

В.А. Банах, А.В. Фалиц

Спектры флуктуаций неоднородного поля ветра в атмосфере, измеряемого с усреднением по пространству

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

Поступила в редакцию 8.05.2003 г.

Приведены примеры моделирования турбулентных ветровых полей и их спектров, восстанавливаемых с различным пространственным разрешением. Иллюстрируется влияние сдвига ветра (неоднородности ветрового поля) на пространственный спектр флуктуаций скорости ветра. Проводится сравнение с экспериментальными спектрами, полученными из радарных данных.

Хорошо известно, что в отличие от измерений с помощью точечных датчиков лидарные и радарные измерения ветра осуществляются в некотором пространственном объеме, и здесь неизбежно возникают вопросы учета усреднения по объему зондирования, которое определяется как параметрами среды, так и параметрами самих лидарных и радарных систем. При использовании радаров с синтезированной апертурой для измерения ветра по сигналу, рассеянному морской поверхностью, также возникает задача учета влияния пространственного усреднения, так как радарный сигнал формируется в результате рассеяния площадкой морской поверхности конечных размеров. В данной статье приведены некоторые примеры моделирования турбулентных ветровых полей и их спектров, восстанавливаемых с различным пространственным разрешением. Иллюстрируется влияние сдвига ветра (неоднородности ветрового поля) на пространственный спектр флуктуаций скорости ветра.

Будем полагать, что флуктуации скорости ветра в атмосфере $\tilde{V} = V - \langle \tilde{V} \rangle$ изотропны и пространственный спектр турбулентных неоднородностей скорости описывается моделью Кармана [1]. В соответствии с этой моделью одномерные пространственные $S_u(z, \kappa_z)$ $S_u(z, \kappa_r)$ спектры продольной и поперечной компонент скорости ветра и двумерный пространственный спектр $S_u(z, \kappa_z, \kappa_r)$ записываются в виде

$$S_u(z, \kappa_z) = \frac{2\sigma_u^2(z) L_u(z)}{[1 + (8,43L_u(z)\kappa_z)^2]^{5/6}}, \quad (1)$$

$$S_u(z, \kappa_r) = \frac{\sigma_u^2(z) L_u(z)}{\{1 + [8,43L_u(z)\kappa_r]^2\}^{5/6}} \times \left[1 + \frac{5}{3} \frac{[8,43L_u(z)\kappa_r]^2}{1 + [8,43L_u(z)\kappa_r]^2} \right], \quad (2)$$

$$S_u(z, \kappa_z, \kappa_r) = \frac{1}{6\pi} \frac{\sigma_u^2(z) [8,43L_u(z)]^2}{[1 + [8,43L_u(z)]^2(\kappa_z^2 + \kappa_r^2)]^{4/3}} \times$$

$$\times \left[1 + \frac{8}{3} \frac{[8,43L_u(z) \kappa_r]^2}{1 + [8,43L_u(z)]^2(\kappa_z^2 + \kappa_r^2)} \right]. \quad (3)$$

В (1)–(3) через $\sigma_u^2(z)$ и $L_u(z)$ обозначены дисперсия флуктуаций скорости ветра и интегральный масштаб корреляции продольной компоненты скорости ветра. Масштаб L_u связан с внешним масштабом турбулентности L_0 соотношением $L_0 = 1,35L_u$ [2]. В общем случае параметры σ_u^2 и L_u зависят от высоты, так что формулы (1)–(3) позволяют моделировать статистически неоднородные флуктуации скорости ветра. Формула (1) использовалась для генерирования случайных реализаций радиальной скорости ветра спектральным методом при анализе работы когерентных доплеровских ветровых лидаров в турбулентной атмосфере [3, 4].

Результаты моделирования двумерного турбулентного поля ветра в соответствии с формулой (3), показанные на рис. 1 в разных масштабах, дают визуальное представление о турбулентных вариациях ветрового поля в атмосфере. Расчеты проведены для параметров, соответствующих высотам приземного (а) и пограничного (б) слоев атмосферы. Одномерные распределения получены в результате сечений двумерных распределений вдоль взаимно перпендикулярных штрихованных линий. Видно, что на больших высотах флуктуации скорости ветра являются более крупномасштабными, содержат неоднородности 0,5 км и более. Минимальные неоднородности имеют протяженность 10–20 м.

