

Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 3. Спектральные особенности вертикального распределения оптических характеристик аэрозоля

С.В. Самойлова, Ю.С. Балин, Г.П. Коханенко, И.Э. Пеннер*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 2.07.2010 г.

В высотном диапазоне от 0,5 до 7,5 км представлены спектральные особенности распределения коэффициентов обратного рассеяния $\beta_a(\lambda_i, z)$, ослабления $\sigma_a(\lambda_i, z)$ и лидарного отношения $S_a(\lambda_i, z)$ по данным многочастотного зондирования в Томске (56° с.ш., 85° в.д.). Определены параметры Ангстрема η_i для соответствующих коэффициентов. Показано, что в пограничном слое (исключая внутренний слой перемешивания) $\eta_\beta(532/1064) > \eta_\beta(355/532)$ и одновременно $\eta_\alpha(532/1064) > \eta_\alpha(355/532)$. Подобное распределение параметров Ангстрема обуславливает преобладание в объемном распределении мелких частиц со среднегеометрическим радиусом $R_f < 0,5$ мкм. В свободной тропосфере, напротив, $\eta_\beta(532/1064) < \eta_\beta(355/532)$ и $\eta_\alpha(532/1064) < \eta_\alpha(355/532)$, соответственно $R_f > 0,5$ мкм, и вклад крупных частиц является определяющим. Лидарное отношение в пограничном слое убывает с ростом длины волны; средние значения составляют 59,7 (15) ср для 355 нм, 51,1 (8,3) ср для 532 нм и 47,3 (13,5) ср для 1064 нм. Для свободной тропосферы спектральный ход лидарного отношения может быть различным; средние значения равняются 50,4 (8,5) ср для 355 нм, 49,5 (5,7) ср для 532 нм и 55,3 (10) ср для 1064 нм. Значения вклада свободной тропосферы в общую аэрозольную оптическую толщину возрастают с уменьшением высоты пограничного слоя; в среднем они составляют 22 (17)% для 355 нм, 27 (19)% для 532 нм и 34 (22)% для 1064 нм.

Ключевые слова: многочастотный лидар, аэрозоль, пограничный слой, свободная тропосфера, спектральные параметры; multi-wavelength lidar, aerosol, boundary layer, free troposphere, Ångström parameters.

Введение

Неопределенности в задачах предсказания климатических изменений зависят, в том числе, и от точности оценок влияния аэрозоля на оптические характеристики атмосферы. В отличие от других климатически значимых и высокоизменчивых атмосферных составляющих (влажности и озона) основной объем наблюдений за характеристиками аэрозоля относится к интегральным либо приземным значениям. В ряде случаев этой информации оказывается недостаточно, что приводит к необходимости совместной интерпретации данных пассивного (фото- и радиометрического) и активного (лидарного) зондирования.

На основе пассивных наблюдений с Земли и из космоса (см., например, [1, 2]) выделены ключевые

модели аэрозоля, оказывающие влияние на климатические изменения. До настоящего времени проблема корректного выбора параметров аэрозоля (показателя преломления и среднего радиуса частиц) для моделей пылевого и фоновое аэрозоля («dust» и «clean continental») остается открытой.

Для первой модели она обусловлена несферической природой пылевых частиц, что приводит к необходимости априори задавать форму частиц (обычно сфероидальную, см. [3]) при восстановлении микрофизических характеристик. Критерием адекватности задаваемой формы частиц могут служить получаемые значения лидарного отношения (отношение коэффициентов ослабления и обратного рассеяния, см. результаты [2, 3] и дискуссию в [4]). Отметим, что диапазон изменения лидарного отношения для пылевого аэрозоля хорошо изучен по данным регулярных наблюдений в European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) [5] и Asian Dust Network (AD-Net) [6].

Для модели так называемой «чистой» континентальной или фоновой атмосферы проблема обуслов-

* Светлана Викторовна Самойлова (ssv@seversk.tomsknet.ru); Юрий Степанович Балин (balin@iao.ru); Григорий Павлович Коханенко (kokh@iao.ru); Иоганес Эрнстович Пеннер (penner@iao.ru).

лена суммарно низкой концентрацией аэрозоля. Низкие значения аэрозольной оптической толщи (АОТ) не позволяют для АОТ < 0,2 (440 нм) [7] корректно оценивать показатель преломления, что приводит к аномально низким значениям альbedo однократного рассеяния (< 0,9, см. дискуссию в [1]). Регулярные лидарные исследования средней тропосферы могут помочь в решении и этой проблемы.

В отличие от результатов пассивного зондирования, представленных в широком спектральном диапазоне, регулярные лидарные измерения одновременно на нескольких длинах волн относятся, в основном, к коэффициенту обратного рассеяния (см., например, [8]). Среди исследований, включающих интерпретацию КР-сигналов, хотелось бы выделить работу [9], в которой на основе трехлетних измерений был впервые представлен высотный профиль параметра Ангстрема для коэффициента ослабления и длин волн 355 и 532 нм. В основном же спектральные исследования основываются на разовых измерениях (см., например, [10, 11]) и предназначены для определения характеристик отдельных слоев.

В настоящем исследовании мы представим высотное распределение коэффициентов ослабления $\sigma_a(\lambda_i)$ и обратного рассеяния $\beta_a(\lambda_i)$ и лидарного отношения $S_a(\lambda_i) = \sigma_a(\lambda_i)/\beta_a(\lambda_i)$ для 355, 532 и 1064 нм по данным зондирования лидаром «ЛОЗА-С» [12] с апреля по октябрь 2007 г. В разд. 1 будут рассмотрены особенности интерпретации измерений. Разд. 2 посвящен высотному изменению спектрального хода для оптических коэффициентов, который мы будем описывать с помощью параметров Ангстрема. По аналогии с известной эмпирической формулой Ангстрема для оптической толщи [13] введем

$$\eta_\sigma(\lambda_i, \lambda_j, z) = \frac{\ln[\sigma(\lambda_i, z)/\sigma(\lambda_j, z)]}{\ln[\lambda_j/\lambda_i]}$$

— параметры Ангстрема для $\sigma_a(\lambda_i)$,

$$\eta_\beta(\lambda_i, \lambda_j, z) = \frac{\ln[\beta(\lambda_i, z)/\beta(\lambda_j, z)]}{\ln[\lambda_j/\lambda_i]}$$

— параметры Ангстрема для $\beta_a(\lambda_i)$.

