность, в то

время как в Бермудском районе зимой ведущую роль играет термическое состояние океана.

Временная и пространственная локализация рассмотренных связей вполне закономерна. Канарский район относится к энергоактивной области накопления тепла океаном, а Бермудский примыкает к южной части Бермудской ЭАЗО, являющейся в Атлантике главной областью стока тепла в атмосферу [1]. В связи с этим важен учет состояния облачности в указанных районах в соответствующие сезоны при рассмотрении схем крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы.

В работе [7] были проанализированы карты коэффициентов корреляции между аномалиями облачности по Бермудскому району за январь—февраль и Канарскому району за июнь—июль со средними месячными значениями  $T_w$  для 12 предшествующих и 12 последующих месяцев. Обнаруженные при этом значимые асинхронные связи неплохо согласуются со схемой крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, предложенной В. Г. Кортон [5], являются в какой-то мере ее подтверждением и в свою очередь могут быть обобщены в виде схемы, представленной на рис. 2.

Напомним, что, согласно [5], ключевым моментом в действии квазипериодической системы взаимодействия Северной Атлантики с атмосферой является обострение субполярного океанологиче-

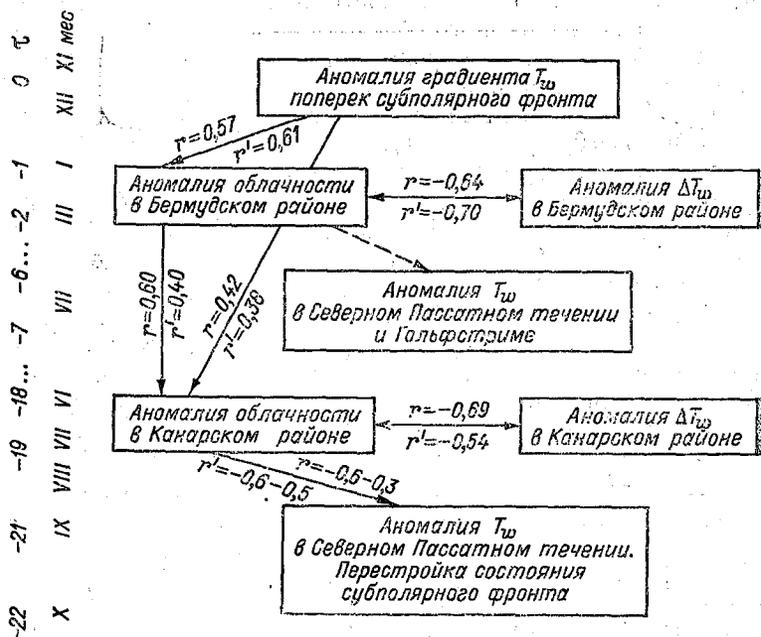


Рис. 2. Схема взаимосвязей аномалий облачности с характеристиками термического состояния Северной Атлантики

ского фронта, за которым следует усиление западного переноса в атмосфере и интенсификация северо-атлантического антициклонического круговорота. Затем под влиянием усиления Канарского течения в восточной половине Северной Атлантики формируется отрицательная температурная аномалия. Перенос отрицательной температурной аномалии в Гольфстрим приводит к ослаблению субполярного фронта и созданию условий, благоприятных для развития меридиональных переносов воздушных масс. В дальнейшем в результате взаимодействия с субполярным циклоническим круговоротом процесс вновь приводит к обострению субполярного фронта, образуя квазипериодическую колебательную систему с периодами 3,5 и 5 лет.

На схеме (см. рис. 2) также прослеживается цепочка связей между аномалией градиента  $T_w$  поперек субполярного океанологического фронта\* и температурной аномалией в Канарском районе. В отличие от [5] здесь присутствуют звенья, включающие характеристики облачности в Бермудском и Канарском районах. Анализируя эти звенья, мы хотели ответить на вопрос, являются ли обнаруженные связи пассивным отражением (индикатором) процесса или в его развитии аномалии облачности играют активную роль. С этой целью были вычислены парные, а также частные коэффициенты корреляции между показателями, отражающими последовательные стадии рассматриваемого процесса.

Оценки корреляции между аномалией градиента температуры воды поперек субполярного фронта в декабре с последующей аномалией облачности в Бермудском районе подтвердили ее высокую статистическую значимость при рассмотрении как обычных коэффициентов корреляции, так и корреляции между первыми разностями ( $r=0,57$ ;  $r'=0,61$ ). По данным 1966—1983 гг., обе переменные тесно коррелируют с суммой аномалий  $T_w$  в Северном Пассатном течении и Гольфстриме через 5—7 мес ( $r \sim 0,7$ ), а парциальный вклад их в формирование этой аномалии приблизительно одинаков. Однако при дополнении рядов до 1989 г. эти связи оказались слабыми.

Устойчиво значимой является связь между зимними аномалиями облачности в Бермудском районе и летними аномалиями облачности в Канарском районе при сдвиге 1,5 года ( $r=0,60$ ;  $r'=0,40$ ). Прослеживается также прямая, но более слабая связь между градиентом  $T_w$  поперек субполярного фронта и рассматриваемой аномалией облачности в Канарском районе ( $r=0,42$ ;  $r'=0,38$ ). Оценка парциального вклада гидрологического (градиент  $T_w$  поперек субполярного фронта) и атмосферного (аномалия облачности в Бермудском районе, сигнализирующая о поступлении тепла в атмосферу) факторов в формирование аномалии

\* Градиент  $T_w$  рассчитывался как разность между аномалиями за декабрь, осредненными по районам 1—2. 1—точки с координатами: 25° с.ш., 70° з.д.; 25° с.ш., 60° з.д.; 30° с.ш., 60° з.д.; 2—точки с координатами: 50° с.ш., 50° з.д.; 55° с.ш., 50° з.д.; 55° с.ш., 40° з.д.

