

## ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ, ГИДРОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 551.510.413.2:551.510.413.3: 551.598.856

# Рассеяние на возбужденных ионах как причина регистрации мнимого аэрозоля в средней атмосфере

В.В. Бычков<sup>1</sup>, И.Н. Середкин<sup>1</sup>, В.Н. Маричев<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup>Институт космических исследований и распространения радиоволн ДВО РАН  
684034, Камчатский край, Елизовский р-н, с. Паратунка, ул. Мирная, 7

<sup>2</sup>Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН  
634055, г. Томск, пл. Академика Зуева, 1

Поступила в редакцию 19.06.2020 г.

Обсуждаются результаты двухчастотного зондирования атмосферы на лидарной станции Камчатки (52°58'17" с.ш., 158°15'07" в.д.) в области высот 25–600 км. Исследуется возможность проявления резонансного рассеяния в формировании мнимых аэрозольных образований в средней атмосфере. Приводятся примеры, в которых повышенное рассеяние на длинах волн 532,08 и 561,106 нм в области средней атмосферы следует объяснять резонансным рассеянием на возбужденных ионах атомарного кислорода и азота. Такие ионы могут появляться в результате ионизации атмосферы релятивистскими электронами.

*Ключевые слова:* атмосфера, ионосфера, лидар, зондирование, рассеяние; atmosphere, ionosphere, lidar, sounding, scattering.

### Введение

Лидарная станция Камчатки, в состав которой входят Nd:YAG-лазер Brilliant-B и телескоп Ньютона с зеркалом диаметром 60 см, введена в эксплуатацию осенью 2007 г. В первые три года работы станции изучалось распределение аэрозоля в средней атмосфере. Зондирование велось на длине волны  $\lambda = 532,08$  нм. Исследовались влияние последствий ФЭУ на лидарный сигнал и методы его устранения. Решение этой проблемы привело к необходимости проводить регистрацию сигнала до высот 600 м и измерения фонового сигнала в промежутке между каждыми двумя посылками лазерного импульса, что позволило регистрировать аэрозольные образования до высот  $\sim 80$  км.

В 2008 г. несколько раз наблюдались трудно объяснимые в рамках теории аэрозольного рассеяния случаи корреляции лидарного сигнала в области мезопаузы с ионосферным параметром  $f_{\min}$  [1]. В марте и сентябре 2008 г. наблюдались корреляции ионосферного параметра  $foF2$  с лидарным сигналом на высотах 200–300 км [2, 3].

Измеряемый ионозондом параметр  $foF2$  — это максимальное значение плазменной частоты колебаний электронов, равное  $8,98 \cdot (N_e)^{1/2}$  Гц, где  $N_e$  — концентрация электронов,  $\text{м}^{-3}$ . При частоте зондирующей волны больше  $foF2$  отражения волны не происходит, она уходит в межпланетное пространство. Параметр  $f_{\min}$  — это минимальная частота,

при которой на ионограммах появляется след слоя  $E$  или  $F$ . Если  $f_{\min}$  больше частоты  $fo$ , с которой начинается сеанс зондирования атмосферы, то это означает, что в интервале частот  $[fo; f_{\min}]$  произошло поглощение радиоволн.

Физически энергия волны поглощается свободными электронами при соударении с молекулами атмосферы. Электрон раскачивается с частотой электромагнитной волны, но движущийся электрон излучает на той же частоте. Поглощенная энергия возвращается волне. Потери энергии происходят при соударении электрона с нейтралами. Выражение для коэффициента затухания волны имеет вид  $\chi \sim \nu(\omega_0^2/\omega^2)$ . Затухание пропорционально частоте столкновений электронов с нейтралами и квадрату плазменной частоты (или плотности плазмы) и обратно пропорционально квадрату частоты падающей радиоволны.

В земной атмосфере затухание зондирующей волны происходит в основном на высотах 75–90 км. Ниже этих высот падает плотность электронов, а выше — плотность нейтралов. В ночной ионосфере при возрастании  $foF2$  (область слоя  $F2$ ) либо  $f_{\min}$  (область мезопаузы) можно говорить о появлении дополнительных источников ионизации в этих областях.

На основе анализа результатов ионосферных и лидарных наблюдений было показано, что при вспышках сверхтепловых (0,1–10 кэВ) электронов в атмосферу суммарный лидарный сигнал на высотах 200–300 км может коррелировать с содержанием плазмы в области максимума ночного слоя  $F2$  ионосферы. Корреляция наблюдалась как в магнитно-спокойных условиях, так и во время геомагнитных

\* Василий Валентинович Бычков (vasily.v.bychkov@gmail.com); Илья Николаевич Середкин (seredkin@ikir.ru); Валерий Николаевич Маричев (marichev@iao.ru).

возмущений. Анализ геофизических данных, сопровождавших явление, позволил сделать вывод о том, что физическим механизмом, объясняющим эти корреляции, может быть резонансное рассеяние на возбужденных ионах атомарного азота.

