

ИЗДАТЕЛЬСТВО
СКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1961

ОЗОН

Атмосферный

III



Атмосферный ОЗОН

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА

Академия наук СССР

Главное управление гидрометеорологической службы СССР

АТМОСФЕРНЫЙ ОЗОН

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ МЕЖДУНАРОДНОГО
ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА В СССР
КОНФЕРЕНЦИЯ

28—31 октября 1959 года

ДОКЛАДЫ И РЕЗОЛЮЦИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО УНИВЕРСИТЕТА
1961

Под редакцией
проф. А. Х. Хргиана

А. Х. ХРГИАН

СОВРЕМЕННЫЕ ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Проблема атмосферного озона заняла в последние годы важное место в физике атмосферы. И в СССР и за рубежом были созданы многочисленные обсерватории для наблюдения озона, наблюдения эти включены в план Международного геофизического года, в различных научных учреждениях изучаются свойства атмосферного озона и методика его определения, многочисленные специалисты по синоптической и динамической метеорологии исследуют связи озона с атмосферными течениями, температурой и другими свойствами атмосферы.

Вопрос об озоне является, с одной стороны, проблемой верхних слоев атмосферы, поскольку в его образовании участвует коротковолновая радиация солнца, не достигающая земли. С другой стороны, изменения озона зависят и от горизонтальных и вертикальных (а также и турбулентных) движений атмосферы, формирующихся в ее нижних слоях. В этой проблеме, таким образом, объединяются важнейшие вопросы современной физики атмосферы, чем и определяется довольно широкий круг лиц, интересующихся свойствами атмосферного озона.

Конференция по атмосферному озону была созвана Министерством высшего образования, Главным управлением гидрометеорологической службы и Академией наук СССР. Первоначально она намечалась на май, но затем по организационным соображениям была перенесена на октябрь 1959 г.

В организационный комитет конференции были введены: от Министерства высшего образования — Хргиан А. Х. (председатель оргкомитета), Кузнецов Г. И. (секретарь комитета), оба от МГУ, от ЛГУ — Родионов С. Ф., от ГГО — Селезне-

ва Е. С. и Гушин Г. П., от комиссии по физике атмосферы АН СССР — Ф. Ф. Юдалевич (сотрудник Института физики атмосферы).

Докладчиками конференции были представители МГУ (А. Х. Хргиан, Е. С. Кузнецов, А. П. Кузнецов, Г. И. Кузнецов, В. А. Иозенас), ЛГУ (С. Ф. Родионов, А. Л. Ошерович), ГГО (Г. П. Гушин, А. А. Знаменский, Р. Г. Романова, К. И. Ромашкина, Б. Е. Шнееров), Центральной аэрологической обсерватории (А. С. Бритаев, Л. А. Кудрявцева, В. Д. Решетов), Арктического института (Р. Г. Каримова), обсерватории о. Диксон (Т. С. Гольм), Абастуманской астрофизической обсерватории (Ш. М. Чхаидзе). Таким образом, были представлены все учреждения СССР, ведущие исследовательскую работу по атмосферному озону. Присутствовал также Ю. М. Емельянов, представитель химического факультета МГУ и член оргкомитета Всесоюзной конференции по химии озона, состоявшейся в 1960 г.

В конференции приняли участие также представители географического факультета МГУ, Института прогнозов, Государственного оптического института, Института физики атмосферы АН СССР, Алма-Атинской обсерватории, НИФИ ЛГУ, НИИАК, Института прикладной геофизики АН СССР.

Это обеспечило как полную взаимную информацию, так и многостороннее обсуждение докладов и порой весьма живую полемику, в особенности по вопросам методики и интерпретации полученных результатов, весьма полезную для будущих исследований.

Доклады охватили в основном три группы вопросов:

1) методику определения как общего количества озона, так и его вертикального распределения, 2) физику процессов образования и эволюции озонных слоев и 3) закономерности изменений озона в его связи с синоптическими и метеорологическими условиями. В большинстве докладов был использован и приведен важный экспериментальный материал, собранный в значительной доле во время Международного геофизического года и хранящийся в международном центре данных МГГ. Хотя в настоящее время мы еще весьма далеки от реализации достижений МГГ, в том числе в проблеме атмосферного озона, данная конференция уже выявила, какой огромный шаг вперед был сделан в ней в 1957—1959 гг. Она показала, какой большой материал уже собран и систематизирован, какого рода первые разработки данных советских и зарубежных станций уже начаты и, главное, какие проблемы смогут быть наиболее плодотворно изучены с помощью материалов МГГ.

Доклады, зачитанные на конференции, показали, какую

большую ценность имеют наблюдения сети озонметрических станций СССР совместно с обсерваториями других стран: многие упомянутые выше принципиально новые выводы о географическом распределении, о переносе озона и т. д. могли быть получены только благодаря такой сети. Поэтому в весьма благоприятном свете может быть оценено сделанное на конференции сообщение, что работы МГГ будут продолжены в международном масштабе. Соответственно конференция выразила пожелание, чтобы работы советских озонметристов как на южных, так и на дальних северных станциях были продолжены в прежнем масштабе в будущие годы (1960—1961) для того, чтобы сделанные во время МГГ затраты и уже наметившиеся выводы могли быть использованы в полной мере. Это пожелание внесено в резолюцию и будет направлено немедленно АН СССР, АОНИИ и другим организациям.

Ввиду наличия большого числа институтов и учреждений, ведущих как наблюдения за озоном, так и научные исследования в этой области, конференция выразила пожелание, чтобы была создана для координации и планирования этих работ особая комиссия по атмосферному озону, осуществляющая также и связь с международными организациями по озону.

Подводя итоги, можно сказать, что конференция по атмосферному озону принесла большую пользу благодаря весьма полной взаимной информации о ведущихся озонметрических работах и о их методике, подробному обсуждению докладов и благодаря тем выводам и резолюциям, которые возникли при этом обсуждении. Конференция показала, что в СССР ведется уже довольно большой комплекс озонметрических исследований, во многом взаимно дополняющих и уточняющих. Многие из доложенных на конференции работ являются полезным вкладом в науку: весь их комплекс значительно шире, чем это было 3—4 года назад, и можно надеяться, что сейчас уже созданы большие возможности для дальнейшего расширения озонметрических работ.

Поэтому вполне обоснованным явилось пожелание о созыве через 2—3 года аналогичной конференции по атмосферному озону.

Л. А. КУДРЯВЦЕВА

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА НА РАКЕТЕ

Abstract

On October 1, 1958, an ultraviolet spectrograph was sent up in a rocket to determine the vertical ozone distribution. The instrument was provided with automatic exposure exchange and with a tracer system for continuous aiming at the Sun. Owing to certain defects, spectra were obtained only up to an altitude of 24 km. The data were treated after the scheme described in (1) with slight modifications, which made it possible to calculate the ozone concentration without assuming exact equality of the exposure time at different heights and without knowing the extra atmospheric intensity of solar radiation. A distribution curve was obtained having a single maximum from 21 to 23 km, where the concentration amounted to $(17,5 \pm 0,6) \cdot 10^{-3}$ cm per km, using the Vigroux absorption factors. The total ozone content in the 0 to 24 km layer was found to be rather high for the autumn season (0,19 cm), which was probably connected with the weather conditions (intrusion of cold air).

В 1958 г. производилось измерение вертикального распределения атмосферного озона путем регистрации ультрафиолетовой радиации Солнца спектрографом во время подъема его на метеорологической ракете.

Спектрограф представляет собой автоматический прибор с электронным переключением экспозиций и со следящей системой для непрерывного наведения щели на Солнце.

Подъем спектрографа был произведен 1 октября при высоте Солнца 19° . Высота Солнца выбиралась из учета наиболее бла-

гоприятных условий работы спектрографа и следящей системы на восходящей части траектории полета ракеты. К сожалению, в полете фотографирование солнечных спектров происходило только до высоты 24 км, хотя прибор работал и дальше. Возможными причинами отсутствия регистрации спектров могут быть: 1) отклонение ракеты от вертикали на углы, значительно превосходящие те, на которые была рассчитана следящая система спектрографа, или 2) нарушение правильной работы следящей системы вследствие влияния изменений температуры на фотосопротивления, управляющие работой горизонтального канала слежения.

На рис. 1 показаны отпечатки солнечных спектров, полученных в полете. Справа на рисунке — циферблаты часов, которые фотографировались в полете одновременно со спектрами. Спектры фотографировались с разными экспозициями. Один цикл состоит из четырех последовательных выдержек длительностью 2,40 сек, 1,04 сек, 0,29 сек и 0,07 сек. После трех таких циклов появляются две дополнительные выдержки длительностью в 2,8 сек каждая. Циферблаты часов впечатываются один раз за цикл. Цифры около циферблатов часов на рисунке обозначают высоты, на которых получены солнечные спектры. Слабые почернения спектров на высотах 6—11 км даже при больших выдержках объясняются, вероятно, той же причиной, которая на высоте 24 км привела к полному исчезновению спектров, а также нестабильностью длительности экспозиций.

Обработка спектрограмм производилась на регистрирующем микрофотометре МФ-4. Почернения переводились в относительные интенсивности с помощью характеристической кривой плен-

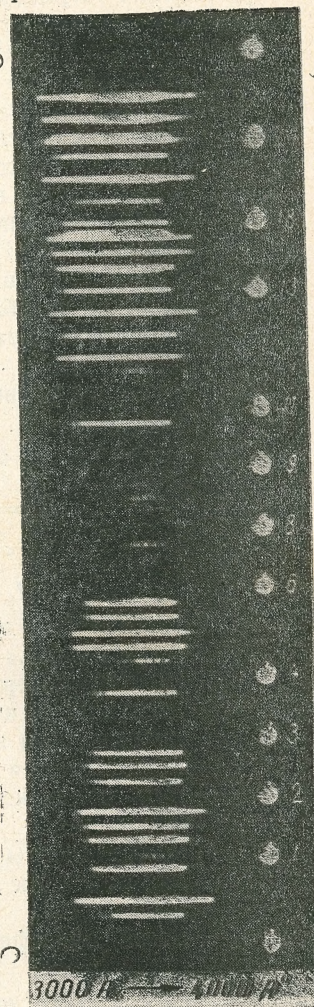


Рис. 1. Солнечные спектры, сфотографированные в полете

ки, кривая была построена по маркам почернений, снятым с ртутной лампы ПРК-2. В качестве ослабителей использовались металлические черненные сетки. Характеристическая кривая строилась по линиям ртути в ультрафиолетовом участке спектра.

Ввиду того что в полете не было получено спектральное распределение солнечного излучения за пределами слоя озона и что почернения спектров из-за указанного выше неудовлетворительного наведения щели спектрографа на Солнце и нестабильности длительности экспозиций в полете менялись незакономерно, была использована несколько измененная методика вычисления вертикального распределения озона, предложенная для аналогичных случаев В. Н. Покровским [1].

Предположим, что в измеряемом спектральном участке солнечной радиации ослабление света происходит только за счет поглощения озоном и за счет рассеяния света молекулами воздуха

Используем два уравнения атмосферной экстинкции для пары длин волн λ_1 и λ_2

$$I_1 = I_{01} 10^{-\alpha_1 \int_{h_1}^{\infty} E_z dl_1 - \beta_1 m_1}, \quad (1)$$

$$I_2 = I_{02} 10^{-\alpha_2 \int_{h_1}^{\infty} E_z dl_1 - \beta_2 m_1}, \quad (2)$$

где I_{01} , I_{02} , I_1 и I_2 — интенсивности солнечной радиации длин волн λ_1 и λ_2 за пределами атмосферы и на высоте h_1 над поверхностью Земли,

α_1 и α_2 — десятичные коэффициенты поглощения озоном радиации длин волн λ_1 и λ_2 в см^{-1}

E_z — концентрация озона на высоте z ,

l_1 — путь солнечного луча к прибору, находящемуся на высоте h_1 ,

β_1 и β_2 — коэффициенты молекулярного рассеяния атмосферы для радиации длин волн λ_1 и λ_2 для единичной массы атмосферы.

m_1 — масса атмосферы на высоте h_1 ,

$$m_1 = \frac{1}{H_0} \int_{h_1}^{\infty} \rho_z dl,$$

где H — высота однородной атмосферы,

ρ_0 и ρ_z — плотности воздуха у поверхности Земли и на высоте z

$$dl_1 = \frac{(R+z) dz}{\sqrt{(R+z)^2 - (R+h_1)^2 \cos^2 \theta}},$$

где R — радиус Земли и θ — угловая высота Солнца. Разделим уравнение (1) на (2)

$$\left(\frac{I_1}{I_2} \right)_{h_1} = \frac{I_{01}}{I_{02}} 10^{\Delta \alpha \int_{h_1}^{\infty} E_z dl_1 + \Delta \beta m_1}. \quad (3)$$

Здесь $\Delta \alpha = \alpha_2 - \alpha_1$ и $\Delta \beta = \beta_2 - \beta_1$

Такое же выражение напишем для высоты h_2

$$\left(\frac{I_1}{I_2} \right)_{h_2} = \frac{I_{01}}{I_{02}} 10^{\Delta \alpha \int_{h_2}^{\infty} E_z dl_1 + \Delta \beta m_2}. \quad (4)$$

Из (3) и (4) получим

$$\int_{h_1}^{\infty} E_z dl_1 - \int_{h_2}^{\infty} E_z dl_1 = \frac{1}{\Delta \alpha} \left[\lg \left(\frac{I_1}{I_2} \right)_{h_1} - \lg \left(\frac{I_1}{I_2} \right)_{h_2} - \Delta \beta (m_1 - m_2) \right]. \quad (5)$$

Представим первый интеграл в левой части выражения (5) в виде суммы двух интегралов

$$\int_{h_1}^{\infty} E_z dl_1 = \int_{h_1}^{h_2} E_z dl_1 + \int_{h_2}^{\infty} E_z dl_1.$$

Если интервал высот от h_1 до h_2 таков, что содержание озона в нем мало меняется с высотой, то

$$\int_{h_1}^{h_2} E_z dl_1 = E_z \int_{h_1}^{h_2} dl_1.$$

Из выражения (5) получим

$$\begin{aligned} \bar{E}_z = \frac{1}{\int_{h_1}^{h_2} dl_1} & \left[\left(\frac{1}{\Delta \alpha} \lg \frac{I_1}{I_2} - \frac{\Delta \beta}{\Delta \alpha} \frac{1}{H_0 \rho_0} \int_h^{\infty} \rho_z dl \right)_{h_1} - \right. \\ & \left. - \left(\frac{1}{\Delta \alpha} \lg \frac{I_1}{I_2} - \frac{\Delta \beta}{\Delta \alpha} \frac{1}{H_0 \rho_0} \int_h^{\infty} \rho_z dl \right)_{h_2} \right] + \\ & + \frac{1}{\int_{h_1}^{h_2} dl_1} \left(\int_{h_2}^{\infty} E_z dl_1 - \int_{h_1}^{\infty} E_z dl_1 \right). \end{aligned} \quad (6)$$

Так как последнее слагаемое в правой части (6) значительно меньше первого, то это уравнение может быть использовано для

земным измерениям, выполненным 25 и 27 мая, и совпадает с количеством озона 12 мая и 1 июня. По-видимому, большое

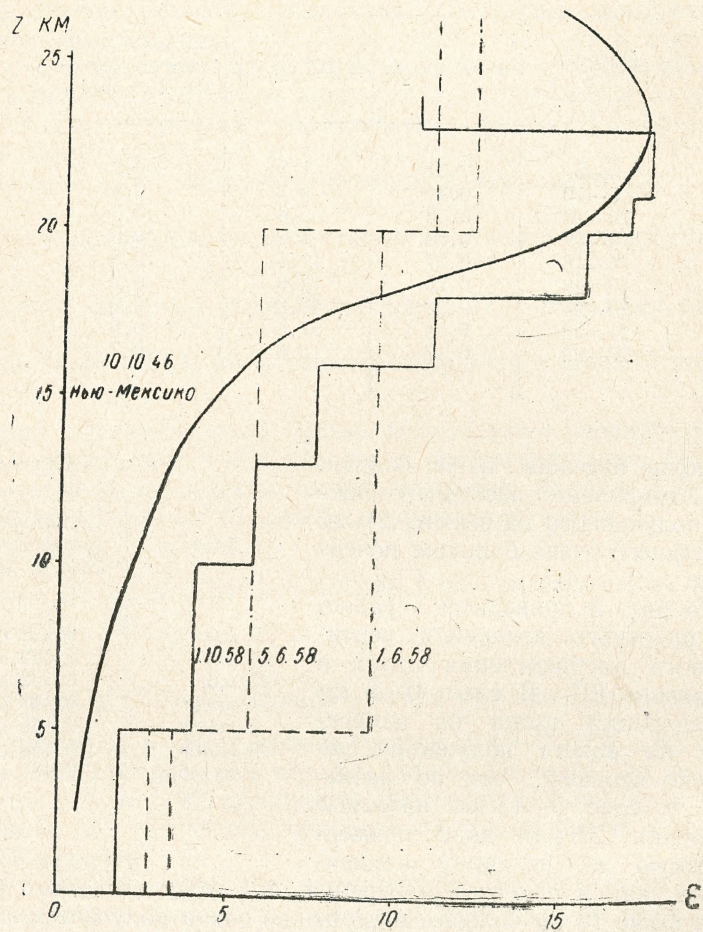


Рис. 2. Сравнение ракетных и наземных измерений вертикального распределения озона

содержание озона в осеннее время объясняется вторжением холодного воздуха, которое обнаруживается на картах АТ-500 и АТ-300 за 1 октября.

Выводы

1. В результате подъема спектрографа со следящей системой на метеорологической ракете и применения при обработке результатов измерений метода последовательных приближений было получено вертикальное распределение атмосферного озона до высоты 24 км с одним максимумом на высоте 21—23 км.

2. При вычислении концентрации озона по формуле [6] было обнаружено, что член, учитывающий молекулярное рассеяние, быстро убывает с высотой и может не учитываться выше 35 км. Поправочный член в первом приближении может не приниматься во внимание выше 24 км, при этом он не превышает 2% от содержания озона уже на высоте 13 км.

3. Сравнение ракетных измерений с наземными показывает, что величины концентраций озона имеют тот же порядок.

В заключение автор выражает благодарность А. В. Яковлевой, **В. Г. Кастрову**, Н. А. Павленко и В. Ф. Герасеву за оказанную помощь в выполнении работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Покровский В. Н. Труды ЦАО, вып. 16, 1956.
2. Кузнецов А. П., Бритаев А. С. Труды ЦАО, вып. 32, 1959.
3. Vigroux E. Annales de Phys., 8, 709, 1953.
4. Penndorf R. Journ. Opt. Soc. Amer., 47, No. 2, 1957.
5. Johnson, Purcell, Tousey. Journ. Geoph. Res., 56, No. 4, 584.

В. А. ИОЗЕНАС, А. П. КУЗНЕЦОВ

ФОТОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ СПЕКТРОФОТОМЕТР ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ ЗА АТМОСФЕРНЫМ ОЗОНОМ

Abstract

For the observing of atmospheric ozone, in the Moscow University was constructed a spectrophotometer on the basis of the double quartz monochromator. Minimal registered flux in the region $3100 \text{ \AA}$ was $10^{-14} \text{ w/cm}^2 \text{ sec}$. This spectrophotometer gives a possibility to measure ratios of intensity for several pairs of wave lengths in solar spectra during the day, 10 minutes before sunrise and 10 minutes after sunset.

Для измерения интенсивности в спектре солнечного света, рассеянного из зенита, в Московском государственном университете был сконструирован и построен спектрофотометр на базе двойного кварцевого монохроматора (ДМР-1), изготовленного в СССР. Принцип действия прибора в основном тот же, что и в спектрофотометре Добсона [1].

Отличительной чертой прибора МГУ является применение узкополосного усилителя и коммутирующего элемента, в качестве которого используется вибропреобразователь.

Кроме монохроматора, выделяющего две узкие области длин волн в спектре солнечного света, в приборе имеется синхронный детектор, в качестве которого служит вибропреобразователь, приемник излучения ФЭУ-19 и усилитель переменного тока с нуль-микроамперметром на выходе. Оптическая схема прибора приведена на рис. 1. На нем Π_1 — поворотная призма, отражающая свет, падающий из зенита на выходную щель; S_1 — входная щель монохроматора; S_2 и S_3 — средние щели

монохроматора; S_4 и S_5 — выходные щели монохроматора; D_1 и D_2 — диспергирующие кварцевые призмы; Z_2 и Z_4 — коллиматорные параболические зеркала; Z_1 и Z_3 — плоские зеркала;

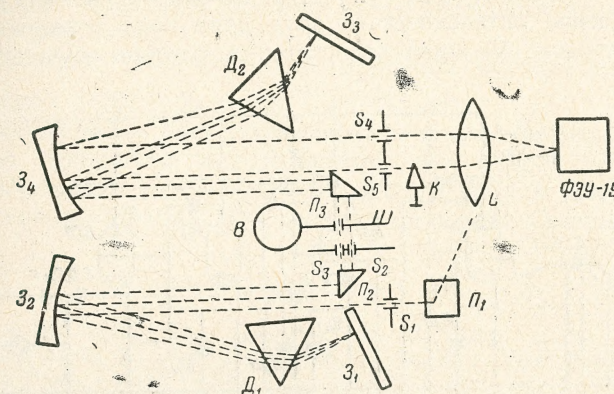


Рис. 1. Оптическая схема фотоэлектрического спектрофотометра

Π_2 и Π_3 — поворотные призмы; B — вибропреобразователь; K — оптический клин; L — линза, проектирующая изображение призмы D_2 на фотокатод ФЭУ-19.

Относительное отверстие прибора 1:5. Дисперсия прибора равна 4-кратной дисперсии одной призмы. В области $3200 \text{ \AA}$ обратная дисперсия равна $25 \text{ \AA/мм}$. Ширина входной щели S_1 равна $0,2 \text{ мм}$. Щель S_2 выделяет область спектра около $3114 \text{ \AA}$ и щель S_3 — около $3324 \text{ \AA}$. Ширина щели S_2 равна $0,2 \text{ мм}$ и щели S_3 — $0,5 \text{ мм}$.

Выделяемый спектральный интервал для длины волны $3114 \text{ \AA}$ равен $20 \text{ \AA}$. Смена длин волн может осуществляться поворотом отсчетного барабана, связанного поворотным механизмом с диспергирующими призмами. Для контроля прозрачности атмосферы в паре с длиной волны $3324 \text{ \AA}$ можно использовать длину волны $3560 \text{ \AA}$.

Электрическая схема прибора приведена на рис. 2. Сигнал с фотоумножителя подается на вход усилителя переменного тока. Благодаря наличию в цепи отрицательной обратной связи избирательного T -фильтра усилитель обладает резонансными свойствами. Максимальный коэффициент усиления на частоте

Отношение интенсивностей двух длин волн измеряется нулевым методом. Уравнивание световых потоков осуществляется

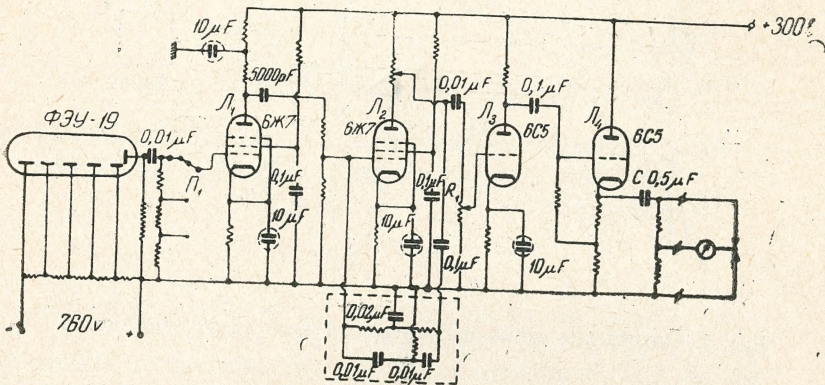


Рис. 2. Электрическая схема фотоэлектрического спектрофотометра

оптическим клином K . Контроль баланса производится нуль-микроамперметром на выходе усилителя со шкалой на 3 μa . Оптический клин был изготовлен из оптического стекла СС-4 на кварцевой подложке с перепадом плотности в 2 единицы.

В качестве синхронного детектора служит вибропреобразователь, к якорю которого прикрепляется шторка для коммутации световых потоков от щелей.

Для измерений с прямым солнечным светом изображение Солнца фокусировалось на матовую кварцевую пластинку, помещенную перед входной щелью. Питание осуществляется от сухих батарей и аккумулятора. Прибор вместе с питанием был смонтирован на тележке. Для определения отношения интенсивностей двух длин волн нужно знать постоянную прибора, которая зависит от дисперсии, ширины щелей, пропускания прибора, от чувствительности ФЭУ для двух длин волн. Для данного фотоэлектрического спектрофотометра постоянная прибора определялась по известному отношению интенсивностей в спектре эталонной лампы и была равной 0,174.

Точность измерения отношения интенсивностей при зенитном расстоянии Солнца $z = 60^\circ$ около 0,5%.

Для учета температурного влияния прибор градуировался при различных температурах и при проведении измерений в полевых условиях вводились поправки путем изменения длины волн отсчетным барабаном.

Минимальные регистрируемые прибором потоки в области длины волны 3100 Å были 10^{-14} вт/см² сек.

Описанный выше спектрофотометр позволяет регистрировать изменение отношения интенсивностей в спектре солнечного света, рассеянного из зенита безоблачного неба в течение дня и за 10 мин до восхода и 10 мин после захода Солнца.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dobson G. M. B., Phys. Soc. Proc., 43, 324, 1931.
2. Dobson G. M. B., Ann. of the Internat. Geophys. Year. Publ. by Pergamon Press, London — New York — Paris, 5 part, No. 1, 1957.

А. С. БРИТАЕВ

К ВОПРОСУ ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ХИМИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

Abstract

Ozone group of the Central Aerological Observatory has designed a chemical ozone measuring apparatus. Electrochemical method permits to observe the oxidation by ozone of the KJ-solution in water or in various buffer-solutions, the conductivity of solution (alternate current of 1600—2000 cycles per sec. remains constant after all KJ- is oxidized. In this manner the ozone-content of air near the ground was measured.

Our observations have demonstrated that the concentration near the ground follows, generally speaking, the variations of total ozone content, increasing with the N and NW winds, etc. Some exceptions of this rule make possible the existence of sources of O_3 near the ground. Diurnal range of ozone is marked by the broad maximum in the midday hours and minimum- in the night.

Прямые измерения озона в нижних слоях атмосферы химическим методом позволяют точно сформулировать краевые условия задачи о вертикальном распределении озона и, в частности, уточнить расчет концентрации озона в более высоких слоях по наземным спектрометрическим данным. Далее оказалось возможным использовать наблюдения за тропосферным озоном для вычисления вертикальных движений воздуха, турбулентности, коэффициентов обмена, изучения связи озона с облачностью и осадками и т. д. С созданием электрохимического озонметра и химического озонного радиозонда [6, 7, 51], химические и электрохимические методы получают еще большее распространение.

Исторически изучение атмосферного озона было начато именно химическими методами. Уже сто лет тому назад в Германии осуществлялись регулярные измерения озона в приземном слое атмосферы с помощью йодисто-калиевой крахмальной бумаги Шенбейна. К этому же времени относятся и первые попытки объяснить происхождение озона в атмосфере Земли. Так, в 1854 г. доктор Харальд Аккерман, местный врач острова Силт, сообщая о регулярных измерениях озона в этом районе, писал: «Озон возникает благодаря большой электрической искре на верхней поверхности туч и при образовании осадков».

Измерения озона указанным способом осуществлялись на метеорологических станциях в Цвикау в 1863—1870 гг., в Лейпциге — в 1866—1879 гг., в Грейце — в 1868—1879 гг., в крепости Кенигштайн — в 1872—1879 гг. [43]. Позднее, с 1879 по 1908 г., во Франции в Обсерватории Монсури Лепап и Коланж [23] вели систематические количественные измерения озона химическим методом по окислению различных растворов, в том числе растворов йодистого калия. В 1933—1935 гг. Довилье использовал при измерениях озона в Абиско и Скорсби-Сунд [13, 14] реакцию окисления озоном титрованного раствора мышьяковистокислого натрия. Количество озона определялось по оставшейся неокисленной части раствора путем последующего титрования его раствором йода.

В 1881 г. Шуллер заметил слабое свечение озонированной воды, а Бегер в 1910 г. показал, что это свечение вызвано переходом озона в кислород. В последующие годы был открыт целый ряд окислюминесцентных реакций восстановления озона.

Озон вызывает свечение при контакте с некоторыми химическими элементами (йодом, серой, натрием, таллием), минеральными соединениями (сульфидами, хлоридами, а также окисью азота и др.), морской водой, молоком и даже хлорофиллом. Особенно яркое свечение наблюдается при действии озона на люминол в растворе щелочи. По интенсивности окислюминесценции Бернаноз и Рене недавно [5] разработали способ определения концентрации озона, который был ими применен в лабораторных условиях.

Интересный химико-оптический метод разработала в 1934 г. М. А. Константинова-Шлезингер [4]. Она наблюдала свечение флуоресцирующего акридина, образующегося вследствие окисления озоном дигидроакридина. Таким способом производились измерения озона на Эльбрусе в 1934—1935 гг. а также анализировались пробы воздуха, взятые во время полетов советских субстратостатов в 1936 и в 1937 гг.

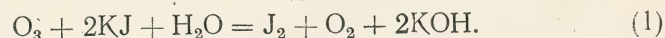
В 1940—1942 гг. Эмерт [15—18] предложил электрохимиче-

ский способ измерения концентрации озона по изменению проводимости окисляемого озонном раствора йодистого калия. Почти одновременно с ним Панет и Глюкауф [26] разработали метод измерения озона по деполаризации платиновых электродов йодом, выделяющимся при окислении озонном раствором йодистого калия. Электрохимический метод был применен в эти годы Эмертом для измерений с помощью самолета концентрации озона над Германией до высоты 9 км. Усовершенствованный метод Эмерта использовал Регенер в США при исследовании турбулентности и некоторых вопросов микрометеорологии [31, 33—36] и в 1952—1953 гг. — Кей [22] при самолетных измерениях концентрации озона до высоты 12,5 км. Еще больших высот достиг недавно Маргетройд [25], измеривший химическим методом распределение озона над Англией с самолета «Канберра» до уровня 15 км.

Во Франции Васси с сотрудниками при помощи созданной ими регистрирующей автоматической установки для непрерывных электрохимических измерений атмосферного озона выполнили ряд исследований по выяснению связи содержания озона с погодой [40, 45—47].

Регулярные измерения озона в приземном слое осуществляются в Оксфорде [21], на Гавайских островах [27], в Антарктиде на станции Литл Америка [49] и в ряде других пунктов. В период Международного геофизического года химические озонные радиозонды позволили впервые получить данные о структуре озоносферы над Антарктидой [24, 49].

В основу большинства современных химических и электрохимических методов озонметрии положена реакция окисления озонном йодистого калия в водном растворе



Реакция с йодистым калием характеризуется большой избирательностью по отношению к озону. Согласно исследованиям Эмерта [16], Карбене и Васси [9] йодистый калий почти не реагирует с окислами азота, серным ангидридом и некоторыми другими окислителями, присутствующими иногда в атмосфере наряду с озоном.

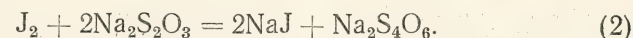
Из формулы (1) следует, что количество прореагировавшего озона может быть определено либо по количеству оставшегося в растворе йодистого калия, либо по количеству продуктов реакции едкого калия или газообразных йода и кислорода. Практически задача сводится к количественному анализу оставшегося в растворе йодистого калия или высвобождающегося в результате реакции йода. Так как концентрация озона в воздухе обыч-

но чрезвычайно мала (10^{-7} — 10^{-9} г озона на 1 л воздуха), то в количественном анализе должны использоваться особо чувствительные индикаторы реакции.

Количество продуктов реакции определяется обычно либо по изменению цвета индикаторов на определенном этапе реакции (колориметрический метод), либо по изменению проводимости раствора (кондуктометрический метод).

Наиболее простым является колориметрический метод измерения озона. Из существующих колориметрических способов озонметрии остановимся прежде всего на способе Кауэра [10—12]. При этом способе через 3 см³ 2%-ного раствора йодистого калия пропускается около 100 л воздуха, содержащего некоторое количество озона. Высвобождающийся при реакции газообразный йод отводится током воздуха. Количество оставшегося в растворе йода определяется по степени окрашивания капли хлороформа, примешиваемой к раствору по окончании реакции. Интенсивная окраска хлороформа свидетельствует, таким образом, о малом содержании озона в воздухе. Колориметрическая реакция проходит в буферном растворе, приготовленном на основе ацетата натрия.

По способу Буссе [8] 20—30 л воздуха пропускается через 3 см³ 2%-ного раствора йодистого калия, в который добавляется 2—3 капли разведенного крахмала, придающего раствору голубоватую окраску. Вслед за тем измерительный раствор титруется 0,001 н. раствором гипосульфита до полного исчезновения окраски. Количество озона определяется по массе гипосульфита, идущего на связывание йода и обесцвечивающего крахмал. В этом случае реакция дополняется реакцией связывания йода гипосульфитом



Указанным способом можно измерять концентрации озона выше 20 γ/м³ с точностью до 5—10%. Наименьшая концентрация озона, которая еще может быть обнаружена, — 3 γ/м³. Недостатком способа является значительная потеря йода до титрования, которую лишь частично можно учесть при обработке экспериментальных данных.

Потери йода можно избежать, если исследуемый воздух пропускать через раствор йодистого калия с добавкой 96 мм³ 0,001 н. раствора гипосульфита и вслед за тем производить электролиз раствора путем пропускания в течение 2 мин электрического тока силой 76 мкА. Количество йода, выделившегося в результате электролиза, строго равно количеству йода, связанного гипосульфитом. Количество оставшегося в растворе свободного

йода (а следовательно, и количество озона) определяется далее так же, как и в предыдущем случае.

Наглядной и наиболее простой колориметрической реакцией является реакция окисления озоном индигокармина, применявшегося нами в ряде случаев для качественной оценки сравнительно высоких концентраций озона в воздухе. Через 10 см^3 слегка окрашенного раствора индигокармина с известным содержанием в нем окрашивающего вещества протягивается воздух до исчезновения синей или голубой окраски. Момент исчезновения окраски соответствует полному переходу яркоокрашенного индигокармина в бесцветный изатин. Концентрация озона рассчитывается по уравнению химической реакции и по количеству пропущенного через раствор воздуха. Точность измерения — порядка 10—15% при концентрации озона в воздухе не менее 30 г/м^3 .

Окисление озоном растворов йодистого калия и других йодидов сопровождается возрастанием в растворе эффективной концентрации водородных ионов (увеличение водородного показателя pH). Указанное обстоятельство открывает возможность использования таких цветовых индикаторов, как фенол, бромтимол, нитрофенол, фенолфталеин и некоторых других, для качественного определения высоких концентраций озона в воздухе.

Абсолютные значения концентрации озона могут быть получены путем сравнения действия каждого индикатора в определенном режиме измерений с одним из абсолютных методов измерения озона.

Несмотря на простоту, колориметрический анализ обладает рядом недостатков, важнейшим из которых является субъективность в оценке изменения цвета.

Использование спектрофотометра для контроля прозрачности раствора облегчает применение в озонметрии колориметрических способов и увеличивает их точность в 1,5—2 раза. Необходимо, однако, отметить, что увеличение точности путем фотометрирования имеет ограниченный предел в связи с самопроизвольным изменением цвета растворов после окончания реакции с озоном. Скорость изменения цвета при этом зависит от природы индикатора, скорости реакции, освещенности и других трудно учитываемых условий эксперимента, ограничивающих возможности фотометрического контроля цветовых реакций.

Точные количественные измерения озона осуществляются электрохимическими методами, при которых реакция разрушения озона контролируется по изменению электрических свойств окисляемого озоном раствора. Среди электрохимических спо-

собов озонметрии наибольшее распространение получили способы Эмерта [15—18] и Тайхерта [41—44], на которых мы коротко и остановимся.

По способу Эмерта исследуемый на озон воздух пропускается через 3 см^3 2%-ного раствора йодистого калия, к которому добавлено небольшое количество гипосульфита. Это количество гипосульфита в соответствии с реакциями (1) и (2) расходуется на связывание йода, освобождаемого при окислении йодистого калия озоном. Для определения момента израсходования гипосульфита сосуд с измерительным раствором снабжен четырьмя платиновыми электродами. Если к двум из этих электродов приложить напряжение меньше, чем нужно для электролиза, например 0,18 в, то образуются так называемые обратимые электроды йода с поляризационным напряжением, равным приложенному напряжению. Сила тока, измеренная в цепи взятых двух электродов, падает до нуля. Такое положение сохраняется до тех пор, пока не израсходуется все количество гипосульфита и в растворе не появится свободный йод. Свободный йод, подводимый к обратимым электродам путем механического перемешивания раствора, вызывает деполяризацию и появление в электрической цепи тока; пропорционального интенсивности перемешивания. В результате реакции с озоном обычно нейтрализуется лишь некоторая доля содержащегося в растворе гипосульфита. Остальная часть гипосульфита нейтрализуется йодом, создаваемым путем электролиза при пропускании тока через другую пару электродов.

Чувствительность прибора допускает производство измерений с 10 л воздуха. Измерения могут быть зафиксированы с помощью автоматического регистрирующего устройства. Инструментальная ошибка в определении концентрации озона не более 5%. По мнению Уэйдлина [48], аналогичный результат достигается при амперометрическом оттитровывании избытка $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$ 0,01 н. раствором KIO_3 .

По способу Тайхерта определяется минимальное значение проводимости раствора йодистого калия, оставшегося в растворе после реакции с озоном, титрованным 0,0005 н. раствором азотнокислого серебра. В процессе титрации образуется практически нерастворимое йодистое серебро, выпадающее в осадок:



Так как подвижность ионов нитрата меньше подвижности ионов йода, электропроводность раствора при титровании медленно уменьшается до момента завершения реакции с йодистым калием. Дальнейшее добавление азотнокислого серебра увеличи-

ваит эффективную концентрацию ионов в растворе, вследствие чего увеличивается электропроводность раствора. Таким образом, по точке эквивалентности можно рассчитать остаток йодистого калия в растворе, а следовательно, и концентрацию озона. Йодистый калий разводится в буферном растворе с водородным показателем pH-7, состоящем на 61% из раствора 11,876 г $\text{Na}_2\text{HPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в 1 л воды и на 39% — из раствора 9,078 г KH_2PO_4 в 1 л воды. Электропроводность измерялась с точностью до $0,1^\circ/100$ при помощи моста, питаемого переменным током частотой 2000 гц, и электроусилительного устройства. Так как каждый цикл измерений продолжается около часа, измеренные значения концентрации озона оказываются осредненными за указанный срок.

Для изучения электрохимических реакций и выбора оптимального режима измерений в озонметрической группе ЦАО была сконструирована и собрана лабораторная установка, принципиальная схема которой представлена на рис 1.

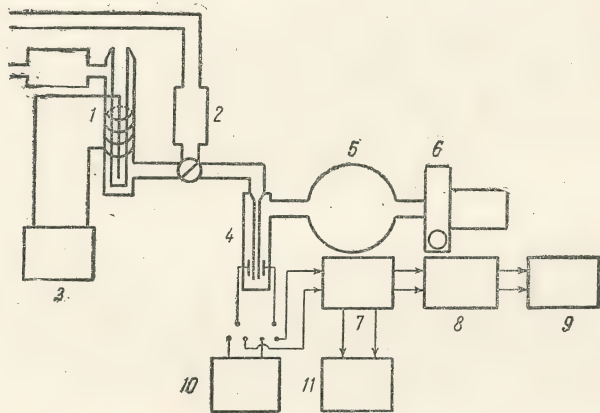


Рис. 1. Схема озонного анализатора:
1—электростатический озонатор; 2—фильтры; 3—высоковольтный индуктор; 4—измерительный сосуд; 5—газовый счетчик; 6—электрический аспиратор; 7—измерительный мост; 8—усилитель; 9—осциллограф; 10—pH-метр; 11—генератор стандартных сигналов

Естественный или озонированный при помощи электростатического озонатора (1) воздух, очищенный от механических примесей фильтрами (2), проходит через сосуд с измерительным раствором (4), газовый счетчик (5) и электрический аспиратор (6).

Измерительный стеклянный сосуд (4) цилиндрической формы емкостью около 10 см^3 снабжен двумя платиновыми электродами площадью 1 см^2 каждый. Electroды могут подключаться либо к измерительному мосту (7), либо к электронному измерителю водородного показателя (10). На одну из диагоналей моста (7) подается переменное напряжение от генератора стандартных сигналов (11). При разбалансе электрические сигналы с другой диагонали моста усиливаются широкополосным усилителем (8) и отмечаются на трубке катодного осциллографа (9). Момент баланса соответствует минимуму амплитуды синусоидальных колебаний по осциллографу.

С помощью электрохимического озонного анализатора была рассмотрена реакция окисления озном раствора йодистого калия при разных степенях разведения в дистиллированной воде и в буферных растворах (2).

Типичный ход кривой проводимости для 0,001 н. раствора показан на рис. 2 (1). Прямолинейный участок кривой (1), параллельный оси абсцисс, соответствует полному израсходованию йодистого калия. Водородный показатель в процессе окисления раствора возрастает, а по завершении реакции — приобретает постоянное значение. Раствор окрашивается в желтый цвет вследствие выделения свободного йода. Добавление к раствору одного из рассмотренных выше цветовых индикаторов вызывает резкое изменение цвета.

Кривая 2 на рис. 2 иллюстрирует изменение электропроводности при титровании азотнокислым серебром частично окисленного озном раствора йодистого калия. Точка перегиба соответствует моменту окончания реакции замещения (3). Эта реакция хорошо прослеживается также по изменению водородного показателя, имеющего обратный ход.

Ход изменения электропроводности раствора йодистого калия в смеси с 0,001% раствором гипосульфита показан кривой 3

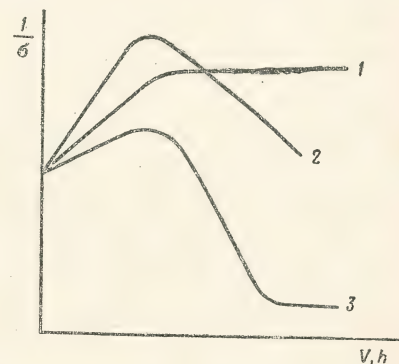


Рис. 2. Изменение электропроводности измерительных растворов:
1—реакция окисления раствора йодистого калия; 2—титрование азотнокислым серебром частично окисленного раствора йодистого калия; 3—реакция окисления раствора йодистого калия с добавлением гипосульфита

на рис. 2. Количество гипосульфита в растворе рассчитывается таким образом, чтобы связать 10 γ озона. Как видно из рис. 2, до полного израсходования гипосульфита сопротивление раствора медленно возрастает. Дальнейшее окисление измерительного раствора вызывает увеличение концентрации щелочи и уменьшение сопротивления вплоть до момента полного израсходования реагентов.

Проводимость раствора измерялась на переменном токе с целью уменьшения влияния электролиза. Наложение переменного электрического поля приводит в растворе к сложным обратимым и необратимым реакциям. Ионы растворенного вещества совершают в соответствии с частотой переменного тока колебательные движения около неподвижных центров равновесия. Эти колебания тормозятся электростатическими силами связи иона с поляризованной им частью раствора. Согласно теории сильных электролитов, силы связи определяются временем релаксации τ , зависящим от коэффициента диффузии тонов D , фактора торможения η и концентрации раствора n :

$$\tau = \frac{\eta D}{8\pi e^2 n}, \quad (4)$$

($e = 2,718$).

При частоте переменного тока $1/\tau$ силы взаимодействия иона с его ионной атмосферой, а следовательно, и электрическое сопротивление раствора минимальны. Экспериментальная зависимость эффективного сопротивления растворов при разных степенях разведения от частоты электрического тока качественно согласуется с выводами теории электролитов. Полученные нами экспериментальные данные указывают, что по мере увеличения частоты тока от 0 до 2000 $гц$ сопротивление измерительных растворов уменьшается, приближаясь к определенному пределу. У поверхности электродов переменное электрическое поле вызывает необратимые явления, связанные с неодинаковой скоростью анодных и катодных процессов. Интенсивность обратимых процессов увеличивается с ростом амплитуды электрических колебаний и уменьшается с увеличением частоты переменного тока. Поэтому наиболее целесообразно измерения электропроводности осуществлять по компенсационному методу на частоте переменного тока 1600—2000 $гц$.

Растворы йодистого калия с тиосульфатом натрия использовались нами с января 1959 г. при электрохимических измерениях озона в приземном слое атмосферы в г. Долгопрудном (20 км к северу от Москвы). Концентрация O_3 на уровне 2 м сопоставлялась с его общим содержанием, ходом метеорологических элементов вблизи поверхности Земли, а также с вертикальными

потоками на уровне 850 и 700 мб, определенными по дивергенции скорости ветра. Общее содержание озона измерялось с помощью фотоэлектрического спектрофотометра типа Добсона в соответствии с методом, изложенным в [1].

Типичный ход концентрации озона и метеорологических характеристик среды показан на рис. 3. Как видно из рис. 3, колебания концентрации озона в приземном слое обычно совпадают с колебаниями общего количества озона в атмосфере.

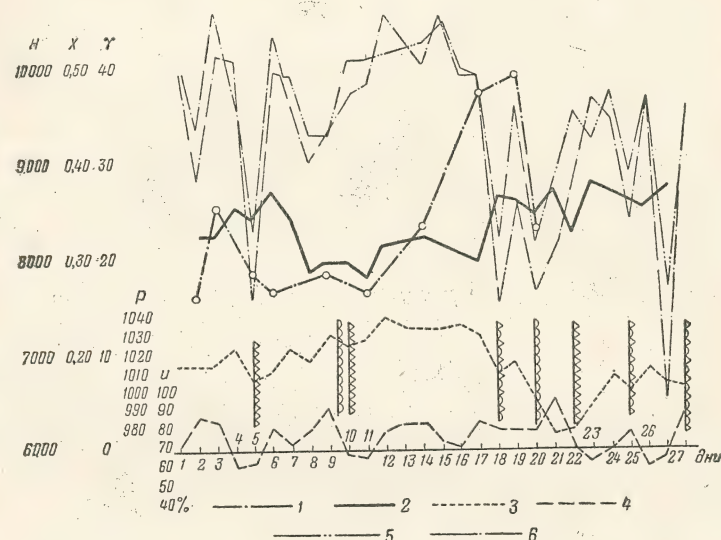


Рис. 3. 1—ход концентрации озона на уровне 2 м; 2—его общее содержание; 3—давление; 4—влажность; 5—вертикальные потоки на уровне 850 мб; 6—на уровне 700 мб (относительные единицы) и атмосферные фронты за февраль 1959 г.

Можно также видеть, что нисходящие вертикальные потоки часто бывают связаны с увеличением количества озона во всей толщине атмосферы и у поверхности земли. Высокие концентрации озона отмечаются преимущественно при северном и северо-западном ветрах и в некоторых случаях — после выпадения осадков. Обращает на себя внимание относительно низкие значения концентрации озона в районе Москвы по сравнению с данными, полученными для Западной Европы. Указанное различие, возможно, объясняется географическими факторами.

Суточный ход озона на уровне 2 м имеет ясно выраженный широкий максимум в околополуденные часы и минимум — ночью и утром. При неустойчивой погоде отмечаются резкие колебания концентрации озона от 0 до 50 $\gamma/\text{м}^3$ и выше. Колебания озона не всегда согласуются с адвекцией воздуха, что, очевидно, подтверждает мнение [19, 20, 33, 36—39] о возможном существовании источника озона вблизи поверхности Земли.

Относительно происхождения озона в тропосфере не существует установившейся точки зрения. Господствовавшие ранее представления о возникновении озона в атмосфере Земли исключительно под действием ультрафиолетовой радиации Солнца на высотах более 20 км существенно поколеблены исследованиями последних лет. Первый удар стратосферной теории происхождения озона был нанесен, очевидно, исследованием токсичных калифорнийских туманов. Согласно В. Регенеру [33], измерявшему концентрацию озона вблизи Лос-Анжелоса у земли и на высотах с помощью самолета, озон в Калифорнийской долине образуется непосредственно из веществ, содержащихся в подынверсионном слое аэрозоля, примыкающем к поверхности Земли. Резкий максимум озона, наблюдаемый в этом районе в полуденные часы, Регенер объясняет испарением с гигроскопических частиц аэрозоля перекиси водорода, фотохимически диссоциирующей вслед за тем с образованием озона. По Стивенсу [39], озон образуется при разложении под действием ультрафиолетовой радиации двуокиси азота, попадающей в воздух с промышленными дымами. Возникающая при этом окись азота выводится из сферы реакции при взаимодействии с органическими веществами с образованием пероксинитрита. Последний разлагается заново с выделением двуокиси азота и т. д., завершая цикл суточных колебаний озона. Результаты исследований колебаний количества озона в районе Лос-Анжелоса не всегда согласуются между собой (см., например, [37]); однако все исследования определенно устанавливают явление локального образования озона, не связанного с переносом воздуха из стратосферы в приземный слой.

В более общем плане озонообразующие факторы в нижних слоях атмосферы рассмотрены Френкилем [19, 20], указавшим три возможных источника тропосферного озона: 1) озон переносится в тропосферу турбулентной диффузией из стратосферы, 2) некоторое количество озона образуется в тропосфере в результате фотохимической диссоциации двухатомного кислорода под действием ультрафиолета и 3) около $3 \cdot 10^{10}/\text{см}^2 \text{ сек}$ молекул озона возникает в полосе от 30 до 60° с. ш. при разложении радиацией с длиной волны $\lambda = 3660 \text{ \AA}$ двуокиси азота, вносимой

в атмосферу с продуктами жизнедеятельности человека. Заметное в планетарном масштабе количество двуокиси азота, а следовательно и озона, образуется при извержениях вулканов, лесных пожарах, при разложении органических соединений (например, при окислении смолы деревьев в хвойных лесах) и т. п. Озон образуется также при коронном и искровом электрических разрядах в тропосфере (при явлении «огней Эльма», грозах, метелях и т. п.), в результате естественной радиоактивности почвы и воздуха, при работе и испытаниях атомных и ядерных устройств [38].

