

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

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

Выпуск

481

ВОПРОСЫ
ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ
КЛИМАТА

Под редакцией

д-ра физ.-мат. наук М. И. ЮДИНА
д-ра физ.-мат. наук И. Л. КАРОЛЯ
канд. физ.-мат. наук В. Е. ШНЕЕРОВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1983

06
Т78

324244

Приведены результаты численных экспериментов по исследованию влияния турбулентного режима планетарного пограничного слоя на формирование климатических характеристик северного полушария. Рассмотрены вопросы усовершенствования методов интегрирования уравнений динамики атмосферы и построения глобальной спектральной модели.

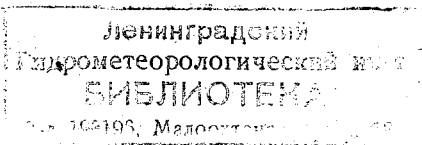
Изложены основные положения модели радиационного равновесия в стратосфере с конвективным приспособлением в тропосфере. Сделаны оценки среднегодовых составляющих глобальных фотохимических источников и стоков малых газовых составляющих в слоях атмосферы и приведены результаты исследований предсказуемости поведения систем гидродинамического типа.

Рассчитан на специалистов в области динамической метеорологии, теории климата, численных методов прогноза погоды, а также аспирантов и студентов старших курсов университетов и гидрометеорологических институтов, специализирующихся в указанных областях.

The publication presents the results of numerical experiments on studying the effect of turbulent regime of the planetary boundary layer on the formation of climatic characteristics of the northern hemisphere. The problems are considered of improving the procedures for integrating atmospheric dynamics equations and constructing a global spectral model.

The basic principles of the model of radiation equilibrium in the stratosphere are given with convective device in the troposphere. There have been estimated annual mean constituents of the global photochemical sources and minor gas constituents sinks in atmospheric layers. The results are given of studying the predictability of the behaviour of hydrodynamic type systems.

The publication is intended for specialists in the field of dynamic meteorology, climate theory, numerical methods of weather forecast, as well as for post-graduates and senior students of universities and hydrometeorological institutes who specialize in the above fields.



В 1903040000-148 44-82(2)
069(02)-83

© Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова (ГГО), 1983

стремится к устойчивому положению в левой полуплоскости, а первая и третья — к другому, общему для них устойчивому положению в правой полуплоскости.

Этот пример моделирует ситуацию, когда неточное определение (или задание) одного и того же исходного состояния может привести к нарушению как предсказуемости, так и транзитивности модельного климата.

При непрерывном уменьшении величины β , от 4 до 1, она в какой-то момент принимает пороговое значение β_0 , при котором происходит качественное изменение фазового портрета системы (2): устойчивое стационарное состояние в левой полуплоскости оказывается внутри предельного цикла. Этим объясняется, почему в предшествующих работах (см., например, [3]), где рассматривался частный случай системы (2): $\beta \equiv 1$, явления интранзитивности и нарушения предсказуемости могли быть промоделированы лишь в отдельности. В нашем случае, если $\beta \leq \beta_0$, имеет место аналогичная картина: область нарушения предсказуемости представляет собой окрестность предельного цикла; если же $\beta > \beta_0$, эта область на плоскости (x, y) является незамкнутой и при бесконечном удалении от начала координат ($y \rightarrow \infty$) практически совпадает с областью интранзитивности (см. фазовый портрет на рис. 2). Таким образом, введение вязкого трения позволило расширить область нарушения предсказуемости и иллюстрировать более общий случай неоднозначности поведения модели.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вийн-Нильсен А. Предсказуемость и изменения климата, иллюстрированные с помощью системы низкого порядка.— В кн.: Теоретические основы прогноза погоды на средние сроки. Л., Гидрометеиздат, 1979, с. 105—117.
2. Нелинейные системы гидродинамического типа/Ф. В. Должанский, В. И. Кляцкин, А. М. Чусов.— М.: Наука, 1974.— 160 с.
3. Ляпин С. Е. Системы гидродинамического типа и вопросы транзитивности простых климатических моделей.— Труды ГГО, 1982, вып. 447, с. 84—104.
4. Смолицкий Х. Л., Ляпин С. Е. Об одной системе гидродинамического типа.— Труды ГГО, 1982, вып. 447, с. 104—115.
5. Lorenz E. N. Deterministic nonperiodic flow.— J. Atm. Sci., 1963, vol. 20, p. 130—141.

