

УДК 551.521.3 (575.2) (04)

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ В ГОРАХ

Л.Г. Свердлик – зам. директора ЛСТ

Б.Б. Чен – докт. физ.-мат. наук

Experimental data of laser sensing of optical and microphysical characteristics of aerosol in Central Tien-Shan on Lidar Stations Teplokluchenka (LST) are given. The peculiarities of aerosol vertical fields forming on a Boundary layer of mountains are considered.

Введение. Важное практическое значение для решения многих задач атмосферной оптики имеют лидарные измерения, осуществляемые в режиме мониторинга. Поэтому одной из приоритетных задач является регулярное измерение профилей параметров тропосферного аэрозоля, изучение и отслеживание его высотного распределения и получение информации об изменчивости, обусловленной специфическими для горного региона условиями, для различных временных интервалов.

Методика. Основу количественной информации, приведенной в настоящем сообщении, составляют результаты систематических лидарных наблюдений в нижней тропосфере, которые были проведены в течение 2002–2004 гг., причем наиболее интенсивно в 2003 г., в течение которого за 126 сеансов ночного зондирования получено около 300 профилей коэффициента ослабления. Данные этих наблюдений достаточно полно отражают картину динамики изменения вертикальной структуры, протяженности и оптической плотности аэрозольных рассеивающих слоев, в частности, планетарного пограничного слоя (Planetary Boundary Layer) или, как его еще называют, остаточного слоя (Residual Layer). Вместе с тем они позволяют оценить диапазон их суточной и сезонной вариаций, выявить особенности и сформировать базу данных оптических и микрофизических характеристик тро-

посферного аэрозоля над Центральным Тянь-Шанем. В качестве критерия степени аэрозольного наполнения (замутненности) атмосферы, определяемого непосредственно из лидарных данных, была принята величина аэрозольной оптической толщины τ_a . Оптическая толщина среды высотой Δh от нижней границы h_1 до верхней h_2 в общем случае может быть определена по профилю коэффициента ослабления $\alpha(h)$, согласно известному выражению

$$\tau(\lambda) = \int_{h_1}^{h_2} \alpha(\lambda, h) dh.$$

Используя это интеграль-

ное выражение, можно сделать очевидное упрощение, которое часто аппроксимирует реальную ситуацию и состоит в том, чтобы рассматривать рассеивающую среду (слой) как однородную [2]. При этом τ_a становится пропорциональной геометрической длине пути в среде: $\tau_a(\lambda, h) = \langle \alpha(\lambda) \rangle \Delta h$, где $\langle \alpha(\lambda) \rangle$ – средний (общий) коэффициент ослабления в слое. Информативность того или иного интервала оптического зондирования определяется тем, насколько существенно проявляется в нем $\alpha(h)$ или $\beta_a(h)$. Учитывая, что основная доля аэрозольных частиц сосредоточена, как правило, в нижнем трехкилометровом слое атмосферы, выше которого коэффициент ослабления достаточно резко убывает с высотой, для сравнительного анализа выбраны интервалы

высот Δh : 1,0–3,0 км и 3,0–5,0 км. Вычисленные для указанных слоев значения τ_a , по своей сути, количественно характеризуют, соответственно, аэрозольную оптическую толщину (АОТ) пограничного слоя и область тропосферы над ним до 5 км.

