

УДК 551.510

О ВОЗМОЖНОСТИ МНОГОКАНАЛЬНЫХ ОПТИЧЕСКИХ ЗОНДОВ ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ДЛЯ СОВМЕСТНЫХ БАЛЛОННЫХ И ЛИДАРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЬНОГО СОСТАВА СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ¹

© 2024 г. Н. В. Балугин^а, Б. А. Фомин^а, В. А. Юшков^{а, *}, В. Н. Маричев^б, Д. А. Бочковский^б

^а“Центральная аэрологическая обсерватория”,
ул. Первомайская, 3, Долгопрудный, Московская обл., 141700 Россия

^бИнститут оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
площадь Академика Зуева, 1, Томск, 634055 Россия

*e-mail: v_yushkov@mail.ru

Поступила в редакцию 23.05.2023 г.

После доработки 20.11.2023 г.

Принята к публикации 28.02.2024 г.

Аэрозольные зонды обратного рассеяния в практике аэрологического зондирования наряду с лидарным зондированием применяются в ночное время для изучения и мониторинга полярных стратосферных облаков, тропосферного и стратосферного аэрозоля, перистых облаков, пироконвекции, вулканического аэрозоля, а также для верификации дистанционных методов и средств аэрозольных наблюдений наземного и спутникового базирования. Для аэрозольных зондов используется простая двухволновая методика измерений, позволяющая диагностировать по цветовому индексу изменения в составе аэрозоля. Возможности двухволновой методики имеют ограничения, которые рассматриваются в данной статье. Аэрологическое зондирование, совмещенное с лидарными наблюдениями, расширяет диапазон длин волн для многоволновых исследований, а прямые измерения температуры атмосферы повышают точность аэрозольного зондирования. В работе рассматриваются вопросы применения 3-х и более волновых методик. Приводятся данные зондовых измерений с использованием длин волн 470, 528, 850 и 940 нм и лидарного зондирования на длинах волн 355 и 532 нм.

Ключевые слова: атмосфера, аэрозольный состав, зонд обратного рассеяния, аэрозольный лидар

DOI: 10.31857/S0002351524020104 **EDN:** KPJSVM

ВВЕДЕНИЕ

В практике исследования аэрозольного наполнения стратосферы и тропосферы применяются лидарные системы [Зуев, 2004; Маричев и др., 2020] и оптические зонды обратного рассеяния [Rozen, Kjöme, 1991; Brabec et al., 2012; Балугин др., 2022a]. В основе этих косвенных методов исследования свойств тропосферного и стратосферного аэрозоля лежат методы решения обратных задач: в данном случае определения аэрозольного состава атмосферы сравнением измеренных коэффициентов обратного рассеяния с заранее

рассчитанными обратными коэффициентами оптических моделей возможных аэрозолей.

В основе этих косвенных методов исследования свойств тропосферного и стратосферного аэрозоля лежат некоторые аналитические модели, представляющие собой функциональные соотношения между измеряемыми в эксперименте величинами и искомыми характеристиками среды. В данной работе определение аэрозольного состава атмосферы основано на сравнении измеренных коэффициентов обратного рассеяния с заранее рассчитанными коэффициентами обратного рассеяния для оптических аэрозольных моделей.

¹ Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти академика А.М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

Разработанный в ФГБУ “Центральная аэрологическая обсерватория” Росгидромета оптический аэрозольный зонд обратного рассея-

ния (АЗОР) с высотой подъема до 30 км был использован в январе 2022 г. в Томске в рамках совместного лидарно-баллонного эксперимента [Маричев и др., 2022], результаты которого дополнительно рассматриваются и обсуждаются в представленной работе. Подробно материал о предназначении АЗОР и его конструкции представлен в работе [Балугин и др., 2022а]. Здесь лишь отметим, что в этих зондах [Балугин и др., 2022б; Маричев и др., 2022] использовалась двухволновая методика измерений с применением двух квазимонохроматических источников света с регистрацией обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния из облученного объема анализируемого воздуха, который расположен вблизи зонда на расстояниях 2–3 м от прибора. Полученные результаты подтвердили перспективность применения АЗОР, но также выявились и некоторые ограничения двухволновой методики. Целью настоящей работы являлось обсуждение этих ограничений и рассмотрение вопроса применения многоканальных зондов, обладающих потенциальной возможностью повысить информативность зондирования.