Высотное распределение параметров Ангстрема удобно использовать для анализа спектрального поведения соответствующих оптических коэффициентов, поскольку η_σ , η_β не зависят от суммарной концентрации частиц и обладают ограниченной областью изменения. В работе [14] мы провели специальное исследование и показали, что существует связь между изменением η_σ , η_β и параметров, определяющих бимодальное распределение частиц по размерам, — среднегеометрического радиуса мелких частиц R_f и их вклада в суммарную концентрацию, V_f/V_t . Совместная интерпретация значений η_σ , η_β будет представлена в разд. 2 для средних высотных профилей, а также для профилей, полученных по данным измерений 28.08.2007. В разд. 3 рассматривается высотное распределение интегральных коэффициентов.

1. Особенности интерпретации измерений

Суммарно методы восстановления оптических коэффициентов и возможные ошибки восстановления представлены в табл. 1.

Таблица 1

Используемые методы восстановления оптических коэффициентов

Параметр	Высотный диапазон, км	Ошибка (%) max (среднее)	Метод восстановления
$\beta_a(355)$	0,5–15	22 (5)*	Отношение УР- и КР-сигналов
$\sigma_a(355)$	0,5–7,5	> 20 (10)	Численное дифференцирование КР-сигнала**
$\beta_a(532)$	0,5–15	11 (4)*	Отношение УР- и КР-сигналов
$\sigma_a(532)$	0,5–7,5	12 (6)	Численное дифференцирование КР-сигнала**
$\beta_a(1064)$	0,5–15	10 (7)*	Решение уравнения Бернулли***
$\sigma_a(1064)$	0,5–7,5	?	—

* Ошибки, обусловленные неточностью калибровки (на 10% погрешности задания $\beta_a(\lambda_i, z)$). ** Используется устойчивый метод, учитывающий область изменения лидарного отношения [12]. *** Отдельно рассматриваются аэрозольные слои с различными рассеивающими свойствами, и оценивается среднее для слоя лидарное отношение [12].

Совместная интерпретация лидарных сигналов, обусловленных упругим (УР) и комбинационным (КР) рассеянием, позволяет без каких-либо априорных предположений восстанавливать профили $\beta_a(\lambda_i, z)$ и $\sigma_a(\lambda_i, z)$ в УФ- и видимом диапазонах длин волн (подробнее см. методы интерпретации ночных измерений в [12]). В ИК-диапазоне регистрация КР-сигналов представляет собой технически сложную задачу, не решаемую для лидаров, основанных только на Nd:YAG-лазере, но принципиально возможную для решения [15]. В отсутствие КР-измерений коэффициенты $\beta_a(1064, z)$ и $\sigma_a(1064, z)$ могут быть восстановлены решением уравнения Бернулли [16, 17]. Ошибки восстановления коэффициентов различны: для $\beta_a(1064, z)$ они практически не зависят от вертикального изменения лидарного отношения, задаваемого априори, а для $\sigma_a(1064, z)$ полностью ими определяются [18]. Чтобы уменьшить ошибки, мы оценивали оптические характеристики для 1064 нм таким образом, чтобы при известных значениях $\sigma_a(355, z)$ и $\sigma_a(532, z)$ обеспечить выполнение условия $\eta_\sigma(355/1064) \cong \eta_\sigma(532/1064)$ (см. методы интерпретации дневных измерений в [12]).

Нижняя граница корректного восстановления коэффициентов ослабления определяется зоной полного схождения лазерного пучка и поля зрения приемника (~ 1–1,2 км). Для снижения ее до верхней границы внутреннего слоя перемешивания (~ 0,5 км) одновременно регистрировались сигналы в так называемой «ближней» зоне, что позволило для каждого

сигнала оценивать геометрическую функцию лидара для 532 нм. Впоследствии лидарная система была модернизирована, и в настоящее время она позволяет оценивать геометрическую функцию для всего набора длин волн (в том числе и для КР-сигналов). Однако для рассматриваемого здесь набора измерений коррекция сигналов в ближней зоне для всех длин волн проводилась на основе измерений на 532 нм.

Отсутствие полной информации в ближней зоне не позволило нам включить в анализ сеансы зондирования в холодное время наблюдений, с октября 2006 по март 2007 г. Как мы уже отмечали в [19], в это время наблюдений высота пограничного слоя (ПС) менее 1 км, и исследование спектральных характеристик ПС требует спектральных измерений в диапазоне высот от 0,2 до 1,2 км. По этой же причине даже по измерениям в теплое время мы не смогли раздельно оценить значения $S_a(1064)$ для составляющих ПС: слоев перемешивания и вовлечения.

Ниже мы представляем анализ профилей оптических коэффициентов, полученных в теплый период наблюдений — с апреля по октябрь 2007 г. Синоптические условия 2007 г. сложились таким образом, что холодное, дождливое лето компенсировалось теплыми весной и осенью, когда высота ПС и аэрозольная оптическая толща достигли максимальных значений (см. [19, рис. 4]). На рис. 1 приведены гистограммы распределения высоты ПС (рис. 1, а) и АОТ (измерения AERONET [20], 500 нм, рис. 1, б) для всего рассматриваемого цикла измерений.

