

УДК 551.508

## Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007–2011 гг.

В.В. Бычков<sup>1</sup>, А.С. Пережогин<sup>1</sup>, А.С. Пережогин<sup>1</sup>, Б.М. Шевцов<sup>1</sup>,  
В.Н. Маричев<sup>2</sup>, Г.Г. Матвиенко<sup>2</sup>, А.С. Белов<sup>3</sup>, А.А. Черемисин<sup>4\*</sup>

<sup>1</sup>Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН

684034, с. Паратунка Камчатской обл., ул. Мирная, 7

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

634021, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

<sup>3</sup>Нижегородский государственный университет

603950, г. Нижний Новгород, пр. Гагарина, 23

<sup>4</sup>Сибирский федеральный университет

660041, г. Красноярск, пр. Свободный, 79

Поступила в редакцию 11.08.2011 г.

По результатам лидарных наблюдений, проведенных на Камчатке за период с октября 2007 г. по декабрь 2010 г., анализируется поведение вертикальной структуры аэрозоля в интервале высот 30–80 км. Полученные данные выявили регулярное появление аэрозольного рассеяния в зимнее время в верхней стратосфере и в мезосфере на высотах 60–75 км. Аэрозольное рассеяние в этих областях начинает наблюдаться в конце октября и заканчивается в марте–апреле. В теплый сезон (с апреля по октябрь) лидарные сигналы хорошо соответствуют рэлеевскому молекулярному рассеянию.

*Ключевые слова:* стратосфера, мезосфера, лидар, аэрозоль; stratosphere, mesosphere, lidar, aerosol.

### Введение

Считается, что при лидарном зондировании атмосферы на высотах больше 30 км лидарные сигналы воспроизводят молекулярное рассеяние [1, 2] и только в особых случаях, например при вторжениях больших комет, могут наблюдаться слои аэрозоля в верхней стратосфере и мезосфере [3]. Между тем по данным лидарных наблюдений над Томском обнаружено появление аэрозольного рассеяния в зимнее время на высотах 35–45 км [4]. В январе 2008 г. над Камчаткой наблюдалось появление аэрозольных слоев над стратосферой [5]. В работах [6, 7], по результатам исследования радаром ESRAD полярного зимнего мезосферного эхо, сделан вывод о том, что регулярно регистрируемое зимой 2001/02 г. повышенное отражение с высот 50–80 км можно объяснить только наличием аэрозоля. И возникает вопрос, насколько обосновано распространенное представление об отсутствии аэрозоля в этой области высот. В настоящей статье представлены результаты

анализа четырехлетних рэлеевских лидарных наблюдений верхней стратосферы и мезосферы над Камчаткой.

### Морфологические и сезонные особенности аэрозольных слоев

Всего за период с октября 2007 г. по декабрь 2010 г. по погодным условиям было проведено 150 наблюдений за отдельные ночи. Обычная продолжительность ночного наблюдения составляла около 4 ч на частоте посылок лазерных импульсов 10 Гц, и итоговый сигнал обратного рассеяния по каждому дню содержит около 130–150 тыс. единичных эхосигналов, что обеспечивает достаточную статистическую значимость результатов. В качестве параметра, описывающего вертикальную стратификацию аэрозоля, представлена оптическая характеристика  $R(H)$  — отношение суммы коэффициентов аэрозольного и молекулярного рассеяния к коэффициенту молекулярного рассеяния. Выполнение условия  $R(H) = 1$  означает отсутствие на данных высотах аэрозоля, а там, где  $R(H) > 1$ , появляется аэрозоль. По значению  $R(H)$  определяется вклад в суммарное (молекулярное и аэрозольное) рассеяние и косвенным путем оценивается аэрозольный компонент.

Анализ результатов наблюдений позволяет выделить два периода, отличающихся возможностью

\* Василий Валентинович Бычков (vasily@ikir.ru); Андрей Сергеевич Пережогин (drew72156@yandex.ru); Алексей Сергеевич Пережогин (alexeyperzhogin@gmail.com); Борис Михайлович Шевцов; Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru); Геннадий Григорьевич Матвиенко (mgg@iao.ru); Алексей Сергеевич Белов (alexis-belov@yandex.ru); Александр Алексеевич Черемисин (aacheremisin@gmail.com).

появления аэрозольных слоев в средней атмосфере. Первый, «теплый», сезон длится с апреля по октябрь, второй, «холодный», продолжается с ноября по март. В «теплый» период сигналы упругого обратного рассеяния хорошо соответствуют молекулярному рассеянию. В холодный период с ноября по март регулярно наблюдались слои аэрозольного рассеяния в стратосфере и мезосфере.

На рис. 1 представлены профили отношения рассеяния, типичные для периода с апреля по октябрь.