Резонансное рассеяние на возбужденных ионах атомарного кислорода на  $\lambda = 561,106$  нм исследовалось уже целенаправленно после модернизации лидарной станции в 2010 г. Предполагалось, что сигнал на  $\lambda = 561,106$  нм будет существенно выше, так как на высоте 300 км содержание ионов кислорода на два порядка выше, чем ионов азота. В настоящей работе представлен анализ результатов, полученных осенью 2017 г. в ходе двухчастотного лидарного зондирования на двух длинах волн в области 25–80 км.

## Оборудование

В наблюдениях использовался двухчастотный лидар с Nd:YAG-лазером для генерации излучения на  $\lambda = 532,08$  нм и лазером TDL на красителе Rh-590 для генерации излучения на  $\lambda = 561,106$  нм на частоте 10 Гц. На рис. 1 представлена оптическая схема лидара.

Синхроимпульс (СИ) генерируется лазером накачки и подается на Nd:YAG-лазер первого канала, лазер TDL, фотоэлектронный умножитель, счетчики фотонов и блок управления. Основные функции блока управления – формирование двух запирающих импульсов напряжением 5 В и заданной длительностью, а также подача их одновременно с синхроимпульсом на оба фотоэлектронных умножителя.

В приемнике сигнал делится на потоки с длиной волны излучения более 532,08 нм и коротковолновую часть. Далее разделенные потоки направляются на фотокатоды двух ФЭУ, соединенных со счетчиками фотонов.

Основные параметры лидара и электронные переходы, использованные в экспериментах, приведены в табл. 1, 2 и на рис. 1 в работе [4], посвященной рассеянию лазерного излучения в нижней термосфере. Там же приводится описание методов регистрации и обработки данных. Из соображений удобства восприятия и изложения табл. 1 электронных переходов воспроизводится и в настоящей работе.

Линии, представленные в табл. 1, выбраны с учетом ширины полосы лазерного излучения.

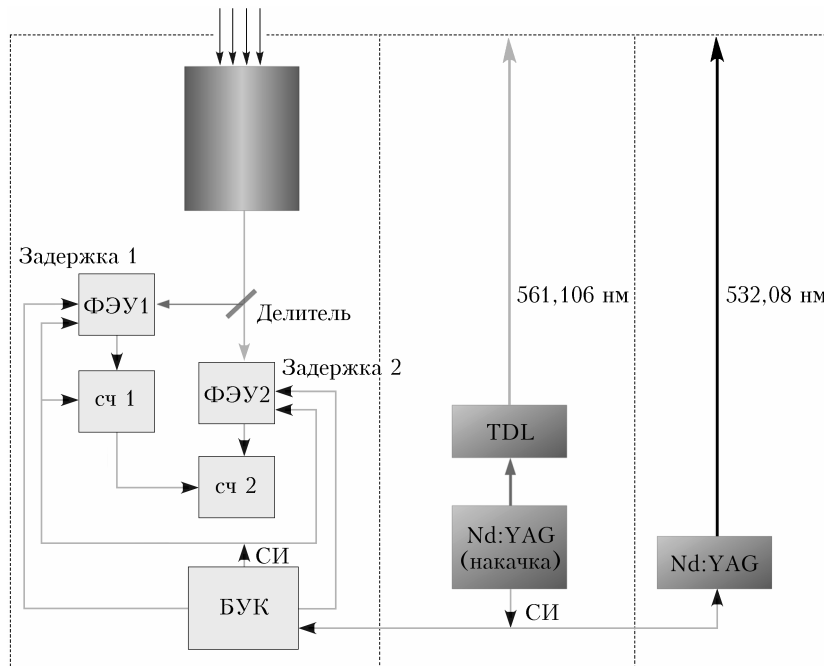


Рис. 1. Оптическая схема лидара: СИ – синхроимпульс; сч 1, 2 – счетчики фотонов; ФЭУ – фотоэлектронный умножитель; БУК – блок управления и контроля

Таблица 1

Дипольные переходы возбужденных ионов атомов кислорода и азота, попадающих в полосу излучения лазеров [5]

Компонент	$\lambda$ , нм	$A_{ki}$ , $c^{-1}$	Нижний уровень	Терм	$J$	Верхний уровень	Терм	$J$
O <sup>+</sup>	561,1061	2,14e + 06	2s <sup>2</sup> 2p <sup>2</sup> (1S)3s	<sup>2</sup> S	1/2	2s <sup>2</sup> 2p <sup>2</sup> (3P)4p	<sup>2</sup> P°	1/2
N <sup>+</sup>	532,0958	2,52e + 07	2s2p <sup>2</sup> ( <sup>4</sup> P)3p	<sup>5</sup> P°	1	2s2p <sup>2</sup> ( <sup>4</sup> P)3d	<sup>5</sup> P	2

Примечание.  $A_{ki}$  – коэффициенты Эйнштейна, определяющие вероятность перехода; ° соответствует нечетной сумме орбитальных чисел состояния.