облачности в Канарском районе показывает, что вклад последнего проявляется более определенно. Частный коэффициент корреляции между рассматриваемыми аномалиями облачности Бермудского и Канарского районов при исключении градиента  $T_w$ , характеризующего степень обострения субполярного фронта, составляет 0,48, в то время как частная корреляция между градиентом  $T_w$  и аномалией облачности в Канарском районе летом, при исключении зимней аномалии облачности в Бермудском районе, оценивается коэффициентом 0,12.

Аномалия термического режима в Канарском районе значимо связана только с аномалией облачности в том же районе. Что касается градиента  $T_w$  поперек субполярного фронта или аномалии облачности над Бермудским районом, то их влияние почти не прослеживается. Для аномалий облачности в Канарском районе существуют также значимая отрицательная корреляция с аномалиями  $T_w$  в Северном Пассатном течении и положительная корреляция с аномалиями  $T_w$  в центральной части Северной Атлантики при сдвиге по времени  $\tau \approx 4$  мес, означающие вероятную перестройку исходного поля  $T_w$  и состояния субполярного океанологического фронта.

На основании приведенных результатов можно предположить, что в процессах крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы, обобщенных В. Г. Кортм, атмосферному блоку (в частности, облачности) принадлежит активная роль, которая не сводится к интенсификации круговорота вод.

В заключение следует также обратить внимание на то, что рассмотренные связи имеют вполне определенную сезонную привязку. Вероятно, аналогичные процессы, фазы которых окажутся сдвинуты по отношению к рассмотренным, не смогут развиваться подобным образом.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Баранов Е. И. Структура и динамика вод системы Гольфстрима. — М.: ГОИН, 1988.
2. Брайко О. И., Марков А. А., Красовский Ю. П. Оценка роли теплообмена через поверхность в формировании температурных аномалий Северной Атлантики. — Морской гидрофизический журнал, 1988, № 1.
3. Гаврилин Б. А., Монин А. С. Модель долгосрочного взаимодействия океана и атмосферы. — ДАН СССР, 1967, т. 176, № 4.
4. Зубова М. М., Угрюмов А. И. К вопросу о влиянии облачности на формирование длительных аномалий температуры воды в Северной Атлантике. — В кн.: Исследование взаимодействия океана и атмосферы в энергоактивных зонах. Сб. научных трудов (межвузовский). Л., 1985, вып. 91.
5. Корт В. Г. Крупномасштабное взаимодействие вод Северной Атлантики с атмосферой. — Океанология, 1976, т. 16, вып. 4.
6. Малевский-Малевич С. П. Межгодовая изменчивость характеристик взаимодействия океан — атмосфера. — Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». М., 1987, т. 8.
7. Мирвис В. М., Гусва И. П. О связи аномалий облачности и температуры поверхности воды в северной части Атлантического океана. — Метеорология и гидрология, 1990, № 9.

8. Монин А. С. О физическом механизме изменений погоды. — Метеорология и гидрология, 1963, № 8.
9. Мусаелян Ш. А. О природе некоторых сверхдлительных атмосферных процессов. Предварительные феноменологические аспекты проблемы. — Л.: Гидрометеобиздат, 1978.
10. Скриптунова Л. И. О связи аномалии температуры воды в Атлантическом океане с притоком тепла от солнца. — Труды Гидрометцентра СССР, 1986, вып. 281.

V. M. MIRVIS, I. P. GUSEVA

## STATISTICAL ANALYSIS OF CLOUDINESS ROLE IN LARGE SCALE INTERACTION BETWEEN NORTH ATLANTIC SEA AND ATMOSPHERE

From data observed for 1966—1989 an analysis is made of the synchronous and asynchronous correlations between the mean monthly cloud amount anomalies and sea surface temperature. The general scheme of significant correlations is in agreement with ocean—atmosphere interaction scheme proposed by V. G. Kort. It is shown that the summer cloudiness in the eastern part of subtropical belt and the winter cloudiness in the West play an important role in the ocean—atmosphere interaction.

УДК 551.5 : 524.31

А. И. КОРЕНЕВ, М. Ю. СКВОРЦОВ (РГГМИ)

## ПРОГНОЗ АНОМАЛИИ МИКРОКЛИМАТА ВБЛИЗИ ВОДОЕМОВ-ОХЛАДИТЕЛЕЙ

Используемая в настоящее время технология получения электроэнергии на существующих ТЭС и АЭС предусматривает наличие вблизи них водоемов-охладителей. Антропогенные потоки скрытого и явного тепла от этих водохранилищ, в которые сбрасывается до 70 % тепловой энергии, вырабатываемой станциями, составляют несколько сотен ватт с  $1 \text{ м}^2$  [2], что почти в пять раз превосходит наблюдаемые в обычных условиях в атмосфере.

Из наблюдений следует, что влияние водоемов на климат в разных климатических зонах разное [2, 3]. На севере в зоне избыточного увлажнения изменения микроклимата, связанные с водоемами, распространяются дальше и медленнее затухают. Масштабы влияния зависят от рельефа (чем выше берега, тем они затухают быстрее), от характеристик перегрева водоема-охладителя и его водной массы. Разные метеовеличины имеют разные размеры зоны воздействия. В среднем изменения температуры и влажности для естественных водохранилищ средних размеров фиксируются на расстоянии 1—3 км от берега.

Наряду с собственными характеристиками водоема (его формой, глубиной, организацией систем водовыпуска и водозабора), важным фактором, влияющим на распределение перегретых вод по акватории водоема, является ветер. В зависимости от направления ветра площадь теплой зоны в водохранилище может меняться от 10 до 80 %.

