

СТРАТОСФЕРА И МЕЗОСФЕРА ЗЕМЛИ: ОПТИЧЕСКИЕ И ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА

О.С. Угольников

Институт космических исследований РАН, Москва, Россия
ougolnikov@gmail.com

STRATOSPHERE AND MESOSPHERE OF THE EARTH: OPTICAL AND THERMAL PROPERTIES

O.S. Ugolnikov

Space Research Institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

Аннотация. В работе рассматриваются физические свойства средних слоев атмосферы Земли. Описываются основные процессы взаимодействия атмосферных газов (кислорода и озона) с коротковолновым излучением Солнца, определяющие всю температурную структуру средней атмосферы. Особое внимание уделяется областям пониженных температур, в которых даже при низком давлении возможно образование частиц льда. Описывается также процесс образования сульфатного аэрозоля в стратосфере. Отмечается высокая эффективность измерений интенсивности, поляризации и цвета фона сумеречного неба для исследования температур в верхней мезосфере, а также микрофизических свойств аэрозольных частиц различных типов.

Ключевые слова: стратосфера, мезосфера, облака, аэрозоль, сумеречные измерения.

Abstract. Physical properties of middle atmospheric layers are considered. The basic processes of interaction of atmospheric gases (oxygen and ozone) with short-wavelength emission of the Sun creating the thermal structure of the middle atmosphere are described. The main attention is paid to the low temperature regions where ice particles can appear even in the case of low pressure. Measurements of intensity, polarization and color of the twilight background are found to be effective for retrieval of temperature of upper mesosphere and microphysical properties of different types of aerosol particles.

Keywords: stratosphere, mesosphere, clouds and aerosol, twilight measurements.

Введение

Атмосфера Земли представляет собой сложную физико-химическую систему, во многом отличающуюся от известных атмосфер других планет. Главная особенность атмосферы Земли, как обитаемой планеты — обилие молекулярного кислорода. Этот газ, содержание которого в атмосфере чуть более 20 %, не только обеспечивает потребность дыхания живых организмов вблизи поверхности Земли, но и играет принципиальную роль в формировании всей вертикальной структуры атмосферы. Это связано с высокой химической активностью и эффективным взаимодействием с коротковолновой солнечной радиацией, несравнимо более интенсивным, нежели у самого распространенного атмосферного газа — азота.

Разделение атмосферы Земли на основные слои — тропосфера, стратосфера, мезосфера и термосфера — определяется высотным профилем температуры, который характеризуется несколькими максимумами и минимумами. В тропосфере и мезосфере температура убывает с высотой, в то время как в стратосфере и термосфере она возрастает. Температура также подвержена существенным широтным и сезонным вариациям, которые могут на первый взгляд казаться парадоксальными: к примеру, в верхней мезосфере высоких широт максимум температуры достигается зимой, а минимум — летом, причем амплитуда может достигать 100 К! Температура, а также содержание аэрозоля в различных сло-

ях атмосферы характеризуются заметными временными трендами, причина которых может быть связана с процессами в нижней атмосфере и, в частности, с деятельностью человека. Таким образом, изучение состояния средней и верхней атмосферы является важной составляющей экологического контроля нашей газовой оболочки.

Наряду с контактными измерениями, затрудненными для средних и верхних слоев атмосферы, в настоящее время распространены методы удаленного зондирования, связанные со взаимодействием атмосферного вещества с излучением как естественных, так и искусственных источников. Стратосфера и мезосфера изучаются посредством лидарного зондирования, исследования с борта искусственных спутников Земли. Во втором случае часто используется лимбовая схема измерений, позволяющая выделять определенный слой атмосферы и измерять его характеристики с высокой точностью. Не потеряв эффективность и сумеречный метод изучения верхних слоев атмосферы. По мере погружения Солнца под горизонт освещенными остаются только слои выше некоторой высоты, в то время как более плотные слои погружаются в тень Земли. В результате, характеристики фона неба в существенной степени определяются именно верхними слоями атмосферы (хотя, конечно, нижние слои также оказывают влияние посредством многократного рассеяния света). Характерным примером являются серебристые облака на высоте более 80 км, незамет-

ные на дневном небе, но хорошо видимые в светлые летние ночи северных широт. В работе будут описаны основные оптические свойства средних слоев атмосферы и показаны возможности сумеречного метода их изучения. Приведенные наблюдательные данные основаны на измерениях фона неба при помощи широкоугольных цветковых и поляризационных камер, установленных в Подмосковье и Мурманской области и работающих в течение нескольких лет.

