

ОПТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И БАЗЫ ДАННЫХ ОПТИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ  
ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

УДК 621.373.628.551.510.3

**Численная модель прогноза точности доплеровских  
измерений в атмосферном пограничном слое**

**А.П. Шелехов, Е.А. Шелехова, Д.А. Беликов, А.В. Старченко\***

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 18.01.2008 г.

Предложена прогностическая модель точности доплеровских измерений, основанная на уравнениях оценки средней радиальной скорости ветра и одномерной модели однородного атмосферного пограничного слоя. Данная модель позволяет осуществлять численный прогноз радиальной скорости ветра, ошибки ее измерений, а также потенциальной температуры, кинетической энергии, скорости диссипации турбулентности для метеорологической ситуации, когда стратификация атмосферы значительно меняется в течение суток. Показано, что ошибка измерений средней радиальной скорости ветра может меняться существенным образом в зависимости от времени суток. Днем с возрастанием интенсивности турбулентности ошибка измерений растет, а в вечернее и ночное время с разрушением пограничного турбулентного слоя она уменьшается сначала у поверхности земли и потом по всей высоте.

*Ключевые слова:* доплеровский лидар, скорость ветра, прогноз, атмосферный пограничный слой.

**Введение**

В настоящее время оценка точности доплеровских измерений проводится с использованием упрощенных моделей атмосферы, опирающихся на эмпирические зависимости для вертикальных профилей метеорологических параметров [1]. В реальности метеорологическая ситуация в течение дня значительно меняется. Это приводит к существенному расхождению между действительным состоянием атмосферы и данными, полученными из моделей такого типа, что будет существенно влиять на точность прогноза доплеровских измерений.

В данной статье для повышения достоверности численного прогноза уравнения для оценки средней радиальной скорости ветра замыкаются уравнениями прогностической метеорологической модели атмосферного пограничного слоя, которые учитывают суточные вариации метеопараметров и турбулентной структуры атмосферного пограничного слоя.

Уравнения для оценки средней радиальной скорости ветра записаны с учетом влияния гауссовых и негауссовых флуктуаций доплеровской частоты, а также нестационарного характера рассеяния импульсного лазерного излучения на атмосферных частицах. Эти уравнения показывают, что доплеровские измерения можно интерпретировать как

измерения средней радиальной скорости ветра только приближенно. Ошибка измерений зависит от поведения профилей кинетической энергии и скорости диссипации энергии турбулентности, а ее величина показывает, насколько корректна интерпретация данных доплеровского зондирования как средней радиальной скорости ветра.

Используемая в данной статье одномерная прогностическая модель атмосферного пограничного слоя включает в себя нестационарные уравнения для компонент горизонтальной составляющей ветра, потенциальной температуры и влажности. Для моделирования турбулентной структуры планетарного пограничного слоя используется « $e-l$ »-модель турбулентности, соответствующая уровню 2,5 по классификации Mellor–Yamada [2–4]. Для инициализации модели используются данные наблюдений вертикальной структуры планетарного пограничного слоя, суточных изменений геострофического ветра и приземной температуры. Выходными параметрами являются профили основных метеорологических характеристик: профили скорости и направления ветра, температуры, давления, влажности, кинетической энергии и скорости диссипации энергии турбулентности.

Вычисляемые метеорологические характеристики позволяют сделать численный прогноз поведения оценки средней радиальной скорости ветра, т.е. прогноз поведения таких величин, как средняя радиальная скорость ветра и ошибка ее измерений. Таким образом, предложенная модель точности доплеровских измерений, основанная на перечисленных выше уравнениях, позволяет корректно

\* Александр Петрович Шелехов (ash@iao.ru); Евгения Александровна Шелехова (sea@iao.ru); Дмитрий Анатольевич Беликов; Александр Васильевич Старченко (starchenko@iao.ru).

интерпретировать данные лидарного зондирования в ситуациях, когда метеорологические характеристики в течение дня значительно меняются.

## 1. Уравнения для оценки радиальной скорости ветра

В случае метода автокорреляционной функции [1, 5, 6] выражение для оценки доплеровского сдвига частоты имеет вид

$$\hat{f}_d = \frac{1}{T_s} \arg \hat{\mathbf{K}}(T_s), \quad (1)$$

где  $\hat{\mathbf{K}}(T_s) = \frac{1}{M} \sum_{q=1}^M j^*(qT_s) j(qT_s + T_s)$  — оценка автокорреляционной функции;  $j(t)$  — сигнал доплеровского лидара;  $T_s$  — интервал дискретности;  $M$  — число интервалов дискретности.

