

УДК 551.508

СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПОЯВЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНОГО РАССЕЙНИЯ В СТРАТОСФЕРЕ И МЕЗОСФЕРЕ КАМЧАТКИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ В 2007–2009 гг.

© 2011 г. В. В. Бычков*, А. С. Пережогин*, Б. М. Шевцов*, В. Н. Маричев**, П. В. Новиков***, А. А. Черемисин****

*Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН
684034 с. Паратунка, Камчатский край, ул. Мирная, 7
E-mail: vasily@ikir.ru

**Институт оптики атмосферы СО РАН
634055 Томск, просп. Академический, 1
E-mail: marichev@iao.ru

***Красноярский институт железнодорожного транспорта
660028 Красноярск, ул. Ладо Кеңховели, 89
E-mail: novikov-pv@yandex.ru

****Сибирский федеральный университет
660041 Красноярск, пр. Свободный, 79
E-mail: cher@akadem.ru

Поступила в редакцию 16.03.2010 г.; после доработки 14.03.2011 г.

По результатам лидарных наблюдений на Камчатке за период с октября 2007 г. по декабрь 2009 г. анализируется поведение вертикальной структуры аэрозоля (профилей отношения коэффициентов обратного суммарного и молекулярного рассеяния) в интервале высот 30–80 км. Полученные данные выявили регулярную двухслойную структуру аэрозоля в этой области высот с максимумами отношения коэффициентов рассеяния в верхней стратосфере на высотах 35–50 км и в мезосфере на высотах 60–75 км, а также связь сезонных изменений стратификации аэрозоля с циркумполярным вихрем, влияющим на динамические процессы в атмосфере средних широт. Приводится описание методики учета последствия используемого ФЭУ Hamamatsu-M8259-01, влияющего на погрешность расчета отношения коэффициентов рассеяния.

Ключевые слова: стратосфера, мезосфера, аэрозоли, лидар.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к мезосфере Земли традиционно связан с влиянием ионизации в D-области ионосферы на распространение радиоволн. В последние два десятилетия развивались исследования аэрозольных частиц, присутствие которых в ионосфере может радикально влиять на локальный баланс электрического заряда и модифицировать рассеяние радиоволн в ионосферной плазме. Заряженные частицы присутствуют в серебристых облаках, обуславливают такие явления, как полярные летнее и зимнее мезосферное эхо, являются составляющими метеорной дымки, которая возникает вследствие абляции частиц метеорных потоков. Несмотря на предпринятые в последнее время усилия по исследованию мезосферы с помощью спутниковой аппаратуры, ракетной техники и наземных средств зондирования, она остается довольно слабо изученной областью атмосферы [1].

Считается, что при высотах зондирования, больших 30 км, лидарный сигнал обусловлен молекулярным рассеянием [2, 3], и только в особых

случаях, например при вторжениях больших комет, в верхней стратосфере и мезосфере наблюдаются слои аэрозольного рассеяния [4]. Большинство работ по лидарному зондированию мезосферы посвящено исследованию серебристых (мезосферных) облаков [5], которые сравнительно хорошо рассеивают видимое излучение и поэтому могут визуально наблюдаться в сумерки [6].

Между тем по данным лидарных наблюдений над Томском обнаружен эффект аэрозольного рассеяния в зимнее время на высотах 35–45 км [7]. В 2007 г. на Камчатке введена в эксплуатацию релейская лидарная станция. С этого времени там ведутся регулярные стратосферно-мезосферные наблюдения. В январе 2008 г. над Камчаткой, так же как и над Томском, обнаружено появление аэрозольных слоев в области стратосферы [8]. В 2008–2009 гг. проведены работы по улучшению качества приема и обработки сигнала с целью исследования аэрозольных слоев в мезосферной области до высот 75–80 км. Разработаны методика и программы обработки лидарных данных, управ-

ляющие программы, исследовано поведение фоновых сигналов и эффекта последствия фотоэлектронного умножителя (ФЭУ).

В данной работе представлены результаты двухлетнего лидарного зондирования верхней стратосферы и мезосферы над Камчаткой, их обсуждение и сопоставление с данными зондирования стратосферы над Томском.