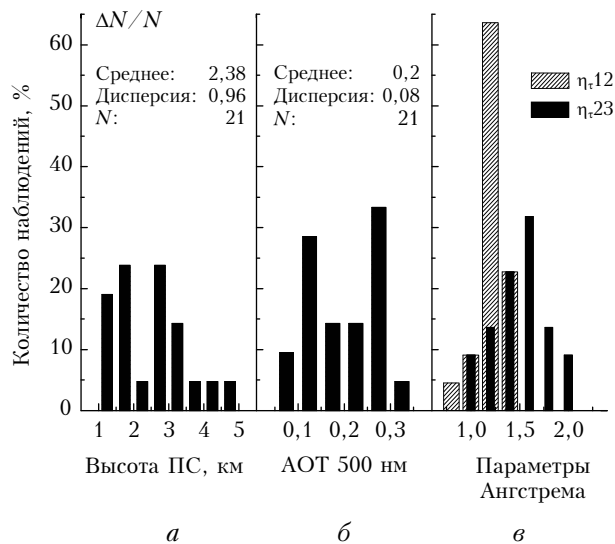


Рис. 1. Гистограммы распределения высоты пограничного слоя (а), аэрозольной оптической толщ (б) и параметров Ангстрема для оптической толщ (в) по измерениям с апреля по октябрь 2007 г.

Частота повторения значений высоты ПС имеет два максимума: ~1,8 км (что примерно совпадает со средним значением за полтора года измерений [19]) и ~3 км. На рис. 1, в показано распределение значений параметров Ангстрема для оптической толщ, $\eta_{r12} = \eta_r(340/500)$ и $\eta_{r23} = \eta_r(500/1020)$ для того

же цикла наблюдений. Отметим, что практически всегда $\eta_{r12} < \eta_{r23}$, это обусловлено вертикальным распределением $\eta_{\sigma12}$ и $\eta_{\sigma23}$. Более подробное объяснение будет дано в разд. 2.

2. Вертикальное распределение оптических коэффициентов

Средние значения оптических коэффициентов в пограничном слое атмосферы (выше 0,5 км) и в свободной тропосфере (до 7,5 км) для всего цикла измерений приведены в табл. 2.

Таблица 2
Средние значения и дисперсии (в скобках) оптических коэффициентов

Длина волны, нм	Параметр		
	$\beta_a(\lambda_i) \cdot 10^5, \text{ км}^{-1} \cdot \text{ср}^{-1}$	$\sigma_a(\lambda_i) \cdot 10^3, \text{ км}^{-1}$	$S_a(\lambda_i), \text{ ср}$
<i>Пограничный слой</i>			
355	194 (128)	116 (61)	59,7 (15)
532	128 (102)	66 (43)	51,1 (8,3)
1064	56 (32)	26 (14)	47,3 (13,5)
<i>Свободная тропосфера</i>			
355	19 (4,5)	9,6 (1,9)	50,4 (8,5)
532	14 (3,5)	7 (1,4)	49,7 (5,7)
1064	6,5 (1,5)	3,6 (0,9)	55,3 (10)

На рис. 2, а представлены средние вертикальные распределения коэффициентов ослабления. Распределение коэффициентов ослабления (и обратного рассеяния) в свободной тропосфере (СТ) пропорционально распределению молекулярных составляющих.

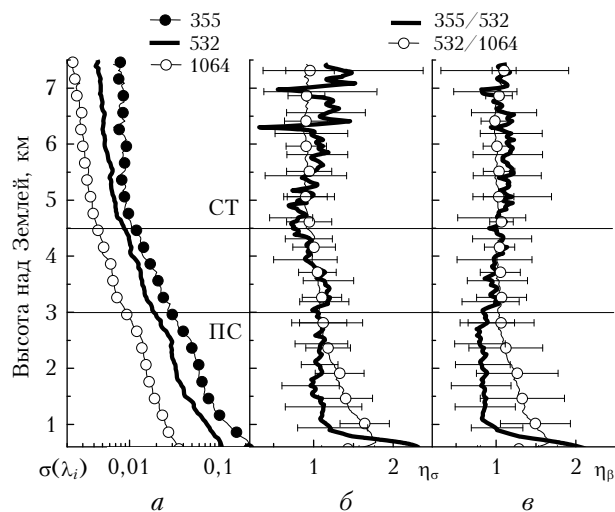


Рис. 2. Среднее вертикальное распределение коэффициентов ослабления (а) и параметров Ангстрема для коэффициентов ослабления (б) и обратного рассеяния (в). Горизонтальные линии показывают границы изменения профилей, обусловленные неоднородностью атмосферы в различные дни наблюдений

С уменьшением высоты аэрозольные коэффициенты возрастают быстрее молекулярных составляющих. Средние значения параметров а (км^{-1}) и б (км)

для аппроксимации высотных профилей экспоненциальными кривыми $\sigma_a(\lambda_i, z) = a \exp\{-z/b\}$ в высотном диапазоне от 0,5 до 7,5 км составляют (0,377; 0,92), (0,169; 1,11) и (0,045; 1,64) для 355, 532 и 1064 нм соответственно. Параметр b показывает изменение значений $\sigma_a(\lambda_i, z)$ при переходе от одного слоя к другому; его численное значение сильно зависит от выбранного интервала высот.

Рис. 2, б и в иллюстрируют высотную изменчивость параметров Ангрстрема для коэффициентов ослабления (рис. 2, б) и обратного рассеяния (рис. 2, в).