Оценка доплеровского сдвига частоты может быть записана в виде суммы регулярной и двух флуктуационных частей [1]:

$$\hat{f}_d(t, z) = f(t, z) + f'_{ng}(t, z) + f'_g(t, z), \quad (2)$$

где

$$f(t, z) = 2ku_r(t, z) = 2k[U(t, z)\mathbf{i}_1 + V(t, z)\mathbf{i}_2] \mathbf{n} \quad (3)$$

— регулярная часть оценки доплеровского сдвига частоты;

$$f'_{ng}(t, z) = \frac{2k}{M} \sum_{q=1}^M \int \left| p \left( qT_s - 2 \frac{|\bar{z} - z_1|}{c}, \mathbf{r}_1 \right) \right|^2 u'_r(t, \mathbf{r}_1) d\mathbf{r}_1 \quad (4)$$

— негауссова часть флуктуаций оценки доплеровского сдвига частоты;

$$f'_g(t, z) = \frac{1}{T_s} \frac{\mathbf{K}_r(T_s) \Delta \hat{\mathbf{K}}_i(T_s) - \mathbf{K}_i(T_s) \Delta \hat{\mathbf{K}}_r(T_s)}{|\mathbf{K}(T_s)|^2} \quad (5)$$

— гауссова часть флуктуаций оценки доплеровского сдвига частоты. В выражениях (2)–(5)  $u_r(t, z)$  — средняя радиальная скорость ветра;  $u'_r(t, z)$  — флуктуации радиальной скорости ветра;  $U(t, z)$  и  $V(t, z)$  — компоненты средней скорости ветра по осям  $\mathbf{i}_1$  и  $\mathbf{i}_2$ ;  $\mathbf{n}$  — направление зондирования;  $\bar{z}$  — дальность зондирования,  $z$  — вертикальная координата;  $\Delta \hat{\mathbf{K}}(T_s) = \hat{\mathbf{K}}(T_s) - \mathbf{K}(T_s)$ ;  $\mathbf{K}_r(T_s)$  и  $\Delta \hat{\mathbf{K}}_r(T_s)$  — реальные части;  $\mathbf{K}_i(T_s)$  и  $\Delta \hat{\mathbf{K}}_i(T_s)$  — мнимые части  $\mathbf{K}(T_s)$  и  $\Delta \hat{\mathbf{K}}(T_s)$ ;  $\mathbf{K}(T_s) = \langle \hat{\mathbf{K}}(T_s) \rangle_{\mathbf{r}_m, N_p}$  — частично усредненная автокорреляционная функция по случайному положению частиц  $\mathbf{r}_m$ , числу частиц в рассеивающем объеме  $N_p$  [1].

Из выражений (1)–(5) видно, что представление для оценки доплеровского сдвига частоты записано с учетом влияния гауссовых и негауссовых флуктуаций доплеровской частоты, а также неста-

ционарного характера рассеяния импульсного лазерного излучения на атмосферных частицах [1].

Диаграмма направленности лидара  $p(t)$  определяет форму зондирующего объема, которая при импульсном зондировании имеет вид [1, 5]:

$$p(t, \mathbf{r}) \sim \exp(-t^2 / \tau_0^2) \delta(\mathbf{r}_\perp),$$

где  $2\tau_0$  — длительность импульса;  $\mathbf{r}_\perp$  — поперечная составляющая вектора  $\mathbf{r}$  к направлению  $\mathbf{n}$ ;  $\delta(\mathbf{r}_\perp)$  — дельта-функция Дирака.

