

ДИСТАНЦИОННОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ

УДК 535.36; 551.501

В.Н. Маричев, В.В. Зуев, П.А. Хряпов, С.И. Долгий, А.В. Невзоров

ЛИДАРНЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СТРАТОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД ТОМСКОМ ЛЕТОМ 1998 г.

Институт оптики атмосферы СО РАН, Томск

Поступила в редакцию 28.12.98 г.

Принята к печати 9.03.99 г.

Представлен анализ лидарных наблюдений вертикального распределения озона в стратосфере над Томском за лето 1998 г. Приведено описание лидарного комплекса, рассмотрена коррекция лидарных сигналов на «слипание» одноэлектронных импульсов при приеморегистрации в режиме счета фотонов. Получен усредненный за три летних месяца профиль озона с дефицитом его содержания 20–25 % в области максимума слоя по отношению к модели Крюгера. Наибольшая изменчивость содержания озона отмечена на нижней части профиля на высотах 15–16 км, далее с ростом высоты наблюдается монотонный спад изменчивости.

При сравнении временных рядов общего содержания озона, полученного озонметром М-124, и интегрального содержания озона в слое 15–30 км, рассчитанного из лидарных измерений, найден коэффициент корреляции $K = 0,47$. Также определено процентное содержание озона в слое 15–30 км, которое к общему содержанию составило $(61,6 \pm 5,6) \%$. Рассчитан вертикальный профиль коэффициента корреляции между концентрацией озона и температурой. В преобладающем интервале высот 16–26 и 28–32 км корреляция оказалась положительной. На участках высот 15–16 и 27–28 км обнаружена отрицательная корреляция. Примечательно, что на данных высотах как раз возможно появление вторичных максимумов озона, связанных, вероятнее всего, с горизонтальной адвекцией полярных воздушных масс и меридиональной циркуляцией стратосферы.

1. Введение

Решение проблемы обнаружения изменений климата требует постоянного контроля за поведением озона в стратосфере, где сосредоточена его основная масса [1]. Связанные с активизацией процессов разрушения стратосферного озонового слоя образование и распространение озоновых аномалий (озоновых дыр) над Антарктидой, Европой и Сибирью вызвали необходимость организации мониторинга в планетарном масштабе. Лидарный метод наблюдения озона имеет важное значение и дополняет традиционные наземные (из зарубежных спектрофотометры Добсона, Ункера и Брюера, из отечественных – М-124) и спутниковые (ТОМС, SACE-II) методы озонотрии.

Одними из первых возможность выполнять пространственно-разрешенные измерения атмосферного озона лидаром показали в 1977 г. Меже и др. [2] (Франция, обсерватория Хаут Прованс). В качестве передатчика лидара авторы использовали лазер на красителе. В 1978 г. Учино и др. [3] (Япония, университет Куеми) для лидарного зондирования стратосферного озона применили более перспективный ХеСl эксимерный лазер, который нашел применение в большинстве современных стратосферных лидаров. Наблюдения за стратосферным озоном в настоящее время проводятся на ряде лидарных станций, расположенных преимущественно в Северном полушарии [4].

Лидарные наблюдения за состоянием стратосферного озонового слоя над Томском были начаты нами в декабре 1988 г. и регулярно продолжаются по настоящее время. Большинство профилей стратосферного озона было получено в зимне-весенний период. Значительно меньше представлено профилей летнего и осеннего сезонов из-за мало-

го количества безоблачных ночей и высокой влажности воздуха, приводящей к сбоям в работе аппаратуры.

Вместе с тем именно летний период наиболее интересен для исследования поведения стратосферного озонового слоя, поскольку в это время над Западной Сибирью отмечается критически низкое содержание озона, которое может иметь экологические и климатические последствия. Возможность изучения особенностей вертикального распределения озона (ВРО) в стратосфере, особенно в области локализации озонового слоя, и отслеживание его сезонной изменчивости позволяют получить новые знания о механизмах трансформации озоносферы и ее влияния на климат планеты.

