

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ОРДЕНА ЛЕНИНА
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ЦЕНТРА СССР

Выпуск

260

АНАЛИЗ И ПРОГНОЗ ПОГОДЫ
ДЛЯ АВИАЦИИ

Под редакцией
д-ра геогр. наук К. Г. АБРАМОВИЧ,
канд. геогр. наук А. А. ВАСИЛЬЕВА



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТОНДАТ 1985

- Бызова Н. Л., Калиничева Т. А. Особенности пульсаций температуры и скорости ветра в инверсиях разного типа. — Труды ИЭМ, 1977, вып. 16(69), с. 43—51.
- Бызова Н. Л., Волковицкая З. И. Статистические характеристики мгновенных сдвигов ветра в нижнем слое атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 31—38.
- Васильев А. А., Глазунов В. Г. Сдвиги ветра, турбулентность и вертикальные потоки в нижнем слое атмосферы, влияющие на взлет и посадку воздушных судов/Временные методические рекомендации для синоптиков—Л.: Гидрометеоиздат, 1979.—30 с.
- Васин Н. Ф. Влияние сдвига ветра на безопасность полетов воздушных судов/Итоги науки и техники—М.: ВНИТИ,—серия воздушный транспорт, 1980, т. 8, с. 5—30.
- Воронцов П. А. Струйные течения пограничного слоя атмосферы. — Труды ГГО, 1967, вып. 205, с. 77—92.
- Глазунов В. Г. Величина вертикального сдвига ветра при различной толщине слоя в приземной части атмосферы — Труды Гидрометцентра СССР, 1970, вып. 70, с. 45—54.
- Глазунов В. Г. Вертикальные сдвиги ветра при различной стратификации температуры в нижнем 300-метровом слое атмосферы. — Труды Гидрометцентра СССР, 1972, вып. 60, с. 3—12.
- Глазунов В. Г. Вертикальный сдвиг ветра в приземном слое атмосферы при различном периоде осреднения данных измерений ветра. — Труды Гидрометцентра СССР, 1979, вып. 215, с. 83—96.
- Глазунов В. Г., Кабанов А. В. Вертикальные сдвиги ветра в слое приземной инверсии температуры. — Труды Гидрометцентра СССР, 1981 вып. 247, с. 79—90.
- Новожилов Н. И. Тропосферные мезоструи. — Известия АН СССР, серия геофиз., 1961, № 2, с. 334—336.
- Общие условия измерения характеристик ночных приземных инверсий. — Труды ИЭМ, 1977, вып. 16(69), с. 3—6.
- Снитковский А. И., Кошелькова Т. А. Мезоструи над Москвой. — Труды Гидрометцентра СССР, 1969, вып. 56, с. 3—13.
- Цверава В. Г. Струйные течения в пограничном слое атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1967, № 10, с. 71—75.
- Baddele J. Low level wind shear: a critical review. NOAA Technical Memorandum NWS FCST—23, Meteorological Services Division, Silver Spring, Md., 1979, Apr., 57 p.
- Blackadar A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversion.—BAMS, 1957, 38, No. 5, p. 283—290.

С. В. Павленко, С. Н. Степаненко, В. А. Шнейдман

РАСЧЕТ ИНТЕНСИВНОСТИ ТУРБУЛЕНТНОСТИ И ВЕРТИКАЛЬНЫХ СДВИГОВ ВЕТРА НА ОСНОВЕ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Для обслуживания взлета и посадки самолетов важно достаточно корректно оценить интенсивность турбулентности и сдвигов ветра в пограничном слое (ПС), особенно в его нижней части, по стандартной информации (по данным на основных изобарических поверхностях, показаниям радиозондирования, измерениям на высотных метеорологических мачтах и башнях).

Методика количественной оценки интенсивности турбулентности и вертикальных сдвигов ветра разрабатывалась на основе модели стационарного пограничного слоя, в которой используется замкнутая система, состоящая из уравнений движения, баланса и диссипации кинетической энергии турбулентности с соответствующими граничными условиями. Основные положения и уравнения модели приведены в работе [4]. Эта модель усовершенствовалась путем учета термической адвекции и более корректного описания вертикального распределения температуры в пограничном слое. Вертикальный профиль потенциальной температуры конструировался таким образом, чтобы в приземном подслое выполнялись основные положения теории подобия Обухова — Монина, а в верхней части — линейный профиль потенциальной температуры. С этой целью в приземном подслое использовались универсальные функции теории подобия [3], в верхней части ПС — рассчитанный по фактическим данным вертикальный градиент температуры.