## Экспериментальные данные

В лидарных исследованиях средней атмосферы использовался параметр отношения рассеяния  $R = (\beta_a + \beta_m)/\beta_m = 1 + \beta_a/\beta_m$ , где  $\beta_a$ ,  $\beta_m$  – коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния [6]. Значения  $R(H)$  больше единицы указывают на появление аэрозольных образований на высоте  $H$ .

В обычном состоянии в мезосфере нет условий для кристаллизации паров воды и образования аэрозоля. По результатам лидарных наблюдений, проведенных в 2007–2012 гг., выявлены сезонные особенности появления аэрозольных образований в атмосфере над Камчаткой [7]. Аэрозольные образования в стратосфере могут появляться в «холодный сезон», с ноября по март, и отсутствуют в «теплый сезон», с мая по сентябрь. В мезосфере усиление аэрозольного рассеяния может наблюдаться во все сезоны.

В [1] с использованием данных метеорологического спутника Aura и синхронных лидарных наблюдений проведены оценки температуры и содержания воды при наличии аэрозольного рассеяния в мезосфере. Показано, что даже при экстремально низких температурах в 2007–2009 гг. содержание воды в мезосфере более чем на порядок ниже необходимого для начала кристаллизации паров воды с образованием аэрозоля.

Также в [1] исследовались необычные корреляции лидарного сигнала (532,08 нм), суммарного по слоям толщиной ~ 5 км в мезосфере, на высотах 60–77 км с ионосферным параметром  $f_{min}$  за 18 и 23 января и 19 февраля 2008 г.

Для объяснения изменений  $f_{min}$  использовались результаты измерений со спутника DEMETER, пролетавшего на высоте 660 км во время лидарных наблюдений как восточнее, так и западнее Камчатки. На 53° с.ш. на спутнике были зарегистрированы потоки релятивистских электронов с энергией более 100 кэВ. Спектр этих электронов, полученный на спутнике DEMETER 18 января 2008 г., аппроксимирован экспонентами таким образом, чтобы можно было использовать аналитическую аппроксимацию скорости ионизации из [8, 9]. По методике [8, 9]

проведены расчеты скорости ионизации. Показано, что вышеупомянутые потоки могут вызывать ионизацию с максимумом на высоте ~ 75 км. Проведено также тестирование программ расчета функции ионизации для разных условий. Расчеты показали, что метод [8, 9] дает результаты, близкие к классическим представлениям в [10].

Рост  $f_{min}$  может быть обусловлен увеличением содержания электронов в мезосфере. Корреляция этих значений с лидарным сигналом может быть вызвана появлением резонансного рассеяния на возбужденных ионах атомарного азота. Возбужденные ионы атомарного азота появляются в процессе ионизации атмосферы.

В [4] обсуждались высыпания больших моноэнергетических потоков сверхтепловых электронов, не характерные для среднеширотной атмосферы, наблюдавшиеся 5 сентября 2017 г. в термосфере над Камчаткой, на высотах 100–500 км. На рис. 2 приведены профили отношения рассеяния  $R$  в области 25–80 км, полученные 5 сентября 2017 г. Тонкие линии – среднеквадратичное отклонение отношения рассеяния.

Для типичного профиля осеннего сезона коэффициент рассеяния  $R$  близок к единице во всей области высот средней атмосферы. Профили на рис. 2, в, г в целом соответствуют типичным профилям сентября, а профили на рис. 2, а, б никогда не появлялись ранее за все время наблюдений с 2007 г. при безоблачной погоде. На суммарных профилях за ночь 6 и 12 сентября 2017 г.  $R$  везде близок к единице, аэрозольные образования в мезосфере отсутствуют. Рассеяние в термосфере также не зарегистрировано.

Кроме того, при аэрозольном рассеянии профили отношения рассеяния на близких длинах волн должны быть подобны по форме. На профилях на рис. 2, а, б подобия не наблюдается. Можно предположить, что имеет место резонансное рассеяние.

Профили отношения рассеяния  $R$  с 15-минутным накоплением, полученные во время появления светорассеивающего слоя в термосфере, отличаются от профилей на рис. 2, а, б несущественными деталями и в настоящей работе не приводятся.

