

УДК 551.510

## ОПТИЧЕСКИЙ ЗОНД ОБРАТНОГО РАССЕЯНИЯ ДЛЯ БАЛЛОННЫХ АЭРОЛОГИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ<sup>1</sup>

© 2022 г. Н. В. Балугин<sup>a</sup>, Б. А. Фомин<sup>a</sup>, В. А. Юшков<sup>a</sup> \*

<sup>a</sup> Центральная аэрологическая обсерватория,  
ул. Первомайская, 3, г. Долгопрудный, Московской обл., 141707 Россия

\*e-mail: v\_yushkov@mail.ru

Поступила в редакцию 17.01.2022 г.

После доработки 26.01.2022 г.

Принята к публикации 09.02.2022 г.

Принцип действия оптического аэрозольного зонда основан на регистрации излучения, рассеянного в свободной атмосфере от последовательности световых зондирующих импульсов, излучаемых светодиодами на двух длинах волн – 470 и 940 нм. Подобно лидару, одновременно с зондирующими импульсами, осуществляется синхронное накопление эхо-сигналов. В отличие от лидара, регистрируемый сигнал формируется линзовой системой фотоприемников благодаря рассеянию излучения в светорассеивающем объеме  $\sim 0.1 \text{ м}^3$ , расположенном на ближнем расстоянии  $\sim 0.2\text{--}5$  м от источника. Рассеянное излучение, попадающее в фотоприемник, не является строго обратным (на  $180^\circ$ ), как в лидаре, так как характерные углы рассеяния  $\sim 170^\circ\text{--}180^\circ$ . Для более строгого моделирования процессов измерения зондом, с учетом возможных углов рассеяния, на основе метода Монте-Карло была разработана и применялась модель измерения. С целью увеличения отношения сигнала к шуму (ОСШ), оптические оси фотоприемника и излучателей расположены под углом  $5^\circ$ , что позволяет при применении синхронного детектирования сигнала получить значение ОСШ на высоте 30 км не хуже 50. Зонд легко интегрируется со всеми типами стандартных аэрологических радиозондов, а также может быть использован в автономных пусках, располагая собственным навигационным модулем и телеметрической системой. Аэрозольный зонд обратного рассеяния может всепогодно применяться 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. Применение двухволновой методики измерений позволяет надежно диагностировать по цветовому индексу изменения в составе аэрозоля от высоты. В ряде случаев идентифицируется и тип аэрозоля. Приводятся данные зондовых измерений в марте 2021 года над Салехардом, когда температуры воздушных масс внутри полярного стратосферного циклона были несколько выше пороговых значений для образования полярных стратосферных облаков 1 типа. Расчеты цветового индекса указывают на доминирование сернокислотного аэрозоля на высотах 10–15 км, а также на то, что по мере понижения высоты состав аэрозоля определенно меняется, по-видимому, из-за добавления сажевых частиц.

**Ключевые слова:** аэрозоль, обратное рассеяние, тропосферный аэрозоль, стратосферный аэрозоль, баллонное зондирование, оптические параметры

**DOI:** 10.31857/S0002351522030026

### ВВЕДЕНИЕ

Аэрозольные частицы атмосферы принимают участие в формировании ее температурного режима, процессах облакообразования, химического разрушения озона и в других процессах, ответственных за формирование и изменение погоды и климата.

Известно, что основная часть стратосферного аэрозоля при не слишком низких температурах образована каплями водного раствора серной кислоты с концентрацией, зависящей от температуры атмосферы и содержания водяного пара и меняющейся в пределах 35–80% [1, 2]. По данным недавних измерений 97–99% частиц являются чисто сульфатными, остальные частицы идентифицируются как минеральные с сернокислотной оболочкой [3, 4]. В тоже время в отдельных случаях наблюдаются частицы, происхождение которых связано с метеорными следами, ракет-

<sup>1</sup> Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на Всероссийской конференции “Собственное излучение, структура и динамика средней и верхней атмосферы” (Москва, 22–23 ноября 2021 г.).

ными пусками [5] или пирокумулясами [6]. Непосредственно после вулканических извержений могут присутствовать минеральные частицы [7], которые являются, как правило, несферическими. Также частицы аэрозоля поступают в стратосферу в результате лесных и степных пожаров (сажа, коричневая сажа). В 2019/20 австралийские лесные пожары породили постоянный дымовой вихрь, поднимающийся на высоту до 35 км [8].

