

Оценка оптических параметров атмосферы при одновременном измерении колебательно-вращательного и чисто вращательного спектров комбинационного рассеяния

С.В. Самойлова[✉], Ю.С. Балин, И.Э. Пеннер*

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1*

Поступила в редакцию 04.04.2024;
после доработки 27.06.2024;
принята к печати 31.07.2024

Рассмотрены методические особенности определения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния по одновременным лидарным измерениям на длинах волн: 532 нм (упругое рассеяние, УР); 607 нм (колебательно-вращательное комбинационное рассеяние, КР); 530 нм (чисто вращательное КР). УР-сигнал выделяет область допустимых значений (ОДЗ) коэффициентов на основе априорного введения физически обоснованного лидарного отношения. КР-сигнал на $\lambda = 607$ нм, соответствующий одной линии спектра N_2 , дает правдоподобную оценку коэффициентов в пограничном слое и части средней тропосферы. КР-сигнал на $\lambda = 530$ нм — набор линий спектра N_2 и O_2 — характеризуется меньшими погрешностями и обеспечивает количественное оценивание коэффициентов во всех основных слоях тропосферы. На длине волны 530 нм дифференциальное сечение обратного рассеяния зависит от высоты вследствие изменения температуры, что ведет к перераспределению интенсивности линий N_2 и O_2 . Оценивание параметров по КР-сигналам считается правдоподобным, когда искомые коэффициенты количественно сопоставимы и расположены внутри их ОДЗ. Тестирование алгоритмов проводится по данным наземного зондирования на берегу Байкала в августе 2023 г.

Ключевые слова: аэрозоль, лидар, упругое и комбинационное рассеяние, оптические параметры; aerosol, lidar, elastic and Raman scattering, optical parameters.

Введение

Атмосферный аэрозоль — одна из наиболее изменчивых составляющих земной атмосферы [1, 2]. Вертикальные характеристики аэрозольных параметров могут быть измерены различными приборами с борта самолета-лаборатории [3–9], что, вероятно, является наиболее эффективным способом контактных измерений. Их альтернативой являются системы дистанционного зондирования. При активном зондировании лидарные сигналы обеспечивают оценку параметров с высоким вертикальным и временным разрешением. Сопоставление результатов контактных и лидарных измерений рассматривается в [10–12].

Лидарные наблюдения оптических характеристик аэрозольных частиц ведутся с 1960-х гг. [13]. Потенциал многоволновой лидарной системы относительно коэффициентов ослабления α и обратного рассеяния β на длинах волн $\lambda_i = 355, 532, 1064$ нм

привел к созданию региональных лидарных сетей [14–16] и самолетной системы [17]. В темное время суток стандартная лидарная система регистрирует сигналы упругого и комбинационного рассеяния света (УР- и КР-сигналы соответственно) [18, 19], совместное использование которых дает правдоподобную оценку α и β [20, 21]. КР-сигнал, обусловленный колебательно-вращательным спектром молекул N_2 , характеризуется низким сечением обратного рассеяния (на три порядка ниже УР-сигнала) и частотным сдвигом колебательной компоненты. Первый фактор ограничивает высотный диапазон корректного определения коэффициента ослабления, второй требует априорного введения параметра Ангстрема [21–23].

КР-сигнал, обусловленный чисто вращательным спектром азота и кислорода, не содержит частотного сдвига, но сечение обратного рассеяния на самой интенсивной линии N_2 характеризуется еще на порядок меньшим значением. Сигнал дает возможность определять вертикальный профиль температуры $T(h)$ [24–26], без которого оценивание α некорректно [27]. Регистрирование отклика набора линий N_2 и O_2 увеличивает суммарное сечение обратного

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

рассеяния $\approx$ в 20 раз [28], что обеспечивает оценку оптических параметров в расширенном высотном диапазоне и применяется в различных лидарных исследованиях [8, 29–31]. Разработанная в рамках настоящей работы методика позволяет определять α и β при отсутствии экспериментальных данных о $T(h)$.

Изучение структуры тропосферного аэрозоля над оз. Байкал проводится нами с 1999 г. [32]. С 2021 г. используется модифицированная версия системы «ЛОЗА-А2» [33], лазер которой излучает на длине волны $\lambda_0 = 532$ нм. В светлое время суток регистрируется УР-сигнал на λ_0 . В темное время суток дополнительно принимаются сигналы на смещенных длинах волн $\lambda_{\text{КР}1} = 607$ нм (колебательно-вращательное КР) и $\lambda_{\text{КР}2} \approx 530$ нм (чисто вращательное КР). Совместная обработка сигналов, регистрируемых на излучаемой и смещенной длинах волн, $(\lambda_0, \lambda_{\text{КР}1})$ или $(\lambda_0, \lambda_{\text{КР}2})$, обеспечивает корректную оценку α и β , если учитывается индивидуальная особенность используемого КР-канала: высотный диапазон, частотный сдвиг или выраженная зависимость от $T(h)$.

Цель настоящей работы состоит в том, чтобы определить влияние особенностей на ошибки оценивания искомым аэрозольных параметров.

1. Математический подход

Абсолютные коэффициенты $\alpha(\lambda_0, h)$ и $\beta(\lambda_0, h)$, где h — высота над поверхностью Земли, значительно варьируются по трассе зондирования. Относительный параметр — лидарное отношение $Lr = \alpha/\beta$ — изменяется в узких и известных пределах [34, 35]. Использование УР-канала дает область допустимых значений (ОДЗ) α и β с помощью априорного введения физически обоснованного Lr . Оценка коэффициентов считается правдоподобной, когда одновременно выполняются два условия: а) количественная близость профилей α , восстанавливаемых по сигналам на $(\lambda_0, \lambda_{\text{КР}1})$ или $(\lambda_0, \lambda_{\text{КР}2})$; б) расположение α , β внутри их ОДЗ. Средние за 20 мин зондирования сигналы позволяют исследовать структуру атмосферы в нижнем, пограничном слое (ПС), а также в свободной тропосфере, разделенной на среднюю (СТ, возможные локальные слои) и верхнюю (ВТ, возможные кристаллические облака) части.

Связь между лидарным сигналом и оптическими коэффициентами на излучаемой длине волны описывается уравнением

$$P(\lambda_0, h) = \frac{A_0}{h^2} \cdot (\beta_{\text{mol}}(\lambda_0, h) + \beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h)) \times \exp[-2(\tau_{\text{mol}}(\lambda_0, h) + \tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h))]; \quad (1)$$

где $P(\lambda_0, h)$ — мощность сигнала, обусловленного упругим рассеянием; A_0 — аппаратная постоянная; $\tau_i(\lambda_0, h) = \int_{h_{\min}}^h \alpha_i(\lambda_0, h') dh'$, « i » = «mol» или «aer/cloud».

Параметры молекулярного рассеяния рассчитываются по измеряемым или модельным профилям

$T(h)$ и давления $p(h)$ [20. С. 980], поглощение считается отсутствующим:

$$\alpha_{\text{mol}}(\lambda_0, h) = \sigma_{\text{mol}}(\lambda_0) \cdot N(h) = \sigma_{\text{mol}}(\lambda_0) \cdot N_0 \frac{T_0}{T(h)} \frac{p(h)}{p_0} = \sigma_{\text{mol}}(\lambda_0) \cdot N_0 \frac{T_0}{T(h)} \exp\left[-\frac{g \cdot \mu^{\text{mol}}}{R} \int \frac{dh}{T(h)}\right]; \quad (2)$$

где $\sigma_{\text{mol}}(\lambda_0)$ — дифференциальное сечение рассеяния молекулами воздуха, см^2 ; $N(h)$ — концентрация молекул на высоте h , см^{-3} ; $N_0 = 2,55 \cdot 10^{19}$ — концентрация молекул, см^{-3} , при $p_0 = 1013,25$ гПа, $T_0 = 288$ К; $\mu^{\text{mol}} \approx 29$ — молярная масса воздуха, г/моль; $g = 9,81$ м/с², $R = 8,31$ Дж/(моль · К); $Lr_{\text{mol}}(\lambda_0, h) = 8\pi/3$ ср.