С точки зрения влияния на хозяйственную деятельность и здоровье населения важными являются даже не очень большие, но систематические изменения режима температуры и влажности в прилегающей местности. В этом смысле наряду с учетом сильных эффектов в ближней зоне водохранилищ-охладителей не менее важны оценки интенсивности и областей распространения сравнительно небольших изменений метеовеличин.

Однако возможное влияние водоемов-охладителей на микроклимат окружающей местности в существующих правилах и методиках [7] не учитывается. Одним из путей получения обсуждаемой информации является математическое моделирование.

Диапазон существующих решений проблемы чрезвычайно широк: от сравнительно простой методики ГГО [1] до трехмерной мезометеорологической модели [8] с детальным описанием микрофизики облаков. Многообразие подходов свидетельствует о принципиальных трудностях проблемы, с одной стороны, и о возрастающих требованиях практики — с другой. По-видимому, наиболее перспективным подходом к созданию численных моделей такого типа является подход, опирающийся на описание процессов турбулентного переноса и фазовых переходов с использованием уравнений для одноточечных моментов турбулентных флуктуаций компонентов скорости ветра, потенциальной эквивалентной температуры и влагосодержания. Полученные в работах [5, 6] результаты свидетельствуют о том, что предлагаемая мезометеорологическая модель АПС хорошо воспроизводит все основные особенности протекающих физических процессов и вместе с тем может быть достаточно просто реализована на персональной ЭВМ в виде автоматизированной системы.

Как показано в [4], для описания мезоциркуляционных эффектов необходимо преобразовать исходную общую систему гидротермодинамики с помощью пространственно-временной фильтрации для выделения синоптического фона и микротурбулентных неоднородностей. После проведения такого рода операции получаем систему дифференциальных уравнений, описывающую динамику развития мезомасштабных неоднородностей на фоне средних синоптических полей. Появившиеся в результате фильтрации микротурбулентные потоки и напряжения параметризуются с использованием уравнений для этих величин (уравнений для вторых одноточечных моментов турбулентных пульсаций), записанных в так называемом квазиравновесном приближении, предполагающем наличие приближенного баланса между генерационными и диссипативными членами уравнения. В этом случае взаимосвязь

турбулентных потоков и напряжений с соответствующими градиентами метеорологических величин сводится к линейной. При замыкании уравнений для вторых моментов используется уравнение для третьего момента турбулентного потока дисперсии флуктуации вертикальной скорости.

Параметризация фазовых переходов, туманов, слоистой и кучевой облачности основана на привлечении дополнительных уравнений для переноса вторых моментов турбулентных флуктуаций «облачных инвариантов» и использовании их модельного представления двумерной плотности вероятности. Сравнивая расчетные и модельные значения, можно оценить тип и балл облачности, а также определить средние значения всех метеорологических величин по ансамблю облаков и межоблачному пространству.

Необходимые граничные и начальные условия формируются следующим образом. На верхней границе расчетной области, помещаемой на высоту 2—3 км, все отклонения от фоновых значений и характеристики турбулентности полагаются равными нулю. На наветренной границе все отклонения метеорологических величин от своих фоновых значений равны нулю, а характеристики турбулентности получаются путем интегрирования стационарной задачи о строении пограничного слоя при заданном фоновом распределении температуры, влажности и скорости ветра. На подветренной стороне накладывается условие равенства нулю нормальных производных метеовеличин (условия «свободной границы»). Нижние граничные условия определяются схемой параметризации приземного слоя с использованием гипотезы Монина — Обухова. В качестве начальных принимались фиктивные условия, равные условиям на наветренной границе. При интегрировании данной системы фиктивные начальные условия должны вытесняться влиянием термических и динамических неоднородностей, вызываемых наличием водоема-охладителя. Достигнутый стационарный режим модели будет характеризовать рассчитываемое влияние данного водоема.

Алгоритм задачи по оценке влияния водоема-охладителя на прибрежную зону выглядит следующим образом. Первоначально рассчитываются фоновые характеристики атмосферного пограничного слоя, без учета влияния перегретого водоема. В качестве начальных условий для задания температуры привлекаются линейные профили температуры и относительной влажности, восстанавливаемые для каждого сезона. В результате численного интегрирования фоновой задачи рассчитываются вертикальные профили компонентов скорости ветра, температуры и влажности, которые в свою очередь являются начальными условиями для решения основной задачи уже с учетом влияния водоема. Далее рассчитываются распределения метеовеличин в пограничном слое с учетом влияния перегретого водоема, а вычисления ведутся до достижения стационарного режима.

С использованием описанного подхода и конечно-разностного двумерного варианта модели был проведен ряд численных экспериментов по прогнозу влияния водоемов-охладителей для действующей Белоярской АЭС и проектируемой Костромской АЭС.

Результаты позволяют проанализировать основные физические процессы в зоне влияния водоема-охладителя. Особенностью формирования полей температуры, влажности и других метеорологических величин над водоемами является композиция двух эффектов, причем противоположной направленности. Первый эффект связан с явлением возникновения над перегретой областью восходящих конвективных токов, второй — с ускорением воздушного потока над более гладкой водной поверхностью и, как следствие, с оседанием воздушной массы.

Расчеты показывают, что вследствие взаимного влияния двух этих эффектов над центром водоема наблюдается лишь незначительная скорость восходящих токов — всего несколько сантиметров в секунду. Наиболее интересные явления наблюдаются на границах водоема, особенно на подветренной. Торможение потока воздуха при переходе на более шероховатую подстилающую поверхность формирует циркуляционное кольцо с восходящими токами над сушей. Кроме того, вблизи береговой черты резко возрастает интенсивность турбулентности. Отмеченный эффект отражает известный эмпирический факт возрастания порывистости ветра вблизи береговой черты естественных водоемов.