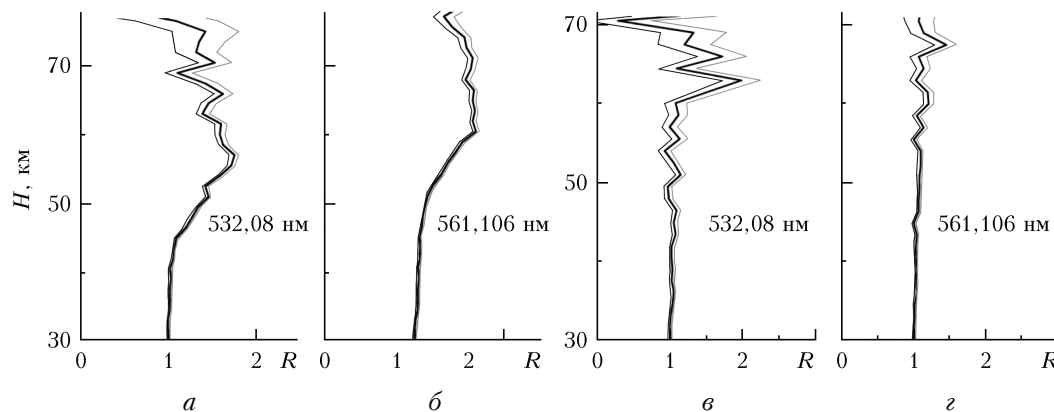


Рис. 2. Профили отношения рассеяния, полученные 5 сентября 2020 г.: а, б – суммарные за ночь (10:30–14:30 UTC); в, г – полученные до появления светорассеивающего слоя в термосфере (10:30–10:45 UTC)

## Результаты и обсуждение

В средней атмосфере условия для появления резонансного рассеяния сохраняются. Доплеровское уширение линий ионов азота и кислорода определяет долю фотонов лазерного импульса, пригодных для участия в резонансном рассеянии. Для температуры 800 К (слой F2) уширение составляет 0,004 нм, а для температуры 200 К (мезопауза) – ~ 0,002 нм, и этого достаточно для формирования условий резонансного рассеяния. Уменьшение доплеровского уширения означает лишь уменьшение в импульсе лазера фотонов, «полезных» для взаимодействия с возбужденными ионами, примерно в 2 раза.

Согласно модели NRLMSIS-00 [11] атомарный кислород появляется на высотах 75–80 км, его содержание быстро достигает максимума на высоте ~ 100 км ( $4 \cdot 10^{11} \text{ см}^{-3}$ ) и далее быстро убывает, составляя на высоте 300 км  $5 \cdot 10^8 \text{ см}^{-3}$ . Атомарный азот появляется на высотах ~ 100 км, содержание его достигает максимума на 200 км ( $5 \cdot 10^7 \text{ см}^{-3}$ ) и спадает более чем на порядок на 400 км. Отсутствие в заметных количествах ионов атомарного азота и кислорода на высотах средней атмосферы не означает, что их там не бывает. С появлением источников ионизации эти ионы рождаются, часто в возбужденном состоянии, и быстро гибнут в процессах рекомбинации. Основными источниками их появления могут служить молекулярные кислород, азот и озон.

Время жизни ионов определяется частотой их столкновений с нейтралами, в процессе которых они преобразуются в тяжелые ионы с малым временем жизни. Но время жизни исследуемых возбужденных состояний, по крайней мере в мезосфере, много меньше времени жизни ионов, а плотность потока фотонов на этих высотах больше. Вероятность взаимодействия возбужденных ионов с фотонами лазерного импульса требует отдельной оценки.

Частоту столкновений ионов с нейтралами можно рассчитать по формуле

$$\nu(N_a) = 0,81 \cdot 10^{-10} (T/M)^{1/2} N_a \text{ (с}^{-1}\text{)}, \quad (1)$$

где  $T$  – температура;  $M$  – молекулярная масса;  $N_a$  – концентрация атмосферных частиц [12]. Необходимо также оценить время жизни ионов в средней атмосфере. В общем случае оно определяется как

$$\tau = 1/(\sum A_{ik} + \nu), \quad (2)$$

где  $\nu$  – частота соударений ионов с нейтралами;  $A_{ik}$  – коэффициенты Эйнштейна, определяющие вероятность перехода; суммирование коэффициентов производится для всех состояний, переходы в которые разрешены [12].

На рис. 3, а приведены профили времени жизни  $\tau$  для исследуемых возбужденных состояний ионов кислорода и азота (см. табл. 1). Расчет суммы коэффициентов Эйнштейна проводился по данным [5] поиском по всем состояниям, переходы в которые возможны. При вычислении частоты соударений ионов с нейтралами температуры и концентрации рассчитывались по модели атмосферы NRLMSIS-00 [11].

На рис. 3, б, в представлены значения «дополнительного» сигнала  $S_a$ , обусловленного суммой аэрозольного и резонансного рассеяния. Как уже упоминалось,  $R = 1$  означает наличие только молекулярного рассеяния. В общем случае величина молекулярного рассеяния при известном отношении рассеяния может быть рассчитана как  $(N - N_f)/R$ , где  $N$  – суммарный лидарный сигнал;  $N_f$  – фоновый сигнал. Обозначив  $S = (N - N_f)$ , получим простое выражение для дополнительного сигнала:  $S_a = (N - N_f) - (N - N_f)/R$ , или

$$S_a = S - S/R. \quad (3)$$

Тонкими линиями на рис. 3, б, в представлено среднеквадратичное отклонение  $\Delta$  дополнительного сигнала  $S_a$ . Значения  $\Delta$  рассчитывались подстановкой в (3) выражения для  $R$  в виде решения лидарного уравнения [13] и последующих вычислений в соответствии с методом, изложенным в [14, 15].