В штатном исполнении излучатели имели длину волны λ , равную 470 и 940 нм, а в совместном эксперименте использовались также излучатели с длинами волн 528 и 850 нм. Важно отметить, что АЗОР одновременно измеряет температуру воздуха и координаты нахождения зонда. Это позволяет по известным формулам определять плотность воздуха в точке измерения, а затем рассчитывать вклад молекулярного рассеяния в регистрируемые сигналы. Оставшаяся “аэрозольная” часть сигнала обратного рассеяния и содержит исковую информацию о рассеивающих частицах.

В двухволновой методике в каждой точке измерений определяется так называемый цветовой индекс (C_i). Цветовой индекс равен отношению “аэрозольных” вкладов измеренного сигнала для рабочих длин волн зонда. Также для характерных моделей аэрозолей значения C_i вычисляется заранее (см. работу [Балугин и др., 2022б]). Сравнение теоретических значений C_i с измеренными указывает на тип аэрозоля. Затем, пользуясь выбранной моделью аэрозоля, можно оценить количество аэрозольных/облачных частиц и их

размеры в данной точке траектории полета АЗОР. Эту информацию можно затем использовать для оценок воздействия аэрозоля на энергобаланс атмосферы [Rozen, Kjøme, 1991], а также в других целях.

Следует отметить, что в интерпретации измерений существует зависимость от априорной информации (модели). Более того, теоретические значения C_i могут быть одинаковыми даже для разных распределений частиц по размерам. Например, для модели сажевого аэрозоля в работе [WCP-112, 1986] рекомендуется использовать логнормальное распределение с двумя параметрами: средний размер частиц r_0 и разброс вокруг среднего σ . Там же рекомендуются значения “климатических” параметров $r_0 = 0.0118$ мкм и $\sigma = 2.0$. Для прибора с длинами волн излучателей 470 и 940 нм расчет дает теоретическое значение C_i , примерно равное 4. Заметим, что значение C_i для сажевого аэрозоля значительно превышает значения C_i для других аэрозолей, и наличие сажевых частиц относительно легко обнаруживается [Балугин и др., 2022а]. Но для случая, описанного в работе [Балугин и др., 2022б], наблюдаются слои атмосферы, где значения C_i по результатам зондирования достигало значения ~ 7 . На практике параметры могут отличаться от “климатических”, и в конкретных экспериментах требуется их оценка. Расчеты показывают, что значения C_i , равные ~ 7 , могут быть как при $r_0 = 0.0059$ мкм и $\sigma = 2.0$, так и при $r_0 = 0.0118$ мкм и $\sigma = 1.8$. Для рассматриваемых оценок во всех случаях $r_0 \ll 0.47$ мкм и, тем более, $r_0 \ll 0.94$ мкм (т.е. аэрозольные частицы в основном много меньше длин волн излучателей). Фактически происходит рассеяние на так называемых “малых” частицах, у которых сечение рассеяния пропорционально шестой степени радиуса частицы $\sim r^6$ [Г. ван де Хюлст, 1961]. Таким образом, вклад в сигнал от таких частиц определяется не столько распределением частиц по размерам $n(r)$, а функцией $r^6 n(r)$. Поэтому выбор соответствующей модели аэрозоля по экспериментальному значению C_i представляет определенные методические трудности.