Вопрос о происхождении озона рассмотрен недавно В. Д. Решетовым [3] (см. статью В. Д. Решетова в настоящем сборнике). В связи с обсуждением аэрозольной теории происхождения озона интересно отметить возможность перераспределения аэрозолем озона в атмосфере, обусловленного температурной зависимостью растворимости озона в воде. При 0° С в 1 см^3 воды растворяется 0,49 см^3 озона. С повышением температуры растворимость озона в воде уменьшается, что в определенных условиях может привести либо к выделению части растворенного ранее озона, либо к его полному освобождению при последующем испарении всей воды.

Окончательное решение вопроса о происхождении озона в атмосфере Земли, и в частности в тропосфере, может быть найдено лишь путем постановки дальнейших количественных исследований, важное место в которых безусловно займут химические методы определения концентрации озона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бритаев А. С., Кузнецов А. П. Вертикальное распределение озона. Труды ЦАО, вып. 32, 23—35, 1959.
2. Виноградова Е. Н. Методы определения концентрации водородных ионов. Изд-во МГУ, 1950.
3. Решетов В. Д. Аэрозольная гипотеза атмосферного озона. Конф. по атм. озону. Изд-во МГУ, 1961.
4. Константинова-Шлезингер М. А. Труды Эльбрусской экспедиции 1934—1939 гг. Изд-во АН СССР, 1936.
5. Bernapose A. S., Kene M. G. Oxyluminescence of a few fluorescent compounds of ozone. Ozone Chem and Technol., Washington, D. C. Amer. Chem. Soc., 7—12, 1959.
6. Brewer A. W., Milford S. R., Griggs M. An electrochemical ozonesonde. IUGG WMO Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
7. Brewer A. W., Milford S. R. Vertical measurements of ozone distribution. IUGG WMO Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
8. Bussy W. Über eine handliche und hinreichend genaue kolorimetrische Methode für Ozonmessungen. Meteorol. Rundschau, Nr. 7, 14—15, 1954.

- 9 Carbenay S., Vassy A. Dosage continu de l'ozone atmospherique. *Ann. Geophys.*, No. 9, 300—308, 1953.
10. Cauer H. Ergebnisse chemisch — meteorologischen. Forschungen. *Arch. Met. Geoph. Biokl.*, Ser. B, 221, 1949.
11. Cauer H. Chemisch — bioklimatische Studien in Konigstein im Taunus. *Arch. physik. Ther.*, 1, 208, 1951.
12. Cauer H. Ergebnisse von Ozonuntersuchungen in der Sachsen. 1949—1950. *Arch. phys. Ther.*, 3, 208, 1951.
13. Dauvillier A. Recherches sur l'ozone atmosphérique effectuées au Scorsby — *Sund Journ. de Phys. et de Radium*, 7, 455, 1934.
14. Dauvillier A. *Compt., Rend.*, 201, 679, 1935.
15. Ehmert A. Über den Ozongehalt der unteren Atmosphäre bei winterlichem Hochdruck — wetter nach Messungen im Flugzeug. *Forsch. u. Erf. Ber. d. RWD*, Berlin, 13, 1941.
16. Ehmert A. Ein einfaches Verfahren zur absoluten Messung des Ozongehalts von Luft. *Meteorol. Rundschau*, Nr. 2, 64, 1951.
17. Ehmert A. Gleichzeitige Messung des Ozongehalts bodennaher Luft an mehreren stationen mit einem einfachen absoluten Verfahren. *Journ. atmospheric terrest. Physics*, No. 2, 189, 1959.
18. Ehmert A. Über örtliche Einflüsse auf den Ozongehalt der Luft. *Ber. Dt. Wetterd.*, 38, 283, 1952.
19. Frenkiel F. N. On Vertical ozone profiles in the troposphere. Publication IAMAP, No. 118, 90, 1958.
20. Frenkiel F. N. Tropospheric ozone. IUGG WMO. Ozone Symposium, Oxford, July, 1959.
21. Harrison F. R. Surface ozone concentration measurements at Oxford. IUGG WMO. Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
22. Кау Р. Измерения с самолета вертикального распределения озона до высоты 12 км химическим методом. Сб. «Ракетные исследования верхней атмосферы», под ред. Бойда П. Л. и Ситона М. Д. ИЛ, 1957, стр. 236—239.
23. Lepape A., Colange I. *C. R. Acad. Sci.*, 189, 53, 1929.
24. Mac Dowall S. Soundings of the Antarctic Ozoneosphere IUGG WMO. Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
25. Murgatroyd R. S. Some recent measurements of ozone concentrations from a Canberra aircraft up to 15 km. IUGG WMO. Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
26. Paneth F., Gluckauf E. Measurements of atmospheric ozone by a quick electrochemical method. *Nature*, 147, 614, 1941.
27. Price S., Pales S. Some observations of ozone at Mauna Zoa observatory, Hawaii IUGG WMO. Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
28. Rassoal S. Relation entre les épaisseurs réduites de l'ozone atmosphérique et sa concentration au niveau du sol. *Geofis. pura e appl.*, No. 3, 54—60, 1956.
29. Regener E. Über die Schwankungen des Ozons in der Troposphäre und Stratosphäre. *J. atmospher. terrest. Physics*, No. 2, 173, 1952.
30. Regener E. Neues von Ozon in der Erdatmosphäre. *Naturwissen. Rundschau*, 7, Nr. 1, 8, 1954.
31. Regener E., Paetzold H., Ehmert A. Дальнейшие исследования озонового слоя. Сб. «Ракетные исследования верхней атмосферы», под ред. Бойда П. Л. и Ситона М. Д. ИЛ, 1957, стр. 230—235.
32. Regener F., Zucke O. Über die meteorologischen Bedingungen der Ozonschicht in Bodennaher Luft. *Abhandl. MHD der DDR*, 2, 13, 1953.
33. Regener V. H. New experimental results on atmospheric ozone. *Sci. proc. of IAMAP*, London, 1956.
34. Regener V. H. The daily variation of atmospheric ozone near the surface. IUGG WMO. Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
35. Regener V. H. The vertical flux of atmospheric ozone. *Journ. Geophys. Res.*, No. 2, 221—228, 1957.
36. Regener V. H. Ozone concentration profiles. Exploring the atmosphere first'smile, 1957, pp. 188—198.
37. Saltzman B., Gilbert N. Ozone reaction with I — hexene. *Industr. and Engin. Chem.*, 51, No. 11, 1415—1420, 1959.
38. Schreiderov A. J. Thermounuclear explosions and the ozonosphere. Publication. IAMAP, No. 11b, 94, 1958.
39. Stephens F. Air Pollution lab. reports from. Los-Angeles. *Journ. Franklin. Inst.*, 4, 349—359, 1957.
40. Tanaevsky O., Vassy A. Sur le dosage chimique de l'ozone atmosphérique. *C. R. Acad. Sci.*, 244, 924—925, 1957.
41. Teichert F. Erfahrungen mit chemischen Ozonmessmethoden. *Z. f. Meteorol.*, 6, 132, 1952.
42. Teichert F. Vergleichende Messung des Ozongehalts des Luft an Erdboden und in 80 m Höhe. *Z. f. Meteorol.*, 9, 21—27, 1955.
43. Teichert F., Warmbt W. Ozonuntersuchungen am Meteorologischen Observatorium Wahnsdorf. *Abhandl. MHD der DDR.*, 5, вып. 34, 67, 1955.
44. Teichert F., Warmbt W. Ozonmessungen Dresden — Wahnsdorf und Fichtelberg 1954/1955. *Zeitschr. Meteorol.*, 9, 264—277, 1956.
45. Vassy A. Appareil enregistreur donnant la concentration de l'ozone dans l'air. *Geofis. pura e appl.*, 1, 164—173, 1958.
46. Vassy A. Concentration de l'air en ozone a la station scientifique du Jungfraujoch. *C. R. Acad. Sci.*, 25, 2409—2411, 1958.
47. Vassy A. Ozone concentration at ground level — IUGG WMO Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.
48. Wadelin C. Determination of ozone and other oxidants in air. *Analyt. Chem.*, 3, 441—442, 1957.
49. Warmbt W., Regionale Untersuchungen des bodennahen Ozon. *Arch. Phys. Therap.*, 4, 328—336, 1958. Measuring ozone in the stratosphere. *New Scientist.*, 2, 32, 1957.
50. Wexler H., Moreland W., Harlin B., Weyant W. A preliminary report on ozone observations at Little America, Antarctica. IUGG WMO, Ozone Symposium. Oxford, July, 1959.

Г. У. КАРИМОВА

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ОЗОНОМ В АРКТИКЕ В 1958 г.

Abstract

Observations of ozone were organized at observatories of Dixon Is. Heiss Is. СП-6 (North Pole-6, moving). Observations were made with ozonometer of Central Geophysical Observatory, with glass filters at Heiss (only at day) and at СП-6, and at Dixon with spectrophotometer with diffraction grid. All devices were compared with Dobson spectrophotometer in Leningrad, and so the data of Table 1 are supposed to be sufficiently homogeneous.

Annual range of ozone is very pronounced in Arctic, the total amount x diminishes from April to August by 44% at СП-6, and by 30% at Dixon (compared with 21% in Voeikovo near Leningrad). In April the ozone amount in Arctic is greater (and the meridional gradient sharper), in August-smaller, than in Voeikovo. Presumably, the ozone maximum in the spring is located around to the North Pole, beyond the latitude 80° N, where it was thought before.

In April the correlation coefficients between ozone and temperature at heights of 6,9 and 15 km above the Heiss Is and the СП-6 is negative and decreases with height. In summer the correlation is even more close.

The day to day variability of total ozone is greater at the Heiss Is than that at the North Pole, where the synoptic activity is also less pronounced.

В связи с Международным геофизическим годом Арктический и антарктический научно-исследовательский институт сов-

местно с Главной геофизической обсерваторией им. Воейкова в 1957 г. организовал озонметрические наблюдения на о. Диксон. Учитывая важность озонметрических наблюдений в период МГГ по инициативе Арктического и антарктического научно-исследовательского института дополнительно были организованы наблюдения еще в двух пунктах: о. Хейс и СП-6, дрейфо-

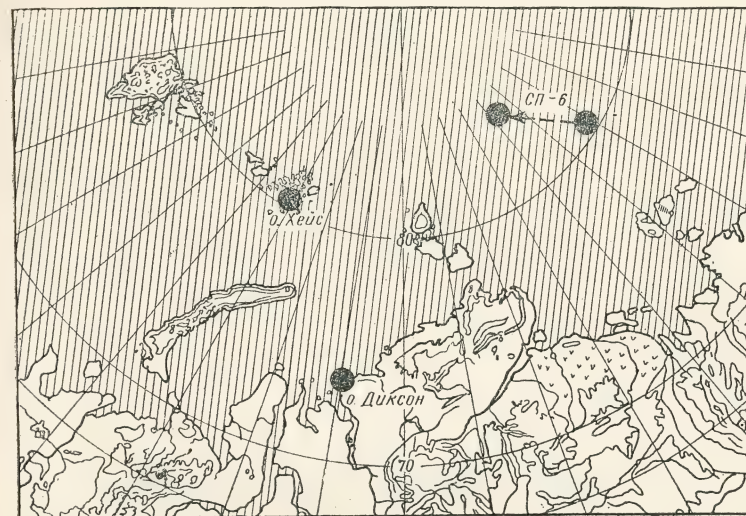


Рис. 1. Расположение озонметрических пунктов в Арктике

вавшей в 1958 г. В настоящее время наблюдения продолжают на дрейфующей станции СП-8. В результате всех этих наблюдений впервые были получены данные об общем содержании озона в высоких широтах Советской Арктики (рис. 1).

Оснащение указанных станций было различным. На о. Диксон измерения проводились в светлое время по прибору СФД-1 (спектрофотометр с дифракционной решеткой), ночью по лунной установке ОФЭТ-3. На о. Хейс работали с озонметром конструкции ГГО. На дрейфующей станции СП-6 измерения проводились озонметром конструкции ГГО только в светлую часть года (из-за отсутствия ночной установки).

Озонметр ГГО представляет собой электрический фотометр с двумя светофильтрами, которые являются комбинацией стеклянных светофильтров:

1. ЖС-3 + УФС-2 с полосой пропускания от 3040 до 3240 Å.

2. СЗС-18 + УФС-2 с полосой пропускания от 3640 до 3800 Å.

Для измерения общего содержания озона на всех пунктах использовался оптический метод, основанный на ослаблении прямого ультрафиолетового солнечного света атмосферным озоном. Для исключения влияния аэрозолей наблюдения велись в двух участках спектра. Увеличение содержания озона в атмосфере вызывает большое ослабление ультрафиолетового света в первом участке спектра, который совпадал с правым краем полосы Гартлея, в то время как во втором участке прямой солнечный свет не ослабляется заметно озоном. По величине ослабления ультрафиолетового света определялось общее количество озона в атмосфере в сантиметрах. Приемником служил днем магнелий фотоэлемент, нечувствительный к красной и инфракрасной частям спектра, ночью — фотоумножитель ФЭУ-18.

Наблюдения велись в светлое время по прямому солнечному свету; на о. Хейс через каждые 15 мин, на СП-6 ежедневно в ясную погоду, а при наличии облачности в разрывы между облаками.

Общее содержание озона измерялось в интервале высот Солнца от 12 до 35°. Нужно отметить, что в весенний период, когда в Арктике часто стоит ясная погода, Солнце находится низко над горизонтом, летом же небо нередко бывает затянуто низкой облачностью, что весьма ограничивает возможность измерения озона. Общее число измерений озона на о. Хейс с марта по сентябрь 1958 г. составляет 1870, на СП-6, с апреля по август — только 220, в связи с тем, что наблюдения проводились аэрологической станцией, выполнявшей также аэрологическую программу работ.

Определение озона с помощью прибора СФД-1 сводится к вычислению x по следующей формуле:

$$x = \frac{L_0 - L - 0,110m}{0,865\mu},$$

где L_0 — отношение интенсивностей I_0 и I'_0 прямого солнечного света вне атмосферы.

L — отношение интенсивностей I и I' прямого солнечного света двух длин волн λ и λ' .

μ — оптическая масса озона, зависящая от угловой высоты Солнца.

m — оптическая масса атмосферы.

Для озонметров ГГО использовался другой метод расчета

озона. Обработка наблюдений по этим приборам производилась при помощи номограммы, рассчитанной по формуле Бугера для спектральных интервалов в 20 Å, при различных высотах Солнца для всех значений озона x (от $x = 0,20$ до $x = 0,52$ см). Эта номограмма позволяет графическим путем определить содержание озона по известному отношению интенсивностей L и по высоте Солнца. С номограммы снималось общее содержание

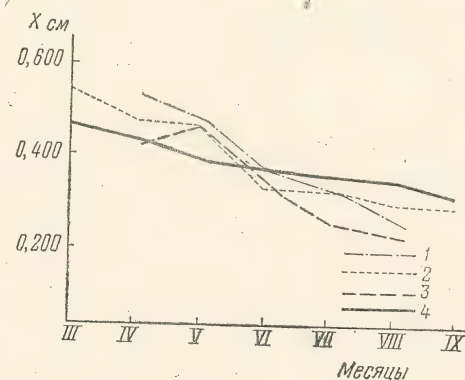


Рис. 2. Среднемесячные значения общего содержания озона в Арктике за 1958 г. 1 — СП-6; 2 — о. Хейс; 3 — о. Диксон; 4 — пос. Воейково

озона с точностью до 0,005 см. При малых высотах (менее 15°) ошибка возрастает вследствие сильного сгущения изолиний озона на номограмме.

Перед отправкой в Арктику была проведена градуировка всех приборов по спектрофотометру Добсона в Главной геофизической обсерватории им. Воейкова, которая показала, что погрешность измерений озонотрами ГГО не превышает 5%. После возвращения из Арктики озонотр с СП-6 был вторично проградуирован, при этом оказалось, что за пять месяцев работы в арктических условиях градуировочный коэффициент прибора изменился на 6% от первоначальной величины. Приведенные выше соображения позволяют считать, что материалы трех станций достаточно однородны и их можно использовать для сравнения.

Результаты измерения общего содержания озона в Арктике за период с марта по сентябрь 1958 г. по трем станциям: Диксон, Хейс и СП-6 представлены в табл. 1, где даны среднедекадные значения общего содержания озона, и на рис. 2, где нанесены среднemesячные значения озона. Для сравнения на график нанесены данные пос. Воейково за тот же период. Из графика видно прежде всего, что общее содержание озона в Арктике значительно уменьшается от весны к осени. За период

Таблица 1
Среднедекадные значения общего содержания озона в см в Арктике за 1958 г.

		о. Диксон	о. Хейс	СП-6
Март	I	—	—	—
	II	—	—	—
	III	—	0,551	—
Апрель	I	—	0,510	—
	II	0,415	0,462	0,539
	III	0,422	0,458	0,548
Май	I	0,475	0,455	0,526
	II	0,452	0,479	0,490
	III	—	—	0,432
Июнь	I	—	0,330	0,389
	II	0,370	0,321	0,345
	III	0,302	0,328	0,354
Июль	I	0,314	0,348	0,308
	II	0,223	0,309	0,325
	III	0,185	0,284	0,334
Август	I	0,222	0,301	0,302
	II	—	0,295	—
	III	—	0,267	—

с апреля по август 1958 г. оно уменьшилось на СП-6 на 44%, на о. Хейс на 40%, на о. Диксон на 30%, в то время как в пос. Воейково это изменение составляет только 21%. Аналогичная картина спада (~50%) обнаружилась так же по наблюдениям

Юхансена в Тромсе. Такой резкий спад кривой в высоких широтах согласуется со значительным изменением количества солнечной радиации от зимы к лету.

Если в апреле озона в Арктике больше, чем в Воейково, то в июле соотношение обратное — в Арктике озона становится

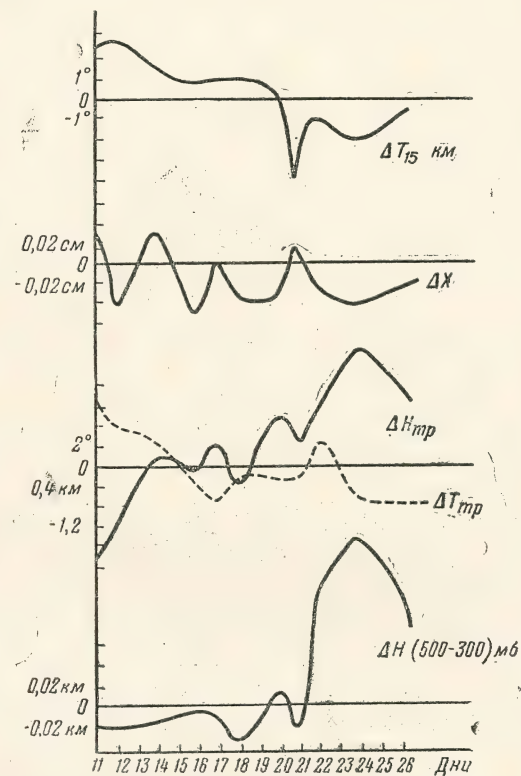


Рис. 3. Отклонения от средних величин x , $H_{500-300}$ мб, $H_{тр}$, $T_{тр}$ и T_{15} км за апрель 1958 г. на о. Хейс

ся меньше, чем в Воейково, что подтверждает известный вывод о перемещении максимума содержания озона летом на широту 60°.

Широтный ход озона наиболее ярко выражен в апреле: больше озона на СП-6 и на о. Хейс, чем на о. Диксон и в Воейково. Это значит, что максимум озона весной располагается

гораздо ближе к полюсу (севернее 80° с. ш.), чем думали ранее. Помимо сезонных изменений общего содержания озона, связанных с изменением притока солнечной радиации, наблюдаются короткопериодные изменения общего содержания озона, зависящие от циркуляции атмосферы. Поскольку в слоях ниже 25 км процессы распада и образования озона происходят очень

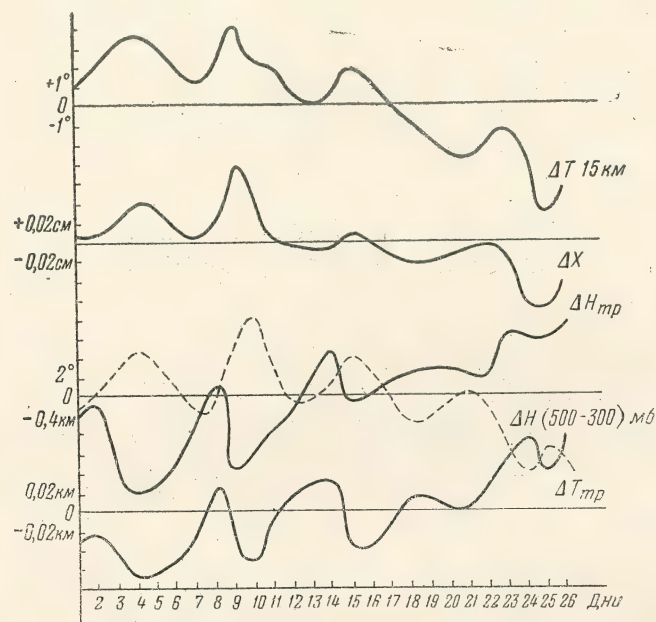


Рис. 4. Отклонения от средних величин x , $H_{500-300}$ мб, $H_{тр}$, $T_{тр}$ и T_{15} км за июль 1958 г. на о. Хейс

медленно, то озон там можно рассматривать как консервативную примесь к воздуху. Перемещаясь с воздушной массой, он может в ряде случаев служить характеристикой данной воздушной массы. Таким образом оказывается возможным связывать резкие изменения общего содержания озона с изменениями температуры. Исходя из этого представлялось интересным проанализировать полученные озонметрические данные с целью выявления связи общего содержания озона в атмосфере Арктики с аэросиноптическими условиями. Для подробного анализа ежедневных данных были выбраны два месяца — апрель и июль, поскольку они наиболее ярко характеризуют весенний и лет-

ний сезоны в Арктике. День за днем общее содержание озона сравнивалось со средними термическими условиями тропосферы, стратосферы и переходного слоя — тропопаузы. Для характеристики температур верхней тропосферы была взята толщина слоя 500—300 мб, затем рассматривались высота и температура тропопаузы, а для характеристики температурного режима

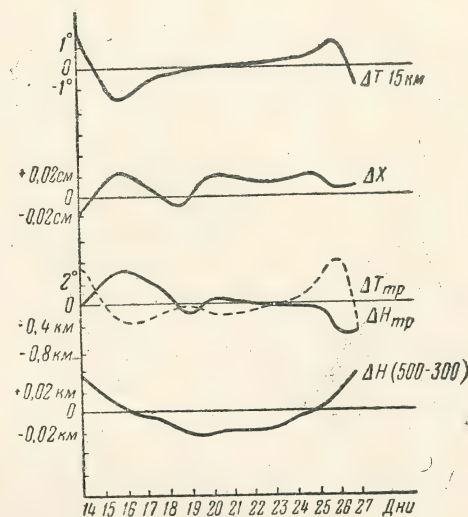


Рис. 5. Отклонения от средних величин x , $H_{500-300}$ мб, $H_{тр}$, $T_{тр}$ и T_{15} за апрель 1958 г. по СП-6

нижней стратосферы была взята температура на высоте 15 км. Она соответствовала приблизительно максимальной высоте подъема радиозондов в указанные месяцы.

Результаты такого сопоставления приведены на рис. 3, 4 и 5, где нанесены отклонения от среднемесячных значений общего содержания озона (Δx), толщины слоя 500—300 мб ($\Delta H_{500-300}$), высоты и температуры тропопаузы ($\Delta H_{тр}$ и $\Delta T_{тр}$) и температуры на высоте 15 км (ΔT_{15}) для о. Хейс за апрель и июль и для СП-6 за апрель 1958 г. (в июле данные по СП-6 очень малочисленны). Коэффициенты корреляции между общим содержанием озона (x), температурой на 6 км ($T_{6 км}$), температурой на 9 км ($T_{9 км}$), высотой тропопаузы ($H_{тр}$) и температурой на 15 км ($T_{15 км}$) приведены в табл. 2. Из нее следует, что характер корреляционных связей в апреле по обоим стан-

Таблица 2

Коэффициенты корреляции
 $X, T_6, H_{тр}, T_9, T_{15}$ км

О. Хейса	СП-6
Апрель	Апрель
$r(X, T_6) = 0,49$	$r(X, T_6) = -0,61$
$r(X, T_9) = -0,07$	$r(X, T_9) = -0,01$
$r(X, H_{тр}) = -0,47$	$r(X, H_{тр}) = -0,70$
$r(X, T_{15}) = -0,19$	$r(X, T_{15}) = -0,23$
Июль	
$r(X, T_6) = -0,82$	
$r(X, T_9) = -0,72$	
$r(X, H_{тр}) = -0,87$	
$r(X, T_{15}) = +0,82$	

личину и между 9 и 15 км знак корреляционной связи меняется на обратный. Увеличение коэффициента корреляции, относящегося к 15 км, летом по сравнению с весной следует объяснить значительным увеличением солнечной радиации в полярной области в летнее время.

Для учета роли синоптических условий были проанализированы приземные карты погоды, а так же карты барической топографии АТ₅₀₀ и АТ₂₀₀. Качественно была оценена адвекция температуры в тропосфере и стратосфере и рассмотрена смена и колебания интенсивности барических образований. Известно, что в районах Арктики, прилегающих к северу Атлантики и Тихого океана, атмосферные процессы отличаются большей интенсивностью и изменчивостью, чем в Центральной Арктике. Это можно заметить, если сравнить синоптические условия в апреле на о. Хейс и на дрейфующей станции СП-6 (рис. 3 и 5). Оказывается, что обстановка в районе о. Хейс в апреле характеризуется частой сменой знака барических образований и значительной адвекцией тепла в тропосфере; так, 22 апреля температура воздуха у Земли за 12 час повысилась на 10° и продолжала повышаться в последующие дни. При этом общее содержание озона по сравнению с предыдущим днем понизилось на 9% и оставалось таким и в последующие дни. Относительную «активность» о. Хейс в апреле подтверждают также широкие пределы изменения высоты и температуры тропопаузы, $\Delta H_{тр} — 4,6$ км и $\Delta T_{тр} — 14^\circ$.

В то же время дрейфующая станция СП-6 находится в более стационарном циклоническом поле, прослеживаемом до

циям одинаков. Коэффициенты корреляции озона с температурой на 6 км $r(X, T_{6 км})$ имеют большие отрицательные значения, к 9 км они уменьшаются и на 15 км сохраняют отрицательный знак и малую величину. Коэффициенты корреляции между общим содержанием озона и высотой тропопаузы $r(X, H_{тр})$ весной и летом отрицательны и в июле достигают на о. Хейс величины 0,87. В июле на о. Хейс коэффициенты корреляции озона со всеми элементами имеют большую ве-

200-миллибаровой поверхности с незначительными колебаниями $H_{тр}$ и $T_{тр}$ ($\Delta H_{тр} — 0,8$ км и $\Delta T_{тр} — 5^\circ$) и почти постоянной температурой на высоте 15 км. Значения общего содержания озона на СП-6 в апреле отличаются большим постоянством и его отклонения от среднемесячной величины лежат обычно в пределах ошибки наблюдений.

Выводы

1. В Арктике наблюдается более резкий сезонный ход общего содержания озона по сравнению со средними широтами.

2. Проявляется также резко выраженный, по крайней мере до 80° с. ш., широтный ход озона; на СП-6 и на о. Хейс озона больше, чем на о. Диксон и в пос. Воейково.

3. В отличие от результатов, полученных Юхансеном для Тромсе в Арктике коэффициенты корреляции озона с температурными характеристиками в апреле малы и сохраняют отрицательное значение до высоты 15 км; в июле они имеют большую величину и коэффициент корреляции озона с температурой на высоте 15 км принимает положительное значение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добсон Брюер, Квайлонг. Метеорология нижних слоев атмосферы. Успехи физических наук, 31, № 1, 1947.
2. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд-во АН СССР, 1951.
3. Хвостиков И. А. Озон в атмосфере., Успехи физических наук, 49, № 2, 1956.
4. Кузнецов Г. И. Проблема озона. Метеорология и гидрология, № 4, 1959.
5. Johansen. Variations in the total amount of ozone over Tromsø and their correlation with other meteorological elements. Geofys. Publ., XIX, No. 5, 1955.
6. Normand Ch. Atmospheric ozone and upper air conditions. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., 79, No. 339, 1953.
7. Meetham. The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., 63, No. 271, 1937.

Т. С. ГОЛЬМ

ВРЕМЕННОЙ ХОД ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА НАД о. ДИКСОН и ЕГО СВЯЗЬ С МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ ЭЛЕМЕНТАМИ

Abstract

Observations of ozone in the Dixon observatory were carried out with quartz spectrophotometer with diffraction grid (dispersion 32 Å/mm) and Sb — Cs photocell. Maximum of x was observed in March. The period April — May were marked by very pronounced day-to-day variations of x , so great as 25—30%. The variability is the greatest in the central area of anticyclones and in the cyclonic troughs. Significant negative correlation of x with temperature in high troposphere and lower stratosphere is observed in June — July, (i. e. — 0,47 for $h-12$ km), and does not exist in August — September. In April — May winds from south bring the increase of ozone, and cold fronts from Central Polar Basin do not influence the total ozone content, contrarily to the variations, observed in middle latitudes.

В настоящей статье излагается краткий предварительный анализ материалов наблюдений за общим содержанием атмосферного озона в обсерватории о. Диксон за 1958—1959 гг. в сопоставлении с некоторыми аэрологическими данными.

1. ПРИБОРЫ, МЕТОДИКА И ПОГРЕШНОСТИ НАБЛЮДЕНИЙ

Наблюдения над общим содержанием атмосферного озона начаты в обсерватории о. Диксон с 1 июля 1957 г. и велись вначале с помощью озонграфа ОФЭТ-3 системы С. Ф. Родионова, А. Л. Ошеровича и Ш. А. Безверхнего. Этот прибор, как известно,

был снабжен светофильтром Андреева из стекла, изготовленного на основе тетрабората натрия. Спектральная пропускательная способность его непрерывно уменьшалась и уже весной 1958 г. стала практически равна нулю. Это заставило нас отказаться от анализа и публикации данных, полученных с помощью этого прибора. Поэтому следует считать, что систематические наблюдения за общим содержанием озона в атмосфере начались только с апреля 1958 г., когда в обсерваторию о. Диксон был доставлен спектрофотометр СФД-1 с кварцевой оптикой. Заметим здесь, что наблюдения за общим содержанием озона в атмосфере ведутся в обсерватории о. Диксон только по прямому солнечному свету или по лунному свету около полнолуния.

Прямой солнечный свет направляется в монохроматор прибора при помощи гелиостата, снабженного кварцевой трех-

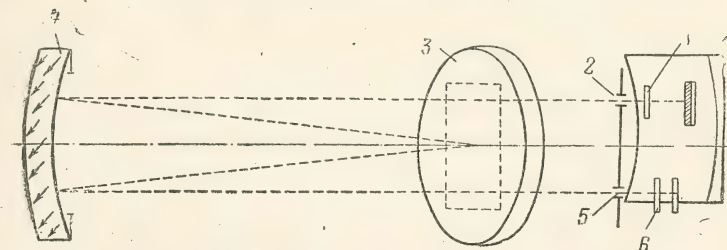


Рис. 1. Оптическая схема СФД-1:
1—кварцевая пластинка; 2—входная щель; 3—реплика с дифракционной решеткой; 4—объектив внеосевой парабола; 5—выходная щель; 6—линза

гранной призмой, поворотным зеркалом и линзой, фокусирующей световой пучок на входную щель монохроматора (оптическая схема прибора представлена на рис. 1). Параллельный пучок света разлагается в монохроматоре в спектр при помощи реплики с дифракционной решетки, имеющей 600 штрихов на 1 мм, нарезную поверхность 60 × 60 мм и наибольшую концентрацию энергии в спектре первого порядка. Диапазон работы монохроматора 2200—11 000 Å. Дисперсия постоянна по всему спектру и равна 32 Å/мм. При выходе из монохроматора прибора световой пучок очищается комбинацией стеклянных светофильтров УФС-2 — ЖС-3, которая вырезает участок спектра 3100—3400 Å. Затем монохроматический световой пучок поступает на сурьмяно-цезиевый фотоэлемент с окном из тонкого увиолевого стекла. Фотоэлектрическая схема прибора представ-

лена на рис. 2. Основной принцип ее работы такой: фототок подается на сопротивление 2,2 киломегаома, включенное между сеткой и катодом первой лампы усилителя. Падение напряжения на сопротивлении усиливается и подается на отсчетное устройство.

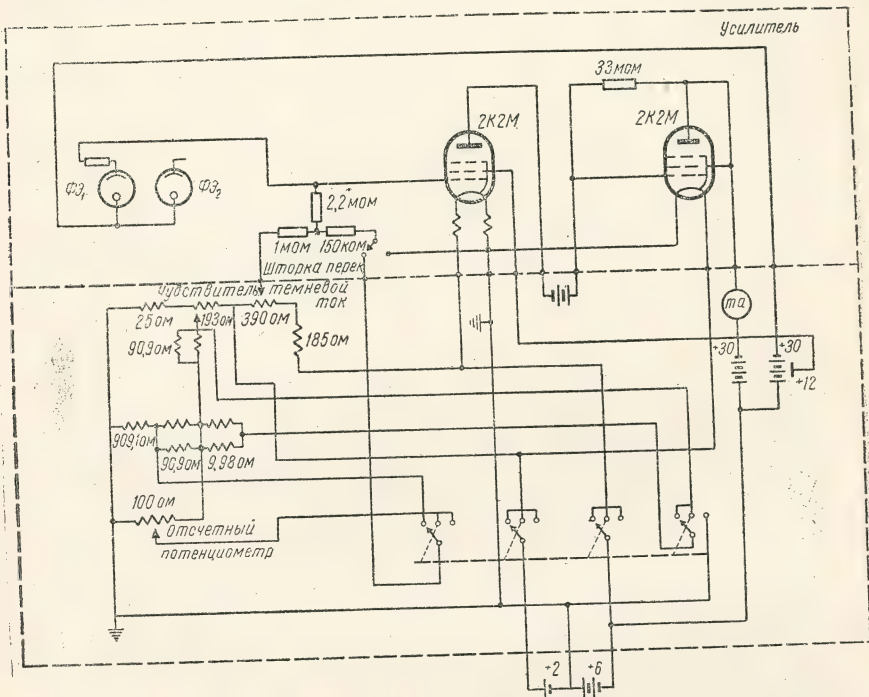


Рис. 2. Фотоэлектрическая схема СФД-1

ройство, построенное на компенсационной схеме. Отсчетная потенциометрическая схема спектрофотометра сделана таким образом, что он позволяет измерять только отношение интенсивностей двух световых потоков. Это, конечно, является некоторым недостатком прибора, так как с его помощью нельзя получить данных непосредственно об интенсивности солнечной радиации в ультрафиолетовой части спектра. Продолжительность одного отсчета по прибору не превышает 15—20 сек (разумеется, при известной тренировке наблюдателя).

Наблюдения велись нами при ширине выходной щели монохроматора 0,3—0,8 мм, т. е. спектральный интервал светового пучка не превышал 25 Å. Проверка показаний шкалы монохро-

матора или градуировка прибора проводились регулярно раз в 7—10 дней по спектру ртутно-гелиевой дуги. Интересно отметить, что шкаловая поправка совершенно не зависит от температуры прибора, но колеблется в пределах 4—5 Å. Эти колебания поправки учитывались нами непосредственно при изме-

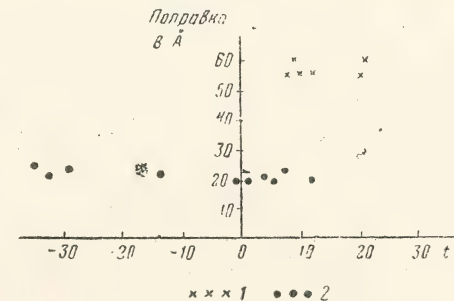


Рис. 3. 1—поправка с 19/VI по 15/IX 1959 г.
2—поправка с 22/III по 12/VI 1959 г.

рениях. Для иллюстрации приводим график зависимости поправки от температуры прибора за 1959 г. (рис. 3). Сдвиг средней величины поправки с 20 до 60 Å произошел при небольшом механическом сотрясении прибора.

Для наблюдений за общим содержанием озона в атмосфере по СФД-1 нами были подобраны две пары длин волн, наиболее удобные для работы в условиях Арктики. 1-я пара: $\lambda_1 = 3114$ Å, $\lambda_2 = 3324$ Å; 2-я пара: $\lambda_1 = 3088$ Å, $\lambda_2 = 3350$ Å. Первой парой длин волн мы пользовались при высоте Солнца меньшей 30° , второй—при $h_\odot$ от 23 до 40° . Расчеты производились по известной формуле для двух длин волн. Коэффициенты поглощения озона брались по последним данным Вигру для температуры -44° .

$L_0 = \lg \left(\frac{I_0}{I'_0} \right)$ для каждой формулы определено графически по

графикам $L(\mu)$, где $L = \lg \left(\frac{I}{I'} \right)$, из двухлетнего ряда наблюдений в дни с неизменными метеорологическими условиями, проведенными анализом синоптических карт. L_0 для 1-й пары длин волн взято как среднее из 56 графиков, для второй пары длин волн — из 25 графиков. Разница между данными, полученными по обеим длинам волн при параллельных наблюдениях, лежит в пределах погрешности наблюдений.

Вообще при определении погрешности наблюдений мы оказались в затруднении, так как нам не известна погрешность электронной схемы спектрофотометра и определить ее в условиях о. Диксон мы не могли. Приблизительно, согласно сделанным расчетам, относительная погрешность равна 6% и зависит почти целиком от точности отсчетов. При достаточной тренировке наблюдателей она снижается до 2—3%.

Согласно паспорту прибора, количество рассеянного света в приборе достигает одного процента только при измерениях на участках спектра 2200—2400 и 10 000—11 000 Å, на других участках оно ничтожно мало. Об этом же свидетельствует тот факт, что ход общего содержания озона при измерениях его до $h_{\odot} = 10-11^{\circ}$ остается неизменным, тогда как из элементарных соображений ясно, что наличие в приборе заметных количеств рассеянного света приводило бы к искусственному завышению общего содержания озона в атмосфере при $h_{\odot} \leq 15^{\circ}$.

Сравнение СФД-1 с эталонным спектрофотометром Добсона проводилось в течение 20 дней весной 1958 г. в пос. Воейково и дало удовлетворительные результаты. Данные, полученные при параллельных наблюдениях по обоим приборам, оказались достаточно близкими друг к другу.

Наблюдения по прямому лунному свету проводились по лунной установке прибора ОФЭТ-3. Однако по ряду причин материалы, полученные в зимние месяцы, для анализа не использовались. Скажем только, что по целому ряду конструктивных особенностей для работы в арктических условиях прибор ОФЭТ-3 мало приспособлен.

2. ВРЕМЕННОЙ ХОД ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ НА О. ДИКСОН

Общее количество наблюдений за содержанием озона в атмосфере представлено в табл. 1. В числителе дроби — число дней, в знаменателе — число случаев наблюдений.

На рис. 4 представлена сглаженная кривая годового хода общего содержания озона в атмосфере. Сплошная линия — осредненные данные за двухлетний период наблюдения, пунктирная — данные за один год. Ход общего содержания озона за период апрель — октябрь совершенно одинаков для обоих лет.

Обращает на себя внимание тот факт, что минимум озонной кривой приходится не на осень, а на конец июля, второй небольшой минимум имеет место в декабре. Связан он, очевидно, с полярной ночью. Максимальное содержание озона в атмосфере наблюдается в марте. В апреле и мае наблюдаются резкие меж-

Таблица 1

Месяц год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
К-во дней	—	—	—	7	10	6	14	7	—	5	7	8	64
К-во случ.	—	—	—	151	173	142	298	76	—	228	447	214	1729
К-во дней	3	—	2	20	18	14	13	10	13	2	—	—	95
К-во случ.	68	—	29	557	511	481	260	133	150	30	—	—	2219

суточные колебания содержания озона, амплитуда которых достигает иногда 25—30% от среднего количества озона в атмосфере, причем общее содержание озона в атмосфере продолжает оставаться сравнительно высоким. Затем с конца мая начинается резкое уменьшение количества озона в атмосфере; межсуточные колебания также резко сокращаются по амплитуде.

Суточный, вернее, дневной ход общего содержания атмосферного озона имеет следующую особенность: в большинстве случаев к 10—12 час по местному времени (6—8 час по московскому времени) содержание озона в атмосфере несколько возрастает, а затем остается примерно постоянным в течение дня. На рис. 5 приведены два графика дневного хода содержания озона — за 22 июня 1959 г. и за 18 июля 1959 г.

Остановимся несколько подробнее на быстрых, короткопериодических колебаниях общего содержания озона в атмосфере, наблюдающихся в течение дня. Анализ материалов наблюдений (брались только ясные дни, чтобы исключить влияние облачности) за лето 1959 г. показал, что вообще амплитуда быстрых колебаний меняется от дня ко дню от 1,5 до 9% от среднесуточного содержания озона, и колебания эти тесно связаны с барической обстановкой над Диксоном. Для анализа последней нами использовались карты АТ-300. Максимальные по амплитуде колебания, достигающие 5—9% от среднедневного уровня, наблюдаются в центре антициклона и в циклонических ложбинах, т. е. в областях, где могут сменяться воздушные потоки различного происхождения. В размытом барическом поле и на крайней пе-

риферии барических систем, в условиях менее возмущенной атмосферы, быстрые колебания не превышают 2—3%, что соответствует пределу точности измерений. Эти колебания не связаны с временем года и не зависят от общего содержания озона в атмосфере. Сказанное выше проиллюстрировано в табл. 2. Особенного интереса заслуживают приведенные в ней данные за 20—22 июня 1959 г.; 20 и 21 июня на уровне 300 мб поверхности над Диксоном располагался центр антициклона, посте-

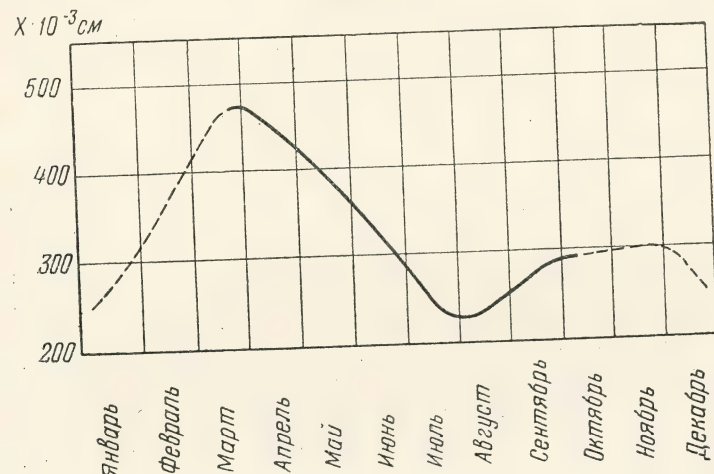


Рис. 4

пенно смещающийся на северо-восток. 22-го Диксон находился уже в тылу этого антициклона. Короткопериодические колебания содержания озона достигали 20-го 9,6%, 21-го уменьшились до 5,6% и 22-го прекратились вообще. Соответственно понизилось и общее содержание озона с 0,324 см 20-го до 0,284 см 22 июня. Этот последний факт, возможно, подтверждает гипотезу Рида о влиянии нисходящих токов в нижней стратосфере на рост содержания атмосферного озона [13].

3. СВЯЗЬ ХОДА ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА С ХОДОМ ОСНОВНЫХ МЕТЕОЭЛЕМЕНТОВ В ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЕ И НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ

Для расчетов коэффициентов корреляций между колебаниями общего содержания атмосферного озона и ходом метеорологических элементов на различных высотах в атмосфере, мы пользовались данными аэрологического зондирования атмосферы на Диксоне за период апрель — сентябрь 1958—1959 г. Так же как

и материалы по озону, аэрологические таблицы подвергались тщательному критическому просмотру и сомнительные данные исключались из рассмотрения. Для сопоставления с ходом со-

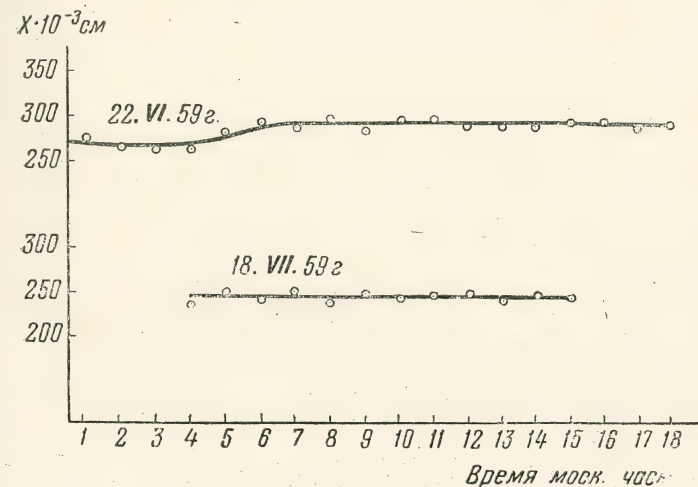


Рис. 5

Таблица 2

Дата	Общее содержание озона	Ср. амплитуда быстрых колебаний, %	Синоптическая обстановка на уровне 300 мб поверхности
4/IV—1959 г.	0,392	2,1	Гребень АЦ
17/IV—1959 г.	0,491	2,5	Размытое барическое поле
20/IV—1959 г.	0,503	5,7	Передняя часть Ц
4/V—1959 г.	0,385	2,1	Размытое барическое поле
20/VI—1959 г.	0,318	9,6	Центр АЦ
21/VI—1959 г.	0,313	5,3	Центр АЦ
22/VI—1959 г.	0,286	2,0	Центральная часть АЦ
27/VI—1959 г.	0,313	3,7	Размытое барическое поле
2/VII—1959 г.	0,322	8,5	Ложбина Ц
18/VII—1959 г.	0,240	3,1	Размывающийся гребень АЦ
31/VII—1959 г.	0,277	5,1	Центральная часть стационарного АЦ
2/VIII—1959 г.	0,267	4,3	Юго-восточная периферия Ц
10/VIII—1959 г.	0,275	1,5	Крайняя западная периферия АЦ
14/IX—1959 г.	0,288	2,9	Размытое барическое поле

держания озона нами были выбраны следующие характеристики: высота и температура тропопаузы, температура и давление на высоте 6, 8, 10, 12 и 14 км. Средняя высота тропопаузы за рассматриваемый промежуток времени была равна 9,3 км. Данные по озону и остальным элементам осреднялись нами по пятидневкам. Из-за малого количества солнечных дней на Диксоне случались пятидневки, когда наблюдения за озоном велись всего 1—2 дня. В этих случаях данные аэрологического зондирования брались только за те дни, когда наблюдался озон. Все осредненные по пятидневкам данные были разбиты на три группы по два месяца в каждой, и коэффициенты корреляции рассчитывались отдельно для каждой группы. Такое разделение всех имеющихся материалов на группы представляется нам вполне естественным, так как каждая из них отличается характерными особенностями в ходе содержания озона в атмосфере. Высокое общее содержание и резкие межсуточные колебания типичны для первой группы (апрель — май), ослабление межсуточных колебаний и резкое уменьшение общего содержания — для второй группы (июнь — июль) и, наконец, некоторый рост общего содержания озона в атмосфере отмечается в третьей группе (август — сентябрь). Коэффициенты корреляции подсчитывались по отклонениям средних значений за пятидневки от сглаженной среднегодовой кривой для каждого элемента. Полученные результаты представлены в табл. 3. Коэффициенты корреляции, как можно видеть, весьма существенно отличаются от полученных Юхансеном для Тромсе [9] и Мизамом для Оксфорда [11]. Прежде всего, наибольшие значения коэффициентов корреляции озона с температурой и давлением получились не для весенних месяцев, а для летних. В апреле — мае корреляция мала, а в августе — сентябре практически отсутствует совсем. Интересно отметить при этом, что коэффициент корреляции (отрицательный) с температурой в апреле — мае возрастает по величине с высотой и наибольшее значение имеет на высоте 14 км.

Коэффициент корреляции для содержания озона и давления самый большой на высоте 12 км и все же и здесь очень невелик — всего — 0,47. По данным Юхансена [9], коэффициенты корреляции между содержанием озона и высотой тропопаузы, содержанием озона, температурой и давлением на высоте 6 и 12 км равны в среднем 0,56 по абсолютной величине, корреляция с температурой отрицательна в верхней тропосфере и положительна в нижней стратосфере, для остальных элементов корреляция отрицательна. Данные, полученные нами для второй группы, вполне удовлетворительно совпадают с данными для Тромсе, за исключением малого у нас коэффициента корреляции между

Таблица 3

Месяцы	Апрель—май			Июнь—июль		Август—сентябрь			
	коэф. корр.	ошиб. корр.	уравн. регр.	коэф. кср.	ошиб. корр.	уравн. регр.	коэф. корр.	ошиб. кср.	уравн. регр.
h_T	-0,14	$\pm 0,16$	$\Delta h_T = -0,20 \Delta x$ $\Delta x = -0,09 \Delta h_T$	-0,58	$\pm 0,10$	$\Delta h_T = -0,40 \Delta x$ $\Delta x = -0,23 \Delta h_T$	-0,09	—	—
T_T	-0,21	$\pm 0,15$	$\Delta x = -0,32 \Delta T_T$ $\Delta T_T = -0,11 \Delta x$	+0,43	$\pm 0,13$	$\Delta x = +0,44 \Delta T_T$ $\Delta T_T = +0,41 \Delta x$	—	—	—
T_6	-0,36	$\pm 0,14$	$\Delta x = -0,72 \Delta T$ $\Delta T = -0,18 \Delta x$	-0,56	$\pm 0,10$	$\Delta x = -0,55 \Delta T$ $\Delta T = -0,64 \Delta x$	-0,07	—	—
T_8	-0,23	$\pm 0,15$	$\Delta x = -0,45 \Delta T$ $\Delta T = -0,11 \Delta x$	-0,46	$\pm 0,11$	$\Delta x = -0,49 \Delta T$ $\Delta T = -0,43 \Delta x$	—	—	—
T_{10}	-0,28	$\pm 0,15$	$\Delta x = -0,34 \Delta T$ $\Delta T = -0,22 \Delta x$	+0,17	$\pm 0,15$	$\Delta x = +0,21 \Delta T$ $\Delta T = +0,14 \Delta x$	—	—	—
T_{12}	-0,36	$\pm 0,14$	$\Delta x = -0,49 \Delta T$ $\Delta T = -0,25 \Delta x$	+0,56	$\pm 0,10$	$\Delta x = +0,43 \Delta T$ $\Delta T = +0,73 \Delta x$	+0,11	—	—
T_{14}	-0,42	$\pm 0,13$	$\Delta x = -0,46 \Delta T$ $\Delta T = -0,37 \Delta x$	+0,47	$\pm 0,11$	$\Delta x = +0,60 \Delta T$ $\Delta T = +0,41 \Delta x$	—	—	—
P_6	-0,07	—	—	-0,39	$\pm 0,13$	$\Delta x = -0,22 \Delta P$ $\Delta P = -0,67 \Delta x$	+0,06	—	—
P_8	-0,15	$\pm 0,16$	$\Delta x = -0,11 \Delta P$ $\Delta P = -0,17 \Delta x$	-0,39	$\pm 0,13$	$\Delta x = -0,23 \Delta P$ $\Delta P = -0,67 \Delta x$	—	—	—
P_{10}	-0,20	$\pm 0,15$	$\Delta x = -0,26 \Delta P$ $\Delta P = -0,17 \Delta x$	-0,50	$\pm 0,11$	$\Delta x = -0,37 \Delta P$ $\Delta P = -0,07 \Delta x$	—	—	—
P_{12}	-0,47	$\pm 0,12$	$\Delta x = -0,96 \Delta P$ $\Delta P = -0,10 \Delta x$	-0,53	$\pm 0,10$	$\Delta x = -0,70 \Delta P$ $\Delta P = -0,40 \Delta x$	+0,01	—	—
P_{14}	-0,00	—	—	-0,40	$\pm 0,13$	$\Delta x = -0,63 \Delta P$ $\Delta P = -0,16 \Delta x$	—	—	—

общим содержанием озона и давлением на уровнях 6 и 8 км.