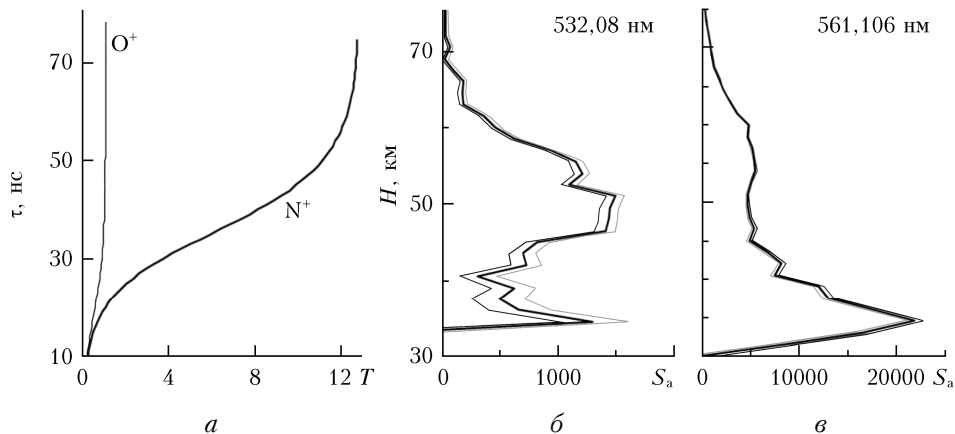


Рис. 3. Профиль времени жизни состояний нижнего уровня из табл. 1 в средней атмосфере (а); суммарные лидарные сигналы за вычетом сигнала молекулярного рассеяния и фонового сигнала, полученные 5 сентября 2017 г. (б, в)

Основные параметры взаимодействия излучения с возбужденными ионами

Ион	$H$ , км	$P_s$ , м <sup>2</sup>	$\tau$ , нс	$\tau/T$	$N\tau$	$\sigma N\tau$
$N^+$	30	3,50	3,720	0,744	$5,3 \cdot 10^{15}$	715
	20	1,37	1,050	0,210	$3,8 \cdot 10^{15}$	513
	10	0,35	0,215	0,043	$3,1 \cdot 10^{15}$	418
$O^+$	30	3,50	0,891	0,089	$2,5 \cdot 10^{14}$	37
	20	1,37	0,568	0,057	$4,2 \cdot 10^{14}$	70
	10	0,35	0,213	0,021	$6,0 \cdot 10^{14}$	90

На высотах более 40 км максимум дополнительного сигнала (рис. 3, б, в) находится ниже максимума коэффициента рассеяния (см. рис. 2, а, б). Это объясняется тем, что сигнал молекулярного рассеяния уменьшается экспоненциально с высотой, на больших высотах дополнительный сигнал вносит больший вклад в коэффициент рассеяния.

На высоте 35 км суммарный сигнал обратного рассеяния на  $\lambda = 561,106$  нм (см. рис. 2, б) составляет  $\sim 650000$  имп., а дополнительный сигнал составляет  $\sim 22000$  имп. (см. рис. 3, в) и не оказывает заметного влияния на  $R$  в области 35–40 км. Резкое падение дополнительного сигнала ниже высоты 35 км в обоих случаях связано с отсутствием в этот день сигнала на высотах меньше 30 км и нормировкой отношения рассеяния на единицу на высоте 30 км.

Ионизация в области верхней мезосферы (60–80 км) может быть вызвана высыпанием электронов с энергией 150–300 кэВ, что приводит к повышению рассеяния и проявляется в виде аэрозольных слоев. Резонансное рассеяние в области 50–60 км можно объяснить высыпанием электронов с энергией  $\sim 600$  кэВ. Увеличение дополнительного сигнала с высотой от 35 до 40 км (см. рис. 3, б, в) позволяет предположить, что наблюдались высыпания электронов с энергиями более 2,8 МэВ. Профили ионизации при высыпаниях электронов можно рассчитать из аналитического приближения, представленного в [8, 9].

Приведем результаты, полученные в [4]. Учтем, что расходимость коллимированного луча равна  $7 \cdot 10^{-5}$  рад, а сечения резонансного рассеяния –  $1,35 \cdot 10^{-13}$  и  $1,5 \cdot 10^{-13}$  м<sup>2</sup> на  $\lambda = 532,08$  и  $561,106$  нм соответственно. Полезная энергия импульса в [4] определена как 40 и 15 мДж, а число полезных фотонов –  $1,0 \cdot 10^{17}$  (532,08 нм) и  $0,4 \cdot 10^{17}$  (561,106 нм). С учетом того, что доплеровское уширение линий в мезосфере меньше в 2 раза, можно положить эти энергии равными 20 и 7,5 мДж. Количество «полезных» фотонов в импульсе  $N_p$  с учетом потерь 50% в атмосфере и передатчике будет равно  $2,5 \cdot 10^{16}$  (532,08 нм) и  $1,0 \cdot 10^{16}$  (561,106 нм). На высотах 30, 20 и 10 км время жизни иона  $O^+$  равно 0,891; 0,568 и 0,213 нс, а иона  $N^+$  – 3,72; 1,05 и 0,245 нс соответственно (данные рис. 3, а). Площадь засвеченной поверхности  $P_s$  на высотах 30, 20 и 10 км – 3,5; 1,54 и 0,38 м<sup>2</sup>.