Представлены средние профили $\eta_{i2} = \eta_i(355/532)$ и $\eta_{i3} = \eta_i(532/1064)$, параметры $\eta_{i13} = \eta_i(355/1064)$, принимающие промежуточные значения, опущены. Средние профили получены усреднением индивидуальных профилей; горизонтальные линии показывают границы изменения значений, обусловленные неоднородностью атмосферы в различные дни наблюдений. Для калибровки профилей $\beta_a(\lambda_i, z)$ использовались значения коэффициентов пропорциональности $R_\beta(\lambda_i)$ между аэрозольным и молекулярным коэффициентами обратного рассеяния в районе тропопаузы. В УФ- и видимом диапазоне длин волн они совпадали со значениями отношения рассеяния по результатам многолетних исследований стратосферы в Томске [21]; $R_\beta(1064)$ задавалось таким образом, чтобы $\eta_\beta(532/1064) \approx 1$.

Отметим, что в свободной тропосфере средние значения параметра Ангрстрема $\eta_{\sigma 12}$ близки к значениям, полученным на континентальной лидарной станции в г. Лейпциге (52° с.ш., 12° в.д.) [9]; для ПС по нашим измерениям $\eta_{\sigma 12}$ ниже. Это может быть обусловлено меньшим содержанием антропогенного аэрозоля в пограничном слое: средние значения коэффициентов ослабления по измерениям в Томске ниже в 1,4 раза для 532 нм и в 1,65 раз для 355 нм. Отметим также, что средние значения аэрозольной оптической толщи для 500 нм составляют 0,24 [9] для Лейпцига и 0,15 [22] для Томска.

Для анализа результатов полезно рассматривать изменения с высотой не абсолютных значений параметров Ангрстрема, а знака так называемого коэффициента кривизны («curvature») $a_{2,i} = \eta_{i23} - \eta_{i12}$, см. [14].

1. В пограничном слое (ниже 3 км) $a_{2,\beta} > 0$; это показывает, что значения радиуса мелких частиц $R_f < R^*$, где $R^* \in [0,1; 0,15 \text{ мкм}]$ и зависит от показателя преломления. Одновременно $a_{2,\sigma} > 0$, соответственно мелкие частицы преобладают в объемной концентрации, и $0,5 \leq V_f/V_t < 0,8$. С ростом высоты R_f увеличивается ($a_{2,\beta}$ уменьшается).

2. В свободной тропосфере (выше 4,5 км) $a_{2,\beta} \approx \text{const} < 0$ и $R_f \approx \text{const} > R^*$, а поскольку одновременно $a_{2,\sigma} < 0$, то крупные частицы преобладают в объемной концентрации и $0,2 \leq V_f/V_t < 0,5$. Увеличение значений $a_{2,\sigma}$ с ростом высоты при постоянном R_f показывает, что V_f/V_t уменьшается.

Подробнее изменение значений $a_{2,i}$ в пограничном слое лучше рассматривать на индивидуальных профилях, поскольку малое количество наблюдений и большой разброс значений высоты ПС (см. разд. 1)

сглаживают средние значения в диапазоне высот меньше 4,5 км. На рис. 3 представлены профили лидарного отношения (рис. 3, а) и параметров Ангрстрема для коэффициентов ослабления (рис. 3, б) и обратного рассеяния (рис. 3, в) по данным зондирования 28.08.2007, 15:40–16:40 UTC.

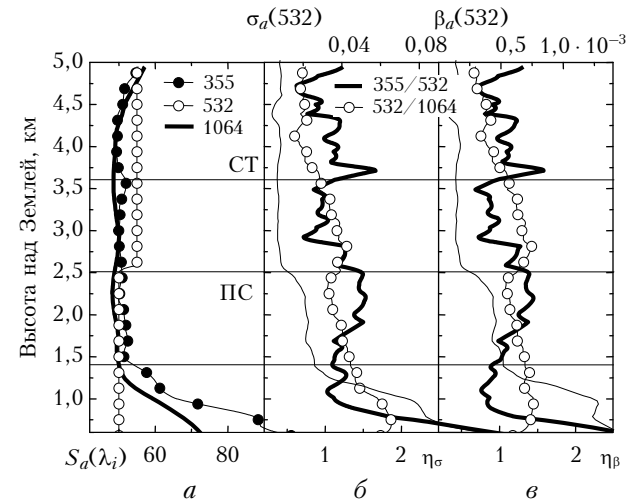


Рис. 3. Вертикальное распределение лидарного отношения (а) и параметров Ангрстрема для коэффициентов ослабления (б) и обратного рассеяния (в) по данным зондирования 28.08.2007 г. Профили соответствующих оптических коэффициентов для 532 нм (б, в) представлены тонкими линиями

Отметим скачкообразное уменьшение значений $\eta_{\sigma 12}$ и $\eta_{\beta 12}$ при переходе от слоя к слою; оно наблюдается практически для всех сеансов измерений и занижает средние значения параметров для 355/532 (см. рис. 2) в высотном диапазоне от 1 до 3 км. В слое перемешивания (до 1,4 км) с ростом высоты происходит уменьшение значений лидарного отношения для УФ- и видимого диапазонов длин волн, что связано как с уменьшением влажности $Rh(z)$, так и с уменьшением вклада мелких частиц. Одновременно справедливо $R_f < R^*$ и $0,5 \leq V_f/V_t < 0,8$, поскольку $a_{2,i} > 0$. В слое вовлечения (от 1,4 до 2,5 км) значения $S_a(\lambda_i, z)$ близки к постоянным; при этом $Rh(z)$ увеличивается, и градиент изменения значений $Rh(z)$ выше, чем в слое перемешивания. Радиус мелких частиц возрастает при уменьшении их вклада в общую концентрацию; на верхней границе слоя $a_{2,i} < 0$ и соответственно $R_f > R^*$. В переходной зоне (от 2,5 до 3,7 км) R_f уменьшается; судить о значениях V_f/V_t затруднительно, поскольку $a_{2,\sigma} \approx 0$.