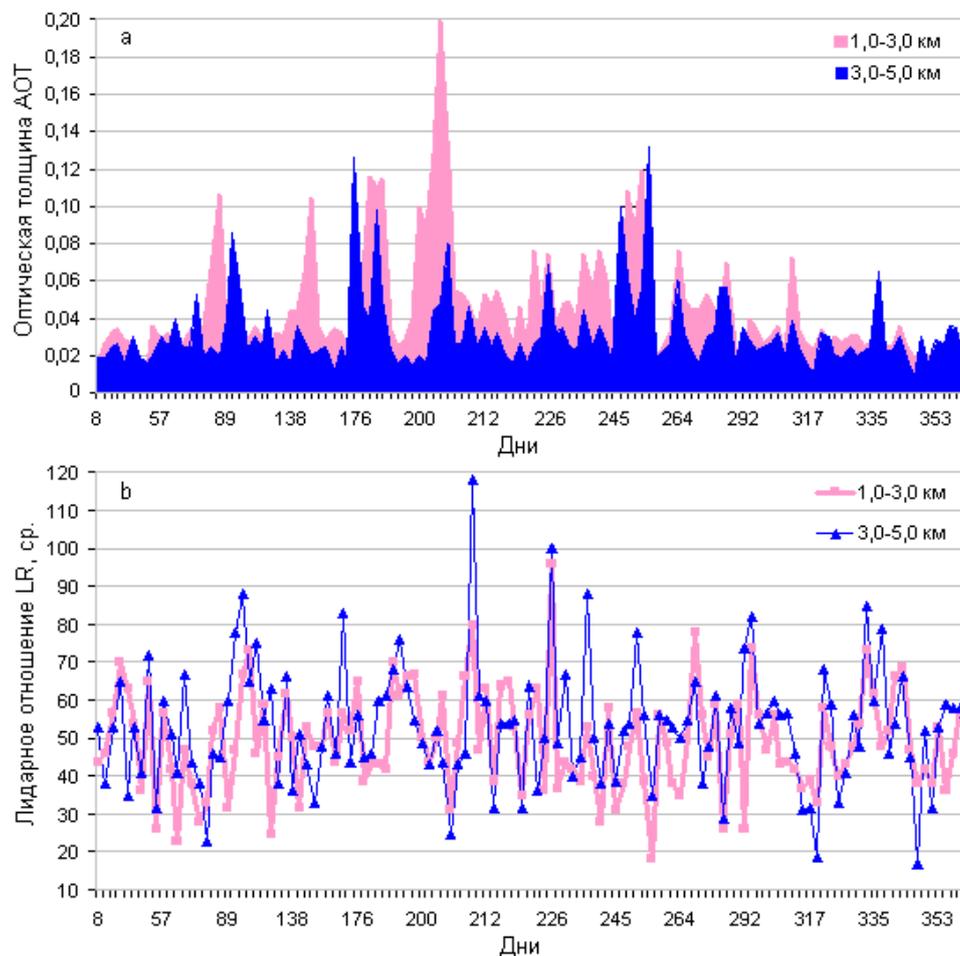
Благодаря применению многоволнового лидара, использующего эффект комбинационного рассеяния, получаемые независимо данные о коэффициентах обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a(\lambda, h)$ и профиле коэффициента ослабления $\alpha(h)$, дают возможность извлекать экспериментальные значения лидарного отношения LR , которые в большой степени зависят от распределения по размерам аэрозольных частиц и состава.

Значения LR рассчитывались как отношения средних для указанных слоев коэффициентов ослабления и обратного рассеяния: $LR = \alpha(h) / \beta_a(h)$. Естественно, вследствие определенной пространственной неоднородности и временной изменчивости микрофизических характеристик аэрозоля, особенно в пограничном слое, предположение о том, что величина лидарного отношения в пределах слоев Δh является константой, становится менее достоверным по мере увеличения высотных интервалов. Для реальных атмосферных условий, неоднородных трасс и выбранной протяженности слоев ($h_2 - h_1$) речь может идти об анализе поведения параметра LR только на уровне качественных оценок.

Сложность корректной оценки лидарных наблюдений главным образом связана с проблемами обработки и представления данных в количественном виде. В методике интерпретации результатов зондирования погрешность вычисления коэффициентов обратного рассеяния $\beta_a(h, \lambda)$ определяется, прежде всего, погрешностью калибровки, которая проводилась традиционным способом по сигналу от слоя, расположенного на высоте 30,0–33,0 км. При умеренных значениях экспериментальных погрешностей (~2%) рамановский коэффициент ослабления определялся с ошибкой, не превышающей 30%, а для оптических толщ аэрозольного слоя с $\tau_a > 0,02$ – в пределах 12%. Методика измерений и обработки лидарных сигналов подробно описана в работе [1].