Уравнение (1) содержит два неизвестных параметра: $\beta_{\text{aer/cloud}}$ и $\alpha_{\text{aer/cloud}}$. Если под $\alpha_{\text{aer/cloud}}$ подразумевать не искомый коэффициент, а $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h) = Lr_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0) \cdot \beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h)$ ($Lr_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0)$ — *a priori* задаваемое среднее по слою лидарное отношение аэрозоля или облака), решение (1) имеет вид [36, 20]:

$$\beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h) = -\beta_{\text{mol}}(\lambda_0, h) + \Psi(\lambda_0, h) \left[\frac{\Psi(\lambda_0, h_*)}{\beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h_*) + \beta_{\text{mol}}(\lambda_0, h_*)} + 2 \int_h^{h_*} Lr_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0) \Psi(\lambda_0, h') dh' \right]^{-1}, \quad (3)$$

где

$$\Psi(\lambda_0, h) = P(\lambda_0, h) h^2 \exp\left[2 \int_h^{h_*} (Lr_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0) - Lr_{\text{mol}}(\lambda_0)) \beta_{\text{mol}}(\lambda_0, h') dh'\right]$$

— вспомогательная функция.

Корректность (3) определяется: а) точностью значения $\beta_{\text{aer/cloud}}$ в калибровочной точке h_* ; б) правдоподобностью спектрального хода заданного лидарного отношения. Временная изменчивость аэрозоля/облака в тропосфере предопределяет различные значения $Lr_{\text{aer}}(\lambda_0)$ и $Lr_{\text{cloud}}(\lambda_0)$ в слое.

Наличие КР-каналов позволяет дополнить (1) уравнениями

$$P(\lambda_{\text{КР}i}, h) = \frac{A_{\text{КР}i}}{h^2} \cdot \beta_{\text{КР}}(\lambda_{\text{КР}i}, h) \cdot \exp[-(\tau_{\text{mol}}(\lambda_0, h) + \tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h) + \tau_{\text{mol}}(\lambda_{\text{КР}i}, h) + \tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_{\text{КР}i}, h))], \quad (4)$$

где $P(\lambda_{\text{КР}i}, h)$ — мощность сигнала, обусловленного КР; $A_{\text{КР}i}$ — аппаратная постоянная.

При одной линии колебательно-вращательного спектра на $\lambda = 607$ нм и верном предположении о независимости сечения рассеяния от высоты параметр $\beta_{\text{КР}}$ рассчитывается аналогично (2) с молярной массой азота $\mu^{\text{N}_2} \approx 28$ г/моль [21. С. 5372]. КР-сигнал на $\lambda = 530$ нм характеризуется большим влиянием $T(h)$ [24, 27]. Регистрируемая часть анти-

стоксовой компоненты чисто вращательного спектра соответствует набору из 11 линий азота и 8 линий кислорода в диапазоне от 529,05 до 531,35 нм [28. Рис. 3; 37. Рис. 3.7]. Учет набора линий приводит к ложному предположению о постоянстве сечения рассеяния во всем диапазоне высот и справедливости [38, 28]:

$$\begin{aligned}\beta_{\text{KP}}(\lambda_{\text{KP}_2}, h) &= \sigma_{\text{KP}}(\lambda_{\text{KP}_2}, h) \cdot N(h) = \\ &= \sigma_{\text{mol}}(\lambda_0) \cdot F_{\text{KP}}(h) \cdot N(h),\end{aligned}\quad (5)$$

где $F_{\text{KP}}(h) = F_{\text{KP}}(T(h))$ — температурный фактор.

Совместное решение (1) и (4) дает возможность одновременно определять $\alpha_{\text{aer/cloud}}$ и $\beta_{\text{aer/cloud}}$. На $\lambda = 607$ нм $F_{\text{KP}}(h)$ в (5) можно не учитывать, поскольку выполняется $F_{\text{KP}}(h)/F_{\text{KP}}(h_*) \approx 1$ и оценка коэффициента ослабления проводится по формуле [21]:

$$\begin{aligned}\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h) &= \\ &= \frac{\frac{d}{dh} \ln \left[\frac{N(h)}{P(\lambda_{\text{KP}_1}, h) \cdot h^2} \right] - \alpha_{\text{mol}}(\lambda_0, h) - \alpha_{\text{mol}}(\lambda_{\text{KP}_1}, h)}{1 + (\lambda_0/\lambda_{\text{KP}_1})^{\eta_\alpha}},\end{aligned}\quad (6)$$

где η_α — параметр Ангстрема для $\alpha_{\text{aer/cloud}}$.

На $\lambda = 530$ нм наличие $F_{\text{KP}}(h)$ в (5) обеспечивает еще одно слагаемое — $d \ln F_{\text{KP}}(h)/dh$ — в числителе (6) [28]. Возможная ложность данного слагаемого при модельных значениях $T(h)$ приводит к другому подходу. Он основывается на: а) устранении систематической ошибки $\beta_{\text{KP}}(530, h)$ с вариацией μ^Σ ; б) количественной близости $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{N_2})$ и $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^\Sigma)$ в некотором высотном интервале. Величина μ^Σ соответствует молярной массе смеси молекул атмосферного азота и кислорода.

Уравнения (1) и (4) преобразуются к виду

$$\begin{aligned}\Psi(\lambda_0, h) &= \frac{P(\lambda_0, h)h^2}{\exp[-2\tau_{\text{mol}}(\lambda_0, h)]} = A_0 \cdot (\beta_{\text{mol}}(\lambda_0, h) + \\ &+ \beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h)) \cdot \exp[-2\tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h)];\end{aligned}\quad (7)$$

$$\begin{aligned}\Psi(\lambda_{\text{KP}_i}, h) &= \\ &= \frac{P(\lambda_{\text{KP}_i}, h)h^2}{\beta_{\text{KP}}(\lambda_{\text{KP}_i}, h) \cdot \exp[-(1 + \delta_{\text{mol}}(\lambda_{\text{KP}_i}))\tau_{\text{mol}}(\lambda_0, h)]} = \\ &= A_{\text{KP}_i} \cdot \exp[-(1 + \delta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_{\text{KP}_i}))\tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h)];\end{aligned}\quad (8)$$

δ связаны с параметром Ангстрема для α_{mol} и $\alpha_{\text{aer/cloud}}$: $\delta_{\text{mol}}(\lambda_{\text{KP}_1}) = 0,59$, $\delta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_{\text{KP}_1}) = 0,876$, $\delta_{\text{mol}}(\lambda_{\text{KP}_2}) = \delta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_{\text{KP}_2}) \equiv 1,0$. Функции $\Psi(\lambda_{\text{KP}_i}, h)$, основанные на (4), приводят к соотношениям

$$\begin{aligned}\tau_{\text{aer/cloud}}^0(\lambda_0, h, \mu^i) &= \\ &= \frac{\ln A_{\text{KP}_i}}{1 + \delta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_{\text{KP}_i})} - \frac{\ln \Psi(\lambda_{\text{KP}_i}, h)}{1 + \delta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_{\text{KP}_i})},\end{aligned}\quad (9)$$

«i» = «N₂» для длины волны λ_{KP_1} или «Σ» для λ_{KP_2} .

Профили $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ используются на этапе численного дифференцирования и являются «нулевой итерацией» оценки оптической толщи. Искомые коэффициенты на основной длине волны определяются по формулам

$$\begin{aligned}\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i) &= \frac{d}{dh} \tau_{\text{aer/cloud}}^0(\lambda_0, h, \mu^i) \Rightarrow \\ \Rightarrow \tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i) &= \int_{h_0}^h \alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h', \mu^i) dh',\end{aligned}\quad (10)$$

где h_0 — нижняя граница численного дифференцирования;

$$\begin{aligned}\beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i) &= -\beta_{\text{mol}}(\lambda_0, h) + \\ &+ \frac{\Psi(\lambda_0, h)}{\Psi(\lambda_0, h_*)} \cdot \frac{\exp[-2\tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h_*, \mu^i)]}{\exp[-2\tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i)]},\end{aligned}\quad (11)$$

$$Lr_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i) = \frac{\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i)}{\beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^i)}.\quad (12)$$

Используемая в (10) процедура численного дифференцирования [23] разрабатывалась с учетом коррекции случайных шумов, нарастающих с увеличением длины трассы зондирования в КР-каналах на $\lambda = 387$ и 607 нм. Введение ОДЗ по УР-каналам приводит к погрешностям ~ 6%, $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{N_2})$, и ~ 2%, $\beta_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{N_2})$, в ПС и свободной тропосфере.

