

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ
И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 621.373.628.551.510.3

В.А. Банах, Х. Вернер*, Н.П. Криволицкий, И.Н. Смалихо

**Точность метода вариационной аккумуляции спектров оценки
скорости ветра из доплеровских лидарных данных
в турбулентной атмосфере**

Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск, Россия

** Институт физики атмосферы Немецкого авиакосмического центра, г. Оберпфaffenхофен, Германия*

Поступила в редакцию 7.05.2003 г.

Представлены результаты исследования точности восстановления среднего ветра из лидарных данных методом вариационной аккумуляции спектров (ВАС) в условиях ветровой турбулентности. Анализ проведен путем численного моделирования с использованием разработанной информационно-экспертной системы «Virtual Instrument». Описан метод моделирования неоднородных по высоте турбулентных ветровых полей. Показано, что в условиях ветровой турбулентности точность метода ВАС уменьшается по сравнению со случаем отсутствия флуктуаций скорости, соответственно снижается высота, до которой возможно восстановление среднего ветра из данных доплеровского лидара космического базирования с точностью, приемлемой для использования в прогностических моделях погоды. При этом точность метода ВАС оказывается существенно выше по сравнению с традиционным способом определения среднего ветра с предварительным оцениванием радиальной скорости.

Введение

В работах [1, 2] предложен метод вариационной аккумуляции спектров (ВАС), позволяющий восстанавливать высотные профили скорости и направления ветра непосредственно из данных сканирующего когерентного доплеровского лидара без предварительного оценивания радиальной скорости. Если скорость и направление ветра рассчитывать, как это обычно делается, из массива оценок радиальных скоростей, получаемых при сканировании эхосигналов от одиночных зондирующих импульсов, то, как показывают результаты численного моделирования [1, 2], восстановление высотных профилей скорости и направления ветра с приемлемой точностью возможно лишь до высот 2–3 км над поверхностью Земли. С увеличением высоты происходит уменьшение концентрации аэрозоля (в безоблачной атмосфере), отношение сигнал-шум падает, что приводит к практически полной непригодности такого способа восстановления ветра.

Метод ВАС предполагает предварительное усреднение доплеровских спектров по некоторому пространственному объему, в результате чего происходят подавление шумов и суммирование сигнала на доплеровской частоте. Численное моделирование [2] показывает, что для космического сканирующего 2-мкм лидара с энергией импульса 0,5 Дж, частотой повторения импульсов 10 Гц и диаметром телескопа 70 см в отсутствие турбулентности в условиях безоблачной атмосферы метод ВАС позволяет восстанавливать скорость с погрешностью ≤ 2 м/с и направление ветра с погрешностью $\leq 20^\circ$ в прилегающем к Земле слое толщиной до 20 км. Такая точность вполне удовлетворяет требованиям, предъявляемым метеорологическими службами к данным ветрового зондирования для их использования в прогностических моделях погоды.

В данной статье представлены результаты анализа точности метода ВАС при наличии турбулентных флуктуаций скорости ветра.

**Алгоритм моделирования
ветровой турбулентности**

Исследование влияния турбулентности на точность метода ВАС оценки скорости и направления ветра проводилось на основе численного моделирования с использованием информационно-экспертной компьютерной системы «Virtual Instrument» [3], разработанной для изучения возможностей восстановления поля скорости ветра из измерений доплеровскими лидарами. Система состоит из нескольких блоков и позволяет осуществлять моделирование эхосигнала сканирующего доплеровского лидара с базированием на земле и на космической и авиационной платформах.

Первый блок содержит исходную информацию о параметрах лидара, о геометрии зондирования и об атмосфере. В системе используются реальные данные Германской службы погоды (ГСП) о глобальном распределении атмосферных параметров за период 19–30 января 1998 г., что позволяет изучать возможности лидарного зондирования ветра в атмосфере в условиях, максимально приближенных к реальности.

Во втором блоке моделируется процесс лидарного зондирования. На выходе блока – реализации фототока, возникающего в приемной цепи лидара.