## 2. Ошибка измерений радиальной скорости ветра

Из уравнений (1)–(5) следует, что выражение для оценки радиальной скорости ветра можно записать в виде

$$\hat{u}_r(t, z) = \frac{1}{2k} \hat{f}_d = u_r(t, z) + \frac{1}{2k} [f'_{ng}(t, z) + f'_g(t, z)]. \quad (6)$$

Видно, что оценка будет совпадать с величиной радиальной скорости ветра  $\hat{u}_r(t, z) = u_r(t, z)$ , если гауссова и негауссова части флуктуаций будут равны нулю. Это означает, что только при  $f'_{ng}(t, z) = f'_g(t, z) = 0$  данные лидарного зондирования можно точно интерпретировать как измерения средней радиальной скорости ветра. Если  $f'_{ng}(t, z) \neq 0$  и  $f'_g(t, z) \neq 0$ , то интерпретация данных лидарного зондирования будет приближенной, т.е.

$$\hat{u}_r(t, z) = u_r(t, z) + \Delta \hat{u}_r(t, z), \quad (7)$$

где

$$\Delta \hat{u}_r(t, z) = \hat{u}_r(t, z) - u_r(t, z) = \frac{1}{2k} [f'_{ng}(t, z) + f'_g(t, z)]$$

— ошибка измерений радиальной скорости ветра. Таким образом, гауссова и негауссова части флуктуаций доплеровского сдвига частоты являются причиной ошибки измерений радиальной скорости ветра.

Ошибку измерений радиальной скорости ветра будем характеризовать величиной дисперсии

$$\sigma_{u_r}^2(t, z) = \langle [\hat{u}_r(t, z) - u_r(t, z)]^2 \rangle. \quad (8)$$

Расчеты дисперсии ошибки измерений радиальной скорости ветра по формулам (1)–(8) приводят к следующему выражению:

$$\begin{aligned} \sigma_{u_r}^2(t, z) = & \frac{1}{M^2} \sum_{q_1, q_2=1}^M \int \left| p \left( q_1 T_s - 2 \frac{|\bar{z} - z_1|}{c}, \mathbf{r}_1 \right) \right|^2 \times \\ & \times \left| p \left( q_2 T_s - 2 \frac{|\bar{z} - z_2|}{c}, \mathbf{r}_2 \right) \right|^2 R_{u'_r}(t, \mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2) d\mathbf{r}_1 d\mathbf{r}_2 + \frac{1}{8k^2 M T_s^2} \times \\ & \times \left\{ T_s \sqrt{\pi (\Delta \omega_{z_0}^2 + \langle \Delta \omega_{d,ng}^2 \rangle)} + \frac{N}{S} T_s^2 (\Delta \omega_{z_0}^2 + \langle \Delta \omega_{d,ng}^2 \rangle) + \frac{N^2}{S^2} \right\}, \quad (9) \end{aligned}$$

где

$$\langle \Delta\omega_{d,ng}^2 \rangle = \frac{1}{2M} \sum_{q=1}^M \int \left| p \left( qT_s - 2 \frac{|\bar{z} - z_1|}{c}, \mathbf{r}_1 \right) \right|^2 \times \left| p \left( qT_s - 2 \frac{|\bar{z} - z_2|}{c}, \mathbf{r}_2 \right) \right|^2 D_{\omega_d'}(\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2) d\mathbf{r}_1 d\mathbf{r}_2 \quad (10)$$

— турбулентная ширина спектра;  $\Delta\omega_{\tau_0}^2 = 1/2\tau_0^2$ ;  $S/N$  — отношение сигнал-шум;

$$R_{u_d'}(t, \mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2) = \sum_{kl} \langle u_k'(t, \mathbf{r}_1) u_l'(t, \mathbf{r}_2) \rangle n_k n_l;$$

$n_k$  — координаты вектора  $\mathbf{n}$ ;

$$D_{\omega_d'}(\mathbf{r}_1, \mathbf{r}_2) = 4k^2 \sum_{kl} \langle (u_k'(\mathbf{r}_1) - u_k'(\mathbf{r}_2))(u_l'(\mathbf{r}_1) - u_l'(\mathbf{r}_2)) \rangle n_k n_l.$$

### 3. Ошибка измерений радиальной скорости ветра для «закона 2/3»

Для «закона 2/3» [4] в поведении ошибки измерений радиальной скорости ветра в зависимости от состояния турбулентной атмосферы и размеров рассеивающего объема выделяются три случая. Первый случай наблюдается при выполнении условия  $\varepsilon(t, z)d_{v,eff} \ll e(t, z)^{3/2}$ , где  $e(t, z)$  — кинетическая энергия;  $\varepsilon(t, z)$  — скорость диссипации энергии турбулентности;  $2d_{v,eff} = 2d_v + MT_s c/2$  — длина рассеивающего объема,  $2d_v = c\tau_0$  [1, 5]. В случае гауссовой аппроксимации формы рассеивающего объема выражение для дисперсии ошибки измерений примет вид

$$\sigma_{ur}^2(t, z) = e(t, z) - 0,401C^2(\varepsilon(t, z)d_{v,eff})^{2/3} + \frac{1}{8k^2MT_s^2} \left\{ 2kT_s \sqrt{\pi(\Delta\omega_{\tau_0}^2 + 0,401C^2(\varepsilon(t, z)d_v)^{2/3})} + 16k^2T_s^2 \frac{N}{S} \left[ \Delta\omega_{\tau_0}^2 + 0,401C^2(\varepsilon(t, z)d_v)^{2/3} \right] + \frac{N^2}{S^2} \right\}. \quad (11)$$