Температурный профиль атмосферы

Характерное распределение температуры по высоте для полярного лета и зимы по данным прибора MLS на спутнике EOS Aura [Schwartz et al., 2008] показано на рис. 1. Границы разных слоев атмосферы соответствуют максимумам и минимумам высотного профиля температуры. Увеличение температуры с высотой, наблюдаемое в стратосфере (20–50 км) и термосфере (выше 90–100 км), возможно только при наличии механизмов нагрева этих областей. Подобный механизм связан с поглощением коротковолновой радиации Солнца веществом атмосферы.

Наиболее энергичные ультрафиолетовые фотоны (длина волны менее 175 нм) поглощаются молекулярным кислородом O_2 в континууме Шумана–Рунге на высотах более 100 км, что приводит к разогреву термосферы. Более мягкий ультрафиолет (длина волны 200–242 нм) за счет меньшего сечения поглощения в континууме Герцберга проникает в стратосферу и поглощается там. Само по себе это не создает заметного теплового эффекта, но приводит к диссоциации незначительной части кислорода и, как следствие, к появлению в стратосфере озона O_3 . Этот газ блокирует всю ультрафиолетовую радиацию с длинами волн до 310 нм (полосы Хартли и Хеггинса), что и приводит к разогреву стратосферы. Высотный профиль величины радиационного нагрева, показанный на рис. 1 (справа), содержит два выраженных максимума (озоновый и кислородный), соответствующий стратосфере и термосфере.

На высотах стратосферы преобладает перенос воздушных масс от экватора к полюсам, что обеспечивает нагрев и обогащение озоном полярных областей этого слоя. Характер переноса меняется с переходом в мезосферу, там преобладает движение от летнего к зимнему полюсу. Как следствие, в летнем полушарии появляется восходящее течение воздуха и его интенсивное (почти адиабатическое) выхолаживание. Именно этим и объясняется парадокс обратного сезонного хода температуры в верхней мезосфере высоких широт. В летние месяцы, при круглосуточном освещении Солнцем, температура может опускаться ниже 150 К, и это самое холодное место не только всей атмосферы, но и Земли в целом.

К концу XX века, при накоплении первых длительных рядов измерений мезосферных температур, были обнаружены значительные негативные тренды в верхней мезосфере [Kokin, Lyusenko, 1994]. Интересно, что наиболее сильными тренды были в летних полярных широтах, где температура и без того была минимальной. Величины трендов и при-

чина их появления являются предметом оживленных дискуссий вплоть до настоящего времени [Beig et al., 2003; Beig, 2006]. Одной из причин мезосферного похолодания может быть увеличение содержания углекислого газа [Kuhn, London, 1969]. Этот парниковый газ в верхних слоях атмосферы может оказывать противоположное влияние, уменьшая температуру за счет механизма радиативного выхолаживания (столкновения с атомами с последующим излучением энергии в ИК-области спектра). Таким образом, мы сталкиваемся с еще одним проявлением антропогенного влияния на атмосферу, теперь уже на ее высокие слои, что еще увеличивает важность температурного контроля мезосферы [Beig, 2011].

Проблема температурных измерений состоит в практической недостижимости мезосферы для длительных контактных измерений, а также в отсутствии в ней термодинамического равновесия. Это может стать причиной систематической разницы величин температур, определенных различными методами. В данной ситуации имеет смысл развивать большое количество методик измерения для получения более точных данных.

Высотный профиль температуры в верхней мезосфере может быть получен на основе поляриметрии сумеречного неба с помощью широкоугольной камеры. Метод описан в работах [Угольников, Маслов, 2013; Ugolnikov, Maslov, 2013]. Пример профиля температур в сумерки 5–6 июня 2013 года показан на рис. 2. Для сравнения приведены данные спутниковых измерений температуры в ходе миссий TIMED/SABER [Russell et al., 1999] и EOS Aura/MLS [Schwartz et al., 2008] для той же даты и региона.