В настоящее время пока точно не определена климатическая роль перистых облаков в системе Земли из-за их плохо изученных радиационных и микрофизических свойств. Однако эти процессы побуждают к исследованию этого типа облаков, так как примерно 30% Земли покрыто перистыми облаками, которые влияют на ее радиационный бюджет, изменяя потоки отраженной и приходящей солнечной радиации и инфракрасного излучения, исходящего от земной поверхности. Прямые измерения зондом обратного рассеяния в состоянии обнаружить перистые облака (во многих случаях их визуально определить нельзя) и четко определить их границы.

Для исследования аэрозольной компоненты и атмосферных процессов с участием аэрозольных частиц был разработан новый, бюджетный (недорогой), технологичный, легкий (весом <1 кг) прибор для баллонного (до 30 км) зондирования атмосферы — аэрозольный зонд обратного рассеяния (АЗОР).

Положенный в основу его работы активный метод предполагает наличие источника излучения, луч которого направляется в атмосферу, а рассеянное излучение регистрируется с помощью приемника излучения. Оптические аэрозольные зонды обратного рассеяния применяются в практике научных исследований [9, 10]. Их принцип действия сопоставим с работой аэрозольного лидара, где измеряется строго обратное излучение из-за рассеяния на  $180^\circ$  на частицах атмосферного аэрозоля и молекулах воздуха, возникающее от мощных наземных лазерных источников излучения [16]. В зонде сигнал регистрируется благодаря рассеянию на  $170\text{--}180$  градусов, что довольно близко к обратному. Поэтому при обработке измерений зондом, как и в лидарном зондировании, использовались коэффициенты обратного рассеяния. Также для данной работы, на основе метода Монте-Карло, была разработана и применена более строгая модель измерения, в которой моделировалось излучение, попадающее в приемник из рассеивающего объема.

В отличие от лидарных систем баллонный аэрозольный зонд является всепогодным, но условия его применения ограничены только ночным временем суток. Разработанный прибор для тропосферных и стратосферных исследований может применяться для исследования и мониторинга по-

лярных стратосферных облаков, тропосферного и стратосферного аэрозоля, перистых облаков, пиро-конвекции, вулканического аэрозоля, а также для верификации дистанционных методов и средств аэрозольных наблюдений наземного и спутникового базирования.

Аэрозольный зонд легко интегрируется со всеми типами стандартных аэрологических радиозондов, прост в обслуживании и применении в практике баллонного аэрологического зондирования, а также может быть использован в автономных пусках, располагая собственным навигационным модулем ГЛОНАСС/GPS, телеметрической системой на частоте 433 МГц, измерителями температуры и давления атмосферы.

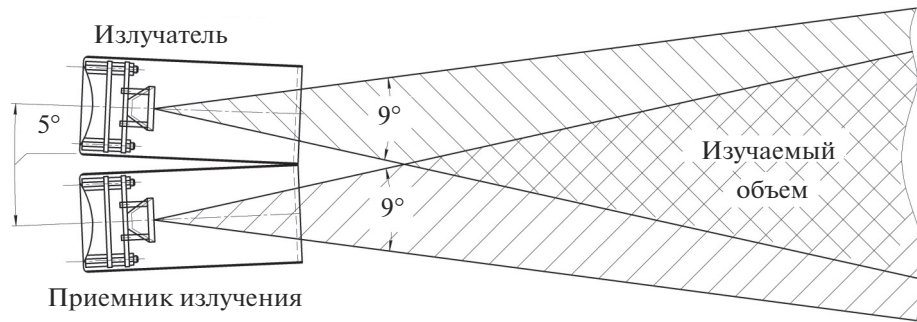
### КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ПРИБОРА

Поскольку основной стратосферный аэрозоль — это сернокислотный аэрозоль субмикронного диапазона размеров [11], то зондирование в световом диапазоне длин волн является наиболее, если не единственно, информативным способом. Оптическая схема прибора представлена на рис. 1. Принцип действия прибора основан на измерении рассеянного излучения, падающего на фотодиод (эхо сигнал), производимого встроенным источником излучения (светодиодом).

Исследуемый, светорассеивающий объем, расположенный на близком расстоянии ( $\sim 0.2\text{--}5$  м) от источника излучения, формируется линзовой системой фотоприемников и не превышает  $0.1\text{ м}^3$ . Важно, что этот объем остается неизменным в процессе полета, а на таких малых линейных расстояниях оптические сигналы для выбранных длин волн практически не ослабляются. Давление и температура атмосферного воздуха в этом объеме измеряются термистором и датчиком давления, индивидуальная калибровка которых осуществляется в процессе предполетной подготовки.

В базовой конструкции в качестве излучателей применяются светодиоды на 470 и 940 нм, а в качестве фотоприемника используется фотодиод. Система термостатирования обеспечивает температурный режим их работы при температуре  $25 \pm 1^\circ\text{C}$  в течение всего полета, что контролируется в процессе измерений. В соответствии с имеющейся элементной базой выбор излучателей полупроводникового типа может быть расширен и для других длин волн в соответствии с номенклатурой производимых светодиодов (на практике применялись светодиоды с длинами волн излучения 470, 528, 850 и 940 нм).