Анализ массива данных зондирования производился путем осреднения профилей оптических показателей: коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a(h)$ и коэффициента ослабления $\alpha(h)$. Каждое измерение представляет собой усредненный профиль за ночь. По данным суточных измерений для летнего периода времени среднеквадратическое отклонение (СКО) за ночь величины τ_a , определявшейся по 6–12 сериям зондирований (с 20:00 до 07:00) при стабильных погодных условиях, как правило, не превышало значения 0,010 в пограничном слое и 0,007 над ним. Изменение величины СКО оптической толщины слоев в ночное время для холодного полугодия не значительные и не превышало 0,008.

Результаты. В настоящей статье представлены результаты обобщения данных о сезонных и среднемесячных изменениях двух оптических параметров: аэрозольной оптической толщины τ_a и лидарного отношения LR . Анализ выполнен для длины волны $\lambda = 532$ нм в тропосферных слоях 1,0–3,0 км и 3,0–5,0 км. В качестве примера, иллюстрирующего результаты экспериментальных исследований сезонного изменения LR и τ_a , на рисунке приведены данные измерений в нижней тропосфере за 2003 г. В течение этого статистически наиболее обеспеченного измерения периода в рассматриваемом интервале высот было реализовано большое многообразие величины τ_a , которая изменялась от 0,014 до 0,82 в пограничном слое и от 0,016 до 0,60 над ним. Величина лидарного отношения для аэрозолей над Тянь-Шанем варьировала, соответственно, в пределах 18–85 *ср* и 25–100 *ср*. При этом результаты подтверждают наличие хорошо выраженной зависимости величины обоих параметров от сезона, метеоусловий и вертикальной протяженности пограничного слоя. Поэтому существенным моментом, касающегося анализа сезонной вариации оптической толщины в слоях нижней тропосферы и систематизации фактического материала, является исключение из массива данных результатов



Годовые изменения экспериментальных значений аэрозольной оптической толщины (*a*) и лидарного отношения (*b*) в слоях 1,0–3,0 км и 3,0–5,0 км.

измерений, в которых высокие значения τ_a обусловлены изменением метеоусловий и сменой воздушной массы, значительно превышающим влияние сезонного фактора. Это касается реализаций со значениями $\tau_a=0,3-0,8$, когда на профиле $\beta_a(h)$ наблюдались уплотнения аэрозоля, как правило, в области высот, примыкающих к верхней границе пограничного слоя.

В наиболее часто реализующихся случаях, так называемых фоновых условиях, можно говорить о минимальных уровнях замутненности нижней тропосферы. Как видно из рисунка, это особенно характерно для холодного полугодия (вторая половина октября – первая половина марта), а также для непродолжительных периодов в теплое полугодие при атмо-

сферных условиях, наблюдаемых после длительных осадков, вымывающих частицы аэрозоля. Концентрация частиц в эти периоды времени столь мала, что обусловленное ими ослабление лазерного излучения не превышает значений $\alpha(h)=0,03$. Такие атмосферно-оптические ситуации, соответствующие фоновому состоянию тропосферного аэрозоля, характеризуются $\tau_a=0,024\pm 0,0063$ в пограничном слое и $\tau_a=0,025\pm 0,011$ над ним до высоты 5,0 км, т.е. достаточно близкими (в пределах 10–20%) значениями.

Соответствующие средние значения LR для обоих слоев в большинстве измерений варьировали от 30 *ср*, что характерно для чистого морского аэрозоля, до значений $LR=75$ *ср*, характе-

ризирующих континентальные аэрозольные частицы [3]. Среднее значение лидарного отношения в слоях для фоновых условий составили $50,8 \pm 11,6$ *ср* и $50,5 \pm 14,6$ *ср*. Оптические толщии для всего пограничного слоя, определяемые фоновой компонентой аэрозоля и равные $0,013 \pm 0,003$, были самыми низкими за 2003 г.