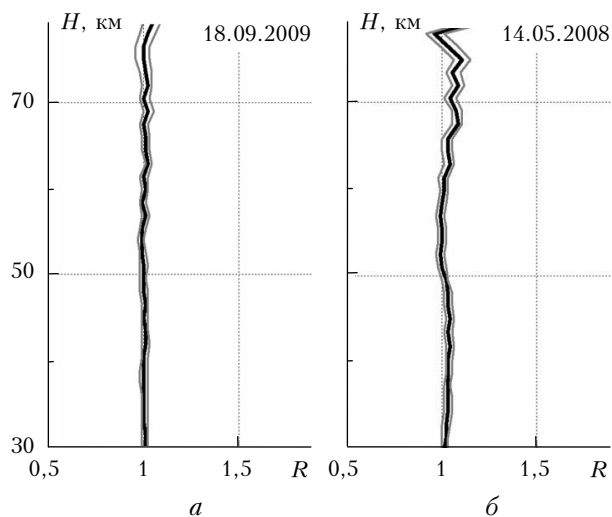


Рис. 1. Профили отношения рассеяния в средней атмосфере Камчатки, характерные для «теплого» сезона

Сентябрьский профиль на рис. 1, *a* представлен без коррекции лидарного сигнала на последствие ФЭУ. Для профиля рис. 1, *б* применена коррекция сигнала на последствие с использованием экспоненциальной аппроксимации по методу, изложенному в работе [8]. Для теплого сезона характерны отсутствие либо слабое проявление аэрозольного рассеяния во всей области высот от 30 до 80 км, отношение рассеяния в целом близко к единице.

Все профили, полученные в холодный сезон, вычислялись по данным температуры, измеренной на спутнике «Аура». Ко всем исходным лидарным данным применена коррекция лидарных сигналов на последствие [8]. В холодный сезон, начиная с конца октября, среди профилей, аналогичных представленным на рис. 1, появляются профили с выраженными слоями аэрозольного рассеяния в стратосфере и в области высот 60–75 км (рис. 2). Относительная величина аэрозольного рассеяния может достигать особенно больших значений на высотах меньше 50 км. В декабре 2007 г. во все 7 проведенных ночей наблюдений получены профили такой же формы, как на рис. 2, *б*.

Аэрозольное наполнение в стратосфере обычно характеризуется большой протяженностью — от тропосферы и до высот ~ 50 км (рис. 2, *б*, *в*). Толщина слоя может составлять 20–30 км и более. Отношение рассеяния на высоте 30 км может достигать значений 1,5 и более. Чаще всего протяженные стратосферные слои появляются в ноябре–декабре. Часто,

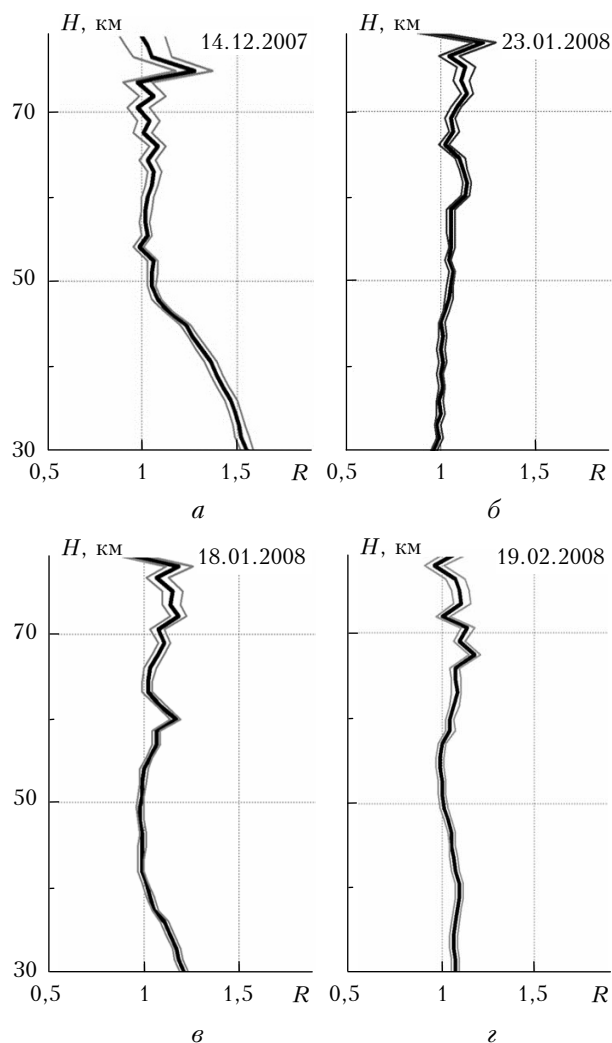


Рис. 2. Профили отношения рассеяния, характерные для «холодного» сезона

но не всегда, наблюдаются одновременно с аэрозольными слоями в мезосфере. В холодный сезон, за период с октября 2007 г. по декабрь 2010 г., стратосферные слои регистрировались более 30 раз. Мезосферные слои обычно узкие, имеют толщину несколько километров. Могут наблюдаться одновременно несколько слоев с максимумами на разных высотах. Появляются как одновременно со слоями в стратосфере, так и в их отсутствие. Отношение рассеяния редко превышает 1,1–1,2. За тот же «холодный» период слои в мезосфере наблюдались более 30 раз.

Такая сезонная особенность динамики вертикального распределения аэрозоля в стратосфере подтверждается длительными лидарными наблюдениями, выполненными в Томске [9]. В этой работе отмечается, что характерной сезонной особенностью, так же как и на Камчатке, являлось отсутствие аэрозоля во всем слое стратосферы от поздней весны до ранней осени. А в период от поздней осени до ранней весны постоянно в нижней стратосфере регистрировалось ее аэрозольное наполнение до высот около 30–35 км.

