

Г.Г. Матвиенко

РАЗВИТИЕ ЛИДАРНЫХ МЕТОДОВ ЗОНДИРОВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ

Проанализированы одночастотные методы лазерного зондирования аэрозольной атмосферы. Приведены основные данные о пространственно-временной изменчивости природного аэрозоля в пограничном слое атмосферы и ее связи с турбулентностью. Показаны возможности наземного и самолетного лидаров по картированию и дальнему переносу аэрозольных загрязнений, определению интенсивности выбросов локальных источников. Даны описания некогерентных методов для зондирования профиля горизонтальных ветровых потоков. Применительно к проблеме зондирования аэрозоля из космоса обсуждаются результаты лазерного зондирования облачных полей с помощью орбитальных квантовых дальнометров, полученные в 1982 – 1983 г.

Аэрозоль является важной составной частью атмосферного воздуха. Он во многом определяет радиационное поле, играет заметную роль в погодообразовании, участвует в различных физико-химических превращениях, в том числе, связанных с загрязнениями атмосферы продуктами промышленной деятельности. Характеристики атмосферного аэрозоля подвержены пространственно-временным изменениям, которые могут выступать индикатором динамики физического состояния атмосферы.

Учитывая большую значимость знаний об аэрозоле, он служил предметом пристального изучения и разработки все более совершенных приборов для его контроля контактного и бесконтактного типа. Среди последних важное место занимают лидары, реализующие дистанционные методы лазерного зондирования атмосферы [1 – 3].

С точки зрения лазерного зондирования атмосферный аэрозоль, с одной стороны, является удобным объектом для исследования, так как дает большие сигналы, а аэрозольные лидары со сравнительно небольшим потенциалом имеют большие дальности действия. Однако, с другой стороны, аэрозоль как сложный многопараметрический объект представляет известную проблему для обращения измеренных лидаром рассеянных оптических сигналов на физические свойства аэрозольных частиц [1, 3, 4]. Как показано в [4], устойчивые решения для микрофизических параметров аэрозольных частиц могут быть получены с помощью лидаров с анализом эхосигналов на многих (более 3) специально отобранных длинах волн. Одночастотные лидары эффективны в задачах определения профильных характеристик наклонной дальности видимости, массовой концентрации (водности в случае жидко-капельного аэрозоля), оптических коэффициентов рассеяния (ослабления) естественного и антропогенного аэрозоля, параметров движения аэрозольных объектов.

Значительное внимание развитию лазерных методов исследования аэрозольной атмосферы было уделено в Институте оптики атмосферы СО РАН. Под руководством академика В.Е. Зуева разработана серия лидаров, предназначенных для использования не только в стационарных, но и мобильных условиях: в автоприцепах, на кораблях, самолетах и космических платформах (имеется в виду орбитальный лидар <Балкан-1> [5]). Ряд лидарных разработок Института, таких как лидары <Электроника-01, 03, 06> [6], получили промышленное освоение и выпускаются серийно.

Названные лидарные системы используют одночастотные методы зондирования, которые более просты по реализации, чем многочастотные, но отвечают по своим возможностям первейшим запросам практики. Данная статья посвящена дальнейшему рассмотрению одночастотных лидарных методов изучения параметров аэрозольной атмосферы, получивших развитие в последние годы в Институте оптики атмосферы. Особо анализируются методы зондирования пространственно-временной изменчивости аэрозольных полей, методы пространственного картирования промышленного аэрозоля в атмосфере индустриального центра, методы

определения параметров ветрового и турбулентного движения, приложения к аэрокосмическим системам дистанционного мониторинга.

Пространственно-временная изменчивость аэрозольных полей

Атмосферный аэрозоль помещается в движущемся турбулентном потоке, для которого характерно наличие случайных пульсаций скорости, а также температуры и других примесей. При этом свойства аэрозоля (концентрация, микрофизические характеристики) также начинают испытывать пространственно-временные флуктуации. Проявлениями этих флуктуаций являются вариации эхосигналов лидаров, отмеченные нами ранее [7, 8] и обнаруживающие общие закономерности с турбулентными пульсациями (совпадение формы структурных функций и спектральных плотностей лидарных сигналов и пульсаций скорости воздушных потоков в условиях устойчивой, безразличной и неустойчивой стратификации). И таким образом открывается принципиальная возможность создания методов дистанционного определения характеристик атмосферной турбулентности с помощью обычного аэрозольного некогерентного лидара.

С целью углубленного исследования особенностей флуктуаций природных аэрозольных полей в 1993 г. был поставлен специальный полевой эксперимент [9]. В качестве основных средств были задействованы три ультразвуковые акустические метеостанции [10] и лазерный аэрозольный локатор <ЛЮЗА-3> [11]. Для контроля за термической ситуацией в приземном слое использовался акустический локатор. Измерения проводились в приземном слое воздуха.

Акустические метеостанции позволяли регистрировать с частотой 10 Гц в локальном объеме величины трех компонент скорости и определять значение температуры. Метеостанции располагались на высотах 2, 5 и 10 м, одна из которых (N 3, высота 5 м) была отнесена на расстояние 240 м от лидара. Схема эксперимента показана на рис. 1. Трасса лидара проходила в непосредственной близости от станции N 3, а ближайший строб лидара располагался на удалении не более 2 м от нее. Две другие станции использовались для оценивания градиентного числа Ричардсона и турбулентных потоков тепла на соответствующих высотах.

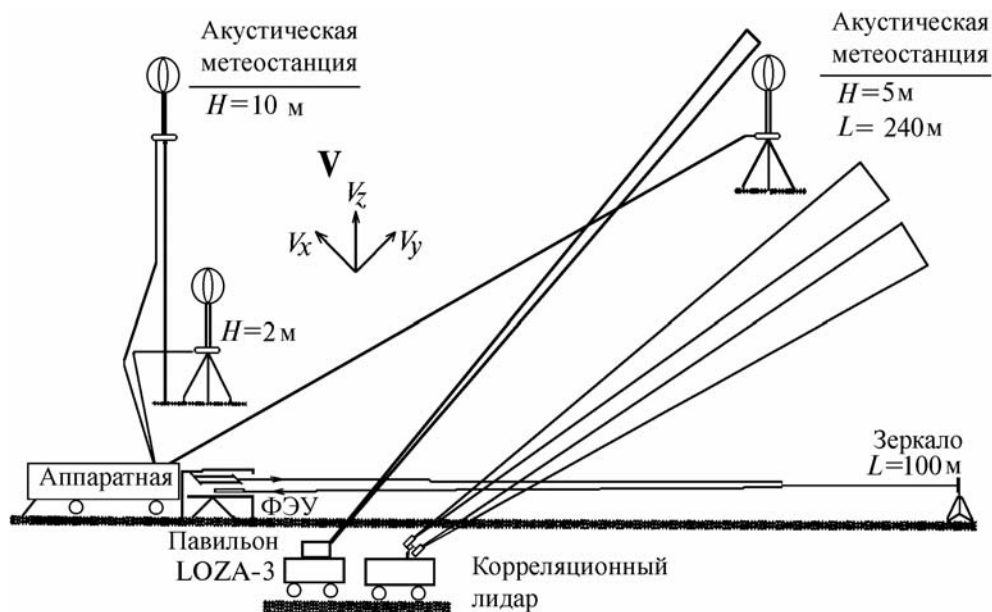


Рис. 1. Схема лазерно-акустического эксперимента по исследованию флуктуаций атмосферного аэрозоля

Во время эксперимента было проведено 50 серий измерений по 17 мин непрерывной записи. Число точек рядов равнялось 2048. Частота дискретизации при регистрации составляла 2 Гц. Общее число степеней свободы при оценке спектров составляло 30. Это, в свою очередь, обеспечивало точность оценки автоспектров около 18%.

Синхронность измерений позволила рассчитать различные авто- и кросскорреляции, а также авто- и кросспектры. Покажем несколько графиков из серии N 10, которая была проведена 27 июля 1993 г. в 12 ч местного времени [12]. На рис. 2 показана автокорреляционная

функция лидарного сигнала и кросскорреляционная функция этого же сигнала с продольным компонентом скорости ветра. На рис. 3 даны автоспектры продольной скорости и лидарного сигнала, а также их функции когерентности и фазы. Из полученных графиков спектров видно, что в частотном спектре присутствует степенный участок с наклоном $5/3$, что соответствует закону Колмогорова – Обухова.

Из рисунков следует, что концентрация аэрозоля флуктуирует в противофазе по отношению к пульсациям продольной компоненты скорости ветра. Это выражается в отрицательных значениях корреляции и величинах фазового угла, близких к 180° . В то же время спектр когерентности не превышает $0,3$, что указывает на сложное (нелинейное) взаимодействие полей скорости и аэрозоля.

