

УДК 535.42

Исследование спектрального отношения атмосферных ледяных частиц для оценки их характерного размера в задачах лазерного зондирования

Д.Н. Тимофеев^{✉ 1, 2}, И.В. Ткачев^{1, 2}, А.В. Коношонкин^{1, 2},
Н.В. Кустова^{1, 2}, В.А. Шишко^{1, 2*}

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

²Национальный исследовательский Томский государственный университет
634050, г. Томск, пр. Ленина, 36

Поступила в редакцию 24.11.2025;
после доработки 19.01.2026;
принята к печати 23.01.2026

Основной проблемой в исследовании атмосферных ледяных частиц является недостаток информации об их морфологии и размерах, поскольку традиционные методы активного и пассивного мониторинга не позволяют достоверно определить эти параметры из-за физических ограничений используемых длин волн и пространственного разрешения. Это обуславливает необходимость применения альтернативных подходов, таких как использование лидаров, работающих на длинах волн ближнего ИК-диапазона, на которых проявляется эффект поглощения излучения ледяными частицами. Из-за этого эффекта возникает разница в лидарных сигналах, что открывает возможность восстановления размера частиц с помощью спектрального отношения. В настоящей работе исследуется зависимость спектрального отношения от формы и размера атмосферных ледяных частиц размерами от 5 до 1000 мкм, характерных для облаков верхнего яруса. Обнаружена зависимость спектрального отношения от характерного размера исследуемых частиц для длин волн ближнего инфракрасного (1,55; 2 и 2,15 мкм) и видимого (0,355; 0,532 и 1,064 мкм) диапазонов. Для анализа использовался банк данных матриц обратного рассеяния света ScIce-2023 для частиц хаотической пространственной ориентации и однократного рассеяния. Из банка были выбраны данные для нескольких форм частиц, свойственным ледяным облакам, в диапазоне длин волн падающего излучения от 0,355 до 2,150 мкм. Полученные результаты могут применяться для интерпретации данных лазерного зондирования кристаллических облаков.

Ключевые слова: атмосферные частицы, лазерное зондирование, ледяные кристаллы, спектральное отношение, физическая оптика, матрица рассеяния света, обратное рассеяние света; atmospheric particle, lidar sounding, ice crystal, color ratio, physical optics, light scattering matrix, light backscattering.

Введение

Изменение климата планеты является одной из наиболее актуальных проблем, привлекающих внимание научных сообществ по всему миру. Немаловажную роль в этом процессе играют атмосферные ледяные частицы, из которых состоят перистые облака. Данный тип облаков непрерывно покрывает значительную площадь поверхности Земли [1]. Однако степень и характер их влияния на климат до сих пор не определены. В связи с этим проводится множество теоретических и экспериментальных исследований, изучается степень влияния отражательных и поглощающих свойств перистых

облаков на климат планеты [2], анализируются данные дистанционного зондирования из космоса для определения микрофизической структуры облаков [3, 4]. Геометрооптические свойства перистых облаков исследуются посредством совместных измерений наземных и космических лидаров [5]. Отражающие свойства ледяных атмосферных частиц учитываются в задачах переноса солнечного излучения [6]. Наземные лидары с наклонным сканированием способны обнаруживать ледяные кристаллы пластинчатой формы [7].

Перистые облака образуются на высотах 5–11 км в зависимости от географической широты. Они состоят из ледяных кристаллических частиц и переохлажденных капель. Однако чаще всего встречаются частицы преимущественно гексагональной формы с размерами от нескольких микрометров до нескольких миллиметров [8]. Поскольку данные частицы имеют несферическую форму, то их пространственная ориентация становится важным параметром [9].

* Дмитрий Николаевич Тимофеев (tdn@iao.ru); Илья Валерьевич Ткачев (tiv@iao.ru); Александр Владимирович Коношонкин (a.kon@iao.ru); Наталья Валентиновна Кустова (kustova@iao.ru); Виктор Андреевич Шишко (sva@iao.ru).

Тем не менее в большинстве случаев можно предположить, что ориентация является случайной.

Основной проблемой в разработке численных оптических моделей перистых облаков для климатических задач является недостаток информации об их микрофизической структуре, а именно о форме и размерах частиц, составляющих облако. Для получения актуальных сведений о таких частицах применяются методы активного и пассивного мониторинга атмосферы. Пассивный мониторинг проводится с помощью радиометров и фотометров, например таких, которые используются в международной сети AERONET [10]. Активный мониторинг осуществляется при помощи наземных лидарных сетей (EARLINET [11], AD-NET [12], LALINET [13]) и космических лидаров (EarthCARE [14]).

Определение формы атмосферных ледяных частиц возможно благодаря анализу деполяризационного отношения, которое рассчитывается на основе лидарных измерений [15]. Однако методы как активного, так и пассивного мониторинга атмосферы имеют ограничение при определении размера частиц. При активном мониторинге длины волн, обычно используемые в лидарах ($\lambda = 0,355; 0,532; 1,064$ мкм), значительно меньше размеров ледяных частиц в атмосфере. В случае же пассивного мониторинга пространственное разрешение используемых инструментов недостаточно для решения поставленной задачи.

С точки зрения задачи интерпретации лидарного сигнала это означает, что элементы матрицы рассеяния света не содержат никакой информации о размерах таких частиц по двум причинам:

- 1) интенсивность сигнала пропорциональна размеру и концентрации частиц;
- 2) деполяризационное отношение остается неизменным, поэтому использование нескольких длин волн видимого диапазона не дает дополнительной информации.