## Оценка возможности конденсации воды в средней атмосфере

Оценка возможности появления в средней атмосфере условий для конденсации воды проведена по результатам измерений на спутнике «Аура». В перечне параметров, измеренных на этом спутнике, имеются необходимые данные — температура, удельная и относительная влажность атмосферы. Из массива данных, полученных на спутнике за сутки, программно выбирались значения, измеренные в точке ночной траектории, проходящей на ближайшем расстоянии от точки с координатами лидарной станции ИКИР. Координаты выбранных таким образом точек относительно мало отличаются от координат лидара по широте, отклонения лежат в пределах  $1,5^\circ$ . Период оборота спутника 1 ч 38 мин, и отличия по долготе лежат в пределах  $12^\circ$ . Время измерения в этой точке обычно попадало в интервал 2:00–4:00 местного камчатского времени.

По распределению относительной влажности за январь 2008 г. определено, что ее максимальное значение наблюдалось во время стратосферного потепления. Ночью 19 января 2008 г. на высоте 63 км значение относительной влажности составило 0,51%. В остальные дни относительная влажность была меньше 0,1% во всей области высот 30–80 км, за исключением 2 и 3 января, когда она была близка к 0,2% на высоте 61,5 км. Таким образом, влажность мезосферы в течение января 2008 г. во всей области высот 30–80 км была далека от насыщения. Удельная влажность в рассматриваемом интервале высот относительно стабильна. Максимальные значения содержания воды наблюдаются в области стратопазы и зимой составляют  $10\text{--}14 \text{ млн}^{-1}$ . Среднее значение за январь 2008 г. на высотах от 50 до 63 км составило примерно  $12 \text{ млн}^{-1}$ , затем почти линейно изменялось вверх до  $3 \text{ млн}^{-1}$  на высоте 80 км и вниз до  $7 \text{ млн}^{-1}$  на высоте 24 км. На высотах 50–65 км изменения влажности ото дня ко дню и к среднему значению не превышают 30%.

На рис. 3, а, б представлены в логарифмической шкале давления насыщенного пара  $E_i$  над льдом и паров воды  $e$ , полученные по средним значениям декабря 2009 г. и для 7 декабря 2009 г.

В этот день на высоте 72 км отмечалось максимальное по всем дням лидарных наблюдений уменьшение температуры относительно модельных значений на  $56^\circ$ . На рис. 3, в приведена температура по модели атмосферы MSIS, на рис. 3, г — профиль отношения рассеяния, полученный 7 декабря. Давление насыщенного пара над льдом вычислялось по формуле Магнуса [10]:

$$E = E_0 \cdot 10^{9,5t/(265,5+t)},$$

где  $t$  — температура,  $^\circ\text{C}$ ;  $E_0 = 6,1078$  мбар.

Из рис. 3, б следует, что, несмотря на значительное понижение температуры на высоте 72 км, для достижения точки росы содержание воды необходимо увеличить в 12,5 раза. В средних зимних условиях (см. рис. 3, а) давление паров воды в мезо-

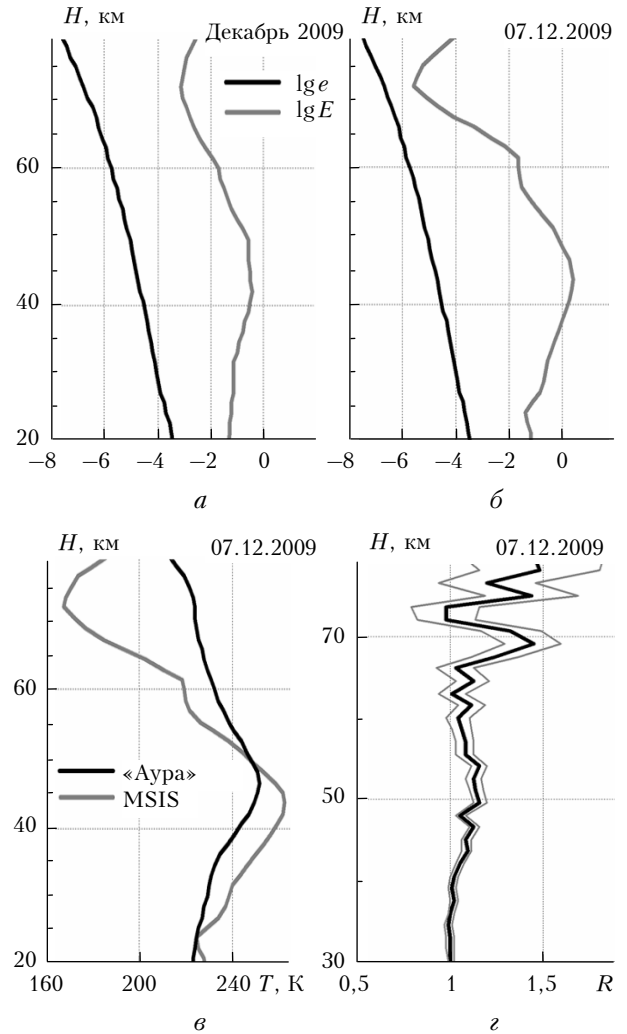


Рис. 3. Давление насыщенного пара над льдом ( $E$ ), давление паров воды ( $e$ ), температура ( $T$ , К) и отношение рассеяния ( $R$ ) для декабря 2009 г.

