

И.Н. Колев, Г.Г. Матвиенко, О.П. Парванов, А.И. Гришин, Б.К. Каприелов,  
Ю.М. Вороведин, **В.Г. Полянов**

## ЛИДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГОРОДСКОГО АЭРОЗОЛЯ В НИЖНИХ СЛОЯХ АТМОСФЕРЫ

Проведены лидарные исследования поведения аэрозоля в районе города София в сопровождении метеорологических профильных наблюдений с помощью привязного аэростата и аэрологической системы «Метеор». Обоснованы новые применения аэрозольного лидара для слежения за эволюцией областей атмосферы с устойчивой стратификацией, определения высоты верхней границы инверсии, выявления участков высот со сдвигом ветра.

Несмотря на обилие лидарных исследований аэрозоля в нижней атмосфере, данные, полученные об этом важном компоненте городского воздуха, все еще недостаточны и противоречивы. Разработанные к настоящему времени модельные представления дают, как правило, общие тенденции и не полностью выявляют роль метеорологических факторов [1–3]. Поэтому значение лидарной информации о городской атмосфере, полученной в сопровождении метеорологических профильных наблюдений, существенно возрастает. С этой точки зрения проводимые на территории полигона Института электроники БАН, расположенного на окраине г. Софии, комплексные экспедиции с лидарными и метеорологическими средствами представляются весьма актуальными.

Во время последней экспедиции «Зонд-88» основное внимание было уделено сопоставлению лидарных данных, получаемых аэрозольным лидаром [4], с ходом метеорологических процессов, определяемых, с помощью привязного аэростата [5] и аэрологической системы «Метеор» [6]. Результаты экспедиции показали широкие возможности лидаров для мониторинга атмосферы и, в частности, слежения за процессами зарождения, развития и разрушения устойчиво стратифицированной атмосферы и задерживающих аэрозоль слоев.

Ниже обсуждаются результаты лидарных исследований городского аэрозоля и метеорологических наблюдений во время экспедиции «Зонд-88» в период с 5 по 24 октября 1988 г.

Лидарные исследования осуществлялись с помощью трехтрассового аэрозольного лидара [4], реализующего схему зондирования на длине волны 0,53 мкм по трем трассам (три приемные оптические системы и разделение излучения лазера на три примерно равные по мощности пучка) с угловым расстоянием между трассами 5 ... 10°. Наличие трех трасс зондирования позволило наряду с обычной информацией об атмосфере получать данные о профилях скорости и направлении ветра, переносе аэрозоля с применением корреляционной или спектральной обработки временных флуктуаций эхосигналов между трассами зондирования на различных высотах [7]. В качестве излучателя использован лазер ИЗ-25 с энергией импульса излучения 0,025 Дж и частотой повторения 12,5 Гц. Диаметр объективов приемных систем составлял 150 мм. Высота действия лидара в зависимости от условий изменялась от 0,8 до 1,5 км. Пространственное разрешение было 7,5 м, разрядность аналого-цифрового преобразователя эхосигналов — 10. Накопление и обработка эхосигналов осуществлялись с помощью ЭВМ «Правец-16» с оперативной памятью 640 Кбайт. Временное разрешение при определении скорости ветра равнялось 12,5 минутам, а при оценке коэффициента рассеяния — 32 с. Профильные метеорологические наблюдения проводились посредством привязного аэростата, использование которого эффективно при скорости ветра до 6 м/с, и аэрологической системы «Метеор». Комплекс «Метеор» работал в штатном режиме [6]. Привязной аэростат можно было фиксировать на необходимое время на любой высоте с пространственным шагом 5 ... 10 м. Наибольшая высота подъема аэростата 1 ... 1,5 км. Особенностью измерений на аэростате является их высокая точность: среднеквадратическая погрешность определения температуры равна 0,1°; скорости ветра 0,1 м/с.