СРЕДСТВА НАБЛЮДЕНИЙ

Описание лидарной станции Камчатки приведено в работе [8]. Перечислим лишь основные характеристики установки: длина волны излучения — 532 нм, энергия в импульсе — 0.4 Дж, длительность импульса — 5 нс, частота посылки лазерных импульсов — 10 Гц, диаметр приемного зеркала — 60 см, фокусное расстояние — 210 см, расходимость луча после выхода из коллиматора — 10^{-5} рад, угол зрения приемника — 5×10^{-4} – 10^{-3} рад. Все приведенные в настоящей работе результаты получены при базовом расстоянии приемника от излучателя 510 см. Вертикальное разрешение приемника 1.5 км обусловлено временным разрешением счетчика фотонов Hamamatsu-H8784, равным 10 мкс. ФЭУ — Hamamatsu-M8259-01, темновой шум ФЭУ при температуре 20°C составляет 20 ф/с. До октября 2008 г. наблюдения проводились с использованием светофильтра с шириной полосы пропускания 3 нм на полувысоте максимума полосы пропускания. Начиная с октября 2008 г., все наблюдения проводятся со светофильтром с шириной полосы пропускания 0.5 нм. Для исключения засветок от сигналов ближней зоны используется электронное запирающее ФЭУ.

Содержание аэрозоля в атмосфере оценивалось по значению параметра R — отношению коэффициента суммарного обратного рассеяния к коэффициенту обратного молекулярного рассеяния. При вычислении отношения коэффициентов рассеяния используется методика, описанная в работе [9], температура и давление атмосферы, как правило, вычисляются по модели NRLMSISE-00 [10].

Как показали результаты обработки сигналов лидарной станции Камчатки в 2007–2009 гг., в измеренных сигналах, начиная с высоты 60 км, прослеживается влияние последствия ФЭУ, что приводит к ложному росту отношения коэффициентов рассеяния. Рост влияния последствия ФЭУ обусловлен уменьшением молекулярного рассеяния, падающим на три порядка в интервале высот 60–100 км, в соответствии с экспоненциальным уменьшением плотности атмосферы. В связи с этим была разработана методика вычитания этой помехи.

Были проведены специальные экспериментальные наблюдения и теоретические обоснования методики коррекции лидарных сигналов [11]. В этой работе показано, что на профиль отноше-

ния коэффициентов рассеяния влияют высота, до которой производится электронное запирающее ФЭУ, качество используемого светофильтра, величина фонового сигнала. Там же показано, что на высотах 90–150 км сигнал последствия хорошо описывается простой экспоненциальной зависимостью, хотя априори можно было предполагать, что последствие ФЭУ обусловлено несколькими процессами релаксации и должно описываться, по крайней мере, суммой экспоненциальных откликов с разными характерными временами. Мы пришли к аппроксимации последствия ФЭУ в области преобладания последствия над полезным сигналом вида

$$I(h) = A \exp(-Bh) + C.$$

По физическому смыслу C — это фоновый сигнал, который может быть измерен на временах зондирования, соответствующих большим высотам, а затем вычтен из исходного сигнала. Но в общем случае эта аппроксимация включает и фоновый сигнал, а параметры A , B и C оцениваются по экспериментальному сигналу на высотах 90–150 км на основе метода наименьших квадратов. Экстраполяция этой аппроксимации на нижележащую область позволяет учесть сигнал последствия в исходном сигнале и на высотах, меньших 90 км.

Опыт обработки данных лидара Камчатки за 2007–2009 гг. показал, что при высотах записывания ФЭУ до 20 км предложенная методика коррекции исходного сигнала путем отыскания экспоненты в области 90–150 км и вычитания ее из исходного сигнала позволяет откорректировать сигнал и восстановить профиль отношения коэффициентов рассеяния до высот около 75–85 км.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Всего за период с октября 2007 г. по декабрь 2009 г. по погодным условиям наблюдения проводились в течение 113 ночей. Анализ результатов наблюдений позволяет выделить два периода, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый, теплый, сезон длится с апреля по октябрь, второй, холодный, продолжается с ноября по март.

На рис. 1 представлены типичные профили отношения рассеяния, полученные в период с апреля по октябрь 2008–2009 гг. Сентябрьский профиль $R(H)$ на рис. 1б представлен без коррекции сигнала на последствие ФЭУ, а при расчете профилей, приведенных на рис. 1а, 1в проведена коррекция сигнала на последствие с использованием экспоненциальной аппроксимации. Для теплого сезона характерно сравнительно слабое проявление аэрозольного рассеяния во всей области высот от 30 до 80 км и отношение коэффициентов рассеяния в целом близко к единице. На высотах 60–75 км нередко наблюдалось незначи-

