

УСПЕХИ ФИЗИЧЕСКИХ НАУК

## ОЗОН В СТРАТОСФЕРЕ \*)

И. А. Хвостиков

## ВВЕДЕНИЕ

Учение об озонном слое в стратосфере принадлежит к числу наиболее своеобразных разделов физики высоких слоёв атмосферы. Глубокое и многостороннее значение проблемы атмосферного озона выяснялось постепенно. Оно становится тем несомненней, чем дальше продвигается исследование. За последние годы получены новые, большого значения результаты и достигнуто всеобщее признание необходимости ещё шире исследовать атмосферный озон, что нашло своё отражение и в программе Международного геофизического года.

Количество озона в воздухе весьма мало, около  $4 \cdot 10^{-7}$ . Долгое время казалось, что исследование озонового слоя может иметь лишь «академический», но никак не практический интерес. Но постепенно выяснилось, что это не так. Теперь совершенно ясно, что изучение озона, непрестанное наблюдение за его поведением в атмосфере, должно стать (и уже начинает становиться) мощным средством исследования основных, в том числе погодообразующих процессов. Задача заключается в том, чтобы научиться пользоваться этим средством, причём уже достигнуты первые многообещающие результаты.

Состояние высоких слоёв атмосферы (особенно ионосферы) почти полностью контролируется солнечным излучением, в первую очередь — ультрафиолетовым. Это относится и к озоносфере, поскольку для возникновения молекул озона  $O_3$  необходимо наличие атомного кислорода, но в нижних слоях атмосферы кислород существует в виде молекул  $O_2$ . В высоких слоях постоянно происходят реакции диссоциации кислорода



где энергия фотонов  $h\nu$  соответствует области солнечного спектра  $\lambda < 2423 \text{ \AA}$  (энергия диссоциации молекул  $O_2$  составляет 5,116 эв).

\*) В основу данной статьи положены лекции об озоносфере, прочитанные на физическом факультете Тбилисского университета в декабре 1955 г.

## Реакция образования озона



требует участия какой-либо третьей частицы  $\text{M}$ , что необходимо для выполнения законов сохранения.

Содержание озона в стратосфере, его распределение по высоте, зависимость от широты и т. д. определяются характером освещения земной атмосферы ультрафиолетовыми лучами Солнца. Проблема озоносферы — это важная часть проблемы «Солнце—Земля». Изучение озонного слоя имеет большое значение для понимания характера солнечных воздействий на земные явления, в том числе ионосферные, геомагнитные и другие, столь важные не только в теоретическом, но и практическом плане.

Результаты изучения атмосферного озона и смежные вопросы неоднократно освещались в советской литературе<sup>1–20</sup>, в том числе и на страницах данного журнала<sup>4–7, 12</sup>. Наш обзор посвящается работам последних лет. Результаты прежних исследований упоминаются кратко и лишь в тех случаях, когда этого требовала цельность изложения. Для экономии места в статье часто приводятся ссылки на статьи, ранее опубликованные в «Успехах физических наук» и на недавно вышедшую в русском переводе книгу выдающегося индийского геофизика С. К. Митра<sup>1</sup>.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

1. Косвенные методы. Поучительна история открытия атмосферного озона как причины, определяющей резкую границу спектров Солнца (рис. 1) и всех других внеземных источников со стороны коротких длин волн<sup>4</sup> (около  $\lambda = 2950 \text{ \AA}$ ). Не мог не показаться чрезвычайно интересным тот факт, что способность атмосферы защищать всё живое на Земле от губительного действия ультрафиолетовых лучей Солнца объясняется присутствием в воздухе ничтожной «примеси» озона в количестве всего лишь нескольких молекул  $\text{O}_3$  на  $10^7$  прочих молекул. Когда же оказалось, что озон распределён в атмосфере не так «как нужно», неравномерно и очень своеобразно, — его концентрация возрастает с высотой и достигает максимума в стратосфере, — то изучение озона привлекло к себе пристальное внимание не только геофизиков, но и многих физиков и астрофизиков.

Для изучения атмосферного озона широко применяются косвенные (оптические) методы, основанные на характерных особенностях спектра поглощения озона (рис. 2). Поглощение в полосах Хартли очень велико, чем и объясняется полное поглощение атмосферным озоном ультрафиолетовых лучей Солнца, несмотря на малость концентраций  $\text{O}_3$ . В участке 2950–3400  $\text{\AA}$  величина поглощения относительно мала, солнечные лучи только частично поглощаются в земной атмосфере. Именно это позволяет определять количество

оzone в атмосфере (используются значения коэффициента поглощения озона, известные из лабораторных измерений, см. рис. 2).

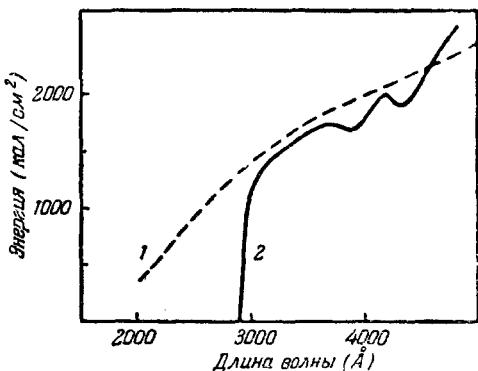


Рис. 1. Обрезание ультрафиолетового конца солнечного спектра озоном: 1 — внеатмосферное распределение энергии в спектре Солнца (излучение чёрного тела при  $6000^{\circ}\text{K}$ ); 2 — распределение энергии солнечных лучей у поверхности Земли.

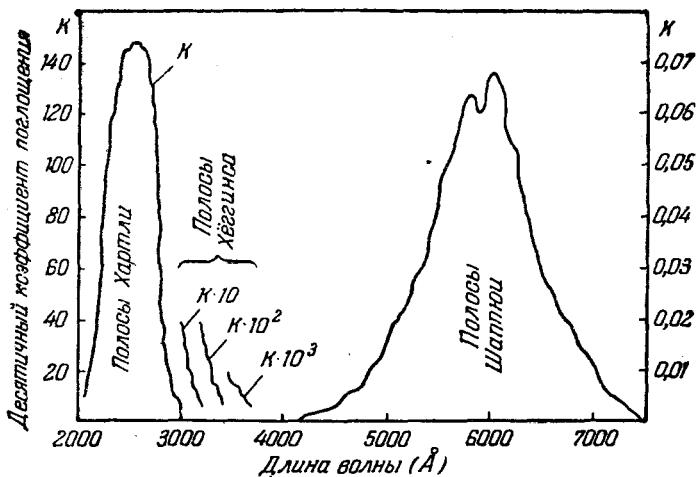


Рис. 2. Спектр поглощения озона в ультрафиолетовой и видимой областях.

Если собрать весь находящийся в атмосфере озон в слой чистого озона при нормальных условиях, то толщина слоя  $x$  составит около 3 м.м. Колебания  $x$  в зависимости от сезона и географической широты места весьма значительны — от 1,5 до 4,5 м.м. Обычно наблюдается максимум озона весной и минимум — осенью (рис. 3).

Количество озона  $x$  уменьшается по мере приближения к экватору; в каком-либо данном пункте оно может измениться за несколько часов (подробнее об этом см. § 7).

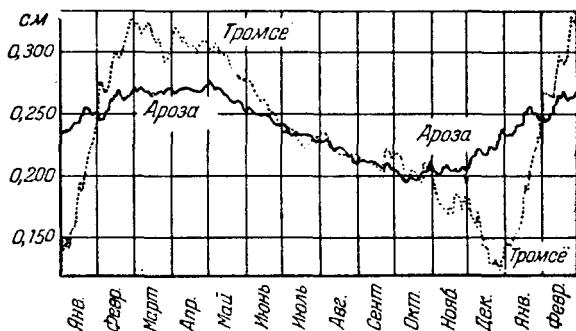


Рис. 3. Годовой ход общего содержания озона над Арозой ( $48^{\circ}$  с. ш.) и над Тромсё ( $68^{\circ}$  с. ш.).

Оценку средней высоты  $h_{\text{оз}}$  того слоя, в котором заключается большая часть озона, можно получить, изучая край солнечного спектра при разном зенитном расстоянии Солнца  $Z$ .

Представим себе наблюдателя, находящегося на земной поверхности в точке  $A$  (рис. 4) и исследующего солнечный луч  $ABC$ , образующий с вертикалью  $h$  угол  $Z$ .

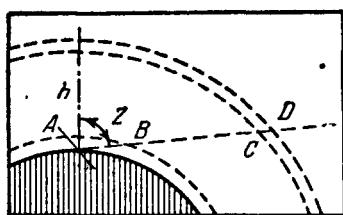


Рис. 4. К расчёту высоты озонового слоя.

Представим себе, далее, что в атмосфере имеется слой озона некоторой толщины. Слой этот занимает неизвестное нам пока положение относительно Земли. Возьмём два случая: когда слой непосредственно прилегает к земной поверхности и когда он находится на некоторой высоте  $h$ . Если луч идёт вертикально (вдоль  $h$ ), то его путь будет наименьшим и притом одинаковым в обоих случаях. Но если луч идёт под некоторым углом  $Z$ , то путь луча сквозь озоновый слой возрастает, причём это возрастание происходит быстрее в нижнем слое, как это легко видеть из чертежа:  $AB > CD$ . Следовательно, чем выше лежит озоновый слой, тем медленнее должно возрастать поглощение по мере приближения Солнца к горизонту. Произведя полный геометрический расчёт и сравнивая результаты вычислений с истинным суточным ходом поглощения у границы спектра, можно определить высоту озонового слоя.

В реальных условиях, однако, озон распределён в широкой области ( $0$ — $70$  км), поэтому определение эффективной высоты озона

ного слоя - указанным способом становится более сложным. Долгое время теоретические основы метода оставались без строгого обоснования. Более того, в 1929 г. Росселанд пришёл к заключению о невозможности однозначного определения средней высоты слоя озона таким способом<sup>23</sup>. Но этот вывод Росселанда оказался неверным, как это было показано в 1934 г. В. А. Амбарцумяном<sup>3</sup>. В этой важной работе была строго доказана возможность однозначного определения средней высоты озонного слоя  $h_{\text{O}_3}$  из данных измерений ультрафиолетового края солнечного спектра (или спектра Луны, какой-либо звезды и т. д.) при различных  $Z$ .

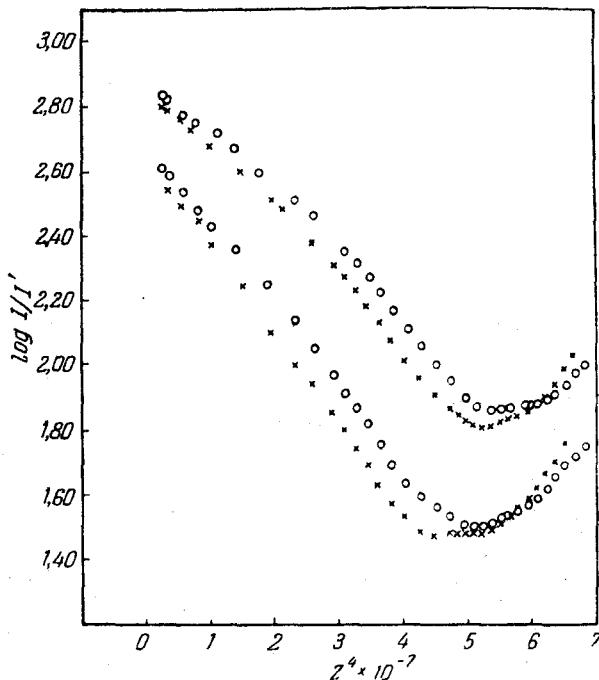


Рис. 5. Кривые обращения при разном содержании озона (обсерватория на горе Абу, Индия).

5.2.1952,  $x = 0,188 \text{ см}$  } (верхние кривые 3112 Å/3323 Å).  
7.2.1952,  $x = 0,209 \text{ см}$  } (нижние кривые 3075 Å/3278 Å).

Другой метод определения  $h_{\text{O}_3}$  по измерению прямой солнечной радиации был предложен в 1941 г. Стронгом<sup>25</sup>. Этот метод использует наряду с обычными измерениями атмосферного озонного поглощения в ультрафиолетовой области спектра также измерения поглощения в далёкой инфракрасной области, в полосе поглощения озона  $\lambda = 9,7 \mu$ . Метод основан на том, что поглощение в полосе  $9,7 \mu$  зависит от давления, а ультрафиолетовое поглощение не зависит.

Интересные возможности изучения озонного слоя даёт так называемый эффект сбрасывания, открытый в 1931 г. Сущность явления заключается в следующем. Если при разных, но не очень больших зенитных расстояниях Солнца ( $Z < 82^\circ$ ) измерять интенсивности  $I$  и  $I'$  зенитного света для двух длин волн  $\lambda$  и  $\lambda'$  на ультрафиолетовом конце солнечного спектра, то при увеличении  $Z$  отношение  $I/I'$  (если  $\lambda' > \lambda$ ) постепенно уменьшается. Это вполне понятно, поскольку для  $\lambda$  поглощение озона сильнее, чем для  $\lambda'$ . Но если продолжать наблюдения до  $Z \approx 90^\circ$ , то, начиная с некоторого  $Z$ , зависимость приобретает обратный характер — отношение  $I/I'$  возрастает с увеличением  $Z$ .

На рис. 5 приведён пример (по оси абсцисс отложены  $Z^4$ , а по оси ординат —  $\lg I/I'$ ). Значения  $\lg I/I'$  в какой-то точке достигают минимального значения (точка обращения), после чего возрастают.

Согласно представлениям Гёца, положение точки (момент наступления) обращения на кривой обращения должно быть однозначно связано с высотой  $h_{\text{оз}}$ , а форма кривой обращения — с формой кривой вертикального распределения озона.

Поясним сказанное наглядными примерами. Пусть сначала спектрометр направлен на Солнце. Если считать, что ослабление солнечных лучей на их пути сквозь атмосферу обусловлено только молекулярным рассеянием света (озонного слоя как бы нет), то величина  $\lg I/I'$  изменялась бы в зависимости от  $Z$  так, как это показано на рис. 6 линией «Солнце, озона нет» (на этой линии нуль шкалы выбрано соответственно условию, что измеряемые данным прибором внеатмосферные интенсивности  $I_0$  и  $I'_0$  равны друг другу, т. е. что за пределами атмосферы  $\lg I_0/I'_0 = 0$ ).

Если, наоборот, учитывать наличие озона и его количество  $x$  принять равным

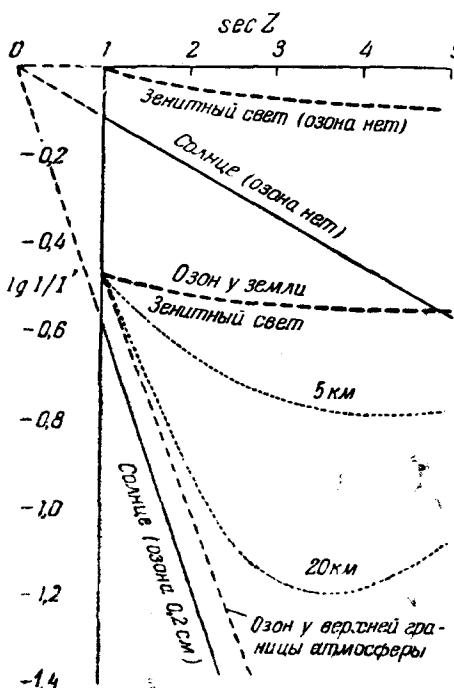


Рис. 6. Диаграмма, иллюстрирующая влияние высоты озонного слоя на вид кривой обращения.

линей «Солнце, озона нет» (на этой линии нуль шкалы выбрано соответственно условию, что измеряемые данным прибором внеатмосферные интенсивности  $I_0$  и  $I'_0$  равны друг другу, т. е. что за пределами атмосферы  $\lg I_0/I'_0 = 0$ ). Если, наоборот, учитывать наличие озона и его количество  $x$  принять равным

0,2 см, то изменение  $\lg I/I'$  происходило бы примерно так, как показывает линия «Солнце (озыва 0,2 см)».

Направим теперь спектрометр на зенит ясного неба. Фактически измеряемый в реальных условиях ход  $\lg I/I'$  приблизительно таков, как показывает пунктирная линия «20 км», точка обращения находится при значении  $\sec Z$ , лежащем между 3 и 4. Примерный подсчёт показывает, что в отсутствии озона величина  $\lg I/I'$  изменилась бы в зависимости от зенитного расстояния Солнца так, как показывает пунктирная линия «Зенитный свет» (озона нет), а если предположить, что есть озон в количестве  $x = 0,2$  см сосредоточен в тонком горизонтальном слое, то ход  $\lg I/I'$  зависит от высоты слоя. Пусть слой находится у Земли, тогда показания прибора будут соответствовать кривой «Озон у Земли, зенитный свет»,  $\lg I/I'$  мало зависит от  $Z$ . Если озоновый слой поместить у верхней границы атмосферы, то величина  $\lg I/I'$  будет быстро изменяться в зависимости от  $Z$ , почти так же, как для прямого солнечного света (в этом случае эффективные рассеивающие слои для обеих длин волн при любых  $Z$  остаются ниже озона слоя). Это были два крайних случая. Для промежуточных положений слоя озона ход кривых будет также иметь промежуточный характер (для  $h_{\text{оз}} = 5$  и 20 км ход кривых показан на диаграмме). При произвольном распределении озона по высоте вычисления становятся сложными. Когда  $\sec Z$  мал (примерно, 1,0–1,5), вертикальное распределение озона оказывает малое влияние, ход величины  $\lg I/I'$  в основном определяется общим содержанием озона  $x$  и  $h_{\text{оз}}$ . При больших значениях  $\sec Z$  (примерно тех, начиная от которых кривая «20 км» резко отходит от линии «озон у верхней границы атмосферы») определяющим фактором становится распределение озона в верхней части озоносферы.

Переход от подобных наглядных представлений и примерных подсчётов к количественному расчёту связан с серьёзными трудностями математического характера. Потребовалось несколько лет усилий многих авторов, прежде чем оформилась удобстворительная методика приближённого расчёта вертикального распределения озона по кривой обращения. В 1934 г. Гёц, Мизам и Добсон предложили два варианта таких расчётных методов, назвав их методами «A» и «B».

Пусть в  $C$  (рис. 7) находится наблюдатель, в зените которого точка  $B$  на высоте  $h$  свещивается солнечным лучом  $AB$  (с длиной волны  $\lambda$  и внеатмосферной интенсивностью  $I_0$ ). На пути  $AB$  сквозь

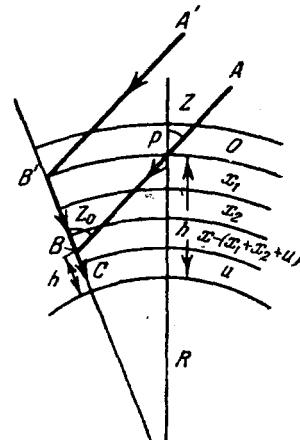


Рис. 7. К расчёту вертикального распределения озона по кривой обращения.

атмосферу этот луч будет ослаблен в число раз, равное

$$10^{- \int_0^{\infty} \left( k' \epsilon + \frac{b\rho}{\rho_0} \right) \sec Z dh}$$

где  $k'$  — коэффициент поглощения озона,  $\epsilon$  — концентрация озона в атмосфере (зависит от высоты),  $b$  — коэффициент молекулярного рассеяния света воздухом, имеющим нормальную плотность  $\rho_0$ ,  $\rho$  — (переменная) плотность воздуха на той или иной высоте; зенитное расстояние Солнце  $Z$  имеет разное значение (в виду сферичности Земли) в разных точках луча  $AB$ ; в точке  $B: Z = Z_0$ .

Интенсивность света, рассеянного в  $B$  атмосферным слоем  $dh$  вертикально вниз, будет составлять долю приходящей интенсивности, равную

$$\frac{b\rho}{\rho_0} (1 + \cos^2 Z_0) dh.$$

Эта интенсивность на пути  $BC$  будет ослаблена в

$$10^{- \int_0^h \left( k' \epsilon + \frac{b\rho}{\rho_0} \right) dh}$$

раз.

Учитывая первичное рассеяние, получим общую интенсивность зенитного света  $I$ , попадающего в точку  $C$ , путём интегрирования по всей толще атмосферы:

$$I = \frac{b}{\rho} (1 + \cos^2 Z_0) I_0 \times \\ \times \int_0^{\infty} \rho \left[ -k' \int_h^{\infty} \epsilon \sec Z dh - k' \int_0^h \epsilon dh - \frac{b}{\rho_0} \int_h^{\infty} \rho \sec Z dh - \frac{b}{\rho_0} \int_0^h \rho dh \right] dh. \quad (1.1)$$

Сумма первых двух интегралов без множителя  $k'$  есть не что иное, как толща озона  $\mu x$  на пути луча  $AB + BC$ , а сумма последних двух — оптическая толща воздуха  $m^z$  на том же пути. Поэтому уравнение (1.1) можно переписать в виде

$$I = \frac{b}{\rho_0} (1 + \cos^2 Z_0) I_0 \int_0^{\infty} \rho 10^{- \mu x k' - m^z} dh. \quad (1.2)$$

Толща озона  $\mu x$  зависит не только от количества озона  $x$ , но и от его вертикального распределения, что, по мнению многих авторов<sup>26</sup>, открывает возможность использовать формулу (1.2) для вычисления этого распределения из наблюдений зенитного света. Расчёт выполняется приближёнными методами, для чего озоносферу делят на некоторое количество слоёв, в каждом из которых озон

считается равномерно распределённым по высоте. Число слоёв часто берут равным пяти, что позволяет выяснить распределение озона лишь в грубых чертах, но увеличение числа слоёв чрезвычайно усложняет задачу.

Методы «А» и «В» обработки кривых обращения отличаются друг от друга числом и расположением слоёв, на которые делят озоносферу (подробнее см. у Митра<sup>1</sup> и Прокофьевой<sup>2</sup>).

Применяемые приближённые методы обработки не являются строго обоснованными. Так, в 1933 г. Пекерис на основании математического исследования уравнения (1.1) пришёл к заключению, что функция  $\lg I/I'$  не может иметь экстремума ни при каком распределении озона по высоте<sup>30</sup>. Этот результат был получен Пекерисом и в случае учёта вторичного рассеяния света. Однако работа Пекериса вызвала возражения в первую очередь со стороны Гёца.

Природу эффекта обращения нельзя считать окончательно установленной. Исследования С. Ф. Родионова показывают, что явление может создаваться селективным поглощением слоя атмосферных аэрозолей<sup>8</sup>. Этот вывод был сделан в результате многолетних исследований явления аномальной прозрачности атмосферы, открытого С. Ф. Родионовым, Е. Н. Павловой и Н. Н. Ступниковым<sup>9</sup>. В пользу этого предположения говорят и результаты, недавно опубликованные Ш. А. Безверхним<sup>10</sup>. По наблюдениям в Алма-Ате летом и осенью 1952 г.

эффект обращения обнаруживается не всегда, в отдельные дни он отсутствует. Этот факт легко объяснить, если считать, что явление обращения вызывается эффектом аномальной прозрачности, которая должна быть свойственна атмосфере лишь при некоторых метеорологических условиях. К сожалению, метод измерений Ш. А. Безверхнего был недостаточно строг (электрофотометр с 3 фильтрами, максимум пропускания которых соответствовал длинам волн 3200, 3600 и 3900 Å). Желательно повторить эти наблюдения с помощью спектрографа или монохроматора. Вопрос в целом приходится считать открытым. Регулярное применение многими авторами (например, на четырёх

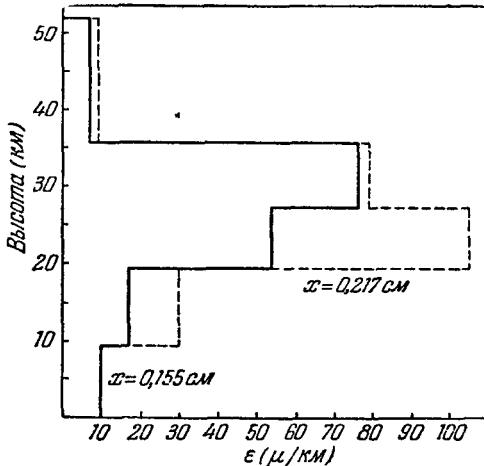


Рис. 8. Вертикальное распределение озона над Дели (Индия) при разном количестве озона.

4 УФН, т. LIX, вып. 2

обсерваториях Индии<sup>24)</sup> метода кривых обращения для оценки вертикального распределения озона позволяет получать результаты, которые в грубых чертах согласуются с другими данными. На рис. 8 приведены две кривые вертикального распределения концентраций озона над Дели (Индия<sup>24)</sup>) (концентрация в указана в микронах толщины приведённого слоя озона, отнесённого к слою воздуха 1 км). Кривые соответствуют малому и большому (для тропической зоны) содержанию озона  $x$ .

За последние годы с большим успехом стал применяться для изучения вертикального распределения озона метод лунных затмений.

2. Метод лунных затмений. Во время лунных затмений на диске Луны можно наблюдать световые явления, обусловленные солнечными лучами, прошедшими сквозь атмосферу Земли. Эти явления позволяют «увидеть» земную атмосферу несколько необычным способом и получить ценные сведения о её строении.

Луна почти в четыре раза меньше Земли, считая по поперечнику. Хотя тень Земли суживается и идёт на конус, однако на том расстоянии от Земли, на котором находится Луна, земная тень в 2,7 раза больше Луны (рис. 9), и эта последняя, во время

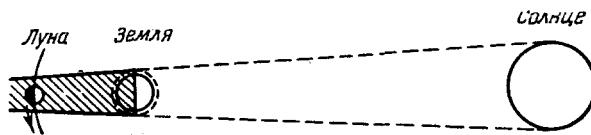


Рис. 9. Схема лунного затмения.

полнолуния, может целиком войти в тень Земли, а возникающее при этом лунное затмение может продолжаться долго, до 1 часа 40 минут.

Луна не вполне исчезает при полном затмении, а продолжает светиться тусклым красным светом бурого оттенка. Характер этого свечения может сильно меняться от затмения к затмению, что вызывается действием воздушной оболочки Земли: внутрь конуса земной тени проникают солнечные лучи, испытавшие преломление в земной атмосфере. Красный цвет Луны, как и красный цвет Солнца при заходе или восходе, вызывается преимущественным поглощением (рассасянием) в атмосфере коротковолновой радиации, соответственно закону рассеяния света Рэлея. На яркость и цвет Луны во время полного затмения влияет погода в тех частях Земли, где эти лучи пронизывают земную атмосферу, т. е. вдоль окружности Земли, если смотреть на Землю с Луны. Высокая облачность в этих местах Земли задержит лучи, идущие через глубокие части атмосферы. В этом случае лучи пройдут лишь через верхние слои воздуха и преломятся они слабее, Луна будет тёмной. Бывали случаи, когда Луна при полном затмении становилась почти невидимой. Наоборот,

при ясной погоде на Земле лучи могут пройти почти через всю толщу воздуха и Луна будет более яркой и красной.

Фотометрическое исследование земной тени на лунном диске позволяет определять поглощение и рассеяние света на разных высотах земной атмосферы и, как это впервые было показано в работах Фесенкова<sup>15</sup> и Линка<sup>27</sup>, может служить для количественного изучения высоких слоёв атмосферы. Одним из интересных применений метода лунных затмений является обнаружение и измерение газов, присутствующих преимущественно в высоких слоях атмосферы. Атмосферный озон относится, как мы знаем, как раз к такому случаю. Возможность отчётливо выявить озонное поглощение путём фотометрических наблюдений диска затмённой Луны была показана Фесенковым<sup>15</sup>.

Рассмотрим две недавние работы французских астрофизиков Барбье, Шалонжа и Вигру<sup>28, 29</sup>, которые исследовали видимую область спектра затмённой Луны и разработали приближённую теорию интерпретации спектрофотометрических данных лунных затмений в применении к озонным измерениям.

Пусть  $E_{0\lambda}$  означает освещённость некоторого участка лунной поверхности, на которую падают вне затмения солнечные лучи, длины волны  $\lambda$ , а  $E_\lambda$  — освещённость того же участка поверхности во время затмения. Величину  $\Delta_\lambda = \lg \frac{E_{0\lambda}}{E_\lambda}$  будем называть плотностью тени (оптическая плотность тени Земли).

Для вычисления ослабления света в атмосфере, вызываемого поглощением и рассеянием, удобно воспользоваться уравнением поглощения атмосферы, на основании которого можно написать для освещённости до и во время затмения следующее соотношение:

$$\lg E_{0\lambda} - \lg E_\lambda = k'_\lambda x\mu + \tau_\lambda m + \tau_a m_a, \quad (2.1)$$

где  $x\mu$  обозначает приведённую толщину слоя озона, рассчитанную вдоль траектории луча  $yy'$  (рис. 10), а  $m$  и  $m_a$  — воздушные массы чистой атмосферы и, соответственно, аэрозольного слоя, также рассчитанные вдоль  $yy'$ . Наличие других причин селективного изменения  $E_\lambda$ , кроме учтываемых уравнением (2.1), может быть выявлено следующим образом: определив  $x\mu$  и  $m$  и измерив по спектrogramмам плотность тени  $\Delta_\lambda$ , нужно вычислить разность  $\Delta_\lambda - (k'_\lambda x\mu - \tau_\lambda m)$  для разных  $\lambda$ . При наличии иных факторов селективного ослабления эти разности оказываются разными для разных  $\lambda$ .

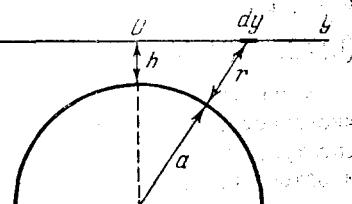


Рис. 10. К расчёту атмосферного поглощения при наблюдениях лунного затмения.

Пусть отражательная способность визируемого участка лунной поверхности равна  $A$ . Тогда величина светового потока  $\Phi_\lambda$ , попадающего в телескоп, который направлен на данный элемент поверхности Луны, с учётом ослабления потока в атмосфере на пути от Луны к нашему инструменту, должна удовлетворять равенству

$$\lg \Phi_\lambda = \lg AE_\lambda - (k'x + \tau_\lambda + \tau_a) \sec Z,$$

где  $Z$  — зенитное расстояние Луны. Для двух спектров, полученных до и во время затмения, справедливы соотношения:

$$\lg \Phi_{0\lambda} = \lg AE_{0\lambda} - (k'x + \tau_\lambda + \tau_a) \sec Z_1,$$

$$\lg \Phi_\lambda = \lg AE_\lambda - (k'x + \tau_\lambda + \tau_a) \sec Z_2,$$

откуда

$$\begin{aligned} \lg \Phi_{0\lambda} - \lg \Phi_\lambda &= \\ &= \lg E_{0\lambda} - \lg E_\lambda - (k'x + \tau_\lambda + \tau_a) (\sec Z_1 - \sec Z_2). \end{aligned} \quad (2.2)$$

Значение величин в уравнении (2.1) определяется из результатов наблюдений — это  $\Phi_{0\lambda}$ ,  $\Phi_\lambda$ ,  $Z_1$  и  $Z_2$ ; коэффициент поглощения для озона известен из таблиц. Чтобы определить величину плотности тени  $\Delta_\lambda$ , нужно найти ещё значения  $x$  и  $\tau_\lambda + \tau_a$ . Для этого в течение той же ночи снимают несколько спектров подходящей звезды при разных  $Z$ . Для каждого спектра можно написать соотношения, аналогичные рассмотренным выше. Если  $I_{0\lambda}$  и  $I_\lambda$  — блеск звезды для длины волны  $\lambda$  вне атмосферы и, соответственно, на уровне Земли, то

$$\lg I_\lambda = \lg I_{0\lambda} - k'_\lambda x \sec Z_1 - (\tau_\lambda + \tau_a) \sec Z.$$

Для двух спектров, полученных при зенитных расстояниях  $Z_1$  и  $Z_2$ , находим:

$$(\lg I_\lambda)_1 - (\lg I_\lambda)_2 = k'_\lambda x (\sec Z_2 - \sec Z_1) + (\tau_\lambda + \tau_a) (\sec Z_2 - \sec Z_1)$$

Фотометрическая обработка спектров позволяет отыскать численное значение левой части уравнения; выбрав такую область спектра, где озонное поглощение равно нулю, находим  $(\tau_\lambda + \tau_a)$ , а затем, используя область, где  $k'_\lambda$  велико, определяем  $x$ .