С. Н. Степаненко, В. А. Шнайрман

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОБОБЩЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ И РАСЧЕТОВ ПО ТРЕХПАРАМЕТРИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Для решения прикладных задач физики пограничного слоя атмосферы широкое применение находят теоретические модели планетарного пограничного слоя (ППС), основанные на системе уравнений гидротермодинамики и физически обоснованных гипотезах

замыкания [2, 5]. На наш взгляд, теоретическая модель расчета характеристик ППС должна удовлетворять, по крайней мере, двум требованиям: 1) учитывать основные физические процессы в ППС; 2) использовать в качестве исходной стандартную информацию (данные на основных изобарических поверхностях, данные радиозондирования атмосферы, измерений на метеорологических мачтах и башнях).

Разработанная трехпараметрическая модель ППС отвечает этим требованиям. В ней учитываются динамическое и термическое взаимодействие натекающего потока и подстилающей поверхности, термическая адвекция и стратификация, крупномасштабное барическое поле. Модель включает дифференциальные уравнения:

1) движения для составляющих вектора тангенциального напряжения турбулентного трения (τ)

$$\begin{aligned} \frac{d^2\eta}{dz^2} + 2\omega_z \frac{\sigma}{k} &= 2\omega_z \frac{dv_g}{dz}, \\ \frac{d^2\sigma}{dz^2} - 2\omega_z \frac{\eta}{k} &= -2\omega_z \frac{du_g}{dz}, \end{aligned} \quad (1)$$

2) баланса кинетической энергии турбулентности (b)

$$\frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} - \frac{g}{\theta} \alpha_T k \frac{d\theta}{dz} + \alpha_b \frac{d}{dz} k \frac{db}{dz} - \varepsilon = 0, \quad (2)$$

3) диссипации кинетической энергии турбулентности (ε)

$$\frac{\eta^2 + \sigma^2}{k} - \frac{g}{\theta} \alpha_3 k \frac{d\theta}{dz} + \alpha_2 \frac{b}{\varepsilon} \frac{d}{dz} k \frac{d\varepsilon}{dz} - \alpha_1 \varepsilon = 0 \quad (3)$$

и граничные условия

$$\begin{aligned} z = z_0; \quad \eta = V_*^2; \quad \sigma = 0; \quad b = \alpha_e^{-1/2} V_*^2; \\ \varepsilon = V_*^3 / \kappa z_0; \quad z \rightarrow \infty; \quad \eta \rightarrow 0; \quad \sigma \rightarrow 0; \quad b \rightarrow 0; \quad \varepsilon \rightarrow 0. \end{aligned} \quad (4)$$

Здесь η , σ , u_g , v_g — продольные и поперечные составляющие векторов τ и геострофического ветра V_g ; k — коэффициент турбулентности для турбулентного потока количества движения; $\lambda = g/\theta$, $2\omega_z$ — параметры плавучести и Кориолиса соответственно; $d\theta/dz$ — вертикальный градиент потенциальной температуры; z_0 —

шероховатость подстилающей поверхности; $V_* = \sqrt{\frac{|\tau_0|}{\rho}}$ — динамическая скорость; κ , α_T , α_b , α_e , α_1 , α_2 , α_3 — безразмерные константы, методика выбора которых подробно изложена в [5].

Ось x направлена вдоль вектора тангенциального напряжения трения вблизи подстилающей поверхности τ_0 .