Второй случай наблюдается при выполнении условия  $\varepsilon(t, z)d_{v,eff} \gg e(t, z) \gg \varepsilon(t, z)d_v$ . Для дисперсии ошибки измерений имеем следующее выражение:

$$\sigma_{ur}^2 = \frac{1}{8k^2MT_s^2} \left\{ 2kT_s \sqrt{\pi(\Delta\omega_{\tau_0}^2 + 0,401C^2(\varepsilon(t, z)d_v)^{2/3})} + 16k^2T_s^2 \frac{N}{S} \left[ \Delta\omega_{\tau_0}^2 + 0,401C^2(\varepsilon(t, z)d_v)^{2/3} \right] + \frac{N^2}{S^2} \right\}. \quad (12)$$

При выполнении условия  $\varepsilon(t, z)d_v \gg e(t, z)^{3/2}$ , т.е. в третьем случае, выражение для дисперсии ошибки измерений может быть записано в виде

$$\sigma_{ur}^2 = \frac{1}{8k^2MT_s^2} \left\{ 2kT_s \sqrt{\pi(\Delta\omega_{\tau_0}^2 + e(t, z))} + 16k^2T_s^2 \frac{N}{S} \left[ \Delta\omega_{\tau_0}^2 + e(t, z) \right] + \frac{N^2}{S^2} \right\}. \quad (13)$$

В формулах (11)–(13)  $C^2 = 1,77 \pm 0,08$ . Из выражений (11)–(13) следует, что поведение дисперсии ошибки измерений  $\sigma_{ur}^2$  определяется поведением кинетической энергии  $e(t, z)$  и скоростью диссипации энергии турбулентности  $\varepsilon(t, z)$ . Расчет величин  $e(t, z)$  и  $\varepsilon(t, z)$  проведем с использованием модели планетарного пограничного слоя и « $e-l$ »-модели атмосферной турбулентности.

### 4. Модель планетарного пограничного слоя

Представим три компоненты поля скорости ветра, потенциальной температуры и влажности как сумму средней и флуктуационных компонент:

$$u(t, z) = U(t, z) + u'(t, z);$$

$$v(t, z) = V(t, z) + v'(t, z);$$

$$w(t, z) = W(t, z) + w'(t, z), \quad W(t, z) = 0; \quad (14)$$

$$\theta(t, z) = \Theta(t, z) + \theta'(t, z);$$

$$q(t, z) = Q(t, z) + q'(t, z).$$

В случае одномерной модели однородного атмосферного пограничного слоя уравнения для компонент средней горизонтальной скорости ветра  $U(t, z)$  и  $V(t, z)$ , средней температуры  $\Theta(t, z)$  и средней влажности  $Q(t, z)$  имеют вид [2, 3]:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\langle u'w' \rangle + f(V - V_g), \quad \frac{\partial V}{\partial t} = -\langle v'w' \rangle + f(U - U_g), \quad (15)$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = -\langle \theta'w' \rangle, \quad \frac{\partial Q}{\partial t} = -\langle q'w' \rangle, \quad (16)$$

где

$$U_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial y}, \quad V_g = \frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial x}$$

— компоненты геострофического ветра;  $t$  — время;  $\rho$  — плотность;  $P$  — давление;  $f = 2\Omega \sin \psi$  — параметр Кориолиса;  $\psi$  — географическая широта;  $\Omega$  — угловая скорость вращения Земли. Для замыкания уравнений (14)–(16) будем использовать « $e-l$ »-модель атмосферной турбулентности [2, 3].