С целью увеличения отношения сигнала к шуму (ОСШ), оптические оси фотоприемника и излучателей расположены под углом  $5^\circ$ , что позволяет при применении синхронного детектирования сигнала с двойным накоплением получить значе-



**Рис. 1.** Оптическая схема аэрозольного зонда обратного рассеяния. Для упрощения на рисунке изображен только один излучатель. Второй излучатель располагается симметрично относительно приемника излучения.

ние ОСШ на высоте 30 км не хуже 50. Частота следования оптических импульсов – 60 Гц. В пределах одного цикла для каждого канала (470 и 940 нм) происходит 2300 измерений при включенном и выключенном светодиоде. Алгоритм работы осуществляется в циклическом режиме с периодом в 3 с. За время одного периода происходит последовательное включение и выключение двух светодиодов длительностью 1 с.

При скорости подъема аэрологической оболочки 5 м/с и длительности цикла измерений 3 сек вертикальное разрешение не превышает 15 м.

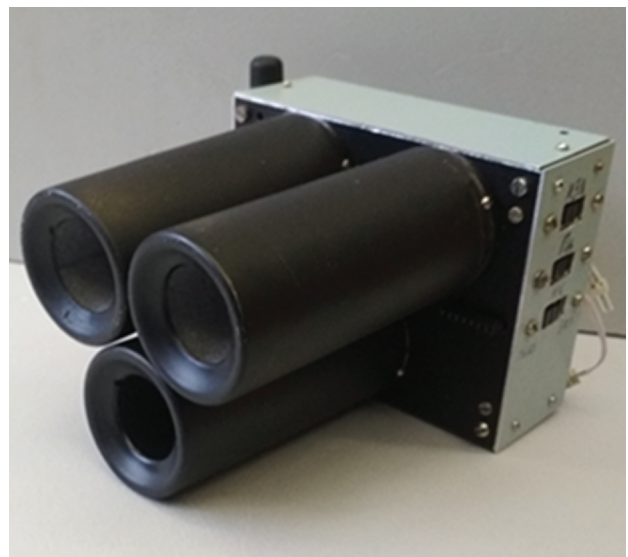
Технические характеристики аэрозольного зонда приведены в табл. 1, а общий вид зонда представлен на рис. 2

### АЛГОРИТМЫ ОБРАБОТКИ ПОЛУЧЕННЫХ ПОЛЕТНЫХ ДАННЫХ

В “лидарном” алгоритме измерений основной величиной, вычисляемой с использованием лидарных эхо сигналов при зондировании аэрозоля на длине волны  $\lambda$ , является объемный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния. Измеряемый сигнал на высоте  $h$  соответствует суммарному значению объемного коэффициента обратного рассеяния  $\beta(h) = \beta_a(h) + \beta_m(h)$ , где  $\beta_a(h)$  и  $\beta_m(h)$  объемные коэффициенты аэрозольного и молекулярного обратного рассеяния, соответственно. При этом определяется высота  $h_0$  – опорная точка на трассе зондирования, в которой коэффициенты  $\beta_a(h_0)$  и  $\beta_m(h_0)$  считаются известными априори. Для представления результатов лидарного зондирования стратосферного аэрозоля часто используется величина  $R(h) = \beta(h)/\beta_m(h)$ , называемая отношением обратного рассеяния. Коэффициент обратного аэрозольного рассеяния затем находится по формуле:

$$\beta_a(h) = [R(h) - 1]\beta_m(h). \quad (1)$$

В аэрозольном зонде осуществляются прямые измерения температуры атмосферы в объеме анализируемого воздуха, что позволяет восстановить

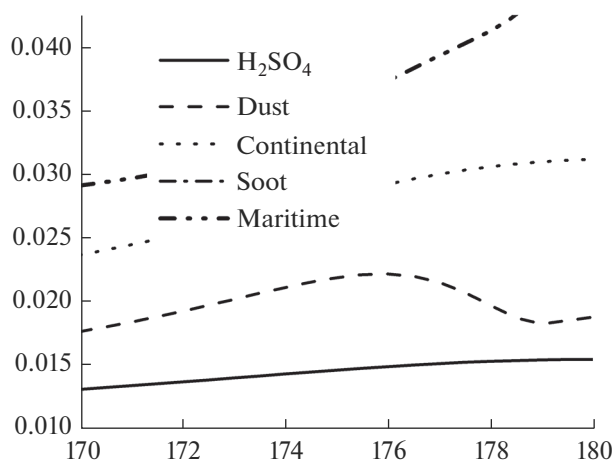


**Рис. 2.** Общий вид (без пенопластового утеплительного контейнера) аэрозольного зонда обратного рассеяния для баллонного зондирования.