Аэрозольные частицы в стратосфере и мезосфере

Содержание твердых и жидких частиц в средней и верхней атмосфере Земли значительно ниже, чем в ее приземных слоях. Тем не менее, эти частицы там присутствуют и могут наблюдаться различными способами. Если говорить об основном типе аэрозоля – водном (или ледяном), то возможность его появления ограничена достаточно тонкими слоями, где парциальное давление водяного пара может превосходить давление насыщенного пара или, другими словами, температура ниже уровня кристаллизации льда при данном давлении. Эти слои можно видеть на рис. 1, где показаны высотные зависимости величин, описанных выше. В зимний период условие кристаллизации льда выполняется в нижней стратосфере полярных широт, что может приводить к красивому явлению полярных стратосферных (или перламутровых) облаков. Они лучше всего видны в светлую фазу сумерек, при зенитном расстоянии Солнца около $92\text{--}93^\circ$, когда стратосфера Земли еще освещена прямыми лучами Солнца, а тропосфера погружена в тень.

Низкие температуры летней полярной мезосферы делают возможным образование кристаллов льда даже при малых давлениях, имеющих место в этой области. При достижении достаточных разме-

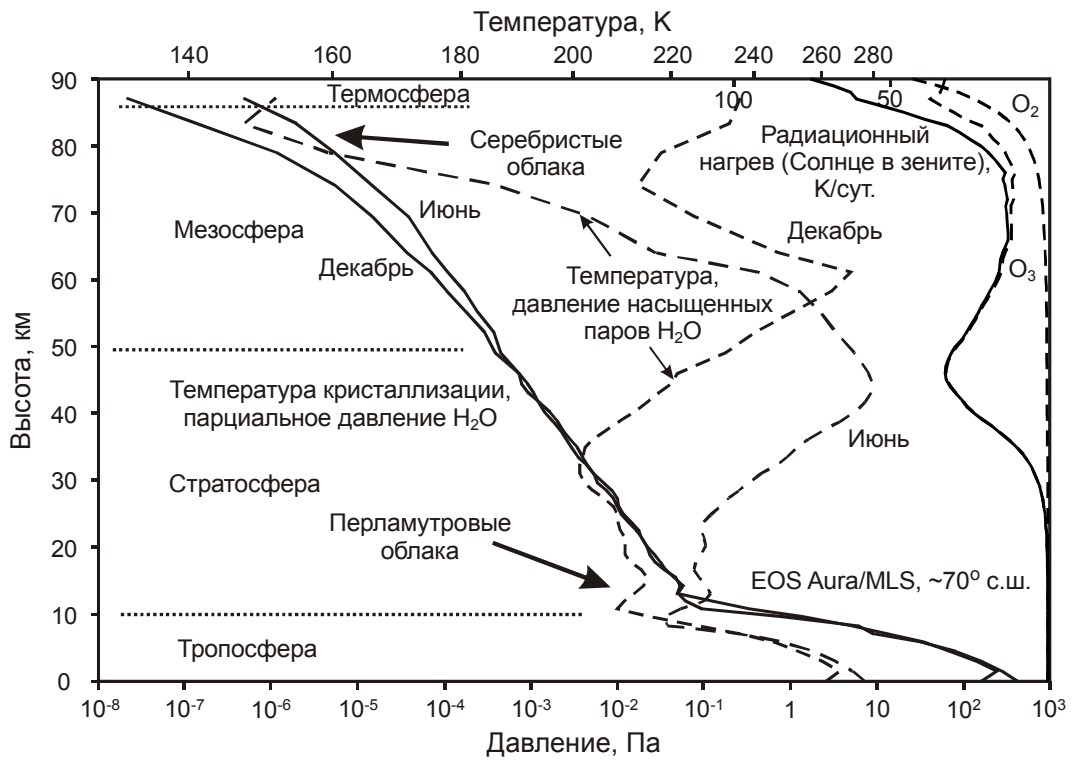


Рис. 1. Профили температуры и водяного пара (для лета и зимы высоких широт), а также радиационного нагрева в атмосфере