## 5. « $e-l$ »-модель атмосферной турбулентности

Используемая « $e-l$ »-модель атмосферной турбулентности включает в себя уравнения переноса для кинетической энергии  $e = \left(\frac{1}{2}\langle u'^2 \rangle + \langle v'^2 \rangle + \langle w'^2 \rangle\right)$ , масштаба турбулентных пульсаций  $l$  [2, 3]:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -\langle u'w' \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \langle v'w' \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \langle \theta'w' \rangle + \frac{\partial}{\partial z} \left( \sigma_e \sqrt{el} \frac{\partial e}{\partial z} \right) - \frac{C_D e^{3/2}}{l}, \quad (17)$$

$$\frac{\partial l}{\partial t} = C_{L1} \left( -\langle u'w' \rangle \frac{\partial U}{\partial z} - \langle v'w' \rangle \frac{\partial V}{\partial z} + \frac{g}{\Theta} \langle \theta'w' \rangle \right) l_e + \frac{\partial}{\partial z} \left( \sigma_e \sqrt{el} \frac{\partial l}{\partial z} \right) + C_{L2} \sqrt{e} \left[ 1 - \left( \frac{l}{\kappa z} \right)^2 \right]; \quad (18)$$

$$\varepsilon = \frac{C_D e^{3/2}}{l}, \quad \langle u'w' \rangle = -F_m \sqrt{el} \frac{\partial U}{\partial z},$$

$$\langle v'w' \rangle = -F_m \sqrt{el} \frac{\partial V}{\partial z}, \quad \langle \theta'w' \rangle = -F_h \sqrt{el} \frac{\partial \Theta}{\partial z}, \quad (19)$$

где  $\sigma_e = 0,54$ ;  $C_{L1} = -0,12$ ;  $C_{L2} = 0,2$ ;  $C_D = 0,19$ ;  $\kappa = 0,4$ ;  $F_m$  и  $F_h$  — функции локальных турбулентных характеристик [2, 3]; « $e-l$ »-модель атмосферной турбулентности (17)–(19) соответствует уровню 2,5 по классификации Mellor–Yamada [4].

Граничные условия для уравнений (15)–(19) формулируются следующим образом [2, 3]:

при  $z = z_1 \gg z_0$

$$U = \frac{v_*}{\kappa} f_u(\zeta_1) \cos \beta; \quad V = \frac{v_*}{\kappa} f_v(\zeta_1) \sin \beta; \quad (20)$$

$$\Theta = \Theta_1^{obs}(t); \quad Q = Q_1^{obs}(t); \quad e = v_*^2 f_e(\zeta_1); \quad l = \kappa z_1 f_l(\zeta_1); \quad (21)$$

при  $z = H$

$$\frac{\partial U}{\partial z} = \frac{\partial V}{\partial z} = \frac{\partial k}{\partial z} = \frac{\partial l}{\partial z} = \frac{\partial Q}{\partial z} = 0, \quad \frac{\partial \Theta}{\partial z} = \gamma, \quad (22)$$

где  $z_0$ ,  $z_1$ ,  $H$  — параметр шероховатости, высота положения первого вычислительного уровня, высота расчетной области соответственно;  $f_u$ ,  $f_v$ ,  $f_l$  — эмпирические функции [2, 3];  $\zeta_1 = z_1/L$ ;  $\beta$  — угол между вектором скорости приземного ветра и осью  $Ox$ ;  $\Theta_1^{obs}(t)$ ,  $Q_1^{obs}(t)$  — функции, определяющие зависимость от времени температуры и влажности воздуха на высоте 2 м;  $L$  — масштаб Монина–Обухова.

Начальные условия для уравнений (15) и (16) задаются по результатам обработки измерений вертикальной структуры атмосферного пограничного слоя. Для уравнений (17)–(19), предназначенных для определения турбулентных характеристик, начальные данные генерируются предварительными

расчетами по представленной модели с использованием фиксированных начальных распределений для динамических и термодинамических параметров атмосферного пограничного слоя.

## 6. Результаты численного моделирования

В настоящей статье прогноз точности доплеровских измерений был сделан для метеорологической ситуации, которая наблюдалась в г. Томске 27 мая 2004 г. Для инициализации модели использовались измерения Гидрометцентра на метеостанциях гг. Колпашево, Новосибирск, Кемерово и Томск.

