

МЕЗОСТРАТОСФЕРНЫЙ ЛИДАР ДЛЯ ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

MESOSTRATOSPHERIC LIDAR FOR THE HELIOGEOPHYSICAL COMPLEX

Г.Г. Матвиенко

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,
Томск, Россия, mgg@iao.ru*

В.Н. Маричев

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,
Томск, Россия, marichev@iao.ru*

С.М. Бобровников

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,
Томск, Россия, bsm@iao.ru*

С.В. Яковлев

*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН,
Томск, Россия, ysv@iao.ru*

А.Ю. Чистилин

*ПАО «Красногорский завод им. С.А. Зверева»,
Красногорск, Россия, a.chistilin@zenit-kmz.ru*

В.А. Сауткин

*ПАО «Красногорский завод им. С.А. Зверева»,
Красногорск, Россия, sautkin@zenit-kmz.ru*

G.G. Matvienko

*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS,
Tomsk, Russia, mgg@iao.ru*

V.N. Marichev

*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS,
Tomsk, Russia, marichev@iao.ru*

S.M. Bobrovnikov

*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS,
Tomsk, Russia, bsm@iao.ru*

S.V. Yakovlev

*V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS,
Tomsk, Russia, ysv@iao.ru*

A.Yu. Chistilin

*S.A. Zverev Krasnogorsk Plant,
Krasnogorsk, Russia, a.chistilin@zenit-kmz.ru*

V.A. Sautkin

*S.A. Zverev Krasnogorsk Plant,
Krasnogorsk, Russia, sautkin@zenit-kmz.ru*

Аннотация. В состав Гелиогеофизического комплекса РАН, создаваемого на базе Института солнечно-земной физики СО РАН в районе Иркутска, входят инструменты для изучения Солнца, верхней атмосферы и мезостратосферный лидарный комплекс (МС-лидар) для анализа нейтрального компонента атмосферы от поверхности Земли до термосферы (высота 100–110 км). Задачами МС-лидара являются круглосуточное измерение профилей термодинамических параметров атмосферы и получение высотного распределения аэрозольно-газового состава. Для решения данных задач в МС-лидаре предусмотрено применение нескольких методик лазерного зондирования на особым образом выбранных лазерных длинах волн в суммарном диапазоне 0.35–1.1 мкм. При этом используются молекулярное, аэрозольное, комбинационное (рамановское) и резонансное рассеяние, а также дифференциальное поглощение, доплеровское уширение и смещение спектра рассеянного излучения. В статье представлено описание используемых методов зондирования и измеряемых МС-лидаром характеристик атмосферы.

Ключевые слова: лазерное зондирование, стратосфера, мезосфера, лидар, термодинамика атмосферы.

Abstract. The Heliogeophysical Complex of RAS, which is developing at the Institute of Solar-Terrestrial Physics SB RAS in the Irkutsk region, includes instruments for studying the Sun, the upper atmosphere and the mesostratospheric lidar system (MS lidar) for analyzing the neutral part of the atmosphere from Earth's surface to the thermosphere (100–110 km altitude). More specifically, the objective of the MS lidar is to measure profiles of thermodynamic parameters of the atmosphere and the altitude distribution of the aerosol-gas composition. To solve these problems, the MS lidar ensures the use of several laser sensing methods at a number of specially selected laser wavelengths in the total range 0.35–1.1 μm . In this case, the following types of scattering are used: molecular, aerosol, Raman, resonance, as well as differential absorption, Doppler broadening and shift of the spectrum of scattered radiation. The article describes the methods used in the MS lidar and the measured atmospheric characteristics.

Keywords: laser sensing, stratosphere, mesosphere, lidar, atmospheric thermodynamics.

ВВЕДЕНИЕ

Глобальный мониторинг атмосферы в разных по высоте слоях (тропосфера, стратосфера, мезосфера и термосфера) является важной задачей, решение которой напрямую связано с проблемой контроля изменений климата под влиянием природных и антропо-

генных процессов. Исследования в данном направлении проводятся в рамках программ мирового масштаба, таких, например, как U.S. Global Change Program и ее важная составляющая Coupling Energetic and Dynamics of Atmospheric Regions. Ключевая роль в реализации этих программ отводится лидарам как современным приборам, позво-

ляющим на новом качественном и количественном уровне исследовать состояние и состав атмосферы до больших высот с высоким временным и пространственным разрешением. Использование в лидарах многих методов зондирования дает возможность получать широкий набор профильных характеристик физических величин и аэрозольно-газового состава атмосферы. Комплексная информация о параметрах атмосферы позволяет получать сведения о протекающих в ее толще процессах, спровоцированных как внешними (солнечная, магнитосферная, вулканическая и сейсмическая активность), так и внутренними (гравитационные и планетарные волны, стратосферные потепления) факторами, и вызванных ими явлениях. Слои верхней атмосферы, содержащие заряженные частицы, успешно изучаются радиофизическими комплексами. Нейтральные слои атмосферы в режиме мониторинга могут исследоваться лидарными системами. Сочетание обоих подходов в Гелиогеофизическом комплексе обеспечит возможность систематического анализа взаимосвязей, существующих между нейтральными и заряженными слоями атмосферы. Закономерности этой связи пока обсуждаются на основе результатов эпизодических экспериментов, например [Полякова и др., 2015; Czin Szyao et al., 2017; Ясюкевич и др., 2018; Полев и др., 2019].

Исследование высоких слоев атмосферы, включая мезосферу и термосферу, которые остаются слабо изученными, невозможно без применения лидаров с крупногабаритной оптикой и мощными лазерами, что и предполагается реализовать с максимально возможными параметрами в мезостратосферном лидаре (МС-лидаре). Ближайшим российским аналогом МС-лидара является многоканальный измерительный комплекс «Сибирская лидарная станция», Томск (56.48° N, 85.05° E) [Матвиенко и др., 2016], включенный в 1995 г. в «Перечень уникальных экспериментальных установок России». Ближайшим зарубежным аналогом МС-лидара является европейский лидар The Rayleigh/Mie/Raman (RMR-Lidar, Alomar Observatory, island of Andøya, Northern Norway (69.28° N, 16.01° E) [von Zahn et al., 2000; Schoch et al., 2008] — совместная разработка ученых Норвегии, Германии, Франции. Оценки уровней сигналов, проведенные по проектируемым параметрам МС-лидара, показывают, что время получения одной и той же информации об атмосфере у МС-лидара ожидается в три-четыре раза меньше, чем у RMR-Lidar. Согласно проекту, при примерно равной площади главной антенны МС-лидара и площади двух антенн RMR-Lidar энергия лазерного импульса МС-лидара будет более чем в четыре раза превосходить аналогичный параметр RMR-Lidar. Кроме того, в МС-лидаре запланировано использование лазерного источника со спектром излучения, пригодным для получения лидарных сигналов резонансного рассеяния в парах натрия, слой которого находится на высотах 85–110 км, что делает данный проект уникальным.

МС-лидар создается с целью оперативного получения данных о физических параметрах атмосферы в диапазоне высот 10–100 км с высоким пространственным и временным разрешением.

ТЕХНИЧЕСКИЙ ОБЛИК МС-ЛИДАРА

МС-лидар предназначен для исследования профильных характеристик физических параметров (температура, ветер) и состава (ряд газовых составляющих, аэрозоль) средней и верхней атмосферы, формируемых под действием природных и антропогенных процессов [Матвиенко и др., 2014]. Эти сведения необходимо получать одновременно с данными радиофизических и иных методов исследований солнечно-земных связей, в том числе в дневное время. Работа в условиях дневного фона предполагает очень высокие требования к энергетическому потенциалу и блоку пространственно-спектральной селекции фоновых засветок лидара.

Ранее в работе [Матвиенко и др., 2010] нами описана методология выбора параметров основных узлов лидара, определяющих его потенциал, исходя из круглосуточного обеспечения функционирования до высоты 100 км через безоблачную тропосферу (или в просветах между облаками). В работе [Матвиенко и др., 2016] обоснован энергетический потенциал МС-лидара (произведение энергии лазерного импульса на площадь приемной антенны), равный 8–10 Дж·м² при частоте повторения импульсов 30 Гц. Большая энергия лазерного импульса может быть реализована синхронной посылкой импульсов нескольких лазеров, например, типа Powerlight 90–30 фирмы Continuum. Большая приемная антенна (требуемая площадь 4.7 м²) может быть создана системой из шести зеркал, объединенных конструктивно в единый блок, который допускает наклон от вертикали до 30° без рассогласования параллельности осей зеркал.

