

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 555.521.3

Ю.С. Балин, И.А. Разенков, А.П. Ростов

ИССЛЕДОВАНИЯ ФЛУКТУАЦИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ АЭРОЗОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ЛИДАРА

Проведен анализ лидарных экспериментальных данных и данных двух ультразвуковых акустических анемометров, который позволил на основе теории подобия Монина–Обухова получить начальное приближение универсальной функции для дисперсии флуктуаций коэффициента обратного рассеяния в приземном слое воздуха.

Основой для физического описания состояния приземного слоя атмосферы является теория подобия Монина–Обухова для турбулентного режима в стратифицированной среде. Фундаментом теории являются гипотезы о независимости режима турбулентного движения среды от молекулярных воздушных констант и отсутствии влияния подстилающей поверхности. Теория позволяет составить масштабы для измерения скорости ветра u^* , температуры T^* и длины L (масштаб Монина–Обухова), а затем, переходя к безразмерным величинам, получить универсальные профили основных метеопараметров и универсальные функции статистических характеристик в приземном слое воздуха [1].

Аналогично универсальные функции могут быть определены и для концентрации аэрозольных частиц, рассматривая их как консервативную пассивную примесь. Справедливость последнего теоретически доказана в [2, 3] и экспериментально обоснована контактными методами [4, 5] и оптическими измерениями [6, 3].

В настоящей статье предпринята попытка полуколичественного определения универсальной функции, связывающей дисперсию флуктуаций концентрации аэрозоля с параметром, характеризующим гидродинамическое состояние атмосферы. В качестве такого параметра обычно используется число Ричардсона Ri , которое однозначно описывает термическую стратификацию [1]

$$Ri = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \gamma_a \right) / \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2,$$

где $\gamma_a = 0,0098$ град/м – сухоадиабатический градиент температуры; g – ускорение свободного падения; z – высота. Число Ri определяет относительный вклад конвективного и динамического факторов в энергию турбулентности и по формуле (5) определяется на практике по показаниям двух пар датчиков температуры и скорости ветра, находящихся на разных уровнях в пределах приземного слоя атмосферы. При <безразличной> (нейтральной) стратификации, когда градиент температуры совпадает по модулю с γ_a , число $Ri = 0$.

В качестве оптического параметра, характеризующего флуктуации концентрации, будем рассматривать коэффициент обратного рассеяния. Согласно теории подобия для градиента коэффициента обратного рассеяния $\beta(z)$ можно записать

$$\frac{\partial \beta}{\partial z} = \frac{\beta^*}{L^*} f_\beta(\zeta), \quad (1)$$

где β^* – масштаб измерения коэффициента обратного рассеяния; $f_\beta(\zeta)$ – некоторая универсальная функция; $\zeta = z/L$ – безразмерная высота. В соответствии с теорией масштаб β^* должен определяться турбулентным потоком частиц F_β за единицу времени через единичную горизонтальную площадку. Тогда, исходя из соотношения размерностей, можно записать:

$$\beta^* = - F_\beta / \kappa r_i, \quad (2)$$

где k – универсальная постоянная Кармана; ρ – плотность воздуха. Отметим, что β^* выполняет роль масштаба только тогда, когда поток F_β по высоте будет постоянным. Это, по сути, определение приземного слоя для поля концентрации атмосферных частиц. Из [7] высота приземного слоя h для потока импульса и, следовательно, для поля скорости ветра составляет 20–200 м в зависимости от метеоусловий. Аналогичные по величине оценки получаются для потоков тепла и влаги [7], что дает основание предположить, что высота приземного слоя для концентрации частиц не должна заметно отличаться от указанных значений.