вертикальный профиль давления и плотности атмосферы  $\rho(h)$  на всей траектории измерений. Измеряемый сигнал  $I$  формируется из суммы  $I_a + I_m$ , где  $I_a$  и  $I_m$  – вклады в сигнал соответственно от аэрозольного и молекулярного рассеяния. Ход вертикального профиля сигнала  $I_m$  совпадает с полу-

**Таблица 1.** Технические характеристики аэрозольного зонда обратного рассеяния

Длины волн излучения	470 нм/940 нм
Светорассеивающий объем	0.1 м <sup>3</sup>
Временное разрешение	3 с
Габаритные размеры	280 × 210 × 250 мм
Вес зонда с батареями	<1000 г
Мощность излучения	1 Вт
Диапазон высот	0–30 км



**Рис. 3** Индикатрисы “климатических” аэрозолей для углов рассеяния формирующих излучение, падающее на фотоприемник зонда. Длина волны  $\lambda = 0.47$  мкм. (Нормировка: интегрирование индикатрисы по всему телесному углу  $4\pi$  дает 1.0).

ченным профилем плотности атмосферы. Поэтому превышение значений измеренного сигнала над значением чисто молекулярного рассеяния определяется только наличием аэрозоля.

Опорная точка  $h_0$  выбиралась на траектории полета зонда в проведенном арктическом эксперименте на высотах 29–30 км. Дело в том, что максимум оптической плотности стратосферного аэрозоля обычно расположен на высотах ~20 км, а в полярных районах на высотах 12–15 км, при этом на высотах 29–30 км коэффициент молекулярного ослабления доминирует над аэрозольным [17]. А если учесть, что в отличие от релеевского рассеяния, аэрозольные частицы на этих длинах волн в основном рассеивают свет “вперед”, то есть все основания полагать, что на этих высотах сигнал формируется только молекулярным рассеянием.

В высоких широтах, например, такой опорной точкой могут быть высоты 29–30 км, где значение величины измеряемого сигнала определяется только молекулярным рассеянием, которое рассчитывается как показано ниже. В этой точке также определяются калибровочные константы приемников и вычисляются профили  $\beta m(h)$  для двух каналов. А из измерений  $\beta(h)$  получают вертикальные профили значения  $R(h, \lambda)$  для данных длин волн зондирования. При этом строго контролируются другие технологические режимы работы зонда – температура излучателя и фотоприемника, напряжение питания и линейность выходных измерительных каналов. Дополнительным критерием успешного выпуска аэрозольного зонда является совпадение результатов измерения на подъеме и на спуске, который осуществляется с парашютом.

Как отмечалось, для аэрозольного зонда была разработана модель измерения в которой методом Монте-Карло моделируется рассеяние фотонов на молекулах воздуха и аэрозольных частицах с учетом индикатрис рассеяния. Расчеты показали, что в фотоприемник зонда попадает излучение в результате рассеяния на углы из интервала ~170–180 градусов. А на этом интервале, как видно из рис. 3, индикатриса может отличаться от индикатрисы для угла 180° на десятки процентов для разного типа аэрозольных частиц для выбранных длин волн. Для этого рисунка использовались параметры “климатического” аэрозоля из отчета WCP-112 [18]. Расчет их оптических свойств, индикатрис и сечений рассеяния, осуществлялся с помощью рядов Ми, по оригинальной методике, описанной в работе [12]. (Нормировка: интегрирование индикатрисы по всему телесному углу  $4\pi$  дает 1.0). В модели измерений хорошо выполняется условие малости полной оптической толщины светорассеивающего объема. В этих условиях можно рассматривать вклад в регистрируемый сигнал молекулярного рассеяния и рассеяние тем или иным аэрозолем или облачными частицами отдельно. Затем, если потребуется, эти вклады можно сложить и получить итоговый сигнал. Вклад от каждого  $i$ -го рассеивателя (аэрозоля определенного вида или молекул воздуха)  $E_i$  (энергию, принятую приемником) можно представить в виде произведения

$$E_i = W_i P_i, \quad (2)$$

где  $W_i$  полная энергия, рассеянная в измеряемом светорассеивающем объеме из-за  $i$ -го рассеивателя, а  $P_i$  доля этой энергии, попавшей в приемник. Величина  $W_i$  очевидным образом пропорциональна объемному коэффициенту рассеяния (в  $\text{км}^{-1}$ ) – т.е. пропорциональна сечению рассеяния частиц (экспериментальному или рассчитанному, в  $\text{см}^2/\text{частицу}$ ) и плотности этих частиц (частиц/ $\text{см}^3$ ). Безразмерный параметр  $P_i$  зависит от индикатрисы рассеяния и конфигурации светорассеивающего объема. Его можно трактовать как вероятность фотону рассеяться в приемник. Рассчитанные значения этого параметра для климатических аэрозолей представлены в табл. 2.