На рис. 6 приведен график, на который нанесен средний из двух лет ход общего содержания озона за период апрель — сентябрь по пятидневным данным и соответственно осредненный ход высоты тропопаузы. Из графика очень ясно видно, что в общем ход общего содержания озона и высоты тропопаузы противоположны, в частности, общее содержание озона за рассматриваемый период понижается, а высота тропопаузы увеличи-

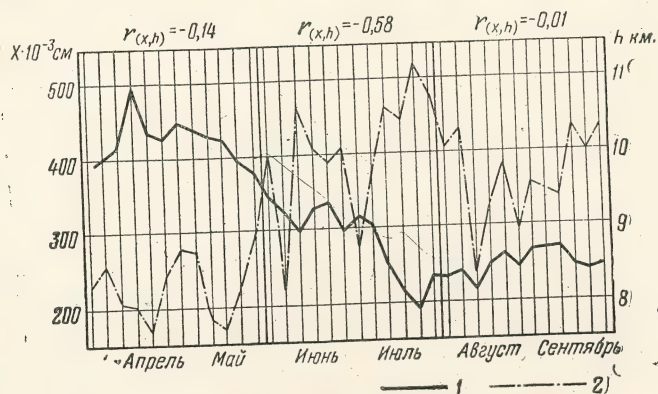


Рис. 6. Ход содержания озона—1 и высоты тропопаузы—2

вается, но отдельные колебания в ходе обоих элементов более или менее совпадают в указанном смысле только в июне и июле.

Безусловно, мы располагаем еще недостаточно большим рядом наблюдений за общим содержанием озона в атмосфере над Диксоном, но, очевидно, такое расхождение наших данных с данными, полученными в Тромсе и в Оксфорде, объясняется не этим. Известно, что Мизам [11], рассчитывая коэффициенты корреляции между общим содержанием озона и ходом различных элементов для Оксфорда, располагал всего 31 случаем одновременных наблюдений в апреле и тем не менее его результаты хорошо совпадают с результатами, полученными Юхансеном.

Мы попытались найти объяснение нашим расхождениям с данными Юхансена при помощи синоптического анализа. Если рассматривать в самых общих чертах характерные для Диксона синоптические условия, то можно сказать, что, во-первых, циркуляция над Диксоном носит ярко выраженный муссонный характер, а, во-вторых, там не прослеживается правильное чередование волн как приземного, так и высотного давления

с периодом примерно 5 дней, как это отмечалось авторами [9, 10, 11] для Западной Европы. Это последнее связано, очевидно, с тем, что циклоны, проходящие в районе юго-восточной части Карского моря, являются, как правило, старыми замедляющимися барическими образованиями, окклюдированными, с цепочками вторичных фронтов, тогда как циклоны, проходящие над Западной Европой, имеют обычно теплый сектор, т. е. являются молодыми циклонами, довольно правильно следующими друг за другом. Более детальный анализ синоптической обстановки в сопоставлении с колебаниями общего содержания озона в атмосфере требует данных наблюдений за содержанием озона при облачном небе или многолетнего ряда наблюдений по прямому солнечному свету. Ограниченность наших данных по озону не позволила исследовать этот вопрос полнее, в частности рассмотреть колебания тропопаузы в связи с изменением содержания озона в атмосфере.

В заключение остановимся на следующем интересном факте. Все авторы, рассматривавшие связи общего содержания атмосферного озона с синоптическими условиями, отмечали, что повышение общего содержания озона в атмосфере бывает обычно связано с затоками холодного воздуха из полярных областей и, наоборот, вторжение воздуха с юга вызывает понижение общего содержания озона. Проводя синоптический анализ, мы много внимания уделили именно этому вопросу. Сопоставляя ход общего содержания озона с направлением ветров на высотах 6—18 км и особенно на уровне 11 км за апрель и май 1958 и 1959 гг., мы убедились в том, что повышение общего содержания озона в атмосфере над Диксоном происходит преимущественно при ветрах южной четверти и что затоки воздуха из Центрального Полярного бассейна не оказывают заметного влияния на содержание озона в атмосфере. По ряду причин, и в частности из-за ограниченности материалов наблюдений, мы не смогли провести количественный анализ и представить соответствующие коэффициенты корреляции, как это сделали Тонсберг и Ольсен для Тромсе [12].

Выводы

Приведенный краткий анализ материалов наблюдений за общим содержанием озона в атмосфере в обсерватории о. Диксон показал, что:

1. Годовой ход общего содержания атмосферного озона над Диксоном согласуется в общих чертах со средней кривой годового хода для высоких широт (максимум — весной, наименьшее количество — осенью).

2. В большинстве случаев наблюдается заметное повышение общего содержания озона в атмосфере в околополуденные часы, но иногда ход общего содержания озона остается ровным в течение дня.

3. Быстрые, короткопериодические колебания общего содержания озона имеют непосредственную связь с барической обстановкой над местом наблюдений — они наибольшие при прохождении над о. Диксон центров барических систем (на уровне 300 мб поверхности) и исчезают при наличии в атмосфере размытого барического поля.

4. Корреляция общего содержания атмосферного озона с высотой тропопаузы, температурой и давлением в верхней тропосфере и нижней стратосфере наиболее отчетлива ($r \pm 0,56$) в летние месяцы, в июне — июле, и очень мала весной и осенью.

5. Связь между годовым ходом общего содержания озона в атмосфере и сменой основных типов атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму обнаружить не удается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд.-во АН СССР, 1951.
2. Митра С. К. Верхняя атмосфера, гл. 4, «Озонсфера». ИЛ, М., 1955.
3. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Гидрометиздат, 1957.
4. Гушин Г. П. К вопросу об измерении общего содержания озона и его вертикального распределения. Автореферат диссертации. ГГО им. Воейкова.
5. Безверхний Ш. А. О некоторых особенностях ультрафиолетовой прозрачности атмосферы. Труды Казахск. НИГМИ, № 2, 1954.
6. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики. Изд-во Главсевморпуть, Л., 1952.
7. Орлова Е. М. Исследование непериодических колебаний высоты тропопаузы. Труды ЦИП, вып. 70, 1958.
8. Орлова Е. М. Непериодические колебания высоты тропопаузы в связи с синоптическими процессами. Метеорология и гидрология, № 7, 1958.
9. Johansen H. Variations in the total amount of ozone over Tromsø and their correlation with other meteorological elements. Geofys., Publ., XIX, No. 5, 1955.
10. Norman and Ch. Atmospheric ozone and upper air conditions. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., 79, No. 339, 1953.
11. Meetham. The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., 63, No. 271, 1937.
12. Tonsberg E. Langlo K. Investigations on atmospheric ozone at Nordlysobservatoriet, Tromsø. Geofys. Publ., XIII, No. 12, 1944.
13. Reed R. I. The role of vertical motions in ozone-weather relationships. Journ. Meteor. No 7, 1950.

А. П. КУЗНЕЦОВ, В. А. ИОЗЕНАС, А. С. БРИТАЕВ

НАБЛЮДЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ НАД МОСКВОЙ

Abstract

The observations of total amount and vertical ozone distribution over Moscow organized during the IGY in the Central Aerological Observatory are referred to obtain a new data showing the dependence of vertical ozone profiles of the weather conditions.

В настоящее время все большую ценность приобретают сведения о вертикальном распределении озона. Для изучения его, как известно, широкое распространение получил метод, связанный с использованием наблюдений ультрафиолетового рассеянного света зенита безоблачного неба. При таких наблюдениях обычно ограничиваются относительными измерениями, а именно наблюдают отношение интенсивностей рассеянного ультрафиолетового света двух длин волн, одна из которых поглощается в атмосферном озоне сильно, а другая слабо. Спектрофотометр для измерения этого отношения впервые был сконструирован Добсоном [1], а метод определения вертикального распределения озона в земной атмосфере, основанный на использовании этих измерений, был предложен Гетцем.

Идея метода Гетца связана с открытым им «эффектом обращения», заключающимся в том, что, как показывает опыт, отношение интенсивностей двух длин волн с увеличением зенитного расстояния солнца уменьшается до некоторого минимального значения (приблизительно при $\zeta = 85^\circ$), а затем начинает увеличиваться.

Только что возникшая на этом совещании дискуссия по вопросу о физической природе эффекта обращения, показала что на сегодня этот вопрос следует считать окончательно еще не ре-

шенным. Но независимо от физической природы эффекта обращения, метод анализа вертикального распределения озона, предложенный Гетцем и Добсоном, как нам кажется, сохраняет свою силу.

Несмотря на свою некоторую грубость, этот метод дает в основном правильные результаты, которые были позднее подтверждены прямыми наблюдениями, с помощью ракет и больших воздушных шаров.

Благодаря своей оперативности и за отсутствием других столь же простых методов, метод Гетца нашел большое распространение за границей. Этим методом были сделаны многолетние наблюдения вертикального распределения озона как самими авторами метода Гетцем, Добсоном и Мизамом, так и их многочисленными последователями.

По принципу фотоэлектрического спектрофотометра Добсона с некоторыми изменениями в МГУ был построен описанный ниже спектрофотометр. Использованный в приборе двойной кварцевый монохроматор был изготовлен в Советском Союзе. Прибор этот приспособлен к обычным измерениям озона по поглощению ультрафиолетового участка солнечного спектра.

В течение 1955—1956 гг. нами проводились наблюдения в МГУ на Ленинских горах [3], а с 1957 г. наблюдения проводятся на территории Центральной аэрологической обсерватории ГУГМС в г. Долгопрудном, в 20 км от Москвы. Нами получено довольно большое количество серий наблюдений рассеянного света зенита безоблачного неба в сочетании с измерениями прямого солнечного света.

Вычисления вертикального распределения атмосферного озона до сентября 1957 г. были произведены по методике, изложенной Гетцем, Добсоном и Тонсбергом. Обработка велась по методу «А» [4].

При численном решении задачи мы использовали коэффициенты поглощения озона Ни Тэн-зе и Чунг Ши-пиу и коэффициенты рассеяния воздухом, вычисленные по формуле Рэлея [5]; значения плотности воздуха до высот приблизительно 25 км были взяты по данным Центральной аэрологической обсерватории, а значения плотности воздуха для больших высот были взяты по таблицам стандартной атмосферы.

Атмосфера делилась, как обычно, на пять слоев (0—5 км; 5—20 км; 20—35 км; 35—50 км), причем считалось известным общее содержание озона и содержание его в нижнем 5-километровом слое — 1% на каждый километр высоты. Кроме того, выше 50 км содержание считалось равным нулю.

При решении делались допущения, что: 1) общее количество

озона в течение дня не изменяется; 2) учитывается только первичное рассеяние света.

Как известно, еще на Римском совещании Международной комиссии по озону было решено ввести новые коэффициенты поглощения озона, определенные Э. Вигру. Международная комиссия по озону официально предложила всем озонометрическим станциям начиная с 1957 г. при вычислении атмосферного озона пользоваться новыми коэффициентами поглощения.

В связи с этим указанием с начала Международного геофизического года при расчетах атмосферного озона мы стали пользоваться этими новыми коэффициентами поглощения озона. Они дают общее количество озона, увеличенное приблизительно на 30% по сравнению с прежним.

При вычислениях вертикального распределения озона нами была принята также и новая методика разделения атмосферы на слои, изложенная Уолтоном [7]. При ней атмосфера делится на слои следующим образом:

№ слоев	Границы высот, км	Предполагаемое количество озона, см
0	54—∞	0
1	48—54	0,057 x_1
	42—48	0,204 x_1
	36—42	0,739 x_1
2	24—36	x_2
3	12—24	$x - x_1 - x_2 - u$
4	0—12	u

Относительно распределения озона предполагалось, что количество озона, находящееся в первых 12 км атмосферы над поверхностью Земли, составляет 8,5% от общего количества озона и равномерно распределяется по высоте. Это предположение основано на среднем результате химических измерений, проведенных Кеем в 1954 г. с самолета. Далее принимается, что плотность озона уменьшается экспоненциально с высотой свыше 36 км. Это экспоненциальное уменьшение уже считается установленной типичной чертой вертикального распределения согласно, например, с данными ракетных измерений озона (Джонсон и др., 1952). Общее количество озона считается заданным, а выше 54 км содержание озона принимается равным нулю.

Метод решения основного интегрального уравнения для определения концентрации озона по высоте основан на замене интегралов суммами и сохранения в этих суммах лишь небольшого числа слагаемых. Это дает возможность заменить интеграль-

ное уравнение системой уравнений с двумя неизвестными. Далее, численный расчет по определению концентрации озона в слоях x_1 и x_2 производится по методу последовательных приближений Ньютона. Зная содержание озона во всех слоях, мы далее определяем содержание озона на 1 км в каждом слое.

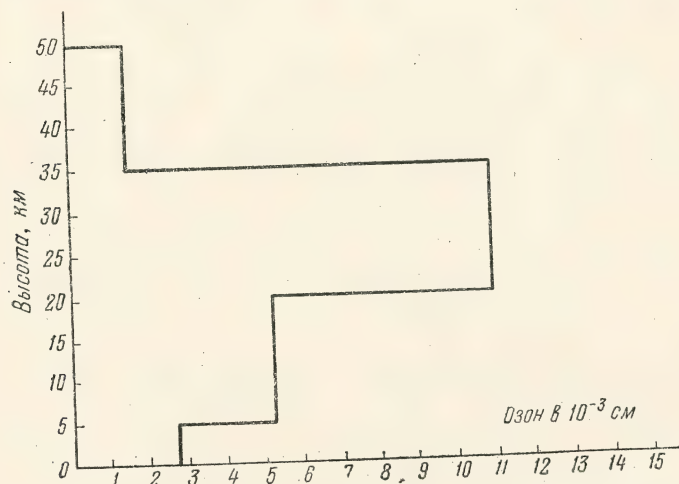


Рис. 1. Распределение содержания озона на высоте по данным наблюдения на Ленинских горах в районе Московского государственного университета за 2 августа 1955 г. Расчет произведен методом, предложенным Гетцем и Добсоном

Результаты вычислений содержания озона на 1 км в различных слоях за 2 августа 1955 г. и 5 и 16 апреля 1958 г. представлены на рис. 1 и 2.

В заключение следует отметить, что:

1. С введением новых коэффициентов поглощения озном Вигру рассчитанное общее содержание озона возрастает приблизительно на одну треть. Отсюда следует, что суммарное количество озона в атмосфере изменяется в пределах от 0,2 до 0,6 см. Закономерность связи общего содержания озона с метеорологическими элементами от этого не нарушается.

2. При расчетах концентрации озона по высоте число случаев, когда решение уравнений не приводит к определенным результатам, увеличивается.

3. Высота слоя максимальной концентрации озона в атмосфере, по нашим наблюдениям, увеличивается по сравнению

с прежними данными, но это, по-видимому, объясняется в первую очередь новым подразделением на слои.

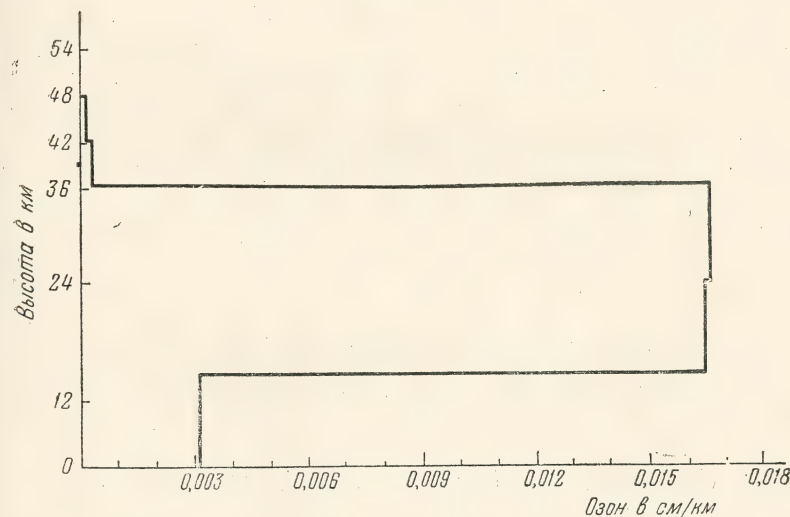
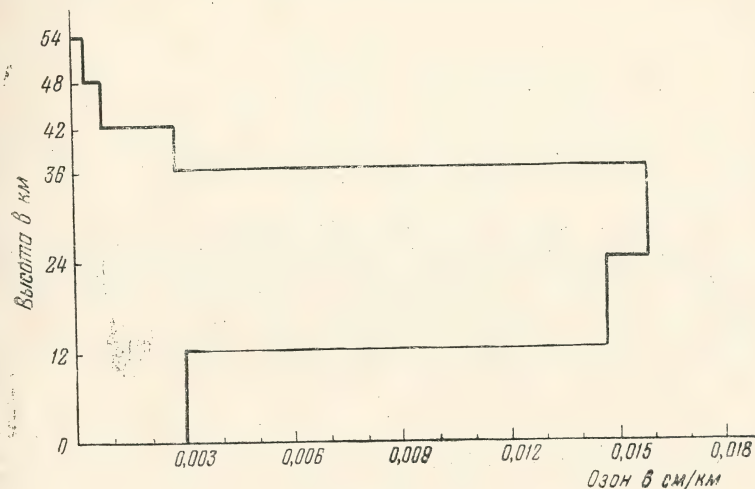


Рис. 2. Распределение содержания озона по высоте по данным наблюдений на территории Центральной аэрологической обсерватории в г. Долгопрудном (20 км от Москвы) за 5 (а) и 16 (б) апреля 1958 г. а — $x=0,410$, б — $x=0,425$. Расчет произведен методом, предложенным Уолтоном

Нет сомнения, что уточнение метода для определения вертикального распределения озона в атмосфере продолжает оставаться насущной задачей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Dobson G. M. B., Phys. Soc. Proc., **43**, 324, 1931.
2. Gotz F. W. P., Meetham A. K. and Dobson G. M. B., Proc. Roy. Soc. (A), **145**, 416, 1934.
3. Кузнецов А. П. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1154—1163, 1957.
4. Tonsberg E. and Olsen K., Investigations on atmospheric ozone at Nordlyobservatoriet, Tromsø, Geophys. Publ., Oslo, **13**, No. 12, 1, 1944.
5. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1951.
6. Vigroux E. K., Annales de Physique, n° 8, 709, 1953.
7. Walton I. F. Ann. of the internat Geophys. Year. Publ. by Pergamon Press., London — New York — Paris, 5 part., No. 1, 1957.

Ш. М. ЧХАИДЗЕ

ВАРИАЦИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА ПО НАБЛЮДЕНИЯМ В АБАСТУМАНИ С ИЮЛЯ 1957 г. ПО ИЮНЬ 1959 г.

Abstract

The annual variations of general maintenance of ozone in the atmosphere above Abastumani ($H = 1600\text{ m}$) are obtained on the basis of two-year observational material (VII 1957 — VI 1959) (Fig. 2). The maximum of ozone in the atmosphere is in spring (March — April) and the minimum is in autumn (September). There are some indications about the existence of secondary maximum in late summer.

The attempt to find the correlation between content of ozone and temperature at high layers is made. The coefficient of correlation for altitude from 6 to 16 km in the period VII — XII 1957 is calculated. The results of calculation are given in Table 1, from them we can conclude that definite correlation is not noticeable.

Регулярные озонметрические наблюдения на Абастуманской астрофизической обсерватории АН ГрузССР ($h = 1600\text{ м}$) ведутся с самого начала Международного геофизического года, т. е. с 1 июля 1957 г.

Наблюдательный прибор — фотоэлектрический трехканальный озонметр (ОФЭТ-3), изготовленный экспериментально-производственными мастерскими НИФИ Ленинградского университета им. А. А. Жданова, который вначале был прокалиброван в ГГО путем сравнения со спектрофотометром Добсона, а в июле 1958 г., кроме того, сличен на месте с инспекторским озонметром ГГО № 3. На основе этих сличений была получена ра-

бочая формула для определения общего содержания озона с нашим озонметром:

$$x_{1-2} = \frac{-0,030 - \lg(I_1/I_2)}{0,484\mu} - 0,205,$$

$$x_{3-2} = \frac{-0,400 - \lg(I_3/I_2)}{0,415\mu} - 0,241$$

(соответственно для 1-го и 2-го и 2-го и 3-го фильтров).

Регулярные наблюдения велись с 2-м и 3-м фильтрами, а 1-й и 2-й — служили для контроля.

Кривые пропускания использованных фильтров даются на рис. 1.

Так как наблюдения велись за прямым светом Солнца, то число дней с наблюдениями ограничивается условиями погоды.

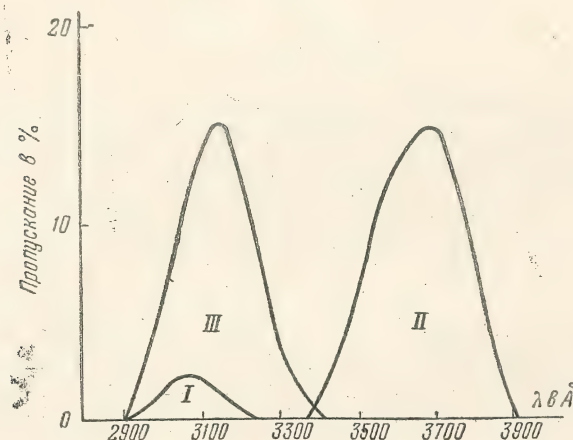


Рис. 1.

За два года, с июля 1957 по июль 1959 г., число дней с наблюдениями составило 320. Они были распределены по сезонам довольно равномерно, что дает, в частности, возможность судить о годовом ходе общего содержания озона в атмосфере над Абастумани.

На основе этих двухгодичных материалов был получен годовой ход общего содержания озона в атмосфере над Абастумани (рис. 2).

На рис. 2 нанесены среднемесячные значения общего содержания озона. Как видно из этого графика и как можно было

ожидать, максимум общего содержания озона в атмосфере наблюдается весной (март — апрель), а минимум приходится на осень (сентябрь).

Особое внимание в годовом ходе обращает на себя то обстоятельство, что среднемесячные значения с сентября по апрель

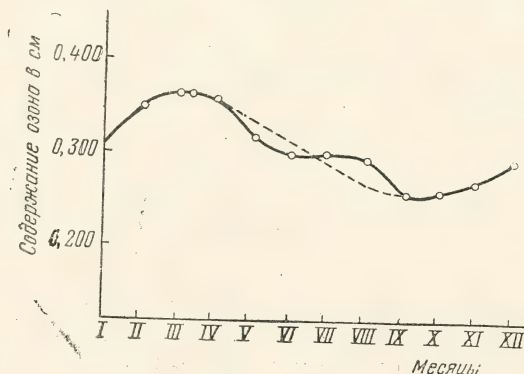


Рис. 2. Годовой ход общего содержания озона над Абастумани

очень хорошо ложатся на кривую синусоидального вида и что значительные отклонения от нее имеют место с мая по август. В июне — августе имеется вторичный максимум озона.

С первого взгляда мы готовы были эти значения (с мая по август) взять под сомнение и искать причину ошибок инструментального характера. Но сравнивая наши данные с соответствующими данными других станций, опубликованных в монографии Р. М. Гуди[1], видно, что большинство из этих станций дает тот же самый эффект и на основе этого сам Р. М. Гуди говорит «Есть некоторые указания на существование второстепенного максимума, приходящегося на позднее лето»*.

По-видимому, в теплое время года в озоносфере возникают значительные возмущения, которые и нарушают главный годовой ход общего содержания озона в атмосфере.

Как известно, с метеорологической точки зрения особый интерес представляет связь колебания общего содержания озона с температурой в высоких слоях атмосферы. Эта связь была ис-

* Как обнаружил Г. И. Кузнецов, вторичный летний максимум наблюдается также над Рейкьявиком, Укклем, Воейково, Алма-Атой (примечание ред.)

следована рядом авторов, получивших довольно хорошую корреляцию [2 и др.].

Мы тоже попытались сделать такое сопоставление.

Температуры для высот, от 6 до 16 км, мы взяли из аэрологических наблюдений над Тбилиси.

Тбилиси от Абастумани находится на расстоянии 150 км по прямой, и мы полагали, что для температур на таких высотах такое расстояние не будет играть роли. Были вычислены коэффициенты корреляции для отдельных месяцев с июля по декабрь 1957 г. (таблица).

Таблица

1957	VII	VIII	IX	X	XI	XII
6 км	—0,32	—0,22	—0,34	—0,31	—0,42	—0,52
8 км	—0,23	—0,18	—0,27	—0,26	—0,37	—0,52
10 км	—0,48	—0,06	—0,33	—0,21	—0,65	+0,14
11 км	—0,43	—0,11	—0,35	+0,28	—0,79	+0,35
12 км	—0,13	—0,12	—0,14	+0,12	—0,48	+0,43
13 км	—0,20	+0,01	—0,19	+0,12	—0,29	+0,45
14 км	+0,16	+0,33	—0,52	+0,08	—0,27	+0,41
15 км	+0,44	+0,32	—0,28	+0,01	—0,45	+0,39
16 км	+0,50	+0,37	—0,10	—0,20	—0,23	+0,27

Как видно из этой таблицы, на высотах до 12 км включительно преобладает отрицательная корреляция (83% случаев), а с высоты 13 км несколько преобладает положительная (57% случаев). Однако ни на одной из приведенных высот коэффициент корреляции нельзя считать надежным и дальнейшие вычисления мы не считали целесообразными.

Сомневаться в положительных результатах других авторов у нас нет оснований, и что касается наших результатов, то, по-видимому, расстояние в 150 км (Абастумани — Тбилиси) имеет существенное значение. В ближайшее время мы намерены более тщательно исследовать этот вопрос на основе температурных данных двух аэрологических станций (Тбилиси, Сухуми), между которыми расположен Абастумани.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуди Р. М. Физика стратосферы. Гидрометиздат, Л., 1958.
2. Безверхний Ш. А. Озонометрические данные по Алма-Ате в сопоставлении с некоторыми метеорологическими факторами. Труды Казахск. НИГМИ, вып. 5, 1955.

Л. Г. БОЛЬШАКОВА, А. Л. ОШЕРОВИЧ, И. В. ПЕЙСАХСОН О СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ОШИБКАХ ПРИ ФИЛЬТРОВОЙ ОЗОНОМЕТРИИ

Abstract

Systematic errors conditioned by the finite width of the spectral interval, cut by the filter in the photo-electric ozonometer with light-filters, are discussed. It is shown that the error in determining the total amount of ozone in the atmosphere depends to a considerable extent, upon the half-width of the curve of the filter transparency, and photometry conditions. The half-width of the passing band should not exceed 100 Å, and the most advantageous zone for observation is the spectrum interval from 3100 Å to 3300 Å.

При измерении спектральной прозрачности среды или ее оптической плотности часто применяются различные типы фильтровых электрофотометров. Они регистрируют интенсивность радиации, усредненную в пределах некоторого конечного спектрального интервала. Поэтому правильная интерпретация полученных с ними экспериментальных данных невозможна без исследования влияния ширины этого интервала на результаты измерений.

Пусть $I_0(\lambda)$ — распределение энергии в спектре источника света,

$\alpha(\lambda)$ — коэффициент поглощения исследуемой среды,

$\tau(\lambda)$ — спектральное пропускание светофильтра,

$\varepsilon(\lambda)$ — спектральная характеристика приемника радиации,

I — оптическая плотность исследуемой среды.

При этом возможна постановка двух задач:

1. Определение $\alpha(\lambda)$ при известных $I_0(\lambda)$; $\tau(\lambda)$; $\varepsilon(\lambda)$ и l ;
2. Определение l при известных $I_0(\lambda)$; $\tau(\lambda)$; $\varepsilon(\lambda)$ и $\alpha(\lambda)$.

Ошибки измерений со светофильтрами для случая первой задачи рассмотрены в работах [1], [2].

В настоящей работе сделана попытка оценить эти ошибки в задачах второго типа при определении l . При этом мы полагаем, что зависимость между сигналом на выходе электрофотометра и измеряемым световым потоком линейная.

Рассмотрим один из возможных способов решения этой задачи для частного случая — определения оптическим методом общего содержания озона в атмосфере (x).

Принцип его состоит в измерении спектральной интенсивности * I_λ радиации любого внеземного источника света с излучением в области полос поглощения озона.

Как известно,

$$I_\lambda = I_{0\lambda} 10^{-[\alpha_\lambda x + \beta_\lambda m + \gamma_\lambda m + \eta_\lambda M]}, \quad (1)$$

где $I_{0\lambda}$ — интенсивность монохроматической радиации внеземного источника света на границе атмосферы,

α_λ — десятичный коэффициент поглощения озона в см^{-1} ,

β_λ — коэффициент рэлеевского рассеяния,

γ_λ — коэффициент поглощения O_2 , H_2O , CO_2 и другими газами, содержащимися в атмосфере,

η_λ — коэффициент ослабления вследствие рассеяния на аэрозолях,

m и M — так называемые атмосферные массы озона, атмосферы и аэрозолей в направлении на внеземной источник света.

Измерение величины I_λ при помощи любого спектрофотометрического устройства позволит получить значение интенсивности радиации не для строго монохроматического света, а усредненное в пределах некоторого спектрального интервала, выделенного спектральной системой.

Только весьма сложные спектральные системы позволяют выделять интервал порядка нескольких ангстрем. В этом случае измеренная интенсивность (с учетом потерь в системе) практически мало отличается от монохроматической, и все коэффициенты, входящие в показатель поглощения, с большой степенью точности соответствуют длине волны центра спектрального интервала. Если же оптическая система (например, светофильтр) выделяет спектральный интервал порядка 100 Å и более, то

* Энергия, приходящаяся на единичный интервал длин волн, в единицу времени.

строго нельзя считать внутри него величины α_λ ; β_λ ; γ_λ ; η_λ постоянными, а регистрируемая фильтровым фотометром интенсивность радиации $\bar{I}$ в значительной степени отличается от монохроматической.

Однако и в этом случае мы можем представить общее поглощение формулой, аналогичной (1),

$$\bar{I} = \bar{I}_0 10^{-K}, \quad (1a)$$

где K — интегральный коэффициент поглощения [3],

$\bar{I}$ и $\bar{I}_0$ — определяются выражениями [4] и [5].

Оценим ошибку в определении величины x по формуле (1a), обусловленную конечной шириной спектрального интервала, выделяемого светофильтром, если в качестве коэффициента поглощения K , взято монохроматическое значение $\alpha_{\lambda m}$, соответствующее длине волны в максимуме эффективной спектральной чувствительности фотометрической системы.

Эффективная спектральная чувствительность системы «источник света + фильтр + приемник» может быть охарактеризована функцией

$$\Phi(\lambda) = I_0(\lambda) \tau(\lambda) E(\lambda), \quad (2)$$

нормированной так, что

$$\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) d\lambda = 1, \quad (3)$$

где λ_1 и λ_2 определяют границы чувствительности фотометра. Регистрируемая фотометром усредненная интенсивность радиации определяется соотношением

$$\bar{I} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I(\lambda) \tau(\lambda) E(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau(\lambda) E(\lambda) d\lambda}, \quad (4)$$

а усредненное значение величины $\bar{I}_0$

$$\bar{I}_0 = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_0(\lambda) \tau(\lambda) E(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau(\lambda) E(\lambda) d\lambda}. \quad (5)$$

Тогда, приняв во внимание (2) и (3), получим

$$\frac{\bar{I}}{I_0} = \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \Phi(\lambda) d\lambda. \quad (6)$$

В первом приближении можно принять, что

$$\Phi(\lambda) = \frac{1}{\Delta\lambda} \left(1 - \frac{|\lambda_m - \lambda|}{\Delta\lambda} \right), \quad (7)$$

т. е. мы имеем распределение эффективной чувствительности, графически представляемое треугольником с максимумом при $\lambda = \lambda_m$ и полушириной, равной $\Delta\lambda$. Это приближение мы полагаем достаточно справедливым для фильтровых фотометров, применяемых в озонотрии.

В этом случае, как показано одним из авторов [4], имеет место приближенное соотношение

$$\frac{\bar{I}}{I_0} = \frac{I(\lambda_m)}{I_0(\lambda_m)} + \frac{\partial^2}{\partial \lambda^2} \left[\frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} \right]_{\lambda=\lambda_m} \frac{\Delta\lambda^2}{12} + \dots \quad (8)$$

В рассматриваемом случае, когда $I(\lambda)$ выражается формулой (1), а $\bar{I}$ формулой (1а), мы имеем

$$-\ln \frac{I(\lambda)}{I_0(\lambda)} = k(\lambda), \quad (9)$$

где

$$k(\lambda) = 2,3 [\alpha_\lambda x_\mu + \beta_\lambda m + \gamma_\lambda t + \eta_\lambda M] \quad (10)$$

и

$$-\ln \frac{\bar{I}}{I_0} = K. \quad (11)$$

В первом приближении, из (8), (9) и (11), следует [4], что

$$K = k(\lambda_m) - \left\{ \frac{[k'(\lambda)]^2 - k''(\lambda)}{12} \right\}_{\lambda=\lambda_m} \Delta\lambda^2. \quad (12)$$

В полосе пропускания одного фильтра ($\Delta\lambda = 100-150 \text{ Å}$) можно принять $\beta_\lambda = \text{const}$; $\gamma_\lambda = \text{const}$; $\eta_\lambda = \text{const}$, взяв их значения для λ_m , так как эти величины с длиной волны меняются гораздо медленнее, чем α_λ .

Тогда, обозначая

$$\beta_{\lambda_m} m + \gamma_{\lambda_m} t + \eta_{\lambda_m} M = B \quad (13)$$

и дифференцируя (10) по λ , получим

$$K = 2,3 (\alpha_{\lambda_m} x_\mu + B) - \left\{ \frac{2,3^2 [\alpha'(\lambda)_{\lambda=\lambda_m} x_\mu]^2 - 2,3 [\alpha''(\lambda)_{\lambda=\lambda_m} x_\mu]}{12} \right\} \Delta\lambda^2. \quad (14)$$

Перейдем в (11) к десятичному логарифму и введем обозначение

$$P = \frac{K}{2,3} = -\lg \frac{\bar{I}}{I_0}.$$

Если допустить, что для немонахроматической радиации имеет место соотношение (1а) и коэффициент поглощения озона равен $\alpha_{\lambda m}$, то будем иметь

$$P = \alpha_{\lambda_m} x_0 \mu + B. \quad (15)$$

Вычисленное из (15) значение x_0 отличается от истинного содержания озона x на некоторую величину Δx

$$x = x_0 + \Delta x, \quad (16)$$

$$x_0 = \frac{P - B}{\mu \alpha_{\lambda_m}}. \quad (17)$$

Из соотношений (14), (16) и (17) с точностью до членов второго порядка малости получим, что ошибка в определении x по формуле (17) равна

$$\Delta x = x_0 \frac{2,3 (\alpha'_{\lambda_m})^2 \mu x_0 - \alpha''_{\lambda_m}}{12 \alpha_{\lambda_m}} \Delta\lambda^2. \quad (18)$$

В области 3000—3500 Å зависимость $\alpha(\lambda)$ для озона приближенно можно представить в виде

$$\lg \alpha(\lambda) = C_1 - C_2 (\lambda - 3000), \quad (19)$$

где длина волны выражается в ангстремах.

Например, в области 3100—3200 Å ход усредненной кривой довольно точно воспроизводится при $C_1 = 0,696$, а в области 3200—3400 Å — при $C_1 = 0,738$. В обоих случаях можно принять, что $C_2 = 6,36 \cdot 10^{-3} \text{ Å}^{-1}$. Пользуясь формулой (19) и вычисляя производные $\alpha'(\lambda)$ и $\alpha''(\lambda)$, получим, что

$$\Delta x = 0,44 x_0 (2,3 \alpha_{\lambda_m} x_0 \mu - 1) (C_2 \Delta\lambda)^2. \quad (20)$$

Из формулы (20) видно, что ошибка Δx по величине и по знаку существенным образом зависит от условий измерения (от x_0 , μ , $\Delta\lambda$ и $\alpha_{\lambda m}$). При $2,3 \alpha_{\lambda m} x_0 \mu < 1$, $\Delta x < 0$, т. е. формула (17) дает завышенное значение общего содержания озона, а при $2,3 \alpha_{\lambda m} x_0 \mu > 1$ — заниженные. Наименьшие ошибки при пользовании формулой (17) имеют место при величине $x_0 \mu$ порядка

$$\frac{1}{2,3 \alpha_{\lambda m}}.$$

Расчет ошибок по (20) для случая, когда $x_0 \mu$ изменяется от 0,1 до 3,5 (приблизительно соответствует условиям наблюдения) $\Delta\lambda = 125 \text{ \AA}$ и $\lambda_m = 3160 \text{ \AA}$, показал, что экстремальные относительные ошибки лежат в пределах от -30% до $+40\%$ при $x_0 \mu = 0,1$ и $x_0 \mu = 3,5$ соответственно и уменьшаются при $x_0 \mu = 0,9$ до 1% .

Как видно из формулы (20), величина ошибки прямо пропорциональна квадрату полуширины фильтра. Так что уже при $\Delta\lambda = 70 \text{ \AA}$ экстремальные ошибки меняются от -8 до $+20\%$, а при $\Delta\lambda = 40 \text{ \AA}$ от -3 до $+7\%$.

Обычно в озонметрии для уменьшения ошибки за счет ослабления на аэрозолях пользуются двумя фильтрами. Максимумы их чувствительности соответствуют λ_1 и λ_2 , а полуширины $\Delta\lambda_1$ и $\Delta\lambda_2$. Расчетная формула для определения по измерениям с помощью двух фильтров имеет вид

$$x_0 = \frac{S_0 - S - C}{\mu (\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2})}, \quad (21)$$

где

$$S_0 = \lg \frac{I_0(\lambda_1)}{I_0(\lambda_2)}, \quad S = \lg \frac{I(\lambda_1)}{I(\lambda_2)}, \quad C = (\beta_{\lambda_1} - \beta_{\lambda_2}) m.$$

Для этого случая формула для ошибки Δx будет иметь вид:

$$\Delta x = 0,44 x_0 C_2^2 \frac{(2,3 \alpha_{\lambda_1} x_0 \mu - 1) \alpha_{\lambda_1} \Delta\lambda_1^2 - (2,3 x_0 \mu \alpha_{\lambda_2} - 1) \alpha_{\lambda_2} \Delta\lambda_2^2}{\alpha_{\lambda_1} - \alpha_{\lambda_2}}. \quad (22)$$

Расчет величины Δx по формуле (22) показал, что при равных полуширинах она имеет тот же порядок, как и при измерении x с одним фильтром.

Возможен и другой подход к решению этой же задачи.

При расчете x_0 по формуле (17) вместо $\alpha_{\lambda m}$ можно исполь-

зовать среднее значение коэффициента поглощения в данном интервале

$$\bar{\alpha} = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \alpha(\lambda) \Phi(\lambda) d\lambda}{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \Phi(\lambda) d\lambda}. \quad (23)$$

Но при этом полученное значение x_0 также не соответствует истинному содержанию озона x . Можно показать (с той же степенью точности), что ошибка в определении в этом случае равна

$$\Delta x = \alpha_{\lambda m} x_0^2 \mu (C_2 \Delta\lambda)^2. \quad (24)$$

Таким образом, используя в формуле (17) $\bar{\alpha}$, мы получаем всегда заниженные значения x .

Как видно из формулы (24), и в этом случае Δx зависит от условий наблюдения. Порядок величины остается в тех же пределах, что и в предыдущем случае. Отличен лишь ход зависимости ошибки от $x_0 \mu$.

Все результаты настоящей работы являются приближенными, тем не менее они дают возможность судить о порядке величины систематической ошибки за счет коэффициента поглощения озона при указанных способах определения x с помощью фильтровых фотометров, а также возможность учесть эту ошибку.

Как уже отмечалось, иногда (при больших $x_0 \mu$ или $\Delta\lambda$) ошибка может достигать 40% и более. В этих случаях нахождение x указанными способами, даже с учетом систематической ошибки, приведет к неверному результату, так как оценка ошибок дана в первом приближении. Учесть же ошибку с большей точностью трудно. В подобных случаях более рационально непосредственное интегрирование уравнения (1а) в полосе пропускания фильтра. Но и в этом случае точность результата будет зависеть от ширины используемого фильтра.

Оценивая возможные ошибки, авторы пришли к выводу, что наиболее правильные результаты при измерении количеств озона в атмосфере с учетом систематической ошибки дадут фильтры, полуширины которых не превосходят $100 \text{ \AA}$, а наиболее выгодной областью для наблюдений является область $3100-3300 \text{ \AA}$.

ЛИТЕРАТУРА

1. Asmus E. und Wunderlich H. Optik, 12, Nr. 11, 563—512, 1955.
2. Hansen G. Optik, 12, Nr. 11, 497—502, 1955.
3. Никонов В. Б. Бюллетень Абастуманской астрофизической обсерватории, 14, 1953.
4. Пейсахсон И. В. Вестник Ленинградского университета, сер. физ., № 5, 129—143, 1955.

А. Л. ОШЕРОВИЧ, С. Ф. РОДИОНОВ

О НЕКОТОРЫХ ТИПАХ ФОТОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ОЗОНОМЕТРОВ

Abstract

Two types of photo-electric ozometers are under description. In the first device, for the purpose of separation of comparatively narrow zones of the spectrum in the range of 3100—3300 Å and, in some cases, 4000—4500 Å — interference light-filters with a dielectric coating are used. A differential cathode repeater with a low zero drift is used in the device for increasing the photoelectric current.

The second device, of the observatory type, with a high spectrum resolution (the linear dispersion at 3100 Å being 12, 3 Å/mm), great sensitivity and low inertia of the system consists of the following units: 1) an automatically guiding coelostat, 2) a double monochromator with diffraction gratings and fixed slits for separating three zones of the spectrum (3100, 3300 and 4358 Å), 3) an electrophotometer with recorder.

В настоящее время для целей озонотрии применяются различные озонотры, в основном фотоэлектрические, начиная от сложных спектральных систем до простых сетевых приборов со светофильтрами. Тем не менее, с нашей точки зрения, дальнейшее развертывание методической работы в области озонотрии в целях улучшения точности и обеспечения большей простоты и удобства соответствующих приборов является необходимым.

Некоторым результатам работы в этом направлении посвящено настоящее сообщение.

Предлагаемые нами два типа озонотра состоят из трех основных узлов:

1. Спектральная система для выделения сравнительно узких участков спектра в области 3100, 3300 Å и в некоторых случаях 4000 Å — 4500 Å.
2. Электрофотометр.
3. Механизм наведения прибора на внеземной источник света.

Фотоэлектрические озонотры вообще можно условно разделить на две группы:

- а) приборы широкой станционной сети с простой оптической системой (например, со светофильтрами) и
- б) приборы обсерваторского типа обычно с сложной системой двойного спектрального разложения излучения.

При работе с фотоэлектрическим озонотром инструментальные ошибки метода определения общего содержания озона в основном зависят от степени монохроматизации измеряемого излучения, от внеземного источника и от точности фотометрирования величин интенсивностей I_λ (или отношения $\frac{I_{\lambda_1}}{I_{\lambda_2}}$).

ОЗОНОМЕТР СО СВЕТОФИЛЬТРАМИ

Попытки применения для целей озонотрии простого интегрального электрофотометра со светофильтрами делались уже давно [1, 2]. Однако вследствие несовершенства тогдашней электрофотометрической техники и светофильтров интегральные озонотры уступили свое место спектральным приборам (спектрографы и спектрофотометр Добсона).

Современный тип озонотра со светофильтрами был разработан и применен впервые в СССР авторами настоящей работы в 1948 г. [3]. В настоящей работе описан усовершенствованный вариант этого прибора.

Следует сразу отметить, что рекомендуемый авторами тип фотоэлемента, фотоумножителя и усилителя не является единственно возможным, и при соблюдении общего принципа прибора можно заменить отдельные его блоки аналогичными. В новом приборе принципиальная блок-схема осталась прежней [9]. В качестве приемников излучения солнца использовались фотоэлементы с мультищелочным катодом и сурьмяно-цезиевые типа СЦВ-9. На рис. 1 представлены их спектральные характеристики

в абсолютных единицах. При наблюдении Луны использовался фотоумножитель с мультищелочным полупрозрачным катодом на увиолевом стекле типа ФЭУ-11 или фотоумножитель типа ФЭУ-18.

В целях уменьшения дрейфа нуля, имеющего место в обычных усилителях постоянного тока [4], в приборе для усиления фото-

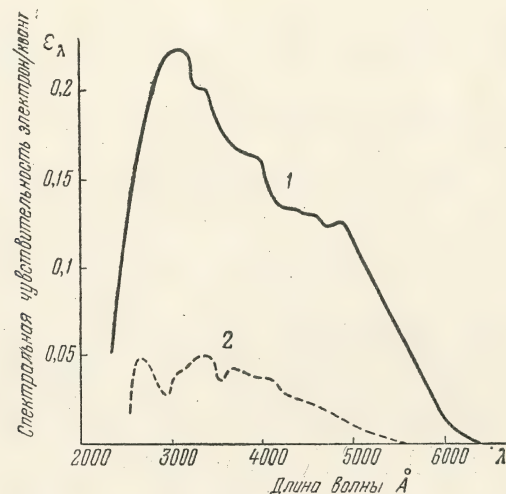


Рис. 1. Спектральные характеристики фотокатодов, используемых в озонометрах: 1—сурьмяно-цезиевый; 2—мультищелочной

тока использован дифференциальный катодный повторитель [5]. Принципиальная схема интегрального озонметра для дневных и ночных наблюдений дана на рис. 2.

При коэффициенте усиления по току $5 \cdot 10^4$ дрейф нуля не превышал 2 мка за три часа непрерывной эксплуатации.

Набор светофильтров в предлагаемом приборе состоит из комбинации цветных стекол [6] и интерференционных светофильтров с диэлектрическими покрытиями [7, 8].

На рис. 3 представлены кривые пропускания комплекта интерференционных светофильтров (по оси ординат отложены величины пропускания в процентах), технология изготовления которых разработана Т. Н. Крыловой и Р. С. Соколовой [7] *.

* Авторы выражают Т. Н. Крыловой, Р. С. Соколовой, Ф. А. Королеву и А. Ю. Клементьевой глубокую благодарность за предоставление образцов интерференционных светофильтров.

Интерференционные светофильтры с еще более узкой полосой пропускания в области 2900—8000 Å разработаны Ф. А. Королевым [8]. На рис. 4 приведено спектральное пропускание двух светофильтров Ф. А. Королева для области 3350 и 4300 Å.

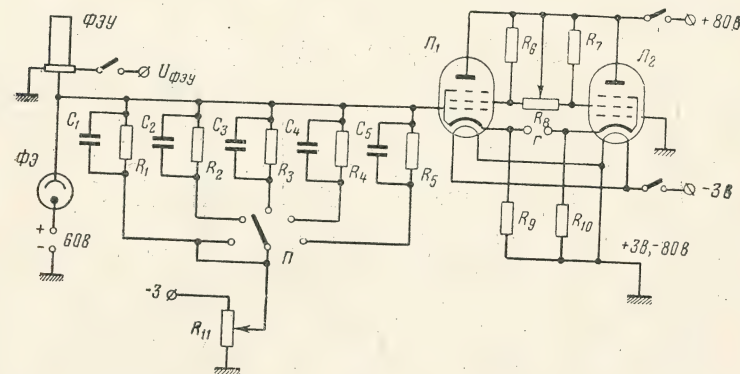


Рис. 2. Принципиальная схема интегрального озонметра для дневных и ночных наблюдений: $U_{ФЭУ}$ — рабочее напряжение фотоумножителя; $Л_1$ и $Л_2$ — пентоды 6Ж1П; ФЭ — фотоэлемент; ФЭУ — фотоумножитель; П — переключатель чувствительности; Г — микроамперметр; $R_1 = R_2 = 100 \text{ м}\Omega$; $R_3 = 25 \text{ м}\Omega$; $R_4 = 5 \text{ м}\Omega$; $R_5 = 1 \text{ м}\Omega$; $R_6 = R_7 = 51 \text{ к}\Omega$; $R_8 = 500 \text{ к}\Omega$; $R_9 = R_{10} = 6,2 \text{ к}\Omega$; $R_{11} = 15 \text{ к}\Omega$; $C_1 = C_2 = 0,1 \text{ }\mu\text{F}$; $C_3 = 0,1 \text{ }\mu\text{F}$; $C_4 = 0,5 \text{ }\mu\text{F}$; $C_6 = 1 \text{ }\mu\text{F}$

Как видно из рис. 3 и 4, предлагаемые светофильтры обладают значительным преимуществом в отношении ширины полосы пропускания по сравнению с ранее применяемыми [9, 10].

Другим преимуществом интерференционных светофильтров указанного типа является возможность изменения спектрального положения максимума пропускания в нужную для озонметрии область, что трудно осуществить в светофильтрах других типов.

Следует указать, что при пользовании такими светофильтрами, так же как и любыми однослойными (слои металла или пленки), необходимо следить за их механической целостью. Ничтожное отверстие в коротковолновом свето фильтре может повлечь за собой примешивание света больших длин волн и вследствие резкого подъема солнечной спектральной кривой в длинноволновую сторону сильно исказить результаты измерений. Во избежание такой засветки целесообразно применять

систему из двух отдельных одинаковых светофильтров, наложенных друг на друга.