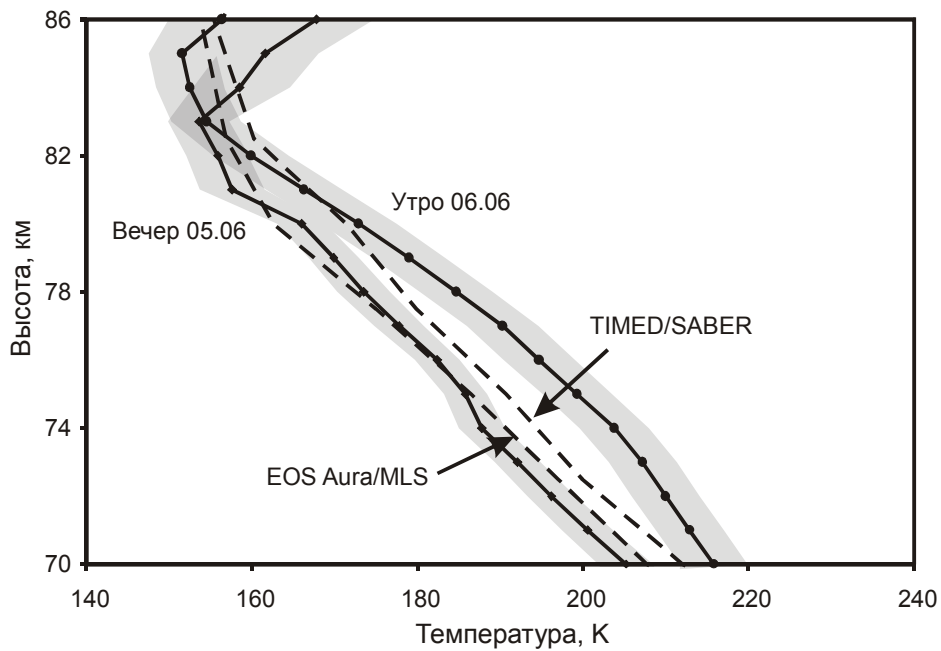


Рис. 2. Температурный профиль в верхней мезосфере 5–6 июня 2013 г. в Подмоскowie по сумеречным измерениям в сравнении со спутниковыми данными

ров частицы льда начинают хорошо рассеивать солнечный свет, образуя полярные мезосферные (или серебристые) облака. Они лучше всего видны в более темную стадию сумерек, при зенитных расстояниях Солнца $96-98^\circ$, когда в тень погружены все слои ниже мезосферы. Интересно, что впервые серебристые облака (СО) наблюдались только в конце XIX века [Leslie, 1885]. Существование в атмосфере столь молодых объектов, очевидно, связано с быстрыми изменениями физических условий, в частно-

сти, с уменьшением температуры, о котором говорилось выше.

Средняя высота СО составляет 83 км, что несколько ниже уровня летней мезопаузы (минимума температуры). Это объясняется ростом размера частиц по мере их постепенного опускания в верхней мезосфере. Тем самым, распределение частиц по размерам является важной характеристикой мезосферных условий. Оно неоднократно измерялось в ходе лидарных и спутниковых экспериментов, а

также с борта геофизических ракет. Это распределение может быть также получено на основе измерений камерами всего неба.

Поляризационные исследования СО были проведены в Подмоскowie 5 июля 2015 г. и описаны в работе [Ugolnikov et al., 2016]. Годом позже, 12 августа 2016 г., во время появления ярких облаков на станции Ловозеро (Мурманская область) были проведены многоцветные (RGB) измерения фона неба [Ugolnikov et al., 2017]. Выделение фракции яркости, связанной с облаками, показало небольшое изменение их цвета — посинение в области зари, на малых углах рассеяния (рис. 3). После учета других факторов, влияющих на цвет СО — поглощение солнечного света озоном, рассеяние света, данные о цвете можно использовать для восстановления частиц СО по размерам. Подобное распределение обычно представляется в логнормальном виде:

$$dn(r) = \frac{N}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma} \exp\left(-\frac{\ln^2(r/r_0)}{2 \ln^2 \sigma}\right) d \ln r.$$

