

А.В. Ельников, В.В. Зуев, Т.С. Копысова, В.Н. Маричев

ОСОБЕННОСТИ КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ

Представлены результаты исследований межуровневой корреляции отношения рассеяния и корреляции отношения рассеяния с метеопараметрами. Исследования проводились на основе временных рядов, сформированных из лидарных данных и данных метеозондирования, полученных в течение 1986–1989 гг. Представлены вертикальные распределения соответствующих коэффициентов корреляции, на основе которых выявлены специфические особенности как межуровневого взаимодействия стратосферного аэрозоля, так и его взаимодействия с метеопараметрами.

Тот факт, что стратосферный аэрозоль является оптически активным компонентом атмосферы и, следовательно, одним из климатообразующих факторов, определяет необходимость его широкомасштабных и детальных исследований. Проводимые в рамках подобных исследований регулярные наблюдения за вертикальной стратификацией отношения рассеяния в течение 1986–1989 гг. над Западной Сибирью на высотном лидаре [1] показали, что данной характеристике аэрозоля присуща значительная изменчивость, носящая статистический характер с проявлением элементов определенности случайности. Исследования изменчивости, с точки зрения взаимосвязей оптических характеристик стратосферного аэрозоля и метеопараметров, дают большее понимание его динамических процессов и являются предметом обсуждения в данной статье. Статистический анализ проблем основан на изучении поведения коэффициента парной корреляции K_{xy} , позволяющего, в конечном итоге, говорить о корреляционных связях стратосферного аэрозоля. Расчет K_{xy} для двух последовательностей X и Y длиной N , осуществляется согласно формуле [2]:

$$K_{x,y} = \frac{\sum_{i=1}^N X_i \cdot Y_i - \left[\sum_{i=1}^N X_i \cdot \sum_{i=1}^N Y_i \right] / N}{\sqrt{\sum_{i=1}^N X_i^2 - \frac{\left[\sum_{i=1}^N X_i \right]^2}{N}}} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N Y_i^2 - \frac{\left[\sum_{i=1}^N Y_i \right]^2}{N}}. \quad (1)$$

Величина коэффициента характеризует степень отклонения связи между X_i и Y_i от линейной.

В данной статье параметром, описывающим вертикальную стратификацию аэрозоля, является отношение рассеяния R : отношение суммарного коэффициента обратного рассеяния $\beta_m^\pi(H) + \beta_a^\pi(H)$ к молекулярному коэффициенту обратного рассеяния $\beta_m^\pi(H)$:

$$R(H) = \frac{\beta_m^\pi(H) + \beta_a^\pi(H)}{\beta_m^\pi(H)} = 1 + \frac{\beta_a^\pi(H)}{\beta_m^\pi(H)}, \quad (2)$$

где H — высота; $\beta_a^\pi(H)$ — коэффициент обратного аэрозольного рассеяния.

Межуровневая корреляция отношения рассеяния

При исследовании вопроса межуровневой корреляции отношения рассеяния $R(H)$ в качестве последовательностей X_i и Y_i , используемых в формуле (1), выступают временные ряды отношения рассеяния, сформированные через километр по высоте для пространственных усреднений 0,3744 км, на основе имеющихся экспериментальных измерений. Результаты расчетов для двух основных сезонов, представленных на рис. 1, а (зима) и рис. 1, б (лето) соответственно по 64 и 35 усредненным за ночь высотным профилям отношения рассеяния. Сплошными линиями на них показаны полученные от одного высотного уровня коэффициенты корреляции (коэффициенты межуровневой корреляции), относительная ошибка вычисления которых не превышает 5%. Эти линии можно рассматривать как высотную функцию коэффициентов корреляции относительно определенного уровня. Например, $C_m(H)$ обозначает функцию коэффициентов корреляции относительно уровня при m ($m < H$, при $m = H$, $C_m(H) = 1$). В нижней части рисунка горизонтальной линией изображен уровень тропопаузы.

Так как высотный ход зимних корреляционных функций участка стратосферы 14–24 км стремится к довольно близким предельным значениям (0,05–0,2), достигаемым в ограниченном высотном

диапазоне 26–27 км, то имеет место различие в спаде $C_m(H)$ (чем выше расположен уровень m (ближе к 26 км), тем спад $C_m(H)$ круче). Функции $C_m(H)$ более высоких слоев атмосферы (выше 24 км) каким-либо определенным предельным значением не обладают. Причиной этого следует считать ограниченность представленного высотного интервала. Так, согласно функциям $C_m(H)$ высотного диапазона 14–24 км для их спада до своего предельного значения требуется высотный интервал 7–10 км.