Блок приемопередающих антенн представляет собой совокупность приемных зеркальных телескопов и передающих коллиматоров, объединенных конструктивно таким образом, что оптические оси всех антенн параллельны. Кроме того, блок включает поворотное зеркало и лазерные источники (рис. 1, 2). Все элементы блока конструктивно объединяются с необходимой степенью жесткости, так что при наклоне приемной и передающих антенн в диапазоне зенитных углов от 0 до 30° параллельность должна сохраняться — допустимое рассогласование направления оптических осей коллиматоров с оптической осью приемной антенны (телескопа) составляет не более 5 угл. сек.

Использование зеркальной оптики допускает работу многих лазерных источников с различными длинами волн. Для повышения надежности работы лидара необходимо холодное резервирование лазерных источников. Приемная антенна имеет площадь 4.7 м². Многолепестковая диаграмма направленности [Кауль, 1987] антенны реализуется за счет использования различных участков фокальной плоскости, симметрично расположенных в окрестности оптической оси приемной оптической системы. Для решения задач мониторинга синхронной работы каналов не требуется. Может потребоваться синхронизация нескольких лазеров для повышения энергии импульса

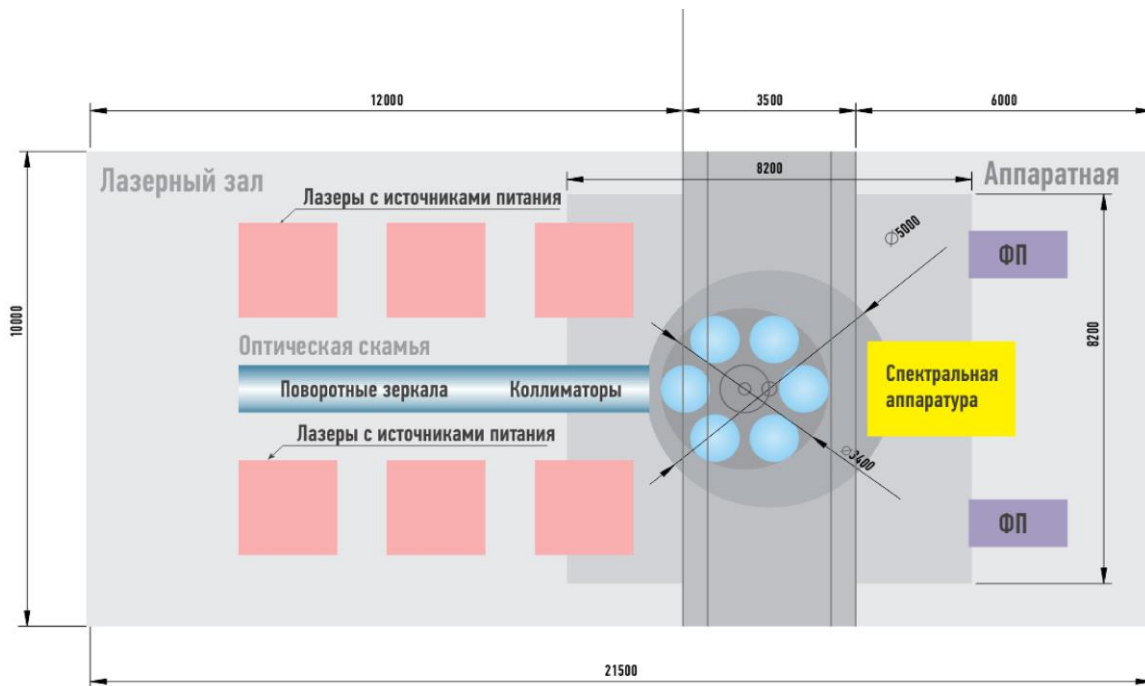


Рис. 1. Расположение основных элементов лидара

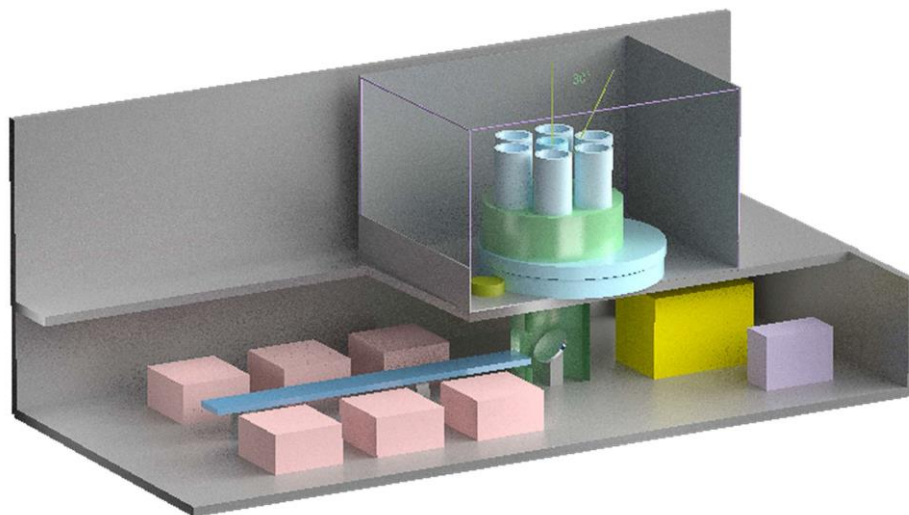


Рис. 2. Технический облик лидара

с целью улучшения отношения сигнал/шум. Рабочая ориентация оси лидара — в диапазоне зенитных углов 0–30°.

МЕТОДИКИ ЗОНДИРОВАНИЯ И РЕЖИМЫ ИЗМЕРЕНИЙ

МС-лидар предназначен для дистанционного определения следующих параметров атмосферы: температуры, плотности, скорости ветра, содержания озона, распределения паров натрия в мезосфере. В табл. 1–7 представлены технические условия проведения измерений.

1. Измерения температуры и скорости ветра до высот 80–90 км

Основной теоретический и экспериментальный задел по данной методике зондирования представ-

лен в работах [Бондаренко и др., 1994; Маричев, 2011а, б, 2013].

1.1. Измерение доплеровского уширения и частотного сдвига центра линии обратно рассеянного лазерного излучения

Для измерения скорости ветра оптическая ось МС-лидара наклоняется на 30° от направления в зенит (необходимы три измерения при разных азимутальных углах).

1.2. Определение температурной стратификации по молекулярному (рэлеевскому) рассеянию света

Лидарное уравнение, определяющее величину принимаемого сигнала, в приближении однократного упругого рассеяния имеет вид

$$N(H) = CP^2G(H)[\beta_a(H) + \beta_m(H)]H^{-2} + N_{TM}, \quad (1)$$

где H — высота (в обобщенном случае — расстояние); $N(H)$ — лидарный сигнал с высоты H , измеряемый в единицах тока или напряжения при детекти-

Таблица 1

Параметры МС-лидара для измерения температуры и скорости ветра до высот 80–90 км по методике 1.1

Тип лазера	Nd:YAG (третья гармоника)
Длина волны λ , нм	355
Энергия импульса излучения E , Дж	0.4
Частота следования импульсов f , Гц	30
Ширина лазерной линии излучения, нм	0.005
Расходимость излучения, мкрад	100
Длительность импульса, нс	8
Площадь приемной антенны, м ²	4.7

ровании световых потоков в аналоговом виде или количеством фотоотчетов при детектировании в режиме счета фотонов; $\beta_a(H)$, $\beta_m(H)$ — коэффициенты обратного аэрозольного и молекулярного рассеяния; C — аппаратная постоянная лидара, включающая площадь приемного телескопа, пропускание приемопередающего тракта, энергию лазерного импульса, квантовую эффективность фотодетектора; $G(H)$ — геометрический фактор лидара, учитывающий перекрытие лазерного пучка и поля зрения антенны; $P(H)$ — прозрачность слоя атмосферы от лидара до высоты H на длине волны лазера; N_{TM} — суммарный фоновый и темновой шум, оцениваемый в тех же величинах, что и лидарный сигнал.