Основным параметром, определяющим вероятность взаимодействия с излучением родившегося в стробе возбужденного иона, будем считать  $\sigma N\tau$ , где  $N\tau = N_p\tau/T/P_s$  – число фотонов одного импульса, проходящее через единицу засвеченной поверхности за время жизни иона  $\tau$ ;  $\sigma$  – сечение резонансного рассеяния. Если  $\sigma N\tau > 1$ , то вероятность взаимодействия  $p$  близка к единице, в противном случае  $p = \sigma N\tau$ . Представим полученные данные в табл. 2.

Видно, что в области высот от 10 км и выше вероятность взаимодействия каждого родившегося в стробе иона с фотоном лазерного импульса можно считать равной единице. Причем для ионов кисло-

рода надежность взаимодействия возрастает с уменьшением высоты от 30 до 10 км. Такой же результат для высот меньше 200 км получен ранее в [4].

Основное соотношение для оценки величины сигнала остается прежним:

$$N \sim V(\tau + T_{\text{pulse}})p, \quad (4)$$

$V$  – скорость появления возбужденных ионов;  $T_{\text{pulse}}$  – длительность импульса.

Как показано в [4], в термосфере сигнал резонансного рассеяния на возбужденных ионах азота на 20–30% выше, чем сигнал рассеяния на возбужденных ионах кислорода. На высотах средней атмосферы сигнал резонансного рассеяния на ионах кислорода выше сигнала на ионах азота более чем на порядок (см. рис. 3, б, в). При ионизации озона может происходить его диссоциация с образованием возбужденного иона (потенциал диссоциации озона составляет 1,04 эВ). Молекула  $O_2$  имеет два порога диссоциации – 5,11 и 7,1 эВ. В то же время еще в 1960 г. в [16] отмечалось, что молекулярный азот легко диссоциирует, только когда молекула находится в возбужденном состоянии с главным квантовым числом 6–8. Этим объясняется относительное уменьшение сигнала в стратосфере на  $\lambda = 532,08$  нм.

Все изложенные соображения относятся к взаимодействию возбужденных состояний «нижнего уровня» табл. 1. Влияние столкновений с нейтральными компонентами на скорость появления этих состояний требует отдельной оценки и экспериментальной проверки. Это объясняется тем, что исследуемые возбужденные состояния могут получаться путем каскадных переходов из состояний с более высоким уровнем энергии. И соударения могут существенно влиять на этот процесс.

Необходимо получить экспериментальные данные о резонансном рассеянии в нижней стратосфере, т.е. полный сигнал в области от 10 км. Большой динамический диапазон сигнала обратного рассеяния не дает возможности получать сигнал во всей области высот на одном ФЭУ. На рис. 4, а, б представлены профили, полученные с одного телескопа на двух ФЭУ и двух счетчиках фотонов на  $\lambda = 532,08$  нм.

Профиль рис. 4, а построен по основному сигналу при электронном запирающем ФЭУ импульсом длительностью 140 мкс (21 км), а профиль рис. 4, б – по дополнительному сигналу с запирающим ФЭУ импульсом 60 мкс (9 км). Дополнительный сигнал

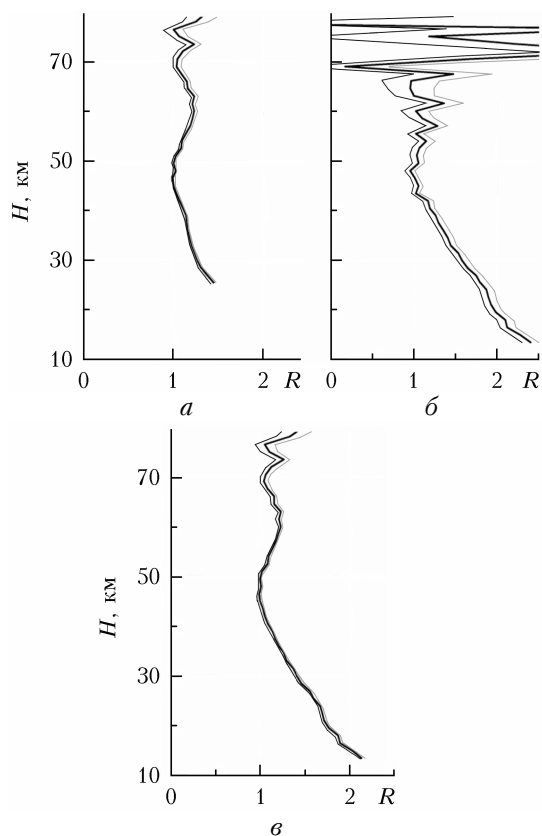


Рис. 4. Профили основного (а), дополнительного (б) и «сшитого» (в) сигналов, полученные 7 декабря 2019 г. на  $\lambda = 532,08$  нм