Как видно из (2), для нахождения β^* необходимо знание турбулентного потока F . Однако непосредственные экспериментальные измерения турбулентных потоков тепла, влаги, частиц представляют довольно сложную техническую задачу [8]. Поэтому на практике соответствующие масштабы оцениваются на основе градиентных измерений. В частности, для аэрозольных частиц оценку потока можно осуществить, используя следующее соотношение:

$$F_\beta = K_\beta \frac{\partial \beta}{\partial z}, \quad (3)$$

где K_β – коэффициент турбулентного обмена для концентрации частиц. Объединяя (2) и (3), получаем в общем виде выражение для масштаба

$$\beta^* = - \frac{K_\beta}{k\rho u^*} \frac{\partial \beta}{\partial z}. \quad (4)$$

Отсюда следует, что для оценки β^* необходима прежде всего информация о поведении коэффициентов турбулентного обмена и скорости ветра. Поскольку коэффициент K_β зависит от конкретных метеоусловий, то его значение не является постоянной величиной [1]. Это обстоятельство не позволяет непосредственно оценивать масштаб β^* , если нет возможности определить K_β . Тем не менее при реализации определенных допущений получение универсальных зависимостей для концентрации аэрозольных частиц возможно.

Интегрирование уравнения (1) для стратификации, близкой к безразличной, позволяет получить формулы, которые в литературе называются <линейной+логарифмической> моделью приземного слоя атмосферы [1, 7],

$$\beta(z) = \beta(z_0) + \beta^* [\ln z/z_0 + \alpha_\beta z/L], \quad (5)$$

где коэффициент α необходим для коррекции профиля пассивной примеси при стратификации, отличной от нейтральной $Ri = 0$, поскольку безразмерная высота $\zeta = z/L$ представляет собой классический параметр гидростатической устойчивости, который связан однозначной зависимостью с числом Ri . При нейтральной стратификации, когда $Ri = 0$, масштаб Монина–Обухова $L = \pm \infty$ и, следовательно, параметр ζ также равен нулю. Логарифмический закон для профилей метеопараметров в приземном слое является следствием теории подобия. Соотношения, аналогичные (5), отличающиеся своим коэффициентом α , справедливы для профиля скорости ветра, температуры, влажности и прочих атмосферных примесей.

Однако в отличие от указанных метеоэлементов данных об оценке коэффициента α для аэрозольных профилей в литературе обнаружить не удалось.

В связи с этим для получения конечных формул ограничимся рассмотрением нейтральной или близкой к ней стратификации, т.е. когда $Ri \approx 0$. В этом случае выражение (5) упрощается:

$$\beta(z) - \beta(z_0) = \beta^* \ln z/z_0.$$

И для безразмерной дисперсии флуктуаций можно записать:

$$f_\beta = \sqrt{\sigma_\beta^2/\beta^*} = [(\sqrt{\sigma_\beta^2})/\langle \beta \rangle] \langle \beta \rangle > \ln z/z_0 / [\beta(z) - \beta(z_0)].$$

Фиксируя точку ($z = z_1 > z_0$) в пределах приземного слоя атмосферы и полагая $\langle \beta \rangle = [\beta(z_1) + \beta(z_0)]/2$, окончательно получим

$$f_{\beta} = 0,5(\sqrt{\sigma_{\beta}^2} / \langle \beta \rangle) [(B + 1) / (B - 1)] \ln z_1 / z_0, \quad (6)$$

где $B = \beta(z_1) / \beta(z_0)$.

Как видно из (6), полученное выражение для универсальной функции позволяет оперировать с оптическими характеристиками, представленными в относительном безразмерном виде. Это, в свою очередь, позволяет, не проводя абсолютную калибровку лидара, использовать при обработке непосредственно величины лидарных сигналов, пропорциональных при малых оптических толщах величине коэффициента обратного рассеяния.

Для исследования закономерностей флуктуаций концентрации аэрозольных частиц в летне-осенний сезон были проведены экспериментальные исследования с помощью лазерного локатора <ЛОЗА-3> [9] и двух акустических анемометров [10].

Измерения проводились вблизи г. Томска над ровной подстилающей поверхностью с травяным покровом в соответствии со схемой эксперимента, представленной на рис. 1. Один анемометр *A1* располагался на высоте 2,5 м, второй *A2* на метеомачте на высоте 20 м. Оба анемометра с частотой 4 Гц измеряли значения двух горизонтальных компонент скорости ветра. Из анемометрических данных определялись: средняя величина модуля и направления скорости ветра, значение дисперсии флуктуаций скорости ветра и число Ричардсона *Ri* в пределах 20-метрового слоя атмосферы.

