

**А.И. Гришин, Г.Г. Матвиенко**

## **ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ В ОБЛАСТИ ВЕТРОВЫХ СДВИГОВ**

Представлены результаты экспериментального исследования аэрозоля в областях ветровых сдвигов. Показано, что оптические свойства атмосферного аэрозоля в зонах, где наблюдаются сдвиги ветра, существенно отличаются от характеристик слоев, расположенных выше и ниже. Исследованы отличия в спектрах мощности оптических неоднородностей в зонах ветровых сдвигов и вне их. Изучены закономерности суточной изменчивости верхней и нижней границ слоя турбулентного перемешивания.

Известная связь свойств атмосферного аэрозоля с ходом динамических процессов в атмосфере проявляется в наличии зависимости его параметров, включая оптические коэффициенты рассеяния, от турбулентного режима и в том числе характеристик ветрового потока. Наиболее заметно эта зависимость обнаруживается во флуктуациях ветровых полей.

Общие принципы и механизмы образования и трансформации аэрозольных неоднородностей в тропосферном слое описаны в [1, 2], авторами которых теоретически рассчитаны высотные профили аэрозольных структур для некоторых простых моделей земной атмосферы. Там же на основе уравнений Навье–Стокса определено взаимодействие отдельной частицы с воздушным потоком и приведены теоретические оценки размеров аэрозольных неоднородностей.

Большой цикл экспериментальных исследований с помощью комплекса аппаратуры, расположенного на борту самолета-лаборатории, описан в [3–5]. Полученный авторами набор статистических данных позволил построить оптические модели флуктуаций атмосферного аэрозоля для некоторых метеорологических ситуаций и различных регионов России.

На полигоне Института физики атмосферы на основе обобщения большого статистического материала наземных измерений создана однопараметрическая модель для средних значений оптических параметров атмосферного аэрозоля, использующая разложение по системе собственных векторов полученных в эксперименте корреляционных матриц [6, 7].

В то же время следует отметить, что приведенные выше данные относятся к условиям и областям атмосферы без выраженных аномалий и особенностей в высотном ходе величин, определяющих динамику атмосферы, в частности, скорости ветра. Между тем немногочисленные данные [8, 9] говорят о том, что оптические свойства аэрозоля для тех слоев атмосферы, где наблюдается резкая изменчивость динамических характеристик воздуха, например, в области сдвига ветра, существенно отличаются от характеристик динамически однородной атмосферы.

Указанное обстоятельство позволяет надеяться на разработку основ для мониторинга с помощью оптических средств динамических особенностей в атмосфере, обнаружение которых представляется весьма важным с точки зрения безопасности полетов, знания диффузии загрязнений и других приложений. Учитывая, что области с этими особенностями имеют сравнительно небольшую протяженность, большие перспективы в их исследовании принадлежат лидарам, обладающим высоким пространственным разрешением и оперативностью.

Целью данной работы является исследование атмосферного аэрозоля в области сдвигов ветра и инверсий с помощью аэрозольного лидара, реализующего корреляционный метод измерения профиля скорости ветра. Полученные результаты иллюстрируют возможности корреляционного лидара по контролю особенностей динамической стратификации нижней атмосферы. Материалы статьи обобщают цикл исследований, проведенных вблизи г. Томска в мае–сентябре 1992 г. Условиям эксперимента соответствовала ясная погода с переменной кучевой облачностью на высотах 3–5 км при горизонтальной дальности видимости 15–25 км. Ряд экспериментов осуществлялся в сопровождении аэрологического шар-зондового метеокомплекса <Метеор-РКЗ>.

Для исследований применялся трехтрассовый лидар, функциональная схема которого приведена на рис. 1. В качестве источника излучения использовался серийный импульсный лазер 1 с рабочей длиной волны 532 нм и энергией в импульсе 0,1 Дж. Прием оптических сигналов осуществлялся при помощи рефрактора 2, использующего асферическую линзу диаметром 0,3 м и кружком рассеяния 0,1 мм.