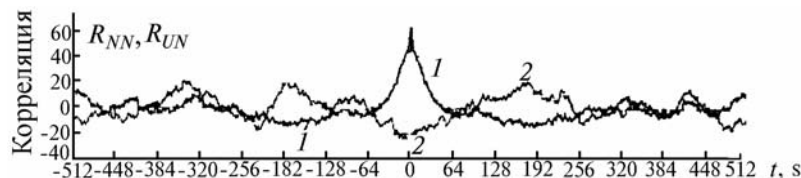


Рис. 2. Нормированные на дисперсию автокорреляционная функция лидарного сигнала (1) и кросскорреляционная функция этого же сигнала с продольным компонентом скорости ветра (2), умноженные на 100

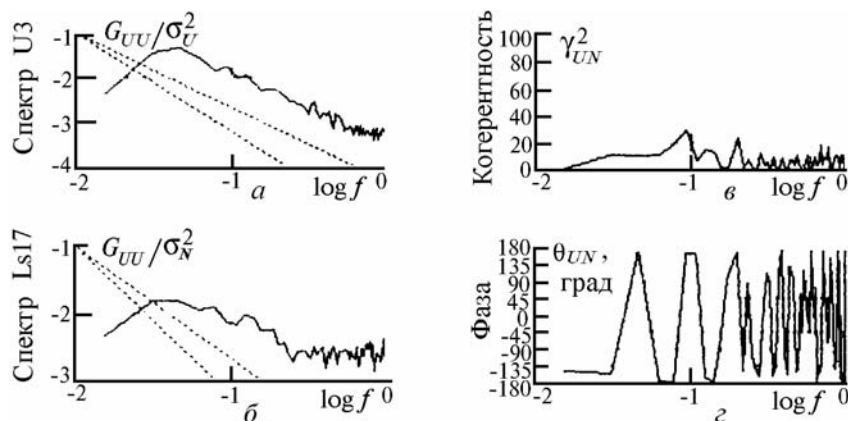


Рис. 3. Нормированные автоспектры продольной скорости ветра (а) и лидарного сигнала (б), и функции когерентности (в) и фазы (г)

На рис. 4 приведены ко-спектры (реальная часть взаимного спектра) горизонтальных и вертикальных потоков тепла и аэрозоля, полученные 27 июля 1993 г. в 11 ч при 7–8-балльной облачности и неустойчивой температурной стратификации (число Ричардсона $Ri = -0,07$) в приземном слое воздуха [13]. Как видно, рисунок подтверждает тот факт, что в приземном слое отношение горизонтального и вертикального потоков тепла отрицательно (при любой стратификации) так же, как и отношение потоков концентрации аэрозоля. Из графиков следует, что от 60 до 90% потоков переносится неоднородностями, которые соответствуют частотам менее $0,1$ Гц (размер более 30 – 50 м). Модуль ветра на высоте 5 м (станция N 3) был равен $2,4$ м/с, горизонтальные и вертикальные потоки тепла составляли 148 и 33 Дж/м²·с, а соответствующие, нормированные на дисперсию, потоки частиц составляли $0,174$ и $0,122$ м⁻²·с⁻¹.

Приведенные результаты являются экспериментальным фактом существования определенной взаимосвязи между лидарными характеристиками аэрозольных полей и атмосферной турбулентностью, которая при дальнейшем изучении позволит, основываясь только на данных лазерного зондирования, судить об интенсивности и других характеристиках атмосферной турбулентности.

Обращает на себя внимание наличие анизотропии флуктуационных характеристик скорости, температуры и, естественно, потока частиц в горизонтальном и вертикальном направлениях. Это обстоятельство обостряет необходимость создания адекватного теоретического описания флуктуаций лидарных сигналов в анизотропном поле аэрозольных неоднородностей. Такое описание нами разработано [14] и кратко анализируется ниже.

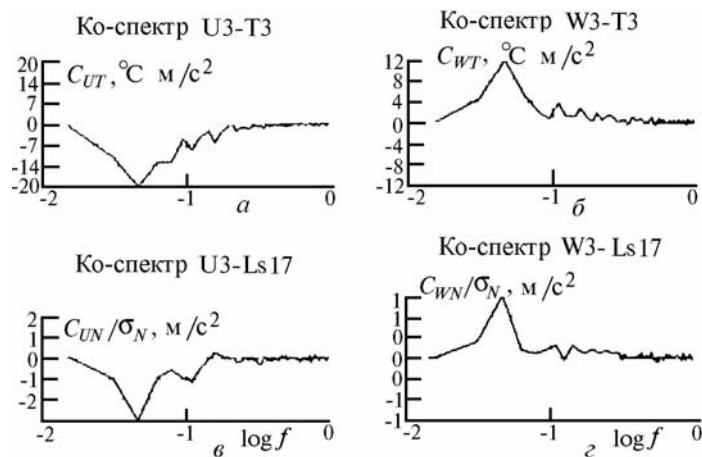


Рис. 4. Ко-спектры горизонтальных потоков тепла (а) и содержания аэрозоля (б) и соответствующие вертикальные потоки этих величин (б, з)

В предположении, что компоненты скорости ветра V_x, V_y, V_z распределены по нормальному закону со средним значением V_0 и дисперсиями σ^2 , с использованием пространственного спектра флуктуаций концентрации аэрозольных частиц:

$$\Phi_N(\kappa) = 0,033 C_N^2 \kappa^{-11/3} (1 - \exp(-\kappa^2/\kappa_0^2)),$$

где $\kappa_0 = 2\pi/L_0$; L_0 – внешний масштаб турбулентности; C_N^2 – структурная характеристика флуктуаций концентрации, согласно [8] аналитическое выражение для нормированной пространственно-временной корреляционной функции обратнорассеянного излучения имеет вид

$$\frac{R(\mathbf{r}, \tau)}{R(0, 0)} = B^{-1} \left\{ (a_V^2 + k_0^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)^{1/3} {}_1F_1 \left[-\frac{1}{3}, \frac{3}{2}, \frac{-(\mathbf{r} - \mathbf{V}_0 \tau)^2}{4(a_V^2 + k_0^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)} \right] - (a_V^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)^{1/3} {}_1F_1 \left[-\frac{1}{3}, \frac{3}{2}, \frac{(\mathbf{r} - \mathbf{V}_0 \tau)^2}{4(a_V^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)} \right] \right\}, \quad (1)$$

где $B = (a_V^2 + k_0^2)^{1/3} - a_V^{2/3}$; a_V – размеры рассеивающих объемов; \mathbf{r} – их разнос; τ – временное запаздывание; ${}_1F_1(a, b, x)$ – гипергеометрическая функция. Данное выражение получено в предположении равенства дисперсий компонент скорости ветра. Однако на практике часто наблюдается наличие анизотропии флуктуаций скорости ветра. С целью оценки влияния данного фактора проведен аналитический расчет $R(\mathbf{r}, \tau)/R(0, 0)$ для случая, когда вертикальные флуктуации скорости ветра отличны от флуктуаций в горизонтальной плоскости ($\sigma_x = \sigma_y = \sigma \neq \sigma_z$). Полученное выражение имеет вид

$$\frac{R(\mathbf{r}, \tau)}{R(0, 0)} = B^{-1} \left\{ \frac{(a_V^2 + k_0^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)^{5/6}}{(a_V^2 + k_0^2 + \frac{1}{2} \sigma_z^2 \tau^2)^{1/2}} \Theta_1 \left[\frac{1}{2}, -\frac{1}{3}, \frac{11}{6}, \frac{3}{2}, \frac{-\frac{1}{2}(\sigma^2 - \sigma_z^2) \tau^2}{a_V^2 + k_0^2 + \frac{1}{2} \sigma_z^2 \tau^2}; \frac{-(\mathbf{r} - \mathbf{V}_0 \tau)^2}{4(a_V^2 + k_0^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)} \right] - \frac{(a_V^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)^{5/6}}{(a_V^2 + \frac{1}{2} \sigma_z^2 \tau^2)^{1/2}} \Theta_1 \left[\frac{1}{2}, -\frac{1}{3}, \frac{11}{6}, \frac{3}{2}, \frac{-\frac{1}{2}(\sigma^2 - \sigma_z^2) \tau^2}{a_V^2 + \frac{1}{2} \sigma_z^2 \tau^2}; \frac{-(\mathbf{r} - \mathbf{V}_0 \tau)^2}{4(a_V^2 + \frac{1}{2} \sigma^2 \tau^2)} \right] \right\}, \quad (2)$$

где $\Theta_1(a, a', b; c; t, x)$ – гипергеометрическая функция двух переменных. Отметим, что если в (2) положить $\sigma_z = \sigma$, то $t = 0$, $\Theta_1(a, a', b; c; 0, x) = {}_1F_1(a', c, x)$ и формула (2) совпадает с (1).

Изменение отношения $R(\mathbf{r}, \tau)/R(0, 0)$ при $\sigma_z = 0$ и $\sigma_z = \sigma$, рассчитанного по формуле (2) для значений $a_v = 1$ м, $L_0 = 80$ м, $r = 5$ м, $V_0 = 1$ м/с, представлено на рис. 5. Видно, что анизотропия флуктуаций скорости ветра влияет на взаимную корреляционную функцию следующим образом: уменьшение дисперсии вертикальной компоненты скорости ветра σ_z^2 по сравнению с горизонтальной σ^2 приводит к смещению максимума корреляции в область больших τ , вызывает уширение корреляционной функции и повышение максимального уровня корреляции по сравнению со случаем изотропных флуктуаций.