На практике для интерпретации лидарного сигнала используют лидарное (ζ), деполяризационное (δ) и спектральное отношения (χ). Эти отношения, как правило, не зависят от концентрации частиц в облаке. Однако ζ и δ являются «спектрально независимыми» величинами, т.е. их значения на разных длинах волн слабо отличаются. Это объясняется тем, что рассеяния на разных длинах волн происходит почти одинаково. В результате большинство современных лидаров могут получать информацию о форме частиц, но не об их размерах.

В работе [16] рассматривается возможность восстановления размеров атмосферных ледяных частиц с помощью радар-лидарного отношения, которое предполагает одновременное зондирование радаром и лидаром. Однако такой подход сложно реализовать. Для наземного зондирования необходимо дорогостоящее оборудование, а информация предоставляется только из конкретной географической точки. Зондирование из космоса, которое может дать данные в глобальном масштабе, требует высокоточных инструментов.

Одним из возможных решений проблемы определения размера частиц может оказаться использование длин волн ближнего ИК-диапазона, на которых заметен эффект поглощения падающего излучения атмосферными ледяными частицами [17]. Эффект поглощения усиливается с увеличением размеров частиц, так как увеличивается расстояние, проходимое излучением внутри поглощающей среды. Таким образом, сигналы, зарегистрированные лидаром на длинах волн с сильным и слабым поглощением, будут отличаться в зависимости от размеров частиц.

В последнее время активно разрабатываются лидары, работающие на длинах волн 1,5 и 2 мкм [18, 19]. Эти приборы подходят для решения поставленной задачи, позволяя проводить зондирование одновременно на одной из наиболее часто используемых в лидарах длин волн и одной из длин волн ближнего инфракрасного диапазона. Это позволяет восстанавливать размеры частиц в облаке на основе спектрального отношения.

Цель настоящей работы — установить зависимость спектрального отношения от размеров частиц, форма которых свойственна перистым облакам, для длин волн видимого и ближнего ИК-диапазонов, используемых в лазерном зондировании атмосферы.

Материалы и методы

На протяжении многих лет коллектив лаборатории рассеяния электромагнитных волн Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН занимается разработкой уникального банка данных матриц рассеяния света (**М**) для атмосферных кристаллических частиц ScIce-2023 [20], который применим в задачах лазерного зондирования, в частности для интерпретации лидарных измерений. В настоящее время он находится в открытом доступе [21]. Банк рассчитан для частиц хаотической ориентации в облаке при однократном рассеянии света. В нем содержатся матрицы рассеяния света как для частиц правильной гексагональной формы [22], так и для частиц неправильной формы, характерных для перистых облаков [8]. Матрицы рассчитаны для направления рассеяния строго назад в приближении физической оптики [23], а также для всех направлений рассеяния в приближении геометрической оптики [24].

Спектральное отношение широко применяется в дистанционном зондировании атмосферы для обнаружения аэрозолей и определения их концентрации [25, 26]. Его можно выразить через лидарный сигнал (β), который в приближении однократного рассеяния пропорционален произведению концентрации частиц (c) на дифференциальное сечение рассеяния одной частицы (σ) при рассеянии строго назад (180°):

$$\beta \sim c \cdot \sigma. \quad (1)$$

Поскольку концентрация частиц, как правило, заранее неизвестна, точное определение величины σ и, следовательно, размера частицы невозможно. В таких условиях спектральное отношение выражается следующим образом:

$$\chi_2^1 = \frac{\sigma_1}{\sigma_2} = \frac{M_{11}^1}{M_{11}^2}, \quad (2)$$

где индексы 1 и 2 означают величины, полученные на первой и второй длине волны зондирования соответственно; M_{11} — первый элемент матрицы обратного рассеяния $\mathbf{M}$.

База данных ScIce-2023 содержит матрицы $\mathbf{M}$, рассчитанные в диапазоне характерных размеров частиц от 5 до 1000 мкм и для $\lambda = 0,355\text{--}2,150$ мкм, которые наиболее часто используются в задачах лазерного зондирования атмосферы. Для исследования зависимости спектрального отношения от размера частицы необходимо иметь значения M_{11} для разных длин волн в широком диапазоне размеров. Однако в ScIce-2023 диапазоны размеров и длин волн перекрываются не для всех форм частиц. Поэтому для решения поставленной задачи были выбраны формы, показанные на рис. 1.

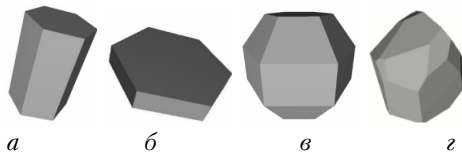


Рис. 1. Формы частиц, использованные в работе: гексагональный столбик (а), гексагональная пластинка (б), дроксталл (в), частица произвольной формы (г)

Кроме того, были выбраны шесть длин волн и соответствующие им показатели преломления (n) (таблица). Три из них в рамках настоящей работы будут классифицированы как «поглощаемые» (выделены полужирным), поскольку на этих длинах волн реализуются высокие значения мнимой части показателя преломления, что в свою очередь существенно влияет на поглощение [27]. Оставшиеся три длины волн будут называться «основными». Для $\lambda = 0,355$ и $0,532$ мкм мнимая часть n была опущена в данном исследовании, поскольку она пренебрежимо мала и слабо влияет на рассеяние [28].