В качестве основного объекта исследования при расчетах рассматривались аномалии приземных значений температуры и влажности воздуха, а также осадков, вызванные влиянием водоема-охладителя. Изменение именно этих метеовеличин имеет наибольшее значение для производственной деятельности человека. Для получения количественных оценок указанных аномалий проводилась многократная реализация численной модели при ориентации оси  $x$  вдоль основных румбов. Значения аномалий брались как разности между рассчитанными и фоновыми значениями метеовеличин.

Береговая линия водоема-охладителя Белоярской АЭС сильно изрезана, а сам он сильно вытянут с севера на юг и не имеет какой-либо правильной формы. Поэтому были получены распределения по основным направлениям сторон горизонта. Эти направления были выбраны на том основании, что в направлении север — юг будет наблюдаться наибольшее влияние, поскольку оно совпадает с наибольшей осью водоема. А направление запад — восток совпадает с наиболее вероятным направлением ветра.

Выпадение осадков не было получено. Для теплого периода года это объясняется сравнительно невысокой влажностью воздуха, а для холодного — малыми размерами незамерзшей поверхности водоема. Выявленные закономерности в распределении

аномалий в основном сводятся к следующему. Наибольшие значения аномалий температуры и относительной влажности воздуха наблюдаются зимой и составляют для средних климатических условий  $2,5^{\circ}\text{C}$  и  $30\%$  соответственно. Однако в целом влияние на окружающие районы оказывается небольшим из-за малых размеров незамерзшей части водоема. Значительное повышение влажности воздуха приводит к увеличению числа случаев и продолжительности тумана на расстоянии  $500\text{--}700$  м от берега. Распределение аномалий температуры и влажности в весенний и осенний сезоны близки друг к другу. Вблизи берега они составляют  $1,8\text{--}2,0^{\circ}\text{C}$  и  $18\text{--}20\%$  соответственно. Влияние водоема может проследиваться на расстоянии до  $20$  км в направлении север — юг. Летом наблюдаются наименьшие из рассчитанных аномалий температуры и влажности —  $0,8^{\circ}\text{C}$  и  $8\%$ .

Для водоема-охладителя Костромской АЭС характерно наибольшее влияние в северо-восточном направлении, распространяющееся на расстояние  $10\text{--}15$  км. Это связано с высокой повторяемостью юго-западных ветров, составляющей во все сезоны примерно  $25\%$ . Максимальные абсолютные значения аномалий температуры и относительной влажности наблюдаются зимой и составляют  $1^{\circ}\text{C}$  и  $6\%$  соответственно. Такие значения прослеживаются на расстоянии до  $4$  км от берега водоема для температуры и до  $8$  км для влажности. Аномалии температуры, превышающие  $0,2^{\circ}\text{C}$ , в зимний период охватывают весьма значительную территорию, вплоть до  $15$  км от берега в северо-восточном направлении. Весной и осенью общая площадь этой территории в  $2\text{--}3$  раза меньше, а максимальные аномалии составляют  $0,6$  и  $0,3^{\circ}\text{C}$  соответственно. Для относительной влажности аномалии в эти сезоны не превышают значений  $6$  и  $4\%$ . Территория, на которой наблюдаются аномалии относительной влажности, превышающие значение  $2\%$ , распространяется до  $12$  км в северо-восточном направлении зимой, а весной и летом уменьшается до  $10$  км. Существенных значений достигает прогнозируемое количество осадков. Во все сезоны, кроме летнего, они близки или даже превосходят норму. Зимой вблизи берега выпадает  $40$  мм осадков за месяц, что практически удваивает их общее количество, весной при норме  $40$  мм/мес дополнительно прогнозируется выпадение еще  $50$  мм/мес. Осенью максимальное количество осадков (более  $100$  мм/мес) почти в два раза превосходит норму на площади в несколько квадратных километров в направлении на северо-восток.

Повышение относительной влажности вблизи водоема позволяет прогнозировать возрастание вероятности возникновения туманов. С учетом полученных аномалий данная вероятность должна возрасти вдвое и достичь значения примерно  $35\%$ .

Анализ полученных результатов показывает, что представленная численная модель позволяет оценить микроклиматические

аномалии, вызванные наличием водоемов-охладителей, и может быть широко использована при определении экологических последствий, связанных с функционированием ТЭС и АЭС.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Анализ влияния водохранилищ-охладителей тепловых и атомных электростанций на основные характеристики микроклимата региона и разработка научно-методических основ прогнозирования их изменений. Научно-технический отчет (заключительный) / ГГО. — Л.: 1983. — 46 с.
2. Браславский А. П., Кумарина М. Н., Смирнова М. Е. Тепловое влияние объектов энергетики на водную среду. — Л.: Гидрометеоздат, 1989. — 252 с.
3. Вендров С. П., Дьяконов К. Н. Водоохранилища и окружающая природная среда. — М.: Наука, 1976. — 135 с.
4. Гаврилов А. С. Математическое моделирование мезометеорологических процессов. — Л.: изд. ЛПИ, 1988. — 96 с.
5. Исследование метеорологических и климатических последствий строительства охлаждающих водоемов в районе размещения Костромской АЭС. Отчет НИР (заключительный) / ЛГМИ. — Л., 1990. — 111 с.
6. Оценка влияния водоема-охладителя 3-й очереди Белоярской АЭС на микроклимат. Научно-технический отчет / ЛГМИ. — Л., 1991. — 24 с.
7. Рекомендации по термическому расчету водохранилищ П78—79 / ВНИИГИ. — Л., 1979. — 74 с.
8. Хворостьянов В. И. Исследование физики формирования и искусственного рассеяния туманов и облаков методами математического моделирования. Дисс. на соискание учен. степени д-ра физ.-мат. наук. — Л., 1989.