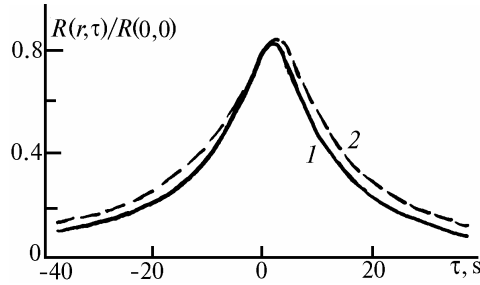


Рис. 5. Влияние анизотропии флуктуаций скорости ветра на взаимную корреляционную функцию лидарных сигналов: 1 – $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = \sigma$; 2 – $\sigma_x = \sigma_y = \sigma$, $\sigma_z = 0$

Другой способ обработки лидарных сигналов основан на использовании методов когерентного анализа. В [8] учет влияния флуктуаций ветра на спектральные характеристики лидарных сигналов проводился для случая $\sigma^2/V_0^2 \ll 1$. Однако в ряде метеорологических ситуаций отношение σ^2/V_0^2 может быть равно или больше 1. Учет флуктуаций ветра при произвольном σ^2/V_0^2 для взаимного спектра $W(\mathbf{r}, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} R(\mathbf{r}, \tau) e^{-i\omega\tau} d\tau$ приводит к выражению

$$W(\mathbf{r}, \omega) = c \frac{1}{V_0} \exp\left(-\frac{i\omega r}{V_0}\right) \int_0^{\infty} \Phi_N(k) \exp\left(-a_v^2 k^2 - \frac{\sigma^2 r^2 k^2}{2V_0^2}\right) \left\{ \operatorname{erf}\left(\frac{V_0}{\sqrt{2}\sigma} - \frac{\omega}{\sqrt{2}k} + i\frac{\sigma r k}{\sqrt{2}V_0}\right) \right\} + \operatorname{erf}\left(\frac{V_0}{\sqrt{2}\sigma} + \frac{\omega}{\sqrt{2}k} - i\frac{\sigma r k}{\sqrt{2}V_0}\right) dk, \quad (3)$$

где $\omega = 2\pi f$, f – частота. (Здесь для простоты разнос рассеивающих объемов \mathbf{r} ориентирован вдоль направления средней скорости V_0 и $\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z = \sigma$).

Поведение спектра когерентности $\gamma(\mathbf{r}, \omega) = |W(\mathbf{r}, \omega)|/|W(0, 0)|$ и фазового спектра $\Theta(\mathbf{r}, \omega) = \arctg \operatorname{Im} W/\operatorname{Re} W$ представлено на рис. 6. Приведенные теоретические кривые получены путем численного интегрирования (3) для значений $a_v = 0,2$ м, $L_0 = 80$ м, $r = 5$ м. Кривые 1–3 описывают убывание $\gamma^2(\mathbf{r}, \omega)$ за счет флуктуаций скорости ветра. В области низких частот спектр когерентности насыщается на уровень, зависящий от $\sigma_v^2 = 3\sigma^2$, а в области высоких частот стремится к нулю. Отметим, что при отсутствии флуктуаций ветра спектр когерентности не зависит от частоты и равен 1, а фазовый спектр ведет себя линейно – кривые 4' и 5'. Наличие флуктуаций ветра приводит к увеличению наклона фазового спектра пропорционально σ_v – кривые 1'–3'. Причем для больших отношений σ_v/V_0 (кривая 2) наблюдается ярко выраженное нелинейное поведение $\Theta(\mathbf{r}, \omega)$.

Для проверки теоретических расчетов были проведены полевые эксперименты с помощью двухтрассового лидара [15] и трехкомпонентного ультразвукового анемометра [16], обеспечивающего измерение средних значений и пульсаций скорости ветра. Лазерные пучки направлялись в атмосферу горизонтально с угловым расстоянием $3,5^\circ$, после чего полученные временные ряды обрабатывались по корреляционной методике. На рис. 7 приведены расчетная и экспериментальная корреляционные функции, полученные при значениях параметров

$r = 7,5$ м; $\sigma_x = \sigma_y = 0,22$ м/с; $\sigma_z = 0,077$ м/с; $V_0 = 1,41$ м/с. Кривые на рисунке показывают удовлетворительное согласие корреляционных функций как по форме, так и по значениям корреляции. Этот факт обосновывает разработанное описание, подтверждает необходимость учета сильных флуктуаций скорости ветра и анизотропии их пульсаций при интерпретации данных некогерентного лазерного зондирования аэрозольной атмосферы. Выражения (2), (3) можно рассматривать в качестве математической основы при разработке лазерных методов дистанционного контроля атмосферной турбулентности.

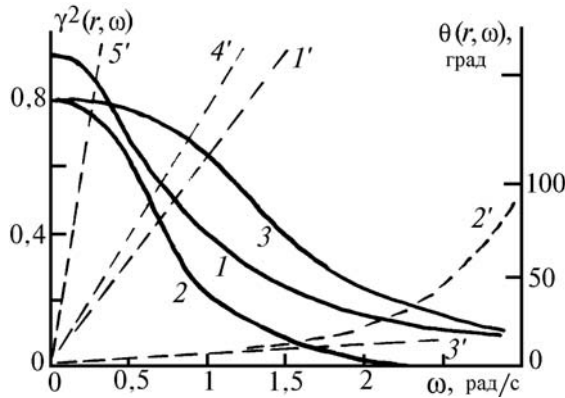


Рис. 6. Поведение спектров когерентности и фазы при наличии сильных флуктуаций скорости ветра. Теоретический расчет: 1–3 спектр когерентности, 1'–3' фазовый спектр; при $V_0 = 2$ м/с: 4' – $\sigma_d/V_0 = 0$; 1, 1' – $\sigma_d/V_0 = 0,5$; 3, 3' – $\sigma_d/V_0 = 5$; при $V_0 = 0,5$ м/с: 5' – $\sigma_d/V_0 = 0$; 2, 2' – $\sigma_d/V_0 = 10$

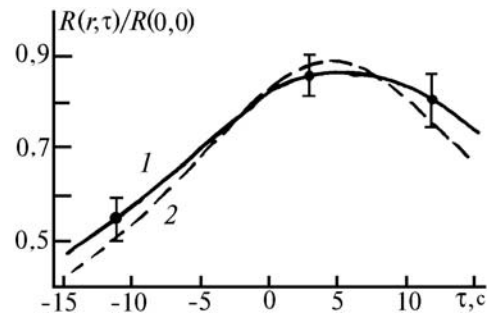


Рис. 7. Экспериментальная (1) и теоретическая (2) корреляционные функции эхосигналов на высоте 2,5 м. Вертикальные отрезки показывают среднеквадратические отклонения

Лидарный контроль аэрозольных загрязнений атмосферы промышленного центра

Эффективность применения лидаров для контроля распространения загрязнений была понята уже в первые годы их создания [17] и неоднократно подтверждалась многочисленными примерами, которые обобщены в монографии [18]. Привлекательными факторами в данном случае являются возможности независимого (несанкционированного) дистанционного и количественного контроля за выбросами предприятий, их диффузией и пространственным распределением на территориях в несколько десятков квадратных километров. В последние годы уточнены методики наблюдений, отработаны особенности оценки интенсивности выбросов, получены уникальные данные длительного слежения за отдельным шлейфом. Эти результаты будут более детально рассмотрены ниже.

При лазерном зондировании источником информации о концентрации аэрозольной примеси является лидарный сигнал или его квадратично-усиленный аналог – S-функция [19]. В результате обращения уравнения лазерного зондирования, содержащего экспериментальную S-функцию (подробный алгоритм обращения изложен в [19]), определяется профиль коэффициента рассеяния или ослабления лазерного излучения, то есть оптическая характеристика, от которой еще нужно перейти к массовой концентрации аэрозоля (мг/м³). Соотношения типа коэффициент ослабления – концентрация определяются сложной зависимостью от состава частиц, их форм и распределения по размерам. В [18], где теоретически и экспериментально исследован коэффициент связи μ между этими характеристиками, показано, что в реальных условиях следует ожидать значительных вариаций $\mu = (0,52 \pm 0,34) \text{ мг} \cdot \text{км} / \text{м}^3$. Главную роль здесь, по-видимому, играет специфика аэрозоля, обусловленная его микрооптическими и микрофизическими характеристиками [1]. Тем не менее в обзорной работе [19] на основе анализа исследований различных промышленных дымов отмечается высокая корреляция между оптической плотностью и весовой концентрацией аэрозоля для каждого отдельно взятого источника выбросов. Более того, для некоторых типов дымов коэффициент μ остается практически постоянным при различных метеорологических условиях. Это характерно для дымов, в которых средний радиус аэрозольных частиц соответствует параметру Ми $1 < \rho < 3 \div 6$, а также для дымов, содержащих слабодиффундирующие частицы. Поэтому для уменьшения погрешности

оценки массовой концентрации из лидарных измерений в каждом конкретном районе целесообразны предварительные эмпирические исследования или, по крайней мере, классификация типа аэрозоля в зависимости от вида источника загрязнений. Применительно к объектам городов Кемерово, Томск, Павлодар такие соотношения были получены, что позволило проводить количественные картирования атмосферы указанных городов.