Таким образом, усовершенствованная модель учитывает динамическое и термическое взаимодействие натекающего потока и подстилающей поверхности, термическую стратификацию и адвекцию, крупномасштабное барическое поле, т. е. основные физические процессы, определяющие динамику стационарного пограничного слоя.

В настоящей методике используются полученные из численного решения полной задачи о стратифицированном бароклиническом слое значения интенсивности и коэффициента турбулентности, составляющих вектора тангенциального напряжения трения, которые зависят от вертикальной координаты и пяти безразмерных комбинаций определяющих параметров:

а) числа Россби или его модифицированного аналога

$$Ro = \frac{|\mathbf{V}_g|}{2\omega_z Z_0}; \quad \tilde{Ro} = \frac{\bar{V}}{2\omega_z Z_0}; \quad (1)$$

б) параметра стратификации в пограничном слое

$$S = \lambda \frac{|T(z_2) - T(z_1) + \gamma_h(z_2 - z_1)|}{2\omega_z |\mathbf{V}_g|}, \quad (2)$$

в) параметра стратификации в свободной атмосфере вблизи верхней границы пограничного слоя

$$\nu = \frac{\lambda(\gamma_a - \gamma_m)}{(2\omega_z)^2}; \quad (3)$$

г) параметров бароклининости

$$\lambda_x = \lambda \frac{x^2 T_x}{(2\omega_z)^2}; \quad \lambda_y = \lambda \frac{x^2 T_y}{(2\omega_z)^2}, \quad (4)$$

Здесь $|\mathbf{V}_g|$, \bar{V} — модули векторов геострофического и среднего ветра; T_x , T_y — составляющие горизонтального градиента темпе-

ратуры; $T(z_1)$, $T(z_2)$ — температура на двух уровнях измерений в ПС; γ_a , γ_H — сухоадиабатический и вертикальный градиенты температуры вблизи верхней границы ПС; $\lambda = g/\theta$, $2\omega_z$, Z_0 — параметры плавучести, Корiolиса и шероховатости соответственно; $\kappa = 0,4$ — постоянная Кармана. Ось x направлена по вектору геострофического ветра вблизи подстилающей поверхности.

Входные параметры модели (1)–(4) в зависимости от вида исходной информации определяются следующим образом:

1. По температуре и геопотенциалу на уровнях 1000, 925 и 850 гПа* находится скорость геострофического ветра у поверхности Земли и горизонтальный градиент средней температуры слоя 850–1000 гПа, перепад температуры в слоях 925–1000 гПа и 850–925 гПа.

2. По данным радиозондирования скорость геострофического ветра у поверхности Земли и горизонтальный градиент температуры определяются из соотношения для термического ветра на высотах в слое 1–2 км. Перепады температур вычисляются в нижнем слое атмосферы до высоты около 300 м и в верхнем слое 1000–1500 м.

3. По данным измерений на высотных мачтах определяется средняя скорость ветра в пограничном слое и перепады температур в нижней и верхней его частях [1].

Интенсивность турбулентности b вблизи подстилающей поверхности однозначно выражается через геострофический коэффициент трения χ и модуль скорости геострофического ветра $|V_g|$:

$$b = 0.67 |V_g|^2 \chi. \quad (5)$$

Таким образом, задача сводится к определению геострофического коэффициента трения, зная который, можно одновременно определить модуль скорости ветра на уровне флюгера

$$|V_F| = |V_g| \ln \frac{z_F}{Z_0}. \quad (6)$$

Параметр шероховатости Z_0 выбирается по характеру подстилающей поверхности и, вообще говоря, является своеобразным подгоночным параметром, вариюруя которым можно добиться хорошего согласования расчетной и фактической скорости ветра V_F и интенсивности турбулентности.

Рассмотрим методику счета величины χ , основанную на разработанной модели пограничного слоя. Расчеты по указанной модели показали, что зависимость χ от вертикального градиента температуры вблизи верхней границы пограничного слоя γ_H достаточно слабая, и поэтому при разработке методики этот градиент был принят равным $0,6^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}$ (соответственно $\kappa = 300$).

* При отсутствии данных на уровне 925 гПа используются данные на уровнях 1000, 850 и 750 гПа.

Тогда v исключается из числа параметров, определяющих геострофический коэффициент трения.

Методика строится таким образом, что в качестве основного варианта используется баротропный (скорость геострофического ветра постоянна с высотой), в который затем вводится коррекция за счет горизонтального градиента температуры (бароклинический ПС).