2. Тестирование алгоритма на примере измерений 06–07.08.2023 г.

Измерения в УР- и КР-каналах проводились системой «ЛОЗА-A2» в августе 2023 г. на берегу Байкала, п. Боярский (52° с.ш., 106° в.д.). Рис. 1 (цв. вкладка) показывает высотную-временную структуру $P(\lambda_0, h) \cdot h^2$ в ПС и нижней части СТ по данным сеанса зондирования в темное время суток 06.08.2023 г., $t = 15:47–17:08$ UTC, или 22:47–00:08 по местному времени; регистрация КР-сигналов проводилась с 13:49 до 19:11 UTC. Рис. 2 (цв. вкладка) иллюстрирует вертикальную изменчивость средних за 20 мин значений оптических параметров, оцениваемых на различных длинах волн. Определение коэффициента обратного рассеяния по УР-сигналу (рис. 2, а, б) основывается на формуле (3), калибровочная точка h_* находится в тропопauзе. Профили $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ (рис. 2, в, г и рис. 3) дают возможность выделить границы корректного определения α , β , Lr . Например, значение h_0 , входящее в (10), характеризуется уменьшением $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(\lambda_0, h, \mu^i)$, если $h < h_0$, и возрастанием той же величины, когда $h > h_0$. При калибровке $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ (устранении первого слагаемого (9)) используются условия $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h_*, \mu^{N_2}) = \tau_{\text{aer}}(532, h_*)$ и $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h_{**}, \mu^\Sigma) = \tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h_{**}, \mu^{N_2})$. Значения h_* и h_{**} (серые заштрихованные прямоугольники на рис. 2, в, г и рис. 3) находятся выше h_0 , что дает возможность сопоставлять $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(\lambda_0, h, \mu^i)$ с границами ОДЗ искомой функции $\tau_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h)$.

Анализ показывает, что существует различие «градиента нарастания» τ^0 с высотой. С одной стороны, чтобы сопоставлять $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{N_2})$ и $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{\Sigma})$ в ПС, проведена модернизация системы регистрации КР-каналов в $t \approx 16:10$ UTC (23:10 по местному времени). Следовательно, для рис. 2, в справедливо

$$\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h^* = 1,5 \text{ км}, \mu^{N_2}) = \tau_{\text{aer}}(\lambda_0, Lr_{\text{aer}} = 50 \text{ ср}, h^*)$$

и

$$\begin{aligned} \tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h^{**} = 5,0 \text{ км}, \mu^{\Sigma}) = \\ = \tau_{\text{aer}}(\lambda_0, Lr_{\text{aer}} = 25 \text{ ср}, h^{**}) = \tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h^{**}, \mu^{N_2}); \end{aligned}$$

для рис. 2, г наблюдается иной результат и выполняется

$$\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h^* = 1,5 \text{ км}, \mu^{N_2}) = \tau_{\text{aer}}(\lambda_0, Lr_{\text{aer}} = 25 \text{ ср}, h^*)$$

и

$$\begin{aligned} \tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h^{**} = 3,0 \text{ км}, \mu^{\Sigma}) = \\ = \tau_{\text{aer}}(\lambda_0, Lr_{\text{aer}} = 50 \text{ ср}, h^{**}) = \tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h^{**}, \mu^{N_2}). \end{aligned}$$

С другой стороны, если сравнивать структуру $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(\lambda_0, h, \mu^i)$, больший градиент нарастания наблюдается на $\lambda = 530$ нм. При оценке $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ величина $\beta_{\text{КР}}(607, h)$ в (9) рассчитывалась согласно (2) со значением μ^{N_2} , $\beta_{\text{КР}}(530, h)$ — аналогично с $\mu^{\Sigma} = \mu^{\text{mol}}$. Отсутствие/наличие сомножителя $F_{\text{КР}}(h)$ в (5) дает возможность фиксировать $\beta_{\text{КР}}(607, h, \mu^{N_2})$ — «модельная» величина — и подбирать «правильный» профиль $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$ с помощью различных значений $\mu^{\Sigma} > \mu^{\text{mol}}$; см. п. а после уравнения (6).

Рис. 3 (цв. вкладка) иллюстрирует преобразование высотной структуры $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ с фиксированным значением μ^{N_2} и меняющимся μ^{Σ} ; кривые рис. 3, а совпадают с аналогичными по цвету кривыми рис. 2, в, кривые рис. 3, в — с аналогичными кривыми рис. 2, г. Профили показывают суть систематической ошибки $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$, приводящей к большему наклону $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h, \mu^{\Sigma})$ по сравнению с $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h, \mu^{N_2})$. Величина $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$ со значением $\mu^{\Sigma} \approx 33$ становится правдоподобной, если рассчитывать $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ по сигналам, время усреднения которых возрастает от 20 до 120/180 мин (рис. 3, б, з).

На рис. 4 (цв. вкладка) показаны параметры, оцениваемые, согласно (10)–(12), в ПС и нижней части СТ. Дифференцируемые функции (10) совпадают с аналогичными по цвету кривыми рис. 3, а и рис. 3, в, калибровка $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ не требуется. Нарастание случайных шумов с увеличением трассы зондирования приводит к собственному высотному интервалу для каждой длины волны и различным калибровочным точкам в (11):

$$\lambda_{\text{КР}_1} = 607 \text{ нм} \Rightarrow h = [0,7; 5,2 \text{ км}], \quad h^* = 2,8 \text{ км} \quad (\text{рис. 4, а, б});$$

$$\lambda_{\text{КР}_2} = 530 \text{ нм} \Rightarrow h = [3,8; 12,5 \text{ км}], \quad h^* = 5 \text{ км} \quad (\text{рис. 4, а}) \text{ или } h = [1,0; 12,5 \text{ км}], \quad h^* = 2,8 \text{ км} \quad (\text{рис. 4, б});$$

$$\lambda_{\text{КР}_1} + \lambda_{\text{КР}_2} \Rightarrow H = [0,7; 5,2] \cap [3,8; 12,5] = [4; 5,2 \text{ км}] \quad (\text{рис. 4, а}) \text{ или } H = [2,5; 4,5 \text{ км}] \quad (\text{рис. 4, б}).$$

Область пересечения высотных интервалов H содержит h^* и используется при количественном сравнении $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{N_2})$ и $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{\Sigma})$.

Возможность сопоставлять параметры ПС — результат совместной обработки сигналов, принимаемых на $(\lambda_0, \lambda_{\text{КР}_1})$ или $(\lambda_0, \lambda_{\text{КР}_2})$, — является достоинством параметров на рис. 4, б, однако пурпурные кривые в средней части ПС выходят за верхнюю границу ОДЗ. Устранение систематической ошибки $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$, приводящей к ложному градиенту нарастания $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$, основывается на сближении $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{N_2})$ и $\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h, \mu^{\Sigma})$ в некотором высотном интервале. Профиль $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$ считается верным, когда невязка

$$\|\alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h \in H, \mu^{N_2}) - \alpha_{\text{aer/cloud}}(\lambda_0, h \in H, \mu^{\Sigma})\| \quad (13)$$

достигает минимального значения; см. п. б после (6). Подход обеспечивает расположение искоемых профилей внутри ОДЗ во всем высотном диапазоне дифференцирования.