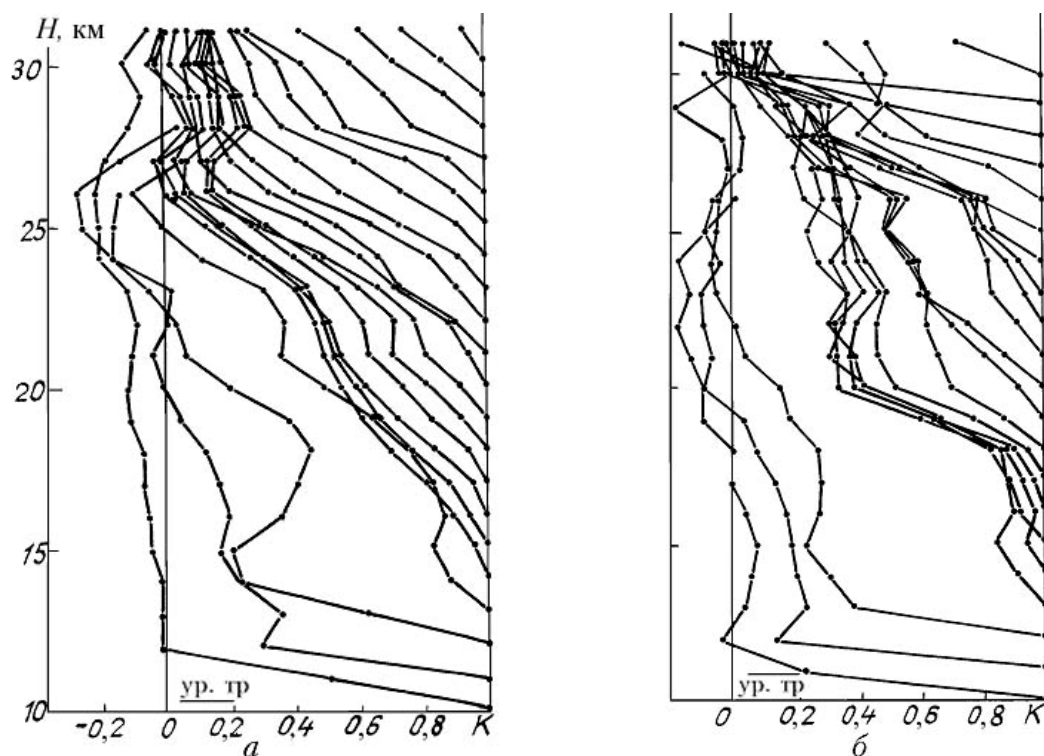


Рис. 1

Функции коэффициентов корреляции нижней части рис. 1, *а* (10–12 км) имеют совершенно другой высотный ход по сравнению с $C_m(H)$ при $m > 14$. Данный участок атмосферы характеризуется резким спадом коэффициента корреляции до 0,2–0,3, а для $C_{10}(H)$ до –0,03 уже на первых двух близлежащих уровнях. Для более удаленных уровней также наблюдается уменьшение коэффициента корреляции, но значительно более плавное, до значений –0,2; –0,1 на высотах 25–26 км. Функции $C_{11}(H)$ и $C_{12}(H)$ имеют максимумы соответственно на 16 и 18 км. Хотя функция $C_{13}(H)$ имеет аналогичный максимум на 16 км и минимальное значение –0,1, достигаемое на высоте 26 км, однако в общих чертах ее вертикальный ход аналогичен высотному ходу функций $C_m(H)$ при $m > 14$. При сопоставлении корреляционных функций высоты 11–13 км прослеживается определенная закономерность в трансформации вертикального хода этих функций, вероятно, определяемая удаленностью соответствующих слоев атмосферы от тропопаузы, а в конечном итоге, их физическими свойствами. Аналогичная картина (различный высотный ход $C_{10}(H)–C_{12}(H)$ и $C_m(H)$ при $m > 12$) существует и для лета. Однако для летних корреляционных функций $C_{10}(H)–C_{12}(H)$ (рис. 1, *б*) трансформации к функциям вышележащих слоев выражены гораздо слабее. Вследствие этого на рисунке они выделяются более обособленной группой (слева) по сравнению с теми же функциями для зимы. Подобное поведение $C_{10}(H)–C_{12}(H)$ позволяет предположить, что в летний период, по сравнению с зимним, имеет место менее тесное взаимодействие и, следовательно, менее интенсивный обмен, воздушными массами между тропосферой и стратосферой.