На рис. 11 (кривые  $III d - Ve$ ) показаны значения  $\Delta_\lambda$  в зависимости от длины волны для разных точек тени Земли по измерениям лунного затмения 2—3 мая 1942 г. (Барбье, Шалонж и Вигру<sup>28</sup>). Для облегчения идентификации полос поглощения на том же рис. 11 приведена кривая оптической плотности  $\Delta_\lambda$  слоя озона толщиной 10 см при температуре — 50° (температура стратосферы) и схематически указаны полосы поглощения паров воды и кислорода. Кривая X представляет разности оптических плотностей атмосферы

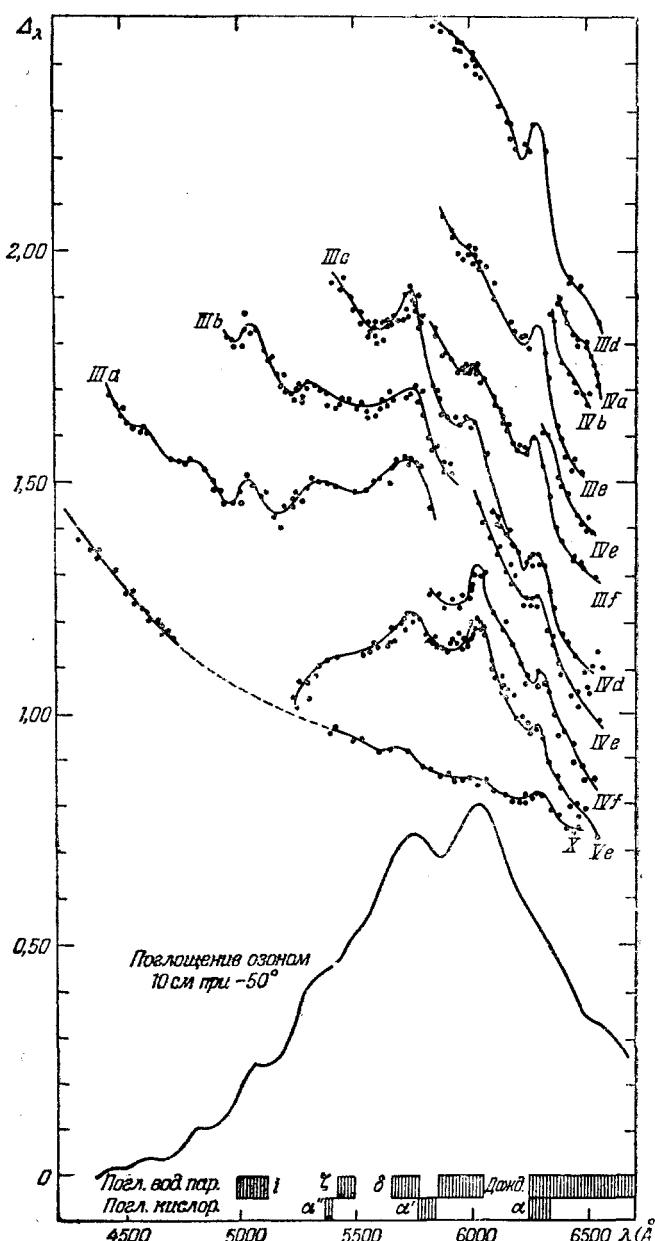


Рис. 11. Изменение плотности тени в зависимости от длины волн для разных точек тени Земли.

для воздушных масс 5,06 и 16,86, измеренные по спектрам Сириуса на Международной научной станции Юнгфрау (высота 3457 м над уровнем моря).

Кривые на рис. 11 отчётливо выявляют озонное поглощение (полоса Шаппюи) в качестве наиболее примечательной особенности спектров затменной Луны. На кривых видны максимумы озона поглощения у 6020, 5750, 5340, 5050, 4800 и 4600 Å. На кривых III $a$  и III $b$  эти максимумы более заметны, чем на вычисленной кривой для 10 см озона.

Другой особенностью спектров является наличие хорошо выраженной полосы  $\alpha$  кислорода (у 6280 Å). Эта полоса проявляется тем отчётливей, чем ближе к центру тени Земли находится фотометрируемая точка, т. е. чем ниже проходит через атмосферу освещдающий эту точку солнечный луч. Полосы водяного пара заметно себя не проявляют. Увеличение  $\Delta_\lambda$  в сторону коротких волн обусловлено слаблением солнечных лучей на их пути сквозь атмосферу за счёт Рэлеевского рассеяния.

Исходя из кривых для  $\Delta_\lambda$  (рис. 11), Барбье, Шалонж и Вигру приближённо рассчитали вертикальное распределение озона. Их расчёт сводится к следующему. Рассмотрим пучок солнечных лучей, падающих на лунную поверхность после прохождения сквозь высокие слои атмосферы. Примем во внимание рефракцию лучей на их пути сквозь атмосферу; ввиду малых значений градиента плотности высоких слоёв атмосферы величина рефракции невелика. Если атмосфера только отклоняла бы лучи, не поглощая их, то освещённость  $E_\lambda$ , создаваемая радиацией с длиной волны  $\lambda$ , достигающей рассматриваемой точки Луны, была бы пропорциональна освещённости  $E_{0\lambda}$  этой точки Луны вне затмения:  $E_\lambda = aE_{0\lambda}$ , где  $a$  — константа, которую можно считать не зависящей от  $\lambda$ .

Учёт атмосферного поглощения можно упростить, если исключить из рассмотрения спектральную область кислородного поглощения (полоса  $\alpha$ ), а для ослабления за счёт рассеяния принять во внимание лишь молекулярное рассеяние  $\sim \lambda^{-4}$ . Последнее условие может быть в какой-то степени обосновано ссылкой на то обстоятельство, что нижние слои атмосферы, где рассеяние света имеет заведомо более сложный характер, не принимают заметного участия в освещении диска затменной Луны, так как проходящие через них солнечные лучи ослабляются в  $10^3$  —  $10^5$  раз. Поэтому для  $E_\lambda$  можно написать уравнение

$$\lg E_\lambda = \lg aE_{0\lambda} - 0,004m\lambda^{-4} - k'_\lambda x_\mu,$$

где 0,004 — коэффициент формулы Рэлея. Отсюда получаем выражение для плотности тени:

$$\Delta_\lambda = \lg \frac{E_{0\lambda}}{E_\lambda} = 0,004m\lambda^{-4} + k'_\lambda x_\mu - \lg a \quad (2.3)$$

Рассматривая какую-либо кривую на рис. 11, можно написать уравнения, подобные (2.3), для ряда точек на кривой и, пользуясь способом наименьших квадратов, получить значения  $m$  и  $x_{\mu}$ . Например, для кривой  $Ve$  было получено

$$m = 10,0 \pm 0,3 \quad \text{и} \quad x_{\mu} = 7,5 \pm 0,2.$$

На рис. 12 показаны экспериментальные точки кривой  $Ve$ , а также

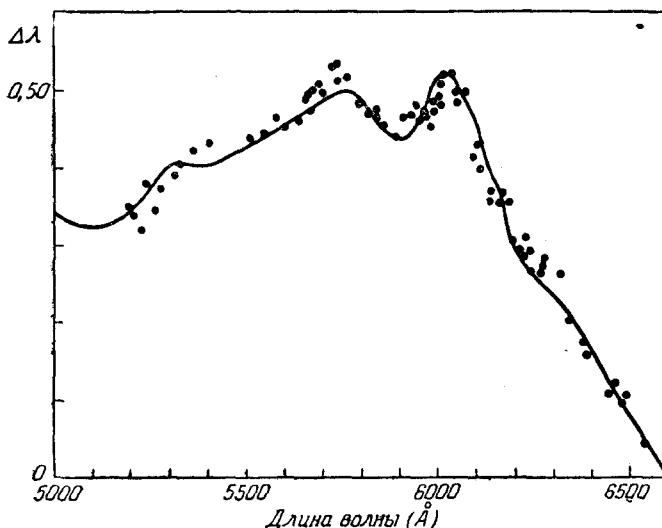


Рис. 12. Кривая, представляющая уравнение (2.2) при  $m = 10$  и  $x_{\mu} = 7,5$  и экспериментальные точки кривой  $Ve$  (рис. 11).

кривая, представляющая уравнение (2.3) при  $m = 10$  и  $x_{\mu} = 7,5$ . Между точками и кривой имеет место удовлетворительное согласие, кроме участка около  $5750 \text{ \AA}$ , где имеет место избыточное поглощение.

В таблице I дана сводка результатов обработки спектров затменной Луны<sup>28</sup>. Во втором столбце указано угловое расстояние фиксируемого участка от центра тени  $\omega$ , а в последнем — значения оптической плотности кислорода (полоса  $\alpha$ ). По мере удаления от центра тени Земли (увеличения  $\omega$ ) уменьшается масса  $m$  (солнечные лучи прошли через более высокие атмосферные слои), уменьшается и кислородное поглощение. Что же касается количества озона  $x_{\mu}$ , то сначала возрастает, а уменьшаться начинает только в более высоких слоях атмосферы.

По данным таблицы I построены графики зависимости  $x_{\mu}$  и оптической плотности кислорода в полосе  $\alpha$  от  $m$  (рис. 13). Несмотря на разброс точек, обусловленный сложностью измерений, по

графику можно установить, что толщина озона имеет максимальное значение (около 11 см) при пересекаемой массе воздуха  $m \approx 20$ .

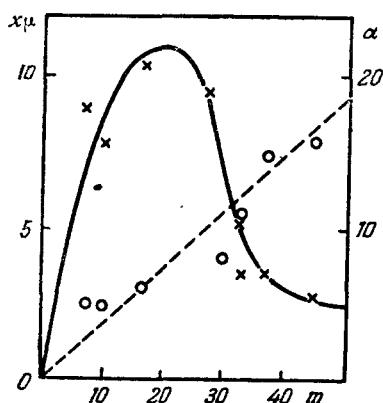


Рис. 13. Связь между массой воздуха  $m$ , толщиной озона  $x_{\mu}$  (крестики) и толщиной кислорода  $\alpha$  (кружки), пересекаемыми солнечными лучами на пути к затменной Луне.

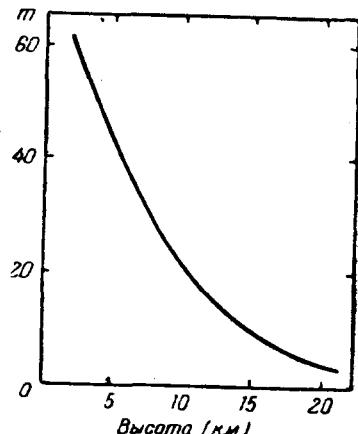


Рис. 14. Зависимость массы воздуха  $m$ , пересекаемой лучом  $u'/u'$  (рис. 10) от высоты  $h$ .

Следует обратить внимание место максимальная толщина озона

Таблица I  
Результаты обработки спектров затменной Луны (затмение 2–3 марта 1942 г.)

№ спектра	$\omega$	$m$	$x_{\mu}$ см	$\alpha$
III $d$	15'	45,2	2,9	0,16
III $e$	20'	37,0	3,5	0,15
III $f$	(20')	33,0	3,5	0,11
III $c$	(22')	33,0	5,3	—
IV $d$	26'	—	—	0,08
III $b$	(28')	26,8	9,5	—
IV $e$	33'	—	—	0,06
III $a$	(33')	16,5	10,3	—
IV $f$	36'	6,9	8,9	0,05
VI $e$	39'	10,1	7,8	0,05

$\mu \approx 10$  и  $m \approx 40$ , а поэтому ослабление света, вызываемое рассеянием

на условия, при которых имеет  $x_{\mu} = 11$  см. Это значение в 50 раз превышает среднее количество озона в вертикальном столбе воздуха  $x$ , но при этом  $m = 20$ , т. е. в условиях лунного затмения можно проводить наблюдения при  $\mu = 50$ , но воздушная масса  $m$  имеет при этом в 2–3 раза меньшее значение. Такие условия являются весьма благоприятными для выявления озонового поглощения на фоне общего ослабления лучей в атмосфере, вызываемого прочими причинами. При наблюдениях звезды (в том числе Солнца) вблизи горизонта (а на таких наблюдениях основаны многие определения атмосферного озона см. § 1) условия менее благоприятны, поскольку соответствующие наибольшие значения составляют

и поглощением другими газами, в гораздо большей степени экранирует озонное поглощение. Такие благоприятные обстоятельства создаются особенностями вертикального распределения озона. Спектрофотометрические исследования затмений Луны вообще очень перспективны в отношении обнаружения газов, возможно присутствующих в высоких слоях атмосферы.

При наблюдении лунного затмения 29—30 января 1953 г. на обсерватории От-Прованс (Франция) Вигру применил более светосильный спектрограф и получил спектры, соответствующие еще большим значениям толщи озона  $x_{\mu}$  (более 15 см), пересекаемой солнечными лучами<sup>29</sup> (табл. II и рис. 15). Высота  $h$  — это наимень-

Таблица II  
Результаты обработки спектров затменной Луны  
(затмение 29—30 января 1953 г.)

№ спектра	$m$	$x_{\mu}$ см	$h$ км	$\varphi_0$	№ спектра	$m$	$x_{\mu}$ см	$h$ км	$\varphi_0$
I	9,5	13,5	14,8	46°	VIII	11	8,5	14,2	6°
II	16,5	15,6	11,6	48°	IX	8,2	9,0	16	4°
III	29	15,8	7,8	71°	X	7,5	8,9	16,6	3°
IV	35	13,1	6,4	44°5	XI	6	9,4	18	2°
V	26,5	11,8	8,5	17°	XII	4,4	8,3	20	1°,5
VI	20	9,3	10,4	14°	XIII	3,7	7,8	21	0°,5
VII	15	8,3	12,2	9°					

шее расстояние солнечного луча, освещавшего данную точку Луны от земной поверхности (рис. 10), вычисленное из величин массы  $m$  (по кривой на рис. 14).

Кроме того, в табл. II приведены значения географической широты  $\varphi_0$  той точки на Земле, от которой данный солнечный луч проходит на наименьшем расстоянии  $h$ . За время затмения широта  $\varphi_0$  меняется в больших пределах, причем все спектры можно разбить на две группы: I—III (сняты до полуночи) и IV—XIII (сняты после полуночи). Спектры первой группы отражают свойства озона в средних и высоких широтах, а второй — вблизи экватора.

Опуская изложение расчёта вертикального распределения озона по известным для разных  $h$  значениям  $x_{\mu}$  (он приводит к интегральному уравнению Абеля, решаемому численными методами),

укажем окончательные результаты. На рис. 16 приведена кривая, построенная по спектрам второй группы. Для  $h > 21 \text{ км}$  кривая экстраполирована примерно по экспоненте с таким расчётом, чтобы значения  $x_{\mu}$  (рис. 15) для  $h$  от 50 до 60  $\text{км}$  соответствовали озонным данным, полученным путём ракетных измерений. Рассмотрим левую часть кривой на рис. 15. Спектрам VII—XIII соответствуют  $\varphi_0$  от  $9^\circ$  до  $0^\circ,5$ ; принимая во внимание, что  $x$ , а значит и  $x_{\mu}$ , зависят от географической широты и имеют минимум на экваторе, Вигру считает, что соответствующие значения  $x_{\mu}$  относятся практически к одному вертикалу. Но для спектров VI и V

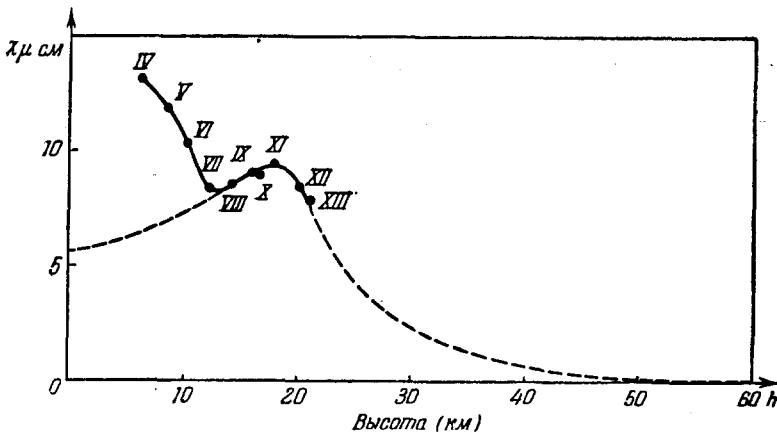


Рис. 15. Значения толщины озона  $x_{\mu}$  для разных  $h$  по измерениям лунного затмения 29—30 января 1953 г.

широта  $\varphi_0$  равна  $14^\circ$  и  $17^\circ$ , т. е. ещё слишком мала, чтобы обусловить быстрый рост  $x_{\mu}$ . Поэтому возможны два варианта истолкования кривой: или распределение озона в ночь затмения было нормальным и на высоте около 14  $\text{км}$  есть минимум концентрации  $\varepsilon(r)$ , расположенный между двумя максимумами (вариант B), или же значительное увеличение  $x_{\mu}$  на относительно небольших широтах вызвано нисходящим течением, доставлявшим полярный воздух, более богатый озоном (вариант A). Для варианта A Вигру, начиная от спектра VII, т. е. для  $h < 12 \text{ км}$ , экстраполировал кривую так, как это показано пунктиром на рис. 15. Результаты расчётов распределения озона для обоих случаев — вариант A, без минимума, и вариант B, с минимумом, — приведены на рис. 16. Для содержания озона в вертикальном атмосферном столбе из кривой A получается значение  $x = 1,92 \text{ м.м.}$ .

Поскольку мы интерпретируем кривые на рис. 16 как вертикальное распределение озона вблизи экватора, следует учесть широтный эффект и несколько уменьшить величину  $x_{\mu}$ , относя-

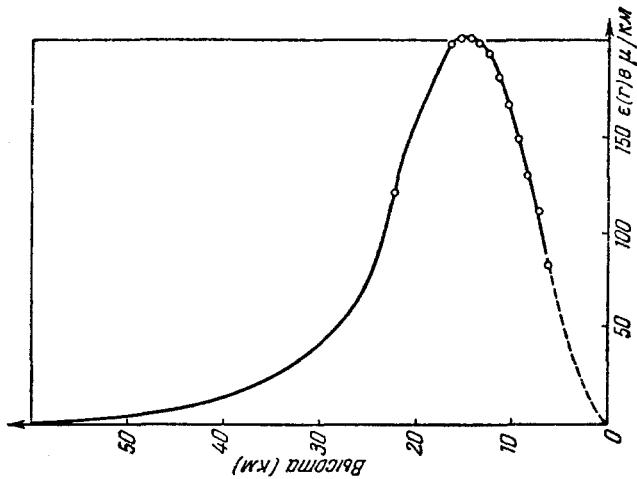


Рис. 17. Вертикальное распределение озона на севере по измерениям лунного затмения 29—30 января 1953 г.

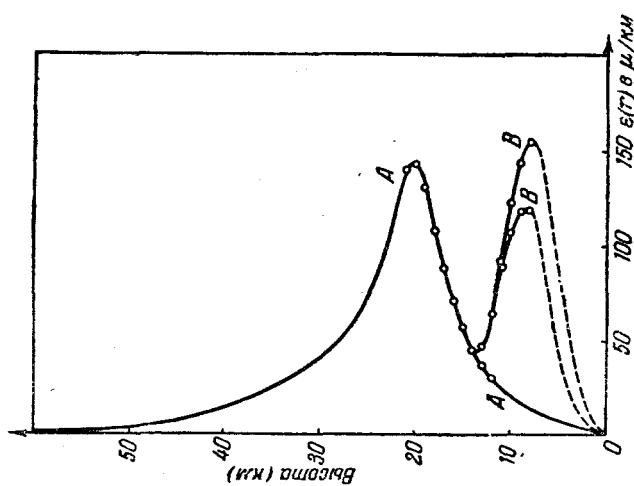


Рис. 16. Вертикальное распределение озона вблизи экватора по измерениям лунного затмения 29—30 января 1953 г.

щуюся к V спектру. В этом случае получается распределение примерно такое, как это соответствует кривой  $B'$ .

Спектры I — III дают некоторый материал для вычисления распределения  $\epsilon(r)$  в значительно более северном районе. Используя эти три точки, а для области 25 км используя также те данные, по которым была вычислена кривая A, Вигруд<sup>29</sup> получил новую кривую (рис. 17). Максимум концентрации озона  $\epsilon(r)$  располагается

на высоте около 14 км, т. е. ниже, чем у экватора, а сама концентрация  $200 \mu/\text{км}$  заметно больше экваториальной. Это распределение даёт для зенита значение  $x = 3,54 \text{ м.м.}$ , которое совпадает с тем, что известно из других источников для этих широт и времен года.

Метод лунных затмений неоднократно использовался для изучения озонасферы и другими авторами. На рис. 18 приведена сводка многолетних исследований Петцольда<sup>31</sup>, который также определял вертикальное распределение озона в стратосфере из наблюдений, выполнявшихся на средних широтах (Институт физики стратосферы в Вейсенеу, Германия;  $48^\circ$  сев. шир.).

Приведённые четыре кри-

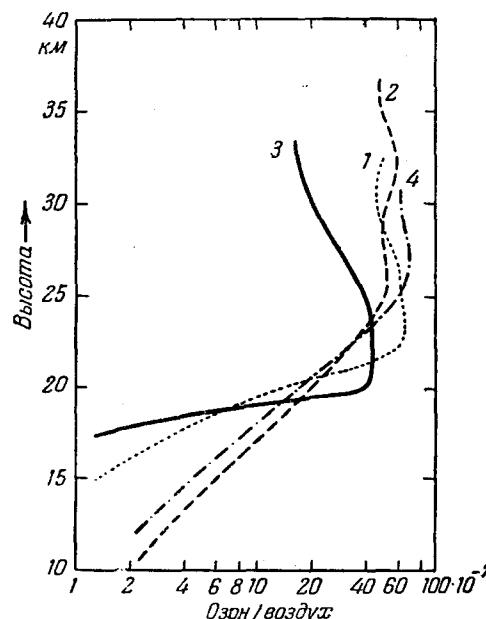


Рис. 18. Вертикальное распределение озона вблизи экватора по измерениям лунных затмений (Петцольд): 1 — 14 сентября 1931 г.; 2 — 29 сентября 1941 г.; 3 — 2 марта 1942 г.; 4 — 15 августа 1943 г.

вые, относящиеся к разным годам, дают распределение по высоте не концентрации озона  $\epsilon$ , как это было на рис. 16—17, а отношение озон/воздух (по объёму). К интерпретации этих кривых мы вернёмся в § 11.

3. Прямые методы. Концентрацию озона в воздухе можно определять методами химического и электрохимического анализа<sup>33,34</sup>. Важные результаты в своё время были получены методом флуоресцентного анализа, разработанным в 1935 г. М. А. Константиновой-Шлезингер<sup>17,18</sup>. Была найдена реакция, при которой благодаря взаимодействию с озоном получается флуоресцирующее вещество, и притом в концентрации, пропорциональной количеству озона,

вшедшего в реакцию. Интенсивность флуоресценции в этом случае является мерой количества прореагированного озона. В качестве реакции использовалось окисление озоном дигидроакридина в флуоресцирующий акридин. 0,00115 мг озона увеличивают концентрацию акридина на  $4,35 \cdot 10^{-6}$ , что повышает интенсивность свечения раствора более чем в  $2^{1/2}$  раза. Предел чувствительности метода всецело зависит от того, насколько малые интенсивности свечения могут быть ещё измерены. Для этих целей применяется так называемый метод гашения, разработанный С. И. Вавиловым<sup>32</sup>. В методе гашения для измерения интенсивности используется глаз, адаптированный на темноту.

Благодаря сочетанию с фотометрированием по способу гашения метод Константиновой-Шлезингер обладает высокой чувствительностью, превышающей чувствительность химических методов. Для определения концентрации озона достаточно пропустить через спиртовой раствор дигидроакридина всего лишь 1 лitr воздуха.

Метод флуоресцентного анализа был использован для систематических измерений концентраций озона на разной высоте, для чего использовались пробы воздуха, доставлявшиеся со склонов Эльбруса, а также из стратосферы<sup>19</sup>. Была получена<sup>18</sup> следующая зависимость концентраций озона  $\epsilon$  высоты  $h$ :

$$\begin{array}{ccccccc} h = 0,1 & \dots & 2,2 & 4,3 & 9,6 & 13 & 14 \text{ км} \\ \epsilon = 9,2 & \dots & 26,8 & 34,0 & 40,4 & 45,5 & 46,6 \mu/\text{км} \end{array}$$

Весьма точно можно измерять  $\epsilon$  по поглощению ультрафиолетовой радиации в полосе Хартли. С этой целью В. В. Балаков, В. Г. Вафиади и С. С. Кривич<sup>16</sup> в 1935 г. фотографировали на разной высоте (на склонах Эльбруса) бесщелевым астигматическим спектрографом спектр кварцевой ртутной лампы, поднятой на ту же высоту, что и спектрограф и удалённую от него на расстояние в несколько километров. На высоте 4,5 км они получили  $\epsilon = 42 \mu/\text{км}$ .

На подобном оптическом принципе основаны разработанные за последние годы фотоэлектрические установки с непрерывной автоматической регистрацией величины  $\epsilon$  (например, установка Бюро стандартов США<sup>33</sup>). Разработаны и химические методы с автоматической регистрацией концентрации озона<sup>128</sup>.

Наиболее распространённым способом использования оптического принципа для измерения количества озона прямыми методами является такой, в котором источником ультрафиолетовой радиации служит Солнце. Спектрограф поднимается в стратосферу с помощью стратостата, шаров-зондов или ракеты. Спектр прямых или отражённых от белого экрана солнечных лучей фотографируется на разных высотах. По снимку, полученному на высоте  $h$ , можно определить количество озона, содержащееся в атмосфере выше уровня  $h$ . Делая последовательные снимки на разной высоте, получают распределение  $\epsilon$  по высоте.

В настоящее время метод зондового спектрографа систематически применяется в двух местах: в Вейсенау, близ Равенсбурга (ГФР), Институтом физики стратосферы им. Макса Планка, и в Альбукерке (штат Нью-Мексико, США), где находится аэрометрическая обсерватория ( $35^{\circ}$  с. ш. и  $106,9^{\circ}$  з. д.), расположенная в окрестностях ракетного полигона Уайт Сандс и связанная с ним совместной программой регулярных исследований высоких слоев атмосферы (на этой обсерватории, помимо стандартных аэрометрических исследований и измерения озона, ведётся постоянное наблюдение за состоянием стратосферы методом прожекторного зондирования, а также посредством изучения аномальных зон слышимости; в этом же районе проводятся наблюдения сумеречным методом). Познакомимся с методикой зондового спектрографа в её современном состоянии<sup>31</sup>.

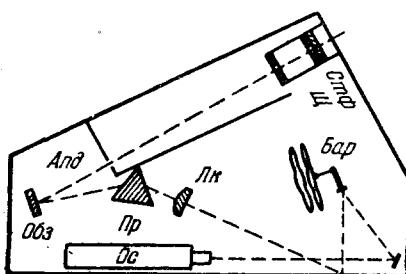


Diagram illustrating the optical path of a sounding spectrometer. The light source (Ос) at the bottom left emits light through a lens (Лк) and prism (Пр) into an aperture diaphragm (And). The light then passes through a stepped filter (СтФ) and a slit (Щ). The beam is reflected by a mirror (Обз) and focused by another lens (Лк) onto a camera (Бар). A barograph (Бар) is also connected to the system.

Рис. 19. Зондовый спектрограф: *СтФ* — ступенчатый фильтр, *Щ* — щель, *And* — апертурная диафрагма, *Обз* — обращающее зеркало, *Пр* — призма, *Лк* — линза камеры, *Бар* — барограф, *Ос* — осветитель для барографа.

яшка, соответственно чему приспособлена оптическая схема прибора (рис. 19). Коллиматорная линза отсутствует, угол раскрытия пучка, идущего через призму, составляет всего лишь  $2^{\circ}$ . Изображение щели, имеющей высоту 3 мм и ширину 0,02 мм, в половинном масштабе даёт простая плосковыпуклая линза камеры (действующее относительное отверстие 1:15). Перед щелью находится трёхступенчатый платиновый ослабитель (пропускание ступенек — 100, 40 и 14%). Линза камеры и 60°-призма (20 мм высоты, длина ребра 30 мм) сделаны из особого стекла (гомозил), прозрачного в нужной области спектра (3180—2950 Å). Линейная дисперсия у 3000 Å составляет 80 Å/мм. Источником света служит освещаемый Солнцем белый диск, покрытый окисью магния. Прибор содержит также элементы для регистрации давления воздуха и температуры, устройство барографа обеспечивает измерение давления в пределах 760—3 мм ртутного столба с ошибкой  $\pm 0,2$  мм, что соответствует погрешности в определении высоты на уровне 30, 40, 45 и 50 км на 0,1, 0,6, 1,2 и соответственно 2,5 км.

Вес описанного зондового спектрографа составляет 1 кг, регулярные подъёмы удаются до высоты 30—35 км, максимальный достигнутый «потолок» — 38 км. Из 18 подъёмов только в одном случае прибор был утерян. Для контроля значений высоты, находимых по

барометрической формуле, при полётах в ясную погоду за зондом ведётся наблюдение с Земли с помощью теодолита. Расхождение высот, найденных барометрически и геодезически, не превышает  $\pm 0,5$  км. Получаемая из геодезических измерений горизонтальная проекция траектории полёта зонда используется для вычисления скорости ветра в разных атмосферных слоях; данные о ветре весьма полезны для обсуждения вариаций распределения озона (см. § 8). Обработка спектрограмм проводится следующим образом.

Пусть  $I_\lambda$  и  $I_{0\lambda}$  обозначают интенсивности монохроматического солнечного света длины волны  $\lambda$  на высоте  $h$  и соответственно за пределами атмосферы;  $\tau$  — оптическая толщина чистой (рэлеевской) атмосферы;  $m$  — воздушная масса, пронизываемая солнечным лучом при зенитном расстоянии Солнца<sup>31</sup>  $Z$ ;  $k'$  — коэффициент поглощения озона. Тогда

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \cdot 10^{-(k'x \sec Z + \tau m)}, \quad (3.1)$$

что представляет собой упрощённое уравнение поглощения атмосферы, написанное при следующих допущениях: 1) предполагается, что в стратосфере можно пренебречь аэрозольным ослаблением света; 2) пренебрегается рефракцией; 3) пренебрегается кривизной атмосферных слоёв (по оценке автора<sup>31</sup> при  $Z \leq 70^\circ$  это даёт ошибку меньше 2% и может иметь значение лишь при зимних наблюдениях).

При обработке спектрограмм учитывается только относительное распределение энергии в узкой области спектра около 3000 Å, причём за опорную длину волны берётся  $\lambda_0 = 3179$  Å, что соответствует фраунгоферовой линии  $R$ , для которой коэффициент поглощения равен  $k'_0$ . Вводя вместо длин волн  $\lambda$  соответствующие им значения коэффициента поглощения  $k'$  и обозначая через  $I'(k')$  измеренную на пластинке интенсивность,  $R(k', k'_0)$  и  $S(k', k'_0)$  — поправочные члены, учитывающие действие рэлеевского рассеяния света и селективность аппаратурой (спектрограф, белый экран, алюминированное обращающее зеркало  $Обз$ , платиновый ступенчатый ослабитель) и фотопластин, получаем из (3.1):

$$\lg \frac{I'(k')}{I'(k'_0)} - \lg \frac{I_0(k')}{I_0(k'_0)} + R(k', k'_0) + S(k', k'_0) = F(k'), \quad (3.2)$$

$$F(k') = -\sec Z \cdot x \cdot (k' - k'_0), \quad (3.3)$$

где  $x$  — приведённая толщина слоя озона над спектрографом в момент фотографирования данного спектра. Поскольку для этого момента величины  $\sec Z$  и  $x$  являются постоянными, находимые из обработки спектрограммы значения  $F(k')$  должны быть линейно связаны с величиной разности  $k' - k'_0$ . Из наклона прямой,

построенной по уравнению (3.3), непосредственно определяется искомое значение  $x$ .

Для измерений на больших высотах член  $R(k', k'_0)$  оказывает малое влияние, а член  $S(k', k'_0)$  определяется путём лабораторных исследований аппаратуры и фотопластина с использованием стандартного (водородного) сплошного спектра.

Сложнее обстоит дело с определением члена  $\lg \frac{I_0(k')}{I_0(k'_0)}$ , учитывающего внеатмосферное распределение энергии в спектре солнечных лучей. Используя данные ракетных измерений спектра Солнца<sup>12</sup>,

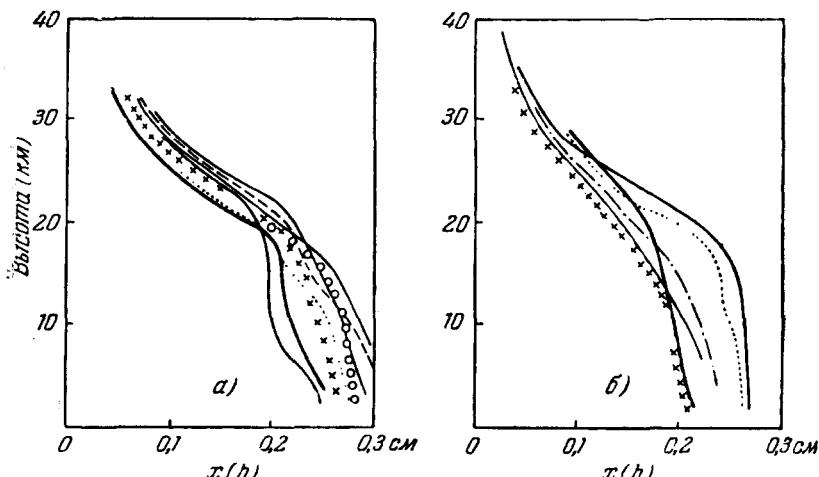


Рис. 20. Измеренные зондовым спектрографом в Вейсенеу озонные кривые:  
а — весна и лето; б — осень и зима.