3. Влияние вклада молекулярной компоненты в суммарные коэффициенты рассеяния/ослабления на ошибки искоемых параметров

Дифференцирование экспериментальных данных является некорректно поставленной задачей, и ее минимальная информационная обеспеченность (максимальные ошибки) наблюдается в СТ при справедливости $\beta_{\text{aer}}(532, h) < 0,15 \cdot \beta_{\text{mol}}(532, h)$ [39, 40]. Рис. 5 иллюстрирует аэрозольные коэффициенты в СТ, оцениваемые после этапа численного дифференцирования, и является продолжением рис. 4 (в частности, сферы совпадают со светло-синими кривыми). Профили на рис. 5, а расположены внутри ОДЗ для $\beta_{\text{КР}}(\lambda_{\text{КР}_i}, h, \mu^i)$ с произвольными значениями μ^i ; профили на рис. 5, б характеризуются более выраженным влиянием ложного градиента нарастания $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$ — только полужирные черные кривые согласуются с ОДЗ.

Рис. 6 и 7 иллюстрируют результаты оценивания оптических коэффициентов в верхней тропосфере по данным зондирования 06 и 07.08.2023 г., рис. 6 является продолжением рис. 5. Разница верхних значений на рис. 5 и нижних на рис. 6 обусловлена: 1) высотным диапазоном дифференцирования, индивидуальным для каждой $\lambda_{\text{КР}_i}$; 2) точкой калибровки в формуле (11), $h^* = 5$ км (СТ) либо $h^* = 8,7$ км (ВТ). Анализ рис. 5–7 показывает, что целесообразность коррекции $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$ предопределяется вкладом молекул в суммарные α и β (см. тонкие кривые, их расшифровка дается на рис. 4). Выше ПС максимальное значение $\beta_{\text{aer/cloud}}$ возрастает на порядок с увеличением номера рисунка. Пропорционально увеличивается отношение обратного рассеяния $R = \beta_{\text{mol} + \text{aer} + \text{cloud}} / \beta_{\text{mol}}$: $R < 1,2$ приводит к однозначности корректного $\beta_{\text{КР}}$ (рис. 5); $R \approx 2$ дает лучшую оценку α и Lr при коррекции $\beta_{\text{КР}}$ (рис. 6, а, б и 7, б); $R > 5$ не требует уточнения $\beta_{\text{КР}}$ и сказывается лишь на Lr (рис. 7, а).

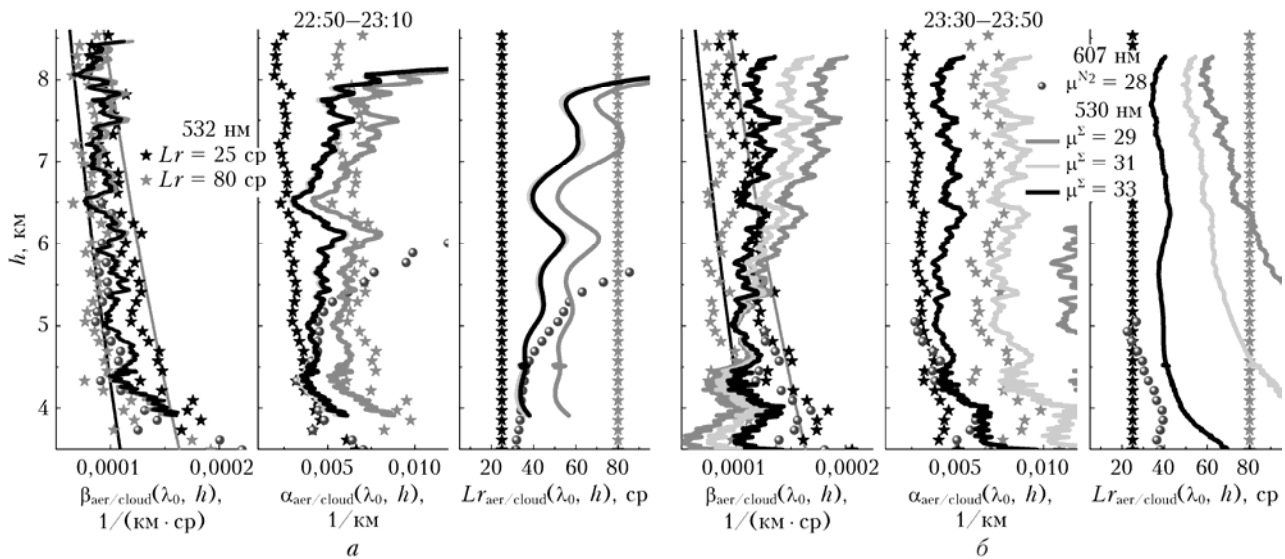


Рис. 5. Оценка коэффициентов, средних за 20 мин зондирования 06.08.2023 г., в СТ: $t = 22:50-23:10$ (а); $t = 23:30-23:50$ (б).
Здесь и далее звездочки — границы ОДЗ каждого параметра

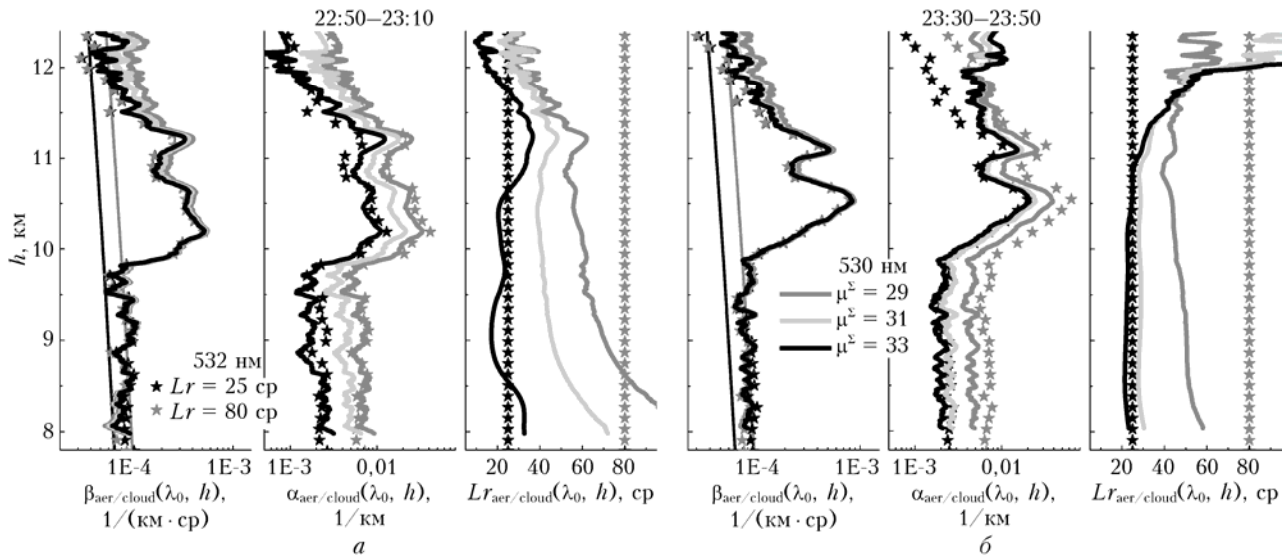


Рис. 6. Оценка коэффициентов, средних за 20 мин зондирования 06.08.2023 г., в BT: $\tau^{BT} = 0,012$ (а); $\tau^{BT} = 0,013$ (б)