A. I. KORENEV, M. Yu. SKVORTSOV

### PREDICTION OF MICROCLIMATE ANOMALIES CLOSELY TO WATER HEAT REMOVALS

The increasing environment heat pollution resulting from human activities is acknowledged to be among the main challenges for coal-fired and nuclear power station electricity output enhancement. Up to 70 per cent of thermal energy generated by the stations is released via water heat removals in the forms of evolved or latent heat. As a consequence, microclimate of adjacent areas could essentially change.

The mathematical model of energy and mass exchange in atmospheric boundary layer in the area of nuclear power station water heat removal is outlined in the paper. The equations in second and third momenta of turbulent pulsation are applied to parameterize turbulent exchange. The lower boundary conditions are derived on the hypothesis that surface layer is horizontally homogeneous and stationary. Numerical realization of the model allows to compute fields of temperature, humidity and rainfall anomalies. After analysing and considering these data, it was concluded that the method suggested is suitable for ecological expertise.

## ВЛИЯНИЕ ВЕТРА НА ТЕРМИЧЕСКУЮ СТРУКТУРУ ПРИВОДНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Изучение термической структуры приводного слоя атмосферы (ПСА) и влияния на нее различных гидрометеорологических факторов является важной составной частью изучения процессов тепло- и массообмена между океаном и атмосферой. Одним из аспектов решения указанной проблемы являются модельные исследования основных закономерностей вертикального распределения температуры и влияния на него различных гидрометеорологических факторов, например ветра.

Вскрыть механизм влияния гидрометеорологических факторов на термическую структуру ПСА позволили модельные исследования. Для их проведения использовалась модель, описанная в работах [1, 2, 6]. Модель представляет собой систему уравнений, описывающих процессы переноса водяного пара (1), лучистой энергии (2, 3) и тепла (4)

$$\frac{\partial}{\partial z} \lambda \frac{\partial \rho_w}{\partial z} = 0; \quad (1)$$

$$-\frac{\partial I^{\uparrow}}{\partial z} = \alpha \rho_w (I^{\uparrow} - E); \quad (2)$$

$$\frac{\partial I^{\downarrow}}{\partial z} = \alpha \rho_w (I^{\downarrow} - E); \quad (3)$$

$$\frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{\partial}{\partial z} (I^{\uparrow} - I^{\downarrow}) - A(z), \quad (4)$$

где  $\rho_w$  — плотность водяного пара,  $I^{\uparrow}$  и  $I^{\downarrow}$  — плотности восходящего и нисходящего потоков лучистой энергии,  $T$  — температура,  $E$  — собственное излучение рассматриваемого объема,  $\alpha$  — коэффициент поглощения лучистой энергии,  $z$  — высота,  $A(z)$  — объемная плотность источников тепла, обусловленная термическим эффектом смешения паров воды с атмосферным воздухом,  $\lambda = \lambda_0 e^{\beta z}$  — коэффициент турбулентной диффузии,  $K = K_0 e^{\beta z}$  — коэффициент турбулентной теплопроводности,  $\lambda_0$  — коэффициент теплопроводности,  $\beta$  — параметр, характеризующий развитие механизма турбулентного переноса по высоте.

Со следующими граничными условиями:

$$z = 0, \quad \rho_w = \rho_0, \quad T = T_0, \quad I^{\uparrow} = E_0,$$

$$-q_k = q_1 - q_2 + q_A + E_0 - I^{\downarrow};$$

$$z = \infty, \quad \rho_w = 0, \quad I^{\downarrow} = 0,$$

где  $T_0$  — температура поверхности моря,  $\rho_0$  — плотность паров воды у границы раздела,  $E_0$  — плотность потока длинноволнового излучения поверхности моря,  $q_2$  — плотность суммарного потока тепла, поступающего с поверхности моря в атмосферу,  $q_k$  — плотность потока тепла у границы раздела океан — атмосфера,  $q_e$  — плотность потока тепла, идущего на испарение,  $q_A$  — плотность потока тепла, создаваемого объемными источниками тепла.

Решение системы уравнений (1) — (4) приведено в работах [1, 6]. В результате решения было получено аналитическое выражение, которое описывает вертикальное распределение температуры и использовалось при проведении модельных исследований:

$$T(z) = T_0 + \frac{q_e - q_2}{K_0 \beta} (1 - e^{-\beta z}) + \frac{E_{эф}}{\alpha \rho_0 K_0} (1 - e^{-\tau_0}) + \frac{B}{2K_0 \beta^2} (1 - e^{-2\beta z}), \quad (5)$$

где  $E_{эф}$  — плотность потока эффективного излучения поверхности моря,  $p$  — давление,  $\mu$  — молярная масса водяного пара,  $V_0$  — молярный объем водяного пара,  $q_w$  — плотность потока водяного пара,  $A_{aa}$  и  $A_{ww}$  — вторые вириальные коэффициенты для воздуха и водяного пара,  $A_{aw}$  — константа взаимодействия между молекулами воздуха и водяного пара,  $\tau_0 = \alpha \rho_0 / \beta$ ,  $\tau = \tau_0 e^{-\beta z}$ ,

$$B = \frac{p V_0 q_w^2}{\lambda_0 \mu^2} (A_{aa} - 2A_{aw} + A_{ww}).$$

Полученное выражение позволило провести оценку влияния ряда гидрометеорологических факторов и, в частности, ветра на термическую структуру ПСА.

Как известно, возрастание скорости ветра приводит к усилению динамического перемешивания, которое в свою очередь приводит к возрастанию плотности потока водяного пара. В работах [3, 4] показано, что возрастание скорости ветра приводит к возрастанию коэффициентов турбулентного переноса. Причем зависимость коэффициентов турбулентного переноса от скорости ветра на высоте 1 м от границы раздела вода — воздух в интервале скоростей ветра 1—5 м/с можно считать линейной. Соответственно наблюдается линейная зависимость потоков тепла и водяного пара.