В нижней тропосфере в теплое полугодие наиболее часто наблюдаются условия, когда значения оптической толщины значительно возрастают по сравнению с фоновыми условиями и меняются от $0,05 < \tau_a < 0,10$ в остаточном слое до $0,02 < \tau_a < 0,08$ над ним. Средние величины τ_a составили $0,060 \pm 0,0374$ и $0,034 \pm 0,0233$ соответственно. Значительные среднеквадратические отклонения в большой степени можно объяснить нестабильностью верхней границы пограничного слоя и имеющимися на профилях оптических параметров неоднородностями, связанными с наличием аэрозольных слоев. Максимальные значения $\tau_a = 0,1 - 0,2$ при не существенной разнице в форме профилей коэффициента ослабления $\alpha(h)$ наблюдались в 10–12% измерений (июль). Наибольшие значения коэффициентов рассеяния и ослабления приходились в основном на диапазон высот 1,8–2,3 км. Такие величины оптической толщии и средние значения лидарного отношения от 25 до 95 *ср* указывали на достаточно загрязненную воздушную массу. При этом нужно отметить наиболее очевидные различия между значениями τ_a в слоях. Так, для остаточного слоя они приблизительно в 2–3 раза, а в июльских измерениях в 5 раз выше значений, полученных над пограничным слоем, т.е. до 60–80% оптической толщии приходится на остаточный слой до высот, не превышающих 3,0 км.

Порядка 5–7% наблюдений, относящихся к весенним и осенним месяцам, занимает диапазон оптических толщ с верхней границей $\tau_a = 0,13$. Так, например, во второй половине марта на станции был зафиксирован приход аэрозольного загрязнения в виде пылевых (песчаных) частиц с юго-западными потоками из районов Ближнего Востока, связанный с влиянием происходящих в этот сезон интенсификацией обменных процессов в атмосфере и песчаных бурь. Вариации оптической толщии с двух-трехкратным ее увеличением в

слое 1,0–3,0 км по отношению к фоновым условиям отмечались на протяжении 7 суток. При этом наблюдалась тенденция уменьшения параметра LR в пограничном слое до значений $39,2 \pm 11,5$ *ср*. В противоположность этому устойчивое увеличение оптической толщины до $\tau_a = 0,08 - 0,12$ было зарегистрировано в первой декаде сентября в обоих рассматриваемых слоях. Длительность периода с повышенными уровнями замутнения атмосферы составляла 12 суток.

Результаты статистической обработки экспериментальных данных за 2003 г., а именно, средние месячные величины аэрозольной оптической толщины и лидарного отношения и их среднеквадратические отклонения приведены в табл. 1. При сопоставлении средних месячных величин заметны различия во внутригодовых изменениях значений τ_a и LR . В сезонном ходе аэрозольной оптической толщины в пограничном слое в периоды ее устойчивого роста просматривается спад средних величин лидарного отношения. Наблюдаемые увеличения τ_a в слоях нижней тропосферы связаны, вероятно, в первую очередь, с ростом содержания влаги и изменением рассеивающих свойств обводненных частиц.

Следовательно, тропосферный аэрозоль может представлять собой смесь двухкомпонентного аэрозоля, в котором меняются доли частиц морского и континентального типов. Отражением этого, возможно, является наличие многочисленных вариаций лидарного отношения относительно средних значений. Механизмом же, поддерживающим количественный баланс частиц, скорее всего, является обмен массами с различными оптическими свойствами между долиной и горами, т.е. горно-долинная циркуляция.

Наряду с сезонным ходом аэрозольной оптической толщины установлено наличие ее межгодовой изменчивости, характеризующейся начиная с января 2002 г. незначительным увеличением τ_a . Но в распределениях средних месячных значений лидарного отношения внутри года проявляются заметные различия (табл. 2). В 2002 г. наблюдалась более выраженная неоднородность химического состава аэрозоля в пограничном слое и области над ним.

Таблица 1

Средние месячные значения τ_a и LR на длине волны $\lambda=532$ нм
и их среднеквадратические отклонения в пограничном слое и над ним. 2003 г.