Петцольд встретился со следующим фактом. В области спектра 3180—3060 Å, т. е. от  $k' = 0,5 \text{ см}^{-1}$  до  $k' = 2,5 \text{ см}^{-1}$ , отдельные измерения хорошо ложатся на прямую  $F(k')$  и определяемые отсюда значения  $x$  для уровня Земли удовлетворительно согласуются со значениями, измеряемыми в 100 км от Вейсенеу на обсерватории Ароза (Швейцария) стандартным спектрографом Добсона. Однако для  $\lambda < 3060 \text{ Å}$  имеют место систематические отклонения от данных американского ракетного зондирования. В связи с этим Петцольд определял в этой области спектра для каждого подъёма такое распределение  $\lg \frac{I_0(k')}{I_0(k'_0)}$ , которое согласовывалось бы с прямой  $F(k')$ . Из большого числа таких определений было найдено «стандартное» распределение энергии, которое использовалось при обработке всех зондирований. Ошибка в определении  $x$  на максимальных высотах составляет 1—2%.

На рис. 20 представлены результаты 17 подъёмов, относящихся к разным сезонам<sup>31</sup> (отдельно для весны — лета и осени — зимы).

Вертикальное распределение озона  $\epsilon(h)$  получается из интегральных кривых  $x(h)$  путём дифференцирования. Ошибка в определении  $\epsilon$ , естественно, больше, чем для  $x$ . Петцольд оценивает её в  $\pm 1 \cdot 10^{-3}$ ;  $0,5 \cdot 10^{-3}$ ;  $1,3 \cdot 10^{-3} \text{ см}/\text{км}$  для высот 5, 25 и соответственно 30 км. Две кривые  $\epsilon(h)$  для Вейсенау<sup>36, 37</sup> приведены на рис. 21 (две другие кривые построены по измерениям в Альбукерке, см. ниже).

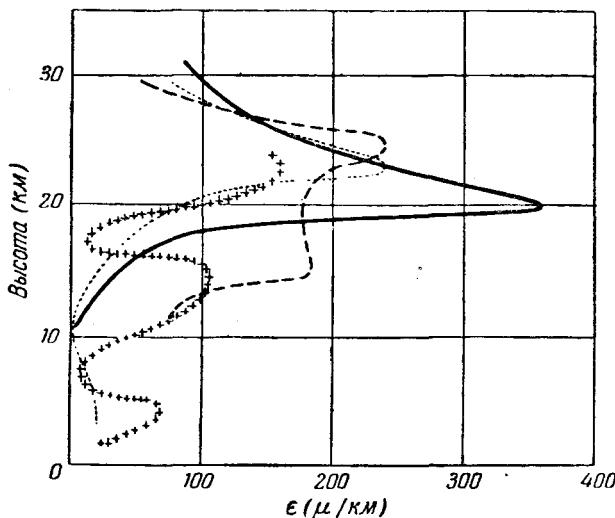


Рис. 21. Характерные случаи вертикального распределения озона по результатам зондирования прямыми методами

— 25.2.1950	— 18.2.1950
} Альбукерке	
— 18.4.1950	+ + + 18.4.1952
} Вейсенау.	

На обсерватории в Альбукерке вместо фотографирования спектров солнечного света применяется электрофотометр, разработанный Коблензом и Стэром<sup>38–40</sup> (Бюро стандартов, США). Прибор состоит из кадмиевого фотоэлемента и усилителя фототока. Фотоэлемент имеет максимум чувствительности около  $\lambda = 2850 \text{ \AA}$  и не чувствителен в области  $\lambda > 3250 \text{ \AA}$ . Применялись светофильтры, благодаря которым прибор регистрировал интегральную интенсивность ультрафиолетовой солнечной радиации  $\lambda < 3132 \text{ \AA}$ , сильно поглощаемой озоном. Прибор в целом был сконструирован как радиозонд. Он включал в себя радиопередатчик, сигналы которого записывались наземной приемной станцией. Фототок после усиления воздействовал на передатчик, модулируя колебания в контуре генератора. Поочерёдно с сигналами интенсивности ультрафиолетовой

радиации передавались сигналы давления (для определения высоты) и температуры. Прибор, весивший 2,3 кг, поднимался в стратосферу до высоты 26—29 км баллонами, наполненными водородом. На рис. 21 приведены две кривые, измеренные в Альбукерке.

С 1946 г. началось применение для исследования высоких слоёв атмосферы, в том числе и озонасферы, новой замечательной техники — ракет, с помощью которых оказалось возможным поднимать научную аппаратуру на высоту 100—200 км, а в отдельных случаях и выше. Тем самым было положено начало новому исключительно важному этапу развития учения о высоких слоях атмосферы.

Для фотографирования спектров Солнца применялись спектрофотографы с дифракционной решёткой. До 1949 г. это был спектрофотограф, в котором, для обеспечения улавливания прямых солнечных лучей, щель была заменена шариком из фтористого лития<sup>41</sup> (тип А), а в последние годы, кроме того, спектрофотограф усовершенствованного образца с щелью своеобразной конструкции, образованной парой наклонённых друг к другу зеркальных пластинок<sup>42</sup> (тип В). Спектрофотографы обоих типов и методика измерений уже описывалась<sup>5, 6, 12</sup> на страницах «Успехов физических наук».

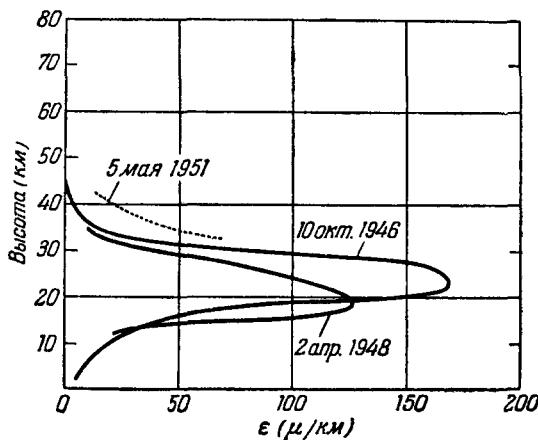


Рис. 22. Вертикальное распределение озона по ракетным данным.

На рис. 22 показаны кривые вертикального распределения озона, полученные с помощью ракетного зондирования.

Самый существенный результат исследований озонасферы с помощью ракет относится к наиболее высокой части озонного слоя (выше 50 км), где концентрация этого газа исчезающе мала, а в тоже время получение возможно более точных данных имеет большое теоретическое значение (уточнение фотохимической теории образования слоя озона, теории температурного режима атмосферы).

в области 50—100 км, теории светимости ночного неба и др.). Долгое время эта часть озонасферы оставалась недоступной для исследований. Косвенные (оптические) методы не могли дать о ней сведений из-за экранирующего действия более низких слоев воздуха, отличающихся большим содержанием озона. Потолок прямых методов тоже, как мы знаем, ограничивался меньшими высотами, пока не началось применение ракет. Но и с помощью ракет долгое время не удавалось не только превзойти, но и достичнуть высот, до которых ранее неоднократно определялось строение озонаского слоя косвенными методами. Ракетные кривые вертикального распределения озона (рис. 22) обрывались на высоте 45 км. Из-за малого содержания озона в воздухе (порядка 1  $\mu/\text{км}$  и меньше) поглощение света атмосферным озоном становилось настолько слабым, что измерения на ещё больших высотах оказывались невозможными.

Для преодоления этой трудности были организованы выпуски ракет в такое время суток, когда солнце находилось вблизи горизонта. В этом случае путь лучей сквозь атмосферу значительно удлиняется и соответственно возрастает поглощение солнечного света озоном. Этим способом удалось измерить концентрацию озона до высоты 70 км.

Первый такой подъём был осуществлён 14 июня 1949 г. на полигоне Уайт Сандс. Ракета Аэроби былапущена из пункта 32°24,4' с. ш., 106°20,4' з. д. в 19 часов 03 минуты по местному времени, когда Солнце находилось на высоте около 1° над горизонтом. Достигнув высоты 112 км, ракета упала на 34,8 мили севернее и 3,4 мили западнее места подъёма. За время полёта получено более 200 спектров Солнца, охватывающих область высот 19—110 км. Часть спектров оказалась непригодной для использования. При обработке учитывалась кривизна земной поверхности (а следовательно, и озонных слоёв), поскольку Солнце находилось около горизонта<sup>5</sup>. Впрочем, снятые в полёте спектры Солнца, находившегося у горизонта, даже без фотометрической их обработки позволяют обнаружить наличие озона до высоты 65—70 км. На рис. 23 воспроизведено несколько спектров, полученных с помощью щелевого спектрографа. Спектры, снятые с высот более 50 км, — их на рисунке три, — обнаруживают заметный сдвиг коротковолновой границы по мере изменения высоты съёмки. Так, край спектра, снятого с высоты 64,0 км, более чем на 100 Å сдвинут относительно спектра, относящегося к 60,4 км, что прямо указывает на присутствие озона в слое 60,4—64,0 км. Заметим, что верхний спектр охватывает область максимального поглощения озона около 2500 Å (см. кривую поглощения озона на рис. 2). От  $\lambda = 2500 \text{ Å}$  в сторону меньших длин волн коэффициент озона поглощения уменьшается, однако на спектрограмме этой радиации нет (энергия солнечного излучения в этой области быстро убывает в сторону уменьшающихся  $\lambda$ ).

5\*

Вычисленные значения  $\varepsilon$  приведены в таблице III и на рис. 24, на котором верхняя часть кривой  $\varepsilon(h)$  (для  $h > 50 \text{ км}$ ) построена

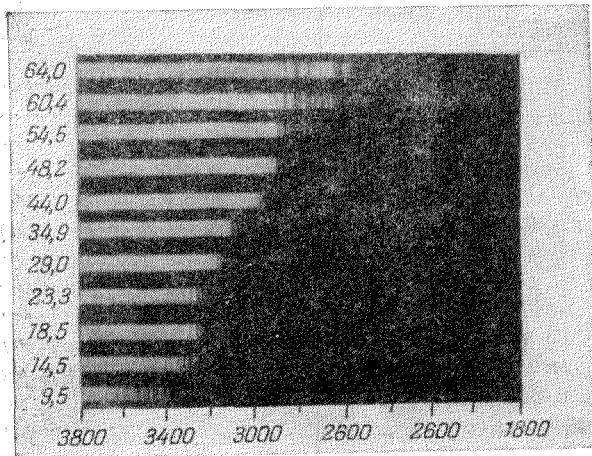


Рис. 23. Солнечные спектры, снятые с ракеты щелевым спектрографом при положении Солнца у горизонта.

в масштабе в 100 раз большем, чем нижняя. На рис. 25 представлено вертикальное распределение относительного содержания озона

Таблица III  
Вертикальное распределение озона до  $h = 70 \text{ км}$  по ракетным измерениям  
14 июня 1949 г.

Высота, км	Концентрация озона, $\mu/\text{км}$	Высота, км	Концентрация озона, $\mu/\text{км}$	Высота, км	Концентрация озона, $\mu/\text{км}$
20	91	38	25	56	0,51
22	96	40	16	58	0,36
24	99	42	12	60	0,30
26	108	44	9,4	62	0,19
28	103	46	6,4	64	0,12
30	89	48	3,2	66	0,065
32	75	50	2,2	68	0,038
34	57	52	1,3	70	0,025
36	39	54	0,74		

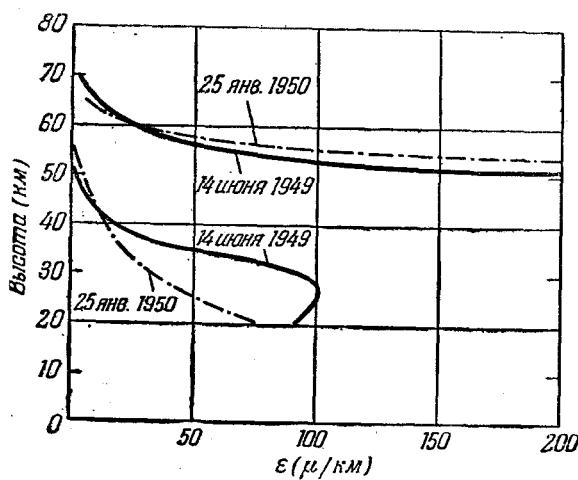


Рис. 24. Вертикальное распределение озона до высоты 65—70 км по ракетным измерениям 14 июня 1949 г. и 25 января 1950 г.

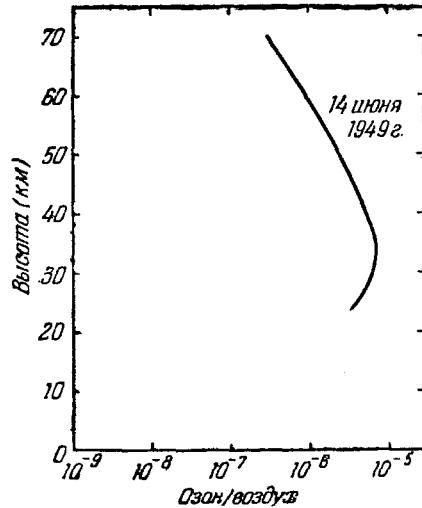


Рис. 25. Вертикальное распределение относительного содержания озона в воздухе по ракетным измерениям 14 июня 1949 г.

в воздухе (число молекул озона в 1  $cm^3$  по отношению к числу молекул воздуха).

Зная распределение  $\varepsilon$  по вертикали, можно путём суммирования подсчитать полное количество озона  $x_0$ , находящегося в вертикальном столбе воздуха над данным уровнем. Зависимость  $x_0$  от  $h$  показана на рис. 26. Как видно из этого графика, количество озона над уровнем 70 км составляет менее 0,1 м. На этом же рисунке крестиком показано значение  $x_0 = 1,9$  м.м., полученное из измерений с земной поверхности.

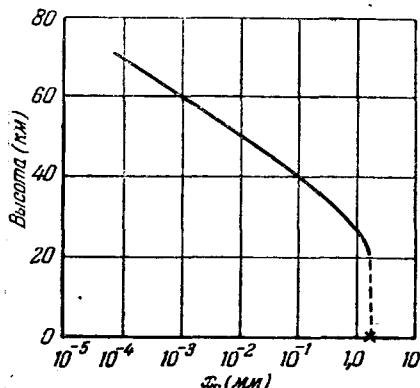


Рис. 26. Полное количество озона над данным уровнем 14 июня 1949 г. (сплошная линия — по ракетным измерениям, крестик — по измерениям с земной поверхности).

Описанные измерения 14 июня 1949 г. были выполнены силами Морской исследовательской лаборатории США (Naval Research Laboratory). Другим научным центром США, где проводятся значительные работы по исследованию атмосферы и солнечных излучений с помощью ракет, является Лаборатория прикладной физики университета Джона Гопкинса (John Hopkins Applied Physical Laboratory). Результаты измерений содержания озона до  $h = 65$  км, проведённых этой лабораторией 25 января 1950 г., показаны на рис. 24. Сопоставление с кривой 14 июня 1949 г. указывает на близкое совпадение данных в верхней части озоносферы (выше 50 км), в средней же и нижней частях имеют место большие отличия, вызываемые, как мы увидим дальше (см. § 11), влиянием метеорологических процессов в тропосфере и стратосфере.

### ТЕОРИЯ ОЗОНОСФЕРЫ

4. Природа озонаного слоя. Ультрафиолетовое излучение Солнца играет в отношении озона двоякую роль: оно способствует образованию озона и разрушает его молекулы. Радиация 1220—1759 Å (континуум Шумана — Рунге, см. рис. 27) поглощается кислородом, вызывая его диссоциацию и создавая тем самым предпосылки для образования озона. Такое же действие производит погло-

щение в континууме Херцберга, начиная от  $\lambda = 2423\text{ \AA}$ . Но радиация 2200—3100  $\text{\AA}$  поглощается озоном и вызывает диссоциацию его молекул:



Эти два противоположных процесса должны, очевидно, уравновешивать друг друга при некоторой концентрации озона.

Элементарные соображения позволяют понять, почему озон существует в атмосфере в виде *слоя* на некоторой высоте. В верхних

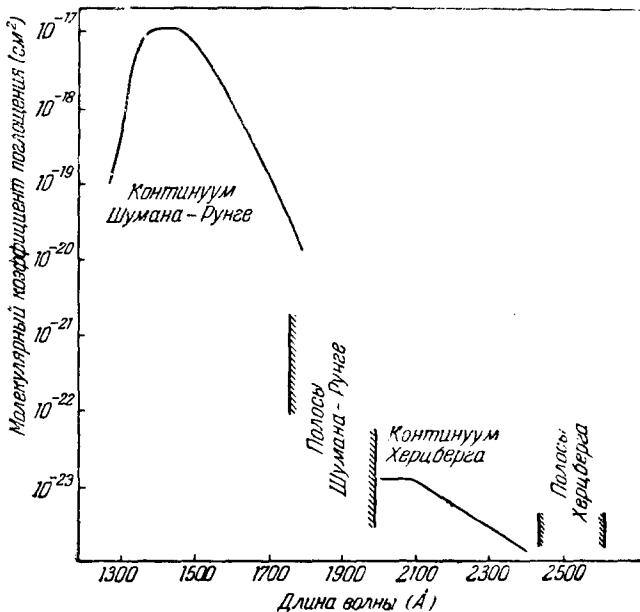


Рис. 27. Спектр поглощения кислорода  $\text{O}_2$ .

слоях озона должно быть мало: из-за большой интенсивности лучей с длиной волны 2200—3100  $\text{\AA}$  там происходит быстрое разрушение молекул озона. Но в нижние слои эта радиация проникает ослабленной, интенсивность разрушения озона убывает, содержание озона возрастает. В слоях атмосферы, расположенных еще ниже, сказывается уменьшение содержания атомного кислорода, обусловленное тем, что вызывающая его образование коротковолновая радиация поглощается в более высоких слоях. Уменьшение количества атомов кислорода замедляет образование озона. Кроме того, в более высоких слоях атмосферы очень мало молекул  $\text{O}_2$  (вследствие значительной диссоциации кислорода), поэтому вероятность встречи атомов  $\text{O}$  с молекулой  $\text{O}_2$  мала. Так возникает озонный слой.

Процессы диссоциации молекул (1) и (4.1) могут приводить к образованию возбуждённых атомов и молекул. На рис. 28 и 29 показаны схемы энергетических уровней атома и молекулы кислорода (цифры около стрелок указывают длины волн спектральных линий в Å). Для  $O_2$  приведены электронные уровни, а колебательные и вращательные опущены. Система поглощения Шумана — Рунге, обусловленная переходом молекулы с основного уровня  $^3\Sigma_g^-$  на уровень  $^3\Sigma_u^-$ , состоит из большого числа тесно расположенных полос. Система простирается<sup>43</sup> от  $\lambda = -2010$  до  $\lambda = 1759$  Å. Вблизи  $\lambda = 1759$  Å система полос сходится, переходя в сплошной спектр поглощения. Континуум Шумана — Рунге продолжается до  $\lambda = 1220$  Å.

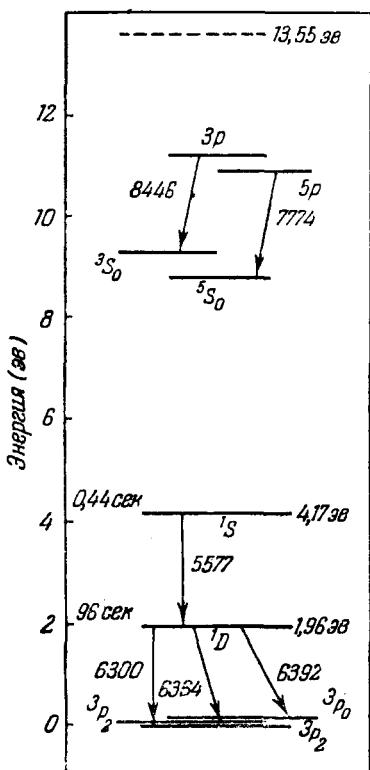


Рис. 28. Уровни энергии атома кислорода.

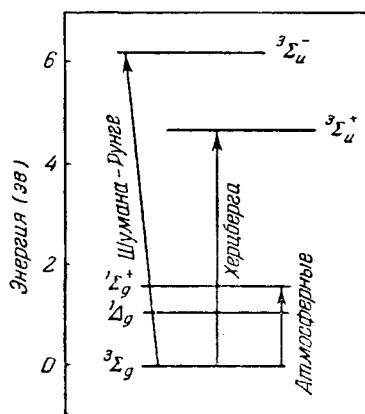
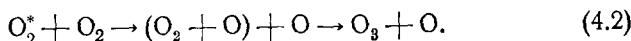


Рис. 29. Уровни энергии кислородной молекулы.

Система полос Херцберга (2600—2423 Å) связана с переходами  $^3\Sigma_g^- \rightarrow ^1\Sigma_u^+$ . Полосы кажутся переходящими в континуум<sup>43</sup> при  $\lambda = 2423$  Å, простирающейся до 2010 Å. Поглощение в области Херцберга весьма мало, количественное его исследование связано с трудностями.

Переходу  $^3\Sigma_g^- \rightarrow ^3\Sigma_g^+$  соответствуют атмосферные полосы, которые располагаются в видимой области и видны как полосы поглощения в спектрах света неба (фраунгоферовы полосы  $B$ ,  $a$ ,  $A$  и  $Z$ ).

Наличие в стратосфере возбуждённых молекул кислорода  $O_2^*$  оказывает влияние на процесс озонаобразования. Соударение возбуждённой молекулы с невозбуждённой может привести к образованию озона:



Эта реакция означает, что одновременно с диссоциацией молекулы один из кислородных атомов воссоединяется с молекулой  $O_2$ . Реакция может явиться результатом поглощения ультрафиолетовой радиации Солнца молекулярным кислородом в области полос Херцберга,

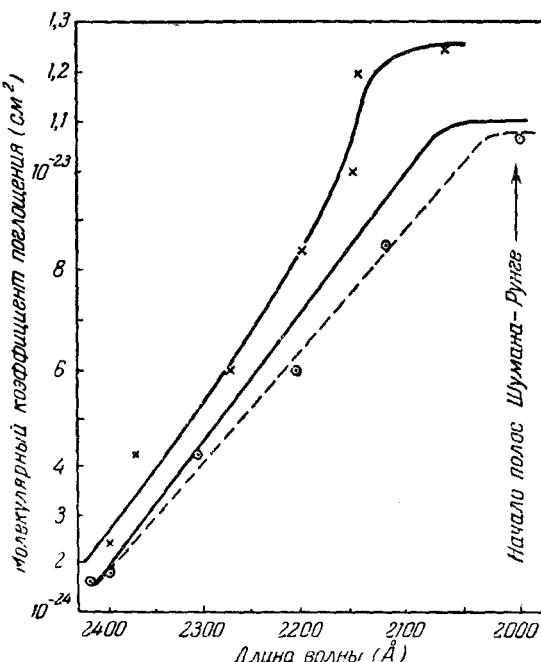
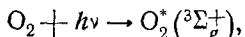


Рис. 30. Коэффициент поглощения кислорода в континууме Херцберга:  $\odot$  — по данным А. Васси<sup>46</sup>;  $\times$  — по данным Бюиссона<sup>49</sup>; — — кривая, принятая Николе и Манжем<sup>43</sup>.

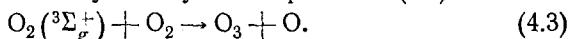
хотя нужно иметь в виду, что эти полосы очень слабы (они обусловлены запрещёнными переходами). Лабораторные опыты показали<sup>44</sup>, что облучение кислорода светом  $\lambda = 2530$  приводит к образованию озона. Кванты, соответствующие этой длине волны, не могут вызвать диссоциацию  $O_2$ . В области Херцберга диссоциацию производит поглощение в континууме  $\lambda < 2423$  Å, причём  $O_2$  диссоциирует на два нейтральных атома в состоянии  ${}^3P$ . На рис. 30 приведена кривая, показывающая зависимость коэффициента поглощения

кислорода от длины волны в континууме Херцберга<sup>45, 46, 47—51</sup> (значения коэффициентов в  $\text{см}^2$  отнесены к одной поглощающей молекуле<sup>43</sup>).

При поглощении  $\lambda 2530$  происходит возбуждение молекулы кислорода



а затем возбуждённая молекула вступает в реакцию (4.2)



Несколько иное действие производит поглощение в полосах Шумана — Рунге ( $2010—1759$  Å). Поглощение света также ведёт здесь сначала к возбуждению молекулы кислорода, но характер возбуждённого состояния молекулы таков, что через некоторое время она может<sup>52</sup> самопроизвольно распасться на два атома (предиссоциация). Коэффициент поглощения в этих полосах пока не

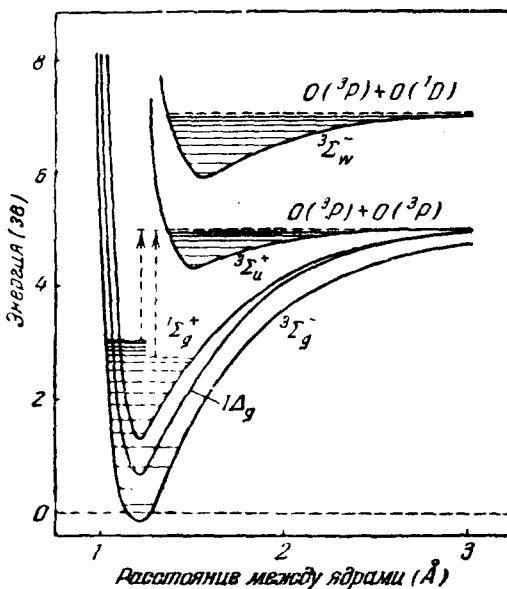
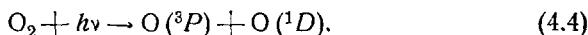


Рис. 31. Кривые потенциальной энергии молекулы  $\text{O}_2$ .

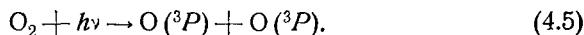
удалось определить точно; по некоторым данным<sup>53</sup> в слое кислорода толщиной 20 см при нормальных условиях излучение  $\lambda 1860$  ослабляется на  $1/3$ , а для более длинноволновых полос поглощение несколько больше<sup>1</sup>.

Как возбуждённые молекулы  $\text{O}_2$ , так и атомы О, образующиеся в результате поглощения света в полосах Шумана — Рунге, могут реагировать с нормальной молекулой  $\text{O}_2$ , образуя озон — реакции (4.3) и (2).

Поглощение в континууме Шумана — Рунге (1759—1220 Å) ведёт к диссоциации кислородных молекул, причём (см. рис. 31) один из атомов получается возбуждённым:



Эта реакция имеет место при поглощении света  $\lambda \leqslant 1759$  Å, но при поглощении  $\lambda \leqslant 2423$  Å молекула распадается на два невозбуждённых атома<sup>43</sup>:



Поглощение в рассматриваемой области чрезвычайно сильное. На рис. 32 приведены значения молекулярных коэффициентов поглощения по измерениям Ладенбурга и Воорхиса<sup>55</sup> и значения,

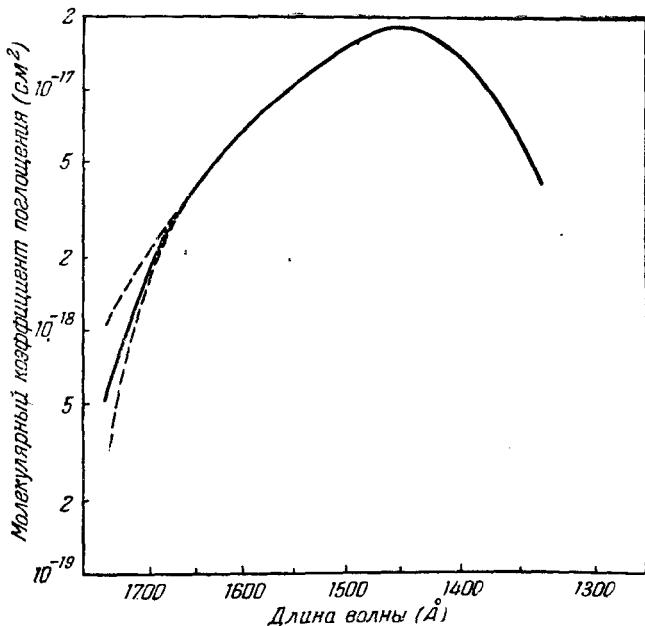


Рис. 32. Коэффициент поглощения кислорода в континууме Шумана—Рунге: от 1333 до 1667 Å — по измерениям Ладенбурга и Воорхиса<sup>55</sup>; от 1667 до 1759 Å — экстраполяция Пендорфа<sup>56</sup>, Бейтса и Николе<sup>57</sup>, Мозеса и У Да-ю<sup>58</sup>.

полученные путём графической и теоретической экстраполяции<sup>56—58</sup>. Слой кислорода толщиной лишь 0,0014 см при нормальных условиях ослабляет радиацию вдвое. На рис. 33 показаны результаты более новых измерений Ватанабе, Ини и Зеликова<sup>59</sup>, полученные при помощи однометрового вакуумного монохроматора и фотоумножителя с флуоресцирующим экраном из салицилового натра. Форма континуума не симметрична, его максимум расположен у 1420 Å.

Итак, есть три области спектра, поглощение в которых прямо или через последующие процессы может приводить к диссоциации кислорода. Однако особенности поглощения в каждой из трёх областей делают их участие в реакциях образования озона неравнозначным<sup>60, 61</sup>. Поглощение в полосах Херцберга, вызывающее реакции (4.2), приходится на область сильного поглощения озона и поэтому не может играть большой роли. Роль реакции (4.4) тоже должна быть второстепенной, так как поглощение в континууме Шумана — Рунге является настолько сильным, что солнечное излучение этих длин волн полностью расходуется на диссоциацию кислорода на высоте более 80 км.

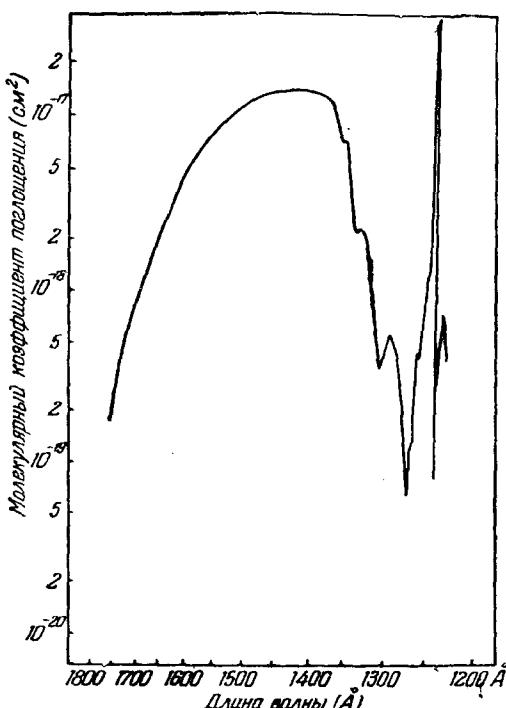


Рис. 33. Коэффициент поглощения кислорода в континууме Шумана—Рунге по измерениям Ватанабе, Инна и Зеликова<sup>59</sup>.

положник теории озона Чэпмен<sup>65—68</sup>, наименьшее давление, при котором тройные соударения ещё играют заметную роль, составляет  $10^{-2}$  мм рт. ст. Такое давление соответствует высоте 80 км. На больших высотах тройные столкновения происходят так редко, что даже при больших концентрациях молекул кислорода образование озона через реакцию (2) становится пренебрежимо медленным.

В наиболее благоприятном положении находятся полосы Шумана — Рунге. Поглощение кислорода в этой области достаточно мало, чтобы не препятствовать проникновению солнечной радиации в более низкие слои. Так, излучение  $\lambda 1860$  может достигнуть уровня 45 км, будучи сравнительно мало (вдвое) ослабленным и поэтому способным

производить здесь большое количество возбуждённых молекул  $O_2$ . Излучение  $\lambda < 1930$  достигает уровня 35 км, тоже имея интенсивность около 1/10 первоначальной<sup>64</sup>. Образующиеся возбуждённые молекулы  $O_2$  могут, как мы знаем, реагировать с нормальной молекулой  $O_2$ , образуя озон (реакция 4.3). Кроме того, атомы кислорода, возникающие при этой реакции и в результате предиссоциации возбуждённых молекул  $O_2^*$ , образуют молекулы озона по реакции (2). Благодаря достаточно большому давлению на высотах  $h \leq 45$  км вероятность тройных соударений здесь относительно велика.