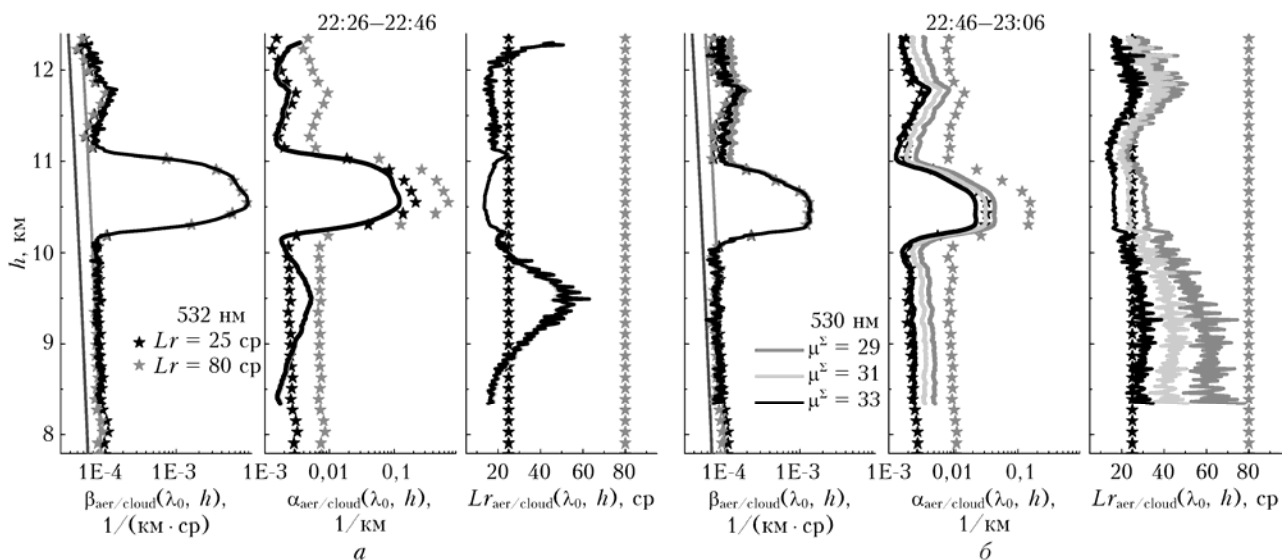


Рис. 7. То же, что и на рис. 6, для ночного сеанса 07.08.2023 г.: $\tau^{BT} = 0,055$ (а); $\tau^{BT} = 0,021$ (б)

Заключение

Проанализирована методика определения коэффициентов ослабления и обратного рассеяния при совместном использовании УР- и КР-сигналов, принимаемых на длинах волн (λ_0 , $\lambda_{\text{КР}1}$) или (λ_0 , $\lambda_{\text{КР}2}$). Результат показывает, что для КР-сигналов существует выраженная разница градиента нарастания с высотой профилей $\tau_{\text{aer/cloud}}^0$. Градиент обусловлен отсутствием/наличием зависимости дифференциального сечения обратного рассеяния от температурного фактора. При одной линии N_2 колебательно-вращательного спектра $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h, \mu^{\text{N}_2})$ соответствует меньшему градиенту и процедура дифференцирования обеспечивает расположение $\alpha_{\text{aer/cloud}}$ внутри ОДЗ. Расширенный набор линий N_2 и O_2 — часть антистоксовой компоненты чисто вращательного спектра — приводит к большему градиенту $\tau_{\text{aer/cloud}}^0(532, h, \mu^{\Sigma})$ и дает ложные значения $\alpha_{\text{aer/cloud}}$, выходящие за верхнюю границу ОДЗ. Методическая коррекция основывается на преобразовании $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$, что приводит к количественной близости $\alpha_{\text{aer/cloud}}(532, h, \mu^{\text{N}_2})$ и $\alpha_{\text{aer/cloud}}(532, h, \mu^{\Sigma})$ во всем интервале дифференцирования.

Регистрация КР-сигнала на $\lambda = 530$ нм характеризуется меньшими погрешностями по сравнению с 607 нм и обеспечивает оценку оптических коэффициентов в основных тропосферных слоях. Устранение ошибки $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$ необходимо в средней тропосфере, что обусловлено максимальным вкладом молекулярной компоненты при отсутствии облачных и/или выраженных аэрозольных слоев. В нижней и верхней тропосфере, когда вклады молекулярной и аэрозольной (облачной) составляющих сопоставимы, коррекция $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma})$ приводит к меньшим погрешностям прежде всего лидарного отношения. Возрастание значений $\alpha_{\text{aer/cloud}}$ и $\beta_{\text{aer/cloud}}$ пропорционально уменьшает молекулярный вклад и уже не требует какого-либо изменения $\beta_{\text{КР}}(530, h, \mu^{\Sigma} = \mu^{\text{mol}})$.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю благодарность анонимному рецензенту, критические замечания которого помогли улучшить статью.

Финансирование. Исследование выполнено при поддержке РНФ (проект № 22-77-10043).

Список литературы

1. Аэрозоль и климат / под ред. К.Я. Кондратьева. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 542 с.
2. Панченко М.В., Кабанов М.В., Пхалагов Ю.А., Белан Б.Д., Козлов В.С., Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Ужegov В.Н., Шелканов Н.Н., Полюкин В.В., Терпугова С.А., Толмачев Г.Н., Яушева Е.П., Аршинов М.Ю., Симоненков Д.В., Шмаргунов В.П., Чернов Д.Г., Турчинович Ю.С., Полюкин Вас.В., Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Зенкова П.Н. Комплексные исследования тропосферного аэрозоля в ИОА СО РАН (этапы развития) // Оптика атмосфер. и океана. 2019. Т. 32, № 9. С. 703–716. DOI: 10.15372/AOO20190904; Panchenko M.V., Kabanov M.V., Pkhalagov Yu.A., Belan B.D., Kozlov V.S., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Uzhegov V.N., Shchelkanov N.N., Pol'kin V.V., Terpugova S.A., Tolmachev G.N., Yausheva E.P., Arshinov M.Yu., Simonenkov D.V., Shmargunov V.P., Chernov D.G., Turchinovich Yu.S., Pol'kin Vas.V., Zhuravleva T.B., Nasrtdinov I.M., Zenkova P.N. Integrated studies of tropospheric aerosol at the Institute of Atmospheric Optics (development stages) // Atmos. Ocean. Opt. 2020. V. 33, N 1. P. 27–41.
3. Белан Б.Д., Зуев В.Е., Панченко М.В. Основные результаты самолетного зондирования аэрозоля в ИОА СО РАН (1981–1991 гг.) // Оптика атмосфер. и океана. 1995. Т. 8, № 1–2. С. 131–156.
4. Панченко М.В., Белан Б.Д., Шаманов В.С. Роль самолета-лаборатории ИОА СО РАН в изучении окружающей среды оз. Байкал // Оптика атмосфер. и океана. 1997. Т. 10, № 4–5. С. 463–472.
5. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Pol'kin V.V., Kozlov V.S. An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5. P. 1513–1527. DOI: 10.5194/amt-5-1513-2012.
6. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B. Vertical profiles of optical and microphysical characteristics of tropospheric aerosol from aircraft measurements / A. Kokhanovsky (ed.) // Light Scattering Reviews 10. Springer, 2015. P. 199–234. DOI: 10.1007/978-3-662-46762-6.
7. Paris J.-D., Ciais Ph., Nédélec Ph., Stohl A., Belan B.D., Arshinov M.Yu., Carauge C., Golitsyn G., Granberg I.G. New insights on the chemical composition of the Siberian air shed from the YAK-AEROSIB aircraft campaigns // Bull. Am. Meteorol. Soc. 2010. V. 91, N 5. P. 625–641. DOI: 10.1175/2009BAMS2663.1.
8. Belan B.D., Ancellet G., Andreeva I.S., Antokhin P.N., Arshinova V.G., Arshinov M.Y., Balin Y.S., Barsuk V.E., Belan S.B., Chernov D.G., Davydov D.K., Fofonov A.V., Ivlev G.A., Kotelnikov S.N., Kozlov A.S., Kozlov A.V., Law K., Mikhal'chishin A.V., Moseikin I.A., Nasonov S.V., Nédélec Ph., Okhlopko O.V., Ol'kin S.E., Panchenko M.V., Paris J.-D., Penner I.E., Ptashnik I.V., Rasskazchikova T.M., Reznikova I.K., Romanovskii O.A., Safatov A.S., Savkin D.E., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Yakovlev S.V., Zenkova P.N. Integrated airborne investigation of the air composition over the Russian sector of the Arctic // Atmos. Meas. Tech. 2022. V. 15. P. 3941–3967. DOI: 10.5194/amt-15-3941-2022.
9. Narbaud C., Paris J.-D., Wittig S., Berchet A., Sautois M., Nédélec Ph., Belan B.D., Arshinov M.Yu., Belan S.B., Davydov D., Fofonov A., Kozlov A. Disentangling methane and carbon dioxide sources and transport across the Russian Arctic from aircraft measurements // Atmos. Chem. Phys. 2023. V. 23. P. 2293–2314. DOI: 10.5194/acp-23-2293-2023.
10. Sawamura P., Moore R.H., Burton S.P., Chemyakin E., Müller D., Kolgotin A., Ferrare R.A., Hostetler Ch.A., Ziemba L.D., Beyersdorf A.J., Anderson B.E. HSRL-2 aerosol optical measurements and microphysical retrievals vs. airborne *in situ* measurements during DISCOVER-AQ 2013: An intercomparison study // Atmos. Chem. Phys. 2017. V. 17. P. 7229–7243. DOI: 10.5194/acp-17-7229-2017.
11. Lopatin A., Dubovik O., Fuertes D., Stenchikov G., Lapyonok T., Veselovskii I., Wienhold F.G., Shevchenko I., Hu Q., Parajuli S. Synergy processing of diverse ground-based remote sensing and *in situ* data using the GRASP algorithm: Applications to radiometer, lidar, and radiosonde observations // Atmos. Meas. Tech. 2021. V. 14. P. 2575–2614. DOI: 10.5194/amt-14-2575-2021.