Лидарные измерения вертикального распределения температуры по рэлеевскому рассеянию света основаны на однозначной связи между коэффициентом обратного молекулярного рассеяния $\beta_m(H)$ и плотностью атмосферы $q(H)$ для высоты H . В свою очередь, согласно лидарному уравнению (1) эхо-сигналы пропорциональны величине $\beta_m(H)$, тогда как плотность атмосферы связана с температурой $T(H)$ через давление $p(H)$ известным законом состояния идеального газа:

$$p(H) = R^* q(H) T(H),$$

где R^* — удельная газовая постоянная.

При выполнении условия гидростатического равновесия

$$dp(H) = -q(H)g(H)d(H)$$

и отсутствии на исследуемом интервале высот аэрозольных слоев может быть установлена связь между температурой и лидарными сигналами ($g(H)$ — ускорение свободного падения). Было получено выражение для температуры в виде

$$T(H) = \frac{P^2(H)}{N(H)H^2} \times \left[\frac{N(H_m)H_m^2 T(H_m)}{P^2(H_m)} + \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(h)h^2 g(h)dh}{P^2(h)} \right],$$

где H_m — так называемая высота калибровки, на которой задаются граничные значения температуры $T(H_m)$.

При дневных измерениях используется спектральная фильтрация интерференционным светофильтром и сдвоенным интерферометром Фабри—Перо, ночью достаточно применения интерференционного светофильтра.

Профили температуры, измеренной лидаром ИОА СО РАН с диаметром приемного зеркала 1 м по сигналам рэлеевского рассеяния света, приведены на рис. 3.

2. Измерения температуры и скорости ветра на высотах 90–110 км

Измерения проводятся с использованием резонансного рассеяния в парах натрия. Диапазон скоростей ветра — от –130 до 130 м/с; диапазон температур — 150–200 К, пространственное разрешение — 500 м.

Одним из перспективных вариантов получения зондирующего излучения с параметрами, обеспечивающими необходимую область перестройки и ширину спектра излучения, является суммирование частот Nd:YAG-лазера с длинами волн излучения 1064 и 1319 нм [Kawahara et al., 2011]. Оценки показывают, что в ночное время определение температуры с погрешностью 1–2 К на высотах от 85 до 105 км с помощью метода резонансного рассеяния в парах натрия может осуществляться при времени накопления сигнала порядка 30 мин.

Работа лидара при измерении скорости ветра по резонансному рассеянию на атомах натрия основывается на определении частотного сдвига доплеровского контура рассеяния.

3. Измерение температуры до высот 30–40 км

3.1. Измерение температуры по чисто вращательным спектрам спонтанного комбинационного рассеяния (СКР) на молекулах азота и кислорода

Необходимо использование специального двойного дифракционного монохроматора разработки ИОА СО РАН.

Лидарный сигнал в режиме счета фотонов в случае отдельной линии чисто вращательного спектра СКР на молекулах азота или кислорода может быть представлен в следующем виде:

$$n_i(H) = \frac{W\eta}{hv_0} \frac{\pi D^2}{4H^2} KG(H)\beta_i(H) \frac{c\tau}{2} \times \exp\left(-\int_0^H (\alpha(v_0, x) + \alpha(v_i, x)) dx\right),$$

где H — расстояние до рассеивающего объема; c — скорость света; τ — длительность лазерного импульса;

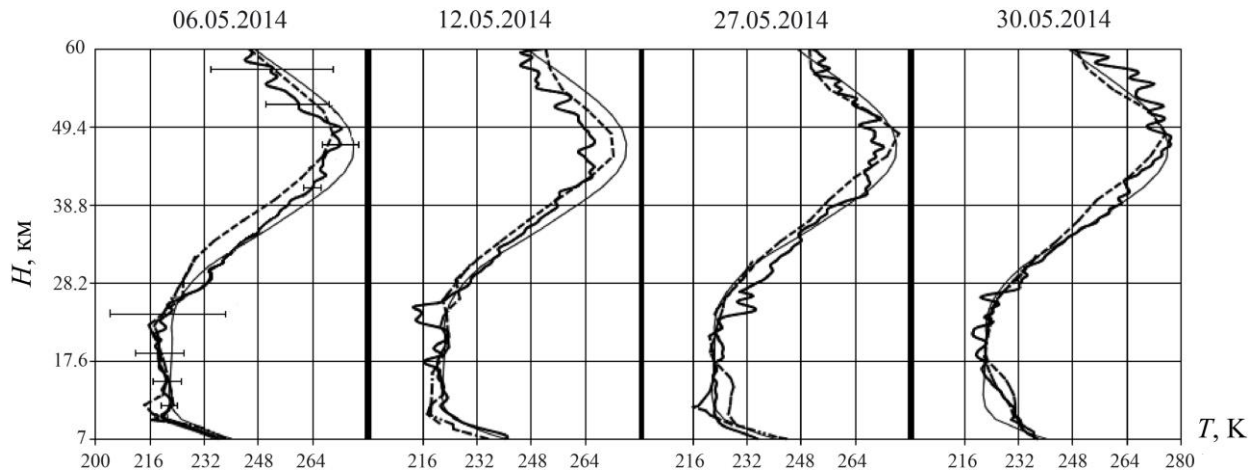


Рис. 3. Лидарные профили температуры (утолщенная сплошная кривая) в сравнении с профилями температуры, полученными с помощью спутника «Аура» (штриховая кривая) и радиозондов (штрихпунктирные кривые) и модели CIRA-86 [Rees et al., 1990] (тонкая сплошная кривая)

Таблица 2

Параметры МС-лидара для измерения температуры до высот 80–90 км по методике 1.2

Тип лазера	Nd:YAG (вторая, третья гармоники)
Длина волны λ , нм	355 532
Энергия импульса излучения E , Дж для $\lambda=355$ нм для $\lambda=532$ нм	0.4 0.8
Ширина полосы излучения, пм	5
Частота следования импульсов f , Гц	30
Расходимость излучения, мрад	менее 0.1
Длительность импульса, нс	8
Площадь приемной антенны, м ²	4.7

Таблица 3

Параметры МС-лидара для измерения температуры и скорости ветра на высотах 90–110 км

Тип лазера	Nd:YAG
Длина волны λ , нм	1064 1319
Метод получения	суммирование частот
Центральная длина волны излучения, нм	589.150
Энергия импульса излучения E , Дж	0.1
Частота следования импульсов f , Гц	30
Ширина спектра линии излучения, МГц	100
Диапазон перестройки линии излучения, нм	0.005
Расходимость излучения, мкрад	100
Длительность импульса, нс	8
Площадь приемной антенны, м ²	4.7

W — энергия импульса; h — постоянная Планка; ν_0 — частота лазерного излучения; K — коэффициент пропускания передающей и приемной оптики; η — квантовая эффективность фотоприемника; D — диаметр приемного телескопа; $\beta_i(r)$ — профиль объемного коэффициента рассеяния назад для i -й линии чисто вращательного спектра СКР; $\frac{c\tau}{2}$ определяет длину рассеивающего объема вдоль трассы зондирования; $\alpha(\nu, x)$ — профиль коэффици-

ента ослабления атмосферы для частоты ν ; x — переменная интегрирования по направлению зондирования.