В настоящее время в лаборатории фотометрии НИФИ ЛГУ ведутся работы по дальнейшему сужению полосы пропускания светофильтров в области 3100—3300 Å. Успешная разработка

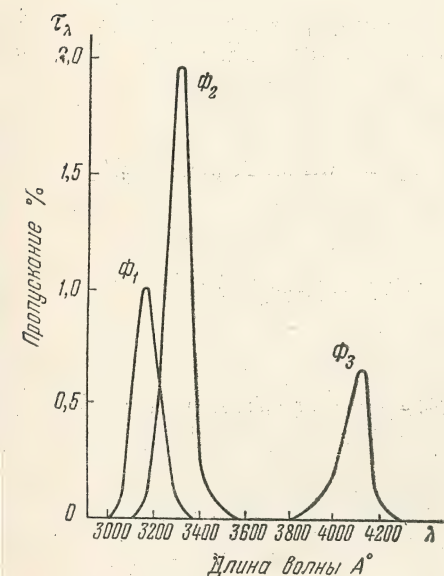


Рис. 3. Кривые пропускания интерференционных светофильтров Т. Н. Крыловой и Р. С. Соколовой

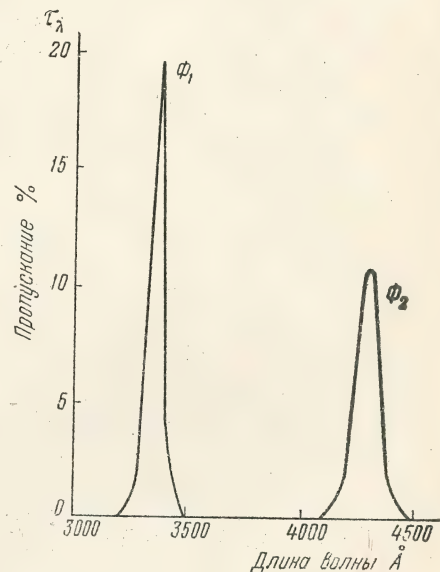


Рис. 4. Кривые пропускания интерференционных светофильтров Ф. А. Королева

технологии изготовления пленочных поляризаторов для ультрафиолета [11] позволяет построить поляризационные светофильтры [12] для области 3100 и 3300 Å с полосой пропускания 15—20 Å и $\tau_\lambda = 3-4\%$.

По расчетам С. Б. Иоффе, выполненным по нашей просьбе, фильтр с требуемыми параметрами диаметром в 20 мм будет иметь толщину 30 мм. Такие фильтры могут быть использованы не только для целей озониметрии, но и для других спектрофотометрических измерений.

Влияние температур на спектральное положение максимума пропускания поляризационного фильтра, вероятно, потребует некоторой предварительной градуировки спектральной системы.

Предлагаемый озониметр со светофильтрами может быть использован в широкой озониметрической сети. Этот прибор отличается от применяемых до настоящего времени аналогичных приборов более высокими оптическими качествами светофильтров и стабильностью усилительного блока (отсутствие заметного дрейфа нуля).

Интерференционные светофильтры и дифференциальные катодные повторители могут быть использованы при модернизации сетевого озониметра ОФЭТ-3. Такая модернизация уже проделана в лаборатории фотометрии и дала хорошие результаты.

ТРЕХКАНАЛЬНЫЙ ОЗОНОГРАФ С ДИФРАКЦИОННЫМИ РЕШЕТКАМИ

Имея целью создание озониметрического прибора с высоким спектральным разрешением и одновременно с должной чувстви-

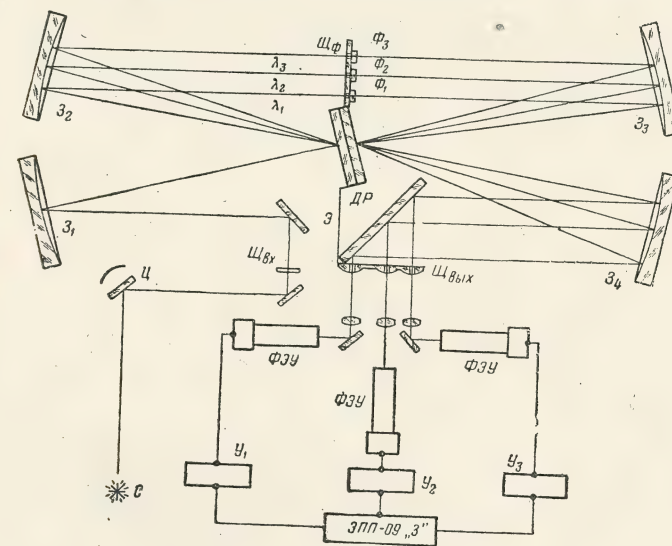


Рис. 5. Общая схема трехканального озонграфа с дифракционными решетками: Ц — целостат; Швх — входная щель; Z1, Z2, Z3, Z4 — сферические зеркала; ДР — дифракционные решетки; Шср — средние щели; Φ1, Φ2, Φ3 — светофильтры; Швых — выходные щели; Э — экран; ФЭУ — фотоумножители; Y1, Y2, Y3 — усилители фототоков, ЭПП-09 «З» — трехточечный самописец

тельностью и малой инерцией системы, а также с автоматической записью, А. Л. Ошерович при участии Б. А. Киселева разработал соответствующий прибор обсерваторского типа.

Прибор состоит из следующих узлов:

1. Целостата для автоматического гидирования изображения Солнца.

2. Двойного монохроматора с дифракционными решетками и неподвижными щелями для выделения трех участков спектра.

3. Электрофотометра с самописцем.

Общая схема прибора приведена на рис. 5.

В качестве целостата в приборе использовано параллактическое устройство озонографа ОФЭТ-3 [10] со скоростью вращения зеркала один оборот за 48 час. Могут быть также использованы устройства для автоматического гидирования (например, фотоэлектрический гид И. Я. Бадинова).

Оптическая система прибора выделяет три участка спектра с длинами волн $\lambda_1 = 3100 \text{ \AA}$, $\lambda_2 = 3300 \text{ \AA}$ и $\lambda_3 = 4358 \text{ \AA}$.

В приборе предусмотрена возможность смещения рабочих участков по спектру на $\pm 50 \text{ \AA}$. Система рассчитана на дифракционные решетки (реплики) 600 штрихов на 1 мм с оптической полезной площадью $62 \times 51 \text{ мм}$. Линейная дисперсия на выходе спектральной системы составляет величину

λ Å	Дисперсия Å/мм	Порядок спектра
3100	12,3	3
3300	7,8	2
4358	7,3	2

Рабочая ширина щелей составляет 0,3 мм. Фокус коллиматора равен 300 мм. Светосила коллиматора определяется приведенной выше полезной площадью решетки.

На рис. 6 приведен фотоснимок прибора (без крышки). Размеры прибора $75 \times 30 \times 50 \text{ см}$. В приборе использовался блок из трех однотипных электрофотометров с фотоумножителями ФЭУ-18 и ФЭУ-17. Токи на выходе усилителей регистрировались микроамперметром или записывались трехточечным самописцем ЭПП-09 с чувствительностью в 10 мв на всю шкалу прибора.

Отбор фотоумножителей типа ФЭУ-18 и ФЭУ-17 позволил уменьшить время установления фотоэлектрической системы до 30—40 мин. В лабораторных условиях исследовались стабильность и линейность фотометров, а также коэффициенты усиления при различных нагрузках в сеточных цепях усилительных ламп.

Существенно новой чертой предлагаемого прибора является сочетание высокого спектрального разрешения с большой чувствительностью, малой инерцией и объективностью регистрации.

Эти свойства позволяют наряду с типовыми озонометрическими исследованиями производить тонкие спектрофотометрические измерения малых количеств радиации в быстро изменяющихся со временем условиях. К таким исследованиям относятся, например, измерение озона и аэрозолей при заходе и восходе Солнца и Луны, при затмениях и вообще при любых быстрых радиационных процессах, а также анализ структуры измеряе-

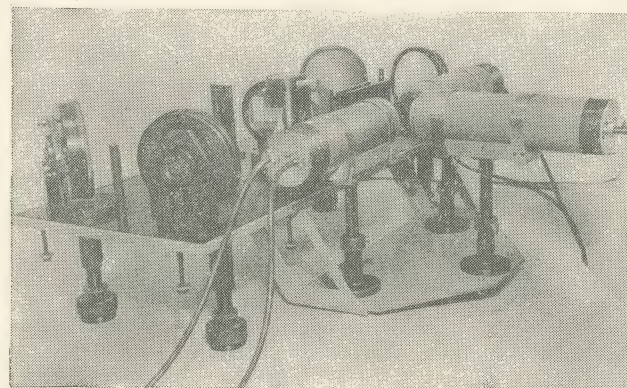


Рис. 6. Фотоозонограф (без крышки)

мого спектра в целях определения, например, температуры высоких слоев атмосферы.

Описанные приборы были проверены в полевых условиях летом 1959 г. (Крым, Карадаг). Типичные результаты приведены на рис. 7. По оси ординат даны величины x , определенные известным методом трех длин волн [13] в течение дня 25/VIII 1959 г.

Числа, полученные с озонометром, как видно из рис. 7, достаточно хорошо совпадают с данными спектрального озонографа.

Линейные графики зависимости $\lg I_\lambda$ от $\sec z$, служащие для вычисления x , приведены для одного дня наблюдений на рис. 8. Этот день не включен в сводку определений x по причине аномальной величины наклона прямых (угол наклона прямой для $\lambda_1 = 3095 \text{ \AA}$ меньше, чем для $\lambda_2 = 3295 \text{ \AA}$ вместо обратного соотношения).

Необычный ход прямых на рис. 8 объясняется наличием 18/VIII 1959 г. повышенного количества атмосферных аэрозолей.

Г. И. КУЗНЕЦОВ

ОЗОН И ОБЩАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ АТМОСФЕРЫ

Abstract

It is well known that there is a relation between the variations of total ozone amount and motions in the troposphere and especially lower stratosphere. The present paper contains an attempt to find out the relation between the total ozone amount and the characteristics of general circulation of atmosphere i. e. index of circulation. This relation is found by means of computations of corresponding monthly correlation coefficients for different atmospheric levels on basis of ozone data obtained at several ozone — observing IGY stations. A curve of day-to-day variations of ozone content as well as index circulation for different levels are also presented.

The results are discussed in terms of atmospheric motions and ozone contents over stations located at different latitudes.

§ 1. ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Вопрос о зависимости озона от атмосферных процессов и течений большого масштаба весьма важен. Сейчас известно, что объяснить распределение озона в атмосфере нельзя, не учитывая движения последней. С другой стороны, озон существенно влияет сам на температуру верхней атмосферы и, следовательно, на поля давления и ветра. Поэтому в проблеме, которую иногда называют «озон-погода» не всегда легко отделить причину от следствия. Вероятная роль озона как посредника связи Солнце — Земля, его влияние на лучистый баланс стратосферы и тропосферы, «парниковый» эффект озонного слоя, наконец, тесная корреляционная связь озона с температурой нижней стратосферы

и прямая связь с высокими температурами на высотах 35—50 км — все эти примеры говорят о большом значении озона в проблеме озон-погода. Однако в масштабе крупных атмосферных процессов, захватывающих «консервативную» область озона (высоты до 25—27 км), т. е. в вопросе динамики озона, определяющая роль принадлежит синоптическим процессам.

К сожалению, наши синоптики только еще подходят к детальному изучению процессов движения атмосферы выше 20 км. Известны многочисленные исследования связи содержания и изменения озона с некоторыми синоптическими процессами, главным образом в тропосфере и нижней стратосфере: с прохождением циклонов, с происхождением или типом воздушных масс, с температурой, давлением на разных уровнях и т. д. Эти исследования доказали ясно, что существует определенная связь озона с такими элементами общей циркуляции атмосферы, как циклоны, воздушные массы и пр. В зависимости от масштаба времени изменения озона можно характеризовать как осредненным годовым ходом, так и короткопериодными колебаниями содержания озона от дня ко дню.

§ 2. МЕЖДУСУТОЧНЫЕ КОЛЕБАНИЯ ОЗОНА

На фоне сравнительно плавного годового хода содержания озона выделяются гораздо более быстрые и иногда весьма значительные междусуточные колебания. Колебания от дня ко дню имеют тенденцию увеличиваться зимой и в начале весны и ослабевают летом и осенью, хотя летом на некоторых станциях наблюдается новое усиление таких вариаций [12]. Очевидно, причины сезонного хода колебаний озона и междусуточных вариаций различны. В то время как первые определяются процессами большого масштаба, имеющими сезонный ход (солнечная радиация, фотохимические процессы, общая адвекция, турбулентность, медленные вертикальные потоки), междусуточные вариации вызываются соответствующими короткопериодными изменениями в системе общей циркуляции атмосферы.

Петцольд [1] на основании прямых измерений вертикального распределения атмосферного озона показал, что в слое выше 30 км годовой ход содержания озона хорошо согласуется с фотохимической теорией, имеет максимум летом и амплитуду около 0,02 см, т. е. порядка 5% от общего содержания озона в средних широтах. В слое 25—30 км вообще не наблюдается сезонных колебаний. Эти же исследования показали также, что выше 25 км междусуточные колебания довольно малы.

Среднемесячные значения

	1957 г.						1958 г.						
	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII
Диксон . . .	425	382	—	—	—	—	—	—	—	525	574	445	336
Рейкьявик . .	322	314	293	303	—	301	345	419	427	407	400	347	331
Воейково . . .	357	340	327	307	295	—	—	459	467	434	389	365	357
Уккль	304	297	305	260	333	—	—	—	350	390	378	340	345
Карибу	—	—	—	—	—	—	—	—	—	364	386	371	—
Бисмарк . . .	296	288	280	253	262	306	336	375	388	403	356	355	—
Эльбрус . . .	—	—	—	—	272	250	292	330	365	401	339	305	252
Алма-Ата . .	—	—	—	—	243	233	280	304	289	281	286	282	258
Владивосток .	—	270	278	268	301	—	—	—	—	257	322	263	257
Винья-ди-Валле . .	326	314	305	292	302	330	360	371	412	419	366	—	—
Абастумани . .	278	271	258	272	280	296	314	358	366	352	309	311	287
Элмас	279	304	291	294	295	302	322	328	334	364	336	—	—
Вашингтон . .	325	321	292	304	289	300	330	372	360	366	366	337	324
Мессина . . .	267	329	314	308	318	331	356	377	329	353	348	—	—
Мауна-Лоа . .	—	—	—	—	262	258	256	251	270	284	288	284	270
Брисбен . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	292	303	315
Аспендел . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	377
О. Макку-ори . . .	356	353	373	428	381	—	334	299	332	342	337	395	378

Годовая же амплитуда колебаний общего содержания озона в средних широтах достигает 40 % от среднего за год (см. табл. 1). Это значит, что основные изменения озона происходят в слое ниже 25 км. Наибольшая междумесечная разность даже в периоды наиболее резких сезонных изменений — середина зимы и поздняя весна — не превышает 8 % среднегодового содержания. В то же время кратковременные колебания озона (в течение одних или нескольких суток) часто достигают весной 40—50 %. Так, например, в Рейкьявике 6/II 1958 г. было содержание озона $x = 0,326$ см, а 11/II 1958 г. — $x = 0,570$ см, при среднем за год $x = 0,350$ см, в Винья-ди-Валле (Италия) 29/I 1958 г. было $x = 0,424$ см, 2/II 1958 г. — $x = 0,280$ см и 6/II 1958 г. снова $x = 0,406$ см. Даже в месяцы со слабым сезонным ходом кратковременные колебания озона в средних широтах, как показывает обработка материалов МГГ, достигают 25—30 % от x_0 .

Большие вариации в содержании озона могут вызываться переносом озона при процессах динамического характера в ниж-

Таблица 1

содержания озона в 10^{-3} см

					1959						Среднее за год	Годовая амплитуда
VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI		
308	—	342	—	—	—	—	—	—	—	—	408	266
326	302	—	272	—	—	—	—	—	—	—	347	155
344	302	280	268	—	387	—	—	—	—	—	365	199
—	271	281	245	248	—	—	—	—	—	—	315	145
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
233	231	244	244	281	305	—	—	—	—	—	325	150
240	247	252	247	286	—	—	—	—	—	—	293	170
285	269	319	292	288	—	—	—	—	—	—	271	71
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
287	266	260	276	300	315	—	—	—	—	—	345	127
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	307	106
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	314	85
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	330	77
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	330	110
271	268	—	—	—	—	—	—	—	—	—	269	37
—	347	330	319	326	289	284	288	296	293	286	309	63
—	398	386	345	328	297	304	300	282	310	323	335	116
412	414	435	392	365	330	327	—	—	—	—	370	136

ней стратосфере такими, как междуширотный обмен, турбулентное перемешивание, аккумуляция озона близ воздушных «барьеров». Все эти процессы связаны с общей циркуляцией атмосферы. Неоднократно сопоставляли содержание озона с происхождением переносающих его воздушных масс, типом циркуляции, направлением ветра на высотах [2, 3, 4]. Эти работы показали, что приток воздушных масс на некоторых высотах с севера увеличивает содержание озона над данной станцией. Так, в Японии, Мияке и Кавамура [4], вычисляя коэффициенты корреляций между содержанием озона над аэрологической обсерваторией в Татено и направлением ветра на различных высотах нашли, что содержание озона увеличивается при северном ветре (табл. 2). Наибольший коэффициент корреляции относится к высотам на 5 км выше тропопаузы. Заметим, что именно в слое 10—20 км наблюдаются наиболее значительные сезонные и междусуточные колебания Оз [1]. Известно также, что на высотах 15—16 км при соответствующей адвекции наблюдается иногда вторичный

максимум озона [1]. Все это означает, что с ветром нижней стратосферы связаны наиболее существенные изменения атмосферного озона.

Таблица 2

Коэффициент корреляции между содержанием озона и направлением ветра на разных высотах (4)

Высота, км	Число случаев	Коэфф. корреляции	Примечание
6	114	+0,03	за весь год
6	78	+0,20	весна—лето
10	78	+0,28	за весь год
15	67	+0,53	» » »
17	36	+0,46	» » »
5 км над тропопаузой	55	+0,60	» » »

§ 3. ИНДЕКС ЦИРКУЛЯЦИИ

Изучая зависимость содержания озона от перемещения воздушных масс, можно поставить вопрос о связи озона с количественной характеристикой циркуляции атмосферы — индексом циркуляции. Индекс зональной циркуляции — отношение скорости геострофического ветра к скорости вращения Земли на данной широте — можно рассчитывать для различных уровней в атмосфере. В нашей службе погоды применяется обычно индекс циркуляции для зоны между 40 и 65° широты, опоясывающей все северное полушарие.

Прежде всего встает вопрос, в какой мере можно сопоставлять индекс циркуляции, вычисленный для всего полушария, с процессами, охватывающими исследуемую область, в частности Европу.

Б. Л. Дзердзеевский и А. С. Монин [5] специально исследовали этот вопрос и сравнивали индексы циркуляции, подсчитанные для уровня 500 мб для отдельных районов с общим индексом. Были вычислены индексы α_1 — для зоны 40—65° с. ш. в районе от 15° з. д. до 90° в. д. (Европа и часть Сибири), α_2 — для района 105—210° в. д. (Дальний Восток и Тихий океан) и α_3 — для района 135—30° з. д. (Северная Америка).

Сравнение с общим индексом α показало, что из 122 сравниваемых дней знак изменений α и α_1 был различен лишь в течение 14 дней, α и α_2 — в течение 13 дней, α и α_3 — в течение 17 дней.

Естественно ожидать, что для более высоких уровней, где барическая картина становится более простой, число этих отклонений еще уменьшится. Таким образом, можно считать, что достаточно глубокие изменения индекса циркуляции соответствуют процессам, охватывающим атмосферу на всем полушарии.

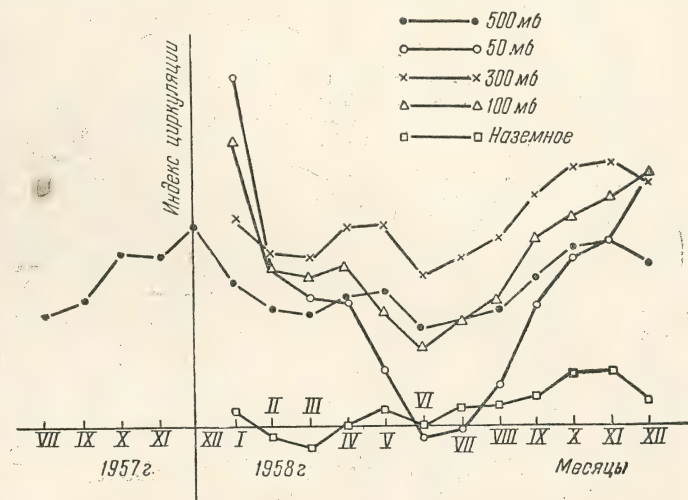


Рис. 1. Годовой ход среднемесячного индекса циркуляции α по уровням

Значения индексов за период 1957—1958 гг. брались в отделе динамической метеорологии Центрального института прогнозов. На рис. 1—3 приведен годовой ход индексов циркуляции (по месяцам) для разных уровней, а также примеры хода индекса от дня ко дню для некоторых периодов 1958 г. как нормального, так и осредненного по схеме $\bar{\alpha}_n = (\alpha_{n-1} + 2\alpha_n + \alpha_{n+1}) / \frac{1}{4}$.

Чем вызваны колебания индекса циркуляции и что они физически означают? Разница температур между экваториальной и полярной атмосферой вызывает зональное движение атмосферы. Возникающая из-за градиента кориолисовой силы и местных особенностей разность скоростей отдельных зон приводит к возникновению волнообразных колебаний в общем потоке и так называемых длинных барических волн. Преобразуясь в вихри, они создают систему циклонов и антициклонов, энергия которых черпается из упорядоченного движения зональной циркуляции. При этом зональная циркуляция ослабевает и растет меридиональный обмен масс. Как показали Дзердзеевский и Монин,

периоду убывания α соответствует рост междуширотного обмена. Постепенно циклоны теряют свою энергию и затухают. Термическая неоднородность, создаваемая неодинаковым притоком солнечной радиации, начинает возрастать и индекс циркуляции снова увеличивается. Согласно [5], возрастанию α соответствует преобладание зональной формы циркуляции. Таким образом, его краткосрочные изменения связаны с формой движения больших масс воздуха. Именно в связи с этим динамическим автоколебательным характером общей циркуляции атмосферы рассматриваются краткосрочные колебания в содержании озона.

Отметим тут же другую характерную особенность индекса циркуляции. Как показывает рис. 3, график осредненного междусуточного хода индекса циркуляции для разных уровней, максимумы и минимумы в ходе индекса для более высоких уровней (50 мб, 100 мб) запаздывают на 1—2 дня по сравнению с более низкими уровнями. Вероятно, здесь проявляется тот факт, что источником энергии атмосферных движений в конечном счете являются нижние слои атмосферы — тропосфера.

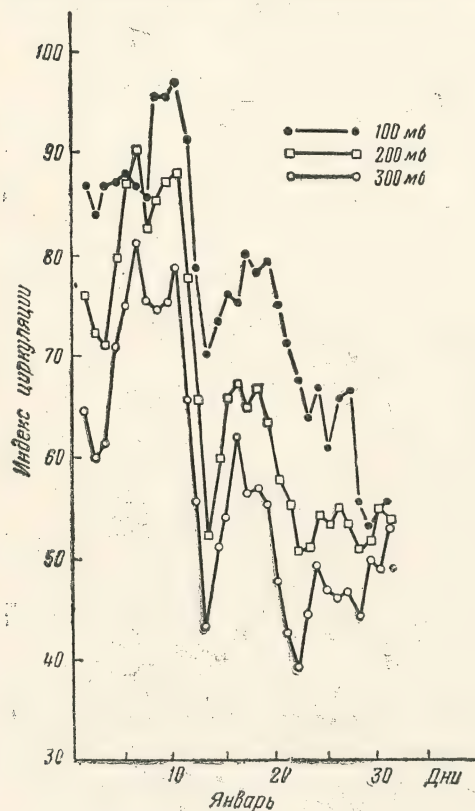


Рис. 2. Изменение индекса циркуляции от дня к дню (январь 1958 г.)

паздывают на 1—2 дня по сравнению с более низкими уровнями. Вероятно, здесь проявляется тот факт, что источником энергии атмосферных движений в конечном счете являются нижние слои атмосферы — тропосфера.

§ 4. ОБЩИЕ ЗАВИСИМОСТИ МЕЖДУ СОДЕРЖАНИЕМ ОЗОНА И АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИЕЙ

Чтобы сопоставить общее содержание озона на различных станциях с условиями циркуляции, мы подсчитали прежде всего

общие коэффициенты корреляции между средним суточным содержанием озона x на данной станции и индексом α для разных уровней и сезонов 1957—1958 гг. (относя к весне месяцы II—V, лету — VI—VIII, осени — IX—XI и зиме — XII—I). Для некоторых станций проводилось также графическое сопоставление осредненных по трехточечной схеме значений $\bar{\alpha}$ и $\bar{x}$ в течение

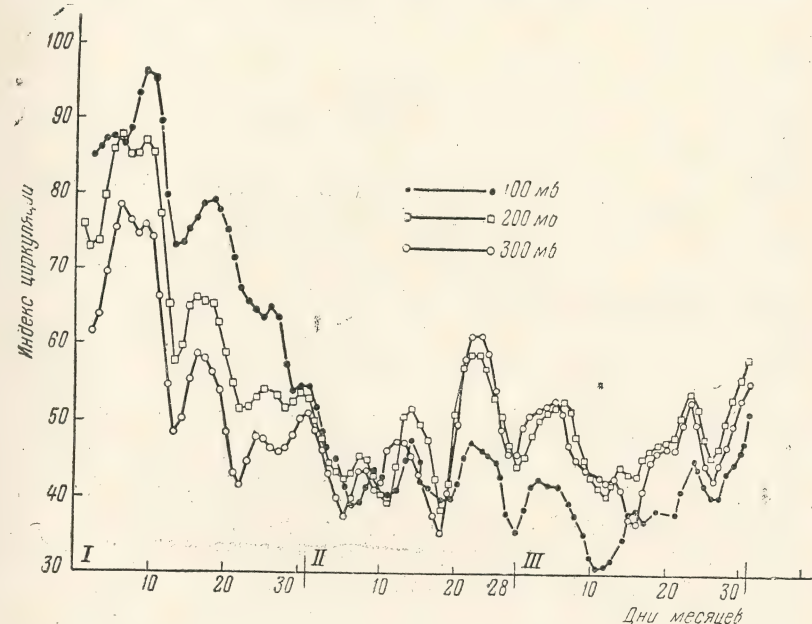


Рис. 3. Изменение индекса циркуляции от дня к дню, осредненного по схеме $\alpha_n = (\alpha_{n-1} + 2\alpha_n + \alpha_{n+1})/4$ (январь—март 1958 г.)

ние определенных сезонов. Там, где имелось достаточное число дней наблюдений, подсчитывался коэффициент корреляции между содержанием озона и индексом циркуляции методом «текущих» средних для выявления связей между короткопериодными (в течение нескольких дней) колебаниями этих величин. Сравнивалось также содержание озона на некоторых станциях с синоптической обстановкой по соответствующим картам барической топографии.

Сезонные значения коэффициентов корреляции r , приведенные в табл. 3, отражают связь между содержанием озона на европейских станциях и индексом циркуляции на разных уровнях. Из 105 случаев r было положительным в 37 и отрицательным

Сезонные коэффициенты корреляции между содержанием озона и индексом циркуляции на разных уровнях

Период	Уровень, мб	Диксон	Рейкьявик	Боейково	Укль	Бисмарк	Эльбрус	Алма-Ата	Винья-ди-Валле	Абастумани	Эмас	Вашингтон	Мессина
Январь 1958 г.	500	—	-0,24	—	—	—	-0,45	—	-0,20	-0,66	—	—	-0,50
	300	—	-0,35	—	—	—	-0,40	—	-0,51	-0,60	—	—	—
	100	—	-0,68	—	—	—	-0,42	—	-0,52	-0,69	—	—	—
	50	—	-0,75	—	—	—	-0,59	—	-0,39	-0,02	—	—	—
Весна 1958 г. II—V	500	-0,26	-0,14	-0,11	+0,76	—	-0,32	-0,17	-0,04	-0,27	+0,19	—	+0,22
	300	-0,32	+0,07	-0,24	+0,63	—	-0,34	-0,30	-0,05	-0,34	+0,21	—	+0,15
	100	-0,37	+0,16	+0,52	+0,24	+0,33	+0,08	+0,05	-0,06	+0,47	+0,05	+0,15	+0,08
	50	-0,32	+0,14	+0,57	+0,77	—	+0,14	+0,30	-0,02	+0,50	—	—	+0,09
Лето 1958 г. VI—VIII	500	-0,47	-0,02	-0,14	-0,14	—	-0,52	-0,37	—	-0,08	—	—	—
	300	-0,52	-0,17	-0,22	—	—	-0,59	-0,39	—	-0,21	—	—	—
	100	-0,64	-0,18	-0,34	—	—	-0,67	-0,55	—	-0,44	—	—	—
	50	-0,46	-0,23	-0,39	—	—	-0,64	-0,27	—	-0,29	—	—	—
Осень 1958 г. IX—XI	500	—	-0,31	-0,30	-0,04	—	+0,46	+0,28	—	+0,17	—	—	—
	300	—	-0,14	-0,16	—	—	+0,26	+0,23	—	+0,12	—	—	—
	100	—	-0,17	+0,09	—	—	+0,02	-0,14	—	+0,02	—	—	—
	50	—	-0,23	-0,35	—	—	+0,11	0,00	—	+0,02	—	—	—

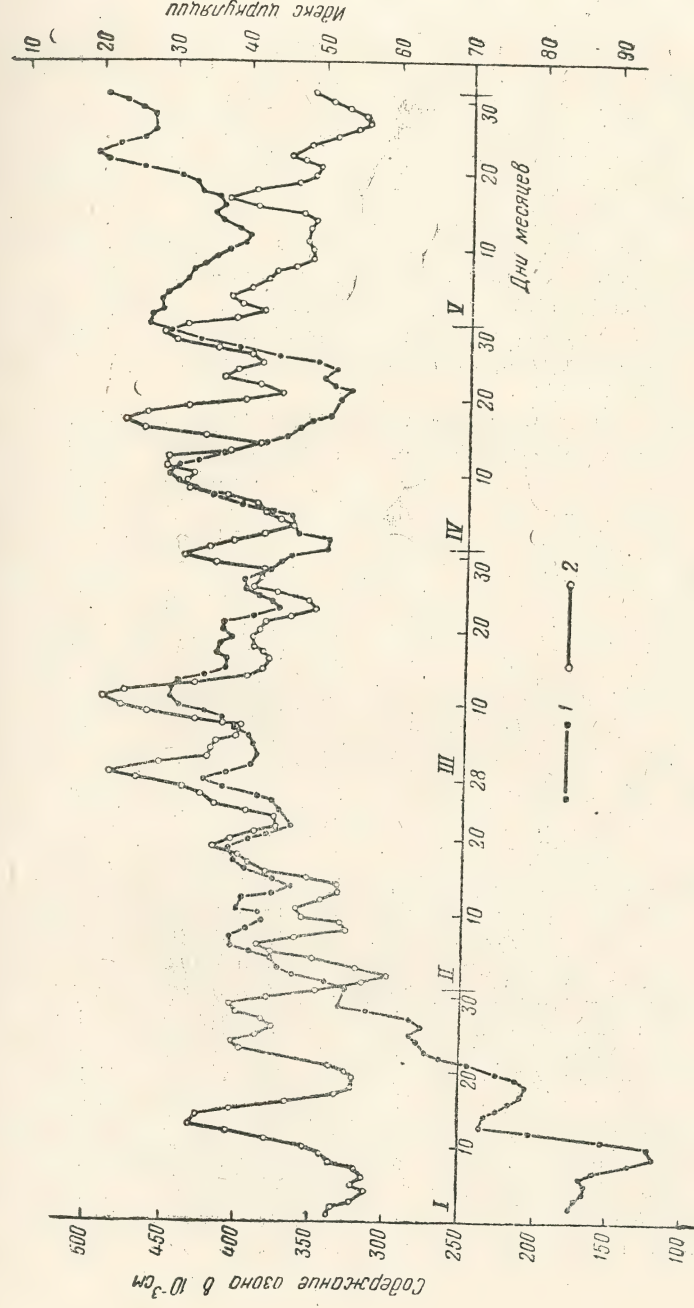


Рис. 4. Индекс циркуляции уровня 100 мб и содержание озона на станции Винья-ди-Валле (январь—май 1958 г.)
1 — индекс циркуляции 100 мб, 2 — содержание озона

в 68. Налицо, таким образом, общая довольно ясная тенденция — возрастание содержания озона при ослаблении зональной циркуляции в зоне $40-65^\circ$ с. ш. Более детальный анализ этой связи будет дан ниже. Особенно ясно отрицательная связь проступает в зимние и летние месяцы, периоды слабого сезонного хода обеих величин. Наибольшие коэффициенты корреляции, как правило, относятся к высоким уровням — 100 и 50 мб, — подтверждая преобладающую роль этих высот в вариациях озона. Положительная корреляция между обоими явлениями наблюдается на некоторых станциях ранней весной и осенью — в периоды очень резкого изменения индекса циркуляции, когда общий годовой ход частично как бы подавляет короткопериодные колебания индекса циркуляции и таким образом скрадывается их связь с колебаниями озона.

Особенно наглядно связь циркуляции с изменениями содержания озона обнаруживается при сравнении графиков их хода.

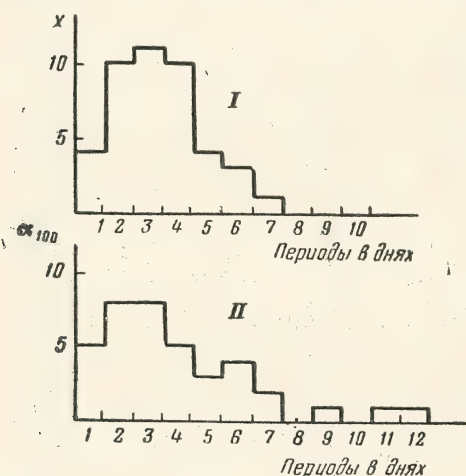


Рис. 5. Частота периодов возрастания и убывания в ходе содержания озона (I) и индекса циркуляции поверхности 100 мб (II) на ст. Винья-ди-Валле в период январь—май 1958 г.

например, 28/III — 3/IV, 14/IV — 16/IV) эта связь прерывается.

Анализируя более подробно ход содержания озона и индекса циркуляции на уровне 100 мб, для ст. Винья-ди-Валле (см. рис. 4) можно заметить, что в период с 1/I по 31/V в ходе обратного индекса циркуляции насчитывается 16 ясно выраженных

ходы сглаженных значений (см. выше) на уровне 100 мб и содержания озона для станции Винья-ди-Валле (Италия) за период с января по май 1958 г. При этом для наглядности шкала индекса α перевернута. Наблюдается замечательное совпадение как общего хода, так и экстремумов обеих кривых. Отрицательная связь короткопериодных изменений содержания озона и индекса циркуляции в этот период выступает совершенно отчетливо. Лишь на короткие интервалы времени (на-

экстремумов, а в ходе x — 20 ясных минимумов и максимумов. При этом в 15 случаях максимумы озона и максимумы обратного индекса точно совпадают и в 12 случаях совпадают их минимумы. Аналогичное сходство короткопериодных колебаний α и x наблюдается и на других южных станциях, в частности в Абастумани и Эльбрусе, но там сделать детальное графическое сопоставление труднее из-за меньшего числа наблюдений по прямому солнцу. Некоторую характеристику тесной зависимости вариаций содержания озона с изменениями индекса циркуляции дают и приведенные на рис. 5 спектры периодов возрастания и убывания в ходе соответственно содержания озона и индекса циркуляции 100 мб. Как видно, спектры подобны друг другу. Все это ясно указывает на связь короткопериодных колебаний содержания озона и индекса циркуляции на уровне 100 мб.

Связь с циркуляцией на других уровнях оказывается более слабой, как это видно из табл. 3. По-видимому, движение атмосферы на уровне 100 мб (около 16 км), находящемся в нижней части основного слоя озона, оказывает наибольшее влияние на изменения озона. В соответствии с указанной выше связью между меридиональной и зональной циркуляцией можно думать, что в периоды усиления меридиональной циркуляции содержание озона на станции, расположенной в южной части рассматриваемой зоны ($40-65^\circ$ с. ш.), возрастает и наоборот. Такая зависимость была обнаружена в Японии и в других местах. Конечно, нельзя ставить знак равенства между интенсивностью меридиональной циркуляции и повторяемостью северного ветра на тех или иных высотах. Однако так или иначе меридиональный обмен заставляет массы воздуха с севера перемещаться к югу, соответственно южные массы распространяются к северу.

Особо выделяются в этом отношении станции Италии. Над западной Европой и на средних картах барической топографии заметен теплый гребень, ось которого направлена вдоль западных границ континента примерно параллельно теплому Гольф-стриму. Восточнее этого гребня располагается холодная ложбина, доходящая до Средиземного моря. Наиболее ярко выражены и гребень и ложбина в зимнее полугодие, хотя ясно прослеживаются они и в летние месяцы. В соответствии с этой барической ситуацией над Западной Европой часто осуществляется значительный меридиональный обмен, происходит заток северных масс вдоль изогипс в районы Южной Европы. Такого рода заток усиливаются там, понятно, когда общий индекс циркуляции ослабевает. Указанная связь поэтому очень ясна.

Как уже было указано, сезонный ход содержания озона

и индекса циркуляции скрадывает корреляцию короткопериодных колебаний этих величин. Специально для выявления корреляций короткопериодных колебаний для ст. Винья-ди-Валле за этот же весенний период 1958 г. был подсчитан коэффициент корреляции между содержанием озона и индексом циркуляции методом «текущих средних» по формуле

$$r^* = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - x_0)(y_i - y_0) - \sum_{i=1}^n (x_{0i} - x_0)(y_{0i} - y_0)}{\sqrt{\left[\sum_{i=1}^n (x_i - x_0)^2 - \sum_{i=1}^n (x_{0i} - x_0)^2 \right] \left[\sum_{i=1}^n (y_i - y_0)^2 - \sum_{i=1}^n (y_{0i} - y_0)^2 \right]}}$$

где x_i и y_i — соответственно текущие значения содержания озона и индекса циркуляции, x_0 и y_0 — средние сезонные значения этих величин, а x_{0i} и y_{0i} — значения x и y , снятые с кривой, сглаженной графически таким образом, чтобы исключить короткопериодные колебания данных величин. Как и следовало ожидать, этот новый коэффициент корреляции r^* оказался больше старого и равен —0,50. Это величина еще раз подчеркивает существование довольно тесной обратной связи короткопериодных колебаний озона и индекса циркуляции.

Возвращаясь снова к рис. 4, можно заметить, что наряду с общим параллельным ходом обратного α для уровня 100 мб и содержания озона, на ст. Винья-ди-Валле наблюдалось несколько ярко выраженных отступлений от этой общей зависимости. Такие отступления отмечались, например, в периоды между 28/III и 3/IV, 14/IV и 16/IV, 15/V и 20/V 1958 г. С целью объяснения этих аномалий были рассчитаны по картам барической топографии поверхности 200 мб локальные градиенты α' давления между 40 и 60° с. ш. для меридиана данной станции (меридиан Рима). Эти градиенты характеризуют в некоторой степени интенсивность зонального потока в данном районе. Сравнение локального градиента с общим индексом α показывает, что в общем локальный градиент следует изменениям общего индекса α . В то же время имеются хорошо выраженные расхождения в ходе обоих индексов. Так, в период с 28/III по 30/III, когда индекс α возрастал, индекс α' падал и соответственно росло количество озона в районе Рима, достигнув 30—31/III максимума, в то время как зональная циркуляция в целом по всему полушарию в эти дни достигла максимальной интенсивности. Аналогично резкий подъем x с 14 до 17/V в Винья-ди-Валле, идущий вразрез с ходом индекса зональной циркуляции, хорошо согласуется со значительным падением локального индекса α' в течение 14—16/V. Однако очень существенная аномалия озона 14—17/IV не на-

ходит себе такого простого объяснения и не согласуется с ходом ни общего, ни локального индекса циркуляции. Надо заметить, что в период с 14 по 16/IV по всему северному полушарию происходило существенное усиление циркуляции, причем наиболее значительные скорости наблюдались южнее 40° с. ш. В то же время в средних широтах наблюдались отдельные нарушения общего зонального потока. Можно предполагать, что «барьером» в данный период времени служило струйное течение, располагавшееся в более южных районах, т. е. субтропическое струйное течение. Для района Западной Европы в этот период характерно струйное течение, берущее свое начало в полярной области. Оно хорошо прослеживалось на картах 200 мб поверхности и приносило воздушные массы из района Гренландии через Испанию, и далее вдоль Средиземного моря оно уходило в район Черного моря. К сожалению, для станций Эльбрус и Абастумани за этот период нет систематических данных о содержании озона. Однако наблюдение 15/IV на ст. Эльбрус указали там на высокое содержание озона, превышающее среднее за месяц.

Интересно отметить, что все указанные выше отступления в ходе значений x и α , приходится на периоды сильно повышенной зональности. Известно, что именно в периоды повышенной зональности чаще, чем в периоды пониженной зональности, нарушается противофазный характер зональности и меридиональности [6]. В соответствии с этим усиление зональности в эти периоды может сопровождаться иногда усилением меридиональных движений, что ведет к росту содержания озона на южных станциях. Как раз увеличение озона и наблюдается на ст. Винья-ди-Валле в периоды нарушения указанной связи озона и индекса циркуляции.

В отличие от южных станций, где наилучшая обратная связь между колебаниями содержания озона и индекса циркуляции осуществляется для уровня 100 мб, на северных станциях связь наиболее тесна на уровне 200—300 мб. При этом налицо уже прямая связь. В качестве примера на рис. 6 приведен ход сглаженных значений содержания озона и индекса циркуляции уровня 300 мб (его шкала не перевернута) для ст. Рейкьявик (64°08' с. ш., 21°54' з. д.) за период с 1/1 по 31/V 1958 г. Несмотря на то что станция лежит уже на самом краю зоны, использованной для расчета индекса циркуляции, все же явно заметна прямая связь вариаций этих величин, в отличие от обратной связи для ст. Винья-ди-Валле, находящейся, в общем, южнее планетарной фронтальной зоны. Это различие нетрудно объяснить: Рейкьявик находится севернее основной фронтальной зоны, на той ее стороне где, в общем, количество озона повышенное. Ослаб-

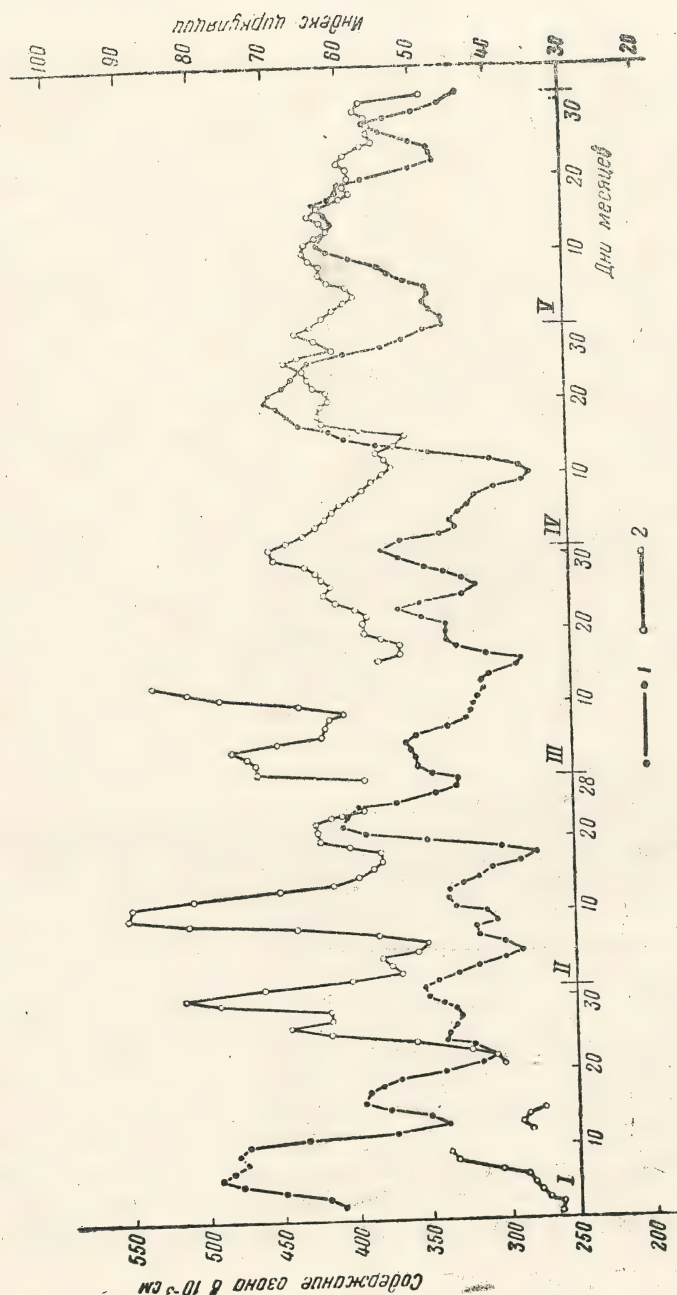


Рис. 6. Индекс циркуляции уровня 300 мб и содержание озона на станции Рейкьявик (январь—май 1958 г.)
1 — индекс циркуляции 300 мб, 2 — содержание озона

ление циркуляции вдоль этой зоны и появление меридиональных составляющих движения воздуха позволяет озону утекать на юг. Количество его на севере при этом уменьшается, а в области к югу от фронтальной зоны — растет.

Некоторые гигантские пики в содержании озона, отмеченные на ст. Рейкьявик в конце января и в феврале 1958 г., очень интересны с точки зрения анализа происхождения озона и механизма его переноса. В этот период на ст. Рейкьявик после длительной депрессии, когда количество озона в январе держалось на уровне 0,280—0,300 см, наблюдается резкий скачок от $x = 0,310$ см 23/I 1958 г. до $x = 0,470$ см 26/I 1958 г. и до $x = 0,540$ см 30/I 1958 г. После некоторого снижения до 0,400 см в первых числах февраля, количество озона снова резко возрастает до значения $x = 0,570$ см, наблюдавшегося 11/II 1958 г. По времени года этот рост количества озона как раз совпадает с периодом резкого потепления полярной стратосферы, наблюдаемого как известно с 1953 г. [7]. Так, например, на станции СП-7 температура с 23/I 1958 г. по 1/II 1958 г. увеличилась на уровне 100 мб на 21° , на уровне 50 мб — на 33° и на уровне 30 мб — на 35° [8]. Большой рост количества озона не может быть объяснен чисто радиационными причинами. Некоторые косвенные данные указывают на усиление солнечной активности в это время: происходило усиление полярных сияний, а также резкое уменьшение критических частот слоя F₂, обнаруженное на некоторых ионосферных станциях, в частности в Москве.

Образующийся озон может служить источником дополнительного радиационного прогрева стратосферы. Надо отметить, что вместе с систематическим и большим потеплением арктической стратосферы в конце зимы часто отмечается резкое возрастание содержания озона как в высоких, так и в средних широтах. Так, в 1953 г. все северные европейские станции зарегистрировали резкое возрастание содержания озона в первой декаде февраля на 0,100 см (по старым коэффициентам). В Оксфорде кроме указанного 1953 г. резкое повышение количества озона в конце января или начале февраля отмечалось также в 1951, 1952 и 1954 гг. [9].

§ 5. НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О МЕХАНИЗМЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ОЗОНОМ И ЦИРКУЛЯЦИЕЙ АТМОСФЕРЫ

На основании разобранных материалов можно построить следующую схему кратковременных колебаний в содержании озона в различных частях зоны умеренных широт в сезоны с большим широтным градиентом озона. Ослабление зональной цир-

куляции ведет к увеличению междуширотного обмена, благодаря чему озон из северных областей, богатых озоном, переносится на юг, где его содержание таким образом повышается. Соответственно усиление зональной циркуляции и ослабление меридионального обмена препятствует переносу озона на юг, благодаря чему последний накапливается под широтами $60-70^\circ$. Усиление зональной циркуляции можно рассматривать, таким образом, как своеобразный барьер для распространения озона из богатых озоном северных областей в южные. Поскольку в весенние месяцы направленный к югу градиент в содержании озона наблюдается вплоть до полюса, именно эти месяцы дают наибольшую прямую связь содержания озона в северных районах и индекса зональной циркуляции. В свою очередь увеличение междуширотного обмена ослабляет широтный градиент озона. Это в основном относится к короткопериодическим колебаниям как озона, так и атмосферной циркуляции. Однако такой механизм связи между озоном и циркуляцией, возможно, проявляется также и в некоторых зависимостях озона от времени года и широты.

Возможно, что особенностями циркуляции можно объяснить обнаруженное (на основании материалов МГГ) различие широтных градиентов, меньших в зоне сильной циклонической деятельности (по данным Рейкьявика и других станций Западной Европы) и гораздо больших в глубине континента (по данным Диксона и Алма-Аты) [12]. Хорошо известно, с другой стороны, что междуширотный обмен воздушных масс гораздо сильнее над Западной Европой, чем в глубине евразийского континента. Исходя из указанной выше связи между озоном и циркуляцией это различие градиентов хорошо объясняется ослаблением междуширотного обмена под континентом. Для дальнейшей проверки этого заключения крайне желательно создание озонометрических станций в центре континентальной части СССР между $50-60^\circ$ с. ш.

Далее, широко известен тот факт, что в среднем меридиональном распределении озона есть довольно резкий разрыв — к югу от широты $30-35^\circ$ его количество резко уменьшается (в северном полушарии). В этом поясе на уровнях $300-200$ мб развивается мощная система зональной циркуляции, так называемое субтропическое струйное течение. Его существование отражает значительный контраст температур между умеренной зоной, находящейся в непрерывном обмене массами с арктической областью, и тропической зоной. В соответствии с этим приносящийся с северными массами озон не проникает в более южные области, что и создает резкий градиент озона на этих широтах.