Длины волн и показатели преломления для выбранных форм частиц [29]

λ , мкм	n
0,355	1,3243
0,532	1,3116
1,064	$1,3004 + i1,90 \cdot 10^{-6}$
1,550	$1,2893 + i4,24 \cdot 10^{-4}$
2,000	$1,2744 + i1,64 \cdot 10^{-3}$
2,150	$1,2663 + i4,03 \cdot 10^{-4}$

На рис. 2 представлен первый элемент первой матрицы рассеяния в направлении строго назад (180°) в облаке для частиц хаотической пространственной ориентации. В качестве

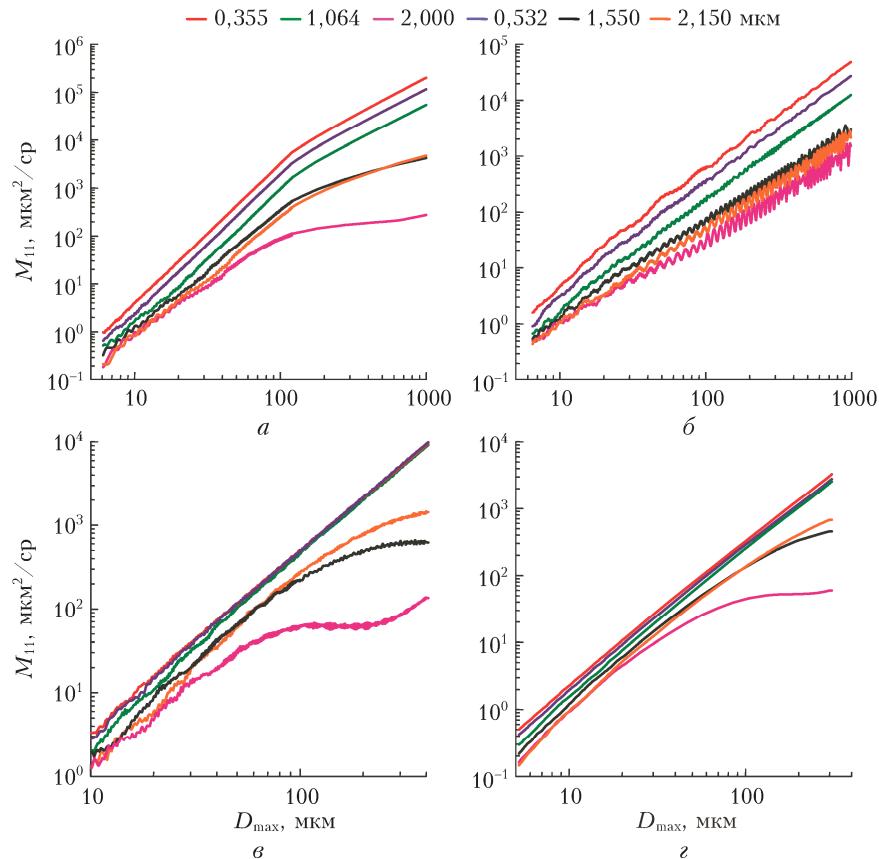


Рис. 2. Элемент M_{11} матрицы обратного рассеяния света на шести длинах волн [21] для четырех типов частиц: гексагональный столбик (а); гексагональная пластинка (б); дроксталл (в); частица произвольной формы (г) (см. цветные рисунки на сайте <http://iao.ru/ru/content/vol.39-2026/iss.07>)

характерного размера частицы в ScIce-2023 используется ее максимальный размер ($D_{\max}$). Для гексагональных столбиков и пластинок $D_{\max}$ варьируется в диапазоне 5–1000 мкм; для дроксталлов и частиц произвольной формы – 10–400 и 5–300 мкм соответственно. Поскольку $D_{\max}$ для каждой формы частиц имеет произвольный шаг, для решения поставленной задачи значения M_{11} для всех длин волн в рамках каждой частицы были приведены к единой шкале $D_{\max}$ и линейно интерполированы.

В данном случае коэффициент χ вычисляется путем деления деления соответствующих элементов M_{11} между собой в зависимости от $D_{\max}$ для разных длин волн. Однако такой подход приводит к сильно осциллирующим функциям. Поэтому перед вычислением χ целесообразно усреднить M_{11} по $D_{\max}$, используя простое скользящее среднее:

$$M_{11}^*(D_{\max})_p = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n-1} M_{11}(D_{\max})_{p-i}, \quad (3)$$

где $M_{11}^*(D_{\max})_p$ – значение M_{11} в точке p ; $M_{11}(D_{\max})_{p-i}$ – исходное значение M_{11} в точке $(p-i)$; n – сглаживающий интервал.

Результаты и обсуждение

После усреднения M_{11} по формуле (3) были рассчитаны спектральные отношения χ для указанных типов частиц, их размеров (рис. 3) и длин волн λ_1 и λ_2 . В качестве λ_1 были выбраны «поглощаемые» длины волн, а в качестве λ_2 – «основные». Видно, что для каждого рассчитанного χ существуют типы частиц и диапазоны их размеров, на которых прослеживается существенная зависимость χ от $D_{\max}$.