сфере на 4 порядка меньше, чем необходимо для достижения точки росы.

Во время стратосферного потепления в январе 2008 г. температура в области 60–75 км в период с 18 по 23 января понижалась относительно модельных значений на  $30\text{--}40^\circ$ . В эти дни по результатам измерений температуры и удельной влажности со спутника «Аура» недостаток воды до достижения точки росы в мезосфере составлял около 2–3 порядков и обычная конденсация не представляется возможной.

## Связь образования аэрозолей со стратосферными потеплениями и поглощением радиоволн в ионосфере

Возможность появления аэрозоля в верхней стратосфере на низких широтах в периоды стратосферных потеплений обосновывалась в работах J.M. Rosen

и D.J. Hofman еще в 80-х гг. XX в. [11, 12]. По результатам наблюдений лидарной станции и измерениям температуры со спутника «Аура» появление аэрозольного рассеяния сопоставлялось со стратосферными потеплениями. Одновременно, по данным ионосферной станции, появление аэрозолей сопоставлялось с величиной поглощения радиоволн низкой частоты (1–3 МГц) в ионосфере. Поглощение оценивалось по значениям регулярно измеряемого ионосферного параметра  $f_{\min}$  — частоты, на которой на ионограммах появляется след от слоев  $E$  или  $F$ .

На рис. 4 приведен ход параметра  $f_{\min}$ , усредненного за дневное время в период с ноября по февраль 2007–2008 гг. Точками обозначены даты наблюдений аэрозолей. Стратосферные потепления в этот период, согласно распределению температуры, измеренной на спутнике «Аура», отмечены горизонтальными прямыми линиями.

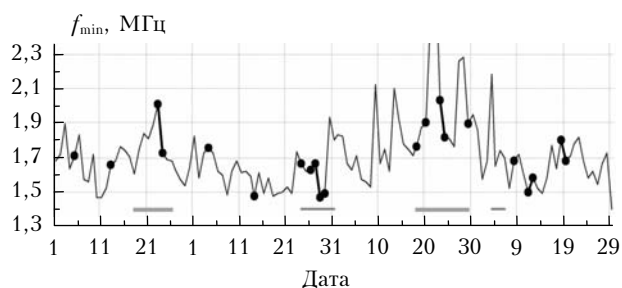


Рис. 4. Ход  $f_{\min}$  за ноябрь 2007 — февраль 2008 г. по данным ионосферной станции Камчатки

Видно, что появление аэрозолей не всегда сопровождается стратосферными потеплениями. Согласно лидарным данным 5 и 13 ноября наблюдались слои в мезосфере и стратосфере, 4 и 14 декабря (см. рис. 2, б) в стратосфере, в феврале 2008 г. в стратосфере и мезосфере. В указанные дни стратосферных потеплений не зафиксировано. Примером может служить профиль, представленный на рис. 2, б, полученный в отсутствие стратосферного потепления.

Исследование поведения  $f_{\min}$  по всем дням наблюдения аэрозолей показало, что в эти дни всегда наблюдались аномальные, нестабильные и повышенные средние значения  $f_{\min}$ , что видно из рис. 4. Исследование поведения  $f_{\min}$  за дни с минимальными средними значениями этого параметра (14.12.2007, 29.12.2007 и 11.02.2008, рис. 4) показало нестабильные значения  $f_{\min}$  в течение суток. Отклонения от среднего по обычным дням суточного хода  $f_{\min}$  в отдельные моменты превышали 0,3 МГц, хотя средние значения  $f_{\min}$  были минимальны за «холодный» сезон.

Аналогичные выводы получены при анализе результатов лидарного и ионосферного зондирования атмосферы в 2009–2011 гг. на Камчатке, а также в Томске в зимние периоды 1998 и 2000 гг. Для сравнения использовались ионосферные данные ст. Ключи (г. Новосибирск). Результаты анализа показали, что при появлении аэрозоля в средней атмосфере наблюдается аномальное поведение ионосферного параметра  $f_{\min}$ , характеризующего повышенное по-

глощение радиоволн в ионосфере. Статистически эта закономерность подтверждается 50 проверенными событиями в Томске и примерно столькими же на Камчатке. Значимых корреляций между среднесуточными значениями  $f_{\min}$  и отношением рассеяния, количественно подтверждающих эту связь, не получено. Тем не менее можно сделать вывод, что аэрозоль появляется не только во время стратосферных потеплений. Однако во всех случаях появления аэрозолей наблюдается аномальное поглощение радиоволн в ионосфере.

По тем же данным проведена проверка связи появления аэрозоля с температурой. Для областей 30–50 и 60–75 км рассчитан коэффициент корреляции между средним по области отношением рассеяния и средней температурой. Получены значения коэффициентов корреляции  $-0,8$  для области 30–50 км и  $-0,7$  для области 60–75 км. Таким образом, появление аэрозоля всегда сопровождалось аномальным поглощением радиоволн и понижением температуры в области слоев.