Согласно Х. П. Погосяну [10, стр. 135], разность величин

геопотенциала между последовательными гребнями и ложбинами поверхности 500 мб, характеризующая интенсивность междуширотного обмена, равна $60-159$ в широтах $40-60^\circ$ и всего $14-28$ в широтах $20-30^\circ$. Вероятно, аналогичное различие существует и в нижней стратосфере. Эта особенность циркуляции объясняет, таким образом, наблюдающийся резкий градиент озона в поясе $30-35^\circ$ с. ш. Ранее его связывали с изменением высоты тропопаузы на этих широтах и сильной озоноразрушающей ролью тропической тропосферы. Однако, во-первых, трудно считать тропосферу Кабула или Северной Индии (где наблюдается значительно меньше озона, чем, скажем, на южных станциях СССР или Италии) тропической. Во-вторых, последние наблюдения озона химическим методом с самолета не обнаружили никаких резких градиентов в содержании озона, связанных с тропопаузой [11]. Это значит, что процесс разрушения озона не ускоряется заметно под тропопаузой по сравнению со стратосферой.

Весьма интересной чертой сезонного хода озона в северном полушарии в 1957—1958 гг. является наличие на ряде станций (Алма-Ата, Абастумани, Воейково, Уккль, Рейкьявик и др.) вторичного летнего максимума в сезонном ходе содержания озона. В июне — июле на этих станциях среднемесячное количество озона увеличивалось на $0,015-0,020$ см относительно общего годового хода содержания озона в течение предыдущих и последующих месяцев. Сходный летний максимум наблюдался ранее в течение ряда лет в Оксфорде (в августе) и в других местах. Он явно зависит от широты. На южных станциях он появляется в июне (например, в Алма-Ате) и смещается к северу на август (Рейкьявик). По Петцольду, сезонные изменения фотохимического равновесия создают колебания озона с максимумом летом и с амплитудой не более $0,02$ см. Соответственно в июле озона должно быть максимум на $0,004$ см больше, чем в смежные месяцы. Наблюдаемый в действительности летний максимум, как мы видим, значительно больше этой величины. Можно предположить, что он адвективного происхождения и связан с усиливающейся летом меридиональной составляющей общей циркуляции атмосферы. Действительно, к середине лета зональная циркуляция убывает и одновременно создаются благоприятные условия для усиления меридиональной циркуляции, благодаря росту температурных градиентов материк — океан.

Данные МГГ по озону [12] показали, что на всех станциях наблюдается вторичный (после зимне-весеннего) максимум изменчивости озона ото дня ко дню, в июне — августе особенно заметно выраженный на южных станциях средних широт. Это увеличение изменчивости озона вызывается, безусловно, увеличе-

нием междуширотного обмена. На подобный вторичный максимум изменчивости озона в Оксфорде (в июне) и в Арозе (в июле) указывал в 1954 г. Норманд [9].

Результаты МГГ указывают также, что на фоне плавного уменьшения меридиональных градиентов содержания озона от весны к осени наблюдается небольшой провал в летние месяцы (июнь или июль) (табл. 4). Такое уменьшение широтного

Таблица 4
Междуширотные градиенты содержания озона в 10^{-3} см

Станции	Месяцы									
	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Рейкьявик — Ук- кль		+77	+17	+22	+7	-14	+18	+31	+6	+27
Воейково — Эльб- рус	+101	+101	+82	+80	+54	+70	+57	+36	+20	-8
Воейково — Алма- Ата	+155	+178	+153	+103	+83	+99	+104	+55	+28	+20

градиента летом говорит, очевидно, об адвективном характере вторичного летнего максимума в южной части умеренного пояса.

Все эти предварительные выводы из проведенной обработки данных МГГ по озону позволяют говорить о связи летнего максимума в содержании озона с усилением меридиональной циркуляции.

§ 6. ОСОБЕННОСТИ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ

Хорошо известно, что условия циркуляции в северном и южном полушарии довольно сильно отличаются друг от друга.

Более однородная поверхность южного полушария и наличие высокой холодной Антарктиды создает в южном полушарии зональную циркуляцию, примерно вдвое более сильную, чем в северном. Если существует связь между озоном и циркуляцией, она должна, безусловно, проявляться в различиях режима озона в северном и южном полушариях.

Как можно видеть из табл. 1, в южном полушарии количество озона заметно больше, чем в аналогичных широтах север-

ного полушария *. Это выражается также и в наличии большего широтного градиента озона в южном полушарии. Его можно объяснить тем, что гораздо более сильная зональная циркуляция южного полушария препятствует проникновению озона из умеренных в тропические широты и помогает ему скопиться в высоких и средних широтах.

Возможно, что меньшая годовая амплитуда количества озона в умеренных южных широтах связана, хотя бы отчасти, с меньшей изменчивостью циркуляции южного полушария по сравнению с северным.

Вторичный максимум озона, наблюдающийся в северном полушарии летом, выражен гораздо слабее в южном. Это видно как по старой диаграмме Гетца, так и по данным наблюдений в Аспендейле и на Маккуори. Благодаря этому обстоятельству в летние месяцы в северном полушарии (недолго) озона может быть даже несколько больше, чем в южном. Поскольку фотохимические условия равновесия озона в обоих полушариях почти одинаковые, различия этих максимумов отражает, очевидно, их адвективное происхождение — тот факт, что усиление меридиональной циркуляции летом в северном полушарии выражено ярче. Это еще одно проявление тесной связи озона с общей циркуляцией атмосферы.

Выводы, сделанные нами касательно этой связи, еще далеко не окончательные. Обработка накапливаемого материала позволит в дальнейшем их еще раз проверить. Тем не менее они намекают некоторые пути будущих исследований связи между атмосферным озоном и погодой.

ЛИТЕРАТУРА

1. Paetzold H. K. New experimental and theoretical investigations of the atmospheric ozone layer. Scient. Proc. Int. Ass. Meteor., Rome, 1954; London, 1956.
2. Norman d. Atmospheric ozone and upper air conditions. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., 79, № 339, 1953.
3. Безверхний Ш. А. Озонметрические данные по Алма-Ате в сопоставлении с некоторыми метеорологическими факторами. Труды Казахск. НИГМИ, вып. 5, 1955.
4. Miyake V. Kawamura K. Studies on atmospheric ozone at Tokyo. Journ. Met. Soc. Japan. Ser. 2, 32, № 4, 1954.
5. Дзерзеевский Б. Л., Монин А. С. Типовые схемы общей циркуляции атмосферы в северном полушарии и индекс циркуляции. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1954.

* В дальнейшем мы будем сравнивать все время одинаковые сезоны обоих полушарий, т. е., например, декабрь — январь северного полушария с июнем — июлем южного и т. д.

6. Кац А. Л. Общий индекс циркуляции как показатель зональных и меридиональных синоптических процессов. Метеорология и гидрология, № 5, 1959.
7. Векслер Г. Колебания температуры в атмосфере над Антарктикой. Метеорология и гидрология, № 3, 1959.
8. Зубян Г. Д. О междуширотном обмене теплых и холодных масс воздуха в стратосфере зимой. Метеорология и гидрология, № 1, 1959.
9. Norman C. W. B. On the european ozone observations. Scient. Proc. Int. Ass. Met. Rome, 1954; London, 1956.
10. Погосян Х. П. Общая циркуляция атмосферы. Гидрометиздат, 1959.
11. Kay B. H., Brewer A. W., Dobson C. M. B. Some measurements of the vertical distribution of atmospheric ozone by a chemical method. Scient. Proc. Int. Ass. Meteor. Rome, 1954; London, 1956.
12. Кузнецов Г. И. Некоторые выводы из наблюдений атмосферного озона во время МГГ. Информационный бюллетень МГГ, № 9.

В. Д. РЕШЕТОВ

ГИПОТЕЗА АЭРОЗОЛЬНОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Summary

A contribution to the explanation of atmospheric ozone phenomena can be made on the basis of the fact, established by the author, that —OH ions are desorbed from the surface of moist aerosol particles upon evaporation of the aerosol.

These ions may yield their charges, when they collide with neutral molecules, and change to OH radicals with a free valency. The appearance of free radicals above the surface of the moist aerosol particles gives rise to a whole spectrum of chemical and photochemical reactions, including that of formation of hydrogen peroxide and atmospheric ozone. As this reaction is chain — like in nature in its middle part, it will, like all such reactions, proceed especially intensively at pressures from 5 to 50 mb. This may explain the ozone content maximum observed at altitudes from 20 to 30 km.

Condensation processes are accompanied by sorption of —OH ions, and therefore they reduce the ozone content in the air.

These conceptions on spontaneous ozone formation from the moisture of an atmospheric aerosol and the oxygen of the air as a result of heating and evaporation of the aerosol and its illumination, offer an explanation of the annual and diurnal curve of ozone in the atmosphere, its maximum in the polar regions at the end of the polar night, and many other facts concerning its relation to the weather.

1. ВВЕДЕНИЕ

Современная теория фотохимического образования атмосферного озона испытывает трудности при объяснении некоторых фактов и свойств озона. Так, например, на юге, где ультрафиоле-

товой радиации больше, количество озона меньше, чем в северных областях, где приход ее (радиации) значительно меньше и где он полностью отсутствует в полярную ночь. Трудно также объяснить годовой ход озона с максимумом в конце зимы — начале весны, а также высокое содержание озона в нижней части стратосферы и в тропосфере, поскольку та часть ультрафиолетовой радиации, которая создает атомарный кислород, вся поглощается выше 20 км. Трудно также объяснить появление частного максимума озона, наблюдающегося иногда в области тропопаузы, или значительные колебания содержания озона в связи с погодой: возрастание озона при фене, антициклогенезе, при разрушении тумана после прохождения фронтов и при некоторых других атмосферных явлениях [1, 2].

Возникает мысль, что озон в атмосфере генерируется также под воздействием других факторов, которые в ряде случаев, возможно, являются весьма важными. Ниже излагается гипотеза образования атмосферного озона атмосферным аэрозолем из воды и кислорода воздуха при явлениях избирательной сорбции (и десорбции) на поверхности частиц аэрозоля.

2. ОБРАЗОВАНИЕ СВОБОДНЫХ РАДИКАЛОВ ГИДРОКСИЛА НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ ЧАСТИЦ ВЛАЖНОГО АЭРОЗОЛЯ КАК СЛЕДСТВИЕ ИЗБИРАТЕЛЬНОЙ СОРБЦИИ НА ГРАНИЦЕ ВОДА — ВОЗДУХ

Атмосфера всегда содержит так называемые ядра конденсации, окруженные пленкой влаги, и продукты конденсации в виде зародышевых капель.

Число ядер конденсации в воздухе при дальности видимости 10—20 км составляет у Земли $10\text{--}20 \cdot 10^3/\text{см}^3$. Оно быстро убывает с высотой, но и на высоте 5—6 км составляет несколько сотен в см^3 . Под задерживающими слоями, под инверсиями в тропосфере и стратосфере и в том числе под тропопаузой накапливаются значительные количества ядер и продуктов конденсации, т. е. концентрация атмосферного аэрозоля здесь резко возрастает. При радиусе частичек атмосферного аэрозоля в «чистом» воздухе порядка 1 м, а частиц облаков и туманов около — 10 м и при концентрации их около $10^3/\text{см}^3$ общая поверхность их, на которой возникают явления сорбции, составляет сотни и тысячи км^2 в каждом км^3 «чистого» воздуха, а в облаках или туманах — десятки тысяч км^2 на км^3 того или другого. Таким образом, сорбирующая поверхность атмосферного аэрозоля в сотни тысяч раз больше поверхности Мирового океана.

Рассмотрим особенности сорбционного процесса на границе

вода — воздух применительно к атмосферному аэрозолю. При этом учтем, что вода всегда частично диссоциирована на ионы водорода и гидроксила (рН дистиллированной воды равно 7) и что адсорбционные потенциалы воды по отношению к различным ионам различны. Вследствие этого одни ионы оказываются втянутыми во внутреннюю часть поверхностного слоя, а другие оказываются ближе к свободной поверхности, и на границе воды и воздуха возникает так называемый двойной электрический слой и соответствующий электрокинетический потенциал. Эти явления в применении к атмосферному аэрозолю изучены еще недостаточно. Эйкен [3], изучая некоторые водные растворы, представляет наглядно процесс так, что большой ион выталкивается силами сцепления молекул воды на ее поверхность. В случае воды такими ионами оказываются ионы гидроксила OH^- . Бах и Гильман [4], изучая электрофорез пузырьков воздуха в дистиллированной воде, показали, что пузырьки воздуха заряжаются по отношению к воде отрицательно, а вода положительно.

Отсюда следует, что отрицательные ионы гидроксила располагаются преимущественно ближе к внешней поверхности воды, что облегчает отрыв и уход в воздух этих ионов вместе с молекулами пара под действием теплового движения молекул.

Кен и Нейман [5], также наблюдая электрофорез пузырьков воздуха, заметили, что в подкисленной воде с высоким содержанием ионов водорода пузырьки воздуха заряжаются положительно, а в подщелоченной воде (повышенное содержание ионов OH^-) отрицательно. Очевидно, различие концентраций ионов гидроксила и водорода во внешней и внутренней частях поверхностного слоя дистиллированной воды относительно невелико и может быть перекрыто общим увеличением концентрации ионов водорода при подкисливании и т. д. Наше изучение униполярного заряда капель искусственного аэрозоля в зависимости от рН распыленного раствора показывает [6], что нейтральный аэрозоль существует лишь при рН около 5. При рН распыленного раствора меньше 5 (весьма кислый раствор) капельки аэрозоля заряжаются по отношению к воздуху отрицательно. При рН раствора больше 5, в том числе и при нейтральной реакции, когда $\text{pH}=7$, а также при щелочной реакции раствора капельки аэрозоля заряжаются по отношению к воздуху положительно. Наблюдения электрофореза частиц аэрозоля в камере тумана (рис. 1) показали, что при рН распыленного раствора меньше 5 частицы оседают преимущественно на аноде, а при $\text{pH}>5$, в том числе и при нейтральной реакции, — преимущественно на катоде, т. е. они заряжены положительно по отношению к воздуху. Очевидно, существует избирательный сорб-

ционный обмен ионами между водным раствором и воздухом. В воде при нейтральной реакции ионы гидроксила концентрируются (адсорбируются) преимущественно во внешней части поверхностного слоя. Если на поверхности аэрозольных частиц

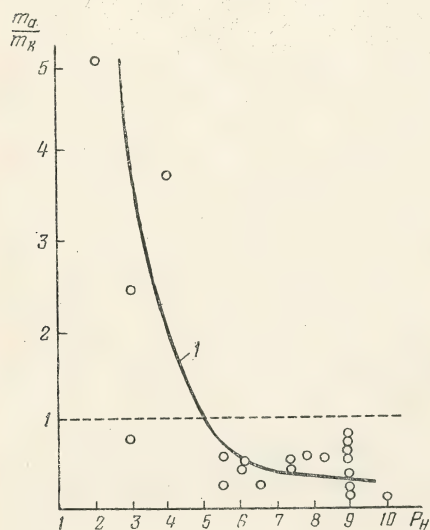
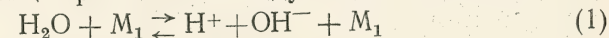


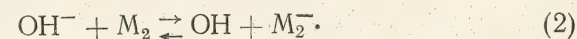
Рис. 1. Отношение весовых остатков осадения капельного аэрозоля на аноде m^+ и катоде m^- при различном значении pH распыленного раствора

в атмосфере происходит концентрация ионов гидроксила, то согласно общим законам сорбции их равновесная концентрация там должна быть тем выше, чем ниже температура. Поэтому при удалении аэрозоля от равновесного состояния, вызванном повышением температуры или понижением относительной влажности, наступает процесс десорбции, при котором вместе с молекулами воды с поверхности аэрозольных частиц срываются ионы OH^- . При этом понижается pH воды капелек атмосферного аэрозоля, она приобретает кислые свойства и возникает положительный заряд атмосферного аэрозоля [7]. Осадки, «вымывающие» атмосферный аэрозоль, как правило, имеют кислую реакцию. Данные наблюдений около 20 станций за зимние месяцы — январь и февраль 1954—1958 гг. о pH атмосферных осадков, регулярно публикуемые в журнале «Теллус» [8], показали, что pH атмосферных осадков меньше 7, т. е. вода атмосферного аэрозоля имеет кислую реакцию. Обнаружилось также, что процесс десорбции гидроксила с поверхности частиц атмосферного аэрозоля идет более интенсивно в более южных — теплых районах, а к северу, в более холодном воздухе, он не столь интенсивен: pH осадков там несколько выше (оставаясь меньше 7), что косвенно подтверждает предполагаемое влияние низких температур. Если учесть, что основным поставщиком ядер атмосферного аэрозоля является поверхность Мирового океана, вода которого имеет щелочную реакцию [pH~9], то интенсивность этого процесса становится еще более очевидной.

Как указывает Н. Н. Семенов [9], переход ионов гидроксила OH^- в свободные радикалы $\text{OH}^\cdot$ может происходить путем отдачи одного электрона электроду или другой частице. Электродом может служить, очевидно, и капелька (частичка) аэрозоля, на которой может оставаться электрон одного из вылетающих вместе с молекулами пара ионов гидроксила. Тогда непосредственно над поверхностью частицы аэрозоля появляется некоторое количество свободных радикалов $\text{OH}^\cdot$. Они могут также возникать и в поверхностном слое капельки при срыве электронов с отдельных ионов гидроксила, находящихся на поверхности, подлетающими и отражающимися обратно молекулами газа и пара. Таким образом, образование свободных радикалов на поверхности частиц аэрозоля и в воздухе идет в два этапа

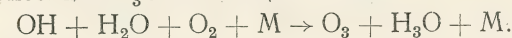


и

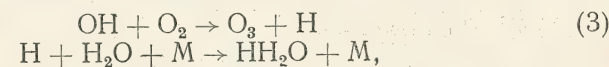


3. ИНИЦИИРОВАНИЕ СВОБОДНЫМИ РАДИКАЛАМИ $\text{OH}^\cdot$ РЕАКЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ ОЗОНА ВО ВЛАЖНОМ АЭРОЗОЛЕ

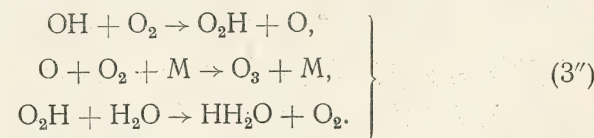
Появление свободных радикалов $\text{OH}^\cdot$ на поверхности и над поверхностью капелек аэрозоля создает возможность ряда химических реакций. Возможна, по-видимому, реакция гидроксила с молекулами воды (пара) и кислорода с образованием озона O_3 и гидроксония H_3O^+ по общей схеме:



Цепи этой реакции, возможно, развиваются так:

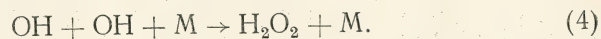


или так:



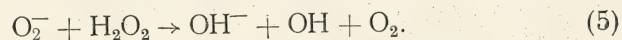
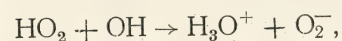
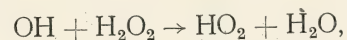
Эта реакция должна идти с выделением приблизительно 35 ккал/моль. Количество возникающего озона должно быть пропорционально количеству появляющихся молекул $\text{OH}^\cdot$, т. е. должно увеличиваться с увеличением степени дисперсности влаги, так как при этом увеличивается поверхность капель, а также

при процессах прогрева и испарения аэрозоля, так как при этом увеличивается выход в воздух ионов и радикалов гидроксила. Возможна и другая реакция с образованием на капельках (частичках) аэрозоля перекиси водорода:



Такой процесс ассоциации свободных радикалов идет с выделением энергии около 50 ккал/моль. Известно, что перекись водорода является нестойким соединением и распадается при повышении температуры. Следовательно, при низких температурах в атмосферном аэрозоле может образоваться и аккумулироваться большее количество перекиси водорода. Она может присутствовать также и в некотором равновесном количестве в воздухе над поверхностью частиц аэрозоля.

Иванов [10], исследуя воду дождя, снега и тумана, обнаружил в ней перекись водорода. В воде обычного дождя ее количество около 0,004 мг/л, а в воде грозового дождя достигает 1 мг/л. Снег, лед, туман содержит перекиси водорода около 0,05 мг/л. Под воздействием нагревания или света (особенно ультрафиолетовых лучей) перекись водорода распадается с образованием свободных радикалов по цепной реакции [9]:



Так, над поверхностью частиц аэрозоля появляется гидроксил в виде очень активных в химическом отношении свободных радикалов OH, а также в виде ионов OH^- и ионы гидроксония H_3O^+ . Это ведет к образованию значительных количеств озона по описанной выше реакции типа (3).

Заметим, что реакция [5] в лабораторной и промышленной практике осуществляется как методом нагрева, так и методом фотолиза при использовании импульсных ламп большой мощности [9].

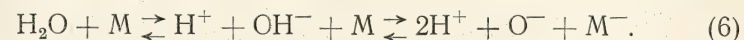
За время вспышки импульсной лампы, длящейся несколько микросекунд, зарождается такое количество свободных радикалов, которое достаточно для дальнейшего инициирования цепной реакции разложения перекиси водорода в течение длительного отрезка времени. Так как молекула перекиси водорода больше молекул кислорода и озона и отличается малой энергией связи $\text{O}-\text{O}$ (54 ккал/гмоль), то она диссоциирует не только под воздействием жестких ультрафиолетовых лучей, вызывающих

распад молекулярного кислорода и озона, но и под воздействием относительно более длинноволновой части лучей ультрафиолетового конца спектра, проникающих ниже 20 км в стратосферу и даже тропосферу, а также коротковолновой части спектра видимых лучей.

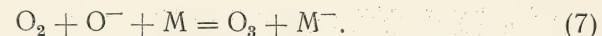
Это обстоятельство, как мы увидим далее, может играть существенную роль в особенностях распределения озона в атмосфере.

Кроме описанных выше возможных механизмов образования атмосферного озона вероятно образование озона в самой воде аэрозоля при пониженных температурах.

Можно предположить, что вода частично диссоциирована на водород и на атомарный кислород по схеме



Если даже число появляющихся атомов кислорода в воде ничтожно мало, то и в этом случае они, вероятно, будут приводить к аккумулярованию в воде аэрозоля некоторого количества озона при реакции ассоциации



Поскольку растворимость озона в воде на целый порядок выше, чем растворимость кислорода, он будет постепенно аккумулироваться в воде аэрозоля, особенно при пониженных температурах. Но достаточно нагреть холодный аэрозоль, как из него тотчас начнется десорбция растворенного озона в воздух, поскольку с повышением температуры растворимость (адсорбция) озона в воде резко падает. То же произойдет, когда элементы аэрозоля частично или полностью испаряются при осушении воздуха и падении относительной влажности. Сравнивая вероятности реакций (1—5) и (6—7), можно предположить, что будет преобладать реакция по схеме (1—2—4—3), т. е. идущая через предварительное образование перекиси водорода. Ход реакций (6—7) в воде затруднен тем, что вероятность рекомбинации атомов кислорода с O_2 ничтожна. Реакции по схеме (6—7) требуют преодоления значительно большего энергетического барьера (219 ккал/г моль) и они связаны с энергией сольватации высокозаряженных ионов-молекул M^- в жидкости. В то же время реакции по схеме (1—4) требуют преодоления значительно меньшего энергетического барьера, не выше 118 ккал/г моль, причем в каждом отдельном акте реакции требуется не более 30—60 ккал/г моль, т. е. отбора кинетической энергии сталкивающихся молекул не более 1,5—3 электронвольт.

Все описанные выше возможные процессы образования озона в атмосферном воздухе обусловлены совместным действием явлений диссоциации (ассоциации) и избирательной сорбции за счет тепловой или лучистой энергии.

Все они приводят к увеличению содержания озона в воздухе при прогревании или испарении атмосферного аэрозоля, когда с его поверхности происходит десорбция озона, гидроксила, а также перекиси водорода.

Последняя, распадаясь под действием тепла или света, приводит к появлению химически активных свободных радикалов OH , вызывающих образование озона по схеме [3].

Чтобы иллюстрировать действие описанных выше реакций образования озона, нами был поставлен следующий опыт. Полотняное полотно размером $1,5 \times 2,5$ м, имитирующее поверхность частиц аэрозоля, было смочено водой и вывешено на воздухе в тени рано утром при температуре около $+5^\circ$. После экспозиции в течение часа полотно было перенесено в лабораторию,

где до этого (см. статью Бритаева в настоящем сборнике) содержание озона в воздухе было равно $4,5 \gamma$ ($1 \gamma = 10^{-6}$ г озона на 1 м^3 воздуха). После развешивания принесенного с улицы влажного полотна, количество озона увеличилось в помещении до $7,8 \gamma$ (рис. 2 кривая 2) (каждое определение озона требовало около часа времени). Через час, когда полотно почти высохло, содержание озона было еще повышенным ($5,6 \gamma$), хотя и меньшим (кривая 3 на рис. 2). Затем полотно было убрано, после чего через 2 часа содержание озона в помещении упало до $3,8 \gamma$ (кривая 4 на рис. 2). Таким образом, внесение в теплое помещение влажного полотна с «холодной» улицы привело к возра-

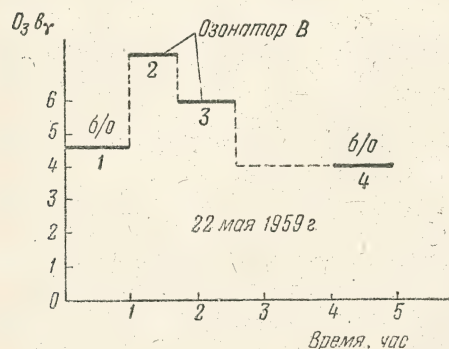


Рис. 2. Генерирование озона в помещении влажным полотном, принесенным с улицы:

1 и 4 — измерение содержания озона в помещении соответственно до развешивания влажного полотна и спустя 2 часа после его снятия; 2 и 3 — два последовательных измерения содержания озона на расстоянии 1 м от влажного полотна (каждое измерение длилось от 40 до 60 мин). Температура в помещении $+20^\circ$, температура на улице $+5^\circ$. Размер полотна $1,5 \times 2,0$ м, помещения 50 м^3 .

станию озона в помещении в $2-2\frac{1}{2}$ раза, что, по-видимому, подтверждает существование упомянутых выше процессов образования озона при явлениях десорбции охлажденного атмосферного аэрозоля при его прогреве или испарении. В другом опыте полотнище несколько меньшее ($1 \times 1,5$ м) прямо в помещении смачивалось 3%-ным раствором перекиси водорода. Из рис. 3 видно, что количество озона в помещении (кривая 2 на рис. 3) при этом возросло примерно в три раза по сравнению с первоначальным или тем, которое осталось после удаления полотнища.

Из этого опыта можно заключить, что десорбция перекиси водорода в воздух действительно приводит к генерированию озона. Напомним, что сам факт существования перекиси в воде, получающейся из атмосферного аэрозоля, является установленным [10]. Возражения могут быть только в том отношении, что в присутствии органических веществ перекись водорода распадается

быстрее. Но если говорить об атмосферном аэрозоле, то он также содержит в себе значительное количество органических веществ. В другом опыте были организованы измерения озона на улице и перед открытым окном в более теплом помещении, в котором врывающийся с улицы аэрозоль должен прогреваться, частично испаряться и при этом создавать озон. Эксперимент длился два дня. Как видим (рис. 4), количество озона в помещении перед открытием окна было существенно меньше, чем на улице, а после возросло и стало выше, чем на улице. Это подтверждает наши предположения о генерировании озона при явлениях прогрева и испарения атмосферного аэрозоля. Если бы аэрозоль просто десорбировал поглощенный на улице озон, то его количество в помещении с открытым окном не могло бы превысить количество озона на улице, тем более что в стенах помещения озон интенсивно разрушается.

В 1952 г. в районе Лос-Анжелоса Регенер зарегистрировал

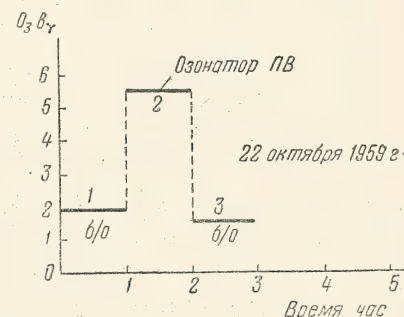


Рис. 3. Генерирование озона в помещении полотном, смоченным 3%-ным раствором перекиси водорода: 1 и 3 — измерение содержания озона соответственно до экспозиции полотна и через 2 часа после его съема; 2 — измерение содержания озона на расстоянии 0,5 м от полотна, смоченного раствором перекиси водорода. Размер полотна $1 \times 1,5$ м, помещения 50 м^3 .

в приземном слое воздуха случаи повышенной концентрации озона [11], превосходящей ту, которое наблюдалось при этом в свободной атмосфере. Резкое возрастание озона здесь наблюдалось в период от 8 до 12 час, т. е. в период прогрева и испаре-

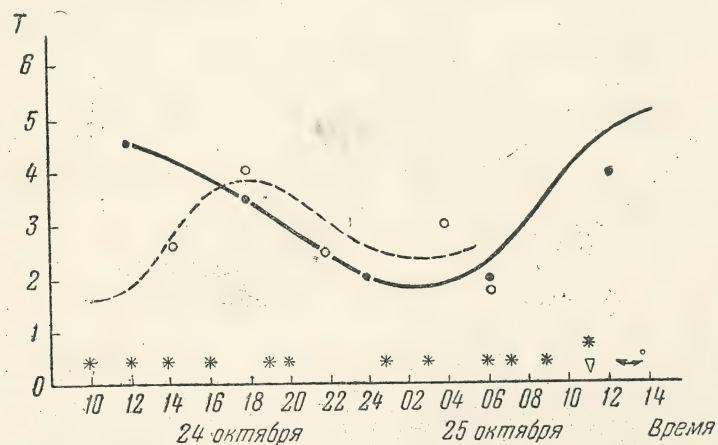


Рис. 4. Генерирование озона в воздухе, врывающемся с улицы в помещение:
 — содержание озона в помещении на расстоянии 1 м от открытого окна; — содержание озона на улице. Разность температур на улице и в помещении колебалась в пределах 5—10°, аэрозольное состояние наружного воздуха характеризовалось наличием дымки

ния приземного аэрозоля. Регенер предположил, что, по-видимому, имеет место «адсорбция озона на гигроскопических аэрозолях, ведущая к временному образованию перекиси водорода. Это вещество освобождается в утренние часы, когда уменьшение относительной влажности вызывает испарение с аэрозолей, вслед за тем происходит фотохимическая диссоциация — процесс, который может приводить сызнова к образованию озона».

Из этого высказывания видно, что научная мысль, работающая над проблемой происхождения тропосферного озона, идет в разных странах параллельным путем, хотя имеются и серьезные различия. Регенер считает, что «озон образуется непосредственно из веществ, содержащихся в аэрозолях, накапливаемых под опускающейся инверсией». Он рассматривает атмосферный аэрозоль как аккумулятор, но не как генератор атмосферного

озона и считает невозможным обойтись без предположения о фотохимической диссоциации (которая, по нашему мнению, может только усилить процесс). Если бы озон в тропосфере не возникал, то он как сильный окислитель вскоре разрушался бы благодаря присутствию органических веществ в атмосферном аэрозоле и на поверхности Земли. Существующая в тропосфере и у Земли концентрация озона обусловлена равновесием между постоянно действующим механизмом образования озона и факторами, приводящими к его разрушению.

4. ОБЪЯСНЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ЯВЛЕНИЙ ОЗОНА В АТМОСФЕРЕ

Попытаемся теперь объяснить с точки зрения приведенной выше гипотезы известные нам факты об атмосферном озоне. Так, например, значительное возрастание озона при фене [1], при антициклогенезе [2], при рассеивании тумана или дымки в первую половину дня [11], при разрушении (испарении) низкой слоистой облачности [2] объясняется прогревом опускающегося воздуха и частичным или полным испарением приземного аэрозоля. Десорбции с его поверхности O_3 , H_2O_2 и OH приводят к резкому возрастанию озона в воздухе. В табл. 1 приводится пример резкого увеличения озона у Земли при разрушении облачности (приподнятого тумана, существовавшего перед этим под антициклональной инверсией около 2—3 дней) из работы Тейхерта и Вармта [2].

Содержание озона 18 марта 1954 г.

Время	0 час	6 час	9 час	12 час	15 час	18 час	25 час
Озон	8	9	21	0	3	0	3
	Высокий туман			Безоблачно			

В момент исчезновения слоистой облачности количество озона увеличилось в $2\frac{1}{3}$ раза, а затем вновь снизилось, подтверждая приведенную выше гипотезу. С этой точки зрения понятны также явления повышенного содержания озона близ водопадов и в полосе брызг морского прибоя (12). Можно вообще ожидать повышенного содержания озона над теми частями океана и тогда, когда температура воздуха выше температуры морской воды. Поскольку последняя имеет щелочную реакцию ($pH \sim 9$), то при испарении морских брызг десорбция радикалов OH ведет к образованию озона. Количество последнего на берегу моря должно повышаться при дневном бризе особенно в первую половину лета, когда температура воды ниже температуры воздуха.

Тайхерт и Вармт [2] обнаружили увеличение озона после прохождения фронтов, а М. А. Константинова — после снегопада [13]. Вместе с весьма высоким содержанием перекиси водорода

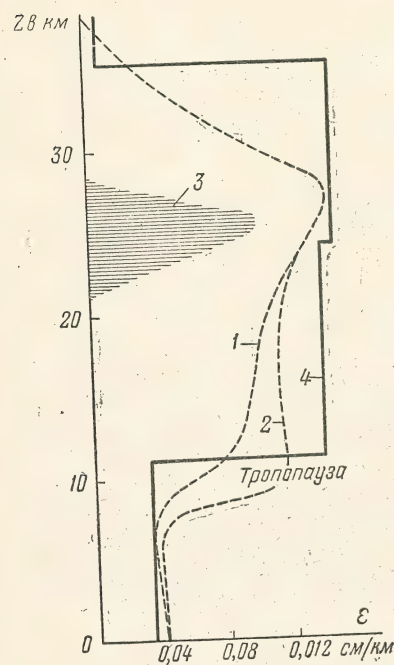


Рис. 5. Вертикальное распределение озона и перламутровых облаков, по Дривинг [15], и пример высокого содержания озона ниже 20 км по измерениям в период МГГ в ЦАО:

1 — вертикальное распределение озона в дни с значительным общим содержанием озона; 2 — в дни с очень высоким содержанием озона; 3 — повторяемость перламутровых облаков; 4 — распределение озона над Москвой 17/IV 1958 г. по данным измерений в ЦАО, обработанным А. П. Кузнецовым

ному испарению влаги с частиц аэрозоля и повышению концентрации озона. Аналогичное явление можно ожидать

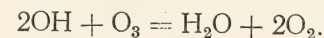
в воде грозowego дождя (около 1 мг/л) и в снежной воде [10], это говорит о диссоциации H_2O_2 и радикалов OH . Это указывает, поскольку грозовой дождь образуется в высоких слоях атмосферы из весьма охлажденной верхней части кучево-дождевых облаков, на энергичную десорбцию H_2O_2 и OH при повышении температуры капель и на последующее образование озона.

Рассмотрим теперь распределение озона, в частности на наличие его вторичного максимума на высоте 11 км, с точки зрения его взаимосвязи с атмосферным аэрозолем (рис. 5). Объяснить этот максимум озона на высоте 11 км действием ультрафиолетовой радиации Солнца во всяком случае затруднительно. Он может быть сравнительно просто объяснен тем, что под тропопаузой всегда скапливаются продукты конденсации. Здесь нередко располагаются перистые облака, т. е. имеется весьма холодный атмосферный аэрозоль. Перенос турбулентной диффузией этого холодного аэрозоля вверх — в область инверсии тропопаузы — и в нижнюю часть стратосферы приводит к частичному или значитель-

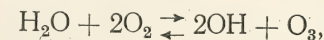
в инверсиях над слоистыми и слоисто-кучевыми облаками в тропосфере.

Собственно говоря, аналогичные соображения могли бы быть использованы и при объяснении главного максимума озона на уровне 25—30 км наряду с соображениями о фотохимическом равновесии. Там как раз начинается значительная инверсия температуры, продолжающаяся до высоты 50 км [14]. В ней должно происходить полное испарение аэрозоля, сопровождающееся значительной десорбцией озона, гидроксила и перекиси водорода с последующим повышением концентрации озона, в особенности в нижней части этой зоны, т. е. как раз на уровне 25—35 км. Напомним, что Дривинг [15] рассмотрела совместно данные по озону и по перламутровым облакам для севера Норвегии и подметила связь максимума высотного распределения озона с максимумом повторяемости перламутровых облаков. Современные (после 1957 г.) определения нередко указывают на более низкое, чем предполагалось ранее, положение максимума озона и на частую повторяемость максимума в нижних слоях стратосферы, непосредственно над тропопаузой. Один из таких примеров по измерениям в ЦАО в период МГГ представлен на рис. 2. Наше объяснение таких явлений приведено выше.

Наличие гидроксила, обнаруженного в последние годы на высоте около 80 км, может являться следствием описанной выше избирательной десорбции радикалов OH с влаги элементов серебристых облаков. Есть предположение, что серебристые облака состоят из мельчайших элементов воды в жидком или твердом состоянии. Шкловский [17] высказал предположение, что вода может образоваться из обнаруженного здесь гидроксила и озона с помощью реакции



Но в этой реакции вместо знака равенства можно поставить знак равновесия, т. е. записать



поскольку они могут идти в обоих направлениях в зависимости от внешних условий. Поэтому появление гидроксила на этих высотах может являться следствием описанной выше избирательной десорбции радикалов OH с элементов серебристых облаков, если последние попадают в расположенную выше инверсию температуры в соответствии с изложенной теорией образования гидроксила и озона.

Рассмотрим теперь широтное распределение озона и его годовой ход в северном полушарии, которые имеют две главные

особенности: возрастание общего содержания озона в атмосфере на север с максимумом близ 70° с. ш., наиболее ярко выраженным при окончании полярной ночи, и общее увеличение озона ранней весной в марте — апреле над всем полушарием. Большая часть озона, как известно, находится в стратосфере. Сопоставляя эти факты с меридиональным разрезом температуры вдоль меридиана 80° , по Коханскому [18], для апреля, мы видим, что в области около 70° с. ш. в стратосфере наблюдается хорошо выраженный очаг относительно теплого воздуха, более теплого, чем к северу и югу от него. Вместе с тем в тропосфере в этом районе наблюдаются весьма низкие температуры. У Земли здесь проходят пути арктических циклонов, выбрасывающих в верхнюю тропосферу и в нижнюю стратосферу огромные количества весьма холодного аэрозоля. Попадая в расположенную выше относительно теплую область стратосферы, аэрозоль частично испаряется, повышая здесь количество атмосферного озона. Максимум последнего близ 70° с. ш. в феврале — марте совпадает с окончанием полярной ночи. В это время года Солнце здесь на короткие мгновения появляется над горизонтом и пронизывает мрак полярной ночи.

Учитывая малую высоту Солнца и большое число «пронизываемых атмосфер», можно думать, что вряд ли ультрафиолетовые лучи, вызывающие диссоциацию кислорода, проникают здесь ниже 40—50 км.

Если же предположить, что в холодном аэрозоле арктического воздуха накапливается заметное количество перекиси водорода как следствие ассоциации гидроксила частичками аэрозоля при низких температурах, то в этом случае кратковременное озарение полярной атмосферы солнечными лучами, содержащими даже только видимые или сравнительно длинноволновые ультрафиолетовые лучи, подобно действию импульсной лампы вызывает цепную реакцию распада перекиси водорода на свободные радикалы, которые благодаря своей высокой химической активности приводят к образованию озона по реакции (3).

Общее увеличение количества озона в атмосфере северного полушария весной, и особенно в умеренных и высоких широтах, можно объяснить кроме испарения аэрозоля также сходом снегового покрова, сопровождающегося выделением в атмосферу перекиси водорода [10]. По нашему мнению, аэрозольное происхождение тропосферного озона, включая и вторичный максимум озона близ 11 км, вполне достоверно, тем более что прямое действие ультрафиолета здесь, по-видимому, исключено. Вместе с тем можно сказать, что высказанные выше взгляды не умаляют тех значительных результатов озонотрии, основывающейся на

наблюдении поглощения озоном ультрафиолетовой радиации. Равным образом не меняются наши взгляды на вклад озона в термический режим стратосферы, поскольку поглощающая способность озона не зависит от механизма его образования.

Наша гипотеза аэрозольного происхождения атмосферного озона вызывает некоторые замечания. Известно, например, что наивысшая концентрация аэрозоля часто наблюдается в нижних слоях атмосферы. Откуда следует, что там должна была бы наблюдаться и наибольшая концентрация озона. Однако, чтобы ее создать необходимо длительное охлаждение аэрозоля с накоплением в нем перекиси водорода и последующий его прогрев, освещение или испарение. Эти условия у Земли выполняются редко. Гораздо более благоприятными в этом отношении оказываются условия выше тропопаузы. Кроме того, факторы разрушения озона у Земли энергичнее (например, процессы окисления). Выше уже говорилось и о затрудненности рекомбинации свободных радикалов ОН в воде по сравнению с воздухом. При плотности воздуха выше, чем некоторая оптимальная, реакция образования озона затруднена «стесненностью» движений свободных радикалов ОН. Это объяснение можно уточнить, применяя понятие зависимости цепной реакции от суммарного давления смеси вступающих в реакцию компонентов. Как показывает теория кинетики цепных реакций [9], существует верхний и нижний пределы давления, выше и ниже которого реакция или не идет или идет значительно медленнее.

Так, например, при температуре 500° реакция самовоспламенения водорода и кислорода наступает только при давлениях выше 5 и ниже 25 мм рт. ст. Самопроизвольное возникновение холодного пламени для воздушной смеси воздуха с сероуглеродом (0,03%) при температуре 200° наступает при давлениях от 5 до 170 мм и т. д. Аналогичным образом и область самопроизвольного образования озона в атмосферном аэрозоле из влаги и кислорода воздуха, если она инициируется, как мы предполагаем, свободными радикалами ОН, должна иметь верхний и нижний пределы по давлению. По аналогии с описанными выше процессами можно предполагать, что образование озона происходит в области 5—200 мб. Другой возникающий вопрос состоит в том, каким образом описанные явления происходят в аэрозоле при температурах — 50° , — 60° , т. е. значительно ниже точки замерзания воды? Известно, что при таких температурах прожекторное зондирование обнаружило предоблачные капли радиусом порядка микрона. Во-вторых, вероятно описанный выше механизм может действовать и в ледяном аэрозоле. Поскольку кристаллическая решетка льда далеко не так прочна, как у истинных

кристаллов, всегда возможно выбивание из нее ионов OH^- , а следовательно, возможно и образование свободных радикалов OH . Вероятно также, что избирательные сорбционные свойства воды на границе с воздухом по отношению к ионам H^+ и OH^- и кислороду сохраняются, лишь ослабевая при ее замерзании.

Наши представления о происхождении озона могут объяснить также тип тумана, возникающего после восхода солнца, чаще всего осенью или весной при сравнительно прохладной погоде, устойчивой стратификации приземного слоя и высокой относительной влажности воздуха. Можно думать, что за ночь в охлажденном аэрозоле — на ядрах конденсации, накапливается перекись водорода. С восходом солнца, под действием его лучей и начавшегося прогрева наступает процесс распада перекиси водорода по реакции (5). Образуется большое количество ионов гидроксония H_3O^+ , гидроксила OH^- и кислорода O_2^- . В воздухе сразу появляется значительное количество активных центров конденсации — ионов и образуется очень устойчивый мелкокапельный туман, который удерживается часами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гуди Р. М. Физика стратосферы. Гидрометиздат, Л., 1958, стр. 117.
2. Teichert F., Warmbt W. Ozonuntersuchungen am meteorologischen Observatorium Wahnsdorf. Abh. d. Met. Hydrol. Dienst. d. DDR, 4, Nr. 34. Berlin.
3. Эйкен А. Курс химической физики, т. II, 1933.
4. Бах Н. и Гильман А. Электрокинетический потенциал на границе газ—раствор. ЖХФ, XII, вып. 2—3, 1938.
5. Соehn A., Neumann H. Zeit. Physik, 20, Nr. 54, 1923.
6. Решетов В. Д. Исследование униполярных зарядов аэрозолей. Труды Центральной аэрологической обсерватории, вып. 30, 1958.
7. Решетов В. Д. Проблема атмосферного электричества и аэрозоль. Труды Центральной аэрологической обсерватории, вып. 30, 1958.
8. Tellus. 9, No. 3, 423, 1957.
9. Семенов Н. Н. О некоторых проблемах химической кинетики и реакционной способности. Изд-во АН СССР, М., 1958.
10. Иванов П. М. Перекись водорода в снежной воде. Метеорология и гидрология, № 9, 1958.
11. Regener V. New Experimental results on atmospheric ozone. Scient. Proc. Int. Ass. Meteor. Rome, 1954; London, 1956.
12. Лейбензон. Основы талласо-терапии. Биомедгиз, 1936.
13. Константинова-Шлезингер М. А. Известия Академии наук, сер. физ., № 2, 213, 1937.
14. Алексеев П. П., Бесядовский Е. А., Голышев Г. И., Изаков М. А., Касаткин А. М., Кокин Г. А., Лившиц Н. С., Масанова Н. Д., Швидковский Е. Г. Ракетные исследования атмосферы. Метеорология и гидрология, № 8, 1957.

15. Дривинг А. Я. О перламутровых облаках. Известия АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1959.
16. Красовский В. И. О ночном излучении неба в инфракрасной области спектра, ДАН СССР, 66, № 1, 53, 1949.
17. Хргиан А. Х. Физика атмосферы. ГИТТЛ, М., 1958.
18. Kochanski A. Cross section of the mean zonal flow and temperature along 80° W. Journ. Meteor., 12, No. 2, 1955.

Р. С. СТЕБЛОВА

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА ПО НАЗЕМНЫМ СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИМ НАБЛЮДЕНИЯМ

Abstract

Spectroscopic observations, with two quartz spectrographs (one with $F 1 : 1.2$) were made in 1951—1954 and 1959. Measurement of intensity of two pairs of wave-lengths with simultaneous observations of total ozone content X permits to calculate the temperature T , using the Vigroux coefficients. On the fig. 10 is represented the range of X and T during 19.3.1951 and on fig. 11 — for 21.7.1959. Respective temperatures are from -45° to -48° in first case, and -10° from to -20° in the second. In three cases of passing of great sunspots through the central solar meridian (13—15.7 and 28.6.1952 and 19.4.1954) marked increase of total ozone mass (by 0,08—0,20 cm) and dropping of temperature by 28° — 40° C were observed.

Среди работ в области атмосферного озона довольно малое их число посвящено изучению температурного режима атмосферного озона. Из многочисленных задач, которые возникают при изучении атмосферного озона, для целей работ, ведущихся в Институте земного магнетизма, особый интерес представляют вопросы о температуре озонового слоя и о связи вариаций свойств озоносферы (в том числе температуры и вертикального распределения) с нижними слоями ионосферы и солнечной активностью. В одних работах такая связь усматривается [1—4], другие полностью ее отрицают [5—6]. Вот этими задачами и диктовалась

постановка работы по исследованию температурного режима атмосферного озона.

Если методика определения количества озона достаточно хорошо разработана, то определение температуры озонового слоя производилось не систематически и сама методика наблюдений не единообразна. Так как такие наблюдения в СССР ставятся впервые, остановимся более подробно на их методике, которая основывается на температурной зависимости коэффициентов поглощения. После этого мы изложим предварительные результаты наблюдений.

Влияние температуры на коэффициенты поглощения озона в ультрафиолетовой области подтверждено многими экспериментальными исследованиями [7—10, 14]. Лабораторные измерения с источником света, дающим непрерывный спектр, как например водородная трубка, показали, что на общий ход кривой коэффициента поглощения озона в ультрафиолетовой области накладываются чередующиеся максимумы и минимумы (рис. 1). При сравнении коэффициентов поглощения озона в области полос Хёггинса, полученных в лаборатории, со значениями коэффициентов, полученных по измерениям в атмосфере на том же спектрографе, оказалось, что коэффициенты в максимумах поглощения в обоих случаях совпадают, а коэффициенты в минимумах поглощения, полученные по измерениям в атмосфере, систематически ниже полученных по лабораторным исследованиям [7—14].

Такое несоответствие коэффициентов в минимумах можно было объяснить влиянием температуры или давления, а возможно, совместным влиянием обоих факторов. На Парижской конференции по озону в 1929 г. [16] ставился вопрос о том, зависят ли коэффициенты поглощения озона в ультрафиолетовой части спектра от давления. Вопрос этот был решен экспериментальным путем [15]. Свет от водородной лампы пропусклся через трубку, наполненную озоном. Трубка помещалась в термостат. Сначала рассчитывались коэффициенты поглощения для нормальных условий: 20° температуры и 760 мм давления, затем давление озона уменьшали до того, которое оно имеет на высотах 50 км. Коэффициенты поглощения озона в ультрафиолетовой части спектра при этом не менялись. Следовательно, изменение коэффициентов поглощения целиком обусловлено температурными колебаниями.