Индикатрисы и сечения рассеяния зависят от длины волны излучения  $\lambda$ . В данном приборе используются два канала:  $\lambda = 470$  нм и  $\lambda = 940$  нм. И отношения

$$O_i = E_i(470 \text{ нм})/E_i(940 \text{ нм}) = G_i(470 \text{ нм})/G_i(940 \text{ нм}) \quad (3)$$

могут быть заранее рассчитаны для каждого аэрозоля. Здесь величины  $G_i = S_i P_i$ , где  $S_i$  объемный коэффициент рассеяния на одну частицу в единице объема. А отношение  $O_i$  есть так называемый цветовой индекс. Сравнение теоретических

**Таблица 2.** Свойства “климатических” аэрозолей из WCP-112. Объемный коэффициент  $S$  [ $\text{км}^{-1}$ ] приведен для 1-й частицы в  $\text{см}^{-3}$ 

Аэрозоль	Soot	Water-soluble	Oceanic	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	Continental	Urban-industrial	Maritime	Dust
$S$ [ $\text{км}^{-1}$ ]								
0.47 мкм	1.68(–7)	6.36(–7)	3.62(–3)	1.32(–4)	6.34(–7)	4.46(–7)	2.19(–6)	1.19(–2)
0.94 мкм	2.95(–8)	2.40(–7)	3.83(–3)	4.36(–5)	2.58(–7)	1.56(–7)	1.89(–6)	1.37(–2)
$R$								
0.47 мкм	8.55(–8)	5.15(–8)	6.95(–8)	2.73(–8)	5.15(–8)	5.66(–8)	6.43(–8)	3.82(–8)
0.94 мкм	1.30(–7)	4.41(–8)	5.19(–8)	3.21(–8)	4.63(–8)	5.07(–8)	5.09(–8)	5.67(–8)
$O$	3.75	3.09	1.27	2.57	2.73	3.19	1.46	0.59

и экспериментальных величин цветового индекса позволяет оценить состав аэрозоля в точке измерения: сделать определенные выводы о наличии или преобладании того или иного типа аэрозоля, для которого цветовой индекс был рассчитан заранее.

Для выбранных длин волн индикатрисы молекулярного рассеяния практически одинаковы, а параметр  $P_m = 3.68 \times 10^{-5}$ . Объемные коэффициенты молекулярного рассеяния пропорциональны давлению (в атм) и обратно пропорциональны температуре (в К). Коэффициенты пропорциональности  $C_\lambda$  вычисляются с учетом фактора деполяризации [13]:

$$C_{470} = 6.310 \times 10^{-6} (\text{км}^{-1} \text{ К/атм}) \quad (4)$$

$$\text{и } C_{940} = 3.775 \times 10^{-6} (\text{км}^{-1} \text{ К/атм}).$$

Цветовой индекс для молекулярного рассеяния  $O_m = 16.7$ .

Для аэрозолей рассчитанные цветовые индексы и другие свойства “климатических” аэрозолей приведены в табл. 2. Заметим, что “лидарные” индексы (отношения обратных коэффициентов рассеяния) могут практически совпадать или заметно отличаться от “зондовых” из табл. 2. Так для сажевых, сернокислотных, морских и пылевых аэрозолей “лидарные” индексы равны 3.71, 2.78, 1.59 и 0.525, соответственно.