### Связь появления аэрозольного рассеяния в мезосфере с ростом потоков релятивистских электронов

Обнаружены корреляции по 15-минутным рядам данных — между средним по слою отношением рассеяния  $R$ , накопленным за 15 мин, и ионосферным параметром  $f_{\min}$ . Отобраны 5 дней января–февраля 2008 г. с хорошо выраженными узкими слоями на высотах 60–75 км. Выше 75 км сигнал становится слабым, в отдельные дни меньше 100 фотонов за 15 мин, и эта область высот далее не рассматривается. 15-минутные лидарные данные сглаживались методом скользящего среднего. В качестве  $f_{\min}$  бралось его среднее значение на границах 15-минутного интервала. Результаты приведены на рис. 5. Профили отношения рассеяния за эти дни приведены на рис. 2.

На рис. 5, в за 19 февраля в течение первых 3 ч наблюдаются корреляции  $f_{\min}$  с отношением рассеяния  $R$ , усредненным по слою 72–76,5 км. В последний час наблюдений корреляции отсутствуют. Проверка по лидарным данным с часовым накоплением показала, что в течение последнего часа наблюдений сформировался узкий пик отношения рассеяния на высоте 70 км, который коррелирует с ростом  $f_{\min}$  (рис. 5, в), но не попадает в область высот 72–76,5 км. Примерно такая же ситуация наблюдалась 18 февраля, со слабой за все 4 ч корреляцией порядка 0,5. По данным за 20 января значимых корреляций не найдено, визуально на графиках она прослеживалась только в последние 2 ч наблюдений. Исходные данные рис. 5, а, б относятся к области высот меньше 70 км, сигнал составляет  $\sim 150$ –400 фотонов за 15 мин накопления и дополнительно усредняется при суммировании по высоте, коэффициенты корреляции  $K$  равны 0,77 на высоте 60–65 км и 0,68 на высоте 64,5–70,5 км.

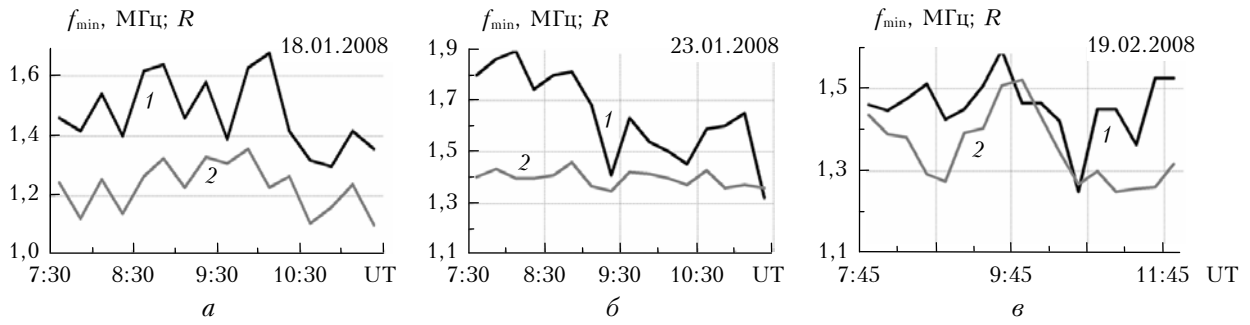


Рис. 5. Ход  $f_{\min}$  (кривая 1) и отношения рассеяния  $R$  (кривая 2), усредненного по высоте слоев:  $a$  – 60–65;  $b$  – 64,5–70,5;  $v$  – 72–77 км

Из рис. 5 видно, что во все эти дни наблюдались высокие ночные значения  $f_{\min}$ , равные 1,6–1,7 МГц, причем этот рост происходит в ночное время (рис. 5,  $b$ ,  $v$ ) и объясняется увеличением содержания свободных электронов в области высот 75–95 км. Рост плотности электронов в ночной области слоя  $D$  можно объяснить появлением там дополнительных источников ионизации. Обычный источник ионизации рассеянным излучением Солнца в линии  $L_{\alpha}$  относительно стабилен. Поэтому были исследованы данные о скорости высыпаний релятивистских электронов в атмосферу Камчатки, наблюдавшихся одновременно с появлением аэрозольного рассеяния в мезосфере.

Использованы результаты измерений спутника «Деметер», пролетавшего на высоте 660 км как восточнее, так и западнее Камчатки между 21:00 и 23:00 ч местного времени, т.е. непосредственно

во время проведения лидарных наблюдений. На рис. 6,  $a$  представлены траектории спутника «Деметер» за 18 января 2008 г. с указанием времени пролета и зарегистрированные электроны (эл/с) в интервале энергий 92–526 кэВ (рис. 6,  $b$ , кривые 1) для каждой из траекторий.