Экспериментальные результаты о температурной зависимости коэффициентов поглощения озона разноречивы. Вульф и Мельвин [7] показали, что коэффициенты, относящиеся к минимумам поглощения, уменьшаются с понижением температу-

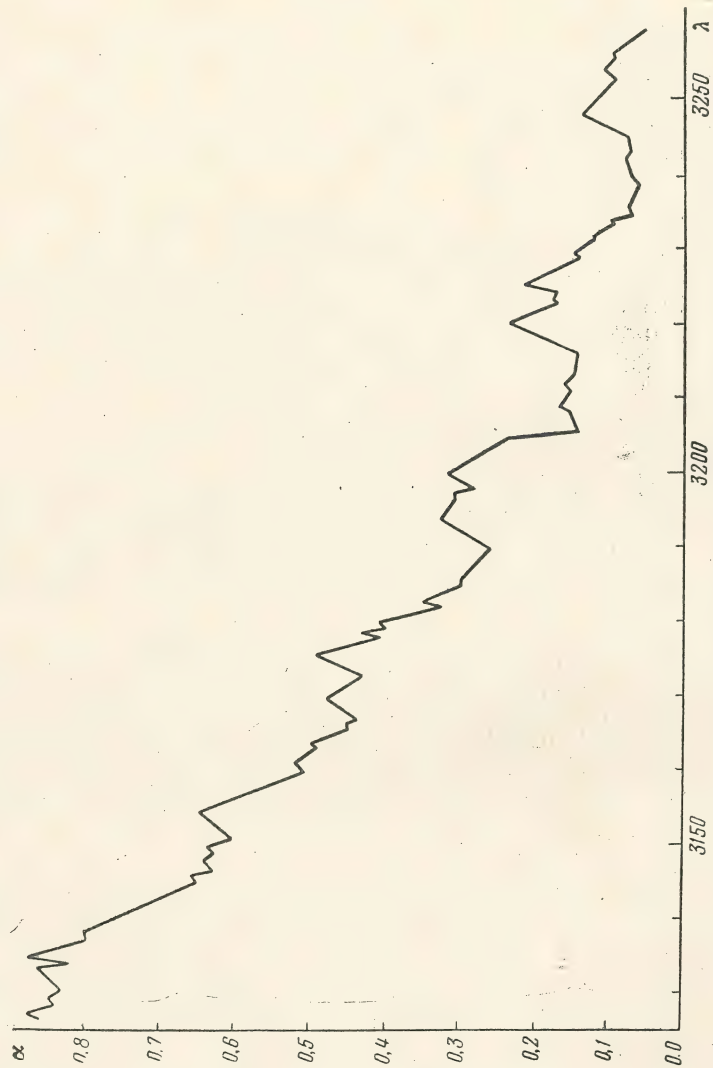


Рис. 1. Кривая коэффициентов поглощения озона в области полосы Хеггинса

ры, тогда как коэффициенты, относящиеся к максимумам, остаются почти без изменения. Е. и А. Васси [10—14] нашли, что коэффициенты в минимумах поглощения линейно зависят от температуры в пределах от -10 до -70° . По исследованиям Барбье и Шалонжа [8, 9], меняются и максимумы и минимумы поглощения, причем контрастность растет с понижением температуры. Таким образом, вопрос сводится к численной зависимости k_m от температуры. Характер поведения максимумов поглощения не вполне ясен. Рассматриваемый метод оценки температуры включает два момента: 1) наличие лабораторных данных о значении коэффициентов поглощения в функции температуры, 2) способ перерасчета измеренных величин в температуры. Выбор метода перерасчета тесно связан с экспериментальными данными о ходе $k = k(t^\circ)$, которые приняты разными исследователями за основу. Так, Васси, считая связь между температурой и коэффициентами в минимумах поглощения линейной, полагают, что $k_\lambda = \alpha + \beta t$, где α и β — постоянные, а t — температура. Тогда

$$k_{\lambda 20} - k_{\lambda t} = \beta (20 - t), \quad (1)$$

приняв $t = -80^\circ$ и исключая β , получим:

$$k_{\lambda 20} - k_{\lambda t} = (k_{\lambda 20} - k_{\lambda -80}) \frac{20 - t}{100}. \quad (2)$$

Сами же коэффициенты в минимумах поглощения определяются таким образом: строится графическая зависимость измеренной оптической плотности D_λ от коэффициентов поглощения в максимумах $k_{\max}$, предполагая, что последние независимы от температуры.

$$D_\lambda = k_{\lambda \max} x + \beta_0,$$

где x — толщина озона, а β_0 — коэффициент молекулярного рассеяния. Точки ложатся на прямую, угловой коэффициент которой x — приведенная толщина озона, одинаков для данного момента времени для всех длин волн (и в максимумах и в минимумах поглощения). Чтобы найти коэффициенты в минимумах поглощения, надо на этот график нанести их оптическую плотность по ординате и провести прямые параллельные оси абсцисс до пересечения с построенной прямой. Абсциссы точек пересечения будут искомыми коэффициенты в минимумах поглощения.

Барбье и Шалонж получили в лабораторных измерениях линейную зависимость от температуры не самих коэффициентов,

а их разности. Это положение и послужило отправной точкой их расчета. Находится величина контрастности

$$\gamma = K_T - k_T - (K_{20} - k_{20}), \quad (3)$$

где K_T , k_T — коэффициенты соответственно в максимумах и минимумах поглощения, полученные по спектрограммам, K_{20} и k_{20} — коэффициенты для той же пары волн, полученные в лабораторных измерениях при $t = +20^\circ \text{C}$.

Равенство (3) можно переписать следующим образом, учитывая (2):

$$\gamma = \frac{20-T}{100} [k_{20}(1-a) - K_{20}(1-A)], \quad (4)$$

где

$$a = \frac{k_{-80}}{k_{20}}, \quad A = \frac{K_{-80}}{K_{20}}.$$

Разность контрастностей определяется для шести пар и усредняется

$$\bar{\gamma} = \frac{1}{6} \sum \gamma = \frac{20-T}{100} \cdot \frac{1}{6} \sum \{k(1-a) - K(1-A)\} = \frac{20-T}{100} \bar{\gamma}_1,$$

или

$$\frac{\bar{\gamma}}{\bar{\gamma}_1} = \frac{20-T}{100}.$$

$\bar{\gamma}$ находится из наблюдений, $\bar{\gamma}_1$ вычисляется по лабораторным данным. Как видно из краткого изложения методов, оба они основаны на предположении о линейной зависимости от температуры в первом случае самих коэффициентов поглощения, во втором — их разностей. Более поздние исследования температурного влияния на коэффициенты, проведенные Вигру, не подтвердили гипотезы о линейном ходе. Полученные им данные предложены Международной комиссией по озону для использования в обработке наблюдений в период МГГ и приняты за основу в данной работе.

Обратимся теперь к спектру поглощения озона в ультрафиолетовой части, для того чтобы уточнить структуру максимумов и минимумов поглощения, с помощью которых проводится оценка температуры.

Методы Барбье — Шалонжа, Васси и др. фактически не учитывают тонкой структуры в колебательно-вращательных полосах.

Известно, что полная энергия молекулы почти точно равна сумме трех энергий

$$E = E_{\text{эл}} + E_{\text{кол}} + E_{\text{вр}},$$

или, что же то самое, в значениях термов

$$T = T_{\text{эл}} + G + F.$$

Тогда исходя из условия частот Бора частота спектральной линии, поглощаемой или испускаемой молекулой, выразится также суммой трех составных частей

$$\begin{aligned} \nu &= T' - T'' \equiv (T'_{\text{эл}} - T''_{\text{эл}}) + (G' - G'') + (F' - F'') = \\ &= \nu_{\text{эл}} + \nu_{\text{кол}} + \nu_{\text{вр}} = \nu_0 + \nu_{\text{вр}}. \end{aligned}$$

Для данного колебательного перехода величина $\nu_0 = \nu_{\text{эл}} + \nu_{\text{кол}}$ постоянная, а $\nu_{\text{вр}}$ — переменная в соответствии с различными значениями вращательного квантового числа в верхнем и нижнем состоянии. Все возможные переходы между вращательными уровнями при постоянном значении ν_0 образуют одну полосу.

Число молекул N_j на вращательном уровне j низшего колебательного состояния при температуре T пропорционально величине:

$$N_j \sim (2j+1) e^{-F(j) \frac{ch}{kT}},$$

или

$$N_j \sim (2j+1) e^{-Bj(j+1) \frac{ch}{kT}},$$

где $B = \frac{\eta}{8\pi^2 c \mu r^2}$ — вращательная постоянная,

$I = \mu r^2$ — момент инерции молекулы,

I_{max} — квантовое число, на которое приходится максимальное количество молекул, определяется температурой и вращательной константой B . Для более высоких колебательных состояний

$$N_j = (2j+1) e^{-(G+F) \frac{ch}{kT}}.$$

Но для данного колебательного перехода $e^{-G \frac{ch}{kT}}$ — величина постоянная. Действительное число молекул во вращательном состоянии получается умножением на общее число молекул N

и делением на сумму по состояниям, которую можно заменить интегралом $\int_0^{\infty} N_j dj$. При этом

$$\bar{N}_j = N \frac{(2j+1) e^{-Bj(j+1) \frac{ch}{kT}}}{\int_0^{\infty} N_j dj} = N \frac{Bch}{kT} (2j+1) e^{-Bj(j+1) \frac{ch}{kT}}. \quad (5)$$

Так как j входит в (5) в виде множителя и в отрицательный показатель, по величине растущий с увеличением j , то число молекул на различных вращательных уровнях $j, j+1, j+2...$ сначала растет с увеличением порядкового номера уровня, достигает максимума, а потом уменьшается, когда берет верх множитель с отрицательной степенью. Вращательный уровень $j_{\max}$, на котором находится наибольшее число молекул при данной температуре T , можно найти, взяв производную $d\bar{N}/dj$ и приравняв ее нулю:

$$\frac{\partial \bar{N}}{\partial j} = N \frac{Bch}{kT} e^{-Bj(j+1) \frac{ch}{kT}} \left[2 - \frac{Bch}{kT} (2j+1)^2 \right] = 0, \quad (6)$$

откуда

$$j_{\max} = \sqrt{\frac{kT}{2Bch}} - \frac{1}{2}. \quad (7)$$

Интенсивность спектральной линии определяется числом молекул на уровне, с которого совершается переход, статистическими весами верхнего и нижнего состояний и частотой излучения

$$\frac{(2j'+1)(2j''+1)}{2} = (j' + j'' + 1), \quad (8)$$

$$I_{\text{полн}} = N \frac{Bch}{kT} \nu (j' + j'' + 1) e^{-B''j''(j''+1) \frac{ch}{kT}}. \quad (8')$$

Для данной вращательно-колебательной полосы ν — постоянная и интенсивность линии поглощения при данной температуре в конечном виде определится выражением

$$I_{\text{полн}} = C \frac{1}{T} (j' + j'' + 1) e^{-B''j''(j''+1) \frac{ch}{kT}}. \quad (9)$$

Итак, из (7—9) видно, что с увеличением температуры положение максимума интенсивности в полосе сдвигается в сторону

увеличения вращательного квантового числа, а вся полоса при этом расширяется. Сам максимум интенсивности становится более плоским.

Если такое теоретическое распределение интенсивностей построить графически, отложив по оси абсцисс квантовые числа,

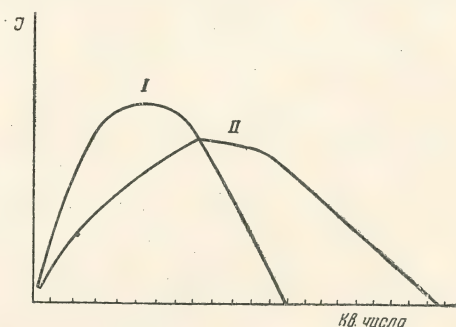


Рис. 2

а по ординате интенсивности, то для двух температур T_1 и $T_2 > T_1$ получим изображенное на рис. 2 схематическое распределение величины $I_{\text{полн}}$.

Далее, известно, что полосы могут образовывать канты [17, 18]. Пусть $F'(j')$ и $F''(j'')$ вращательные термы в верхнем и нижнем состоянии соответственно. Частота линии в общем виде дается соотношением $\nu = \nu_0 + F'(j') - F''(j'')$, а правило отбора для вращательного квантового числа

$$\Delta j = j' - j'' = 0, \pm 1$$

дает известные три ветви

$$R\nu = \nu_0 + F'(j' + 1) - F''(j''),$$

$$Q\nu = \nu_0 + F'(j') - F''(j''),$$

$$P\nu = \nu_0 + F'(j' - 1) - F''(j'').$$

Положив $F(j) = Bj(j+1)$ и пренебрегая членами высшего порядка малости, получим, что волновые числа ветвей выражаются следующими формулами:

$$R\nu = \nu_0 + 2B' + (3B' - B'')j + (B' - B'')j^2,$$

$$Q\nu = \nu_0 + (B' - B'')j + (B' - B'')j^2,$$

$$P\nu = \nu_0 + (B' - B'')j + (B' - B'')j^2.$$

Благодаря наличию квадратичного члена, одна из ветвей поворачивает и образует кант. В ветви R кант образуется, когда коэффициент при j^2 имеет отрицательный знак, т. е. $B' - B'' < 0$, откуда $B' < B''$. Это имеет место, когда расстояние между ядрами в верхнем колебательном состоянии больше, чем в нижнем. В этом случае кант лежит с коротковолновой стороны и полоса имеет кратное оттенение.

Если $B' < B''$ величина не очень маленькая, то кант лежит близко к началу полосы.

Пусть рис. 3 дает схематическое распределение интенсивности в полосе при данной температуре и при отсутствии

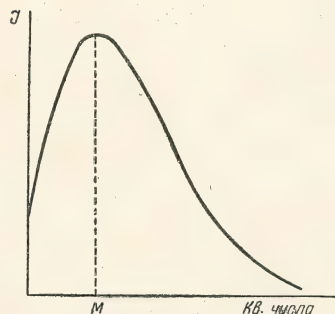


Рис. 3

канта, рис. 4 изображает его при тех же условиях, но при наличии канта. Линия M отмечает положения истинного максимума интенсивности. Если тонкая структура не разрешена, то линии вблизи канта сливаются. Где-то недалеко от канта или на нем самом будет участок с максимальной интенсивностью, положение которого может не соответствовать истинному максимуму распределения интенсивности в полосе.

Если полоса оттенена в красную, то такой кажущийся максимум

интенсивности будет находиться с длинноволновой стороны по отношению к канту. В конце полосы, естественно, располагается минимум интенсивности. Система таких полос создает чередующиеся максимумы и минимумы в спектре поглощения. В своей работе В. Н. Кондратьев и А. В. Яковлева показали, что газообразный O_3 образует четыре спектра поглощения, связанные с различными электронными переходами в молекуле O_3 .

Спектр в области $2900-3500 \text{ \AA}$ состоит из системы полос с резко выраженными кантами и с красным оттенком. Частоты, соответствующие кантам всех полос, хорошо укладываются в формулу

$$\nu = 29404 + 335,5 \left(\nu_1' + \frac{1}{2} \right) - 7,5 \left(\nu_1' + \frac{1}{2} \right) + \\ + 59 \left(\nu_2' + \frac{1}{2} \right) - 433 \left(\nu_1'' + \frac{1}{2} \right),$$

где ν_1' , ν_2' и ν_1'' — квантовые числа, соответствующие каждой полосе. Это как раз та область, которая включает в себя полосы Хеггинса. На рис. 5 изображен ход коэффициента поглощения в функции длин волн. Вертикальными пунктирными линиями отмечены положения кантов по данным Яковлевой и Кондратьева. Видно, что канты в основном располагаются с коротковолновой стороны по отношению к максимуму поглощения.

Заметим, что мы для простоты рассматривали переходы в двухатомной молекуле, а молекула озона трехатомная. Теоретически рассчитать спектр поглощения молекулы озона не представляется возможным, так как пока сама структура молекулы озона изучена еще недостаточно. Еще не установлено, какова форма его молекулы: линейная или треугольная — и каков при этом угол при вершине. По исследованиям Яковлевой и Кондратьева, молекула имеет линейную форму [19]. Адель и Деннисон [20] считают ее треугольной с углом при вершине в 134° . Последние исследования говорят о том, что угол при вершине равен 127° . Не зная формы молекулы и расстояние между ядрами, нельзя определить вращательную постоянную, а следовательно, и тонкую структуру вращательно-колебательных полос.

При изменении температуры положение максимумов и минимумов должно сдвигаться. Однако в большинстве опытов измерялись коэффициенты поглощения при одной температуре, при ней отмечались максимумы и минимумы поглощения, а затем для выбранных таким образом длин волн измерялось поглощение при других температурах. При такой постановке опыта можно заметить изменение коэффициентов поглощения для данных длин волн, а не смещение максимумов и минимумов. Чтобы наблюдать его, к тому же, нужна большая дисперсия и высокое разрешение.

Из приведенных рассуждений можно сделать заключение о том, что в ультрафиолетовой части спектра чередующиеся максимумы и минимумы в спектре поглощения озона описывают по сути дела распределение интенсивности поглощения в колебательно-вращательной полосе. Распределение интенсивности поглощения зависит от температуры и эта зависимость не линей-

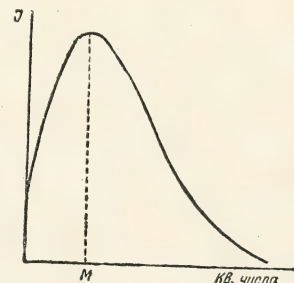


Рис. 4

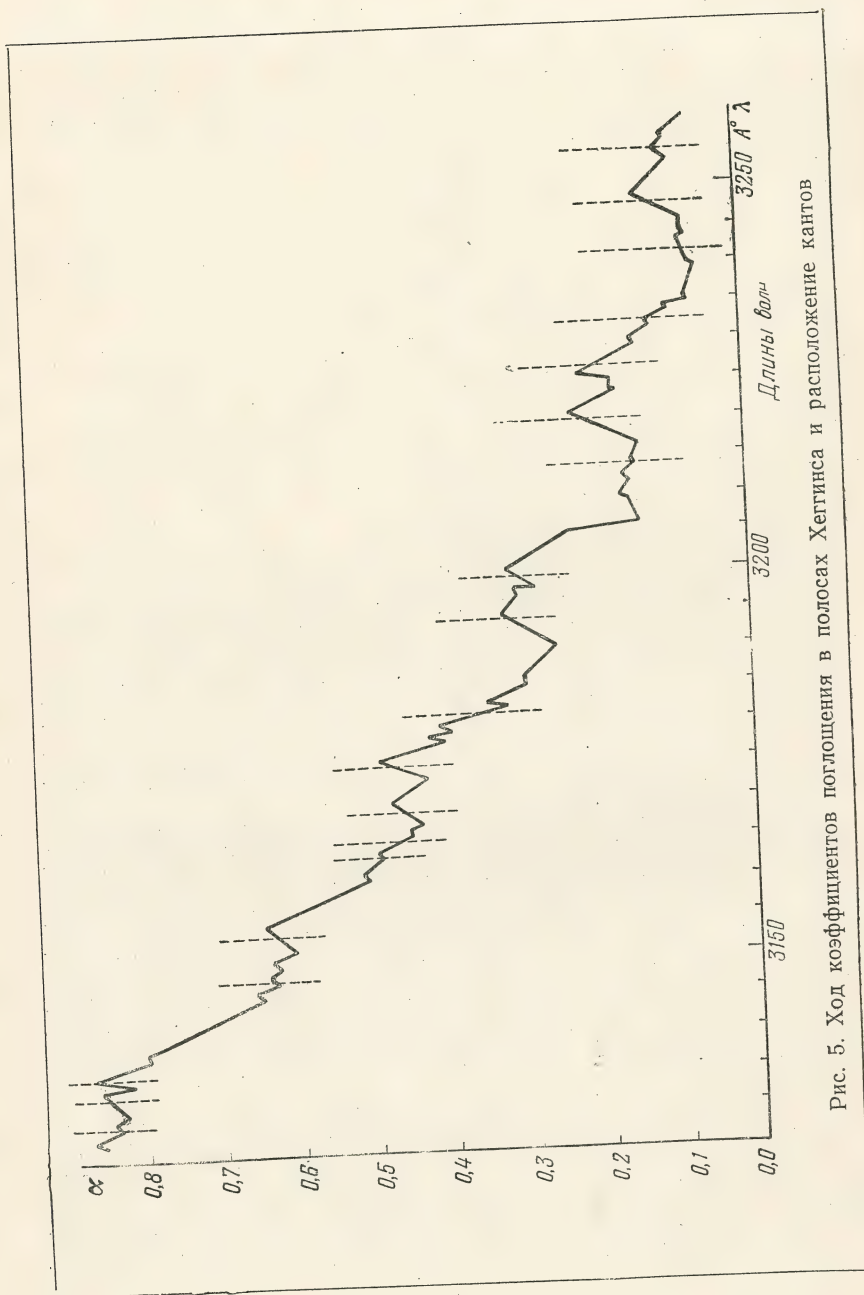


Рис. 5. Ход коэффициентов поглощения в полосах Хеггинса и расположение кантов

ная. Как правильно отмечалось на Парижской конференции по озону, поглощение не зависит от давления.

Перейдем теперь к нашим определениям коэффициентов поглощения озона по спектрограммам и к сделанной по ним оценке температуры.

Как уже упоминалось, в настоящее время считаются наиболее точными таблицы коэффициентов поглощения озона в функции температуры, полученные Вигру [14] по лабораторным исследованиям. Принципиально можно определить по спектрограмме коэффициент поглощения для одной из длин волн в области полос Хеггинса, для которой есть табличные данные, и затем по этим данным оценить температуру. Для повышения точности измерений находилась разность коэффициентов поглощения для двух волн, т. е. так называемая контрастность. С одной стороны, это делалось, чтобы исключить систематические ошибки наблюдений. С другой стороны, если аэрозольное поглощение мало селективно, разностью коэффициентов поглощения для небольшого участка длин волн можно пренебречь. Кроме того, рассеянный свет в нашем приборе убирался только с помощью фильтров, поэтому полностью избавиться от него не удалось. Разность интенсивности в двух близких длинах волн испытывает значительно меньшее влияние рассеянного света, чем абсолютное значение интенсивности в одной длине волны.

Исходя из этих соображений разность длин волн, для которых измеряется контрастность, не должна превышать 5—10 Å. Для оценки температуры были выбраны 5 пар: 3130—3135 Å, 3167—3176 Å, 3130—3200 Å, 3216—3220 Å и 3216—3248 Å. Это как раз те пары, которые рассматривались Барбье и Шалонжем, Васси и Вигру. В них большая длина волны приходится на максимум поглощения, а меньшая — на минимум. Это значит, что эти волны принадлежат различным колебательно-вращательным полосам, так как полосы оттенены в красную сторону, и из приведенных выше рассуждений следует, что максимум поглощения должен лежать в коротковолновой части полосы. Более строго было бы выбрать пары с обратным соотношением, тогда они принадлежали бы одной полосе, но расстояние между волнами в таких парах составляло бы 20—30 Å, что не выгодно с точки зрения учета аэрозольной составляющей и рассеянного света. С помощью таблиц Вигру строились графически зависимости разностей коэффициентов поглощения для выбранных пар от температуры. Они представлены

на рис. 6. Для каждой пары из опыта находилась разность коэффициентов поглощения и для нее по соответствующей кривой — температура. Затем значения температур, найденные для каждой из пяти пар, усреднялись.

Остановимся теперь на определении коэффициентов поглощения. Материал наблюдений получается в виде спектрограмм

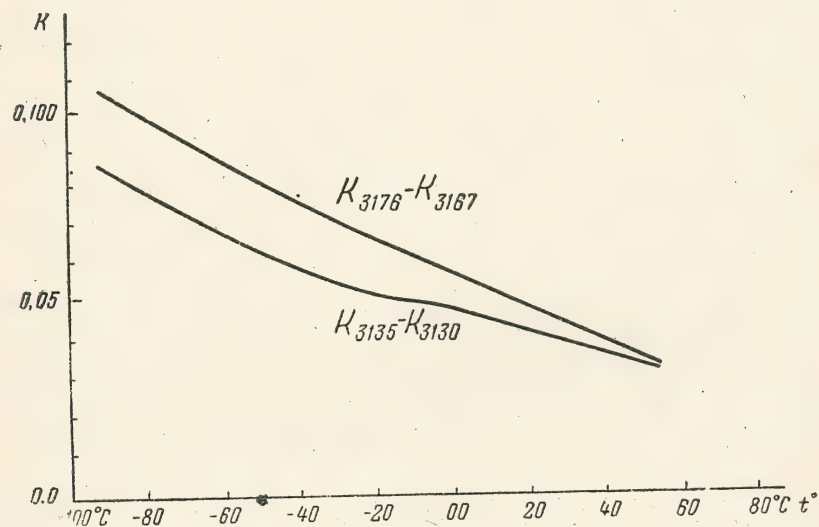


Рис. 6. Температурная зависимость контрастности по данным Вигру

ультрафиолетового конца солнечного спектра. Распределение энергии в нем определяется многими причинами, завися прежде всего от распределения излучения в самом спектре Солнца и затем от общего содержания озона. Коэффициенты поглощения озона в свою очередь зависят от температуры среды. С другой стороны, распределение энергии определяется параметрами прибора: его дисперсией, разрешающей силой и фотографическим материалом.

При условии, что все измерения проводятся одним прибором и регистрируются на одинаковых фотопластинках, три последних фактора для данной пары волн будут постоянными. Толща, т. е. общее содержание озона, — величина переменная, но она всякий раз определяется известным методом — по отношению интенсивности двух длин волн, выбранных так, чтобы уменьшить температурное влияние на коэффициенты поглощения.

Воспользуемся для расчетов законом Ламберта — Буге $I = I_0 e^{-(kx + \beta_0)m}$, где k — коэффициент поглощения; x — толщина озона; β_0 — коэффициент молекулярного рассеяния; m — воздушная масса; I_0 — интенсивность радиации у внешнего предела атмосферы; I — интенсивность ее после прохождения поглощающего слоя; $k = k(t)$ — коэффициент поглощения, который является функцией температуры. На каждой спектрограмме измеряются плотности почернения в выбранных длинах волн и берутся отношения к плотности почернения для одной из длин волн, которая лежит за пределами полос Хёггинса. Такой волной может служить волна с длиной $\lambda_2 = 3398 \text{ \AA}$. Тогда для другой длины волны, например $\lambda_1 = 3130 \text{ \AA}$, можно написать:

$$\lg \frac{I_1}{I_2} = \lg(I_{01}/I_{02}) - [(k_1 - k_2)x + (\beta_1 - \beta_2)]m,$$

положив

$$L = \lg(I_1/I_2), \quad L_0 = \lg(I_{01}/I_{02})$$

и отложив по оси абсцисс значения m , а по ординате соответствующие им величины L , измеряемые по спектрограммам, получим ряд точек, через который можно провести прямую. Угловый коэффициент этой прямой является разностью оптических толщ при вертикальном падении для двух длин волн $[(k_1 - k_2)x + (\beta_1 - \beta_2)]$, а пересечение с осью y дает L_0 . Если выбрать день, когда толщина x была почти постоянной, то разброс точек будет обусловлен только изменением коэффициента поглощения за счет изменения температуры. Такая же экстраполяция строится для другой волны выбранной пары волн λ_2 и λ_3 (например, $\lambda_3 = 3135 \text{ \AA}$)

$$\lg \frac{I_3}{I_2} = \lg(I_{03}/I_{02}) - [(k_3 - k_2)x + (\beta_{03} - \beta_{02})]m$$

и находится

$$L'_0 = \lg(I_{03}/I_{02}).$$

Тогда разность

$$L_0 - L'_0 = \lg(I_{01}/I_{03})$$

исключит промежуточную, вспомогательную величину $\lg I_{02}$. Величина $\lg(I_1/I_3)$ для данного момента времени известна, x определено независимым путем, тогда легко вычислить

$$k_1 - k_3 = \frac{\lg(I_{01}/I_{03}) - \lg(I_1/I_3)}{mx} - \frac{(\beta_1 - \beta_3)}{x}.$$

На рис. 7 представлена такая экстраполяция для волн 3130 — 3135 $\text{\AA}$ для 19 марта 1959 г. Такая экстраполяция проводится

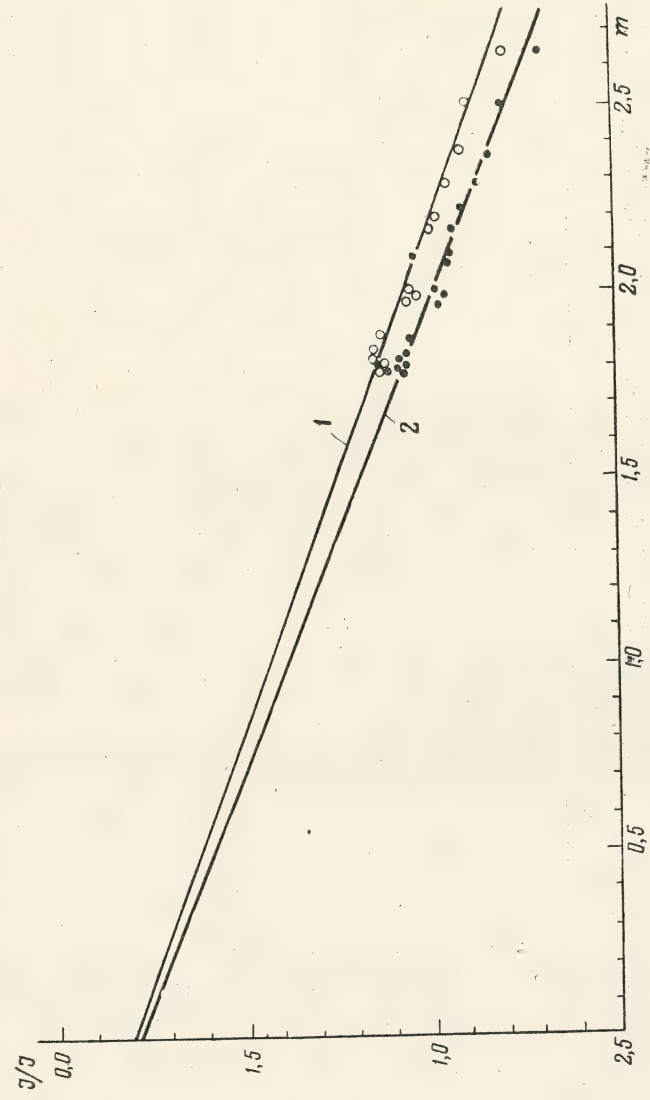


Рис. 7. Экстраполяция на внешние пределы земной атмосферы:
1 — 3190—3398 Å; 2 — 3135—3398 Å

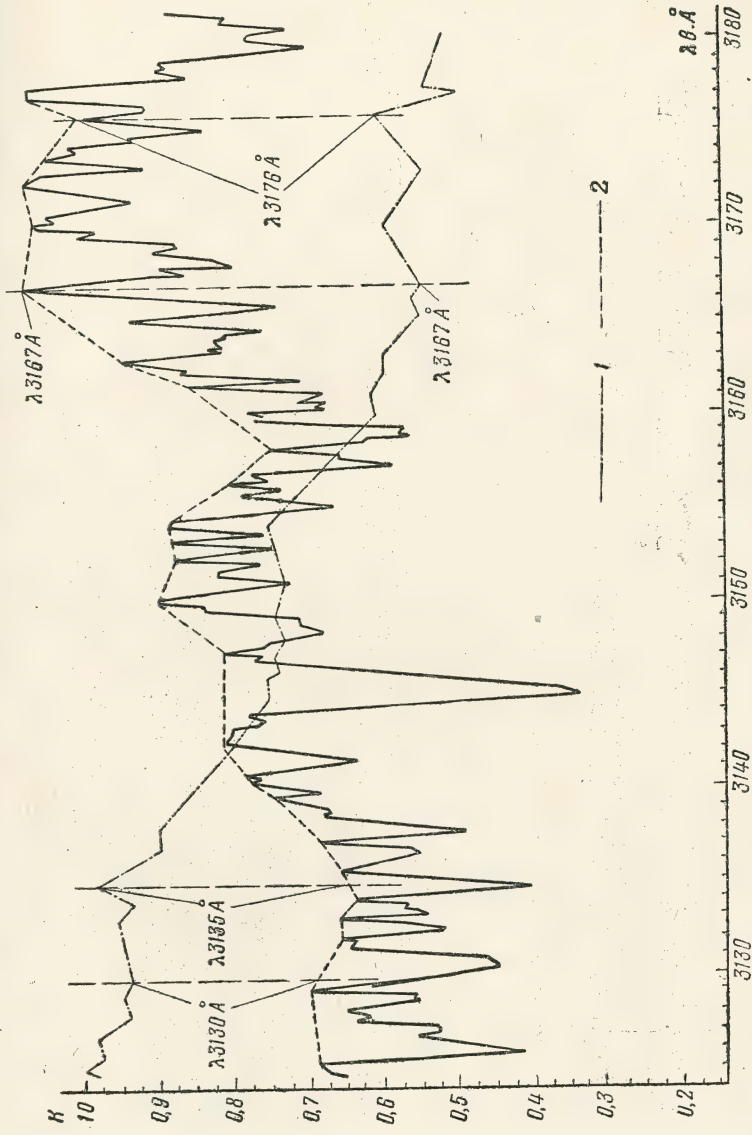


Рис. 8. — Кривая поглощения озона на участке $\Delta\lambda$ 3130—3180 Å;
----- — ход непрерывного спектра

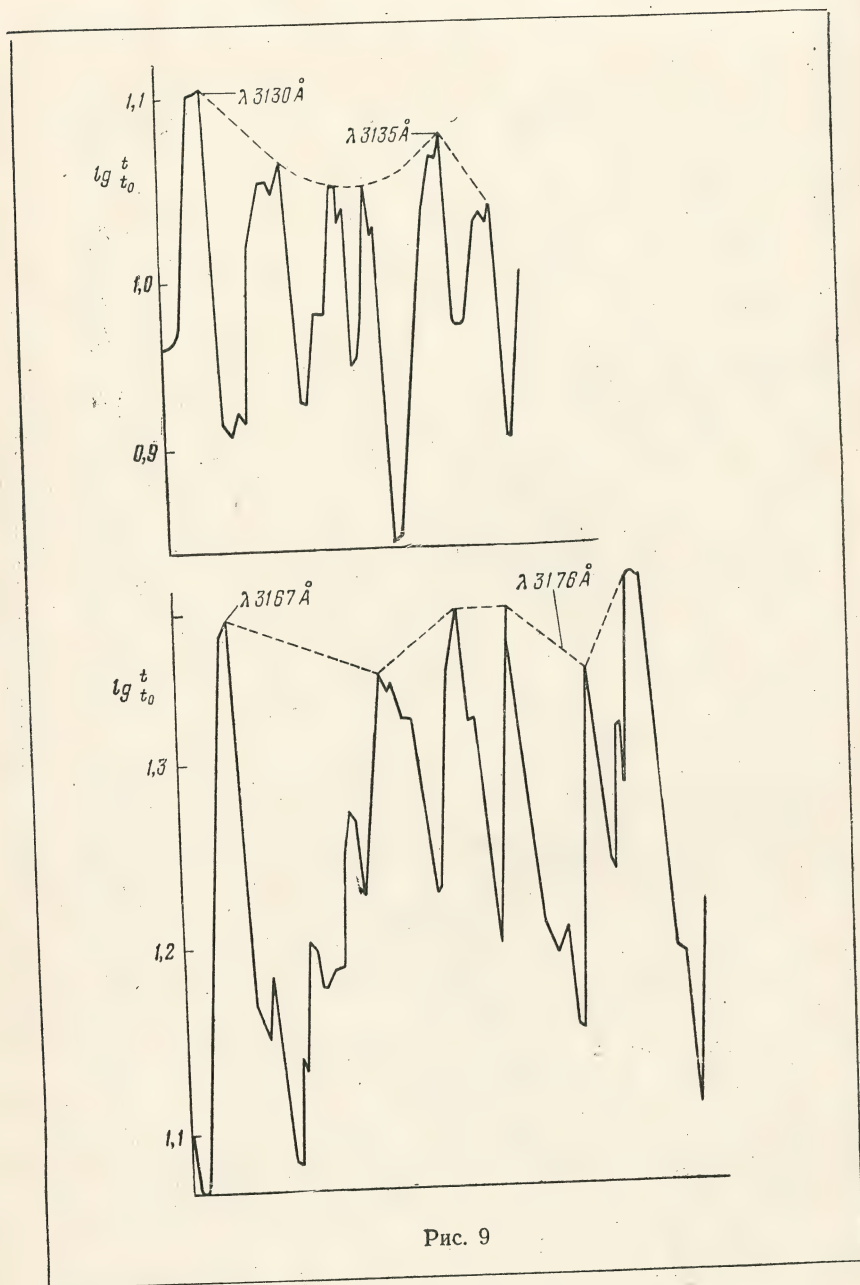


Рис. 9

для нескольких дней и значение L_0 усредняется. Подобным образом определяются коэффициенты поглощения и для других пар волн и по соответствующим кривым оценивается температура.

Определение искомого контраста для различных пар волн осложняется различной заселенностью отдельных спектральных участков фраунгоферовыми линиями. На рис. 8 показан ход непрерывного спектра и ход коэффициентов поглощения в области полос Хеггинса. Видно, что пара 3167 и 3176 Å удачно приходится в области непрерывного спектра, а 3130 и 3135 Å оказались на несколько десятых долей Å сдвинуты и частично попадают на фраунгоферовы линии. Чтобы измерять интенсивности в одних и тех же волнах, сравнивался ход оптической плотности на всем спектральном участке, который охватывает данную пару волн (рис. 9).

Спектроскопические наблюдения за атмосферным озоном проводились в два этапа: 1) в 1951—1952 гг. и 2) в период Международного геофизического года, до конца 1959 г. В течение первого периода для получения спектрограмм Солнца использовался кварцевый спектрограф ИСП-22. Изображение Солнца проектировалось на щель прибора зеркальной системой горизонтального солнечного телескопа и кварцевой цилиндрической линзой. Используя спектральные пластинки с противоореальным подслоем, а впоследствии диапозитивные пластинки, можно было при экспозиции для первых пластинок в 5 мин, а для вторых за 30 сек получать нормальную засветку в области 3020—3300 Å летом и 3010—3400 Å зимой. При этом, чтобы получать нормальную засветку во всем диапазоне длин волн, где интенсивность солнечной радиации резко падает, использовался платиновый ступенчатый ослабитель. Обработка велась на микрофотометре МФ-2. Наблюдения велись систематически в ясные дни и при наличии просветов в облаках.

В течение второго периода программа наблюдений была расширена. Днем спектрограммы прямого солнечного света получались с помощью того же кварцевого спектрографа ИСП-22. Для устранения рассеянного света перед щелью ставился светофильтр УСФ-1. С конца 1958 г. ночные наблюдения в периоды полнолуний и близких к ним ночей проводились на спектрографе СП-49 А. Спектрограф этот обладает большой светосилой, относительное отверстие камеры 1:1,2, что позволило получать плотности почернения, укладывающиеся на прямую часть характеристической кривой в области 3100—3400 Å, при ширине

щели, равной пяти нормальных и экспозиции 30 мин. Но этот прибор обладает малой дисперсией. Если дисперсия спектрографа ИСП-22 составляет 15—26 Å/мм в рабочей области, то для СП-49А она равна 80 Å/мм. Так как приборы эти обладают различными параметрами, то все дополнительные расчеты, в частности расчеты L_0 и L_0' проводились самостоятельно для каждого прибора. Для контроля дневных наблюдений использовался сетевой прибор ОФЭТ-II. Всего за два периода получено около 3000 солнечных

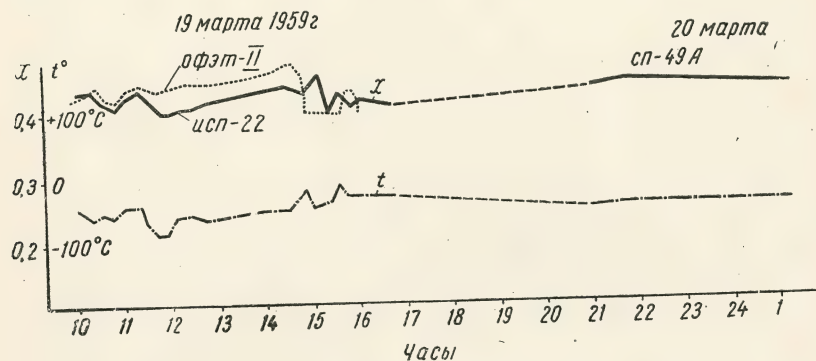


Рис. 10

ных спектрограмм и около 200 лунных в течение 30 ночей. На рис. 10 представлен ход толщи озона и температуры 19 марта 1959 г. и на рис. 11 для 21 июля 1959 г.

Среднее значение толщи озона 19 марта достигало 0,430 см днем и 0,440 см — ночью. Среднее значение температуры соответственно -45°C и -48°C . Для 21 июля толщина днем в среднем 0,320 см, ночью 0,295 см, температура составляет в среднем -10° днем и -20° ночью. Как видно из графиков, значения и температуры и толщи в течение дня испытывают большие колебания, которые могут достигать до 30% от среднесуточного значения. Ночью и температура и толщина в пределах ошибок измерений держатся постоянными. Характерно увеличение толщи озона весной, сопровождающееся понижением температуры.

На материале наблюдений двух дней нельзя говорить о величине годового хода температуры и его можно рассматривать пока только качественно. Что касается толщи, то подобное соотношение для средних широт подтверждено многими исследованиями. Ход температуры в общем является зеркальным отра-

жением хода толщи. Наблюдается связь в изменении содержания озона и температуры с солнечной активностью. Так, с 13—15 июля 1952 г. через зону центрального меридиана Солнца проходила активная область из двух симметрично расположенных пятен с площадью по $s_p = 1000$ ед, окруженная яркими факельными полями и флоккулами и наблюдались также хромосферные вспышки. Значения толщи при этом изменяются от 0,247 до 0,446 см, а значения температуры понизились на 30° . 28 июля 1952 г. через зону центрального меридиана проходила активная

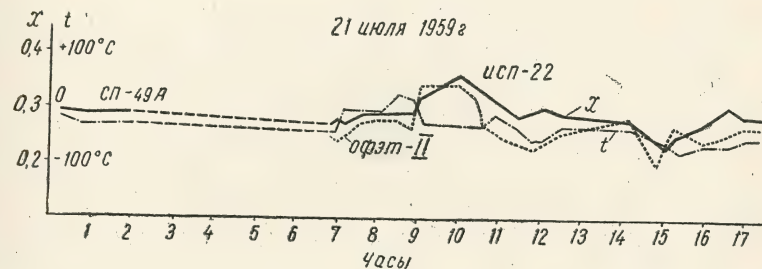


Рис. 11

группа площадью в 600 ед, толщина при этом изменилась от 0,260 до 0,384 см, а температура понизилась на 40° . 19 апреля 1954 г. у центрального меридиана наблюдалась активная область с большой группой пятен с площадью $s_p = 1870$ ед. В момент вспышки поглощения, отмеченной на ионосферной станции, толщина увеличилась от 0,400 до 0,480 см, а температура понизилась на 28° . Внешне картина выглядит так, что в момент геоактивных вспышек происходит увеличение толщи, сопровождающееся резким понижением температуры.

Настоящее сообщение дает лишь краткое изложение предварительных результатов обработки материала наблюдений и в основном преследовало цель описать метод наблюдений. Поэтому здесь не затрагиваются важнейшие вопросы о том, что собой представляет измеряемая температура и каково ее соотношение с кинетической температурой. Известно, что лабораторные измерения $k(t)$ проводились при определенной, именно кинетической, температуре. Ту ли температуру измеряем мы по спектрограммам? Вопрос этот может быть дополнительно рассмотрен, изучая интенсивность тонкой структуры вращательно-колебательных полос. Неясно также, если это реальная температура, то каково ее соотношение с температурой различных

уровней, к какому уровню отнести максимальное изменение температуры и насколько реально отмечаемое охлаждение при вспышках. С одной стороны, для решения этих вопросов наблюдаемые явления необходимо подтвердить большим материалом, а с другой стороны, необходимо привлечь такие дополнительные данные, как вертикальное распределение озона, прямые радиозондовые измерения температуры и пр.

ЛИТЕРАТУРА

1. Malurkar S. L. Geomagnetic variations and diurnal range of atmospheric ozone. *Ann. Geophys.*, 7, No. 2, 209—213, 1954.
2. Glawion H. and Götz F. W. P. *Gerlands Beitr. Geophys.*, 50, 380, 1938.
3. Гневыхов М. Н., *А Ж.* 25, 103, 1948.
4. Прокофьева И. А. Бюл. Комиссии по иссл. Солнца, № 1, 30, 1949.
5. Karandikar R. V. *Proc. Indian Acad. Soc.*, (A), 28, 63, 1948.
6. Perry St., Larriey H. C. *Proc. Florida Acad. Soc.*, 2, 89, 1937.
7. Wulf Q. R. and Melvin E. H. *Physical Review*, 38, 330, 1931.
8. Barbier, D., Chalonge D. *Recherches sur l'ozone atmosphérique J. de Physique*, 10, n° 3, 113, 1939.
9. Barbier D., Chalonge D. *Annal. de Physique*, 17, 272, 1942.
10. Vassy E. *Comptes Rendus*, 203, 1363, 1936.
11. Vassy E. *Comptes Rendus*, 202, 1426, 1936.
12. Vassy E. *Comptes Rendus*, 214, 219, 1942.
13. Vassy E. *J. de Physique*, 10, 250, 366, 459, 1939.
14. Vigroux E. *Comptes Rendus*, 230, No. 25, 2170, 2277, 1950.
15. Vassy. *These de doctorat.*, Paris, 1937.
16. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. Supplement*, 62, 15—55, 1936.
17. Герцберг Г. *Спектры и строение двухатомных молекул.* ИЛ, 1949.
18. Герцберг Г. *Колебательные и вращательные спектры многоатомных молекул.* ИЛ, 1949.
19. Кондратьев В. и Яковлева А. *Журнал экспериментальной и теоретической физики*, II, вып. 1, 1932.
20. Adel A., Dennison D. J. *Chem. Phys.*, 14, 379, 1946.

Г. П. ГУЩИН

МЕТОД РАСЧЕТА ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА ДЛЯ ПРИБОРОВ СО СВЕТОФИЛЬТРАМИ

Abstract

A method is developed for measuring the total amount and vertical distribution of atmospheric ozone by instruments with wide bands of transmittance in the ultraviolet part of spectrum. The system of computation of ozone content after observational data is considerably simplified.

Предложенный Добсоном хорошо известный метод определения количества озона [4], [5] основывается на использовании узких спектральных участков, выделяемых оптической частью спектрофотометра, шириной 15—25 Å. В пределах указанного интервала свет с достаточной точностью можно считать монохроматическим, для которого применима формула Бугера, позволяющая довольно просто вычислить содержание озона в атмосфере [3]. По-иному следует рассматривать этот вопрос для озонометрических приборов со светофильтрами. Светофильтры, применяемые для озонометрических приборов, обычно имеют полосу пропускания (на половине высоты кривой пропускания) от 50 до 250 Å. В этом случае непосредственное использование формулы Бугера не приводит к цели, так как на участке, выделяемом светофильтром, коэффициент поглощения озона изменяется в несколько раз. Для иллюстрации на рис. 1 приводится ход коэффициента (десятичного) поглощения озона (кривая С) в см⁻¹, по Вигру [8]. Видно, что метод расчета озона, пригодный для приборов, выделяющих узкие участки спектра, не при-

годен для приборов с обычными светофильтрами. Не исключена, конечно, возможность использования в будущем достаточно узких светофильтров для ультрафиолета.

Для расчета общего содержания озона, измеренного прибором со светофильтрами, Стер [6] использовал метод, который учитывал ширину фильтра и спектральную кривую солнечного

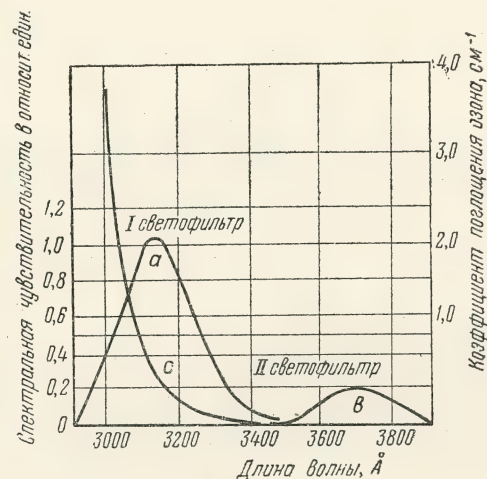


Рис. 1. Спектральная чувствительность универсального озонометра (a и в) и коэффициент поглощения озона (c) в зависимости от длины волны

излучения вне атмосферы. Однако Стер пренебрег ослаблением солнечного света аэрозолями, так как он использовал измерения только в одном участке спектра. Применение нескольких светофильтров не улучшало дело, так как расчет содержания озона проводился для каждого светофильтра отдельно одним и тем же способом. В результате получался значительный разброс значений количества озона, во много раз больший, чем при наблюдениях со спектрофотометром Добсона. С целью уменьшения влияния аэрозолей на измеренную величину озона Безверхний, Ошерович и Родионов применили идею метода Добсона для приборов со светофильтрами [11]. При этом определялась эффективная длина волны спектральной системы, зависящая от пропускания светофильтров, спектральной чувствительности фотозлемента и спектральной кривой солнечного излучения. В отличие от метода Стера, использовались два или три свето-

фильтра одновременно (находилось отношение отсчетов при разных светофильтрах и вычисления озона производились по тем же самым формулам, которые использовал Добсон). Применение отношения отсчетов при двух (или трех) светофильтрах, полоса пропускания которых в одном случае совпадает с правым крылом полосы поглощения озона, а в другом случае находится в основном вне этой полосы, позволило почти исключить влияние аэрозолей на измеряемую величину, так как ослабление света аэрозолями волны значительно меньше зависит от длины волны, чем поглощение озона. Однако использование для данной пары светофильтров всегда одних и тех же значений коэффициентов поглощения озона и коэффициентов ослабления вследствие рассеяния в чистой атмосфере предполагает постоянство кривой солнечной энергии у поверхности Земли, чего не бывает в действительности из-за изменчивого ослабления света атмосферой. Поэтому применение одной и той же эффективной длины волны спектральной системы прибора не позволяет вести измерения озона в сколько-нибудь широком интервале высот Солнца. Эффективная длина волны прибора со светофильтрами зависит от высоты Солнца, поэтому нельзя определить содержание озона в атмосфере, не учитывая изменения коэффициентов поглощения и рассеяния с высотой солнца.

Поэтому нами был предложен новый метод расчета озона, в значительной мере свободный от указанных недостатков. При разработке нового метода мы стремились также значительно упростить процесс расчета количества озона.

Предлагаемый метод основан на использовании известной формулы

$$I_{\lambda} = K_{\lambda} I_{\lambda,0} 10^{-[\mu x \alpha_{\lambda} + m \beta_{\lambda} + m_1 \delta_{\lambda}]}, \quad (1)$$

где K_{λ} — спектральная чувствительность прибора в относительных единицах; I_{λ} — интенсивность прямого солнечного света с длиной волны λ ; $I_{\lambda,0}$ — интенсивность прямого солнечного света вне атмосферы; μ — озонная масса; x — общее содержание озона; α_{λ} — коэффициент поглощения озона; m — воздушная масса; β_{λ} — коэффициент ослабления вследствие рассеяния в чистой атмосфере; m_1 — аэрозольная масса; δ_{λ} — коэффициент ослабления аэрозолями. Формула (1) верна для плоскопараллельных световых потоков. В атмосфере из-за наличия рассеянного света (в особенности в ультрафиолетовой области) и при малой высоте солнца или луны формула (1) применима только для приборов с малыми отверстиями. Поэтому изложенная ниже методика измерений озона относится к озонометрам с «малыми телесными углами» (в рассматриваемом случае эквивалентный

плоский угол озонметра был равен 3°). На рис. 1 кривые a и b показывают кривую спектральной чувствительности K_λ для озонметров Главной геофизической обсерватории им. Воейкова. Кривая a относится к первому светофильтру, кривая b — ко второму светофильтру. Спектральная чувствительность озонметра определялась экспериментально с помощью вакуумной термодары и фотоэлектрооптического усилителя. В качестве источника монохроматического излучения служил спектрофотометр СФ-4 с водородной лампой ВСФУ-3. Участки спектра, соответствующие кривым a и b на рис. 1, разбивались на интервалы по $20 \text{ \AA}$. Для каждого такого узкого спектрального интервала применялась формула (1).