Для замыкания системы (1)—(3) используются гипотеза Колмогорова для определения коэффициента турбулентности

$$k = \alpha_\varepsilon \frac{b^2}{\varepsilon} \quad (5)$$

и аппроксимационное выражение для вертикального профиля потенциальной температуры, которое строится следующим образом. В приземном подслое используется теория подобия Обухова—Монина [3] и вертикальный профиль потенциальной температуры описывается с помощью универсальных функций. В верхней части пограничного слоя, начиная с некоторого уровня H , вертикальный профиль потенциальной температуры принимается линейным с вертикальной производной $\left(\frac{d\theta}{dz}\right)_H$, определяемой по фактическим данным. С использованием асимптотики для малых и больших z получается расчетная формула для вычисления $d\theta/dz$ во всем пограничном слое. В качестве универсальных функций подобия для вертикального градиента потенциальной температуры нами использовались зависимости, приведенные в [2]. Тогда

$$\frac{d\theta}{dz} = \frac{\theta}{\alpha_T \kappa z} \psi(z) \left(1 - \frac{z}{H}\right) + \left(\frac{d\theta}{dz}\right)_H \frac{z}{H}, \quad (6)$$

где

$$\psi(z) = \begin{cases} 1 - 6,34 \frac{z}{L_0}, & L_0 > 0, \\ \left(1 - 9 \frac{z}{L_0}\right)^{-1/2}, & L_0 < 0; \end{cases}$$

$L_0 = \frac{V_*^3}{\kappa \lambda Q_0 / c_{p\rho}}$ — масштаб Обухова—Монина, $Q_* = \frac{Q_0 / c_{p\rho}}{V_*}$ — масштаб потенциальной температуры. $Q_0 / c_{p\rho}$ — кинематический турбулентный поток тепла вблизи подстилающей поверхности.

После перехода к безразмерным переменным решение системы (1)—(6) оказывается зависящим от безразмерной координаты и пяти безразмерных комбинаций определяющих параметров:

1) числа Россби $Ro = \frac{|V_g|}{2\omega_z z_0}$ или модифицированного числа

Россби $\bar{Ro} = \frac{\bar{V}}{2\omega_z z_0}$ (\bar{V} — средняя скорость ветра в пограничном слое);

2) параметров стратификации в нижней и верхней частях ППС

$$\mu = \frac{\lambda (T(z_2) - T(z_1) + \gamma_H (z_2 - z_1))}{2\omega_z |\mathbf{V}_g|};$$

$$\nu = \frac{\kappa^4 \lambda \left(\frac{d\theta}{dz} \right)_H}{(2\omega_z)^2};$$

3) параметров бароклинности

$$\lambda_x = \lambda \frac{\kappa^2 \theta_x}{(2\omega_z)^2}, \quad \lambda_y = \lambda \frac{\kappa^2 \theta_y}{(2\omega_z)^2},$$

где $T(z_2) - T(z_1)$ — перепад температур, характеризующий стратификацию в нижней части ППС; θ_x, θ_y — проекции горизонтального градиента температуры на направление вектора геострофического ветра; γ_H — вертикальный градиент обычной температуры вблизи верхней границы ППС.

Таким образом, для решения задачи о ППС необходима следующая информация:

1) скорость геострофического ветра или средняя скорость ветра в ППС;

2) температура на двух уровнях внутри пограничного слоя и вертикальный градиент потенциальной температуры вблизи верхней границы ППС;

3) параметры плавучести, Кориолиса и шероховатости.

Эти данные могут быть получены из стандартной аэросиноптической информации. Скорость геострофического ветра определяется по профилю фактического ветра выше верхней границы ППС. Параметр шероховатости задается или определяется по скорости ветра (\mathbf{V}_F) на уровне флюгера (z_F):

$$z_0 = z_F \exp(-|\mathbf{V}_F| / (\chi |\mathbf{V}_g|)),$$

где $\chi = V_* / \kappa |\mathbf{V}_g|$ — геострофический коэффициент трения.