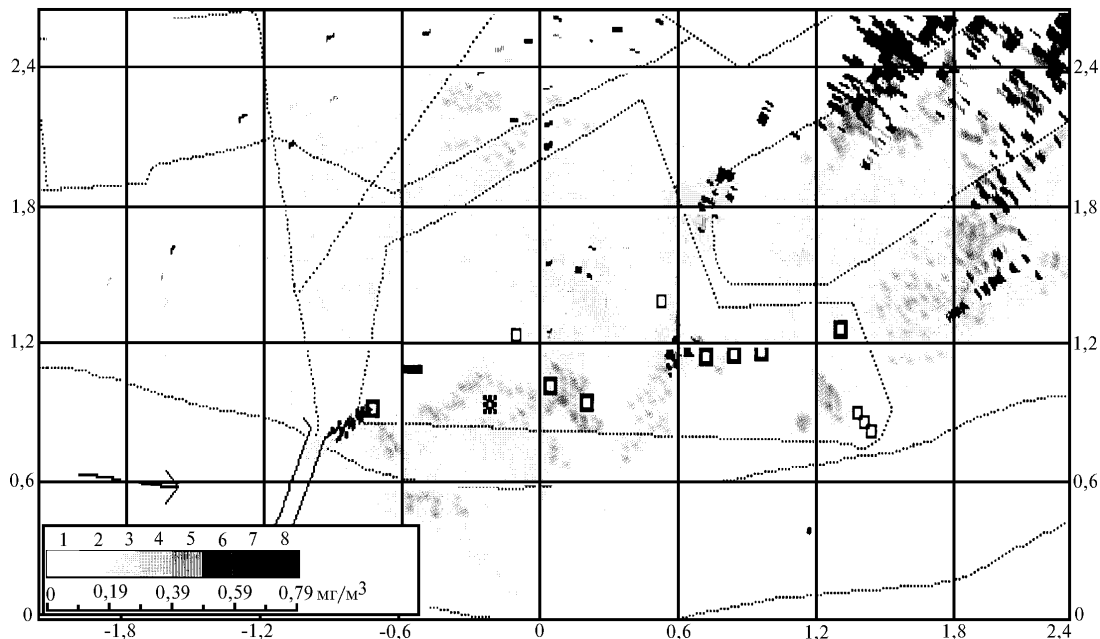


Рис. 8. Картирование распределения аэрозольных загрязнений при азимутальном сканировании под углом места 10° в г. Кемерово. Точка 0 на оси ординат – место расположения лидара

Рис. 8 показывает результат применения аэрозольного сканирующего лидара <ЛЮЗА-3> [11, 19] для картирования распределения оптико-физических параметров (коэффициент рассеяния – массовая концентрация) аэрозольных загрязняющих полей воздушного бассейна городского района Кемерово, планировка которого, включая реку Томь, показана штриховыми линиями. Распределение концентрации аэрозоля в разрезе представлено в виде интенсивности почернений, шкала отображения которых дана в нижней части рисунка. Данное графическое изображение скорее всего полуколичественно отражает картину распределения концентрации аэрозольных полей. В то же время, поскольку оно сформировано на основе цифрового массива данных, находящегося в памяти компьютера, всегда можно извлечь количественную информацию для любой точки карты с пространственным разрешением 3 – 10 м, характерным для данного лидара.

Кроме оценки массовой концентрации аэрозольных примесей с помощью лидара может быть осуществлено определение интенсивности (г/с) выбросов локальных источников (котельных, тепло- и электростанций, промышленных объектов). Эта возможность заключается в непосредственном зондировании самого дымового шлейфа и получении полного сечения либо в вертикальной, либо в горизонтальной плоскостях. В дальнейшем для определенности будем рассматривать случай сканирования в вертикальной плоскости.

Из простых соображений нетрудно получить следующее соотношение для оценки интенсивности выброса B (г/с):

$$B = V\mu \cos\varphi \int_S \alpha(S') dS',$$

где V – скорость переноса аэрозоля в шлейфе; S – сечение шлейфа в вертикальной плоскости; $\alpha(S)$ – двумерная функция распределения коэффициента рассеяния на плоскости S .

Угол φ учитывает неперпендикулярность направления зондирования по отношению к направлению распространения дымового шлейфа. Он определяется достаточно точно из анализа

горизонтальных сечений шлейфа, поскольку все направления зондирования можно привязать к абсолютной угловой системе координат. Что касается скорости переноса, то она может быть измерена этим же лидаром на основе слежения за переносом неоднородностей аэрозоля с помощью корреляционной или спектральной обработки временных и (или) пространственных рядов лидарных сигналов [20]. Измерения скоростей атмосферных потоков будут анализироваться в следующем разделе.

Другой немаловажный вопрос в проблеме оценки интенсивности выбросов связан с выбором местоположения лидарного сечения дымового шлейфа. Выбор этот не должен быть случайным, поскольку зависит как от технических возможностей лидара, так и от некоторых методических особенностей.

Как правило, большинство технологических процессов приводит к тому, что вместе с твердыми аэрозольными частицами в атмосферу выбрасывается достаточно большое количество водяного пара. Это может приводить к возникновению зон локальных пересыщений и, соответственно, к резкому росту водной оболочки аэрозольных частиц.

Как следует из теоретических расчетов [21], изменение относительной влажности на оси дымового шлейфа носит экстремальный характер, она принимает минимальное значение вблизи устья трубы и достигает максимума на дистанции $300 \div 400$ м от нее, в зависимости от метеоусловий и параметров выброса. Протяженность зоны обводнения зольных частиц при этом равна примерно 1000 м.

Из результатов расчетов следует естественный вывод, что зондирование надо производить либо непосредственно над срезом трубы, либо в дальней зоне шлейфа. Однако малые геометрические размеры шлейфа над устьем трубы могут оказаться за пределами углового и пространственного разрешения лидара.

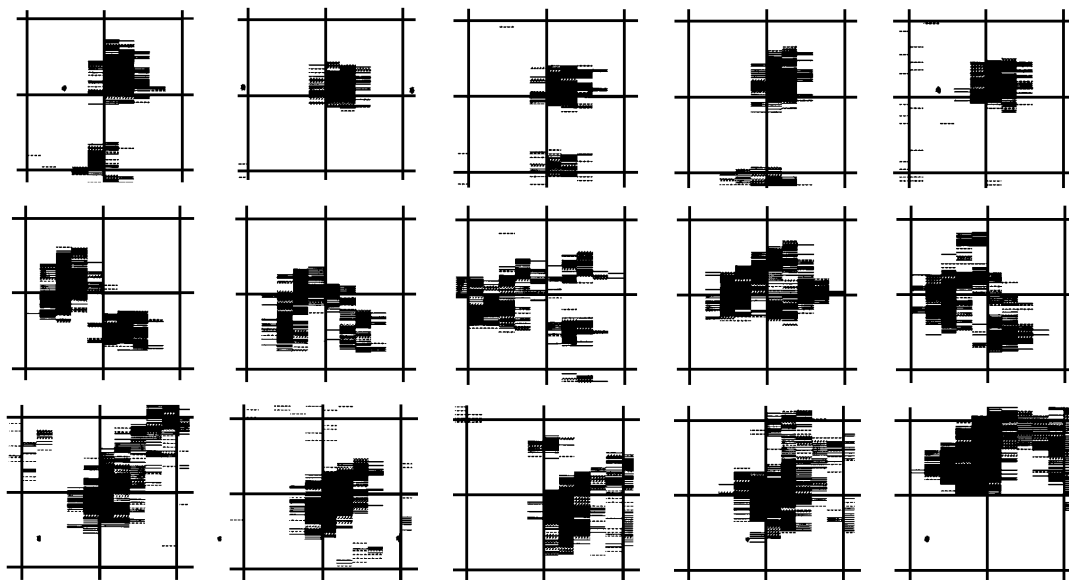


Рис. 9. Вертикальные сечения дымового шлейфа ГРЭС в зависимости от времени (интервал 2 мин) и удаления от устья трубы на 50 (верхний ряд), 100 (средний) и 150 м (нижний). Размер квадрата масштабной сетки 75×75 м

Таким образом, можно сделать вывод, что существует некоторое оптимальное расстояние от трубы источника загрязнений, на котором необходимо осуществить полный перехват дымового шлейфа сечением сканирования. Анализ теоретических расчетов и экспериментального материала показывает, что это расстояние составляет около $50 \div 100$ м. Иллюстрацией этого является рис. 9, где показана динамика шлейфа трубы ГРЭС с устьем на высоте 150 м, расположенной в квадрате с координатами $x = -0,6; -1,2; y = 0,6; 1,2$ (рис. 8) [19].