2. Аппаратура: краткое описание лидара и коррекция эхосигналов

Блок-схема последнего варианта модернизированного УФ-лидара приведена на рис. 1. Главные узлы лидара представлены более мощным эксимерным ХеСl-лазером (энергия в импульсе 60–80 мДж, частота выстрелов 50 Гц) и главным и дополнительным телескопами с соответствующими блоками спектральной селекции и приеморегистрации сигналов. Сочетание ХеСl-лазера, дающего на выходе после ВКР-преобразователя на водороде излучение на длинах волн $\lambda_{on} = 308$ и $\lambda_{of} = 353$ нм, с приемной системой на базе главного телескопа, собранного по схеме Ньютона, образует канал для зондирования стратосферного озона. Использование малого телескопа (схема Кассегрена) с приемным зеркалом диаметром 0,25 м позволяет уменьшить динамический диапазон лидарных сигналов в ближней зоне и

создать тем самым тропосферный канал зондирования озона. Измерение и обработка экспериментальных дан-

ных проводились по известному методу дифференциального поглощения света.

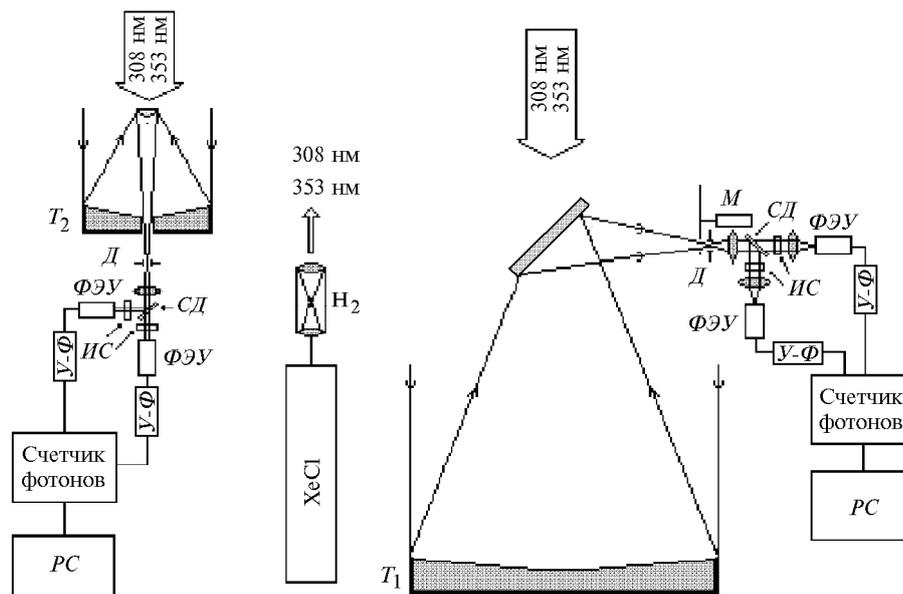


Рис. 1. Блок-схема модернизированного УФ-лидара: XeCl – эксимерный лазер ($\lambda = 308$ нм); H_2 – кювета ВКР-преобразователя на водороде; T_1, T_2 – большой и малый приемные телескопы; D – полявая диафрагма; M – механический затвор; ФЭУ – фотоэлектронный умножитель ФЭУ-130; ИС – интерференционный светофильтр; CD – дихроичное зеркало; У-Ф – усилитель-дискриминатор; PC – компьютер

Интервал высот зондирования вертикального распределения озона в обычном режиме составляет 13–35 км. Он может быть расширен до 5–50 км снижением уровней сигналов (т.е. перегрузок фотоприемников) от ближней зоны и повышением потолка зондирования за счет увеличения времени накопления эхосигналов. Для получения статистически обеспеченного профиля озона до высот 30–35 км требуется время измерений ≈ 25 мин при пространственном усреднении по высоте от 0,1 до 0,4 км.

Обработка данных зондирования озона выполняется по специально разработанному пакету программ «SOUND», который постоянно совершенствовался и модернизировался. Последняя версия этого пакета является наиболее сложной, поскольку она включает в себя (как составные блоки) пакеты программ расчета температуры и отношения рассеяния [6]. Новым и важным достоинством пакета явилась возможность расчета и учета стратификации аэрозоля (через отношение рассеяния) и температуры.