Для реализации методики измерения температуры выделяются четыре участка чисто вращательного спектра СКР с противоположной температурной зависимостью. Взаимное расположение участков показано на рис. 4. Линии с отрицательной зависимостью интенсивности от температуры образуют два участка спектра и объединяются в одном канале:

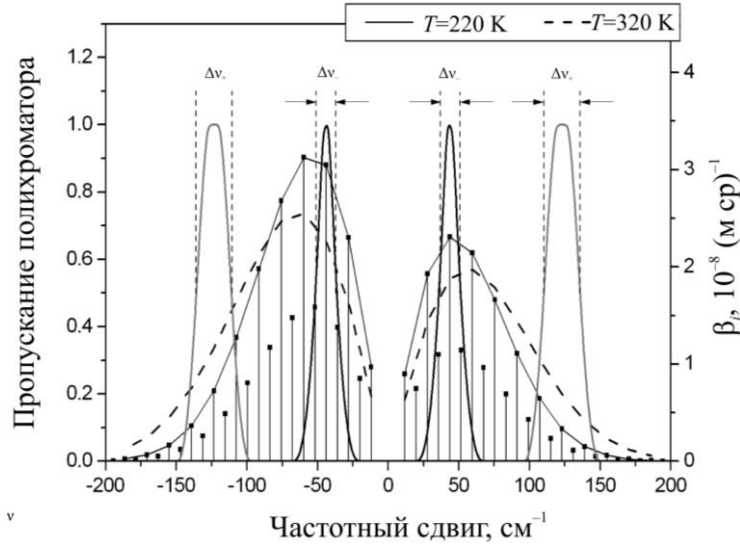


Рис. 4. Инструментальная функция полихроматора и огибающие чисто вращательного спектра комбинационного рассеяния азота для 220 и 320 К. Спектры комбинационного рассеяния кислорода не показаны

$$n_- = \left(\sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_-} (n_i^{N_2} + n_i^{O_2}) \right)^{\text{stokes}} + \left(\sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_-} (n_i^{N_2} + n_i^{O_2}) \right)^{\text{antistokes}}.$$

Для краткости здесь и далее схема суммирования и комбинирования линий при формировании информативных участков, в данном случае n_- и n_+ с отрицательной и положительной зависимостью от температуры соответственно, записана символически. Выражение $\Delta\nu_i \in \Delta\nu_-$, определяющее пределы суммирования, означает, что для выбранного частотного интервала $\Delta\nu_-$ суммируются все линии, имеющие частотные сдвиги $\Delta\nu_i$, попадающие в этот интервал. То же самое относится и к другим приведенным ниже суммам.

Линии в участках спектра с положительной зависимостью объединяются в другом канале:

$$n_+ = \left(\sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_+} (n_i^{N_2} + n_i^{O_2}) \right)^{\text{stokes}} + \left(\sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_+} (n_i^{N_2} + n_i^{O_2}) \right)^{\text{antistokes}}.$$

Как интенсивности, так и температурные чувствительности симметричных линий стоксовых и антистоксовых ветвей вращательного спектра комбинационного рассеяния имеют близкие значения. Это делает их использование для измерения температуры практически одинаково эффективным.

Отношение сигналов в двух участках, объединяющих линии с положительной (отрицательной) зависимостью от температуры,

$$N_- = n_- \Delta t,$$

$$N_+ = n_+ \Delta t,$$

накопленных на интервале времени Δt , необходимым для достижения превышения полезного сигнала над шумами, не содержит никаких компонентов аппаратной функции лидара, зависящих от расстояния:

$$R = \frac{N_-}{N_+} = \frac{\sum_{\substack{\text{stokes} \\ \text{antistokes}}} \sum_{N_2, O_2} \sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_-} K_i \beta_i \exp\left(-\int_0^r \alpha(v_i, x) dx\right)}{\sum_{\substack{\text{stokes} \\ \text{antistokes}}} \sum_{N_2, O_2} \sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_+} K_i \beta_i \exp\left(-\int_0^r \alpha(v_i, x) dx\right)}, \quad (2)$$

что делает удобным применение его для измерения температуры воздуха. Коэффициент K_i характеризует эффективность цепочки передатчик—приемник—детектор для индивидуальной спектральной линии.

Поскольку спектральной зависимостью коэффициентов ослабления атмосферы для различных участков чисто вращательных спектров СКР можно пренебречь [Матвиенко и др., 2016], то выражение (2) упрощается:

$$R = \frac{\sum_{\substack{\text{stokes} \\ \text{antistokes}}} \sum_{N_2, O_2} \sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_-} K_i \beta_i}{\sum_{\substack{\text{stokes} \\ \text{antistokes}}} \sum_{N_2, O_2} \sum_{\Delta\nu_i \in \Delta\nu_+} K_i \beta_i}.$$

Подставляя значения β_i , известные из теории спектров СКР [Spelsberg, Meyer, 1999], получим выражение (3) для R , содержащее в явном виде температурную зависимость:

$$R = \frac{\sum_{N_2, O_2} \sum_{\Delta v_i \in \Delta v_-} C_i \left(K_i^S (v_0 - \Delta v_i)^4 \exp\left(\frac{hcF_i}{kT}\right) + K_i^{AS} (v_0 + \Delta v_i)^4 \exp\left(-\frac{hcF_{i+2}}{kT}\right) \right)}{\sum_{N_2, O_2} \sum_{\Delta v_i \in \Delta v_+} C_i \left(K_i^S (v_0 - \Delta v_i)^4 \exp\left(\frac{hcF_i}{kT}\right) + K_i^{AS} (v_0 + \Delta v_i)^4 \exp\left(-\frac{hcF_{i+2}}{kT}\right) \right)}. \quad (3)$$

Таблица 4

Параметры МС-лидара для измерения температуры до высот 30–40 км по методике 3.1

Тип лазера	Nd:YAG (вторая гармоника)
Длина волны λ , нм	532
Энергия импульса излучения E , Дж	0.8
Частота следования импульсов f , Гц	30
Ширина спектра излучения, нм	0.1
Длительность импульса, нс	8
Площадь приемной антенны, м ²	4.7

Таблица 5

Параметры МС-лидара для измерения температуры до высот 30–40 км по методике 3.2

Тип лазера	Nd:YAG (вторая, третья гармоники)
Длина волны λ , нм	355 532
Энергия импульса излучения E , Дж для $\lambda=355$ нм для $\lambda=532$ нм	0.4 0.8
Ширина спектра излучения, нм	0.1
Частота следования импульсов f , Гц	30
Расходимость излучения, мрад	менее 0.1
Длительность импульса, нс	8
Площадь приемной антенны, м ²	4.7

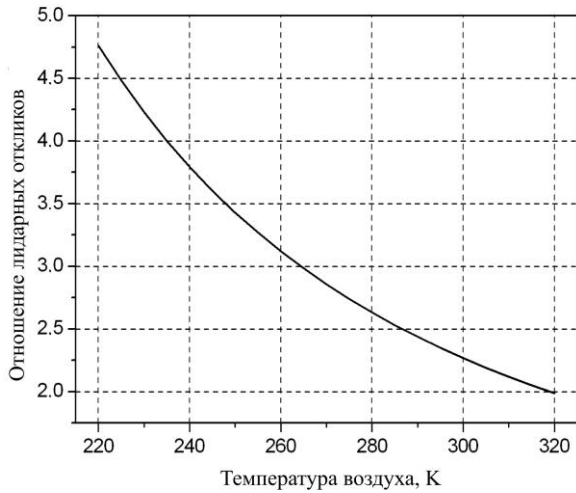


Рис. 5. Зависимость отношения сигналов от температуры воздуха при положении полос пропускания спектральных участков в выражении (3), показанных на рис. 4

Верхние индексы S и AS у коэффициентов K_i обозначают стоксовы или антистоксовы компоненты соответственно; $F_j = BJ(J+1) - d[J(J+1)]^2$ — вращательный терм молекулы азота или кислорода, где J — вращательное квантовое число, в данном случае $J=i$ или $J=i+2$; B и d — вращательная постоянная и постоянная центробежного растяжения молекулы азота или кислорода соответственно. Вид функции $R(T)$, определяемой выражением (3), для инструментальной функции полихроматора (см. рис. 4) показан на рис. 5. Функция преобразования $R(T)$ как

инструментальная функция лидара может быть либо рассчитана по исходным параметра лидара, либо получена в результате его калибровки. Аналитический вид функции $R(T)$, полученной при калибровке, может быть задан приближенно с помощью аппроксимации полиномом по обратным степеням T :

$$R = \exp\left(\sum_{k=0}^n \frac{A_k}{T^k}\right).$$

Как показывают оценки, в диапазоне изменения температур от 200 до 300 К погрешность аппроксимации полиномом первой степени будет порядка 1 К, а функция $R(T)$ может быть представлена в виде

$$R(T) = \exp\left(\frac{\alpha}{T} + \beta\right),$$

где α и β — постоянные коэффициенты, определяемые в процессе калибровки лидара.