Изменчивость значений лидарного отношения в различные дни наблюдений иллюстрирует рис. 4.

Средние $S_a(\lambda_i)$ показаны горизонтальными линиями; они соответствуют средним значениям лидарного отношения, представленным в табл. 2. И опять при анализе полученных результатов больше внимания следует уделять не абсолютным значениям лидарного отношения, а его изменению при росте длины волны. Для пограничного слоя (рис. 4, а) характерно уменьшение $S_a(\lambda_i)$ с увеличением λ_i . Только для двух измерений в апреле 2007 г. спектральная

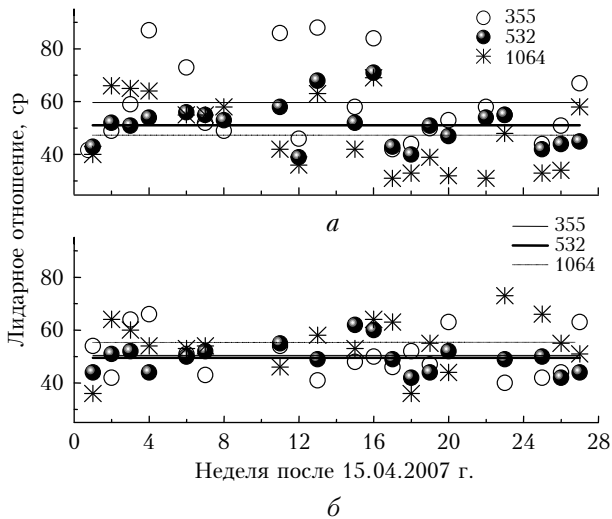


Рис. 4. Изменчивость значений лидарного отношения в пограничном слое (а) и свободной тропосфере (б). Средние значения — 59,7/50,4 ср для 355 нм, 51,1/49,5 ср для 532 нм и 47,3/55,3 ср для 1064 нм — для ПС/СТ показаны горизонтальными линиями

структура нарушается: с увеличением длины волны $S_a(\lambda_i)$ возрастает. В свободной тропосфере (рис. 4, б) преобладающих спектральных зависимостей для лидарного отношения не прослеживается. Средние значения, в отличие от пограничного слоя, с ростом длины волны не убывают, и $S_a(1064)$ на 5 ср превосходит $S_a(355)$ и $S_a(532)$.

Представленные в данном разделе результаты являются первой попыткой включения оптических характеристик ИК-диапазона в анализ высотного распределения спектральных параметров. Результаты показывают, что только в нижней части ПС для параметров Ангстрема справедливо соотношение $\eta_{i23} < \eta_{i12}$; в средней и верхней частях слоя значения $\eta_{i23} > \eta_{i12}$. Косвенным подтверждением данной особенности изменения η_σ является тот факт, что для суммарной оптической толщи также справедливо $\eta_{\sigma 23} > \eta_{\sigma 12}$ (см. рис. 1, в), поскольку для свободной тропосферы $\eta_{\sigma 23} \approx \eta_{\sigma 12}$. С увеличением высоты радиус мелких частиц возрастает и, одновременно, уменьшается их вклад в объемную концентрацию. Последнее неоднократно отмечалось различными авторами [23, 24].

В работе [25] показана выраженная зависимость между высотным изменением аэрозольных характеристик — радиуса частиц, их концентрации и показателя преломления — и влажности, в частности увеличение размера частиц при возрастании $Rh(z)$. Слой вовлечения формируется в результате дальнего переноса аэрозоля (подробнее см. [19]), а установленные нами закономерности получены на основе измерений в темное время суток. Вероятно, именно возрастание влажности в слое вовлечения (характерное для теплого времени наблюдений) обуславливает увеличение R_f с ростом высоты. Спектральное изменение лидарного отношения в пограничном слое хорошо согласуется с результатами численного моделирования для модели городского аэрозоля со зна-

чениями параметров объемного спектра $R_f < 0,15$ мкм и $V_f/V_t \geq 0,2$ [1, 26].

По результатам 10-летнего цикла лидарных исследований авторами [27] показано, что аэрозольные слои средней тропосферы более выражены для теплого времени наблюдений и полностью определяются межконтинентальным дальним переносом. Из наших результатов следует, что в высотном диапазоне от 4,5 до 7,5 км для параметров Ангстрема выполняется соотношение $\eta_{i23} > \eta_{i12}$; и, соответственно, $R_f > R_*$ и $V_f/V_t < 0,5$ (вклад крупных частиц является определяющим). Отсутствие преобладающих спектральных зависимостей для лидарного отношения (рис. 4, б) обусловлено различной предысторией воздушных масс.

Нам бы хотелось отметить, что средние значения $S_a(1064)$ примерно на 5 ср превосходят значения коэффициента для 355 и 532 нм. Спектральный ход лидарного отношения обуславливают локальный максимум значений $S_a(\lambda_i)$ для мелких частиц и минимум для крупных, причем положение экстремумов для меньших λ_i соответствует меньшим значениям радиуса частиц [14]. Возрастание лидарного отношения с ростом длины волны для бимодального распределения может быть обусловлено либо значениями $R_f > 0,3$ мкм при средних значениях V_f/V_t , либо доминированием крупных частиц в объемном спектре, $V_f/V_t < 0,2$; последнее характерно для морской и «чистой» континентальной моделей аэрозоля [1, 26].