Как было отмечено выше, при использовании более мощного передатчика лидара приходится сталкиваться с проблемой приеморегистрации интенсивных световых сигналов, поступающих от ближней зоны. Для главного приемного телескопа с учетом механической отсечки световых потоков с нижних высот ближняя зона распространяется на интервале высот 10–20 км. Особенность приема оптических сигналов в режиме счета фотонов с этих высот будет заключаться в занижении значений измеряемой мощности, вызванном инерционностью регистрирующей аппаратуры. В состав такой аппаратуры как обязательные элементы входят усилитель-формирователь и счетчик одноэлектронных импульсов (ОИ), установленные на выходе ФЭУ. Усилителем-формирователем на уровне порога дискриминации ОИ формируется стандартный импульс, поступающий на счетчик. При высокой интенсивности при-

ходящих световых потоков увеличиваются частота поступления ОИ и вероятность их «слипания». В данном случае ФЭУ с трактом регистрации в целом рассматривается как счетчик с «мертвым» временем продлевающего типа [7], величина которого τ определяется шириной ОИ на уровне порога дискриминации.

Для обычно принятой пуассоновской статистики фотоэлектронов фактор «слипания» учитывается формулой [8]:

$$M = N \exp(-N\tau/n\Delta T),$$

где N и M – количество поступающих и зарегистрированных ОИ; n – число измерений; ΔT – длительность строба. Уравнение, по которому находится истинное количество N одноэлектронных импульсов, решается методом итераций при задании начальных условий $N_0 = M$.

Пример зарегистрированных и скорректированных лидарных сигналов для установленной ширины ОИ $\tau = 13$ нс приведен на рис. 2, а. Видно, что на обеих длинах волн 308 и 353 нм наибольшее искажение сигналов просматривается на высоте их максимумов. Поскольку обработка данных проводилась с высот 10 км, то в целом влияние коррекции сигналов распространяется на область высот 10–20 км. На рис. 2, б показаны начальный и скорректированный на искажение сигналов восстановленные профили озона. Как и следовало ожидать, отклонения между профилями наиболее существенны в их нижней части и в данном случае доходят до 30 %.

Необходимо отметить, что проведенный анализ данных на предмет коррекции сигналов при восстановлении профилей озона показал следующее. Наибольший эффект в проведении коррекции проявляется, когда наблюдается пересветка только по одному из эхосигналов. В случае, когда световые сигналы на обеих длинах волн имеют по-

вышенную интенсивность, то искажающий фактор уменьшается за счет компенсирующего влияния математической схемы обработки данных по методике дифференциального поглощения. Оценка интенсивности лидарных сигналов определялась по количеству поступающих ОИ в один строб, а также по отношению суммарного времени заполнения строба поступившими ОИ и длительностью строба $K_N = N\tau/\Delta T$. Для регистрируемых сигналов величина коэффициента K_N доходила до значений 0,18, что согласно [7] не превышало критического уровня $\sim 0,2-0,3$, тем самым давая возможность коррекции всего массива данных.

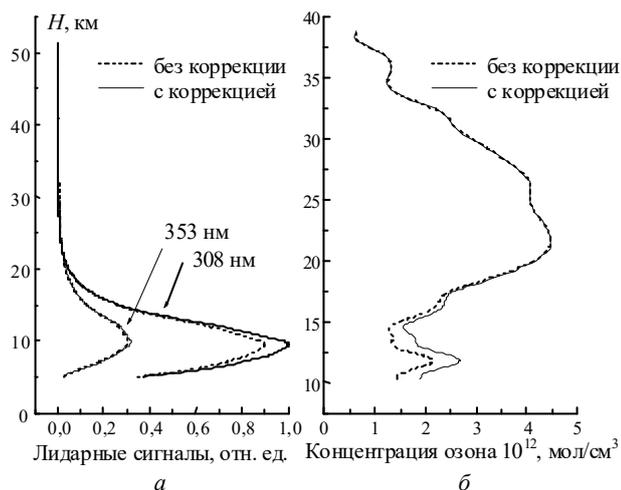


Рис. 2. Лидарные сигналы на длинах волн $\lambda_{оп}$ и $\lambda_{ог}$ (а) и восстановленные по ним профили озона (б)

3. Лидарные измерения ВРО в стратосфере и их анализ

За июнь – август 1998 г. было проведено 26 результативных ночных зондирований озона и получено, соответственно 26 усредненных ночных профилей ВРО. Как правило, усредненный профиль озона восстанавливался по трем – четырем сериям накопления эхосигналов (25 мин каждая), причем для каждой отдельной серии также мог восстанавливаться профиль ВРО. На рис. 3 для конкретной даты за 10.08.98 г. показаны вертикальные профили озона, полученные по трем сериям зондирования (1, 2, 3), и профиль, полученный по суммарному сигналу трех серий (4).