Как видно из рисунка, по мере удаления от источника наблюдается известный факт увеличения поперечных размеров шлейфа, при этом на дальних участках он сохраняет в целом целостную структуру (рис. 5, средний и нижний ряды). Однако на ближнем участке отме-

чен развал шлейфа на две части, обычно одинаковые по размеру. По нашим представлениям, появление нижней части шлейфа обусловлено выпадением крупнодисперсной фракции зольных частиц, которое начинается в непосредственной близости от устья трубы. Судя по отсутствию подобной картины в последующих циклах (рис. 9, средний и нижний ряды), протяженность зоны выпадения ограничивается 100 м.

Это является еще одним подтверждением необходимости оценки интенсивности выброса по сечениям шлейфа на более близких дистанциях от источника загрязнений.

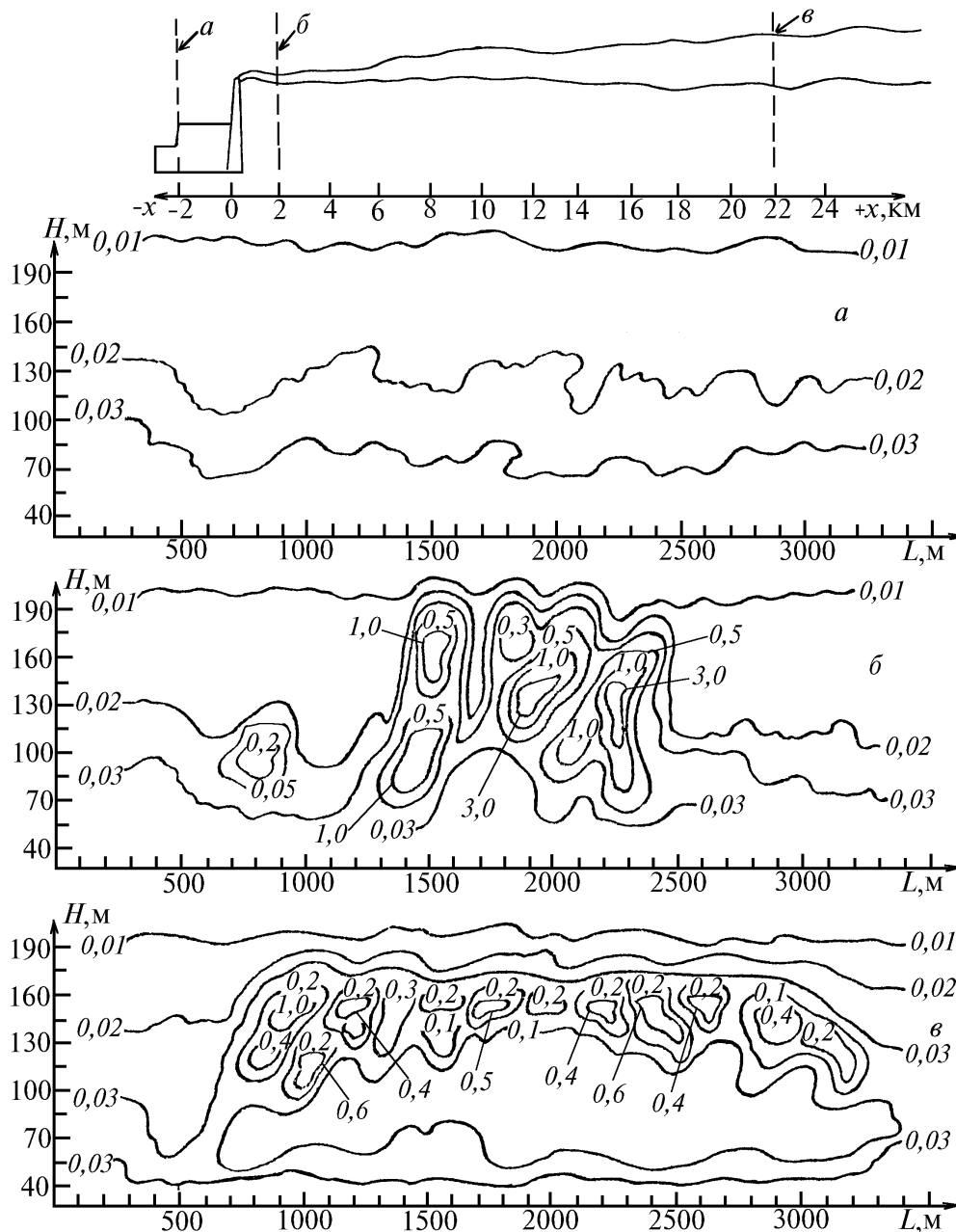


Рис. 10. Вертикальное распределение массовой концентрации (относительные единицы) аэрозоля в районе г. Амурска 18 декабря 1990 г.: а – наветренная сторона; б – через 2 км от среза труб; в – через 22 км от среза труб; вверху – схема эксперимента

Поведение шлейфов может представлять самостоятельный интерес с точки зрения дальнего распространения выбросов, влияния на сопредельные территории. При изучении дальних переносов более перспективны лидары, установленные на самолетах. В Институте оптики

атмосферы на протяжении ряда лет эксплуатируется самолет-лаборатория АН-30 <Оптик-Э> [22], оборудованный аэрозольным лидаром <Макрель-2М> [23].

Из всего массива накопленных данных нами отобраны три характерных случая, которые наиболее ярко демонстрируют возможности лидара для изучения динамических процессов и не могут быть получены другими способами. На рис. 10 показана трансформация шлейфа, выбрасываемого предприятиями г. Амуурска (Хабаровский край), при его распространении в сторону Комсомольска-на-Амуре. Здесь верхняя часть рисунка демонстрирует схему зондирования: разрез *a* выполнен с наветренной стороны г. Амуурска на расстоянии 2 км от источников выбросов ($x = -2$ км); разрез *b* – на расстоянии 2 км от источника по направлению ветра ($x = +2$ км) и разрез *в* – на удалении 22 км от источника ($x = +22$ км), на входе в г. Комсомольск-на-Амуре. Все разрезы выполнялись перпендикулярно направлению ветра с высоты полета 250 м. По данным термо-динамического комплекса самолета-лаборатории инверсия температуры наблюдалась на высоте 190 м. Скорость и направление ветра определялись по навигационной системе самолета непосредственно в полете. Полученные в ходе полетов (вертикальные штриховые линии *a*, *b* и *в* на рис. 10) данные о распределении сигналов обратного рассеяния представлены на рис. 10, *a*, *b*, *в* соответственно. На всех рисунках в качестве единичной изограммы принято значение сигналов обратного рассеяния, соответствующее величине массовой концентрации $M = 0,01$ мг/м³.

Рис. 10, *a* показывает, что воздух, поступающий в г. Амурск, является чистым. Правда, под слоем инверсии наблюдается некоторое повышение концентрации аэрозоля, которое обусловлено естественными процессами. Кривые изограмм в этом слое отражают действие подстилающей поверхности, влияние которой не распространяется выше инверсии (кривая вблизи 200 м более монотонна). Источники выбросов с этой стороны города отсутствуют.

Как показывает рис. 10, *b*, шлейф, выходящий из г. Амуурска, остается достаточно компактным на расстоянии 2 км от города и объединяет в себе почти все выбросы. Он сосредоточен в слое 55 – 190 м и имеет ширину 1200 м. В то же время в поле массовой концентрации внутри шлейфа наблюдается несколько отдельных струй разной интенсивности (рис. 10). Сверху он ограничен слоем инверсии (190 м). Возмущений, расположенных выше инверсии единичной изограммы, не отмечается, и это говорит о том, что выбросы на таком удалении от источника имеют температуру, близкую к температуре окружающего воздуха. На рис. 10, *b* можно выделить и вторичный, менее интенсивный источник, расположенный на высоте 100 м. Ниже 50 м источников взвешенных веществ вблизи г. Амуурска не наблюдается.

Разрез (рис. 10, *в*), выполненный перпендикулярно направлению переноса на этой высоте, демонстрирует изменения, произошедшие внутри шлейфа, после прохода расстояния 20 км. Кроме того, этот разрез дает представление о характеристиках воздуха, поступающего в Комсомольск-на-Амуре на его южной периферии. Из рис. 10, *в* видно, что шлейф расширился в 2 раза и его поперечный размер достиг 2500 м. Вместе с тем вертикальная составляющая уменьшилась до 80 – 160 м. Налицо баланс между <всплыванием> шлейфа вверх и задерживающим действием инверсии. И наконец, несмотря на достаточно длительное время переноса шлейфа от Амуурска до Комсомольска-на-Амуре (около 32 мин при скорости ветра 12 м/с), в нем сохранился струйный характер первоначальных выбросов. Концентрация аэрозоля внутри шлейфа уменьшилась в три раза, что, очевидно, обусловлено его расширением. Шлейф от вторичного источника, зафиксированный на разрезе рис. 10, *b*, на данном расстоянии не выявлен. Наиболее вероятно, что он объединился с основным шлейфом. На рис. 10, *в* обращает на себя внимание обширная, относительно однородная область с концентрацией, очерченной изограммой 10. Ниже этой области проходит изограмма 3. Наличие области повышенных концентраций аэрозоля под шлейфом говорит о том, что в нем происходит интенсивное укрупнение частиц под действием коагуляционных и конденсационных процессов, что усиливает их гравитационное оседание. Процесс <высыпания> частиц прослеживается в слое от 130 до 45 м. По-видимому, оседающие частицы достигают поверхности ниже по потоку. Но этот процесс проследить не удастся, так как предприятия г. Комсомольска-на-Амуре дополнительно загрязняют воздух взвешенными веществами.