В период экспериментов метеорологические условия соответствовали антициклонам с ясной и тихой погодой и прохождению фронтов со значительным ветром и облаками. Особое внимание было уделено формированию и разрушению приподнятых температурных инверсий, препятствующих выносу аэрозоля.

Результаты лидарного контроля геометрических характеристик (высоты нижней и верхней границ) аэрозольных слоев, возникающих в зоне температурных инверсий, приведены на рис. 1. Эти данные получены в условиях антициклона и являются типичными для синоптических объектов без выраженных фронтов. В качестве критерия нижней границы аэрозольного слоя принято увеличение эхосигнала на 20 ... 30%. Положение верхней границы слоя определялось по превышению затухания усредненного квадратично-усиленного эхосигнала до 0,5 дБ на участке трассы длиной 50 м. Соответствующие временному интервалу, представленному на рис. 1, вертикальные профили температуры даны на рис. 2.

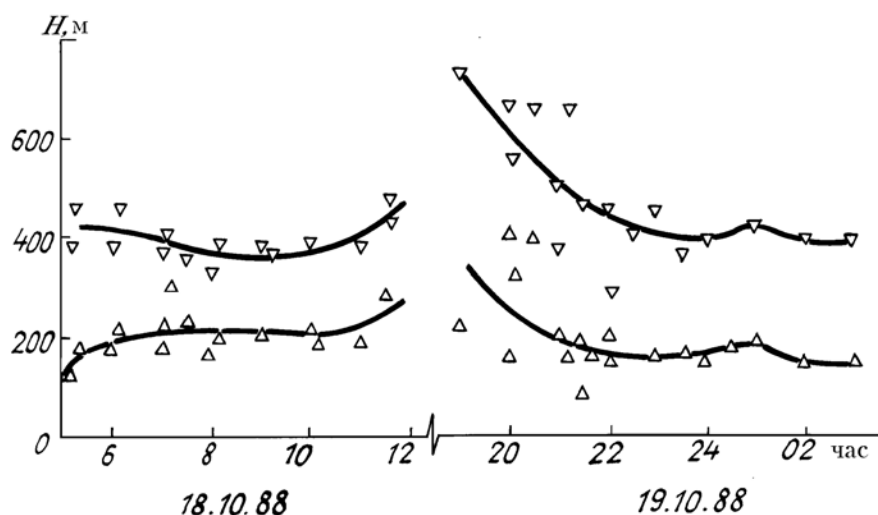


Рис. 1. Суточный ход высот нижней ( $\Delta$ ) и верхней ( $\nabla$ ) границ аэрозольного слоя

Как видно из рис. 1, высоты нижней и верхней границ аэрозольного слоя имеют характерный суточный ход, проявляющийся в малых значениях высот в темное время суток и в резком их увеличении в полуденное и послеполуденное время. Нижнее основание аэрозольного слоя находится на высотах 150 ... 200 м в период с 20 ч вечера до 10 ч утра. Высота верхней границы при этом варьирует в диапазоне 350 ... 450 м. Анализ температурных профилей, соответствующих этому интервалу времени, показывает, что температурная инверсия начинается сразу у поверхности и только вблизи 9 ... 10 ч утра она отрывается от поверхности и поднимается до высоты (начало инверсии) около 150 м. В последнем случае основание аэрозольного слоя начинает совпадать с начальной высотой температурной инверсии. До этого времени нижняя граница аэрозольного слоя располагается в глубине области инверсии температуры. Верхнее основание аэрозольного слоя совпадает с верхней границей температурной инверсии.

Общая протяженность аэрозольного слоя в период с 20 ч вечера до 10 ч утра составляет 150 ... 300 м, причем минимальные значения толщины наблюдаются в утренние часы между 8-ю и 10-ю часами, максимальные — ночью между 3-мя и 6-ю ч.