Так, начиная с высот 17 км, для трех отдельных профилей отмечается их идентичный и совпадающий в пределах стандартной ошибки σ ход с ростом высоты. Вместе с тем на высотах ниже 17 км отклонение между профилями превышает величину σ и по проведению последней заметна динамика концентрации озона со временем. Для уровня $H = 15$ км значения концентрации уменьшались последовательно от серии к серии измерений как $(2; 1,5 \text{ и } 1) \times 10^{12}$ мол/см³. В озонотрии известен факт (и это будет показано в настоящей работе), что именно на высотах ниже озонопика наблюдается наибольшая изменчивость содержания озона, обусловленная влиянием динамических процессов. В данном случае приведенный пример ночного зондирования озона показывает надежность и стабильность лидарных измерений озона и возможность наблюдений динамики ВРО.

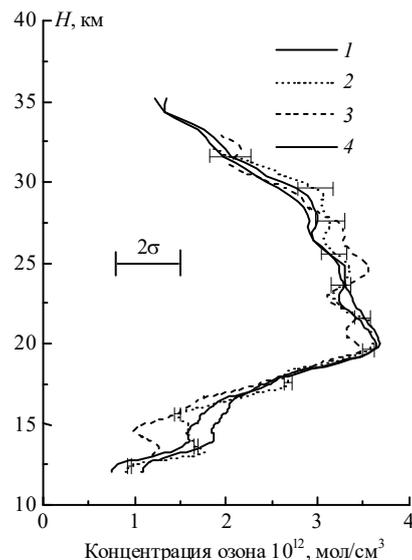


Рис. 3. Вертикальные профили озона, полученные по трем последовательным сериям зондирования и по сумме трех серий за ночь 10.08.98 г.

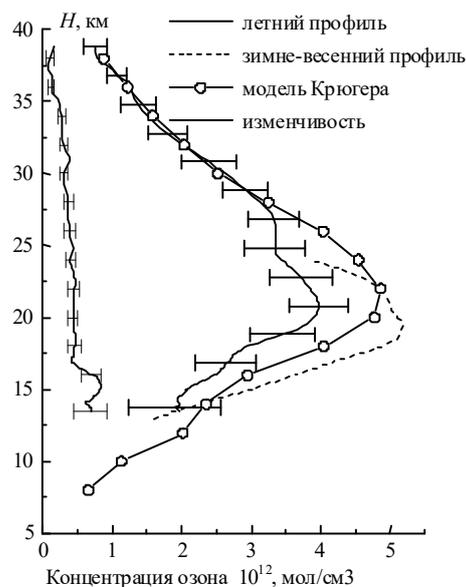


Рис. 4. Средний летний профиль озона за июнь – август 1998 г. по сравнению с моделью Крюгера и средним лидарным зимне-весенним профилем озона за период 1995–1997 гг.

Как указывалось ранее, наибольший для нас интерес представляло построение среднего летнего профиля озона, которое ранее из-за малого количества сезонных данных для одного года было нецелесообразным. На рис. 4 приведены усредненный по трем летним месяцам ночной профиль ВРО и его изменчивость, а также стандартные ошибки расчета этих кривых. Для сравнения даны модель озона Крюгера [9] и средний зимне-весенний лидарный профиль озона, полученный нами за период 1995–1997 гг. [10]. Во всей нижней части летнего профиля озона до высоты 27 км отмечается дефицит его содержания относительно модельного профиля, который особенно заметен в области максимума озонового слоя – около 20–25 % в интервале высот

15–25 км. Также наблюдаются заметно меньшие концентрации в ВРО для летнего профиля по сравнению с зимне-весенним, что характерно для особенностей сезонной стратификации озона в стратосфере средних широт [1]. Как и следовало ожидать, влияние динамического фактора отразилось в наибольшей изменчивости ВРО на нижних высотах. Всплеск с увеличением до 100 % отчетливо проявляется на высотах 12–16 км, далее до высоты 37 км следует монотонный спад кривой с некоторым локальным максимумом в области $H = 30\text{--}32$ км.