3. Вертикальное распределение интегральных коэффициентов

Во второй части работы [19] мы обращали внимание на то, что для всего цикла измерений 2006–2007 гг. прослеживается устойчивая корреляция между высотой пограничного слоя, определяемой лидаром, и суммарной АОТ (τ_a), восстанавливаемой по фотометрическим измерениям, совпадают максимальные значения в мае — июне 2006 г., апреле и сентябре 2007 г. Совпадают также и вероятностные характеристики — распределения асимметричны, и закон распределения близок к логарифмически нормальному. В то же время определенная осторожность необходима при совместной интерпретации лидарных и фотометрических измерений. Для безоблачных дней наблюдений сопоставление средних за день (AERONET, 500 нм, частота измерений более 20) и вечерних, полученных через 2–3 ч после захода солнца (лидар, 532 нм), значений АОТ показывает хорошее согласие результатов при $\tau_a < 0,2$; коэффициент корреляции составляет 0,91. С увеличением значений АОТ может возрастать дневное содержание аэрозоля — для 30% наблюдений утренние и вечерние значения оптической толщи могут отличаться более чем в 1,5 раза и для всего объема наблюдений коэффициент корреляции равен 0,67.

Отметим также, что лидар измеряет $\tau_a(\lambda_i, z)$ в определенном высотном диапазоне (с 0,5 до 7,5 км в наших экспериментах). В отсутствие перистых

облаков и вулканических выбросов вкладом верхней тропосферы и стратосферы в суммарную АОТ можно пренебречь: по оценкам авторов [9] он составляет менее 0,01 для 532 нм. Вклад внутреннего слоя перемешивания обычно оценивается по значениям коэффициента ослабления на нижней границе слоя перемешивания. Для выявления возможных ошибок экстраполяции мы использовали измерения спектральной прозрачности приземного слоя автоматизированным фотометром [28] в мае – июне 2006 г. Измерения проводились круглосуточно с периодичностью один цикл в 2 ч на трассе длиной ~ 830 м; высота трассы над земной поверхностью составляла от 5 до 15 м. Искомое значение $\sigma_a(532,0)$ определялось интерполяцией приземных значений коэффициента для 500 и 550 нм, которые, в свою очередь, были получены из фотометрических данных по методике, изложенной в работе [29]. На рис. 5 представлен вклад пограничного слоя и свободной тропосферы в суммарную АОТ.

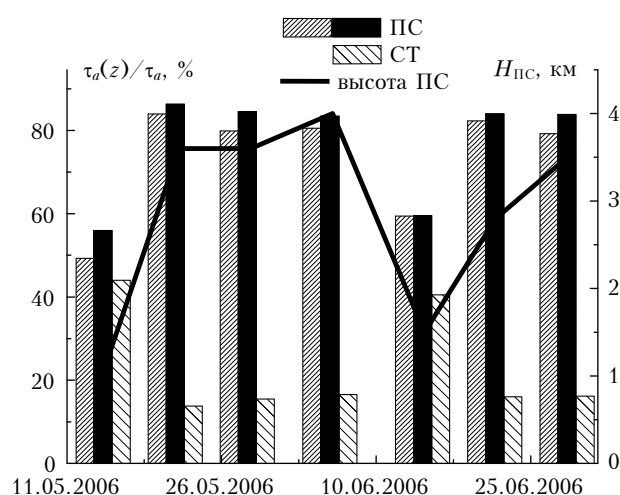


Рис. 5. Изменение вкладов АОТ (532 нм) пограничного слоя и свободной тропосферы в суммарную АОТ при изменении высоты ПС. Для пограничного слоя черные прямоугольники соответствуют величине вклада, полученного с коррекцией приземных значений коэффициента ослабления

Значения оптической толщи ПС получены без коррекции и с коррекцией приземных значений коэффициента ослабления; ошибка оценки АОТ только по лидарным измерениям для теплого времени наблюдений не превосходит 5%.

Рис. 5 иллюстрирует также, как с уменьшением высоты пограничного слоя возрастает вклад свободной тропосферы. По нашим измерениям, для Томска средняя величина этого вклада составляет 22 (17)% для 355 нм, 27 (19)% для 532 нм и 34 (22)% для 1064 нм. С увеличением длины волны возрастает не только среднее значение, но и дисперсия (приведена в скобках), и функция распределения «расплывается». Меньшие значения однозначно соответствуют большим значениям высоты ПС. Большие значения могут быть обусловлены как уменьшением высоты ПС, так и наличием слоев

повышенной мутности в средней тропосфере. Вероятно, относительно высокие значения вклада свободной тропосферы (по оценкам авторов [9] значения вклада составляют 17% для 355 нм и 22% для 532 нм) обуславливают относительно низкие значения коэффициента корреляции между высотой ПС и АОТ: 0,59 для 355 нм, 0,57 для 532 нм и 0,45 для 1064 нм. При увеличении высоты ПС на 1 км АОТ возрастает, в среднем, на 0,1; 0,06; 0,02, соответственно.

Заключение

В настоящем исследовании мы рассмотрели спектральные особенности высотного распределения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния и лидарного отношения по данным многочастотного зондирования лидаром «ЛОЗА-С» с апреля по октябрь 2007 г. Было показано, что в пограничном слое (исключая внутренний слой перемешивания) $\eta_b(532/1064) > \eta_b(355/532)$ и одновременно $\eta_\sigma(532/1064) > \eta_\sigma(355/532)$, где η_i – значение параметра Ангстрема для соответствующего коэффициента. Согласно закономерностям, установленным в работе [14], это показывает, что средний радиус мелких частиц $R_f < R^*$, где $R^* \in [0,1; 0,15 \text{ мкм}]$, и их вклад в суммарную объемную концентрацию является определяющим, $V_f/V_t > 0,5$. С увеличением высоты R_f возрастает (что, вероятно, связано с возрастанием влажности), а V_f/V_t убывает. В свободной тропосфере, напротив, $\eta_b(532/1064) < \eta_b(355/532)$ и $\eta_\sigma(532/1064) < \eta_\sigma(355/532)$; соответственно $R_f > R^*$ и $V_f/V_t < 0,5$ (вклад крупных частиц является определяющим). Отметим, что изменение с высотой показателя преломления и всех параметров, определяющих спектр распределения частиц по размерам, может быть оценено при обращении набора коэффициентов ослабления и обратного рассеяния; эту задачу мы планируем рассмотреть в четвертой, заключительной части исследования.