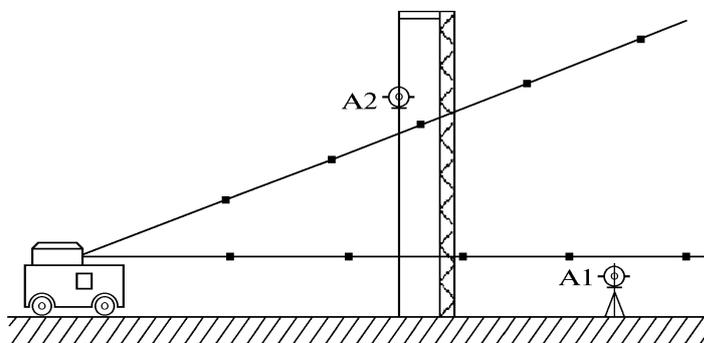


Рис. 1. Схема проведения эксперимента с использованием лидара и акустических анемометров

Лидарные измерения проводились в двух направлениях: в горизонтальном и под углом $3,2^\circ$, при этом трассы зондирования и анемометры были разнесены на расстояние не более 200 м. Частота записи лидарных сигналов составляла 2 Гц, пространственное разрешение по трассе – 7,5 м. Измерения проводились одновременно, при этом цикл состоял из двух серий.

В первой серии в течение двух минут в память ЭВМ записывались профили лидарных сигналов при зондировании по обоим направлениям. Отношение этих сигналов позволяло оценить высотное распределение $\beta(z) / \beta(z_0)$, где $z_0 = 2,5$ м. Во второй серии измерений в течение 10 мин с интервалом 1 с осуществлялось зондирование под углом $3,2^\circ$ и накапливалась информация о флуктуациях концентрации аэрозольных частиц. По окончании зондирования рассчитывалось нормированное средне-квадратическое отклонение $\delta\beta = \sqrt{\sigma_{\beta}^2} / \langle \beta \rangle$ коэффициента обратного рассеяния в диапазоне высот $2,5 \div 36$ м.

Чтобы охватить наибольшее количество реализуемых в атмосфере значений *Ri* и профилей $\beta(z)$, наблюдения проводились в различное время суток. Наиболее типичное поведение высотного распределения отношения $\beta(z) / \beta(z_0)$ в зависимости от числа *Ri* показано на рис. 2.

Ситуации, когда концентрация аэрозольных частиц увеличивается с ростом высоты (кривая 1), как правило, возникают в утренние часы при наличии приземной температурной инверсии ($Ri > 0$), которая <запирает> аэрозоль, находящийся под инверсией. В дальнейшем в дневное время земная поверхность хорошо прогревается ($Ri < 0$), инверсия разрушается и аэрозоль выносится конвективными потоками вверх. Как следствие этого процесса концентрация частиц с ростом высоты уменьшается (кривая 3), а генерация аэрозоля в основном происходит непосредственно вблизи поверхности. В случае безразличной стратификации ($Ri \approx 0$) приземный слой, как правило, хорошо перемешан и профиль коэффициента обратного рассея-

ния практически постоянен в пределах всего слоя (кривая 2). Таким образом, в течение одних суток могут наблюдаться противоположные по характеру высотные распределения коэффициента обратного рассеяния с различной величиной высотного градиента. Величина последнего, наряду со значениями пульсаций скорости переноса, и определяет в основном флуктуации концентрации аэрозольных частиц в приземном слое атмосферы.

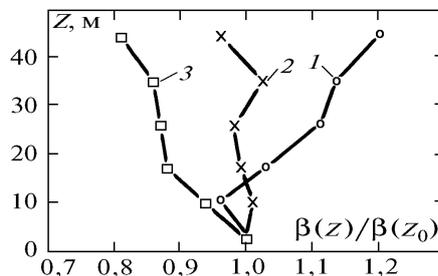


Рис. 2. Распределение нормированных типичных профилей коэффициента обратного рассеяния в зависимости от числа Ричардсона Ri : 1 – $Ri = 1,3$; 2 – $Ri = 0,01$; 3 – $Ri = -0,53$

Результаты экспериментальных исследований взаимосвязи данных физических параметров представлены на рис. 3 – 5. На рис. 3 показано сопоставление данных модуля флуктуационной составляющей скорости ветра δu по показаниям анемометра и вариаций $\delta\beta$ коэффициента обратного рассеяния.