В третьем блоке моделируемые данные обрабатываются с целью получения высотных профилей радиальной составляющей скорости ветра с заданным разрешением по высоте. Рассчитываемые затем высотные профили скорости и направления ветра аккумулируются в выходном блоке и могут сопоставляться с исходными данными ГСП для ветра. По результатам сравнения можно судить об эффективности лидарных измерений ветровых полей.

В атмосферном блоке данные ГСП о параметрах атмосферы по всему земному шару задаются на сетке с пространственным разрешением $1,125^\circ$ по долготе и $1,121^\circ$ по широте. Для моделирования ветровой турбулентности ис-

пользуются данные о зональной $V_z(z_i)$ и меридианальной $V_m(z_i)$ компонентах средней скорости ветра (м/с), температуре $T(z_i)$ (К), а также о коэффициентах турбулентной вязкости $K_m(z_i)$ и турбулентного обмена для тепла $K_h(z_i)$ ($\text{м}^2/\text{с}$), где z_i – высота от 0 до 30 км, для которой заданы значения метеопараметров, $i = 1, 2, \dots, 20$.

Процедура моделирования случайных реализаций радиальной скорости включает в себя два этапа:

1) Расчет высотных профилей дисперсии флуктуаций скорости ветра $\sigma_u^2(z)$ и интегрального масштаба турбулентности $L_u(z)$ из данных ГСП.

2) Моделирование случайных реализаций двумерного поля ветра в плоскости распространения зондирующего импульса с использованием кармановской модели пространственного спектра турбулентных неоднородностей.

В приземном слое атмосферы расчет параметров σ_u и L_u осуществляется с использованием уравнения баланса турбулентной энергии. В соответствии с ТКЕ (Turbulence Kinetic Energy)-параметризацией пограничного слоя [4, 5] для скорости диссипации турбулентной энергии на высоте z_i в этом случае имеем

$$\varepsilon(z_i) = K_m(z_i) \left[\left(\frac{dV_z}{dz}(z_i) \right)^2 + \left(\frac{dV_m}{dz}(z_i) \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta(z_i)} K_h(z_i) \frac{d\theta}{dz}(z_i), \quad (1)$$

где $\theta(z_i)$ – потенциальная температура, рассчитываемая из $T(z_i)$ через адиабатический градиент [6]; g – ускорение свободного падения, $\text{м}^2/\text{с}$. Согласно теории турбулентности (см., например, [7–9]) энергия турбулентности может быть рассчитана по формуле

$$E(z_i) = C_E \sqrt{\varepsilon(z_i) K_m(z_i)}, \quad (2)$$

где $C_E = 5,73$ – эмпирическая константа. Откуда по формуле

$$\sigma_u(z_i) = C_u \sqrt{E(z_i)}, \quad (3)$$

где $C_u = 1,04$, рассчитывалась дисперсия (стандартное отклонение) флуктуаций продольной компоненты скорости ветра $\sigma_u(z_i)$. В соответствии с кармановской моделью турбулентного спектра интегральный масштаб корреляции определяется скоростью диссипации энергии турбулентности и дисперсией флуктуаций скорости:

$$L_u(z_i) = C_L \sigma_u^3(z_i) / \varepsilon(z_i), \quad (4)$$

где $C_L = 0,67$. Выражение (4) использовалось для нахождения $L_u(z_i)$ из рассчитанных значений $\varepsilon(z_i)$ и $\sigma_u(z_i)$.

Известно, что в приземном слое, как правило, энергия турбулентности E (и σ_u) меняется с высотой незначительно, а внешний масштаб растет пропорционально высоте. Поэтому для приземного слоя использовались следующие приближенные выражения для оценки искомых параметров:

$$\sigma_s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \sigma_u^2(z_i)} \quad (5)$$

и

$$L_s = C_s z, \quad (6)$$

где $C_s = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{L_u(z_i)}{z_i}$, σ_s^2 – дисперсия и L_s – масштаб корреляции для приземного слоя $z_i \in [0, h_s]$; h_s – высота призем-

ного слоя. Для оценки σ_s и L_s мы использовали данные ГСП на трех нижних высотных уровнях.