Температурная чувствительность (крутизна профиля) отношения $R(T)$ определяется температурной зависимостью и интенсивностью выделяемых спектральных линий. Время накопления сигнала зависит от общей интенсивности выбранного участка спектра. Очевидно, что выбор правильной комбинации спектральных линий в участках обеспечивает максимальную чувствительность лидара при минимальном времени измерения.

Как показывают сделанные авторами оценки, данная методика при параметрах лидара, представленных в табл. 4, позволит измерять температуру с погрешностью 1 К и пространственным разреше-

нием 0.5–1 км до высот порядка 50 км. При этом время накопления сигнала составит 1 ч.

3.2. Измерение температуры по спектрам колебательно-вращательного комбинационного рассеяния на молекулах азота (рассеяние Рамана)

При измерении температуры до высот 40 км по спектрам колебательно-вращательного комбинационного рассеяния на молекулах азота (рассеяние Рамана) [Зуев и др., 1996а] используются вторая и третья гармоники Nd:YAG-лазера (532 и 355 нм). Прием лидарных сигналов ведется на длинах волн СКР 608 и 387 нм.

Лидарное уравнение (1) для сигнала колебательно-вращательного комбинационного рассеяния молекул в приближении однократного рассеяния может быть преобразовано к виду

$$N(H) = CG(H)P^2(H)\beta_R(H)H^{-2} + N_{TM},$$

где $\beta_R(H)$ — коэффициент обратного СКР. Данные о температуре, определяемой методом СКР, заложены в коэффициенте обратного рассеяния $\beta_R = \sigma_R n$ как через сечение рассеяния σ_R , так и через концентрацию молекул зондируемого газа n . Именно эта особенность определила два способа реализации лидарного метода СКР: с использованием чисто вращательного или колебательно-вращательного спектра комбинационного рассеяния.

Восстановление температурных профилей из СКР-сигналов проводилось с использованием концентрации молекул азота, т. е. плотности атмосферы. Для расчета температуры T по СКР-сигналам было получено выражение, аналогичное выражению для расчета температуры по сигналам рэлеевского рассеяния:

$$T(H) = \frac{P_1(H)P_2(H)}{N(H)H^2} \times \left[\frac{N(H_m)}{P_1(H_m)P_2(H_m)} T(H_m) - \frac{1}{R^*} \int_{H_m}^H \frac{N(x)h^2 g(x) dx}{P_1(x)P_2(x)} \right],$$

где $P_1(H)$, $P_2(H)$ — прозрачность атмосферы от лида до высоты H на длинах волн 532 и 607 нм.

Используются интерференционные светофильтры с полосой пропускания 0.5 нм.

4. Измерения концентрации озона на высотах 12–35 км методом дифференциального поглощения

Основной теоретический и экспериментальный задел по данной методике зондирования представлен в работах [Ельников и др., 1989, 1992; Бурлаков и др., 1993; Маричев и др., 1996; Зуев и др., 1996б].

Метод основан на разностном поглощении двух излучений с различными длинами волн, попадающими соответственно в спектральные области с более сильным (λ_1) и слабым (λ_2) поглощением исследуемого газа. Если два разноволновых лазерных импульса расположены в достаточно узком спектральном диапазоне, то их коэффициенты рассеяния в атмосфере можно считать практически неизменными в зависимости от длины волны. Если импульсы

излучения посылать в атмосферу по крайней мере за время, не превышающее времени турбулентной замороженности атмосферы, то пространственно-временными вариациями характеристик рассеяния также можно пренебречь. В этом случае концентрация газа $n(H)$ определяется по известной формуле [Ельников и др., 1989]

$$n(H) = \frac{1}{2[\sigma(\lambda_1, H) - \sigma(\lambda_2, H)]} \times \frac{d}{dH} \ln \frac{N(\lambda_2, H)}{N(\lambda_1, H)}, \quad (4)$$

где $\sigma(\lambda_1, H)$ и $\sigma(\lambda_2, H)$ — сечения поглощения внутри и вне контура линии поглощения газа, которые связаны с объемными коэффициентами молекулярного поглощения простым соотношением

$$\alpha_{II}(\lambda, H) = n(H)\sigma(\lambda, H).$$

Заметим, что выражение (4) получено при реализации метода дифференциального поглощения для самого простого случая, т. е. при использовании изолированных линий поглощения газов. Типичным примером такой реализации является зондирование слоя водяного пара, имеющего узкие линии поглощения молекул H_2O в видимой и ближней ИК-областях спектра [Browell et al., 1979; Зуев и др., 1981; Zuev et al., 1983]. Несмотря на кажущуюся простоту формулы (4), практическая реализация метода дифференциального поглощения в классическом виде затруднена из-за жестких ограничений, накладываемых в первую очередь на спектральные характеристики излучения. Излучение лазеров должно обладать высокой монохроматичностью и стабильностью спектральной линии и давать возможность точной настройки в контур изолированной линии поглощения [Зуев, Зуев, 1992].

Другой вариант реализации метода — использование полос поглощения газов. Он нашел широкое применение для зондирования стратосферного озона. В стратосферных озоновых лидах в качестве передатчика, как правило, используется эксимерный ХеСl-лазер с длиной волны излучения 308 нм, попадающей в УФ-полосу поглощения Хаггинса. Из-за слабой селективности и большой спектральной ширины полосы поглощения Хаггинса (от 300 до 330 нм) вторая референтная длина волны должна быть сдвинута от основной более чем на 20–30 нм в сторону ее увеличения для обеспечения необходимого уровня различия в поглощении. Работа с широкой полосой поглощения и значительным разном длин волн имеет свои особенности. С одной стороны, в этом случае, в отличие от работы с узкой полосой поглощения, нет особых требований к спектральным характеристикам лазерного излучения, поскольку в пределах ширины спектра излучения ХеСl-лазера ($\Delta\lambda < 1$ нм) [Unchino et al., 1979] спектр полосы поглощения остается практически постоянным. С другой стороны, из-за значительного спектрального разноса длин волн излучения возникает заметное различие в аэрозольном рассеянии.

Таблица 6

Параметры МС-лидара для измерения концентрации озона на высотах 12–35 км

Тип лазера	эксимерный ХеСІ
Длина волны λ , нм	308
1-я стоксова компонента с ячейкой H_2 высокого давления	353
Энергия импульса излучения E , Дж	$50 \cdot 10^{-3}$
Частота следования импульсов f , Гц	100
Ширина спектра излучения, нм	≤ 2
Расходимость излучения, мкрад	100×300
Длительность импульса, нс	20
Площадь приемной антенны, m^2	4.7

Таблица 7

Параметры МС-лидара для исследования пространственно-временного распределения аэрозоля на высотах 12–100 км

Тип лазера	Nd:YAG
Длина волны λ , нм	355 532 1064
Энергия импульса излучения E , Дж для $\lambda=355$ нм для $\lambda=532$ нм для $\lambda=1064$ нм	0.4 0.8 1.6
Ширина спектра излучения, МГц	100
Частота следования импульсов f , Гц	30
Длительность импульса, нс	8
Площадь приемной антенны, m^2	4.7

Выражение для определения концентрации озона n_3 в этом случае будет иметь более сложный вид, чем (4) [Зуев и др., 1997]:

$$n_3(H) = \frac{1}{[\sigma(\lambda_1, H) - \sigma(\lambda_2, H)]} \frac{d}{dH} \ln \frac{N(\lambda_2, H)}{N(\lambda_1, H)} - \frac{1}{2[\sigma(\lambda_1, H) - \sigma(\lambda_2, H)]} \times \frac{d}{dH} \ln \left\{ \frac{\beta(\lambda_2, H)}{\beta(\lambda_1, H)} \exp[\tau(\lambda_1, H) - \tau(\lambda_2, H)] \right\},$$

где τ — оптическая толща:

$$\tau(\lambda, H) = \int_0^H \alpha(\lambda, h) dh.$$

Как видно, при данной реализации метода дифференциального поглощения необходимо учитывать вклад аэрозольного компонента. Кроме того, необходимо учитывать температурную зависимость сечений поглощения озона [Зуев и др., 1997].

5. Исследования пространственно-временного распределения аэрозоля на высотах 12–100 км

Основной теоретический и экспериментальный задел по данной методике зондирования представлен в работах [Маричев, Самохвалов, 2011; Маричев, 2012; Черемисин и др., 2013].