Лидарное отношение в ПС убывает с ростом длины волны; средние значения составляют 59,7 (15) ср для 355 нм, 51,1 (8,3) ср для 532 нм и 47,3 (13,5) ср для 1064 нм. Спектральное изменение лидарного отношения хорошо согласуется с результатами численного моделирования для модели городского аэрозоля со значениями параметров объемного спектра $R_f < 0,15 \text{ мкм}$ и $V_f/V_t \geq 0,2$. Для свободной тропосферы спектральный ход лидарного отношения может быть различным; средние значения составляют 50,4 (8,5) ср для 355 нм, 49,5 (5,7) ср для 532 нм и 55,3 (10) ср для 1064 нм.

Сопоставление измерений АОТ (средние за день, фотометр – полученные через 2–3 ч после захода солнца, лидар) показывает хорошее согласие результатов, если значения АОТ слабо меняются в течение дня. С уменьшением высоты ПС возрастает вклад свободной тропосферы в суммарную АОТ. Величина этого вклада для Томска составляет 22 (17)% для 355 нм, 27 (19)% для 532 нм и 34 (22)% для 1064 нм.

Авторы выражают искреннюю признательность Ю.А. Пхалагову и В.К. Ужегову за предоставленные результаты измерения приземных значений коэффициента ослабления. Авторы также благодарят В.В. Веретенникова, чьи справедливые замечания помогли более глубоко осмыслению и лучшему представлению результатов исследования.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 10-08-00347-а; Федерального агентства по науке и инновациям ГК № 02.740.11.0674; интеграционного проекта СО РАН № 75 и проекта Президиума РАН № 4.1.

1. Omar A.H., Won J.-G., Winker D.M., Yoon S.-C., Dubovik O., McCormick M.P. Development of global aerosol models using cluster analysis of Aerosol Robotic Network (AERONET) measurements // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D10S14, doi: 10.1029/2004JD004874.
2. Cattrall C., Reagan J., Thome K., Dubovik O. Variability of aerosol and spectral lidar and backscatter and extinction ratios of key aerosol types derived from selected Aerosol Robotic Network locations // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. D10S11, doi: 10.1029/2004JD005124.
3. Dubovik O., Sinyuk A., Lapyonok T., Holben B.N., Mishchenko M., Yang P., Eck T. F., Volten H., Mucoz O., Veihelmann B., Van der Zande W.J., Leon J.-F., Sorokin M., Slutsker I. The application of spheroid models to account for aerosol particle nonsphericity in remote sensing of desert dust // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. D11208, doi: 10.1029/2005JD006619.
4. Müller D., Ansmann A., Mattis I., Tesche M., Wandinger U., Althausen D., Pisani G. Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with Raman lidar // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. D16202, doi: 10.1029/2006JD008292.
5. Bösenberg J., Ansmann A., Baldasano J.M., Balis D., Böckmann C., Calpini B., Chaikovskiy A., Flamant P., Hågård A., Mitev V., Papayannis A., Pelon J., Resendes D., Schneider J., Spinelli N., Trickl T., Vaughan G., Visconti G., Wiegner M. EARLINET: a European aerosol research lidar network // *Advances in Laser Remote Sensing* / A. Dabas, C. Loth, J. Pelon, eds. (Editions de L'Ecole Polytechnique, 2001). P. 155–158.
6. Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Kinoshita K., Aoki K., Hagiwara N., Liu Z., Matsui I., Sakai T., Shibata T., Arai K., Sohn B.-J., Won J.-G., Yoon S.-C., Li T., Zhou J., Hu H., Abo M., Iokibe K., Koga R., Iwasaka Y. Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia // *J. Geophys. Res.* D. 2001. V. 106, N 16. P. 18345–18359.
7. Dubovik O., Holben B., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // *J. Atmos. Sci.* 2002. V. 59, N 3. P. 590–608.
8. Matthias V., Bösenberg J., Freudenthaler V., Amodeo A., Balis D., Chaikovskiy A., Chourdakis G., Comeron A., Delaval A., De Tomasi F., Eixmann R., Hegerd A., Komduem L., Kreipl S., Matthey R., Mattis I., Rizi V., Rodriguez J.A., Simeonov V., Wang X. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments // *Appl. Opt.* 2004. V. 43, N 4. P. 961–976.
9. Mattis I., Ansmann A., Müller D., Wandinger U., Althausen D. Multilayer aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. D13203, doi: 10.1029/2004JD004600.
10. Ansmann A., Wagner F., Müller D., Althausen D., Herber A., Von Hoyningen-Huene W., Wandinger U. European pollutions during ACE 2: Optical particle properties inferred from multiwavelength lidar and star-Sun photometry // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. D15, doi: 10.1029/2001JD001109.
11. Liu Z., Omar A., Vaughan M., Hair J., Kittaka Ch., Hu Y., Powell K., Trepte Ch., Winker D., Hostetler Ch., Ferrare R., Pierce R. // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D07207, doi: 10.1029/2007JD008878.
12. Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 1. Методы восстановления оптических параметров // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, N 4. С. 344–357.
13. Ångström A. On the atmospheric transmission of Sun radiation and on dust in the air // *Geogr. Ann.* 1929. N 11. P. 156–166.
14. Самойлова С.В. Спектральное поведение оптических коэффициентов и микрофизические характеристики аэрозольных частиц // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 2. С. 114–118.
15. Spinhirne J.D., Chudamani S., Cavanaugh J.F., Bufon J.L. Aerosol and cloud backscatter at 1.06, 1.54 and 0.53 μm by airborne hard-target calibrated Nd:YAG/methane Raman lidar // *Appl. Opt.* 1997. V. 36, N 15. P. 3475–3490.
16. Fernald F.G. Analysis of atmospheric lidar observations: some comments // *Appl. Opt.* 1984. V. 23, N 5. P. 652–653.
17. Kovalev V.A. Lidar measurements of the vertical aerosol extinction profiles with range-dependent backscatter-to-extinction ratios // *Appl. Opt.* 1993. V. 32, N 30. P. 6053–6065.
18. Böckmann C., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Amiridis V., Boselli A., Delaval A., De Tomasi F., Frioud M., Videnov Grigorov I., Hågård A., Horvat M., Iarlari M., Komguem L., Kreipl S., Larcheveque G., Matthias V., Papayannis A., Pappalardo G., Rocadenbosch F., Rodrigues J.A., Schneider J., Shcherbakov V., Wiegner M. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 2. Aerosol backscatter algorithms // *Appl. Opt.* 2004. V. 43, N 4. P. 977–989.
19. Самойлова С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Исследование вертикального распределения тропосферных аэрозольных слоев по данным многочастотного лазерного зондирования. Часть 2. Вертикальное распределение оптических характеристик аэрозоля в видимом диапазоне // *Оптика атмосф. и океана.* 2009. Т. 22, № 12. С. 1123–1134.
20. <http://www.ready.noaa.gov>
21. Зуев В.В., Ельников А.В., Бурлаков В.Д. Лазерное зондирование средней атмосферы. Томск: ООО Изд-во РАСКО, 2002. 352 с.
22. Сакерин С.М., Горбаренко Е.В., Кабанов Д.М. Особенности многолетней изменчивости аэрозольной оптической толщины атмосферы и оценки влияния различных факторов // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 7. С. 625–631.
23. Белан Б.Д., Гришин А.И., Матвиенко Г.Г., Самохвалов И.В. Пространственная изменчивость характеристик атмосферного аэрозоля. Новосибирск: Наука, 1989. 159 с.
24. Panchenko M.V., Terpugova S.A., Tumakov A.G. Annual variations of submicron aerosol fraction as assessed from the data of airborne nephelometric measurements // *Atmos. Res.* 1996. V. 41. P. 203–215.
25. Veselovskii I., Whiteman D.N., Kolgotin A., Andrews E., Korenskii M. Demonstration of aerosol property profiling