Рис. 1 демонстрирует результаты расчета суточного изменения профилей скорости и направления ветра, потенциальной температуры, кинетической энергии и скорости диссипации энергии. Из результатов численного прогноза следует, что метеорологическая ситуация в этот день значительно менялась. В начале суток наблюдалась устойчивая стратификация, которая по мере возрастания солнечной активности и нагрева земной поверхности становилась сначала безразличной, а далее неустойчивой. После захода солнца и остывания поверхности земли состояние атмосферы менялось от неустойчивой к устойчивой стратификации.

Солнечная активность, нагрев поверхности земли и другие факторы приводят к появлению турбулентного пограничного слоя различной интенсивности в разные периоды суток. Так, в ночное время интенсивность атмосферной турбулентности низкая. После восхода солнца и по мере нагревания поверхности земли начинает формироваться развитый турбулентный пограничный слой. К 20 ч турбулентный пограничный слой полностью формируется, и его высота достигает 2000 м. После 20 ч солнечная активность снижается, а земная поверхность остывает и турбулентный пограничный слой начинает разрушаться сначала у поверхности земли, а затем по всей высоте. В результате кинетическая энергия и энергия диссипации турбулентности в ночное время уменьшаются, а в дневное время значительно возрастают.

На рис. 2 представлены результаты численного прогноза профиля радиальной скорости ветра  $u_r$  и профиль ошибки ее измерений  $\sigma_{u_r}$  для следующих параметров доплеровского лидара:  $\lambda = 2$  мкм,  $M = 16$ ,  $T_s = 0,02$  мкс,  $\tau_0 = 0,12$  мкс. При вычислении профиля радиальной скорости ветра для определенности предполагалось, что вектор направления зондирования  $\mathbf{n}$  лежит в плоскости  $\{i_1, i_3\}$ , а угол конуса зондирования равен  $45^\circ$ .

В ночное время, когда наблюдается низкая интенсивность турбулентности, ошибка измерений не превосходит значения радиальной скорости ветра. После восхода солнца и по мере нагревания поверхности и формирования турбулентного пограничного слоя точность измерений начинает падать сначала на малых высотах.