получен путем отделения от основного сигнала светоделительной пластиной из оптического стекла (см. рис. 1). Пластина отражает  $\sim 10\%$  светового потока и направляет его на другой ФЭУ и счетчик фотонов. При необходимости сигнал может быть дополнительно ослаблен. Далее оба сигнала сглаживаются и выбирается точка, в которой происходит «сшивание». К значениям основного сигнала добавляются нижележащие точки дополнительного сигнала со значениями, умноженными на  $K$  (коэффициент пропорциональности). Коэффициент подбирается программно таким образом, чтобы сумма квадратов отклонений значений основного сигнала выше точки «сшивания» от значений дополнительного сигнала, умноженных на  $K$ , была минимальна.

Возможность высыпаний релятивистских электронов в атмосферу Камчатки 5 сентября 2017 г. может подтверждаться данными измерений на спутниках Metop-A, Metop-B. Широту расположения лидара ( $53^\circ$  с.ш.) 5 сентября 2017 г. спутник Metop-B пересекал в 9:26 UTC на траектории, проходившей восточнее Камчатки, и в 11:06 UTC на траектории, расположенной западнее Камчатки. Вдоль восточной траектории на широтах от  $50$  до  $80^\circ$  с.ш. зарегистрированы потоки релятивистских электронов с энергиями больше  $40$  кэВ. График потока имеет двугорбую структуру, с максимумами на  $55^\circ$  и  $\sim 67^\circ$  с.ш. Значения потока в максимумах составляют  $10^5$  и  $\sim 2 \cdot 10^5$   $1/(\text{см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{ср})$  с небольшим

понижением между ними. Подобная структура зарегистрирована на западной траектории, пересекавшей  $53^\circ$  с.ш. в 11:06 UTC. Похожие данные получены на втором спутнике Metop-A, пересекавшем  $53^\circ$  с.ш. в 8:40 и 10:20 UTC, до начала регистрации резонансного рассеяния в термосфере.

На обеих траекториях датчиками, расположенными горизонтально, зафиксированы потоки электронов с энергиями больше  $0,6$  МэВ в интервале широт  $60\text{--}70^\circ$  с.ш. Для диапазона  $50$  эВ —  $1$  кэВ на обоих спутниках установлены датчики только для вертикальных потоков электронов. Заметных потоков на них не зарегистрировано. Лидарные наблюдения также проводились в обычные дни (при отсутствии высыпаний) — 6, 12, 17 сентября 2017 г. Рассеяния в термосфере не наблюдалось. Потоки электронов с энергиями больше  $40$  кэВ были порядка  $10^3\text{--}10^4$   $1/(\text{см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{ср})$ .

Высота орбиты спутников составляла  $\sim 820\text{--}850$  км. Плотность нейтральной атмосферы на этих высотах —  $\sim 5 \cdot 10^5$   $1/\text{см}^3$ . Возможность рассеяния релятивистских электронов на нейтральных компонентах атмосферы на этих высотах и высыпания их в ионосферу требует отдельной оценки и отдельной публикации.

## Заключение

Показано, что для появления резонансного рассеяния на возбужденных ионах атомарного азота и кислорода в средней атмосфере наличие как ионов в основном состоянии, так и атомов азота и кислорода не обязательно. Атомарный азот появляется в заметных количествах на высотах больше  $100$  км, атомы кислорода — выше  $75$  км.

Обнаруженное резонансное рассеяние на газовых компонентах средней атмосферы в области  $35\text{--}80$  км на двух длинах волн демонстрирует, что, как и в термосфере, основной вклад в сигнал резонансного рассеяния вносят ионы, появляющиеся в возбужденном состоянии в процессах ионизации компонент атмосферы. В средней атмосфере это молекулярные кислород, азот и озон.

Обоснована возможность формирования мнимых аэрозольных образований в мезосфере и стратосфере. При зондировании на  $\lambda = 532,08$  и  $561,106$  нм появляется возможность оценки энергий высыпавшихся в атмосферу электронов.

Предложен механизм взаимодействия возбужденного иона с фотонами лазерного импульса и метод оценки сигнала резонансного рассеяния.

Работа выполнена в рамках госзадания по теме «Динамика физических процессов в активных зонах ближнего космоса и геосфер» (2018–2020) (№ АААА-А17-117080110043-4) с использованием оборудования ЦКП ИИР ДВО РАН «Северо-восточный геофизиофизический центр» СКР\_558279, УНУ 351757 при частичной финансовой поддержке РФФИ (гранты № 19-05-00543 А и 19-5-700008 р\_а).