Отдельно стоит рассмотреть χ для «основных» длин волн (рис. 4). Оно имеет узкий диапазон значений во всем диапазоне размеров частиц, что не позволяет определить явную зависимость. Тем не менее

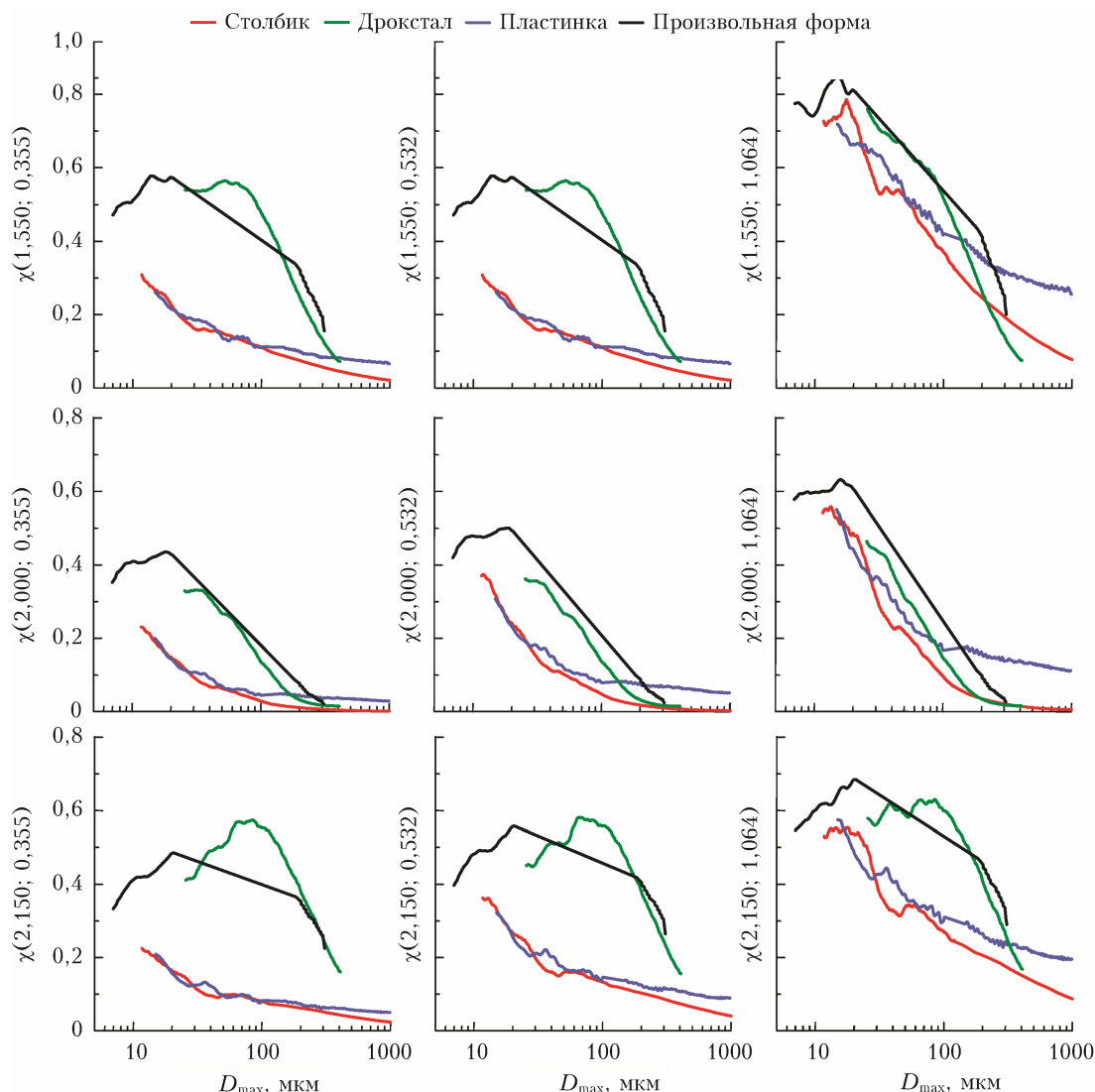


Рис. 3. Зависимости $\chi(\lambda_1; \lambda_2)$ от $D_{\max}$ для «поглощаемых» и «основных» длин волн