Приведенные фрагменты результатов работы по контролю экологического состояния промышленных регионов наиболее ярко иллюстрируют достоинства дистанционных лидарных методов, в большинстве своем не присущие другим системам.

Применение аэрозольного лидара для определения профиля скорости ветра

Знание характеристик ветра представляется важным в различных приложениях, связанных с прогнозом погоды, переносом загрязнений, полетами объектов в атмосфере. В связи с этим обеспечение аэрозольного лидара возможностью зондирования характеристик ветра представляется актуальным. При известном доплеровском подходе к лазерному контролю ветра лидар должен удовлетворять очень высоким требованиям. Поэтому реализация другого варианта – корреляционного метода – является более доступной.

Корреляционные методы используют естественную неоднородность оптических параметров атмосферы (в основном аэрозольной природы) и основаны на анализе флуктуаций лидарных сигналов, отраженных из нескольких пространственно разнесенных рассеивающих объемов для каждой исследуемой высоты. Время переноса неоднородностей рассеивающих свойств атмосферы между информационными объектами, оптимальной оценкой которого в условиях воздействия шумов и процессов разрушения неоднородностей служит положение максимума взаимно корреляционной функции, является мерой соответствующей составляющей скорости ветра.

Оптические исследования неоднородностей структуры атмосферного рассеяния, проведенные с помощью наземных и самолетных лидаров, показали постоянное существование неоднородностей коэффициентов рассеяния, обосновывающих применение корреляционных методов по крайней мере в нижнем 5-км слое, а также в области тропо- и мезопаузы.

Для измерения профиля вектора скорости ветра корреляционным методом должна быть получена информация не менее чем по трем трассам зондирования. Технически это осуществляется посредством создания лидаров с тремя лазерными пучками либо последовательным сканированием трех направлений одним лазерным пучком [20]. К настоящему времени разработаны корреляционные лидары для контроля профиля скорости ветра в РФ, РБ, США, Нидерландах с высотой действия 1 ... 3 км. Время измерения одного профиля составляет 5 ... 10 мин. Пространственное разрешение может быть различным: от 3 до 100 м по вертикали и от 30 до 500 м в горизонтальной плоскости.

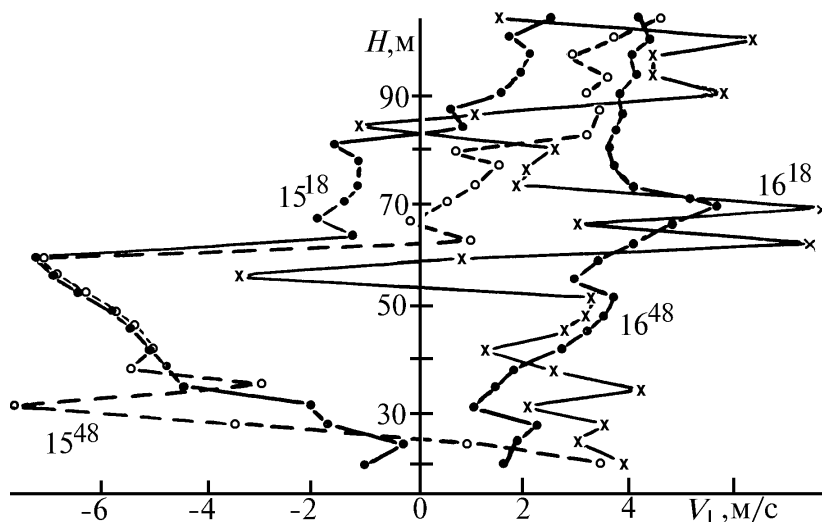


Рис. 11. Вертикальные профили ветра, полученные корреляционным лидаром при зондировании вдоль слабонаклонной трассы в условиях городского рельефа. Цифры у каждого профиля указывают местное время измерений. Правая часть профилей относится к направлениям ветра от 0 до 180°, левая – от 180 до 360°

Корреляционные методы применительно к другим приложениям соответствующим выбором конфигурации съема информации могут обеспечить получение значений скорости вдоль выбранного направления или площади, а также усредненных вдоль линии или площади. Кроме того, введение в алгоритмы обработки эхосигналов спектрального анализа позволяет оценивать профили таких турбулентных характеристик, как интенсивность турбулентности и скорость диссипации кинетической энергии. Последнее обстоятельство делает возможным применение корреляционных лидаров для мониторинга динамики пограничного слоя атмосферы.

Все отмеченные характерные особенности корреляционного метода, активно развиваемого в Институте оптики атмосферы на протяжении более чем 15 лет, обобщены в монографиях [20, 24].

Для иллюстрации возможностей корреляционных методов приведем (рис. 11) один из результатов зондирования мгновенной (время измерения 3 с) скорости ветра, полученный в условиях городской застройки Санкт-Петербурга лидаром с малой измерительной базой, большой частотой следования лазерных импульсов (50 Гц) [25]. Пространственное разрешение лидара составило 2 – 3 м. Отметим, что стандартный метод радиозондового определения профиля скорости ветра дает пространственное разрешение по крайней мере на порядок меньше, чем приведенные на рисунке данные.

Видно, что как величина, так и направление скорости ветра в приземном слое при наличии сложного рельефа подвержены значительной изменчивости и во времени, и в пространстве.

Анализ работоспособности корреляционного лидара в условиях осадков показал, что последние во многих случаях понижают эффективность ветрового лидара, что обусловлено слабой увлекаемостью капель, вымыванием аэрозоля и наличием у частиц большой вертикальной составляющей скорости. Вместе с тем в слабых осадках (интенсивность менее 2 мм/ч) процесс зондирования даже облегчается по сравнению с чистой атмосферой, что обусловлено возрастанием сигнала на фоне шумов.

Изучение отраженных от осадков эхосигналов показало, что увеличение эффективности зондирования обеспечивалось, прежде всего, за счет усиления флуктуирующей составляющей сигнала. Ограничения на интенсивность осадков, при которых еще возможно измерение скорости ветра, обусловлены тем обстоятельством, что для сильных дождей максимум функции распределения частиц по размерам смещен в сторону больших значений. В то же время для слабых осадков, имеющих частицы диаметром менее 0,2 мм [26], скорость ветрового переноса в 7–10 раз больше скорости оседания в гравитационном поле Земли и, следовательно, такие частицы способны выступать в качестве трассеров ветра.

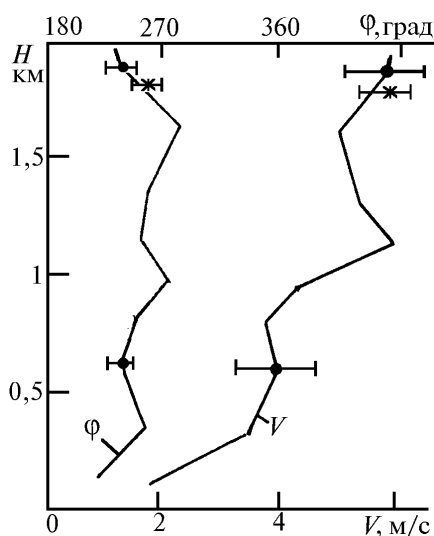


Рис. 12. Профили скорости и направления ветра в морозящем дожде, измеренные трехтрассовым лидаром. Горизонтальные отрезки показывают доверительный интервал для вероятности 0,95

В августе 1993 г. были проведены эксперименты, направленные на изучение ветрового движения в слабых осадках, характерных для Сибири. На рис. 12 приведены профили скорости V и направления φ ветра, полученные 25 августа 1993 г. в условиях слабой облачности и морозящего дождя [27]. С целью независимого контроля скорости использовался теодолит, с помощью которого определялась скорость и направление (на рисунке обозначены звездочкой) движения облаков по засечкам углового положения характерных неоднородностей в различные моменты времени. Необходимая для расчетов высота облаков оценивалась лидаром с высокой точностью. Как следует из рисунка, данные, полученные различными методами, удовлетворительно согласуются, еще раз подтверждая возможность лидарных измерений ветра в слабых осадках. Высота действия лидара при этом существенно возросла и составила примерно 2 км.

Учитывая наличие связи между скоростью оседания капель дождя и их размерами (например, эмпирическая кривая Ганна–Кинцера [26]), некогерентный корреляционный лидар может быть использован для оценки размера капель. В основе таких оценок лежит определение вертикальной скорости движения капель. Более подробно вопросы определения скорости оседания частиц осадков отражены в [27].