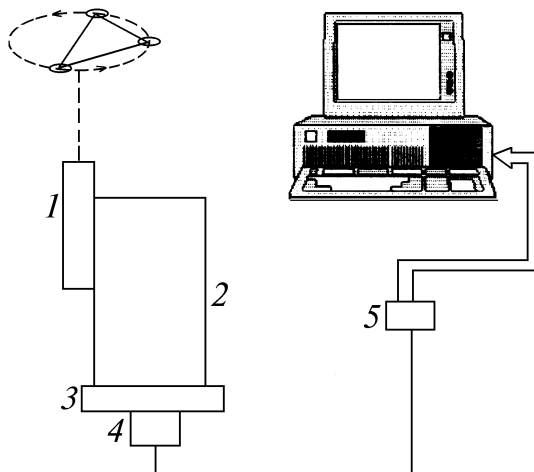


Рис. 1. Функциональная схема ветрового лидара

Приемно-передающая система располагалась на механической платформе специальной конструкции 3, реализующей сканирование оптического тракта по образующей конуса без вращения вокруг собственной оси и зондирование атмосферы по трем фиксированным направлениям за один оборот. В фотодетекторе 4 происходило преобразование оптического сигнала в электрический, который, в свою очередь, направлялся на вход 8-битового АЦП 5, имеющего частоту дискретизации 15 МГц. Цифровые данные запоминались в оперативной памяти ЭВМ типа IBM PC AT в виде трехмерных массивов, которые в дальнейшем обрабатывались с применением стандартных процедур [10, 11] по корреляционной методике. В результате из данных извлекалась информация о профилях коэффициентов рассеяния, а также скорости и направлении ветра с разрешением 10–20 м по высоте. Энергетический потенциал лидарной системы позволял осуществлять зондирование атмосферы как в ночных, так и в дневных условиях до высоты 2–2,5 км.

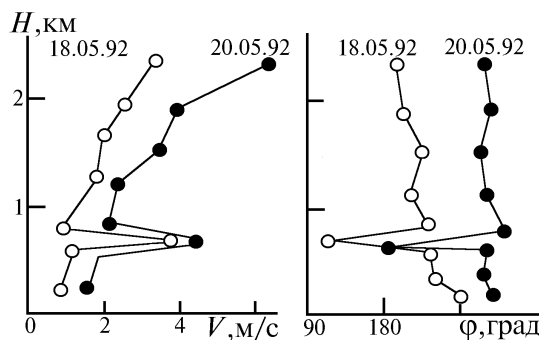


Рис. 2

На рис. 2 представлены профили скорости и направления ветра, полученные при зондировании атмосферы ветровым лидаром 18 и 20 мая 1992 г. Из данных видно, что для обоих случаев во всем диапазоне измеренных высот скорость ветра монотонно увеличивалась от 1–1,5 м/с в приземном слое до 2–4 м/с на высоте 2 км. Исключение составляет высотный интервал 700–820 м, где и скорость, и направление ветра скачкообразно изменяются. Для оценки статистической взаимосвязи различных высотных уровней между собой были рассчитаны корреляцион-

ные матрицы для диапазонов высот, соответствующих ветровому сдвигу (700–820 м), а также выше (820–940 м) и ниже (550–670 м) данного уровня (табл. 1).

Таблица 1

Корреляционные матрицы аэрозольных коэффициентов рассеяния, полученные 18 мая 1992 г. для различных высотных диапазонов

| <i>H</i> , м | 700  | 720  | 740  | 760  | 780  | 800  | 820  |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|
|              | 1,00 | 0,39 | 0,55 | 0,47 | 0,53 | 0,33 | 0,26 |
|              |      | 1,00 | 0,73 | 0,67 | 0,36 | 0,39 | 0,33 |
|              |      |      | 1,00 | 0,85 | 0,59 | 0,54 | 0,50 |
|              |      |      |      | 1,00 | 0,63 | 0,56 | 0,57 |
|              |      |      |      |      | 1,00 | 0,79 | 0,60 |
|              |      |      |      |      |      | 1,00 | 0,76 |
|              |      |      |      |      |      |      | 1,00 |

| <i>H</i> , м | 820  | 840  | 860  | 880  | 900  | 920  | 940  |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|
|              | 1,00 | 0,96 | 0,97 | 0,97 | 0,97 | 0,95 | 0,96 |
|              |      | 1,00 | 0,97 | 0,97 | 0,97 | 0,95 | 0,95 |
|              |      |      | 1,00 | 0,98 | 0,98 | 0,97 | 0,97 |
|              |      |      |      | 1,00 | 0,98 | 0,97 | 0,97 |
|              |      |      |      |      | 1,00 | 0,98 | 0,97 |
|              |      |      |      |      |      | 1,00 | 0,98 |
|              |      |      |      |      |      |      | 1,00 |

| <i>H</i> , м | 550  | 570  | 590  | 610  | 630  | 650  | 670  |
|--------------|------|------|------|------|------|------|------|
|              | 1,00 | 0,96 | 0,94 | 0,93 | 0,92 | 0,92 | 0,92 |
|              |      | 1,00 | 0,98 | 0,97 | 0,96 | 0,96 | 0,95 |
|              |      |      | 1,00 | 0,98 | 0,97 | 0,96 | 0,95 |
|              |      |      |      | 1,00 | 0,98 | 0,96 | 0,94 |
|              |      |      |      |      | 1,00 | 0,98 | 0,96 |
|              |      |      |      |      |      | 1,00 | 0,98 |
|              |      |      |      |      |      |      | 1,00 |