#### ПОЛЕВАЯ КАМПАНИЯ В МАРТЕ 2021 ГОДА НА АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ САЛЕХАРД

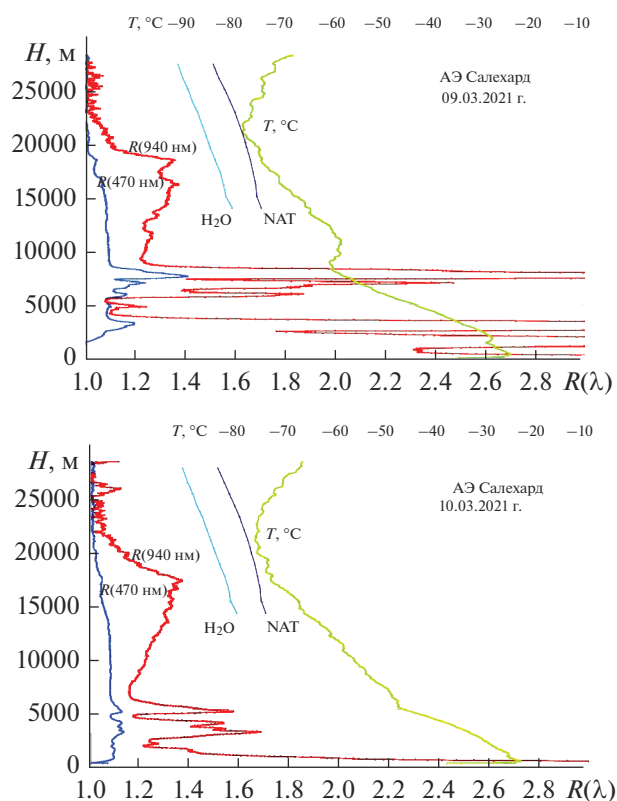
Результаты разработки АЗОР, включая лабораторные эксперименты и летные испытания в г. Долгопрудном, продемонстрировали, что прибор обладает достаточной чувствительностью для измерения фонового стратосферного аэрозольного слоя Юнге. Целью полевой кампании на аэрологической станции г. Салехард (66.53° с.ш., 66.67° в.д.) было проведение измерений в зоне действия стратосферного полярного циклона, когда температура атмосферы понижается до пороговых значе-

ний [14] для образования полярных стратосферных облаков первого или второго типов. При планировании полевой кампании принималось в расчет, что в декабре 2020 г. в зоне действия полярного циклона температура стратосферы опускалась ниже пороговых значений 190 К. Однако внезапное стратосферное потепление в январе 2021 г. привело к заметному повышению температуры и разрушению вихря [15]. Стратосферная циркуляция восстановилась к концу февраля 2021 г., Салехард находился в зоне действия полярного стратосферного циклона, но температуры были выше пороговых значений. На рис 4 представлены результаты баллонного зондирования атмосферы с применением АЗОР, проведенные 9 и 10 марта 2021 года. Аналогичные результаты были получены и в пусках 4, 8 и 11 марта 2021 года.

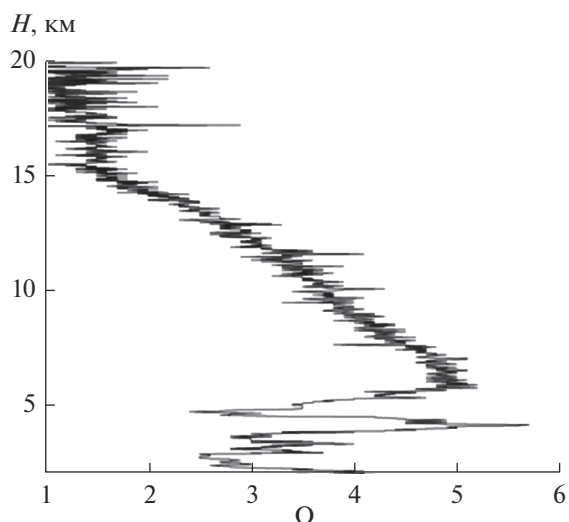
#### АНАЛИЗ ДАННЫХ ПОЛЕВОЙ КАМПАНИИ

Согласно рис. 4 профили  $R(h)$  для первой декады марта практически идентичны и в стратосферном максимуме на высоте 16–17 км не превышают значения 1.4 для 940 нм. Все измерения проводились в разных воздушных массах, но в пределах действия полярного стратосферного циклона. Выше наблюдаемого высотного максимума размер и количество частиц аэрозоля уменьшается, так как более крупные частицы оседают быстрее, а наблюдаемая инверсия температуры выше 17–20 км не допускает вертикального перемешивания. Как видно из рис. 4, в тропосфере наблюдались облачные структуры, расположенные также в районе тропопаузы и температурных инверсий.

Оценки показали, что с учетом погрешности калибровки, погрешности передачи сигнала по телеметрическому тракту, погрешности определения значений плотности атмосферы по данным прямых измерений температуры и с учетом величины ОСШ  $> 50$  для всего диапазона высот, относительная погрешность  $R$  не превышает 12% для значений  $R > 1.04$ . При приближении величины  $R$  к 1 инструментальные погрешности резко возрас-



**Рис. 4.** Результаты измерений аэрозольного наполнения и температуры атмосферы, полученные на аэрологической станции Салехард в марте 2021 года с помощью аэрозольного зонда обратного рассеяния для длин волн 470 и 940 нм. Для справки приведены пороговые значения температуры для образования полярных стратосферных облаков первого (NAT) и второго (H<sub>2</sub>O) типов.  $R(h)$  отношение обратного рассеяния для двух длин волн 470 и 940 нм.