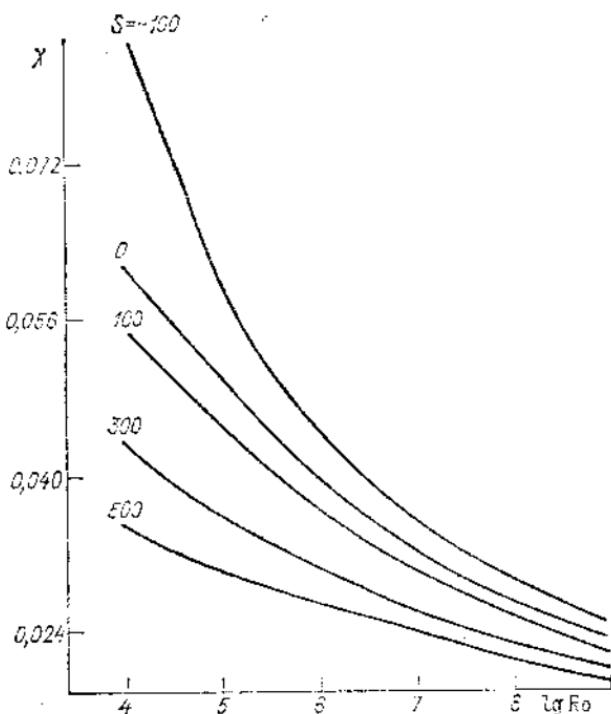


Рис. 1. Номограмма для определения геострофического коэффициента трения.

На рис. 1 представлена номограмма баротропного варианта счета, по которой по значениям Ro и S находится χ . По геострофическому коэффициенту трения и скорости геострофического ветра с помощью уравнения (5) рассчитывается интенсивность турбулентности.

Если расчеты проводятся для конкретной АМСГ, то параметры Кориолиса и шероховатости фиксированы. В этом случае интенсивность турбулентности зависит от скорости геострофического ветра $|V_g|$ и параметра стратификации S . Используя зависимости, приведенные на рис. 1, можно построить расчетную номограмму непосредственно для определения интенсивности турбу-

лентности. Пример такой номограммы для $Z_0 = 20$ см и широты места $\varphi = 55^\circ$ дан на рис. 2.

Для учета эффекта термической адвекции рассчитывались значения отношений интенсивностей турбулентности m , полученных с помощью бароклинического и баротропного вариантов модели для наборов величин Ro , S , T_x , T_y :

$$m = \frac{b_{\text{барокл}}}{b_{\text{баротр}}} \quad (7)$$

Пример расчета значений m , которые можно назвать поправочными множителями для учета адвекции, при характерных динамических условиях ($\lg Ro = 6$) и безразличной стратификации ($S = 0$) в зависимости от T_x и T_y ($^{\circ}\text{C}/100$ км) дан в табл. 1.

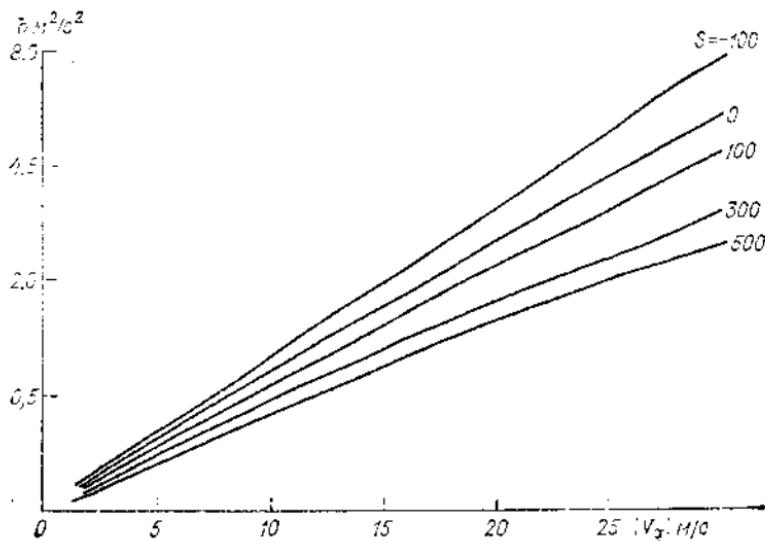


Рис. 2. Номограмма для определения интенсивности турбулентности.

Анализ проведенных расчетов показал, что учет характера термической адвекции является существенным при определении интенсивности турбулентности вблизи подстилающей поверхности.