Не вызывает сомнения и тот факт, что возможность получения подобного рода результатов говорит об актуальности дальнейшего развития корреляционного метода, тем более, что он обходится значительно дешевле, чем доплеровский.

Лазерное зондирование аэрозольной атмосферы из космоса

Новые возможности изучения атмосферы, связанные с использованием лидаров на космических аппаратах, обусловили интенсивную разработку в последние годы ряда проектов космических лидаров, некоторые из них получили практическую реализацию. В частности, российский лидар <Балкан-1> [5] подготовлен к запуску на модуле <Спектр> орбитальной космической станции <Мир>, российско-французский лидар <Алиса> планируется к установке на модуль <Природа> этой же станции [28]. В период с 10 по 19 сентября 1994 г. проведен орбитальный лидарный эксперимент NASA <LITE> на корабле серии <Shuttle> [29,30]. Задачи первых космических лидарных измерений, несмотря на проведение обширных модельных оценок, имели в большей степени технологический (испытательный), чем наблюдательный характер исследований. Это было вызвано необходимостью получения фактических данных для отработки методик лидарных наблюдений и их аттестации. Особые трудности могли возникнуть при интерпретации сигналов лидара, отраженных плотными аэрозольными слоями и облаками, имеющими существенную пространственную неоднородность.

Некоторые проблемы лазерного зондирования аэрозолей и облачности из космоса могут уже сейчас решаться на основе анализа сигналов геодезических лазерных дальномеров, которые в отличие от лидаров неоднократно использовались в космосе (например, [31]). Орбитальные лазерные дальномеры рассчитаны на детектирование отраженных от земной поверхности импульсов с орбиты высотой несколько сотен километров и в случае попадания лазерного пучка в облако могут регистрировать соответствующие эхосигналы. Их можно рассматривать в качестве прототипов лидарных сигналов. В Институте оптики атмосферы была проведена обработка сигналов лазерных альтиметров космического базирования. Ниже обсуждаются результаты анализа облачных эхосигналов, зарегистрированных российскими орбитальными лазерными дальномерами типа <ЛОРА> в период 1982 – 1983 гг. [32].

Лазерные дальномеры имели приемопередающие узлы со следующими параметрами:

длина волны излучения, нм	532
энергия в импульсе, Дж	0,15
длительность импульса излучения, нс	10
диаметр приемного телескопа, м	0,27
расходимость луча, угл. с	30
угол поля зрения, угл. с	60
частота повторения зондирующих импульсов, Гц	0,2

Система регистрации дальномера, исходя из решаемых им задач, была построена на пороговом принципе (рис. 13). Использовались четыре измерителя временных интервалов (ИВИ), срабатывающих при различных пороговых уровнях мощности $P_1 \dots P_4$. Нижний уровень соответствовал световой мощности $P_1 = 1,7 \times 10^{-8}$ Вт, попадающей на приемную апертуру дальномера, верхний $P_4 = 1,1 \times 10^{-7}$ Вт. Общий отсчет времени начинался с момента посылки импульса излучения. Первый ИВИ включался в момент t_1 , когда величина принимаемой мощности $P(t)$ равнялась уровню P_1 , а выключался в момент t_2 , определяя таким образом пороговую длительность $\tau_1 = t_2 - t_1$. Аналогично измерялись пороговые длительности $\tau_2 \dots \tau_4$. Для сигнала с мощностью в максимуме $P_{\max} > P_4$ регистрировались все четыре значения пороговых длительностей $\tau_1 \dots \tau_4$, при $P_1 < P_{\max} < P_2$ – только одно значение τ_1 . Расстояние до отражающего объекта определялось по времени T_0 , прошедшему от момента посылки зондирующего импульса до центра самого верхнего из зарегистрированных пороговых интервалов (т.е. до середины интервала τ_4 для случая, изображенного на рис. 13). Наличие облачности либо тип подстилающей поверхности контролировались фотосъемкой с борта спутника.

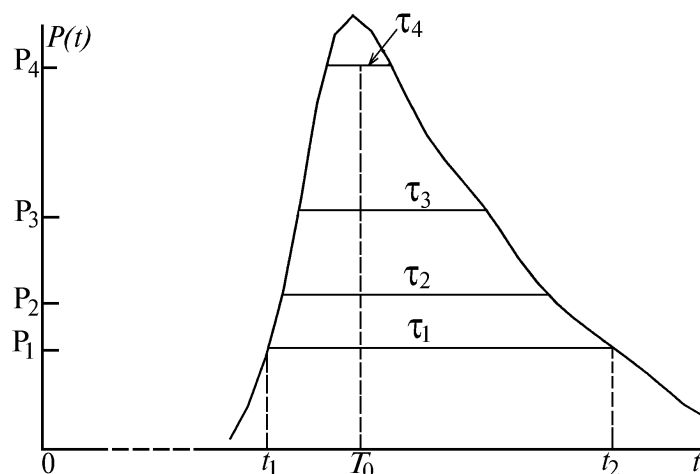


Рис. 13. Схема регистрации эхосигнала орбитальным дальномером с четырьмя пороговыми уровнями

Нами рассмотрены серии измерений (несколько последовательных зондирований с интервалом 5 с между импульсами), во время которых наблюдался переход либо от зондирования подстилающей поверхности (море, суша) к зондированию облачности, либо наоборот. В этом случае по изменению времени прихода следующего отраженного импульса возможна более уверенная, чем по фотоснимку, идентификация облачности и определение высоты верхней границы (ВВГ) облака. Всего рассмотрено 56 случаев зондирования облаков с ВВГ от 0,6 до 5 км. В 28 случаях сигнал регистрировался только на первом пороговом уровне и только в 5 случаях – на всех четырех. При этом длительность на первом пороговом уровне τ_1 наблюдалась в пределах от 22 до 200 нс, что соответствовало глубине зондирования облака $r_1 \approx c\tau_1 / 2$, равной 3 – 30 м.

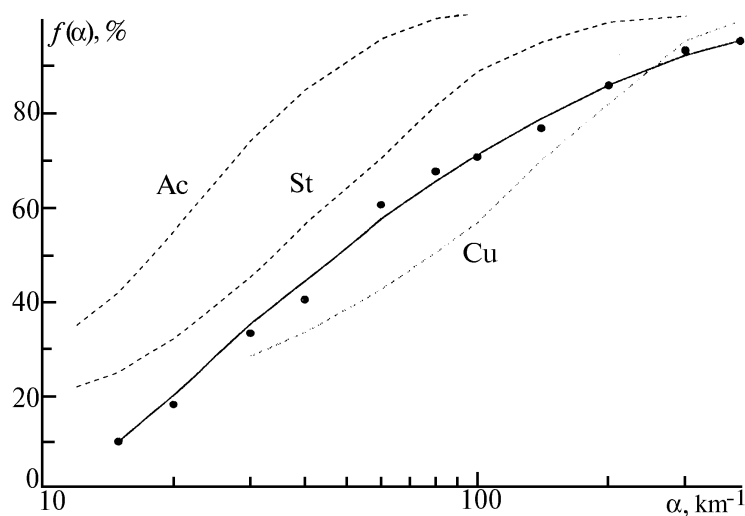


Рис. 14. Накопленная вероятность $f(\alpha)$ появления различных значений коэффициента ослабления α по результатам обработки всех случаев зондирования (сплошная кривая). Штриховые кривые – взятые из [33] экспериментальные данные для различных типов облачности

Отличие принятого в дальнометрии порогового принципа регистрации сигналов от типичного для лидаров амплитудно-временного потребовало разработки специальной методики конверсии сигналов. Был применен метод моделирования лидарного сигнала на базе совокупности дискретных пороговых отсчетов. За основу модели принимался сигнал, рассчитанный для горизонтально однородного облака в приближении однократного рассеяния. Сравнительно небольшая длительность эхосигнала указывала на приемлемость подхода, основанного на однократном рассеянии. Для облачности использовались наиболее простые

модели типа однородного по трассе облака с заданным или неизвестным значением лидарного отношения, а также степенным распределением коэффициента ослабления α . Подбор значений параметров осуществлялся на основе минимизации квадратичной невязки подбираемых и реальных длительностей эхосигналов.

Как показали оценки, восстановленные значения α находятся в пределах от 14 до 500 км⁻¹. Это очень большой диапазон. На рис. 14 приведена накопленная вероятность $f(\alpha)$ появления значений α по нашим расчетам в сравнении с данными [33] для облаков различных форм. Удовлетворительное согласие наших и независимых результатов для плотных облаков типа С_и подтверждает реалистичность полученных оценок α .

Несколько заметнее отличаются от предполагавшихся в моделях результаты оценки лидарного отношения b . Так, среднее значение b равно 0,07. В то же время в 25% случаев $b > 0,1$, что существенно выше физически обоснованных значений b для капельных облаков [34]. Как правило, это характерно для сигналов с большими длительностями на нижних уровнях (100 нс и более). Эти же сигналы плохо поддаются процедуре минимизации невязки при подборе параметров по модели с заданным значением b .