Значения $I_{\lambda,0}$ брались из таблиц солнечного спектра, составленных Джонсоном [7] и приведенных также в [2]. Значения m и μ в зависимости от высоты Солнца θ , а также значения α_λ и β_λ находились из таблиц, опубликованных в [2]. В каждый данный момент отсчет по выходному микроамперметру озонметра для первого светофильтра I является линейной функцией суммы отсчетов от каждого спектрального интервала, т. е.

$$I = K_1 \sum I_\lambda. \quad (2)$$

Отсчет для второго светофильтра I' аналогично равен

$$I' = K_1 \sum I'_\lambda, \quad (3)$$

где $K_1 = \text{const.}$

Отношение отсчетов $\frac{I}{I'}$ для данных двух светофильтров и фотоэлемента является на основании (1), (2) и (3) функцией высоты Солнца θ и общего содержания озона x , т. е.

$$\frac{I}{I'} = F(\theta, x). \quad (4)$$

Выражение $F(\theta, x)$ в интегральной форме имеет вид

$$F(\theta, x) = \frac{\int_{\lambda_1}^{\lambda_2} I_\lambda d\lambda}{\int_{\lambda_3}^{\lambda_4} I_\lambda d\lambda}, \quad (5)$$

где λ_1 и λ_2 — границы спектрального интервала первого светофильтра, λ_3 и λ_4 — границы спектрального интервала второго светофильтра.

Выбрав какое-нибудь значение $x = x_1$, можно построить график функции $F(\theta, x_1)$ от θ . Построив ряд таких графиков для разных значений x , получим номограмму для определения общего содержания озона в атмосфере, причем кривые на номограмме будут являться линиями одинакового содержания озона. При расчете озонной номограммы по формулам (1) и (4) не учи-

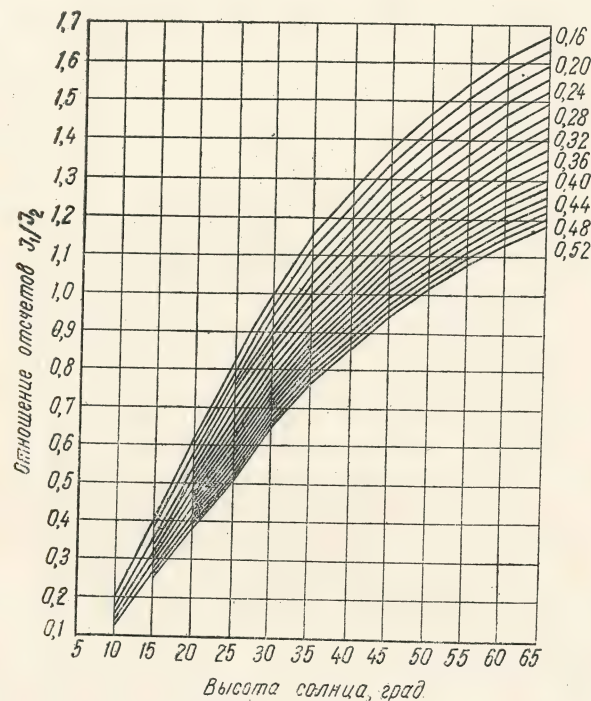


Рис. 2. Номограмма для определения общего содержания атмосферного озона

тывается величина коэффициента ослабления на аэрозолях δ_λ (принимается, что $\delta_\lambda = 0$). Это допустимо, поскольку: а) участки спектра, выделяемые двумя светофильтрами, близки друг к другу (рис. 1); б) коэффициент аэрозольного ослабления δ_λ на участке $3000-4000 \text{ \AA}$ изменяется с длиной волны значительно меньше, чем коэффициенты α_λ и β_λ ; в) в формулу (4) коэффициент δ_λ входит одновременно в числитель и знаменатель левой части.

1. Разработанная методика расчета общего содержания атмосферного озона пригодна для приборов со стеклянными и иными светофильтрами.

2. Предложенный метод позволяет в значительной мере избавиться от погрешностей, вызываемых аэрозолями.

3. Разработанная озонная номограмма упрощает и облегчает вычисление.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безверхний Ш. А., Ошерович А. Л., Родионов С. Ф. Электрофотометрические исследования прозрачности атмосферы в ультрафиолетовой области спектра. Известия АН СССР, сер. геофиз. № 3, 1952.
2. Гущин Г. П. Основные таблицы для расчета общего содержания атмосферного озона при наблюдении оптическим методом. Труды ГГО-вып. 93, 1959.
3. Прокофьева И. А. Атмосферный озон, Изд-во АН СССР, М.—Л., 1951.
4. Dobson G. M. B. Instruction for use of Dobson's Spectrophotometer. London, 1934.
5. Dobson G. M. B. Observers handbook for the ozone spectrophotometer. Ann. Internat. Geophys. Year, 5, No. 1—3, 1957.
6. Stair R. Measurement of ozone in terms of its optical absorption. Ozone chem. and Technol. Washington, D. C. Amer. Chem. Soc., 1959.
7. Jonson F. The solar constant, Journal of Meteorology, No. 6, 1954.
8. Vigroux E. Contribution a l'étude expérimentale de l'absorption l'ozone. Annales de physique, 8, 1953.

Г. П. ГУЩИН

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И КОЛЕБАНИЙ ВО ВРЕМЕНИ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Abstract

Explanation is given for the seasonal and latitudinal changes of total amount of atmospheric ozone basing on two factors: solar radiation and turbulent diffusion. Formulas are developed for the computation of diagrams of seasonal change of ozone at various latitudes and the results of computation are given. It is shown that in the zone of jet streams a greater horizontal gradient of total amount of ozone is observed.

ВВЕДЕНИЕ

Для исследования связи общего содержания озона с метеорологическими условиями очень важно изучить те закономерности, которые определяют как среднее, так и мгновенное распределение озона в атмосфере. Средняя картина распределения общего количества озона, характеризующаяся многолетними средними значениями озона на разных широтах, определяется медленными колебаниями озона или, иначе, его сезонным и широтным ходом. Мгновенная картина горизонтального распределения озона, характеризующаяся часовыми или иногда среднесуточными значениями озона на разных широтах, зависит от быстрых колебаний озона. Можно предполагать, что факторы, управляющие медленными и быстрыми колебаниями озона, различны.

Цель настоящей работы состоит, во-первых, в анализе основных закономерностей горизонтального распределения озона и его

колебаний во времени по данным наблюдений, во-вторых, в изучении основных факторов и их взаимодействия, которые определяют как среднюю, так и мгновенную картину горизонтального распределения озона.

О СЕЗОННОМ И ШИРОТНОМ ХОДЕ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

На рис. 1 показан сезонный ход общего содержания атмосферного озона x в 1958 г. по данным советских озонметрических станций. Все значения x приведены по новой шкале Вигру.

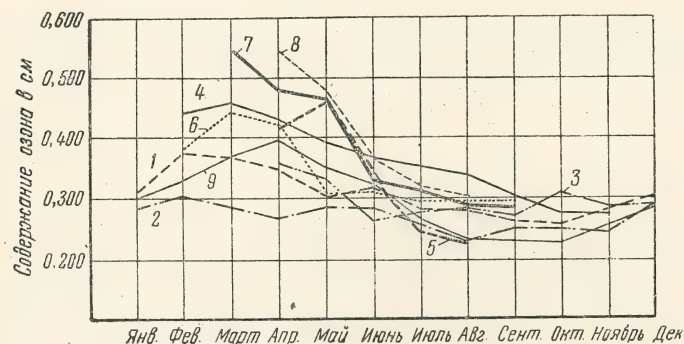


Рис. 1. Среднемесячные значения общего содержания озона в атмосфере в 1958 г.:
1—Абастумани; 2—Алма-Ата; 3—Владивосток; 4—Воейково;
5—о. Диксон; 6—Кр. Пахра; 7—о. Хейс; 8—Северный полюс-6;
9—Эльбрус

Из рис. 1 следует, что на всех станциях максимальное значение озона наблюдается весной, минимальное — осенью. Наибольшая разность между весенними и осенними значениями озона наблюдается на северных станциях, наименьшая — на южных. На полярных станциях (Диксон, Хейс, СП-6) наблюдается очень быстрое падение общего содержания озона от весны к лету. На рис. 2 представлен широтный ход озона в разное время года. Для построения этого графика использовались данные станций, расположенных вблизи меридиана 40° в. д. Видно, что от широты 60° до широты 40° с марта по октябрь имеется положительный градиент озона. Максимальное количество озона с марта по октябрь наблюдается не всегда над полюсом, а перемещается вдоль меридиана. В мае 1958 г. максимум озона наблюдался на широте около 80° , в июне — августе — на широте около 60° с. ш.

Наблюдения на индийских станциях в низких широтах показали, что амплитуда годовых колебаний озона в тропиках наименьшая по сравнению с другими широтами и что максимум озона там наблюдается летом, а минимум зимой [7].

Что касается сезонных изменений вертикального распределения озона, то по имеющимся данным здесь можно указать

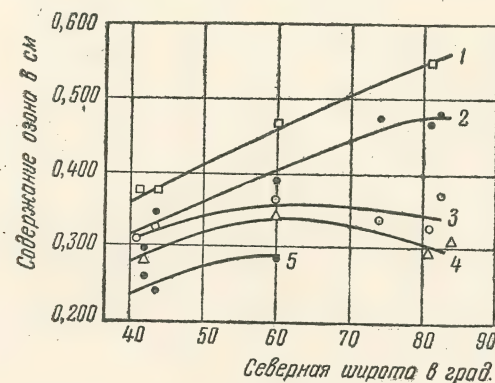


Рис. 2. — Широтный ход общего содержания атмосферного озона в 1958 г. по данным советских озонметрических станций:
1 — март; 2 — май; 3 — июнь; 4 — август;
5 — сентябрь

также на ряд закономерностей. Высота максимальной концентрации озона в средних и высоких широтах повышается от весны к осени, а с осени до весны — понижается. При этом в первом случае происходит уменьшение количества озона в нижней части озонного слоя, а во втором случае, наоборот, — увеличение. В экваториальных широтах высота максимума концентрации озона изменяется очень мало. Выше 30 км изменений концентрации озона в средних и низких широтах в течение года почти не происходит. Для иллюстрации сезонных колебаний вертикального распределения озона приводится рис. 3, на котором по данным Эйдела [12] нанесены кривые вертикального распределения озона с февраля по август 1955 г. над Флагстаффом (США). Измерения вертикального распределения там производились с поверхности Земли одновременно в ультрафиолетовой и инфракрасной областях спектра. Из рис. 3 следует, что высота максимальной концентрации озона с февраля по ав-

густ повысилась с 16 до 28 км, а концентрация озона в слое ниже 20 км за указанный срок заметно понизилась.

Теоретический расчет вертикального распределения атмосферного озона, выполненный рядом авторов [9] на основании фотохимической теории, показывает, что выше 30 км в согласии с наблюдениями концентрация озона почти не зависит от сезона и широты места. Однако ниже 30 км наибольшая равновесная

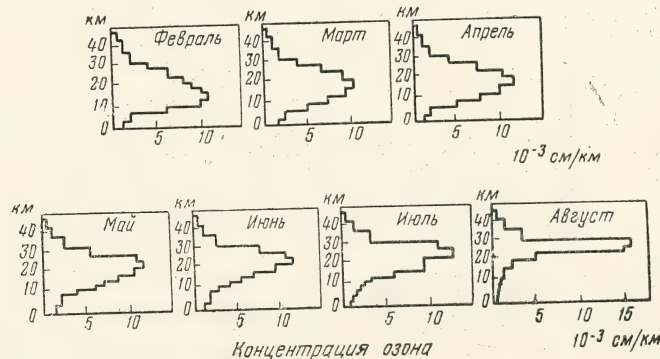


Рис. 3. Вертикальное распределение атмосферного озона с февраля по август 1955 г. в Флагстаффе.

концентрация озона по фотохимической теории должна наблюдаться в сезонном ходе летом, а не весной и в экваториальной, а не в полярных областях. Расхождение между фотохимической теорией и наблюдениями объясняется тем, что фотохимическое равновесие озона в атмосфере осуществляется только на высотах, превышающих летом около 25 км, а зимой около 30 км. Ниже этих уровней фотохимическое равновесие озона практически не устанавливается и поэтому сезонный и широтный ход озона здесь определяется не фотохимической теорией, а зависит от факторов иного рода. Для иллюстрации этого обстоятельства в табл. 1, заимствованной у Дютша [11], приводится на основании вычислений по фотохимической теории время, необходимое для полувосстановления фотохимического равновесия озона на разных широтах и на разных высотах в атмосфере. Ниже 30 км оно везде превышает 12 дней.

Для объяснения сезонного и широтного хода общего содержания озона иногда предполагают, что концентрация озона зависит от температуры данного слоя атмосферы. Чем выше температура слоя атмосферы, тем при прочих равных условиях (ра-

Таблица 1

Время полувосстановления равновесия озона на разных широтах в разное время года

Высота, км	В секундах					В днях	
	экватор 21 марта	45° лето	60° лето	45° зима	60° зима	60° лето	60° зима
50	$3,1 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^3$	$3,9 \cdot 10^3$	$3,9 \cdot 10^3$	$6,0 \cdot 10^3$	0,058	0,301
45	$6,5 \cdot 10^3$	$7,9 \cdot 10^3$	$8,7 \cdot 10^3$	$1,2 \cdot 10^4$	$2,7 \cdot 10^4$	0,13	1,4
40	$1,6 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^4$	$5,3 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^5$	0,36	8,1
37,5	$3,4 \cdot 10^4$	$4,6 \cdot 10^4$	$4,9 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^5$	$4,6 \cdot 10^5$	0,74	21
35	$7,5 \cdot 10^4$	$9,6 \cdot 10^4$	$1,0 \cdot 10^5$	$3,1 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^6$	1,6	52
32,5	$1,8 \cdot 10^5$	$2,3 \cdot 10^5$	$2,4 \cdot 10^5$	$8,2 \cdot 10^5$	$3,2 \cdot 10^6$	3,5	160
30	$4,6 \cdot 10^5$	$5,8 \cdot 10^5$	$5,7 \cdot 10^5$	$2,5 \cdot 10^6$	$8,6 \cdot 10^6$	8,3	434
27,5	$1,2 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^6$	$1,1 \cdot 10^6$	—	—	17	—
25	$3,5 \cdot 10^6$	$3,3 \cdot 10^6$	$3,5 \cdot 10^6$	$1,7 \cdot 10^7$	$3,0 \cdot 10^7$	53	1 510
22,5	$1,2 \cdot 10^7$	$8,5 \cdot 10^6$	$9,0 \cdot 10^6$	—	—	136	—
20	$5,1 \cdot 10^7$	$2,2 \cdot 10^7$	$2,2 \cdot 10^7$	$1,0 \cdot 10^8$	$1,2 \cdot 10^8$	324	5 890
15	$5,7 \cdot 10^8$	$1,8 \cdot 10^8$	$2,1 \cdot 10^8$	$4,3 \cdot 10^8$	$6,3 \cdot 10^8$	3230	31 600

диации, циркуляции и состава атмосферы) меньше озона должно в нем содержаться. Имеющиеся факты, однако, не подтверждают это предположение. На высотах 15—20 км средняя температура воздуха в низких широтах круглый год ниже, чем в высоких широтах (за исключением небольшой околополярной области в зимнее время). Несмотря на это, среднее содержание озона на этих уровнях в низких широтах круглый год меньше, чем в высоких широтах. Этот факт нельзя также объяснить с помощью фотохимической теории, согласно которой в низких широтах на высоте 15—20 км должно быть всегда больше озона, чем в высоких широтах [9].

Коэффициенты корреляции между общим содержанием озона и температурой на высотах 15 и 20 км летом и осенью положительны, что означает, что с увеличением температуры в рассматриваемом слое общее содержание озона увеличивается.

Так, для Воейково в 1958 г. указанные коэффициенты корреляции на высоте 15 км в июле — августе и сентябре — октябре были одинаковы и равны +0,58, а на высоте 20 км, соответственно, +0,53 и +0,62. Для Владивостока коэффициент корреляции между общим содержанием озона и температурой на высоте 15 км в сентябре 1957 г. был равен +0,53, а в мае 1958 г. +0,58. На высоте 20 км для Владивостока эти коэффициенты

были соответственно равны 0,47 и 0,28. В то же время на высотах 3,6 и 9 км в Воейково и во Владивостоке рассматриваемые коэффициенты были отрицательными [2]. Аналогичные значения коэффициентов корреляции наблюдаются в Тромсе [13].

Высоты 15 и 20 км были выбраны нами потому, что на этих высотах, как уже отмечалось, имеют место наибольшие сезонные изменения озона, параллельные сезонному ходу общего содержания озона. Выше 20 км не имеется достаточного количества аэрологических данных. Выбор летнего и осеннего сезонов объясняется тем, что в это время года наблюдается минимальный широтный градиент общего содержания озона и, следовательно, влияние адвекции на озон в это время года наименьшее. Из всего этого следует, что температура воздуха не является основным фактором, управляющим сезонным и широтным ходом озона.

Иногда для объяснения сезонного и широтного хода атмосферного озона привлекается водяной пар [7]. Известно, что водяной пар разрушает озон и особенно сильно в присутствии ультрафиолетового излучения [7]. Известно также, что сезонные и широтные колебания количества водяного пара в атмосфере очень значительны. Однако до настоящего времени нет систематических сведений о количестве водяного пара в стратосфере, что делает невозможным сопоставление его с озоном. Сравнение сезонных колебаний приземного озона и водяного пара в тропосфере приводит к выводу, что между ними нет связи. Если в средних широтах максимальная концентрация приземного озона наблюдается летом [15], то максимальная концентрация водяного пара в тропосфере также наблюдается летом, а не зимой. Можно думать, что приземный озон вследствие турбулентности попадает в нижние слои атмосферы из стратосферы, проникая через всю тропосферу, относительно богатую водяным паром. Ультрафиолетовое излучение солнца в тропосфере достигает максимума летом, а концентрации озона в нижней стратосфере в средних широтах зимой и летом сравнительно мало отличаются друг от друга. Если бы водяной пар влиял на озон, то последний, проникая из стратосферы через тропосферу к поверхности Земли, должен был бы летом попадать туда в значительно меньших количествах, чем зимой. Однако повышенная турбулентность в нижней тропосфере в летнее время, по-видимому, является более сильным фактором обогащения озоном, чем разрушение его водяным паром. С другой стороны, в стратосфере водяного пара значительно меньше, чем в тропосфере. Следовательно, весьма сомнительно предположение, что водяной пар является основным фактором, управляющим сезонным и широтным ходом общего содержания озона.

НОВОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ СЕЗОННОГО И ШИРОТНОГО ХОДА ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Сезонные и широтные различия общего содержания озона имеют место, как показывает наблюдение, в основном ниже уровня 20 км. В слой атмосферы ниже 20 км практически не проникает ультрафиолетовая радиация, которая вызывает фотодиссоциацию молекулярного кислорода и, следовательно, образование озона. Диссоциация кислорода происходит под действием ультрафиолетового излучения с длиной волны короче $2420 \text{ \AA}$, причем процесс приобретает заметную интенсивность только для длин волн короче $2025 \text{ \AA}$ [8]. Излучение указанных длин волн вследствие поглощения в озоне и кислороде, а также из-за рассеяния молекулами воздуха, задерживается верхними слоями атмосферы выше 20 км [5]. Радиация с длиной волны больше $2800 \text{ \AA}$ проникает в слой атмосферы ниже 20 км и вызывает разрушение озона. Распад озона в слое 0—20 км происходит под действием излучения в значительно более широком диапазоне длин волн от 2800 до $11\,340 \text{ \AA}$ [9]. В верхней части озонного слоя на высоте 25—60 км поддерживается фотохимическое равновесие, и сезонные колебания озона в этом слое невелики. Солнечная радиация, проникающая в нижний слой озона, должна вызывать разрушение озона в этом слое и, следовательно, непрерывную его убыль. Однако такой убыли не наблюдается. Следовательно, существует процесс, восполняющий эту убыль. Таким процессом, на наш взгляд, является перенос озона из верхней части слоя в нижнюю часть за счет турбулентной диффузии. При этом убыль озона в верхней части слоя непрерывно пополняется за счет фотохимических реакций.

Перенос озона в атмосфере сверху вниз за счет турбулентного перемешивания объясняется вертикальным распределением озона. Средняя кривая концентрации озона имеет максимум на высоте около 23 км [14], ниже этого уровня на средних кривых наблюдается падение концентрации озона сверху вниз. Турбулентное перемешивание в атмосфере стремится выравнять концентрацию озона в атмосфере на всех высотах и тем самым создает перенос озона сверху вниз *. На рис. 4 приведена схема, поясняющая этот процесс. Здесь показаны две кривые вертикального распределения озона за октябрь и апрель. Большие стрелки символизируют солнечную радиацию,

* Очевидно, лишь в слое ниже уровня максимальной концентрации озона (см. также рис. 4.) (примечание ред.).

падающую в слой озона. Горизонтальной чертой, проведенной на уровне 27 км, слой озона разделен на две части — верхнюю и нижнюю. В верхнюю часть озонного слоя попадает как озонобразующая ($\lambda < 2420 \text{ \AA}$), так и разрушающая его радиация ($\lambda < 11\,340 \text{ \AA}$). В нижний слой попадает только озоноразрушающая радиация, обозначенная буквой f . Маленькими стрелками показано направление потока озона u , поступающего из верхнего слоя в нижний вследствие турбулентной диффузии. Внизу на рис. 4 схематически показаны кривая годичных колебаний озоноразрушающей солнечной радиации (сплошная линия) и кривая сезонного хода озона (пунктир). От октября до апреля, когда солнечная радиация слаба, содержание озона в нижней части его слоя увеличивается и максимум его наблюдается в апреле. От апреля до октября, когда среднемесячные суммы солнечной радиации велики, наоборот, содержание озона в нижней части озонного слоя уменьшается. Так можно объяснить, почему наблюдается сезонный ход озона с максимумом весной и с минимумом осенью (в октябре). Отсюда также следует, что в низких широтах, где сезонные колебания сумм солнечной радиации невелики, годовой ход озона слаб. Наоборот, в высоких широтах, где сезонные колебания сумм солнечной радиации велики, велики и сезонные колебания озона. Такой рост амплитуды озона с широтой наблюдается в действительности.

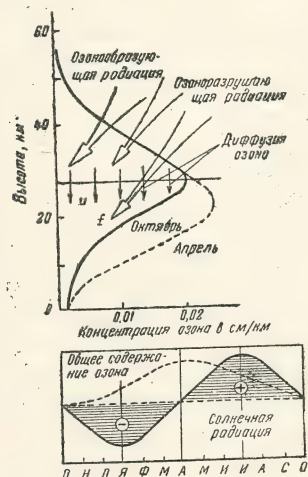
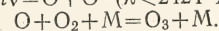
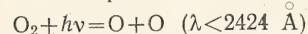
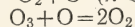
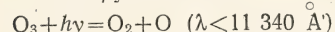


Рис. 4. Схема, поясняющая сезонные колебания общего содержания атмосферного озона под влиянием солнечной радиации.

Образование озона



Разрушение озона



На рис. 4 указаны также основные фотохимические реакции, приводящие к образованию и разрушению озона в атмосфере, которые учитывались Петцольдом [9] при расчете кривой вертикального распределения озона в атмосфере на высоте от 10 до 50 км.

Для количественной характеристики сезонных колебаний атмосферного озона на разных широтах введем следующие обозначения:

$u(t)$ — поток озона через см^2 в сек из верхней части озонного слоя в нижнюю его часть в момент времени t ;

$f(t)$ — интенсивность озоноразрушающей солнечной радиации в нижней части озонного слоя в момент времени t ;

x' — содержание озона в верхней части озонного слоя (принимается постоянным);

x_0 — начальное содержание озона в нижней части слоя;

$x(t)$ — общее содержание озона, которое устанавливается в атмосфере через промежуток времени t , считая от выбранного начального момента.

За промежуток времени τ на широте φ приток озона в нижнюю часть озонного слоя составит

$$\int_0^\tau u(t) dt. \quad (1)$$

За этот же промежуток времени в нижней части слоя будет разрушено солнечной радиацией количество озона, пропорциональное содержанию озона в ней $x(t) - x'$

$$C \int [x(t) - x'] f(t) dt, \quad (2)$$

где C — некоторый постоянный коэффициент. Общее содержание озона в атмосфере в момент времени τ будет равно

$$x(\tau) = x' + x_0 + \int_0^\tau u(t) dt - C \int_0^\tau [x(t) - x'] f(t) dt. \quad (3)$$

Полагая, что общее содержание озона в атмосфере на рассматриваемой широте φ в среднем не меняется от года к году, составим уравнение годового баланса озона

$$\int_0^T u(t) dt - C \int_0^T [x(t) - x'] f(t) dt = 0, \quad (4)$$

где T — промежуток времени, равный одному году.

С помощью уравнений (3) и (4) можно решить ряд задач, относящихся к атмосферному озону. Для упрощения уравнений (3) и (4) рассмотрим два следующих варианта:

1. Приток озона в нижнюю часть озонного слоя постоянен во времени:

$$u(t) = u = \text{const}. \quad (5)$$

2. Приток озона в нижнюю часть озонового слоя изменяется подобно индексу зональной циркуляции атмосферы, т. е. зимой достигает максимума, а летом — минимума

$$u(t) = a_i \left(1 - b \sin \frac{\pi}{T} t \right), \quad (6)$$

где a и b — постоянные величины и $0 < t \leq T$.

Из сравнения выражения (6) с кривой годового хода индекса зональной циркуляции А. Л. Каца [4] было получено, что $b = 0,35$. Обозначим для удобства

$$R(\tau) = \int_0^{\tau} [x(t) - x'] f(t) dt. \quad (7)$$

Для первого варианта уравнение (1) на основании (5) и (7) преобразуется в следующее:

$$x(\tau) = x' + x_0 + u\tau - CR(\tau). \quad (8)$$

Постоянную C в уравнении (8) можно определить из уравнений (4) и (5)

$$C = \frac{uT}{R(T)}. \quad (9)$$

Для второго варианта уравнение (3) на основании (6) и (7) преобразуется в следующее:

$$x(\tau) = x' + x_0 + a\tau - \frac{abT}{\pi} \left(1 - \cos \frac{\pi}{T} \tau \right) - C_1 R(\tau). \quad (10)$$

Постоянную C в уравнении (10) можно определить из уравнений (4) и (5)

$$C_1 = \frac{aT - 2ab \frac{T}{\pi}}{R(T)}. \quad (11)$$

Из уравнения (8), зная постоянные x' , x_0 , u и C , можно вычислить сезонный ход общего содержания озона. Аналогично из уравнения (10), зная постоянные x' , x_0 , a и C_1 , можно также вычислить сезонный ход общего содержания озона. Однако эти вычисления значительно осложняются тем, что формулы (8) и (10) содержат функцию $R(T)$, которая сама зависит от содержания озона $x(t)$.

Формулы (8) и (10) можно привести к виду, удобному для вычислений. Для расчетов среднемесячных значений озона интеграл (7) заменим суммой

$$R_i = \sum_{m=1}^i (x_m - x') f_m \Delta t, \quad (12)$$

где $i = 1, 2, 3, \dots, 12$, x_m и f_m означают соответственно среднемесячное значение озона и солнечной радиации в нижней части озонового слоя, Δt — промежуток времени, равный одному месяцу. Ясно, что интеграл (7) можно заменить суммой с другими интервалами, например, меньшими по величине, и решить задачу более точно, однако для сравнения с экспериментальными результатами удобно использовать Δt , равное одному месяцу. Запишем уравнение (8) для $i-1$ -го и i -того месяцев в виде системы двух уравнений

$$x_{i-1} = x' + x_0 + (i-1)u - CR_{i-1},$$

$$x_i = x' + x_0 + iu - CR_i. \quad (13)$$

Вычитая из верхнего уравнения системы (13) нижнее и принимая во внимание, что на основании (12)

$$R_i - R_{i-1} = \Delta t (x_i - x') f_i, \quad (14)$$

получим

$$x_i = \frac{x_{i-1} + u + C \Delta t x' f_i}{1 + C \Delta t f_i}, \quad (15)$$

где C из (9) равно

$$C = \frac{12u}{R_{12}}. \quad (16)$$

Формула (15) является рекуррентной формулой для расчета сезонного хода озона. Для ее использования достаточно знать постоянные u , C , x' и переменное f_i , а также среднемесячное значение озона за какой-нибудь месяц, принимаемый за начальный. Аналогично предыдущему из двух уравнений (10), записанных для $i-1$ -го и i -того месяцев, и соотношения (14) получается

$$x_i = \frac{x_{i-1} + a + \frac{12ab}{\pi} \left[\cos \frac{\pi}{12} i - \cos \frac{\pi}{12} (i-1) \right] + C_1 \Delta t x' f_i}{1 + C_1 \Delta t f_i}, \quad (17)$$

где

$$C_1 = \frac{12a \left(1 - \frac{2b}{\pi}\right)}{R_{12}} \quad (18)$$

Формула (15) является второй рекуррентной формулой для вычисления сезонного хода озона, причем для этого достаточно знать постоянные a , b , x' ($b = 0,35$) и переменное f_i , а также среднемесячное значение общего содержания озона в начальный момент.

Из рассмотрения опубликованных кривых вертикального распределения атмосферного озона [8] было найдено, что содержание озона в верхней части озонового слоя в средних и низких широтах в среднем равно $x' = 0,150$ см (по новой шкале Вигру). Это значение x' нами использовалось для вычислений всех широт. Об интенсивности озоноразрушающей радиации в нижней части озонового слоя f_i опубликованных данных не имеется. Величину f_i в нашем случае достаточно знать в относительных единицах. Для простоты можно принять, что f_i пропорционально возможным суточным суммам солнечной радиации на горизонтальную поверхность. Мы использовали данные о таких суммах, приведенных в монографиях [5], [6]. Постоянные u и C в формулах (8) и (15), а также постоянные a и C_1 в формулах (10) и (17) находились путем подстановки в формулы (8) и (10) данных о среднемесячных значениях общего содержания озона x [2, 8] и данных о среднемесячных значениях возможных сумм солнечной радиации f_i . Достаточно было использовать две пары значений $x(\tau)$ и $f(\tau)$, подставляя их в формулы (8) и (10), чтобы получить постоянные u , C , a и C_1 . В результате для широт от 0 до 60° были получены следующие средние значения указанных постоянных (разброс не превышал 7%):

$$u = 7,0 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см О}_3}{\text{сут}};$$

$$C = 9,7 \cdot 10^{-6} \frac{\text{см}^2}{\text{кал}};$$

$$a = 9,7 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см О}_3}{\text{сут}};$$

$$C_1 = 10,3 \cdot 10^{-6} \frac{\text{см}^2}{\text{кал}}.$$

Следует учитывать, что величины постоянных C и C_1 относятся здесь не к действительным напряжениям озоноразрушающей

радиации, а к значениям возможных сумм прямой солнечной радиации на горизонтальную поверхность на уровне моря. Для широты 80° при вычислениях постоянных было принято, что альбедо подстилающей поверхности равно 70%. Значения постоянных в этом случае оказались следующие:

$$u = 9,0 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см О}_3}{\text{сут}}; \quad C = 9,7 \cdot 10^{-6} \frac{\text{см}^2}{\text{кал}};$$

$$a = 12,7 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см О}_3}{\text{сут}}; \quad C_1 = 10,7 \cdot 10^{-6} \frac{\text{см}^2}{\text{кал}}.$$

С помощью полученных постоянных и формул (15) и (17) были вычислены кривые сезонного хода x на разных широтах (0°,

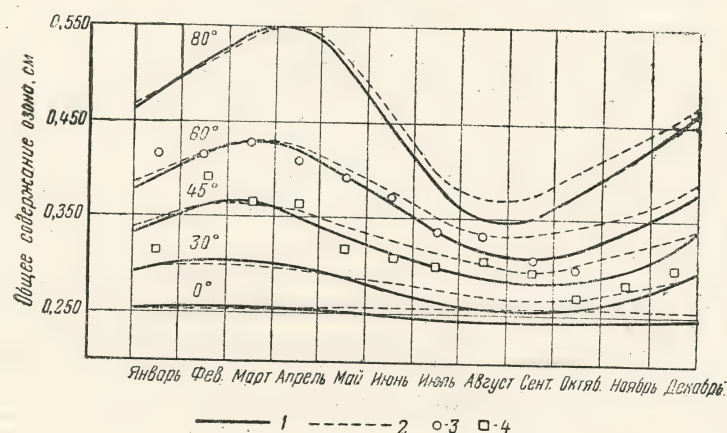


Рис. 5. Сезонный ход общего содержания атмосферного озона на различных широтах:
1—вычислена по формуле (15); 2—вычислена по формуле (17);
3—Воейково; 4—Абастумани

30, 45, 60 и 80°), приведенные на рис. 5. Пунктирные кривые были получены по формуле (15), сплошные — по формуле (17). Все эти кривые имеют максимум весной, а минимум — осенью, что совпадает с данными наблюдений. С увеличением широты содержание озона увеличивается, наибольший широтный градиент озона получается весной, а наименьший — осенью. С широтой увеличивается также амплитуда годовых колебаний озона. Для сравнения на рис. 5 нанесены кружками среднемесячные значения озона в Воейково и квадратами — в Абастумани за 1958—1959 гг. Совпадение теоретических кривых и эксперимен-

тельных данных на рассматриваемых широтах достаточно хорошее. Кривые, вычисленные по формуле (17), несколько лучше совпадают с экспериментальными данными, чем кривые, вычисленные по формуле (15).

Некоторые выводы из формул для расчета сезонных и широтных колебаний озона.

С помощью найденных постоянных u , C , a , C_1 и на основании сделанных предположений можно решить ряд задач, относящихся к озону. Постоянные u и a позволяют оценить турбулентный перенос озона из верхней части озонового слоя в нижнюю часть. Найденная нами величина $u = 7,0 \cdot 10^{-4} \frac{\text{см Оз}}{\text{сут}}$ выражает средний вертикальный поток озона через 1 см^2 в сутки. За месяц этот поток составит $0,021 \text{ см Оз}$, за год — $0,252 \text{ см Оз}$. Для всего земного шара вертикальный поток озона за год будет составлять около $3 \cdot 10^9 \text{ т}$. Любопытно отметить, что на основании других соображений Петцольд [9] получил для вертикального потока озона в атмосфере величину того же порядка, а именно 10^9 т . Близкую величину среднегодового вертикального потока озона дает также постоянная a . С помощью постоянных C и C_1 и выражения (2) можно приближенно оценить величину солнечной радиации, необходимую для разрушения определенного количества озона в нижней части озонового слоя. В силу равновесия озонового слоя (уравнение (2)) годовое количество озона, разрушаемое радиацией в нижнем слое, будет равно притоку озона сверху вниз. Если считать, что озоноразрушающая радиация, поглощаемая в нижней части озонового слоя, составляет 1% от возможной суммы радиации, то исходя из этого предположения можно подсчитать среднюю величину солнечной радиации, необходимую для разрушения, например, $0,001 \text{ см Оз}$ в нижней части озонового слоя. Подсчеты, произведенные с помощью выражения (2), показывают, что нужно около $5 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2}$, чтобы раз-

рушить $0,001 \text{ см озона}$. Это количество радиации (т. е. $5 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2}$), поглотившись в слое $10-20 \text{ км}$, вызовет нагревание этого слоя всего на $0,1^\circ$. Параллельно нагреванию будет происходить охлаждение слоя $10-20 \text{ км}$ в основном за счет потери инфракрасного излучения водяным паром и углекислым газом, так что результирующее изменение температуры может иметь меньшую величину или изменит знак. Следует учитывать, что на разных широтах и в разное время года указанное количество радиации (т. е. $5 \frac{\text{кал}}{\text{см}^2}$) будет поглощаться в нижнем слое за разные

промежутки времени. Летом и на юге эти промежутки времени будут меньше, а зимой и на севере они будут больше. С помощью выражения (2) можно подсчитать скорость разрушения озона в нижней части слоя на разных широтах в разное время года. Подсчеты показывают, что на широте 60° в январе за сутки в среднем разрушается $0,00004 \text{ см}$, в мае — $0,0016 \text{ см}$, в июне — $0,0014 \text{ см озона}$.

Зная вертикальный турбулентный поток озона сверху вниз и зная вертикальное распределение озона, можно вычислить коэффициент обмена и коэффициент турбулентности атмосферы на высотах $14-19 \text{ км}$. Коэффициент обмена A и коэффициент турбулентности K связаны с вертикальным градиентом озоновой концентрации dx/dz известным соотношением:

$$u = -A \frac{dx}{dz} = -K \rho \frac{dx}{dz}, \quad (19)$$

где z — высота над уровнем моря, ρ — плотность воздуха в рассматриваемом слое. Соотношение (19) верно тогда, когда концентрация примеси (т. е. озона) не изменяется со временем от каких-нибудь иных причин, кроме турбулентности. Для озона указанные условия соблюдаются в достаточной мере в высоких широтах во время полярной ночи и в средних широтах зимой. Если пре-

Таблица 2

Значение коэффициента обмена A в $\frac{2}{\text{см} \cdot \text{сек}}$ и коэффициента турбулентности K в $\frac{\text{м}^2}{\text{сек}}$ на высотах $14-19 \text{ км}$, вычисленные по данным об атмосферном озоне

Название пункта	Дата измер.	A	K	Метод измерения вертикального распределения озона
		$\frac{2}{\text{см} \cdot \text{сек}}$	$\frac{\text{м}^2}{\text{сек}}$	
Дели		364	187	Эффект обращения
Нью-Мексико	2/IV 1948 г.	104	68	Ракета
Нью-Мексико	25/II 1950 г.	30	24	Озонзонд
Нью-Мексико	9/XII 1953 г.	55	55	»
Вейсенау	—	70	50	»
Вейсенау	—	43	40	»
Воейково	11/V 1955 г.	379	271	По прямому свету
Широта 60° ю. ш.	14/IX 1932 г.	73	30	По лунному затмению
Тромсе	—	364	187	Эффект обращения

небредь этим условием, то, как видно из (19), это приведет к некоторому преувеличению значений A и K вследствие относительно более быстрого разрушения озона радиацией в верхней части слоя 14—19 км. Результаты вычислений коэффициента обмена в $\frac{g}{cm \cdot сек.}$ и коэффициента турбулентности в $\frac{m^2}{сек}$ для высот 14—

19 км без поправок на разрушение озона приведены в табл. 2. С этими поправками минимальные значения A и K в табл. 2, по-видимому, ближе к действительным значениям, чем максимальные. Более подробные сведения о вертикальном распределении озона, вероятно, позволят в будущем точнее определить характеристики турбулентности в нижней стратосфере и верхней тропосфере.

О МГНОВЕННОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОМ РАСПРЕДЕЛЕНИИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Изучение мгновенной картины горизонтального распределения общего содержания атмосферного озона, предпринятое в Главной геофизической обсерватории им. Воейкова, как с помощью самолетов [3], так и на основании данных озонметрических станций, показало, что часто наблюдается сложное географическое распределение озона. На одной и той же широте часто отмечается различное содержание озона. Наблюдаются случаи, когда общее содержание озона в некоторых районах убывает с широтой и т. д.

Для выяснения причин таких различий были привлечены карты барической топографии разных уровней. На ежедневных картах барической топографии поверхностей 300 и 200 мб наносились значения озона по данным советских и зарубежных озонметрических станций. Всего было привлечено 20 озонметрических станций, в том числе 10 советских. Материалы зарубежных станций были получены через мировой центр данных МГГ в Москве. Для анализа использовались данные по озону за 1957—1959 гг., полученные только по прямому солнечному свету. Данные по озону, полученные по облачному зениту, не использовались ввиду их меньшей надежности. Далее, на картах барической топографии определялись зоны струйных течений. Отбирались те дни, когда, с одной стороны, в районе озонметрических станций прослеживались струйные течения, а с другой стороны, дни, когда производились наблюдения за озоном.

В результате этого удалось выяснить, что в зоне струйных течений наблюдается повышенный горизонтальный градиент общего содержания озона. Градиент озона в зоне струйного те-

чения обычно бывает направлен в сторону высокого давления, если ориентироваться по картам поверхностей 300 или 200 мб, так что область с повышенным содержанием озона располагается слева от оси струйного течения, а область с пониженным содержанием озона — справа от его оси. Величина градиента озона в зоне струйного течения превышает средний ши-

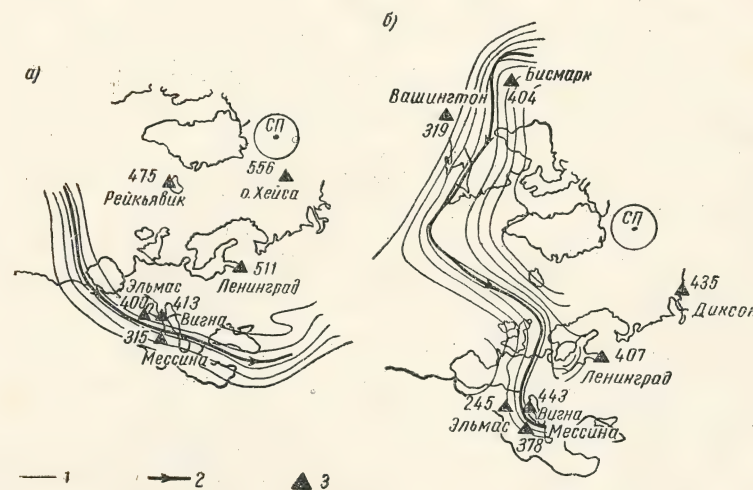


Рис. 6. Карты барической топографии поверхности 300 мб: а—30/III 1958 г.; б—29/IV 1958 г.; 1—изогипсы; 2—струйное течение; 3—озонметрические станции и значения озона в 10^{-3} см

ротный градиент озона для такой же широты в несколько раз (иногда более чем в 10 раз).

На рис. 6 приведены карты барической топографии поверхности 300 мб за 3 час по московскому времени 30 марта 1958 г. (а) и 29 апреля 1958 г. (б). Тонкими линиями обозначены изогипсы, жирной линией со стрелками обозначено струйное течение, буквами СП показан северный полюс, треугольниками показаны озонметрические станции, а цифры около них обозначают общее содержание озона в 10^{-3} см. Из рассмотрения рис. 6 следует, что слева от оси струйного течения (смотря по направлению течения) содержание озона повышено, а справа от оси струйного течения — понижено. Аналогичную картину можно видеть на рис. 7, где приведены карты барической топографии поверхности 300 мб за 6 ноября 1957 г. (а) и 21 мая 1958 г.

(б). Содержание озона на американских станциях (Бисмарк, Вашингтон, Карибу) и итальянских станциях (Винья-ди-Валле, Мессина, Элмас) существенно зависит от положения оси струйного течения в рассматриваемый момент. Так, например, 6 ноября 1957 г. в Вашингтоне было больше озона, чем в Бисмарке на 21% (рис. 7), 29 апреля 1958 г. в Вашингтоне было, наоборот,

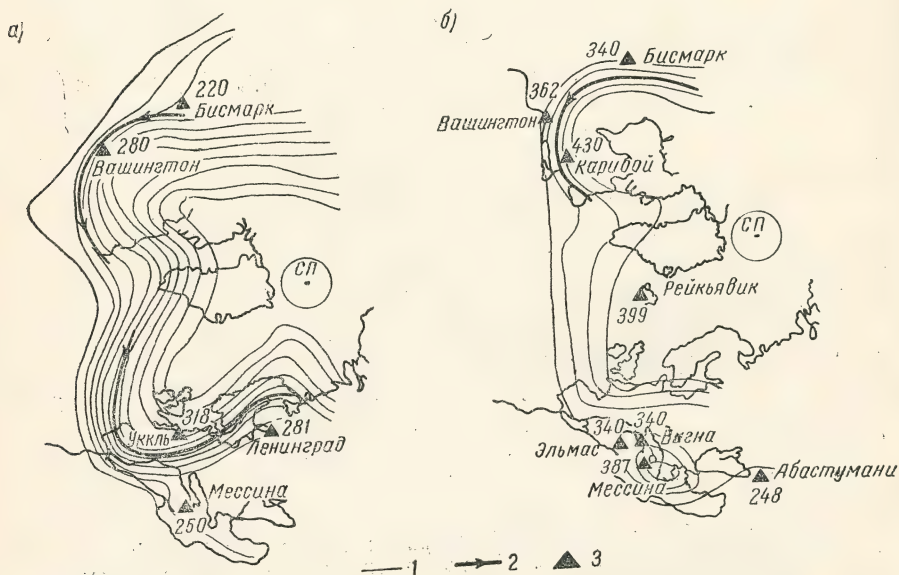


Рис. 7. Карты барической топографии поверхности 300 мб:
а — 6/XI 1957 г.; б — 21/V 1958 г.; 1 — изогипсы; 2 — струйное течение; 3 — озонметрические станции и значения озона в 10^{-3} см

меньше озона, чем в Бисмарке на 27% (рис. 6), а 21 мая 1958 г. в Вашингтоне и Бисмарке содержание озона отличалось всего лишь на 6% (рис. 7). В первом случае Вашингтон располагался слева от оси струйного течения, а Бисмарк — справа, во втором случае 29 апреля 1958 г. Вашингтон располагался справа от оси струйного течения, а Бисмарк — слева и в третьем случае 21 мая 1958 г. они оба находились справа от оси.

В тех случаях, когда в районе станций не проходят струйные течения, обычно не наблюдается резких различий в содержании озона над близлежащими станциями. Для иллюстрации этого положения на рис 7, б показаны три итальянские станции Винья-ди-Валле, Мессина и Элмас, находившиеся в это время вне

зоны струйного течения. Содержание озона на этих станциях в это время было равно соответственно 0,340 см и 0,327 см и 0,340 см, т. е. очень мало отличалось друг от друга. На рис. 7, а показан случай, когда в Европе на более северной станции — Воейково в осеннее время наблюдалось меньше озона, чем на более южной станции Уккль, подобно тому, как в Америке на станции Бисмарк в то же время наблюдалось меньше озона, чем на станции Вашингтон. В обоих случаях независимо от широты станции, наблюдавшие большое значение озона (Уккль, Вашингтон), находились слева от осиструйного течения, а станции, отметившие малое значение озона (Воейково, Бисмарк), находились справа от оси струйного течения.

Была исследована также зависимость горизонтального градиента озона в зоне струйных течений от времени года. Удалось выяснить, что весной этот градиент в зоне субтропических и внетропических струйных течений наибольший. Это обстоятельство, по-видимому, связано с наличием в это время года наибольшего общего широтного градиента озона. В зоне субтропических струйных течений горизонтальный градиент озона повышен, как правило, весь год. В зоне внетропических струйных течений летом повышенный градиент часто не наблюдается, что следует объяснить особенностью широтного распределения озона в это время года. Летом, как уже отмечалось, в средних широтах наблюдается максимум общего содержания озона (рис. 2), поэтому меридиональная адвекция в стратосфере в это время года не вызывает увеличения озона в зоне внетропических струйных течений. Известно, что струйные течения очень часто обнаруживаются на южной периферии высотных ложбин и северной периферии высотных гребней (на уровне 200 и 300 мб). В этом случае основная часть высотной ложбины оказывается слева от оси струйного течения, а основная часть высотного гребня — справа от оси. Поэтому повышенное содержание озона должно наблюдаться в высотных ложбинах, а пониженное — в высотных гребнях. Это и наблюдается в действительности.

Для объяснения полученных фактов была рассмотрена вертикальная структура струйных течений. Известно, что летом поток, образующий субтропическое струйное течение, достигает высот 18 км, а зимой 20 км и более. Учитывая, что быстрое повышение концентрации озона с высотой начинается непосредственно над тропопаузой [10], можно полагать, что струйные течения влияют на горизонтальное распределение общего содержания атмосферного озона. Поскольку в них воздушные массы перемещаются с большой скоростью по направлению струи

и средняя поперечная компонента движения мала, то струйное течение оказывает своего рода барьерное действие на озон, находящийся слева от струи, не пропуская его в заметных количествах через зону струи.

Справа от струи в соответствии с общим широтным распределением озона обычно располагаются воздушные массы с небольшим содержанием озона. Поэтому в зоне струйного течения наблюдается повышенный горизонтальный градиент общего содержания озона. Возможно, что барьерное действие струи усиливается вследствие агеострофического отклонения ветра в сторону низкого давления из-за турбулентного трения. В результате его воздух в зоне струи медленно перемещается через изогипсы в сторону пониженного давления. Это перемещение воздуха также препятствует озону, находящемуся в повышенном количестве слева от струи, перемещаться через струйное течение.

В заключение следует отметить, что среднее горизонтальное распределение общего содержания озона в атмосфере объясняется двумя основными факторами: солнечной радиацией и турбулентной диффузией. Мгновенная картина горизонтального распределения общего содержания атмосферного озона тесно связана с высотным барическим полем и, в частности, со струйными течениями. Естественно, что закономерности в распределении струйных течений по широтам могут сказаться и на средней картине горизонтального распределения атмосферного озона

ЛИТЕРАТУРА

1. Гущин Г. П. Измерение озона с самолета. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
2. Гущин Г. П. Предварительные результаты измерений общего содержания озона во время МГГ в СССР. Труды ГГО, вып. 105, 1960.
3. Гущин Г. П., Романова Р. Г., Ромашкина К. И. Измерение общего содержания атмосферного озона во время горизонтальных полетов. Труды ГГО, вып. 105, 1960.
4. Зверев А. С. Синоптическая метеорология. Гидрометиздат, Л., 1957.
5. Кондратьев К. Я. Лучистая энергия солнца. Гидрометиздат, Л., 1954.
6. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. Гостехиздат, 1939.
7. Митра С. К. Верхняя атмосфера. ИЛ, М., 1955.
8. Прокофьева И. А. Атмосферный озон. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1951.
9. Хвостиков И. А. Озон в стратосфере. Успехи физических наук, 59, вып. 2, 1956.
10. Brewer A. W. Ozone concentration measurements from an aircraft. Quart. Jouv. Roy. Met. Soc., 83, No. 356, 1957.
11. D'utsch H. Ü. Das atmosphärische Ozon als Indikator für Strömungen in der Stratosphäre. Arch. Meteor. Geoph. Biokl. Ser., A., Nr. 1, 1956.