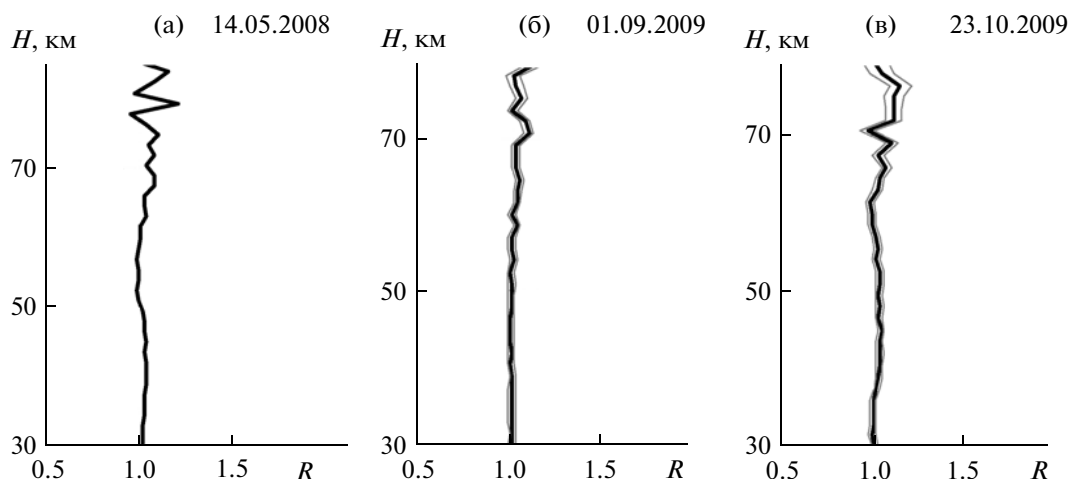


Рис. 1. Профили отношения коэффициентов рассеяния в верхней стратосфере и мезосфере, характерные для периода с апреля по октябрь.

тельно повышенное светорассеяние, эпизодически формировался небольшой максимум в окрестности высоты 70 км. В апреле и октябре немного возрастает светорассеяние и на высотах 30–50 км, а также в области высот 60–75 км. Отношение коэффициентов рассеяния R на всех профилях, приведенных на рис. 1, нигде не превышает значения 1.1.

С ноября по март в интервалах высот 30–50 и 60–75 км, появляются выраженные слои аэрозольного светорассеяния (рис. 2). Относительная величина аэрозольного рассеяния может достигать особенно больших значений в области высот, меньших 50 км. В декабре 2007 г. во все шесть проведенных дней наблюдений получены профили такой же формы, как на рис. 2а и 2б.

Горизонтальный размер наблюдавшихся аэрозольных образований имеет синоптический масштаб. Для примера по рис. 3 можно проследить временную динамику профиля аэрозольного рассеяния 20 января 2008 г. В течение всего времени наблюдений, продолжавшихся более 4 часов, наблюдался пик рассеяния в окрестности высоты 65 км, а также менее выраженный максимум в диапазоне высот 45–60 км. По данным BADC [12] на высоте 66 км 20 января в 12:00 Гринвичского времени (Ut) скорость ветра в юго-западном направлении составляла 75 м/с, а на высоте 50 км — 26 м/с с ориентацией почти в южном направлении. За время наблюдений перемещение воздуха в направлении ветра на высотах 50 и 66 км составило 300 и 1000 км соответственно. Следовательно, аэрозольные образования на этих высотах имеют горизонтальные размеры не меньшие, чем приведенные значения. Кроме того, при сопоставлении отношения коэффициентов рассеяния на рисунках 3а–3д обнаруживается довольно заметная временная изменчивость аэрозольного рассеяния. Оценка протяженности аэрозольных образований, наблюдавшихся в другие дни холод-

ного периода, дала аналогичные результаты. В теплый период подобные оценки получить не удалось по причине довольно слабого аэрозольного рассеяния на фоне больших статистических погрешностей регистрации сигнала.

Из-за того, что зондирование выполнялось на одной длине волны, мы не можем ответить на вопрос о размерах частиц. Согласно имеющейся информации, на этих высотах присутствуют наноразмерные аэрозольные частицы (с радиусом порядка 1 нм), которые, как предполагают, появляются в результате реконденсации метеорного вещества [1]. При таких размерах частиц и не столь уж значительных их концентрациях их нельзя обнаружить при зондировании в видимом диапазоне спектра [13]. Обнаруженные нами слои должны содержать существенно более крупные частицы, размеры которых имеют величины порядка 100 нм и более. Например, средние размеры частиц в серебристых облаках, наблюдаемых в видимом диапазоне, оцениваются примерно в 50 нм при численной концентрации частиц порядка 100 см^{-3} [5].