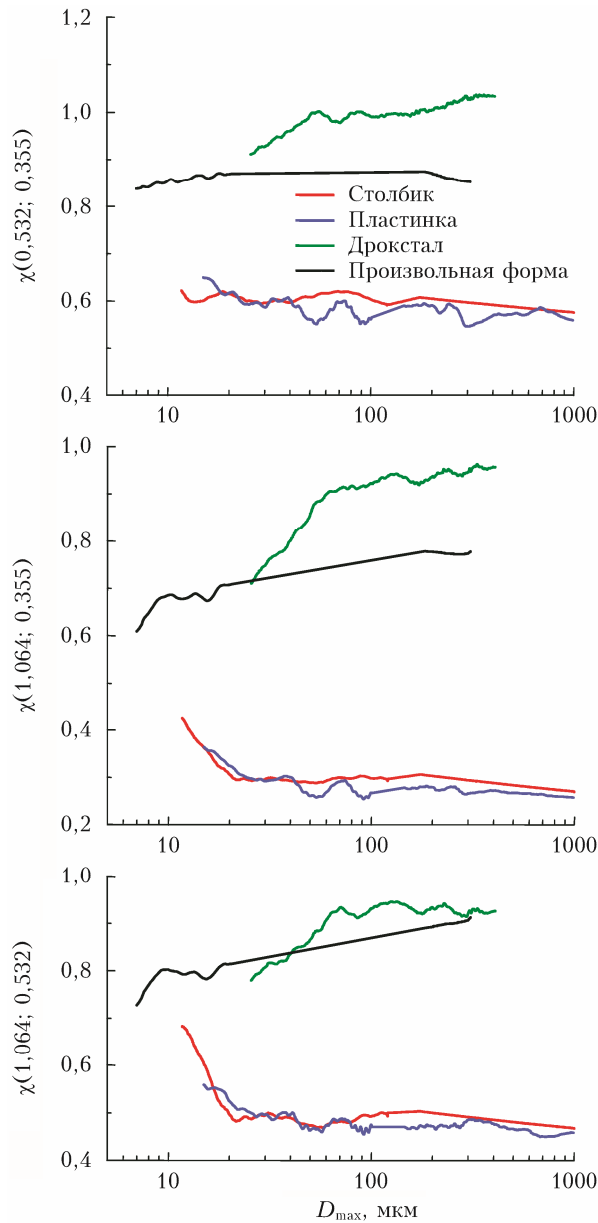


Рис. 4. Зависимости χ от $D_{\max}$ для «основных» длин волн

на графике прослеживаются две группы частиц, различающихся по значениям χ : гексагональные частицы с прямым двугранным углом («столбик» и «пластинка») и частицы, близкие к сферическим («дроксталл» и «произвольная форма»). Из этого следует, что по приведенным зависимостям можно определить интервалы значений χ , при которых сигнал от облака можно отнести к той или иной группе частиц.

Таким образом, анализ зависимостей χ от $D_{\max}$ позволяет оценить характерный размер и тип атмосферных ледяных частиц для базы данных ScIce-2023. Например, если при зондировании атмосферы был получен сигнал на трех длинах волн 0,532, 1,064 и 1,550 мкм, то $\chi_{0,532}^{1,064}$ указывает на доминирующую форму кристаллов в облаке. Так, при

$\chi_{0,532}^{1,064} \approx 0,5$ преобладают гексагональные столбики и пластинки, а при $\chi_{0,532}^{1,064} \approx 0,9$ — дроксталлы и близкие к сферическим случайные формы (см. рис. 4). Далее по $\chi_{1,064}^{1,550}$ можно оценить характерный размер частиц. Например, для гексагональных частиц, если $\chi_{1,064}^{1,550} \approx 0,35$, то $D_{\max} \approx 100$ мкм (см. рис. 3). Исходя из рассчитанных данных, в рамках настоящей задачи длины волн 1,550 и 1,064 мкм являются наилучшим выбором для оценки размера частиц, а 1,064 и 0,355 мкм — для оценки преобладающей формы частиц, поскольку для этих длин волн в зависимостях χ от $D_{\max}$ наблюдаются наибольшие различия.

Для валидации полученных в работе данных необходимо провести их сравнение с известными аналогами. В качестве примера на рис. 5 приведены элементы M_{11} матрицы рассеяния света из ScIce-2023 и из открытой базы данных P. Yang и др. [30] для гексагонального столбика. Поскольку в [30] в качестве характерного размера частиц была использована длина столбика (L), размеры частиц в ScIce-2023 также приведены в L .

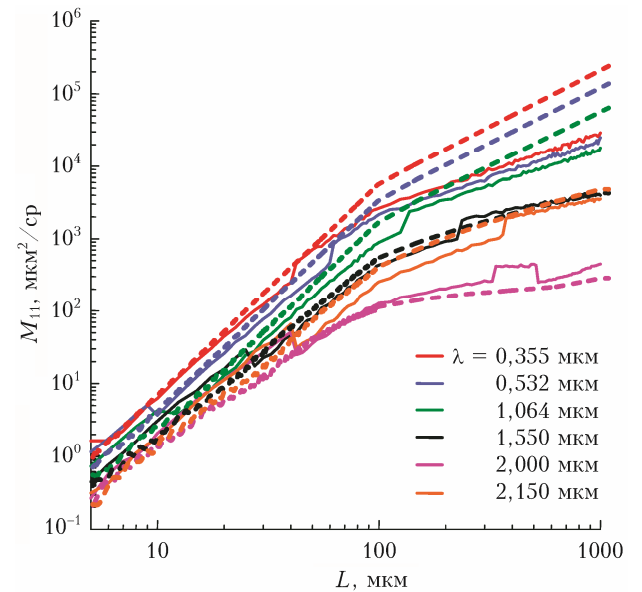


Рис. 5. Сравнение элементов M_{11} из ScIce-2023 (штриховая кривая) и БД P. Yang (полуштриховая кривая) [30]

Анализ рис. 5 выявляет скачкообразные зависимости в данных [30] для одних и тех же длин волн. Это объясняется тем, что для расчетов в разных диапазонах L авторы использовали разные численные методы. Кроме того, эти диапазоны отличаются для каждой длины волны, что затрудняет расчет χ . Поэтому для его расчета по данным P. Yang были выбраны следующие длины волн и диапазоны L :

- 1) $\lambda_1 = 1,550$ мкм, $\lambda_2 = 1,064$ мкм, $L = [30; 100]$ мкм;
- 2) $\lambda_1 = 2,000$ мкм, $\lambda_2 = 1,064$ мкм, $L = [41; 100]$ мкм;
- 3) $\lambda_1 = 2,150$ мкм, $\lambda_2 = 1,064$ мкм, $L = [41; 100]$ мкм.

На рис. 6 приведено спектральное отношение χ , рассчитанное по данным ScIce-2023 без усреднения,

в сравнении с аналогичным расчетом по БД Р. Yang. Разница между величинами выражена следующим образом:

$$\Delta = \frac{|\chi - \chi^*|}{\chi + \chi^*}, \quad (4)$$

где χ и χ^* — спектральное отношение, рассчитанное по ScIce-2023 и БД Р. Yang соответственно.