12. Epstein E., Osterberg Ch., Adel. A. A new method for the determination of the vertical distribution of ozone from the ground. Journ. Meteor., 13, No. 4, 1956.
13. Johansen H. On the relation between meteorological conditions and the total amount of ozone. Polar Atmosph. Symposium, Pt. I, London, 1958.
14. Regener E. Neues vom Ozon in der Erdatmosphäre. Naturwiss. Rundsch., 7, Nr. 1, 1954.
15. Warmbt W. Untersuchung des bodennahen Ozon. Arch. Phys. Therapie, 10, Nr. 4, 1958.

А. С. БРИТАЕВ, А. П. КУЗНЕЦОВ
О СВЯЗИ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА С
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ

Abstract

The article is based on the measurements of total amount of ozone from the observations by means of high sensitive double spectrophotometer.

The periodical and non-periodical changes of amount of ozone in selected weather situations (mainly with different vertical air flux) are considered.

Исследование атмосферного озона и его взаимосвязи с физическими процессами в атмосфере представляет интерес для изучения основных погодообразующих факторов и в более широком плане — для изучения закономерностей влияния Солнца на нашу планету.

К настоящему времени с наибольшей полнотой изучена связь озона с горизонтальной адвекцией воздуха. Добсон, а вслед за ним ряд исследователей в различных географических районах показали, что наибольшее количество озона содержится обычно в воздухе, приходящем в пункт наблюдений из более высоких широт. Соответственно, обнаруживается корреляция между колебаниями количества озона и давлением, высотой тропопаузы, температурой, видимостью и рядом других характеристик состояния атмосферы. Подобные статистические связи отчетливо выявлены, например, для Средней Азии Ш. А. Безверхним [1] и для районов Москвы и Нижней Волги — в наших предыдущих работах [2, 3]. Особенно ясна зависимость между общим количеством озона в атмосфере и высотой тропопаузы, а именно высокой тем

попаузе соответствует малое количество озона, и наоборот. Согласно [4, 5] коэффициент корреляции между вариациями количества озона и уровня тропопаузы достигает — 0,5. Интересно отметить, что экстремальные значения общего содержания озона запаздывают по сравнению с высотой тропопаузы приблизительно на одни сутки [2]. Это значит, что колебания озона могут быть следствием циркуляционных процессов и поэтому не могут быть использованы синоптиком вне связи их с изменениями других характеристик атмосферы.

Увеличение общего содержания озона сопровождается охлаждением верхней тропосферы и нагреванием нижних слоев стратосферы. Для района Москвы коэффициент корреляции r между вариациями общего содержания озона x и средней температуры трехкилометрового слоя под тропопаузой t_1 $r(x, t_1) = -0,54$ совпадает по порядку величины со значением $r(x, t_1) = -0,56$, вычисленным Юхансеном для Норвегии [7]. Коэффициент корреляции с температурой четырехкилометрового слоя выше тропопаузы оказался равным $r(x, t_2) = 0,48$, что несколько ниже значения $r = 0,53$, найденного Миземом для Оксфорда [8], и $r = 0,88$, определенного по температуре на уровне 13 км для Алма-Аты [11]. Согласно И. А. Хвостикову [6], подобные связи объясняются особенностями динамических процессов, протекающих таким образом, что понижению уровня тропопаузы соответствует потепление нижних слоев стратосферы и похолодание в верхних слоях тропосферы.

Так как одним горизонтальным переносом воздуха нельзя объяснить все случаи колебаний общего содержания озона, рядом авторов высказывались предположения о влиянии на флюктуации озона вертикальных воздушных потоков. При нисходящем воздушном потоке фотохимические процессы быстро компенсируют убыль озона в верхних слоях атмосферы, вызывая увеличение его общего содержания в вертикальном столбе воздуха. Основная трудность, возникающая при оценке роли вертикальных потоков, состоит в сложности их измерения или расчета до высот порядка 20—30 км. Оценивая вертикальные потоки по картам барической топографии, Рид [11] действительно обнаружил увеличение общего содержания озона при нисходящих движениях воздуха на высотах от 10 до 16 км. К аналогичному выводу пришли Мияке и Кавамура, сопоставляющие количество озона с приближенными значениями вертикальной скорости ветра на уровне 500 мб поверхности над Токио [9]. Связь общего содержания озона со знаком и величиной вертикального потока прослеживается и в более низких слоях атмосферы. Для примера на рис. 1 приведены отклонения озона от

среднего значения и вертикальный ветер на разных уровнях над Москвой за период с 31 июля по 6 августа 1959 г. Вертикальные потоки на уровне 1,5 и 3 км вычислены по дивергенции горизонтальной скорости ветра [5], на высотах от 3 до 28 км — по скорости вращения крыльчатки радиозондов [4], выпускае-

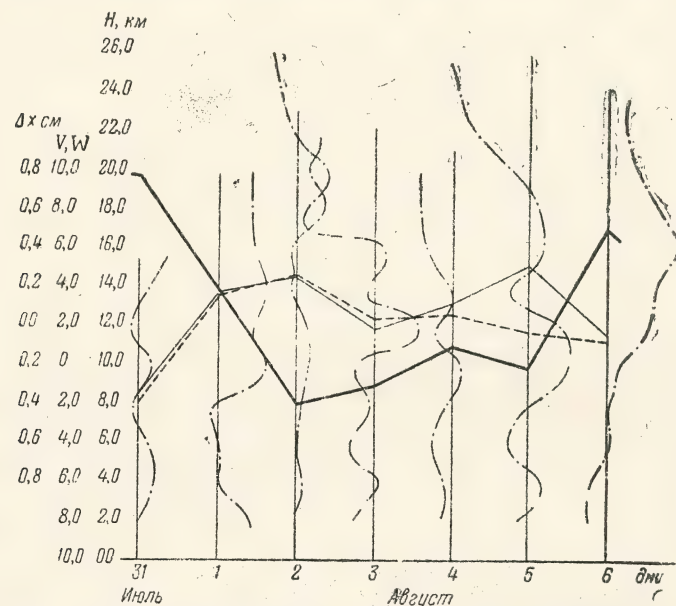


Рис. 1. Связь вариаций озона с вертикальными потоками: — вариации озона; ————— вертикальный ветер на уровне 850 мб (ω относит. единицы); — — — — — вертикальный ветер на уровне 700 мб (ω относит. единицы); — · — · — вертикальный ветер по данным радиозондирования в относительных единицах. Точки, лежащие слева от средней линии, соответствуют нисходящему потоку, справа — восходящему

мых для аэрологического зондирования атмосферы Центральной аэрологической обсерваторией 4 раза в сутки.

Наибольшее согласие между изменениями двух указанных величин отмечается, как и следовало ожидать, на высотах 16—20 км и выше; однако иногда колебания озона хорошо согласуются со знаком вертикального потока и в тропосфере. Причина подобного явления кроется, очевидно, в том, что при определенной синоптической ситуации, например в областях циклонов и антициклонов, вертикальные потоки одного знака могут охва-

тывать большую часть тропосферы и простираются в стратосферу, достигая слоя с повышенной концентрацией озона.

На рис. 2 представлен коэффициент корреляции, связь отклонений количества озона с вертикальным ветром над Москвой, в функции от высоты за февраль, май и август 1959 г. Помимо более отчетливой связи положительных вариаций озона

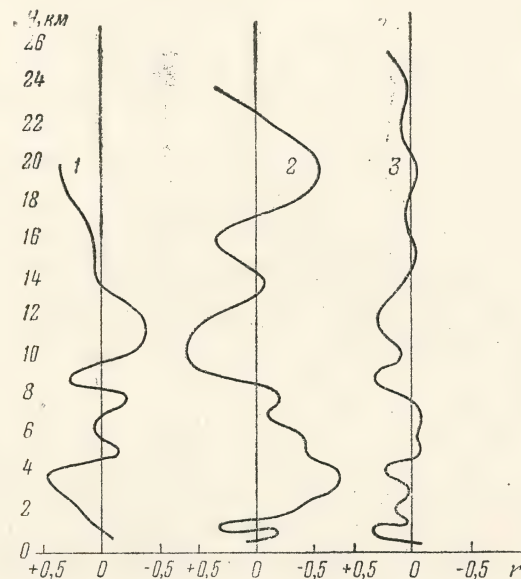


Рис. 2. Связь отклонений количества озона от среднемесячных значений с изменениями вертикальной скорости ветра над Москвой в зависимости от высоты: 1—февраль; 2—май; 3—август 1959 г.

с нисходящим потоком выше тропопаузы с несомненностью обнаруживается зависимость корреляции от времени года. Смена знака корреляции происходит наиболее часто в тропосфере, что, вероятно, объясняется усилением изменчивости ветра в нижних слоях атмосферы. В феврале и августе преобладают случаи положительной связи вариаций озона с нисходящим ветром с коэффициентом корреляции около $+0,1$. Амплитуда колебаний корреляционной кривой около нулевого значения минимальна в августе и максимальна в мае. Абсолютная величина коэф-

коэффициента корреляции, осредненного по всем высотам, имеет для указанных месяцев обратный ход.

Как видно из рис. 3, вариации озона в зависимости от вертикального ветра изменяются в течение года. В летние и зимние месяцы колебания общего содержания озона теснее связаны

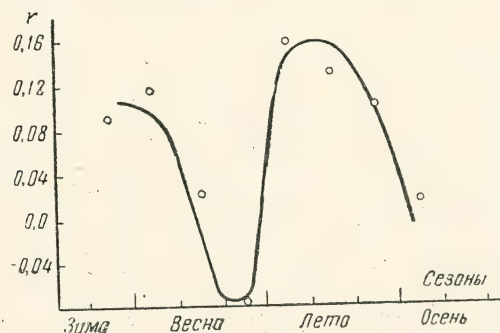


Рис. 3. Сезонный ход коэффициента корреляции колебаний озона с изменением вертикальных потоков по данным 1959 г.

с вертикальными движениями воздуха, чем с горизонтальным переносом, в переходные периоды, особенно весной, наоборот, преобладает влияние адвекции и крупномасштабной турбулентности. Можно думать, что появление весеннего максимума общего содержания озона связано с адвекцией, поскольку вертикальные движения воздуха в это время года почти не связаны с колебаниями озона.

Таким образом, вертикальные потоки являются одним из основных факторов, регулирующих количество озона в атмосфере. Этот вывод согласуется с данными Петцольда [10], полагавшего адвекцию ответственной за колебания озона лишь весной и объяснявшего вариации озона в остальное время года вертикальным переносом. Приведенный выше материал позволяет сделать вывод о том, что связь колебаний озона с метеорологическими условиями выражается в первую очередь через горизонтальные и вертикальные потоки в атмосфере.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безверхний Ш. А. Озонометрические данные по Алма-Ате в сопоставлении с некоторыми метеорологическими факторами. Труды Казахск. НИГМИ, вып. 5, 89—100, 1955.

2. Бритаев А. С., Иозенас В. А., Кузнецов А. П. К вопросу о связи общего содержания озона с метеорологическими условиями. Метеорология и гидрология, № 10, 24—29, 1958.
3. Бритаев А. С., Кузнецов А. П. Вертикальное распределение озона. Труды ЦАО, вып. 32, 28—35, 1959.
4. Зайчиков П. Ф. К вопросу об изменении вертикальных движений воздуха. Труды ЦАО, вып. 10, 1953.
5. Орлова Е. М. К вопросу об расчете вертикальных скоростей. Метеорол. и гидр., № 1, 1955.
6. Хвостиков И. А. Озон в стратосфере. Успехи физических наук, 59, вып. 2, 229—324, 1956.
7. Johansen H. Variations in the total amount of ozone over Tromsø and their correlations with other meteorological elements. Geofys. Publ., XIX, 5, 1955.
8. Meetham A. The correlation of the amount of ozone with other characteristics of the atmosphere. Quart. Journ. Roy. Met. Soc., No. 271, 1937.
9. Miyake V., Kawamura K. Studies of the atmospheric ozone at Tokyo. Journ. Met. Soc. Japan, No. 4, 1954.
10. Paetzold H. K. Die vertikale Verteilung des atmosphärischen Ozons. Zeit. f. Naturforsch., 10a, H. 1, 1955.
11. Reed R. The role of vertical motions in ozone—weather relationships. Journ. Meteor. 7, 263, 1950.

Г. П. ГУЩИН

О ДВУХ ВАЖНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ

Abstract

Two factors are considered that influence essentially the measured quantity of ozone, i. e. the solid angle of ozonometer and temperature of ozonometer.

В результате пятилетнего использования различных озонметрических приборов в Главной геофизической обсерватории им. Воейкова удалось выяснить два фактора, оказывающих существенное влияние на измеряемую величину озона.

Первый фактор — величина телесного угла озонметрического прибора, второй фактор — колебания температуры озонметрического прибора.

До настоящего времени на величину телесного угла озонметра не обращалось сколько-нибудь значительного внимания. Это отчасти объясняется тем, что при измерении озона во многих случаях находится отношение интенсивностей солнечного излучения для двух близко расположенных участков спектра при одном и том же телесном угле. Однако, с другой стороны, известно, что в ультрафиолетовой области спектра, где происходит измерение озона, отношение рассеянного солнечного излучения к прямому излучению (при одной и той же высоте Солнца) значительно больше, чем в видимой области спектра.

Для выяснения влияния величины телесного угла прибора на измеряемую величину озона были проделаны два опыта. В первом опыте определялась зависимость отношения отсчетов по двум светофильтрам от телесного угла универсального озонметра

при разных высотах Солнца. Универсальный озонметр имел один световой вход, а светофильтры с помощью револьверного устройства перемещались между выходной диафрагмой и фотоэлементом (или фотоумножителем). Использовались два светофильтра: максимум пропускания первого светофильтра совпадал с длиной волны 312 $m\mu$, максимум пропускания второго светофильтра — с длиной волны 372 $m\mu$. Озонметр наводился

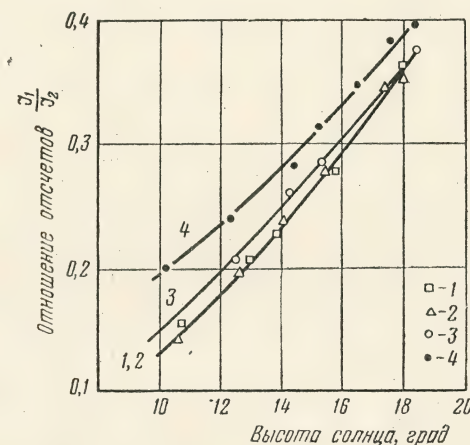


Рис. 1. Отношение отсчетов I_1/I_2 в зависимости от высоты Солнца для разных телесных углов (1—2,0°; 2—6,2°; 3—11,7°; 4—30,5°)

с помощью оптического прицела на Солнце, измерения производились при ясном небе. В прибор попадал как прямой солнечный свет, так и свет рассеянный атмосферой в пределах его телесного угла. Известно, что для определения озона достаточно знать отношение отсчетов по двум светофильтрам и высоту Солнца в момент измерения.

Для изменения телесного угла озонметра менялись входные диафрагмы. Использовались 4 различные диафрагмы, образующие 4 различных телесных угла, равных в плоскостном выражении соответственно 2°, 6°, 11°, 30°, 5 (ниже для краткости все телесные углы указаны в плоскостной мере). В качестве примера на рис. 1 приводятся результаты измерений отношения отсчетов при разных телесных углах, произведенных в Воейково при ясном небе. По оси абсцисс отложена высота Солнца θ° , по оси ординат — отношение отсчетов по двум светофильтрам

$\frac{I_1}{I_2}$. Цифрами 1—4 указаны величины телесных углов (1—2°, 0; 2—6°, 2; 3—11°, 7; 4—30°, 5).

Из рис. 1 следует, что чем больше телесный угол, тем больше отношение отсчетов. Расхождение между отсчетами с разными телесными углами увеличивается с увеличением высоты Солнца, причем для высот Солнца больше 20° и телесного угла меньше 11°, 7 расхождение между отсчетами при ясном небе незначительно. Эти результаты сразу указывают на то, что отношение отсчетов, измеренное озонометром, зависит от телесного угла озонометра. Следовательно, можно получить различные значения озона, если производить измерения с переменной входной диафрагмой. При этом для больших телесных углов будут получаться при вычислении меньшие значения озона.

Полученные результаты объясняются тем, что в ультрафиолетовой области спектра, где производится измерения, происходит быстрое возрастание рассеянного атмосферой света с уменьшением длины волны. Это приводит к тому, что интенсивность рассеянного излучения на участке первого светофильтра всегда относительно больше, чем интенсивность рассеянного излучения на участке второго светофильтра. При большом телесном угле прибора добавок рассеянного света становится сравнимым с прямым солнечным светом. Ввиду того что интенсивность рассеянного света по сравнению с прямым солнечным светом увеличивается с уменьшением высоты Солнца и особенно быстро для коротких длин волн, при низком Солнце влияние телесного угла сказывается сильнее и проявляется в значительном расхождении отсчетов I_1/I_2 (рис. 1).

Из рис. 1 следует, что для телесных углов, равных 2°, 0 и

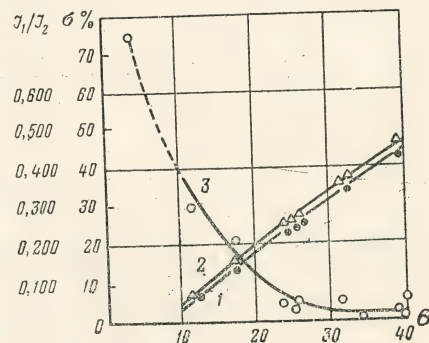


Рис. 2. Отношение отсчетов I_1/I_2 для светофильтров озонометра в зависимости от высоты Солнца θ (Воейково 16/VII 1959 г.); 1—телесный угол прибора—3°; 2—телесный угол прибора—10°; 3—изменение отношения I_1/I_2 в % $\frac{I_1/I_2(10^\circ) - I_1/I_2(3^\circ)}{I_1/I_2(3^\circ)} 100$. Измерено в Воейково 16/VII 1959 г. Общее содержание озона во время измерений было равно 0,332 см.

6°, 2, отношение I_1/I_2 одинаково в интервале высот Солнца 10—20°. Это означает, что при ясном небе и при высоте Солнца больше 10° измерения озона можно производить с телесным углом в 6°.

Однако при наличии облаков вблизи Солнца следует при точных измерениях озона использовать телесные углы меньших размеров.

Для иллюстрации этого положения на рис. 2 приводятся результаты измерений отношения отсчетов I_1/I_2 при двух телесных углах 3 и 10°, полученные в Воейковсво.

Во время измерений, когда высота Солнца была меньше 25°, было безоблачно. Когда же высота Солнца стала больше 25°, на небосводе вблизи Солнца отмечались легкие перистые облака. Горизонтальная дальность видимости превышала 20 км. Отношение отсчетов I_1/I_2 для телесного угла 3° (кривая 1) вплоть до высоты Солнца 40° было немного меньше, чем отношение I_1/I_2 для телесного угла 10° (кривая 2). Кривая 3 на рис. 2 показывает в процентном выражении отклонение друг от друга кривых 1 и 2 при разных высотах Солнца, т. е. величину

$$\sigma = \frac{I_1/I_2(10^\circ) - I_1/I_2(3^\circ)}{I_1/I_2(3^\circ)} 100. \quad (1)$$

Величина σ быстро возрастает с уменьшением высоты Солнца, что говорит о том, что влияние телесного угла на отношение отсчетов I_1/I_2 сказывается сильнее всего при низком Солнце.

Во втором опыте определялась зависимость отношения отсчетов по двум светофильтрам I_1/I_2 от высоты над уровнем моря при разных телесных углах прибора и одной и той же высоте Солнца. Для этого в районе Воейково самолетный озонометр [1] поднимался на вертолете до высоты 2,1 км. Измерения производились через специально сделанное открытое окно. Использовались телесные углы 3 и 10°. Результаты измерений показаны на рис. 3. По оси абсцисс отложена высота в километрах над уровнем моря, по оси ординат — отношение отсчетов $P = I_1/I_2$ и величина σ в процентах [1].

Кривая 1 относится к телесному углу 3°, кривая 2 — к телесному углу 10°. Во время измерений в районе Солнца наблюдались легкие перистые облака, высота Солнца была равна 49°. С вертолета хорошо была видна дымка с неодинаковой плотностью в различных направлениях. Горизонтальная дальность видимости у поверхности земли превышала 20 км. Из рассмотренного рис. 3 следует, что отношение отсчетов I_1/I_2 увеличивалось с увеличением высоты над уровнем моря (кривые 1 и 2). Это объ-

ясняется тем, что с увеличением высоты в атмосфере радиация коротких длин волн увеличивается быстрее радиации длинных волн. На высоте 2,1 км отношение отсчетов I_1/I_2 для телесных углов 3 и 10° оказались равными друг другу. Следовательно,

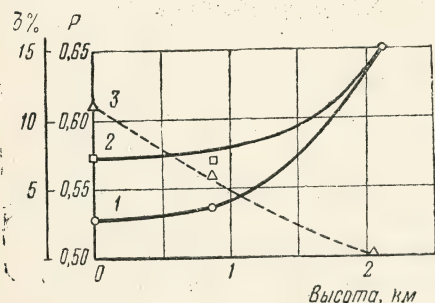


Рис. 3. Изменение с высотой отношения отсчетов $P = I_1/I_2$ и величины

$$\text{отклонения } \sigma = \frac{P_{10} - P_3}{P_3} \cdot 1 - P \text{ с}$$

телесным углом 3° ; 2— P с телесным углом 10° ; 3— σ в %. Измерено на вертолете в Воейково 18 июля 1959 г. при высоте Солнца 49°

Изменение отношения I_1/I_2 из-за изменения телесного угла прибора на 11% соответствовало, как показали вычисления, кажущемуся изменению содержания озона на 21%, изменение отношения I_1/I_2 на 5% соответствовало кажущемуся изменению озона на 10%.

Из рассмотрения трех приведенных здесь примеров следует, что телесный угол озонометрического прибора является важным фактором, оказывающим значительное влияние на измеряемую величину озона. Измерения озона тем точнее, чем меньше телесный угол прибора, чем больше высота Солнца и чем выше поднят прибор над уровнем моря.

Вторым важным фактором, оказывающим влияние на измеряемую величину озона, является температура озонометрического прибора. Всякий озонометрический прибор под действием температуры либо в силу теплового расширения, либо по иным причинам искажает измеряемую величину озона. Так, например, спектрофотометр Добсона с увеличением температуры при неизменном содержании озона в атмосфере начинает показывать уменьшающиеся значения озона. Для компенсации температурной погрешности в спектрофотометре Добсона имеется плоско-

параллельная кварцевая пластинка (в последней модели прибора 3 пластинки), которая путем вращения на небольшой угол смещает солнечный спектр в прежнее положение [3].

Озонометрические приборы со светофильтрами, как показали наши последние исследования, под действием колебаний температуры также искажают измеряемую величину озона. Для выяснения влияния колебаний температуры на измеряемую величину озона нами исследовался универсальный озонометр ГГО. Было выяснено, что основной причиной температурных погрешностей в универсальном озонометре является изменение пропускания второго светофильтра. На рис. 4 показан ход коэффициента пропускания первого и второго светофильтров в зависимости от температуры. По оси абсцисс отложена температура прибора в градусах, по оси ординат — коэффициент пропускания в процентах. Измерения коэффициента пропускания светофильтров производились по прямому солнечному свету в полдень при ясном небе. Для измерения использовалась линейная фотоэлектрическая система озонометра. Высота Солнца в полдень изменяется медленно, поэтому его можно было использовать в течение короткого промежутка времени как постоянный источник света. Температура прибора изменялась искусственно. За начальную температуру была принята температура $+18^\circ$, при этой температуре коэффициенты пропускания 1-го и 2-го светофильтров были равны 100%. Из рассмотрения рис. 4 следует, что коэффициент пропускания 1-го светофильтра не изменялся с изменением температуры, а коэффициент пропускания 2-го светофильтра уменьшался с ростом температуры, причем это уменьшение достигало значительной величины — 20% при изменении температуры на 12° . Известно, что у стеклянных светофильтров в ультрафиолетовой области спектра коэффициент

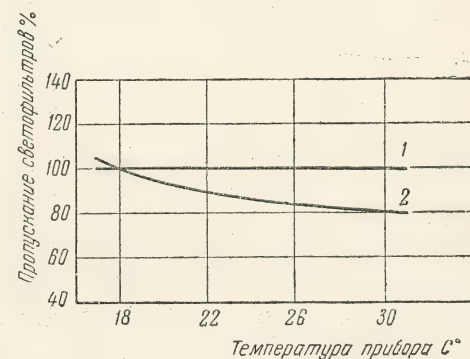


Рис. 4. Коэффициент пропускания светофильтров озонометра в зависимости от температуры прибора. Измерено в Воейково 6/VI 1959 г. по прямому солнечному свету в полдень при $\Theta = 51,4^\circ$. 1—первый светофильтр; 2—второй светофильтр

пропускания в процентах. Измерения коэффициента пропускания светофильтров производились по прямому солнечному свету в полдень при ясном небе. Для измерения использовалась линейная фотоэлектрическая система озонометра. Высота Солнца в полдень изменяется медленно, поэтому его можно было использовать в течение короткого промежутка времени как постоянный источник света. Температура прибора изменялась искусственно. За начальную температуру была принята температура $+18^\circ$, при этой температуре коэффициенты пропускания 1-го и 2-го светофильтров были равны 100%. Из рассмотрения рис. 4 следует, что коэффициент пропускания 1-го светофильтра не изменялся с изменением температуры, а коэффициент пропускания 2-го светофильтра уменьшался с ростом температуры, причем это уменьшение достигало значительной величины — 20% при изменении температуры на 12° . Известно, что у стеклянных светофильтров в ультрафиолетовой области спектра коэффициент

пропускания мало изменяется с изменением температуры [2]. Например, для стекла УФС-2 максимум пропускания опускается всего на 6,4%, а стекла ЖС-3 — на 4% при нагревании на 100°.

В нашем случае первый светофильтр представлял собой комбинацию стекол УФС-2 и ЖС-3, причем основные границы кривых пропускания обоих стекол не совпадали с границами полосы пропускания светофильтра. Поэтому при изменении температуры на 12° пропускание светофильтра почти не изменилось. По-иному обстояло дело у второго светофильтра, состоящего из комбинации стекол УФС-2 и СЗС-18. В этом случае правая граница полосы пропускания УФС-2 и левая граница СЗС-18 совпадают с полосой пропускания светофильтра, или, иначе, образуют эту полосу. При нагревании левая граница полосы пропускания стекла СЗС-18 сдвигается вправо. В то же время левый край полосы пропускания стекла СЗС-18 очень крутой. Поэтому увеличение температуры приводит к сокращению полосы пропускания второго светофильтра, что и обнаруживается в виде уменьшения коэффициента пропускания на рис. 4. Для компенсации температурной погрешности озонметров со светофильтрами вводится коэффициент градуировки в зависимости от температуры. Коэффициент градуировки получается при сравнении озонметра со светофильтрами с эталонным озонметрическим прибором.

В последних моделях универсальных озонметров вместо стекла СЗС-18 используется стекло СЗС-9, имеющее значительно менее крутой левый край полосы пропускания. По этой причине температурная зависимость коэффициента пропускания второго светофильтра стала значительно меньше, чем была раньше.

Из вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Телесный угол озонметрического прибора, основанного на оптическом методе, нельзя делать большим. Его величина должна быть меньше по крайней мере 6° (в плоскостной мере). Телесный угол озонметра больше 10° вводит дополнительную ошибку при определении озона, связанную с рассеянным атмосферой светом. Это ошибка тем больше, чем больше телесный угол и чем меньше высота Солнца в момент измерений.

2. Во всяком озонметрическом приборе должна быть предусмотрена компенсация температурной погрешности. У озонметров со светофильтрами температурная погрешность вызывается зависимостью пропускания светофильтров от температуры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гу щ и н Г. П. Измерение озона с самолета. Труды ГГО, вып. 93, 1959.
2. Д о р ф О. П. Температурные характеристики светофильтров для ультрафиолетовой области спектра. Светотехника, № 3, 1957.
3. D o b s o n G. M. B. Observers' handbook for the ozone spectrophotometer. Ann. Internat. Geophys. Gear., 5, No. 1—3, 1957.

А. Х. ХРГИАН, Г. И. КУЗНЕЦОВ

О СУТОЧНОМ ХОДЕ АТМОСФЕРНОГО ОЗОНА

Abstract

The cause of the diurnal variations of ozone is surely to find in those layers, where the relaxation-time of ozone is sufficiently short.

The observations of ozone during the IGY in Italy, Iceland, etc. lead to the conclusion, that the total ozone content is increased during the daytime by 0,005—0,016 *см*. In Reykjavik this increase, averaged for the year, is 0,005 for the time interval from 9^h to 15^h. Generally, that increase is considerably greater than that observed by Horiuchi (0,005 *см*) and predicted theoretically by Dutsch (0,003 *см*). Presumably, the lower-level ozone is also responsible for the observed diurnal variations of Оз.

Суточный ход атмосферного озона невелик и составляет, как мы увидим ниже, около 3—4% ст его общего количества. Тем не менее он в некоторой мере определяет ход температуры воздуха на высотах 40—50 км, и изучение его тесно связано с проблемой основных процессов образования озона и его переноса вертикальными и горизонтальными движениями в атмосфере.

Хорошо известно, что в верхней части озонного слоя, выше 32—35 км, время релаксации фотохимических процессов образования озона — порядка нескольких часов. Это значит, что там суточные изменения радиации Солнца могут вызвать, хотя и с некоторым запозданием, суточные вариации озона. Амплитуду последних таким способом теоретически оценил в 1954 г. Дютш [1], найдя величины до 0,0027 *см* и в 1956 г. — Хориучи [2] (до 0,005 *см*). Максимумы количества озона *x* должны наблюдаться между 14 и 16 час.

Мы попытались определить величину дневных изменений озона из наблюдений нескольких обсерваторий Международного геофизического года — Рейкьявик (Исландия), Винья-ди-Валле (Италия), Элмас (Сардиния). Из них наиболее надежными и полными были данные Винья-ди-Валле, и менее подробными, хотя и столь же надежными, — Рейкьявика.

Довольно часто количество озона претерпевает в течение суток значительные непериодические изменения, причину которых следует искать в значительной мере в атмосферных течениях и, может быть, в ошибках наблюдения. Тем не менее, вычисляя средние значения *x* за отдельные часы в тот или иной сезон, удается распознать систематический дневной ход озона.

Таким способом было определено, что в Винья-ди-Валле летом, в июле — августе, с 9 до 16 час (округляя часы) количество озона возрастает на 0,005 *см*, в сентябре — ноябре, с 10 до 16 час, на 0,006 *см*. В Элмсе в июле — сентябре между 9 и 16 час местного времени *x* увеличивается на 0,011 *см*, в октябре — декабре — с 8 до 16 час — на 0,016 *см*. В Рейкьявике (таблица) дневное повышение *x* было менее регулярным.

Т а б л и ц а

	1957 г.		1958 г.		Среднее	
Месяцы	VII—VIII	IX—X	III—V	VI—VIII	IX—X	
Часы	9—16	9—16	10—14	10—16	9—14	9—15
<i>x</i>	+0,002	+0,015	+0,001	0,021	—0,002	+0,005

Можно считать, что в среднем по всем трем станциям дневное повышение *x* составляло между 9 и 16 час примерно $\Delta x = 0,008$ *см*. Это повышение несколько больше того, которое наблюдал Хориучи в Японии (в среднем было у него $\Delta x = 0,003$ *см*). Расхождение это тем более существенно, что в наши расчеты включены данные Рейкьявика, расположенного далеко на севере, где фотохимические изменения озона должны быть заметно слабее, чем на юге. В средних широтах, вероятно, величина Δx должна быть несколько больше 0,008 *см*.

Очевидно, наблюдаемые величины дневного нарастания озона значительно больше тех, которые были вычислены по теории

фотохимического равновесия и относятся к верхней части озонного слоя выше 32—35 км.

Вероятно, что и в нижней части слоя озона в течение дня количество последнего заметно нарастает. Следовало бы рассмотреть, какие процессы вертикального турбулентного переноса или диффузии могли бы привести к такому нарастанию. Возможно, что усиливающаяся днем конвекция переносит озон из верхней части его слоя в нижний, в то время как вверху он постепенно воспроизводится фотохимическим процессом.

Мы обнаружили также, что в поздние вечерние и ранние утренние часы значения x сильно повышены по сравнению с околополуденным временем. Аналогичное явление, почти симметричное относительно полудня, наблюдал в 1951 г. Абдул Халек в Кабуле [3]. Такой суточный ход можно объяснить недостаточным учетом влияния атмосферного аэрозоля, если только последний рассеивает сильнее более коротковолновые лучи, т. е. если он ослабляет солнечный свет селективно.

Влияние этого фактора, однако, должно быть незначительно в околополуденные часы, при малой массе атмосферы m и, следовательно, оно не сказывается существенно на величине описанного дневного нарастания озона. Он будет создавать кажущийся рост x при больших m .

ЛИТЕРАТУРА

1. Dütsch H. A daily variation of the total amount of ozone. Sci. Proc. Intern. Ass. Met. Rome, 1954; London, 1956.
2. Horiuchi. On the atmospheric ozone in Tatenos. Geoph. Magaz., 28, No. 1, 1957.
3. Abdul Khalek. Variations journalières et annuelles de l'épaisseur de l'ozone. à Kaboul. Journ., Scient. de Météor., 1954, Juin — Sept.

А. А. ЗНАМЕНСКИЙ

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ОЗОНОМЕТРИЧЕСКИХ ПРИБОРОВ, ПРОВЕДЕННОГО В ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ ИМ. А. И. ВОЕЙКОВА

Abstract

The comparison of some ozonometric instruments has been made in CGO during 2, 4, 5 and 7 July 1959. Four types of ozonometers were compared: universal ozonometer of CGO, spectrophotometer of type CF-4, spectrophotometer of the Moscow State University, and Dobson spectrophotometer. The results of comparison are given which are discussed in connection with use of these instruments on the ozonometric stations of the USSR.

В Советском Союзе измерения озона производятся в Главной геофизической обсерватории, Арктическом и антарктическом институте, МГУ и в других научно-исследовательских учреждениях. Измерения общего содержания озона приобретают все большее значение в работе научных учреждений и эти наблюдения расширяются с каждым годом. Так, в Гидрометеорологической службе СССР организована озонметрическая сеть, пока еще насчитывающая 6 пунктов, но в ближайшие годы намечено довести число их до 17, охватывающих всю территорию СССР.

При измерении общего содержания атмосферного озона используются различные приборы и вопрос о сравнимости получаемых данных в настоящее время является достаточно актуальным. Кроме того, создание сети озонметрических станций влечет за собой необходимость постройки удобной в эксплуатации,

надежного в работе прибора, обеспечивающего необходимую точность.

Учитывая все эти обстоятельства, в начале лета 1959 г. ГГО были проведены сравнения различных озонметрических приборов, а именно: спектрофотометра Добсона, спектрофотометра конструкции МГУ, спектрофотометра СФ-4 с озонметрической приставкой ГГО, универсального озонметра Г. П. Гущина и ОФЭТ-3 Родионова, Безверхнего, Ошеровича. Сравнительные наблюдения производились в Воейково—научно-экспериментальной базе ГГО под Ленинградом.

Перед началом сравнительных измерений спектрофотометр Добсона и спектрофотометр МГУ были проверены на длины волн. Установлено, что две коротковолновые щели спектрофотометра Добсона выделяют участки с центрами $\lambda = 3114 \text{ \AA}$ и $\lambda = 3323 \text{ \AA}$. Одновременно была проверена температурная компенсация спектрофотометра, оказалось, что отклонения компенсатора соответственно составляют $+0,7$ и $+0,3$ делений шкалы, что следует считать вполне допустимым. У спектрофотометра конструкции МГУ при $t^\circ = +10^\circ$ выделялись участки спектра с центрами $\lambda = 3114 \text{ \AA}$ и $\lambda = 3326 \text{ \AA}$.

Спектрофотометр СФ-4 во время сравнений использовался со светофильтрами ЖС-3 + УФС-2, причем последний был сильно замутнен и имел коэффициент пропускания для $\lambda = 312 \text{ мк}$ не 80—90%, а 12%. Решено было не менять светофильтр УФС-2 на запасной с высоким коэффициентом пропускания, так как спектрофотометр СФ-4 был проградуирован как монохроматический источник света со старым светофильтром УФС-2. Поэтому при измерениях у СФ-4 использовалась большая щель, равная 1 мм. При низком Солнце чувствительность СФ-4 из-за недостаточной прозрачности светофильтра была недостаточной, чтобы вести измерения с выбранной щелью. Поэтому в сравнения вошли только те измерения по спектрофотометру СФ-4, когда высота Солнца была больше 25° .

Сравнение озонметрических приборов производилось путем одновременных измерений атмосферного озона всеми указанными приборами по прямому солнечному свету с интервалами в 10 мин. Измерения были произведены для интервала высот Солнца от 15 до 52° .

По условиям облачности синхронные измерения озона производились только 2, 4, 5 и 7 июня. Всего было произведено 2 июня 62 совместных отсчета, 4 июня—64, 5 июня—13 и 7 июня—9 совместных отсчетов, т. е. всего вместе 148 синхронных отсчетов. Максимальный разброс по времени при взятии отсчетов

Таблица 1
Длины волн при разных температурах прибора и значения α , α' , β и β' для температуры слоя озона -44° C

λ	λ'	t° прибора	α	α'	β	β'	$\alpha-\alpha'$	$\beta-\beta'$	Рабочая формула
3105	3317	$+40^*$	0,962	0,0735	0,462	0,346	0,888	0,116	$x = \frac{L_0 - L}{0,888 \mu} - 0,131$
3108	3320	$+30$	0,931	0,0665	0,460	0,347	0,864	0,113	$x = \frac{L_0 - L}{0,864 \mu} - 0,131$
3111	3323	$+20$	0,921	0,0568	0,458	0,348	0,864	0,110	$x = \frac{L_0 - L}{0,865 \mu} - 0,127$
3114	3326	$+10$	0,912	0,0466	0,456	0,349	0,865	0,107	$x = \frac{L_0 - L}{0,865 \mu} - 0,124$
3117	3329	00^*	0,890	0,0400	0,454	0,350	0,850	0,104	$x = \frac{L_0 - L}{0,850 \mu} - 0,122$
3120	3332	-10^*	0,859	0,0417	0,452	0,3514	0,897	0,101	$x = \frac{L_0 - L}{0,897 \mu} - 0,113$

Примечания: коэффициенты α , α' , β , β' осреднены по интервалам 8 и $14 \text{ \AA}$;
*—значения получены интерполированием.

по всем приборам не превышает ± 2 мин. Наблюдения производили следующие наблюдатели: Бритаев А. С. (ЦАО), Романова Р. Г. (ГГО), Ромашкина К. И. (ГГО), Шестакова А. В. (ЦАО), Александрович В. Б. (ГГО), Шаламянский А. М. (ГГО) и частично Гущин Г. П. (на спектрофотометре Добсона и спектрофотометре СФ-4). Периодически производилась смена наблюдателей, так что на каждом приборе во время сравнений работали

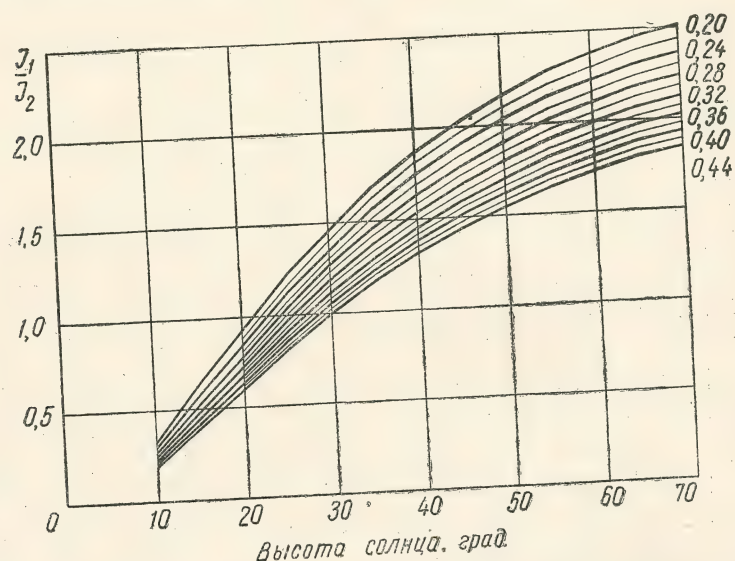


Рис. 1. Номограмма для определения общего содержания атмосферного озона. Озонометр ГГО № 3. Давление 625 мм.

2—3 наблюдателя. Высота Солнца определялась по теодолиту ШТ с точностью до $0^{\circ},1$.

Вычисление общего содержания атмосферного озона для спектрофотометра Добсона производилось по формуле $X = \frac{L_0 - L - 0,11 \cdot m}{0,865 \mu}$, которая применялась с начала МГГ.

В этой формуле, как и в последующих формулах, X — общее содержание атмосферного озона в сантиметрах, L — логарифм отношения интенсивностей прямого солнечного света двух длин (с точностью до постоянного слагаемого), m и μ соответственно озонная и воздушная массы. Значение постоянного $L_0 = 0,07$ было получено до испытаний на основании построения графиков $L(\mu)$ в 1957 и 1958 гг.

Вычисление общего содержания озона по данным спектрофотометра МГУ производилось с учетом температурного изменения длины волны монохроматора (табл. 1) и изменения коэффициента пропускания клина.

Для спектрофотометра МГУ и СФ-4 во время испытаний были получены формулы независимо от спектрофотометра Добсона, причем для нахождения значения L_0 были построены графики $L(\mu)$ по данным спектрофотометра МГУ за 4, 5, 7 июня и СФ-4 за 2, 4 и 5 июня 1959 г. Из трех значений L_0 для каждого прибора были вычислены средние значения и формулы соответственно имели вид:

- а) для спектрофотометра МГУ табл. 1;
б) для спектрофотометра СФ-4 $X = \frac{2,458 - L - 0,11 \cdot m}{0,865 \mu}$.

Вычисление общего содержания атмосферного озона по универсальному озонометру производилось по специальной озоновой

Таблица 2
Значения коэффициента градуировки универсального озонометра при разной температуре.

t°	k	t°	k	t°	k
0	1,35	12	1,32	23	1,18
1	1,35	13	1,31	24	1,16
2	1,35	14	1,30	25	1,14
3	1,35	15	1,29	26	1,12
4	1,35	16	1,28	27	1,10
5	1,34	17	1,27	28	1,08
6	1,34	18	1,26	29	1,06
7	1,34	19	1,24	30	1,04
8	1,33	20	1,23	31	1,03
9	1,33	21	1,21	—	—
10	1,33	22	1,20	—	—
11	1,32	—	—	—	—

номограмме (рис. 1). Поправка на температуру прибора вводилась путем умножения полученных результатов на коэффициент, выведенный из сравнений универсального озонометра со спектрофотометром Добсона в феврале — мае 1959 г. Значения температурного коэффициента универсального озонометра приведены в табл. 2.

совместных наблюдений, за исключением одного случая (4 июня), не превышали 15%. Сравнительно большая величина среднего отклонения от эталонного прибора для спектрофотометров МГУ и СФ-4, вероятно, объясняется тем, что, во-первых, величина L_0 для этих приборов была найдена всего из трех серий наблюдений, чего недостаточно, и, во-вторых, влиянием температуры прибора, которое в СФ-4 не учитывается, а для спектрофотометра МГУ учитывается в недостаточной степени.

Выводы

1. Сравнение озонометрических приборов показало, что отклонение синхронных значений общего содержания атмосферного озона по разным приборам от значений по спектрофотометру Добсона может достигать в некоторых случаях до 23%.

2. Кривые общего содержания атмосферного озона, построенные по данным разных приборов, имеют в основном параллельный ход, однако иногда имеет место и нарушение параллельности хода кривых.

3. В результате сравнений удалось установить, что наиболее удобным для измерений общего содержания атмосферного озона на сети станций является универсальный озонометр.

4. Целесообразно снабдить всю озонометрическую сеть одинаковыми приборами типа вышеуказанного универсального озонометра.

5. Следует в дальнейшем не менять параметры приборов, которые прошли сравнения, и использовать их при дальнейших сравнениях для определения постоянства приборов во времени.

6. Необходимо произвести более подробные и детальные исследования всех озонометрических приборов (исследовать линейность, дисперсию, клин, влияние температуры прибора на его показания и др.).

7. Рекомендовать для упрощения и ускорения обработки данных наблюдений применение на сети озонометрических станций номограмм.

8. Считать целесообразным и необходимым проведение в 1961 г. сравнений озонометрических приборов в районе с устойчивой ясной погодой и высокой прозрачностью атмосферы.

РЕЗОЛЮЦИЯ КОНФЕРЕНЦИИ ПО АТМОСФЕРНОМУ ОЗОНУ, МОСКВА, 28—31 ОКТЯБРЯ 1959 г.

1. Конференция с удовлетворением отмечает, что исследования в области озонометрии в СССР из отдельных, эпизодических и мало связанных между собой работ превратились за последние годы (в особенности в связи с Международным геофизическим годом) в единый комплекс работ, число которых быстро возрастает. Результаты этих работ, доложенные на заседаниях конференции, имеют серьезное научное и прикладное значение.

2. Для обеспечения наибольшей эффективности научно-исследовательской работы по атмосферному озону конференция считает целесообразным создание единой межуведомственной комиссии по атмосферному озону для осуществления связи, более подробной информации, а также для координации озонометрических работ различных организаций. Комиссия должна также осуществлять связь (в установленном порядке) с зарубежными учреждениями, ведающими изучением озона. Комиссия должна обратить особое внимание на то, чтобы при едином плане исследований была бы обеспечена максимальная комплексность всех работ и участие большого числа институтов в организации озонометрических работ, а также на разработку аппаратуры для сети и обсерваторий и на апробацию применяемых приборов. Следует считать также, что одной из первых задач указанной комиссии должна быть организация в 1962 г. сравнения всех систем озонометрических приборов, применяемых в СССР, в том числе прибора Добсона и прибора, применяемого в МГУ.

3. Из работ, относящихся к уточнению методов наблюдения и к анализу физических закономерностей озонового слоя, конференция рекомендует специальное изучение физической природы так называемого эффекта обращения. Это необходимо для создания окончательной методики расчета вертикального распре-

ления озона. Существенно необходим также и более точный метод учета рассеяния света на атмосферных аэрозолях.

4. Учитывая важные выводы о сезонном, широтном и долготном изменениях содержания озона, полученные по наблюдениям в период МГГ благодаря тому, что в СССР были открыты станции в самых различных географических условиях — в Арктике, в наиболее южных районах (Абастумани), на Дальнем Востоке (Владивосток) и пр. и учитывая, что ГУГМС принято постановление о дальнейшем развитии сети озонметрических станций в 1960—1961 гг., конференция обращается с просьбой к другим организациям также обеспечить продолжение уже начатых наблюдений:

к ИПГ АН СССР на Эльбрусской базе института (в Терсколе), к Арктическому и антарктическому НИИ — на о. Диксон и о. Хейс, к Академии наук Грузинской ССР на Абастуманской обсерватории.

5. Учитывая, что сейчас уже начаты большие и разносторонние исследования по атмосферному озону и что с каждым годом накапливается значительный и оригинальный материал наблюдений и выводов из них, конференция считает желательным в последующем созывать через 2—3 года аналогичные совещания специалистов по атмосферному озону.

6. Конференция считает необходимым скорейшее опубликование сборника заслушанных докладов и просит всех докладчиков представить их текст в группу по публикации конференции не позднее 31.XII 1959 г.

ОГЛАВЛЕНИЕ

А. Х. Хргиан. Современные задачи изучения атмосферного озона.	3
Л. А. Кудрявцева. Результаты измерений вертикального распределения атмосферного озона на ракете	6
В. А. Иозенас, А. П. Кузнецов. Фотоэлектрический спектрофотометр для наблюдения за атмосферным озоном	14
А. С. Бритаев. К вопросу об определении содержания озона химическим методом.	18
Г. У. Каримова. Некоторые результаты наблюдений за озоном в Арктике в 1958 г.	32
Т. С. Гольм. Временной ход общего содержания атмосферного озона над о. Диксон и его связь с метеорологическими элементами.	42
А. П. Кузнецов, В. А. Иозенас, А. С. Бритаев. Наблюдение вертикального распределения озона в атмосфере над Москвой.	55
Ш. М. Чхайдзе. Вариации общего содержания озона по наблюдениям в Абастумани с июля 1957 г. по июнь 1959 г.	61
Л. Г. Большакова, А. Л. Ошерович, И. В. Пейсахсон. О систематических ошибках при фильтровой озонметрии.	65
А. Л. Ошерович, С. Ф. Родионов. О некоторых типах фотоэлектрических озонметров.	72
Г. И. Кузнецов. Озон и общая циркуляция атмосферы	82
В. Д. Решетов. Гипотеза аэрозольного происхождения атмосферного озона.	103
Р. С. Стеблова. Температурный режим атмосферного озона по наземным спектроскопическим наблюдениям.	120
Г. П. Гущин. Метод расчета общего содержания атмосферного озона для приборов со светофильтрами.	141
Г. П. Гущин. Закономерности горизонтального распределения и колебаний во времени атмосферного озона	149
А. С. Бритаев, А. П. Кузнецов. О связи атмосферного озона с метеорологическими условиями.	170
Г. П. Гущин. О двух важных особенностях озонметрических приборов.	176
А. Х. Хргиан, Г. И. Кузнецов. О суточном ходе атмосферного озона.	184
А. А. Знаменский. Результаты сравнения различных озонметрических приборов, проведенного в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова.	187
Резолюция конференции по атмосферному озону, Москва, 28—31 октября 1959 г.	195

Для заметок

Для заметок

АТМОСФЕРНЫЙ ОЗОН

Художник Ю. В. Сотников

Худ. редактор Г. В. Шотина

Редактор Г. И. Кузнецов

Технический редактор Г. И. Георгиева

Сдано в набор 3. II 61 г.

Подписано к печати 31. VII 61 г.

Л-28292

Формат 60×90^{1/16}

Печ. л. 12,5

Уч.-изд. л. 10,37

Изд. № 1696

Тираж 1500

Издательство

Московского университета.

Москва, Ленинские горы

Типография изд-ва МГУ.

Москва, Ленинские горы