Одна из причин специфичной годовой динамики стратификации аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере может быть связана с влиянием метеорологических факторов. Обращает на себя внимание соответствие периода усиления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере Камчатки периоду существования арктического циркумполярного вихря, который на широте измерений и на высоте 50 км обычно возникает в ноябре и существует до марта [14]. Обнаружена систематическая разница в концентрациях различных газовых составляющих, в частности водяных паров, внутри и вне циркумполярного вихря. Причем за счет ветровых сдвигов, вызываемых гравитационными волнами, возникает перенос между внутренней и внешней областями вихря [15]. Этот перенос приводит к повышению концентрации водяного пара в верхней стратосфере и

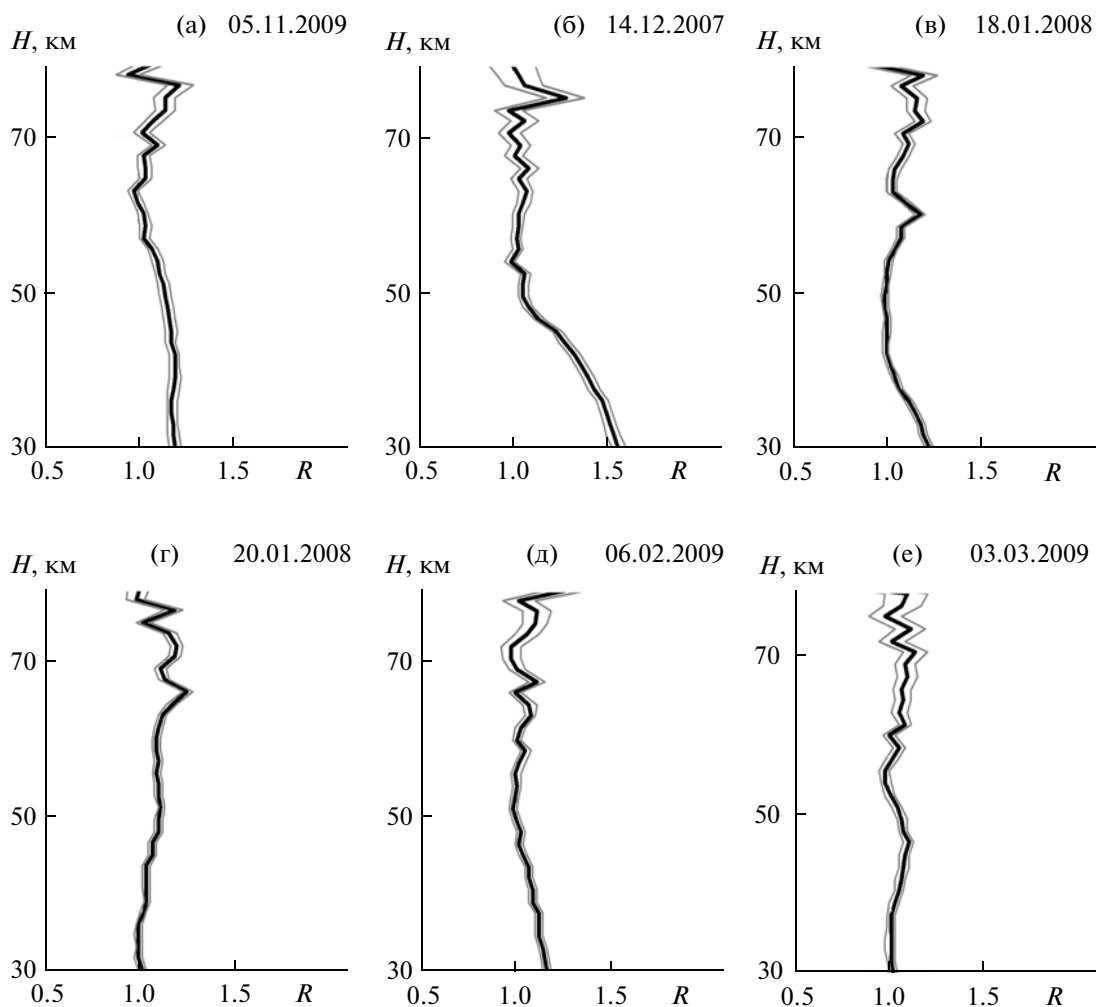


Рис. 2. Профили отношения коэффициентов рассеяния, характерные для холодного сезона.