С увеличением высоты в пограничном слое влияние трения воздушного потока о подстилающую поверхность ослабевает и для высот $z \gg h_b$, где h_b – высота пограничного слоя атмосферы, эффектами трения можно пренебрегать. В свободной атмосфере на высотах $z \gg h_b$ генерация турбулентной энергии осуществляется другими источниками, и, как показывают экспериментальные данные [8], интенсивность турбулентности $\sigma_u(z)/U(z)$, где $U(z) = \sqrt{V_z^2(z) + V_m^2(z)}$ для флуктуаций скорости ветра с пространственными масштабами, не превышающими 10 км, составляет примерно 0,05. Параметрическая подгонка измеренных пространственных спектров турбулентного поля ветра к модели Кармана (9) дает для интегрального масштаба корреляции скорости в свободной атмосфере оценку 500 м [8]. Основываясь на этих данных, для оценки высотных профилей σ_u^2 и L_u мы использовали следующую простую модель:

$$\sigma_u^2(z) = \sigma_s^2 e^{-2(z/h_b)} + \sigma_f^2 (1 - e^{-2(z/h_b)}), \quad (7)$$

$$L_u(z) = C_s z / (1 + C_s z / L_f), \quad (8)$$

где $\sigma_f^2 = (\gamma U(z))^2$ – дисперсия; L_f – интегральный масштаб корреляции скорости ветра в свободной атмосфере, $\gamma = 0,05$; $L_f = 500$ м. Высота пограничного слоя h_b зависит от термической стратификации в атмосфере и оценивается на основе данных ГСП.

Для моделирования случайных реализаций радиальной скорости использовался спектральный метод [10, 11]. При этом предполагалось, что турбулентное поле ветра является изотропным и его пространственный спектр описывается кармановской моделью [9]. В соответствии с этой моделью одномерные пространственные спектры продольной $S_u(z, \kappa_z)$ и поперечной $S_u(z, \kappa_x)$ компонент скорости ветра и двумерный пространственный спектр $S_u(z, \kappa_z, \kappa_x)$ записываются в виде

$$S_u(z, \kappa_z) = \frac{2\sigma_u^2(z) L_u(z)}{\{1 + [8,43L_u(z)\kappa_z]^2\}^{5/6}}, \quad (9)$$

$$S_u(z, \kappa_x) = \frac{\sigma_u^2(z) L_u(z)}{\{1 + [8,43L_u(z)\kappa_x]^2\}^{5/6}} \left[1 + \frac{5}{3} \frac{(8,43L_u(z)\kappa_x)^2}{1 + [8,43L_u(z)\kappa_x]^2} \right], \quad (10)$$

$$S_u(z, \kappa_z, \kappa_x) = \frac{1}{6\pi} \frac{\sigma_u^2(z) [8,43L_u(z)]^2}{\{1 + [8,43L_u(z)]^2 (\kappa_z^2 + \kappa_x^2)\}^{4/3}} \times \left[1 + \frac{8}{3} \frac{[8,43L_u(z)\kappa_x]^2}{1 + [8,43L_u(z)]^2 (\kappa_z^2 + \kappa_x^2)} \right]. \quad (11)$$

При моделировании в (9)–(11) использовались параметры $\sigma_u^2(z)$ и $L_u(z)$, рассчитанные по формулам (7), (8).

Моделирование неоднородного по высоте (вдоль координаты z) случайного поля ветра $\tilde{V}(z)$ осуществлялось по следующей схеме. Сначала моделировался массив значений $\tilde{V}_0(z_k)$, где $z_k = z_0 + \Delta z k$, $k = 0, 1, 2, \dots, N_z$, для постоянных значений $\sigma_u^2(z) = \sigma_{u0}^2$ и $L_u(z) = L_{u0}$. Затем осуществлялась коррекция полученного массива:

$$\tilde{V}(z_k) = [\sigma_u(z_k) / \sigma_{u0}] \tilde{V}(z_0),$$

где

$\hat{z}_k = (z_0 + \Delta z k) L_u(z_k) / L_{u0}$; $\sigma_{u0} = \sigma_u(z_0)$; $L_{u0} = L_u(z_0)$, z_0 – начальная высота.