Модель позволяет рассчитать геострофический коэффициент трения, угол отклонения фактического ветра от геострофического, зависимость от вертикальной координаты (z), модуля (V_z) и соответствующих вектора скорости ветра в локальной системе координат, где ось x направлена по вектору тангенциального напряжения трения у подстилающей поверхности (\tilde{u}_z, \tilde{v}_z), и геострофической, где ось x направлена по вектору приземного геострофического ветра (u_z, v_z), и их безразмерных аналогов при нормировке на

модуль скорости геострофического ветра: ($z_n = \frac{z \cdot 2\omega_z}{|\mathbf{V}_g|} \cdot 10^3, V_n =$

$= \frac{V_z}{|\mathbf{V}_g|}, u_n = \frac{u_z}{|\mathbf{V}_g|}, v_n = \frac{v_z}{|\mathbf{V}_g|}$) или на динамическую скорость:

$\left(z_n = \frac{z \cdot 2\omega_z}{\kappa v_*}, \tilde{V}_n = \frac{\tilde{V}_z \kappa}{V_*}, \tilde{u}_n = \frac{u_z \kappa}{V_*}, \tilde{v}_n = \frac{v_z \kappa}{v_*} \right)$, и параметры

турбулентности в ППС.

Необходимым этапом развития любой теоретической модели является сопоставление ее с экспериментальными данными.

Результаты расчетов по трехпараметрической модели сопоставлялись с результатами обобщения экспериментальных данных о структуре стратифицированного баротропного ППС [1, 4].

На рис. 1 и в табл. 1 представлены результаты сопоставления профилей модуля и составляющих скорости ветра в геострофиче-

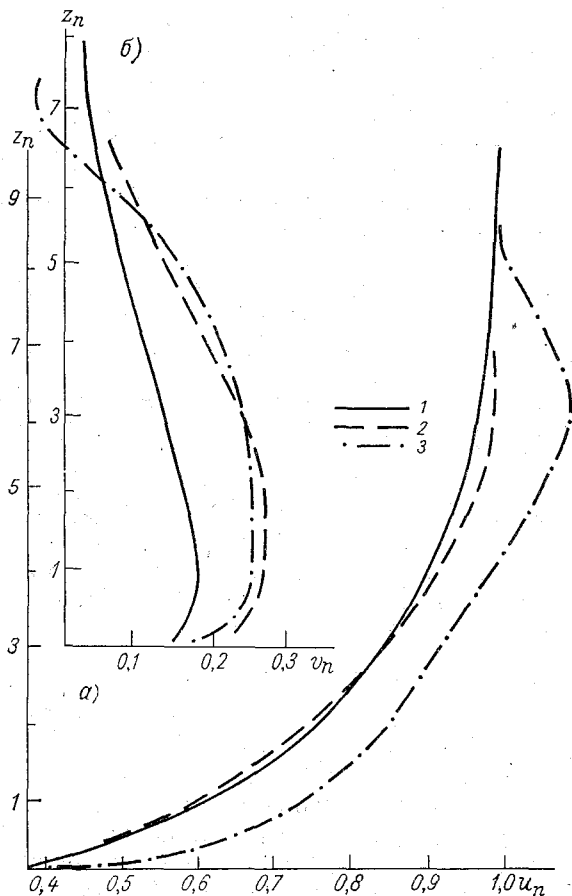


Рис. 1. Вертикальные профили продольной (а) и поперечной (б) составляющих скорости ветра ($|V_g| \approx 18$ м/с).

1 — данные Л. Р. Орленко, 2 — данные Леттау, 3 — расчетные данные.

ской системе координат по результатам расчетов и обобщенным экспериментальным данным для нейтральной стратификации. Аналогичное сопоставление было произведено и при других скоростях геострофического ветра, приведенных в [4]. Расхождения результатов расчетов с обобщенными экспериментальными профи-

Экспериментальные данные и модельные расчеты (в скобках) при безразличной стратификации ($|V_g| \approx 12$ м/с)