**Рис. 5.** Профиль цветового индекса (ЦИ) для измерений, показанных на рис. 4.

тают, и их вклад может стать преобладающим (более 50%).

С помощью измерений аэрозольным зондом можно идентифицировать области высот с характерным размером и природой аэрозоля. Указания о размере аэрозольных частиц могут быть получены за счет использования цветового индекса (ЦИ), который определен [9] как отношение измерений  $R(h, \lambda_1)/R(h, \lambda_2)$  зондом обратного рассеяния на длинах волн 940 и 470 нм.

Профиль  $O(Z)$ , т.е. ЦИ измеренного по аэрозольной части сигналов в приемниках, показан на рис. 5. Можно интерпретировать этот профиль с помощью табл. 2 следующим образом. В области высот 10–15 км среднее значение  $O(Z) \sim 2.5$ . Это явно указывает на сернокислотный аэрозоль, для которого в таблице 2 значение  $O = 2.57$ . По мере понижения высоты, состав аэрозоля определенно меняется – возрастает. Возможно добавляются частички сажи, на что указывает ее индекс  $O = 3.75$ . В районе 5 км индекс  $O \sim 5$ , что больше значений цветового индекса климатических аэрозолей (см. табл. 2). Здесь, по-видимому, проявляют себя какие-то мелкодисперсные аэрозоли. (Цветовой индекс мелких (релеевских) рассеивателей  $O \sim (940/470)^4 \sim 16$ ). Но этот интересный вопрос, относящийся уже к исследованиям природы, выходит за рамки данной статьи. Выше 15 км состав аэрозоля также определенно меняется:  $O(Z) \sim 1.5$ . В любом случае изменения в составе аэрозоля надежно диагностируются. Для более точного анализа зондовых измерений, с помощью разработанной модели, таблица 2 может быть дополнена данными о региональных аэрозолях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработан аэрозольный зонд обратного рассеяния и проведены его летные испытания (более 10 успешных баллонных выпусков). Разработанный АЗОР обладает необходимой чувствительностью и динамическим диапазоном для прямых измерений вертикального распределения аэрозоля на высотах до 30 км.

В системе мониторинга геофизической обстановки над территорией РФ АЗОР может быть использован для контроля аэрозольного наполнения на тропосферу и стратосферу совместно с лидарами, обеспечивая полную информацию (всепогодность).

Чувствительности АЗОР достаточно для наблюдений *in-situ* аэрозольного слоя Юнге, ПСО, перистых облаков, вулканических извержений и других аэрозольных образований.

Прямые измерения с помощью аэрозольного зонда могут использоваться для валидации данных дистанционных измерений наземного и космического базирования.

АЗОР обладает собственной телеметрической и навигационной системами, датчиками температуры и давления атмосферы, что позволяет его автономное применение в любой выбранной географической точке.

Для интерпретации экспериментальных данных была разработана модель измерения на основе метода Монте-Карло.