нижней мезосфере внутри вихря. Циркумполярный вихрь подвержен и более мощным волновым возмущениям, которые вызывают стратосферные потепления. Январские профили на рис. 2в и 2г получены во время стратосферного потепления, когда одновременно наблюдалось явление аномального зимнего поглощения радиоволн в ионосфере, всегда сопровождающее стратосферные потепления [7, 8]. В работах [7, 8] обосновывается предположение о том, что в периоды стратосферных потеплений могут создаваться условия для конденсации водяного пара и образования аэрозоля в области высот 60–65 км. В связи со значительными отличиями температуры в эти периоды от модельных значений, профили температуры на рис. 2в и 2г рассчитаны с использованием данных о температуре, измеренной с метеорологического спутника “Аура” [16].

Причина аэрозольного наполнения верхней стратосферы в зимний период может заключаться в усилении процессов тропосферно-стратосферного обмена за счет турбулентной диффузии, поставляющей аэрозоль из тропосферы в страто-

сферу. Такая сезонная особенность вертикального распределения аэрозоля в стратосфере подтверждается длительными лидарными наблюдениями, выполненными в Томске (рис. 4).

В работе [17] отмечается, что по данным лидарной станции г. Томска характерной сезонной особенностью атмосферы в Западной Сибири, так же как и на Камчатке, являлось отсутствие аэрозоля во всем слое стратосферы в период от поздней весны до ранней осени. А в период от поздней осени до ранней весны аэрозоль в нижней стратосфере регистрировался постоянно до высот 30–35 км. Циркумполярный вихрь в нижней стратосфере над Томском начинает развиваться в октябре и разрушается в апреле, что, возможно, и определяет сезонность наблюдения аэрозоля. Вынос аэрозоля в зимний сезон до меньших высот, чем на Камчатке, вероятнее всего, обусловлен менее интенсивной турбулентной диффузией в этом регионе в это время. В свою очередь, наполнение нижних слоев стратосферы аэрозолем может способствовать его переносу в верхнюю стратосферу и мезосферу.