Оценка зависимости параметра от скорости ветра, проведенная по материалам натуральных наблюдений Т. А. Огневой [3], представлена на рис. 1. Как следует из проведенной оценки, с увеличением скорости ветра параметр  $\beta$  возрастает.

Таким образом, в рамках рассматриваемой модели возрастание скорости ветра соответствует увеличению  $\beta$  параметра и соответствующее ему увеличение плотности потока водяного пара, поступающего с поверхности моря в атмосферу.

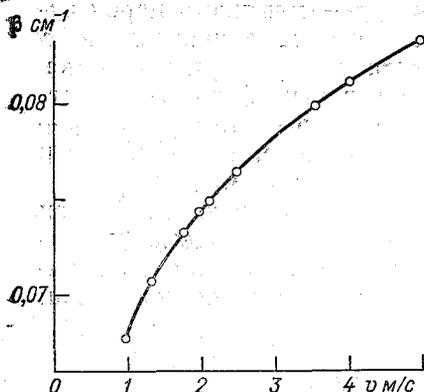


Рис. 1. Оценка зависимости параметра  $\beta$  от скорости ветра  $v$ , по материалам работы [3]

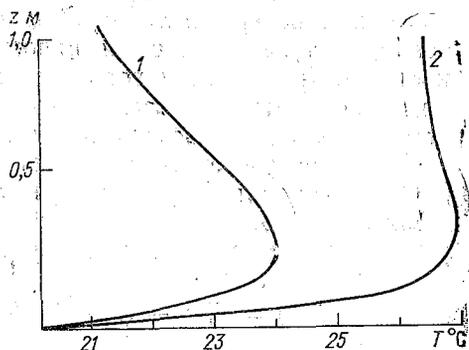


Рис. 2. Результаты модельных расчетов. 1)  $\beta=0,025 \text{ cm}^{-1}$ ,  $q_e=200 \text{ Вт/м}^2$ ; 2)  $\beta=0,05 \text{ cm}^{-1}$ ,  $q_e=400 \text{ Вт/м}^2$

Согласно проведенным расчетам, увеличение скорости ветра, которое сопровождается пропорциональным увеличением плотности потока водяного пара приводит к возрастанию разности температур в слое инверсии (возрастанию градиента температуры в слое инверсии) и выравниванию распределения температуры над слоем инверсии (рис. 2).

Выводы, полученные в результате проведения модельных исследований, хорошо согласуются с результатами натуральных наблюдений.

Анализ регистраций профилей температуры, проведенных в натуральных условиях группой сотрудников кафедры физики атмосферы физического факультета МГУ, показывает, что существует влияние ветра на термическую структуру ПСА. Увеличение скорости ветра, которое сопровождается увеличением плотности потока водяного пара, а следовательно, и плотности суммарного потока тепла, поступающего от моря в атмосферу, приводит к возрастанию разности температур в слое инверсии и выравниванию распределения температуры над этим слоем [5] (рис. 3).

Проведенные модельные исследования показали, что механизм влияния скорости ветра на термическую структуру ПСА состоит в следующем: увеличение скорости ветра приводит

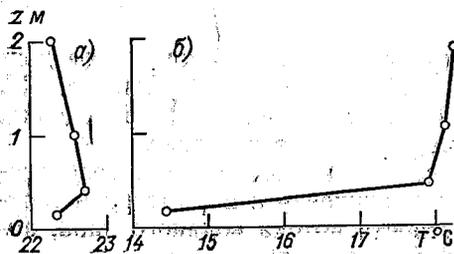


Рис. 3. Профили температуры, зарегистрированные в [5], на начальном участке ПСА. а — штиль,  $q_e=310 \text{ Вт/м}^2$ ; б — скорость ветра  $16,5 \text{ м/с}$ ,  $q_e=2750 \text{ Вт/м}^2$

дит к усилению динамического перемешивания. Усиление динамического перемешивания обеспечивает увеличение плотности потока водяного пара, поступающего с поверхности моря в атмосферу. Результатом возрастания плотности потока водяного пара является увеличение стока тепла с поверхности моря за счет испарения и притока тепла в атмосфере за счет термического эффекта смешения паров воды с воздухом. В результате происходит возрастание градиента температуры в слое инверсии и выравнивание распределения температуры над ним.

Здесь следует отметить, что при исследовании влияния температуры поверхности моря на термическую структуру ПСА выявлена аналогичная зависимость градиента температуры в слое инверсии от плотности потока водяного пара [2, 6].

Таким образом, результаты проведенных модельных и натуральных исследований приводят к выводу, что слой инверсии температуры играет роль своеобразного механизма отрицательной обратной связи, оказывающего влияние на плотность потока водяного пара, поступающего с поверхности моря в атмосферу.

Механизм регулирования теплообмена между океаном и атмосферой в приводном слое атмосферы состоит в следующем. Возрастание плотности потока водяного пара, обусловленное ростом температуры поверхности моря или возрастанием скорости ветра, приводит к увеличению притока тепла в атмосфере за счет термического эффекта смешения и стока тепла с поверхности моря за счет испарения. Следствием этого является увеличение градиента температур в слое инверсии и соответствующее возрастание устойчивости плотностной стратификации в слое инверсии. Возрастание устойчивости плотностной стратификации на начальном участке ПСА затрудняет турбулентный перенос в этом слое и соответственно затрудняет перенос водяного пара с поверхности моря в атмосферу.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Будников А. А., Хунджуа Г. Г. Влияние потока влаги, лучистого теплообмена и конвективного переноса тепла на формирование профиля температуры в приводном слое атмосферы над океаном. — Морской гидрофизический журнал, АН УССР, 1985, № 5, с. 22—28.
2. Будников А. А. Влияние поверхностно-активных веществ на термическую структуру приводного слоя атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1991, № 1, с. 65—70.
3. Огнева Т. А. Суточная изменчивость испарения и турбулентный теплообмен с воздухом водоемов. — Труды ГГО, 1956, вып. 59 (121).
4. Огнева Т. А. Характеристики турбулентного обмена над водоемами. — Труды ГГО, 1956, вып. 59 (121).
5. Романченко А. Н., Хунджуа Г. Г. Термическая структура приводного слоя атмосферы при шквальном ветре. — М.: МГУ, 1990, № 7/1990, с. 4.
6. Хунджуа Г. Г., Андреев Е. Г., Будников А. А. Об инверсии температуры в тонком приводном слое атмосферы. — Изв. АН СССР. Океанология, 1979, т. 1, № 1, с. 164—167.