По мере приближения к полудню, как видно из рис. 1, высота (верхняя и нижняя границы) аэрозольного слоя резко увеличивается, переходя рубеж 400 ... 700 м и выше. При этом аэрозоль в нижней атмосфере теряет свойства аэрозольного слоя, т.е. аэрозольный слой разрушается. Аэрологические данные, соответствующие этому отрезку времени, показывают (рис. 2) существенное увеличение температуры на всех высотах и полное разрушение устойчивой стратификации, препятствующей выносу аэрозоля и формирующей аэрозольные слои. Такое состояние атмосферы (без выраженных аэрозольных слоев) длится до 19 ч, то есть до захода Солнца. После захода Солнца за счет процессов выхолаживания происходит восстановление устойчивой стратификации температуры и соответственно восстанавливается слоистое строение аэрозоля. Высота аэрозольного слоя постепенно снижается и уже в 22 ч достигает значений, характерных для ночи.

Отметим, что полученные при помощи лидара данные об аэрозоле во взаимосвязи с температурной стратификацией согласуются со среднестатистическими данными о толщине слоя температурной инверсии в Софийском поле [8], которая для осенне-зимнего периода находится в пределах 370 ... 510 м.

Можно также утверждать, что результаты проведенных нами оптико-метеорологических исследований дополняют уже известные факты о взаимодействии процессов накопления аэрозоля в нижней атмосфере с ее термическим строением [1, 9, 10] и расширяет их на конкретный регион с выявлением временных интервалов суток, в течение которых могут образоваться опасные для человека уровни загрязнений. В такие моменты времени наиболее целесообразно использование лидара как средства количественной оценки массовой концентрации загрязнений [1] с возможностями картирования воздушного бассейна.

Важное место в проблеме накопления загрязнений в атмосфере принадлежит скорости ветра, обуславливающей их перенос и диффузию. В период экспедиции решалась задача изучения ветрового режима городской атмосферы лидарным методом. На рис. 3 представлены вертикальные профили скорости ветра, измеренные лидаром и радиозондом в близкие моменты времени. Синоптические условия соответствовали периферии обширного антициклона с центром в районе Прибалтики. Причем в области Аппенин находилась область низкого давления с системой фронтов и существенных градиентов ветра.

Как видно из рисунка, профили, измеренные радиозондом в нижних слоях атмосферы (ниже 400 ... 600 м), относятся к классу малоградиентных, общее изменение модуля скорости ветра в исследуемом диапазоне высот не превысило 1 м/с. Средняя величина скорости за 4 часа (интервал между выпусками зондов) изменилась на 3 м/с. На больших высотах радиозондовые и лидарные данные,

полученные в начальной части интервала между запусками зондов, выявили существование заметной высотной зависимости скорости ветра (высоты 500 .... 800 м) с величиной сдвига ветра до 10 м/с на 100 м (кривая 2). Наличие сдвиговых структур в поле ветра способствует более интенсивному удалению загрязнений от их источников.

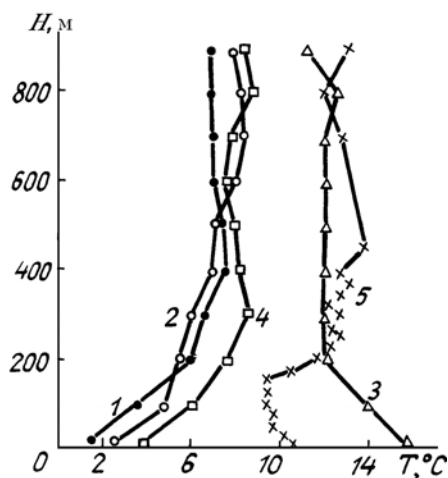


Рис. 2. Профили температуры, полученные радиозондом 18.10.88 в 01-30 (1), 07-30 (2), 13-30 (3) и 19.10.88 в 01-30 (4), а также привязным аэростатом 19.10.88 в 09-40 (5)