Большой интерес представляло бы получение экспериментальной информации о распределении $m(r) = r^3 n(r)$, так как поглощение радиации

“малыми” частицами и радиационный нагрев ими пропорциональны третьей степени радиуса частицы $\sim r^3$. Число параметров $m(r)$, которые в принципе можно определить из измерений, равно количеству измерений/каналов (длин волн). Очевидно, наиболее информативными представляются такие излучатели, у которых длины волн соответствуют размерам частиц, и тогда можно ожидать получения информации об их размерах. Диапазон распределения аэрозольных частиц по размерам довольно широк [WCP-112, 1986]. Но заметно отличающиеся от нуля значения функции $m(r)$ для сернокислотного и вулканического аэрозолей определяются значениями r в диапазоне 0.1–1 мкм, что соответствует как раз диапазону излучения применяемых светодиодов (470–940 нм). Применение многоканальных зондов с вышеуказанными излучателями представляется перспективным для повышения информации о влиянии стратосферного аэрозоля на энергобаланс.

Трудности в выборе модели аэрозоля значительно возрастают в случае смеси аэрозольных частиц различного происхождения. Так, в тропосфере смешиваются частицы черного углерода от сгорания авиационного топлива и сернокислотного аэрозоля вулканического происхождения [Blake, Kato, 1995]. Во время сильных лесных пожаров пироконвекция выносит в атмосферу как частицы черного углерода, так и коричневого [Zhang et al., 2017]. Фактически в этих случаях добавляются неопределенные параметры, изменяющиеся с высотой: соотношение частиц черного углерода и сернокислотного аэрозоля, черного и коричневого углерода и т.п. В такой ситуации крайне желательно повышение информативности зондирования, что возможно на основе повышения числа каналов зонда.

ТЕХНИКА И ОПЫТ МНОГОКАНАЛЬНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Изготовление многоканальных зондов основано на применении источников излучения (светодиодов) требуемой длины волны. При создании АЗОР используются светодиоды с длинами волн 470, 528, 850 и 940 нм. Длина волны 528 нм особенно важна в практике совместных лидарно-баллонных экспериментов, так как

многие лидары работают на близкой длине волны (532 нм). Результаты такого эксперимента представлены на рис. 1, который демонстрирует хорошее согласие прямых (зонд) и дистанционных (лидар) измерений. На этом рисунке представлены данные, полученные зондом в полете в ночь с 27 на 28 января 2022 г. в районе г. Томска.

В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика $R(\lambda, H)$ – отношение аэрозольного рассеяния:

$$R(\lambda, H) = \frac{\beta(\lambda, H)}{\beta_M(\lambda, H)} = \frac{\beta_M(\lambda, H) + \beta_A(\lambda, H)}{\beta_M(\lambda, H)} = 1 + \frac{\beta_A(\lambda, H)}{\beta_M(\lambda, H)},$$

$$R(\lambda, H) = \frac{\beta(\lambda, H)}{\beta_M(\lambda, H)} = \frac{\beta_M(\lambda, H) + \beta_A(\lambda, H)}{\beta_M(\lambda, H)} = 1 + \frac{\beta_A(\lambda, H)}{\beta_M(\lambda, H)},$$

где $\beta(\lambda, H)$, $\beta_M(\lambda, H)$, $\beta_A(\lambda, H)$ – коэффициенты полного, молекулярного и аэрозольного обратного рассеяния света на длине волны λ на высоте H . Для примера, выполнение условий $R(\lambda, H) = 1$ означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, и наоборот, там, где $R(\lambda, H) > 1$, появляется аэрозоль. По значению $R(\lambda, H)$ определяется вклад аэрозольного рассеяния по отношению к молекулярному. На рис. 1 приведены вертикальные профили $R(\lambda, H)$ для длин волн 355 и 532 нм (лидар) и для длин волн 470, 528, 850 и 940 нм (АЗОР), демонстрирующие наглядную картину аэрозольного наполнения тропосферы и стратосферы. Профиль вертикального распределения плотности рассчитывался по измеренным данным температуры атмосферы с использованием барометрической формулы Лапласа–Рюльмана. Рисунок 1 демонстрирует, что зачастую доля аэрозольного рассеяния довольно трудно выделяется на фоне молекулярного рассеяния и многоканальность очевидным образом повышает надежность интерпретации данных.