Послойное среднее содержание озона в воздушных слоях толщиной 2 км за этот же летний период демонстрируется на рис. 5. Здесь же приведены значения процентного содержания каждого озонового слоя по отношению к слою 14–32 км и его изменчивости. Как и для усредненного профиля, наибольшие колебания содержания озона наблюдаются для нижнего слоя 14–16 км, далее по высоте до $H = 30$ км отмечается плавное убывание σ с некоторым ее ростом для слоя 30–32 км.

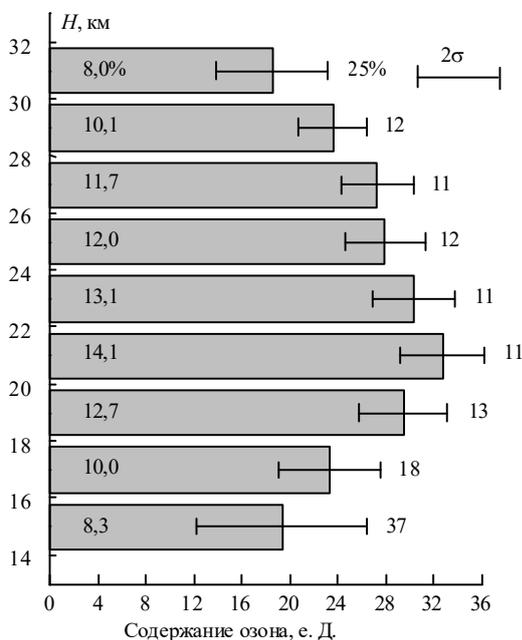


Рис. 5. Послойное усредненное содержание озона и его девиация в слоях

Временной ход изменчивости содержания озона по данным слоям показан на рис. 6. Сколько-нибудь заметной корреляции в изменении содержания озона между слоями не прослеживается. Можно лишь отметить два случая некоторого уменьшения озона в слоях 14–26 км и увеличения озона в слоях 16–22 км с убыванием по высоте. На рисунке первый случай отмечен стрелкой вниз, второй – стрелкой вверх.

В изучаемый летний период проводились регулярные наблюдения за общим содержанием озона (ОСО) в атмосфере озонметром М-124. При достаточно непрерывном ряде значений ОСО и дискретном ряде лидарных профилей имелась возможность выбрать совпадающие даты и сравнить лидарные и спектрофотометрические данные. Поскольку прибором М-124 измерения озона проводились в дневное время, то для сравнения брались усредненные данные озонметра, полученные за соседние дни до и после лидарных измерений.

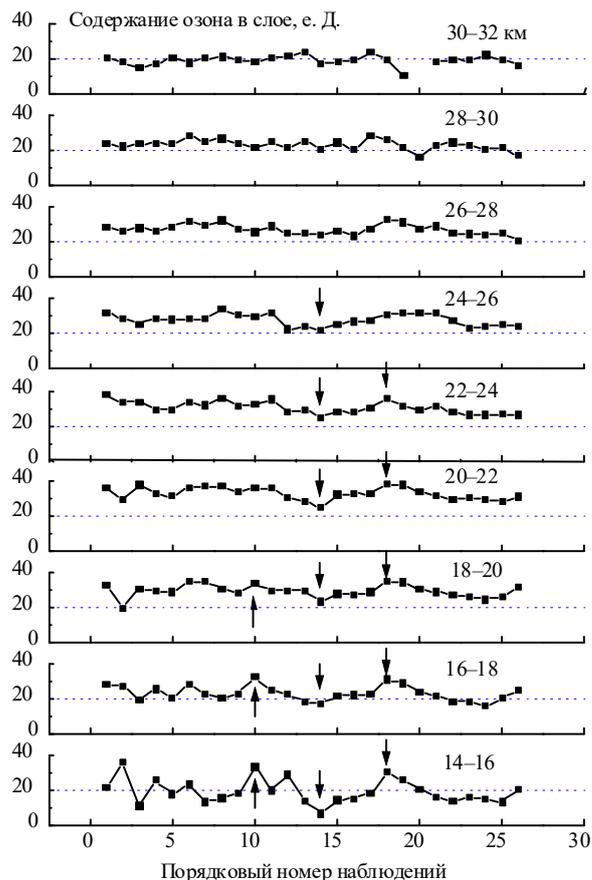


Рис. 6. Временной ход изменчивости содержания озона в слоях толщиной 2 км летом 1998 г.