- by multi-wavelength lidar under varying relative humidity conditions // *J. Atmos. and Ocean. Technol.* 2009. V. 26, N 8. P. 1543–1557.
26. Omar A.H., Winker D.M., Vaughan M.A., Hu Y., Trepte Ch.H., Ferrare R.A., Lee K.-P., Hostetler Ch.A., Kittaka Ch., Rogers R.R., Kuehn R.E., Lie Zh. The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 2009. V. 26, N 10. P. 1994–2014.
27. Mattis I., Müller D., Ansmann A., Wandinger U., Preibler J., Seifert P., Tesche M. Ten years of multiwavelength Raman lidar observations of free-tropospheric aerosol layers over central Europe: Geometrical properties and annual cycle // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D20202, doi: 10.1029/2007JD009636.
28. Пхалазов Ю.А., Ужegov В.Н., Щелканов Н.Н. Автоматизированный многоволновой измеритель спектральной прозрачности приземной атмосферы // *Оптика атмосфер. и океана.* 1992. Т. 5, № 6. С. 667–671.
29. Пхалазов Ю.А., Ужegov В.Н., Сакерин С.М., Кабанов Д.М. Исследования дневной динамики аэрозольного ослабления оптической радиации в дымках на приземной и наклонной трассах // *Оптика атмосфер. и океана.* 2003. Т. 16, № 8. С. 708–713.

S.V. SamoiloVA, Yu.S. Balin, G.P. Kokhanenko, I.E. Penner. Investigation of the vertical distribution of tropospheric aerosol layers, using data of multi-wavelength lidar sensing. Part 3. Spectral peculiarities of the vertical distribution of the aerosol optical characteristics.

Spectral peculiarities of distributions of the backscattering $\beta_a(\lambda_i, z)$ and extinction $\sigma_a(\lambda_i, z)$ coefficients, as well as lidar ratio $S_d(\lambda_i, z)$, estimated from the data of multi-wavelength sensing in Tomsk (56°N, 85°E) in the height range from 0.5 to 7.5 km are presented. The Ångström parameters η_i are determined for corresponding coefficients. It is shown that in the boundary layer (except for the internal mixing layer) $\eta_\beta(532/1064) > \eta_\beta(355/532)$, and, simultaneously, $\eta_\sigma(532/1064) > \eta_\sigma(355/532)$. Such a distribution of the Ångström parameters is caused by the prevalence of small particles with mean geometric radius $R_f < 0.5 \mu\text{m}$ in the volume distribution. On the contrary, in the free troposphere $\eta_\beta(532/1064) < \eta_\beta(355/532)$ and $\eta_\sigma(532/1064) < \eta_\sigma(355/532)$. Hence, $R_f > 0.5 \mu\text{m}$, and the contribution of large particles is governing. The lidar ratio in the boundary layer decreases with the wavelength, the mean values are 59.7 (15) sr at 355 nm, 51.1 (8.3) sr at 532 nm and 47.3 (13.5) sr at 1064 nm. The spectral behavior of the lidar ratio in the free troposphere can be different, the mean values are 50.4 (8.5) sr at 355 nm, 49.5 (5.7) sr at 532 nm and 55.3 (10) sr at 1064 nm. The contribution of the free troposphere into the total aerosol optical depth increases as the BL height decreases, the mean values of the contribution are 22 (17)% at 355 nm, 27 (19)% at 532 nm, and 34 (22)% at 1064 nm.