12. Di Gioramo P., De Rosa B., Summa D., Franco N., Veselovskii I. Measurements of aerosol size and microphysical properties: A comparison between Raman lidar and airborne sensors // J. Geophys. Res.: Atmos. 2022. V. 127. P. 1–18. DOI: 10.1029/2021JD036086.
13. Fiocco G., Grams G. Observations of the aerosol layer at 20 km by optical radar // J. Atmos. Sci. 1964. V. 21. P. 323–324. DOI: 10.1175/1520-0469(1964)021<0323:ootala>2.0.co;2.
14. 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, 2000. P. 155–158.
15. Murayama T., Sugimoto N., Uno I., Kinoshita K., Aoki K., Hagiwara N., Liu Z., Matsui I., Sakai T., Shibata T., Arao 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. 2001. V. 106. P. 18345–18359. DOI: 10.1029/2000JD900554.
16. Chaikovskiy A.P., Ivanov A.P., Balin Yu.S., Elnikov A.V., Tulinov G.F., Plusnin I.I., Bukin O.A., Chen B.B. CIS-LINET – Lidar NETWORK for monitoring aerosol and ozone in CIS regions // Reviewed and Revised Papers Presented at the 23d ILRC / C. Nagasawa, N. Sugimoto (eds.). Nara, Japan, 2006. P. 671–672.
17. Hair J.W., Hostetler C.A., Cook A.L., Harper D.B., Ferrare R.A., Mack T.L. Airborne high spectral resolution lidar for profiling aerosol optical properties // Appl. Opt. 2008. V. 47. P. 6734–6752. DOI: 10.1364/AO.47.006734.
18. Ansmann A., Riebesell M., Weitkamp C. Measurement of atmospheric aerosol extinction profiles with a Raman lidar // Opt. Lett. 1990. V. 15. P. 746–748.
19. Matthias V., Bösenberg J., Freudenthaler V., Amodeo A., Balis D., Chaikovskiy A., Chourdakis G., Comeron A., Delaval A., De Tomasi F., Eixmann R., Hågård A., Komguem 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. P. 961–976. DOI: 10.1364/AO.43.000961.
20. Böckmann C., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Amiridis V., Boselli A., Delaval A., De Tomasi F., Frioud M., Hågård A., Horvat M., Iarlori M., Komguem L., Kreipl S., Larcheveque G., Matthias V., Papayannis A., Pappalardo G., Rocadenbosch F., Rodriguez 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.
21. Pappalardo G., Amodeo A., Pandolfi M., Wandinger U., Ansmann A., Bösenberg J., Matthias V., Amiridis V., De Tomasi F., Frioud M., Iarlori M., Komguem L., Papayannis A., Rocadenbosch F., Wang X. Aerosol lidar intercomparison in the framework of the EARLINET project. 3. Raman lidar algorithm for aerosol extinction, backscatter, and lidar ratio // Appl. Opt. 2004. V. 43, N 28. P. 5370–5385. DOI: 10.1364/AO.43.005370.
22. Shcherbakov V. Regularized algorithm for Raman lidar data processing // Appl. Opt. 2007. V. 46. P. 4879–4889. DOI: 10.1364/ao.46.004879.
23. Samoilova S.V., Balin Yu.S. Reconstruction of the aerosol optical parameters from the data of sensing with a multifrequency Raman lidar // Appl. Opt. 2008. V. 47, N 36. P. 6816–6831. DOI: 10.1364/ao.47.006816.
24. Arshinov Yu.F., Bobrovnikov S.M., Zuev V.E., Mitev V.M. Atmospheric temperature measurements using a pure rotational Raman lidar // Appl. Opt. 1983. V. 22, N 19. P. 2984–2990.
25. Arshinov Yu.F., Bobrovnikov S.M. Use of a Fabry–Perot interferometer to isolate pure rotational Raman spectra of diatomic molecules // Appl. Opt. 1999. V. 38, N 21. P. 4635–4638.
26. Vaughan G., Wareing D.P., Pepler S.J., Thomas L., Mitev V. Atmospheric temperature measurements made by rotational Raman scattering // Appl. Opt. 1993. V. 32, N 15. P. 2758–2764.
27. Волков С.Н., Кауль Б.В. Методика определения коэффициентов обратного рассеяния и ослабления света в аэрозольных слоях тропосферы лидаром, работающим на частотах упругого и комбинационного рассеяния света // Оптика атмосф. и океана. 1994. Т. 7, № 11–12. С. 1592–1600.
28. Veselovskii I., Whiteman D.N., Korenskiy M., Suvarina A., Pérez-Ramírez D. Use of rotational Raman measurements in multiwavelength aerosol lidar for evaluation of particle backscattering and extinction // Atmos. Meas. Tech. 2015. V. 8. P. 4111–4122. DOI: 10.5194/amt-8-4111-2015.
29. Pérez-Ramírez D., Whiteman D.N., Veselovskii I., Colarco P., Korenskiy M., da Silva A. Retrievals of aerosol single-scattering albedo by multiwavelength lidar measurements: Evaluations with NASA Langley HSRL-2 during discover-AQ field campaigns // Remote Sens. Environ. 2019. V. 222. P. 144–164. DOI: 10.1016/j.rse.2018.12.022.
30. Pérez-Ramírez D., Whiteman D.N., Veselovskii I., Korenskiy M., Colarco P., Da Silva A. Optimized profile retrievals of aerosol microphysical properties from simulated spaceborne multiwavelength lidar // J. Quant. Spectrosc. Radiat. 2020. V. 246. P. 106932. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2020.106932.
31. Popovicheva O., Molozhnikova E., Nasonov S., Potemkin V., Penner I., Klemasheva M., Marinaite I., Golobokova L., Vratolis S., Eleftheriadis K., Khodzer T. Industrial and wildfire aerosol pollution over world heritage Lake Baikal // J. Environ. Sci. 2021. V. 107. DOI: 10.1016/j.jes.2021.01.011.
32. Балин Ю.С., Ершов А.Д. Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозольных полей в атмосфере оз. Байкал // Оптика атмосф. и океана. 2000. Т. 13, № 6–7. С. 633–638.
33. Балин Ю.С., Клемашева М.Г., Коханенко Г.П., Насонов С.В., Новоселов М.М., Пеннер И.Э., Самойлова С.В. Модернизация лидара «ЛОЗА-А2» для одновременного измерения колебательно-вращательного и чисто вращательного спектров комбинационного рассеяния // Оптика атмосф. и океана. 2023. Т. 36, № 8. С. 687–694. DOI: 10.15372/AOO2023809; Balin Yu.S., Klemasheva M.G., Kokhanenko G.P., Nasonov S.V., Novoselov M.M., Samoilova S.V., Penner I.E. Modernization of the LOZA-A2 lidar for simultaneous measurements of vibrational-rotational and purely rotational Raman spectra // Atmos. Ocean. Opt. 2023. V. 36, N 6. P. 810–815.
34. Ackerman J. The extinction-to-backscatter ratio of tropospheric aerosol: A numerical study // Atmos. Ocean. Tech. 1998. V. 15. P. 1043–1050.
35. 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.
36. Fernald F.G. Analysis of atmospheric lidar observations: Some comments // *Appl. Opt.* 1984. V. 23. P. 1609–1613.
 37. Сибирская лидарная станция: аппаратура и результаты / под ред. Г.Г. Матвиенко. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. 292 с.
 38. Whiteman D.N. Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equations // *Appl. Opt.* 2003. V. 42. P. 2571–2592. DOI: 10.1364/AO.42.002571.
 39. Pappalardo G., Amodeo A., Apituley A., Comeron A., Freudenthaler V., Linné H., Ansmann A., Bösenberg J., D'Amico G., Mattis I., Mona L., Wandinger U., Amiridis V., Alados-Arboledas L., Nicolae D., Wiegner M. EARLINET: Towards an advanced sustainable European aerosol lidar network // *Atmos. Meas. Tech.* 2014. V. 7. P. 2389–2409. DOI: 10.5194/amt-7-2389-2014.
 40. D'Amico G., Amodeo A., Baars H., Binietoglou I., Freudenthaler V., Mattis I., Wandinger U., Pappalardo G. EARLINET single calculus chain – overview on methodology and strategy // *Atmos. Meas. Tech.* 2015. V. 8. P. 4507–4520. DOI: 10.5194/amt-8-4507-2015.