На рис. 2 представлены результаты расчета спектров одномерных реализаций скорости ветра, полученные из моделируемых данных на рис. 1 с различным пространственным усреднением. Из рис. 2 следует (а, б), что с увеличением масштаба усреднения происходит обрезание высокочастотных компонент спектра и спектр становится все более и более низкочастотным. Уровень насыщения спектра в области низких частот определяется произведением внешнего масштаба турбулентности на дисперсию флуктуаций скорости ветра. При пространственном

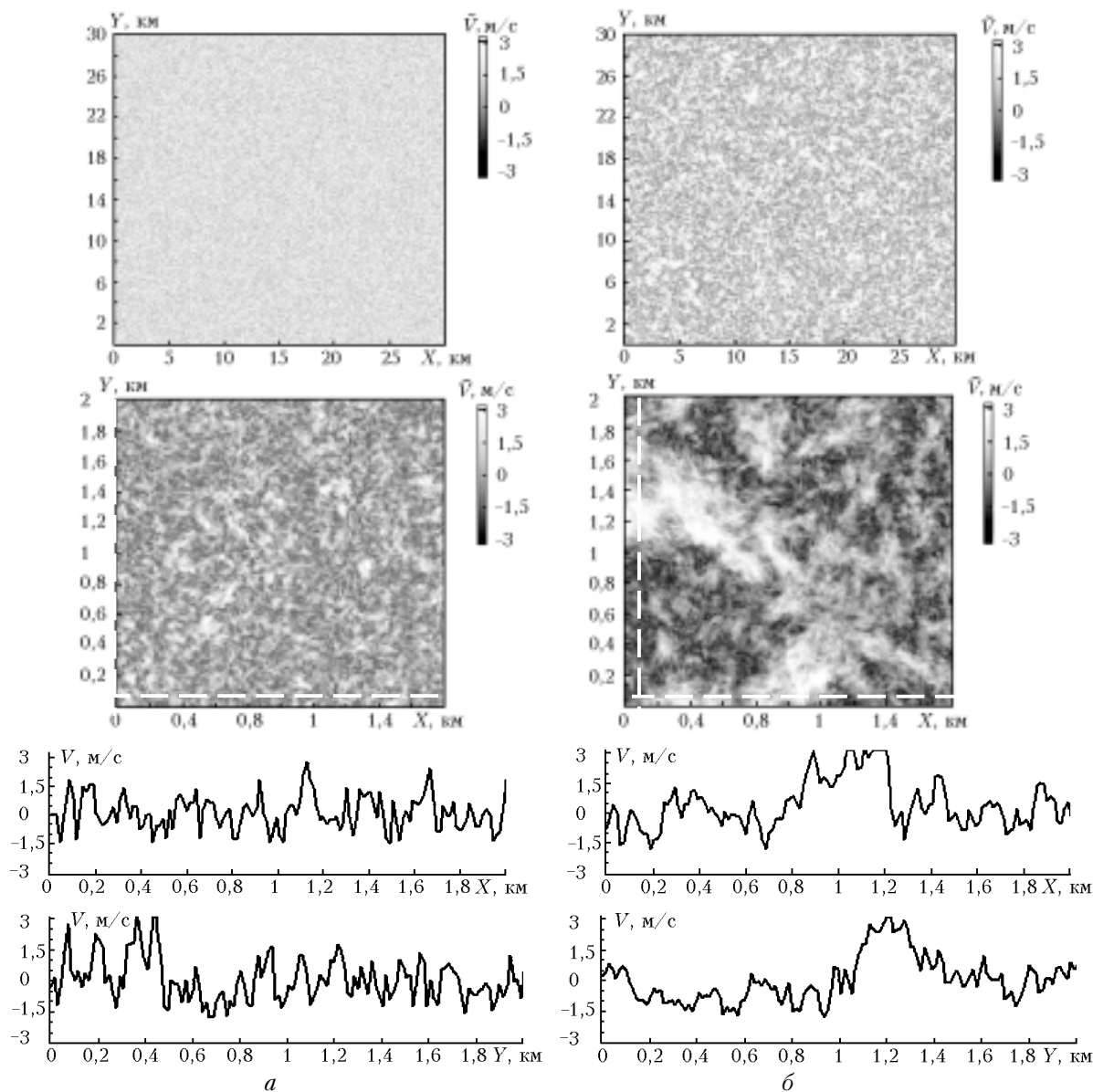


Рис. 1. Двумерные и одномерные распределения флуктуаций скорости ветра: *a* – $\sigma_u = 1$ м/с, $L_u = 40$ м; *б* – $\sigma_u = 1,5$ м/с, $L_u = 300$ м

усреднении изменяется и наклон спектра (степенной закон, по которому происходит убывание спектра в высокочастотной области). Если при точечных измерениях наклон спектра соответствует « $-5/3$ » степенной зависимости Колмогорова–Обухова (кривая 1), то при усреднении убывание спектра происходит по закону « $-8/3$ » [5, 6]. Вопросы учета влияния пространственного усреднения на статистику скорости ветра, измеряемой доплеровскими лидарами, подробно рассмотрены во многих работах (см. [2–6] и библиографию в них).