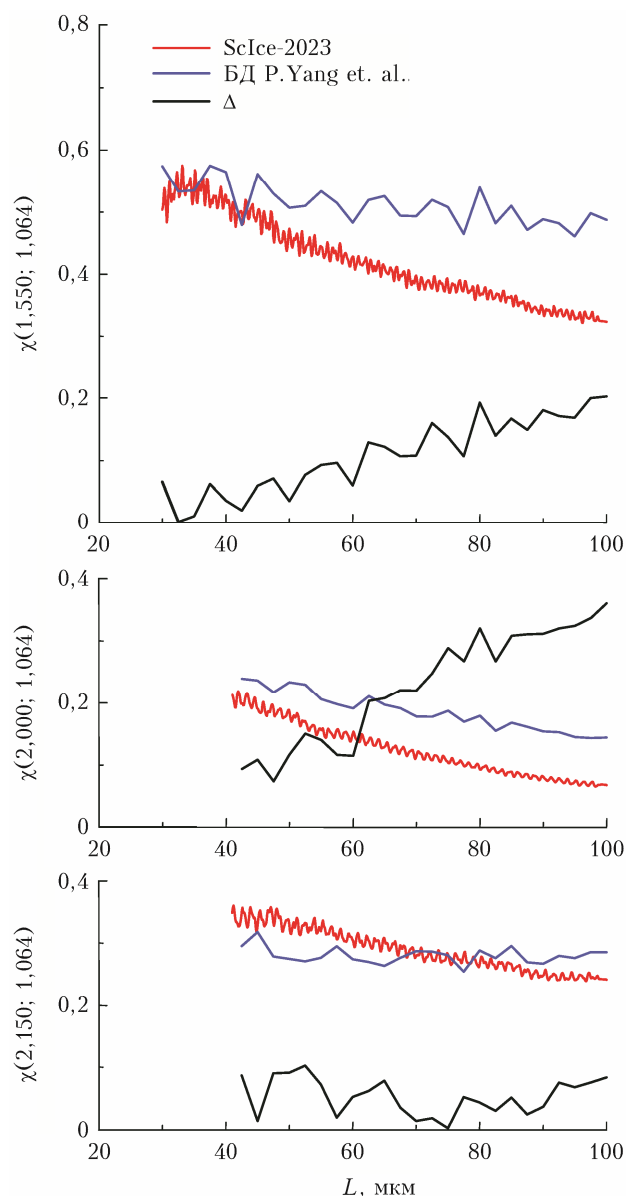


Рис. 6. Спектральные отношения, рассчитанные по данным ScIce-2023 и БД Р. Yang

Результаты сравнения показывают отчетливые общие тенденции в зависимостях χ от L в обеих базах данных. Однако относительная ошибка может достигать 40% даже в диапазоне размеров, в котором в БД Р. Yang элемент M_{11} рассчитан в рамках одного метода.

Заключение

Получены зависимости спектрального отношения от размеров частиц для четырех форм кристаллических частиц в диапазоне длин волн падающего излучения от 0,355 до 2,150 мкм. Рассчитанные значения согласуются с альтернативным банком данных в сравниваемых диапазонах размеров частиц, демонстрируя более высокую точность и достоверность. Результаты настоящей работы могут использоваться при разработке алгоритмов интерпретации лидарного сигнала, в частности для восстановления размера атмосферных ледяных частиц.

Финансирование. Исследование спектрального отношения, полученного в приближении физической оптики, выполнено в рамках госзадания ИОА СО РАН. Сопоставление полученных результатов с данными международного банка данных выполнено при поддержке РНФ (грант № 25-17-00087, <https://rscf.ru/project/25-17-00087/>).

Список литературы

1. Baran A.J. From the single-scattering properties of ice crystals to climate prediction: A way forward // *Atmos. Res.* 2012. V. 112. P. 45–69. DOI: 10.1016/j.atmosres.2012.04.010.
2. Lohmann U., Gasparini B. A cirrus cloud climate dial? // *Science.* 2017. V. 357. P. 248–249. DOI: 10.1126/science.aan3325.
3. Sato K., Okamoto H. Global analysis of height-resolved ice particle categories from spaceborne lidar // *Geophys. Res. Lett.* 2023. V. 50, N 17. P. 0094-8276. DOI: 10.1029/2023GL105522.
4. Sato K., Okamoto H., Nishizawa T., Jin Y., Nakajima T., Wang M., Satoh M., Roh W., Ishimoto H., Kudo R. JAXA Level 2 cloud and precipitation microphysics retrievals based on EarthCARE radar, lidar, and imager: The CPR_CLP, AC_CLP, and ACM_CLP products // *Atmos. Meas. Tech.* 2025. V. 18. P. 1325–1338. DOI: 10.5194/amt-18-1325-2025.
5. Gil-Díaz C., Sicard M., Comerón A., dos Santos Oliveira D.C.F., Muñoz-Porcar C., Rodríguez-Gómez A., Lewis J.R., Welton E.J., Lolli S. Geometrical and optical properties of cirrus clouds in Barcelona, Spain: Analysis with the two-way transmittance method of 4 years of lidar measurements // *Atmos. Meas. Tech.* 2024. V. 17, N 4. P. 1197–1216. DOI: 10.5194/amt-17-1197-2024.
6. Zhuravleva T. Statistical simulation of the angular distribution of reflected solar radiation in optically anisotropic ice-crystal clouds: Horizontally oriented particles // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer.* 2025. V. 333. P. 109327. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2024.109327.
7. Kustova N., Konoshonkin A., Kokhanenko G., Wang Z., Shishko V., Timofeev D., Borovoi A. Lidar backscatter simulation for angular scanning of cirrus clouds with quasi-horizontally oriented ice crystals // *Opt. Lett.* 2022. V. 47. P. 3648–3651. DOI: 10.1364/OL.463282.
8. Um J., McFarquhar G.M., Hong Y.P., Lee S.-S., Jung C.H., Lawson R.P., Mo Q. Dimensions and aspect ratios of natural ice crystals // *Atmos. Chem. Phys.* 2015. V. 15. P. 3933–3956. DOI: 10.5194/acp-15-3933-2015.