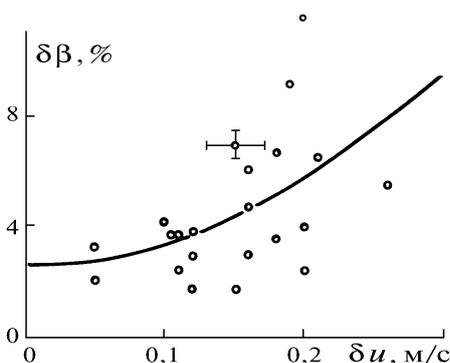


Рис. 3. Зависимость вариаций коэффициента обратного рассеяния от флуктуаций модуля скорости ветра

Разброс точек на графике позволяет в основном уловить тенденцию увеличения $\delta\beta$ по мере возрастания флуктуаций δu в виде параболической зависимости. Парабола ($\delta\beta = 76,3 \delta u^2 + 2,6$) на рисунке представляет кривую регрессии, рассчитанную методом наименьших квадратов. Поскольку разброс точек существенно превышает указанные на рисунке пределы погрешностей измерений, то он не может быть объяснен только турбулентным режимом.

Вторым существенным моментом, как уже отмечалось, является влияние градиента концентрации аэрозольных частиц, о котором можно судить через отношение $B = \beta(z_1)/\beta(z_0)$. Эти данные представлены на рис. 4. Здесь регрессия рассчитана также методом наименьших квадратов для линейной зависимости $\delta\beta = 13,1 B + 17,1$. Из рис. 4 видно, что чем быстрее падает с высотой концентрация частиц ($Ri < 0$, рис 2), тем выше флуктуации $\delta\beta$.

В целом анализ обсуждаемого экспериментального материала указывает на отсутствие универсальной зависимости между данными физическими параметрами атмосферы. К такому же выводу приходим, анализируя взаимосвязь непосредственно между флуктуациями коэффициента обратного рассеяния и числом Ri , представленную на рис. 5. Общая тенденция этой зависимости – увеличение $\delta\beta$ по мере возрастания степени неустойчивости атмосферы ($Ri < 0$). Особенностью представленных данных является резкое повышение вариаций $\delta\beta$ вблизи ($Ri \approx 0$), т.е. в случае реализации безразличной стратификации атмосферы.

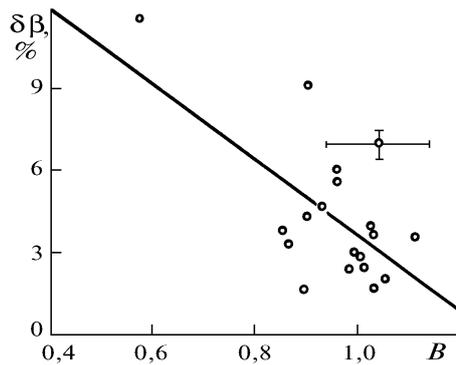


Рис. 4. Зависимость вариаций коэффициента обратного рассеяния от значений его градиента

Рассмотрим поведение флуктуаций $\delta\beta$ при нормировке на масштаб β^* . Расчеты универсальной функции были выполнены в соответствии с выражением (6), при этом использовался весь полученный экспериментальный материал. Результаты расчетов, приведенные на рис. 6, показывают, что поведение зависимости $\delta\beta^* = f(Ri)$ можно приближенно описать гиперболической функцией $\delta\beta^* = 0,027/Ri$, если в качестве осей координат выбрать ее асимптоты. Как видно из рис. 6, часть экспериментальных точек оказалась по другую сторону оси ординат, что, вероятнее всего, объясняется большой погрешностью измерений числа Ri . Тем не менее анализ общего вида графика, позволяет судить о более упорядоченном расположении экспериментальных точек по сравнению со всеми ранее обсуждаемыми зависимостями, в том числе с зависимостью, представленной на рис. 5.