Количество зарегистрированных электронов определяется по логарифмической шкале ( $10^0$ – $10^6$ ), представленной слева для каждой траектории. Момент пересечения  $53^{\circ}$  с.ш. отмечен черной вертикальной линией. На рис. 6,  $b$  внизу показан спектр высыпавшихся электронов, зарегистрированный в момент пересечения  $53^{\circ}$  с.ш. на «восточной» траектории. Серыми линиями представлены аналитические аппроксимации спектра, использованные для вычисления функции ионообразования. Наличие в спектре электронов с энергиями более 1600 кэВ указывает на то, что, вероятно, это электроны, высыпавшиеся

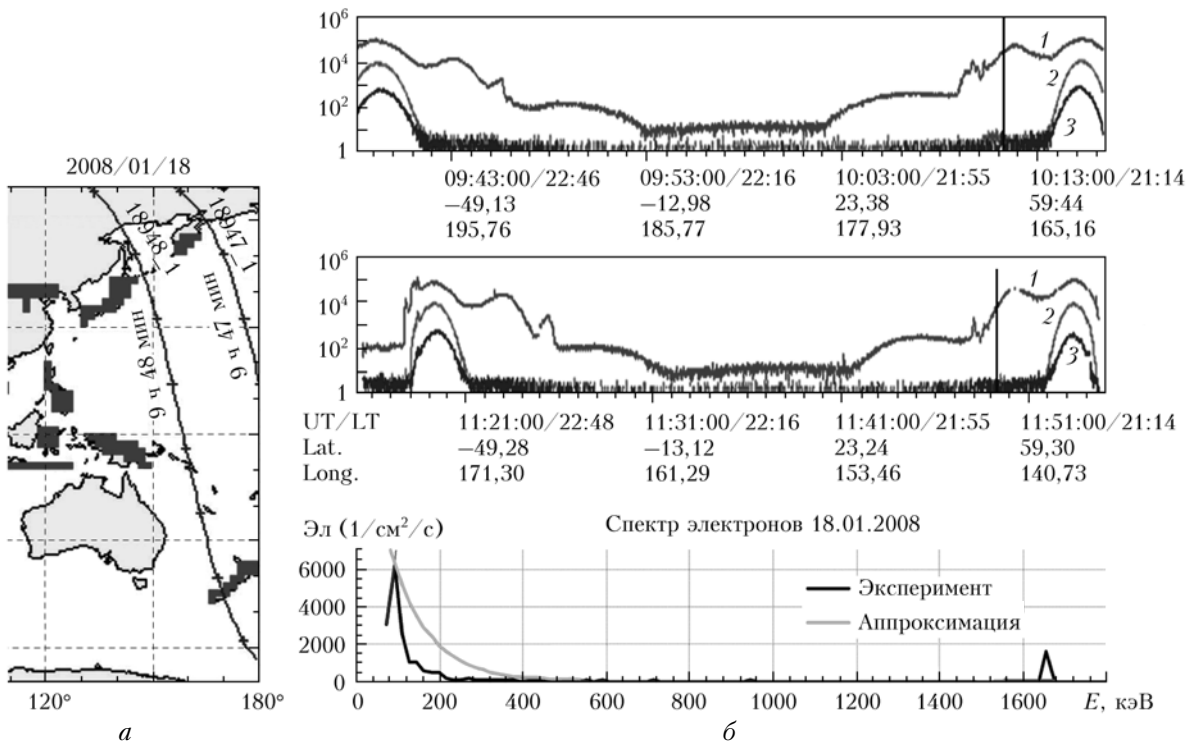


Рис. 6. Траектории спутника «Деметер» 18.01.2008 ( $a$ ), потоки релятивистских электронов вдоль этих траекторий и спектр на ближайшей из них ( $b$ ). Кривые 1, 2, 3 – интервалы энергии электронов: 1 – 92–526, 2 – 526–972, 3 – 972–2342 кэВ

из радиационного пояса Земли. Из рис. 6, б также следует, что, по меньшей мере на траектории, прошедшей восточнее Камчатки, на широте 53° с.ш. общее число зарегистрированных электронов с энергией 92–526 кэВ близко к количеству таких электронов в авроральной зоне.

Представленный на рис. 6, б спектр высыпавшихся электронов начинается с 72,9 кэВ, имеет максимум на 90,2 кэВ и быстро спадает почти до нуля при энергиях больше 200 кэВ. Результаты расчетов скорости ионизации моноэнергетическим изотропным пучком в пересчете на один электрон, проведенные Омхольтом, представлены, например, в [13]. Согласно этим расчетам электроны с энергиями 40 кэВ производят максимум ионизации в области высот 90 км, для энергий 300 кэВ – вблизи 70 км. При использовании максвелловского спектра область максимума ионизации расширяется, высота максимума уменьшается [14]. При этом скорость ионизации в точке максимума меняется мало и может быть вычислена по аппроксимации

$$q_e = J_e / [E_o G(1+\gamma)] \int f(E, E_o, \gamma) q(E, n) dE, \quad (1)$$

где  $G$  – гамма-функция;  $E_o$  – характерная энергия спектра, эВ;  $J_e$  – поток электронов,  $\text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ ;  $f(E, E_o, \gamma)$  – спектр высыпавшихся электронов, который обычно определяется функцией

$$f(E, E_o, \gamma) = (E/E_o)^\gamma \exp(-E/E_o), \quad (2)$$

дающей при  $\gamma = 1$  максвелловское распределение;  $q(E, n)$  однозначно определяется энергией электронов и концентрацией нейтральных составляющих;  $n = [N_2] + 32[O_2]/28 + 16[O]/28$  и с использованием модели NRLMSIS-00 однозначно определяется по высоте. Спектр, представленный на рис. 6, б, при энергиях  $E < 90,2$  кэВ очень хорошо аппроксимируется функцией типа (2) с  $\gamma = 4,28$  и  $J_e = 17000$  эл/см<sup>2</sup>/с. Для электронов с энергией больше 90,2 кэВ спектр функцией (2) аппроксимируется хуже. На рис. 6, б представлен спектр с  $\gamma = 0,01$ , и дальнейшее уменьшение  $\gamma$  практически не меняет форму кривой.