Исходное лидарное уравнение в приближении однократного упругого рассеяния света при использовании моностатической схемы зондирования описывается формулой (1).

В качестве восстанавливаемого по эхо-сигналам параметра, по которому отслеживается профиль аэрозольной стратификации, наиболее часто рассматривается отношение рассеяния R , представляющее собой отношение суммарного коэффициента обратного рассеяния к коэффициенту обратного молекулярного рассеяния:

$$R(H) = \frac{\beta(H)}{\beta_m(H)} = \frac{\beta_a(H) + \beta_m(H)}{\beta_m(H)}.$$

При наличии аэрозоля на некоторой высоте $R(H) > 1$, при отсутствии — $R(H) \approx 1$ с точностью до погрешности измерений. Из лидарного уравнения (1) отношение рассеяния определяется как

$$R(H) = \frac{[N(H) - N_{tm}] H^2}{CT^2(H) \beta_m(H)}. \tag{5}$$

В приведенном выражении (5) эхо-сигналы $N(H)$ и шум N_{tm} берутся из лидарных измерений, $T(H)$ определяется из модельных представлений, которые могут быть скорректированы непосредственно по самим лидарным данным, $\beta_m(H)$ находится по моделям атмосферы либо из дополнительных измерений, например радиозондовых. Как правило, остается неизвестной аппаратная константа C . Ее определяют с помощью процедуры нормировки $R(H)$, которая заключается в отыскании минимума функции $R(H)$ на интервале высот, где значения $N(H)$, $T^2(H)$ и $\beta_m(H)$ могут быть достаточно точно определены. Для высоты H_k , где $R(H)$ принимает минимальное значение R_m , полагают, что сигнал обратного рассеяния формируется преимущественно за счет молекулярного

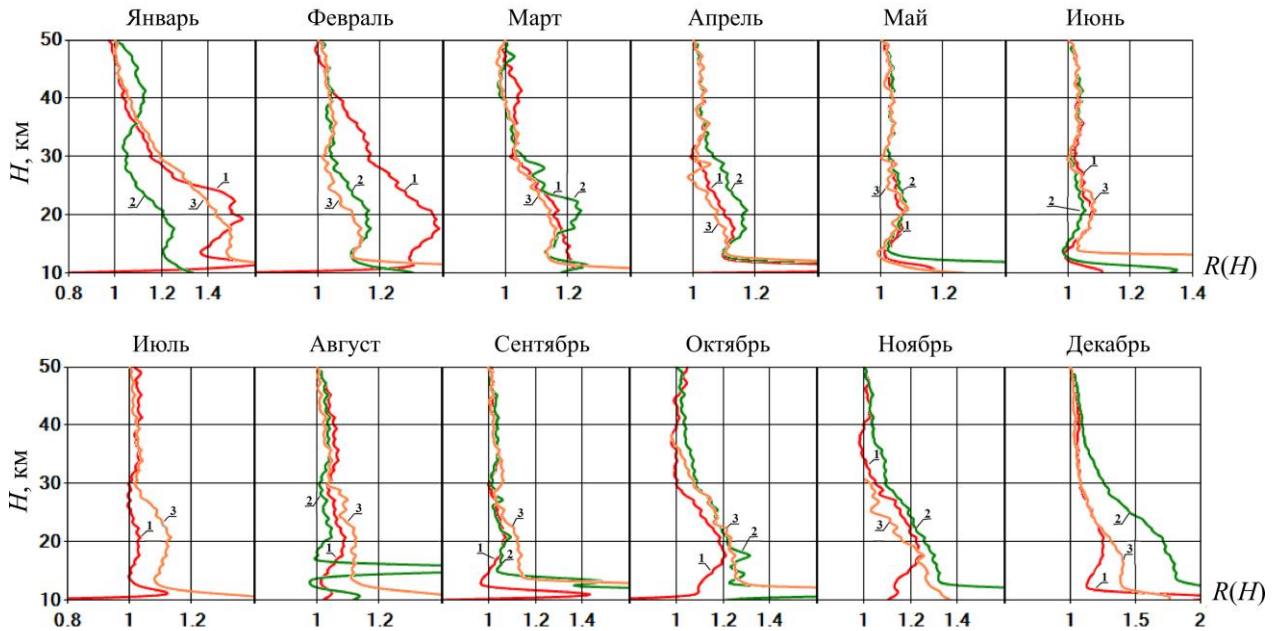


Рис. 6. Среднемесячные профили вертикальной стратификации аэрозоля за 2016–2018 гг., представленные параметром аэрозольного отношения рассеяния $R(H)$: 1 — 2016 г.; 2 — 2017 г.; 3 — 2018 г.

рассеяния и R_m близко к единице. С учетом проведенной нормировки выражение для $R(H)$ примет вид

$$R(H) = \frac{[N(H) - N_{tm}] H^2 \beta_m(H_k)}{[N(H_k) - N_{tm}] H_k^2 \beta_m T^2(H \div H_k)} R_k.$$

На рис. 6 приведены профили отношения рассеяния, полученные на лидаре ИОА СО РАН с приемным зеркалом диаметром 1 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ технологий, предлагаемых для использования в МС-лидаре, входящем в систему инструментов Гелиогеофизического комплекса РАН и предназначенном для круглосуточного мониторинга термодинамических параметров и аэрозольно-газового состава мезостратосферы, показывает возможность их практической реализации, что позволит получать информацию о состоянии атмосферы в диапазоне высот 10–100 км. В предлагаемом варианте МС-лидара используются разные лазерные источники, работающие в диапазоне 350–1100 нм, и соответствующие узкополосные высокочувствительные детекторы лидарных сигналов. Такой широкий спектральный диапазон необходим для реализации разных методов лазерного зондирования при получении информации об удаленных слоях атмосферы. Проблема объединения различных методов (методик) измерения при приеме на одну антенну будет решена за счет, во-первых, спектральной селекции и, во-вторых, многопетлевой диаграммы направленности антенны.

Технический облик МС-лидара позволит проводить модернизацию и модификацию измерительных процедур с использованием более современной технической базы. Для автоматизации функционирования МС-лидара целесообразно его комплексование с измерителем высоты облаков, камерой всего неба,

датчиком метеорологической дальности видимости. Включение в состав МС-лидара аэрозольного лидара кругового обзора позволит также получать информацию о тропосфере.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН (рег. № проекта АААА-А17-11702 1310145-6). Исследования на лидаре с диаметром зеркала 1 м, выполненные Маричевым В.Н., поддержаны грантом РФФИ № 19-45-700008.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бондаренко С.Л., Бурлаков В.Д., Гришаев М.В. и др. Лазерное зондирование мезосферы на Сибирской лидарной станции // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7, № 11-12. С. 1652–1655.
- Бурлаков В.Д., Ельников А.В., Зуев В.В. и др. Результаты лидарных наблюдений аэрозоля и озона стратосферы после извержения вулкана Пинатубо (Томск, 56° с.ш., 85° в.д.) // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6, № 10. С. 1224–1233.
- Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н., Царегородцев С.И. Первые результаты лидарных наблюдений стратосферного озона над Западной Сибирью // Оптика атмосферы и океана. 1989. Т. 2, № 9. С. 995–996.
- Ельников А.В., Зуев В.В., Катаев М.Ю., и др. Зондирование стратосферного озона двухволновым УФ-ДПЛидаром: методы решения обратной задачи и результаты натурального эксперимента // Оптика атмосферы и океана. 1992. Т. 5, № 6. С. 576–587.
- Зуев В.В., Зуев В.Е. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. 232 с.
- Зуев В.Е., Макушкин Ю.С., Маричев В.Н. и др. Лазерное зондирование профиля влажности атмосферы // Доклады Академии наук. 1981. Т. 251, № 6. С. 1338–1342.
- Зуев В.В., Маричев В.Н., Бондаренко С.Л. и др. Предварительные результаты зондирования температуры в тропосфере СКР-лидаром на первом колебательно-вращательном переходе молекул азота // Оптика атмосферы и океана. 1996а. Т. 9, № 12. С. 1609–1611.
- Зуев В.В., Маричев В.Н., Долгий С.И., Шарабарин Е.В. Результаты эксперимента по лидарному зондированию

озона и температуры в тропосфере и стратосфере // Оптика атмосферы и океана. 1996б. Т. 9, № 8. С. 1123–1125.