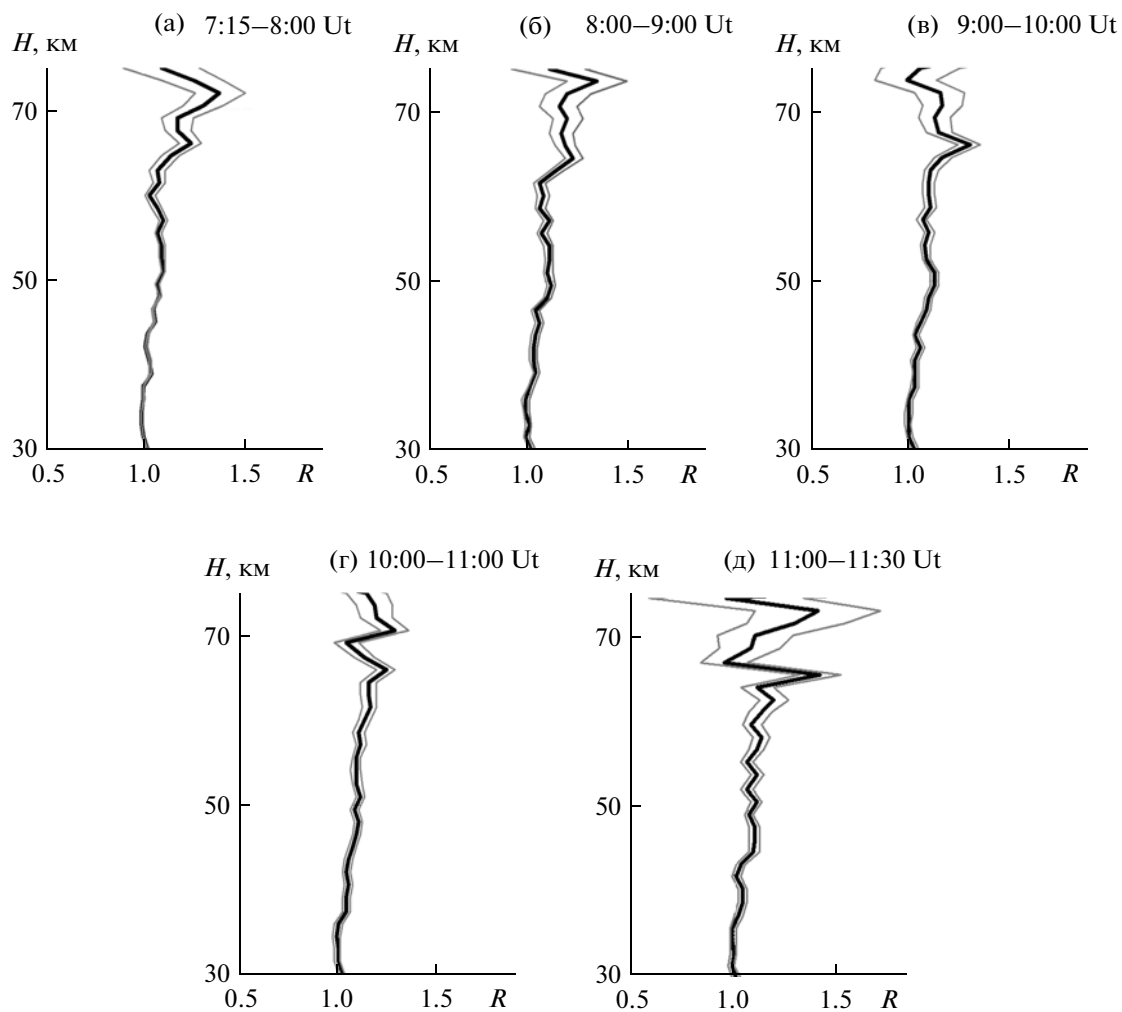


Рис. 3. Динамика отношения коэффициентов рассеяния 20 января 2008 г. года с 7:15 до 11:30 Ut. Время накопления сигналов от 30 мин до 1 ч.

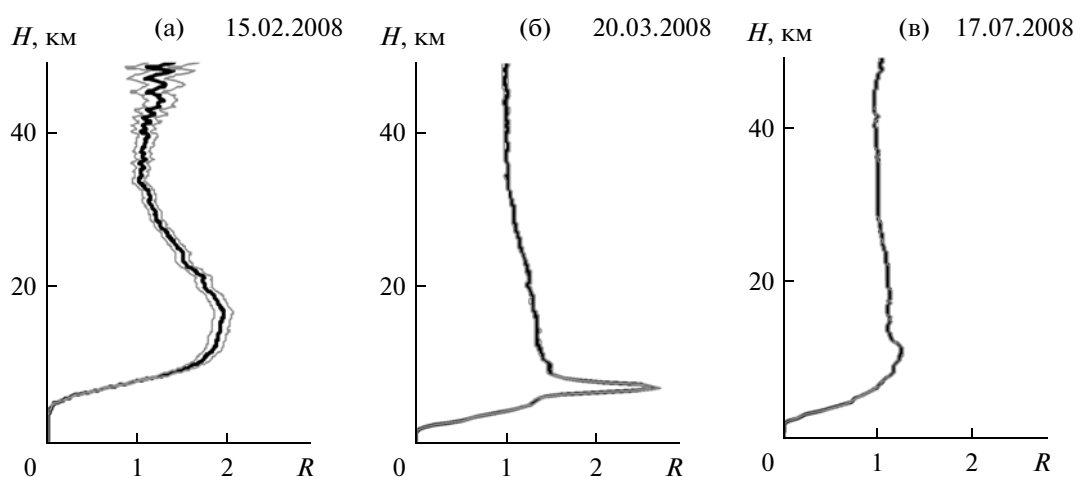


Рис. 4. Вертикальная стратификация аэрозоля над Томском, наблюдавшаяся в феврале, марте и июле 2008 г.

Переносу аэрозоля в верхнюю стратосферу и мезосферу могут способствовать гравитофототетические эффекты. Согласно [18], гравитофототетические силы способны поддерживать аэрозольные слои, содержащие частицы, хорошо поглощающие излучение видимого и инфракрасного диапазонов, именно на тех высотах, где с помощью лидарной техники и наблюдались слои над Камчаткой — на высотах 30–50 км и в окрестности высоты 70 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С применением усовершенствованной методики и техники лидарных наблюдений получены данные об аэрозольном рассеянии в верхней стратосфере и мезосфере над Камчаткой до высот 75–80 км. Анализ результатов наблюдений за период с ноября 2007 года по декабрь 2009 г. позволяет выделить два сезона, отличающиеся особенностями появления аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере. Первый, теплый, сезон охватывает период с апреля по октябрь. Второй, холодный, сезон длится с ноября по март. Показано, что для теплого сезона характерно отсутствие слоев с заметно повышенным светорассеянием во всей области высот от 30 до 80 км. Хотя и просматриваются повышенные значения аэрозольного рассеяния на высотах 60–80 км, в целом лидарные сигналы в этот сезон хорошо соответствуют релеевскому молекулярному рассеянию.