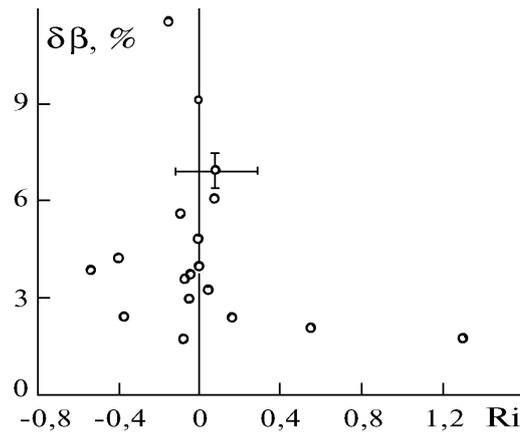


Рис. 5. Зависимость вариаций коэффициента обратного рассеяния от числа Ричардсона Ri

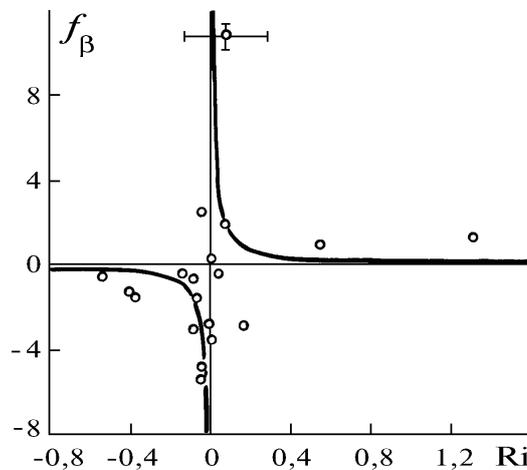


Рис. 6. Вид универсальной функции дисперсии флуктуаций коэффициента обратного рассеяния

Балин Ю.С., Разенков И.А., Ростов А.П.

Другой характерной особенностью рассматриваемой универсальной функции является наличие точки разрыва при $Ri = 0$. Формально (в соответствии с расчетными формулами) разрыв функции означает резкое уменьшение до нуля масштаба β^* . Фактически же это соответствует уменьшению до минимальных величин турбулентного потока частиц, причем при переходе через точку $Ri = 0$ происходит изменение знака градиента концентрации частиц и направления движения турбулентного потока. Отмеченная особенность может позволить, используя только данные лидара, довольно просто судить о температурной стратификации атмосферы.

В заключение отметим, что предпринятая попытка получения универсальной функции, связывающей дисперсию флуктуаций концентрации аэрозоля с термической стратификацией атмосферы, указывает пока основное направление такого рода исследований. В дальнейшем авторы планируют вернуться к рассматриваемой проблеме на основе более обширного экспериментального материала.

1. Монин А.С., Яглом А.М. Статистическая гидромеханика. М.:Наука, Ч. 1. 1965. 640 с.
2. Баренблатт Г.И. // Прикл. матем. мех. 1953. Т 17. N 3. С. 261 – 274.
3. Балин Ю.С., Беленький М.С. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1986. Т. 22. N 10. С. 1060 –1063.
4. Белан Б.Д., Гришин А.И., Матвиенко Г.Г., Самохвалов И.В. Пространственная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
5. Левич В.Г., Качанов С.И. // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. N 4. С. 763.
6. Kunkel K.E., Eloranta E.M., Weinman J.A. // J. Atmos. Sci. 1980. V. 37. N 5. P. 978 – 985.
7. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 290 с.
8. Песчанский Ю.А. и др. Комплекс аппаратуры для измерения турбулентных потоков тепла и влаги в приземном слое атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1976. 68 с.
9. Балин Ю.С., Байрашин Г.С., Разенков И.А. // Проблемно ориентированные измерительно-вычислительные комплексы. Новосибирск: Наука, 1986. С.65–71.
10. Анисимов М.В., Монастырный Е.А., Патрушев Г.Я., Ростов А.П. / ПТЭ. 1988. №4. с. 196–199.

Институт оптики атмосферы
СО РАН, Томск

Поступила в редакцию
15 марта 1994 г.

Yu.S. Balin, I.A. Razenkov, A.P. Rostov. **Lidar Studies of Fluctuations of Aerosol Concentration in the Ground Atmospheric layer.**

The analysis of lidar and acoustic anemometers data on atmospheric fluctuations allowed us to derive the initial approximation of a versatile function for variance of fluctuations of the backscattering coefficient in the ground atmospheric layer based on Monin – Obukhov theory of similarity.