## EFFECT OF WIND ON THE THERMAL STRUCTURE OF THE NEAR-WATER AIR LAYER

Model of forming thermal structure of near-water atmospheric layer is constructed for main factors of the interaction between the atmosphere and the ocean. A particular model permits to show that forming stable over time temperature inversion at the initial region of the near-water air layer under conditions of the open sea is governed by heat liberation due to thermal effect of air and water vapour mixing. It is showed the mechanism of effect of wind on the thermal structure of the near-water air layer. The obtained pattern of the process is in agreement with the experimental data.

## АЛЕКСЕЙ СЕМЕНОВИЧ ЗВЕРЕВ

(к 20-летию со дня смерти)

Прошло 20 лет, как ушел из жизни Алексей Семенович Зверев, крупный специалист в синоптической метеорологии, выдающийся педагог, прекрасный организатор и душевный человек.

А. С. Зверев начал заниматься научной работой еще в 1933 г. Из ранних работ наиболее значительной, не потерявшей практическое значение и в настоящее время, является разработка графического метода прогноза радиационных туманов. Существенным вкладом в развитие синоптической метеорологии была его кандидатская диссертация «Гермодинамический анализ карт барической топографии» (1945 г.), которая носила новаторский характер, способствовала внедрению этих карт в оперативную работу, расширила сферу их применения. В следующей работе «Предвычисление в прогнозе погоды» Алексей Семенович намечает пути внедрения количественных методов в синоптический анализ и прогноз.

К 1947—1948 гг. А. С. Зверев заслуженно приобрел репутацию одного из наиболее эрудированных отечественных синоптиков. В это время ведущий ученый в области синоптической метеорологии профессор С. П. Хромов предложил Алексею Семеновичу осуществить редактирование его фундаментальной монографии «Синоптическая метеорология», а также написать для нее ряд разделов. С этой задачей он успешно справился и в скором времени сам приступил к работе над учебником с аналогичным названием. «Синоптическая метеорология» (1957 г.) А. С. Зверева на долгие годы стала настольной книгой советских синоптиков. Учебник был переведен на китайский и вьетнамский языки.

А. С. Зверев был инициатором и одним из ведущих авторов изданного в 1972 г. на русском и английском языках «Практикума по синоптической метеорологии». ВМО закупила часть тиража и распространила его по всем учебным заведениям мира, где изучалась синоптическая метеорология. В 1968 г. вышел второй учебник А. С. Зверева «Синоптическая метеорология». ВМО рекомендовала его для использования в своих центрах. Так, Алексей Семенович приобрел широкую известность у метеорологов не только в Советском Союзе, но и за рубежом.

Появление в начале 70-х годов новых технических средств, новых видов метеорологической информации, повышение требований к качеству метеорологического обеспечения народного хозяйства привели к существенной перестройке курса синоптической метеорологии. В связи с этим А. С. Зверев незамедлительно приступил к созданию нового учебника. Преждевременная кончина Алексея Семеновича не позволила ему осуществить эти планы. К счастью, он составил проспект книги, написал несколько глав и успел поделиться с сотрудниками кафедры основными идеями своего нового труда. Коллеги, друзья и ученики завершили работу над учебником. В 1977 г. вышла в свет последняя книга А. С. Зверева «Синоптическая метеорология». Этот учебник широко используется в учебных заведениях не только нашей страны, но и многих стран мира. В 1987 г. в Братиславе книга вышла в переводе на словацкий язык.

Алексей Семенович был талантливым организатором науки и учебного процесса. Многие годы он был деканом метеорологического факультета, проректором ЛГМИ по научной и учебной работе, возглавлял кафедру синоптической метеорологии. По его инициативе произошло объединение на одной кафедре всех метеорологических прогностических дисциплин и кафедра синоптической метеорологии была преобразована в кафедру метеорологических прогнозов, существующую и в настоящее время. На кафедре метеорологических прогнозов появились новые дисциплины, пришли молодые преподаватели. Однако дух и стиль работы, успешно заложенные Алексеем Семеновичем, остались и всегда будут оставаться незабываемой традицией кафедры.