Кроме того, на рис. 1, *б* отдельной группой смотрятся корреляционные функции участка атмосферы 13–17 км, имеющие идентичный вертикальный ход. Они характеризуются большим коэффициентом корреляции на уровне $> 0,8$, практически не зависящем от удаленности слоев друг от друга, его резким спадом в ограниченном высотном диапазоне 18–20 км до значений 0,35 и слабым убыванием до 0,1 на участке 20–29 км.

Для слоев атмосферы выше 17 км только фрагментарно имеет место идентичность высотного хода $C_m(H)$ и просматривается их последовательная трансформация.

Наличие более выраженного спада $C_m(H)$ на высоте 18–20 км летом по сравнению с зимой определяется, по всей вероятности, велопаузой (участок стратосферы, на котором в летний период в умеренных широтах происходит смена направления ветра). С точки зрения анализа аэрозоля, данный высотный диапазон примечателен тем, что в нем локализован максимум отношения рассеяния аэрозольного слоя Юнге, располагаемого в нижней стратосфере. Согласно рис. 1, *б* нижняя часть слоя

(13–18 км) обладает сильным межуровневым взаимодействием, не зависящем от удаленности, что позволяет рассматривать ее как единое стратосферное аэрозольное образование со своими специфическими свойствами, по сравнению с вышележащими и нижележащими слоями атмосферы.

Корреляционная связь отношения рассеяния с метеопараметрами

Исследование данного вида корреляционных связей стратосферного аэрозоля основано на временных рядах отношения рассеяния, тех же что и при исследовании вопроса межуровневой корреляции, и метеопараметров, сформированных аналогичным образом, на основе данных радиозондирования ближайших метеостанций гг. Новосибирска и Колпашева. Поскольку содержание аэрозоля и распределение температуры определяются общим движением воздушных масс, то их характеристики зависят от синоптической ситуации, являющейся для локальных регионов случайным процессом. Поэтому для уменьшения влияния случайных вариаций и увеличения статистической состоятельности используемых в формуле (1) величин проводилось их помесечное усреднение. Результаты расчетов коэффициентов парной корреляции между отношением рассеяния и метеопараметрами, полученные с использованием 32 точек, усредненных помесечно, и с ошибкой менее 5%, представлены на рис. 2.

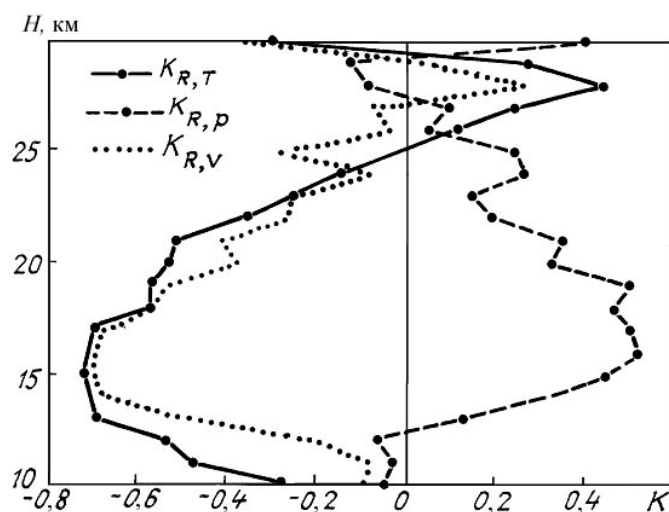


Рис. 2

Коэффициент корреляции между температурой и отношением рассеяния $|K_{R,T}|$ в высотном диапазоне 10–25 км имеет отрицательные значения, указывающие на обратную зависимость рассматриваемых параметров (т.е. $R \sim 1/T$). Его наибольшая величина (по модулю) наблюдается на высоте 13–17 км. Выше и ниже данного слоя атмосферы имеет место спад $|K_{R,T}|$. Причем выше влопаузы ~20–21 км до высоты 28 км характерно монотонное изменение $|K_{R,T}|$ от $-0,5$ до $+0,4$. Возрастание $|K_{R,T}|$, отчетливо наблюдаемое на участке 10–13 км, вероятно, определяется уменьшением влияния тропосферы и удаленностью соответствующих стратосферных слоев от тропопаузы, в районе которой часто присутствуют облачные образования. Если за критерий наличия корреляционной связи принять коэффициент корреляции больше 0,5, то видно, что из всего представленного высотного диапазона только на участке 12–21 км имеет место статистически значимая отрицательная корреляционная связь между температурой и отношением рассеяния. Именно этой связью определяется отчетливо выраженный сезонный ход отношения рассеяния в данном высотном диапазоне. В качестве иллюстрации данного утверждения на рис. 3 представлены средние летний и зимний профили отношения рассеяния, полученные в период 1986–1988 гг.