Влияние турбулентных флуктуаций скорости ветра на точность метода ВАС

Анализ влияния турбулентности поля ветра на точность метода ВАС проводился для лидара, расположенного на космической платформе. Геометрия сканирования и параметры лидара приведены в [2].

Пусть U и θ_V – скорость и направление ветра. Тогда для радиальной компоненты ветра $V_r(\theta_i)$, измеряемой космическим лидаром под азимутальным углом сканирования θ_i , мы имеем

$$V_r(\theta_i) = U \cos \alpha \cos(\theta_i - \theta_V), \quad (12)$$

где α – угол наклона лазерного пучка к поверхности Земли. Задача заключается в оценке U и θ_V из доплеровских спектров в выбранном объеме зондирования. Для этого с учетом (12) рассчитывается двумерный массив значений функции $F(U, \theta_V)$ при произвольных U и θ_V [2]:

$$F(U, \theta_V) = \sum_{i=1}^n \sum_{k''=k'-\Delta k}^{k'+\Delta k} W\left(\theta_i, \frac{k''}{MT_s}\right), \quad (13)$$

где

$$k' = \left[\frac{U}{\Delta V} \cos \alpha \cos(\theta_i - \theta_V) \right]; \quad (14)$$

$U = \Delta U l$; $\theta_V = \Delta \theta_V m$ ($l = 1, 2, \dots, m = 1, 2, \dots$), ΔU и $\Delta \theta_V$ – разрешение по скорости и по углу, прямоугольные скобки в (14) означают целую часть числа; $W(\theta_i, k''/(MT_s))$ – спектр доплеровского сигнала; T_s^{-1} – частота съема (дискретизации) данных; MT_s – время съема данных для оценки скорости (M – длина выборки); n – число импульсов в объеме зондирования; $\Delta V = (\lambda/2) \Delta f$ – разрешение по скорости, λ – длина волны, $\Delta f = 1/(MT_s)$. Скорость U и направление

θ_V ветра определяются по положению максимума функции $F(U, \theta_V)$. Таким образом, с использованием (13) оценка скорости ветра осуществляется из достаточно хорошо усредненных данных измерений: по n зондирующим импульсам и по спектральному окну шириной $(2\Delta k + 1)/(MT_s)$. При $M = 1024$, $\lambda = 2$ мкм и $T_s = 10$ нс разрешение по скорости $\Delta V = 0,1$ м/с. Численные эксперименты показали, что при таком разрешении в (13) оптимальным является значение $\Delta k = 4$.

Турбулентные флуктуации скорости ветра приводят к случайным смещениям положения максимума доплеровского спектра и к его уширению [12]. Как показано в [13], для импульсного лидара эффективная средняя ширина доплеровского спектра хорошо аппроксимируется формулой

$$w_{\text{эф}}^2 = w^2 + 4\sigma_{\text{турб}}^2/\lambda^2, \quad (15)$$

где w^2 определяется формой зондирующего импульса;

$$\sigma_{\text{турб}}^2 = 2\sigma_u^2 \int_0^1 (1-s) \Lambda(s\Delta p/L_u) ds; \quad (16)$$

$$\Lambda(x) = 1,0 - 0,59x^{1/3} K_{1/3}(x), \quad (17)$$

$K_{1/3}(x)$ – модифицированная функция Бесселя, $\Delta p = MT_s c/2$. Из (15)–(17) следует, что турбулентность увеличивает статистическую неопределенность положения максимума доплеровского спектра и должна приводить к увеличению погрешности оценки средней скорости ветра методом ВАС.

Как показано в [2], если зондирование осуществляется с частотой 10 Гц, то при сканировании с борта космической платформы в ячейку пространственного разрешения метеорологической сети ГСП примерно 100×100 км попадают максимум 53 импульса. В среднем же число импульсов n , попадающих в ячейку пространственного разрешения и по которым ведется суммирование в (13), равно 26.