Начиная с ноября, появляются возмущения в форме профилей отношения коэффициентов рассеяния с хорошо выраженным повышенным светорассеянием в мезосфере на высотах 60–75 км, в верхней стратосфере на высотах 30–50 км и, вероятно, ниже, вплоть до тропосферы. Возмущения достигают максимальных значений в декабре–январе и в периоды стратосферных потеплений. С февраля начинается уменьшение этих возмущений, профили окончательно принимают форму, соответствующую летнему сезону в апреле. Выявлено сходство сезонных особенностей динамики стратификации аэрозоля в стратосфере Камчатки и Западной Сибири (Томск).

Таким образом, показана возможность детектирования аэрозольных слоев в верхней стратосфере и мезосфере на высотах 35–50 км и 60–80 км с помощью лидарной техники. Подтверждены результаты исследований методом касательного сканирования из космоса в ультрафиолетовом диапазоне спектра, которые свидетельствуют о существовании в невозмущенной атмосфере экваториальной зоны и средних широт устойчивых аэрозольных слоев в окрестностях высот 70 и 50 км [19, 20]. Стратосферный аэрозольный слой в окрестностях высоты 50 км был впервые выявлен по данным сумеречных наземных наблюдений [21]. Его существование подтверждено результатами сумеречных космических наблюдений [22–25]. Наличие аэрозольных слоев также подтверждают ра-

кетные исследования [26–28]. Кроме того, существование аэрозоля в окрестностях высоты 70 км обнаруживается косвенными методами, по возрастанию рассеяния радиоволн (полярное зимнее мезосферное эхо) [29].

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 16, гранта РФФИ № 10-05-00907-а и Министерства науки и образования РФ (проект № 2.1.1/6996), программы ДВО РАН № 9-II-CO-07-001, Интеграционного проекта №15 СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Friedrich M., Rapp M.* News from the lower ionosphere: a review of recent developments // *Surv. Geophys.* 2009. V. 30. P. 525–559.
2. *Kent G.S., Wright R.W.H.* A review of laser radar measurements of atmospheric properties // *J. Atmos. Terr. Phys.* 1970. V. 32. № 5. P. 917–943.
3. *Poultney S.K.* Laser radar studies of upper atmosphere dust layers and the relation of temporary increases in the dust to cometary micrometeoroid streams // *Space Res.* 1972. V. 12. P. 403–421.
4. *Межерис П.* Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
5. *Baumgarten G., Fiedler J., von Cossart G.* The size of noctilucent cloud particles above ALOMAR (69° N, 16° E): Optical modeling and method description // *Adv. Space Res.* 2007. V. 40. P. 772–784.
6. *Бронштэн В.А.* Серебристые облака и их наблюдение. М.: Наука, 1984. 126 с.
7. *Бычков В.В., Маричев В.Н.* Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосферы и океана.* 2008. № 3. С. 248–255.
8. *Бычков В.В., Маричев В.Н., Пережогин А.С. и др.* Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосферы и океана.* 2008. № 12. С. 1083–1087.
9. *Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н.* Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* 1988. Т. 24. № 8. С. 818–823.
10. *Picone J.M., Hedin A.E., Drob D.P. et al.* NRLMSISE-00 empirical model of the atmosphere: Statistical comparisons and scientific issues // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № A12. P. 1468–1483.
11. *Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М. и др.* Учет импульсов последствия ФЭУ в лидарных сигналах средней атмосферы Камчатки // *Оптика атмосферы и океана.* 2011. № 2. С. 107–111.
12. British Atmospheric Data Centre [Electronic resource]. — Electronic data. — Mode access: <http://badc.nerc.ac.uk/home/index.html>
13. *Креков Г.М., Звенигородский С.Г.* Оптическая модель средней атмосферы. Новосибирск: Наука, 1990. 280 с.
14. *Harvey V.L., Pierce R.B., Fairlie T.D. et al.* A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. № D20. P. 4442–4464.
15. *Lossow S., Khaplanov M., Gumbel J. et al.* Middle atmospheric water vapour and dynamics in the vicinity of the