z м	u_z м/с	v_z м/с	V_z м/с	α_z^0	z_n	u_n	v_n	V_n
2	3,3 (2,7)	1,5 (1,1)	3,6 (2,9)	25 (22)	0,02	0,28 (0,23)	0,13 (0,10)	0,31 (0,25)
4	3,7 (3,6)	1,7 (1,5)	4,1 (3,9)	25 (23)	0,04	0,32 (0,31)	0,15 (0,13)	0,35 (0,33)
10	4,4 (4,8)	2,0 (2,0)	4,8 (5,2)	25 (23)	0,10	0,37 (0,41)	0,17 (0,17)	0,41 (0,44)
100	7,4 (8,4)	2,4 (3,1)	7,8 (9,0)	18 (20)	1,04	0,63 (0,71)	0,20 (0,26)	0,66 (0,76)
130	7,8 (8,9)	2,5 (3,1)	8,2 (9,5)	18 (19)	1,36	0,66 (0,75)	0,21 (0,26)	0,69 (0,80)
200	8,7 (9,7)	2,7 (3,2)	9,1 (10,2)	17 (18)	2,08	0,74 (0,82)	0,23 (0,27)	0,77 (0,86)
430	10,5 (11,8)	1,5 (2,6)	10,6 (12,1)	9 (12)	4,48	0,89 (1,00)	0,14 (0,22)	0,90 (1,03)
500	10,8 (12,4)	1,7 (2,1)	10,9 (12,5)	8 (10)	5,21	0,91 (1,05)	0,13 (0,18)	0,92 (1,06)
930	11,7 (11,8)	0,2 (0,0)	11,7 (11,8)	1 (0)	9,69	0,99 (1,00)	0,02 (0,00)	0,99 (1,00)

Таблица 2

Экспериментальные данные и модельные расчеты (в скобках) для стратифицированного ППС ($|V_g| \approx 12$ м/с)

z м	Устойчивая стратификация			Неустойчивая стратификация				
	u_z м/с	v_z м/с	V_z м/с	α_z^0	u_z м/с	v_z м/с	V_z м/с	α_z^0
2,0	1,6 (2,3)	1,3 (1,3)	2,0 (2,8)	40 (30)	4,9 (3,2)	1,6 (1,2)	5,1 (3,4)	18 (20)
4,0	1,8 (3,1)	1,5 (1,7)	2,4 (3,7)	40 (30)	5,3 (4,2)	1,7 (1,5)	5,6 (4,5)	18 (20)
10,0	2,5 (4,2)	2,1 (2,3)	3,2 (5,0)	40 (30)	6,2 (5,5)	2,0 (2,0)	6,5 (5,9)	18 (20)
100	9,8 (8,3)	2,6 (3,8)	10,1 (9,2)	15 (25)	7,6 (8,8)	2,5 (2,9)	8,0 (9,3)	18 (19)
130	10,7 (9,1)	2,1 (3,8)	10,9 (9,8)	11 (22)	7,9 (9,1)	2,4 (3,0)	8,3 (9,6)	17 (18)
200	12,4 (10,5)	0,4 (3,8)	12,4 (11,1)	2 (20)	8,2 (9,7)	2,2 (3,1)	8,5 (10,2)	15 (17)
430	12,3 (13,7)	0,0 (1,4)	12,3 (13,8)	0 (5)	9,1 (11,0)	2,1 (3,0)	9,3 (11,4)	13 (15)
500	12,0 (13,7)	0,0 (0,1)	12,0 (13,7)	0 (0)	9,3 (11,3)	1,6 (2,9)	9,4 (11,7)	10 (14)
930	11,3 (12,5)	0,0 (0,0)	11,3 (12,5)	0 (0)	10,3 (13,2)	1,5 (1,2)	10,4 (13,3)	8 (5)

лями скорости ветра не превышают среднеквадратических отклонений в экспериментальных данных, которые составляют 20—25 % сопоставляемых величин [4].

Рассмотрим закономерности изменения характеристик ППС в зависимости от внешних параметров, выявленные по модельным расчетам и экспериментальным данным.

Как следует из модельных расчетов, с ростом числа Россби во всем пограничном слое значения V_n и u_n увеличиваются, а v_n уменьшаются; угол отклонения в нижней части ППС уменьшается, а в верхней растет. По экспериментальным данным подтверждается вывод о характере изменения угла отклонения и безразмерной поперечной составляющей v_n в зависимости от скорости геострофического ветра, безразмерных модуля и продольной составляющей скорости ветра (u_n) в зависимости от шероховатости подстилающей поверхности.