На рис. 1 показаны результаты расчета абсолютных ошибок восстановления скорости и направления ветра при разных значениях дисперсии флуктуаций скорости в зависимости от отношения сигнал-шум для 20 импульсов в ячейке пространственного разрешения.

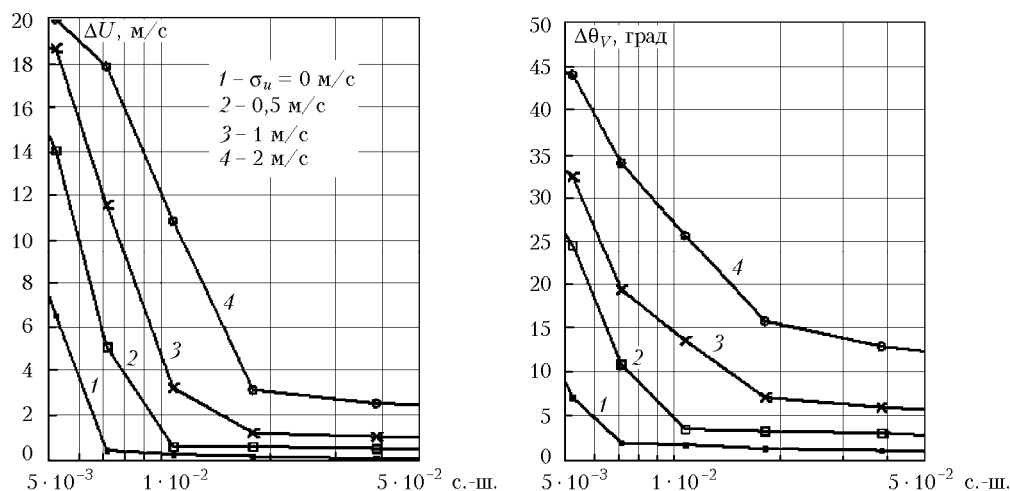


Рис. 1. Абсолютная ошибка восстановления скорости и направления ветра из данных космического доплеровского лидара в зависимости от отношения сигнал-шум