Значения C_i для проведенных измерений представлены на рис. 2. Заметим, что для стандартного сажевого аэрозоля значения C_i принимаю значения 1.3, 3.5, 4.0 для пары длин волн

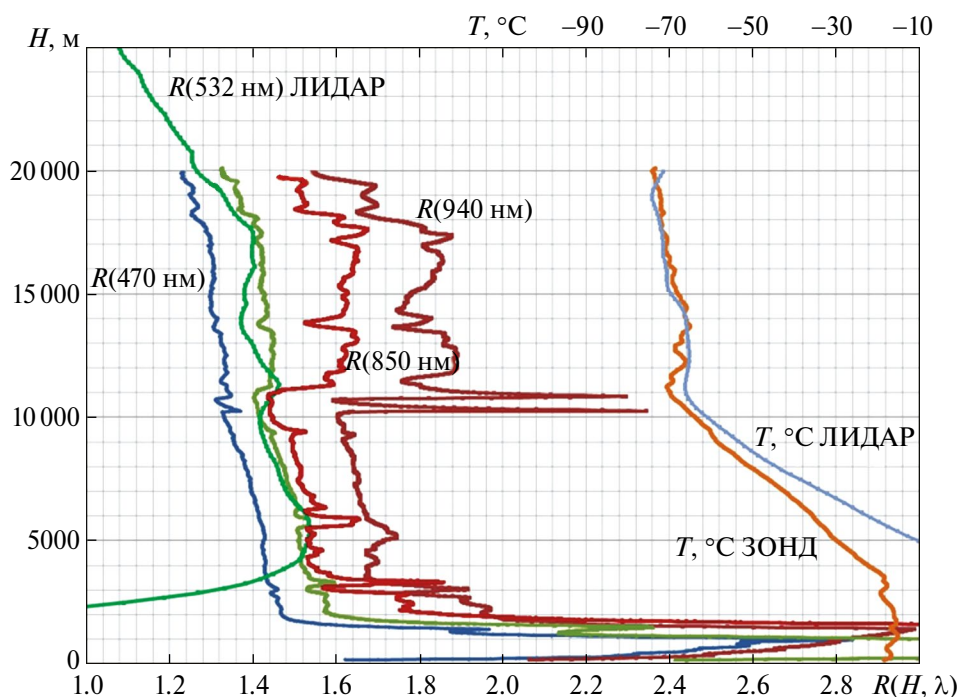


Рис. 1. Результаты лидарно-баллонного эксперимента в Томске в ночь с 27 на 28 января 2022 г. в виде вертикальных профилей R — отношения значений суммарного коэффициентов обратного рассеяния к значению молекулярного рассеяния для разных длин волн (см. текст).

(470/528, 470/850, 470 /940) соответственно. Такие значения цветового индекса указывают на наличие сажевого типа аэрозоля. На рис. 2 показаны тонкими цветовыми линиями соответствующие значения C_i , приведенные выше для каждой из пар набора длин волн. Все наборы C_i имеют пересечения в районе 17 км. Таким образом, если можно принять, что аэрозоль типа SOOT (сажевый), то его слой располагается на высотах 17–17.5 км. Этот рисунок также показывает, что использование четырех каналов вместо двух очевидным образом повышает достоверность интерпретации экспериментальных данных за счет большей статистики.

В конце раздела кратко рассмотрим теоретически вопрос применения многоканальных зондов обратного рассеяния на основе излучателей с $\lambda < 1$ мкм. Сигнал обратного рассеяния от аэрозоля определяется величиной $S(\lambda) = \sigma(\lambda) \cdot F_{180}(\lambda)$ [Г. ван де Хюлст, 1961], которую будем называть сечением обратного рассеяния. Здесь $\sigma(\lambda)$ — сечение рассеяния, а $F_{180}(\lambda)$ —индикатриса рассеяния на 180° (назад). График $S(\lambda)$ (нормировка на 1.0 в максимуме), представлен на рис. 3 для классических “SOOT” (сажевого), “ H_2SO_4 ” (сернокис-