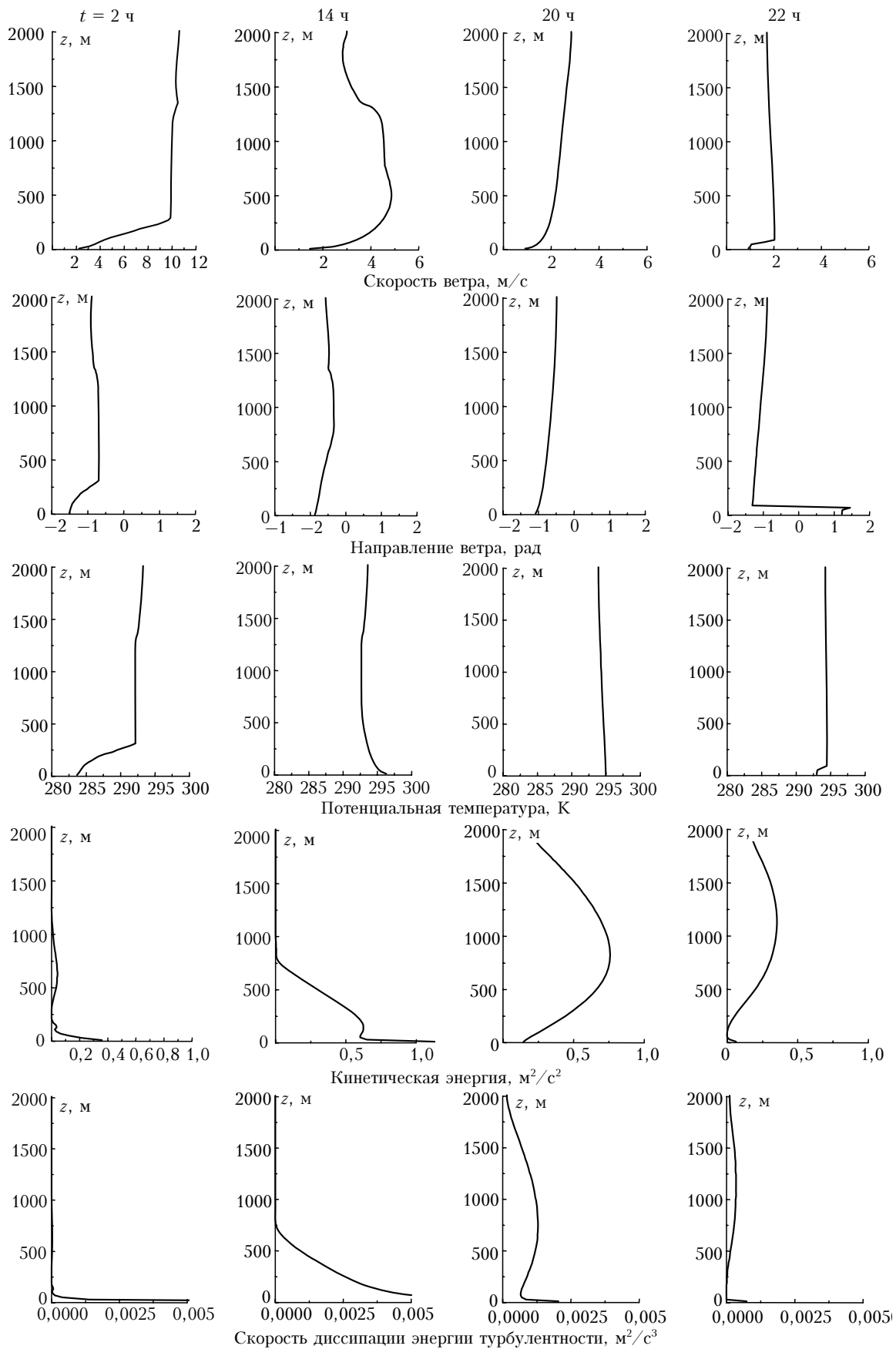


Рис. 1

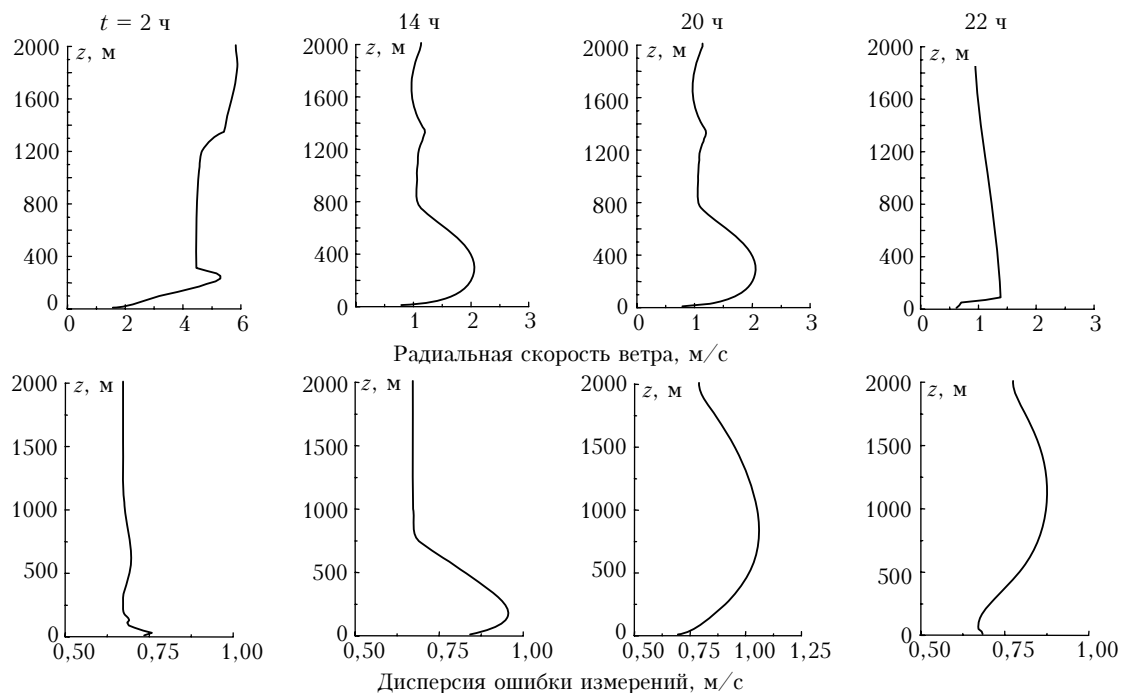


Рис. 2

Ко времени полного формирования турбулентного пограничного слоя, который простирается до высот порядка 2000 м, точность измерений падает на всем диапазоне этих высот и ее величина сравнима со значением радиальной скорости ветра. К вечеру по мере разрушения турбулентного пограничного слоя точность измерений средней радиальной скорости ветра начинает расти сначала у поверхности земли, а затем по всей высоте.