Таким образом, образование озона в стратосфере должно происходить преимущественно в результате поглощения ультрафиолетового излучения Солнца кислородом в области полос Шумана — Рунге.

Как мы уже знаем, одновременно с образованием молекул озона непрерывно происходит их разрушение под действием лучей Солнца



и при соударениях с атомами кислорода



Разрушение молекул озона светом может происходить под действием красных лучей<sup>62</sup> и даже инфракрасной<sup>69, 70</sup> радиации  $\lambda < 11340$  Å, но в атмосферных условиях фотодиссоциация вызывается главным образом поглощением в полосах Хартли (2300—3100 Å). Реакция (4.1a) усиливается в присутствии паров воды, которые действуют как катализатор. Лабораторными опытами было установлено<sup>63, 64</sup>, что квантовый выход реакции возрастает пропорционально концентрации молекул воды (это явление оказывает большое влияние на разрушение молекул  $O_3$  в тропической тропосфере, см. § 12).

Неоднократно предпринимались попытки теоретически рассчитать вертикальное распределение озона, принимая во внимание рассмотренные выше процессы образования и разрушения молекул  $O_3$ . Удалось построить теорию, позволяющую дать в общих чертах количественное истолкование многих свойств озонного слоя. Исходной была работа Чэпмена<sup>66</sup>. Изложение исследований, выполненных до 1949—1951 гг., можно найти в книгах Митра<sup>1</sup> и Прокофьевской<sup>2</sup>. Но за последние годы получены новые важные результаты, которые мы рассмотрим в § 5.

5. Теоретический расчёт вертикального распределения озона. Исходным моментом теории является предположение о том, что число частиц в 1 см<sup>3</sup> молекул озона  $n_3$  в каком-либо слое стратосферы соответствует фотохимическому равновесию. Это значит, что концентрация  $n_3$  такова, что число образующихся молекул озона равно числу молекул, разрушающихся различными способами за то же время и в том же объёме.

Если  $n$  есть общее число частиц (разного рода) в 1 см<sup>3</sup> (концентрация),  $n_1$  — концентрация атомов кислорода,  $n_2$  — концентра-

ция молекул  $O_2$ , то число реакций образования молекул озона (2), происходящих за 1 сек. в  $1 \text{ см}^3$ , должно равняться произведению  $k_{12}nn_1n_2$ , где  $k_{12}$  — постоянная этой реакции. Число актов фотодиссоциации молекул  $O_3$ , т. е. число реакций (4.1), равно числу фотонов, поглощаемых за 1 сек. молекулами озона, находящимися в  $1 \text{ см}^3$ . Его можно представить в виде  $D_3n_3$ , где  $D_3$  — коэффициент, равный числу актов фотодиссоциации (4.1) за 1 сек., отнесённому к одной молекуле  $O_3$ . Этот коэффициент равен  $D_3 = \alpha_3 I_3$ , где  $\alpha_3$  — молекулярный (отнесённый к одной молекуле) коэффициент поглощения озона,  $I_3$  — интенсивность солнечного излучения в области поглощения озона (выраженная через число фотонов за 1 сек. на  $1 \text{ см}^2$ ). Число молекул озона, разрушающихся за 1 сек. в  $1 \text{ см}^3$  путём воссоединения с атомами кислорода (реакция (4.6)), можно выразить произведением  $k_{13}n_1n_3$ , где  $k_{13}$  — постоянная реакции.

Вообще говоря, убыль озона может происходить также в результате реакции



Число разрушающихся этим путём молекул должно быть равно произведению  $2k_{33}n_3^2$ , где  $k_{33}$  — постоянная этой реакции. Коэффициент 2 учитывает, что в результате каждой такой реакции исчезает две молекулы озона.

Условие фотохимического равновесия озона можно записать в виде уравнения

$$k_{12}nn_1n_2 = D_3n_3 + k_{13}n_1n_3 + 2k_{33}n_3^2. \quad (5.2)$$

Левая часть этого уравнения учитывает число образующихся молекул, а правая — число разрушающихся.

Если постоянные  $k_{12}$ ,  $k_{13}$  и  $k_{33}$ , коэффициент  $D_3$  и общая концентрация молекул  $n$  могут считаться заранее известными, то концентрации  $n_1$  и  $n_2$  сами зависят от процессов образования и разрушения молекул озона, т. е. должны определяться из (5.2). Таким образом, уравнение (5.2) содержит три неизвестных функции  $n_1$ ,  $n_2$  и  $n_3$ , и для их определения требуется ещё два независимых уравнения.

Необходимые уравнения могут быть составлены на основе соображений о фотохимическом равновесии атомного и молекулярного кислорода и аналогичны уравнению для равновесия озона (5.2). Условие равновесия атомного кислорода:

$$2D_2n_2 + D_3n_3 = k_{11}nn_1^2 + k_{12}nn_1n_2 + k_{13}n_1n_3. \quad (5.3)$$

Левая часть этого уравнения учитывает образование атомов кислорода путём фотодиссоциации молекул  $O_2$  и  $O_3$ . Коэффициент  $D_2$  равен числу актов фотодиссоциации (1), отнесённому к одной молекуле  $O_2$ , причём  $D_2 = \alpha_2 I_2$ , где  $\alpha_2$  — молекулярный коэффициент

поглощения кислорода,  $I_2$  — интенсивность солнечного излучения в области поглощения молекулы  $O_2$ , выраженная через число фотонов за 1 сек. на 1  $cm^2$ . В правой части уравнения учтены реакции, приводящие к исчезновению атомов: воссоединение двух атомов в молекулу при тройном соударении, воссоединение атомов с молекулами  $O_2$  (также в результате тройных соударений) и реакции воссоединения (4.6).

Условие равновесия молекулярного кислорода можно составить аналогичным образом:

$$D_3 n_3 + k_{13} n_1 n_3 = k_{12} n n_1 n_2. \quad (5.4)$$

Эти уравнения, впервые составленные в 1930—1931 гг. Чэпменом<sup>65—68</sup>, обычно используются в качестве основы разных вариантов фотохимической теории озона. По мере уточнения величины коэффициентов уравнений и общего вклада отдельных реакций в процесс фотохимического равновесия, эти уравнения дополняются новыми членами или освобождаются в целях упрощения их решения, от тех членов, роль которых в общем балансе не велика. Работы, изложенные в книгах Митра<sup>1</sup> и Проксфьевской<sup>2</sup>, основаны на предположениях о внеатмосферном излучении Солнца в ультрафиолетовой области, существовавших до получения данных ракетных исследований; однако последние существенно изменили наши представления об этом излучении<sup>12</sup>. Фотографирование солнечного спектра из высоких слоёв, неоднократно проводившееся с 1946 г. с помощью ракет, обнаружило большой «дефицит» коротковолновой ультрафиолетовой радиации Солнца в области, где сосредоточено диссоциирующее поглощение молекул кислорода и озона. Эти новые данные были использованы в расчётах Петцольда в 1953 г.

Исходя из первичных реакций (1) и (4.1) и вторичных реакций (2) и (4.6), Петцольд<sup>69, 70</sup> получил для равновесной концентрации озона  $n_3$  уравнение в виде

$$n_3 = C n_2 n^{3/2} \sqrt{\frac{k_{12}}{k_{13}} \cdot \frac{P_{O_2}}{P_{O_3}} \cdot \frac{D_2}{D_3}}, \quad (5.5)$$

где  $C$  — множитель, зависящий от выбора единиц измерения. Пользуясь экспериментальными данными Эйкена и Патата<sup>71</sup>, Петцольд принимает для отношения  $k_{12}/k_{13}$  зависимость от температуры

$$\frac{k_{12}}{k_{13}} = 3,5 \cdot 10^{-20} \sqrt{T e^{RT}}.$$

Квантовый выход  $\rho_O$ , процесса фотодиссоциации молекул  $O_2$  (1), в зависимости от области поглощения и от состояния продуктов диссоциации, изменяется в широких пределах<sup>72</sup> от 0,04 до наибольшего возможного значения 2 (на один поглощённый фотон приходится два вновь сбразовавшихся атома кислорода). Для упрощения расчётов Петцольд принимает среднёное значение  $\rho_O = 1$ .

Квантовый выход  $\rho_{O_3}$  фотодиссоциации озона он считает равным 1 (каждый поглощённый фотон диссоциирует молекулу  $O_3$ ).

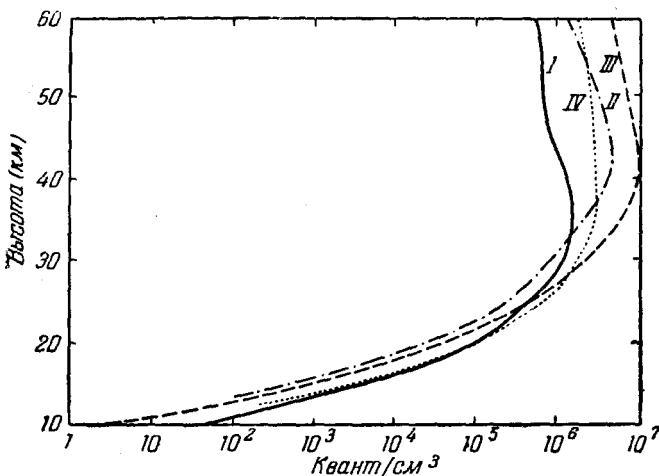


Рис. 34. Энергия, поглощаемая кислородом (число фотонов/ $cm^3$ ) на разной высоте (четыре варианта, вычисленные Петцольдом).

Для оценки внеатмосферной интенсивности солнечного излучения в области  $\lambda < 3000 \text{ \AA}$  Петцольд использует опубликованные

Таблица IV

Внеатмосферное распределение энергии в спектре Солнца  
(число фотонов на  $1 \text{ см}^2$  за секунду, приходящееся  
на спектральный интервал  $10 \text{ \AA}$ )

Спектральная область, $\text{\AA}$	Вариант		Излучение чёрного тела $6000^\circ \text{K}$
	I	II	
1800—1850	$8,4 \cdot 10^{10}$	$3,3 \cdot 10^{11}$	$6,0 \cdot 10^{12}$
1850—1900	$1,3 \cdot 10^{11}$	$5,3 \cdot 10^{11}$	$7,8 \cdot 10^{12}$
1900—1950	$1,8 \cdot 10^{11}$	$7,2 \cdot 10^{11}$	$9,7 \cdot 10^{12}$
1950—2000	$2,6 \cdot 10^{11}$	$1,0 \cdot 10^{12}$	$1,2 \cdot 10^{13}$
2000—2100	$4,4 \cdot 10^{11}$	$1,7 \cdot 10^{12}$	$1,7 \cdot 10^{13}$
2100—2200	$1,4 \cdot 10^{12}$	$3,0 \cdot 10^{12}$	$2,4 \cdot 10^{13}$
2200—2400	$4,0 \cdot 10^{12}$	$5,0 \cdot 10^{12}$	$3,5 \cdot 10^{13}$
2400—2600	$8,5 \cdot 10^{12}$	$1,0 \cdot 10^{13}$	$5,9 \cdot 10^{13}$
2600—2800	$1,8 \cdot 10^{13}$	$1,8 \cdot 10^{13}$	$8,9 \cdot 10^{13}$
2800—3000	$5,5 \cdot 10^{13}$	$5,5 \cdot 10^{13}$	$1,23 \cdot 10^{14}$

в 1947 г. результаты ракетных исследований<sup>73</sup>. Эти данные охватывают область длин волн 2800—2200 Å и не содержат сведений для особо интересного участка  $\lambda < 2100$  Å. При расчётах Петцольд берёт два варианта внеатмосферного распределения энергии в спектре Солнца. Для сравнения в табл. IV приведены данные излучения чёрного тела при температуре 6000° К. Кроме того, из-за отсут-

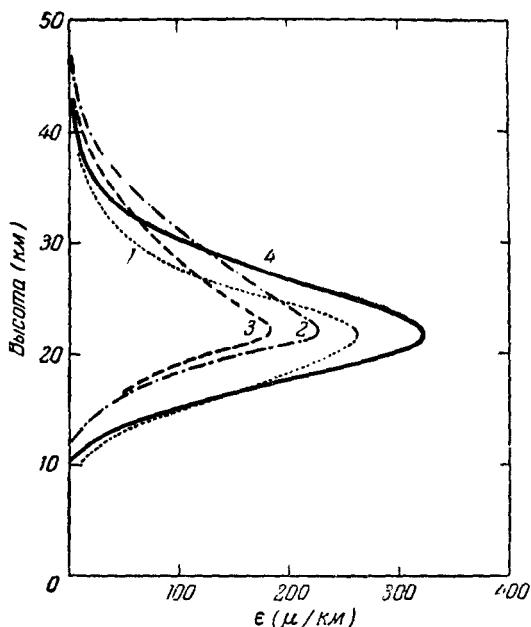


Рис. 35. Вертикальное распределение равновесных концентраций озона, вычисленное по формуле (5.5) при различных предположениях о внеатмосферной интенсивности солнечного излучения (табл. IV) и о зависимости кислородного поглощения от давления (Петцольд).

ствия окончательных данных о зависимости коэффициента поглощения кислорода от давления Петцольд принимает два варианта зависимости: а) коэффициент поглощения пропорционален давлению воздуха  $p$  в степени 1,4, б) коэффициент поглощения пропорционален  $p$ . Всего получается четыре варианта подсчётов — комбинации вариантов I — II и а) — б): первый вариант — Ia; второй — IIa; третий — Iб; четвёртый — IIб.

Результаты вычислений для этих четырёх вариантов приведены на рис. 34 и 35. На первом из них показано, сколько энергии (сколько фотонов) солнечного излучения, диссоциирующего молекулы  $O_2$  («озонирующее излучение»), поглощается в 1  $cm^3$  воздуха на той или иной высоте<sup>74</sup>. На рис. 35 приведены вычисленные<sup>69, 70</sup>

по формуле (5.5) кривые вертикального распределения равновесных концентраций озона (в  $\mu/\text{км}$ ).

Эти кривые показывают, что высота максимальной концентрации озона мало зависит от выбора варианта и близка к наблюдаемой. Фотохимическое образование озона не может происходить ниже уровня 10–15 км.

Указанные расчёты были проведены Петцольдом для зенитного расстояния Солнца  $Z = 45^\circ$  и в предположении, что температура воздуха равномерно убывает с высотой в области 0–16 км, в слое

16–20 км имеет место постоянное значение ( $-60^\circ\text{C}$ ), выше 22 км температура возрастает на  $3^\circ$  на каждый километр, а над уровнем 47 км снова сохраняет постоянное значение  $+15^\circ$  (вариант A). Однако температура воздуха в средней стратосфере подвержена большим колебаниям, что может повлиять на величину равновесной концентрации озона  $n_3$ . Чтобы оценить влияние температуры на фотохимическое равновесие озона, Петцольд, кроме указанного выше варианта A, вычислил распределение озона ещё для двух типов температурного режима стратосферы:

B. Температура убывает равномерно от Земли до  $h = 22 \text{ км}$ , а выше остаётся постоянной ( $-60^\circ\text{C}$ ).

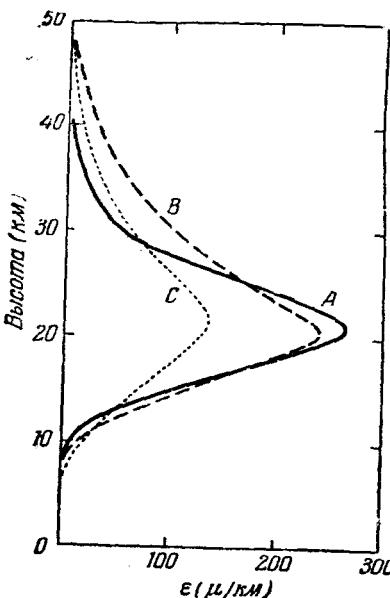
C. Температура равномерно убывает в области 0–10 км, а выше она остаётся постоянной ( $-25^\circ\text{C}$ ).

Вычисленные в этих трёх предположениях значения равновесной

Рис. 36. Вертикальное распределение озона при разном температурном режиме стратосферы (Петцольд).

концентрации (в  $\mu/\text{км}$ ) показаны на рис. 36 (для варианта Ia,  $Z = 45^\circ$ ). Зависимость вертикального распределения озона от зенитного расстояния Солнца представлена на рис. 37 (вариант Ia, распределение температуры A). Значения  $x$  (полное содержание озона в атмосфере) для рассмотренных выше четырёх вариантов расчёта и разных зенитных расстояний Солнца (вычисляемые путём интегрирования функции  $\epsilon(h)$ , рис. 35, по высоте  $h$ ) приведены в табл. V.

Влияние температурного режима стратосферы и зенитного расстояния Солнца на концентрации озона, иллюстрируемое кривыми на рис. 36–37 и табл. V, в какой-то степени характеризует ши-



ротную зависимость и сезонные изменения озона, как они получаются из теории фотохимического равновесия. Увеличение зенитного

Таблица V

Содержание озона в атмосфере для разных вариантов расчёта (в см приведённой толщины слоя)

Зенитное расстоя- ние Солнца	Варианты расчёта			
	1	2	3	4
0°	0,46	0,57	0,23	0,44
45°	0,30	0,37	0,22	0,29
70°	0,15	0,19	0,09	0,12

и для широтных измерений вертикального распределения озона. На рис. 38 показано приводимое в работе Петцольда <sup>74</sup> схематическое сопоставление осреднённых распределений озона по высоте, наблюдаемых на разных широтах, с вычисленными по фотохимической теории. Заштрихованные площадки между кривыми показывают «дефицит» озона по сравнению с результатами фотохимической теории. Этот дефицит почти целиком отится к области озонсферы, располагающейся ниже максимума кривой, и возрастает к экватору.

Сходные результаты были получены в 1956 г. Дютшем.

Возможные причины подобных расхождений будут рассмотрены нами в дальнейшем.

Наличие заметных количеств озона на высоте 60—70 км, установленных измерениями на ракетах (см. § 3), делает необходимым специально рассмотреть эту верхнюю часть озоносферы с точки зрения теории фотохимического равновесия. Соответствующий расчёт был опубли-

расстояния Солнца эквивалентно увеличению географической широты или переходу от лета к зиме. В этом отношении результаты фотохимической теории оказываются в противоречии с наблюдениями. Из табл. V следует вывод, что общее содержание озона в атмосфере должно увеличиваться от высоких широт к средним и, далее, к экватору. Фактически, как мы знаем (§ 1), зависимость  $x$  от широты как раз обратная. Аналогичное противоречие получается

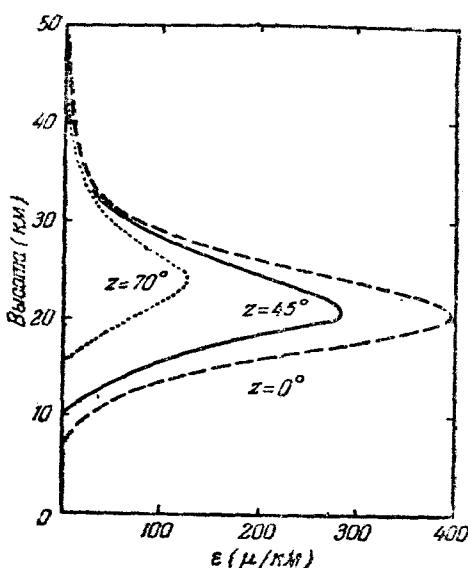
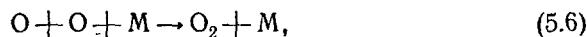


Рис. 37. Вертикальное распределение озона при разном зенитном расстоянии Солнца.

кован Джонсоном, Перселлом, Таузи и Ватанабе<sup>42</sup> в 1952 г. Они исходили из реакций (1), (2), (4.1), (4.6) и (5.1), а, кроме того, учитывали ещё две реакции:



Эти авторы считают, что для слоёв, расположенных выше 50 км, где относительная концентрация атомного кислорода увеличивается над слоем озона располагается переходный слой « $\text{O}_2 - \text{O}$ » — пере-

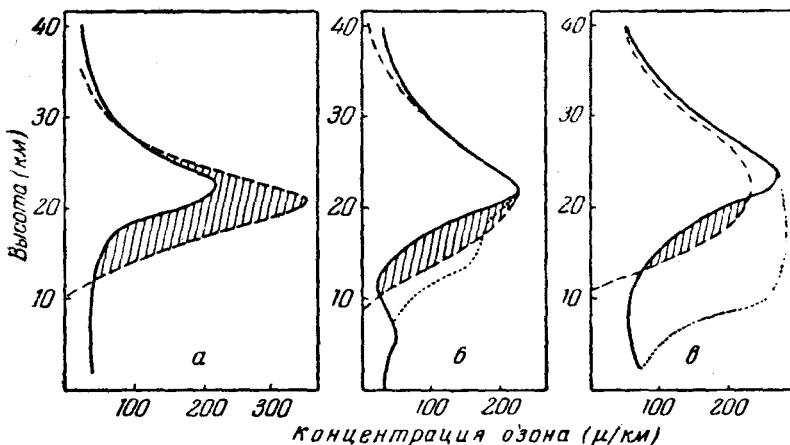


Рис. 38. Схематическое сопоставление осреднённых кривых распределения озона на высоте, наблюдаемых на разных широтах, с вычисленными по фотохимической теории: *а* — экватор; *б* — 47° с. ш.; *в* — 70° с. ш. Сплошная линия — наблюдения, прерывистая — теоретический расчёт, точечный пунктир — второй максимум, наблюдаемый весной в умеренных и высоких широтах.

ход от почти не диссоциированного кислорода  $\text{O}_2$  к почти полностью диссоциированному; см., например, Митра<sup>1</sup>), пренебрегать реакцией рекомбинации кислорода (5.6), как это делалось многими для основной части озоносферы<sup>72, 75, 76</sup>, нельзя. Уравнения для скорости изменения концентрации атомов О и молекул  $\text{O}_3$  записываются в виде

$$\frac{dn_1}{dt} = 2D_2n_2 + D_3n_3 - 2k_{11}n_1^2n_1 - k_{12}n_1n_2n - k_{13}n_1n_3 + k_{23}n_2n_3, \quad (5.8)$$

$$\frac{dn_3}{dt} = -D_3n_3 + k_{12}n_1n_2n - k_{13}n_1n_3 - 2k_{33}n_3^2 - k_{23}n_2n_3. \quad (5.9)$$

При расчётах были принятые численные значения параметров, входящих в уравнения (5.8) и (5.9), указанные в табл. VI. Величины  $D_2$  и  $D_3$  взяты из работы Крейга<sup>76</sup>, который их вычислял

Таблица VI

Численные значения параметров в уравнениях (5.8) и (5.9)

Высота, км	$T$ °К	$n$	$k_{11} \cdot 10^{32}$	$k_{12} \cdot 10^{35}$	$\frac{k_{12}}{k_{13}}$
30	225	$4,2 \cdot 10^{17}$	1,8	6,8	$4,5 \cdot 10^{-19}$
40	265	$8,5 \cdot 10^{16}$	2,0	7,4	$5,6 \cdot 10^{-20}$
50	280	$2,3 \cdot 10^{16}$	2,0	7,6	$3,1 \cdot 10^{-20}$
60	260	$7,5 \cdot 10^{15}$	2,0	7,3	$7,0 \cdot 10^{-20}$
70	215	$2,0 \cdot 10^{15}$	1,8	6,7	$9,0 \cdot 10^{-19}$
80	190	$4,5 \cdot 10^{14}$	1,7	6,3	$5,4 \cdot 10^{-18}$
90	225	$1,0 \cdot 10^{14}$	1,8	6,8	$4,5 \cdot 10^{-19}$

Высота, км	$k_{33}$	$k_{23}$	$D_2$	$D_3 \cdot 10^3$
30	$2,5 \cdot 10^{-32}$	$1 \cdot 10^{-34}$	$2,0 \cdot 10^{-11}$	0,6
40	$1,1 \cdot 10^{-28}$	$2 \cdot 10^{-30}$	$8,0 \cdot 10^{-10}$	4,5
50	$1,4 \cdot 10^{-29}$	$5 \cdot 10^{-29}$	$1,2 \cdot 10^{-9}$	8,2
60	$4,0 \cdot 10^{-29}$	$9 \cdot 10^{-31}$	$1,8 \cdot 10^{-9}$	8,7
70	$2,5 \cdot 10^{-33}$	$5 \cdot 10^{-36}$	$3,3 \cdot 10^{-9}$	8,8
80	$6,4 \cdot 10^{-36}$	$6 \cdot 10^{-40}$	$6,0 \cdot 10^{-9}$	8,9
90	$2,5 \cdot 10^{-32}$	$1 \cdot 10^{-34}$	$1,0 \cdot 10^{-8}$	9,0

с учётом ракетных измерений <sup>77</sup> ультрафиолетовой радиации Солнца 10 октября 1946 г. Данные для  $n$  и  $T$  получены путём простого осреднения результатов ряда ракетных измерений <sup>78</sup>,  $n_2$  вычислены в предположении, что на всех высотах кислород присутствует в количестве 21%. Отношение  $k_{12}/k_{13}$  взято из работы Эйкена и Платта <sup>71</sup>, значения коэффициентов  $k_{11}$ ,  $k_{33}$  и  $k_{23}$  — из работы Дютиша <sup>75</sup>, а коэффициента  $k_{12}$  — из работы Шрёра <sup>72</sup>.

Уравнения (5.8) и (5.9) были упрощены путём исключения членов, содержащих коэффициенты  $k_{33}$  и  $k_{23}$ , которые во всей рассматриваемой области атмосферы весьма малы по сравнению с главными членами уравнений. Соответственно этому уравнения фотокимического равновесия были использованы в виде

$$2D_2n_2 + D_3n_3 - 2k_{11}n_1^2n - k_{12}n_1n_2n - k_{13}n_1n_3 = 0, \quad (5.10)$$

$$-D_3n_3 + k_{12}n_1n_2n - k_{13}n_1n_3 = 0. \quad (5.11)$$

Из этих уравнений можно получить выражение для  $n_1$ :

$$n_1 = \frac{D_2 n_3}{k_{11} n_1 n + k_{13} n_3}, \quad (5.12)$$

и тогда можно записать уравнение (5.11) в форме

$$n_3 = \frac{k_{12} n_1 n_2 n}{D_3 + k_{13} n_1}. \quad (5.13)$$

Последние две формулы служили для вычислений  $n_1$  и  $n_3$  в области 30—90 км. Результаты вычислений вместе с наблюдёнными концентрациями озона приведены в табл. VII и на рис. 39.

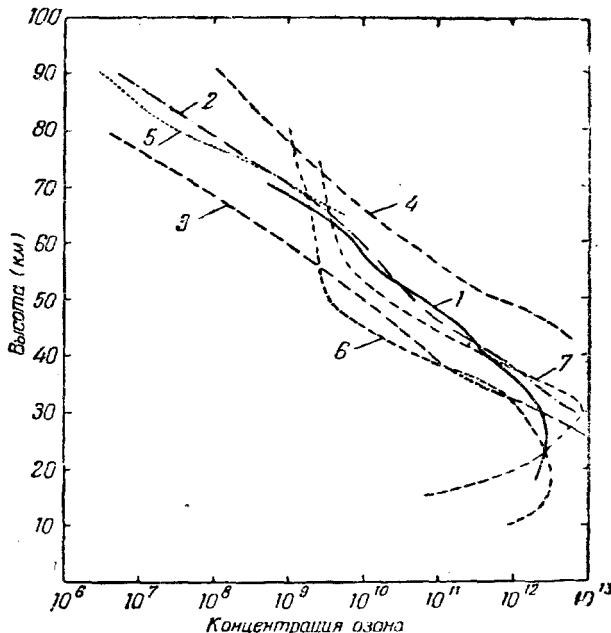


Рис. 39. Сопоставление концентраций озона в верхней части озонового слоя, полученных путём ракетных измерений (кривая 1) и путём расчётов на основе теории фотохимического равновесия; 2 — Джонсон и др.<sup>42</sup>; 3 — Вульф и Деминг (A); 4 — Вульф и Деминг (D); 5 — Бейтс и Николе; 6 — Дютш; 7 — Крейг.

Согласие между результатами измерений и вычислений хорошее. На рис. 39 приведены кривые, рассчитанные другими авторами. Результаты Крейга и Дютша не согласуются с экспериментальными данными. Причину этого Джонсон и др.<sup>42</sup> видят в том, что и Крейг и Дютш пренебрегли тройными столкновениями (5.6). На этом основании они не включали член  $2k_{11}n_1^2n$  в уравнение (5.8), положив  $k_{11}=0$ , что весьма облегчало задачу и позволяло легко

решить уравнения (5.12) и (5.13) относительно  $n_3$ . Однако это упрощающее предположение не оправдывается для области выше 60 км, для которой оба слагаемых в знаменателе уравнения (5.12) имеют одинаковый порядок величины. Бейтс и Николе<sup>57</sup> учитывали

Таблица VII  
Концентрация атомов О и молекул О<sub>3</sub>  
в озонасфере

Высота, км	Измеренные $n_3$	Вычисленные	
		$n_3$	$n_1$
30	$2,5 \cdot 10^{12}$	$6,7 \cdot 10^{12}$	$1,7 \cdot 10^9$
40	$4,6 \cdot 10^{11}$	$4,8 \cdot 10^{11}$	$2,0 \cdot 10^{10}$
50	$5,5 \cdot 10^{10}$	$4,3 \cdot 10^{10}$	$4,4 \cdot 10^{10}$
60	$7,3 \cdot 10^9$	$7,0 \cdot 10^9$	$1,0 \cdot 10^{11}$
70	$6,0 \cdot 10^8$	$1,2 \cdot 10^9$	$1,9 \cdot 10^{11}$
80	...	$7,6 \cdot 10^7$	$2,7 \cdot 10^{11}$
90	...	$5 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^{11}$

реакцию (5.6), но брали несколько отличающиеся значения констант. Их кривая примерно совпадает с расчётомами Джонсона, Перселя, Таузи и Ватанабе. Таким образом, по мнению этих авторов<sup>42</sup> экспериментальные данные должны рассматриваться как прямое подтверждение того, что тройные столкновения (5.6) являются существенными для баланса озона в верхней части озонного слоя (выше 60 км).

Вульф и Деминг<sup>79-81</sup> рассматривали пять вариантов с разными численными значениями отношений  $k_{12}/k_{13}$  и  $D_2/D_3$ . Они считали, что распределение энергии в спектре Солнца соответствует чёрному излучению при температуре 6000°К, что даёт завышенные значения по сравнению с величинами, установленными путём ракетных измерений. Их крайние варианты  $A$  и  $D$  показаны на рис. 39.

По последним вычислениям Дютша<sup>103</sup> концентрация молекул О<sub>3</sub> в верхней части озонного слоя составляет  $7 \cdot 10^7$  (на высоте 80 км),  $1 \cdot 10^9$  (70 км),  $6 \cdot 10^9$  (60 км),  $3,4 \cdot 10^{10}$  (50 км) и  $8,5 \cdot 10^{10}$  (40 км).

#### ПРОБЛЕМА «ОЗОН — ПОГОДА»

6. Содержание озона как консервативное свойство воздуха. В предыдущем параграфе, вычисляя равновесную концентрацию озона, мы не интересовались вопросом о времени, необходимом для установления фотохимического равновесия. Между тем этот вопрос очень важен для понимания роли озона в основных атмосферных процессах. В ряде работ последних лет делалась

попытка оценить скорость восстановления нарушенного равновесия. Николе<sup>82</sup> исходил из уравнения

$$\frac{dn_3}{dt} = 2D_2 n_2 - \frac{2}{3} \frac{k_{13}}{k_{12}} \frac{D_3 n_3^2}{n_2}, \quad (6.1)$$

в правой части которого первый член определяет скорость образования молекул озона, а второй — скорость их разрушения. Ясно, что скорость возвращения к равновесию зависит от мощности поглощаемой солнечной радиации. Вычисленное по (6.1) время  $t$ , которое требуется для восстановления фотохимического равновесия, зависит от высоты  $h$ :

$h$ (км)	32	25,5	19	12
$t$ (сек.)	$10^3$	$2 \cdot 10^3$	$10^6$	$10^{10}$

Согласно этим данным в слоях озонасферы, расположенных выше 25 км, имеет место фотохимическое равновесие; его нарушения быстро восстанавливаются. Ниже 20 км нарушения ликвидируются так медленно, что распределение озона по высоте должно определяться в основном характером этих нарушений, а не фотохимическими реакциями. Уровень 25 км является как бы переходным от одного механизма, регулирующего вертикальное распределение, к другому («критический уровень»).