С другой стороны, по экспериментальным данным, с увеличением шероховатости угол отклонения в нижней части ППС и поперечная составляющая уменьшаются во всем слое; безразмерные модуль и продольная составляющая скорости ветра слабо зависят от скорости геострофического ветра. Эти выводы из экспериментальных данных не согласуются с модельными расчетами. Однако, если экспериментальные профили составляющих скорости ветра привести к безразмерному виду с помощью величины k/V_* и перевести в локальную систему координат, то окажется, что и в экспериментальных данных не обнаруживается зависимость безразмерных составляющих вектора ветра от скорости геострофического ветра, помимо зависимости их от числа Россби. Таким образом было показано, что от выбора методики нормировки и системы координат зависит количество параметров, определяющих поведение безразмерных характеристик ППС. Поэтому логично выбирать нормировку исходных данных, при которой число определяющих параметров минимально.

Количественные оценки показывают, что модельные профили составляющих и модуля скорости ветра (u_z, v_z, V_z) достаточно хорошо (в пределах разброса экспериментальных данных) согласуются с обобщенными вертикальными профилями и для стратифицированного пограничного слоя (табл. 2).

Как следует из модели и экспериментальных данных, значения v_n с ростом устойчивости возрастают, а u_n уменьшаются. Выше определенного уровня, не зависящего от стратификации, соотношение обратное. Высота этого уровня для продольной безразмерной составляющей ($z_n \approx 1,5$) меньше, чем для поперечной ($z_n \approx 3,0$). С ростом устойчивости существенно уменьшается высота, где функция v_n достигает своего максимального значения, уменьшается также сама величина максимума указанной функции. Величина угла отклонения α_z существенно зависит от характера стратификации ППС. У земли угол отклонения (α_0) с ростом устойчивости увеличивается, однако следует отметить, что модель при устойчивой стратификации занижает величину α_0 (макси-

мальное занижение не превышает 10°). Угол отклонения α_z при устойчивой стратификации в нижней части ППС больше, чем при неустойчивой, а в верхней части — соотношение обратное.

Следуя методике обработки экспериментальных данных, мы получили отношение модуля скорости ветра на различных уровнях в ППС к скорости ветра на уровне флюгера при различной стратификации (табл. 3). Характер изменения отношения $|V_z|/|V_F|$ с высотой при различной стратификации согласуется с экспериментальными данными [4].

Таблица 3

Расчетные значения $|V_z|/|V_g|$ при различной стратификации ($|V_g| \approx 12$ м/с)

Стратификация			z м	Стратификация		
устойчивая	безразличная	неустойчивая		устойчивая	безразличная	неустойчивая
25	1,4	1,3	400	2,9	2,3	1,9
50	1,6	1,5	500	2,6	2,4	2,0
100	1,9	1,7	600	2,6	2,5	2,0
200	2,4	2,0	700	—	2,5	2,1
300	2,8	2,2	800	—	2,5	2,2

Сопоставление расчетов по трехпараметрической модели осуществлялось и с обобщенными характеристиками пограничного слоя, приведенными в [1]. К сожалению, объем статьи не позволяет привести результаты этого сопоставления. Укажем только, что модельные и экспериментальные данные хорошо согласуются между собой.

Таким образом, из проведенного сравнительного анализа расчетных и экспериментальных данных следует, что трехпараметрическая модель удовлетворительно воспроизводит внутреннюю структуру стационарного пограничного слоя. Модель позволяет рассчитать широкий набор характеристик нижнего слоя атмосферы, которые могут быть использованы для решения широкого круга прикладных задач.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Материалы метеорологических измерений на высотной мачте. Обнинск, 1981, вып. 2, ч. 5.
2. Миякода К. Численный прогноз и влияние процессов подсеточных масштабов.— В кн.: Теоретические основы прогноза погоды на средние сроки. Л., Гидрометеоиздат, 1979, с. 5—78.
3. Монин А. С., Яглом А. М. Статистическая гидромеханика. Ч. 1.— М.: Наука, 1965.
4. Орленко Л. Р. Строение планетарного пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979.— 270 с.
5. Тарнопольский А. Г., Шнайман В. А. Усовершенствованная модель планетарного пограничного слоя атмосферы.— Метеорология и гидрология, 1979, № 8, с. 14—22.