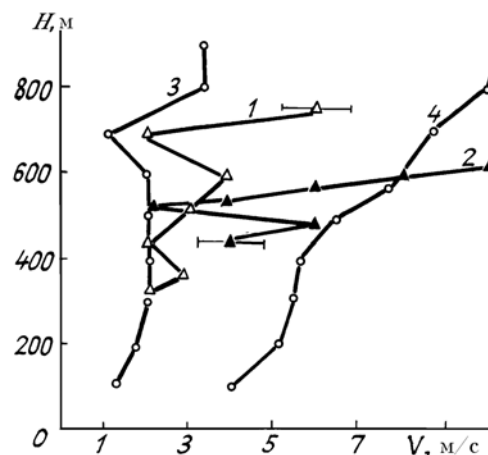


Рис. 3. Вертикальные профили скорости ветра, измеренные лидаром 20.10.88 в 20-00 (1) и 21-40 (2) и радиозондом 20.10.88 в 20-00 (3) и 21.10.88 в 00-00 (4). Горизонтальные отрезки дают среднеквадратичную погрешность лидарного метода

Если сопоставить высоты областей атмосферы с большим значением градиента ветра с высотами аэрозольных слоев и температурных инверсий (рис. 1 и 2), то можно отметить, что область максимальных значений скорости ветра приходится на верхнюю границу аэрозольных и инверсионных слоев. Динамика положения слоя атмосферы с большим значением сдвига ветра совпадает с поведением верхней границы аэрозольного слоя. Так, с течением времени от 20 ч до 21 ч 40 мин (моменты лидарных измерений профиля, скорости ветра) высоты максимальных значений скорости ветра и верхней границы аэрозольного слоя уменьшились на 200 м. Явление сопровождения верхних границ инверсий слоями максимального ветра в нижней атмосфере известно в микрометеорологии и имеет теоретическое обоснование [11].

Так как корреляционная методика лидарных измерений скорости ветра основана на статистическом анализе оптических сигналов, отраженных из различных пространственных объемов, определенный интерес представляет изучение корреляционных связей между изменениями сигналов, отраженных на последовательных высотных уровнях. Наличие или отсутствие связи флуктуаций эхосигналов на различных высотах указывает на масштабы аэрозольных неоднородностей в вертикальном направлении. В частности присутствие в атмосфере на исследуемых высотах сдвигов ветра должно приводить к потере корреляции между изменениями эхо-сигнала на этих высотах и уменьшению вертикального масштаба неоднородностей.

В качестве меры связи флуктуаций эхосигналов на различных высотах нами взяты пространственные корреляционные матрицы. В таблице представлены две корреляционные матрицы, полученные по результатам зондирования в моменты времени, близкие к лидарным измерениям профилей скорости ветра, приведенных на рис. 3. Первая матрица соответствует интервалу высот 418 ... 642 м и по времени профилю скорости ветра 1 (рис. 3), вторая — 448 ... 672 м и профилю 2 рис. 3. Из таблицы видно, что коэффициенты корреляции имеют наибольшие значения вблизи, главной диагонали, уменьшаясь по мере удаления от нее. Причем если для первой матрицы наблюдается заметная корреляция (0,1 ... 0,2) на двух, трех и даже четырех соседних высотах, то для второй матрицы указанные значения корреляции между эхосигналами сохраняются только на двух соседних высотах. Объяснить различие в поведении корреляционных матриц можно, исходя из временного хода метеорологических параметров, представленных, в частности, на рис. 3. Изменение ветра на высотном интервале для первой матрицы не превосходит 2 м/с, в то время как для второй матрицы оно составляет около 10 м/с. Другие метеопараметры (температура, давление) практически не изменились. Следствием появления сдвига ветра следует считать потерю корреляции между флуктуациями лидарных сигналов на высотах, отстоящих друг от друга более чем на 32 м. Следовательно, определение области высот сдвига ветра, способствующего более интенсивной диффузии примесей, с помощью аэрозольного лидара может базироваться на оценках элементов пространственной корреляционной матрицы эхосигналов без определения профиля скорости ветра.

Пространственные корреляционные матрицы лидарных сигналов, полученные 20.10.88 г.