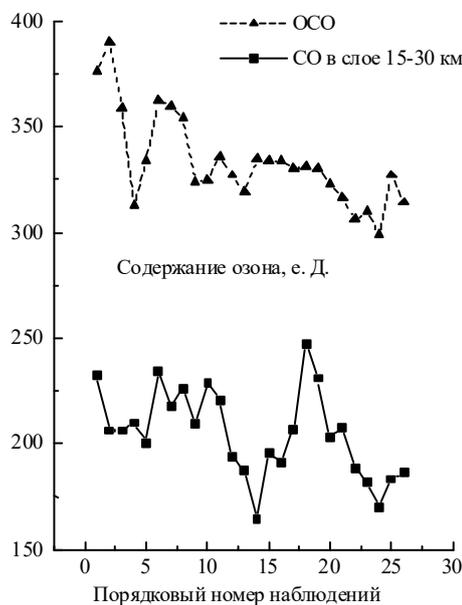


Рис. 7. Ряд выборочных, синхронных значений ОСО (прибор М-124) и содержания озона в слое 15–30 км (лидар) за лето 1998 г.

На рис. 7 приведены ряды данных по ОСО и интегральному содержанию озона, полученному из лидарного профиля интегрированием в слое 15–30 км. Из сравнения

прослеживаются корреляция значений в содержании озона и тенденция к некоторому его спаду. Рассчитанный коэффициент корреляции K составил 0,47, что несколько меньше коэффициента корреляции $K = 0,73$, который был получен при сравнении лидарных и спектрофотометрических данных за май 1995 – апрель 1996 гг. [10, 11]. Данная особенность может быть вызвана усилением влияния динамического фактора в тропосфере в летний период на формирование озоносферы.

Представлялось интересным получить коэффициент пересчета лидарных значений интегральных содержаний озона в слое 15–30 км в значении ОСО, который оказался равным $K = 0,616 \pm 0,056$, т.е. среднестатистическое

Значения коэффициента корреляции между температурой и концентрацией озона K^* на высотах от 15 до 30 км

H , км	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25,2	26,4	27,6	28,8	30
K^*	-0,36	-0,21	0,23	0,47	0,50	0,66	0,78	0,74	0,49	0,60	0,41	0,26	-0,31	0,15	0,22

Из таблицы следует, что на преобладающем интервале высот 17–26 и 28–30 км корреляция между концентрацией озона и температурой воздуха положительная, что согласуется с данными [1]. Обусловленная положительная связь между концентрацией озона и температурой атмосферы, вероятнее всего, может быть следствием влияния динамического и радиационного факторов. Динамический фактор, в соответствии с известным в озонометрии принципом Норманда–Добсона [1], проявляется через вертикальное перемещение воздушных масс в стратосфере: при нисходящих потоках происходит накопление озона и адиабатический нагрев воздуха, при восходящих потоках – расход озона и адиабатическое охлаждение воздуха.

В слоях стратосферы на высотах 15–16 и 27–28 км коэффициент корреляции отрицателен. Примечательно, что именно на этих высотах, согласно литературным данным [12, 13] и нашим многолетним наблюдениям, наиболее вероятно появление вторичных максимумов озона. Можно предположить, что внизу вторичный максимум обусловлен горизонтальной адвекцией северных воздушных масс, вверху – меридиональной циркуляцией стратосферы. В обоих случаях имеет место перенос воздушных масс, богатых содержанием озона, поскольку он происходит на уровнях высот локализации полярного и тропического максимумов озона. При этом температура заносимых как с севера, так и с юга воздушных масс ниже температуры умеренных масс на этих же высотах. Например, на высоте 27–28 км температура воздуха в умеренных широтах летом на 3–4 К выше, чем в тропиках [14]. Из вышерассмотренного можно сделать вывод, что причиной наблюдаемой отрицательной связи между озоном и температурой на высотах 15–16 и 27–28 км является занос с севера и юга относительно