На рис. 7, а приведены результаты расчета скорости ионизации для  $J_e = 17000$  эл/см<sup>2</sup>/с с использованием спектров  $\gamma = 4,28$  для энергий электронов от 72,9 до 90,2 кэВ и  $\gamma = 0,01$  для энергий больше 90,2 кэВ.

На рис. 7, б показано распределение скорости ионизации для ночных условий, принятое в модельных исследованиях Кошелева [15]. Похожие данные имеются за 20 и 23 января 2008 г., когда наблюдались выраженные узкие аэрозольные слои в интервале 60–70 км. Спектры «Деметер» необщедоступны, и по другим дням появления аэрозольного рассеяния в мезосфере можно воспользоваться только примерными значениями общего количества электронов, зарегистрированных за 1 с. Во всех этих случаях наблюдалось их увеличение на 1–3 порядка в интервале энергий 92–526 кэВ над обычным для г. Петропавловска-Камчатского значением  $\sim 10^2$ – $10^3$  эл/с.

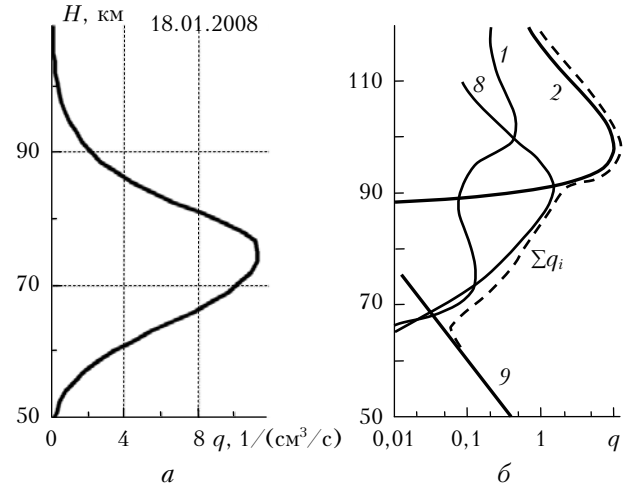


Рис. 7. Скорость ионизации электронами для спектра рис. 6, а и скорость ионизации для «средних» ночных условий (рис. 6, б) [14]

Принятая в модельных исследованиях Кошелева скорость ионизации ночью во всем интервале высот 50–90 км не превышала  $1 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ , а в интервале высот 60–70 км принималась меньше  $0,1 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ . Приведенные выше оценки для скорости ионизации потоком электронов, по данным «Деметер», дают значения выше почти на 2 порядка во всей области высот 60–75 км. В свою очередь это должно привести к существенному увеличению ионизации в целом и концентрации тяжелых водных комплексов над значением  $3 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3}$ , полученным в модельных исследованиях Кошелева для высот около 70 км.

Вопрос о том, каким образом возрастание ионизации области 60–75 км может привести к образованию оптически активной фракции аэрозольных частиц (с размерами хотя бы 100 нм), не проработан и требует отдельного исследования. Возможно, ответ нужно искать в фотохимии и укрупнении ионов по реакции



Отношение коэффициентов прямой и обратной реакции (3) имеет сильную температурную зависимость. Для  $n = 4$  при уменьшении температуры на  $10^\circ$  отношение коэффициента скорости прямой реакции к обратной увеличивается на порядок. Во всех случаях появления аэрозоля в мезосфере отмечалось понижение температуры в той же области высот (60–75 км) по сравнению со средними модельными данными.

Свою роль в этом процессе может играть наличие на мезосферных высотах частиц метеорной пыли. Согласно литературным данным на высоте 60 км присутствуют частицы метеорной пыли размерами 10 нм и содержанием  $1,8 \cdot 10^3 \text{ см}^{-1}$  [16]. Эти частицы образуются в результате реконденсации метеорного вещества, присутствующего на высоте  $\sim 90$  км в количестве  $\sim 6,8 \cdot 10^4 \text{ см}^{-1}$  и имеющего размеры  $\sim 2,6$  нм.

В области высот 80–100 км, ответственной за поглощение радиоволн низкой частоты, изменения

скорости ионообразования, вызванные релятивистскими электронами, составляют единицы эл/см<sup>3</sup>/с и могут вполне разумно изменять  $f_{\min}$ , что наблюдалось экспериментально. Нестабильность корреляций  $f_{\min}$  с отношением рассеяния на разных временных интервалах может быть связана с изменениями энергетических спектров высыпавшихся электронов, поэтому требуются дополнительные экспериментальные подтверждения. По этой же причине ожидать высоких значений коэффициентов корреляции на длинных временных рядах не следует. По представленным данным все же можно сделать вывод о том, что изменения ночных значений  $f_{\min}$  и образование аэрозольного рассеяния в мезосфере могут быть обусловлены одним возможным механизмом — высыпавшимися релятивистскими электронами с одновременным понижением температуры.