H, м	Время							
	20 ч 27 мин							
418	1.000	0.163	0.142	0.107	0.097	0.086	0.037	0.072
450		1.000	0.257	0.137	0.025	-0.012	0.031	0.014
482			1.000	0.249	0.111	0.011	-0.023	0.064
514				1.000	0.318	0.112	0.119	0.114
546					1.000	0.395	0.304	0.233
578						1.000	0.473	0.346
610							1.000	0.432
642								1.000
	21 ч 47 мин							
448	1.000	0.157	0.140	0.069	0.114	0.033	0.093	0.077
480		1.000	0.254	0.042	0.148	0.095	0.078	0.062
512			1.000	0.104	0.132	0.094	0.042	0.074
544				1.000	0.118	0.080	0.083	-0.006
576					1.000	0.128	0.085	0.072
608						1.000	0.125	0.101
640							1.000	0.157
672								1.000

Таким образом, на основании исследований аэрозоля городской атмосферы можно заключить, что аэрозольный лидар обеспечивает слежение за эволюцией областей атмосферы с устойчивой стратификацией, динамикой накопления и диффузией аэрозоля; определение высоты верхней границы инверсии и положения участков профилей со сдвигом ветра. Причем указанные возможности соответствуют обычному одностороннему аэрозольному лидару и атмосфере вне факелов или шлейфов от источников выброса примесей в атмосферу. Применение лидаров в исследовании самих шлейфов продемонстрировалось ранее неоднократно, например [12].

- Лазерное зондирование промышленных аэрозолей / Зуев В.Е., Кауль Б.В., Самохвалов И.В. и др. Новосибирск: Наука, 1986. 190 с.
- Семенченко Б.А., Белов П.Н. Метеорологические аспекты охраны природной среды. М.: Изд. МГУ, 1984. 96 с.
- Берлянд М.Е. Прогноз и регулирование загрязнения атмосферы. Л.: Гидрометеоназдат, 1985. 271 с.
- Kolev I., Parvanov O., Kapriyelov B. // *Appl. Opt.* 1988. V. 27. № 12. P. 2524-2531.
- Панева Я. // Труды третьего болгаро-советского семинара «Лазерные и радиометоды контроля окружающей среды», София, ИЭ БАН, 1990. С. 389-394.
- Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. // Л.: Гидрометеоназдат, 1973. Вып. 4. Ч. IIIа. 256 с.
- Корреляционные методы лазерно-локационных измерений скорости ветра / Матвиенко Г.Г., Задде Г.О., Фердинандов Э.С. и др. Новосибирск: Наука, 1985. 224 с.
- Блъскова Д. Климат и микроклимат Софии. София, БАН. 1983. 216 с.
- Gschwandtner G., Pengelly L.D. // *Boundary-Layer Meteorology.* 1978. V. 14. P. 361-368.
- Sasano Y. // *J. of the Meteorol. Soc. of Japan.* 1985. V. 63. № 3. P. 419-435.
- Ли Син Шэи, Чжу Цуйи Зюань, Лю Линь Цинь и др. // *Даци КЭСЮЭ*, 1983. Т. 6. № 3. С. 308-314.
- Hamilton P.M. // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* 1969. V. A 265. P. 153-172

Институт оптики атмосферы СО РАН,  
Институт электроники БАН

Поступила в редакцию  
27 июня 1991 г.

I.N. Kolev, G.G. Matvienko, O.P. Parvanov, A.I. Grishin, B.K. Kapriyelov, Yu.M. Vorevodin, V.G. Polanov. Lidar Investigations Of the Urban Aerosol in the Near-Ground Atmosphere.

The lidar investigations of the aerosol behaviour in Sophia City region accompanied by the meteorological airfoil observations using a captive balloon and the aerological system «Meteor» were made.

New applications of the aerosol lidar to observe the changes of the atmosphere location with a stable stratification, to determine the height of upper boundary of inversions, and to locate the heights with wind shifts are substantiated.