Существенное влияние на вид спектра оказывают сдвиги ветра. На рис. 2, *в, г* показаны спектры с таким же пространственным разрешением, что и на рис. 2, *а, б*, но при наличии сдвига ветра. Видно, что сдвиг ветра приводит к значительному смещению области насыщения спектра в низкочастот-

ную область, а уровень насыщения спектра возрастает. Возможность такой трансформации спектров при наличии сдвига ветра необходимо учитывать при интерпретации экспериментальных данных, когда диапазон измерения спектров ограничивается 2–3 порядками величины и не удается продвинуться далеко в высокочастотную область вследствие шумов. Неучет влияния сдвига ветра на поведение спектра в низкочастотной области может привести к ошибочному выводу, что флуктуации скорости ветра в области крупных масштабов порядка нескольких километров подчиняются колмогоровской спектральной зависимости « $-5/3$ », как это было сделано при спектральном анализе данных восстановления ветра из измерений с использованием радара с синтезированной апертурой на ERS-2 в [7].

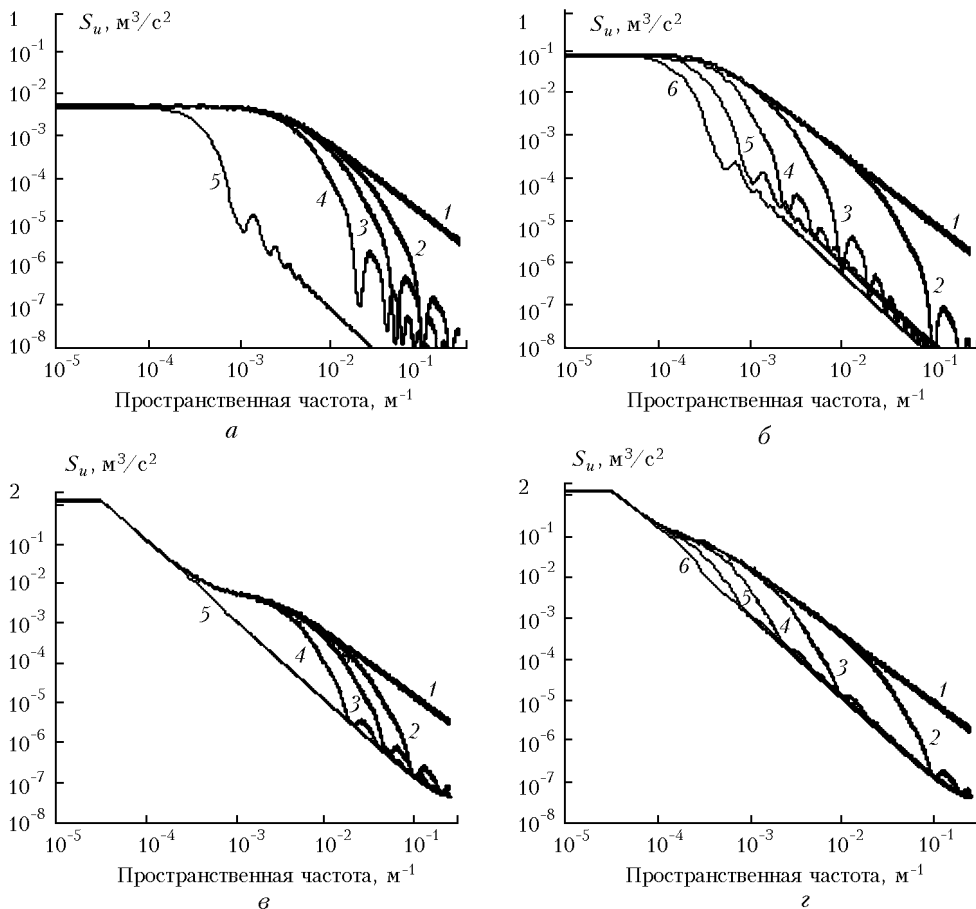


Рис. 2. Спектры флуктуаций скорости ветра: а, б – средний ветер равен нулю; в, г – средний ветер линейно растет от 0 до 5 м/с; 1 – без пространственного усреднения, 2–5 (а, в) соответствуют усреднению с масштабами 10, 20, 50 и 1000 м; 2–6 (б, г) соответствуют усреднению с масштабами 10, 100, 400, 1000 и 2000 м