Интерпритация измерений АЗОР, полученных на аэрологической станции Салехард в марте 2021, указывает на отсутствие полярных стратосферных облаков, наличие сернокислотного стратосферного аэрозоля и частичек сажи, концентрация которых возрастает с уменьшением высоты измерения.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Pueschel R.F. Stratospheric aerosols: formation, properties, effects // *Aerosol Sci.* 1996. V. 27 № 3. P. 383–402.
2. Deshler T. A review of global stratospheric aerosol: Measurements, importance, life cycle, and local stratospheric aerosol // *Atmospheric research.* 2008. V. 90. P. 223–232.
3. Sheridan P.J., Brock C.A., Wilson J.C. Aerosol particles in the upper troposphere and lower stratosphere: Elemental composition and morphology of individual particles in northern midlatitudes // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21. P. 2587–2590.
4. Murphy D.M., Thomson D.S., Mahoney M.J. In Situ Measurements of Organics, Meteoritic Material, Mercury, and Other Elements in Aerosols at 5 to 19 km // *Atmospheric Science.* 1998. V. 282. P. 1664–1669.
5. Gerding M., Baumgarten G., Blum U. et al. Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the Arctic: possible sources and implications for polar vortex dynamics // *Annales Geophysicae.* 2003. V. 21. P. 1057–1069.
6. Fromm M., Jerome A., Hoppel K. et al. Observations of boreal forest fire smoke in the stratosphere by POAM III, SAGE II, and lidar in 1998 // *Geophys. Res.* 2000. V. 27. № 9. P. 1407–1710.
7. Goodman J., Snetsinger K.G., Pueschel R.F. et al. Evolution of Pinatubo aerosol near 19 km altitude over western North America // *Geophys. Res.* 1994. V. 21. P. 1129–1132.
8. Khaykin S., Legras B., Bucci S., Sellitto P., Isaksen I., Tencé F., Slimane Bekki S., Bourassa A., Rieger L., Zawada D., Julien Jumelet J., Godin-Beekmann S. The 2019/20 Australian wildfires generated a persistent smoke-charged vortex rising up to 35 km altitude // *Common Earth Environ* 1, 22 (2020). <https://doi.org/10.1038/s43247-020-00022-5>
9. Rosen J.M., Kjöme N.T. Backscattersonde: a new instrument for atmospheric aerosol research // *Applied Optics.* 1991. V. 30. № 12. P. 1552–1561.
10. Brabec M., Wienhold F., Luo B., Vomel H., Steiner P., Hausammann E., Weers U., Peters T. Particle backscatter and relative humidity measured across cirrus clouds and comparison with microphysical cirrus modelling // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12. P. 9135–9148, [www.atmos-chem-phys.net/12/9135/2012/](http://www.atmos-chem-phys.net/12/9135/2012/). <https://doi.org/10.5194/acp-12-9135-2012>.
11. SPARC, 2006: SPARC Assessment of Stratospheric Aerosol Properties (ASAP). L. Thomason and Th. Peter (Eds.), SPARC Report No. 4, WCRP-124, WMO/TD – No. 1295, available at [www.sparc-climate.org/publications/sparc-reports/](http://www.sparc-climate.org/publications/sparc-reports/).
12. 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.
13. Bucholtz A. Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere // *Applied Optics.* 1995. V. 34. № 15. P. 2765–2773.
14. Hanson D., Mauersberger K. Laboratory studies of the nitric acid trihydrate: Implications for the south polar stratosphere // *Geophys. Res.* 1988. V. 15. P. 855–858.
15. Варгин П.Н., Гурьянов В.В., Лукьянов А.Н., Вязанкин А.С. Динамические процессы стратосферы Арктики зимой 2020–2021 г. // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, 2021. Т. 57. № 6. С. 651–664.
16. Зуев В.В. Лидарный контроль стратосферы. Новосибирск: Наука, 2004, 306 с.
17. Кондратьев К.Я., Москаленко Н.И., Поздняков Д.В. Атмосферный аэрозоль. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1983, с. 152.
18. WCP-112. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation // *World Climate Research Program. WMO/TD*, 1986. 66 p.

## Optical Backscattersonde for Balloon Aerological Measurements

N. V. Balugin<sup>1</sup>, B. A. Fomin<sup>1</sup>, and V. A. Yushkov<sup>1</sup>, \*

<sup>1</sup> Central Aerological Observatory,  
Pervomayskaya str., 3, Dolgoprudny, Moscow region, 141707 Russia

\*e-mail: v\_yushkov@mail.ru

The principle of operation of an optical aerosol sonde is based on the registration of radiation scattered in a free atmosphere from a sequence of light probing pulses emitted by LEDs at two wavelengths – 470 and 940 nm. Like lidar, simultaneously with probing pulses, synchronous accumulation of echo signals is carried out. Unlike lidar, the recorded signal is formed by a lens system of photodetectors due to the scattering of radiation in a light-scattering volume of ~0.1 m<sup>3</sup>, located at short distances of ~0.2–5 m from the source. The scattered radiation entering the photodetector is not strictly inverse (at 1800), as in lidar, since the characteristic scattering angles are ~1700–1800. For a more rigorous modeling of the probe measurement processes, taking into

account possible scattering angles, a measurement model was developed and applied based on the Monte Carlo method. In order to increase the signal-to-noise ratio (SNR), the optical axes of the photodetector and emitters are located at an angle of  $5^\circ$ , which allows, when using synchronous signal detection, to obtain a SNR value at an altitude of 30 km at least 50. The probe is easily integrated with all types of standard aerological radiosondes, and can also be used in autonomous flights, having its own navigation module and telemetry system. The aerosol backscattering probe can be used all-weather 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. The use of a two-wave measurement technique makes it possible to reliably diagnose changes in the aerosol composition from height by the color index. In some cases, the type of aerosol is also identified. The data of probe measurements in March 2021 over Salekhard, when the temperatures of air masses inside the polar stratospheric cyclone were slightly higher than the threshold values for the formation of polar stratospheric clouds of type 1, are given. Calculations of the color index indicate the dominance of sulfuric acid aerosol at altitudes of 10–15 km, as well as the fact that as the height decreases, the composition of the aerosol definitely changes, apparently due to the addition of soot particles.

**Keywords:** aerosol, backscattering, tropospheric aerosol, stratospheric aerosol, balloon sounding, optical parameters