Из сравнения матриц видно, что ход коэффициентов корреляции для высотных уровней, расположенных выше и ниже области ветрового сдвига, примерно одинаков и представляет собой монотонную, слабо зависящую от разности высот функцию. В то же время высотный уровень, где наблюдается ветровой сдвиг, отличается более быстрым изменением коэффициента корреляции и наличием осциллирующей компоненты. Следует отметить, что осцилляции в высотном ходе коэффициентов корреляции при наличии ветрового сдвига присутствуют практически всегда и, следовательно, их можно использовать для определения возможной области ветрового сдвига. Резкая изменчивость корреляционных связей оптических свойств близко расположенных высотных уровней свидетельствует о том, что в области ветрового сдвига существует трансформация светорассеивающих характеристик аэрозоля. Это может быть вызвано тем, что аэрозоль в зоне ветрового сдвига и вне его имеет различный генезис. Кроме того, возможной причиной нарушения корреляционных связей может быть также быстрая перестройка спектра размеров аэрозольных частиц вследствие увеличения коэффициента турбулентной диффузии. Определить приоритетность того или иного механизма, уменьшающего значения коэффициентов корреляции, из данных описанного эксперимента пока не представляется возможным.

Интересно проследить за временной изменчивостью высотных профилей оптических характеристик при различных значениях ветрового сдвига. На рис. 3 приведены высотные профили коэффициентов ослабления  $\sigma$  и коэффициента вариаций  $W$  для ситуаций, когда наблюдался ветровой сдвиг и когда он отсутствовал. Цифры рядом с профилями обозначают время наблюдения, горизонтальные черточки показывают доверительный интервал для доверитель-

ной вероятности 0,9. Из рисунка видно, что в первом случае в зоне ветрового сдвига наблюдается скачок в сторону увеличения  $\sigma$  и  $W$ . На других высотных уровнях и для другого времени измерения высотные профили носят монотонный характер, ход которых качественно совпадает с описанными в литературе примерами [12, 13]. Если увеличение коэффициента ослабления достаточно просто объяснить перестройкой спектрального состава либо изменением концентрации аэрозольных частиц, то для описания высотного хода коэффициента вариации в зоне ветрового сдвига этого объяснения недостаточно. Так как рост коэффициента вариаций однозначно определяет большее увеличение дисперсии процесса по сравнению с ростом среднего, то для качественного объяснения необходимо привлекать результаты спектрального анализа полученных экспериментальных данных.

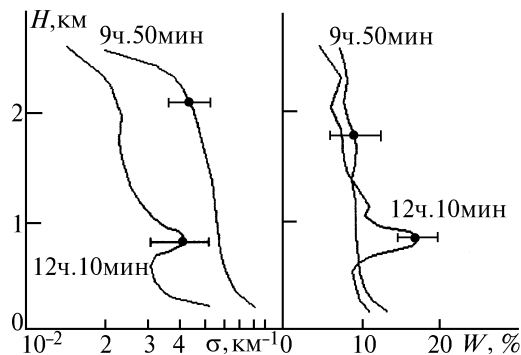


Рис. 3. Высотные профили коэффициентов рассеяния и коэффициентов вариаций, полученные 20 мая 1992 г.