Из рис. 1 следует, что при значительном изменении ситуации в течение дня метеорологические характеристики существенно отличаются от упрощенных моделей атмосферы, опирающихся на эмпирические зависимости для вертикальных профилей этих же параметров. Так, например, профиль скорости ветра для времени суток, которое соответствует 2, 14 и 22 ч, значительно отличается от профиля этой же величины для упрощенных моделей атмосферы. Только в 20 ч можно считать, что он близок к известной зависимости — логарифмическому профилю [4].

Подобная ситуация наблюдается и при анализе профилей кинетической энергии и скорости диссипации энергии турбулентности. Видно, что только в 20 ч поведение этих профилей соответствует эмпирическим зависимостям для вертикальных профилей этих же параметров.

Таким образом, для рассматриваемой метеорологической ситуации упрощенные модели атмосферы можно использовать только в коротком интервале времени суток. В остальное время для прогноза метеорологической ситуации в атмосфере необходимо использовать более сложные модели. Это означает, что достоверность прогноза точности доплеровских измерений будет достигаться не за счет

использования упрощенных моделей атмосферы, а на основе более сложных прогностических уравнений атмосферы, которые учитывают суточные вариации метеопараметров и турбулентной структуры атмосферного пограничного слоя.

## Заключение

Предложена модель прогноза точности доплеровских измерений, основанная на уравнениях для оценки средней радиальной скорости ветра и одномерной модели однородного атмосферного пограничного слоя. Данная модель позволяет осуществлять численный прогноз радиальной скорости ветра, ошибки ее измерений, а также потенциальной температуры, кинетической энергии, скорости диссипации турбулентности для метеорологической ситуации, когда стратификация атмосферы значительно меняется в течение суток. Показано, что возрастание интенсивности турбулентности в дневное время приводит к значительному возрастанию ошибки измерений средней радиальной скорости ветра по сравнению с ночным временем. Вечером и в ночное время, когда пограничный турбулентный слой начинает разрушаться, точность измерений начинает расти сначала у поверхности земли и потом по всей высоте этого слоя.

1. *Shelekhov A.P.* Accuracy of Doppler Measurements of Wind Profile for the Stratified Atmosphere // Proc. 11<sup>th</sup> Coherent Laser Radar Conf. Malvern. UK, 1–6th July, 2001. P. 70–73.
2. *Starchenko A.V., Belikov D.A.* A numerical model for real-time monitoring of urban air quality // Atmos. and Ocean. Opt. J. 2003. V. 16. N 7. P. 608–615.

3. *Starchenko A.V.* Modelling of pollution transport in the atmospheric boundary layer above uniform surface // Proc. Int. Conf. ENVIROMIS 2000. Tomsk, 2000. P. 77–82.
4. *Stull R.B.* An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Published by Netherlands: Kluwer Academic Publishers. Atmos. Sci. Library, 1989. 666 p.
5. *Frehlich R.G., Yadlowsky M.J.* Performance of Mean-Frequency Estimators for Doppler Radar and Lidar // J. Atmos. and Ocean. Technol. 1994. V. 11. N 5. P. 1217–1230.
6. *Ray B.J., Hardesty R.M.* Discrete Spectral Peak Estimation in Incoherent Backscatter Heterodyne Lidar. II: Correlogram Accumulation // IEEE Trans. Geosci. and Remote Sens. 1993. V. 31. P. 28–35.

*A.P. Shelekhov, E.A. Shelekhova, D.A. Belikov, A.V. Starchenko.* **Numerical model for prediction of accuracy of Doppler measurements in the atmospheric boundary layer.**

The paper proposes a prognostic model of the accuracy of Doppler measurements. The model is based on equations for estimation of the mean radial wind velocity and on the one-dimensional model of the homogeneous atmospheric boundary layer. This model allows numerical prediction of the radial wind velocity, the error of its measurements, as well as potential temperature, kinetic energy, and turbulence dissipation rate, for the meteorological situation, when atmospheric stratification varies significantly during a day. It is shown that increase in the turbulence intensity in daytime leads to significant increase in the measurement error of the radial wind velocity as compared to nighttime. In evening and nighttime, when the turbulent boundary layer begins to collapse, the measurement accuracy increases first on the ground and then all over the layer.