Здесь N — полное число частиц, r_0 — средне-логарифмический радиус, σ — ширина распределения. Для монодисперсного распределения величина σ равна единице. На рис. 4 показаны области вероятных значений r_0 и σ по данным поляризационных измерений (линии равных величин χ^2) и цветовых измерений (по двум парам длин волн). Для сравнения приведены результаты некоторых лидарных, ракетных и спутниковых измерений, перечисленные в обзорах [Kokhanovsky, 2005; Baumgarten et al., 2010]. Видно хорошее согласие между всеми типами измерений в пределах их точности, при этом анализ на основе измерений камер всего неба является наиболее дешевым и технически простым. Если предположить, что ширина распределения σ равна 1.4 (что делается в большинстве работ), то средний радиус частиц оказывается чуть меньшим 30 нм (звездочки на рис. 4). Эффективный монодисперсный радиус примерно вдвое больше (60 нм).

Аэрозольные частицы могут появляться и в более теплых слоях, если они не имеют чисто водную основу. После мощного извержения вулкана Кракатау в 1883 г. наблюдатели обратили внимание на необычный пурпурный цвет вечерней и утренней зари [Clark, 1883]. Интересно, что это произошло практически

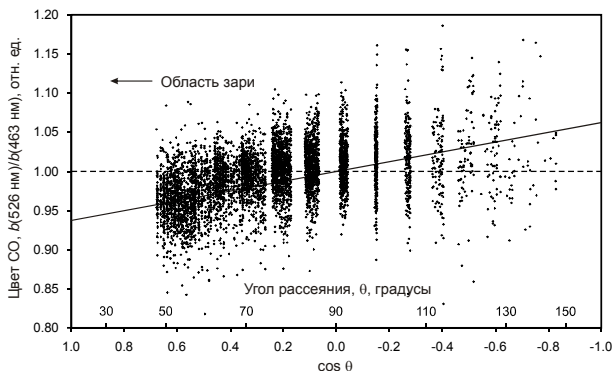


Рис. 3. Цвет серебристых облаков в альмукантаре с зенитным расстоянием 45° в зависимости от углового расстояния от Солнца (угла рассеяния)

одновременно с открытием серебристых облаков, происхождение которых в то время также связали с вулканом. Однако, пурпурные зори наблюдались в более светлые сумерки и, тем самым, определялись состоянием атмосферы на меньших высотах, порядка 20 км. В ходе аэростатных экспериментов в середине XX века [Junge et al., 1961] на этих высотах были обнаружены аэрозольные частицы, состоящие, как выяснилось позже, из концентрированного раствора серной кислоты [Rosen, 1971]. Источником сульфатного аэрозоля являлся диоксид серы, приходящий из тропосферы, извержения вулканов многократно увеличивали его содержание.

В последние десятилетия, после извержения вулкана Пинатубо в 1991 г. и последующей релаксации состояния стратосферы, наступил относительно длинный вулканически-спокойный период. Однако, в стратосфере остается фоновый аэрозоль, содержание которого постепенно увеличивается [Solomon et al., 2011]. Этот тренд также может иметь антропогенное происхождение, будучи связан с промышленными выбросами серосодержащих соединений.