S.V. SamoiloVA, Yu.S. Balin, I.E. Penner. Estimation of atmospheric optical parameters with simultaneous measurement of vibrational-rotational and purely rotational Raman spectra.

The paper considers the methodological features of determining the optical extinction and backscattering coefficients by simultaneous lidar measurements at the following wavelengths: 532 nm (elastic scattering, ES); 607 nm (vibrational-rotational Raman scattering, RS); 530 nm (purely rotational RS). The ES signal identifies the range of allowable values (RAV) of the coefficients based on the a priori introduction of a physically substantiated lidar ratio. The RS signal at 607 nm, corresponding to a single line of the N₂ spectrum, provides a plausible estimate of the ratios in the boundary layer and part of the middle troposphere. The CR signal at 530 nm – a set of N₂ and O₂ spectrum lines – is characterized by smaller errors and provides a quantitative estimate of the coefficients in all main tropospheric layers. At a wavelength of 530 nm, the differential backscattering cross section depends on height due to temperature changes, which leads to a redistribution of N₂ and O₂ line intensities. Estimation of parameters from RS signals is considered plausible when the sought-after coefficients are quantitatively comparable and, at the same time, located within their RAVs. The algorithms is tested using ground-based sensing data on the shore of Lake Baikal in August 2023.

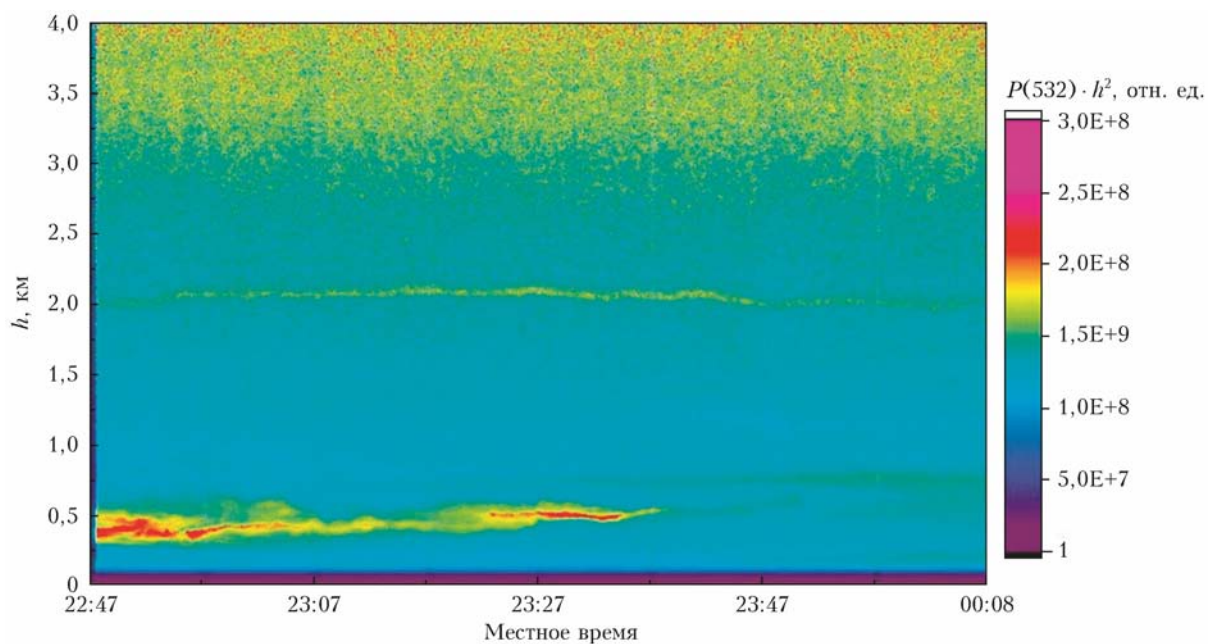


Рис. 1. Высотно-временная структура УР-сигнала в пограничном слое и нижней части средней тропосферы

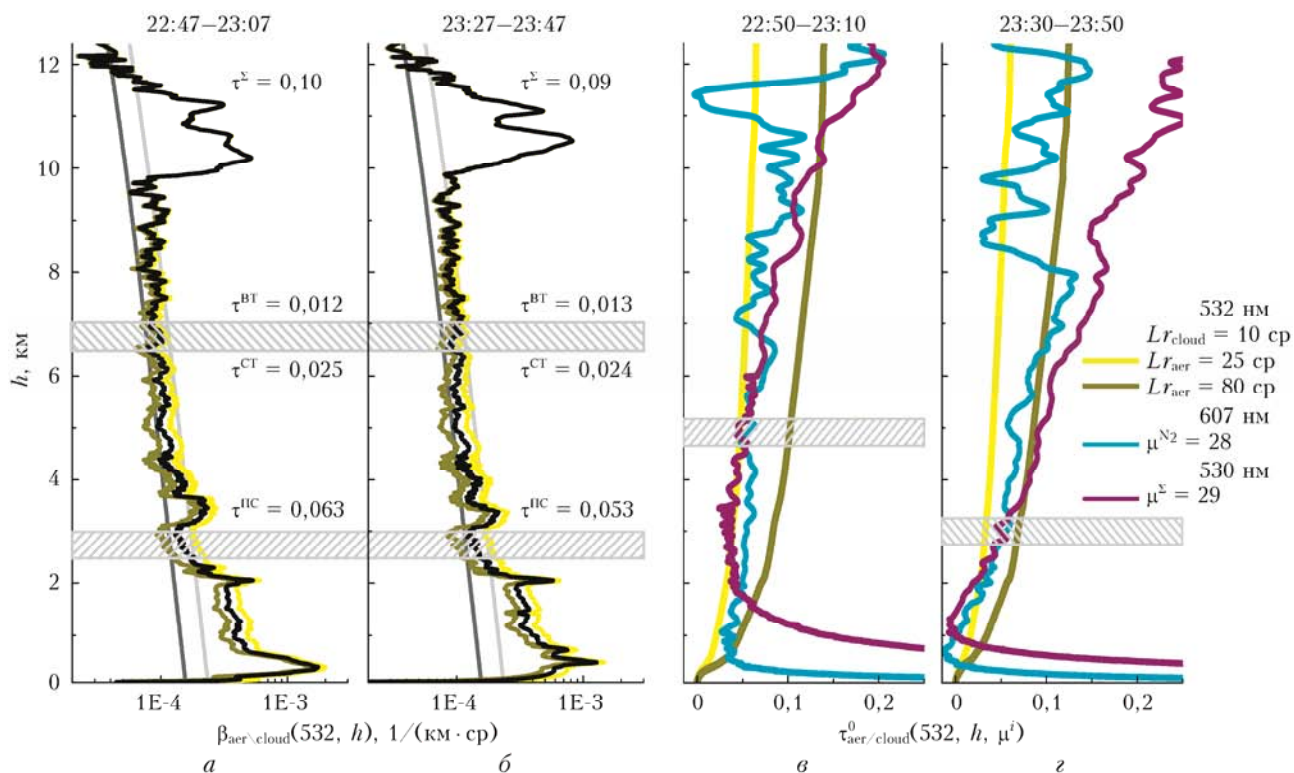


Рис. 2. Вариация аэрозольных параметров, средних за 20 мин зондирования; желтые кривые — границы ОДЗ коэффициента обратного рассеяния (а, б) или оптической толщи (в, з)