К аналогичным выводам пришли и другие исследователи, однако оценки уровня фотохимически-равновесной озонасферы не всегда совпадают. Так, по Шрёру<sup>72</sup> фотохимическое равновесие достигается лишь выше уровня 33—35 км. По его подсчётом время, необходимое для образования (от нуля) равновесной концентрации (если пренебречь фотодиссоциацией озона), составляет:

$h$ (км)	45—50	40—45	35—40	30—35	25—30	20—25
$t$ (сек.)	$8 \cdot 10^3$	$2 \cdot 10^4$	$7 \cdot 10^4$	$5 \cdot 10^6$	$10^7$	$10^8$

Близкие к этим значениям были получены также Петцольдом<sup>69, 83</sup>. Время установления фотохимического равновесия по его вычислениям составляет 20 дней на высоте 30 км и увеличивается до трёх лет на высоте 20 км. Регенер указывает такие значения<sup>37</sup>: ниже уровня 25 км фотохимическое равновесие достигается за недели и месяцы, на высоте 35 км этот процесс требует дней, а в слое 45—50 км — порядка часа. По Вульфу и Демингу время, за которое равновесная концентрация успевает установиться наполовину, составляет дни на высоте 30 км и минуты — на высоте 60 км. Норманд<sup>84</sup> резюмирует имеющиеся данные следующим образом: равновесное состояние озона полностью осуществляется лишь выше 35 км. Ниже 35 км время восстановления равновесия быстро возрастает, достигая недель на высоте 27 км. По наиболее новым подсчётом Дютша<sup>133</sup> (1956 г.) время «полувосстановления» составляет  $4 \cdot 10^3$  сек (на высоте 50 км),  $3 \cdot 10^4$  (40 км),  $10^5$  (35 км),  $5 \cdot 10^5$  (30 км),  $4 \cdot 10^6$  (25 км),  $2 \cdot 10^7$  (20 км) и  $2 \cdot 10^8$  сек на высоте 15 км.

Несмотря на расхождение в результатах оценки скорости восстановления равновесной концентрации озона, полученных разными авторами (особенно Николе), они дают возможность сделать некоторые важные выводы. Фотохимическое равновесие полностью осуществляется лишь в верхней части озоносферы, выше 30—35 км, где всякое нарушение равновесия быстро (за день и меньше) восстанавливается действием солнечной радиации. На меньших высотах время восстановления равновесия становится весьма большим; начиная с уровня примерно 27 км оно достигает такой большой величины (около месяца и больше), что любое значительное нарушение равновесия практически уже не поддается заметному восстановлению. Вследствие этого озон, рассматриваемый как «примесь» к воздуху, приобретает новое качество: основная масса озона может считаться «консервативной» в том смысле, что в процессе даже медленных перемещений воздушных масс процентное содержание озона в данной порции воздуха остается практически неизменным. Соответственно этому проблема озона приобретает большое метеорологическое значение, в частности для изучения общей циркуляции атмосферы. За последние годы сложилось новое направление в исследовании атмосферного озона — метеорологическое, с которым мы должны познакомиться.

Из приведенных выше данных о скорости восстановления равновесной концентрации можно заключить и о том, что озон, расположенный ниже уровня 50 км (а в этой области находится почти весь атмосферный озон), не успевает, повидимому, реагировать на усиление (вспышки) ультрафиолетовой солнечной радиации во время извержений на Солнце, так как даже в слое 45—50 км процесс установления новой равновесной концентрации длится часами.

Значительные флуктуации распределения молекул  $O_3$  по высоте, особенно в нижней части озонового слоя, не могут вызываться фотохимическими причинами. Обсуждение этого вопроса, широко развернувшееся в работах последних лет, показывает, что флуктуации имеют, в основном, динамическую и циркуляционную природу.

Для понимания механизма переноса озона существенно наличие связи между характером вертикального распределения озона и его полным количеством в атмосфере. На рис. 40 представлен один из примеров такой связи — типичные кривые распределения озона по высоте при малом, среднем, высоком и очень высоком его содержании (по Гёцу<sup>102</sup>). На этой диаграмме показаны и линии равного процентного содержания озона в воздухе, которые можно рассматривать аналогично линиям равного содержания водяного пара в воздухе на тефиграммах. На тех высотах, где содержание озона является консервативным свойством, нетурбулентные вертикальные смещения воздуха должны описываться перемещением вдоль линий равного содержания озона. Процесс перемешивания (обмена) воздуха должен сопровождаться выравниванием процентного содержания озона. Нали-

чие озона в тропосфере, возможно, обусловлено поступлением его из стратосферы в результате турбулентного перемешивания<sup>85–87</sup>. Имея в виду рассмотренный выше консервативный характер процентного содержания озона в воздухе, нужно указать, что в нижних слоях атмосферы эта консервативность несколько нарушается процессами разрушения озона. Озон обладает высокой окислительной способностью и разрушается легко окисляющимися частицами

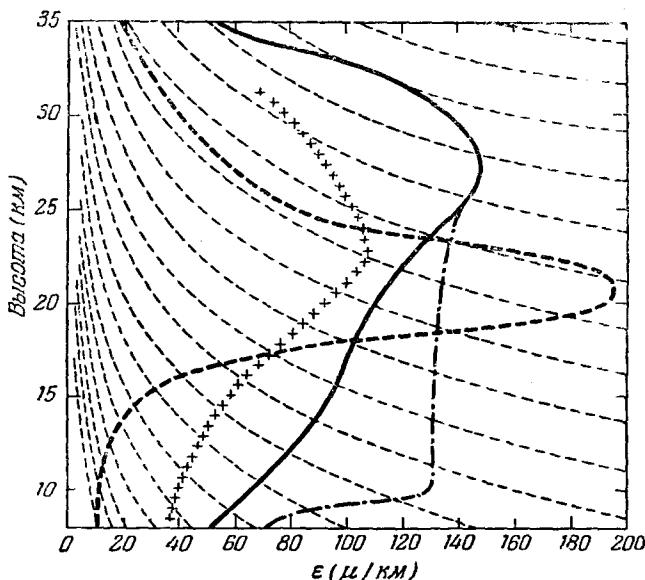


Рис. 40. Типичные кривые вертикального распределения озона при разном его количестве (по Гёцу): — малое содержание озона (Ароза, эффект обращения),  $x = 0,20 \text{ см}$ ; + + + среднее содержание озона (Штутгарт, зонд Регенера),  $x = 0,26 \text{ см}$ ; — высокое содержание озона (Тромсё, эффект обращения),  $x = 0,34 \text{ см}$ ; - - - очень высокое содержание озона (Тромсё, эффект обращения),  $x = 0,40 \text{ см}$ ; тонкий пунктир — линии равного процентного содержания озона в воздухе.

органического происхождения, взвешенными в воздухе. Согласно Э. Регенеру<sup>85</sup>, процесс разрушения озона происходит особенно быстро на поверхности почвы благодаря действию легко окисляющихся органических веществ. Разрушающее действие может оказывать и радиация Солнца, соответствующая длинноволновой области поглощения молекул  $O_3$ ; подобное действие усиливается в присутствии паров воды. В тропосфере имеет место конвективный поток озона, направленный в целом вниз<sup>88</sup>; его источником является «материнский» слой озона (слой фотохимического образования озона), расположенный выше 20 км. По оценке Петцольда<sup>83</sup> на Земле за 1 год вертикальный поток озона переносит из «материнского» слоя

$10^9$  тонн озона. Весь имеющийся в атмосфере кислород проходит через озонированное состояние один раз за  $10^6$  лет.

В нижних слоях атмосферы происходят также процессы озонирования воздуха под действием грозовых электрических разрядов и радиоактивности почвы (а также, может быть, и радиоактивности аэрозольных частиц, взвешенных в атмосфере).

7. Связь озона с приземной барической ситуацией. Ещё в 1929 г. Добсон<sup>89</sup> обратил внимание на наличие связи между изменениями содержания озона от дня ко дню и условиями погоды (синоптической обстановкой). На материале наблюдений в районе Британских островов он показал, что к западу от центра наблюдается тенденция к повышению озонасодержания, а внутри антициклона происходит понижение содержания  $O_3$ . В последующие годы работами Добсона<sup>7</sup>, а также Тёнсберга и Лангло<sup>92</sup>, обобщивших обширный материал наблюдений в Скандинавии, проблема «озон — погода» была значительно продвинута вперед выводами о флюктуациях озона вблизи фронтальных систем. Затем, по мере накопления материала, стали появляться, как это нередко бывает в подобных случаях, взаимно противоречивые результаты<sup>84</sup>. Но последующее расширение аэрологических исследований и выяснение синоптики более высоких слоев атмосферы привели к тому, что проблема стала приобретать достаточную определённость и постепенно выяснились очень существенные факты.

Многочисленные работы, опубликованные за последние годы по обсуждаемому вопросу, можно разделить на пять групп:

1. Рассмотрение метеорологических условий, определяющих содержание озона в приземном слое воздуха.

2. Сопоставление вариаций общего количества озона в атмосфере  $x$  с наземными метеорологическими наблюдениями.

3. Сопоставление вариаций  $x$  с данными аэрологических исследований.

4. Анализ изменчивости кривых вертикального распределения озона до больших ( $30 - 50$  км) высот с учётом аэрологических данных.

5. Теоретическое изучение возможных влияний адвективных и динамических процессов в атмосфере на количество озона  $x$  и его распределение по высоте.

Первой группы работ (см., например,<sup>88</sup>) мы почти не будем касаться. Во второй группе основное значение имеют многолетние исследования Добсона и ряда его сотрудников в районе Британских островов, подробное изложение которых можно найти в статье Добсона<sup>7</sup>, опубликованной ранее в «Успехах физических наук». Здесь следует только указать, что работы, выполненные в последующие годы в других странах, подтвердили основные выводы Добсона. Из многолетних наблюдений Тёнсберга и Лангло<sup>92</sup> в северной Норвегии также следует, что низкое содержание озона  $x$  обнаруживается в тёплом секторе и в области, охватываемой тёплым

фронтом, причём уменьшение  $x$  часто упреждает тёплый фронт на несколько сот километров. Исследуя вариации озона в связи с движением индивидуальных циклонов, они пришли к выводу, что существует зависимость скорости изменения  $x$  от скорости движения циклонов.

Тёнсберг и Шалонж<sup>91</sup> ещё в 1936 г. установили значительный рост озона при прохождении холодного фронта, что полностью подтвердилось дальнейшими наблюдениями в Норвегии<sup>92</sup>.

Обработка аналогичных материалов для Японии, полученных за период январь 1951 г.—сентябрь 1952 г. на обсерватории

Рис. 41. Изменения количества озона  $x$  на разном расстоянии от центра антициклона. Стрелка указывает направление продвижения антициклона (Япония).

Метеорологического исследовательского института в Токио ( $35^{\circ}42' \text{ с.ш.}$ ,  $139^{\circ}39' \text{ в. д.}$ ), привела Мияке и Кавамура<sup>93, 94</sup> к следующим заключениям. В области перемещающегося антициклона наблюдаются положительные отклонения (увеличение) содержания озона от среднего значения в зоне, простирающейся на 1000 км впереди центра антициклона и на 300 км сзади него. Эти данные можно иллюстрировать диаграммой (рис. 41), на которой по оси абсцисс отложены расстояния между пунктом наблюдения и центром антициклона, как он определяется по приземной карте погоды; стрелка указывает направление перемещения антициклона.

Подтверждается вывод Добсона об увеличении содержания озона после прохождения холодного фронта. Большая часть наблюдений относится к барических системам (на приземных картах погоды) такого типа, как показано на рис. 42. Указанная сверху область низкого давления локализуется в Охотском море или близ Сахалина, а область низкого давления, указанная слева, соответствует антициклону, продвигающемуся с континента.

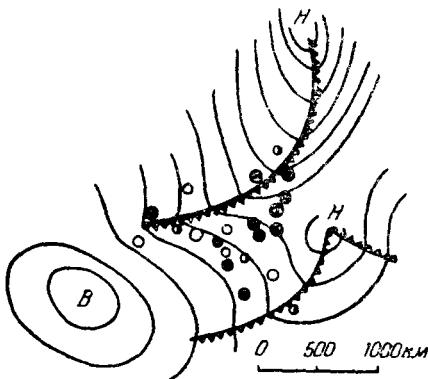
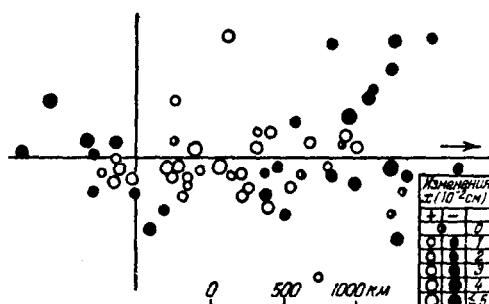


Рис. 42. Изменения количества озона вблизи центра типичного циклона (значение кружков см. на рис. 41).

Однако отмечаются и некоторые отличия в характере этих явлений на азиатском побережье Тихого океана по сравнению с тем, что было установлено Добсоном для Европы. Из наблюдений в Шанхае Лёже нашёл, что при прохождении через пункт наблюдений центра Сибирского антициклона обычно наблюдаются положительные отклонения количества озона от средней нормы, а вблизи минимума давления в циклоне — отрицательные отклонения. Между тем в Европе наблюдаются минимальные количества озона в тылу антициклона<sup>89</sup>. Это противоречие пытался устраниить Хаурвиц<sup>95</sup>, который предположил, что как антициклон, простирающийся над Китаем, так и тыл циклона над Западной Европой имеют над собой ложбину низкого давления, находящуюся в более высоких слоях атмосферы.

В работах Мияке и Кавамура<sup>93, 94</sup> также отмечается, что наблюдаемая над Токио связь между вариациями озона и приземной барической ситуацией больше походит на связь, установленную в Шанхае, чем на закономерности в Европе. Мияке и Кавамура установили для типичной приземной карты погоды в Японии (рис. 42), что на территории между двумя холодными фронтами наблюдается понижение количества озона  $x$  и иногда имеет место минимум вблизи центра.

Что касается экваториальной области, то, как было установлено наблюдениями обсерватории Кодайканал, межсуготочные вариации озона там едва выражены и связи их с погодой не обнаружено<sup>84</sup>.

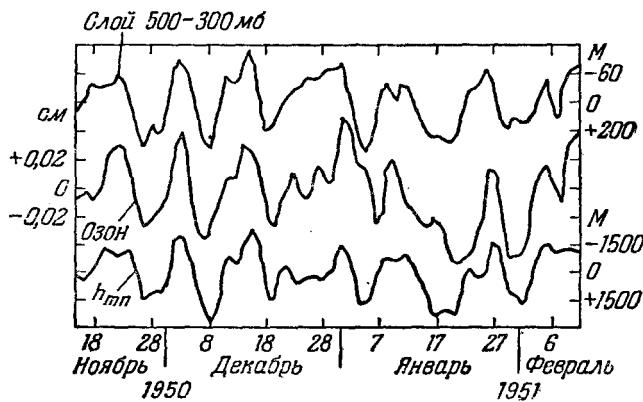


Рис. 43. Сглаженные кривые изменений количества озона  $x$ , высоты тропопаузы  $h_{tp}$  и толщины слоя 500—300 мбар в зимние месяцы над Оксфордом.

**8. Озон и циркуляционные процессы.** Сопоставления вариаций количества озона в атмосфере  $x$  с данными аэрологических исследований позволили установить существование довольно чёткой корреляции между содержанием озона  $x$ , высотой тропопаузы  $h_{tp}$  и толщиной слоя 500—300 мбар  $Th_{400}$ . На рис. 43 в качестве примера приведены сглаженные кривые для изменений  $x$ ,

$h_{\pi n}$  и  $Th_{400}$  в течение трёх месяцев зимы 1950—1951 гг. над Оксфордом (Англия). На этом графике вертикальная шкала для  $h_{\pi n}$  и  $Th_{400}$  ориентирована сверху вниз. Благодаря сглаживанию этих кривых на них отчётливо выявляются долгопериодические колебания трёх элементов, происходящие, в общем, взаимно согласованно. Но корреляция не является полной, в отдельных случаях согласованность между изменениями  $x$ ,  $h_{\pi n}$  и  $Th_{400}$  нарушается. Для рассматриваемого трёхмесячного периода такой случай встречается на той неделе, середина которой приходится на 9 января 1951 г. В остальном ход кривых тождественен.

Такого рода связь между  $x$  и  $h_{\pi n}$  выявляется во многих других географических районах. Например, из наблюдений Юхансена<sup>96</sup>, проводившихся в течение  $3^{1/2}$  лет (май 1941 г. — октябрь 1944 г.) в Тромсё, получена зависимость, показанная на рис. 44. Эти данные

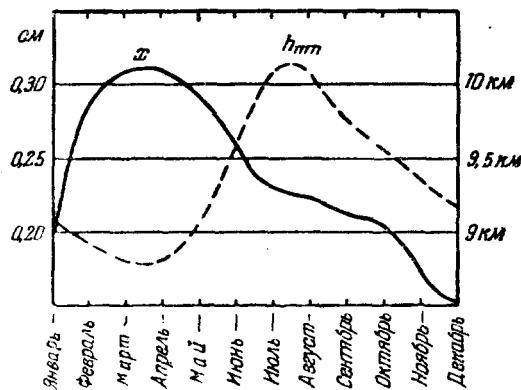


Рис. 44. Средний годовой ход количества озона  $x$  и высоты тропопаузы  $h_{\pi n}$  над Тромсё (Юхансен).

охватывают 941 определение  $x$  и  $h_{\pi n}$ . Юхансен сработал их статистически и вычислил коэффициент корреляции  $r(x, h)$  между отклонениями  $\Delta x$  и  $\Delta h_{\pi n}$  от средней кривой годового хода. Среднее значение коэффициента корреляции для Тромсё получается  $r(x, h) = -0,54$ . Для Оксфорда по первоначальным исследованиям Мизама<sup>97</sup>  $r = -0,56$ .

Есть основания считать, что рассмотренная связь между количеством озона и высотой тропопаузы имеет циркуляционную природу. С этой точки зрения большой интерес представляет исследование Ш. А. Безверхнего, показавшего на материале наблюдений в Алма-Ате (70 измерений озона в 1953 г.), что количество озона зависит от типа циркуляции<sup>98</sup>. Он использовал для анализа карты абсолютной барической топографии (АТ) вплоть до высот 300-мб поверхности, а для больших высот — данные зондирования в отдельных пунктах.

так. Для характеристики синоптической обстановки были взяты макротипы циркуляции, разработанные в Казахском гидрометеорологическом институте М. Х. Байдалом<sup>99</sup>. В табл. VIII приведены характеристики трёх типов, обобщающие 7 разновидностей. Результат сопоставления изображен на рис. 45, по которому видно, что различным типам соответствует существенно различное содержание озона.

Кроме такого общего сопоставления, были построены для всех случаев траектории движения воздушных частиц в течение трёх — семи суток. Траектории строились по данным шаропилотных наблюдений, наименее на карты АТ<sub>500</sub>. Сопоставления траекторий с количеством озона подтвердило выводы. Три характеристические траектории, отвечающие трём выбранным типам циркуляции, приведены на рис. 46. Анализ карт АТ<sub>500</sub> и данных высотной барической топографии для поверхностей 300 и 200 мб показал, что барические центры, определяющие типы II и III, в дни с хорошей корреляцией двигаются согласованно на указанных уровнях.

Однако встречаются даты, для которых не получается подобной связи. Одной из причин этого может быть существенное изменение массы на пути её следования вследствие вертикального перемещения. Некоторое суждение об этом можно составить по величинам турбу-

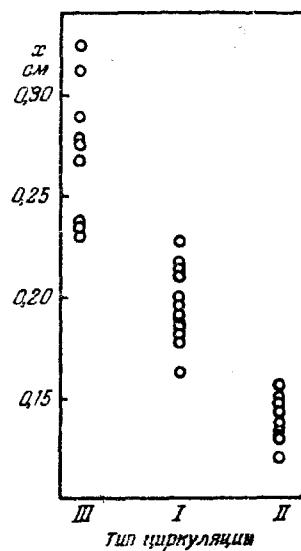


Рис. 45. Среднее за день содержание озона над Алматой для трёх типов циркуляций (Ш. А. Безверхний).

Макроциркуляционные типы по М. Х. Байдалу

Тип	Название типа	Характеристика типа
I	Широтный	Движение барических систем и воздушных масс в западно-восточном направлении со скоростями, большими, чем для остальных типов.
II	Меридиональный — C	Вынос тепла с юга на Казахстан. Основной наземный и высотный максимумы расположены над Западной Сибирью и Казахстаном.
III	Меридиональный — E	Заток холода воздуха либо непосредственно с севера, либо с некоторой широтной составляющей.

лентности или вертикальной составляющей скорости на соответствующих высотах. Вертикальные движения воздуха в стратосфере могли бы быть измерены с помощью радиозонда<sup>100</sup>, однако не удалось проследить эту величину по всей траектории движения массы из-за отсутствия нужных для этого наблюдений на сети станции<sup>98</sup>. Но некоторые выводы были получены на основании качественных суждений о конвективных движениях в воздушной массе по стратификации

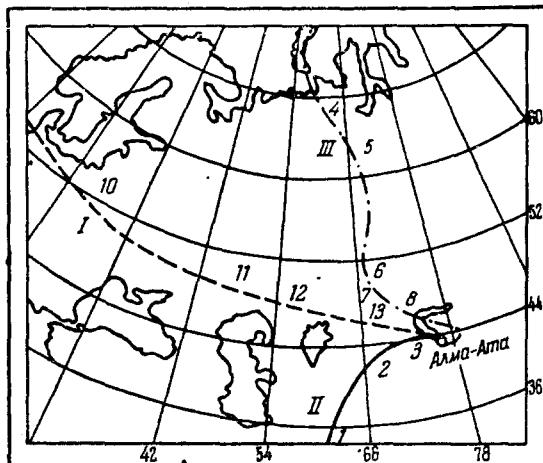


Рис. 46. Траектории движения воздушных частиц к Алма-Ате на высоте 500-мб поверхности (для масс, пришедших в Алма-Ату: I — 14.9.1953; II — 4.9.1953; III — 9.4.1953).

данного слоя, определяемой для соответствующих дат и пунктов следования массы.

Выяснилось, что в тех случаях, когда озонаметрические наблюдения не укладываются в схему (рис. 45), весьма вероятны явления, способствующие изменению озонасодержания воздушной массы по пути её следования (перемешивание слоёв, значительная турбулентность и т. д.). Например, 2.7.1953 в Алма-Ате было измерено количество озона не менее  $x = 0,307 \text{ см}$ , хотя имела место циркуляция типа I. Вертикальный градиент температуры для Актюбинска (29.6, 17 час.), Балхаша (1.7, 06 час) и Алма-Аты (2.7, 06 час) на высотах 10—15 км (есть данные, что в этом слое процентное содержание озона подвержено особенно большим колебаниям, изменение концентрации озона здесь значительно больше, чем процентное изменение всего озона в атмосфере<sup>90</sup>) достигал  $7,5 \text{ град/км}$ . При столь больших градиентах может возникать интенсивное вертикальное перемешивание, вследствие которого в рассматриваемый слой могло быть занесено некоторое количество озона из вышележащих слоёв, где концентрация озона больше. Для дат

с хорошо выраженной связью картина выглядит иной. Для высот более 11 км обычно имеют место градиенты  $\gamma \leqslant 0$ .

Норманд изучал причины колебаний количества озона над Оксфордом по высотным картам 300-мб поверхности<sup>84</sup>. На рис. 43 приведены данные, относящиеся к зимним месяцам; исследуем отдельную большую флюктуацию озона, начавшуюся 8.12.1950. На рис. 47

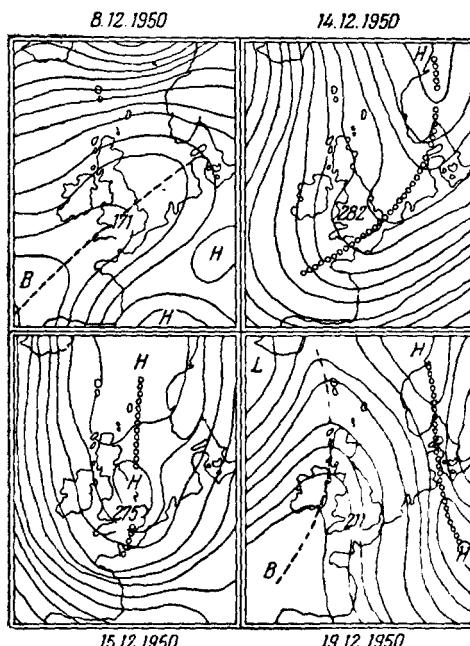


Рис. 47. Высотные карты (300-мб поверхность) в дни с низким и высоким содержанием озона над Оксфордом, соответствующие долгопериодному колебанию в высоких слоях в декабре 1950 г.

приведены карты для 8, 14, 15 и 19 декабря. В эти дни наблюдались низкое, высокое, высокое и соответственно снова низкое содержание озона (количество озона в тысячных долях сантиметра указано на картах). Низкое содержание озона совпадает с прохождением над Оксфордом высотного гребня, а высокое — с прохождением ложбины. В целом этот случай представляет собой пример заключенного длинноволнового процесса в высотном течении. Источник богатого озоном воздуха 14 и 15 декабря, так же как и 4 декабря, находится, повидимому, в области зимней Арктики.

Другая иллюстрация (рис. 48) высотных условий в зимнее время состоит из карт 21, 28 и 31 января и 6 февраля 1951 г. (низкое, высокое, снова низкое и соответственно высокое содержание озона). Этот период охватывает два больших колебания на кривой рис. 43. Здесь видна аналогичная картина: высокое содержание озона 28 января и 6 февраля связано с высотной ложбиной, а низкое 21 января — с высотным гребнем над южной Англией. Кarta барической

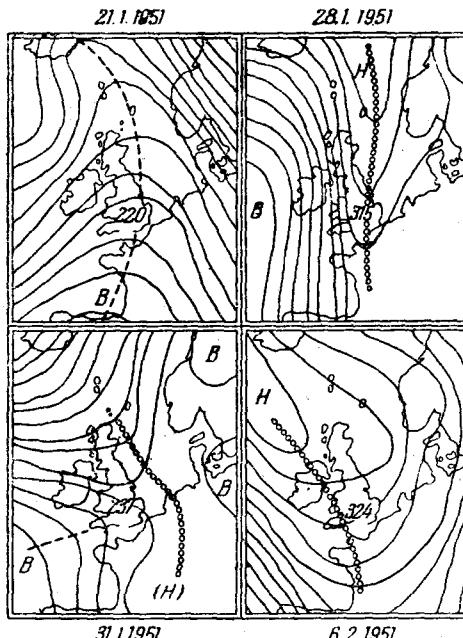


Рис. 48. Карты высотной топографии (300 мб) для дней с низким и высоким содержанием озона над Оксфордом в период двойного длиноволнового колебания в январе — феврале 1951 г.

топографии, соответствующая малому количеству озона 31 января, показывает более сложную обстановку: наличие гребня, надвигающегося на ложбину, или, может быть, правый край появляющегося струйного течения. В районе Оксфорда находится гребень, и хотя неподалеку располагается область низкого давления, но на публикуемых Метеорологической службой Англии картах расположение изobar является строго и безусловно антициклональным<sup>84</sup>.

На рис. 49, построенном так же, как диаграмма на рис. 43, приведены данные для весны<sup>84</sup> (11 февраля — 30 мая 1951 г.). Давно установлено, что весна — время наибольшей активности озона: наступает максимум в годовом ходе общего количества озона в атмосфере  $x$ ,

становится наибольшим межширотный градиент  $x$ , особенно большими делаются и флуктуации  $x$ . Это последнее видно и на рис. 49.

Рассмотрение этих кривых показывает, что за немногими исключениями и весной существует большое сходство между тремя кривыми. Анализ карт высотной барической топографии приводит к таким же выводам, как и зимой. Увеличение или уменьшение количества озона совпадает с направлением ветра, указывающим на более северные или соответственно более южные источники. В дни с очень высоким содержанием озона над Оксфордом проходит ложбина низкого давления (на уровне 300 мб), а в дни с очень малыми — вы-

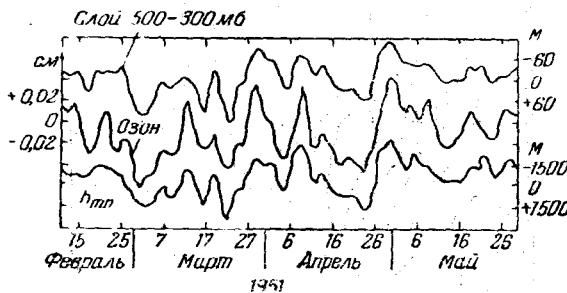


Рис. 49. Сглаженные кривые изменения количества озона  $x$ , высоты тропопаузы  $h_{mn}$  и толщины слоя 500—300 мб над Оксфордом (весна).

сотный гребень. В качестве примера рассмотрим двойное колебание между 22 марта и 9 апреля. Четыре карты (рис. 50) относятся к дням с низким, высоким, снова низким и высоким содержанием озона и позволяют без колебаний связывать малые значения  $x$  с антициклоном, а большие — с областью низкого давления.

Аналогичные выводы следуют из анализа оxfordских данных для лета и осени<sup>84</sup>.

Механизм связи количества озона  $x$  с циркуляционными процессами в стратосфере был уточнён наблюдениями за температурным режимом стратосферы. Ш. А. Безверхний установил<sup>98</sup>, что существует корреляция атмосферного озона с температурой в стратосфере  $t$ . Для Алма-Аты наилучшая связь приходится на высоту 13 км, где коэффициент корреляции  $r(x, t) = 0,88 \pm 0,03$ . Автор заключает, что непериодические изменения температуры связаны с процессами циркуляции, и озон, как консервативная характеристика несущей его воздушной массы, может служить мерой связи температуры с адвекцией в стратосфере<sup>98</sup>. Обращает на себя внимание, что удовлетворительная корреляция имеет место лишь в сравнительно тонком слое 11—14 км. Связь между количеством озона и температурой нижних слоёв стратосферы может пролить свет на рассмотренную выше корреляцию количества озона с высотой тропопаузы (см. рис. 43, 44, 49 и 50), поскольку изменения высоты тропопаузы, как это хорошо теперь известно, обычно сопровождаются вариациями темпе-

ратуры такого рода, что понижению тропопаузы соответствует потепление нижних слоёв стратосферы и похолодание в верхних слоях тропосферы. Поэтому рассмотрим несколько других исследований связи озона с температурой стратосферы.

Обширный материал был получен Юхансеном<sup>96</sup> для северной Норвегии (Тромсё), который сопоставлял вариации озона с измене-

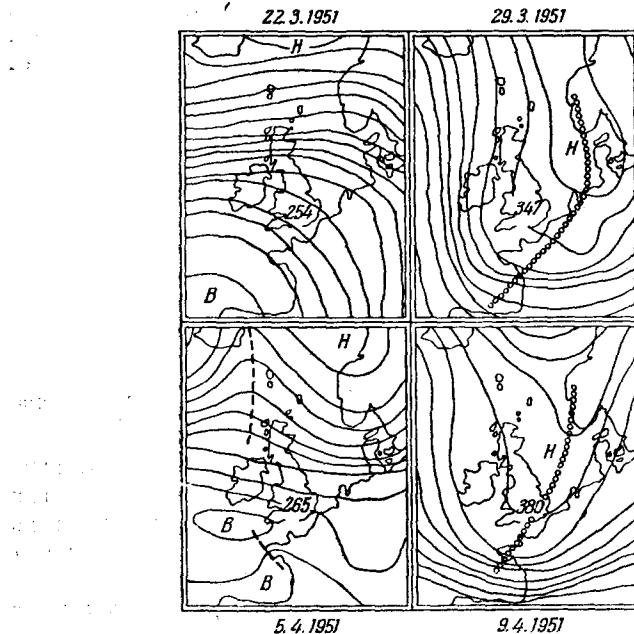


Рис. 50. Карты высотной топографии (300 мб) для дней с низким и высоким содержанием озона над Оксфордом в период двойного длинноволнового колебания в марте — апреле 1951 г.

ниями температуры на высотах 6 и 12 км (высота тропопаузы над Тромсё составляет<sup>101</sup> в среднем 9,4 км со средним годовым изменением 1,5 км). Для исключения влияния годовых вариаций вместо межсуточных изменений рассматривались каждодневные отклонения от сглаженной кривой годового хода. Данные (всего 1135 случаев) были распределены на 6 групп, по 4 месяца в каждой. Полученные таким способом коэффициенты корреляции для высоты 6 км (среднее значение  $r(x, t_6) = -0,56 \pm 0,03$ ) указывают на увеличение количества озона при уменьшении температуры. Для температуры  $t_{12}$  на высоте 12 км корреляция с озоном положительная. Среднее значение для периода февраль — сентябрь получается  $r(x, t_{12}) =$

$= 0,53 \pm 0,04$ , что хорошо согласуется со значением для Оксфорда<sup>97</sup>  $r(x, t_{12}) = 0,56$ .