Эффекты рассеяния света на частицах стратосферного аэрозоля, даже в фоновом состоянии, заметны в период сумерек. На рис. 5 приведены зависимости степени поляризации фона неба от зенитного расстояния Солнца для разных длин волн и точек солнечного вертикала. Видно, что в большинстве случаев поляризация в красной области чуть выше, чем в синей (причина состоит в уменьшении вклада многократного рассеяния с ростом длины волны [Угольников, Маслов, 2002; Ugolnikov et al., 2004]). Однако в области зари при зенитном расстоянии Солнца около 93° поляризация в красной области спектра несколько уменьшается. В это же время отмечается избыток яркости в тех же длинах волн. Эти эффекты связаны с фоновым стратосферным аэрозолем и могут использоваться для восстановления распределения частиц по размерам. В работе [Угольников, Маслов, 2017] это делалось на основе анализа цвета неба, а в работе [Ugolnikov, Maslov, 2017] — на основе анализа поляризации, причем в те же самые сумерки в марте–июле 2016 г. Результаты в виде линий (r_0 – σ) и наиболее вероятных значений (r_0 , σ) показаны на рис. 6 для четырех высот в сумерки 27 марта 2016 г. Для сравнения приведен пример более раннего спутникового зондирования в эксперименте OSIRIS [Bourassa et al., 2008] и средние значения для многолетних аэростатных измерений [Deshler et al., 2003]. Мы видим согласие цветовых и поляризационных данных между собой и с другими методами. Типичные средние значения радиуса капель сульфатного аэрозоля составляют 100 нм.

Заключение

Множество измерений различных характеристик атмосферы, проводимых в настоящее время, показывают наличие значительных временных трендов не только в тропосфере, но и в более высоких слоях. Вклад антропогенных причин в эти изменения пока в точности не известен. Все это делает необходимым систематический мониторинг состояния

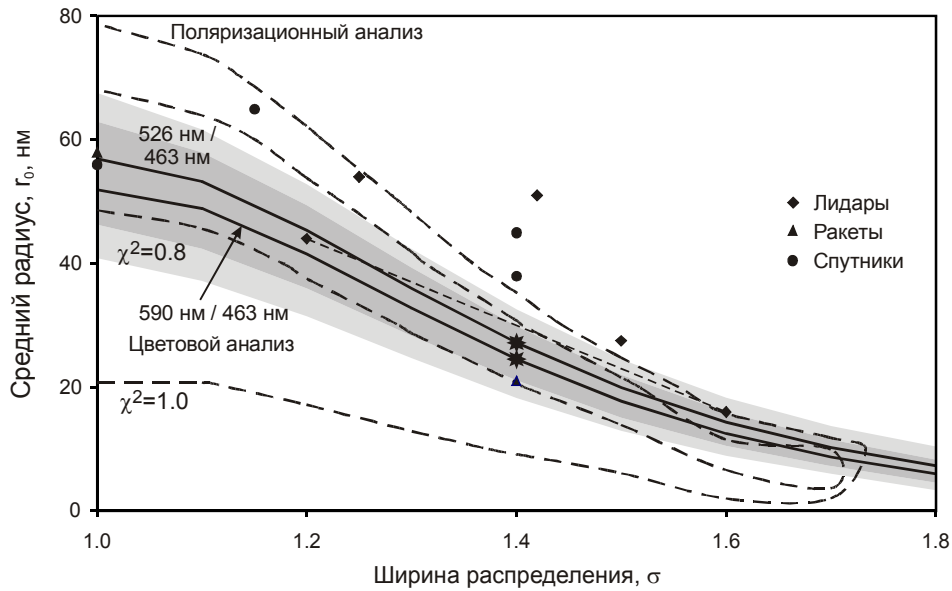


Рис. 4. Параметры распределения частиц серебристых облаков по размерам на основе поляризационного и цветового анализа (по двум парам длин волн)