9. *Mishchenko M.I.* Light scattering by randomly oriented axially symmetric particles // *J. Opt. Soc. Am. A*. 1991. V. 8. P. 871–882. DOI: 10.1364/JOSAA.8.000871.
10. *Khademi F., Bayat A.* Classification of aerosol types using AERONET version 3 data over Kuwait city // *Atmos. Environ.* 2021. V. 265. P. 118716. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2021.118716.
11. *Baars H., Ansmann A., Ohneiser K., Haarig M., Engelmann R., Althausen D., Hanssen I., Gausa M., Pietruczuk A., Szkop A., Stachlewska I.S., Wang D., Reichardt J., Skupin A., Mattis I., Trickl T., Vogelmann H., Navas-Guzmán F., Haefele A., Acheson K., Ruth A.A., Tatarov B., Müller D., Hu Q., Podvin T., Goloub P., Veselovskii I., Pietras C., Haeffelin M., Fréville P., Sicard M., Comerón A., Fernández García A.J., Molero Menéndez F., Córdoba-Jabonero C., Guerrero-Rascado J.L., Alados-Arboledas L., Bortoli D., Costa M.J., Dionisi D., Liberti G.L., Wang X., Sanino A., Papagiannopoulos N., Boselli A., Mona L., D'Amico G., Romano S., Perrone M.R., Belegante L., Nicolae D., Grigorov I., Gialitaki A., Amiridis V., Soupion A., Papayannis A., Mamouri R.-E., Nisantzi A., Heese B., Hofer J., Schechner Y.Y., Wandinger U., Pappalardo G.* The unprecedented 2017–2018 stratospheric smoke event: Decay phase and aerosol properties observed with the EARLINET // *Atmos. Chem. Phys.* 2019. V. 19. P. 15183–15198. DOI: 10.5194/acp-19-15183-2019.
12. *Nishizawa T., Sugimoto N., Matsui I., Shimizu A., Higurashi A., Jin Y.* The Asian Dust and Aerosol Lidar Observation Network (AD-NET) // *EPJ Web Conf.* 2016. V. 119. P. 19001. DOI: 10.1051/epjconf/201611919001.
13. *Guerrero-Rascado J.L., Landulfo E., Antuña J.-C., de Melo Jorge Barbosa H., Barja B., Efraim Bastidas A., Bedoya A.E., Facundes da Costa R., Estevan R., Forno R., Gouveia D.A., Jiménez C., Gonçalves Larroza E., Juliano da Silva Lopes F., Montilla-Rosero E., de Arruda Moreira G., Morinobu Nakama W., Nisperuza D., Alegria D., Munera M., Otero L., Papandrea S., Pallota J.V., Pawelko E., Quel E.J., Ristori P., Ferrini Rodrigues P., Salvador J., Fernanda Sánchez M., Silva A.* Latin American Lidar Network (LALINET) for aerosol research: Diagnosis on network instrumentation // *J. Atmos. Sol-Terr. Phys.* 2016. V. 138-139. P. 112–120. DOI: 10.1016/j.jastp.2016.01.001.
14. *Wehr T., Kubota T., Tzeremes G., Wallace K., Nakatsuka H., Ohno Y., Koopman R., Rusli S., Kikuchi M., Eisinger M., Tanaka T., Taga M., Deghaye P., Tomita E., Bernaerts D.* The EarthCARE mission – science and system overview // *Atmos. Meas. Tech.* 2023. V. 16 (15). P. 3581–3608. DOI: 10.5194/amt-16-3581-2023.
15. *Kustova N., Konoshonkin A., Shishko V., Timofeev D., Tkachev I., Wang Z., Borovoi A.* Depolarization ratio for randomly oriented ice crystals of cirrus clouds // *Atmosphere*. 2022. V. 13, N 10. P. 1551. DOI: 10.3390/atmos13101551.
16. *Wang Z., Shishko V., Kustova N., Konoshonkin A., Timofeev D., Xie C., Liu D., Borovoi A.* Radar-lidar ratio for ice crystals of cirrus clouds // *Opt. Express*. 2021. V. 29, N 3. P. 4464–4474. DOI: 10.1364/OE.410942.
17. *Timofeev D.N., Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Borovoi A.G., Kozodoev A.V.* Calculation of backscattering matrix for ice particles of cirrus clouds for 1.55 and 2 micron lidars within the physical optics approximation // *Proc. SPIE*. 2020. V. 11531. DOI: 10.1117/12.2573575.
18. *Shangguan M., Xia H., Dou X., Qiu J., Yu C.* Development of Multifunction Micro-Pulse Lidar at 1.5 Micrometer // *EPJ Web Conf.* 2020. V. 7010. P. 237. DOI: 10.1051/epjconf/202023707010.
19. *Refaat T.F., Petros M., Antill C.W., Singh U.N., Choi Y., Plant J.V., Digangi J.P.* Airborne testing of 2- μ m pulsed IPDA Lidar for active remote sensing of atmospheric carbon dioxide // *Atmosphere*. 2021. V. 12, N 2. P. 412. URL: <https://www.mdpi.com/2073-4433/12/3/412>.
20. *Коношонкин А.В., Шишко В.А., Кустова Н.В., Liu D., Wang Z., Тимофеев Д.Н., Ткачев И.В., Сальников К.С., Zhu X., Wang Y.* ScIce-2023 – банк данных матриц обратного рассеяния света для ледяных кристаллов перистых облаков для интерпретации данных лазерного зондирования // *Оптика атмосф. и океана*. 2025. Т. 38, № 8. С. 665–672. DOI: 10.15372/AOO20250810; *Konoshonkin A.V., Shishko V.A., Kustova N.V., Liu D., Wang Z., Timofeev D.N., Tkachev I.V., Salnikov K.S., Kan N., Zhu X., Wang Y.* ScIce-2023 database of backscattering Mueller matrices of ice crystals of cirrus clouds for lidar applications // *Atmos. Ocean. Opt.* 2025. V. 38, N 6. P. 751–758.
21. *The ScIce-2023.* The Database of Light Backscattering of Cirrus Clouds' Ice Crystals. DOI: 10.5281/zenodo.15165680.
22. *Mishchenko M.I., Hovenier J.W., Travis L.D.* Light Scattering by Nonspherical Particles: Theory, Measurements, and Geophysical Applications. San Diego: Academic Press, 1999. 690 p. DOI: 10.1029/1999JD900491.
23. *Borovoi A., Konoshonkin A., Kustova N.* The physical-optics approximation and its application to light backscattering by hexagonal ice crystals // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 2014. V. 146. P. 181–189. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2014.04.030.
24. *Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Borovoi A.G.* Beam-splitting code for light scattering by ice crystal particles within geometric-optics approximation // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer* 2015. V. 164. P. 175–183. DOI: 10.1016/j.jqsrt.2015.06.008.
25. *King M.D., Kaufman Y.J., Tanré D., Nakajima T.* Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 1999. V. 80, N 11. P. 2229–2259. DOI: 10.1175/1520-0477(1999)080<2229:RSOTAF>2.0.CO;2.
26. *Ackerman S.A., Strabala K.I., Menzel W.P., Frey R.A., Moeller C.C., Gumley L.E.* Discriminating clear sky from clouds with MODIS // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103(D24). P. 32141–32157. DOI: 10.1029/1998JD200032.
27. *Wiscombe W.J.* Improved Mie scattering algorithms // *Appl. Opt.* 1980. V. 19. P. 1505–1509. DOI: 10.1364/AO.19.001505.
28. *Тимофеев Д.Н., Коношонкин А.В., Кустова Н.В., Шишко В.А., Боровой А.Г.* Оценка влияния поглощения на рассеяние света на атмосферных ледяных частицах для длин волн, характерных для задач лазерного зондирования атмосферы // *Оптика атмосф. и океана*. 2019. Т. 32, № 5. С. 381–385. DOI: 10.15372/AOO20180609; *Timofeev D.N., Konoshonkin A.V., Kustova N.V., Shishko V.A., Borovoi A.G.* Estimation of the absorption effect on light scattering by atmospheric ice crystals for wavelengths typical for problems of laser sounding of the atmosphere // *Atmos. Ocean. Opt.* 2019. V. 32, N 5. P. 564–568.
29. *Warren S.G., Brandt R.E.* Optical constants of ice from the ultraviolet to the microwave: A revised compilation // *Proc. SPIE*. 2020. V. 11531. DOI: 10.1117/12.2573575.