Зуев В.В., Катаев М.Ю., Маричев В.Н. Методика восстановления профилей озона из данных УФ-лидара: коррекция на аэрозольную и температурную стратификацию // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10, № 9. С. 1103–1111.

Кауль Б.В. Многоволновой лидар для зондирования атмосферы. Авт. свид. № 1345861. 1987 г.

Маричев В.Н. Лидарные исследования проявления стратосферных потеплений над Томском в 2008–2010 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2011а. Т. 24, № 5. С. 386–391.

Маричев В.Н. Исследование особенностей проявления зимних стратосферных потеплений над Томском по данным лидарных измерений температуры в 2010–2011 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2011б. Т. 24, № 12. С. 1041–1046.

Маричев В.Н. Исследование изменчивости вертикальной структуры фонового аэрозоля в стратосфере над Томском на основе лидарных наблюдений в 2010–2011 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25, № 11. С. 976–984.

Маричев В.Н. Анализ поведения плотности воздуха и температуры в стратосфере над Томском в периоды ее возмущенного и спокойного состояний, выполненный по результатам лидарных измерений // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 9. С. 783–792.

Маричев В.Н., Самохвалов И.В. Лидарные наблюдения аэрозольных вулканических слоев в стратосфере Западной Сибири в 2008–2010 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24, № 3. С. 224–231.

Маричев В.Н., Зуев В.В., Гришаев М.В., Смирнов С.В. Лидарные и спектрофотометрические измерения вертикального распределения озона, диоксида азота и температуры в стратосфере над Томском (Западная Сибирь) // Оптика атмосферы и океана. 1996. Т. 9, № 12. С. 1604–1608.

Матвиенко Г.Г., Бобровников С.М., Кауль Б.В. Перспективы применения лидаров для исследования средней и верхней атмосферы // Солнечно-земная физика. 2010. Вып. 16. С. 76–81.

Матвиенко Г.Г., Кауль Б.В., Маричев В.Н. и др. Лидар для гелиогеофизического комплекса РАН. Технический облик // XXIV Всероссийская конференция «Распространение радиоволн (РРВ-24)»: Труды. 2014. С. 13–18.

Матвиенко Г.Г., Балин Ю.С., Бобровников С.М. и др. Сибирская лидарная станция: аппаратура и результаты / под ред. Матвиенко Г.Г. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. 440 с.

Полех Н.М., Черниговская М.А., Яковлева О.Е. К вопросу о формировании слоя F1 во время внезапных стратосферных потеплений // Солнечно-земная физика. 2019. Т. 5, № 3. С. 140–152. DOI: [10.12737/szf-53201914](https://doi.org/10.12737/szf-53201914).

Полякова А.С., Черниговская М.А., Перевалова Н.П. Исследование отклика ионосферы на внезапные стратосферные потепления в Азиатском регионе России // Солнечно-земная физика. 2015. Т. 1, № 4. С. 47–57. DOI: [10.12737/13527](https://doi.org/10.12737/13527).

Черемисин А.А., Маричев В.Н., Новиков П.В. Перенос полярных стратосферных облаков из Арктики к Томску в январе 2010 г. // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 2. С. 93–99.

Ясюкевич А.С., Клименко М.В., Куликов Ю.Ю. и др. Изменения параметров средней и верхней атмосферы во время внезапного стратосферного потепления в январе 2013 г. // Солнечно-земная физика. 2018. Т. 4, № 4. С. 62–75. DOI: [10.12737/szf-44201807](https://doi.org/10.12737/szf-44201807).

Browell E.V., Wilkerson T.D., McIlrath T.J. Water vapor differential absorption lidar development and evolution // Applied Optics. 1979. V. 18, N 20. P. 3474–3483. DOI: [10.1364/AO.18.003474](https://doi.org/10.1364/AO.18.003474).

Czin Czyao, Gotao Yan, Czihun Van, Syueu Chen, Facyun Li. Sporadic potassium layers and their relationship with sporadic E-layers in the mesopause region above Beijing (China) // Солнечно-земная физика. 2017. Т. 3, № 2. С. 64–69. DOI: [10.12737/22597](https://doi.org/10.12737/22597).

Kawahara T.D., Kitahara T., Kobayashi F., et al. Sodium temperature lidar based on injection seeded Nd:YAG pulse lasers using a sum-frequency generation technique // Opt. Express. 2011. V. 19. P. 3553–3561.

Rees D., Barnett J.J., Labitzke K. COSPAR International Reference Atmosphere, 1986: Part 2: Middle Atmosphere Models // Adv. Space Res. 1990. V. 10, N 12. P. 525.

Schoch A., Baumgarten G., Fiedler J. Polar middle atmosphere temperature climatology from Rayleigh lidar measurements at ALOMAR (69° N) // Ann. Geophys. 2008. V. 26, N 7. P. 1681–1698. DOI: [10.5194/angeo-26-1681-2008](https://doi.org/10.5194/angeo-26-1681-2008).

Spelsberg D., Meyer W. Dynamic multipole polarizabilities, reduced spectra, and interaction coefficients for N₂ and CO // J. Chem. Phys. 1999. V. 111, N 21. P. 9618–9624. DOI: [10.1063/1.480336](https://doi.org/10.1063/1.480336).

Unchino O., Maeda M., Hirono M. Applications of excimer lasers to laser-radar observations of the upper atmosphere // JEEE J. Quant. Electronics. 1979. V. QE-15, N 10. P. 1094–1107. DOI: [10.1109/JQE.1979.1069905](https://doi.org/10.1109/JQE.1979.1069905).

von Zahn U., von Cossart G., Fiedler J., et al. The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: objectives, configuration, and performance // Ann. Geophys. 2000. V. 18. P. 815–833. DOI: [10.1007/s00585-000-0815-2](https://doi.org/10.1007/s00585-000-0815-2).

Zuev V.V., Zuev V.E., Makushkin Yu.S., et al. Laser sensing of atmospheric humidity: experiment // Applied Optics. 1983. V. 22, N 23. P. 3742–3746. DOI: [10.1364/AO.22.003742](https://doi.org/10.1364/AO.22.003742).

REFERENCES

Bondarenko S.L., Burlakov V.D., Grishaev M.V., Zuev V.V., Marichev V.N., Pravdin V.L. Laser sensing of the mesosphere at the Siberian lidar station. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1994, vol. 7, no. 11-12, pp. 1652–1655. (In Russian).

Browell E.V., Wilkerson T.D., McIlrath T.J. Water vapor differential absorption lidar development and evolution. *Applied Optics*. 1979, vol. 18, no. 20, pp. 3474–3483. DOI: [10.1364/AO.18.003474](https://doi.org/10.1364/AO.18.003474).

Burlakov V.D., Elnikov A.V., Zuev V.V., Marichev V.N., Pravdin V.L., Smirnov S.V., Stolyarova N.A. Lidar observations of the stratospheric ozone and aerosol in Tomsk (56° N, 85° E) following the eruption of the Pinatubo volcano. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1993, vol. 6, no. 10, pp. 1224–1233. (In Russian).

Czin Czyao, Gotao Yan, Czihun Van, Syueu Chen, Facyun Li. Sporadic potassium layers and their relationship with sporadic E-layers in the mesopause region above Beijing (China). *Solnechno-zemnaya fizika* [Solar-Terr. Phys]. 2017, vol. 3, no. 2, pp. 64–69. DOI: [10.12737/22597](https://doi.org/10.12737/22597).

Cheremisin A.A., Marichev V.N., Novikov P.V. Polar stratospheric cloud transfer from Arctic regions to Tomsk in January, 2010. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2013, vol. 26, no. 2, pp. 93–99. (In Russian).

Elnikov A.V., Zuev V.V., Marichev V.N., Tsaregorodtsev S.I. First results of lidar observations of stratospheric ozone above western Siberia. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1989, vol. 2, no. 9, pp. 995–996. (In Russian).

Elnikov A.V., Zuev V.V., Kataev M.Yu., Marichev V.N., Micel A.A. Sensing of stratospheric ozone with an UV bifrequency DIAL: methods for solving the inverse problem and results of the field experiment. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1992, vol. 5, no. 6, pp. 576–587. (In Russian).