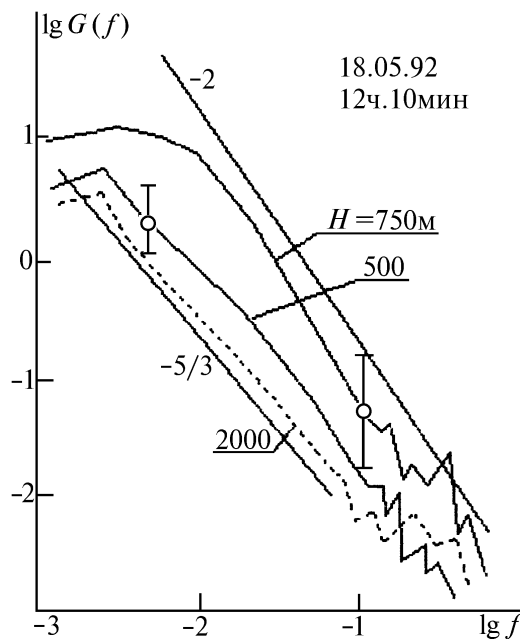


Рис. 4. Спектры мощности аэрозольных неоднородностей для различных высот

Визуальная оценка временных рядов оптических сигналов, полученных из зоны ветрового сдвига и вне ее, показывает, что они существенно различаются между собой. Высоте, где наблюдается ветровой сдвиг, соответствует более мелкая структура аэрозольных неоднородностей, в ней присутствует больше высокочастотных составляющих сигнала. Это подтверждается спектральным составом аэрозольных неоднородностей для различных высот и разного времени наблюдений. На рис. 4 представлены нормированные на дисперсию спектры мощности оптических сигналов, полученных из зоны ветрового сдвига, а также с уровней, примыкающих к ней сверху и снизу. Из сравнения кривых видно, что спектральные кривые, соответствующие областям вне зоны сдвига, имеют наклон, описываемый степенным законом с показате-

лями степени в интервале от  $-4/3$  до  $-2$ , что соответствует флуктуациям сигнала при термически безразличной стратификации [14, 15]. В то же время спектральные кривые для уровня с ветровым сдвигом имеют вид, показатель степени для которых приближается к  $-8/3$ , вследствие чего они имеют более крутопадающий характер. Следовательно, в зоне ветрового сдвига существуют процессы с более интенсивным стоком турбулентной энергии, которые приводят к перестройке спектрального состава аэрозольных неоднородностей и, как следствие, к скачкообразному изменению в ходе высотных профилей величины  $W$ , что и наблюдается в эксперименте (см. рис. 3).

В процессе эксперимента с наблюдением ветровых сдвигов особое внимание было уделено формированию и разрушению температурных инверсий, на границе которых чаще всего и возникают сдвиговые явления. Для этого определялись верхняя и нижняя границы аэрозольных слоев, возникающих в зоне температурной инверсии. В качестве критерия нижней границы принимался уровень, где наблюдалось увеличение эхосигнала с ростом высоты на 30%. Верхняя граница определялась как уровень, на котором скорость убывания величины  $\sigma$  в профилях коэффициентов рассеяния превышало 2 дБ на 50 м. На рис. 5 приведены результаты лидарного контроля пространственного положения аэрозольных слоев, здесь же приведены соответствующие температурные профили, полученные с помощью аэрологического метеопакета <Метеор> для различных времен наблюдения (штриховые линии).

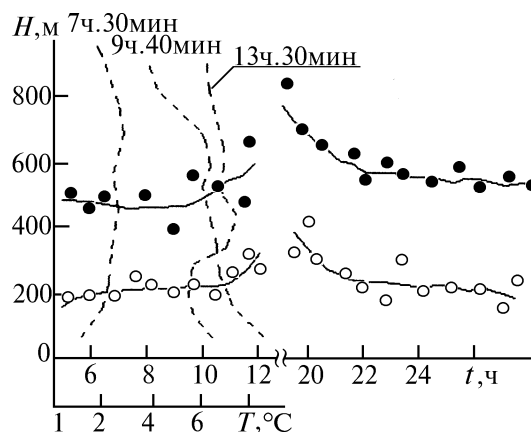


Рис. 5. Результаты лидарного контроля аэрозольных слоев. Сплошные линии – высоты верхней (темные кружки) и нижней (светлые кружки) границ аэрозольного слоя для различного времени суток 12–13 сентября 1994 г., штриховые линии – высотные профили температуры 12 сентября

Как видно из рисунка, высоты нижней и верхней границ слоя аэрозоля имеют характерный суточный ход, в котором отмечаются небольшие значения высот в темное время суток и их увеличение в послеполуденное время. Нижняя граница аэрозольного слоя в период с 20 ч вечера до 10 утра соответствует высотам 150–200 м, при этом верхняя граница варьирует в пределах 350–400 м. Анализ температурных профилей показывает, что для вечерних и ночных условий работы нижняя граница температурной инверсии начинается сразу у поверхности. Для утренних измерений характерен подъем нижней границы аэрозольного слоя до высоты 150 м, где она совпадает с нижней границей температурной инверсии. Верхняя граница слоя аэрозоля также совпадает с соответствующей границей температурной инверсии.