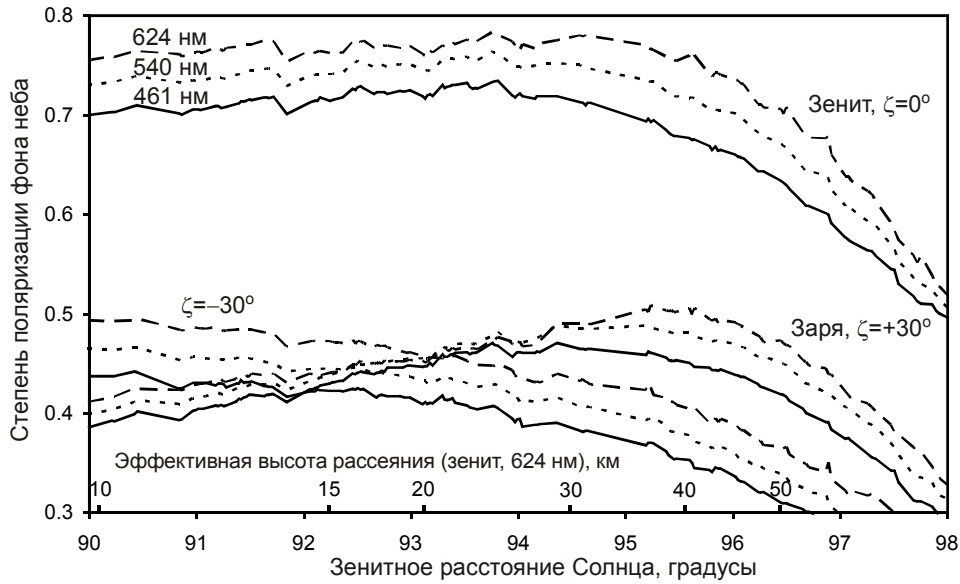


Рис. 5. Поляризация фона неба в различных точках солнечного вертикала в период сумерек

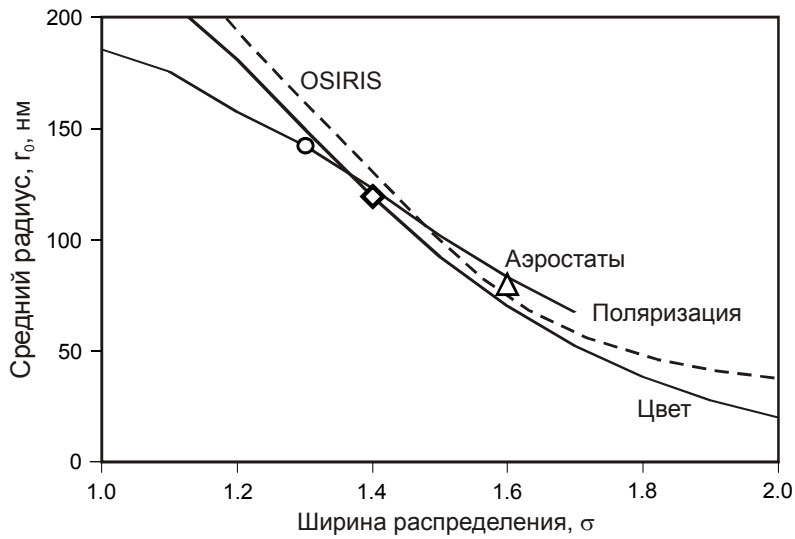


Рис. 6. Параметры распределения частиц стратосферного аэрозоля по размерам на высоте 18 км на основе поляризационного и цветового анализа

средней и верхней атмосферы с использованием всех имеющихся методик. Измерения фона сумеречного неба достаточно просты в своей реализации и могут внести весомый вклад в такой мониторинг во многих пунктах Земли. В настоящее время многоцветные камеры установлены в ряде наблюдательных станций в высоких широтах для изучения полярных сияний. Расширение временного интервала их работы на период сумерек позволит решать задачи по оптике стратосферы и мезосферы. Стоит отметить, что низкие летние температуры в верхней мезосфере, их негативный тренд и, как следствие, серебристые облака наблюдаются как раз в полярной области Земли.

Автор выражает благодарность И.А. Маслову (Институт космических исследований РАН, Москва), Б.В. Козелову и А.В. Ролдугину (Полярный геофизический институт, г. Апатиты Мурманской области) за многолетнее сотрудничество, создание и реализацию измерительных комплексов на основе камер всего неба. Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант №16-05-00170.

Список литературы

Угольников О.С., Маслов И.А. Многоцветная поляриметрия сумеречного неба. Роль многократного рассеяния света как функция длины волны // *Косм. иссл.* 2002. V. 40, № 3. С. 242–251.

Угольников О.С., Маслов И.А. Оптические свойства невозмущенной мезосферы на основе широкоугольной поляриметрии фона сумеречного неба // *Косм. иссл.* 2013. Т. 51, № С. 267–273.

Угольников О.С., Маслов И.А. Исследования фонового стратосферного аэрозоля с помощью многоцветных широкоугольных измерений фона сумеречного неба // *Косм. иссл.* 2017 (в печати); E-print <http://arxiv.org/abs/1607.02597>.