лого) и “DUST” (пылевого) аэрозолей по данным из [WCP-112, 1986], а величины $\sigma(\lambda)$ и $F_{180}(\lambda)$ вычислялись рядами Ми по методике [Fomin, Mazin, 1998]. Рисунок 3 указывает, что в области $\lambda \sim 1$ мкм вклад пылевой фракции, возможно, доминирует над вкладами других аэрозолей. И каналы в этой области могут быть полезными

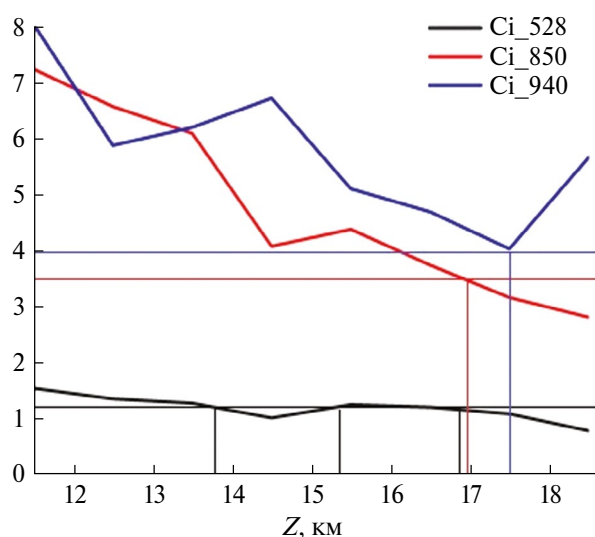


Рис. 2. Индекс C_i для пар длин волн (470, 940) нм, (470, 850) нм и (470, 528) нм.

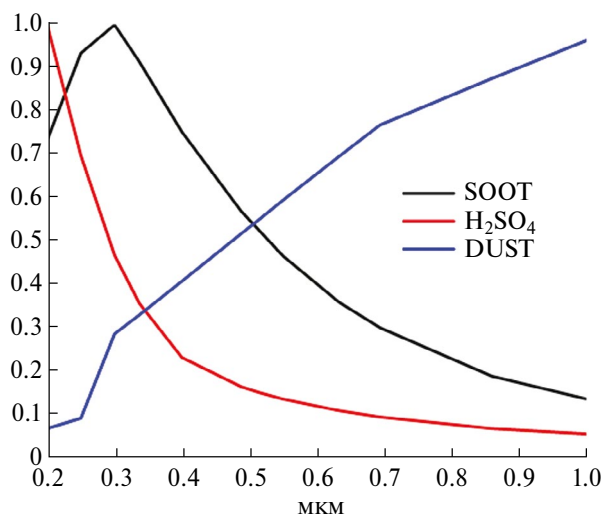


Рис. 3. Коэффициенты обратного рассеяния (в относительных единицах) для климатических аэрозолей “SOOT” (сажевого), “H₂SO₄” (сернистого) и “DUST” (пылевого) аэрозолей по результатам расчетов по теории Ми с использованием данных из работы [WCP-112, 1986].

для получения информации о пыли в атмосфере. А каналы в области $\lambda \sim 0.2\text{--}0.3$ мкм могут быть информативны для исследования сажевого и сернистого аэрозолей. И сопоставление экспериментальной формы кривой $S(\lambda)$ с теоретическими $S(\lambda)$ в нескольких точках (особенно в областях локальных минимумов и максимума на теоретических кривых) позволит точнее выбрать параметры аэрозольных моделей в случае их смеси. Таким образом, рис. 3 иллюстрирует принципиальную возможность оценивать состав смеси аэрозоля с помощью многоканальных зондов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

— Согласованность результатов лидарных наблюдений и баллонных измерений позволяет осуществлять непрерывный мониторинг стратосферного аэрозоля даже в условиях облачности, а также проводить сравнения различных лидарных систем наземного базирования в разных географических зонах с помощью мобильного комплекса с использованием аэрозольного зонда обратного рассеяния.