Толщина аэрозольного слоя в вечерние и ночные часы составляет 150–300 м, причем минимальная толщина наблюдается в утренние часы между 8 и 10 ч, максимальная – ночью между 3 и 6 ч.

После восхода солнца, ближе к полудню, наблюдается подъем аэрозольного слоя до высот 500–800 м и более. При этом контраст оптических свойств аэрозольного слоя падает с увеличением высоты и к 12–14 ч. аэрозольные слои прекращают существование. Профиль температуры для этого времени характеризуется ее увеличением на всех высотах и полным разрушением устойчивой стратификации, препятствующей выносу аэрозоля и формирующей аэрозольные слои. Это состояние продолжается, как правило, до захода солнца, после чего за счет процессов радиационного выхолаживания происходит восстановление устойчивой стратификации температуры и образование слоистой структуры аэрозоля. Высота аэрозольного слоя постепенно понижается и к 22–23 ч практически достигает ночных значений.

Интересным является факт наличия взаимосвязи максимальной высоты верхней границы аэрозольного слоя с высотой, где наблюдается сдвиг ветра. Видимо, это связано с тем, что высота, на которой наблюдается сдвиг ветра, зависит от уровня верхней границы температурной инверсии. Явление совпадения верхних границ инверсий с уровнями, где наблюдаются ветровые сдвиги, известно в микрометеорологии и имеет теоретическое обоснование [8].

Таким образом, наблюдения областей ветровых сдвигов показали, что динамические характеристики данных слоев существенно влияют как на микроструктурные характеристики, так и на поведение аэрозольных образований в пространстве и во времени. Полученные результаты дают основу для разработки методов обнаружения слоев со сдвигами ветра и инверсиями при помощи корреляционных лидаров.

1. Матвиенко Г.Г., Задде Г.О., Фердинандов Э.С. и др. Корреляционные методы лазерно-локационных измерений скорости ветра. Новосибирск: Наука, 1985. 224 с.
2. Зуев В.Е., Белан Б.Д., Задде Г.О. Оптическая погода. Новосибирск: Наука, 1990. 192 с.
3. Гришин А.И., Матвиенко Г.Г. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1981. Т. 17. N 11. С.1148–1154.
4. Гришин А.И., Матвиенко Г.Г. // Исследование атмосферного аэрозоля методами лазерного зондирования. Новосибирск: Наука, 1980. С.167–176.
5. Гришин А.И., Матвиенко Г.Г., Задде Г.О. // Прогноз и контроль оптико-метеорологического состояния атмосферы. Томск: ИОА СО АН СССР. 1982. С. 76–81.
6. Горчаков Г.И., Емиленко А.С., Свириденко М.А. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1981. Т. 17. N 1. С.39–49.
7. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И. и др. // Физика атмосферы и проблемы климата. М.: Наука, 1980. С. 216–257.
8. Hutzenberger R. // Theor. Appl. Climatol. 1986. V. 37. N 4. P.175–183.
9. Мензис Р.Т., Хардести Р.М. // ТИИЭР. 1989. Т. 77. N 3. С.57–70.
10. Хемминг Р.В. Цифровые фильтры. М.: Советское радио, 1980. 224 с.
11. Бендат Дж., Пирсол А. Прикладной анализ случайных данных. М.: Мир, 1989. 540 с.
12. Белан Б.Д., Гришин А.И., Матвиенко Г.Г. и др. Пространственная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1989. 152 с.
13. Дябин Ю.П., Танташев М.В., Марусяк В.Д. и др. // Изв. АН СССР. Сер. ФАО. 1977. Т. 13. N 11. С. 1205–1210.
14. Kunkel K.E., Eloranta E.W., Weinman J.A. // J.Atmos.Sci. 1980. V. 37. N 5. P.978–985.
15. Балин Ю.С., Беленький М.С., Разенков И.А. и др. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. N 8. С. 77–83.

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Томск

Поступила в редакцию  
27 декабря 1994 г.

**A.I. Grishin, G.G. Matvienko. Lidar Investigations of Atmospheric Aerosol inside the Wind Shear Space.**

The results of experimental investigations of aerosol in the wind shear space are presented. Optical properties of atmospheric aerosol inside the space of wind shears are shown to differ significantly from those located above and down such layers. Optical inhomogeneities spectra are studied inside and outside these spaces. The behaviour of 24-hourly variability of upper and bottom boundaries of the turbulent mixing layer is examined.