Юхансен<sup>96</sup> также исследовал связь вариаций количества озона  $x$  с температурой и давлением и потенциальной температурой  $\theta$  на высотах 6, 9, 12 и 15 км для периода апрель — сентябрь. Коэффициент корреляции  $r(x, \theta)$  озона с потенциальной температурой по величине близок к  $r(x, t)$  и примерно таким же образом изменяется с высотой. Значения для Оксфорда несколько выше и обнаруживают тенденцию к росту с высотой<sup>97</sup>. Для высоты 18 км в Оксфорде была получена очень тесная корреляция ( $r = +0,70$ ). Для выяснения наличия такой тенденции в условиях Тромсё Юхансен дополнительно изучил материалы зондирований, достигавших высоты 18 км, хотя таких было мало и относились они к июню — августу разных лет. Результаты обработки показывают, что самая высокая корреляция относится к уровню 12—14 км. Этот вывод находится в хорошем согласии с результатами для Алма-Аты (наиболее близкая корреляция озона с температурой на высоте 13 км,  $r = 0,88 \pm 0,03$ ).

Примерно к этой же высоте (уровень 100 мб) относится наиболее высокая корреляция полного количества озона с температурой воздуха в стратосфере над Японией<sup>93</sup> (Аэрологическая обсерватория Татено,  $36^{\circ}03' с. ш.$ ,  $140^{\circ}08' в. д.$ ). Однако это справедливо лишь для весны (февраль — апрель). В период октября — января область самой тесной корреляции поднимается выше уровня 19,4 км (60 мб).

Вывод, полученный для Алма-Аты Ш. А. Безверхним<sup>98</sup>, о наибольшем содержании озона при таком типе циркуляции, когда воздух затекает с севера (см. табл. VIII и рис. 45), и аналогичный вывод Норманда для Оксфорда<sup>84</sup> подтверждается наблюдениями в Японии, где западный ветер в стратосфере не влияет на содержание озона, а северный вызывает его увеличение. Наилучшую корреляцию ( $r = 0,60$ ) Мияке и Кавамура<sup>93</sup> нашли для слоя, расположенного на 5 км выше тропопаузы, что соответствует, в зависимости от колебаний тропопаузы, высоте 15—18 км над уровнем моря.

9. Роль адвекции. Рассмотренные выше явления показывают, что флуктуации полного количества озона  $x$  в зависимости от условий погоды есть следствие постоянно происходящего в атмосфере пространственного перераспределения воздушных масс с разным содержанием озона. Одной из причин перераспределения является адвекция, т. е. горизонтальный перенос воздуха. В среднем  $x$  возрастает с географической широтой пункта наблюдений. Ветер с севера, т. е. полярные массы воздуха, приносит больше озона, чем тропический воздух с юга. Одно время в адвекции видели чуть ли не единственную причину межсезонных вариаций озона. Но накапливавшийся постепенно фактический материал заставил изменить этот взгляд.

С этой точки зрения большой интерес представляют закономерности широтного распределения озона. В первые 15—20 лет систем-

матических наблюдений за озоном была установлена примерная картина, согласно которой количество озона  $x$ , хотя бы в среднем, возрастает с широтой во всём интервале широт от экватора до полюса. Но в 1949—1951 гг. анализ всего накопившегося материала наблюдений заставил во многом уточнить эту картину. На рис. 51

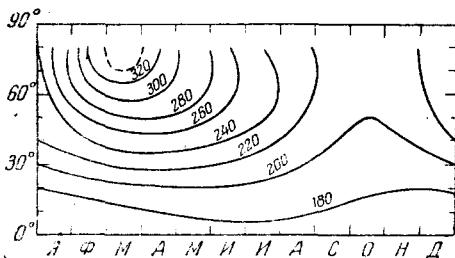


Рис. 51. Сезонные и широтные вариации озона (по Гёцу).

приведена построенная Гёцем<sup>102, 103</sup> диаграмма изоплет, показывающая широтную зависимость  $x$  для каждого месяца в году. Расположение изоплет показывает, что предполагавшаяся зависимость количества озона от широты имеет место лишь весной, а в остальные части года максимум озона прихо-

дится на зону 60° с. ш. К таким же выводам пришёл к 1950 г. Крей<sup>76</sup>. В 1952 г. Лангло<sup>104</sup> указал, что средняя годовая зависимость озона от широты на меридиане западной Европы отличается замечательной особенностью — постоянством между параллелями 70° и 45° с. ш. По месячным данным изменение  $x$  с широтой велико только с февраля по май, а в другие сезоны градиент  $x$  вдоль меридиана мал. Для сентября и октября Лангло нашёл удивительно небольшую разницу значений  $x$  между 70° с. ш. и экватором.

В течение большей части года адвекция, во всяком случае в меридиональном направлении, не может оказывать существенного влияния на содержание озона в воздухе. Лишь в весенние месяцы градиент озона в направлении север — юг велик и может эффективно влиять на пространственное распределение озона.

Вообще говоря, кроме основного градиента озона в направлении север — юг, может существовать и оказывать своё действие зональный градиент. Лангло<sup>104</sup>, сравнив среднее распределение озона вдоль меридиана с 24-часовыми вариациями озона по широте 62°, пришёл к заключению, что зональное распределение озона может оказывать большее влияние на межсезонное изменение  $x$ , чем меридиональное. Этот вопрос изучался также Юхансеном<sup>96</sup>. Он сопоставил годовой ход коэффициента корреляции между полным количеством озона и высотой тропопаузы и температурой на высоте 6 и 12 км (характеристики этой корреляции приводились выше) с годовым ходом горизонтального градиента озона между двумя пунктами, отличающимися больше своими долготами, чем широтами (Донбасс, 62,1° с. ш., 9,1° в. д. и Тромсё, 69,7° с. ш., 18,9° в. д.). Наибольший положительный градиент озона был обнаружен в период февраль — май, причём горизонтальный градиент достигает максимального значения

в апреле. Это хорошо согласуется с годовым ходом коэффициентов корреляции, наибольшие значения которых относятся также к апрелю — маю. Однако в период июнь — ноябрь горизонтальный градиент озона оказывается малым, а между тем величина коэффициентов корреляции показывает наличие в этот период несомненной связи между озоном и указанными характеристиками состояния верхних слоев тропосферы и нижних слоев стратосферы.

Всё это заставляет предположить, что в течение большей части года главная роль в пространственном перераспределении озона должна принадлежать не адвекции, а каким-то другим процессам.

Характер этих процессов к настоящему времени можно считать выясненным хотя бы в общих чертах. Среди них большое значение имеет вертикальный перенос в атмосфере — турбулентное перемешивание и восходящие или нисходящие потоки.

10. Вертикальные потоки в атмосфере. Мияке и Кавамура<sup>93, 94</sup> изучали связь озона с высотной барической топографией на материале наблюдений в Японии. Они использовали карты абсолютной топографии 500-мб поверхности и пришли к заключению, что у фронта ложбины на этом уровне существуют восходящие, а в тылу — нисходящие потоки; в нижней стратосфере направление потоков обратное. Исходя из этого, они исследовали связь между верти-

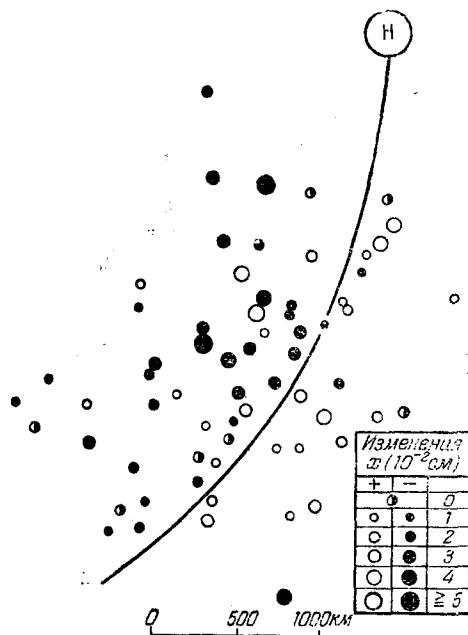


Рис. 52. Распределение отклонений полного количества озона в атмосфере  $x$  от нормы около типичной ложбины на 500-мб поверхности (Япония).

кальными движениями и вариациями озона. Оказалось, что при прохождении над станцией фронта или тыла ложбины на уровне 500 мб наблюдались положительные и соответственно отрицательные изменения количества озона. Этот вывод иллюстрируется диаграммой (рис. 52), на которой  $H$  обозначает центр низкого давления на 500-мб поверхности, кривая линия указывает положение ложбины

(её фронт находится справа), а кружочки — отклонения количества озона от нормы. Из этих данных Мияке и Кавамура делают вывод, что полное количество озона в атмосфере  $x$ , определяемое у земли, увеличивается при наличии нисходящих потоков в нижней стратосфере.

Эти выводы соответствуют высказывавшимся ещё ранее соображениям о возможном влиянии на величину  $x$  крупномасштабных вертикальных движений и связанных с ними динамических процессов в атмосфере<sup>95</sup>. Николе<sup>82</sup> и Дютш<sup>75</sup> вычисляли влияние на количество озона горизонтальной конвергенции или дивергенции, сопровождающих крупномасштабные вертикальные движения. Расчёт, произведённый Ридом<sup>105, 106</sup>, показал, что эти процессы могут быть причиной таких изменений полного количества озона в атмосфере, которые составляют около половины величины наблюдаемых флюктуаций озона. Сопоставляя результаты озоновых измерений в Нью-Йоркском университете с высотными картами погоды, Рид установил, что случаи больших положительных изменений  $x$  связаны с хорошо выраженнымми нисходящими потоками на уровне 10, 13 и 16 км, причём скорость опускания наибольшая на меньшей из указанных высот и постепенно уменьшается с высотой.

Юхансен<sup>96</sup>, сопоставляя колебания атмосферного давления на уровнях 0, 3, 6, 9 и 12 км и высоты тропопаузы с вариациями количества озона, пришёл к заключению, что в обычном циклоне, движущемся на восток, колебания приземного давления могут рассматриваться как результат двух взаимнокомпенсирующих процессов, происходящих под и над бездивергентным уровнем. Если высотная дивергенция настолько интенсивна, что она по своему действию превосходит конвергенцию в нижнем слое, то происходит снижение приземного давления, и наоборот. Перераспределение масс воздуха в нижних слоях атмосферы не оказывает влияния на распределение озона, в то время как конвергенция и дивергенция в слоях, расположенных под тропопаузой и над ней, вызывают изменения количества озона в соответствии с тем, что дали расчёты Николе<sup>82</sup>, Дютша<sup>75</sup> и Рида<sup>106</sup>. Обусловленное этими процессами горизонтальное распределение количества озона  $x$  характеризуется высокими значениями  $x$  на территории, где происходит рост приземного давления, и малыми  $x$  — в области падающего давления. Соответственно этому горизонтальное распределение озона должно быть более или менее симметричным относительно высотных волн, что и наблюдается.

Рис. 53 представляет пример тесной связи между количеством озона и высотными волнами давления<sup>96</sup>. Эти кривые иллюстрируют длинные волны высотного давления над Тромсё, распространяющиеся с запада на восток, и показывают, что количество озона велико при прохождении высотной холодной ложбины и мало при прохождении высотного тёплого гребня. Как и следовало ожидать, исходя из существования большого влияния динамических процессов

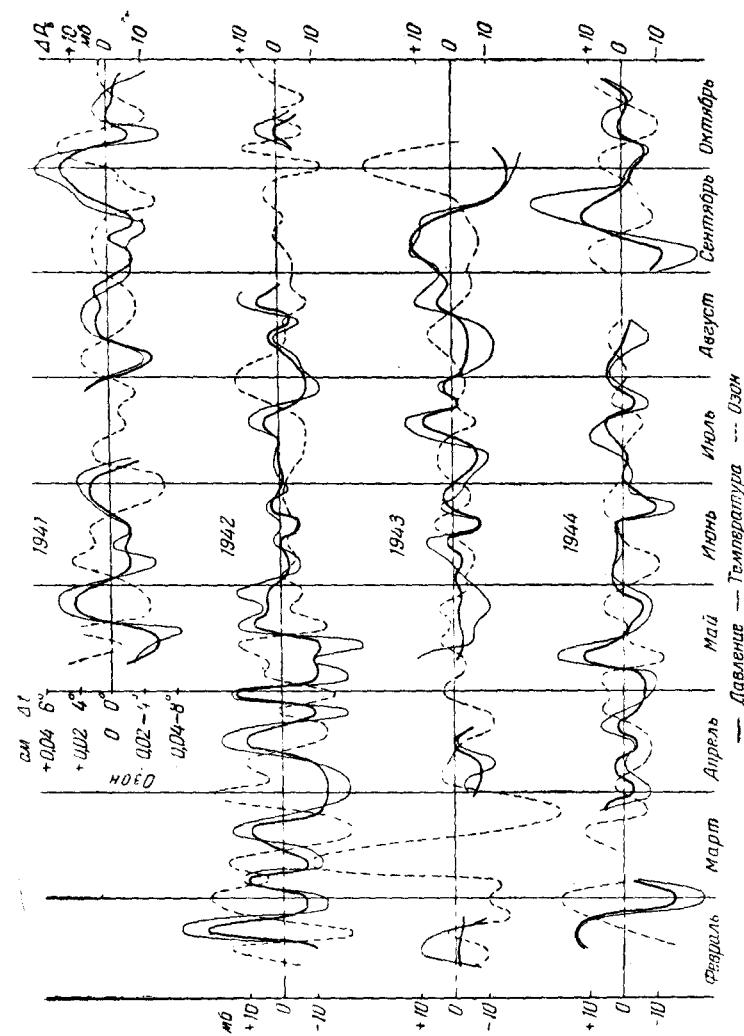


Рис. 53. Вариации средних 5-дневных значений атмосферного давления и температуры на высоте 6 км и полного количества озона,

в атмосфере на вариации озона, наибольшее изменение  $x$  наблюдается весной и осенью, когда особенно интенсивны барические системы. Заключение о влиянии конвергенции и дивергенции в верхних слоях тропосферы и нижних слоях атмосферы на вариации количества озона было подтверждено Юхансеном путём сопоставления флюктуаций озона с изоплетами потенциальной температуры<sup>96</sup>. Расположение изэнтроп указывает на восходящие движения вдоль поверхности тёплого фронта и нисходящие вдоль холодного фронта. В стратосфере изэнтропы изменяются почти параллельно тропопаузе. Периоды уменьшения количества озона характеризуются вертикальным сжатием изэнтроп и соответственно этому горизонтальной дивергенцией. Периодам увеличения озона соответствуют обратные изменения изэнтроп, т. е. вертикальное расширение и горизонтальная конвергенция.

11. Трансформация кривых вертикального распределения озона. Важные сведения о механизме пространственного перераспределения озона мы можем получить из рассмотрения изменчивости вертикального распределения озона. В § 6 были рассмотрены типичные кривые распределения при разном его количестве (рис. 40). Трансформацию одного распределения озона по высоте в другое вследствие вертикальных перемещений воздуха можно представить себе, например, в следующем виде<sup>84</sup>. Рассмотрим переход от кривой высокого ( $x = 0,34 \text{ см}$ ) к очень высокому ( $x = 0,40 \text{ см}$ ) содержанию озона (рис. 40). Такой переход не требует вертикальных перемещений над уровнем 25 км. Для него нужно опускание на 1 км на уровне 20 км и на 2 км на уровне 15 км, а около уровня 8 км снова не должно быть заметных вертикальных передвижек воздуха. Столб воздуха между уровнями 25 и 15 км должен испытать растяжение книзу и занять пространство между высотами от 25 до 13 км. Такое течение должно, очевидно, сопровождаться боковым сжатием (горизонтальной конвергенцией). Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в § 13.

Конечно, на характер вертикального распределения озона может влиять и адвекция. Это можно пояснить на примере одной из самых мощных флюктуаций озона, характерной для весны. Согласно английским исследованиям<sup>84</sup> в отдельные дни распределение озона над Оксфордом соответствует среднему содержанию озона ( $x = 0,26 \text{ см}$ ), а в это же время над Исландией количество озона велико ( $x = 0,34 \text{ см}$ ). Воздушное течение, направленное в стратосфере от Исландии на юго-восток, через несколько дней достигает Оксфорда. В пути благодаря вертикальной дивергенции или растяжению происходит преобразование распределения озона к такому, которое соответствует очень высокому его содержанию ( $x = 0,40 \text{ см}$ ). В результате над Оксфордом наблюдается повышение содержания озона на  $0,40 - 0,26 = 0,14 \text{ см}$ , в том числе повышение  $0,34 - 0,26 = 0,08 \text{ см}$ , обусловленное адвекцией, и на  $0,06 \text{ см}$ , вызванное

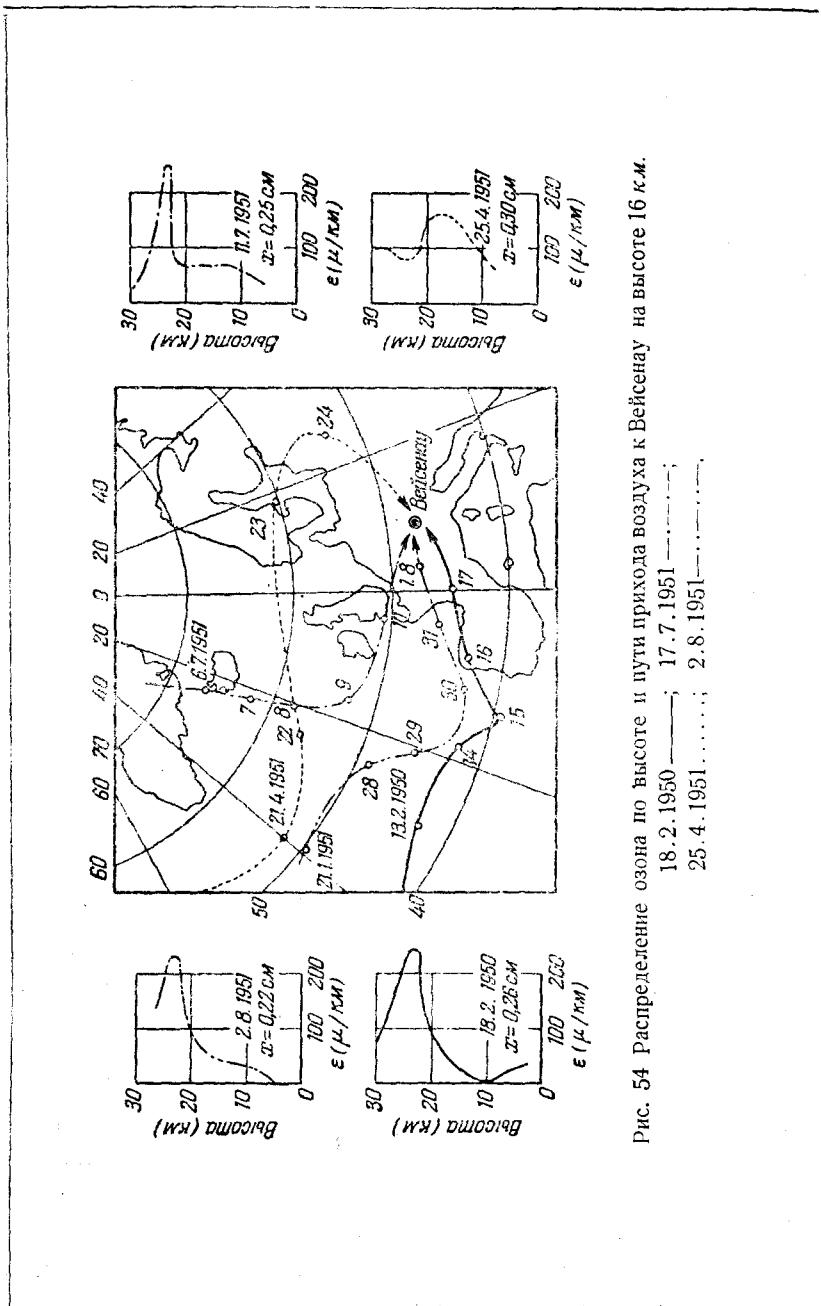


Рис. 54 Распределение озона по высоте и пути прихода воздуха к Вейсснау на высоте 16 км.

18.2.1950 —; 17.7.1951 - - -;  
25.4.1951 . . . . .; 2.8.1951 . . . . .

вертикальной дивергенцией. И другие достаточно многочисленные наблюдения за распределением озона по высоте подтверждают влияние адвекции, но лишь при некоторых условиях. На рис. 54 даётся сопоставление<sup>107</sup> четырёх кривых вертикального распределения озона с траекториями, по которым воздух на высоте 16 см приближался к пункту наблюдений (Вейсенгау, ФРГ). Кривые распределения озона были получены прямыми методами (подъём кварцевого спектрографа на шарах, см. § 3). Траектории движения воздуха позволяют судить о его «происхождении», т. е. о месте, откуда он прибыл. Это суждение является примерным, поскольку траектории воздуха на высоте 16 км, естественно, не дают сведений о движении воздуха на больших высотах. Тем не менее выявляется известная зависимость формы кривых распределения от происхождения воздуха. Обе левые кривые распределения озона имеют острый максимум на высоте 23 км; в обоих случаях воздух поступил из района Азор. Нижняя правая кривая показывает широкий максимум озоносодержания ниже 20 км и второй, слабо выраженный,— на высоте почти 30 км. Первый из них имеет явно адвективное происхождение. Траектория движения воздуха указывает путь из Северной Америки. В случае, соответствующем правой верхней кривой распределения, воздух на высоте 16 км прибыл из Гренландии, распределение озона по высоте отличается тем, что наряду с резко выраженным максимумом на уровне 23 км наблюдается удивительное постоянство количества озона в широком интервале высот 12—22 км.

Вернёмся к рассмотрению вертикального переноса озона, возникающего в результате турбулентного обмена, а также нисходящих или восходящих движений воздуха, и соответствующего сжатия или расширения озона. Петцольд<sup>83</sup> обработал 35 измерений концентраций озона в стрatosфере, выполненных прямыми методами (с помощью спектрографов, поднятых в разные годы и в разных странах в стратосферу на шарах и ракетах), и получил сезонный ход концентраций на разных уровнях (для средних широт). Его результаты представлены на рис. 55, где по оси ординат указана толщина (в долях сантиметра) приведённого слоя озона, находящегося в пределах указанных на графике высот. Несмотря на большой разброс точек, намечаются особенности сезонного хода на разных уровнях, причём в сумме получается удовлетворительное совпадение амплитуды и фазы со средним за много лет ходом озона по наземным измерениям. Ниже 20 км наблюдается весенний максимум, а в слое 20—25 км имеет место минимум летом. Выше 30 км существует, наоборот, летний максимум. Петцольд указывает четыре главных фактора, регулирующих сезонный ход концентраций озона на разных высотах и его общее количество<sup>36, 83</sup>.

1. Весенний максимум между высотами 10 и 20 км вызывается высотной адвекцией полярного воздуха. Количество озона в этом слое в среднем составляет 0,04 см.

2. Максимум озона в начале лета в области стратосферы, располагающейся выше 30 км, имеет фотохимическое происхождение. Здесь, как известно, осуществляется фотохимическое равновесие, уровень которого должен следовать за годовым ходом солнечного освещения.

3. Летний минимум между 20 и 25 км весьма вероятно связан с тем, что летом заметно усиливается турбулентный обмен, действием которого большое количество озона транспортируется в нижние слои атмосферы.

В слое между 25 и 30 км, как это видно из рис. 55, нет заметных сезонных изменений количества озона. Это, очевидно, вызывается тем, что для фотохимических влияний этот слой расположен слишком низко, а для конвективных — слишком высоко.

4. Если сопоставить между собой указанные выше три фактора, то оказывается, что для объяснения годового хода озона необходим ещё четвёртый фактор, а именно сжатие озона поздней осенью и его расширение поздней весной,—процессы, сопутствующие нисходящим или соответственно восходящим движениям воздуха.

На этом последнем вопросе нужно остановиться подробнее. Для выяснения влияния вертикальных движений воздуха удобнее пользоваться не абсолютными концентрациями озона в воздухе ( $\varepsilon$  в  $\mu/\text{км}$ ) на той или иной высоте  $h$ , а отношением «озон/воздух», т. е. отношением  $\varepsilon/\rho$ , где  $\rho$  — плотность воздуха.

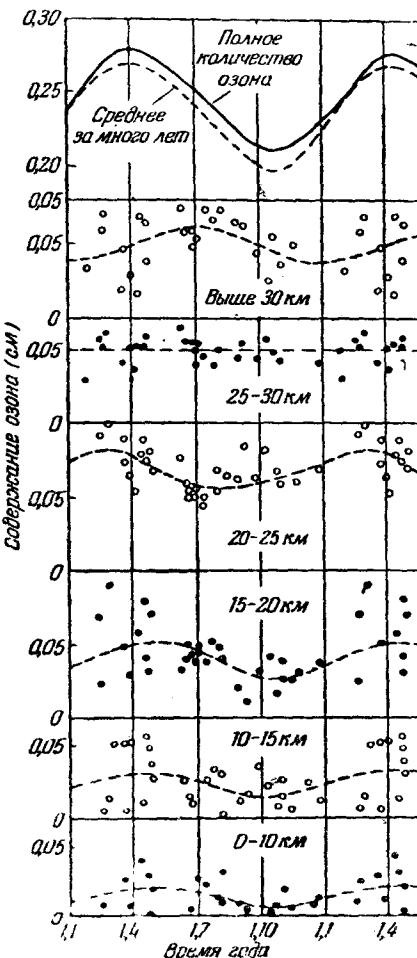


Рис. 55. Сезонный ход озона на разной высоте (по Петцольду).

Совершенно очевидно, что процесс вертикального обмена масс сопровождается выравниванием отношения озон/воздух вплоть до установления постоянного отношения по высоте, в то время как вертикальные потоки не могут повлиять на форму кривой распределения по высоте величины отношения озон/воздух.

На рис. 56 представлены кривые распределения озона по высоте над Вейсенау по измерениям прямыми методами<sup>83</sup> осенью 1953 г. Известно, что сезонный ход широтного распределения озона таков,

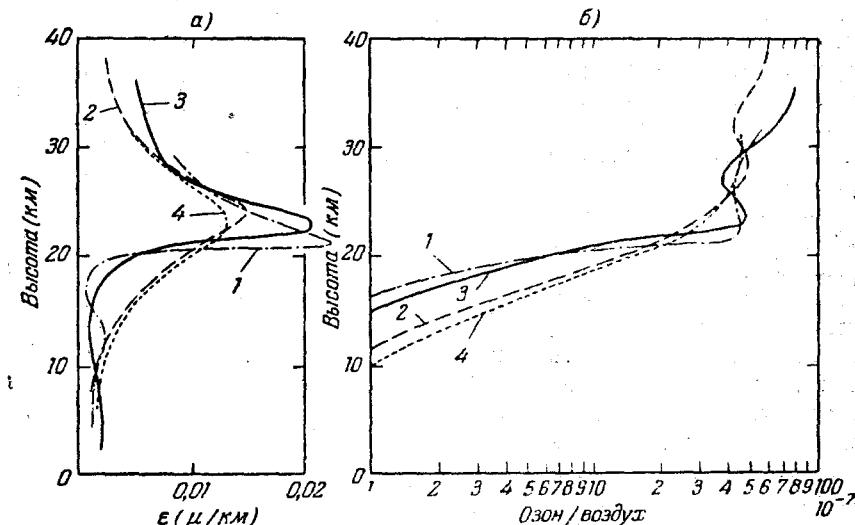


Рис. 56. Вертикальное распределение озона осенью над Вейсенау: 1 — 8.9.1953; 2 — 28.9.1953; 3 — 23.10.1953; 4 — 28.10.1953 (по Петольду).

что осенью градиент полного количества озона вдоль меридиана является наименьшим. Поэтому влияние адвекции в это время года должно быть выражено особенно слабо. Кривые 2 и 3 на рис. 56, б, достигающие высоты 37 км, указывают на наличие на высоте, в среднем, около 25 км первого плоского максимума, а около 29 км — минимума. Результаты ракетного зондирования озона показывают предположить наличие второго максимума на высоте примерно 40 км. Бросается в глаза, что первые максимумы и минимумы на двух рассматриваемых кривых лежат на существенно разных высотах. Такое же положение вещей можно видеть и на другой паре кривых 1 и 4, которые достигают высоты лишь 30 км, а также на кривых, измеренных разными методами (с помощью спектрографов, поднимаемых на шарах — зондах и ракетах, методом лунных затмений) в другие сезоны. Анализ материала показывает<sup>83</sup>, что можно определить ход кривых до высоты 50 км, причём постоянно

наблюдается повторяемость формы кривых. Всё это указывает на влияние вертикальных потоков. Их скорость по вычислениям Петцольда<sup>83</sup> (он исходил из данных рис. 56, б и учитывал время, необходимое для установления фотохимического равновесия) в среднем имеют величину порядка 1 см/сек на уровне ниже 35 км и примерно в 10 раз большую величину — на высоте 50 км.

Вряд ли случайным является и тот факт, что во всех случаях кривые вертикального распределения отношения озон/воздух пересекаются на высоте около 20 км, как это можно видеть и на рис. 56, б. По мнению Петцольда, это означает, что на данном уровне исчезают и нисходящие и восходящие движения воздуха и что направление движений над и под указанным уровнем взаимно противоположное<sup>83</sup>.

Явление в целом в простейшем случае можно представить себе как своего рода колебания, амплитуда которых над уровнем 20 км составляет по крайней мере 10 км. Таким способом можно весьма просто объяснить смену плоских и острых максимумов озона, примеры которой можно видеть на рис. 56, а. Едва ли возможно истолковать эту смену действием вертикального турбулентного обмена масс переменной интенсивности.

Из рассмотренных фактов можно сделать вывод и о том, что в стратосфере от времени до времени происходит перенос больших масс воздуха вверх до высоты 50 км и больше. Этот важный вывод должен быть в дальнейшем проверен на более обширном материале наблюдений.

Для объяснения сезонных вариаций озона, кроме указанных выше трёх факторов (годовой ход фотохимических процессов, сезонные изменения advection и турбулентный обмен), нужно ещё предположить наличие нисходящих движений воздуха весной и восходящих — осенью. По оценке Петцольда, основанной на рассмотрении сезонного хода отношения озон/воздух на разных высотах, скорость вертикальных потоков должна составлять примерно 0,1 мм/сек. Сезонные изменения этих вертикальных движений должны происходить параллельно сезонному ходу высоты тропопаузы<sup>83</sup>. Создаваемые ими (вследствие сжатия или расширения озона) вариации  $x$  имеют такую же количественную связь с изменениями высоты тропопаузы, какая уже была установлена для корреляции межсезонных изменений количества озона с высотой тропопаузы, а именно, что опусканию тропопаузы на 1 км соответствует повышение озоносодержания на 0,011 см, и наоборот<sup>97</sup>.

Рассмотрим, далее, некоторые вопросы, относящиеся к перераспределению озона по высоте в результате турбулентного обмена масс.

12. ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН. Характер влияния турбулентного обмена на распределение озона по высоте был указан в конце § 6. Особенно интенсивен вертикальный обмен в тропиках, поэтому рассмотрим отдельные явления, характерные для тропической зоны.

Познакомимся с результатами наблюдений, выполненных за последние годы в Индии на широте  $24^{\circ}26'$  с. ш. (обсерватория на горе Абу, долгота  $72^{\circ}43'$  в. д., высота 1200 м над уровнем моря) и на обсерваториях в Дели, Пуне и Кодайканале.

Межсуточные вариации количества озона на низких широтах выражены слабо. В северной части Индии в декабре — апреле, когда через страну проходят активные западные возмущения, флюктуации имеют такой же характер, как и на внетропических широтах, но наблюдаются реже и имеют меньшую амплитуду<sup>24</sup>.

Вертикальное распределение озона определялось на горе Абу, как и на других обсерваториях Индии, по методу обращения (см. § 1). Оно имеет характерные отличия от распределения озона в более северных районах. Главное из них состоит в крайне низком содержании озона в тропосфере и нижней части стратосферы (до 18 км). В слое 0—9 км озона так мало, что методом обращения часто он вовсе не обнаруживается. В слое 9—18 км озона очень мало, его количество в этом слое несколько возрастает при увеличении общего содержания озона  $x$ . Количество озона над уровнем 27 км несколько уменьшается в те отдельные дни, когда величина  $x$  аномально высока. Наблюдается высокая корреляция между  $x$  и количеством озона в слое 18—27 км, как об этом

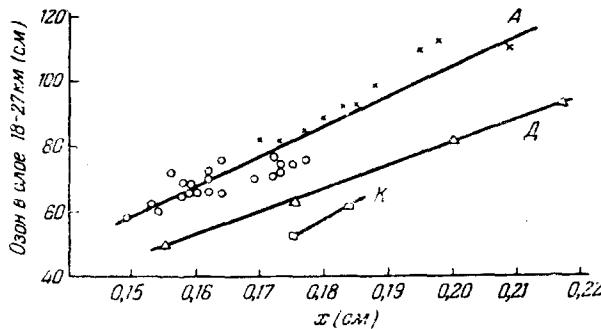


Рис. 57. Количество озона в слое 18—27 км в зависимости от общего содержания озона в атмосфере  $x$  (обсерватории Индии)  $A \times$  — Абу (февраль — март);  $A \circ$  — Абу (остальные месяцы);  $\Delta \Delta$  — Дели;  $K \square$  — Кодайканал.