- polar vortex during the Hygrosonde-2 campaign // Atmos. Chem. Phys. 2009. V. 9. P. 4407–4417.
16. Dobber M.R., Dirksen R.J., Levelt P.F. et al. Ozone monitoring instrument calibration // IEEE Trans. Geosc. Remote Sens. 2006. V. 44. № 5. P. 1209–1238. (<http://avdc.gsfc.nasa.gov/index.php?site=2045907950>).
 17. Маричев В.Н. Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере над Томском в 2008–2009 г. // Сб. трудов 16-го Международного симпозиума “Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы”. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2009. С. 622–626.
 18. Cheremisin A.A., Vassilyev Yu.V., Horvath H. Gravitophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // J. Aerosol Sci. 2005. V. 36. № 11. P. 1277–1299.
 19. Черемисин А.А., Границкий Л.В., Мясников В.М. и др. Дистанционное зондирование в ультрафиолетовом диапазоне вертикального распределения озона и аэрозоля в верхней атмосфере с борта астрофизической станции “Астрон” // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. № 12. С. 1415–1423.
 20. Cheremisin A., Granitskii L., Myasnikov V. et al. Improved aerosol scattering in the upper atmosphere according to data of ultraviolet observations from space, with instrumental smoothing taken into account // Proc. SPIE. 2000. V. 4341. P. 383–389.
 21. Розенберг Г.В., Горчаков Г.И., Георгиевский Ю.С. и др. Оптические параметры атмосферного аэрозоля // Физика атмосферы и проблемы климата / Под ред. Голицына Г.С. М.: Наука, 1980. С. 216–256.
 22. Кондратьев К.Я., Бузников А.А., Покровский О.М. Определение вертикальных профилей аэрозоля в атмосфере по результатам спектрофотометрирования сумеречного горизонта Земли с космического корабля “Союз-13” // ДАН СССР. 1977. Т. 235. № 1. С. 53–56.
 23. Розенберг Г.В., Сандомирский А.Б. Оптическая стратификация атмосферного аэрозоля // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1971. Т. 7. № 7. С. 737–749.
 24. Giovane F., Schnerman D.W., Greenberg J.M. The Solar occultation technique for remote sensing of particulates in the Earth’s atmosphere 2. Skylab results of a 48 km aerosol Layer // J. Geophys. Res. 1976. V. 81. № 30. P. 5383–5388.
 25. Бутов В.В., Логинов С.В. Результаты восстановления распределений озона и некоторых характеристик аэрозоля в стратосфере методом зондирования сумеречного ореола Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. 2001. Т. 14. № 8. С. 697–703.
 26. Микиров А.Е., Смеркалов В.А. Исследование рассеянного излучения верхней атмосферы Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 208 с.
 27. Rössler F. Aerosol layers in the atmosphere // Space Res. 1972. V. 12. P. 423–431.
 28. Кузнецов Г.И., Ситник Г.Ф., Чижов А.Ф. и др. Некоторые оптические характеристики атмосферы, полученные с помощью метеоракет МР-12 и МР-100 // Метеорол. исслед. 1977. № 23. С. 21–29.
 29. Zeller O., Zecha M., Bremer J. et al. Mean characteristics of mesosphere winter echoes at mid- and high-latitudes // J. Atmos. Solar-Terr. Phys. 2006. V. 68. P. 1087–1104.

Seasonal Features of the Appearance of Aerosol Scattering in the Stratosphere and Mesosphere of Kamchatka from the Results of Lidar Observations in 2007–2009

V. V. Bychkov^a, A. S. Perezhogin^a, B. M. Shevtsov^a, V. N. Marichev^b,
P. V. Novikov^c, and A. A. Cheremisin^d

^a Institute of Cosmophysical Research and Radio-Wave Propagation, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, ul. Mirnaya 7, pos. Paratunka, Kamchatka oblast, 684034 Russia
e-mail: vasily@ikir.ru

^b Institute of Atmospheric Optics, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, pr. Akademicheskii 1, Tomsk, 634055 Russia
e-mail: marichev@iao.ru

^c Krasnoyarsk Institute of Railway Transport, ul. Lado Ketskhoveli 89, Krasnoyarsk, 660028 Russia
e-mail: novikov-pv@yandex.ru

^d Siberian Federal University, pr. Svobodnyi 79, Krasnoyarsk, 660041 Russia
e-mail: cher@akadem.ru

Received March 16, 2010; in final form, March 14, 2011

Abstract—The behavior of the vertical aerosol structure (profiles of the ratio of the coefficients of the backward total and molecular scattering) in the height interval 30–80 km is analyzed from the results of lidar observations in Kamchatka over the period from October 2007 through December 2009. The data obtained revealed a regular two-layer aerosol structure in this height range with the maxima of the ratio of the scattering coefficients in the upper stratosphere at heights 35–50 km and in the mesosphere at heights of 60–75 km, as well as a relation between seasonal variations in the aerosol stratification and the circumpolar vortex affecting dynamic processes in the atmosphere of midlatitudes. The procedure of including the aftereffect of the Hamamatsu-M8259-01 PEM, which influences the error in the calculation of the ratio of scattering coefficients, is described.

Keywords: stratosphere, mesosphere, aerosols, lidar.