Коллеги, друзья, ученики

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	4
Панин Б. Д., Анискина О. Г., Тихонова И. П. Гидродинамический метод прогноза вертикальных профилей метеовеличин	5
Юдин В. А., Кузьмина С. И. Исследование воздействия волновых процессов на термический и динамический режим средней атмосферы на примере полуторамерной модели	12
Бекряев Р. В. Формирование и предсказуемость динамических режимов в маломодовой модели планетарной атмосферной циркуляции	19
Неелова Л. О., Комаров А. П. Исследование влияния вариаций радиации и облачности на результаты гидродинамического моделирования атмосферных процессов	28
Мирошкин М. В., Подольская Э. Л., Федоров В. Е. Приближенные формулы для расчета противозлучения атмосферы	33
Радикевич В. М. Параметризация профиля температуры в планетарном пограничном слое атмосферы	41
Макоско А. А. О вкладе работы силы тяжести в баланс кинетической энергии турбулентности зональной циркуляции атмосферы	46
Волконский Ю. Н., Степанов В. Г. Уравнения движения атмосферы в «геопотенциальной» и сферической системах координат	51
Репинская Р. П. О построении информативного унифицированного ортогонального базиса полей основных метеовеличин	57
Гарбузова Н. В., Репинская Р. П. Опыт оценки корреляционной размерности аттракторов и предсказуемости спектральных мод давления в тропиках	66
Ефремов Р. Н., Нуман Н. Л. Моделирование и нормативный прогноз (регулирование уровня) загрязнения воздушного бассейна города	72
Воробьев В. И., Галецкая Л. Л. Сравнительная оценка успешности прогнозов внутримассовых гроз различными методами по данным аэропорта «Минск-2»	78
Абдалла Хияр Абдалла. Пыльные бури в Хартуме в теплый период года	82
Новикова Н. А., Пронькина Е. А. Прогноз обложных осадков на основе физико-статистического подхода	84
Бекряева А. А., Репинская Р. П., Тилипалов Е. К., Тилипалова Т. А. Диагноз общего количества неконвективных облаков и высоты их нижней границы в переходные сезоны	88
Степанов В. Г., Шемелов В. А. Метеорологическое обеспечение поэтапной реализации программ функционирования потребителей	95
Бучинский А. Ф. Системный подход к вопросу определения характеристик времени старения метеорологических данных	103
Богаткин О. Г., Сорокина Н. Е. Сколько стоит «Сообщение о погоде?»	109
Богаткин О. Г., Степанов О. Н. Нужна ли спортивная метеорология?	116
Илюханова Т. П. Пространственно-временная изменчивость очагов тепла в нижней стратосфере зимой над океанами умеренных широт	117
Будников А. А., Лапшин В. Б. Влияние температуры поверхности моря на вариации атмосферного давления в приводном слое атмосферы	119
Мирвис В. М., Гусева И. П. Статистический анализ роли облачности в процессах крупномасштабного взаимодействия вод Северной Атлантики с атмосферой	124
Коренев А. И., Скворцов М. Ю. Прогноз аномалии микроклимата вблизи водоемов-охладителей	130
Будников А. А. Влияние ветра на термическую структуру приводного слоя атмосферы	136
Алексей Семенович Зверев (к 20-летию со дня смерти)	140

## CONTENT

Preface	4
Panin B. D., Aniskina O. G., Tikhonova I. P. Hydrodynamic prediction of vertical profiles of meteorological values	12
Judin V. A., Kuzmina S. I. An investigation of wave processes affect on thermal and dynamical regime of the middle atmosphere with an example of one and a half dimensional model	19
Bekrjaev R. V. Formation and predictability of dynamic regimes in a small mode model of the global atmospheric circulation	27
Neelova L. O., Komarov A. P. An investigation of radiation and cloudiness variations influences on the results of hydrodynamic modelling of atmospheric processes	33
Miroshkin M. V., Podolskaya E. L., Feodorov V. E. Approximate formulae for computation of downward radiation of the atmosphere	41
Radikevich V. M. Parameterization of temperature profile within the planetary boundary layer of the atmosphere	46
Makosko A. A. On the input of the gravity work into budget of turbulence kinetic energy of zonal circulation of the atmosphere	50
Volkonsky Ju. N., Stepanov V. G. Equations of motion of the atmosphere at the «geopotential» and spherical coordinate systems	57
Repinskaya R. P. On development of unified orthogonal basis for the fields of basic meteorological elements	66
Garbuzova N. V., Repinskaya R. P. The experiment on evaluation of correlative dimensionality of attractors and on predictability of tropic pressure spectral modes	72
Efiremov R. N., Numan N. L. Modelling and normative forecasting of air pollution (regulation of its level) in an urban area	78
Vorobjev V. I., Galetskaja L. L. Comparative assesment of successfulness of mass thunderstorms forecasts prepared with various techniques from data of the airport «Minsk-2»	81
Abdalla Khyar Abdalla. Dust storms at Khartum during warm period of year	84
Novikova N. A., Pronkina E. A. Widespread precipitation forecasting technique based on physical-statistical approach	88
Bekriaeva A. A., Repinskaya R. P., Tilipalov E. K., Tilipalova T. A. Diagnosis of total amount of non-convective cloudiness and its base height at transition seasons	94
Stepanov V. G., Shemelov V. A. The meteorological maintenance for stage by stage realization of users functioning programmes	103
Buchinsky A. F. A system approach to the problem of meteorological data ageing time characteristics determination	108
Bogatkin O. G., Sorokina N. E. How much is «Weather information»?	115
Bogatkin O. G., Stepanov O. N. Do we need sports meteorology?	117
Iljukhanova T. P. Space-time variability of warm centres within the lower stratosphere over the extratropical parts of oceans in winter	119
Budnikov A. A., Lapshin V. B. The sea surface temperature influence on pressure variations in above-water layer of atmosphere	124
Mirvis M. M., Guseva I. P. Statistical analysis of cloudiness role in large scale interaction between North Atlantic sea and atmosphere	130
Korenëv A. I., Skvortsov M. Yu. Prediction of microclimate anomalies closely to water heat removals	135
Budnikov A. A. Effect of wind on the thermal structure of the near-water air layer	140
Aleksej Semjonovich Zverev. Dedicated to the 20th anniversary of the death	—

Сборник научных трудов (межвузовский), вып. 118

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Редактор О. Д. Рейнгерц

ЛР № 020309 от 28.11.91.

---

Сдано в набор 20.01.1995 г. Подписано в печать 14.06.1995 г.

Формат бумаги 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бум. тип. Лит. гарн. Печать высокая. Печ. л. 9,0.

Уч.-изд. л. 10,2. Тираж. 300. Заказ. 72.

РГГМИ. 195196, С.-Петербург, Малоохтинский пр., 98.

---

Типография ВАС