Месяц	Оптическая толщина τ_a				Лидарное отношение LR , ср			
	1,0–3,0 км		3,0–5,0 км		1,0–3,0 км		3,0–5,0 км	
	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО
Январь	0,027	0,0078	0,020	0,0043	56,0	11,1	48,8	12,3
Февраль	0,024	0,0095	0,023	0,0067	47,6	16,2	51,6	15,7
Март	0,041	0,0287	0,030	0,0115	39,2	11,5	46,1	12,7
Апрель	0,034	0,0133	0,044	0,0248	52,8	17,3	70,6	11,9
Май	0,053	0,0278	0,023	0,0077	49,7	9,1	44,5	12,3
Июнь	0,035	0,0135	0,039	0,0392	51,7	8,8	54,6	14,0
Июль	0,079	0,0481	0,037	0,0231	45,9	12,9	51,1	19,7
Август	0,050	0,0153	0,029	0,0075	49,4	16,9	53,4	19,0
Сентябрь	0,055	0,0298	0,044	0,0336	46,4	14,2	52,5	12,7
Октябрь	0,037	0,0181	0,032	0,0110	48,6	13,8	56,9	13,2
Ноябрь	0,028	0,0042	0,022	0,0064	47,3	11,9	47,2	20,0
Декабрь	0,024	0,0047	0,027	0,0133	50,2	10,4	50,8	15,7

Таблица 2

Средние значения τ_a и LR на длине волны $\lambda=532$ нм и их среднеквадратические отклонения
в пограничном слое и над ним. 2002–2003 гг.

Период времени	Оптическая толщина τ_a				Лидарное отношение LR , ср			
	1,0–3,0 км		3,0–5,0 км		1,0–3,0 км		3,0–5,0 км	
	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО	Среднее	СКО
2002 год								
Зима	0,017	0,0066	0,031	0,0215	41,1	12,2	57,0	13,6
Лето	0,059	0,0484	0,037	0,0181	43,3	12,3	64,6	29,8
Год	0,042	0,0346	0,031	0,0173	43,6	15,4	57,1	22,2
2003 год								
Зима	0,024	0,0063	0,025	0,0109	50,8	11,6	51,5	14,5
Лето	0,060	0,0374	0,034	0,0233	52,4	14,1	55,2	18,2
Год	0,044	0,0299	0,032	0,0211	49,4	13,4	52,8	16,1

Заключение. Экспериментальные данные за достаточно продолжительный промежуток времени и расчеты дают качественно совпадающие результаты, о степени достоверности которых можно судить, сопоставляя их с опубликованными материалами. Представленные результаты статистической обработки, полученные на основании сформированного массива данных по сезонному признаку, отражают наиболее устойчивые оптические свойства аэрозоля в нижней тропосфере. Так, сезонные изменения аэрозольной оптической толщи и лидарного отношения ($\lambda=532$ нм) незначительно отличаются от результатов, полу-

ченных в других регионах [4, 5, 13] с необходимой коррекцией на широтную, сезонную и другие вариации. Некоторые из полученных нами результатов измерений оптических параметров тропосферного аэрозоля, а именно, средняя аэрозольная оптическая толщина АОТ над остаточным слоем и ниже высоты 5 км, равная $3,4(\pm 2,3) \cdot 10^{-2}$ летом и $2,5(\pm 1,1) \cdot 10^{-2}$ зимой, существенно больше, чем величина $1,2 \cdot 10^{-2}$, которая приведена в Глобальной аэрозольной базе данных GADS [11,12] и в [6] ($0,3(\pm 1,0) \cdot 10^{-2}$ летом и $1,5(\pm 1,0) \cdot 10^{-2}$ зимой). Это, вероятно, говорит о том, что вкладом средней свободной тропосферы так же, как и