Kaul B.V. *Mnogovolnnoi lidar dlya zondirovaniya atmosfery* [Multi-wave lidar for sensing the atmosphere]. Auth. Certificate no. 1345861, 1987. (In Russian).

Kawahara T.D., Kitahara T., Kobayashi F., Saito Y., Nomura A. Sodium temperature lidar based on injection seeded Nd:YAG pulse lasers using a sum-frequency generation technique. *Opt. Express*. 2011, vol. 19, pp. 3553–3561.

Marichev V.N. Lidar investigations of stratospheric warming events above Tomsk in 2008–2010. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2011a, vol. 24, no. 5, pp. 386–391. (In Russian).

Marichev V.N. Investigation into features of manifestation of winter stratospheric warming events over Tomsk from the data of lidar temperature measurements in 2010–2011. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2011b, vol. 24, no. 12, pp. 1041–1046. (In Russian).

Marichev V.N. Investigation of variability of the background aerosol vertical structure above Tomsk based on lidar observations in 2010–2011. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2012, vol. 25, no. 11, pp. 976–984. (In Russian).

Marichev V.N. The analysis of the air density and temperature behaviour in the stratosphere above Tomsk in periods of perturbed and quiet states performed according to the results of lidar measurements. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2013, vol. 26, no. 9, pp. 783–792. (In Russian).

Marichev V.N., Samokhvalov I.V. Lidar observations of aerosol volcanic layers in stratosphere of Western Siberia in 2008–2010. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 2011, vol. 24, no. 3, pp. 224–231. (In Russian).

Marichev V.N., Zuev V.V., Grishaev M.V., Smirnov S.V. Lidar and spectrophotometric measurements of vertical distribution of ozone, nitrogen dioxide, and temperature in the stratosphere over Tomsk (Western Siberia). *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1996, vol. 9, no. 12, pp. 1604–1608. (In Russian).

Matvienko G.G., Bobrovnikov S.M., Kaul B.V. Application of lidars to study the middle and upper atmosphere. *Solnechno-zemnaya fizika* [Solar-Terr. Phys]. 2010, vol. 16, pp. 76–81. (In Russian).

Matvienko G.G., Kaul B.V., Marichev V.N., Burlakov V.D., Bobrovnikov S.M., Yakovlev S.V. Lidar for the heliogeophysical complex of the RAS. Technical appearance. *Sbornik trudov XXIV Vserossiiskoi konferentsii "Rasprostranenie radiovoln (RRV-24)"* [Proceedings of the XXIV All-Russian Conference "Radio Wave Propagation (RWP-24)"]. 2014, pp. 13–18. (In Russian).

Matvienko G.G., Balin YU.S., Bobrovnikov S.M., Romanovskii O.A., Kohanenko G.P., Samoilova S.V., Penner I.E., Gorlov E.V., Zharkov V.I., Sadovnikov S.A., Harchenko O.V., Yakovlev S.V., Bazhenov O.E., Burlakov V.D., Dolgii S.I., Makeev A.P., Nevzorov A.A., Nevzorov A.V. *Sibirskaya lidarnaya stantsiya: apparatura i rezul'taty* [Siberian lidar station: equipment and results]. Tomsk, IOA SB RAS Publ., 2016, 440 p. (In Russian).

Polekh N.M., Chernigovskaya M.A., Yakovleva O.E. On the formation of the F1 layer during sudden stratospheric warming events. *Solar-Terr. Phys.* 2019, vol. 5, no. 3, pp. 119–129. DOI: [10.12737/stp-53201914](https://doi.org/10.12737/stp-53201914).

Polyakova A.S., Chernigovskaya M.A., Perevalova N.P. Study of the response of the ionosphere to sudden stratospheric warming in the Asian region of Russia. *Solnechno-zemnaya fizika* [Solar-Terr. Phys]. 2015, vol. 1, no. 4, pp. 47–57. DOI: [10.12737/13527](https://doi.org/10.12737/13527). (In Russian).

Rees D., Barnett J.J., Labitzke K. COSPAR International Reference Atmosphere, 1986: Part 2: Middle Atmosphere Models. *Adv. Space Res.* 1990, vol. 10, no. 12, p. 525.

Schoch A., Baumgarten G., Fiedler J. Polar middle atmosphere temperature climatology from Rayleigh lidar measurements at ALOMAR (69° N). *Ann. Geophys.* 2008, vol. 26, no. 7, pp. 1681–1698. DOI: [10.5194/angeo-26-1681-2008](https://doi.org/10.5194/angeo-26-1681-2008).

Spelsberg D., Meyer W. Dynamic multipole polarizabilities, reduced spectra, and interaction coefficients for N₂ and CO. *J. Chem. Phys.* 1999, vol. 111, no. 21, pp. 9618–9624. DOI: [10.1063/1.480336](https://doi.org/10.1063/1.480336).

Unchino O., Maeda M., Hirono M. Applications of excimer lasers to laser-radar observations of the upper atmosphere. *IEEE J. Quant. Electr.* 1979, vol. QE-15, no. 10, pp. 1094–1107. DOI: [10.1109/JQE.1979.1069905](https://doi.org/10.1109/JQE.1979.1069905).

von Zahn U., von Cossart G., Fiedler J., Fricke K.H., Nelke G., Baumgarten G., Rees D., Hauchecorne A., Adolfsen K. The ALOMAR Rayleigh/Mie/Raman lidar: objectives, configuration, and performance. *Ann. Geophys.* 2000, vol. 18, pp. 815–833. DOI: [10.1007/s00585-000-0815-2](https://doi.org/10.1007/s00585-000-0815-2).

Zuev V.V., Zuev V.E. Distancionnoe opticheskoe zondirovanie atmosfery [Remote optical sensing of the atmosphere]. St Petersburg, Hydrometeoizdat Publ., 1992. 232 p. (In Russian).

Zuev V.E., Makushkin Yu.S., Marichev V.N., Mitsel A.A., Samokhvalov I.V., Sosnin A.V. Laser sensing of atmospheric humidity profile. *DAN* [Reports of the Academy of Science]. 1981, vol. 251, no. 6, pp. 1338–1342. (In Russian).

Zuev V.V., Zuev V.E., Makushkin Yu. S., Marichev V.N., Mitsel A.A. Laser sensing of atmospheric humidity: experiment. *Applied Optics.* 1983, vol. 22, no. 23, pp. 3742–3746. DOI: [10.1364/AO.22.003742](https://doi.org/10.1364/AO.22.003742).

Zuev V.V., Marichev V.N., Bondarenko S.L., Dolgii S.I., Sharabarin E.V. Preliminary results of tropospheric temperature sensing using a raman lidar on the first vibrational-rotational transition of nitrogen molecules. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1996a, vol. 9, no. 12, pp. 1609–1611. (In Russian).

Zuev V.V., Marichev V.N., Dolgii S.I., Sharabarin E.V. Some experimental results of lidar sensing of the ozone and temperature in the troposphere and stratosphere. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1996b, vol. 9, no. 8, pp. 1123–1125. (In Russian).

Zuev V.V., Kataev M.Yu., Marichev V.N. Technique for reconstructing the ozone profiles from UV lidar data: correction for aerosol and temperature stratification. *Optika atmosfery i okeana* [Atmospheric and Oceanic Optics]. 1997, vol. 10, no. 9, pp. 1103–1111. (In Russian).

Yasyukevich A.S., Klimenko M.V., Kulikov Yu.Yu., Klimenko V.V., Bessarab F.S., Koren'kov Yu.N., Marichev V.N., Ratovsky K.G., Kolesnik S.A. Changes in the middle and upper atmosphere parameters during the January 2013 sudden stratospheric warming. *Solar-Terr. Phys.* 2018, vol. 4, no. 4, pp. 62–75. DOI: [10.12737/stp-44201807](https://doi.org/10.12737/stp-44201807).

Как цитировать эту статью:

Матвиенко Г.Г., Маричев В.Н., Бобровников С.М., Яковлев С.В., Чистилин А.Ю., Сауткин В.А. Мезостратосферный лидар для гелиогеофизического комплекса. *Солнечно-земная физика.* 2020. Т. 6, № 2. С. 93–104. DOI: [10.12737/szf-62202007](https://doi.org/10.12737/szf-62202007).