Мы полагаем, что объяснять такие завышенные оценки b следует значительным несоответствием характеристик реальных облаков и предложенных моделей. Наиболее вероятны следующие предположения. Первое – это возможное присутствие в сигналах бликов от ориентированных ледяных пластинок на вершине облака. Второе – наличие в пределах пятна лазерного излучения (диаметром около 50 м) на границе облака перепада высот (ступеньки), сравнимого по высоте с диаметром пятна. Наконец, и это самое существенное, – возможный значительный вклад многократного рассеяния в эхосигнал. Оптический радиус пятна излучения на границе облака $R_{\text{опт}}$, во многом определяющий уровень многократного рассеяния в сигнале, достигает значения $R_{\text{опт}} = 1$ при $\alpha = 30$ км⁻¹. Из результатов [35] следует, что уже при $R_{\text{опт}} = 1,5$ декремент затухания сигнала уменьшается в 2,6 раза за счет возрастающего во времени вклада многократного рассеяния. При нашем методе обработки это приведет к занижению значения α и завышению b .

Полученные результаты носят непротиворечивый по отношению к физике облаков характер. Это позволяет рассматривать приведенные данные как первый опыт лазерного зондирования атмосферы из космоса. Кроме того, наши оценки подтверждают возможность получения космическими лидарами физически достоверной информации об облачных слоях и позволяют уточнить требования к техническим характеристикам аппаратуры. Несомненно также необходимость дальнейшего усовершенствования математических методов обработки лидарных сигналов, учитывающих реальные характеристики разорванной кучевой облачности и вклад многократного рассеяния. Кроме того, можно ожидать, что с помощью лидаров типа <Балкан> и <LITE>, имеющих более высокую чувствительность и амплитудно-временную, а не пороговую, систему регистрации сигналов, будут достигнуты необходимая глубина проникновения и наибольшая точность восстановления оптических параметров облачности, а постоянное использование лидаров в космосе произведет революцию в исследовании атмосферы в глобальном масштабе.

В заключение отметим, что представленные результаты не ограничивают возможностей лидарных методов для изучения аэрозольной атмосферы. Использование методов дифференциального поглощения и рассеяния обеспечит дистанционный контроль профилей температуры и влажности и соответственно создание метеорологических лидаров. Реализация когерентного детектирования эхосигналов, являющегося основой доплеровских лидаров, позволит существенно расширить высотный диапазон лазерного зондирования атмосферных потоков. Расширенное изучение взаимосвязи пространственно-временных характеристик лидарных сигналов с атмосферной турбулентностью позволит детализировать определение профилей параметров турбулентности в атмосфере. Пока недостаточно изучены закономерности формирования аэрозольных полей под действием метеорологических процессов. Работы в указанных и других направлениях, связанные с расширением измеряемых лидарами атмосферных параметров, будут продолжены.

Автор считает своим приятным долгом поблагодарить сотрудников Института Ю.С. Балина, А.И. Гришина, Г.Я. Патрушева, И.А. Разенкова, В.С. Шаманаева, внесших большой вклад в разработку методов лидарного изучения аэрозольной атмосферы.

1. Зуев В.Е., Зуев В.В. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. С.-Пб: Гидрометеоздат, 1992. 232 с.
2. Межерис Р. Дистанционное зондирование атмосферы. М.: Мир, 1987. 550 с.
3. Орлов В.М., Самохвалов И.В., Матвиенко Г.Г. Элементы теории светорассеяния и оптическая локация. Новосибирск: Наука, 1982. 226 с.
4. Зуев В.Е., Наац И.Э. Обратные задачи лазерного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1982. 241 с.
5. Balin Y.S., Burkov V.V., Znamenskii, et. al. // Abstracts 15th ILRC. Tomsk, USSR. July 23 – 27, 1990. P. 12–14.
6. Baldenkov G.N., Mozharov E.E., Milenkii M.N., et.al. // Abstracts 15th ILRC. Tomsk, USSR. July 23–27, 1990. P. 380–381.
7. Белан Б.Д., Гришин А.И., Матвиенко Г.Г., Самохвалов И.В. Пространственная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
8. Балин Ю.С., Белецкий М.С., Разенков И.А., Сафонова Н.В. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 8. С. 77–83.
9. Разенков И.А., Ростов А.П. // I Межреспубликанский симпозиум <Оптика атмосферы и океана>. (Тезисы докл.). Томск: ИОА, 1994. Ч. 2. С. 99–100.
10. Анисимов М.В., Ростов А.П., Патрушев Г.Я. и др. // ПТЭ. 1988. N 4. С. 196–199.
11. Балин Ю.С., Байрашин Г.С., Разенков И.А. // Проблемно-ориентированные измерительно-вычислительные комплексы. Новосибирск: Наука, 1986. С. 65–71.
12. Разенков И.А., Ростов А.П., Шефер Н.А. // I Межреспубликанский симпозиум <Оптика атмосферы и океана>. (Тезисы докл.). Томск: ИОА, 1994. Ч. 2. С. 101–102.
13. Разенков И.А., Ростов А.П., Шефер Н.А. // I Межреспубликанский симпозиум <Оптика атмосферы и океана>. (Тезисы докл.). Томск: ИОА, 1994. Ч. 2. С. 103–104.
14. Афанасьев А.Л., Гришин А.И., Матвиенко Г.Г. и др. // I Межреспубликанский симпозиум <Оптика атмосферы и океана>. (Тезисы докл.). Томск: ИОА, 1994. Ч. 2. С. 40–41.
15. Матвиенко Г.Г. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 6. С. 3–15.
16. Ростов А.П. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. N 1. С. 102–106.
17. Collis R.T.H., Uthe E.E. // Opto-electron. 1972. V. 4. N 2. P. 87.
18. Лазерное зондирование промышленных аэрозолей / Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др. Новосибирск: Наука, 1986. 188 с.
19. Балин Ю.С., Разенков И.А. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. N 2. С. 169–188.
20. Корреляционные методы лазерно-локационных измерений скорости ветра / Матвиенко Г.Г., Задзе Г.О., Фердинандов Э.С. и др. Новосибирск: Наука, 1985. 224 с.
21. Гейнц Ю.Э., Землянов А.А. // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5. N 5. С. 517–524.
22. Самолет-лаборатория АН-30 <Оптик-Э> / Проспект. Томск: ТНЦ СО АН СССР, 1990. 24 с.
23. Абрамочкин А.И., Пеннер И.Э., Шаманаев В.С. // Оптика атмосферы. 1991. Т. 4. N 3. С. 329–331.
24. Орлов В.М., Матвиенко Г.Г., Самохвалов И.В. и др. Применение корреляционных методов в атмосферной оптике. Новосибирск: Наука, 1983. 160 с.
25. Матвиенко Г.Г., Самохвалов И.В., Рыбалко В.С. и др. // Оптика атмосферы. Т. 1. N 2. 1988. С. 68–72.
26. Исмару А. Распространение и рассеяние волн в случайно-неоднородных средах. М.: Мир, 1981. Т. 1. 280 с.
27. Гришин А.И., Зильберман А.Е., Матвиенко Г.Г. // I Межреспубликанский симпозиум <Оптика атмосферы и океана>. (Тезисы докл.). Томск: ИОА, 1994. Ч. 2. С. 38–39.
28. Международный целевой космический проект <Природа>. Научная программа экспериментов. М.: ИРЭ РАН, 1991. 136 с.
29. Couch R.H., Rowland C.W., Ellis K.S., et. al. // Opt. Eng., 1991. V. 30. N 1. P. 88–95.
30. McCormic M.P., Winter D.M., Browell E.V., et. al. // Bulletin American Meteorol. Soc. 1993. V. 74. N 2. P. 205–214.
31. Бафтон Дж.Л. // ТИИЭР. 1989. Т. 77. N 3. С. 71–88.
32. Коханенко Г.П., Матвиенко Г.Г., Шаманаев В.С. и др. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. N 7. С. 967–975.
33. Радиация в облачной атмосфере / Под ред. Е.М. Фейгельсон. Л.: Гидрометеоздат, 1981. 280 с.
34. Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. М.: Мир, 1971. 209 с.
35. Креков Г.М., Крекова М.М., Самохвалов И.В. // Исследование Земли из космоса. 1988. N 2. С. 44–51.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
27 октября 1994 г.

G. G. Matvienko. Development of Lidar Methods of Aerosol Atmosphere Sounding.

An analysis of one frequency methods of the laser sounding of aerosol atmosphere is performed in the paper. The data on spatial-temporal variability of natural aerosol within the atmospheric boundary layer and its connection with turbulence are presented. The possibilities are shown of the ground-based and airborne lidars in mapping, detecting far transfer of aerosol pollutants, and determining the intensity of local sources' emission. Some incoherent methods of sounding the horizontal wind flows' profiles are described. An application of results of laser sounding of cloudy fields conducted in Russia in 1982 – 1983 by means of orbital quantum altimeter to the problem of space sounding of aerosol is also discussed in the paper.