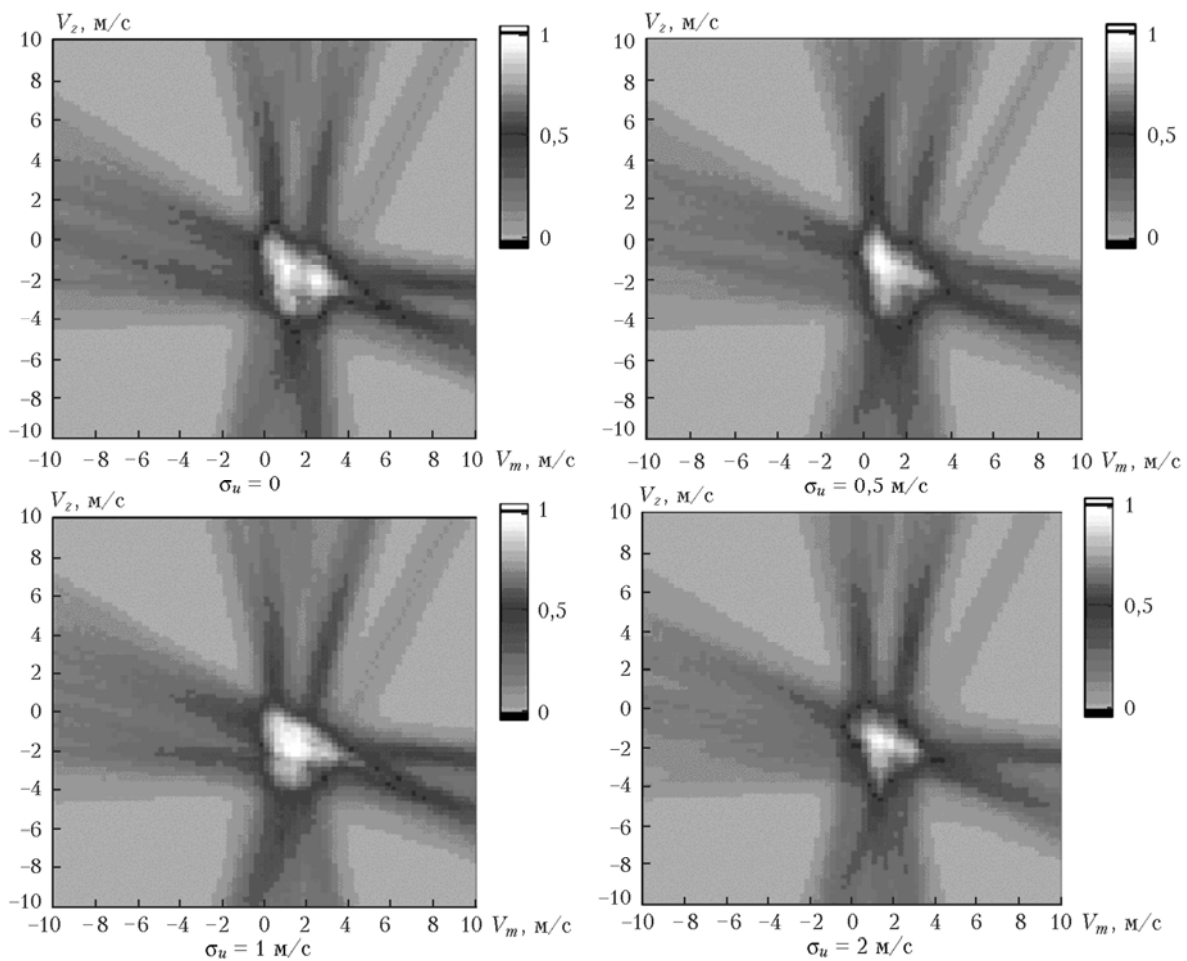


Рис. 2. Функция $F(U, \theta)$ при различных значениях среднеквадратического отклонения скорости ветра; $V_m = U \cos \theta$, $V_z = U \sin \theta$, высота $z = 7$ км

Из рис. 1 следует, что в отсутствие турбулентности восстановление скорости методом ВАС с точностью не хуже 2 м/с возможно при отношениях сигнал-шум не меньше $7 \cdot 10^{-3}$. Это соответствует высоте примерно 8 км (см. [2, рис. 5]). (Для восстановления ветра методом ВАС с хорошей точностью до больших высот требуется $n > 20$ [2]). При $\sigma_u^2 \neq 0$ точность падает, и при дисперсии скорости $\sigma_u^2 = 4 \text{ м}^2/\text{с}^2$ восстановление ветра с приемлемой точностью возможно лишь для отношений сигнал-шум не меньше $5 \cdot 10^{-2}$, что соответствует высотам, не превышающим 4 км . Таким образом, турбулентные флуктуации скорости могут вдвое снизить потолок восстановления ветра методом ВАС с точностью, приемлемой для использования полученных лидарных данных в прогностических моделях погоды.

В некоторых случаях основным источником ошибок определения средней скорости являются сдвиги ветра. Мелкомасштабная турбулентность в этих условиях может выступать сглаживающим фактором. В результате в присутствии мелкомасштабной турбулентности точность метода ВАС может оказаться выше, чем в ее отсутствие. Пример именно такой ситуации показан на рис. 2, где приведены двумерные распределения функции F при различных значениях дисперсии скорости. Видно, что максимум функции F вследствие сглаживающего эффекта при $\sigma_u \neq 0$ размыт меньше, чем при $\sigma_u = 0$, и для $\sigma_u = 2 \text{ м/с}$ определение

средней скорости и направления ветра может быть осуществлено значительно точнее, чем при $\sigma_u = 0$.