— Использование многоканальных зондов на основе промышленных светодиодов, излучающих в области <1 мкм, позволяет по цветовому индек-

су определить тип аэрозоля и повысить достоверность результата анализа данных измерений.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00057, <https://rscf.ru/project/23-27-00057>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балугин Н.В., Фомин Б.А., Юшков В.А. Оптический зонд обратного рассеяния для баллонных аэрологических измерений // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2022. Т. 58. № 3. С. 1–8.
- Балугин Н.В., Фомин Б.А., Лыков А.Д., Юшков В.А. Фомин Б.А. Оценка воздействия стратосферного аэрозоля на радиационный баланс стратосферы по данным оптического баллонного зонда обратного рассеяния и радиационного моделирования // Метеорология и гидрология. 2022. № 10. С. 121–129.
- Г. ван де Хюлст. Рассеяние света малыми частицами. М.: Издательство иностранной литературы, 1961. 536 с.
- Зуев В.В. Лидарный контроль стратосферы. Новосибирск: Наука, 2004. 306 с.
- Маричев В.Н., Бочковский Д.А. Лидарный комплекс малой станции высотного зондирования атмосферы ИОА СО РАН // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 5. С. 399–406. <https://doi.org/10.15372/AOO20200510>
- Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Юшков В.А., Балугин Н.В., Бочковский Д.А. Лидарно-баллонный эксперимент по исследованию стратосферного аэрозоля для климатических наблюдений и диагностических задач // Метеорология и гидрология. 2022. № 11. С. 41–47.
- Brabec M., Wienhold F.G., Luo B.P., Vomel H., Immler F., Steiner P., Hausammann E., Weers U., Peter T. Particle backscatter and relative humidity measured across cirrus clouds and comparison with microphysical cirrus modeling // Atmos. Chem. Phys. 2012. № 12. P. 9135–9148. <https://doi.org/10.5194/acp-12-9135-2012>
- Blake D.F., Kato K. Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. № D4. P. 7195–7202.
- Fomin B.A., Mazin I.P. Model for an investigation of radiative transfer in cloudy atmosphere // Atmospheric Research. 1998. V. 47–48. P. 127–153.
- Rosen J.M., Kjome N.T. Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research. APPLIED OPTICS. 1991. V. 30. № 12. P. 1552–1561.

Zhang Y. *et al.* Top-of-atmosphere radiative forcing affected by brown carbon in the upper troposphere // Nature geoscience, advance online publication, published online: 22 may 2017.

<https://doi.org/10.1038/ngeo2960WCP-112>
A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation calculation // World Climate Research Program. WMO/TD, 1986. 66 p.

On the Possibility of Multichannel Optical Backscattering Sonde for Joint Balloon and Lidar Studies of the Aerosol Composition of the Middle Atmosphere

N. V. Balugin¹, B. A. Fomin¹, V. A. Yushkov^{1,*}, V. N. Marichev², D. A. Bochkovskiy²

¹Central Aerological observatory,
Pervomayskaya str., 3, Dolgoprudny, Moscow Region, 14170 Russia

²Zuev Institute of Atmospheric Optics RAS SB,
Ak. Zueva place, 1, Tomsk, 634055 Russia

*e-mail: v_yushkov@mail.ru

Aerosol backscattering sondes in the practice of aerological sounding, along with lidar observations, are used at night to study and monitor polar stratospheric clouds, tropospheric and stratospheric aerosol, cirrus clouds, pyroconvection, volcanic aerosol, as well as to verify remote methods and means of ground-based and satellite-based aerosol observations. For aerosol sondes, a simple two-wave measurement technique is used, which makes it possible to diagnose changes in aerosol composition by color index. The possibilities of the two-wave technique have limitations, which are discussed in this article. Aerological sounding combined with lidar observations expands the wavelength range for multi-wavelength studies, and direct measurements of atmospheric temperature increase the accuracy of aerosol sensing. The paper considers the application of 3 or more wavelength techniques. Data from probe measurements using wavelengths of 470, 528, 850 and 940 nm and lidar sensing at wavelengths of 355 and 532 nm are presented.

Keywords: atmosphere, aerosol composition, backscattering sonde, aerosol lidar