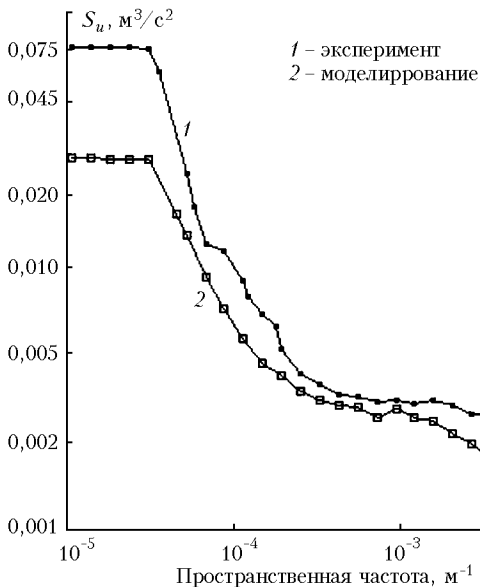


Рис. 3. Спектры скорости ветра: 1 – рассчитанный из данных радара с синтезированной апертурой с пространственным разрешением $12,5 \times 12,5$ м при градиентах средней скорости от 2 до 6 м/с; 2 – рассчитанный из моделируемых согласно (3) данных – $\sigma_u = 0,8$ и $L_u = 30$ с таким же усреднением и сдвигом ветра, что и в эксперименте

Действительно, наклон спектральных кривых на рис. 2, в, г в области масштабов 5–50 км и в высокочастотной области (кривая 1) один и тот же, но физические явления, обуславливающие такое поведение спектра, различны.

На рис. 3 приведены спектры скорости ветра, восстановленные из радарных данных, полученных из сигнала, рассеянного морской поверхностью [8], и флуктуаций скорости ветра, моделируемых в соответствии с (1) с пространственным усреднением, определяемым пространственным разрешением измерений в [8]. Именно учет сдвига ветра, наблюдавшегося в измерениях [8], в моделируемых данных позволил добиться хорошего согласия экспериментальных и моделируемых спектров.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант № 03-05-64194).

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М.: Наука, 1967. 720 с.
2. Frehlich R., Carnman L. Estimating spatial velocity statistics with coherent Doppler lidar // J. Atmos. Ocean. Technol. 2002. V. 19. № 3. P. 355–366.
3. Frehlich R. Effect of wind Turbulence on Coherent Doppler Lidar Performance // J. Atmos. Ocean. Technol. 1997. V. 14. P. 54–75.
4. Банах В.А., Смалыхо И.Н. Оценивание скорости диссипации турбулентной энергии из данных им-

- пульсного доплеровского лидара // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10. № 12. P. 1524–1538.
5. *Banakh V.A., Smalikhо I.N.* Лидарное зондирование скорости диссипации турбулентной энергии // Оптика атмосф. и океана. 1997. Т. 10. № 4–5. С. 473–484.
6. *Banakh V.A., Smalikhо I.N., Köpp F., and Werner Ch.* Measurement of turbulent energy dissipation rate with a cw Doppler lidar in the atmospheric boundary layer // J. Atmos. Ocean. Technol. 1999. V. 16. P. 1044–1061.
7. *Lehner S., Horstmann J., Koch W., and Rosenthal W.* Mesoscale wind measurements using recalibrated ERS-SAR images // J. Geophys. Res. 1998. V. 104. P. 7847–7856.
8. *Banakh V., Werner Ch., Streicher J., Reitebuch O., Nagel E., Schneiderhan T., König T., Lehner S., Dabas A., Delville P.* Wind Turbulence Parameters Measurements over Sea by Doppler Lidar and Radar // Proc. 12-th Coherent Laser Radar Conference, 15–20 June 2003. Bar Harbor, Maine, USA. P. 191–194.

V.A. Banakh, A.V. Falits. **Fluctuation spectra of inhomogeneous atmospheric wind field measured with spatial averaging.**

Some examples of simulation of turbulent wind fields and their spectra restored with different spatial resolution are presented. The effect of wind shear (wind field inhomogeneity) on the spatial spectrum of wind fluctuations is illustrated. Comparison with experimental spectra obtained from radar data is carried out.