можно судить по рис. 57, где представлены наблюдения на обсерватории Абу в октябре 1951 — ноябре 1952 и для сравнения приведены средние данные для Дели и Кодайканала. Высокая корреляция позволяет предполагать, что воздушные течения и конвергенция, связанные с центрами низкого давления западных депрессий, порой проникают высоко в стратосферу<sup>24</sup>.

В табл. IX приведены данные о средних распределениях озона по высоте, сгруппированные соответственно разным значениям  $x$  для

ряда индийских станций. Во втором столбце таблицы в скобках указано число наблюдений в данной группе.

Таблица IX

Осредненные распределения озона по высоте для разных количеств озона (средние по группам) для Абу, Дели, Пуны и Кодайканала (Индия)

Станция	Количество озона, см	Содержание озона (см) в слоях на разной высоте				
		высота в км				
		0—9	9—18	18—27	27—36	36—54
Абу	0,153 (4)	0	0,009	0,060	0,068	0,015
	0,159 (11)	0	0,009	0,068	0,068	0,015
	0,072 (8)	0	0,011	0,076	0,070	0,018
	0,180 (6)	0	0,010	0,086	0,060	0,019
	0,195 (4)	0	0,011	0,106	0,057	0,018
	0,209 (1)	9	0,014	0,111	0,064	0,012
Дели	0,155 (1)	9	0,015	0,049	0,069	0,013
	0,075 (3)	9	0,018	0,063	0,072	0,013
	0,200 (1)	9	0,023	0,091	0,073	0,013
	0,217 (1)	9	0,027	0,094	0,072	0,015
Пуна	0,169 (8)	1	0,013	0,065	0,065	0,025
Кодайканал	0,175 (4)	0	0,006	0,053	0,099	0,017

При обсуждении этих результатов нужно учитывать, что в тропиках тропопауза постоянно находится на большой высоте (16—17 км). В известном смысле можно считать, что постоянно наблюдаемое в тропиках низкое содержание озона (обычно  $x < 0,2$  см) подтверждает установленную для средних и высоких широт отрицательную корреляцию между высотой тропопаузы и количеством озона  $x$ . Замечательным является почти полное отсутствие озона в тропической тропосфере. Раманатхан и Кулькарни объясняют этот факт окислительным или каталитическим действием паров воды и других веществ, транспортируемых из нижних в высокие слои атмосферы конвективными потоками, что и обуславливает разрушение озона во всей толще тропической тропосфера<sup>24</sup>. Эти авторы предполагают также, что указанный процесс разрушения может усиливаться действием солнечного освещения, очень интенсивного в тропиках. В пользу этого взгляда, по их мнению, свидетельствуют такие факты, как быстрое исчезновение эпизодических вторжений озона в субтропическую тропосферу и постепенное убывание количества озона поздней весной и летом в атмосфере средних и высоких широт.

Раманатхан и Кулькарни рассматривают, кроме того, ряд явлений, дополнительно поясняющих и обосновывающих суждение об активном воздействии на озон интенсивной турбулентности и конвекции и крупномасштабных вертикальных движений. Над очагами холода, такими, как полярные области и большие континентальные пространства зимой, где тропопауза уже низка, массы стратосферного воздуха могут погружаться в тропосферу и располагаться над инверсиями, надолго сохраняя своё высокое озонасодержание. Озонометрические наблюдения Эмерта с самолёта отчётливо выявляли подобные случаи<sup>24</sup>. Однако озон исчезает, как только он попадает в конвективно активную область. Далее, как заметил Лангло, в среднем за год количество озона остаётся почти постоянным от Тромсё до Арозы и составляет около 0,235 см, но на широте 25° оно скачком уменьшается до 0,190 см. Это резкое изменение происходит параллельно изменению средней высоты тропопаузы. Можно сопоставить указанное явление с тем, что в северной части Индии заметные флюктуации озона наблюдаются лишь во время сезона западных атмосферных возмущений, и в этот период времени отмечается частое появление сложной (многоярусной) тропопаузы.

Кроме того, Раманатхан и Кулькарни отмечают, что в среднем высота тропопаузы варьирует в зависимости от широты в пределах от 17 до 9 км с весьма резким скачком или изломом между 16 и 12 км и ещё другим изломом вблизи полярного фронта. Хотя воздух между 9 и 16 км сильно стратифицирован, здесь имеют место крупномасштабные движения, как вертикальные, так и горизонтальные, особенно в области между 20° и 60° с. ш., связанной с условиями внетропической погоды.

Всё это указывает, по мнению Раманатхана и Кулькарни, на существование определённого механизма крупномасштабных, но медленных вертикальных движений воздуха между 8 и 25 км, транспортирующих озон из высоких слоёв в нижние, где он смешивается с парами воды и окисляющими частицами и вследствие этого разрушается.

Проблема атмосферного озона и его вариаций тем самым становится проблемой крупномасштабной турбулентности и циркуляции в верхних слоях тропосферы и нижней части стратосферы. Озоносферу можно представить себе как бы состоящей из трёх частей. Верхняя находится выше 27 км,— это «материнский слой», область фотохимического образования озона. Под ней располагается средняя часть, «убежище» озона, которое снизу ограничено тропопаузой или верхней частью тропосферы, в зависимости от развития конвективных движений. Здесь озонасодержание является в высокой степени консервативным свойством воздушных масс, озон в этой области защищён сверху (озоном же) от действия ультрафиолетовой радиации Солнца, снизу — от разрушающего действия водяных паров и атмосферных загрязнений. Нижняя часть озонасферы — это

область разрушения озона. Взаимодействие между указанными элементами сэнсферы осуществляется процессами крупномасштабной турбулентности и циркуляции.

13. Теория вопроса. В § 7—12 мы неоднократно касались теоретического истолкования тех или иных процессов, приводящих к изменению количества сенса в стратосфере. В заключение изложения проблемы «озон — погода» мы ещё раз обсудим её с теоретической точки зрения, попытавшись отчётливо представить, вопрос в целом, насколько это позволяет достигнутая в настоящее время степень изученности рассматриваемых сложных и многообразных явлений.

Теория, учитывающая влияние адвекции, основывается на том факте, что, в общем, содержание озона в атмосфере  $x$  возрастает к северу; следовательно, адвекция с севера над пунктом наблюдения должна приводить к увеличению, а с юга — к уменьшению  $x$ . Теория, рассматривающая действие вертикальных движений, исходит из сжимаемости атмосферы: данная порция воздуха становится

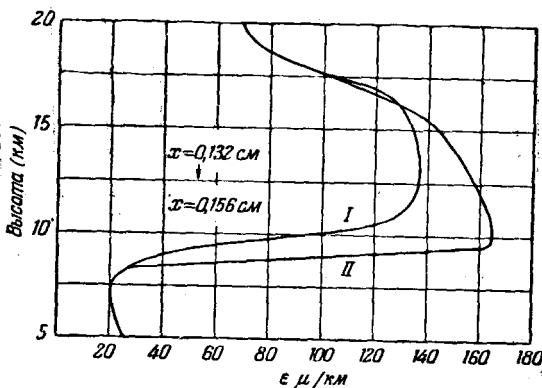


Рис. 58. Концентрация сенса  $\epsilon$  как функция высоты до опускания воздуха (кривая I) и после опускания (кривая II).

более плотной при спускании. Для тех атмосферных газов, плотность которых обычным образом зависит от высоты, вертикальные смещения не вызывают локальных изменений концентрации. Но концентрация озона в стратосфере обычно возрастает с высотой, поэтому нисходящие движения приводят к увеличению концентрации на заданном уровне, а восходящие — к уменьшению.

Подобные изменения были вычислены в 1945 г. Николе<sup>82</sup> и в 1946 Дютшем<sup>75</sup>. В дальнейшем эти расчёты были продолжены и уточнены Ридом<sup>105, 106, 115, 117</sup>, работам которого мы будем следовать в дальнейшем изложении. Начнём с вертикальных движений.

Концентрация озона  $\epsilon$ , задаваемая в  $\mu/km$ , эквивалентна плотности. Из-за сжимаемости атмосферы нужно учитывать горизонтальную дивергенцию, сопровождающую вертикальные смещения воздуха. Но если пользоваться безразмерным отношением озон/воздух, то учитывать дивергенцию не нужно. Разберём способ расчёта на примере. Кривая I на рис. 58 даёт предполагаемое  $10^6$  исходное распределение озона по высоте в области 5—20 км (из кривых Гёца, полученных путём наблюдений явления обращения<sup>86</sup>). Из общего количества озона в атмосфере  $x = 0,320 \text{ см}$  здесь заключено  $0,132 \text{ см}$ . Максимум озона на высоте около 13 км — это второй максимум, главный максимум располагался на высоте 26 км.

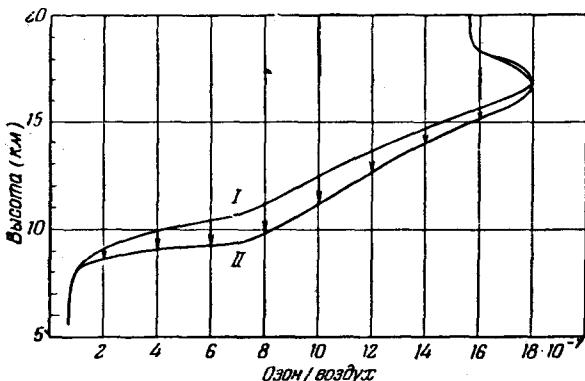


Рис. 59. Отношение «озон/воздух» как функция высоты до опускания воздуха (кривая I) и после него (кривая II).

Кривая I на рис. 59 даёт это распределение в единицах отношения озон/воздух. На этом же рисунке стрелками показано расстояние, на которое предположительно опустился воздух на той или иной высоте. Пересчитывая эту кривую в единицы концентрации  $\epsilon$ , получаем кривую II на рис. 58: количество озона в слое 5—20 км увеличилось на  $0,024 \text{ см}$  и составляет теперь  $0,156 \text{ см}$ .

Чтобы подсчитать положительные отклонения  $+\Delta x$  при опусканиях воздуха и отрицательные  $-\Delta x$  при его поднятиях, нужно найти то расстояние, на которое практически может опуститься или подняться воздушная частица относительно своего нормального уровня. Для этого были предложены разные методы, использующие высотные карты погоды. Рассмотрим один из них, применённый Ридом. Этот метод основан на простом и наглядном анализе поля температуры в нижней части стратосферы.

Зимой, севернее  $40^\circ$  с. ш., горизонтальный градиент температуры в среднем очень мал<sup>116</sup>. Поэтому часто встречающиеся на

высотных синоптических картах (например, на уровне 200 мб) сильно выраженные контрасты температуры почти целиком могут быть приписаны действию адиабатического нагревания и охлаждения, сопровождающих нисходящие или соответственно восходящие течения в стратосфере. Следуя этому представлению, можно получить наибольшие возможные смещения воздушных частиц  $\Delta h$  путём сопоставления средних аэрологических данных для рассматриваемого сезона с индивидуальными аэрологическими разрезами, отличающимися особо малыми или большими температурами в широком интервале высот. Интересующие нас разности высот можно в этом случае определить по точкам пересечения сухой адиабаты с двумя выбранными температурными разрезами.

Оценка этим способом даёт для наибольшего смещения  $\Delta h$  примерно 1,5 км. В рассмотренном выше примере (рис. 58 и 59) было принято наибольшее смещение 1,4 км; другие факторы, входящие в расчёт, были тоже выбраны так, чтобы дать большие значения. Таким образом  $\Delta x = 0,024$  см нужно считать величиной, близкой к верхнему пределу возможных изменений  $x$ , обусловленных нисходящими движениями. Можно показать, что другие способы расчёта не могут дать для  $\Delta x$  величины, больше указанной выше.

Отсюда можно заключить об относительной роли вертикальных движений и адвекции в межсезонных вариациях озона. Нужно иметь в виду, что наибольшие отрицательные изменения  $x$  ( вызванные восходящими движениями) меньше положительных, поскольку меньшими являются исходные значения  $\epsilon$ . Аналогичный расчёт даёт для отрицательных изменений  $\Delta x = 0,017$  см. В сумме мы получаем  $\Delta x = 0,040$  см. Есть основания считать эту величину максимальной для условий наибольших вариаций в средних широтах поздней зимой и ранней весной, когда, как известно, флюктуации озона выражены наиболее заметно. Но мы знаем, что наблюдения дают для  $\Delta x$  значения, достигающие 0,120 см. Следовательно, вертикальные смещения могут быть причиной примерно одной трети наблюдавшихся флюктуаций, остальное должно вызываться другими причинами, в первую очередь — адвекцией. На больших широтах, где флюктуации озона выражены сильнее, доля вертикальных движений должна быть соответственно меньше.

Исходя из рассматриваемых данных, можно представить себе механизм связи «озон — погода».

Ложбины давления в нижней части стратосферы обычно наблюдаются в тёплом воздухе, а гребни — в холодном. Эти тёплые и холодные области движутся со скоростью барической системы, отличающейся от скорости ветра — как правило, они продвигаются гораздо медленнее, чем компонента ветра в направлении движения системы. Другими словами, высотный ветер дует сквозь связанные с ним ссобенности рельефа поля давления и температуры. Отсюда следует, что тёплые и холодные области могут создаваться

динамически, в результате опускания или соответственно поднятия. Максимумы тепла или холода в ложбинах или соответственно гребнях указывают на то, что нисходящие и восходящие смещения являются наибольшими именно в этих областях. Таким образом, действием вертикальных движений создаются максимальные положительные отклонения в высотных ложбинах и максимальные отрицательные отклонения — в гребнях.

В то же время вследствие примерного совпадения траекторий и изобар в высоких слоях воздух, движущийся через стратосферную ложбину, подвергается наибольшему смещению к югу от его первоначального положения, а воздух в гребне — наоборот. Поскольку, в среднем, содержание озона в атмосфере  $x$  увеличивается к северу, смещение к югу в ложбине даёт добавку к нормальному значению  $x$ , т. е. создаёт дополнительное положительное отклонение  $+\Delta x$  в этой области; аналогичным образом адвекция к северу в гребнях создаёт отрицательные отклонения. Действия вертикальных движений и адвекции складываются, они совместно создают положительные флуктуации озона в высотных ложбинах и отрицательные — в высотных гребнях.

Связь флуктуаций озона с приземной погодой является естественным следствием наблюдаемой связи между высотными и приземными барических системами. Вообще высотные системы смещены к тылу приземных систем. Поэтому положительные флуктуации озона должны возникать в тылу приземного циклона, а отрицательные — в тылу приземного антициклона.

Изложенная идея поясняется на рис. 60. Предполагаемое первоначальное состояние с северо-южным градиентом озона и восточно-западными течениями показано на рис. 60, *a*. Предположим далее, что произошло нарушение, вызванное зональным потоком, так что воздух смещается к югу в ложбинах и к северу — в гребнях. На рис. 60, *b* тонкие сплошные линии представляют новое распределение озона и, в грубых чертах, дают схему потоков и изобар. Значения  $x$  указаны у этих линий, но следует заметить, что изменениям подвергается лишь часть величины  $x$ , относящаяся к озону, заключённому в нижних слоях стратосферы. Сделав нужные заключения о высотной метеорологической ситуации, связанной с этим нарушением, получаем указанное на рисунке схематическое поле температуры (пунктирные линии) и расположение тропопаузы (жирная линия) на уровне 200 мб.

Пока нами не было сделано никаких оценок влияния вертикальных движений. О них можно судить по рис. 60, *c*, на котором показано распределение отклонений  $\Delta x$  (в  $10^{-3}$  см), соответствующих полю температуры на предыдущем рисунке.

Если сложить изменения  $\Delta x$ , указанные на рис. 60, *c*, со значениями  $\Delta x$ , как они даны на рис. 60, *b*, то получаем распределение озона, показанное на рис. 60, *d*. Это распределение можно

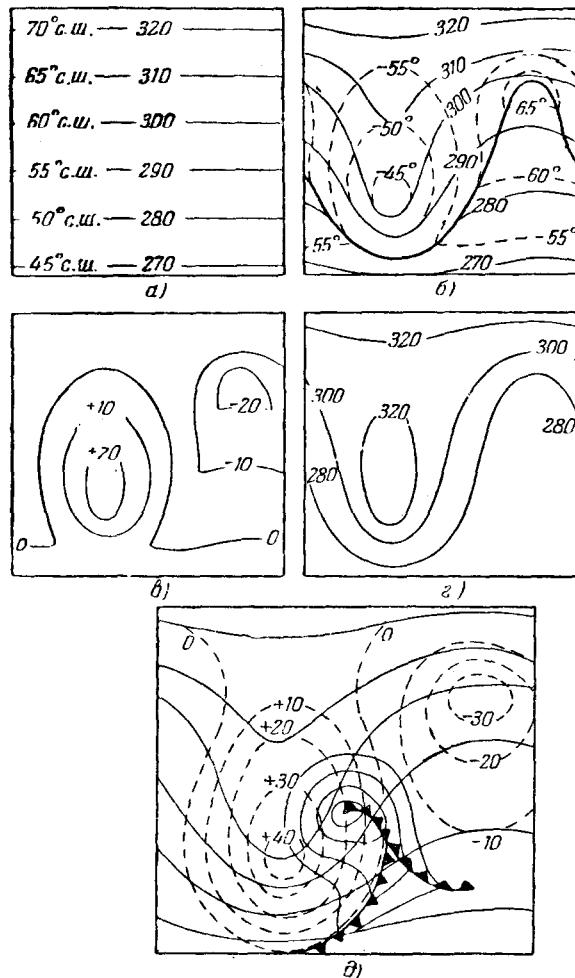


Рис. 60. Схематические диаграммы, поясняющие связь «озон—погода».

рассматривать как конечный результат совместного действия адвекции и вертикальных движений.

В заключение можно указать на рис. 60, *д*, на котором показаны высотная барическая ситуация (сплошные линии), приземная барическая обстановка (обычные обозначения) и полная величина флуктуации озона  $\Delta x$  (пунктирная линия). Эта последняя получена графическим вычитанием величин  $x$ , соответствующих нормальному распределению для данного сезона (рис. 60, *а*) из значений  $x$ , получившихся в результате рассмотренного нарушения (рис. 60, *г*). Налицо удовлетворительное совпадение этой теоретической картины с неоткрытыми из рассмотренных ранее эмпирических данных.

Получающаяся из этих расчётов большая роль адвекции должна приниматься с осторожностью. В § 9 были изложены данные, указывающие на то, что при определённых условиях погоды роль адвекции, повидимому, становится весьма незначительной. В частности, резко выраженный северо-южный градиент озона, положенный Ридом<sup>106</sup> (рис. 60, *а*) в основу изложенного выше расчёта, далеко не всегда и не везде имеет место.

В 1951 г. Рид и Джюлиус<sup>115</sup> провели количественный анализ двух наиболее часто предполагаемых механизмов вертикального переноса озона, а именно меридиональной циркуляции и турбулентного обмена масс. Их главный вывод состоял в том, что существующие представления о физических характеристиках атмосферы дают основания сомневаться, что какой-либо из указанных двух механизмов мог бы сам по себе объяснить удовлетворительным образом известные из наблюдений вариации распределения озона. Хотя это заключение нельзя считать окончательным, Рид в 1953 г. предпринял поиски других процессов, которые могли бы играть существенную роль в вертикальном переносе озона<sup>117</sup>. Он исследовал вертикальные вихревые потоки крупного масштаба на уровне тропопаузы, в которых, в качестве элементов турбулентности, действуют широкие нисходящие и восходящие течения, связанные с циклонами и антициклонами (или ложбинами и гребнями).

Количество озона, переносимое через горизонтальную площадку за единицу времени, можно выразить произведением  $q\omega$ , где  $q$  — плотность озона,  $\omega$  — вертикальная скорость. Применяя обычный метод анализа, можно написать

$$q = \bar{q} + q', \quad \omega = \bar{\omega} + \omega', \quad (13.1)$$

где черта сверху указывает на осреднение за 1 месяц, а штрих означает «мгновенные» отклонения от этой средней.

Осредняя по времени произведение  $q\omega$ , получаем:

$$\overline{q\omega} = \bar{q}\bar{\omega} + \overline{q'\omega'}. \quad (13.2)$$

Физический смысл уравнения (13.2) состоит в том, что осреднённый вертикальный перенос можно рассматривать состоящим из

двух частей. Первая  $\bar{q}\bar{w}$  даёт обмен путём вертикальных движений и меридиональной циркуляции. Вторая  $\overline{q'w'}$  означает поток, обусловленный крупномасштабными вихревыми движениями. Рассмотрим подробнее второе слагаемое.

Из определения рассматриваемых величин следует, что

$$\overline{q'w'} = \sigma(q) \sigma(w) r(q, w), \quad (13.3)$$

где  $\sigma$  обозначает стандартное отклонение данной величины, а  $r$  — коэффициент корреляции между ними. Поэтому верхний предел для величины крупномасштабного потока может быть найден непосредственно, если предположить наличие прямой строгой зависимости между  $q$  и  $w$ . Эта оценка может показать, заслуживает ли дальнейшего изучения рассматриваемый процесс по величине своего действия.

Последующий расчёт относится к потоку вблизи уровня 10 км и зимним условиям на средних широтах. На основе измерений вертикального распределения озона, выполненных Тёнсбергом и Ольсеном<sup>92</sup>, Рид<sup>117</sup> принимает значение  $\sigma(q) = 5 \cdot 10^{-11} \text{ г}/\text{см}^3$ . Из исследования Флигга<sup>118</sup> можно заключить, что для  $\sigma(w)$  следует принять величину 1 см/сек. Для  $r = 1$  уравнение (13.3) даёт  $\overline{q'w'} = 5 \cdot 10^{-11} \text{ г}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ .

Из тех же кривых Тёнсberга и Ольсена<sup>92</sup> можно получить грубую оценку среднего прироста озона в тропосфере (ниже 10 км). Расчёт даёт величину  $5 \cdot 10^{-12} \text{ г}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ , что прямо указывает на эффективность (при благоприятных условиях) рассматриваемого процесса. Для истолкования наблюдаемого на уровне тропопаузы потока озона в тропосферу достаточно принять  $r = 0,1$ .

Но насколько высока в действительности корреляция между  $q$  и  $w$  и существует ли она вообще? Прямого ответа на этот вопрос дать нельзя, поскольку не существует одновременных измерений обеих величин. Однако, если исходить из идеализированной физической модели, отвечающей известной из опыта связи между синоптической ситуацией и вертикальной скоростью и количеством озона, то можно попытаться независимо подсчитать вихревой поток, не употребляя никаких значений коэффициента корреляции. Сформулируем условия, которым должна отвечать наша модель.

1. Над данным пунктом на средней широте высотные системы гребень — ложбина проходят раз в четыре дня. Если считать, что скорость перемещения ложбины такова, что за день она перемещается на 10 градусов, это соответствует длине волны 40 градусов.

2. Вертикальная скорость равна нулю на дне ложбины и на вершине гребня и является максимальной на середине между ними.

3. Положительные и отрицательные отклонения озона выходят за пределы двух градусов к западу от линии ложбины и соответ-

ственno гребней. Это предположение основывается на статистике Мизама<sup>97</sup>, который установил, что максимальные положительные отклонения озона  $\Delta x$  наблюдаются примерно на 200 км западнее высотного гребня.

4. Вертикальные скорости и отклонения озона изменяются во времени в данном пункте синусоидально.

Последнее может быть выражено математически следующим образом:

$$\left. \begin{aligned} q' &= Q \sin \frac{\pi}{48} (t - 20), \\ w' &= W \sin \frac{\pi t}{48}, \end{aligned} \right\} \quad (13.4)$$

где  $Q$  и  $W$  — амплитуды вариаций. В интегральной форме  $\overline{q'w'}$  можно записать так:

$$\overline{q'w'} = P^{-1} \int_0^P q'w' dt. \quad (13.5)$$

Здесь  $P$  — период колебания, выраженный в часах. Тогда из (13.4) получаем:

$$\overline{q'w'} = \frac{QW}{96} \int_0^{96} \sin \frac{\pi t}{48} \sin \frac{\pi}{48} (t - 20) dt. \quad (13.6)$$

После соответствующих тригонометрических преобразований интегрирование уравнения (13.6) даёт

$$\overline{q'w'} = \frac{1}{2} QW \cos \frac{5\pi}{12}. \quad (13.7)$$

При синусоидальном распределении амплитудные значения в  $\sqrt{2}$  раз превосходят стандартные отклонения переменных. Поэтому можно написать, что

$$\overline{q'w'} = \sigma(w)\sigma(q) \cos \frac{5\pi}{12}. \quad (13.8)$$

Подставляя ранее указанные величины для  $\sigma(w)$  и  $\sigma(q)$ , получаем окончательно:

$$\overline{q'w'} = 1,5 \cdot 10^{-11} \cdot 0,26 = 1,3 \cdot 10^{-11} \text{ г/см}^2 \cdot \text{сек.}$$

Этот результат подтверждает, что корреляция между  $q$  и  $w$  является достаточно высокой ( $r$  имеет значение между 0,2 и 0,3), чтобы обеспечить необходимый поток озона.

Таким образом, анализ показывает, что крупномасштабные вихревые потоки могут играть важную роль в переносе озона из стратосферы в тропосферу.

## ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС ОЗОНОСФЕРЫ

14. Роль озона в тепловом балансе Земли. Как известно, в основу определения тропосфера и стратосфера, — двух воздушных оболочек, составляющих нижнюю и среднюю части атмосферы, — положен температурный признак (характер вертикального распределения температуры). В тропосфере (рис. 61) температура  $t$  быстро уменьшается с высотой  $h$  (в среднем  $\frac{dt}{dh} = -6 \text{ град/км}$ ), стратосфера же — это область, нижняя часть которой отличается изотермией, а более высокая — даже увеличением температуры с высотой. Переход от тропосфера к стратосфере соответствует переходу от одного фактора, в основном регулирующего температуру воздуха, к другому, а именно — от конвекции к радиации. Температура стратосферы примерно соответствует режиму лучистого равновесия, при котором воздух нагревается за счёт поглощения лучистой энергии до такой степени, когда потери тепла через излучение становятся равными его притоку через поглощение.

Большая часть энергии в спектре Солнца заключается в видимой и ближней инфракрасной областях спектра, для которых атмосфера является в высокой степени прозрачной. Поэтому солнечное излучение мало поглощается атмосферой и расходуется преимущественно на нагревание почвы. Но обратное излучение Земли сосредоточено в дальней инфракрасной области (максимум — около  $\lambda = 10 \mu$ , см. рис. 62), в которой атмосфера обладает настолько сильным поглощением, что обратное излучение почти целиком задерживается в ней.

Это «парниковое» действие атмосферы, имеющее такое большое значение для теплового баланса Земли и, тем самым, для условий жизни на нашей планете, определяется не главными составными частями атмосферы, а преимущественно газами, присутствующими в ней в малых, подчас ничтожных количествах: водяным паром, углекислым газом и озоном.

Температура стратосферы сильно зависит от поглощения обратного излучения земной поверхности и тропосферы. Долгое время считалось, что главная роль принадлежит здесь водяному пару. Можно было предположить, что чем больше водяных паров содер-

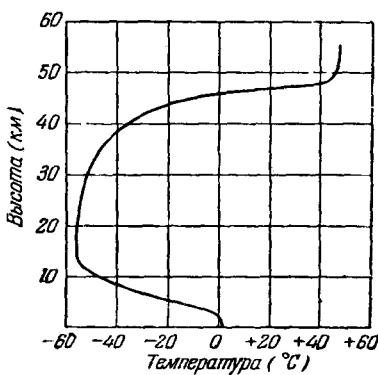


Рис. 61. Температура воздуха в тропосфере и стратосфере.

жалось бы в каком-либо слое стратосферы, тем выше была бы его (равновесная) температура. Изучение атмосферного озона и его радиационных свойств заставили в корне изменить это представление. Если подсчитать равновесную температуру какого-либо газа, которой он должен достигнуть, если присутствует только этот газ и только он поглощает обратное излучение, то оказывается,

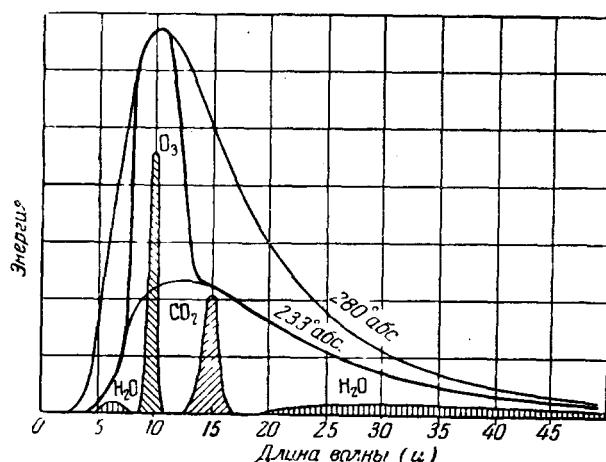


Рис. 62. Примерное распределение энергии в спектре обратного излучения на уровне нижних слоёв стратосферы.

что для  $H_2O$  она составляет примерно  $190^\circ$ , для  $CO_2$  — около  $200^\circ$ , а для  $O_3$  — примерно  $250^\circ K$ . Следовательно, увеличение относительного содержания водяного пара в стратосфере должно уменьшать температуру, а увеличение доли озона должно сопровождаться повышением температуры<sup>7</sup>. Можно, например, указать на распределение температуры в стратосфере, вычисленное Гаугеном<sup>109, 110</sup> из уравнения лучистого равновесия для лета на широте  $50^\circ$  с. ш. в предположении, что количество озона в атмосфере  $x = 0,28$  см, а относительная влажность имеет разную величину, от 0 до 100%.

Высота в км	11—15	15—20	20—25	25—30	30—35	35—40	40—45	45—50
Влажность 0	290	285	285	290	295	335	480	535
» 40%	225	230	240	245	260	290	370	395
» 100%	200	195	220	235	245	260	310	315

О количестве энергии, поглощаемой озоном, можно судить по рис. 62, на котором кривая, проведённая толстой линией, показывает распределение энергии в спектре обратного излучения земли и тропосферы, достигшего уровня нижней стратосферы. Полосы поглощения  $H_2O$ ,  $CO_2$  и  $O_3$  построены так, что площадь, ограниченная каждой кривой, пропорциональна энергии, поглощающей в данной полосе из потока обратного излучения<sup>90</sup>. Значение поглощения озона в полосе у  $9,7\mu$ , особенно велико потому, что оно приходится на область, в которой остальные составные части атмосферы прозрачны.

Таким образом, быстрое возрастание температуры воздуха с высотой, начиная от уровня 30—35 км (см. рис. 61) обусловлено присутствием озона. Озоносфера — это область тёплого воздуха в стратосфере.

За последние годы удалось выяснить, что температурный режим стратосферы зависит от поглощения озоном не только обратного инфракрасного излучения, но и прямой солнечной радиации (преимущественно в ультрафиолетовой области). Этот факт имеет значение для проблемы «Солнце — Земля».

15. Нагревание озоносферы за счёт поглощения солнечных лучей. Этому вопросу был посвящён ряд работ, но исследования, выполненные до 1952 г. (о них см. в книге Митра<sup>1</sup>, гл. 4), основывались на распределении озона, полученном из наблюдений явления обращения (см. § 1), которые не позволяют обнаруживать озон выше 50 км. Присутствие озона в этих более высоких слоях, установленное ракетными измерениями (см. § 3), значительно меняют картину температурного режима на уровне около 50 км, т. е. как раз вблизи максимума теплового действия озона. В 1953 г. Джонсон<sup>111</sup> рассчитал тепловой баланс озона слоя, исходя из ракетных данных о концентрации озона до высоты 70 км и о распределении энергии в спектре Солнца. Он вычислил величину энергии солнечных лучей, поглощаемых за день озоном в ультрафиолетовой и видимой областях спектра (рис. 63) и суточные вариации температуры (рис. 64) на разной высоте, считая постоянными потерю тепла через инфракрасное излучение. Максимум поглощения ( $10^{-5}$  калорий в  $1\text{ см}^3$  за день) приходится

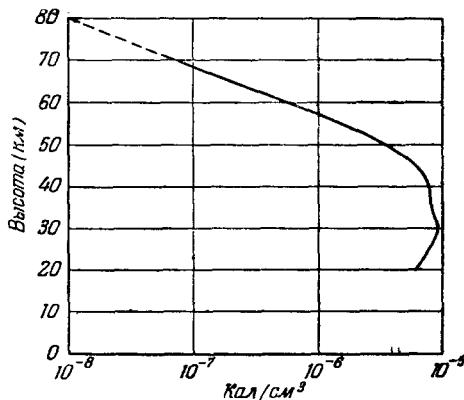


Рис. 63. Энергия солнечных лучей, поглощаемая озоном за день на разной высоте.