нижней тропосферы, нельзя пренебрегать, когда рассматривается общая АОТ. Для сравнения заметим, что величины АОТ над Центральной Европой по спутниковым данным находятся между 0,1 и 0,6 [7]. Данные АОТ для приземного пограничного слоя на Атлантическом побережье США на длине волны 450 нм того же порядка [8]. Средняя величина АОТ над Гималаями по радиометрическим данным, приведенная в [9] для зимы на длине волны 500 нм, равна 0,34. Стандартные отклонения среднего лидарного отношения LR (табл. 2) в среднем на 50% превышают средние величины для лета и зимы, что по сравнению с данными в [6] (100% для лета и 70% для зимы) почти в 2 раза меньше, что обусловлено, прежде всего, меньшими вариациями коэффициента ослабления в нашем регионе. Значения \overline{LR} в регионе как в остаточном слое, так и над ним больше, чем для морского, но меньше, чем для континентального аэрозоля [11].

Особенности в формировании аэрозольных полей в пограничном слое в горной местности связаны, прежде всего, с местной циркуляцией, которая накладывается на общий циркуляционный механизм, влияя на трансформацию оптических свойств аэрозольных частиц. Существенную роль при этом играют сложный рельеф подстилающей поверхности, характеризующейся значительной орографической и термической неоднородностью, расположение в непосредственной близости уникального незамерзающего водоема, а также радиационные и адвективные факторы.

Литература

1. *Chen B.B., Sverdlik L.G., Kozlov P.V.* Optics and microphysics of atmospheric aerosol. – Bishkek, 2004. – 222 p.
2. *Межерис Р.* Лазерное дистанционное зондирование. – М.: Мир, 1987. – 551 с.
3. *Detlef Muller, Kathleen Franke, Frank Wagner, Dietrich Althausen, Albert Ansmann and Jost Heintzenberg.* Vertical profiling of Optical and Physical particle properties over the tropical Indian Ocean with six-wavelength lidar // Journal of Geophysical Research. – Vol. 106, No. D22, Pages 28.567–28.575, November 27, 2001.
4. *Manoj K Srivastava, Max Frioud,* Annual cycle of aerosol backscatter coefficient and aerosol mixed layer height above Neuchatel (Switzerland, 47.00 N, 6.95 E) / Proc. VI Inter. Symp. for Lidar Measur...Leipzig, Sept. 2003.
5. *Родионов В.Ф., Ламакин М.В., Хербер А.* Изменения аэрозольной оптической толщины атмосферы в Антарктиде // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. – 2002. – Т. 38. – № 2. – С. 205–210.
6. *Schneider J. and Eixmann R.* Three years of routine Raman lidar measurements of tropospheric aerosols: Backscattering, extinction, and residual layer heights // J. Atmos. Chem. Phys. – 2002. – № 2. – P. 313–323.
7. *Robles Gonzales C., Veeffkind J.P., and de Leeuw G.* Aerosol optical depth over Europe in August 1997 derived from ATSR-2 data // J. Geophys. Res. Lett. – 2000. – V. 27. – P. 955–958.
8. *Hartley W.S., Hobbs P.V., Ross J.L., Russell P.B., and Livingston J.M.* Properties of aerosol aloft relevant to direct radiative forcing off the mid-Atlantic coast of the United States // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105. – P. 9859–9885.
9. *Ramana M.V., Ramanathan V., et al.* The Direct Observations of Large Aerosol Radiative Forcing in the Himalayan Region. 2004 // Geoph. Res. Lett. – 2004. – V. 31.
10. *Ackermann J.* The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study // J. Atmos. Oceanic Technol. – 1998. – V. 15. – P. 1043–1050.
11. *Koepke P., Hess M., Schult I., and Shettle E.P.* Global Aerosol Data Set // MPI for Meteorology Report No.243, Hamburg, 1997.
12. *Hess M., Koepke P., and Schult I.* Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1998. – V. 79. – P. 831–844.
13. *Pappalardo G., Bosenberg J., Alpers M., Balis D., De Tomasi F., Komguem L., Matthias V. et al.* Systematic lidar ratio measurements in the frame of EARLINET / Proc. VI Inter. Symp. for Lidar Measur...Leipzig, Sept. 2003.