Baumgarten G., Fiedler J., Rapp M. On microphysical processes of noctilucent clouds (NLC): observations and modeling of mean and width of the particle size-distribution // *Atmospheric Chemistry and Physics*. 2010. V. 10. P. 6661–6668.

Beig G., Keckhut P., Lowe R.P. et al. Review of mesospheric temperature trends // *Rev. Geophys.* 2003. V. 41(4). P. 1015–1055.

Beig G. Trends in the mesopause region temperature and our present understanding – an update // *Physics and Chemistry of Earth*. 2006. V. 31. P. 3–9.

Beig G. Long-term trends in the temperature of the mesosphere/lower thermosphere region: 1. Anthropogenic influences // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. A00H11.

Bourassa A.E., Degenstein D.A., Llewellyn E.J. Retrieval of stratospheric aerosol size information from OSIRIS limb scattered sunlight spectra // *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*. 2008. V. 8. P. 4001–4016.

Clark J.E. The remarkable sunsets // *Nature*. 1883. V. 29. P. 130–131.

Deshler T., Hervig M.E., Hofmann D.J., Rosen J.M., Liley J.B. Thirty years of *in situ* stratospheric aerosol size distribution measurements from Laramie, Wyoming (41° N), using balloon-borne instruments // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108, D5. P. 4167–4179.

Junge C.E., Changnon C.W., Manson J.E. Stratospheric aerosols // *J. Meteorology*. 1961. V. 18. P. 81–108.

Kokhanovsky A.A. Microphysical and optical properties of noctilucent clouds // *Earth-Science Rev.* 2005. V. 71. P. 127–146.

Kokin G.A., Lysenko E.V. On temperature trends of the atmosphere from rocket and radiosonde data // *J. Atm. Solar-Terr. Phys.* 1994. V. 56. P. 1035–1040.

Kuhn W.R. London J. Infrared radiative cooling in the middle atmosphere (30–110 km) // *J. Atmos. Sci.* 1969. V. 26. P. 189–201.

Leslie R.C. Sky glows // *Nature*. 1885. V. 32. P. 245.

Rosen J.M. The boiling point of stratospheric aerosols // *J. App. Meteorology*. 1971. V. 10. P. 1044–1046.

Russell J.M.III, Mlynczak M.G., Gordley L.L., Tansock J., Esplin R. An overview of the SABER experiment and preliminary calibration results // *Proc. SPIE International Society of Optics and Engineering*. 1999. V. 3756. P. 277–288.

Schwartz M.J., et al (32 co-authors). Validation of the Aura Microwave Limb Sounder temperature and geopotential height measurements // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. D15S11.

Solomon S., Daniel J.S., Neely R.R.III. et al. The persistently variable “background” stratospheric aerosol layer and global climate change // *Science*. 2011. V. 333. P. 866–870.

Ugolnikov O.S., Postlyakov O.V., Maslov I.A. Effects of multiple scattering and atmospheric aerosol on the polarization of the twilight sky // *J. Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*. 2004. V. 88. P. 233–241.

Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Summer mesosphere temperature distribution from wide-angle polarization measurements of the twilight sky // *J. Atm. Solar-Terr. Phys.* 2013. V. 105–106. P. 8–14.

Ugolnikov O.S., Maslov I.A., Kozelov B.V., Dlugach J.M. Noctilucent cloud polarimetry: Twilight measurements in a wide range of scattering angles // *Planetary and Space Sci.* 2016. V. 125. P. 105–113.

Ugolnikov O.S., Galkin A.A., Pilgaev S.V., Roldugin A.V. Noctilucent Cloud Particle Size Determination based on Multi-Wavelength All-Sky Analysis // *J. Geophys. Res.* 2017 (in press). e-print <http://arxiv.org/abs/1611.00073>.

Ugolnikov O.S., Maslov I.A. Stratospheric Aerosol Particles Size Distribution Based on Multi-Color Polarization Measurements of the Twilight Sky // *J. Aerosol Sci.* 2017 (submitted); E-print <http://arxiv.org/abs/1705.04290>.