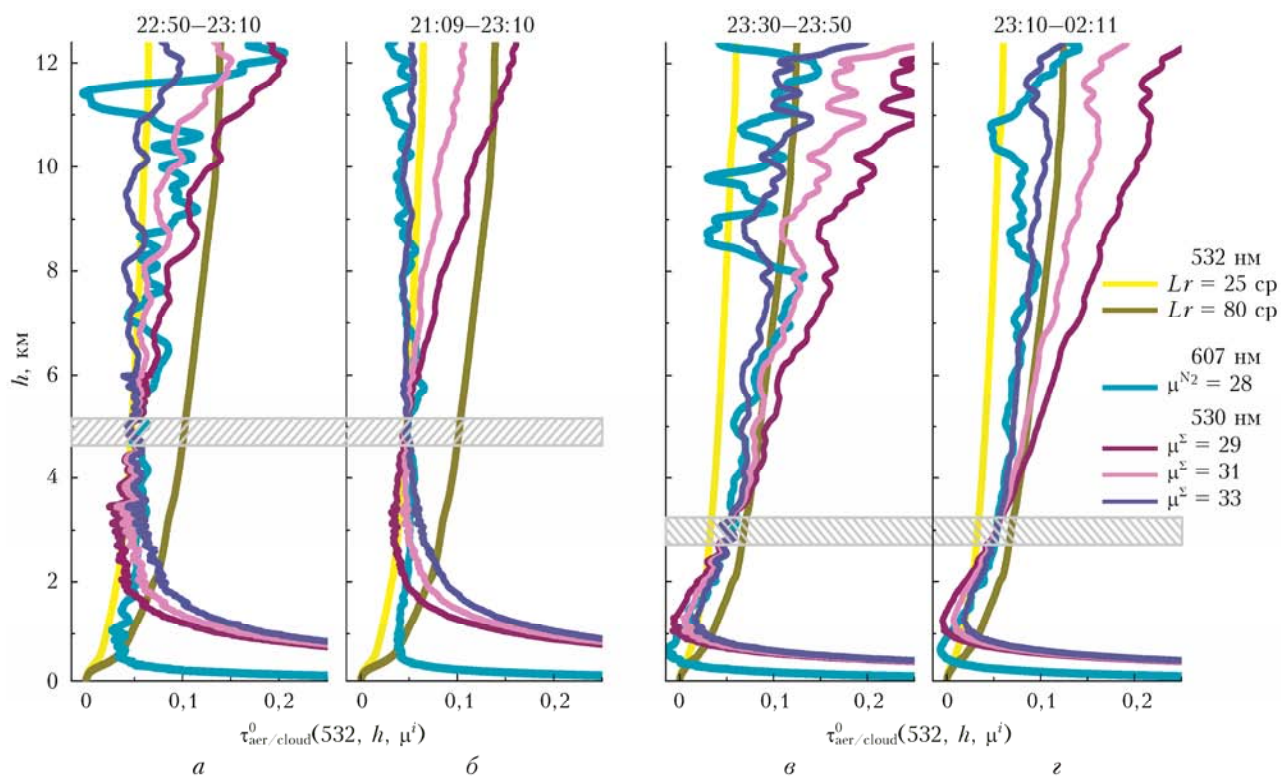


Рис. 3. Зависимость начального приближения оптической толщины от $\beta_{\text{кр}}(\lambda_{\text{кр}}, h, \mu^i)$ и временного усреднения КР-сигналов при $\Delta t = 20/120$ мин (а, б) и $20/180$ мин (в, з); желтые кривые – границы ОДЗ искомой $\tau_{\text{aer/cloud}}$

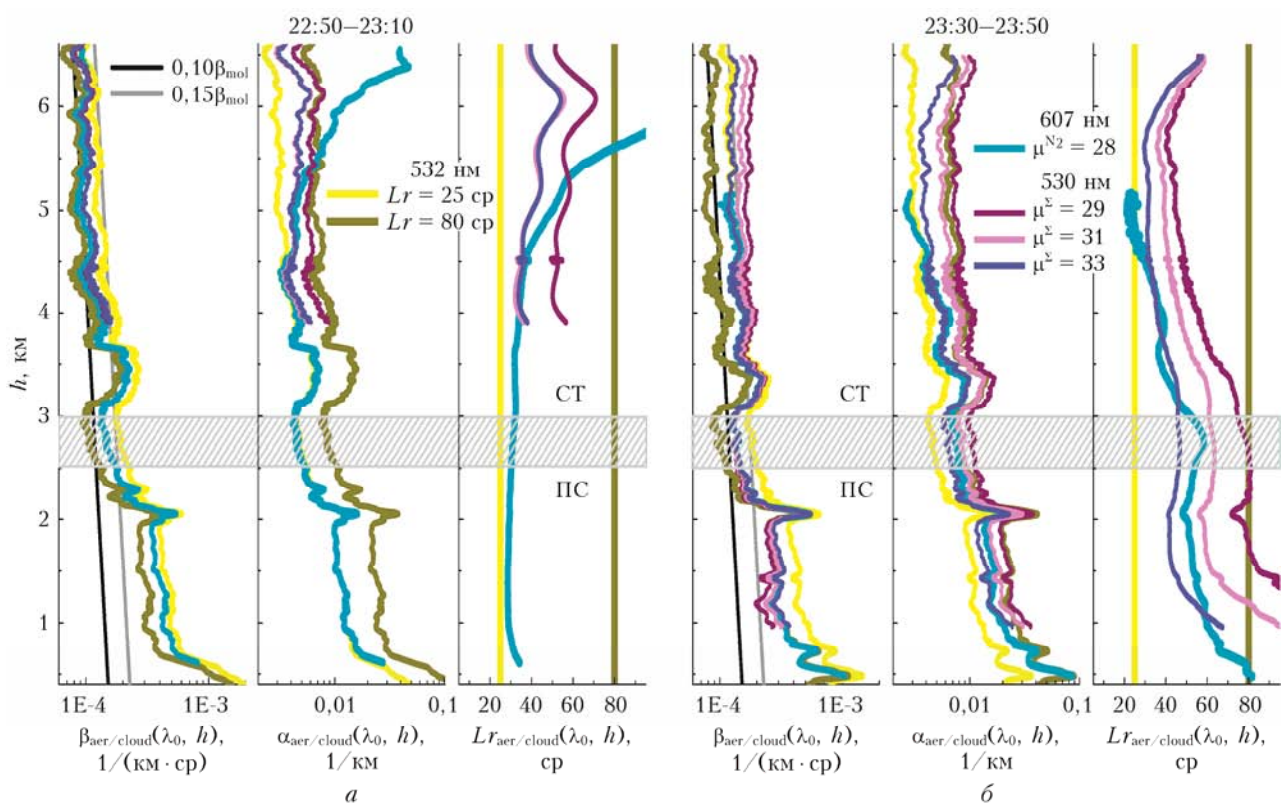


Рис. 4. Сопоставление аэрозольных параметров, оцениваемых на различных длинах волн, в нижней части тропосферы: $t = 22:50-23:10$ (а); $t = 23:30-23:50$ (б); желтые кривые – границы ОДЗ каждого параметра