Точками и штриховой линией на рис. 2 представлены коэффициенты корреляции отношения рассеяния с давлением $K_{R,P}$ и скоростью ветра $K_{R,V}$, соответственно. В общих чертах высотный ход $K_{R,T}$ и $K_{R,P}$ аналогичен. Что касается $K_{R,V}$, то для него практически во всем высотном диапазоне наблюдаются положительные значения с максимумом 0,5 в районе 16–19 км.

Температура является первичным метеопараметром, в конечном итоге формирующим пространственно-временные поля давления и ветра [3]. Следовательно, вероятнее всего, значения $K_{R,P}$ и $K_{R,V}$ больше 0,5 отражают взаимосвязь R и T , опосредованную через давление и скорость ветра соответственно. Их большая вариабельность на высотах выше 20 км может определяться нелинейной зависимостью $P(T)$ и $V(T)$. Например, согласно уравнению состояния идеального газа температура T и давление P связаны следующим соотношением:

$$P = \rho RT,$$

где ρ — плотность воздуха; R — газовая постоянная для воздуха. Но в реальной атмосфере плотность воздуха подвержена изменениям температуры и волновым процессам [3, 4].

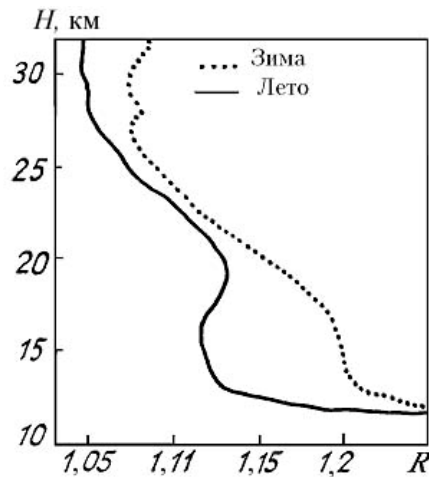


Рис. 3

В настоящей статье исследованы межуровневая корреляция отношения рассеяния и корреляционная связь отношения рассеяния с метеопараметрами. Наиболее тесная межуровневая корреляционная связь наблюдается в летний период в высотном диапазоне 13–18 км, в котором сосредоточена основная часть стратосферного аэрозоля. Между отношением рассеяния и температурой корреляционная связь наблюдается в слое стратосферы 12–21 км. При этом получающиеся отрицательные значения коэффициента корреляции указывают на обратную функциональную зависимость отношения рассеяния и температуры.

1. Ельников А.В., Маричев В.Н., Шелевой К.Д., Шелефонтьук Д.И. // Оптика атмосферы. 1988. Т. 1. № 4. С. 117–123.
2. Дьяконов В.П. Справочник по алгоритмам и программам на языке бейсик для персональных ЭВМ. М.: Наука, 1987. 240 с.
3. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 648 с.
4. Научесогне А., Chanin M.-L. // Geophys. res. lett. 1980. V. 7. № 5. P. 565–568.
5. Креков Г.М., Звенигородский С.Г. Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 280 с.
6. Асатуров М.Л., Будыко М.Н., Винников К.Я. и др. Вулканы, стратосферный аэрозоль и климат Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 256 с.

Институт оптики атмосферы СО РАН,
Томск

Поступила в редакцию
16 мая 1991 г.

A.V. El'nikov, V.V. Zuev, T.S. Kopysova, V.N. Marichev. **Specific Features of the Stratospheric Aerosol Correlations.**

This paper presents some results of the investigation of inter-level correlation of the stratospheric aerosol scattering ratio as well as of the correlations between the scattering ratio and meteorological parameters of the atmosphere. Temporal series formed of lidar and radiosonde data compiled during the observational period from 1986 to 1989 have been used in this study. Vertical profiles of corresponding correlation coefficients are presented. Using these profiles certain peculiarities of the inter-level interaction of stratospheric aerosol as well as of its interaction with meteorological parameters were revealed.