Модель планетарного пограничного слоя наряду с характеристиками динамического взаимодействия подстилающей поверхности и натекающего потока позволяет рассчитывать параметры внутренней структуры ПС, в частности, вертикальный профиль составляющих вектора тангенциального напряжения турбулентного трения η и σ и коэффициент турбулентности k в зависимости от динамических и термических факторов. Зная η , σ и k , легко

найти составляющие и модуль вектора вертикального сдвига скорости ветра

$$\frac{du}{dz} = \frac{\tau_0}{k}, \quad \frac{dv}{dz} = \frac{\sigma}{k};$$

$$DC = \sqrt{\left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2}. \quad (8)$$

В настоящее время методика расчета вертикальных сдвигов разработана для баротропного случая, однако переход к адвективным условиям может быть осуществлен аналогично тому, как это делается в методике расчета интенсивности турбулентности.

Таблица 1

Ноправочные множители для учета адвекции

T_x	T_y				
	0	1	2	3	4
-4	0.86	0.69	0.55	0.44	0.23
-3	0.92	0.76	0.64	0.53	0.44
-2	0.94	0.83	0.72	0.61	0.53
-1	0.96	0.83	0.77	0.71	0.62
0	1.00	0.90	0.81	0.72	0.67
1	1.04	0.94	0.88	0.81	0.76
2	1.06	0.96	0.92	0.85	0.77
3	1.08	0.98	0.92	0.85	0.77
4	1.12	1.08	0.94	0.85	0.77

Путем численного решения замкнутой системы уравнений усовершенствованной модели пограничного слоя были получены вертикальные сдвиги скорости ветра как функции от вертикальной координаты, числа Россби Ro и параметра стратификации S . Для практического использования эти функции были представлены в виде наборов таблиц. В указанных таблицах входными величинами являются Ro , S и ξ :

$$\xi = z \frac{\sin \varphi}{|\mathbf{V}_g|}, \quad (9)$$

где z — высота середины слоя, в котором определяется сдвиг ветра, м; $|\mathbf{V}_g|$ — модуль скорости геострофического ветра, $\text{м} \cdot \text{с}^{-1}$. Из данных такой таблицы находится вспомогательная величина DCM ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}/100 \text{ м}$), зная которую находим вертикальный сдвиг скорости ветра DC ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}/100 \text{ м}$):

$$DC = DCM \sin \varphi. \quad (10)$$

Таблица 2

Исходные данные для расчета сдвигов ветра при заданной средней скорости \bar{V}

$\lg Ro = 4$		$\lg Ro = 6$		$\lg Ro = 4$		$\lg Ro = 6$	
ξ	DCM	ξ	DCM	ξ	DCM	ξ	DCM
$S = 25$				$S = 100$			
1,1	17,1	1,0	10,8	1,3	20,2	0,9	12,2
1,5	12,3	2,6	5,1	2,0	11,8	2,3	6,7
2,6	7,4	4,1	3,4	3,7	7,4	3,6	5,2
5,4	4,2	5,6	2,6	5,4	6,1	5,0	4,6
8,1	3,0	7,2	2,2	7,1	5,6	6,3	4,3
10,9	2,4	8,7	2,0	8,9	5,5	7,7	4,2

Таблица 3

Вертикальные сдвиги в стратифицированном пограничном слое ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{ м}$)

Высота, м	Стратификация			Высота, м	Стратификация		
	устойчивая, $S = 100$	безразлич- ная, $S = 0$	неустой- чивая, $S = -100$		устойчивая, $S = 100$	безразлич- ная, $S = 0$	неустой- чивая, $S = -100$
5	22,5	20,7	19,1	50	9,0	2,6	2,2
10	12,9	10,7	8,5	70	8,9	2,0	1,6
20	10,0	5,9	5,3	100	8,8	1,6	1,3
30	9,4	4,2	3,6	135	9,0	1,3	1,1

Таблица 4

Экспериментальные (1) и расчетные (2) вертикальные сдвиги ветра ($\text{м} \cdot \text{с}^{-1}/100\text{ м}$)

$z, \text{м}$	23.3.4		26.4.38		5 марта	
	1	2	1	2	1	2
16,5	5,6	5,9	4,1	4,1	7,1	9,4
37	2,7	2,7	1,9	2,0	3,4	4,2
61	1,8	3,3	1,2	2,5	2,1	2,4
97	1,3	1,2	0,8	0,5	1,9	1,9
145	1,2	2,4	0,7	1,7	1,7	1,5

Когда используются данные измерений, полученные на высотных мачтах или башнях, при вычислении R_0 , S и ξ везде вместо $|V_g|$ подставляется V . В качестве примера исходной таблицы для расчета сдвигов ветра при заданной средней скорости ветра приведена табл. 2.

Пример расчета фактических сдвигов ветра для $V=10 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, $Z_0=10 \text{ см}$, $\phi=45^\circ$ и различных условий стратификации дан в табл. 3. По данным табл. 3 можно оценить влияние термической стратификации на вертикальный профиль сдвигов при характерных динамических условиях.