Таким образом, из представленных результатов следует, что турбулентные флуктуации скорости ветра приводят к возрастанию статистической неопределенности положения максимума доплеровского спектра и соответствующему снижению точности метода ВАС. В условиях ветровой турбулентности отношение сигнал-шум как бы уменьшается, соответственно снижается высота, до которой возможно восстановление среднего ветра из лидарных данных с точностью, приемлемой для использования в прогностических моделях погоды. Тем не менее точность метода ВАС оказывается существенно выше по сравнению с традиционным способом определения среднего ветра с предварительным оцениванием радиальной скорости. В условиях ветровых сдвигов мелкомасштабная турбулентность может оказывать сглаживающее действие. В этом случае точность метода ВАС при ветровой турбулентности выше, чем в ее отсутствие.

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

1. Banakh V.A., Werner Ch., Wergen W., Cress A., Krivolutsii N., Leike I., Smalikho I., Streicher I. Simulation of retrieval of wind height profile from data of scanning spaceborne coherent Doppler lidar // Proc. 11th Coherent Laser Radar Conference. 1–6th July 2001, Malvern, UK. P. 216–219.

2. *Banakh V.A., Werner X., Wergen V., Kress A., Krivolutskiy N.P., Lайке И., Смалихо И.Н., Штрайхер Й.* Моделирование восстановления ветра из измерений космическим когерентным доплеровским лидаром // *Оптика атмосф. и океана*. 2001. Т. 14. №10. С. 943–951.
3. *Leike I., Streicher I., Werner Ch., Banakh V., Smalikho I., Wergen W., Cress A.* Virtual Doppler Lidar Instrument // *J. Atmosph. and Ocean. Technol.* 2001. V. 18. P. 1447–1456.
4. *Potty K.V.J., Mohanty U.C., and Raman S.* Effect of three different boundary-layer parameterisations in a regional atmospheric model on the simulation of summer monsoon circulation // *Boundary-Layer Meteorol.* 1997. V. 84. P. 363–381.
5. *Beniston M.* From Turbulence to Climate. Berlin; Heidelberg; New York: Springer-Verlag, 1998. 328 p.
6. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы: Учебник для вузов по спец. «Метеорология» I. 2-е изд., перераб. и доп. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 751 с.
7. *Panofsky H.A., Dutton J.A.* Atmospheric Turbulence. Models and Methods for Engineering Application. A Wiley-Interscience Publication. John Wiley & Sons. New-York; Singapore, 1984. 397 p.
8. *Vinnichenko N.K., Pinus N.Z., Shmetter S.M., and Shur G.N.* Turbulence in the Free Atmosphere. Consultants Bureau. 1973. 287 p.
9. *Монин А.С., Яглом А.М.* Статистическая гидромеханика. Ч. 2. М.: Наука, 1967. 720 с.
10. *Frehlich R.* Effect of wind Turbulence on Coherent Doppler Lidar Performance // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1997. V. 14. P. 54–75.
11. *Баных В.А., Смалихо И.Н.* Оценивание скорости диссипации турбулентной энергии из данных импульсного доплеровского лидара // *Оптика атмосф. и океана*. 1997. Т. 10. № 12. 1524–1538.
12. *Banakh V.A., Smalikho 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.
13. *Frehlich R., Cornman L.* Coherent Doppler lidar signal spectrum with wind turbulence // *Appl. Opt.* 1999. V. 38. № 36. P. 7456–7466.

V.A. Banakh, Ch. Werner, N.P. Krivolutskiy, I.N. Smalikho. Accuracy given by the method of variational spectrum accumulation in estimation of wind velocity from lidar data in the turbulent atmosphere.

The accuracy of retrieval of the mean wind from lidar data by the method of variational spectrum accumulation (VSA) under the conditions of wind-induced turbulence is studied. The analysis is performed by numerical simulation using the developed Virtual Instruments information-expert system. A method for simulation of height-inhomogeneous turbulent wind fields is described. It is shown that under the conditions of the wind-induced turbulence the accuracy of the VSA method decreases as compared to the case of no velocity fluctuations, and, consequently, the height, up to which the mean wind can be retrieved from the space-borne Doppler lidar data with the accuracy acceptable for further usage in weather-forecast models, decreases. At the same time, the accuracy of the VSA method turns out to be much higher as compared to that given by the traditional method of wind velocity determination with prior estimation of the radial velocity.