содержание озона в слое 15–30 км за летний период составило 61,6 % от ОСО, что несколько ниже величины среднестатистического содержания в том же слое для средних широт (около 65 %), приводимой в работе А.Х. Хргиана [1]. Представленные здесь измерения ВРО осуществлялись одновременно с измерением вертикального распределения температуры (ВРТ) по молекулярному рассеянию света на референтной длине волны $\lambda_{ог} = 353$ нм. Получаемое при этом пространственно-временное разрешение ВРТ и интервал высот зондирования ВРТ те же, что и для ВРО. Для профилей озона и температуры был рассчитан высотный ход коэффициента корреляции, приведенный в таблице.

холодных масс воздуха с повышенным содержанием озона.

Авторы благодарят С.В. Смирнова за любезно предоставленный ряд данных по ОСО.

Работа выполнена на установке Сибирская лидарная станция при финансовой поддержке по гранту Министерства науки России (рег. N 01-64) и по гранту РФФИ (рег. N 99-05-64943).

1. Хргиан А.Х. Физика атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 648 с.
2. Megie G. et al. // Nature. 1977. N. 270. P. 329.
3. Uchino O., Maeda M., Hirono M. // IEEE J. Quant. Electr. 1979. V. QE-15. N 10. P. 1094–1100.
4. Third International Lidar Researchers Directory Compiled by M.P. McCormick. NASA, Hampton, Virginia 23681 – 0001. 1993.
5. Ельников А.В., Зуев В.В., Маричев В.Н., Царегородцев С.И. // Оптика атмосферы. 1989. Т. 2. N 9. С. 995–996.
6. Зуев В.В., Катаев М.Ю., Маричев В.Н. // Оптика атмосферы и океана. 1997. Т. 10. N 9. С. 1103–1111.
7. Глазов Г.Н. Статистические вопросы лидарного зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1987. 312 с.
8. Астафуров В.Г., Мицель А.А. // Автометрия. 1984. N 1. С. 92–97.
9. Krueger A.J. and Minzher R.A. // J. Geophys. Res. 1976. N 81. P. 4472.
10. В.В. Зуев, В.Н. Маричев, В.С. Смирнов // 4-й симпозиум «Оптика атмосферы и океана»: Тезисы докл. Томск, 1997. С. 219–220.
11. Маричев В.Н. Дистанционное оптическое зондирование аэрозоля, температуры и основных малых газовых составляющих атмосферы: Дис. ... д.ф.-м.н. Томск, 1998. 270 с.
12. Атмосфера: Справочник. Л.: Гидрометеиздат, 1991. 510 с.
13. Зуев В.Е., Комаров В.С. Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 264 с.
14. Инполитов И.И., Комаров В.С., Мицель А.А. Спектроскопические методы зондирования атмосферы. Новосибирск: Наука, 1985. С. 4–41.

V.N. Marichev, V.V. Zuev, P.A. Khryapov, S.I. Dolgii, A.V. Nevzorov. Lidar Observations for Ozone Vertical Distribution in Stratosphere above Tomsk City in Summer, 1998.

Lidar measurements of the ozone vertical distribution in the stratosphere above Tomsk in summer, 1998, are under analysis. The lidar complex is described. A correction of lidar signals for one-electron pulses «adherence» when their recording in the photon-counting regime, is treated. The ozone profile averaged over three summer months has been obtained showing its 20-25 percent deficiency within the layer maximum comparative to the Krüger model. Maximum variability of the ozone content has been marked in the profile bottom at 15–16 km height; and then with the height increase, a monotone abatement of its variability was observable. The correlation coefficient $K = 0.47$ is found from a comparison of temporal series of the ozone total content obtained with the ozonometer M-124 and the ozone integral content within 15–30 km layer calculated using the lidar measurements. The ozone percentage of (60.6 ± 5.6) percent relative to the ozone total content within this layer is also determined. The vertical profile of the correlation between the ozone concentration and the temperature is calculated. Within the prevalent interval of altitudes (16–26 km and 28–32 km) the correlation is positive. At the altitudes of 15–16 and 27–28 km it occurred to be negative. It is interesting that just at these altitudes an appearance of the ozone secondary maxima is possible, evidently, associated with horizontal advection of the polar air masses and the stratosphere meridional circulation.