- lation // J. Geophys. Res. 2008. V. D14220. P. 113. DOI: 10.1029/2007JD009744.
30. Yang P., Bi L., Baum B., Liou K.-N., Kattawar G., Mishchenko M., Cole B. Version 2 of the dataset by

“Spectrally Consistent Scattering, Absorption, and Polarization Properties of Atmospheric Ice Crystals at Wavelengths from 0.2 to 100 μm ” // J. Atmos. Sci. 2013. V. 70. P. 330–347. DOI: 10.1175/JAS-D-12-039.1.

D.N. Timofeev, I.V. Tkachev, A.V. Konoshonkin, N.V. Kustova, V.A. Shishko. Study of color ratio for atmospheric ice particles to estimate their characteristic size from laser sensing data.

The main problem in studying atmospheric ice particles is the lack of information on their morphology and size. Traditional active and passive monitoring methods do not applicable to determination of these parameters due to physical limitations of the wavelengths and spatial resolution. There is a need in alternative methods, such as near-infrared lidars, where the absorption effect of ice particles is sufficient. This effect causes differences in lidar signals, thus opening a possibility of retrieving particle sizes from the spectral ratio. In this paper, the color ratio of atmospheric ice particles with sizes from 5 to 1000 μm , typical of high-altitude clouds, is studied. The dependence of the color ratio on particle size is derived. The study uses the ScIce-2023 light scattering matrix database for random spatial orientation of particles and single scattering approximation. Several particle shapes typical for ice clouds are studied at incident wavelengths from 0.355 to 2.150 μm . The results can be used for interpreting data of ground-based and satellite laser sensing of crystal clouds.