на высоту 30 км, а максимум суточных вариаций температуры — 5,3° (наибольшая дневная температура на 5,3° превосходит наименьшую температуру ночью) — на высоту 47 км (рис. 64). В 1955 г. Прессман<sup>112—114</sup> вычислил сезонные и широтные изменения суточных вариаций температуры, связанные с поглощением солнечной радиации озоном. Он пришел к следующим выводам.

1. Ниже 30 км и выше 58 км суточные вариации температуры малы (меньше 1,5°).

2. Наибольшие суточные вариации составляют 5—6° (на высоте примерно 45 км).

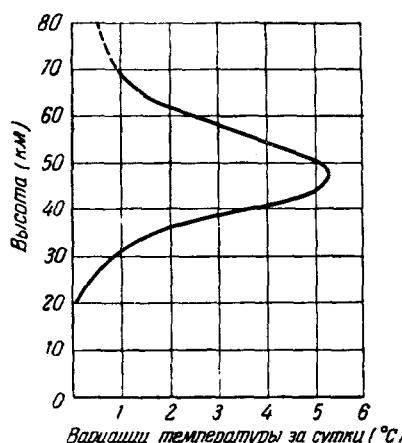
3. Сезонная и широтная зависимость этого эффекта оказалась неожиданно малой, она начинает сказываться только на высоких широтах (75° с. ш.).

Интересно было бы сопоставить эти теоретические данные с результатами наблюдений за фактическими вариациями температуры озонасферы. К сожалению, пока не существует достаточного количества измерений для этого. Пото-

Рис. 64. Суточные вариации температуры на разных высотах.

лок регулярных аэрологических зондирований с помощью радиозондов недостаточен, а ракетные и акустические измерения температуры стратосферы проводятся пока слишком редко. Единственно, чем можно воспользоваться, — это сведения о средней температуре озонаского слоя, получаемые из солнечных лучей (или света Луны и звезд) озоном в ультрафиолетовой и инфракрасной областях спектра (об этих методах изменения температуры см., например, у Прокофьев<sup>2</sup>).

По измерениям Хагека<sup>119, 120</sup> в Кабуле (Афганистан) в 1951 г. методом поглощения в ультрафиолетовой области средняя температура озонаского слоя изменяется в течение дня на десятки градусов (табл. X). Нужно, однако, иметь в виду, что точность подобных измерений вряд ли достаточна для того, чтобы следовало обсуждать причины превышения наблюдавшихся вариаций температуры над вычисленными. Более быстрым является способ измерения инфракрасного поглощения озона (полоса у 9,7  $\mu$ ), с помощью которого можно в течение дня проводить многие десятки отдельных измерений и тем самым повысить точность определений. Этот метод с лета 1953 г. систематически применяется Эйделем в США (Исследовательская лаборатория во Флагстафе, штат Аризона). Он обнаружил<sup>121</sup> флюктуации средней температуры озонаского слоя несколь-



ких типов: 1) внезапное потепление на несколько градусов за 10—15 минут; 2) нерегулярные изменения на несколько градусов в течение часов или дней; 3) временами наблюдаются синусоидальные вариации с двойной амплитудой около  $12^{\circ}$  и периодом порядка

Таблица X

Средняя температура озона слоя ( $^{\circ}\text{C}$ ) по наблюдениям  
в Кабуле  $12^{\circ}$

Дата	9 ч. 30 мин.	10 ч. 30 мин.	14 ч.	15 ч.
3 января . . . . .	$-15^{\circ}$	$5^{\circ}$	$12^{\circ}$	$0^{\circ}$
25 февраля . . . . .	$-6^{\circ}$	$10^{\circ}$	$20^{\circ}$	$1^{\circ}$
26 февраля . . . . .	$-29^{\circ}$	$0^{\circ}$	$6^{\circ}$	$-37^{\circ}$
19 сентября . . . . .	$-3^{\circ}$	$20^{\circ}$	$16^{\circ}$	$7^{\circ}$
2 октября . . . . .	$11^{\circ}$	$30^{\circ}$	—	$5^{\circ}$
23 декабря . . . . .	$0^{\circ}$	—	$15^{\circ}$	$9^{\circ}$

двух недель; 4) продолжительные затухающие синусоидальные вариации с максимальной двойной амплитудой около  $7^{\circ}$  и периодом порядка 11 недель; 5) среднемесячные значения имеют годовой ход с максимумом и минимумом в период летнего и соответственно зимнего солнцестояния.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше результаты показывают, что регулярные наблюдения за изменениями озона становятся за последнее время важным средством исследования многих атмосферных процессов. Большое значение в этом отношении имеет сохраняемость (консервативность) структуры озона в нижних слоях стратосфера, рассмотренная в § 6. Наличие у воздуха такого консервативного свойства позволяет считать, что озоновый метод изучения атмосферных процессов по всем возможностям в какой-то степени соответствует методу «меченых атомов», столь эффективно применяемому ныне во многих разделах науки.

Но, как мы видели, роль озона не исчерпывается его методическим значением, поскольку этот газ сам оказывает непосредственное влияние на развитие атмосферных процессов. Озносбусусловленными являются вариации температуры озона, баланс энергии в ней, баланс энтропии, а в известной степени и ветер (термически обусловленный ветер). Часть этих вопросов была кратко рассмотрена выше.

В Введении мы подчёркивали, что озона — это важная часть проблемы «Солнце — Земля». В рамках данной статьи мы не имеем возможности подробнее остановиться на этой стороне вопроса

и лишь назовём некоторые моменты обсуждаемой проблемы, оставшиеся вне нашего рассмотрения.

Теория озонасферы неотделима от проблемы диссоциированного кислорода. Непосредственно над озонасферой располагается «переходный слой» кислорода, в котором осуществляется быстрое изменение относительной концентрации атомного кислорода, от очень малых к почти полной диссоциации молекул этого газа. В свою очередь наличие такого переходного слоя имеет первостепенное значение для физики нижних слоёв ионосферы. Обстоятельное изложение исследований атомного кислорода можно найти в книге Митра<sup>1</sup>.

Менее ясным пока остаётся новое направление, сейчас только начинающее постепенно складываться — оно относится к воздействиям солнечной активности на погодообразующие процессы. За последнее время появляются работы, пытающиеся установить наличие подобных воздействий (более ранние из них изложены в книге<sup>20</sup>, а из недавних можно указать<sup>22, 122, 123, 125, 126, 129, 131, 132, 134</sup>). Главные трудности, с которыми встречается это важное направление исследований, можно охарактеризовать примерно так. Подмечаемые связи тех или иных характеристик солнечной активности с погодой и её изменениями имеют пока описательно-статистический характер, отсутствуют чёткие представления о возможном механизме воздействий солнечной активности на погоду. Погода определяется процессами, происходящими в тропосфере и частично в нижних слоях стратосферы, а непосредственные воздействия солнечной активности (ультрафиолетового, рентгеновского и корпускулярного излучений Солнца) локализованы в ионосфере и частично в верхних слоях стратосферы. Остаётся неясной возможность передачи этих воздействий из верхних слоёв атмосферы в нижние. Вопрос о связи общей циркуляции атмосферы с солнечной активностью и в целом проблема «Солнце — тропосфера» были всесторонне обсуждены на Объединённой научной сессии, состоявшейся 28—29 марта 1955 г. в Географическом обществе СССР в Ленинграде<sup>130</sup>.

Расширяющиеся за последнее время исследования озонаного слоя, обнаружившие, как мы знаем, тесную связь озонасферы с основными метеорологическими процессами, дают некоторый материал для обоснования предположения о роли озонаного слоя в качестве передаточного звена между верхними слоями, находящимися под контролем солнечной активности, и погодообразующими процессами в тропосфере. Сейчас трудно судить о том, в какой степени это предположение соответствует действительности, но если оно подтвердится, то роль озонных исследований, роль озонаного метода изучения атмосферы ещё более возрастёт. Во всяком случае в наличии тесного взаимодействия между озонасферой и тропосферой теперь сомневаться не приходится, а постепенно выясняется и прямая зависимость состояния озонасферы от солнечной активности. В качестве примера укажем на работу Малуркара<sup>124</sup>, обнаружив-

шего связь между геомагнитными вариациями и изменениями количества озона в атмосфере  $x$ . По материалам двух норвежских обсерваторий за 1941, 1942 и 1951 гг. он сравнил величины суточных амплитуд изменений  $x$  с суточными суммами  $K$ -индексов геомагнитной активности и нашёл хорошую согласованность в ходе сравниваемых величин при повышении их значений. При возвращении к нормальному состоянию суточные амплитуды озона спадают более быстро по сравнению с более плавным понижением суточных сумм  $K$ -индексов.

Чтобы достаточно ясно представить себе своеобразие и многосторонность проблемы атмосферного озона, нужно иметь в виду ещё два обстоятельства.

Первое из них относится к биологической роли озона. Ни один вид растений, никакое живое существо и даже ни один вид вирулентного вириуса не мог бы без укрытия существовать на Земле и в нижних слоях атмосферы, если бы ультрафиолетовые лучи Солнца не перехватывались озоном в высоких слоях атмосферы.

Во-вторых, озон представляет особый интерес в связи с проблемой происхождения земной атмосферы. Наиболее трудным вопросом истории образования атмосферы является происхождение свободного кислорода, составляющего более 20% её состава. Если бы кислорода не было в атмосфере, то ни один вид из обширного царства живых существ, дышащих кислородом, никогда не имел бы возможности нормально развиваться. Кислород сохраняется до сих пор в земной атмосфере благодаря флоре Земли, которая вдыхает углекислый газ и выдыхает кислород. Не была ли флора производителем имеющегося в наличии кислорода? Точно известно, что флора в состоянии воспроизводить кислород, расходуемый фауной. Величественное равновесие между газами, приобретаемыми и расходуемыми земной атмосферой, поддерживается, несомненно, уже в течение сотен миллионов лет. Организмы, которые совершенно не способны перенести сколько-нибудь значительных изменений в составе окружающей их газовой среды, процветали уже много миллионов лет назад. Но если мы будем следовать идею о происхождении первоначально появившегося кислорода, опираясь на взаимодействие процессов флоры и фауны, то возникает опасность оказаться внутри порочного круга, поскольку в атмосфере должен был бы заранее присутствовать молекулярный кислород  $O_2$  для того, чтобы создать озон  $O_3$ , который в свою очередь должен был начать перехватывать ультрафиолетовую солнечную радиацию. Без выполнения этого предварительного условия не могли бы возникнуть первые организмы. Эта трудность заставляет вернуться в неорганическую область чистой геофизики. Быть может, достаточное количество первоначального кислорода было образовано путём непосредственного разложения водяного пара ультрафиолетовой радиацией Солнца в верхней части атмосферы. В настояще время упомянутый процесс

разложения представляет собой один из источников свободного кислорода. Но это источник слабый, а если всё же его положить в основу объяснения, то приходится допустить, что появление в земной атмосфере паров воды и кислорода было определённым образом разделено во времени. И во всяком случае нужно считаться с тем, что в настоящее время почти весь свободный кислород образуется через процесс фотосинтеза, протекающего в хлорофилле, который содержится в зелёных частях растений (растительный мир на Земле может полностью обновить атмосферный кислород за срок, не превышающий 6000 лет).

Имея в виду большое научное и практическое значение систематических исследований озонасферы, нельзя не пожалеть, что в СССР работы этого рода до сих пор не получили нужного развития. Хотя советские учёные сделали большой вклад и в теорию озонасферы и в опытное её изучение, но слишком узкий фронт работ не соответствует ни значению проблемы, ни высокому уровню геофизической науки в нашей стране. Имела место недооценка перспективности озонного направления работ по физике атмосферы. Надо полагать, что подготовка и проведение Международного геофизического года в 1957—1958 гг. будут способствовать устранению указанного отставания.

Есть основания предполагать, что в недалёком будущем озонометрия получит широкое применение в службе погоды и войдёт в основную программу наблюдений всех аэрологических обсерваторий. Данные о пространственном перераспределении озона станут в такой же мере необходимыми для методов прогноза погоды, как и высотные карты погоды.

#### ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. С. К. Митра, Верхняя атмосфера, ИЛ. М., 1955 (русский перевод со второго издания книги Mitra S. K., *The Upper Atmosphere*, Calcutta, 1952), глава 4 — «Озонасфера».
2. И. А. Прокофьев, Атмосферный озон, изд. АН СССР, 1951.
3. В. А. Амбарцумян, Бюллетень комиссии по исследованию Солнца, 5—6, 29 (1934).
4. И. А. Хвостиков, Очерки по физике земной атмосферы, УФН 19, № 1, 49—78; № 2, 145—194 (1938).
5. Определение структуры озонасфера до высоты 70 км (Г. Р.) УФН 44, № 2, 320—324 (1953).
6. Г. В. Розенберг, Ультрафиолетовый спектр Солнца, полученный с высот до 88 километров, УФН 31, № 2, 281 (1947).
7. Г. М. Б. Добсон, А. В. Брюэр, Б. М. Квайлонг, Метеорология нижних слоёв атмосферы, УФН 31, № 1, 96—128 (1947).
8. С. Ф. Родионов, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3 (1950).
9. С. Ф. Родионов, Е. Н. Павлова, Н. Н. Ступников, Труды Эльбруссской экспедиции 1934 и 1935 гг. Изд. АН СССР, 61—72 (1936).
10. С. Ф. Родионов, А. Л. Ошерович, Спектрофотометр с вторичноэлектронным умножителем для озонасферических измерений, ДАН СССР 64, № 5, 665 (1949).

11. С. Ф. Родионов, Е. Н. Павлова, Н. Т. Рейнов, Е. В. Рудольтовский, Селективная прозрачность атмосферных аэрозолей. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 135—147 (1942).
12. С. Л. Мандельштам, Обзор работ по исследованию коротковолновой ультрафиолетовой радиации Солнца, УФН **46**, 145—178 (1952).
13. Д. П. Койпер (ред.), Атмосфера Земли и планет, ИЛ, 1951 (глава 4 — «Изучение верхних слоёв земной атмосферы с помощью ракет»).
14. И. А. Хвостиков, Свечение ночного неба, Изд. АН СССР, М.—Л., 1948.
15. В. Г. Фесенков, Лунные затмения и распределение озона по высоте в земной атмосфере, ДАН СССР **15**, № 8, 121—124 (1937); Изв. АН СССР № 1, 9—20 (1932); Лунные затмения и атмосферный озон. Астрон. ж. **14**, № 5—6 (1937).
16. В. В. Балаков, В. Г. Вафиади, С. С. Кривич, Труды Эльбрусской экспедиции 1934 и 1935 гг. Изд. АН СССР, 106—109 (1936).
17. М. А. Константинова-Шлезингер, Acta Physico-Chemica, URSS **3**, 435 (1935).
18. М. А. Константинова-Шлезингер, Определение содержания озона в пробах воздуха с высот 13 и 14 км над уровнем моря. ДАН СССР **18**, 337—338, (1938).
19. М. А. Константинова-Шлезингер, Определение содержания озона в пробах воздуха с высот 13 и 14 км над уровнем моря. Изв. АН СССР, сер. физич. № 2, 213—219 (1937).
20. М. С. Эйгенсон, М. Н. Гневышев, А. И. Оль, Б. М. Рубашев, Солнечная активность и её земные проявления. Гостехиздат, М.—Л., 1948.
21. Б. О'Брайен, Ф. Л. Молер, Х. С. Стюарт, Вертикальное распределение озона в атмосфере. Гидрометеоиздат, 1938.
22. И. В. Максимов, О некоторых географических проявлениях однинадцатилетнего цикла солнечной активности. Изв. АН СССР, сер. геогр., № 1, 15—32 (1954).
23. S. Rosseland, On the temperature of the upper atmosphere. Gert. Beitr. Geophys. **24**, 60—61 (1929).
24. K. R. Ramanathan, R. N. Kulkarni, Height distribution of atmospheric ozone. Proc. Indian Acad. Sci., Sec. A, № 2, 321—331 (1953).
25. J. Strong, J. Franklin Inst. **121**, 231 (1941).
26. F. W. P. Götz, A. K. Meetham, G. M. Dobson, Proc. Roy. Soc. A **145**, 416 (1934).
27. F. Link, Bull. Astron. **8**, 77 (1932).
28. D. Barbier, D. Chalange, E. Vigroux, Étude spectrophotométrique de l'éclipse de Lune des 2 et 3 mars 1942. Ann. astrophys. **5**, № 1, 1—22 (1942).
29. E. Vigroux, Spectrophotométrie de l'éclipse de Lune du 29—30 janvier 1953. Ann. astrophys. **17**, № 5, 399—415 (1954).
30. C. L. Pekeris, Avhendl. Norske Videnskaps Acad. Oslo, Matem. Naturwiss. kl., № 8 (1933).
31. H. K. Paetzold, Die vertikale Verteilung des atmosphärischen Ozons nach Ballonaufstiegen. Zeits. Naturforsch. **10a**, № 1, 33—41 (1955).
32. С. И. Вавилов, Фотометрический метод гашения и его применение. Природа, № 12 (1935).
33. A. Dauvillier, J. de Phys. (7) **5**, 455 (1934); C. R. Acad. Sci. **201**, 679 (1935).
34. F. Paneth, E. Gluckauf, Measurement of atmospheric ozone by a quick electrochemical method. Nature **147**, 614—615 (1941).

35. R. Stair, T. C. Baggg, R. G. Johnston, Continuous measurement of atmospheric ozone by an automatic photoelectric method. *J. Res. National Bureau Stand.* **52**, № 3, 133—139 (1954).
36. H. K. Paetzold, On new investigations of the ozone layer and its variations. *J. Geophys. Res.* **59**, № 3, 365—368 (1954).
37. E. Regener, Neues vom Ozon in der Erdatmosphäre. *Naturwiss. Rundschau* **7**, № 1, 8—3 (1954).
38. W. Coblenz, R. Stair, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **18**, 345 (1937).
39. W. Coblenz, R. Stair, *J. Res. Nat. Bureau Stand.* **22**, 573 (1939).
40. W. Coblenz, R. Stair, *J. Res. Nat. Bureau Stand.* **26**, 161 (1941).
41. F. S. Johnson, I. D. Purcell, R. Tousey, Measurements of the vertical distribution of atmospheric ozon from rockets, *J. Geophys. Res.* **56**, 583 (1951).
42. F. S. Johnson, I. D. Purcell, R. Tousey, K. Watanabe, Direct measurements of the vertical distribution of atmospheric ozon to 70 kilometers altitude. *J. Geophys. Res.* **57**, № 2, 157—176 (1952).
43. M. Nicolet, P. Mange, The dissociation of oxygen in the high atmosphere. *J. Geophys. Res.* **59**, № 1, 15—45 (1954).
44. E. Warburg, *Zeits. Elektrochem.* **27**, 133 (1921).
45. E. W. P. Götz, H. Meier-Leibnitz, Zur ultraviolettabsoption bodennaher Luftsichten. *Zeits. für Geophys.* **9**, 253—260 (1933).
46. F. W. P. Götz, Ergebn. der kosm. Phys. **3**, 181 (1938).
47. L. H. Dawson, L. P. Granath, E. O. Hulbert, *Phys. Rev.* **34**, 136 (1929).
48. L. P. Granath, *Phys. Rev.* **34**, 1045 (1929).
49. H. Buisson, C. Jausseran, P. Rouard, *Rev. Opt.* **12**, 70 (1933).
50. A. Vassy, Sur l'absorption atmosphérique dans l'ultra-violet. *Ann. de Phys.* **16**, 145—203 (1941).
51. W. Heilpern, Die Absorption des Lichtes durch Sauerstoff bei der Wellenlänge  $\lambda = 2144 \text{ Å}$  in Abhängigkeit vom Druck, *Helv. Phys. Acta* **14**, 329 (1941); **19**, 245 (1946).
52. P. J. Flory, Predissociation of the oxygen molecule, *J. Chem. Phys.* **4**, 23 (1936).
53. H. Kreusler, *Ann. d. Phys.* **6**, 418 (1901).
54. H. Wexler, Annual and diurnal temperature variations in the upper atmosphere. *Tellus* **2**, 262—273 (1950).
55. R. Ladenburg, C. C. Van Voorhis, *Phys. Rev.* **43**, 315 (1933).
56. R. Penndorf, The vertical distribution of atomic oxygen in the upper atmosphere, *J. Geophys. Res.* **54**, 7 (1949).
57. D. R. Bates, M. Nicolet, *J. Geophys. Res.* **55**, 301 (1950).
58. H. E. Moses, Ta-You Wu, A self-consistent treatment of the oxygen dissociation region in the upper atmosphere. *Phys. Rev.* **83**, № 1, 109—121 (1951); *Phys. Rev.* **87**, 628 (1952); **91**, № 6, 1408—1409 (1953).
59. K. Watanabe, E. C. Y. Inn, M. Zelikoff, Absorption coefficients of oxygen in the vacuum ultraviolet. *J. Chem. Phys.* **20**, 1969; **21**, № 6, 1026—1030 (1953).
60. N. K. Saha, *Proc. Nat. Inst. Sci. (India)* **1**, 217 (1935).
61. N. K. Saha, *Proc. Roy. Soc. A* **160**, 155 (1937).
62. G. B. Kistiakowsky, *Zeits. Phys. Chem.* **117**, 337 (1925).
63. E. Warburg, *Sitz. Ber. kgl. Preuss. Akad.* 644 (1913).
64. G. S. Forbes, L. J. Heidt, *J. Amer. Chem. Soc.* **56**, 1671 (1934).
65. S. Chapman, *Mem. Roy. Meteorol. Soc.* **3**, 103 (1930).
66. S. Chapman, On ozone and atomic oxygen in the upper atmosphere. *Phil. Mag. (7)*, **10**, 345 (1930).
67. S. Chapman, Some phenomena of the upper atmosphere. *Proc. Roy. Soc. A* **132**, 353 (1931).

68. S. Chapman, The absorption and dissociative or ionizing effect of monochromatic radiation in an atmosphere on a rotating Earth. Proc. Phys. Soc. **43**, 26, 483 (1931).
69. H. K. Paetzold, Die vertikale Verteilung des atmosphärischen Ozons nach dem photochemischen Gleichgewicht. Geofisica pura e applicata **24**, 71—82 (1953).
70. H. K. Paetzold, The mean vertical ozone distribution resulting from the photochemical equilibrium, turbulence and current of air. J. Atmos. and Terr. Phys. **3**, 125—131 (1953).
71. A. Eucken, F. Patait, Temperaturabhängigkeit der photochemischen Ozonbildung, Zeits. Phys. Chem. B **33**, 459 (1936).
72. E. Schröer, Theorie der Entstehung, Zersetzung und Verteilung des atmosphärischen Ozons, Ber. Deutsch. Wetterdienst US-Zone № 11, 12 (1949).
73. E. O. Hulburt, The upper atmosphere of the Earth. J. Opt. Soc. Amer. **37**, № 6, 405—415 (1947).
74. H. K. Paetzold, Die atmosphärische Ozonschicht und ihre verticale Verteilung. Umschau **53**, № 23, 715—717 (1953).
75. H. U. Dütsch, Photochemische Theorie des atmosphärischen Ozons unter Berücksichtigung von Nichtgleichgewichtszuständen und Luftbewegungen. Doctor. Dissertation, Univ. Zürich, 113 ss. Leeman und Co, Zürich (1946).
76. R. A. Craig, The observations and photochemistry of atmospheric ozone and their meteorological significance. Amer. Meteorol. Soc. Meteorol. Monogr. **1**, № 2 (1950).
77. Baum, Johnson, Oberly, Rockwood, Strain, R. Tousey, Solar ultraviolet spectrum to 88 kilometers. Phys. Rev. **70**, № 9—10, 781—782 (1946).
78. R. J. Havens, R. T. Koll, H. E. LaGow, The pressure, density and temperature of the earth's atmosphere to 160 km, J. Geophys. Rev. **57**, 59—72 (1952).
79. O. R. Wulf, L. S. Deming, The theoretical calculation of the distribution of photochemically-formed ozone in the atmosphere. Terr. Magn. and Atmos. Elect. **41**, 299—310 (1936).
80. O. R. Wulf, L. S. Deming, The effect of the visible solar radiation on the calculated distribution of atmospheric ozone, Terr. Magn. and Atmos. Elect. **41**, 375 (1936).
81. O. R. Wulf, L. S. Deming, The distribution of atmospheric ozon in equilibrium with solar radiation and the rate of maintenance of the distribution. Terr. Magn. and Atmos. Elect. **42**, 195—202 (1937).
82. M. Nicolle, L'ozone et ses relations avec la situation atmosphérique. Inst. Roy. Meteorol. de Belgique, Misc. **19**, 1—36 (1945).
83. H. K. Paetzold, Ozonschicht und Luftbewegungen in der Stratosphäre. Naturwiss. **41**, № 14, 318—322 (1954).
84. Ch. Normand, Atmospheric ozone and upper air conditions. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **79**, № 339, 39—50 (1953).
85. E. Regener, Ozonschicht und atmosphärische Turbulenz. Forschung und Erfahrungsberichte des Reichswetterdienstes, Reihe A, № 9, Berlin (1941); Berichte des Deutschen Wetterdienstes in der US-Zone, № 11, «Ozon» (1949).
86. F. W. P. Götz, Der Stand des Ozonproblems. Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Ges. Zürich **89**, 250—264 (1944).
87. F. W. P. Götz, Neueres zur Ozonfrage, Zeits. für Meteorol. 193 (1947).
88. F. Renger, O. Lucke, Ueber die meteorologischen Bedingungen der Ozonschichte in bodennaher Luft. Abhandl. Meteorol. und Hydrol. Dienst DDR. **2**, вып. 13, 5—56 (1953).
89. G. M. B. Dobson, D. N. Harrisson, J. Lawrence, Measure-

- ments of the amount of ozone in the earth's atmosphere and its relations to other geophysical conditions. Proc. Roy. Soc. A **122**, 456—486 (1928).
90. Meteorological office discussion. — Atmospheric ozone and its relation to meteorological conditions. Meteorol. Mag. **83**, № 3079, 15—20 (1954).
  91. E. Tönsberg, D. Chalonge, Ozone measurements at the Aurora observatory, Tromsö. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., Suppl. **62**, (1936).
  92. E. Tönsberg, K. Langlo (K. L. Olsen), Investigations on atmospheric ozone at Nordlysobservatoriet, Tromsö. Geofys. Publ., Oslo **13**, № 12, 1—39 (1944).
  93. Y. Miyake, K. Kawamura, Studies on the atmospheric ozone at Tokyo. Papers meteorol. and geophys. **5**, № 2, 178—181 (1954).
  94. Y. Miyake, K. Kawamura, Studies on the atmospheric ozone at Tokyo. J. Meteorol. Soc. Japan, сер. 2, **32**, № 4, 96—110 (1954).
  95. B. Haurwitz, Atmospheric ozone as a constituent of the atmosphere. Bull. Amer. Meteorol. Soc. **19**, 417 (1938).
  96. H. Johnsen, Variations in the total amount of ozone over Tromsö, and their correlations with other meteorological elements. Geofys. publ., Oslo, **19**, № 5, 1—19 (1955).
  97. A. R. Meetham, The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. **63**, № 271, 289—307 (1937).
  98. Ил. А. Беверхний, Озонометрические данные по Алма-Ате в сопоставлении с некоторыми метеорологическими факторами. Труды Казахск. н.-и. гидрометеорол. ин-та, вып. 5, 89—100 (1955).
  99. М. Х. Байдал, А. А. Серебрякова, Климатические особенности волн холода в Казахстане в холодное время года. Труды Казахск. н.-и. гидрометеорол. ин-та, вып. 5, 37—43 (1955).
  100. П. Ф. Зайчиков, Труды Центр. аэрол. обс., вып. 10 (1953).
  101. Mean upper air data obtained from soundings at Tromsö during the years 1941—1944. Geofus. publ. Oslo **17**, № 4 (1948).
  102. F. W. P. Götz, Ozone in the atmosphere. «Compendium of Meteorology», Amer. Meteorol. Soc. (1951).
  103. F. W. P. Götz, Der Stand des Ozonproblems. Ber. deutsch. Wetterd. US-Zone, № 11 (1949).
  104. K. Langlo, On the amount of atmospheric ozone and its relation to meteorological conditions. Geofys. publ. Oslo **18**, № 6, 12 (1952).
  105. R. J. Reed, The effect of atmospheric circulation on ozone distribution and variations. Massachusetts Inst. of Technol. (1949).
  106. R. J. Reed, The role of vertical motions in ozone-weather relationships. J. of Meteorol. **7**, 263—267 (1950).
  107. E. Regener, Über Schwankungen des Ozons in der Troposphäre und Stratosphäre. J. Atmosph. and Terr. Phys. **2**, № 3, 173—182 (1952).
  108. Ил. А. Беверхний, О некоторых особенностях ультрафиолетовой прозрачности атмосферы. Тр. Казахской н.-и. гидромет. ин-та № 2, 23—31 (1954).
  109. E. H. Gowen, Proc. Roy. Soc. A **190**, 219 (1947).
  110. E. H. Gowen, Proc. Roy. Soc. **190**, 227 (1947).
  111. F. S. Johnson, High-altitude diurnal temperature changes due to ozone absorption. Bull. Amer. Meteorol. Soc. **34**, № 3, 106—110 (1953).
  112. J. Pressman, Diurnal temperature variations in the middle atmosphere. Bull. Amer. Meteorol. Soc. **36**, № 5, 220—223 (1955).
  113. J. Pressman, Seasonal and latitudinal temperature changes in the atmosphere. J. of Meteorol. **12**, № 1 (1955).
  114. J. Pressman, The latitudinal and seasonal variations of the absorption of solar radiation by ozone. J. Geophys. Res. **59**, № 4, 485—498 (1954).

115. R. J. Reed, A. L. Julius, A quantitative analysis of two proposed mechanisms for vertical ozone transport in the lower stratosphere. *J. of Meteorol.* **8**, 321—325 (1951).
  116. S. L. Hess, Some new meridional cross sections through the atmosphere. *J. of Meteorol.* **5**, 293—300 (1948).
  117. R. J. Reed, Large-scale eddy flux as a mechanism for vertical transport of ozone. *J. of Meteorol.* **10**, № 4, 296—297 (1953).
  118. R. G. Fleagle, The fields of temperature, pressure and three-dimensional motion in selected weather situations. *J. of Meteorol.* **4**, 165—185 (1947).
  119. A. Khalek, Variation annuelle de l'épaisseur réduite et de la température moyenne de l'ozone atmosphérique en Afghanistan. *C. R. Acad. Sci. 236*, № 25, 2424—2423 (1953).
  120. A. Khalek, Variation diurne et annuelle de l'épaisseur réduite et de la température moyenne de l'ozone atmosphérique à Kaboul. *J. Scient. Météorol.* **6**, № 23, 85—118 (1954); Thèse. Paris 1954.
  121. A. Adet, Seasonal variation in the absorption of solar radiation by atmospheric ozone at 9,6 microns. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **35**, № 6, 250—252 (1954).
  122. Gy Péczely, Ueber den Zusammenhang zwischen dem Aufbau der Antizyklonen und den Änderungen der Sonnentätigkeit. *Acta Agron. Acad. Sci. Hung.* **5**, № 1—2, 201—218 (1955).
  123. A. Due Rojo, El pronostico del tiempo a largo plazo. *Revista de Geofis.* **14**, № 53, 51—59 (1955).
  124. S. L. Malurkar, Geomagnetic variations and diurnal range of atmospheric ozone. *Ann. Geofis.* **7**, № 2, 209—213 (1954).
  125. W. T. R. Climatic fluctuation and Solar cycle. *Weather* **9**, № 12, 379—380 (1954).
  126. S. W. Visser, De invloed van de zonnevlekken op het weer. *Hemel en Dampkring* **53**, № 4, 71—77 (1955).
  127. Б. И. Арабаджи, О влиянии циклонов на содержание озона в атмосфере. *ДАН СССР* **64**, № 6, 817—818 (1949).
  128. I. G. Bowen, V. H. Regener, On the automatic chemical determination of atmospheric ozone. *J. Geophys. Res.* **56**, № 3, 307—324 (1951).
  129. Climatic fluctuation and the solar cycle (W. T. R.). *Weather* **9**, № 12, 379—380 (1954).
  130. Л. А. Виттельс, Научная сессия по проблеме «Солнце — Земля». *Изв. Всес. геогр. о-ва* **87**, № 6, 555—568 (1955).
  131. F. Link, Variations du climat et de l'activité soiaire dans le passé. *Meteorologie*, № 39, 257—273 (1955).
  132. E. D. Farning, A possible relationship between the solar corona and weather conditions in the Central Midwest. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **36**, № 9, 427—435 (1955).
  133. H. U. Dutsch, Das atmosphärische Ozon als Indikator für Strömungen in der Stratosphäre. *Arch. Meteorol., Geophys. und Bioklimatol.* A9, № 1, 87—119 (1956).
  134. Esta cambiando el clima? — *Iberica* **22**, № 310—113 (1955).
-