### Заключение

Представлены данные об аэрозольном рассеянии в верхней стратосфере и мезосфере над Камчаткой до высот 75–80 км. Для летнего сезона характерно отсутствие слоев с заметно повышенным светорассеянием во всей области высот от 30 до 80 км, в целом лидарные сигналы в этот сезон хорошо соответствуют рэлеевскому рассеянию. С конца октября — начала ноября начинаются возмущения, проявляющиеся в возникновении областей с повышенным светорассеянием в стратосфере и в мезосфере на высотах 60–75 км. 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.

Показано, что аэрозоли могут наблюдаться не только во время стратосферных потеплений, но все случаи появления аэрозольного рассеяния сопровождаются аномальным поглощением радиоволн в ионосфере. Обнаруженные короткопериодные корреляции содержания аэрозоля в мезосфере с параметром  $f_{\min}$  могут иметь одну общую причину — повышение высыпаний релятивистских электронов в атмосферу.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке программы ДВО РАН № 9-II-CO-07-001, ГК № 16.518.11.7048, проекта Минобрнауки РФ АВИЦП «Развитие научного потенциала высшей школы» № 2.1.1/1333 (2011 г.), интеграционного научно-исследовательского проекта СО РАН — ДВО РАН — НАН Украины «Диагностика динамических процессов в среднеширотной и субполярной атмосфере» и гранта РФФИ № 10-05-00907-а «Выявление региональных особенностей условий формирования и механизмов образования аэрозольных слоев в стратосфере и мезосфере Северного полушария».

*V.V. Bychkov, A.S. Perezhogin, A.S. Perezhogin, B.M. Shevtsov, V.N. Marichev, G.G. Matvienko, A.S. Belov, A.A. Cheremisin. Lidar observations of aerosol appearance in the middle atmosphere of Kamchatka in 2007–2011.*

According to results of lidar observations carried out in Kamchatka from October, 2007 to December, 2010 the behavior of aerosol vertical structure within height of 30–80 km is analyzed. The obtained data revealed regular aerosol appearance in winter in the upper stratosphere and mesosphere at height of 60–75 km. Aerosol scattering at this altitude is observed from the end of October to March–April. During the warm season, from April to October, lidar signals correspond well to Rayleigh molecular scattering.

1. Kent G.S., Wright R.W.H. A review of laser radar measurements of atmospheric properties // *J. Atmos. and Terr. Phys.* 1970. V. 32, N 5. P. 917–943.
2. 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.
3. Межерис П. Лазерное дистанционное зондирование. М.: Мир, 1987. 550 с.
4. Бычков В.В., Маричев В.Н. Образование водных аэрозолей в верхней стратосфере в периоды зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 3. С. 248–255.
5. Бычков В.В., Маричев В.Н., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Шумейко А.В. Динамика лидарных отражений в мезосфере Камчатки в период зимнего аномального поглощения радиоволн в ионосфере // *Оптика атмосф. и океана.* 2008. Т. 21, № 12. С. 1083–1087.
6. Kirkwood S., Barabash V., Belova E., Nilsson H., Rao T.N., Stebel K., Osepian A., Chilson P.B. Polar mesosphere winter echoes during solar proton events // *Advanced in Polar Upper Atmos. Res.* 2002. N 16. P. 111–125.
7. Stebel K., Blum U., Fricke K.-H., Kirkwood S., Mitchell N.J., Osepian A. Joint radar-lidar observations of possible aerosol layers in the winter mesosphere // *J. Atmos. and Terr. Phys.* 2004. V. 66, N 11. P. 957–970.
8. Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А. Учет импульсов последствия ФЭУ в лидарных сигналах средней атмосферы Камчатки // *Оптика атмосф. и океана.* 2011. Т. 24, № 2. С. 107–111.
9. Маричев В.Н. Лидарные исследования вертикальной структуры аэрозоля в верхней тропосфере и стратосфере над Томском в 2008–2009 гг. // *Труды 16-го Междунар. симпози. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы».* Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2009. С. 622–626.
10. Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 649 с.
11. Hofman D.J., Rosen J.M. Balloon-borne particle counter observations of the El Chichon aerosol layers in the 00.1–1.8 um radius range // *Geophys. J. Int.* 1984. V. 23, N 2. P. 155–185.
12. Hofmann D.J., Rosen J.M., Gringel W. Delayed production of sulfuric acid condensation nuclei in the polar stratosphere from El Chichon volcanic vapors // *J. Geophys. Res. D.* 1985. V. 90, N 1. P. 2341–2354.
13. Омхольт А. Полярные сияния. М.: Мир, 1974. 248 с.
14. Деминов М.Г. Ионосфера Земли // *Космическая геофизика.* Т. 2 / Ред. Л.М. Зеленый, И.С. Веселовский. М.: Физматлит, 2008. С. 92–163.
15. Кошелев В.В., Климов Н.Н., Сутырин Н.А. Аэрономия мезосферы и нижней термосферы. М.: Наука, 1983. 183 с.
16. Hunten D.J., Turco R.P., Toon O.B. Smoke and dust particles of meteoric origin in the mesosphere and thermosphere // *J. Atmos. Sci.* 1980. V. 37. P. 1342–1357.