Опыт применения разработанной методики для расчета вертикальных профилей ветра [2] показал, что достаточно близкое совпадение рассчитанных и измеренных на высотной метеорологической мачте скоростей ветра получается при использовании средних часовых данных о ветре. Получаемые по данной методике интенсивность турбулентности и вертикальные сдвиги ветра являются осредненными за временной интервал порядка 1 ч.

В табл. 4 приведены результаты расчетов средних часовых сдвигов ветра по объединенным данным радиозондирования (Долгопрудный) и высотной метеорологической мачты (Обнинск) за 20 ч 5 марта 1969 г., а также по осредненным профилям скорости ветра и температуры, приведенным в работе [2]. Коды в табл. 4 соответствуют классификации данных наблюдений на высотной метеорологической мачте Института экспериментальной метеорологии, подробно описанной в [2].

При расчете вертикальных сдвигов ветра по разработанной методике за счет выбора малого шага по вертикали при численном решении замкнутой системы уравнений можно более детально описать вертикальное распределение ветра с высотой, что особенно важно вблизи подстилающей поверхности. Перспективным представляется также совмещение методики расчета сдвигов в тонких слоях с данными стандартных измерений с достаточно большим разрешением.

Бароклинная модель планетарного пограничного слоя позволяет разработать методику расчета сдвигов для случаев адvection температуры, которая может оказаться полезной для фронтальных ситуаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бызова Н. Л., Шнайдман В. А. О расчете характеристик пограничного слоя атмосферы по данным метеорологической мачты. — Метеорология и гидрология, 1979, № 2, с. 43—49.
2. Материалы метеорологических измерений на высотной мачте. — Обнинск, 1981, вып. 2, ч. 5.
3. Мицюда К. Численный прогноз и влияние процессов подсеточных масштабов. — В кн.: Теоретические основы прогноза погоды на средние сроки, 1979, с. 5—79.
4. Тарнопольский А. Г., Шнайдман В. А. Усовершенствованная модель планетарного пограничного слоя атмосферы. — Метеорология и гидрология, 1979, № 10, с. 14—21.

Об особенностях формирования вертикального профиля ветра в слое приземной инверсии температуры при сильных сдвигах ветра, опасных для работы авиации. Бызова И. Л., Глазунов В. Г. Труды Гидрометцентра СССР, 1983, вып. 260, с. 72—87.

Проведен анализ данных четырех специальных серий измерений ветра, температуры и параметров турбулентности на Высотной метеорологической мачте в г. Обнинске в условиях ночных радиационных приземных инверсий температуры, наблюдавшихся при больших значениях максимума скорости ветра на верхней границе инверсии.

Показано, что в слоях инверсии вертикальные сдвиги ветра могут быть «сильными» и «очень сильными» (по критериям ИКАО ВМО), опасными для выполнения взлета и посадки воздушных судов. При этом инверсия температуры сохраняется, так как формируется особый вид турбулентности с подавленным вертикальным обменом.

Отмечено, что сильные сдвиги ветра в инверсии устойчивы во времени и сохраняются, пока она существует. Установлена необходимая для их формирования последовательность смены условий погоды в пункте: сначала, в первой половине ночи — радиационное выхолаживание при безоблачной погоде и слабых ветрах, затем — усиление ветра на верхней границе инверсии под действием увеличивающегося к середине ночи горизонтального барического градиента. Если такое усиление ветра происходит до начала радиационного выхолаживания, то формирование сильной инверсии становится маловероятным, профили ветра будут слаженными и сдвиги ветра слабыми.

Табл. 4. Илл. 3. Библ. 18.

Расчет интенсивности турбулентности и вертикальных сдвигов ветра на основе теоретической модели пограничного слоя атмосферы. Павленко С. В., Степаненко С. Н., Шнайдман В. А. Труды Гидрометцентра СССР, 1985, вып. 260, с. 87—94.

На основе теоретической модели пограничного слоя разработана методика определения интенсивности турбулентности, скорости ветра на уровне флюгера и вертикальных профилей сдвигов ветра.

Методика припособлена для основных видов стандартной информации, по которой оцениваются внешние характеристики: число Россби, параметры стратификации и бароклиности.

Приведены nomограммы и таблицы, с помощью которых по внешним характеристикам определяются интенсивность турбулентности и сдвиги ветра. Данные поправочные множители для расчета интенсивности турбулентности при наличии адvection температуры. Проводится сопоставление экспериментальных и расчетных сдвигов ветра.

Табл. 4. Илл. 2. Библ. 4.