1. Бычков В.В., Пережогин А.С., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Белов А.С.,

- Черемисин А.А. Лидарные наблюдения появления аэрозолей в средней атмосфере Камчатки в 2007–2011 г. // Оптика атмосф. и океана. 2012. Т. 25, № 1. С. 88–93; *Bychkov V.V., Perezhogin A.S., Perezhogin A.S., Shevtsov B.M., Marichev V.N., Matvienko G.G., Belov A.S., Cheremisin A.A.* Lidar observations of aerosol occurrence in the middle atmosphere of Kamchatka in 2007–2011 // *Atmos. Ocean. Opt.* 2012. V. 25, N 3. P. 228–235. DOI: 10.1134/S1024856012030037.
2. *Бычков В.В., Непомнящий Ю.А., Пережогин А.С., Шевцов Б.М.* Лидарные сигналы верхней атмосферы и возможный механизм их формирования // Оптика атмосф. и океана. 2015. Т. 28, № 3. С. 210–214; *Bychkov V.V., Nepomnyashchii Y.A., Perezhogin A.S., Shevtsov B.M.* Lidar returns from the upper atmosphere and possible causes of their generation // *Atmos. Ocean. Opt.* 2015. V. 28, N 4. P. 303–307. DOI: 10.1134/S1024856015040041.
  3. *Bychkov V.V., Perezhogin A.S., Seredkin I.N., Shevtsov B.M.* On the role of the method of measuring the background signal in the lidar measurements of the upper atmosphere // *Proc. SPIE.* 2017. V. 10466, 1046677. DOI: 10.1117/12.2292675.
  4. *Бычков В.В., Середкин И.Н.* Резонансное рассеяние на возбужденных ионах как индикатор высыпаний сверхтепловых электронов в термосферу // Оптика атмосф. и океана. 2020. Т. 33, № 10. С. 774–781.
  5. *Kramida A., Ralchenko Yu., Reader J., NIST ASD TEAM.* NIST Atomic Spectra Database (ver. 5.5.2) // National Institute of Standards and Technology, Gaithersburg. URL: <https://physics.nist.gov/asd> (last access: 19.04.2020).
  6. *Ельников А.В., Маричев В.Н., Шелевой К.Д., Шелефонтьок Д.И.* Лазерный локатор для исследования вертикальной стратификации аэрозоля // Оптика атмосф. и океана 1988. Т. 1, № 4. С. 117–123.
  7. *Бычков В.В., Пережогин А.С., Шевцов Б.М., Маричев В.Н., Новиков П.В., Черемисин А.А.* Сезонные особенности появления аэрозольного рассеяния в стратосфере и мезосфере Камчатки по результатам лидарных наблюдений в 2007–2009 гг. // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2011. Т. 47, № 5. С. 653–659.
  8. *Демин М.Г.* Ионосфера Земли // Плазменная гелиогеофизика. М.: Физматлит, 2008. Т. 2. С. 92–163.
  9. *Демин М.Г., Хегай В.В.* Аналитическая аппроксимация скорости ионизации авроральными электронами // Геомагнетизм и аэронавигация. 1980. Т. 20, № 1. С. 145–147.
  10. *Омхольт А.* Полярные сияния. М.: Мир, 1974. 249 с.
  11. *Picone M., Hedin A.E., Drob D.* NRLMSISE-00 Model 2001. URL: <https://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/atmos/nrlmsise00.html> (last access: 19.04.2020).
  12. *Щефов Н.Н., Семенов А.И., Хомич В.Ю.* Излучение верхней атмосферы – индикатор ее структуры и динамики. М.: GEOS, 2006. 740 с.
  13. *Ельников А.В., Креков Г.М., Маричев В.Н.* Лидарные наблюдения стратосферного слоя аэрозоля над Западной Сибирью // Изв. АН СССР. Физика атмосф. и океана. 1988. Т. 24, № 8. С. 818–823.
  14. *Russell P.B., Swissler T.J., McCormick M.P.* Methodology for error analysis and simulation of lidar aerosol measurements // *Appl. Opt.* 1979. V. 18, N 22. P. 3783–3797.
  15. *Russell P.B., Morley B.M., Livingston J.M., Grams G.W., Patterson E.M.* Aerosol and cloud measurements by an independent-wavelength technique // *Appl. Opt.* 1982. V. 21, N 9. P. 1541–1563.
  16. *Данилов А.Дм.* Химия ионосферы. Л.: Гидрометеониздат, 1967. 295 с.

*V.V. Bychkov, I.N. Seredkin, V.N. Marichev.* **Scattering on excited ions as a reason for recording imaginary aerosol in the middle atmosphere.**

The results of two-frequency lidar sensing of the atmosphere at the lidar station of Kamchatka (52°58'17" N, 158°15'07" E) are discussed. The results of sounding were registered in the altitude range 25–600 km. The results obtained in the middle atmosphere are considered. The possibility of resonance scattering in imaginary aerosol formations in the middle atmosphere is studied. Examples are given in which the increased scattering at wavelengths of 532.08 and 561.106 nm in the middle atmosphere should be explained by the resonance scattering on excited ions of atomic oxygen and nitrogen. These ions may appear as a result of the ionization of the atmosphere by relativistic electrons.